

Sonja Wittmann

**Wechselwirkungen  
zwischen  
karbonatischer und vulkaniklastischer Sedimentation  
auf dem jurassischen Vulkanbogen  
in der chilenisch/peruanischen Küstenkordillere  
(Südamerika)**



**Wechselwirkungen  
zwischen  
karbonatischer und vulkaniklastischer Sedimentation  
auf dem jurassischen Vulkanbogen  
in der chilenisch/peruanischen Küstenkordillere  
(Südamerika)**

vorgelegt von Dipl.-Geol. Sonja Wittmann

Vom Fachbereich 9

- Bauingenieurwesen und Angewandte Geowissenschaften -

der Technischen Universität Berlin

zur Erlangung des akademischen Grades

Doktor der Naturwissenschaften

- Dr. rer. nat. -

genehmigte Dissertation

Promotionsausschuß:

Vorsitzender: Prof. Dr. rer. nat. Gerhard Franz

Berichter: Prof. Johannes H. Schroeder, Ph.D

Berichter: Prof. Dr. rer. nat. Axel von Hillebrandt

Berichter: Prof. Dr. rer. nat. Klaus Reutter

Tag der wissenschaftlichen Aussprache: 22.05.2001

Institut für Angewandte Geowissenschaften II

Technische Universität

Berlin 2001

D 83

---

<b>ANLAGENVERZEICHNIS</b>	<b>4</b>
<b>ABBILDUNGSVERZEICHNIS</b>	<b>5</b>
<b>TAFELVERZEICHNIS</b>	<b>6</b>
<b>TABELLENVERZEICHNIS</b>	<b>6</b>
<b>KURZFASSUNG</b>	<b>7</b>
<b>ABSTRACT</b>	<b>7</b>
<b>RESUMEN</b>	<b>8</b>
<b>1. EINLEITUNG .....</b>	<b>9</b>
1.1 AUFGABENSTELLUNG .....	9
1.2 BESCHREIBUNG DES ARBEITSGEBIETES .....	9
1.2.1 Geographische Lage .....	9
1.2.2 Geomorphologie, Hydrologie und Vegetation .....	11
2. GEOLOGISCHER RAHMEN .....	12
2.1 DER JURA VON NORDCHILE UND SÜDPERU .....	12
2.2 STAND DER FORSCHUNG .....	15
3. ARBEITSMETHODIK .....	17
3.1 GELÄNDEARBEIT .....	17
3.2 KARTENGRUNDLAGEN UND LUFTBILDER .....	17
3.3 PROFILDARSTELLUNG .....	18
3.4 BEARBEITUNG DER FOSSILIEN .....	18
3.5 DÜNNSCHLIFFE .....	18
3.6 SCHLÄMMPROBENAUFBEREITUNG FÜR MIKROPALÄONTOLOGISCHE UNTER-SUCHUNGEN .....	19
3.7 MIKROSKOPIE .....	19
3.8 MIKROFAZIESANALYSE .....	19
4. LAGE UND BESCHREIBUNG DER PROFILE .....	21

4.1 REGION ZAPIGA.....	22
4.2 REGION QUEBRADA TILIVICHE.....	23
4.3 REGION PAMPA TANA.....	24
4.4 REGION QUEBRADA CHIZA.....	26
4.5 REGION CALETA CAMARONES.....	28
4.6 REGION PAMPA CAMARONES UND CALETA VITOR.....	29
4.7 REGION LOS TARROS.....	30
4.8 REGION KÜSTENKORDILLERE VON ARICA.....	31
4.9 REGION LA YARADA UND ILO (PERU).....	32
5. MAKROFAUNA.....	34
5.1 TEIL I: AMMONOIDEA.....	34
5.2 TEIL II: FAUNENLISTEN.....	59
5.2.1 Region Zapiga.....	59
5.2.2 Region Quebrada Tiliviche.....	60
5.2.3 Region Pampa Tana.....	60
5.2.4 Region Cerro Atajaña und Quebrada Chiza.....	61
5.2.5 Region Caleta Camarones und Pampa Camarones.....	62
5.2.6 Region Quebrada Los Tarros.....	62
5.2.7 Region Küstenkordillere von Arica.....	63
5.2.8 Region La Yarada (Peru).....	64
6. BIOSTRATIGRAPHIE.....	64
6.1 BAJOCIUM.....	66
6.2 BATHONIUM.....	69
6.3 CALLOVIUM.....	71
6.4 OXFORDIUM.....	72

---

6.5 KREIDE.....	75
7. MIKROFAZIES.....	76
7.1 BIOGENE KOMPONENTEN.....	76
7.1.1 Spiculae.....	75
7.1.2 Radiolarien.....	80
7.1.3 Foraminiferen.....	86
7.1.4 Bryozoen.....	88
7.1.5 Pelecypoden.....	88
7.1.6 Gastropoden.....	88
7.1.7 Brachiopoden.....	89
7.1.8 Echinodermen.....	89
7.1.9 Serpuliden.....	89
7.1.10 Kalkalgen.....	90
7.2 ABIOGENE KOMPONENTEN.....	92
7.2.1 Ooide (Taf. 9).....	92
7.2.2 Peloide (Taf. 11, 12 und 14).....	92
7.2.3 Karbonatische Lithoklasten (Taf. 11, 12 und 14).....	94
7.2.4 Vulkaniklasten (Taf. 13 und 14).....	94
7.2.5 Quarzkörner (Taf. 9).....	95
7.2.6 Sonstige Minerale.....	95
7.3 GRUNDMASSE.....	95
7.4 MIKROFAZIES-TYPEN.....	96
7.4.1 Schwellen-Fazies.....	97
7.4.1.1 Mikrofazies-Gruppe 1: Oosparit.....	98
7.4.1.2 Mikrofazies-Gruppe 2: Biopelsparite.....	99
7.4.1.3 Mikrofazies-Gruppe 3: Biosparit.....	102
7.4.1.4 Mikrofazies-Gruppe 4: Biomikrit.....	104
7.4.2 Becken-Fazies.....	104
7.4.2.1 Mikrofazies-Gruppe 5: Spikumikrit.....	105

7.4.3 Mikrofazies-Gruppe 6: Vulkaniklastit .....	108
7.4.4 Pyroklastite (Taf. 14, Fig. 8 und Taf. 15, Fig. 1-6) .....	112
8. ABLAGERUNGSMODELL .....	114
9. FAZIESENTWICKLUNG .....	121
9.1 BAJOCIUM .....	121
9.2 BATHONIUM .....	123
9.3 CALLOVIUM .....	126
9.4 OXFORDIUM .....	129
10. PALÄOGEOGRAPHIE .....	131
10.1 CHILE .....	131
10.2 PERU .....	134
11. ZUSAMMENFASSUNG .....	136
12. LITERATURVERZEICHNIS .....	138
DANKSAGUNG .....	177
LEBENS LAUF .....	178
EIDESSTATTLICHE ERKLÄRUNG .....	180
<hr/>	
<b>ANLAGENVERZEICHNIS</b>	156
Anlage 1: Legende und Koordinaten der Profile und Probenpunkte	157
Anlage 2: Profile Cerro San Francisco, Profil Zapiga I, Zapiga II, Cerro Aragon und Quebrada Tiliviche	158
Anlage 3: Profile Pampa Tana I bis IV	160
Anlage 4: Profile Camarones I und II, Quebrada Chiza und Cerro Argolla	162
Anlage 5: Profile Caleta Vitor, Quebrada Los Tarros und Punta Pajaros I bis III	164
Anlage 6: Profile Cerro Morro, Punta Palomas/Pajaros, Cerro Fuertes de los Españoles und Cerro Miraflores	166
Anlage 7: Chronologie der bisherigen Publikationen aus dem Arbeitsgebiet	168
Anlage 8: Faziesentwicklung in Raum und Zeit (Tabellarische Übersicht)	174

**ABBILDUNGSVERZEICHNIS**

Abb. 1-1: Übersicht des Arbeitsgebietes in Nordchile	10
Abb. 1-2: Übersicht über das Arbeitsgebiet „La Yarada“ in Südperu mit Lage der Profile	11
Abb. 1-3: Morphologische Gliederung von Nordchile bei Arica	11
Abb. 2-1: Die südamerikanische Platte und ihre angrenzenden Platten	13
Abb. 2-2: Querschnitt durch die Anden in Höhe von Arica mit Darstellung der Subduktion	13
Abb. 4-1: Lage der Profile und Fossilfundpunkte in Chile und Peru	21
Abb. 4-2: Lageplan der Profile in der Region Zapiga	22
Abb. 4-3: Lageplan der Profile in der Region Quebrada Tiliviche	23
Abb. 4-4: Lageplan der Profile in der Region Pampa Tana	25
Abb. 4-5: Schematischer Anschnitt der Quebrada Chiza mit Synklinalstruktur	27
Abb. 4-6: Lageplan der Profile in der Region Caleta Camarones	28
Abb. 4-7: Lageplan der Profile in der Region Pampa Camarones und Caleta Vitor	29
Abb. 4-8: Lageplan der Profile in der Region Quebrada Los Tarros	30
Abb. 4-9: Lageplan der Profile in der Region Küstenkordillere von Arica	31
Abb. 4-10: Lageplan der Profile auf dem Cerro Morro	31
Abb. 5-1: Steinkern eines <i>Megasphaeroceras</i> sp.	40
Abb. 5-2: Abdruck und Steinkern eines <i>Spiroceras</i> sp.	40
Abb. 6-1: Stratigraphische Korrelation der Profile in der Region Zapiga (Bajocium/ Bathonium)	68
Abb. 6-2: Stratigraphische Korrelation der Profile in der Küstenkordillere von Arica (Bathonium/Callovium)	70
Abb. 6-3: Stratigraphische Übersicht des südlichen Teils der Pampa Tana (Bajocium/ Oxfordium)	74
Abb. 7-1: Mikrofazies-Typen und Komponentenverteilung in der Barrenfazies	97
Abb. 8-1: Verteilung der im Arbeitsgebiet von Nordchile aufgeschlossenen jurassischen Vulkanite und Sedimente	114
Abb. 8-2: Modell zur Bildung der Schwellen und Becken	116
Abb. 8-3: Ablagerungsmodell	117
Abb. 9-1: Profil Tiliviche	122
Abb. 9-2: Profil Chiza	124
Abb. 9-3: Profil Cerro Morro	125
Abb. 9-4: Korrelation und vertikale Faziesentwicklung der Profile Cerro San Francisco, Zapiga I und II, Cerro Aragon, Quebrada Tiliviche, Pampa Tana I bis IV, Quebrada Chiza	127

Abb. 9-5: Korrelation und vertikale Faziesentwicklung der Profile Caleta Camarones, Cerro Argolla, Caleta Vitor, Punta Pajaros I bis II, La Capilla, Cerro Morro de Arica und Fuertes de los Españoles	128
Abb. 9-6: Verteilung der Schwellen- und Becken-Fazies	130
Abb. 10-1: Lage des jurassischen Bogens in Nordchile	131
Abb. 11-1: Fauna und Fazies des Bajocium in der Übersicht	137
Abb. 11-2: Fauna und Fazies des Bathonium in der Übersicht	137
Abb. 11-3: Fauna und Fazies des Callovium in der Übersicht	137
Abb. 11-4: Fauna und Fazies des Oxfordium in der Übersicht	137
<b>TAFELVERZEICHNIS</b>	
Taf. 1: Makrofauna: Cephalopoden I	38
Taf. 2: Makrofauna: Cephalopoden II	45
Taf. 3: Makrofauna: Cephalopoden III	51
Taf. 4: Makrofauna: Bivalvien, Gastropoden, Brachiopoden und Echinozoa	58
Taf. 5: Mikrofauna: Spiculae	79
Taf. 6: Mikrofauna: Radiolarien	83
Taf. 7: Mikrofauna: Foraminiferen	87
Taf. 8: Mikrofauna: Kalkalgen	91
Taf. 9: Abiogene Komponenten: Ooide	93
Taf. 10: Oosparite und Biosparite	101
Taf. 11: Biopelsparite	103
Taf. 12: Spikumikrite und Biopelsparite	106
Taf. 13: Biosparit und Vulkaniklastite	109
Taf. 14: Mikrofazielle Übersichten	111
Taf. 15: Pyroklastite	113
<b>TABELLENVERZEICHNIS</b>	
Abb. 2-1: Übersicht der Formationsnamen	16
Tab. 3-1: Klassifikation von Vulkaniklastiten	20
Tab. 6-1: Fehlbestimmungen und Fehldatierungen aus der Literatur	65
Tab. 6-2: Gliederung des Callovium im Arbeitsgebiet	72
Tab. 6-3: Gliederung des Oxfordium im Arbeitsgebiet	75
Tab. 7-1: Mikrofazies-Gruppen und Mikrofazies-Typen der Küstenkordillere von Nordchile und Südperu	96
Tab. 8-1: Zusammenfassung der charakteristischen Fazies-Informationen	118



## **Kurzfassung**

Die vorliegende Arbeit befaßt sich mit der Fauna und Fazies von jurassischen, marinen Sedimenten aus der Küstenkordillere von Nordchile und Südperu im Bereich von Zapiga (Chile; 19°38'S) bis Vila Vila (La Yarada, Peru, 18°06'21''S). Es wurden von Vulkanismus geprägte, marine Sedimente untersucht, die am Ostrand des jurassischen Vulkanbogens im Übergangsbereich zum Randbecken (Backarc-Becken) abgelagert wurden.

Mit Hilfe von Ammonoideen konnte eine stratigraphische Reichweite der Schichten vom Bajocium (Humphriesianum/Rotundum-Zone) bis in das Oxfordium (Bifurcatus-/?Bimammatum-Zone) nachgewiesen werden. Neben einer paläontologischen Bestandsaufnahme der Makrofauna werden erstmals Radiolarien-Faunen aus dem chilenischen Jura beschrieben.

Die Differenzierung von zwölf Mikrofazies-Typen, die in sechs Mikrofazies-Gruppen zusammengefaßt wurden, ermöglichte eine Gliederung des jurassischen Ablagerungsraumes – des Ostrandes des Vulkanbogens („Vulkanschelf“)– in eine Schwellen- und Becken-Fazies. Die Schwellen-Fazies ist durch die Mikrofazies-Gruppen 1 (Oosparit), 2 (Biopelsparit), 3 (Biosparit) und 4 (Biomikrit) gekennzeichnet. Die Becken-Fazies wird durch die Mikrofazies-Gruppe 5 (Spikumikrit) charakterisiert. Während die Mikrofazies-Gruppen 1 bis 5 die Sedimentation in Zeiten vulkanischer Ruhephasen widerspiegeln, stellen die Sedimente der Mikrofazies-Gruppe 6 (Vulkaniklastite) den unmittelbaren Einfluß (Fallablagerung mit geringen Umlagerungserscheinungen) von Vulkanismus auf den Sedimentationsraum dar.

Unterdessen beeinflussten relative Meeresspiegelschwankungen und Vulkanismus die Sedimentation, wodurch die Morphologie des Vulkanschelfs vulkano-tektonisch gesteuert wurde. In Verbindung mit der Stratigraphie wird die fazielle Entwicklung in Raum und Zeit für den jurassischen Vulkanschelf dargestellt.

## **Abstract**

Interaction of carbonate and volcanoclastic sedimentation on the Jurassic volcanic arc of the Chilean/Peruvian Coastal Cordillera (South America)

Jurassic marine sediments of the Coastal Cordillera of northern Chile and southern Peru between Zapiga (Chile; 19°38'S) and Vila Vila (La Yarada, Peru, 18°06'21''S) have been studied with regard to paleontology, sedimentology and microfacies. The carbonate and volcanoclastic rocks record arc-related sedimentation at the eastern margin of the Jurassic volcanic arc ("volcano shelf") in transition to the back-arc basin.

Based on ammonite stratigraphy the sediments described in this paper are of Bajocian (Humphriesianum/Rotundum Chron) to Oxfordian (Bifurcatus-/?Bimammatum Chron) age. In

addition to the paleontological documentation of macrofauna, jurassic radiolarians of Chile are described for the first time.

Twelve microfacies, grouped into six facies assemblages, are recognized and lead to a reconstruction of the depositional environment which is characterized by morphological highs and depressions. Facies assemblage 1 (Oosparite), 2 (Biopelsparite), 3 (Biosparite) and 4 (Biomicrite) subdivide the deposition environment on morphological highs. Facies assemblage 5 is interpreted as basin depositions. Facies assemblages 1 to 5 are attributed to sedimentation during volcanic quiescence. In contrast to these facies assemblage 6 (volcaniclastic rocks) records fall-out deposition in morphological high settings with low redeposition features.

While relative sea-level change and volcanism influenced sedimentation, the morphology of the eastern margin of the volcanic arc was volcano-tectonically controlled.

In conjunction with the biostratigraphy data, development of facies in time and space on the jurassic volcanic arc is shown in this paper.

## **Resumen**

Intercambio de la sedimentación calcárea y volcanoclástica al arco volcánico en la Cordillera de la Costa chilena/peruano (América del Sur)

El presente trabajo es sobre la fauna y facies de los sedimentos marinos del Jurásico en la Cordillera de la Costa en el Norte Grande de Chile y en el Sur de Perú, entre Zapiga (Chile; 19°38'S) y Vila Vila (La Yarada, Perú, 18°06'21''S). Se trata de los sedimentos marinos que son depositados en el borde oriental del arco volcánico Jurásico en la transición de la cuenca tras arco. La bioestratigrafía con los amonites permite obtener una edad del Bajociano (Zona de Humphriesianum/Rotundum) al Oxfordiano (Zona de Bifurcatus/?Bimammatum). Por primera vez se describen faunas con radiolarios del Jurásico de Chile.

Los sedimentos se clasifican en doce tipos de microfacies resumidos en seis grupos de microfacies. Con estos grupos es posible una reconstrucción del ambiente de depositación que se caracteriza por facies de plataforma y facies de cuenca. Característico de la facies de plataforma son el grupo 1 (oesparita), 2 (biopelsparita), 3 (biosparita) y 4 (biomicrita). La facies de cuenca es corresponde a la facies del grupo 5 (espícumicrita). Mientras que los grupos de 1 a 5 reflejan pausas en la actividad volcánica, los sedimentos del grupo 6 (volcanoclastitas) representan una influencia volcánica directa (volcanismo explosivo).

La morfología del arco volcánico estuvo controlada por la tectónica y el volcanismo, mientras la depositación estuvo influida por cambios del nivel del mar y por el aporte volcánico.

---

# 1. Einleitung

## 1.1 Aufgabenstellung

Gegenstand der Arbeit ist die sedimentologische und biostratigraphische Bearbeitung mariner jurassischer Sedimente in der Küstenkordillere von Nordchile zwischen Zapiga (19°38'S) und Arica (18°30'S). Um sich ein Bild über den weiteren Verlauf der jurassischen Sedimente entlang der Küstenkordillere nach Norden zu machen, wurden zusätzlich Sedimente der Küstenkordillere von Südperu bis Vila Vila (La Yarada, 18°5'21''S) in die Bearbeitung einbezogen.

Ziel der Arbeit ist die zeitliche und räumliche Erfassung der Sedimentbecken in Abhängigkeit zur Lage von den vulkanischen Förderzentren. Anhand der anstehenden Sedimente und Vulkanite kann somit das während des „Andinen Zyklus“ einsetzende Arc-/ Backarc-System rekonstruiert werden. Die Biostratigraphie wird zur Korrelation faziell unterschiedlich ausgebildeter lithologischer Einheiten und zur Datierung der Vulkanite herangezogen. Dadurch lassen sich Aussagen über die Faziesentwicklungs- und -verteilung machen, die wiederum zur paläogeographischen Rekonstruktion des Arc-/Backarc-Systems im Gebiet der heutigen Küstenkordillere führen.

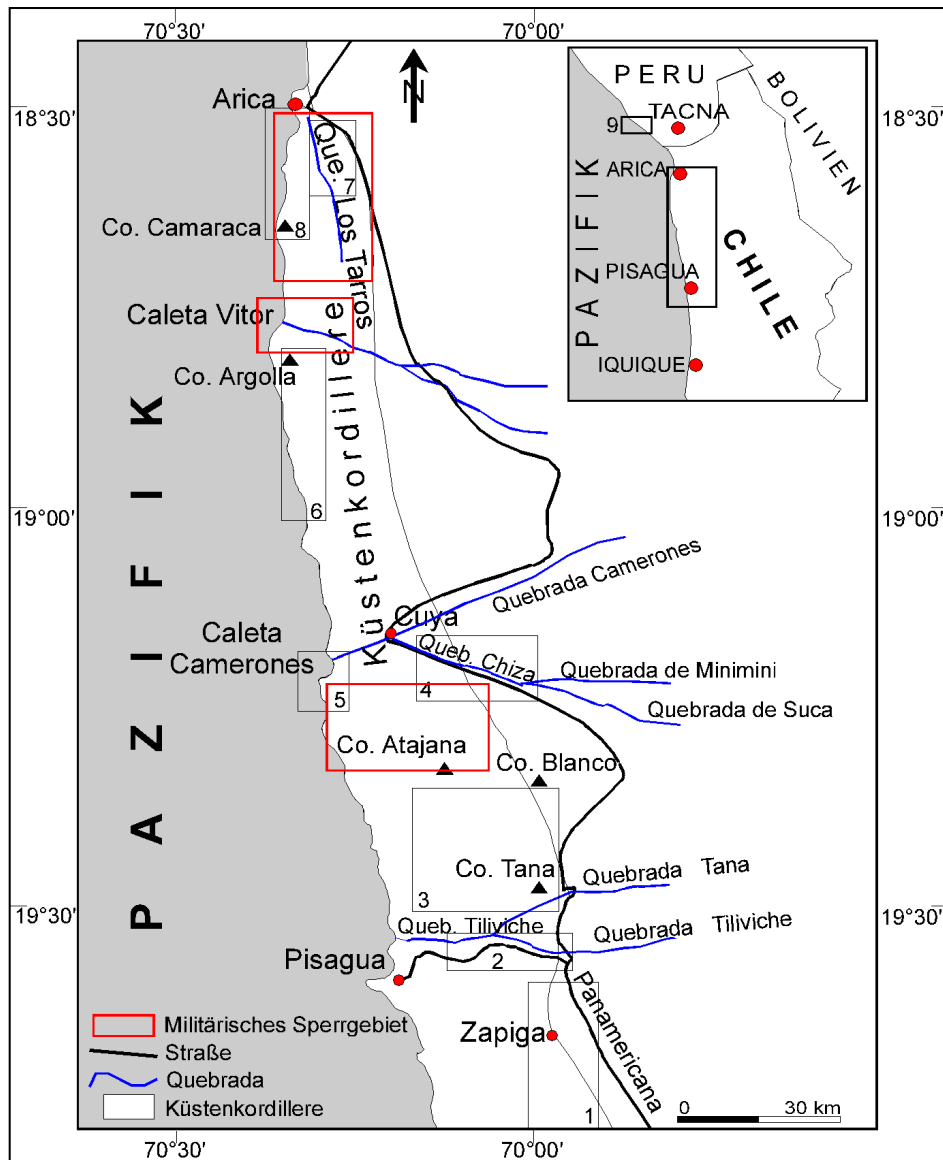
Die Arbeit ist ein Teilprojekt des Sonderforschungsbereiches 267: „Deformationsprozesse in den Anden“ und stellt den nördlichen Anschluß des Untersuchungsgebietes von KOSSLER (1998) dar, die ebenso im Rahmen des Teilprojektes D1A „Vulkanismus und Sedimentation in der Trias und im Jura der Küstenkordillere von Nordchile - Beitrag zur Rekonstruktion des jurassischen magmatischen Bogens“ von Prof. Dr. von Hillebrandt betreut wurde.

Die Arbeit soll zusammen mit den Arbeiten von BARTSCH (Diss. in Vorb.), BEBIOLKA (Diss. in Vorb.), HILLEBRANDT et al.(2000) und KOSSLER (1998) einen zusammenhängenden Überblick über die paläontologische, sedimentologische und magmatische Entwicklung der Küstenkordillere in Nordchile geben.

## 1.2 Beschreibung des Arbeitsgebietes

### 1.2.1 Geographische Lage

Das Arbeitsgebiet befindet sich im Bereich der Küstenkordillere von Nordchile und Südperu im Bereich zwischen Zapiga (19°38'S) im Süden (Abb.1-1) und Vila Vila (Region La Yarada, 18°6'21''S) im Norden (Abb.1-2). Im Osten wird das Gebiet durch die Panamericana und im Westen durch seine natürliche Grenze, den Pazifik, begrenzt. Im Süden setzt das Gebiet am Cerro San Francisco ca. 7 km südlich von Zapiga ein. Die ursprüngliche Nordgrenze war die Stadt Arica. Das Arbeitsgebiet wurde nach Norden bis Vila Vila in der Region La Yarada in Südperu erweitert. Ein Drittel des Arbeitsgebietes in Nordchile ist militärisches Sperrgebiet und nur mit Genehmigung und in Begleitung des Militärs begehbar.



**Abb. 1-1:** Übersicht des Arbeitsgebietes in Nordchile. Die schwarz umrahmten Flächen stellen die Regionen 1-9 dar.

Das Arbeitsgebiet hat insgesamt eine Länge von ca. 200 km. Die Gesamtfläche des Arbeitsgebietes beträgt ca. 5000 km<sup>2</sup>. Aufgrund der Aufschlußsituation (Präsenz von Aufschlüssen) wurden die folgenden 9 Regionen bearbeitet (Abb. 1-1):

Region 1: Zapiga,

Region 2: Quebrada Tiliviche und Quebrada de Tana,

Region 3: Pampa de Tana,

Region 4: Quebrada Chiza,

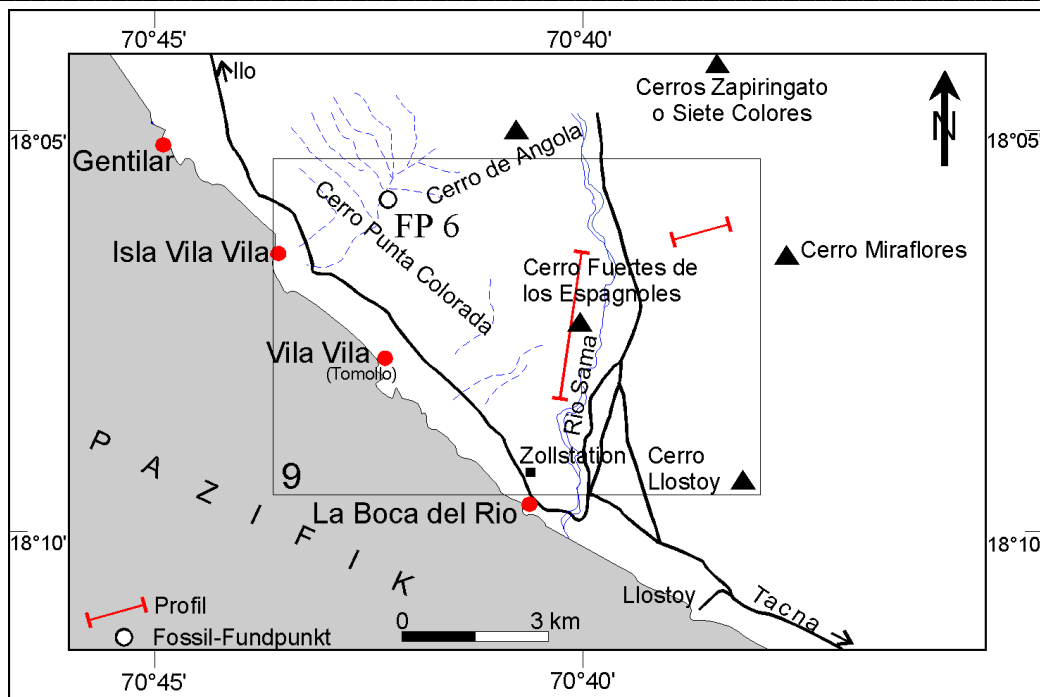
Region 5: Quebrada Camarones,

Region 6: Pampa Camarones und Caleta Vitor,

Region 7: Quebrada Los Tarros,

Region 8: Küstenkordillere von Arica und

Region 9: La Yarada (Peru; Abb.1-2).

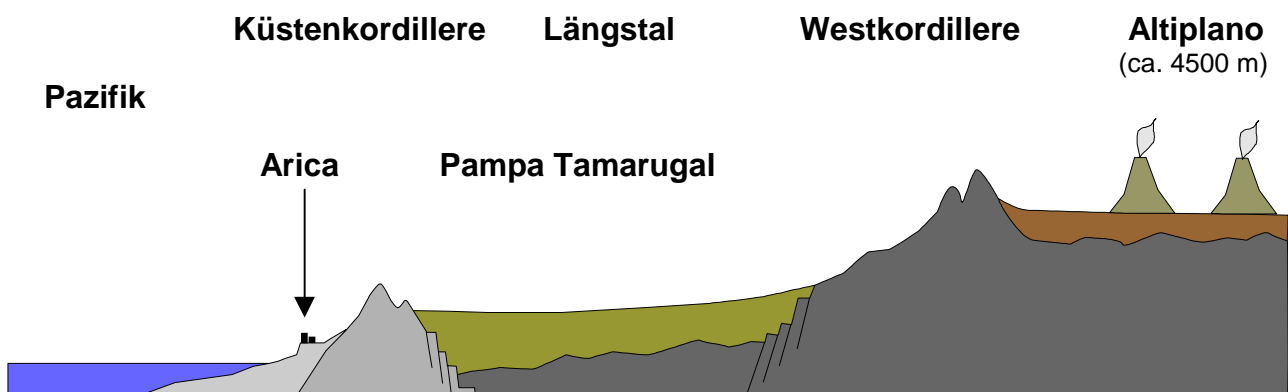


**Abb. 1-2:** Übersicht über das Arbeitsgebiet „La Yarada“ in Südperu (Region 9).

### 1.2.2 Geomorphologie, Hydrologie und Vegetation

Aufgrund ihrer geologischen und geomorphologischen Gegebenheiten werden Peru in NW-SE und Chile in NNW-SSE bis N-S verlaufende Strukturzonen unterteilt (ZEIL 1964, AUDEBAUD et al. 1973, MÉGARD 1978).

Südperu gliedert man (von W nach E) in die Küsten-Zone („la zone cotière, AUDEBAUD et al., 1973), die auch Küstenkette („Cadena Costanera“, JAÉN & ORTIZ, 1963) oder Küstenkordillere („Cordillera de la Costa“, VICENTE, 1981) genannt wird, die östlich anschließende Westkordillere und den Altiplano (MÉGARD, 1987).



**Abb. 1-3:** Morphologische Gliederung von Nordchile bei Arica (verändert nach Turismo y Comunicaciones, 1992).

In Nordchile befindet sich dagegen noch zwischen der Küstenkordillere im Westen und der im Osten gelegene Westkordillere – nach ZEIL (1964) Präkordillere - oder auch Westabdachung genannt (SEYFRIED et al. 1994)), das sogenannte Längstal, eine Grabenstruktur zusammengesetzt aus zwei Halbgräben (unterer und oberer Halbgraben: SEYFRIED et al. 1994), die sich während des Miozän einsenkten (NARANJO & PASKOFF 1985).

Die Küstenkordillere von Nordchile ist im Bereich des Arbeitsgebietes nach Westen durch eine Steilküste begrenzt, die eine durchschnittliche Höhe von 800 m aufweist und Steigungswinkel zwischen 42° und 80° erreicht. Der topographisch höchste Punkt ist der Cerro Atajaña mit 1575 m. Nach Osten nimmt die Küstenkordillere an Höhe ab und geht langsam in die Pampa Tamarugal und schließlich östlich der Panamericana in das Längstal über. Die Profile, die sich im Bereich der Pampa Tana befinden liegen in einer durchschnittlichen Höhe von 800 m.

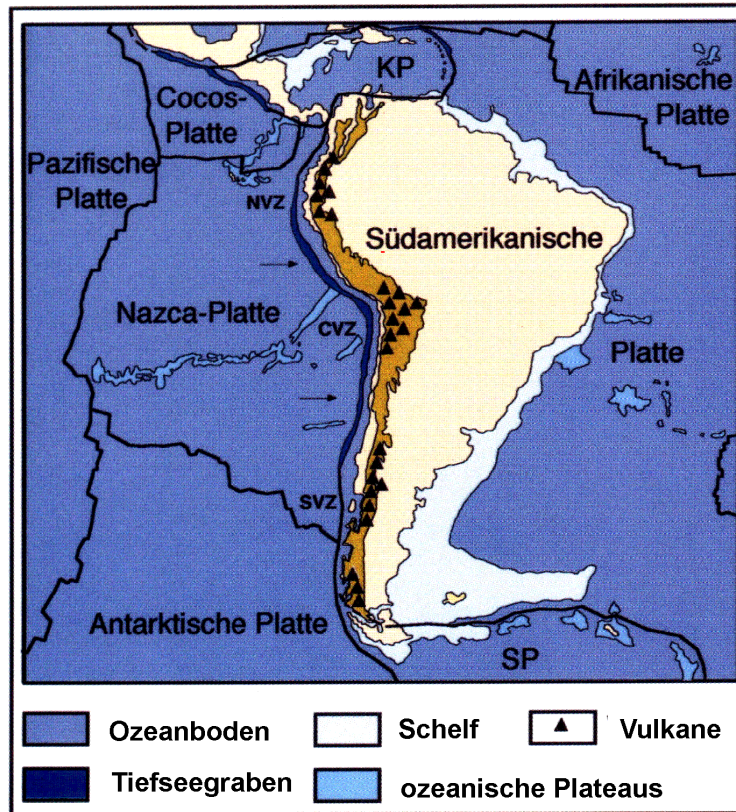
In Südperu ändert sich die Morphologie. Dort geht sie von einem Strandbereich allmählich in eine Hügellandschaft über. Der topographisch höchstgelegene Punkt erreicht 393 m (Cerros Zapiringato o Siete Colores) und der tiefstgelegene Punkt befindet sich, wie auch im Arbeitsgebiet in Nordchile, kurz oberhalb des Meeresspiegelniveaus.

Das Gebiet ist durch zahlreiche E-W verlaufende, zumeist tief eingeschnittene Täler (Quebradas) gekennzeichnet. Zum Teil führen diese jahreszeitlich und witterungsbedingt Wasser, was zu einer Vegetation im Umkreis dieser Täler führt, die auch vereinzelt agrarwirtschaftlich genutzt werden. Außer diesen Vegetationsgürteln besteht das Arbeitsgebiet aus Wüste. Dabei handelt es sich um eine Mischung zwischen Stein-, Sand- und Salpeterwüste.

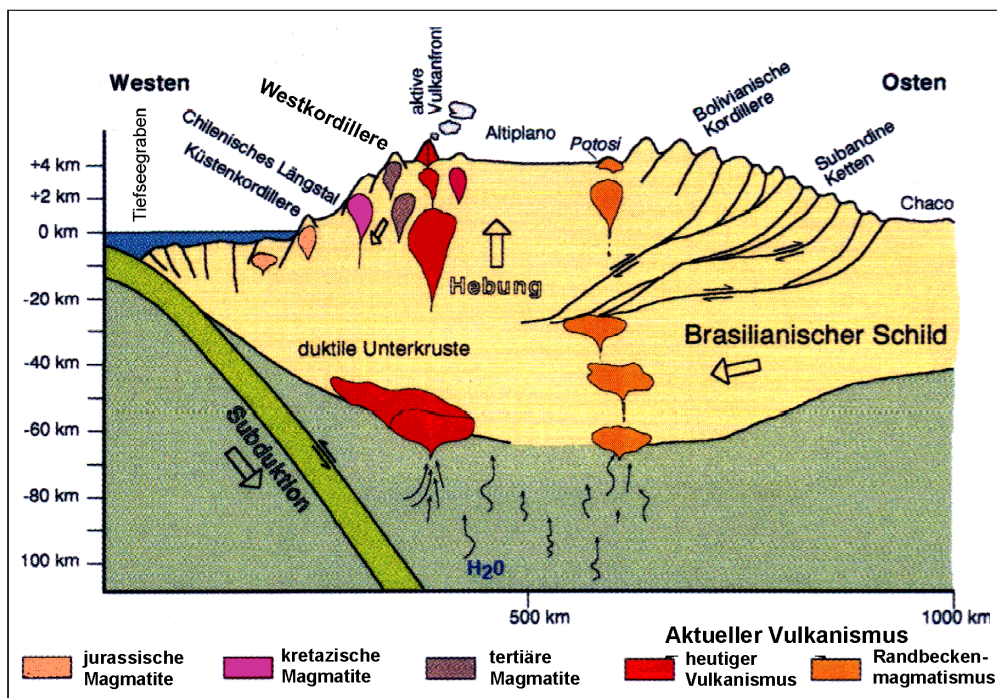
## **2. Geologischer Rahmen**

### **2.1 Der Jura von Nordchile und Südperu**

Bestimmend für die geologische Entwicklung von Nordchile und Südperu ist eine schon seit dem Ordovizium bis heute - und währenddessen mit einigen Ruhephasen – ostwärts gerichtete Subduktion entlang des Westrandes von Südamerika. Durch das Abtauchen der ozeanischen Lithosphäre (Nazca-Platte) unter die kontinentale südamerikanische Platte kommt es seit dem Ordovizium bei flachen Abtauchwinkeln zur Bildung von magmatischen Bögen und ihren assoziierten Ablagerungsräumen (Abb. 2.1 und Abb. 2-2; AUBOIN 1973, AUDEBAUD et al. 1973, COBBING 1978, SHACKLETON et al. 1979, BRUHN et al. 1978, MUÑOZ et al. 1988, MPODOZIS & RAMOS 1989, VICENTE 1982, COIRA et al. 1982, MITCHELL & READING 1986, HERVÉ et al. 1987, MÉGARD 1987, REUTTER et al. 1988, MACELLARI 1988, MAROCCO & NOBLET 1990, BAHLBURG & BREITKREUZ 1991, BAHLBURG 1991, HALLAM 1991, GRUNOW et al. 1992, BREITKREUZ & ZEIL 1994, SEYFRIED et al. 1994, SEMPERE 1995, ROMEUF et al. 1995 und ARDILL et al. 1998). Die geologischen Prozesse während des Paläozoikums faßt man unter dem Begriff „Herzynischer Zyklus“ zusammen (AUDEBAUD et al. 1973, COIRA et al. 1982). Sie werden im Rahmen dieser Arbeit nicht behandelt.



**Abb. 2-1:** Die südamerikanische Platte und ihre angrenzenden Platten. Der aktuelle Vulkanismus ist auf drei Vulkanzentren verteilt: NVZ: Nordsektor, CVZ: Zentralsektor und SVZ: Südsektor (nach: SEYFRIED et al. 1994).



**Abb. 2-2:** Querschnitt durch die Anden in Höhe von Arica. Darstellung der Subduktion als Ursache für die Bildung von Magmatismus und Lage der mesozoischen und känozoischen Magmatite (verändert nach SEYFRIED et al. 1994).

Die für das Arbeitsgebiet relevanten Entwicklungen finden während des „Andinen Zyklus“ statt (AUDEBAUD et al. 1973, SHACKLETON et al. 1979, COIRA et al. 1982 und HERVÉ et al. 1987, MÉGARD 1987, JAILLARD et al. 1990).

Charakteristisch für den „Andinen Zyklus“ sind die mehr oder minder küstenparallel verlaufenden, linearen, vier magmatischen Zonen, die durch ihren kalkalkalinen Charakter mit der Bildung von Andesiten und durch ihre Verlagerung nach Osten im Laufe der Zeit gekennzeichnet sind. Die älteste dieser magmatischen Zonen ist die jurassisch-frühkretazische Zone, die sich aus einem Vulkanbogen mit einem anschließenden Backarc-Becken zusammensetzt. Im Laufe des Jura migriert der südlichere Teil des Vulkanbogen auf der Höhe von Quillagua (22°S) nach Osten (Abb. 2-X; HERVÉ et al. 1987, SCHEUBER et al. 1994, HILLEBRANDT et al. 2000).

Im Arbeitsgebiet setzt der jurassische Subduktionsvulkanismus im ?Unterjura mit Vulkaniten der Oficina Viz (THOMAS 1970) und der Chocolate Formation ein (JENKS 1948, VICENTE et al. 1982, MÉGARD 1987, ROMEUF et al. 1993 und ROSAS et al. 1996, KOSSLER 1998, HILLEBRANDT et al. 2000).

Jurassische Sediment- und Vulkanitsequenzen sind in Nordchile hauptsächlich im Bereich der Küstenkordillere aufgeschlossen. In Südperu reichen die jurassischen Sequenzen bis in die Westkordillere, die im Bereich des Arbeitsgebietes von Nordchile nicht existiert (HILLEBRANDT et al. 2000). In Nordchile findet man jurassische Ablagerungen erst wieder im Bereich des oberen Halbgrabens (entspricht der unteren Westabdachung von SEYFRIED et al. 1994). Die Küstenkordillere von Nordchile endet abrupt bei Arica. Dort tauchen die jurassischen Gesteinsfolgen nach NW ab und werden von einer weitflächigen quartären Schuttrampe überlagert, die bis nach Tacna in Südperu hineinreicht (SEYFRIED et al. 1994).

Im Bereich von La Yarada setzt die Küstenkordillere mit jurassischen Vulkanit- und Sedimentfolgen wieder ein. Es handelt sich hier um Vulkanite der „Formation Chocolate“ (JENKS, 1948). Ca. 100 km nordwestlich von La Yarada in der Nähe von Ilo und in der Nähe von Punta de Bombón lagern diese Vulkanite diskordant auf dem präkambrischen Grundgebirge (JAÉN & ORTIZ, 1963, NARVAEZ 1964). Radiometrische Altersdatierungen mit K/Ar haben ein Alter von 150 Ma (Ilo) bis maximal  $205 \pm 11$  Ma (Punta de Bombón) für die Vulkanite ergeben (ROMEUF et al. 1993). Nach GRADSTEIN et al. (1994) entsprechen diese Werte einem Alter vom Hettangium bis Kimmeridgium. ROMEUF et al. (1993) halten es für wahrscheinlich, daß die Sequenz von Punta de Bombón der älteste Teil der „Formation Chocolate“ ist. Im Osten (Westkordillere) werden diese Vulkanite von flachmarinen Vulkaniklastiten und Kalken des Sinemurium (VICENTE 1981, VICENTE et al. 1982, JAILLARD et al. 1990) überlagert. Dort reicht die jurassische Sequenz bis in das Tithonium (WILSON & GARCIA 1962, JAILLARD et al. 1990).



Im Bereich der Küstenkordillere von Südperu werden die Vulkanite der „Formation Chocolate“ von Sedimenten und Vulkaniten der „Formation Guaneros“ (BELLIDO 1962) überlagert (JAÉN & ORTIZ 1963, VICENTE 1981, ROMEUF et al. 1993, JAILLARD et al., 1990. Nach ROMEUF et al. 1993 setzt diese Formation im Oberbajocium ein und reicht bis in das Oxfordium. Die Formation schließt mit diskordant auflagernden pliozänen Sandsteinen ab (JAÉN & ORTIZ 1963 und JAILLARD et al. 1990). In Nordchile folgen flachmarine, vulkanisch beeinflusste Sedimente der Caleta Ligate Formation (CECIONI & GARÇIA 1960, KOSSLER 1998) auf die ?unter- bis mitteljurassischen Laven der Oficina-Viz Formation. Die jurassische Sedimentation kann in Nordchile bis in das Oxfordium verfolgt werden. Während des Oberoxfordium kommt es zu einer Regression im nordchilenischen Raum, die in weiten Teilen der Präkordillere zu Eindampfungen mit Bildungen von Gipschizonten führt (GRÖSCHKE & PRINZ 1986). Die jurassische Sedimentation endet in der Küstenkordillere im Oberoxfordium mit einem Hiatus gegenüber kretazischen Vulkaniten und Sedimenten.

## 2.2 Stand der Forschung

Das Arbeitsgebiet in Nordchile und Südperu fand schon seit 1842 bei Geologen und Paläontologen Interesse. Dabei lag das Augenmerk der Forscher in Ermangelung von Aufschlüssen hauptsächlich auf der Geologie und Stratigraphie des Cerro Morro in Arica, der bis 1893 noch zu Peru gehörte. Aufgrund von Fehlbestimmungen der zumeist schlecht erhaltenen Fossilien waren die stratigraphischen Interpretationen weit gefächert. Die Datierungen reichten vom Karbon über den Unterjura bis zum Oberjura (D'ORBIGNY 1842, ESCUTTI-ORREGO 1908, DOUGLAS 1914, LISSÓN & BOIT 1942). Eine umfassende aktuelle stratigraphische Publikation gibt es aus dem Arbeitsgebiet nicht. Auch gibt es bisher keine ausführliche paläontologische Bestandsaufnahme der Mikro- und Makrofauna. Geologische Übersichtsarbeiten beschäftigen sich hauptsächlich mit der Benennung und Charakterisierung von Gesteinsformationen. Dabei stellte fast jeder Autor seine eigenen Formationen auf (CECIONI & GARÇIA 1960, JAÉN & ORTIZ 1963, SALAS et al. 1966, GARÇIA 1967), die von KOSSLER (1998) für das Gebiet der Küstenkordillere von Iquique neu zusammengefaßt wurden (Abb. 2-3). Neben den geologischen Übersichtsarbeiten erschienen wenige Publikationen, die sich mit dem Ablagerungsraum auseinandersetzen (AUDEBAUD et al. 1973, VILA 1976, SCANIAN & TURNER 1990). Dabei wurde der Einfluß des Vulkanismus nicht immer erkannt, was auf fehlende mikrofazielle Auswertungen zurückgeführt wird. Auch hier wurde bisher nur der Cerro Morro betrachtet. Die Interpretationen reichen von litoraler Fazies bis Flachmeer-Fazies mit zum Teil euxinischem Milieu. Ein zusammenhängender Überblick über den gesamten Ablagerungsraum gibt es nicht. Im Anhang werden sämtliche Arbeiten zur Geologie und Paläontologie aus den Arbeitsgebieten in Nordchile und Südperu chronologisch vorgestellt.

F L I H C D R O N Z P M R C	Formation (Erstverfasser)	Gebiet/Lokalität	M i t t e l - J u r a				Ober-Jura	
			Bajocium		Bathonium			Callovium
			unt. mittl. ob.	unt. mittl. ob.	unt. mittl. ob.	unt. mittl. ob.		
Unter-JURA			A					
	Fm. Aguada <i>Cecioni/García (1960)</i>	Zapiga-Quebrada Tiliviche						
	Fm. Agua Santa <i>Cecioni/García (1960)</i>	Pampa Tana, Quebrada Chiza, Los Tarnos					Cecioni/García (1960)	
	Fm. Caleta Ligate <i>Cecioni/García (1960)</i>	Caleta Camarones (Küstenkordillere v. Iquique)	Cecioni/García (1960) Kossler (1998)		Silva (1977)			
	Fm. Camaraca <i>Salas et al. (1966)</i>	Cerro Camaraca, Arica Valle del Río Camarones,	Salas et al. (1966) ?		Tober et al. (1968) Cecioni/García (1960)			
	Fm. Chiza <i>Cecioni/García (1960)</i>	Quebrada Chiza			Vogel/Mila (1960)			
	Fm. Cuya <i>Cecioni/García (1960)</i>	Cuya, Quebrada Chiza, Caleta Camarones	Cecioni/García (1960) García (1968)					
	Fm. El Buitre <i>García (1962)</i>	Arica			García (1968)			
	Fm. El Morro <i>Cecioni/García (1960)</i>	Arica			Cecioni/García (1960) García (1968)			
	Fm. El Godo <i>Cecioni/García (1960)</i>	Küstenkordillere v. Iquique			Thomas (1970)		Cecioni/García (1960)	
	Fm. Huantajaya <i>Alvarez (Cecioni 1960)</i>	Zapiga (Küstenkordillere v. Iquique)			Kossler (1968) Silva (1976)		Kossler (1968) Silva (1977)	
	Fm. Negreiros <i>Cecioni/García (1960)</i>	Zapiga, Quebrada Tiliviche, Quebrada Chiza			Cecioni/García (1960)			
	Fm. Oficina Viz <i>Thomas (1970)</i>	Zapiga, (Küsten- kordillere v. Iquique)	Thomas (1976) Kossler (1968) Silva (1977)		Silva (1976)			
	Fm. Los Tarnos <i>Cecioni/García (1960)</i>	Quebrada Los Tarnos					Tober et al. (1968) García (1968) Cecioni/García (1960) Salas et al. (1966)	
	Fm. Chocolate <i>Jenkins (1948)</i>	La Yarada	Jenkins (1948) Jaén/Ortiz (1963)					
	Fm. Guaneros <i>Bellido (1962)</i>	La Yarada	Romauf et al. (1963)		Bellido (1962) Jaén/Ortiz (1963)			

Tab. 2-1: Übersicht über die Formationsnamen und ihre Autoren, die in den bisherigen Arbeiten aus dem Arbeitsgebiet (siehe Gebiet/Lokalität) benannt wurden. Zusätzlich wurden zum Vergleich die stratigraphischen Reichweiten für die Formationen „Caleta Ligate“, „El Godo“, „Huantajaya“ und „Oficina Viz“ nach KOSSLER (1998) aus der Küstenkordillere von Iquique aufgenommen. Der Formation „El Godo“ wurden in der Literatur bisher keine Gesteinsverbände im Arbeitsgebiet zugeordnet.

---

## 3. Arbeitsmethodik

### 3.1 Geländearbeit

Während vier Geländeaufenthalten in Nordchile wurde auf der Grundlage der Geologischen Karte 1: 1.000.000 und einigen geologischen Karten im Maßstab 1: 100.000 (Kap.3.2) das Arbeitsgebiet auf bereits kartierte Juravorkommen untersucht. Nicht kartierte Gebiete wurden mittels Luftbildern (Kap.3.2) nach möglichen Aufschlüssen untersucht.

Es wurden über das gesamte Gebiet verteilt geologische Profile aufgenommen, soweit es die Aufschlußverhältnisse zuließen. Das Finden von geeigneten und erreichbaren Aufschlüssen war zum Teil schwierig. Es handelte sich dabei hauptsächlich bis auf wenige Straßenanschnitte um natürliche Aufschlüsse (vor allem Küstenkliff, Täler und Hügel). Bei der Probenahme wurde aus jeder Bank, soweit sie eine makroskopische Änderung der Beschaffenheit des Gesteins aufwies, eine orientierte Probe entnommen.

Insgesamt waren die Aufschlußverhältnisse mäßig und die Ausbeute an Fossilien sehr gering.

### 3.2 Kartengrundlagen und Luftbilder

Da das Arbeitsgebiet bisher nur zum Teil detailliert kartiert wurde, diente zur ersten Übersicht die geologische Karte im Maßstab 1:1.000.000 (Servicio Nacional de Geología y Minería, 1982). Folgende weitere geologische Karten wurden genutzt:

Karten des „Instituto de Investigaciones Geológicas Chile“ im Maßstab **1:100.000**:

- Geología de las Hojas Pisagua y Zapiga (SILVA, 1977)
- Cuadrangulos Camaraca y Azapa, (TOBAR et al., 1968)
- Mapa Geológico del Departamento de Arica, (SALAS et al., 1966)
- Cuadrangulos Arica y Poconchile, (VOGEL & VILA, 1980)

Karte der „Comision Carta Geologica Nacional“, Peru im Maßstab 1:100.000:

- Geología de los Cuadrangulos de La Yarada y Tacna, (JAÉN & ORTIZ, 1963)
- Geología de los Cuadrangulos de Ilo y Locumba, (NARVAEZ, 1964)

Zur Orientierung im Gelände wurden topographische Karten des „Instituto Geográfico Militar de Chile“ im Maßstab 1: 50.000 und 1: 250.000 herangezogen.

Topographische Karten im Maßstab **1:50.000**:

- Cerro Camaraca 1830-7015, (1974)
- Caleta Camarones 1900-7015, (1975)
- Pampa de Tana 1915-6945, (1976)
- Zapiga 1930-6945, (1990)
- Cuya 1900-7000, (1975)
- Pisagua 1930-7000 (1990)
- Cerro Atajaña 1915-7000, (1988)

Topographische Karten im Maßstab **1:250.000**:

- Arica SE-19-10, (1995)
- Pisagua SE-19-14

Folgende Luftbilder des „Servicio Militar de Chile“ halfen im Gelände zur weiteren Orientierung:

2449,2450,2452,2454 (08.03.1955)  
9412, 9414, 9416, 9418, 9420 (30.04.1955)  
24574,24576, 24578, 24580, 24582 (22.02.1956)  
26344, 26346 (13.04. 1956)

Die Maßstäbe variieren von 1:25.000 bis 1: 40.0000 je nach Flughöhe.

### **3.3 Profildarstellung**

Bei den im Kapitel 9.1 dargestellten Profilen (Profile Quebrada Tiliviche, Quebrada Chiza, Cerro Morro und das zusammengesetzte Profil Punta Palomas/Pajaros) handelt es sich um die interessantesten Profile, die einerseits durch ihre Stratigraphie relevant sind und sich andererseits durch ihre annähernd zusammenhängende Abfolge kennzeichnen. Es handelt sich dabei um stark vereinfachte Verwitterungsprofile. Neben der Lithologie werden die Makrofossilien aufgeführt und mikrofazielle Daten sowie Meeresspiegelkurve in einer Tabelle vorgestellt. Alle weiteren Profile werden im Anhang mit der Stratigraphie und ihren Makrofossilien dargestellt. Sämtliche Profile sind stark vereinfacht wiedergegeben.

### **3.4 Bearbeitung der Fossilien**

Die für die Auswertung wichtigen Fossilien wurden präpariert und für eine gute fotografische Wiedergabe mit Magnesium bedampft. Bei den anderen Fundstücken handelt es sich um schlecht erhaltene und auch meist stark deformierte Bruchstücke.

### **3.5 Dünnschliffe**

Die im Gelände aus den Profilen entnommenen Gesteinsproben wurden im Labor zu Dünnschliffen verarbeitet. Es sind 420 Dünnschliffe in unterschiedlichen Größen angefertigt worden.

6 x 9 cm: 50x  
5 x 5 cm: 315x  
2,7 x 4,8 cm: 55x

Zum Teil wurden die Schliffe mit Alizarinrot-S-Lösung angefärbt. Dieses ermöglicht nach FÜCHTBAUER & RICHTER (1988) eine semiquantitative Unterscheidung von Kalzit und Dolomit.

### **3.6 Schlammprobenaufbereitung für mikropaläontologische**

#### **Untersuchungen**

Es wurden Spiculae-reiche Horizonte mit 30%-igem  $H_2O_2$  (Wasserstoffperoxyd) aufgelöst. Dadurch konnten zahlreiche Rhaxen und andere Schwammnadeln ohne Verunreinigungen isoliert werden. Auch wurden mittels 5 %-iger HF-Säure Radiolarien isoliert.

#### **3.7 Mikroskopie**

Für die Mikrofaziesanalyse wurde ein Polarisationsmikroskop eingesetzt. Durch das Rasterelektronenmikroskop (REM) mit energiedispersiver Röntgenanalyse (EDS) wurden Untersuchungen zu Habitus und Chemismus von Spiculae gemacht. Nachdem die Spiculae aus dem Sediment mittels  $H_2O_2$  (Wasserstoffperoxyd) extrahiert wurden, sind diese auf sogenannte REM-Träger geklebt und abschließend mit Gold bedampft worden. Ein Versuch mit Kohlenstoffbedampfung brachte kein zufriedenstellendes Ergebnis bei der Fotodokumentation. Bei dem REM-Gerät handelte es sich um ein Hitachi Scanning Electron Microscope S-2700 mit einer Anregungsspannung von 20 keV. Für die Bestimmung des Chemismus wurde ein KEVEX-System DELTA V eingesetzt.

#### **3.8 Mikrofaziesanalyse**

Zur Beschreibung der Karbonatgesteine wurde die Klassifikation von EMBRY & KLOVAN (1972), die erweiterte Klassifikation von DUNHAM (1962) und die Klassifikation von FOLK (1959) angewendet. Mit allen Schliffen wurde eine semiquantitative Komponentenanalyse durchgeführt. Dabei erfolgte eine Abschätzung der Anteile von 21 Komponentengruppen am Gesamtschliff. Die relative Häufigkeit der Komponentengruppen wurden nach FLÜGEL (1982) mit Hilfe von Vergleichstabellen abgeschätzt.

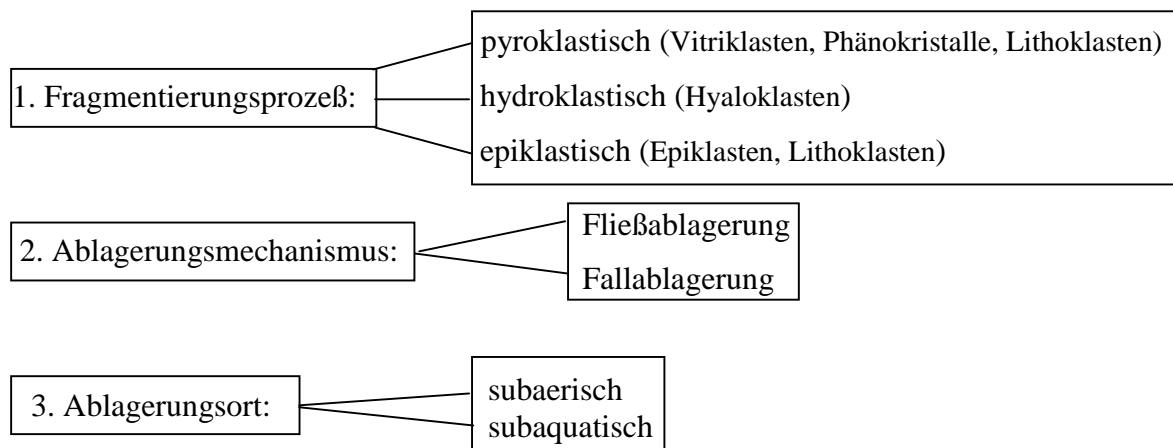
Zur sedimentologischen und paläontologischen Beschreibung der Komponenten in den Dünnschliffen wurden die Arbeiten von ADAMS et al. (1987), CAROZZI (1972), AUGUSTITHIS (1982), FÜCHTBAUER (1988), PERYT (1983), MACKENZIE et al. (1982), FLÜGEL (1982) und REZAK & LAVOIE (1993) herangezogen.

Wie bei KOSSLER (1998) wurde die Klassifikation nach SCHMID (1981) mit der Klassifikation von MCPHIE (1993) kombiniert bzw. erweitert. Bei SCHMID (1981) beruht die Klassifikation der Vulkaniklastite auf dem prozentualen Anteil der Pyroklasten auf dem Gesamtgestein und der Korngröße der vulkanischen Partikel (Tab. 3-1.).

Anteil an Pyroklasten	Korngröße					Klassifikation (nach Schmid 1981)	Eigene Klassifikation
	Ton	Siltstein	Sandstein	Brekzie	Konglomerat		
0 - 25%	Ton	Siltstein	Sandstein	Brekzie	Konglomerat	Epiklastit	(10-25 %) epiklastisch
25 - 75%	tuffit. Ton	tuffit. Siltstein	tuffit. Sandstein	Tuffbrekzie	Konglomerat	Tuffit	(25-75 %) Vulkaniklastit
75 - 100%	(Aschen-) Tuff fein - grob < 2 mm		Lapillstein 2 - 64 mm	pyroklast. Brekzie > 64 mm	Agglomerat	Tuff	(> 75 %) Pyroklastit

**Tab. 3-1:** Klassifikation von Vulkaniklastiten nach Anteil und Größe des vulkanischen Eintrags (verändert nach SCHMID,1981).

Eine Kombination bzw. eine Erweiterung der Klassifikation von SCHMID (1981) durch die Klassifikation von MCPHIE (1993) wurde herangezogen, um eine Aussage über die Entstehung, den Transport und die Ablagerung des vulkanischen Materials zu treffen. Dabei wird wie folgt differenziert:



Schon KOSSLER (1998) zeigte die Problematik auf, die eine Klassifikation von Vulkaniklastiten beinhaltet. Postvulkanische Prozesse und schlechte Aufschlußverhältnisse schränken eine eindeutige Charakterisierung der Gesteine ein. Auch SCHMINCKE (1988) weist auf dieses Problem hin, da die starke Alteration der vulkanischen Partikel kaum Hinweise auf primäre Strukturen zulassen.

In dieser Arbeit werden Vitriklasten, Phänokristalle und Lithoklasten unterschieden, wobei letztere explosiver oder erosiver Herkunft sein können. Sie werden auch zusammenfassend als Vulkaniklasten bezeichnet.

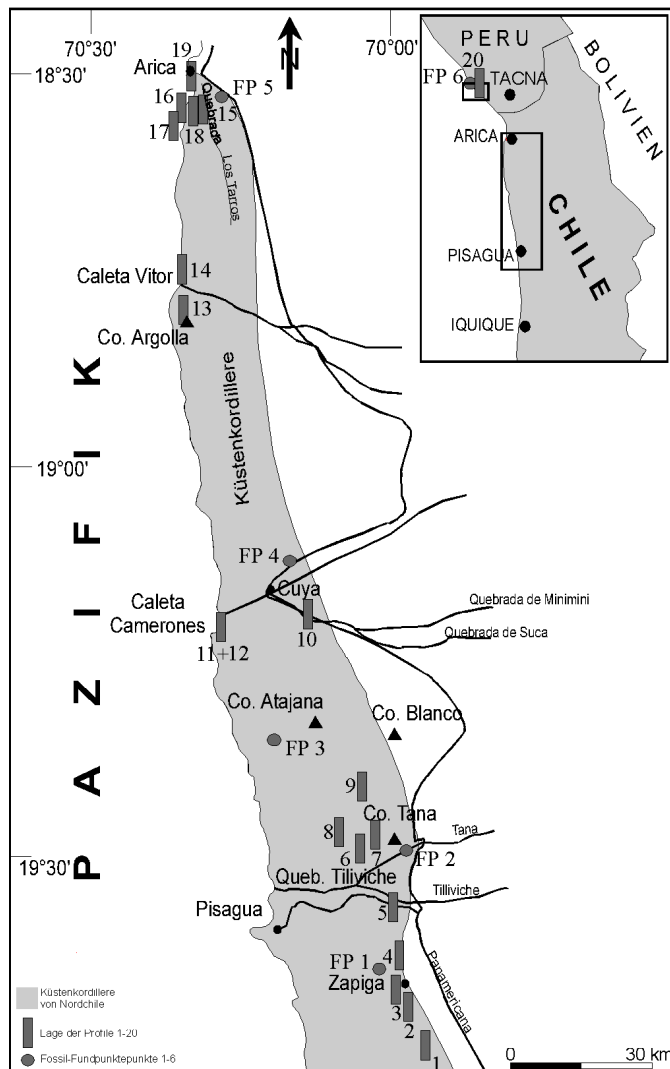
Bei der lithologischen Darstellung in den Profilen wird lediglich der allgemeine Ausdruck Vulkaniklastit verwendet.

Gesteine mit einem Anteil von mehr als 75 % Vulkaniklasten werden als Pyroklastite zusammengefaßt und werden in dieser Arbeit nicht näher beschrieben.

## 4. Lage und Beschreibung der Profile

Das Arbeitsgebiet läßt sich in die folgenden 9 Regionen unterteilen: Zapiga, Quebrada Tiliviche, Pampa Tana, Quebrada Chiza, Caleta Camarones, Pampa Camarones, Los Tarros, Küstenkordillere von Arica und La Yarada (siehe Abb. 1-1 und 1-2). Aus jeder Region wurden in Abhängigkeit der Aufschlußsituation ein oder mehrere Profile aufgenommen, deren Lage in den Abbildungen 4-1 (Chile) und Abb. 1-2 (Peru) dargestellt werden.

Eine detaillierte Aufnahme der Schichten war zum einen aufgrund der großen Zahl der Profile und zum anderen durch die schlechten Aufschlußverhältnisse nicht möglich. Makroskopisch konnten die Gesteine in Laven, Pyroklastite, Vulkaniklastite, Kalklutit, bituminöser Kalklutit, Kalksiltit und Kalkarenit (Fossilschuttkalke) unterteilt werden.

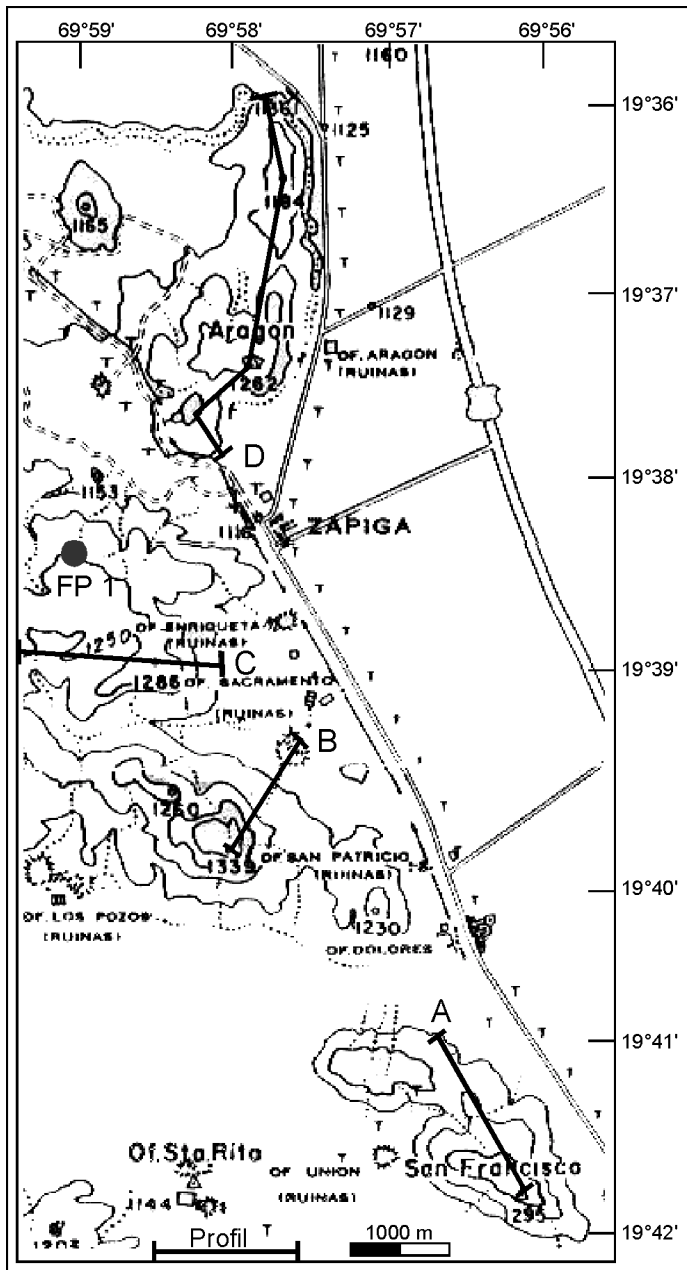


**Abb. 4-1:** Lage der Profile und Fossil-Fundpunkte (FP), (A: Anlage):

- 1: Profil Cerro San Francisco, A 2
  - 2: Profil Zapiga I, A 2
  - 3: Profil Zapiga II, A 2
  - 4: Profil Cerro Aragon, A 2
  - 5: Profil Quebrada Tiliviche, A 2
  - 6: Profil Pampa Tana I, A 3
  - 7: Profil Pampa Tana II, A 3
  - 8: Profil Pampa Tana III, A 3
  - 9: Profil Pampa Tana IV, A 3
  - 10: Profil Quebrada Chiza, A 4
  - 11: Profil Caleta Camarones I, A 4
  - 12: Profil Caleta Camarones II, A 4
  - 13: Profil Cerro Argolla, A 4
  - 14: Profil Caleta Vitor, A 5
  - 15: Profil Los Tarros, A 5
  - 16: Profil Pajaros I (Strand), A 5
  - 17: Profil Pajaros II (Strand), A 5
  - 18: Profil Pajaros III (Top), A 5
  - 19: Profil Cerro Morro/ La Capilla, A 6, 5
  - 20: Profil Cerro Fuertes de los Españoles und Cerro Miraflores, A 6
- FP 1: Zapiga  
 FP 2: Quebrada Tana  
 FP 3: südwestlich Cerro Atajaña  
 FP 4: Quebrada Camarones  
 FP 5: Quebrada Hacha  
 FP 6: Cerro Punta Colorada (Peru)

Die genaue Lage der einzelnen Profile ist in den jeweiligen Teilkarten (Abb. 4-2 bis 4-10) zu finden. Zusätzlich sind im Anhang (Anlage 1) die Koordinaten aufgeführt. Alle Profile sind im Anhang in den Anlagen 2 bis 6 graphisch dargestellt. Im Kapitel 9 werden die Profile Tiliviche, Chiza und Cerro Morro hinsichtlich ihrer Fazies interpretiert.

### 4.1 Region Zapiga



**Abb. 4-2:** Lageplan der Profile in der Region Zapiga. A: Cerro San Francisco, B: Zapiga I, C: Zapiga II und D: Cerro Aragon.

In dieser Region wurden vier Profile untersucht (siehe Anhang, Anlage 2: Profil Cerro San Francisco, Profil Zapiga I und II und Profil Cerro Aragon). Die Lage der Profile ist in der Abb. 4-2 abgebildet. Das Gebiet zeichnet sich durch eine intensive E-W-gerichtete Blocktektonik im Süden und einer Synklinalstruktur im Norden am Cerro Aragon aus (SILVA 1977). Die Schichten fallen zwischen 15 und 30° nach NNE bis NE ein.

Die jurassische Schichtenfolge beginnt hier wie im südlichen Anschlußgebiet mit den Vulkaniten der Oficina Viz-Formation (KOSSLER 1998). Nach EHRLICHMANN (1996) und KRAMER & EHRLICHMANN (1996) handelt es sich um kalkalkaline Basalte und basaltische Andesite, die durch einen subaerischen effusiven Vulkanismus gefördert wurden. Im südlichen Anschlußgebiet sind diese Vulkanite als deckenartige Schichtlaven ausgebildet (KOSSLER, 1998). Die Basis der Vulkanite ist wie

in der Küstenkordillere von Iquique nicht aufgeschlossen. Das Alter der Vulkanite wird mit ?Unterjura bis Unterbajocium (Mitteljura) angegeben (KOSSLER 1998).

Im Bereich der südlichen Flanke der Synklinalstruktur sind am Cerro Aragon an der Basis des Profils die Vulkanite (Schichtlaven und Lavabrekzien) am Besten zu beobachten, auf die leuchtend grüne Pyroklastite (Kristalltuffe) und darüber stark verwitterte Vulkaniklastite (ca. 10 m mächtig) folgen. Aus diesen wittern Härtlinge (20 bis 30 cm) heraus, die zahlreiche



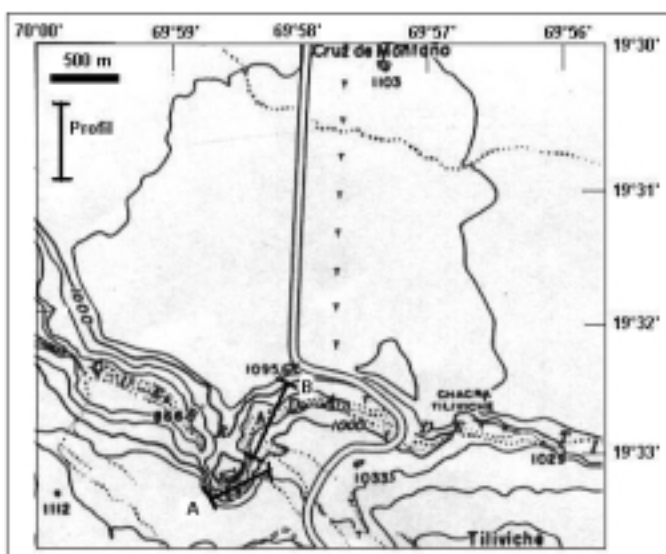
Nerineen und Ostreen führen. Sie sind ein Hinweis für das Einsetzen der marinen Sedimentation. Lokal sind Akkumulationen von Ostreen mit der Bildung von Austernbänken zu beobachten. Neben diesen Fossilien wurden Steinkerne von *Myophorella*, *Gresslya*, *Inoperna* und *Astarte* gefunden.

Diese Schichten gehen in eine mächtige Folge (ca. 80 m) aus dickbankigen (30-50 cm), oolithischen Fossilschuttkalken über. An Fossilien treten vor allem Gryphaeinae, die zum Teil nestartig akkumuliert sind, und Korallen auf. In den Profilen Cerro San Francisco und Cerro Aragon sind diese arenitischen Kalke an der Basis durch Schrägschichtungskörper charakterisiert. Im Profil Zapiga II wurde ein Steinkern eines schlecht erhaltenen Stephanoceratinae gen. et sp. indet. gefunden.

Zum Top hin sind die Kalke feinkörniger (siltig) und stärker bioturbat, wodurch primäre Sedimentstrukturen nicht mehr erhalten sind. Im Schutt dieser Sedimente wurden im Profil Zapiga I Steinkerne von Eurycephalitinae gen. et sp. indet. gefunden. Auch am FP 1 (Abb. 4-1) treten Fragmente von Eurycephalitinae gen. et sp. indet. neben Gryphaeen, Ostreen und Terebratulidae auf.

In den Profilen Zapiga I, II und Cerro Aragon ist eine charakteristische Bank mit zahlreichen *Thalassinoides* als Leithorizont (siehe Korrelation in Kap. 6, Abb. 6-1) beobachtet worden. Sie erreicht eine Mächtigkeit von ca. 5 m. Im Profil Zapiga I wurden an der Basis des „*Thalassinoides* -Horizontes“ Ammonoideen u.a. *Phlycticeras mexicanum* SANDOVAL & WESTERMANN gefunden.

## 4.2 Region Quebrada Tiliviche



**Abb.4-3:** Lage des Profils Tiliviche. A: Profilbeginn und B: Profilende.

Im Westen der Quebrada Tiliviche wurden Deckenlaven der Oficina Viz Formation (KOSSLER 1998) beobachtet. Nach Osten wird diese Abfolge entlang der Quebrada immer wieder von kretazischen Intrusivkörpern (Granodioriten) gestört (SILVA, 1977). Das ca. 15 km weiter östlich aufgenommene Profil (Profil Quebrada Tiliviche, Abb. 4-3; Kap. 9, Abb. 9-1; Anhang, Anlage 2) setzt in der

Quebrada Tiliviche mit flaschengrünen Vulkaniklastiten ein, die aufgrund von Unwegsamkeiten nicht beprobt werden konnten. Die Schichten fallen mit ca. 30° nach NNW ein. Die Basis dieser Serie ist nicht aufgeschlossen. Die Mächtigkeit wurde von der Ferne mit ca. 40-50 m geschätzt. Darauf folgen marine, hellgrünliche, vulkaniklastische Sedimente, die mit oolithischen, schwach grünlich bis hellgrauen Kalkareniten wechsellagern. Sie heben sich als Härtinge mit Mächtigkeiten von 10 bis 30 cm (mittelbankig) von den vulkaniklastischen grünlichen Sedimenten ab. Auf einer Schichtfläche der hellgrauen Kalkarenite wurden symmetrische Wellenrippeln (Oszillationsrippeln) beobachtet. Die Vulkaniklastite sind reich an Pelecypodenschalen. Diese Serie ist ca. 30 m mächtig und wird auch, wie schon in der Region Zapiga festgestellt, von dickbankigen (30-50 cm mächtig), mittelgrauen, oolithischen Kalken überlagert. Die Abfolge birgt zwei Schichten, die reich an *Pholadomya*, *Pleuromya* und Ostreen sind. Bis auf die Ostreen mit verkieselten Schalen liegen die Pelecypoden in Steinkernerhaltung vor. Nach ca. 10 m gehen diese Kalkarenite in mittel- bis dunkelgraue ca. 100 m mächtige Kalksiltite über. Am Top dieser Kalke sind verkieselte Korallen (*Isastrea marcoui*, *Isastrea* sp., *Microphyllia* und ?*Comoseris*) zahlreich zu beobachten. Sie sind nicht in situ erhalten.

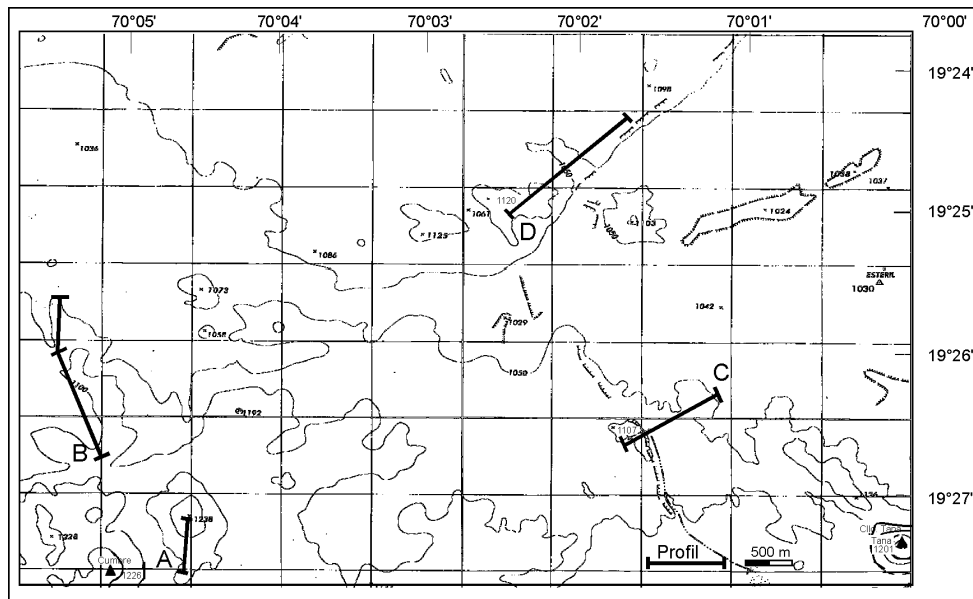
Das Profil wird durch eine ca. 35 m lange Aufschlußlücke unterbrochen. Es setzt dann eine ca. 90 m mächtige Abfolge mit Sedimenten ein, die durch feinschichtige, rötliche, lutitische bis siltige Kalksteine mit drei Geodenhorizonten charakterisiert sind. Die Schichten fallen mit ca. 20° nach NNW ein. Sowohl in den feinschichtigen Sedimenten als auch in den Geoden treten zahlreiche Ammonoideen auf, u.a. die Gattungen *Neuquenicerias*, *Rehmannia*, *Parapatoceras* und einige Eurycephalitidenfragmente.

### 4.3 Region Pampa Tana

Im Bereich der Pampa Tana sind Vulkanite und jurassische Sedimente des Bajocium bis Oxfordium sowie kretazische, marine, fossilreiche Kalke der Formation Blanco (CECIONI & GARCÍA, 1960a, b) aufgeschlossen. Der Kontakt der jurassischen zu den kretazischen Ablagerungen ist nicht aufgeschlossen. Das Gebiet ist stark tektonisch gestört. Charakteristisch ist eine staffelartige Blocktektonik. Die Aufschlußverhältnisse sind schlecht. Es handelt sich vorwiegend um isolierte Schichtfolgen auf Hügeln, die aus der Wüstenebene ragen.

Im westlichen Teil der Quebrada Tana (Abb. 4-1) sind Vulkanite aufgeschlossen, die nach SILVA (1976) in die Oficina Viz-Formation gestellt werden. Die Abfolge ist wie im Westteil der Quebrada Tiliviche durch Intrusiva stark gestört. Der Übergang von den Vulkaniten zu den überlagernden Sedimenten auf der Hochebene, die in vier Profilen (Profile Pampa Tana I,

II, III und IV, Abb. 4-4; siehe Anhang, Anlage 3) dokumentiert sind, ist daher unklar. Am FP 2 (Abb. 4-1) wurden Sedimente, die direkt in der Quebrada Tana aufgeschlossen sind, beobachtet. Eine mächtige, schwarze bis dunkelgrüne vulkanische Brekzie bildet die Basis. In der darüberliegenden vulkaniklastischen Serie mit eingeschalteten hellgrünen Tuffbändern konnte eine marine Flachwasserfauna mit *Entolium*, *Vaugonia*, *Trigonia* und zahlreichen großwüchsigen Terebratulidae (*Lobidothyris perovalis*) beobachtet werden. Die Folge wird durch einen granodioritischen Intrusivkörper gestört (Kramer, mündl. Mittl.).



**Abb. 4-4:** Lageplan der Profile in der Region Pampa Tana. A: Profil Pampa Tana I, B: Profil Pampa Tana II, C: Profil Pampa Tana III und D: Profil Pampa Tana IV.

In den Profilen Pampa Tana I und II wurden grüne vulkaniklastische und oolithische Sedimente beobachtet, die ihrer Ausbildung nach denen der Sedimente im Raum Zapiga und den basalen Serien in der Quebrada Tiliviche entsprechen. Die Schichten fallen mit ca. 25° nach NNE ein. Die sedimentäre Serie zeichnet sich hier abweichend durch wiederholt eingeschaltete vulkaniklastische Brekzien aus. Die oolithischen Kalke weisen einen höheren Anteil an dunklen Komponenten (Vulkaniklasten) auf. Die Sedimente sind durch eine flachmarine Fauna geprägt. So findet man in den vulkaniklastischen Sedimenten im Profil Pampa Tana I *Trigonia stelzneri*, *Trigonia* sp., *Pinna*, *Vaugonia*, *Astarte*, *Ostrea* neben *Lobidothyris perovalis*, *Rhynchonella caracolensis?* und reguläre Echinoidea sowie *Montlivaltia*. Neben diesen Fossilien wurde ein Exemplar eines *Megasphaeroceras* gefunden. Im Profil Pampa Tana II wurden zwei fossilreiche Horizonte mit zahlreichen Korallen der Gattung *Montlivaltia* und verschiedenen Pelecypoden (*Myophorella*, *Astarte*, *Vaugonia* und diverse doppelklappige Pelecypodensteinkerne), zahlreichen Gastropoden (u.a. *Nerinella?*) sowie Brachiopoden (u.a. *Lobidothyris perovalis*, *Rhynchonella caracolensis?*) beobachtet. Die doppelklappige Erhaltung der Pelecypoden weist auf in situ-Sedimentation hin.

Das Profil Pampa Tana III (Detailkarte siehe Kap. 6, Abb. 6-3) zeigt eine ca. 25 m mächtige Abfolge von hellgrauen mittel- bis dickbankigen Kalkareniten, die mit 15 ° nach NE einfallen. Auffällig sind hier die zahlreichen zum Teil herausgewitterten, verkieselten Fossilreste (*Gryphaea*, *Lopha*, Echinoideenstacheln und zahlreiche Serpuliden). Daneben treten Steinkerne von *Pholadomya*, *Plagiostoma?* und Pectiniden auf. Belemniten und dickschalige Gastropodensteinkerne sind häufig, dagegen irreguläre Echinoidea und Cidaridenstachel und Fragmente von Perisphinctidae selten. Darüber folgen ca. 30 m mächtige Vulkaniklastite, die zum Top hin wieder in mittelbankige Kalkarenite übergehen.

Im Profil Pampa Tana IV (Detailkarte siehe Kap. 6, Abb. 6-3) streichen die Schichten ebenfalls NW-S und fallen nach NE ein. Die Folge ist durch eine Störungszone in zwei lithologische Abschnitte geteilt. Bis zur Störung fallen die Schichten relativ steil mit 40° ein und nach der Störung fallen sie mit 15° flacher ein. An der Basis des Profils im Abschnitt 1 ist eine vulkanische, 5 m mächtige Brekzie aufgeschlossen. Darüber folgen nach ungefähr 3 m Schutt ca. 20 m mächtige hellgraue, oolithische, fossilreiche, hellgraue, mittelbankige Kalkarenite, die Pelecypoden führen. Neben unbestimmbaren Schalenresten wurden *Pinna* (in situ) und *Myophorella* beobachtet.

Die parallel zum Streichen liegende Störung trennt die hellen Kalke von den ca. 350 m mächtigen, lutitischen bis siltigen, dunkelgrauen, rötlich verwitternden Kalken, die mit den Sedimenten der El Godo-Formation im Profil Quebrada Tiliviche korreliert werden können. In diesen Schichten wurden im basalen Teil die Gattungen *Neuquenicerias*, *Parapatoceras* und *Bositra* und im höheren Bereich *Hecticoceras singulicostatum*, *Reineckeinae* n. gen. sp. C und D sowie *Rursiceras* gefunden.

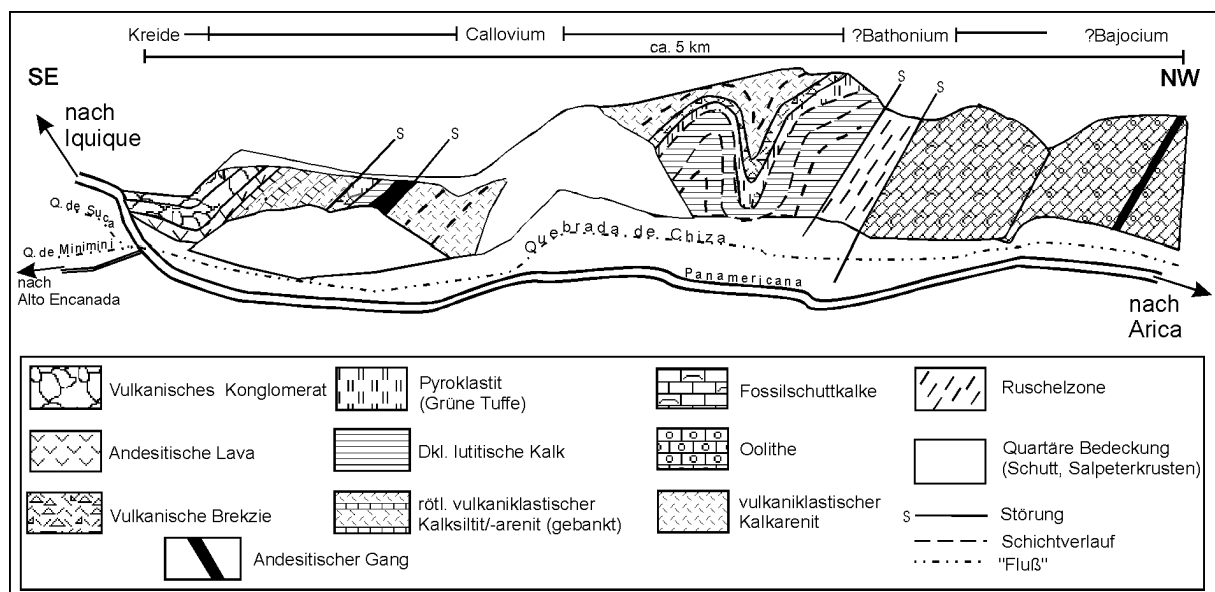
Ca. 20 km westlich des Cerro Blanco sind am FP 3 (Abb. 4-1) dunkelgraue bis grünliche, splittig verwitternde Kalksiltite mit Geoden aufgeschlossen. In den Geoden wurden die Ammonoideen *Rehmannia* (*R.*) sp. B und *Hecticoceras* (*S.*) cf. *singulicostatum* gefunden.

#### 4.4 Region Quebrada Chiza

Entlang der Quebrada Chiza wurde von W nach E ein Profil (Abb. 4-5; Kap. 9, Abb. 9-2, Anhang, Anlage 4) aufgenommen, das mit einer mächtigen schwarzgrünlichen vulkanischen Brekzie (Pyroklastit) beginnt, die nach CECIONI & GARCÍA (1960a, b) in die Cuya-Formation gestellt wird. Die Brekzie läßt sich beiderseits entlang der Straße nach Cuya bis zur Quebrada Camarones über 5 km verfolgen. Sie ist im Profil nicht dargestellt.

Bei den darüber folgenden Sedimenten handelt es sich um eine gestörte und zum Teil gefaltete Abfolge (Abb. 4-5), die mit flachmarinen dickbankigen hellgrauen Oolithen einsetzt.

Die Oolide sind mit der Lupe und makroskopisch zu erkennen. Die Oolithserie wird von drei steilen Gangsystemen (porphyrisch, andesitisch) unterbrochen. Darauf folgen noch einmal 150 m hellgraue arenitische bis ruditische Oolithe. Neben wenigen Pelecypodenschalenbruchstücken und Gastropoden treten in diesen Kalken selten, silifizierte nicht weiter bestimmbare Korallenfragmente und Stielglieder von *Pentacrinus* auf. Ab Profilmeter 300 setzen mittelbankige graue Kalkarenite bis -rudite ein. Sie haben eine bläulichgraue Verwitterungsfarbe. Die Folge wird von einigen Schutthalden unterbrochen und einem andesitischen Gang gestört. Im höheren Teil dieser Serie wurden ein schlecht erhaltenenes



**Abb. 4-5:** Schematischer Anschnitt der Quebrada Chiza (nicht maßstabsgetreuer Ausschnitt) mit Synklinalstruktur.

Eurycephaliden- und ein ?*Oxycerites*-Fragment gefunden. Nach einer ca. 70 m mächtigen mit andesitischen Gängen durchzogenen „Ruschelzone“ sind dunkelgraue, feinbankige Kalklutite aufgeschlossen, die Eurycephalitidenfragmente führen. Sie gehen in dunkelgraue bis schwarze Kalklutite über, die durch einen bituminösen Geruch und durch das zum Teil pflasterartige Auftreten von *Bositra* charakterisiert sind.

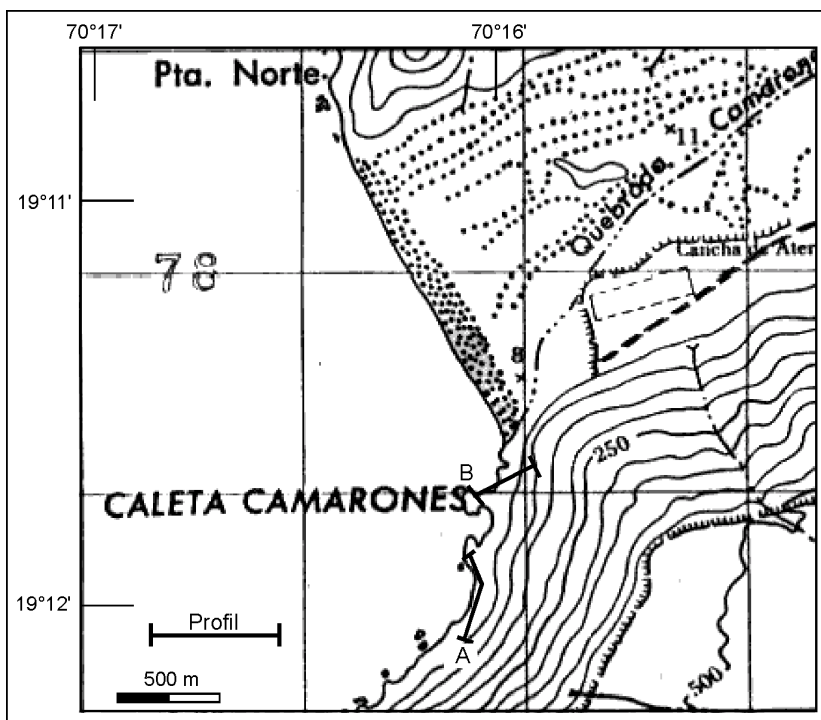
Die darauffolgende 30 m mächtige vulkanische Serie aus flaschengrünen Pyroklastiten (Tuffe) und vulkanischen Brekzien weisen auf Aktivität des vulkanischen Bogens hin. Darüber wiederholt sich die dunkelgraue bis schwarze Kalklutit-Serie mit Bositren und Ammonoideenbruchstücken (u.a. Reineckeidenfragmente).

Es folgt ein 450 m mächtiger Bereich, der mit Hangschutt überdeckt ist. Dazwischen sind einige Schichten mit stark verwitternden, „roten“ (Verwitterungsgrus), vulkaniklastischen

Kalksiltiten aufgeschlossen. Ein über 50 m mächtiger andesitischer Gang setzt bei Profilmeter 1240 ein. Die folgende Serie setzt sich wieder aus dunkelgrauen bis schwarzen Kalklutiten, grünen Pyroklastiten (Kristalltuff) und rötlichen vulkaniklastischen Kalksiltiten bis –areniten zusammen. Erstmals treten zahlreich Geoden mit Ammonoideen (Reineckeidae) in den Kalklutiten auf. Die Tuffe verzahnen sich mit einer pyroklastischen Brekzie. Nach der zweiten Störung sind wieder rötliche siltige Vulkaniklastite aufgeschlossen, die zahlreiche Fragmente von Reineckeidae u.a. *Rehmannia (R.) brancoi* und *Rehmannia (R.) stehni* führen. Am Top dieser Folge konnten zerdrückte Exemplare der Gattung *Euaspidoceras* geborgen werden. Die sedimentäre Serie wird durch eine konkordante andesitische Deckenlava unterbrochen.

Winkeldiskordant zu den Laven folgen polymikte, rosafarbende, kretazische Brekzien, in denen u.a. aufgearbeitete Juragesteine zu beobachten sind.

#### 4.5 Region Caleta Camarones



**Abb. 4-6:** Lageplan der Profile in der Caleta Camarones. A: Beginn des Teilprofils Caleta Camarones I und B: Beginn des Teilprofils II.

An der Südseite der Bucht Caleta Camarones wurde ein Profil aus zwei Teilprofilen aufgenommen (Caleta Camarones I und II, Abb. 4-6; Anhang, Anlage 4). Die Schichten fallen relativ flach zwischen 10 und 15° nach NE bis E ein.

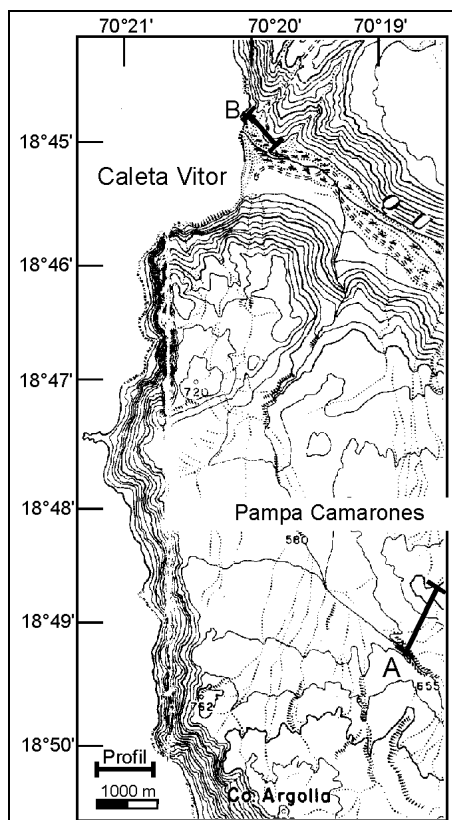
Das Teilprofil I beginnt mit bituminösen, feinschichtigen Kalklutiten, auf die eine mächtige marine vulkaniklastische Serie folgt, die in eine pyroklastische Serie mit Kristall- und Lapillituffen

übergeht. Sie wird von einem gering mächtigen, stark gefalteten („convolute bedding“) Hornstein überlagert, auf dem eine mächtige vulkaniklastische Brekzie folgt, die in arenitische, vulkaniklastische Sedimente übergeht. Das Profil endet am Top mit basaltoandesitischen Kissenlaven, die auf marine Bildungsbedingungen zurückzuführen sind.

Im Teilprofil II (ca. 500 m nördlich vom Teilprofil I) bilden basalto-andesitische Kissenlaven die Basis, auf die vulkaniklastische Brekzien folgen, die mit einer ca. 8 m mächtigen Einheit aus vulkaniklastischen, marinen, fossilführenden und feinkörnigen Sedimenten verzahnt. An der Basis der fossilführenden Sedimente wurden die Ammoniten *Spiroceras orbigny* und *Megasphaeroceras* sp. A und Ammoniten der Familie Stephanocertidae (u.a. *Lupherites* cf. *dehmi* und *Teloceras*) gefunden. Daneben treten Korallen der Gattung *Montlivaltia*, Pelecypoden (*Trigonia*, *Ostrea*), dickschalige Gastropoden und Belemnitenrostren auf. Der obere Abschnitt des Profils wird durch eine Wechsellagerung von grünen, geschichteten Vulkaniklastiten mit andesitischen Deckenlaven gebildet. Das Profil endet mit schwarzen pyroklastischen Fließablagerungen, die bis in die Quebrada Chiza verfolgt werden können. Es wird angenommen, daß das Teilprofil I älter ist als das Teilprofil II.

12 km nordöstlich der Zollstation Cuya (FP 4) sind oberhalb der Quebrada Camarones an der Straße nach Arica bei km 19,75 inmitten einer mächtigen Lavafolge dunkelgraue bis schwarze, bituminöse Kalklutite aufgeschlossen. Zahlreiche Rhynchonellidae mit kieseliger Schalenerhaltung, kleinwüchsige Bositren und Abdrücke von *Aucella?* sind in den Sedimenten zu finden. Lithologisch sind sie mit den Kalklutiten der Quebrada Chiza und denen des Cerro Morro vergleichbar.

#### 4.6 Region Pampa Camarones und Caleta Vitor

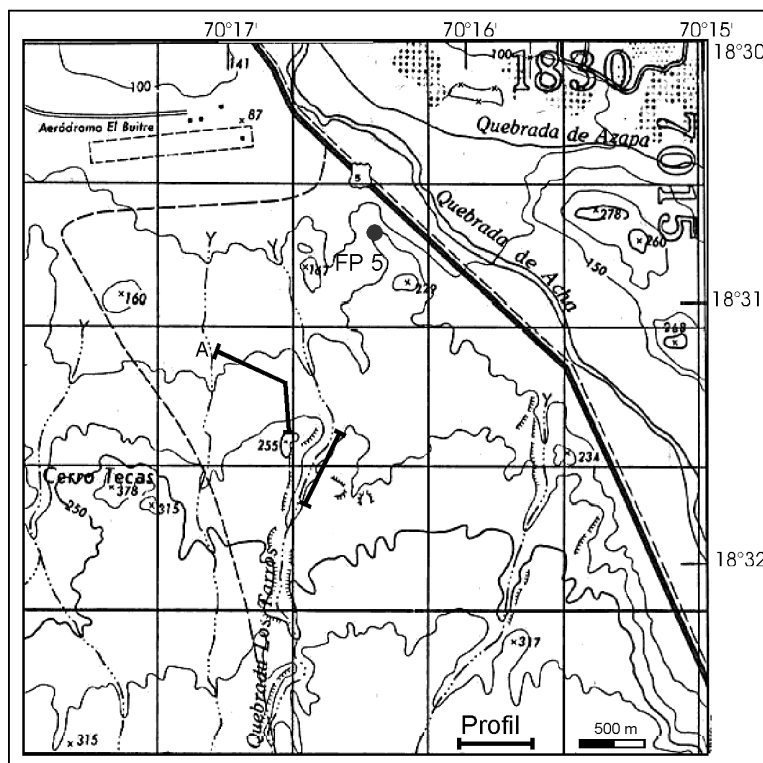


Die Pampa Camarones (Abb. 4-7) zeichnet sich durch mächtige Vulkanitserien (andesitische Deckenlaven) und Intrusiva aus. Die Vulkanite werden aufgrund ihrer lithologischen Ausbildung in die Formation Oficina-Viz gestellt. Am Cerro Argolla (Abb. 4-7; Profil Cerro Argolla, Anhang, Anlage 4) werden diese Vulkanite durch ca. 25 m mächtige oolithische Fossilschuttkalke überlagert, die mit 15° flach nach NE einfallen. Sie lassen sich lithologisch und anhand ihres Fossilinhaltes mit den Sedimenten aus dem Raum Zapiga vergleichen. Charakteristisch ist auch hier ein nestartiges Auftreten von Gryphaeen.

**Abb. 4-7:** Lageplan der Profile in der Region Pampa Camarones und Caleta Vitor. A: Cerro Argolla und B: Caleta Vitor

Auch sind umgelagerte Korallenfragmente der Gattungen *Isastrea* und *Microphyllia* zu beobachten. Am Top der Folge sind die Schichten stark bioturbat. In der Caleta Vitor (Abb. 4-7; Profil Caleta Vitor, Anhang, Anlage 5) bilden ca. 10 m mächtige Vulkanite (andesitische Kissenlaven) die Basis, in die eine 20 m mächtige vulkaniklastisch geprägte Sedimentserie mit Grauwackencharakter eingeschaltet ist. Diese fällt mit  $30^\circ$  nach NE ein. Über diese folgen konkordant mächtige andesitische Deckenlaven bis auf das Höhenniveau der Pampa.

#### 4.7 Region Los Tarros



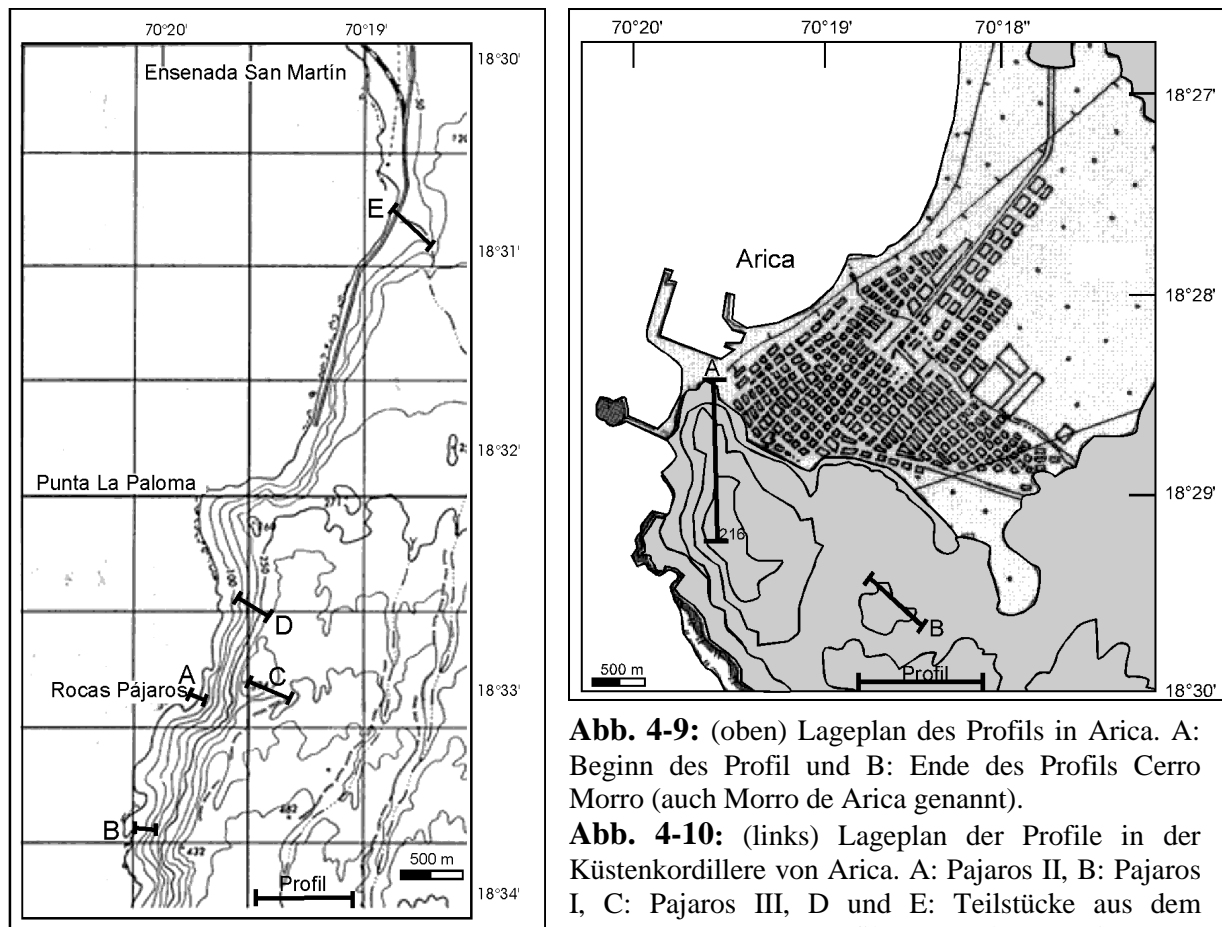
**Abb. 4-8:** Lageplan des Profils in der Region Quebrada Los Tarros. A: Beginn des Profils.

Das in der Quebrada Los Tarros aufgenommene Profil (Profil Quebrada Los Tarros, Abb. 4-8; Anhang, Anlage 5) beginnt mit andesitischen Deckenlaven. Auf ihnen folgen vulkaniklastische, marine Sedimente, in denen vereinzelt Kalkbänke und ein Geodenhorizont mit nicht näher bestimmbar Perisphinctidae beobachtet werden konnten. Die Schichten fallen relativ steil mit ca.  $45^\circ$  nach NE ein. Diese vulkaniklastischen Sedimente gehen nach 40 m in feinschichtige Kalklutite mit *Caracolicer* sp. A und *Campylites*

über, und in denen weitere Geodenhorizonte ausgebildet sind. 10 m darüber findet man in den Geoden *Gregoryceras chongi*, *Gregoryceras* cf. *transversarium*, *Glochiceras* und *Ochetoceras*. Ein weiterer Ammonitenhorizont ist 40 m höher aufgeschlossen. Dort sind Exemplare der Gattung *Passendorferia*, *Glochiceras*, *Euaspidoceras*, *Gregoryceras* und einige Laevptychen gefunden worden. Auf die feinschichtigen Kalklutite folgen dünnbankige Fossiltschuttkalke, die von einem ca. 30 m mächtigen, vulkanischem Konglomerat überlagert werden. Nach einer Aufschlußlücke von 150 m treten dünnbankige, vulkaniklastische Sedimente auf, die Geoden mit Perisphinctidae führen. Das Profil endet mit konkordant auflagernden, andesitischen Deckenlaven.



## 4.8 Region Küstenkordillere von Arica



**Abb. 4-9:** (oben) Lageplan des Profils in Arica. A: Beginn des Profils und B: Ende des Profils Cerro Morro (auch Morro de Arica genannt).

**Abb. 4-10:** (links) Lageplan der Profile in der Küstenkordillere von Arica. A: Pajaros II, B: Pajaros I, C: Pajaros III, D und E: Teilstücke aus dem zusammengesetzten Profil Punta Palomas/Pajaros

Im Bereich von Arica wurden fünf Profile (Abb. 4-9 und 4-10: Profil Punta Pajaros I, II, III und Profil Cerro Morro + La Capilla, Anhang, Anlagen 5 und 6) aufgenommen. Drei von diesen (Profil Punta Pajaros I, II und III) wurden zusammen mit Beobachtungen bei Punta Palomas zu einem Profil „Punta Paloma/Pajaros“ (Schichten fallen mit ca. 30° nach E ein) zusammengefügt. Es wird im Kapitel 6, Abb. 6-2 zusammen mit dem Profil „Cerro Morro“ (Schichten fallen flach mit 15° nach NE ein) dargestellt und korreliert.

Das Standardprofil „Punta Paloma/Pajaros“ setzt mit säulig erstarrten, basaltischen Trachyandesiten ein. Über diesen Vulkaniten liegt eine marine Abfolge, in der sich Verzahnungen von basalto-andesitischen Deckenlaven mit feinschichtigen, bituminösen Kalklutiten beobachten lassen. Sie sind durch ein „pflasterartiges“ Auftreten von *Bositra buchii* gekennzeichnet. Fragmente von Eurycephalitidae sind selten. Die Abfolge wird von einer ca. 80 m mächtigen Einheit überlagert, die sich aus basalto-andesitischen Laven zusammensetzt. Diese Laven zeigen größtenteils Kissenstrukturen. Diese Vulkanitabfolge wird durch feinschichtige, bituminöse Kalklutite überlagert, die Eurycephalitidae (*Eurycephalites steinmanni*, *Xenocephalites?* und diverse Eurycephalitinae gen. et sp. indet. )

und Bositren enthalten. Die feinschichtigen Kalklutite verzahnen in Richtung Norden mit vulkanischen Brekzien, die weiter nach Norden in marine vulkaniklastische Kalkarenite übergehen. Darüber folgt eine Wechsellagerung von basaltoandesitischen Deckenlaven mit vulkaniklastischen Kalkareniten. Über dieser Wechsellagerung liegen feinkörnige, oolithische Kalke, die zum Hangenden grobkörniger werden. Getrennt werden diese Kalke durch eine vulkanische Brekzie, die von andesitischen Deckenlaven überlagert wird. Den Schluß des Profils bilden vulkaniklastische Fossilschuttkalke, in denen neben Pelecypodenschalen zwei Pflanzenreste gefunden worden sind.

Das weiter im Norden gelegene Cerro Morro-Profil kann aufgrund der Gefüge und des Chemismus der Vulkanite und der Sedimente mit dem Profil „Punta Palomas/Pajaros“ korreliert werden. Das Profil „Cerro Morro“ beginnt ebenfalls mit feinschichtigen, bituminösen Kalklutiten, in denen Exemplare von Eurycephalitinae gen et sp. indet., *Bositra dalmasi* und *Bositra buchii* auftreten. Die Kalklutite werden von mächtigen Kissenlaven überlagert. Im Gegensatz zum Profil „Punta Palomas/Pajaros“ folgen jedoch auf die Kissenlaven oolithische, siltig bis arenitische Fossilschuttkalke. Über diesen Flachwasserkalken sind andesitische bis trachyandesitische Laven aufgeschlossen. Die darauffolgende vulkaniklastische, marine siltige Serie führt wieder Eurycephalitidae. Neben diesen treten Lamellaptychen, Cidaridenstacheln und Belemnitenrostren auf. Nach einer Aufschlußlücke endet das Profil mit marinen, mikritisch bis ruditischen, mittelgrauen Kalken. An Fossilien wurden dickschalige Gastropoden und Ostreen gefunden. Ca 1 km südlich vom Cerro Morro konnten bei La Capilla oberhalb des Küstenkliffs (siehe Kap. 8, Abb. 8-2) ebenfalls mikritisch bis ruditische, mittelgraue Kalke mit Pelecypodenbruchstücken beobachtet werden. Dort sind an der Basis der marinen Schichten andesitische Deckenlaven aufgeschlossen.

#### **4.9 Region La Yarada und Ilo (Peru)**

Im Gebiet La Yarada wurde ein Profil (Profil Fuertes de los Españoles und Cerro Miraflores, Anhang, Anlage 6) entlang des Rio Sama aufgenommen (Abb. 1-2). Die Abfolge fällt relativ steil mit 45° nach NE ein. Nach ca. 1000 m Schichtmächtigkeit mußte die Talseite gewechselt werden, da der Fluß das Profil schneidet. Dort fallen die Schichten mit ca. 50° nach NNE ein. Die Schichtenfolge im Bereich La Yarada setzt mit trachyandesitischen bis trachytischen Vulkaniten ein. Diese Vulkanite werden in der Literatur in die Formation Chocolate gestellt (JAEN & ORTIZ 1963). Aufschlüsse dieser Vulkanite sind entlang des Strandes von Isla Vila Vila bis zur Ortschaft Vila Vila (Abb. 4-1) zu beobachten. Auf die Vulkanite der Formation

Chocolate folgen vulkaniklastische Sedimente und Kalkarenite, in die Vulkanite eingeschaltet sind. Diese Sedimentfolge wird der Formation Guaneros zugeordnet (JAEN & ORTIZ, 1963). Die Vulkanite sind als Laven erstarrt und haben eine ähnliche trachyandesitische Zusammensetzung wie die Vulkanite der Chocolate-Formation oder sie sind basalto-andesitisch (mündl. Mittl Kramer).

Entlang des Rio Sama wurde ein Profil aufgenommen, das in 3 Bereiche gegliedert werden kann. Der untere Bereich des Profils wird aus vulkaniklastischen, marinen Kalkareniten gebildet. Hier konnten u.a. „Bositrapflaster“ (*Bositra buchii*), Ostreen, silifizierte Rhynchonellidae und ein eingeschwemmter Pflanzenrest beobachtet werden. Diese Folge konnte mit Sedimenten korreliert werden, die östlich vom Cerro Punta Colorado (FP 5, Abb. 1-2) aufgeschlossen sind. Dort wurde der einzig körperlich erhaltene silifizierte Schwamm gefunden. Es handelt sich um ein sehr schlecht erhaltenes Stück mit triaxonen Schwammnadeln, die mit der Lupe noch zu erkennen sind. Zahlreiche Exemplare von *Bositra buchii*, *Camptonectes*, *Lopha* und Pectiniden sowie Echinoideenstacheln und Rhynchonellidae wurden ebenso gefunden. Der mittlere Abschnitt des Profils besteht aus einer ca. 600 m mächtigen Serie aus Deckenlaven auf die ca. 125 m mächtige vulkaniklastische Kalksiltite folgen. An der Basis dieser Kalksiltite treten großwüchsige Bositren auf. Das Profil wird durch den Rio Sama unterbrochen. Östlich des Flusses setzt sich das Profil mit arenitischen Fossilschuttkalken fort. In dem Fossilschuttkalk wurde ein Reineckeiden-Fragment (*Rehmannia* ex. gr. *stehni*) gefunden. Auch sind Korallen der Gattung *Isastrea* und einige nicht weiter bestimmbare Exemplare beobachtet worden. Aus zeitlichen Gründen konnten nur 1250 m des Profils La Yarada aufgenommen werden. Der jüngere Teil der Formation Guaneros ist somit nicht erfaßt.

An der Küste, ca. 30 km nordwestlich von Ilo (westlich der Hacienda Pocoma) liegen unmittelbar auf den Gneisen des präkambrischen Grundgebirges trachyandesitische und sehr untergeordnet rhyolithische Laven. Deren durchweg hoher Oxidationsgrad (Specularit-Imprägnationen) kennzeichnet das Erstarrungsmilieu als terrestrisch (mündl. Mittl. Kramer). Unmittelbar an der Basis der Laven findet man die Gneise brekziiert und von Gängen durchsetzt. Meßwerte zeigen ein Einfallen mit 55 ° nach NNW. Ähnliche Laven reichen bis ca. 40 km östlich der Quebrada Bronze unweit des Rio Mocebo. Dort werden die Laven von Pyroklastiten (Tuffe), die in grobklastische Vulkaniklastite übergehen, überlagert. Hinweise auf marine Sedimentation wurden nicht entdeckt. Nach NARVAEZ (1964) soll entlang der Quebrada Bronze der Übergang von den Vulkaniten (Chocolate Formation) zu den marinen Sedimenten der Formation Guaneros aufgeschlossen sein.

## 5. Makrofauna

Die Makrofauna im Untersuchungsgebiet setzt sich hauptsächlich aus Ammoniten, Pelecypoden und Gastropoden zusammen. Daneben treten untergeordnet Brachiopoden, Belemniten, Korallen und Echinodermaten auf. Vergleicht man die Makrofauna dieses Arbeitsgebietes mit der des im Süden gelegenen Anschlußgebietes, das von KOSSLER (1998) bearbeitet wurde, so fällt eine geringere Diversität der Taxa auf. Die für die Chronostratigraphie wichtigen Ammoniten fehlen in einigen Profilen völlig. Auch erschwert der teilweise sehr schlechte Erhaltungszustand der Fossilien deren genaue Bestimmung. Das Fehlen wichtiger stratigraphischer Gattungen wird zumindest zum Teil auf ein Absammeln des Geländes in früheren Zeiten zurückgeführt, hinzu kommt auch, daß einige Aufschlüsse, vor allem das Küstenkliff, aufgrund ihrer Steilheit nur sehr schwer zugänglich sind. Auch wird die weite Verbreitung der Oolith-Fazies, die einen hochenergetischen Lebensraum darstellt - demnach lebensfeindlich, als Grund für die fehlenden Fossilien angenommen. Im südlichen Anschlußgebiet von KOSSLER (1998) ist diese Fazies nicht so stark ausgeprägt. Eine grundlegende Veränderung des Lebensraums wird jedoch ausgeschlossen, da es zu keiner gravierenden Faziesänderung kommt. Bis auf die Ammonoidea (Teil I) werden für jedes Profil alle weiteren Makro- und Ichnofossilien nur in Faunenlisten aufgeführt und nicht näher diskutiert (Teil II). An dieser Stelle wird auf die Arbeit von KOSSLER (1998) verwiesen, in der ausführlich die Systematik und Taxonomie der Makrofauna behandelt wird.

### 5.1 Teil I: Ammonoidea

Bestimmungsliteratur: ARKELL (1957), ARKELL et al. (1957), DIETL (1988), GALÁCZ (1980), GRÖSCHKE (1996), GRÖSCHKE & ZEISS (1990), GYGI & HILLEBRANDT (1991), HILLEBRANDT (1977), HILLEBRANDT & GRÖSCHKE (1995), IMLAY (1962), KOSSLER (1998), MELÉNDEZ HEVIA (1989), MOORE & SYLVESTER-BRADLEY (1957), NITZOPOULOS (1973), PANDEY et al. (1994), PARENT (1997), POTONIÉ (1929), RICCARDI & WESTERMANN (1991a, b), RICCARDI et al. (1989), RICCARDI et al. (1991), SCHLEGELMILCH (1985), SCHLEGELMILCH (1994), STEHN (1923), STEINMANN (1881), THIERRY (1976), TORNQUIST (1898), TRAUTH (1938), WESTERMANN et al. (1980), ZIEGLER (1958).

Die biostratigraphische Einordnung erfolgte nach RICCARDI & WESTERMANN (1991a, b).

#### **Ordnung: Ammonitida Hyatt, 1889**

#### **Unterordnung: Ammonitina Hyatt, 1889**

Aufgrund der schlechten Erhaltungszustände der Ammoniten konnten nur sehr wenige Exemplare bis zum Artniveau bestimmt werden. Teilweise stellt die Gattungsdiagnose schon ein Problem dar, weil es sich bei den Funden, z. B. nur um Innenwindungen und Fragmente

handelte oder die Wohnkammern fehlten. In diesen Fällen werden die Exemplare mit dem Namen der Unterfamilie und dem Zusatz „gen. et sp. indet.“ bezeichnet. Eine biostratigraphische Aussage ist häufig trotzdem möglich.

**Familie: Stephanoceratidae NEUMAYER, 1875**

**Unterfamilie: Stephanoceratinae NEUMAYER, 1975**

Vertreter der Stephanoceratinae wurden im Arbeitsgebiet kaum gefunden. Lediglich im basalen Bereich des Profils Caleta Camarones II (Kap. 4.5) wurden 4 Exemplare entdeckt, aber nur eines konnte geborgen werden. Neben diesem einen Exemplar wurde noch eines im Profil Zapiga II (Kap. 4.1) geborgen, und ein weiteres Stück stammt aus der Sammlung von Prof. v. Hillebrandt, das er in der Caleta Camarones fand.

**Stephanoceratinae gen. et sp. indet.**

Material: Ein schlecht erhaltenes Gehäusefragment.

Fundort und Probennummer: Profil Zapiga II: (290397/38F).

Stratigraphie und Diskussion: Die assoziierte Fauna mit u. a. *Vaugonia* sp., und *Myophorella* sp. (Kap. 5.2.1) wird von KOSSLER (1998) aus der Caleta Ligate Formation beschrieben, die sie in das Bajocium stellt.

***Lupherites cf. dehmi* (HILLEBRANDT, 1977)**

Taf. 2, Fig. 4

Material: Ein unvollständiger Steinkern.

Fundort und Probennummer: Profil Caleta Camarones II: (180397).

Stratigraphie und Diskussion: Sie sind zusammen mit *Teloceras?* sp., *Spiroceras orbigny* (BAUGIER & SAUZÉ) und *Megasphaeroceras* sp. gefunden worden. *Lupherites cf. dehmi* tritt in der Dehmi Subzone (Rotundum-Zone) des basalen oberen Bajocium auf (Westermann in HILLEBRANDT et al. 1992).

***Teloceras?* sp.**

Taf. 2, Fig. 11

Material: Ein Windungsfragment vom Phragmokon.

Fundort und Probennummer: Caleta Camarones: Nr. 831220/1 (leg. A. v. Hillebrandt).

Stratigraphie: Dehmi-Subzone (Rotundum-Zone, Westermann in HILLEBRANDT et al. 1992).

---

**Unterfamilie: Cadomitinae WESTERMANN, 1956**

Es wurde nur ein Vertreter der Cadomitinae im Arbeitsgebiet gefunden (Profil Zapiga I, Kap. 4.1). Ein weiteres Exemplar wurde mir freundlicherweise vom Oxford University Museum zu Verfügung gestellt.

***Cadomites* sp.**

Material: Ein unvollständiger, deformierter Steinkern.

Fundort und Probenummer: Profil Zapiga I: 280397/18F1.

Stratigraphie und Diskussion: Dieses Exemplar wurde ca. 2 m unterhalb der Schicht mit *Phlycticeras mexicanum* (SANDOVAL & WESTERMANN) gefunden und fällt somit stratigraphisch in den Grenzbereich Bathonium/Callovium.

***Cadomites (Polyplectites)* sp.**

Taf. 3, Fig. 4

Material: Gipsabdruck des Originals, flachgedrückter Mikrokonch mit Ohr.

Fundort und Probenummer: Cerro Morro (Kap. 4.8): Nr. JU 5 (Coll. J. A. DOUGLAS 1914), Original: Oxford University Museum.

Stratigraphie und Diskussion: Dieses Exemplar wurde seit seiner Bestimmung durch DOUGLAS (1914) als *Kosmoceras* aff. *ornatum* (SCHLOTH.) in der Literatur mehrfach zitiert aber bisher nicht abgebildet. ARKELL (1956) vergleicht es mit *K. (Gulielmiceras?) zortmanense* (IMLAY). THIERRY (1976) revidiert die Zugehörigkeit zu den Kosmoceratidae; er ist sich jedoch nicht sicher, ob es sich um die Gattung *Strenoceras* oder *Epistrenoceras* handelt. Dieser Bestimmung kann jedoch auch nicht zugestimmt werden. Der Rippenabstand des vorliegenden Exemplars ist sehr viel dichter, und die Primärrippen spalten mit einem Knoten in 4 Sekundärrippen auf, was für eine Zuordnung zur Gattung *Cadomites* und wegen des Ohres zur Untergattung *Polyplectites* spricht. Diese Diagnose könnte auch für eine Zugehörigkeit zu den Stephanoceratinae sprechen, zumal die Unterscheidungskriterien Querschnitt und Lobenlinie nicht zur Verfügung stehen. Jedoch entstammt dieses Exemplar laut Literaturangabe den Schichten direkt oberhalb der Kissenlaven, die wiederum nach ca. 30 m von einer Schicht mit Eurycephalitinae gen. et sp. indet. und Lamellaptychen von *Oxyceriten* überlagert werden. Auch wurde ein Vertreter der Eurycephalitinae gen. et sp. indet. zusammen mit *Bositra buchii* (RÖMER) an der Basis des Profils gefunden. Vergleicht man nun diese Faunenvergesellschaftung mit den Faunenassoziationen von RICCARDI & WESTERMANN (1991a) aus der Quebrada San Pedro (ca. 180 km NE von Antofagasta), so werden zusammen mit den zuvor erwähnten Gattungen auch Cadomiten beschrieben. RICCARDI & WESTERMANN (1991a) ordnen diesen Horizont mit Fragezeichen dem mittleren

Bathonium zu. WESTERMANN et al. (1980) stellen eine ähnliche Faunengemeinschaft aus Südperu in das Oberbathonium. GRÖSCHKE & HILLEBRANDT (1994) geben für eine Faunenassoziation mit *Cadomites* aus der Präkordillere von Nordchile (ca. 200 km SE von Antofagasta) das Unterbathonium an. Dadurch läßt sich die Zugehörigkeit des Fundstückes von DOUGLAS (1914) zu den Stephanoceratinae ausschließen.

**Familie: Sphaeroceratidae Neumayr, 1875**

**Unterfamilie: Eurycephalitinae Thierry, 1978**

Vertreter der Eurycephalitinae sind im Arbeitsgebiet weit verbreitet. Allerdings sind die des Bajocium selten und auch nur auf die Profile Pampa Tana I (Kap. 4.3) und Caleta Camarones (Kap. 4.5) beschränkt. Die Eurycephalitinae sind ab dem Bathonium bis zum Callovium hauptsächlich in den Schichten der Spikulit-Fazies (Profil Punta Palomas/Pajaros und Profil Cerro Morro, Kap. 4.8) zu finden.

Des weiteren wurden sie auch in Horizonten der Vulkaniklastit-Fazies in den Profilen Zapiga I und II (Kap. 4.1), Pampa Tana I (Kap. 4.3), Quebrada Chiza (Kap. 4.4) und Quebrada Tiliviche (Kap. 4.2) entdeckt.

---

**Taf. 1: Makrofauna: Cephalopoden I** (Alle Figuren im Maßstab 1:1; Ausnahme Figur 9)

- Fig. 1 *Neuquenicer* n. sp. A; Untercallovium (Bodenbenderi-Zone), Quebrada Tiliviche, Nr. 090995/2F.
- Fig. 2 *Gregoryceras (Gregoryceras) chongi* GYGI & HILLEBRANDT, Mitteloxfordium/Transversarium-Zone, Quebrada Los Tarros, Nr. 250397/X2.
- Fig. 3 *Gregoryceras (Gregoryceras) chongi* GYGI & HILLEBRANDT, Mitteloxfordium/Transversarium-Zone, Quebrada Los Tarros, Nr. 070397/F.
- Fig. 4 *Xenocephalites* cf. *gottschei* TORNQUIST, Bathonium/Callovium-Grenzbereich, Profil Zapiga I, Nr. 150995/9A.
- Fig. 5 *Caracolicer* sp. A (HILLEBRANDT et al., im Druck), Mitteloxfordium/Transversarium-Zone, Quebrada Los Tarros, Nr. 250397/F.
- Fig. 6 *Lithacosphinctes* sp., Oberoxfordium, Quebrada Los Tarros, leg. A. v. Hillebrandt, TU-Berlin, Nr. 940121/1.
- Fig. 7 *Gregoryceras (Gregoryceras) chongi* GYGI & HILLEBRANDT, Mitteloxfordium/Transversarium-Zone, Quebrada Los Tarros, Nr. 250397/X2.
- Fig. 8 *Gregoryceras (Gregoryceras) cf. transversarium* GYGI & HILLEBRANDT, Mitteloxfordium/Transversarium-Zone, Quebrada Los Tarros, Nr. 250397/F.
- Fig. 9 Lamellaptychus von ?*Oxyerites*, Bathonium, Cerro Morro, Nr. 250297/1; Vergr. 5x.
- Fig. 10 *Passendorferia* sp., Oberoxfordium, Quebrada Los Tarros, leg. A. v. Hillebrandt, TU-Berlin, Nr. 940121/2.
- Fig. 11 *Spiroceras orbigny* BAUGIER & SAUZÉ, Oberbajocium/Rotundum-Zone, Profil Caleta Camarones, leg. A. v. Hillebrandt, TU-Berlin, Nr. 930220/2.





Des weiteren wurden sie auch in Horizonten der Vulkaniklastit-Fazies in den Profilen Zapiga I und II (Kap. 4.1), Pampa Tana I (Kap. 4.3), Quebrada Chiza (Kap. 4.4) und Quebrada Tiliviche (Kap. 4.2) entdeckt.

***Megasphaeroceras* sp. A**

Abb. 5-1

Material: Zwei schlecht erhaltene Steinkerne und ein Geländefoto eines mäßig erhaltenen Steinkerns (das Exemplar konnte nicht geborgen werden).

Fundort und Probennummer: Profil Caleta Camarones: 130396/F3, 220297/F1.

Stratigraphie und Diskussion: Durch die Vergesellschaftung mit *Lupherites* cf. *dehmi* (HILLEBRANDT) und *Spiroceras orbigny* (BAUGIER & SAUZÉ) werden die drei Exemplare der Dehmi-Subzone (Rotundum-Zone, unteres Oberbajocium) zugeordnet.

***Megasphaeroceras* sp. B**

Material: 1 deformierter Steinkern.

Fundort und Probennummer: Profil Pampa Tana I: 060396/6.

Stratigraphie und Diskussion: Die assoziierte Fauna (Kap. 5.2.3) entspricht der der Caleta-Ligate Formation, die von KOSSLER (1998) aus dem Bajocium beschrieben wurde.

***Lilloetia* cf. *steinmanni* (Spath, 1928)**

Taf. 2, Fig. 2

Material: 1 Steinkern ohne Wohnkammer.

Fundort und Probennummer: Punta Palomas (Straßenanschnitt): 260297/1.

Stratigraphie: Nach RICCARDI & WESTERMANN (1991a) Steinmanni-Zone (Mittel- bis Oberbathonium).

***Eurycephalites?* sp.**

Taf. 3, Fig. 9

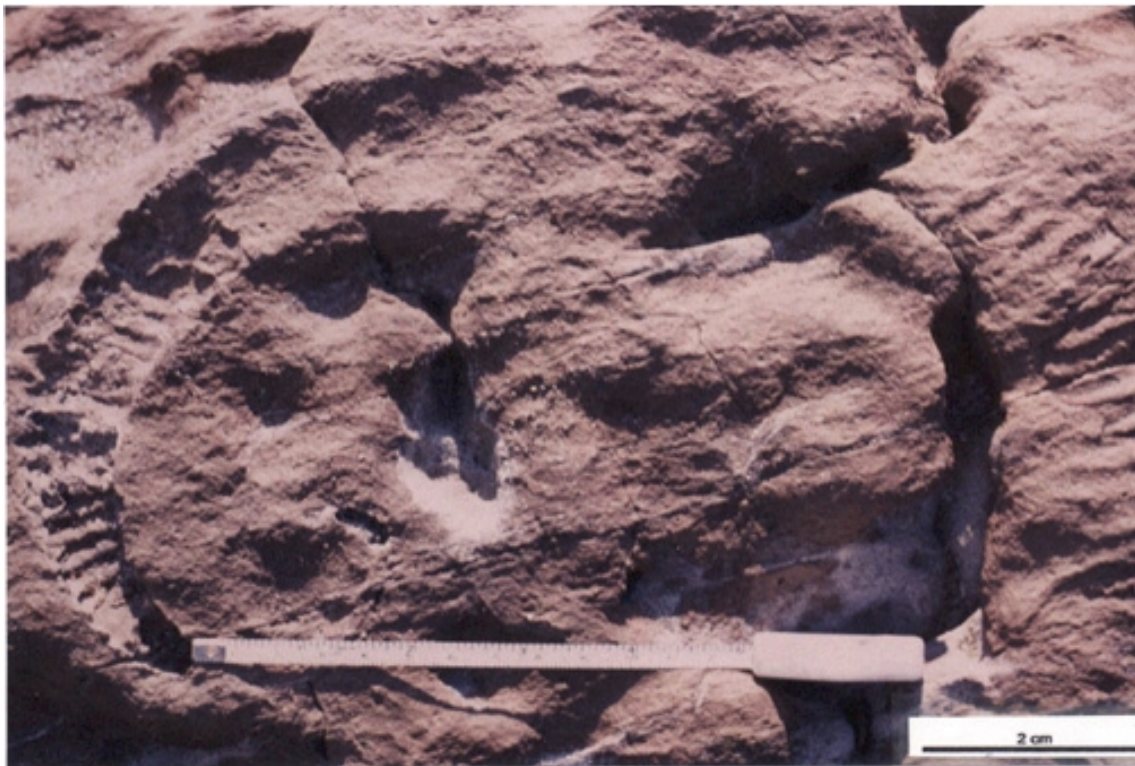
Material: Ein deformierter Steinkern.

Fundort und Probennummer: Profil Quebrada Tiliviche: 100995/1.

Stratigraphie und Diskussion: Aufgrund des schlechten Erhaltungszustandes ist eine eindeutige Bestimmung nicht möglich. Die sehr grobe Berippung könnte für einen *Eurycephalites extremus* (TORNQUIST) sowie auch für einen *Iniskinites* sprechen, die sich nach RICCARDI & WESTERMANN (1991a) auch sehr ähnlich sind. Ca. 50 cm oberhalb dieses



**Abb. 5-1:** Steinkern eines *Megasphaeroceras* sp. aus der Caleta Camarones.



**Abb. 5-2:** Abdruck und Steinkern eines *Spiroceras* sp. aus der Caleta Camarones.

Exemplars konnte eindeutig die Bodenbenderi-Zone (unt. Callovium) mit *Neuquenicerias (Frickites) bodenbenderi* (TORNQUIST) nachgewiesen werden. Da das Vorkommen von *Iniskinites* sp. in Südamerika stratigraphisch vom Unterbathonium (GRÖSCHKE 1996) bis zum Oberbathonium (RICCARDI & WESTERMANN 1991a) reicht, dürfte es sich bei diesem Exemplar nicht um *Iniskinites* handeln. Für *E. extremus* spricht die stratigraphische Verbreitung in der Bodenbenderi-Zone (RICCARDI & WESTERMANN 1991a und ALVAREZ 1996).

### **Eurycephalitinae gen. et sp. indet.**

Taf. 2, Fig. 9 und 15

Material: 22 unvollständige, teilweise flachgedrückte Steinkerne von Innenwindungen und 2 Gipsabdrücke.

Fundorte und Probennummer: Profil Zapiga I: 280397/8F1 und 8F2; FP Zapiga III: 300397/1a und b; Quebrada Tiliviche: 090995/F11a; Profil Quebrada Chiza: 210397/L3 und L4; Profil Punta Palomas/Pajaros: 260297/2-6, 9,10,13-15,19 und 20; Profil Cerro Morro: ohne Nr. (leg. Charrier), Nr. JU 3 und JU 4 (Coll. J. A. DOUGLAS 1914, Original: Oxford University Museum), 250297/F1 und F3.

Stratigraphie und Diskussion: Bei den Stücken handelt es sich ausschließlich um Innenwindungen der Phragmokone. Die für die Bestimmung wichtigen Wohnkammern fehlen völlig. Eine stratigraphische Zuordnung kann daher nur über die assoziierte Fauna erfolgen. Im Profil Zapiga I sind die beiden abgebildeten Fragmente 40 m unterhalb des Horizonts mit *Phlycticeras mexicanum* (SANDOVAL & WESTERMANN) und *Xenocephalites* sp. (Grenzbereich Bathonium/Callovium) gefunden worden. Sie werden daher dem oberen Bathonium zugeordnet. Die zwei Fragmente, die am Fundpunkt Zapiga III gefunden worden sind, können aufgrund von fehlender Begleitfauna nicht stratigraphisch zugeordnet werden. Das Exemplar aus dem Profil Quebrada Tiliviche stammt aus dem Horizont mit *Neuquenicerias (Frickites) bodenbenderi* (TORNQUIST) und gehört somit in die Bodenbenderi-Zone (mittl. Untercallovium). In der Quebrada Chiza ist die zeitliche Einordnung schwieriger. Dort treten Eurycephalitinae mit *Bositra*-Pflastern erstmalig bei Profilmeter 650 in vulkaniklastischen Sedimenten auf. Ca. 40 m darüber folgen Schichten, in denen Lamellaptychen von *Oxycerites* entdeckt wurden. Oberhalb dieses Horizontes wurden Eurycephalitinae zusammen mit nicht weiter bestimmbareren Reineckeidae gefunden. Es handelt sich daher höchstwahrscheinlich um das Untercallovium.

Im Profil Punta Palomas/Pajaros treten die zahlreichen Eurycephalitinae neben *Lilloetia* cf. *steinmanni* (SPATH), *Xenocephalites* sp. und *Oxycerites* sp. auf. Dadurch läßt sich dieser

Horizont in das Mittel- bis Oberbathonium (Steinmanni-Zone) stellen (vgl. RICCARDI & WESTERMANN, 1991a). Die Exemplare aus dem Profil Cerro Morro kommen aus drei Horizonten: das Fundstück von Charrier wurde ca. 1,70 m über der Basis des Profils gefunden. Dieser Profilabschnitt wird in das untere Bathonium gestellt, denn es folgen ca. 80 m mächtige Kissenlaven, die von Schichten mit *Cadomites (Polyplectites)* sp. und Eurycephalitinae (JU 3 und 4) überlagert werden. Dieser zweite Horizont wird dem mittleren Bathonium zugeordnet (siehe Stratigraphie *Cadomites (Polyplectites)* sp.).

Die Exemplare 250297/F1 und F3 wurden zusammen mit Lamellaptychen von ?Oxyceriten ca. 30 m oberhalb des Horizontes mit *Cadomites (Polyplectites)* sp. gefunden. Höchstwahrscheinlich befindet man sich dort im Bereich des mittleren bis oberen Bathonium.

***Xenocephalites?* sp.**

Material: 1 flachgedrückter Steinkern.

Fundort und Probennummer: Punta Palomas (Straßenanschnitt): 260297/x.

Stratigraphie und Diskussion: Mittel- bis Oberbathonium (Steinmanni-Zone). Dieses Exemplar wurde u.a. zusammen mit *Lilloetia* cf. *steinmanni* (SPATH) gefunden.

***Xenocephalites gottschei* (TORNQUIST, 1898)**

Taf. 2, Fig. 3

Material: 1 vollständiges Exemplar.

Fundort und Probennummer: Profil Quebrada Tiliviche: 100995/F6d.

Stratigraphie und Diskussion: *Xenocephalites gottschei* reicht in Argentinien stratigraphisch von der Vergarensis-Zone (ALVAREZ (1996) bis in die Bodenbenderi-Zone (RICCARDI & WESTERMANN (1991a). PARENT (1997) stellt fest, daß es sich bei *Xenocephalites gottschei* um den Mikrokonch von *Eurycephalites vergarensis* (BURCKHARDT) handelt und daß somit eine stratigraphische Zugehörigkeit in die Vergarensis-Zone vorliegt (siehe auch RICCARDI et al. 1989). Mikro- und Makrokonch sollten eigentlich gleiches Alter besitzen. Es müßte daher *Eurycephalites vergarensis* (BURCKHARDT) auch in der Bodenbenderi-Zone auftreten. *Neuqueniceras (Frickites) bodenbenderi* (TORNQUIST) wurde 10 cm unterhalb von *Xenocephalites gottschei* gefunden, der also noch in der Bodenbenderi-Zone auftritt.

***Xenocephalites cf. gottschei* (TORNQUIST, 1898)**

Taf. 1, Fig. 4

Material: 1 unvollständiger Steinkern.

Fundort und Probennummer: Profil Zapiga I: Nr. 150995/9A.

Stratigraphie und Diskussion: Unter-callovium. 11,50 m unterhalb dieses Exemplars wurde *Phlycticeras mexicanum* (SANDOVAL & WESTERMANN; Bathonium/Callovium-Grenzbereich) gefunden.

**Familie: Parkinsoniidae Buckmann, 1920**

**Unterfamilie: Spiroceratinae Hyatt, 1900**

Vertreter der Spiroceratinae wurden nur in der Caleta Camarones (Kap. 4.1.5) gefunden. Sie treten dort im Vergleich zu anderen Gattungen zahlreich auf.

*Spiroceras orbigny* BAUGIER & SAUZÉ, 1843

Taf. 1, Fig.11

Material: 1 Windungsfragment des Phragmokons.

Fundort und Probenummer: Profil Caleta Camarones, 930220/2.

Stratigraphie und Diskussion: Rotundum-Zone. HILLEBRANDT (1977) gibt für *Spiroceras orbigny* und dessen Begleitfauna aus dem Domeyko Becken die Subfurcatum-Zone (= Niortense-Zone i. S. von DIETL 1988) an. Aus dem „La Ramada Becken“ (Cordillera de San Juan, Argentinien) wird *Spiroceras orbigny* aus der Rotundum-Zone beschrieben (ALVAREZ 1996). WESTERMANN et al. (1980) führen aus dem Gebiet Paras in Peru *Spiroceras orbigny* aus dem Oberbajocium an. DIETL (1988) beschreibt diese Art aus dem *orbigny*-Horizont („Hamitenschicht“ QUENSTEDT (1856-58, 1886-87) in der Schwäbischen Alb. Auch dort ist *Spiroceras orbigny* das dominierende Faunenelement wie in der Caleta Camarones. DIETL stellt den *orbigny*-Horizont in den Grenzbereich Niortense/Garantiana-Zone. GALÁCZ (1980) gibt gleiches Alter für Exemplare aus Ungarn an. Die Korrelation mit der andinen Zonierung ergibt die Rotundum-Zone.

*Spiroceras* sp.

Abb. 5-2

Material: 4 unvollständige Exemplare, davon nur eines geborgen.

Fundort und Probenummer: Profil Caleta Camarones, 130396/F6.

Stratigraphie und Diskussion: Rotundum-Zone. HILLEBRANDT et al. (1992a) erwähnen für Chile großwüchsige *Spiroceraten*, die für die Rotundum-Zone charakteristisch sind (siehe auch THOMAS 1970 und SILVA 1976). Die von mir gefundenen Exemplare treten zusammen mit *Spiroceras orbigny* (BAUGIER & SAUZÉ) auf. Im Vergleich zu diesen sind sie ebenfalls großwüchsig, aber sie sind so schlecht erhalten, daß eine Artbestimmung nicht möglich ist.

---

**Unterfamilie: Parapatoceratinae Buckmann, 1926**

Besonders kleine Exemplare von Parapatoceratinae wurden in der Spikulit-Fazies des Profils Tiliviche (Kap. 4.2) gefunden.

***Parapatoceras* sp. A**

Taf. 2, Fig. 13

Material: 1 isoliertes Fragment.

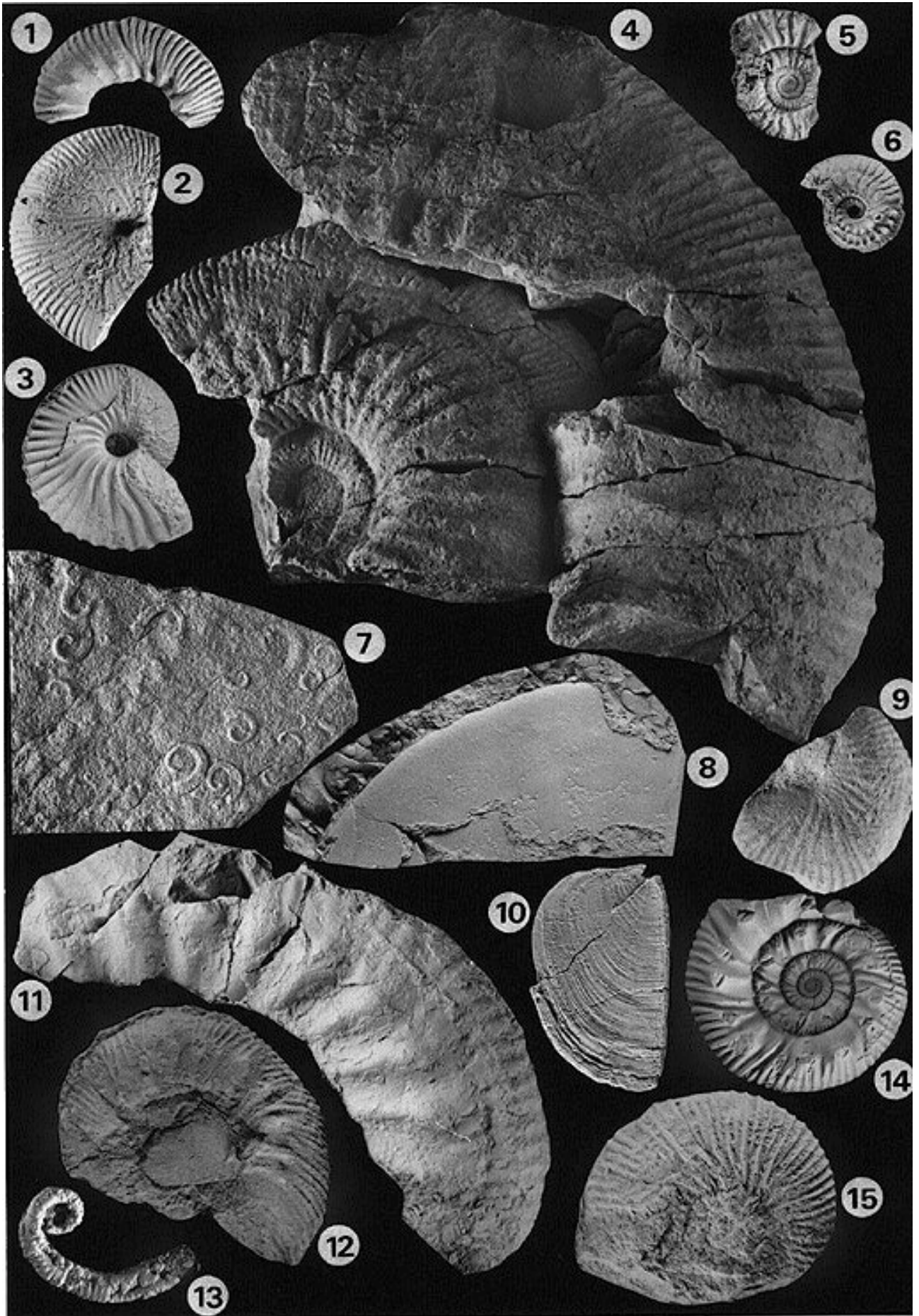
Fundort und Probennummer: Profil Zapiga I: 150995/2.

Stratigraphie und Diskussion: Unteres Unter-callovium. Das Stück wurde ca. 12 m oberhalb von *Phlycticeras mexicanum* (SANDOVAL & WESTERMANN) gefunden (siehe Stratigraphie *Phlycticeras mexicanum*).

---

**Taf. 2: Makrofauna: Cephalopoden II** (Alle Figuren im Maßstab 1:1; Ausnahme Fig. 13)

- Fig. 1 *Rehmannia* (*R.*) *brancoi* STEINMANN, Mittelcallovium, Quebrada Chiza, Nr. 200397/L.
- Fig. 2 *Lilloetia* cf. *steinmanni* SPATH, Oberbathonium (Steinmanni-Zone), Punta Palomas, Nr. 260297/1.
- Fig. 3 *Eurycephalites gottschei* TORNQUIST, Unter-callovium (Bodenbenderi-Zone), Quebrada Tiliviche, Nr. 100995/6D.
- Fig. 4 *Lupherites* cf. *dehmi* (HILLEBRANDT), Oberbajocium/Rotundum-Zone, Caleta Camarones, Nr. 180397/F1.
- Fig. 5 *Choffatia?* sp., ?Unter-callovium (?Bodenbenderi-Zone), Quebrada Tiliviche, Nr. 090995/6F.
- Fig. 6 *Phlycticeras mexicanum* SANDOVAL & WESTERMANN, Bathonium/Callovium-Grenzbereich, Zapiga, Nr. 150995/6.
- Fig. 7 *Parapatoceras* sp. B, Mittelcallovium, Quebrada Tiliviche, Nr. 090995/15F.
- Fig. 8 *Oxycerites?* sp., Oberbathonium, Punta Palomas, Nr. 260297/23.
- Fig. 9 Eurycephalitinae gen. et sp. indet., Oberbathonium, Zapiga, Nr. 280397/8F.
- Fig. 10 *Laevaptychus* (*Euaspidoceras?*), Oxfordium (Bifurcatus-Zone), Los Tarros, Nr. 250397/F12.
- Fig. 11 *Teloceras?* sp., Oberbajocium/Rotundum-Zone, Caleta Camarones, leg. A. v. Hillebrandt, TU-Berlin, Nr. 831220/1.
- Fig. 12 *Reineckeia brancoi* STEINMANN, Mittelcallovium, Quebrada Chiza, Coll. G. Chong, Nr. G.CH.-61/080182-12.
- Fig. 13 *Parapatoceras* sp. A, Unter-callovium, Profil Zapiga I, Nr. 150995/2; Vergr. 3x.
- Fig. 14 *Reineckeia brancoi* STEINMANN, Mittelcallovium, Quebrada Chiza, Coll. G. Chong, Nr. G.CH.-60/080182-4.
- Fig. 15 Eurycephalitinae gen. et sp. indet., Oberbathonium, Zapiga, Nr. 280397/8F.



*Parapatoceras* sp. B

Taf. 2, Fig. 7

Material: Mehrere sehr kleine flachgedrückte Exemplare.Fundort und Probennummer: Profil Quebrada Tiliviche: 090995/F15.Stratigraphie und Diskussion: Im gleichen Horizont wurde *Rehmannia* n. sp. A gefunden, die nach GRÖSCHKE (mündl. Mittl.) das untere Mittelcallovium charakterisiert.**Überfamilie: Haplocerataceae ZITTEL, 1884****Familie: Oppeliidae BONARELLI, 1894****Lamellaptychus**

Taf. 1, Fig. 9

Material: 3 Exemplare.Fundort und Probennummer: Profil Cerro Morro: 250297/1 und Punta Palomas (Straßenaußenschluß): 260297/17 und 18.Stratigraphie und Diskussion: Nach TRAUTH (1938), ARKELL (1957) und LEHMANN (1985) sind Lamellaptychen charakteristisch für Oppeliiden und Haploceraten. Die vorliegenden Exemplare werden aufgrund der stratigraphischen Stellung den Oppeliiden (vermutlich *Oxycerites*) zugeordnet.**Unterfamilie: Oppeliinae BONARELLI, 1894*****Oxycerites?* sp.**

Taf. 2, Fig. 8

Material: 1 Windungsbruchstück.Fundort und Probennummer: Punta Palomas (Straßenanschnitt): 260297/23.Stratigraphie und Diskussion: Das Material stammt aus einem Horizont mit zahlreichen Eurycephalitinae u.a. *Lilloetia* cf. *steinmanni* (SPATH) und höchstwahrscheinlich *Xenocephalites?* sp., die verglichen mit Faunenassoziationen von RICCARDI & WESTERMANN (1991a) und KOSSLER (1998) in das Bathonium gestellt werden. Auch wurden mehrere Fragmente von Oppeliinae im Profil Tiliviche gefunden, die als *Oxycerites?* sp. gedeutet werden. Sie treten dort gemeinsam mit *Choffatia?* sp. auf.**Familie: Glochiceratidae HYATT, 1900****Unterfamilie: Hecticoceratinae HYATT, 1900*****Hecticoceras (Zieteniceras) cf. atakamense* GRÖSCHKE & ZEISS, 1990**



Material: 1 Windungsabdruck.

Fundort und Probennummer: Profil Quebrada Tiliviche: 100995/F8.

Stratigraphie: Nach GRÖSCHKE & ZEISS (1990) Mittelcallovium.

***Hectioceras (Sublunuloceras?) singulicostatum* GRÖSCHKE & ZEISS, 1990**

Taf. 3, Fig. 5

Material: 1 Windungsabdruck und ein unvollständiger Steinkern.

Fundort und Probennummer: Profil Pampa Tana IV: 270397/x1, 270397/1 und 270397/1a.

Stratigraphie und Diskussion: Nach GRÖSCHKE & ZEISS (1990) (?Ober-) Callovium. Durch das gemeinsame Auftreten neben *Reineckeinae* n. gen. sp. C und D (siehe Unterfamilie: *Reineckeinae*) kann dieser Horizont zumindest in das obere Callovium und nach KOSSLER (1998) in den Callovium/Oxfordium-Grenzbereich gestellt werden.

***Hectioceras* ?**

Material: 1 flachgedrücktes Windungsfragment.

Fundort und Probennummer: Fundpunkt westl. vom Cerro Atajaña, 210297/5.

Stratigraphie und Diskussion: Mittelcallovium. Dieses Exemplar ist ca. 5 m oberhalb von *Rehmannia (R.)* sp. B gefunden worden (siehe Stratigraphie *Rehmannia (R.)* sp. B).

**Unterfamilie: Ochetoceratinae SPATH, 1928**

***Ochetoceras* sp.**

Material: 2 Abdrücke.

Fundort und Probennummer: Profil Los Tarros: 250397/O1, 070397/O2.

Stratigraphie und Diskussion: Die drei Exemplare treten gemeinsam mit *Gregoryceras (Gregoryceras) chongi* (GYGI & HILLEBRANDT) auf. Diese Art ist aus dem Mitteloxfordium bekannt (Transversarium-Zone; GYGI & HILLEBRANDT, 1991).

***Campylites* sp.**

Material: 3 Steinkernfragmente.

Fundort und Probennummer: Profil Los Tarros: 070397/C1, 250397/C2 und C3.

Stratigraphie und Diskussion: Die beiden Fragmente sind im Profil Quebrada Los Tarros im Horizont mit *Caracoliceras* sp. A (HILLEBRANDT et al., im Druck) gefunden worden und werden der Dunkeri-Zone (unteres Mitteloxfordium) zugeordnet (HILLEBRANDT & GRÖSCHKE, 1995; GYGI & HILLEBRANDT, 1991).

**Unterfamilie: Glochiceratinae HYATT, 1900*****Glochiceras?* sp.**

Taf. 3, Fig. 6

Material: 12 Windungsfragmente der Wohnkammer.

Fundort und Probennummer: Profil Quebrada Los Tarros: 250397/GL1-11 und Quebrada Los Tarros (nordöstl. Flanke): Nr. 940121/2 (leg. A. v. Hillebrandt, TU-Berlin).

Stratigraphie und Diskussion: Der schlechte Erhaltungszustand läßt nur eine Bestimmung der Gattung mit Fragezeichen zu. Bei diesen glattschaligen Exemplaren könnte es sich auch um schlecht erhaltene Ochetoceratinae handeln, deren Berippung erodiert ist. Das Fundstück aus der Aufsammlung von Hillebrandt zeigt jedoch einen deutlichen Lateralkanal, der charakteristisch für die Glochiceraten ist. Der für die Bestimmung wichtige Mundsaum fehlt jedoch. Ein weiteres Stück weist eine Wohnkammer mit gestieltem Ohr auf, das für die Mikrokonche der Gattung *Glochiceras* typisch ist (SCHLEGELMILCH, 1994). Die verbreiterte Ohrplatte fehlt jedoch.

Glochiceraten sind bisher aus Nordchile noch nicht beschrieben worden, treten jedoch auch in anderen Oxfordium-Profilen in Nordchile auf (mündl. Mittl. v. Hillebrandt). ZIEGLER (1958) erwähnt Funde aus Mexiko und Argentinien.

Nach SCHLEGELMILCH (1994) und ZIEGLER (1958) reichen die Glochiceratinae stratigraphisch vom untersten Oxfordium bis in das Tithonium. Die eigenen Exemplare stammen aus dem Horizont mit *Gregoryceras (G.) chongi* (GYGI & HILLEBRANDT), das in die Transversarium-Zone eingeordnet wird. Das Exemplar aus der Aufsammlung von Hillebrandt ist zusammen mit *Passendorferia* sp. in der östlichen Flanke der Quebrada Tarros gefunden worden und weist auf einen höheren Horizont (Bimammatum-Zone) hin als die eigenen Fundstücke (Kap. 6.4).

**Familie: Strigoceratidae BUCKMANN, 1924****Unterfamilie: Phlycticeratinae SPATH, 1925*****Phlycticeras mexicanum* SANDOVAL & WESTERMANN, 1990**

Taf. 2, Fig. 6

Material: 1 vollständiges Exemplar, Bestimmung durch Schweigert.

Fundort und Probennummer: Profil Zapiga I: 150995/6.

Stratigraphie: Nach SCHWEIGERT & DIETZE (1998) Oberbathonium/Callovium-Grenzbereich.

**Überfamilie: Perisphinctaceae STEINMANN, 1880****Familie: Reineckeidae HYATT, 1900****Unterfamilie: Reineckeinae HYATT, 1900**

Im Untersuchungsgebiet sind die Reineckeidae neben den Eurycephalitidae das charakteristische Faunenelement des Callovium. Sie treten in den Profilen Quebrada Tiliviche (Kap. 4.2), Pampa Tana IV (Kap. 4.3) und Quebrada Chiza (Kap. 4.4) hauptsächlich in Geoden auf, die in feinschichtige Kalksiltite/Lutite und Vulkaniklastite eingeschaltet sind.

***Neuquenceras n. sp. A***

Taf. 1, Fig.1

Material: 1 Steinkern.

Fundort und Probennummer: Profil Quebrada Tiliviche: (090995/F2).

Stratigraphie und Diskussion: Es handelt sich um ein großwüchsiges Exemplar mit ausgeprägten Knoten. Ähnlich großwüchsige Exemplare sind aus dem "Jaspe Jura" der Präkordillere bekannt (mündl. Mittl. Gröschke) und aus lithologisch ähnlich ausgebildeten Sedimenten der westlichsten Präkordillere (20°12'S) in der Quebrada Juan de Morales (mündl. Mittl. v. Hillebrandt; Formation Duplijsa: Callovium-Oxfordium, GALLI OLIVIER 1968).

Das Stück wurde ca. 1 m unterhalb des Horizontes mit *Neuquenceras (Frickites) bodenbenderi* (TORNQUIST) gefunden, das in die Bodenbenderi-Zone eingeordnet wird. Das Fundstück wird daher in die Bodenbenderi-Zone gestellt.

***Neuquenceras n. sp. B***

Taf. 3, Fig. 1

Material: 1 unvollständiges Exemplar und eine isolierte Außenwindung.

Fundort und Probennummer: Profil Quebrada Tiliviche: (090995/F3 und 100995/F6a-c).

Stratigraphie: Das Exemplar trat im gleichen Horizont mit *Xenocephalites gottschei* (TORNQUIST, 1898) auf. Beide Exemplare wurden 10 cm oberhalb von *Neuquenceras (Frickites) bodenbenderi* gefunden und können somit in die Bodenbenderi-Zone gestellt werden.

***Neuquenceras (Frickites) bodenbenderi* (TORNQUIST, 1898)**

Taf. 3, Fig. 10

Material: 1 unvollständiger Steinkern.

Fundort und Probennummer: Profil Quebrada Tiliviche: (100995/5).

Stratigraphie: RICCARDI & WESTERMANN ( 1991b) beschreiben aus der Neuquén Provinz (Profil Chacay Melehue) Exemplare, die zusammen - wie in der Quebrada Tiliviche- mit *Xenocephalites gottschei* (TORNQUIST) an der Basis der Bodenbenderi-Zone auftreten.

**Neuqueniceratinae gen. et sp. indet.**

Es wurden einige Fragmente von Neuqueniceratinae gen. et sp. indet. in der Quebrada Chiza und im Profil Pampa Tana IV gefunden, auf die aufgrund ihrer schlechten Erhaltung nicht näher eingegangen wird.

**Unterfamilie: Reineckeinae HYATT,1900**

***Rehmannia (Rehmannia) sp. A***

Taf. 3, Fig. 3

Material: 1 Windungsfragment.

Fundort und Probennummer: Profil Quebrada Tiliviche: 090995/F11.

Stratigraphie und Diskussion: Es handelt sich um eine Art ohne Knoten, die nach Vergleichsmaterial von Herrn Gröschke für das untere Mittelcallovium charakteristisch ist (GRÖSCHKE mündl. Mittl., Pub. in Vorb.).

***Rehmannia (Rehmannia) sp. B***

Taf. 3, Fig. 2

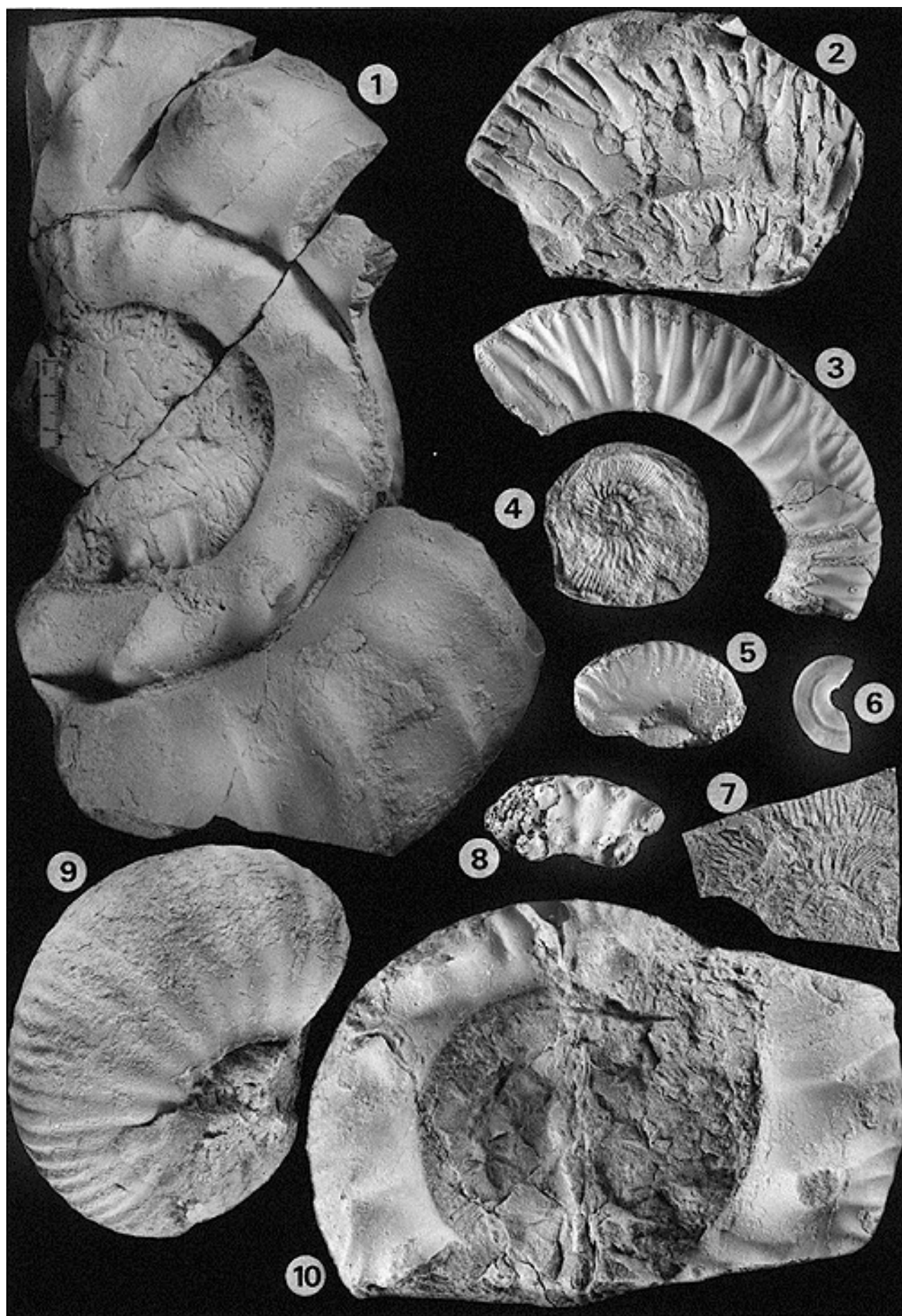
Material: Ein Windungsabschnitt (Abdruck und Steinkern).

Fundort und Probennummer: Fundpunkt westl. vom Cerro Atajaña: 210297/1 und 7.

---

**Taf. 3: Makrofauna: Cephalopoden III** (Alle Figuren im Maßstab 1 : 1 cm; Ausnahme Figur 1)

- Fig. 1 *Neuqueniceras* n. sp. B; Untercallovium (Bodenbenderi-Zone), Profil Quebrada Tiliviche, Nr. 100995/F6a-c; Vergr. 1,3x.
- Fig. 2 *Rehmannia (Rehmannia) sp. B*, Abdruck; unteres Mittelcallovium, Fundpunkt Cerro Atajaña, Nr. 210297/1.
- Fig. 3 *Rehmannia (Rehmannia) sp. A*; unteres Mittelcallovium, Profil Quebrada Tiliviche, Nr. 090995/F11.
- Fig. 4 *Cadomites (Polyplectites) sp.*; ?Mittelbathonium, Profil Cerro Morro, Coll. Douglas, Original: Oxford University Museum), Nr. JU 5.
- Fig. 5 *Hecticoceras (Sublunuloceras?) singulicostatum* GRÖSCHKE & ZEISS; Callovium-/Oxfordium-Grenzbereich, Profil Pampa Tana IV, Nr. 270397/1.
- Fig. 6 *Glochiceras sp.*; Mitteloxfordium (Bimammatum-Zone), Quebrada Los Tarros (nordöstl. Flanke), leg. Hillebrandt, TU-Berlin, Nr. 940121/2
- Fig. 7 *Rehmannia ex gr. stehni* (ZEISS); Obercallovium, Profil La Yarada (Peru), Nr. 040397/F3a.
- Fig. 8 *Euaspidoceras sp.*; Mitteloxfordium (Bifurcatus-Zone), Profil Quebrada Los Tarros, Nr. 250397/x.
- Fig. 9 *Eurycephalites?* sp.; Untercallovium (Bodenbenderi-Zone), Profil Quebrada Tiliviche, Nr. 100995/1.
- Fig. 10 *Neuqueniceras (Frickites) bodenbenderi* (TORNQUIST); Untercallovium (Bodenbenderi-Zone), Quebrada Tiliviche, Nr. 100995/5.



---

Stratigraphie und Diskussion: Nach Gröschke (mündl. Mittl., Pub. in Vorb.) treten ähnliche Exemplare im unteren Mittelcallovium - stratigraphisch unterhalb des “*brancoi*-Horizontes“-auf.

***Rehmannia (Rehmannia) brancoi* STEINMANN, 1881**

Taf. 2, Fig. 1, 12 und 14

Material: 1 Steinkern, ein deformierter Steinkern und ein Windungsfragment.

Fundort und Probennummer: Profil Quebrada Chiza: 200397/L, 60/080182-4 (Coll. G. Chong) und 61/080182-12 (Coll. G. Chong).

Stratigraphie: Nach RICCARDI & WESTERMANN (1991b) Proximum-Zone (oberes Unter-callovium/unteres Mittelcallovium). Gröschke (mündl. Mittl., Pub. in Vorb.) stellt die Art in das Mittelcallovium.

***Rehmannia (Rehmannia) stehni* (ZEISS, 1956)**

Material: 1 Windungsfragment.

Fundort und Probennummer: Profil Quebrada Chiza: 210297/K.

Stratigraphie: Proximum-Zone (RICCARDI & WESTERMANN, 1991b).

***Rehmannia ex gr. stehni* (ZEISS, 1956)**

Taf. 3, Fig. 7

Material: 1 flachgedrücktes Exemplar.

Fundort und Probennummer: Profil Fuertes de los Españoles, Region La Yarada (Peru): 040397/F3e.

Stratigraphie und Diskussion: Sehr feinrippige Reineckeidae, die nach Gröschke (mündl. Mittl., Pub. in Vorb.) stratigraphisch höher einzuordnen sind als *Rehmannia (R.) stehni* (ZEISS).

**Reineckeinae n. gen. sp. C KOSSLER, 1998**

Material: 1 Windungsfragment.

Fundort und Probennummer: Profil Pampa Tana IV: (041097/1).

Stratigraphie: Grenzbereich oberes Callovium/Oxfordium (KOSSLER 1998).

**Reineckeinae n. gen. sp. D KOSSLER, 1998**

Material: 1 Windungsfragment.

Fundort und Probennummer: Profil Pampa Tana IV: (041097/2).

Stratigraphie: Grenzbereich oberes Callovium/Oxfordium (KOSSLER 1998).

**Reineckeinae gen. et sp. indet.**

Zahlreiche, zum Teil sehr stark deformierte, Steinkernfragmente von *Reineckeinae* gen. et sp. indet. wurden hauptsächlich im Profil Quebrada Chiza (Kap. 4.4) und im Profil Pampa Tana IV gefunden. Ein grob beripptes Wohnkammerfragment eines ?*Reineckeinae* gen. et sp. indet. (STEINMANN) wurde an der Basis des Profils Los Tarros unterhalb des Horizontes mit *Caracolicerias* sp. A (HILLEBRANDT et al., im Druck) gefunden. Sie werden hier nur der Vollständigkeit halber, wie auch die *Neuqueniceratinae* gen. et sp. indet., als nicht weiter differenzierte Begleitfauna erwähnt.

**Familie: Perisphinctidae STEINMANN, 1890**

Es wurden zahlreiche Innenwindungen von *Perisphinctidae* in den Profilen Pampa Tana IV (Kap. 4.3) und Los Tarros (Kap. 4.7) gefunden. Auch im Profil Pampa Tana III (Kap. 4.3) wurden sie entdeckt, allerdings waren sie dort nicht so zahlreich. Da es sich nur um Innenwindungen handelt, ist eine weitere Bestimmung nicht möglich. So werden alle serpenticonen Formen mit marginal spaltenden, extern übersetzenden Rippen und rippenparallelen Einschnürungen, die nicht näher bestimmt werden konnten, als *Perisphinctidae* bezeichnet. Im Arbeitsgebiet weisen bis auf ein Vorkommen in der Quebrada Tiliviche aus dem Grenzbereich Bathonium/Callovium nur Schichten des Oxfordium *Perisphinctidae* auf.

**Unterfamilie: Pseudoperisphinctinae SCHINDEWOLF, 1925**

***Choffatia?* sp.**

Taf. 2, Fig. 5

Material: 1 Steinkern.

Fundort und Probennummer: Profil Quebrada Tiliviche: 090995/F6.

Stratigraphie und Diskussion: Die Gattung *Choffatia* ist aus Nordchile hauptsächlich aus dem Bathonium bekannt (HILLEBRANDT et al., 1992a; GRÖSCHKE & HILLEBRANDT, 1994), jedoch gehört sie zu den Gattungen, die wie *Phlycticeras*, *Parapatoceras* und *Oxycerites* die

Stufengrenze überschreiten können (RICCARDI & WESTERMANN, 1991a; WESTERMANN, 1996). Da ca. 11 m oberhalb des Fundorts die Bodenbenderi-Zone durch *Neuqueniceras (Frickites) bodenbenderi* (TORNQUIST) nachgewiesen wurde, wird für den Horizont mit *Choffatia?* sp. der Grenzbereich Bathonium/Callovium angenommen.

**Unterfamilie: Perisphinctinae STEINMANN, 1890**

***Caracoliceras* sp. A HILLEBRANDT et al. (im Druck)**

Taf. 1, Fig. 5

Material: 1 Steinkern.

Fundort und Probennummer: Profil Los Tarros: 250397/F2.

Stratigraphie: Es handelt sich um die Neubestimmung von *Perisphinctes* ex gr. *dunkeri* (STEINMANN). Das Windungsbruchstück wird von Hillebrandt et al. (im Druck) unter *Caracoliceras* sp. A. beschrieben. Ca. 10 m oberhalb des gefundenen Exemplars folgen Schichten mit *Gregoryceras chongi* GYGI & HILLEBRANDT, die in die Transversarium-Zone gestellt werden können. HILLEBRANDT & GRÖSCHKE (1995) bzw. GYGI & HILLEBRANDT (1991) geben ähnliche Ammonitenassoziationen an. HILLEBRANDT & GRÖSCHKE (1995) führten für ihre Ammonitenvergesellschaftung die Zone des *Perisphinctes dunkeri* (unteres Mitteloxfordium/Densiplicatum-Zone) ein. HILLEBRANDT et al. (im Druck) geben für *Caracoliceras* sp. A die Dunkeri-Zone (Unteroxfordium bis ?Mitteloxfordium) an.

**Unterfamilie: Pictoniinae SPATH, 1924**

***Lithacosphinctes* sp.**

Taf. 1, Fig. 6

Material: 1 Windungsabschnitt.

Fundort und Probennummer: Quebrada de Hacha (nordwestliche Flanke), FP 5 (Abb. 4-8): Nr. 940121/1 (leg. Hillebrandt).

Stratigraphie: GYGI & HILLEBRANDT (1991) ordnen *Lithacosphinctes* sp. in die Zeitspanne Bimammatum- bis Planula-Zone (Oberoxfordium) ein. Dieses wird durch MYCZYŃSKI et al. (1998) revidiert, indem sie die chilenische Fauna mit Faunen aus dem mexikanisch-karibischen Raum vergleichen und geben daher die frühe Bimammatum-Zone an.



---

**Unterfamilie: Passendorferiinae MELÉNDEZ HEVIA, 1989*****Passendorferia?* sp.**

Taf. 1, Fig.10

Material: 2 Steinkerne.

Fundort und Probennummer: Quebrada Los Tarros (nordöstl. Flanke): 940121/1 (leg. Hillebrandt) und Quebrada Los Tarros 250397/23.

Stratigraphie und Diskussion: Nach MELÉNDEZ HEVIA (1989) ist die Gattung *Passendorferia* während des gesamten Oxfordium verbreitet. Das Exemplar aus der Quebrada Los Tarros kommt aus dem gleichen Horizont wie *Euaspidoceras* sp. und *Gregoryceras* sp., die höchstwahrscheinlich in die Bifurcatus-Zone gehören (siehe Stratigraphie *Gregoryceras* sp. und *Euaspidoceras* sp.). Das Fundstück aus der Aufsammlung von Hillebrandt ist zusammen mit *Glochiceras* sp. gefunden worden. Da diese Gattung auch während des gesamten Oxfordium auftritt, ist eine eindeutige Zuordnung schwierig. Es wird jedoch ein höherer Horizont vermutet (?Bimammatum-Zone).

**Familie: Aspidoceratidae ZITTEL, 1895*****Laevaptychus***

Taf. 2, Fig. 10

Material: 1 vollständiges Exemplar und 3 Fragmente.

Fundort und Probennummer: Profil Quebrada Los Tarros: 250397/F12-15.

Stratigraphie und Diskussion: Nach ARKELL (1957) und LEHMANN (1985) gehören die *Laevaptychen* zu den *Aspidoceraten*. Sie zeichnen sich durch eine feinporige Oberfläche und eine Innenseite mit feinen Anwachsstreifen aus. Sie sind zusammen mit nicht weiter bestimmbar Exemplaren der Gattung *Gregoryceras* und *Euaspidoceras* gefunden worden. Dieser Horizont wird der Bifurcatus-Zone zugeordnet (Vgl. Stratigraphie *Gregoryceras* sp.).

**Unterfamilie: Peltoceratinae SPATH, 1924*****Rursiceras* sp.**

Material: 4 Windungsfragmente.

Fundort und Probennummer: Profil Pampa Tana IV: 041097/R1-4.

Stratigraphie und Diskussion: Durch das gemeinsame Auftreten mit *Reineckeinae* n. gen. sp.

C und D (KOSSLER) wird der Grenzbereich Callovium/Oxfordium angegeben. HILLEBRANDT & GRÖSCHKE (1995) beschreiben *Rursiceras* aus dem obersten Callovium bis in das obere Unteroxfordium aus der Präkordillere von Nordchile.

***Gregoryceras (Gregoryceras) chongi* GYGI & HILLEBRANDT, 1991**

Taf. 1, Fig. 2, 3 und 7

Material: 6 Steinkernfragmente.

Fundort und Probennummer: Profil Quebrada Los Tarros: 250397/G6-10 und 070397/F.

Stratigraphie und Diskussion: Nach GYGI & HILLEBRANDT (1991) gehört *Gregoryceras (Gregoryceras) chongi* in die Antecedens-Subzone der Transversarium-Zone (mittleres Mitteloxfordium).

***Gregoryceras (Gregoryceras) cf. transversarium* (QUENSTEDT, 1847)**

Taf. 1, Fig. 8

Material: 2 Windungsfragmente.

Fundort und Probennummer: Profil Quebrada Los Tarros: 250397/T1 und T2.

Stratigraphie und Diskussion: Die Exemplare sind aus dem gleichen Horizont wie *Gregoryceras (Gregoryceras) chongi* (GYGI & HILLEBRANDT) und gehören somit in die Transversarium-Zone (Antecedens-Subzone).

***Gregoryceras* sp.**

Material: 5 Windungsbruchstücke.

Fundort und Probennummer: Profil Quebrada Los Tarros: 250397/G1-5.

Stratigraphie und Diskussion: Diese Fundstücke wurden zusammen mit *Euaspidoceras* sp. ca. 40 m oberhalb des Horizonts mit *Gregoryceras (Gregoryceras) chongi* (GYGI & HILLEBRANDT) gefunden. Ein Vergleich mit Faunen von GYGI & HILLEBRANDT (1991) läßt auf die Bifurcatus-Zone (oberes Mitteloxfordium) schließen.

**Unterfamilie: Aspidoceratinae ZITTEL, 1895**

***Euaspidoceras* sp. A**

Material: 2 flachgedrückte Exemplare.

Fundort und Probennummer: Profil Quebrada Chiza: 210297/Eu1 und 2.

Stratigraphie und Diskussion: Für *Euaspidoceras* sp. wird das Obercallovium bis Oberoxfordium angegeben (GYGI & HILLEBRANDT, 1991). Da das Exemplar oberhalb von *Rehmania (R.) brancoi* (STEINMANN) gefunden worden ist, wird es dem Obercallovium zugeordnet.

***Euaspidoceras* sp. B**

Tab. 3, Fig. 8

Material: 1 Windungsfragment.

Fundort und Probenummer: Profil Quebrada Los Tarros: 250397/x.

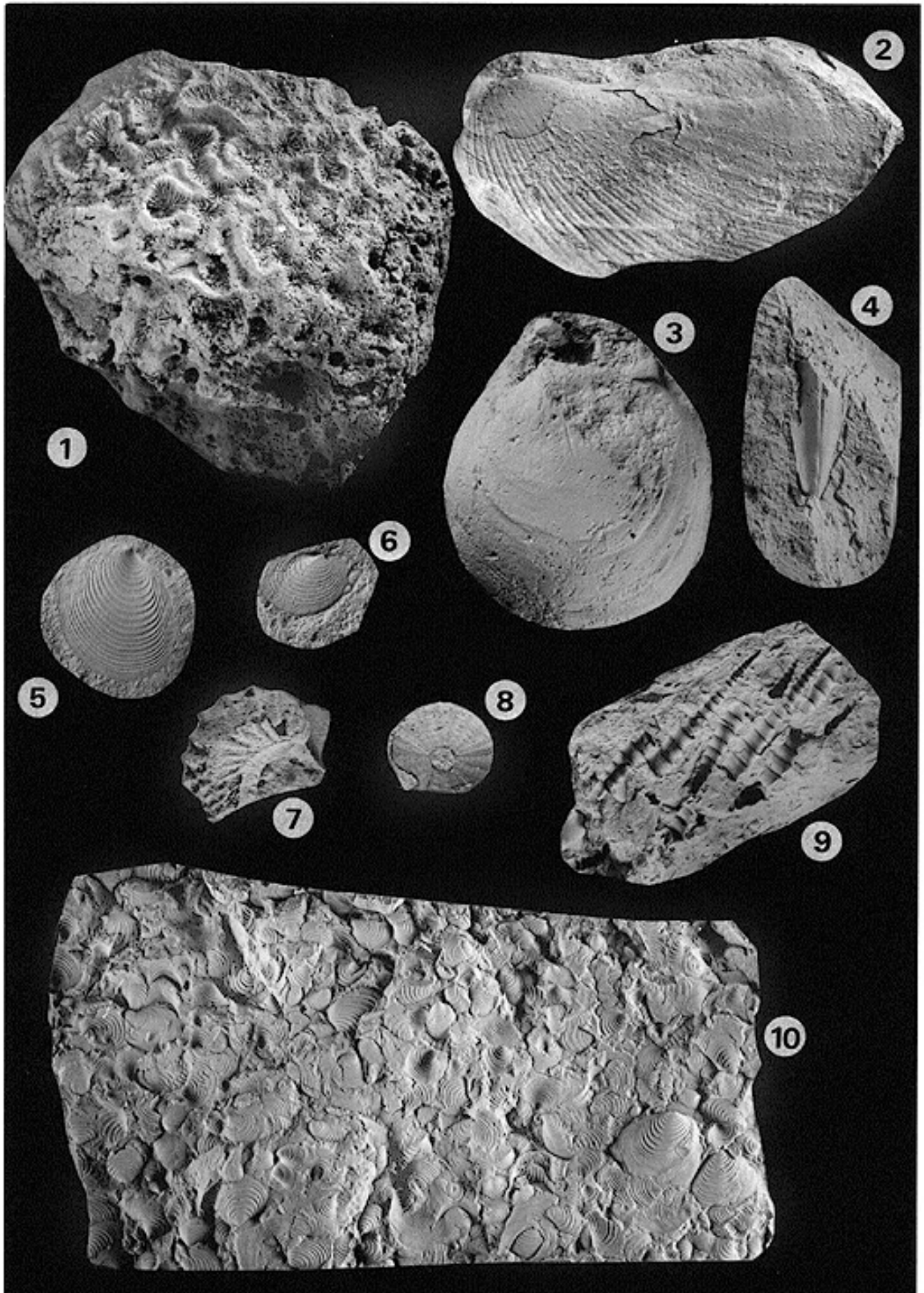
Stratigraphie und Diskussion: Dieses Fundstück stammt gemeinsam mit Gregoryceraten aus Schichten ca. 40 m oberhalb des Horizonts mit *Gregoryceras (Gregoryceras) chongi* (GYGI & HILLEBRANDT). Es wird die Bifurcatus-Zone angenommen (Vgl. Stratigraphie von *Gregoryceras* sp.), obwohl MYCZYŃSKI et al. (1998) *Euaspidoceras* in die untere Bimammatum-Zone einordnen. Da das Exemplar lediglich 40 m oberhalb von Schichten der Transversarium-Zone gefunden wurde, ist ein Bimammatum-Alter eher unwahrscheinlich.

---

**Taf. 4: Makrofauna: Bivalvien, Gastropoden, Brachiopoden und Echinozoa**

Alle Figuren im Maßstab 1:1

- Fig. 1 *Comoseris* sp., Bathonium/Callovium, Quebrada Tiliviche, Nr. 090995/22F.  
 Fig. 2 *Pholadomya* sp., Bajocium, Quebrada Tiliviche, Nr. 140995/13F.  
 Fig. 3 *Loboidothyris perovalis* (SOWERBY), Bajocium, Profil Pampa Tana I, Nr. 060396/11F.  
 Fig. 4 *Pinna* sp., Bathonium-/Callovium-Grenzbereich, Profil Pampa Tana IV; Nr. 031097/F1.  
 Fig. 5 *Bositra buchii* (RÖMER), Mittelcallovium, Cerro Fuertes de los Españoles, Nr. 040397/F3B.  
 Fig. 6 *Bositra* sp., Mittelcallovium, Cerro Fuertes de los Españoles, Nr. 040397/F1B.  
 Fig. 7 *Myophorella* sp., Oberbajocium, Profil Zapiga II, Nr. 300397/1.  
 Fig. 8 Regulärer Seeigel, Bajocium, Profil Pampa Tana I, Nr. 060396/11F.  
 Fig. 9 *Nerinella?* sp., ?Bajocium, Profil Pampa Tana II, Nr. 230396/7F.  
 Fig. 10 *Bositra buchii* (RÖMER)- Pflaster, Oberbathonium, Punta Palomas, Nr. 260297/24.



## 5.2 Teil II: Faunenlisten

Abkürzungen in den Tabellen: A= Ammonoidea, P= Pelecypoda, G= Gastropoda, C= Coleoidea, BR= Brachiopoda, E= Echinodermata, AN= Anthozoa, I= Ichnofossilien, S= Serpuliden, PO= Porifera, PL= Plantae, X= nicht weiter bestimmbare Fundstücke, FP= Fundpunkt.

### 5.2.1 Region Zapiga

	Cerro San Francisco ? Unterbajocium-Grenzbereich Bathonium/ Callovium	Zapiga I Oberbajocium-?Grenzbereich Bathonium/ Callovium	Zapiga II ? Unterbajocium/ Oberbajocium	FP 1 ?Bathonium	Cerro Aragon ?Unterbajocium/ Oberbajocium
A		Eurycephalitinae (Taf. 5-2/ Fig. 9 und 15), <i>Cadomites</i> , <i>Xenocephalites cf. gottschei</i> (Taf. 5-1/ Fig. 4), <i>Phlycticeras mexicanum</i> (Taf. 5-2/ Fig. 6), <i>Parapatoceras</i> sp. A (Taf. 5-2/ Fig. 13)	Stephanoceratinae gen. et sp. indet.	Eurycephalitinae	Perisphinctidae
P	<i>Gryphaea</i> , Austern, <i>Isognomon</i> , <i>Astarte</i>	<i>Gryphaea</i> (z.T. Fleckenriffe bildend), Austern	<i>Myophorella</i> (Taf. 5-4/ Fig. 7), <i>Vaugonia</i> , <i>Pleuromya</i> , <i>Gresslya</i> , <i>Inoperna</i> , <i>Astarte</i> , Austern, X	<i>Gryphaea</i> , Austern	<i>Gryphaea</i> , Lucinidae, Austern
G	X	X	Nerineen, X	X	Nerineen
C	Belemniten	Belemniten	Belemniten	-	X
BR	Rhynchonellidae, Terebratulidae	Terebratulidae	X	Terebratulidae	Terebratulidae
E	-	-	-	-	-
AN	-	<i>Microphyllia</i> , X	<i>Microphyllia</i> , <i>Montlivaltia</i> , X	-	<i>Montlivaltia</i> , X
I	<i>Thalassinoides</i>	<i>Thalassinoides</i>	-	-	<i>Thalassinoides</i>
S	X	X	X	X	-

Weitere Faunen aus der Literatur (siehe auch Tab. 6-1):

SILVA (1976) beschreibt Faunen aus dem Raum Zapiga und Negreiros, eine genaue Lokalität wird nicht genannt. Sie können demnach zum Teil auch aus dem Arbeitsgebiet von KOSSLER (1998) stammen. Folgende Fossilien wurden bestimmt: *Spiroceras bifurcatum* (QUENSTEDT), *Stephanoceras humphriesianum* SOWERBY, *Trigonia gottschei* STEINMANN, *Reineckeia* sp., *Stemmatoceras* sp., *Sphaeroceras* sp. und *Trigonia stelzneri* GOTTSCHKE und gibt die Formation Huantajaya (Bajocium-Callovium) an.

PÉREZ & REYES (1977) geben aus der Basis des Cerro San Francisco *Trigonia (T.) stelzneri* GOTTSCHKE an (Humphriesanium-Zone).

SILVA (1977) nennt für den Cerro San Francisco (als LF 6 benannter Fundort) zusätzlich Korallen und *Trigonia stelzneri*.

RICCARDI & WESTERMANN (1991a) geben für Zapiga (3 km nördlich der verlassenen Salpeter-Mine) *Lilloetia steinmanni*, *Iniskinites crassus*? RICCARDI & WESTERMANN und

*Xenocephalites* cf. *araucanus* an (Mittel-/Oberbathonium). Diese Lokalität soll der des Profils Cerro Aragon in dieser Arbeit entsprechen, an der jedoch von mir nur Oberbajocium nachgewiesen wurde. SILVA'S (1977) Fundort LF 3 entspricht dem des Cerro Aragon. Er nennt *Montlivaltia* sp., *Gryphaea calceola* QUENSTEDT, *Pholadomya* aff. *plagemanni* MÖRICHKE, *Homomya* sp., *Gresslya* sp., *Cercomya* aff. *iglesiae* MÖRICHKE, *Belemnites* sp., *Cenoceras* sp., *Eurycephalites* aff. *rotundus* (TORNQUIST), *Eurycephalites rotundus latecostata* (STEHN) und *Macrocephalites (Dolikephalites?)* sp. und gibt damit das ?Bajocium an.

### 5.2.2 Region Quebrada Tiliviche

Quebrada Tiliviche Bajocium-Mittelcallovium	
A	<i>Choffatia?</i> (Taf. 5-2/Fig. 5), <i>Oxycerites?</i> , <i>Eurycephalites?</i> (Taf. 5-3 /Fig. 9), <i>Neuquenicer</i> as n. sp. A (Taf. 5-1/Fig. 1) und B, <i>Neuquenicer</i> as (F.) <i>bodenbenderi</i> (Taf. 5-3/Fig. 10), <i>Xenocephalites gottschei</i> (Taf. 5-2/Fig. 3), <i>Eurycephalitinae</i> , <i>Rehmannia (R.)</i> sp. A (Taf. 5-3/Fig. 3), <i>Hecticoceras (Z.)</i> cf. <i>atakamense</i> , <i>Parapatoceras</i> sp. B (Taf. 5-2/Fig. 7), <i>Reineckeinae</i> gen. et sp. indet.
P	<i>Inoceramus</i> , <i>Austern</i> , <i>Pholadomya</i> , <i>Pleuromya</i> , <i>Bositra buchii</i> (RÖMER)
G	Nerineen
C	Belemniten
BR	Terebratulidae
E	-
AN	<i>Isastrea</i> , <i>Microphyllia</i> , <i>Isastrea marcoui</i> , <i>Comoseris?</i>
I	-
S	-

A= Ammonoidea, P= Pelecypoda, G= Gastropoda, C= Coleoidea, BR= Brachiopoda, E= Echinodermata, AN= Anthozoa, I= Ichnofossilien, S= Serpuliden, PO= Porifera, PL= Plantae, X= nicht weiter bestimmbare Fundstücke, FP= Fundpunkt

#### Weitere Faunen aus der Literatur:

SILVA (1976) gibt aus der Quebrada Tiliviche (als LF 1 benannter Fundort) *Rhynchonella* sp., *Reineckeia* cf. *caracolensis* STEHN, *Macrocephalites (Eurycephalites)* sp. und *Macrocephalites* sp. an.

### 5.2.3 Region Pampa Tana

	FP 2 Bajocium	Tana I Bajocium	Tana II Bajocium	Tana III (?Ober-) Oxfordium	Tana IV Grenzbereich Callovium/ Oxfordium
A	-	<i>Megasphaeroceras</i> sp. B	-	Perisphinctidae	<i>Parapatoceras</i> sp. C, <i>Neuqueniceratinae</i> gen. et sp. indet., <i>Hecticoceras (S.?) singulicostatum</i> (Taf. 5-3/Fig. 5), <i>Reineckeinae</i> n. gen. sp. C und D, <i>Rursiceras</i>
P	<i>Entolium</i> , <i>Vaugonia</i> , <i>Austern</i> , <i>Trigonia</i>	<i>Trigonia</i> , <i>Trigonia stelzneri</i> (GOTTSCHKE), <i>Pinna</i> , <i>Vaugonia</i> , <i>Austern</i> , <i>Astarte</i>	<i>Vaugonia</i> , <i>Myophorella</i> , <i>Astarte</i>	<i>Lopha</i> , <i>Pholadomya</i> , <i>Plagiostoma?</i> , <i>Gryphaea</i> , <i>Pectinide</i>	<i>Pinna</i> , <i>Bositra</i> , <i>Austern</i> , <i>Exogyra?</i> <i>Myophorella</i> , <i>Inoceramus</i>

G	X	Nerineen großwüchsige X	Nerineen ( <i>Nerinella?</i> )	dickschalige X	-
G					
C	-	-	-	Belemniten	X
BR	<i>Lobidothyris perovalis</i> (SOWERBY)	<i>Lobidothyris perovalis</i> (SOWERBY), Rhynchonellidae, <i>Rhynchonella caracolensis?</i> (GOTTSCHHE)	Rhynchonellidae, <i>Lobidothyris perovalis</i> (SOWERBY)	-	-
E	-	reguläre Echinoidea	-	irreguläre Echinoidea, Cidaridenstachel	-
AN	-	<i>Montlivaltia</i>	<i>Montlivaltia</i>	X	X
I	-	-	-	-	-
S	-	-	-	X	-

A= Ammonoidea, P= Pelecypoda, G= Gastropoda, C= Coleoidea, BR= Brachiopoda, E= Echinodermata, AN= Anthozoa, I= Ichnofossilien, S= Serpuliden, PO= Porifera, PL= Plantae, X= nicht weiter bestimmbare Fundstücke, FP= Fundpunkt

#### Weitere Faunen aus der Literatur:

GARÇIA (1967) beschreibt von der Pampa Tana (ohne genaue Lokalität) *Reineckeia* und *Macrocephalites*. Auch CECIONI & GARÇIA (1960a, b) geben für den Norden der Pampa Tana ein zahlreiches Vorkommen von *Reineckeia* an.

#### 5.2.4 Region Cerro Atajaña und Quebrada Chiza

	FP 3 Mittelcallovium	Profil Quebrada Chiza ?Bajocium - Obercallovium
A	<i>Rehmannia</i> (R.) sp. B (Taf. 5-3/Fig. 2), <i>Hecticoce- ras</i> (S.?) cf. <i>singulicos- tatum</i>	Eurycephalitinae gen. et sp. indet., Lamellaptychen, Reineckeinae gen. et sp. indet., <i>Oxycerites?</i> , Neuqueniceratinae gen. et sp. indet., <i>Rehmannia</i> (R.) <i>brancoi</i> (Taf. 5-2/Fig. 1, 12 und 14), <i>Rehmannia</i> (R.) <i>stehni</i> , <i>Euaspidoceras</i> sp. A
P	<i>Bositra</i>	<i>Bositra buchii</i> (RÖMER), Austern, <i>Aucella?</i>
G	-	X
C	-	
BR	Rhynchonellidae	Rhynchonellidae
E	-	<i>Pentacrinus</i>
AN	-	X
I	-	-
S	-	-

A= Ammonoidea, P= Pelecypoda, G= Gastropoda, C= Coleoidea, BR= Brachiopoda, E= Echinodermata, AN= Anthozoa, I= Ichnofossilien, S= Serpuliden, PO= Porifera, PL= Plantae, X= nicht weiter bestimmbare Fundstücke, FP= Fundpunkt

#### Weitere Faunen aus der Literatur:

Aus dem Gebiet südwestlich vom Cerro Atajaña wird von CECIONI & GARÇIA (1960a, b) *Perisphinctes harringtoni* LEANZA angegeben. Sie ordnen daher die Schichtenfolge in das Oberoxfordium ein. Die eigenen Fundstücke (FP 3) widerlegen dieses oder es handelte sich bei den Fundpunkten von CECIONI & GARÇIA (1960a, b) um eine andere Lokalität.

CECIONI & GARÇIA (1960a, b) geben für die Quebrada Chiza *Reineckeia*, *Posidonomya* und Parkinsoniidae an. Letztere sind sehr unwahrscheinlich, da aus Südamerika keine Parkinsoniidae bekannt sind. GARÇIA (1967) führt zusätzlich *Macrocephalites* auf.

### 5.2.5 Region Caleta Camarones und Pampa Camarones

	Profil Caleta Camarones Bajocium (Rotundum-Zone)	FP 4 ?Callovium	Cerro Argolla Bajocium
A	<i>Megasphaeroceras</i> sp. A (Abb. 5-1), <i>Spiroceras</i> (Abb. 5-2), <i>Spiroceras orbigny</i> <i>nyi</i> (Taf. 5-1/Fig. 11), <i>Lupherites</i> cf. <i>dehmi</i> (Taf. 5-2/Fig. 4), <i>Teloceras</i> ?	-	-
P	Austern, <i>Trigonia</i> , <i>Bositra</i>	<i>Bositra</i> , <i>Aucella</i> ?	<i>Gryphaea</i> , Austern
G	dickschalige Gastropoden	-	X
C	Belemniten	-	-
BR		Rhynchonellidae	Terebratulidae
E	-	-	-
AN	<i>Montlivaltia</i>	-	<i>Isastrea</i> , <i>Microphyllia</i>
I	<i>Thalassinoides</i>	-	<i>Thalassinoides</i>
S	-		X

A= Ammonoidea, P= Pelecypoda, G= Gastropoda, C= Coleoidea, BR= Brachiopoda, E= Echinodermata, AN= Anthozoa, I= Ichnofossilien, S= Serpuliden, PO= Porifera, PL= Plantae, X= nicht weiter bestimmbare Fundstücke, FP= Fundpunkt

#### Weitere Faunen aus der Literatur:

CECIONI & GARÇIA (1960a, b) führen aus der Caleta Camarones *Stephanoceras humphriesianum* (SOWERBY) und *Terebratula perovalis* SOWERBY an.

### 5.2.6 Region Quebrada Los Tarros

	Los Tarros (westl. Flanke) ?oberes Unteroxfordium – untere Bimammatum-Zone
A	<i>Perisphinctidae</i> , <i>Caracoliceras</i> sp. A (Taf. 5-1/Fig. 5), <i>Campylites</i> , <i>Gregoryceras</i> ( <i>G.</i> ) <i>chongi</i> (Taf. 5-1/Fig. 2,3 und 7), <i>Gregoryceras</i> ( <i>G.</i> ) cf. <i>transversarium</i> (Taf. 5-1/Fig. 8), <i>Glochiceras</i> ? (Taf. 5-3/Fig. 6), <i>Ochetoceras</i> , <i>Euaspidoceras</i> sp. B (Taf. 5-3/Fig. 8), <i>Laevaptychus</i> (Taf. 5-2/Fig. 10), <i>Gregoryceras</i> , <i>Passendorferia</i> ?
P	X
G	<i>Gryphaea</i> , X
C	X
BR	-
E	-
AN	-
I	-
S	-

A= Ammonoidea, P= Pelecypoda, G= Gastropoda, C= Coleoidea, BR= Brachiopoda, E= Echinodermata, AN= Anthozoa, I= Ichnofossilien, S= Serpuliden, PO= Porifera, PL= Plantae, X= nicht weiter bestimmbare Fundstücke, FP= Fundpunkt

#### Weitere Faunen aus der Literatur:

CECIONI & GARÇIA (1960a, b) beschreiben aus der Quebrada Los Tarros *Perisphinctes* und *Ochetoceras*. SALAS et al. (1966) führen von der gleichen Lokalität *Perisphinctes*, *Dichotomoceras*, *Perisphinctes* (*Orthosphinctes*?) *gottschei* STEINMANN, *Ochetoceras* und *Trimarginites* (aff. *Ammonites complanatus gigas* QUENSTEDT) an. Außerdem wird *Progeronia*? (unteres Kimmeridgium) genannt. TOBAR et al. übernehmen die Fossiliste aus SALAS et al. (1966) und bestimmten zusätzlich *Perisphinctes* (*Orthosphinctes*?) *boehmi* STEINMANN, *Ochetoceras canaliculatus* BUCH und *Gregoryceras*. GYGI & HILLEBRANDT



(1991) nennen *Gregoryceras (Gregoryceras) aff. riasi* und *Gregoryceras (Gregoryceras) sp.*

### 5.2.7 Region Küstenkordillere von Arica

	Cerro Morro Bathonium-Untercallovium	Punta Palomas/Pajaros Steinmanni-Zone-?Untercallovium
A	Eurycephalitinae gen. et sp. indet., <i>Ca-domites (Polyplectites)</i> (Taf. 5-3/Fig. 4), <i>Oxycerites?</i> , <i>Lamellaptychus</i> (Taf. 5-1/Fig. 9)	Eurycephalitinae gen. et sp. indet., <i>Lilloetia cf. steinmanni</i> (Taf. 5-2/Fig. 2), <i>Xenocephalites?</i> , <i>Oxycerites?</i>
P	<i>Lopha</i> , <i>Bositra dalmasi</i> (DUMORTIER), <i>Bositra</i> , X	<i>Bositra buchii</i> (RÖMER), X
G	X	-
C	Belemniten	-
BR	-	-
E	Cidaridenstachel	-
AN	-	-
PL	-	X
S	X	-

A= Ammonoidea, P= Pelecypoda, G= Gastropoda, C= Coleoidea, BR= Brachiopoda, E= Echinodermata, AN= Anthozoa, I= Ichnofossilien, S= Serpuliden, PO= Porifera, PL= Plantae, X= nicht weiter bestimmbare Fundstücke, FP= Fundpunkt

#### Weitere Faunen des Cerro Morro aus der Literatur und deren Datierung:

- D'ORBIGNY (1842 aus: DOUGLAS 1914): *Productus* (Karbon).
- ESCUTTI ORREGO (1908): *Rhynchonella tetrahedra* (SOWERBY), *Posidonomya* sp., *Rhynchonella* sp., *Stephanoceras* sp., *Coeloceras subcoronatus* OPPEL, Cidaridenstachel, *Gryphaea* sp., *Gryphaea cf. regularis* DESH., großwüchsige radial und konzentrisch berippte *Posidonomya* (Toarcium-Oberlias).
- LISSÓN (1909): *Macrocephalites macrocephalus* SCHLOTHEIM, Pelecypoden und *Rhynchonella* sp. (Callovium)
- DOUGLAS (1914): *Terebratula cf. maxillata* SOWERBY, *Rhynchonella cf. obsoleta* (SOWERBY), *Flabellothyris* sp., *Pecten* sp., *Modiola* sp., *Posidonomya escuttiana* DOUGLAS, *Gryphaea* sp., *Macrocephalites* sp., *Cosmoceras aff. ornatum* SCHLOTHEIM, *Serpulites* und Cidaridenstacheln (Bathonium-Oxfordium).
- STEHN (1923): *Macrocephalites macrocephalus* SCHLOTHEIM, *Cosmoceras aff. ornatum* SCHLOTHEIM, *Reineckeia* sp. und *Posidonomya dalmasi* DUMORTIER (Callovium).

#### Weitere Faunen nördlich des Cerro Camaraca aus der Literatur und deren Datierung:

- SALAS et al. (1966) beschreiben *Garantiana* (?), *Macrocephalites* und *Kamptocephalites* und geben ein Alter vom Oberbajocium bis Callovium an.
- TOBAR et al. (1968) führen aus Schichten 2 km nördlich vom Cerro Camaraca *Macrocephalites macrocephalus* (SCHLOTHEIM), *Reineckeia*, und ebenfalls *Garantiana* (?) und *Kamptocephalites* auf. Die Autoren geben eine stratigraphische Reichweite vom ?Oberbajocium bis Callovium an.

### 5.2.8 Region La Yarada (Peru)

	FP 5 ?Callovium	Cerro Fuertes de los Españoles/Cerro Miraflores ?Bathonium-Mittelcallovium
A	-	<i>Rehmannia ex gr. stehni</i> (Taf. 5-3/Fig. 7)
P	<i>Bositra buchii</i> , <i>Camptonectes</i> , <i>Entolium</i> , <i>Lopha</i> , Pectinide, X	<i>Bositra buchii</i> (RÖMER), Austern, Lucinide?, X
G	X	-
C	-	-
BR	Rhynchonellidae	Rhynchonellidae
E	Echinoideenstacheln	
AN	-	<i>Isastrea</i> , X
PO	X	X
S	X	-

A= Ammonoidea, P= Pelecypoda, G= Gastropoda, C= Coleoidea, BR= Brachiopoda, E= Echinodermata, AN= Anthozoa, I= Ichnofossilien, S= Serpuliden, PO= Porifera, PL= Plantae, X= nicht weiter bestimmbare Fundstücke, FP= Fundpunkt

#### Weitere Faunen aus der Literatur:

JAÉN & ORTIZ (1963) geben für das Gebiet La Yarada *Posidonia* sp. und nicht weiter bestimmbare Ammoniten an. ROMEUF et al. (1993) führen für das Gebiet La Yarada Leptosphinctidae und *Spiroceras* sp. auf (Oberbajocium) und aus Ilo *Lilloetia* cf. *steinmanni* (SPATH) und weisen damit ein älteres Alter (Oberbajocium-Oberbathonium) für die Basis der Guaneros-Formation (ursprünglich Callovium: JAÉN & ORTIZ 1963, VICENTE 1981 und JAILLARD et al. 1990) nach.

## 6. Biostratigraphie

Die Fossilführung der Sedimentgesteine besonders hinsichtlich wichtiger Leitfossilien ist im Arbeitsgebiet sehr spärlich (Kap. 5.2). Somit ist eine genaue stratigraphische Einordnung schwierig und zum Teil lückenhaft. Greift man daher auf bestehende Fossilisten - zum Teil auch auf Abbildungen - von D'ORBIGNY (1842), ESCUTTI ORREGO (1908), LISSÓN (1909), DOUGLAS (1914), STEHN (1923), JAÉN & ORTIZ (1963), SILVA (1976,1977), CECIONI & GARÇIA (1960), SALAS et al. (1966) und GARÇIA (1967) zurück, so fällt auf, daß es oft zu Bestimmungen und den dazu resultierenden Altersdatierungen gekommen ist, die nach neuen paläontologischen Erkenntnissen revidiert werden müssen. Es wurden folgende Neubestimmungen durchgeführt:

Autor/en/ Lokalität	Bestimmungen und Datierungen aus der Literatur	Neubestimmung/ Korrektur
D'ORBIGNY (1842) Morro de Arica	<i>Productus</i> : Karbon	wahrscheinlich ein schlecht erhaltenes Exemplar der Rhynchonellidae; Bathonium
JONES 1897a und b (aus GALLIEGO & COVACEVICH 1998) Morro de Arica	<i>Estheria chilensis</i> JONES, <i>Estheria aricensis</i> JONES: Karbon	<i>Bositra</i> sp.; Bathonium
ESCUTTI ORREGO (1908), Morro de Arica	<i>Rhynchonella tetrahedra</i> (SOWERBY), <i>Posidonomya</i> z.T. radial und konzentrisch berippt, <i>Stephanoceras</i> , <i>Coeloceras subcoronatus</i> OPPEL: Toarcium-Oberlias	falsche Artbestimmung: <i>tetrahedra</i> ist eine liassische Form, <i>Bositra</i> sp. bzw. <i>Bositra dalmasi</i> (DUMORTIER), wahrscheinlich ein Cadomitinae Eurycephalitinae; Bathonium
LISSÓN (1909) Morro de Arica	<i>Macrocephalites macrocephalus</i> SCHLOTHEIM: Callovium	Eurycephalites; Bathonium
DOUGLAS (1914) Morro de Arica	<i>Posidonomya escuttiana</i> DOUGLAS <i>Macrocephalites</i> sp. <i>Cosmoceras</i> aff. <i>ornatum</i> SCHLOTHEIM: Bathonium-Oxfordium	<i>Bositra dalmasi</i> (DUMORTIER) Eurycephalitinae <i>Cadomites (Polyplectites)</i> sp.; Bathonium
STEHN (1923) Morro de Arica	<i>Macrocephalites macrocephalus</i> SCHLOTHEIM <i>Cosmoceras</i> aff. <i>ornatum</i> Schlotheim <i>Posidonomya dalmasi</i> DUMORTIER: Callovium	Eurycephalitinae <i>Cadomites (Polyplectites)</i> sp. <i>Bositra dalmasi</i> (DUMORTIER); Bathonium
JAÉN & ORTIZ (1963) La Yarada	<i>Posidonia escuttiana</i> DOUGLAS, <i>Posidonia</i> sp., <i>Reineckeia</i> sp.: Callovium	<i>Bositra dalmasi</i> (DUMORTIER), <i>Bositra</i> sp.; Bathonium-Callovium
SILVA (1976/1977) Cerro Aragon	<i>Macrocephalites (Dolikephalites?)</i> , <i>Cenoceras</i> : Callovium	Eurycephalitinae; ? Bajocium-Bathonium
CECIONI & GARÇA (1960a,b) Queb. Chiza	<i>Reineckeia</i> <i>Posidonomya</i> <i>Parkinsoniidae</i> : Callovium	<i>Rehmannia</i> oder <i>Neuquenicerias</i> <i>Bositra</i> <i>Neuquenicerias</i> Proximum-Zone-Obercallovium
CECIONI & GARÇA (1960) Caleta Camarones	<i>Stephanoceras humphriesianum</i> SOWERBY: Mittel-bis Oberbajocium	Möglicherweise <i>Duashnoceras chilense</i> (HILLEBRANDT); Rotundum-Zone (unt. Oberbajocium)
SALAS et al. (1966) Los Tarros	? <i>Progeronia</i> : unteres Kimmeridgium	nach HILLEBRANDT et al. (im Druck) wahrscheinlich <i>Caracolicerias</i> sp. A Dunker-Zone (Unteroxfordium bis ?Mitteloxfordium)
GARÇA (1967) Queb. Chiza	<i>Macrocephalites</i> : Callovium	Eurycephalitinae; Bathonium
GARÇA (1967) Pampa Tana	<i>Macrocephalites</i> : Callovium	Eurycephalitinae; Callovium
GARÇA (1967) Caleta Camarones	<i>Stephanoceras humphriesianum</i> SOWERBY: Mittelbajocium	möglicherweise <i>Duashnoceras chilense</i> (HILLEBRANDT) Rotundum-Zone

		(unt. Oberbajocium)
<b>Autor/en/ Lokalität</b>	<b>Bestimmungen und Datierungen aus der Literatur</b>	<b>Neubestimmung/ Korrektur</b>
GARÇIA (1967) südl. Cerro Atajaña	<i>Macrocephalites</i> : Callovium	Eurycephalitinae; keine eigenen Funde!
TOBAR et al. (1968) nördl. Cerro Camaraca	<i>Macrocephalites macrocephalus</i> SCHLOTHEIM <i>Kamptokephalites</i> ? <i>Garantiana</i> : ?Oberbajocium-Callovium	keine eigenen Funde! Eurycephalitinae  Eurycephalitinae Reineckeidae (ev. <i>Neuquenicerias</i> ); Bathonium-Callovium
TASCH (1987) Morro de Arica	<i>Cyzicus (Euestheria) aricensis</i> (JONES): Karbon-Trias	<i>Bositra</i> sp.  Bathonium

**Tab. 6-1:** Fehlerhafte Bestimmungen sowie Altersdatierungen aus der Literatur und Korrektur

Die eigenen Untersuchungen haben gezeigt, daß in der Küstenkordillere von Nordchile und Südperu, im Bereich von Zapiga bis La Yarada, marine mittel- und oberjurassische Sedimente des Oberbajocium bis Mitteloxfordium aufgeschlossen sind. Untergeordnet treten kretazische marine Sedimente auf.

## 6.1 Bajocium

Das Bajocium ist nur in wenigen Profilen im südlichen Teil des Arbeitsgebietes nachweisbar. Aufgrund der schlechten Erhaltungszustände der Fossilien ist eine weitere Unterteilung des Oberbajocium in Zonen nicht möglich. Nur die Dehmi-Subzone (Rotundum-Zone, unteres Oberbajocium) läßt sich eindeutig nachweisen. Im Profil Caleta Camarones (Kap. 4.5) wird diese Zone durch das Auftreten von *Lupherites* cf. *dehmi* (HILLEBRANDT) und *Spiroceras orbigny* BAUGIER & SAUZÉ belegt. Die Begleitfauna setzt sich aus *Megasphaeroceras* sp. A, *Teloceras*, *Spiroceras*, *Trigonia* und *Montlivaltia* zusammen. In der Pampa Tana (Profil Tana I und II; Kap. 4.3) läßt sich die Rotundum-Zone durch das Auftreten von *Megasphaeroceras*, *Rhynchonella(?) caracolensis* (GOTTSCHÉ) und deren assoziierte Fauna mit *Lobidothyris perovalis* (SOWERBY), *Vaugonia*, *Myophorella*, *Pinna*, *Trigonia stelzneri* (GOTTSCHÉ) und *Astarte* nachweisen.

Das obere Oberbajocium ist wie im südlichen Anschlußgebiet mit Leitfossilien nicht nachweisbar. Allerdings muß das obere Oberbajocium in der Region Zapiga (Profile Cerro San Francisco, Zapiga I und II und Cerro Aragon; Kap. 4.1) aufgeschlossen sein, da im Profil Zapiga I ca. 20 m unterhalb des Profilendes durch *Phlycticeras mexicanum* SANDOVAL & WESTERMANN ein Nachweis des obersten Bathonium bzw. untersten Callovium ermöglicht wird (SCHWEIGERT & DIETZE 1998). Korreliert man die Profile Zapiga I und II ist

festzustellen, daß die Gesamtmächtigkeit bei ca. 200 m liegt und daß an der Basis des Profils Zapiga II eine Fauna des Unterbajocium bis unteres Oberbajocium auftritt. Aufgrund der Gesamtmächtigkeit wird angenommen, daß das obere Oberbajocium in diesem Profil und in den anderen Profilen im Bereich Zapiga vorhanden ist (siehe Korrelation, Abb. 6-1).

Die Faunenassoziationen sind in der Region Zapiga über alle Profile korrelierbar und setzt sich aus folgenden typischen Taxa zusammen: Gryphaeen (teilweise nesterartig akkumuliert), Austern, Korallen und Serpuliden. Untergeordnet treten Belemniten, Terebratulidae und Gastropoden auf. Gleiche Faunenzusammensetzung und Fazies sind im Bereich des Cerro Argolla (Profil Cerro Argolla, Kap. 4.6.) zu finden. Dort lagern diese Sedimente direkt auf andesitischen Laven.

Dieser Aufschluß ist das nördlichste Vorkommen von Schichten des Bajocium in der chilenischen Küstenkordillere.

Die Aussage von CECIONI & GARÇIA (1960) und GARÇIA (1967), daß die Sedimente der Caleta Camarones die nördlichsten Bajocium-Sedimente sind, wird daher revidiert. SALAS et al. (1966) geben allerdings für die Formation Camaraca ein Alter von Oberbajocium bis Callovium an, das sie durch den Fund von ?*Garantiana* (=Reineckeidae?, ev. *Neuqueniceras*) belegen. Sie geben als Lokalität die Umgebung des Cerro Camaraca - ca. 20 km südlich von Arica - an, demnach nördlicher als der Aufschluß im Profil Cerro Argolla.

Bei den eigenen Untersuchungen im Bereich des Cerro Camaraca wurden nur vulkaniklastische, fossilleere Sedimente gefunden, die mit keinen anderen Schichten im Arbeitsgebiet korrelierbar sind. Wahrscheinlich handelt es sich um Schichten des Callovium.

Für den basalen Teil des Profils der Quebrada Chiza (Kap. 4.4) wird ebenfalls ein Oberbajocium-Alter angenommen, da dort hochenergetische helle Schillkalke mit Gastropoden- und Crinoidenbruch in allmählich tiefer werdende dunkle Spikulitkalke mit für das Bathonium charakteristischen Eurycephalitinae übergehen.

Fehlen Leitfossilien (vor allem Ammoniten) oder Leithorizonte, so ist es die typische Caleta-Ligate Faunenassoziation nach KOSSLER (1999), die ein Zuordnen der Schichten in das Bajocium zulassen. Sie umfaßt eine stratigraphische Reichweite vom oberen Unterbajocium (Humphriesianum-Zone) bis in das untere Oberbajocium (Rotundum-Zone). Im Arbeitsgebiet findet man diese „Caleta-Ligate-Fauna“ in der Region von Zapiga (Profil Zapiga II, Kap. 4.1), in der Quebrada Tiliviche (Profil Quebrada Tiliviche, Kap. 4.2) und in der Pampa Tana (Profile Tana I, Kap. 4.3). Sie setzt sich zusammen aus *Myophorella*, *Vaugonia*, *Entolium*, *Astarte*, Nerineen und *Montlivaltia*. Ein weiteres Merkmal sind die Vulkaniklastite, die durch die zum Teil flaschengrüne Färbung auffallen.

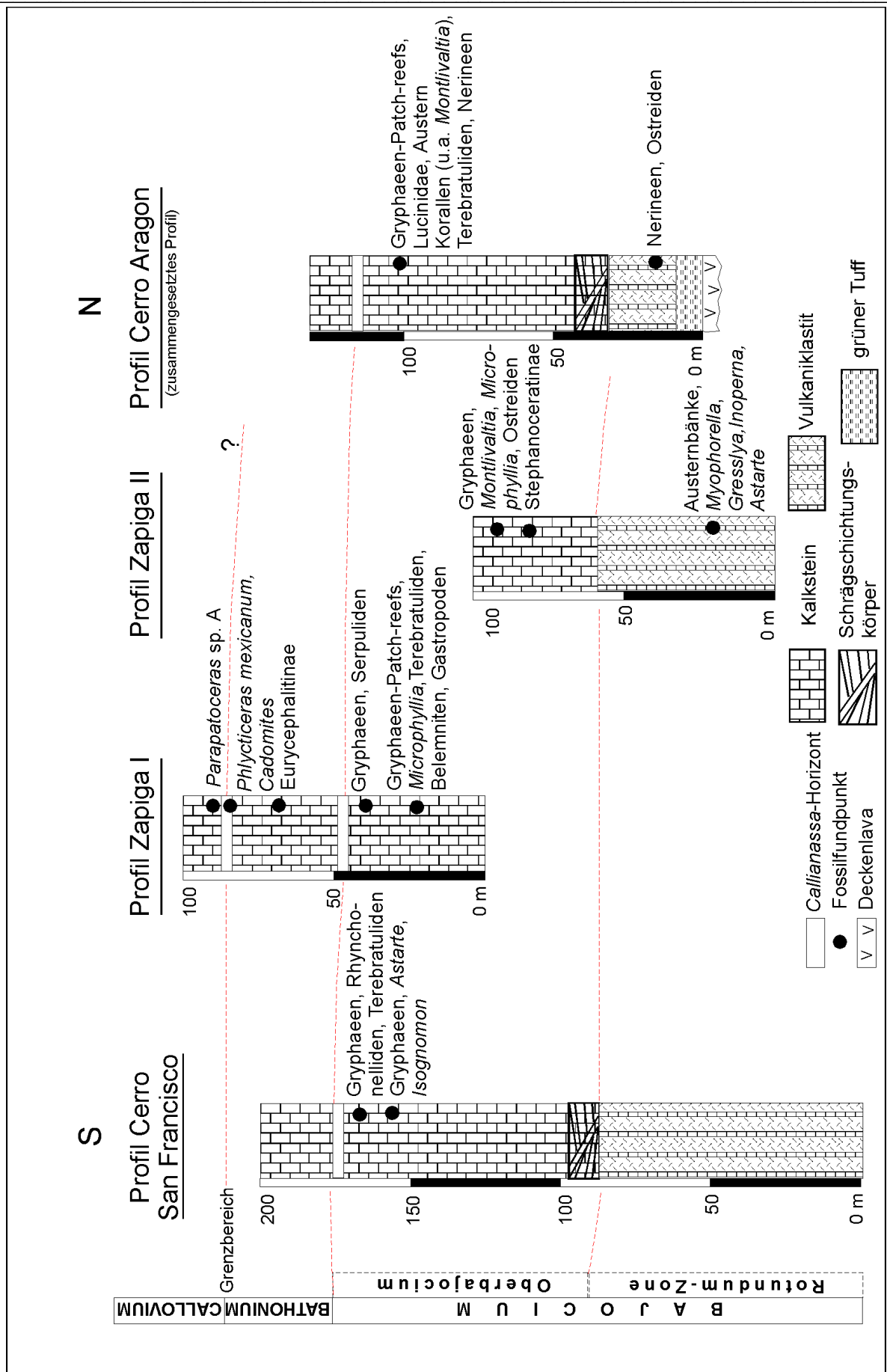


Abb. 9-1: Korrelation der Schichten in der Region Zapiga

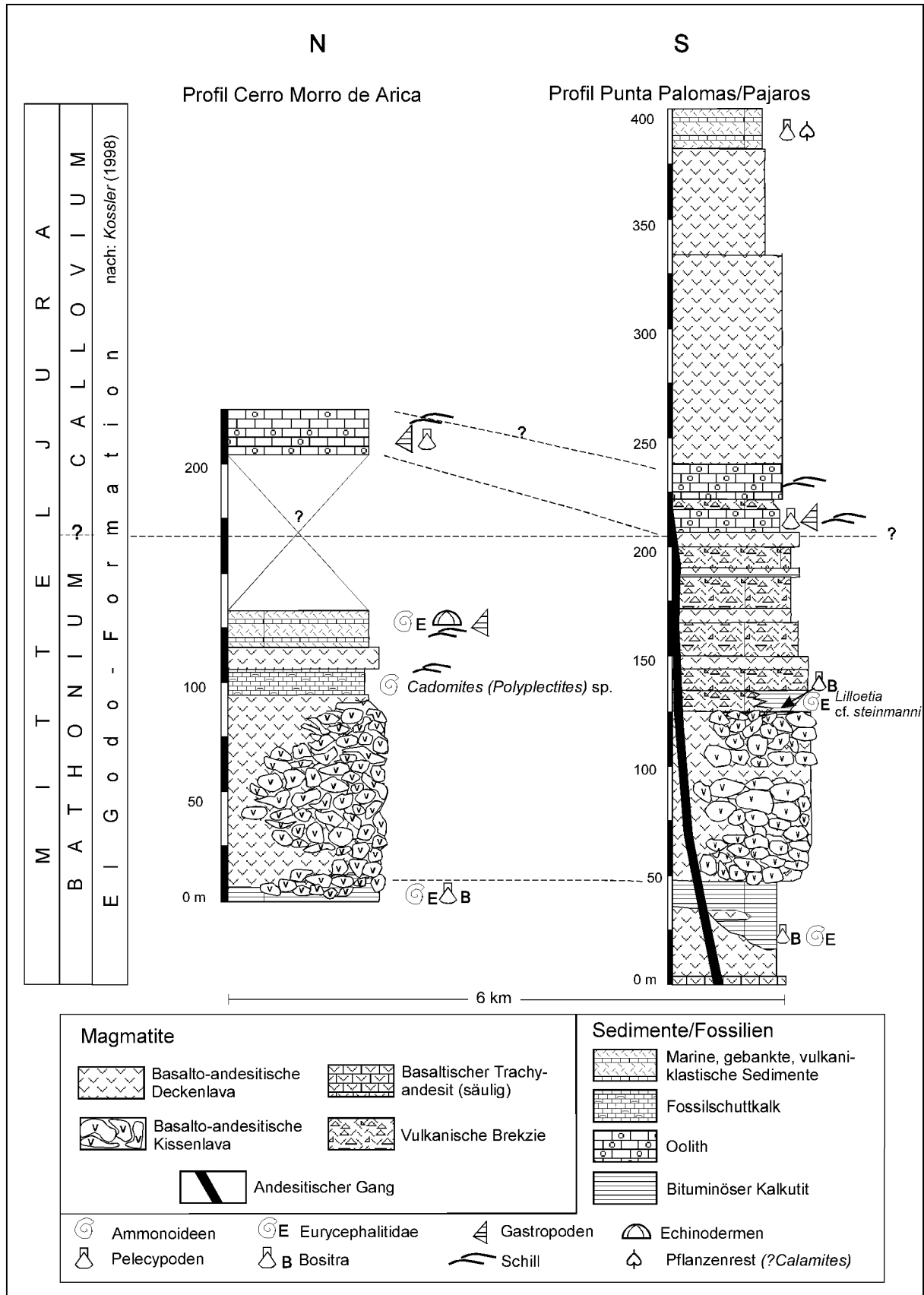
## 6.2 Bathonium

Das Bathonium wird in Chile durch das Auftreten verschiedener Ammoniten Gattungen u. a. von Eurycephalitinae nachgewiesen (CORVALÁN 1967, RICCARDI & WESTERMANN 1991, GRÖSCHKE & HILLEBRANDT 1993, 1994). KOSSLER (1998) gibt an, daß ein verstärktes Auftreten der Eurycephalitinae ein Bathonium-Alter für wahrscheinlich erscheinen läßt. Im Arbeitsgebiet wurden in mehreren Profilen zahlreiche Fragmente der Eurycephalitinae gefunden. Eine genauere Bestimmung war in den seltensten Fällen möglich.

Im Süden des Arbeitsgebietes (Profil Zapiga I, Kap. 4.1) konnte durch ein Exemplar von *Phlycticeras mexicanum* SANDOVAL & WESTERMANN zumindest der Grenzbereich Oberbathonium/Untercallovium festgestellt werden. Ca. 30 m unterhalb des Horizontes wurden aus flachmarinen Sedimenten zwei Fragmente von Eurycephalitinae gefunden. Für den Bereich von der *Thalassinoides*-Bank bis zu den Schichten mit *Phlycticeras mexicanum* wird ein Bathonium-Alter angenommen. Aus einem Gebiet, 5 km nördlich des Profils um den Cerro Aragon, geben RICCARDI & WESTERMANN (1991a) mit *Lilloetia steinmanni*, *?Iniskinites crassus*, *Xenocephalites cf. araucanus* ein (?Ober-) Bathonium-Alter an. Eine Fauna mit diesen Arten konnte im Bereich des angegebenen Fossilfundpunktes allerdings nicht gefunden werden.

Im Profil Tiliviche (Kap. 4.2) ist eine Stellung der Schichten im mittleren Teil des Profils in das Bathonium unklar. Dort wurden in feinschichtigen dunklen Kalklutiten nicht näher bestimmbare Oppeliidae und *Choffatia?* gefunden. Die dort vorhandene Stillwasserfazies unterscheidet sich deutlich von der Fazies im Süden (Profil Zapiga I; hoch- bis mäßig energetisch, flachmarine Fazies) und hält nach Norden mit wenigen Abweichungen an. 46 m über diesem Ammoniten-Horizont konnte die Bodenbenderi-Zone (Untercallovium) mit *Neuquenicerias (Frickites) bodenbenderi* (TORNQUIST) nachgewiesen werden.

In der Quebrada Chiza (Profil Quebrada Chiza, Kap. 4.4) läßt sich das Bathonium nur durch das Auftreten von Eurycephalitinae nachweisen. Erst wieder in der Region von Arica können eindeutige Nachweise erbracht werden. So korrelieren Schichten der Punta Palomas mit *Lilloetia cf. steinmanni* (SPATH), *Oxycerites(?)* sp. sowie weiteren Ammoniten mit Schichten des Cerro Morro, die *Cadomites (Polyplectites)* sp. (Coll. DOUGLAS; Oxford University Museum) und ebenfalls Eurycephalitinae enthalten (Kap. 4.8). Letztere wurden an der Basis (leg. Charrier) und wenige Meter unterhalb des Tops gefunden. Lange Zeit war die zeitliche Einordnung des Cerro Morro unklar (siehe Tab. 6-1). Jetzt kann mit hoher Wahrscheinlichkeit ein Bathonium-Alter angegeben werden.



**Abb. 6-2:** Das Bathonium im nördlichen Arbeitsgebiet. Biostratigraphische und lithostratigraphische Korrelation der Profile Morro de Arica und Punta Palomas/Pajaros.



### 6.3 Callovium

Das Callovium ist im Arbeitsgebiet weit verbreitet. Es läßt sich das Unter- und Mittelcallovium sowie der Grenzbereich Obercallovium/Oxfordium nachweisen (Tab. 6-2). Charakteristisch für das Callovium im Arbeitsgebiet ist das zahlreiche Auftreten von Neuqueniceraten gegenüber dem südlichen von KOSSLER (1998) bearbeiteten Anschlußgebiet. Der Grenzbereich Bathonium/Callovium wurde durch das Auftreten von *Phlycticeras mexicanum* SANDOVAL & WESTERMANN im Profil Zapiga I festgestellt. Über diesem Horizont wurde auch ein Exemplar von *Parapatoceras* gefunden. Diese Gattung tritt im Arbeitsgebiet nur im Callovium auf. In der Quebrada Tiliviche wurden Schichten mit zahlreichen Geoden gefunden, in denen mit *Neuqueniceras (Frickites) bodenbenderi* (TORNQUIST) das mittlere Untercallovium (Bodenbenderi-Zone) nachgewiesen wurde. Ca. 20 m oberhalb dieses Horizontes wurde eine Art der Gattung *Rehmannia (Rehmannia n. sp. A)* gefunden, die nach Gröschke (mündl. Mittl.) charakteristisch für das untere Mittelcallovium ist. Ca. 8 m darüber wurde ein Exemplar eines *Hecticoceras (Zieteniceras) cf. atakamense* GRÖSCHKE & ZEISS geborgen. GRÖSCHKE & ZEISS (1990) geben für diese Art ein Mittelcallovium-Alter an. Aus dem gleichen Horizont stammen mehrere Exemplare von *Parapatoceras*, die nicht weiter bestimmbar sind. In der Quebrada Chiza, in der Region südwestlich vom Cerro Atajaña und in Peru (Profil Fuertes de los Españoles) sind weitere Schichten des Mittelcallovium gefunden worden. In der Quebrada Chiza konnte das untere Mittelcallovium (obere Proximum-Zone) durch das Auftreten mehrerer Exemplare von *Rehmannia (Rehmannia) stehni* (ZEISS) und *Rehmannia (Rehmannia) brancoi* STEINMANN nachgewiesen werden (Abb. 9-3). Aus Schichten mit zahlreichen Geoden ca. 50 m unterhalb des Horizonts mit *Rehmannia (Rehmannia) stehni* stammt wahrscheinlich ein weiteres Exemplar von *Rehmannia (Rehmannia) brancoi* (leg. Chong). Während RICCARDI & WESTERMANN (1991b) beide Taxa in die Proximum-Zone (Unter-/Mittelcallovium) stellen, tritt nach Gröschke (mündl. Mittl., Pub. in Vorb.) *Rehmannia (R.) brancoi* nur im Mittelcallovium auf.

In Peru (Profil Fuertes de los Españoles, Kap. 4.9) konnte ein Exemplar von *Rehmannia (R.) ex. gr. stehni* geborgen werden, das nach Gröschke (mündl. Mittl.) aus einem stratigraphisch höheren Horizont als *Rehmannia (R.) stehni* aus der Quebrada Chiza stammt, demnach jünger ist als die Proximum-Zone, aber nicht älter als oberes Mittelcallovium.

Eine weitere Art der Gattung *Rehmannia (Rehmannia (R.) sp. B)* aus der Region südwestlich vom Cerro Atajaña weist auch auf Mittelcallovium-Alter hin, allerdings ist diese Form nach Gröschke (mündl. Mittl.) stratigraphisch tiefer als *Rehmannia (R.) brancoi* einzuordnen.

Das Obercallovium wird im Profil Quebrada Chiza vermutet. Ca. 30 m oberhalb des „stehni-Horizontes“ endet dort die Sedimentfolge mit Schichten, die mehrere zerdrückte Exemplare von *Euaspidoceras* lieferten. Nach GYGI & HILLEBRANDT (1991) hat diese Gattung eine stratigraphische Reichweite vom Obercallovium bis in das Oxfordium.

Der Grenzbereich Callovium/Oxfordium konnte in der Pampa Tana (Profil Pampa Tana IV; Kap. 4.3.) festgestellt werden. In Abb. 6-3 ist dieses Untersuchungsgebiet in einer vereinfachten Karte dargestellt, da es bisher noch keine geologische Karte aus diesem Gebiet gibt. Es wurden Fragmente von Reineckeinae (Reineckeinae n. gen. sp. C und D in KOSSLER 1998) gefunden, die nach KOSSLER (1998) charakteristisch für diesen stratigraphischen Übergangsbereich sind. Etwa 5-10 m unterhalb dieser Reineckeinae wurde ein *Hecticoceras* (*Sublunuloceras?*) *singulicostatum* GRÖSCHKE & ZEISS gefunden. GRÖSCHKE & ZEISS (1990) geben für diese Art ein (?Ober-) Callovium-Alter an. Durch das Auftreten der wenige Meter darüber folgenden Reineckeinae, kann nun sicher ein Obercallovium-Alter für diese Art nachgewiesen werden. Wenige Meter oberhalb der Schichten mit Reineckeinae n. gen. sp. C und D wurden mehrere Fragmente der Gattung *Rursiceras* entdeckt. Nach HILLEBRANDT & GRÖSCHKE (1995) hat diese Gattung eine stratigraphische Reichweite vom obersten Callovium bis zum oberen Unteroxfordium.

**Tab. 6-2:** Gliederung des Callovium im Arbeitsgebiet.

		Quebrada Tiliviche							Pampa Tana				Quebrada Chiza			südl. Atajana	La Yarada	
		<i>Neuquiceras</i> n. sp. A	<i>Neuquiceras</i> n. sp. B	<i>Eurycephalites?</i> sp.	<i>Neuquiceras</i> (F.) <i>bodenbenderi</i>	<i>Xerocephalites gottschei</i>	<i>Rehmannia</i> (R.) sp. A.	<i>Hecticoceras</i> (Z.) cf. <i>atakamense</i>	<i>Hecticoceras</i> (S.) <i>singulicostatum</i>	<i>Rursiceras</i> sp.	<i>Reineckeinae</i> gen. et sp. C	<i>Reineckeinae</i> gen. et sp. D	<i>Rehmannia</i> (R.) <i>stehni</i>	<i>Rehmannia</i> (R.) <i>brancoi</i>	<i>Euaspidoceras</i> sp.	<i>Rehmannia</i> (R.) sp. B.	<i>Rehmannia</i> (R.) ex gr. <i>stehni</i>	
C A L L O V I U M	Oxfordium																	
	Grenzbereich																	
	Obercallovium																	
	Mittelcallovium																	
	Untercallovium	Proximum-Zone																
		Bodenbenderi-Zone																
	Vergarensis-Zone																	

## 6.4 Oxfordium

Das Oxfordium kann im Norden des Arbeitsgebietes entlang der Quebrada Los Tarros (Profil Quebrada Los Tarros, Kap. 4.7) eindeutig nachgewiesen werden (Tab. 6-3). Mit den Fossilfunden von *Caracoliceras* sp. A (HILLEBRANDT et al., im Druck) und *Campylites* läßt sich die Basis des Profils in die *Densiplicatum*-Zone (unteres Mitteloxfordium) einstufen (GYGI & HILLEBRANDT 1991, HILLEBRANDT & GRÖSCHKE 1995). Ca. 10 m oberhalb dieser Schichten konnten mehrere Exemplare von *Gregoryceras* (*G.*) *chongi* GYGI & HILLEBRANDT geborgen werden. GYGI & HILLEBRANDT (1991) ordnen diese Art stratigraphisch in die *Antecedens*-Subzone der *Transversarium*-Zone (mittleres Mitteloxfordium) ein.

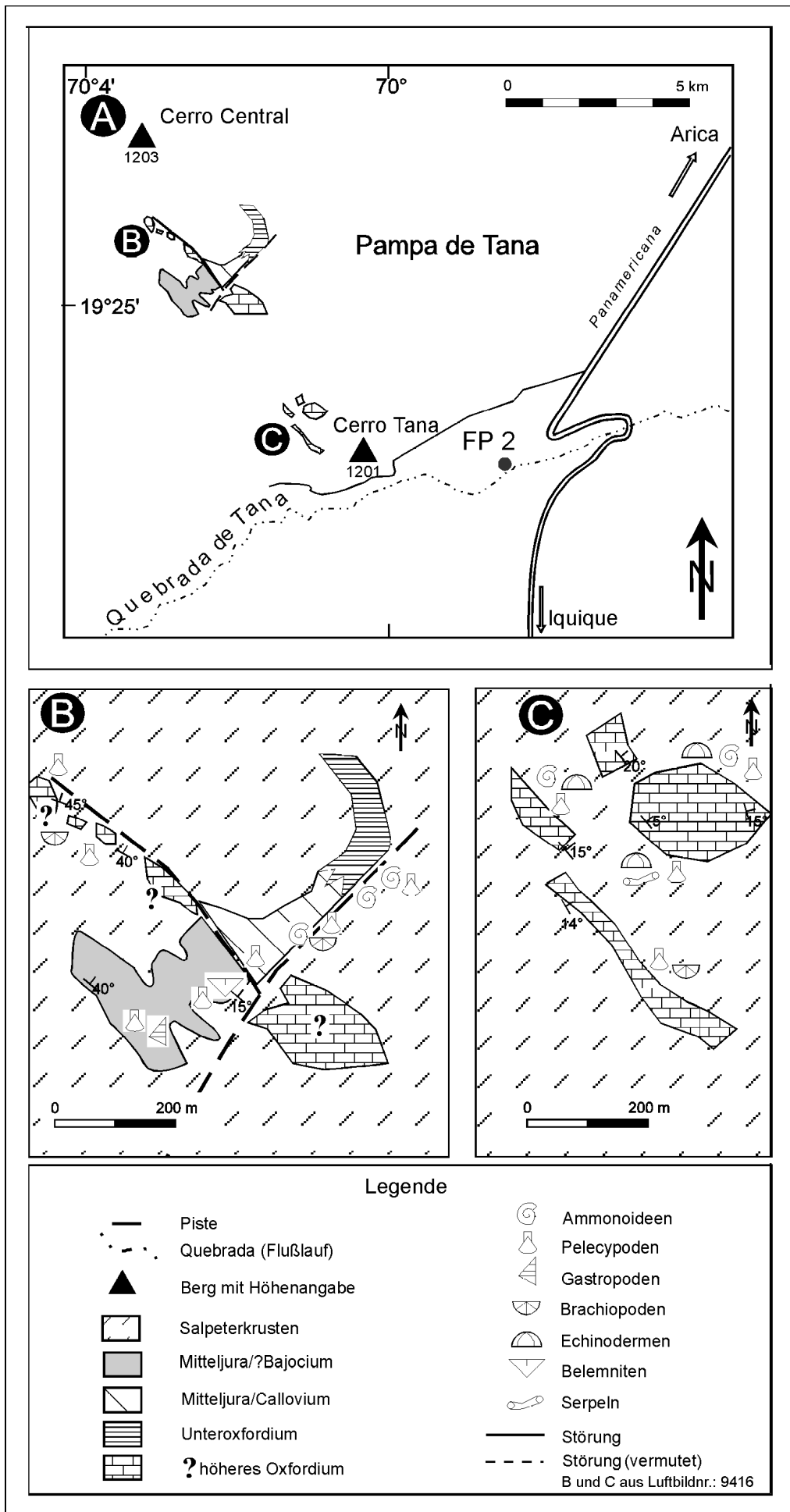
Zusammen mit *Gregoryceras* (*G.*) *chongi* treten auch Fragmente von *Gregoryceras* (*G.*) cf. *transversarium* (QUENSTEDT) auf. Diese Fragmente und das von GYGI & HILLEBRANDT (1991) aus der Quebrada Los Tarros beschriebene Exemplar eines *Gregoryceras* (*G.*) aff. *riazi* (DE GROSSOUVRE) bestätigen die stratigraphische Zuordnung in die *Transversarium*-Zone.

Das Profil endet nach ca. 40 m oberhalb der nachgewiesenen *Transversarium*-Zone mit mehreren Fragmenten von *Gregoryceras* (*G.*) sp. zusammen mit *Euaspidoceras*, mehreren *Laevaptychen* von wahrscheinlich *Euaspidoceraten*, *Passendorferia* und *Glochiceras*. Ein Vergleich mit den von GYGI & HILLEBRANDT (1991) beschriebenen Ammoniten macht eine Zuordnung der Schichten in die *Bifurcatus*-Zone wahrscheinlich.

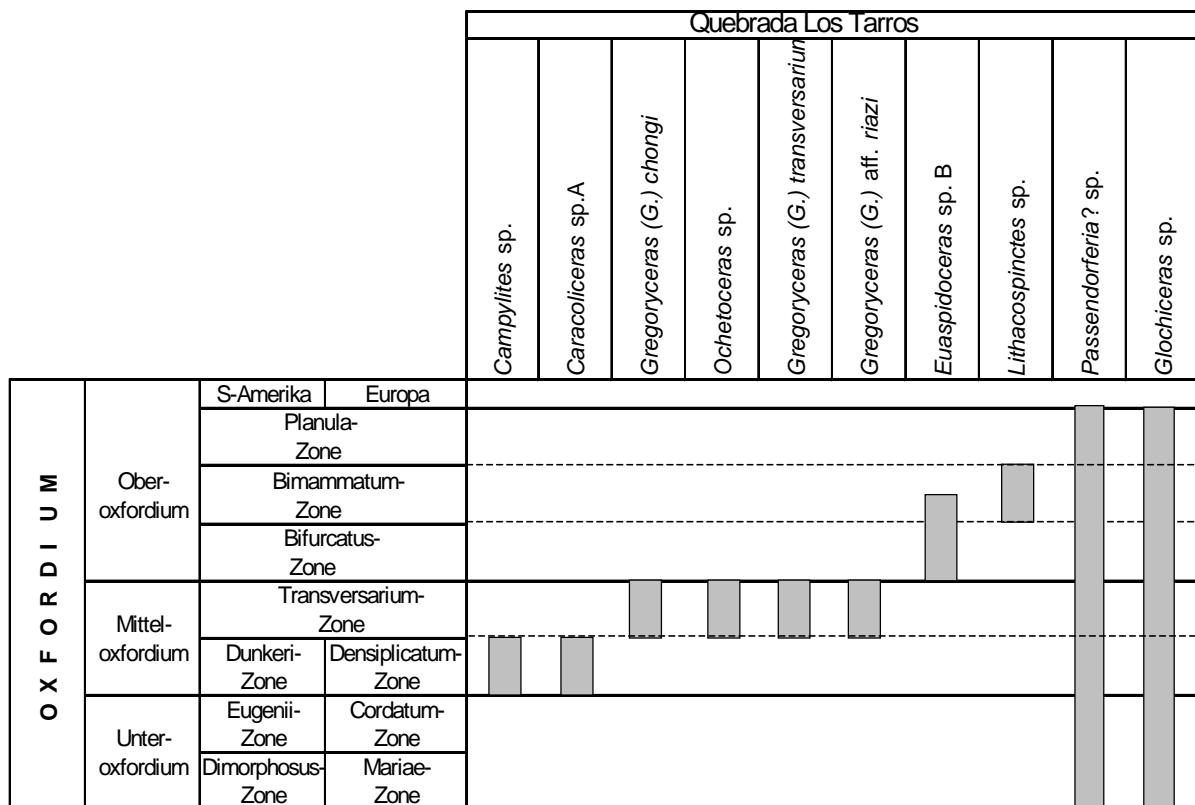
Weitere Fossilfunde aus der östlichen Flanke der Quebrada Los Tarros und der nordwestlichen Flanke der Quebrada de Hacha von Prof. v. Hillebrandt weisen auf noch jüngere Horizonte hin. Es handelt sich dort um Exemplare der Gattungen *Passendorferia*, *Glochiceras* und *Lithacosphinctes*. Allerdings stellen *Passendorferia* und *Glochiceras* stratigraphische Durchläufer während des Oxfordium dar (MELÉNDEZ HEVIA 1989, ZIEGLER 1958, SCHLEGELMILCH 1994). Nur mit Hilfe von *Lithacosphinctes* ist nach GYGI & HILLEBRANDT (1991) eine zeitliche Einstufung möglich. Sie geben eine Zeitspanne von der *Bimammatum*- bis zur *Planula*-Zone (Oberoxfordium) an. MYCZYŃSKI et al. (1998) geben jedoch nur eine Reichweite bis in die frühe *Bimammatum*-Zone an.

---

**Abb. 6-3:** (nächste Seite) **A:** Stratigraphische Übersicht des südlichen Teils der Pampa Tana. **B:** Ausschnittsvergrößerung der Aufschlüsse „B“ (Profil Pampa Tana IV) aus Karte A mit der Stratigraphie und Verteilung der Fossilfundpunkte aus dem ?Bajocium bis zum Oxfordium. **C:** Ausschnittsvergrößerung der Aufschlüsse „C“ (Profil Pampa Tana III) aus Karte A mit der Stratigraphie und Verteilung der Fossilfundpunkte des Oxfordium.



In der Pampa Tana sind Schichten aufgeschlossen (Profil Pampa Tana III; Kap. 4.3), die nicht weiter bestimmbare Perisphinctidae des Oxfordium enthalten (Abb. 6-3). Faziell weichen sie vollkommen von den Beckensedimenten der Quebrada Los Tarros ab, gleichen aber denen der Huantajaya-Formation (flachmarine Plattformsedimente; KOSSLER 1998) des unteren Oberoxfordium aus dem südlichen Anschlußgebiet.



Tab. 6-3: Gliederung des Oxfordium im Arbeitsgebiet.

## 6.5 Kreide

Kretazische Sedimente sind nur im Bereich des Cerro Atajaña mit Fossilien nachzuweisen. Dort wurde eine Fauna mit Ammonoideen, Gastropoden und zahlreichen Bivalvien (u.a. *Exogyra*, *Trigonia*, doppelklappige Pleuromyidae und Mytilidae) beobachtet. Die Fossilien wurden im Rahmen dieser Dissertation nicht weiter bearbeitet.

CECIONI & GARÇIA (1960) führen aus dem gleichen Gebiet *Argentiniceras* auf und stellen somit die Sedimente in das Berriasium. MUZZIO et al. (1988) hingegen geben für die marinen Sedimente des Cerro Atajaña (Formation Blanco) die Unterkreide (Hauterive-Albium) an.

Wie auch im südlichen Anschlußgebiet von KOSSLER (1998) sind die flachmarinen Kalke durch einen hohen Anteil an detritischem Quarz gekennzeichnet und unterscheiden sich dadurch deutlich von den jurassischen Sedimenten.

## 7. Mikrofazies

### 7.1 Biogene Komponenten

#### 7.1.1 Spiculae

Bisher wurden weder Spiculae noch Poriferen aus dem untersuchten Arbeitsgebiet in Nordchile und Südperu beschrieben. In den Dünnschliffen und Schlämmpfen konnten jedoch große Mengen an Spiculae nachgewiesen werden, die im Arbeitsgebiet eine weite Verbreitung finden. Sie kommen bis auf das Profil Caleta Camarones in allen anderen Profilen zum Teil auch gesteinsbildend vor (z. B. MF-Gruppe 5: Spikulite, Kap. 7.4.2.1). Es handelt sich vorwiegend um astrose Mikroskleren des Typs „Sterraster“ (RAUFF 1893/1894; BRIEN et al. 1973) oder auch „Rhaxen“ genannt. Die Sterraster treten zum Teil massenhaft bzw. gesteinsbildend auf. Oft findet man sie auch als Kerne von Ooiden. Nach LÉVI (1973), BERGQUIST (1978), GRUBER & REITNER (1991), HASLETT (1992), GRUBER (1993) und MEHL (1992) stammen diese Sterraster aus Demospongien der Familie Geodiidae GRAY. REITNER (1991) gibt Sterraster auch für die Familie Cassianothalamiidae an und bemerkt, dass dieses Phänomen ein Problem darstellt, da die Sterraster bisher nur bei der Familie Geodiidae beobachtet wurden. Da für die Cassianothalamiidae hauptsächlich mikrosklere Spiraster charakteristisch sind und diese Form in den eigenen Proben nicht gefunden wurde, wird eine Zugehörigkeit zu den Cassianothalamiidae ausgeschlossen.

Die Sterraster sind hauptsächlich kieselig (Chalzedon) erhalten. In einigen Horizonten sind sie sekundär kalzifiziert. Sie stellen nierenförmige Gebilde (reniform) dar und erreichen eine Größe von 160 bis 200  $\mu\text{m}$  (Taf. 5/Fig. 2). Sie sind immer durch eine Kerbe oder furchenartige Depression (Hilum) charakterisiert, die quer zur größten Länge des Ellipsoids steht (HINDE 1889, GRAMANN 1962). Je nach Schnittlage und Erhaltung ist eine radialstrahlige Struktur zu beobachten. Nach Beschreibungen von HASLETT (1992; S. 342, Fig. 1 und 2) handelt es sich um die Form *Rhaxella sorbyana* BLAKE. Der Autor gibt eine stratigraphische Reichweite vom Bajocium bis zum Portlandium an und grenzt diesen Zeitraum zusätzlich ein, indem er u.a. eine „Bajocium-Callovium-Assemblage“ aufstellt, die nur durch *Rhaxella sorbyana* charakterisiert wird.

Im Profil Tiliviche sind die Sterraster bräunlich/rötlich gefärbt. Eine primäre Farbgebung kann nicht ausgeschlossen werden, da es eine der Sterraster ähnlich aussehende Mikrosklerenform gibt - die sogenannten „Selenaster“ der Placospongiidae, die primär rötlich/bräunlich gefärbt sind. Nach GRUBER (1993) handelt es sich bei den Placospongiidae um ein rezentes, fossil nicht bekanntes Taxon, das neben den Selenaster auch aus tylostylen Megasklaren aufgebaut ist. WIEDENMAYER (1994) dagegen beschreibt auch fossile

Placospongiidae aus dem Oberjura. Funde von tylostylen Skleren aus den eigenen Proben könnten eine Stellung zu den Placospongiidae nachweisen.

HERM (1967; S. 665, Taf. 2, Fig. 4) interpretiert diese Formen aus faziell ähnlichen Sedimenten des Neokom aus Mittelchile als planktonische Organismen der Gattung *Stomiosphaera*. Er definiert sie durch ihren auffälligen nierenförmigen Umriß und ihrer dünnen Wandung mit feiner radiärer Struktur. Beide Merkmale sowie die abgebildeten Exemplare weisen auf Rhaxen hin.

Die von SILVA (1976) aus dem Bereich Zapiga beschriebenen häufig auftretenden, sphärischen, verkieselten Organismen werden als solche Sterraster interpretiert.

Auch zeigen Dünnschliffaufnahmen von PÉREZ (1982; Taf. 3, Fig. 9 und 10) sowie Dünnschliffe aus der Sammlung von Hillebrandt von jurassischen spiculae-reichen Sedimenten der Quebrada Asientos diese typischen nierenförmigen Rhaxen, die als Calcisphären interpretiert wurden.

KOSSLER (1998) gibt aus dem südlichen Anschlußgebiet auch Vorkommen von Rhaxen (Sterraster) aus dem Mitteljura an. Da dort aber keine weiteren Skleren gefunden worden sind, stellt KOSSLER (1998) die Rhaxen in die Familie der Geodiidae.

Da keine körperlich erhaltenen Poriferen gefunden worden sind, bleibt eine systematische Zuordnung schwierig. Lediglich das massenhafte Vorkommen in einigen Horizonten von Sterrastern, das parallele Auftreten von Calthrops, Tylostylen und Oxen sowie das Fehlen von Desmen, erlauben eine Zuordnung der Skleren in das Taxon Geodiidae GRAY sowie auch in das Taxon Placospongiidae GRAY. Es müßten mehr Proben aufbereitet werden, um eine genaue Diagnose stellen zu können.

Fossil ist bisher die zu den Geodiidae gestellte Gattung *Rhaxella* nachgewiesen worden (HINDE 1889). Sie wurde hauptsächlich aus Sedimenten des Oxfordium (Mariae- und Bimammatum-Zone) beschrieben, sie kommt aber schon seit dem Unterjura vor (HINDE 1889 [Lias; Frankreich, U.K.], GRAMANN 1962 [Oxfordium; Deutschland], DERIN & REISS 1966 [Bajocium, Israel], TREJO 1967 [Oxfordium-Portlandium; Mexiko], MILODOWSKI & WILMOT 1984 [Oxfordium; U.K.], RIEGRAF 1986 [Callovium; Deutschland], MCLENNAN & TREWIN 1989 [Bathonium-Callovium, U.K.]).

Neben den Mikroskleren treten untergeordnet Megaskleren auf. Hier fallen besonders die Tetractinen oder auch Calthrops auf, die aber nicht mehr vollständig erhalten sind. Ihre einzelnen Achsen sind bis zu 200 µm lang. Auch konnten zentrangulate Diactine (reduzierte Calthrops) und diverse Monaxone beobachtet werden. Bei den Monaxonen handelt es sich um Oxen, Tylostyle, Styloide und Strongyle. Letztere sind leicht gebogen und gleichen eher den

Strongylen von BRIEN et al. (1973) als der in REITNER (1992) abgebildeter Form. Es wurden keine Desmen gefunden.

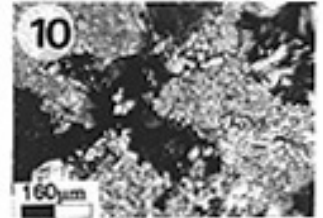
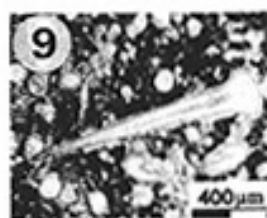
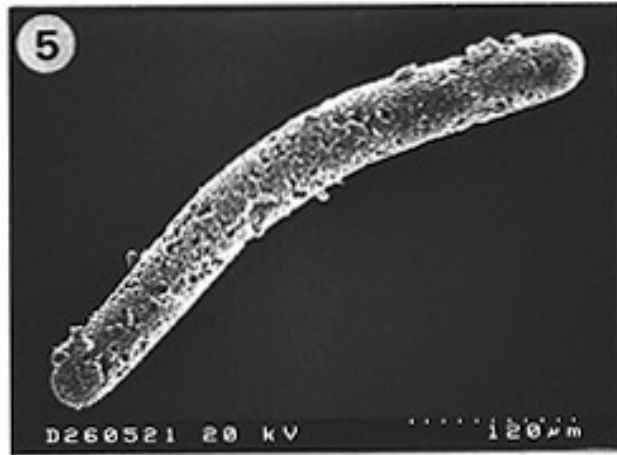
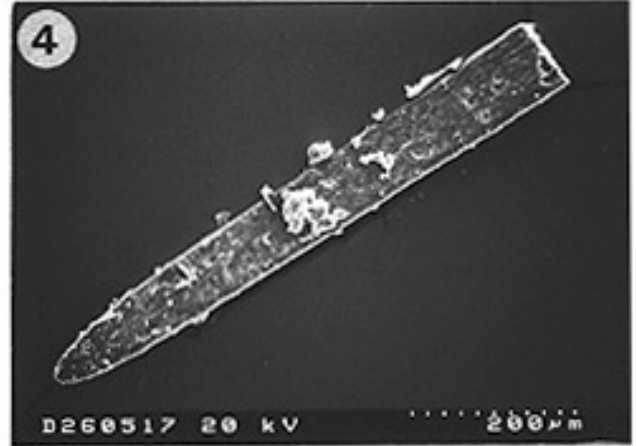
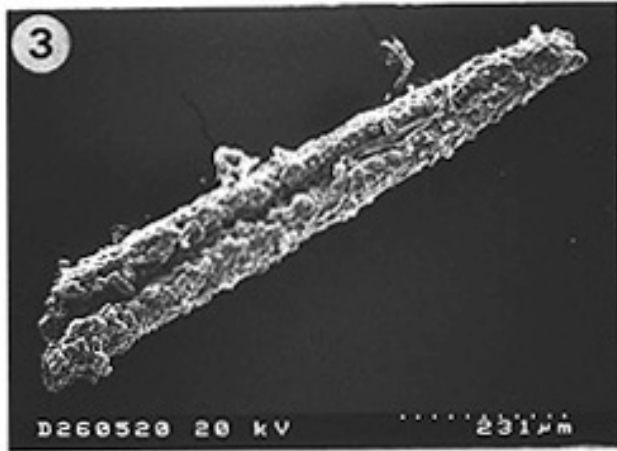
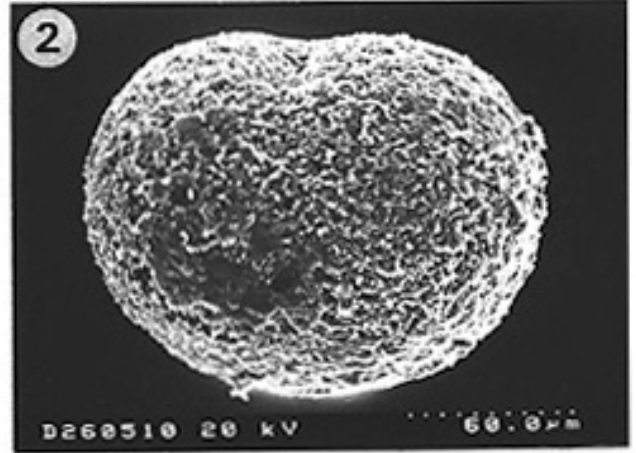
Das hohe Aufkommen von kieseligen Schwammnadeln im Arbeitsgebiet ist wahrscheinlich auf die vulkanische Aktivität während des Juras zurückzuführen. Schon WIEDENMAYER (1980), ALI, (1977), MILODOWSKI & WILMOT (1984), RIEZEBOS & ZIMMERLE (1989), ZIMMERLE (1989) und ZIMMERLE (1991) weisen auf die Verbindung von Vulkanismus und kieseliger Fauna insbesondere der Schwämme hin. Ein massenhaftes Auftreten von Schwämmen mit kieseligen Skelett erfordert einen hohen Eintrag von Kieselsäure, deren Quellen vulkanische Exhalationen sowie Zerfallsprodukte von vulkanischen Glaspartikel und Pyroklasten sein können (ZIMMERLE 1991). Die zum Teil verkieselte Matrix der Dünnschliffproben mit Schwammrhexen weist auf diagenetische Lösungsvorgänge hin. Meist liegen dann die Schwammrhexen kalzifiziert vor. DUPRAZ & STRASSER (1999) sehen die Ursache für die Kalzifizierung in Sulfat-reduzierenden Bakterien, die eine Zunahme der Alkalität und somit die Kalzifizierung verursachen.

---

**Taf. 5: Biogene Komponenten: Spiculae**

- Fig. 1 Zerbrochener Calthrops mit sekundär veränderter Oberflächenstruktur. Bathonium, Profil Punta Pajaros I, MF-Typ 5 A: Bituminöser Spikulit; REM-Aufnahme, Schlämmrückstand 100397/21.
- Fig. 2 *Rhaxella sorbyana* BLAKE; Sterraster („Rhaxe“), sie treten hauptsächlich gesteinsbildend auf und bilden die Hauptkomponente der Spiculite. Bathonium, Profil Punta Pajaros I, MF-Typ 5 A: Bituminöser Spikulit; REM-Aufnahme, Schlämmrückstand 100397/21.
- Fig. 3 Monaxon: Oxe mit erkennbarem Achsen- oder Zentralkanal. Bathonium, Profil Punta Pajaros I, MF-Typ 5 A: Bituminöser Spikulit; REM-Aufnahme, Schlämmrückstand 100397/21.
- Fig. 4 Monaxon: Styloid. Bathonium, Profil Punta Pajaros I, MF-Typ 5 A: Bituminöser Spikulit; REM-Aufnahme, Schlämmrückstand 100397/21.
- Fig. 5. Monaxon: Strongyle. Bathonium, Profil Punta Pajaros I, MF-Typ 5 A: Bituminöser Spikulit; REM-Aufnahme, Schlämmrückstand 100397/21.
- Fig. 6 Monaxon: Tylostyl. Die Spitze der Schwammnadel weist eine Mikritisierung auf. Bathonium, Profil Punta Pajaros II, MF-Typ 5 B: Radiolarien-Spikulit; Dünnschliff 120397/6,7, gekreuzte Nicols.
- Fig. 7 Tetraxon: Calthrops. Bathonium, Profil Punta Pajaros I, MF-Typ 5 A: Bituminöser Spikulit, Dünnschliff 100397/6,2, parallele Nicols.
- Fig. 8 Reduzierter Calthrops (zentrangulate Diactine). Es ist eine sekundäre Silifizierung der in Kalzit umkristallisierten Schwammnadel zu beobachten. Bathonium, Profil Punta Pajaros I, MF-Typ 5 A: Bituminöser Spikulit; Dünnschliff 100397/5, gekreuzte Nicols.
- Fig. 9 Monaxon: Tylostyl mit Zentralkanal. Bathonium, Profil Punta Pajaros I, MF-Typ 5 A: Bituminöser Spikulit, Dünnschliff 100397/6,2, parallele Nicols.
- Fig. 10 Tetraxon: Calthrops. Bathonium, Profil Cerro Morro. MF-Typ 2 A: Spiculae-Biopelsparit; Dünnschliff 130397/13, gekreuzte Nicols.





### 7.1.2 Radiolarien

Mitteljurassische Radiolarien sind aus dem Arbeitsgebiet in Nordchile und Südperu bisher noch nicht beschrieben worden. KOSSLER (1998) erwähnt lediglich das Vorkommen von Radiolarien in der El Godo-Fazies (siehe MF-Typ 19, S. 44 in KOSSLER 1998). Generell ist der südamerikanische Raum hinsichtlich jurassischer Radiolarien kaum bearbeitet. Bisher wurden nur im Neuquén-Becken (Argentinien) oberjurassische Radiolarien nachgewiesen und bearbeitet (PUJANA 1991,1996). Aus Nordperu werden derzeit von GRIMM et al. (in Vorb.) Radiolarien aus dem Sinemurium des Utcubamba-Tals untersucht. In QUINZIO (1987) werden Spumellarien aus dem Unterjura der Präkordillere abgebildet, aber nicht weiter beschrieben. Im Arbeitsgebiet beschränkt sich das Vorkommen von Radiolarien auf drei Profile. Aus Proben von den Profilen Tiliviche (Kap. 4.2) und Cerro Morro (Kap. 4.8) wurden Radiolarien im ÄtZRückstand gefunden. Auch konnten sie in Dünnschliffen aus den Profilen Zapiga I (Kap. 4.1) und Cerro Morro nachgewiesen werden. Die Bestimmung der Gattungen und Arten erfolgte durch Dr. Kiessling. Die Proben entstammen je nach Profil aus unterschiedlichen lithologischen Einheiten mit entsprechender Änderung der Mikrofazies. Die Dünnschliffprobe aus dem Profil Zapiga I kommt aus arenitischen Kalken (MF-Typ 2 A) des Bathonium-/Callovium-Grenzbereichs. Im Profil Tiliviche treten sie in plattig verwitterten Kalksiltiten auf (MF-Typ 5 B), die stratigraphisch in das untere Mittelcallovium gestellt werden (Kap. 4.2 und Kap. 6.). Im Profil Cerro Morro (Teilprofil Punta Pajaros, Kap. 4.8) wurden zahlreiche Radiolarien in Dünnschliffen aus bituminösen Kalklutiten entdeckt (MF-Typ 5 A), die dem Bathonium zugeordnet werden.

Bestimmungsliteratur: BAUMGARTNER (1980), BAUMGARTNER (1984), CARTER et al. (1988), FOREMAN (1973), HULL MEYERHOFF (1995), HULL MEYERHOFF (1997), PESSAGNO (1973), PESSAGNO & BLOME (1980), PESSAGNO et al. (1989), SHACKELTON CAMPBELL (1954), YEH & CHENG (1996).

**Klasse: Actinopoda**

**Unterklasse: Radiolaria**

**Ordnung: Polycystida EHRENBURG, 1838**

**Unterordnung: Spumellariina EHRENBURG, 1838**

**Familie: PATULIBRACCHIDAE PESSAGNO, 1971; emend. BAUMGARTNER, 1980**

**Unterfamilie: PATULIBRACHHINAE PESSAGNO, 1971; emend. BAUMGARTNER, 1980**

**Gattung: *Paronaella* PESSAGNO, 1971; emend. BAUMGARTNER, 1980**

*Paronaella pygmaea* BAUMGARTNER, 1980

Taf. 6, Fig. 4

Fundort/Probennr.: Profil Quebrada Tiliviche, *Parapatoceras*-Horizont: FHP 100995/21.

Beschreibung: Dreistrahlige Patulibracchiinae, deren Strahlen in kurze zentrale Stacheln übergehen. Die Stacheln sind durch drei charakteristische Furchen gekennzeichnet. Das sublineare Maschenwerk der Strahlen besteht aus runden Poren und kleinen Knoten.

Stratigraphische Verbreitung: Die Art *P. pygmaea* (BAUMGARTNER 1980) reicht vom Oberbathonium/Untercallovium bis ins Mittel-/Oberoxfordium (MEYERHOFF HULL 1997).

**Familie: SPONGURIDAE HAECKEL, 1862**  
**Unterfamilie: ARCHAESPONGOPRUNINAE PESSAGNO, 1973**  
**Gattung: *Archaeospongoprunum* PESSAGNO, 1973**

***Archaeospongoprunum* sp.**  
 Taf. 6, Fig. 5

Fundort/Probennr.: Quebrada Tiliviche, *Parapatoceras*-Horizont: FHP 100995/21.

Beschreibung: Corticales, zylindrisches Skelett mit je einem an der Schmalseite befindlichem triradiaten Stachel.

Stratigraphische Verbreitung: Diese Gattung findet man weltweit sowohl im Tethys - als auch im borealen Bereich während des Zeitraumes Jura bis Kreide (MEYERHOFF HULL 1997).

**Familie: HAGIASTRIDAE RIEDEL, 1971; emend BAUMGARTNER, 1980**  
**Unterfamilie: HAGIASTRINAE RIEDEL, 1971; emend. BAUMGARTNER, 1980**  
**Gattung: *Archaeohagiastrum* BAUMGARTNER, 1980**

***Archaeohagiastrum longipes* BAUMGARTNER, 1980**  
 Taf. 6, Fig. 2

Fundort/Probennr.: Quebrada Tiliviche, *Parapatoceras*-Horizont: FHP 100995/21.

Beschreibung: Unvollständiges Exemplar mit vier Strahlen, die im rechten Winkel zueinander angeordnet sind. Es ist nur ein Strahl vollständig erhalten, die anderen sind abgebrochen. Normalerweise sind sie alle gleich lang.

Stratigraphische Verbreitung: Die Art *Archaeohagiastrum longipes* tritt im Jura auf und reicht aber nur bis ins Untercallovium.

**Gattung: *Homoeoparonella* BAUMGARTNER, 1980**

***Homoeoparonella* sp.**  
 Taf. 6, Fig. 3

Fundort/Probennr.: Profil Quebrada Tiliviche, *Parapatoceras*-Horizont: FHP 100995/21.

**Beschreibung:** Dreistrahlige Hagiastriinae mit knolligen Strahlenenden, die jeweils einen zentralen Stachel haben. Die Poren stellen ein Gerüst aus korticalen Strahlen dar, die aus zahlreichen Längs- und Querverstrebungen entstehen.

**Stratigraphische Verbreitung:** Man findet diese Gattung weltweit vom Callovium bis in die Unterkreide (BAUMGARTNER, 1980).

**Familie:** PANTANELLIIDAE PESSAGNO, 1977; sensu PESSAGNO & MACLEOD, 1987

**Unterfamilie:** PANTANELLIINAE PESSAGNO, 1977; sensu PESSAGNO & BLOME, 1987

**Gattung:** *Gorgansium* PESSAGNO und BLOME, 1980

***Gorgansium* sp.**

Taf. 6, Fig. 7

**Fundort/Probennr.:** Quebrada Tiliviche, *Parapatoceras*-Horizont: FHP 100995/21.

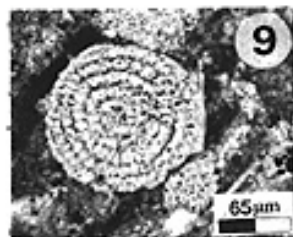
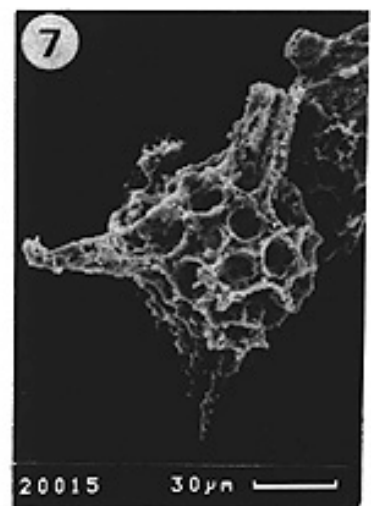
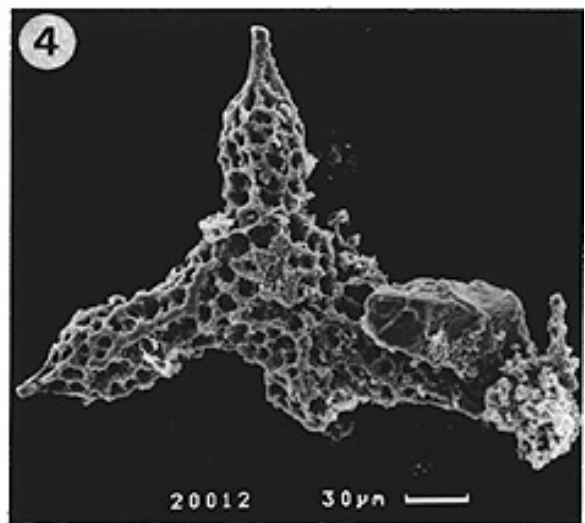
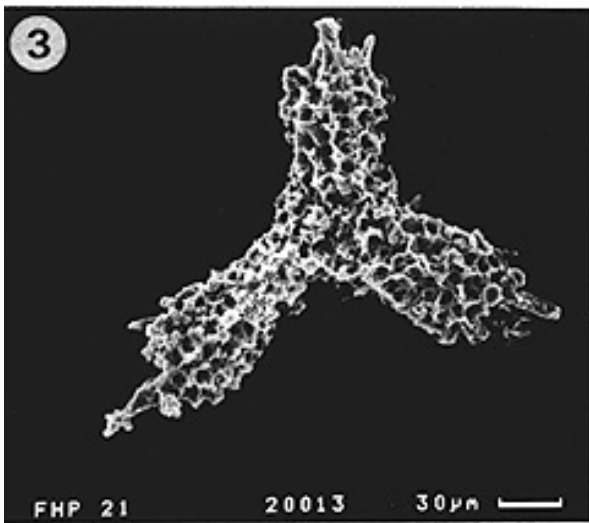
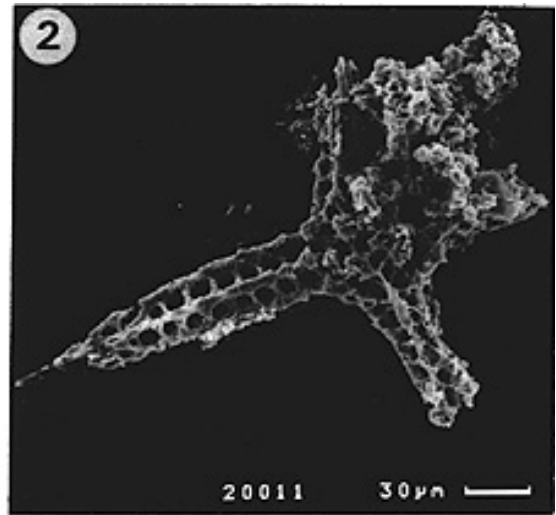
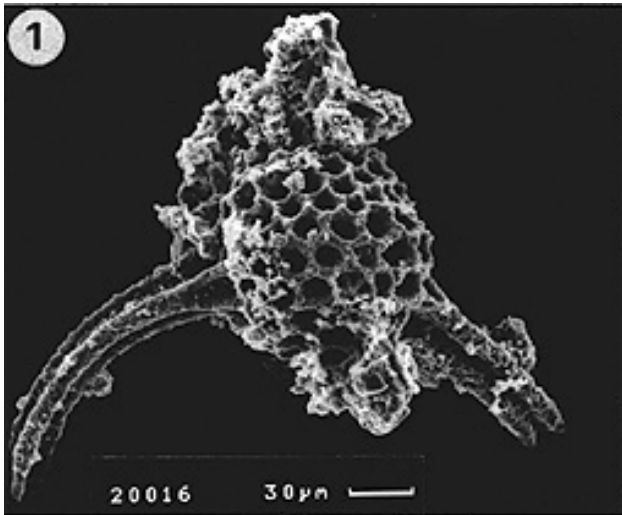
**Beschreibung:** Die corticale Schale ist typisch elliptisch und hat drei primäre, ungleich lange Stacheln. Einer der drei Stacheln ist bei dem abgebildeten Exemplar abgebrochen. Die Stacheln sind asymmetrisch angeordnet. Die zwei kürzeren von ihnen stehen dichter zusammen.

**Stratigraphische Verbreitung:** Die Gattung *Gorgansium* hat eine stratigraphische Reichweite von der Trias (Karnium) bis zum Obertithonium (MEYERHOFF HULL 1997).

---

**Taf. 6: Biogene Komponenten: Radiolarien**

- Fig. 1 *Parvivacca* sp., Mittelcallovium, Quebrada Tiliviche, MF-Typ 5 B: Radiolarien-Spikulit; REM-Aufnahme, Schlämmrückstand 100995/21.
- Fig. 2 *Archaeohagiastrum longipes* BAUMGARTNER, Mittelcallovium, Quebrada Tiliviche, MF-Typ 5 B: Radiolarien-Spikulit; REM-Aufnahme, Schlämmrückstand 100995/21.
- Fig. 3 *Homoeoparonella* sp., Mittelcallovium, Quebrada Tiliviche, MF-Typ 5 B: Radiolarien-Spikulit; REM-Aufnahme, Schlämmrückstand 100995/21.
- Fig. 4 *Paronaella pygmaea* BAUMGARTNER, Mittelcallovium, Quebrada Tiliviche, MF-Typ 5 C: Epiklastischer Spikulit; REM-Aufnahme, Schlämmrückstand 100995/21.
- Fig. 5 *Archaeospongoprunum* sp., Mittelcallovium, Quebrada Tiliviche, MF-Typ 5 B: Radiolarien-Spikulit; REM-Aufnahme, Schlämmrückstand 100995/21.
- Fig. 6 *Emiluvia* aff. *chica* FOREMAN, Mittelcallovium, Quebrada Tiliviche, MF-Typ 5 B: Radiolarien-Spikulit; REM-Aufnahme, Schlämmrückstand 100995/21.
- Fig. 7 *Gorgansium* sp., Mittelcallovium, Quebrada Tiliviche, MF-Typ 5 B: Radiolarien-Spikulit; REM-Aufnahme, Schlämmrückstand 100995/21.
- Fig. 8 Spumellaria, Mittelcallovium, Mittelcallovium, Quebrada Tiliviche, MF-Typ 5 B: Radiolarien-Spikulit; Dünnschliff 100995/21.
- Fig. 9 Spumellaria, Mittelcallovium, Quebrada Tiliviche, MF-Typ 5 B: Radiolarien-Spikulit; Dünnschliff 100995/21, parallele Nicols.
- Fig. 10 *Praeparvicingula*?, Bathonium/Callovium-Grenzbereich, Profil Zapiga I, MF-Typ 4: Biomikrit; Dünnschliff 280397/15, parallele Nicols.



**Unterfamilie: PARVIVACCINAE PESSAGNO & YANG, 1989**  
**Gattung: *Parvivacca* PESSAGNO & YANG, 1989; emend. HULL, 1997**

***Parvivacca* sp.**

Taf. 6, Fig. 1

Fundort/Probennr.: Quebrada Tiliviche, *Parapatoceras*-Horizont: FHP 100995/21.

Beschreibung: Die corticale Schale ist zylindrisch und an zwei gegenüberliegenden Flächen leicht abgeplattet. Das Exemplar hat zwei asymmetrisch angeordnete Primärstacheln, die deutlich gebogen sind. Die Stacheln sind durch drei Längsrücken, die sich mit drei Längsfurchen abwechseln, charakterisiert.

Stratigraphische Verbreitung: Die Gattung *Parvivacca* findet man weltweit vom Aalenium bis zum Obertithonium (MEYERHOFF HULL 1997).

**Familie: STAUROLONCHIDAE HAECKEL, 1881; emend. PESSAGNO, 1977**

**Gattung: *Emiluvia* FOREMAN, 1973, emend. PESSAGNO, 1977**

***Emiluvia* aff. *chica* FOREMAN, 1973**

Taf. 6, Fig. 6

Fundort/Probennr.: Quebrada Tiliviche, *Parapatoceras*-Horizont: FHP 100995/21.

Beschreibung: Rechteckiges Skelett mit konkavem Querschnitt und dreigeteilten Stacheln in jeder Ecke. An der Basis der jeweiligen Stacheln befinden sich zwei große Knoten, zahlreiche kleinere sind über das gesamte Skelett verteilt, die in Reihen angeordnet sind und durch Querverbindungen Rechtecke bilden. Unregelmäßig angeordnete Knoten bilden dreieckige Poren.

Stratigraphische Verbreitung: Die Gattung tritt weltweit vom Toarcium bis zur Unterkreide auf (CARTER et al. 1988, MEYERHOFF HULL 1997).

**Spumellariina gen. et sp. indet.**

Taf. 6, Fig. 8, 9

Fundort/Probennr.: Quebrada Tiliviche, *Parapatoceras*-Horizont: 100995/21, 130397/6; Punta Pajaros I: 100397.

Beschreibung: Axialschnitte von Spumellariinae, die je nach Form konzentrisch oder elliptisch angeordnete Ringe darstellen. Aus dem Profil Punta Pajaros I konnten schlecht erhaltene Spumellariinae mit Gitterstruktur aus dem Schlämmrückstand isoliert werden (ohne Abbildung).

**Unterordnung: Nassellariina EHRENBERG, 1875****Familie: PARVICINGULIDAE PESSAGNO, 1977a; emend. PESSAGNO & WHALEN 1982****Gattung: *Praeparvicingula* PESSAGNO, BLOME & HULL, 1993*****Praeparvicingula?* sp.**

Taf. 6, Fig. 10

Fundort/Probennr.: Zapiga (Profil Zapiga I): 280397/15.

Beschreibung: Mehrfach segmentierte Nassellarie (7 Kammern) mit schwach erkennbaren apikalem Horn und mit einer offenen terminalen Apertur. Da es sich nur um einen Dünnschliff handelt, kann nicht ausgesagt werden, ob das Exemplar vollständig erhalten ist. Daher könnte es sich auch um eine *Parvicingula* handeln, die sich von *Praeparvicingula* durch eine terminale Röhre unterscheidet, die entweder geöffnet sein kann oder mit einem Stachel endet. Allerdings wurde die Gattung *Parvicingula* bisher nur vom Kimmeridgium bis zum Aptium in der Tethys Provinz und in der südlichen borealen Provinz nachgewiesen. Es müßten mehr Proben aufbereitet werden, um eine klare Aussage zu treffen. Weitere Probenaufbereitungen sowie eine Publikation mit Dr. Kiessling sind in Planung.

Stratigraphische Verbreitung: Global findet man die Gattung *Praeparvicingula* vom Toarcium bis in das Aptium in Paläobreiten  $>22^{\circ}$  N und S. MEYERHOFF HULL (1995) hält somit einen Nachweis für Einfluß von kühlerem Meerwasser für möglich, zumal diese Gattung in der zentralen Tethys-Provinz zwischen  $22^{\circ}$  S und  $22^{\circ}$  N (Paläobreite) nicht auftritt. Die Dünnschliffprobe wurde im Profil Zapiga I ca. 20 m unterhalb des Horizontes mit *Phlycticeras mexicanum* (SANDOVAL & WESTERMANN) entnommen. Betrachtet man nun die biostratigraphische Radiolarien-Zonierung von PESSAGNO et al. (1993), so findet man zwei Arten von *Praeparvicingula* mit Leitcharakter für das Bathonium. Die Art *Praeparvicingula profunda* (PESSAGNO & WHALEN) ist sogar nur für das obere Bathonium leitend, was eine genauere Datierung für *Phlycticeras mexicanum* (SANDOVAL & WESTERMANN) zur Folge hätte, da diese Art bisher nur auf den Grenzbereich Bathonium/Callovium eingeschätzt werden kann (SCHWEIGERT & DIETZE 1998).

Erste Untersuchungen haben gezeigt, daß sich im Bereich der Radiolarienforschung in Nordchile noch ein großes Potential verbirgt. Bisher wurde der südamerikanische Raum mit Ausnahme des Neuquén-Beckens ausgeklammert, wenn es um Faunenvergleiche zwischen Nord- und Mittelamerika und der Antarktis ging (KIESSLING & SCASSO 1996). Mit weiteren Untersuchungen könnte eine Brücke geschaffen werden, die zu einem Gesamtbild des ostpazifischen Raums während des Juras führen würde.

### 7.1.3 Foraminiferen

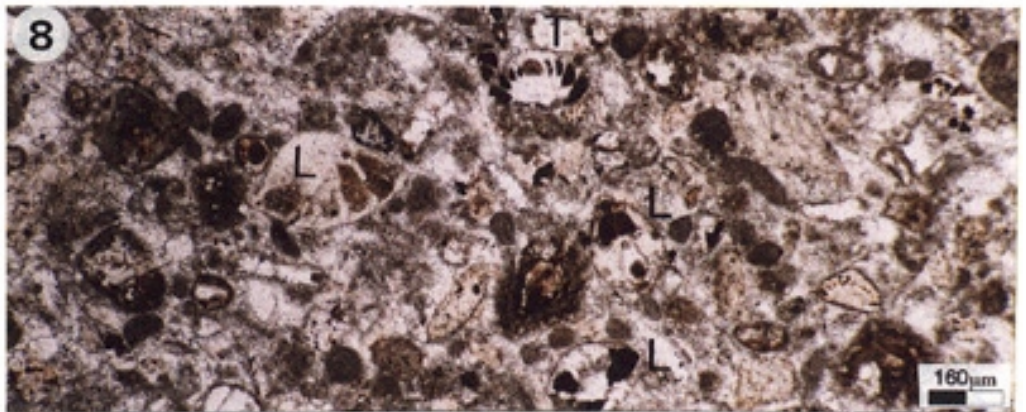
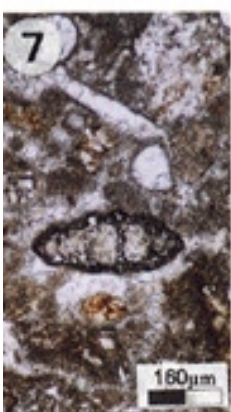
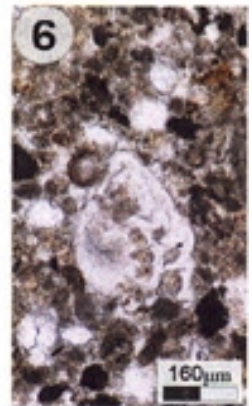
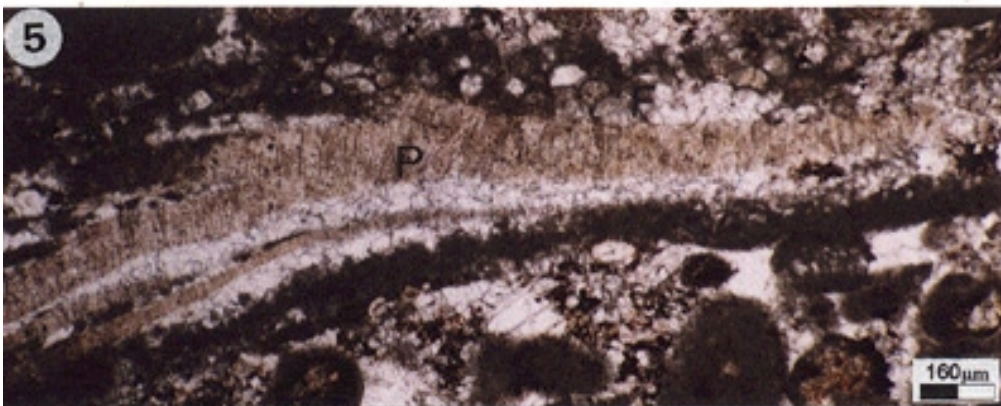
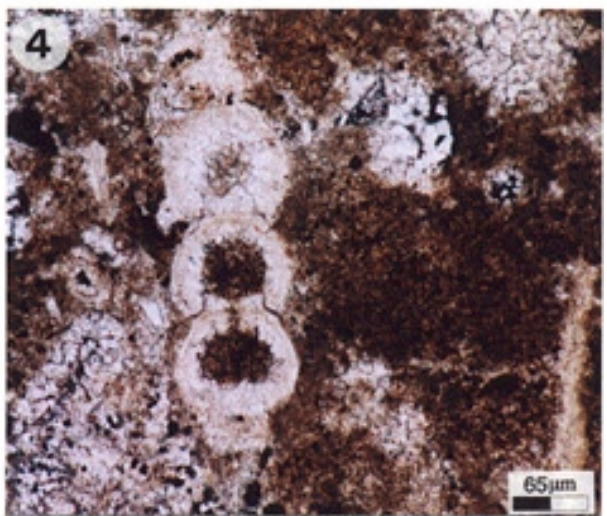
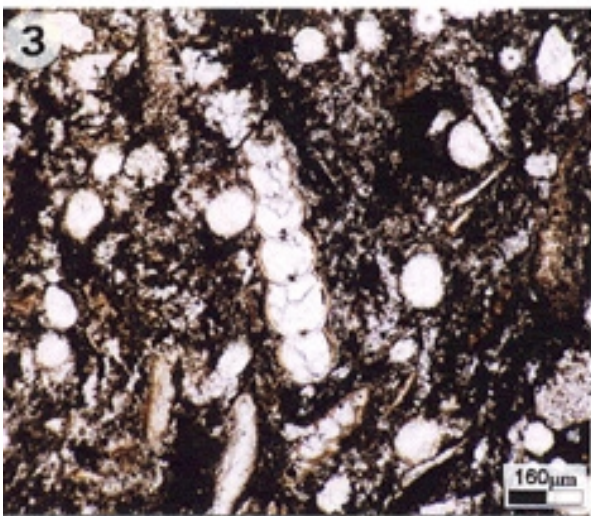
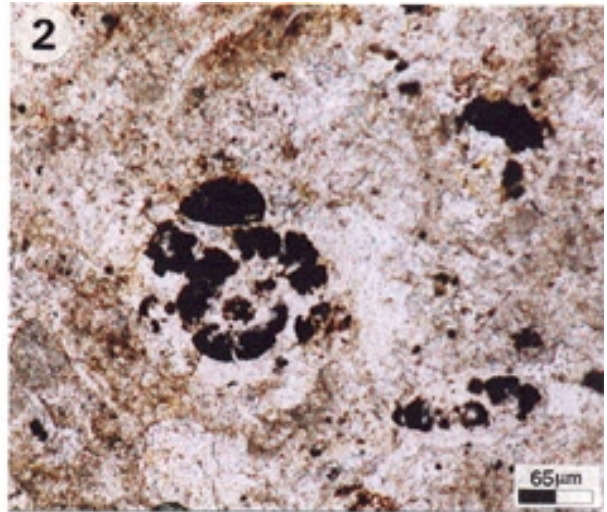
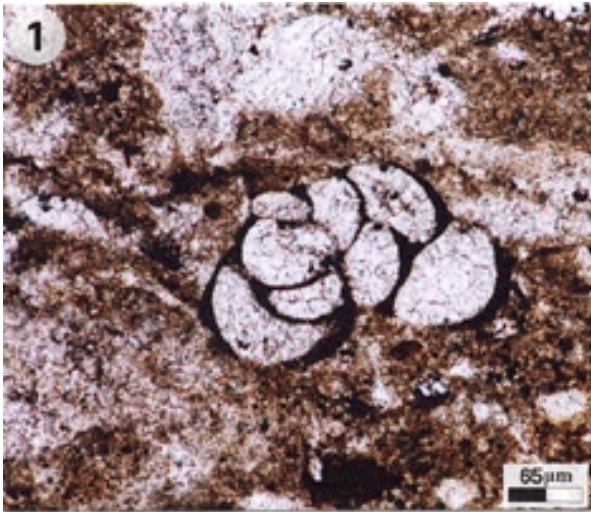
Foraminiferen aus dem Jura von Südperu und Nordchile sind bisher aus der Literatur kaum bekannt. Nur VILA (1976) führt u.a. Foraminiferen als biogene Komponenten von Kalken und Vulkaniklastiten des Cerro Morro in Arica auf. Es werden keine weiteren Foraminiferenfunde von anderen Autoren aus dem Arbeitsgebiet erwähnt. Aus dem südlichen Anschlußgebiet sind jedoch wenige Funde aus Dünnschliffen bekannt (KOSSLER 1998). Es handelt sich bei diesen um Exemplare der Nodosariidae und der Vaginulinidae.

Im Arbeitsgebiet wurden Foraminiferen des Bathonium und Callovium in den Profilen Zapiga I, Quebrada Tiliviche, Punta Pajaros I und II und Cerro Morro auch nur in Dünnschliffen nachgewiesen. Die wenigen Proben, die sich schlämmen ließen, weisen keine Foraminiferen auf. Eine genaue Bestimmung der Exemplare ist nicht möglich. Es wurden wie im südlichen Anschlußgebiet Vertreter der Familien Nodosariidae und Vaginulinidae gefunden. In einigen Horizonten tritt besonders zahlreich die Gattung *Lenticulina* (Taf. 7, Fig. 8) auf, die zu den hyalinschaligen benthonischen Foraminiferen gezählt wird (LOEBLICH & TAPPAN 1988). Auch die involutinide Gattung *Trocholina* ist sehr häufig (Taf. 7, Fig. 6 und 8). RICCARDI et al. (1990) und BALLENT (1997) geben ähnliche Faunen aus dem Mitteljura Argentiniens an. Dagegen sind die uniserialen Nodosariidae (Taf. 7, Fig. 3 und 4) sowie inkrustierende, agglutinierende Foraminiferen (Taf. 7, Fig. 5) selten.

#### Taf. 7: Biogene Komponenten: Foraminiferen

- Fig. 1 Benthonische trochospiral aufgerollte Foraminifere, Gehäusewand pyritisiert, Bathonium, Profil Punta Pajaros I, MF-Typ 5 A: Bituminöser Spikulit; Dünnschliff 100397/7, gekreuzte Nicols.
- Fig. 2 Planspiral-aufgerollte benthonische Foraminifere mit partiell pyritisierten Kammerfüllungen, Mittelcallovium, Quebrada Tiliviche, MF-Typ 5 B: Radiolarien-Spikulit; Dünnschliff 100995/20, parallele Nicols.
- Fig. 3 Uniserialer Nodosariidae mit Schwammrhaxen, Bathonium, Profil Punta Pajaros II, MF-Typ 5 A: Bituminöser Spikulit; Dünnschliff 120397/6.7, parallele Nicols.
- Fig. 4 Uniserialer Nodosariidae, Bathonium, Profil Punta Pajaros I, MF-Typ 5 A: Bituminöser Spikulit; Dünnschliff 100397/7.2, gekreuzte Nicols.
- Fig. 5 Agglutinierende Foraminifere (F) auf Pelecypodenschale (P), Oberbajocium, Profil Zapiga I, MF-Typ 1 B: Epiklastischer Oosparit; Dünnschliff 280397/1, parallele Nicols.
- Fig. 6 Hyalinschaler, *Trocholina* sp., Mittelcallovium, Quebrada Tiliviche, MF-Typ 5 B: Radiolarien-Spikulit; Dünnschliff 140995/14, parallele Nicols.
- Fig. 7 Planspiral aufgerollte Foraminifere, Bathonium, Profil Morro, MF-Typ 3 A: Epiklastischer Biosparit; Dünnschliff 130397/10, parallele Nicols.
- Fig. 8 Übersicht mit diversen Schnittlagen von *Trocholina* sp. (T) und *Lenticulina* sp. (L), Oberbajocium/Bathonium, Profil Zapiga I, MF-Typ 2 A: Spiculae-Biopelsparit; Dünnschliff 280397/9, parallele Nicols.





Es wurden auch nicht bestimmbare, sehr kleine trochospirale und planspirale Formen (Taf. 7, Fig. 1,2 und 7) gefunden.

#### **7.1.4 Bryozoen**

Neben diversem Bryozoenbruch konnte ein Exemplar bestimmt werden. Es handelt sich um eine im Schnitt leiterförmige Bryozoe aus Kalken des Oxfordium im Profil Pampa Tana III (Schliff 230396/1, ohne Abb.) der cyclostomen Gattung *Berenicea* LAMOUROUX. Die Bestimmung basiert auf Vergleiche mit Dünnschliffaufnahmen von oberjurassischem Material von BRACHERT (1986), LANG (1989), REINHOLD (1996) und DUPRAZ & STRASSER (1999). Die Zooecia sind immer mit Zement gefüllt.

Diese Gattung tritt während des gesamten Mesozoikum auf. Bis auf den hochenergetischen Lebensraum ist diese Form überall im marinen Milieu zu finden (TAYLOR 1979). Nicht näher bestimmbare fenestrable Bryozoen wurden in älteren Schichten im Profil Punta Pajaros I (Schliff 100397/6.2, ohne Abb.) beobachtet. Auch dort sind die Zooecia mit Sparit zementiert.

#### **7.1.5 Pelecypoden**

Aufgrund von Rekristallisationen lassen sich die zahlreichen Schalenfragmente zumeist nicht taxonomisch bestimmen. Selten ist die foliate Struktur der Ostreaeidae noch zu beobachten. Eine randliche Mikritisierung durch Mikroorganismen ist oft zu erkennen (Taf. 7, Fig. 5; Taf. 14, Fig. 4). In den spikulitreichen und zum Teil bituminösen Schichten des Bathonium und Callovium treten häufig Filamente auf (Taf. 12, Fig. 2). Nach KUHRYS (1975) handelt es sich um die juvenilen Vertreter von planktonischen Pelecypoden. Nach KOSSLER (1998) könnte es sich dabei um die Gattung *Bositra* handeln. In einigen Schichten tritt *Bositra buchii* (RÖMER) gesteinsbildend auf. REINHOLD (1996) hält eine Zuordnung zu juvenilen Pelecypoden für möglich, schließt aber eine Zuordnung zu unverzweigten filamentösen Algen nicht aus. Trotz diverser Untersuchungsmethoden (z. B. REM) konnten Filamente bisher nicht eindeutig bestimmt werden (REINHOLD 1996).

#### **7.1.6 Gastropoden**

Aus einigen Horizonten sind Gastropodengehäuse in Dünnschliffaufnahmen sehr häufig (Taf. 11, Fig. 2 und 3; Taf. 14, Fig. 3, 6 und 7). Es handelt sich dabei um teilweise sehr große Gehäusefragmente (max. 2 cm) in diversen Schnittlagen. Häufig sind die Spindeln zu erkennen. Die Gehäuse sind immer rekristallisiert und bestehen aus Blockzement. Zum Teil sind die Wände angebohrt und mikritisiert (Taf. 11, Fig. 2 und 3). Auch sind Silifizierungen zu beobachten (Taf. 11, Fig. 3). Es lassen sich dickwandige von dünnwandigen Formen

unterscheiden. Bei den dünnwandigen handelt es sich meist um die Spindeln von Nerineen, die aus den entnommenen Horizonten auch zahlreich als Makrofossilien vorliegen.

### **7.1.7 Brachiopoden**

Brachiopodenschalen sind in den Dünnschliffen nicht so oft vertreten wie zum Beispiel Pelecypodenschalen. Da aber viele Komponenten zum Teil völlig rekristallisiert sind, ist es möglich, daß auch einige Brachiopodenschalen dabei sind, zumal diese als Makrofossilien in diversen Horizonten zahlreich sind. Es können berippte, impunctat-foliate Schalen, die als Rhynchonellida interpretiert werden, von glatten, punctat-foliaten Terebratulida unterschieden werden.

### **7.1.8 Echinodermen**

Crinoiden-Stielglieder und Echinoideen-Platten (Siebplatten) sind fast in allen Proben vertreten. Makroskopisch dagegen konnte lediglich nur ein Exemplar eines regulären Seeigels und zwei Echinoideen-Stacheln geborgen werden.

Echinodermen-Fragmente weisen randliche Mikritisierung („micrite envelopes“, BATHURST 1966) auf, die als Anbohrungen von endolithischen Algen interpretiert werden (BATHURST 1966, WRIGHT 1990). Zum Teil sind einzelne Anbohrungen gut zu erkennen (Taf. 11, Fig. 3). Hauptsächlich sind die Komponenten so stark randlich angebohrt, daß es zu homogenen Mikritbereichen führt. Sie bilden oft Kerne von Rindenkörnern. Die zum Teil gut gerundeten Bioklasten weisen auf eingeschwemmtes Material hin. Querschnitte von Echinoideen-Stacheln mit typischer Radialstruktur sind seltener zu beobachten (Taf. 13, Fig. 3).

Charakteristisch für Echinodermen-Fragmente - und teilweise sehr gut in den Schliffen zu sehen (Taf. 13, Fig. 3, 4, 5 und 6)- ist der sie umgebende syntaxiale Einkristallzement.

### **7.1.9 Serpuliden**

Serpuliden treten nur untergeordnet auf (Schliff 270397/39, 280397/9 und 290397/10, ohne Abb.). Sie sind zum Teil deutlich durch ihren konzentrischen Aufbau zu erkennen und variieren in ihren Querschnitten abhängig von der Schnittlage zwischen rundlich bis oval. Nur ein Exemplar ist primär kalzitisch erhalten. Die anderen hingegen sind völlig mikritisiert. Oft stellen Schalenreste Träger für die Serpuliden da. Es wurden auch Inkrustationen auf den Serpuliden beobachtet. Dabei handelt es sich um Algenkrusten (möglicherweise Vertreter der Solenoporacea), die Serpuliden umwachsen.

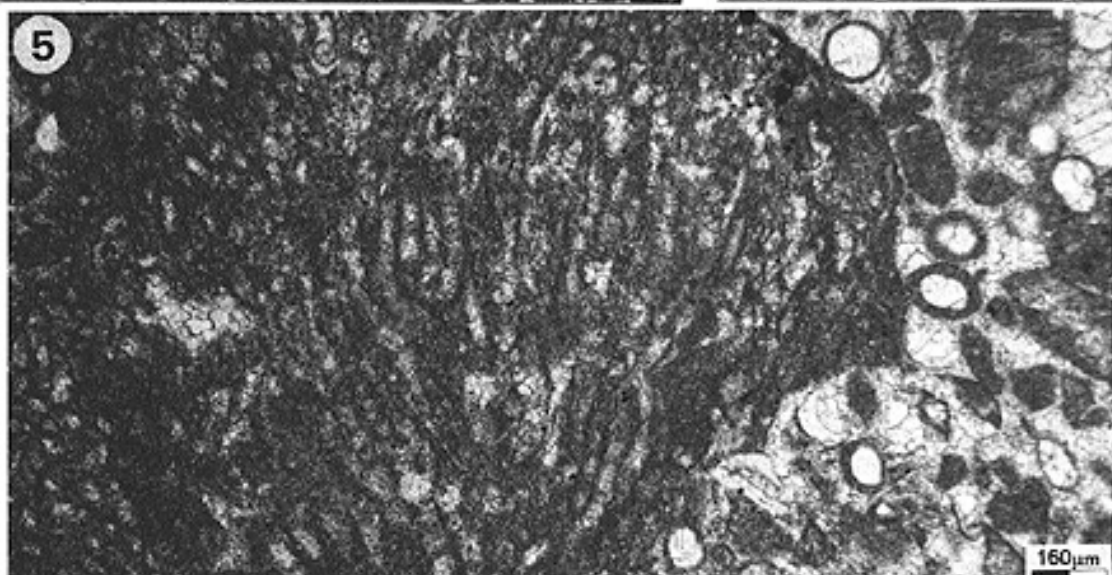
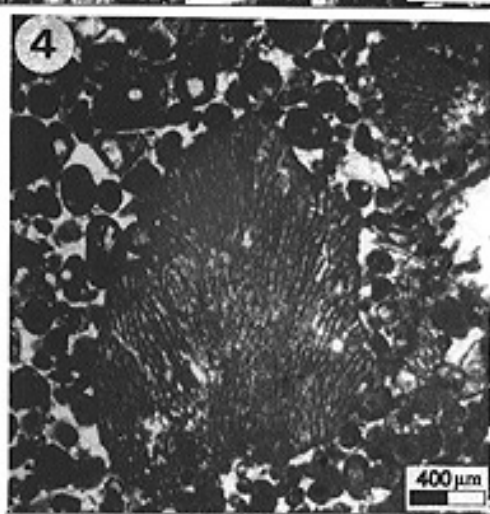
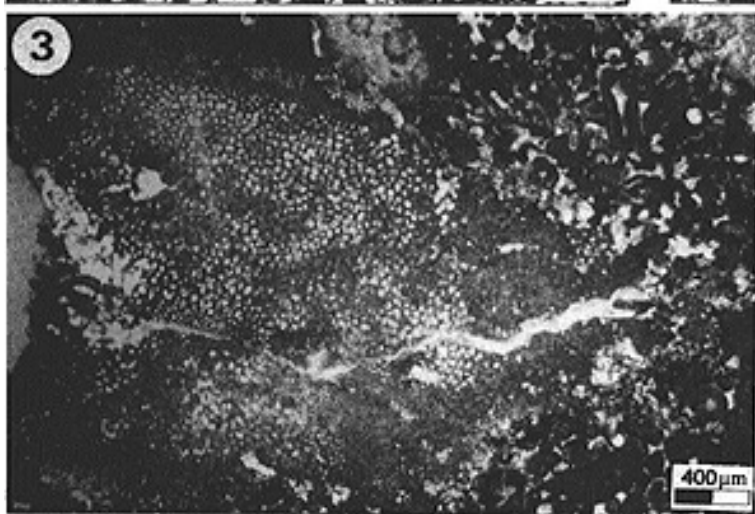
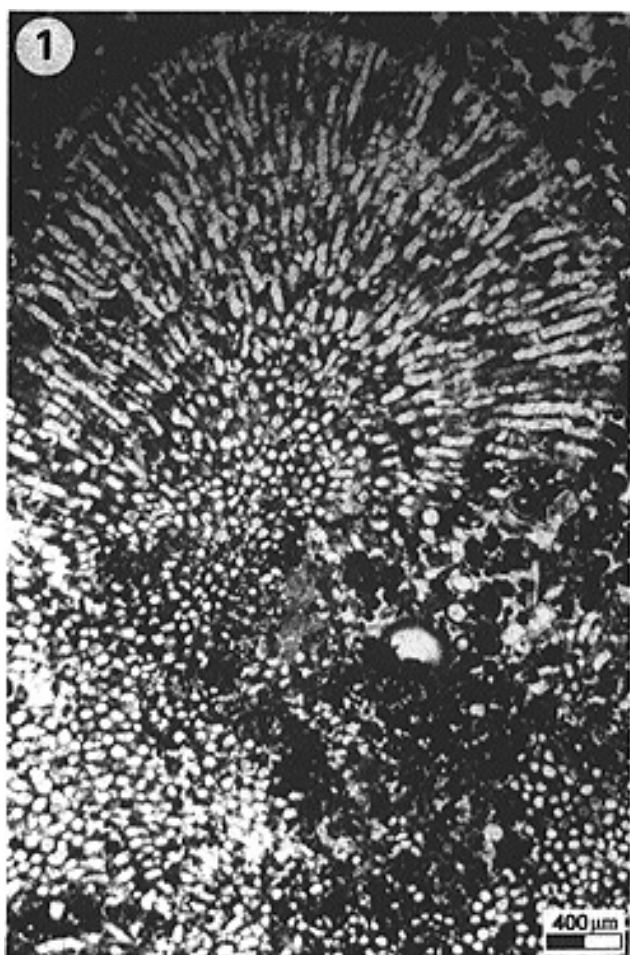
Die Hohlräume sind entweder völlig mit Blockzement oder zur Hälfte mit Sediment gefüllt, so daß ein Geopetalgefüge beobachtet werden kann (Schliff 290397/10, ohne Abb.).

### 7.1.10 Kalkalgen

Es konnten zahlreiche Exemplare von porostromaten Kalkalgen beobachtet werden. Besonders häufig treten sie in Proben des Bajocium (Basis des Profils Quebrada Chiza) und im Callovium (Top des Profils Cerro Morro) auf. Es handelt sich wie von KOSSLER (1998) beschrieben wahrscheinlich um die zu den Bryopsidophyceae gehörende Gattung *Mitcheledeania* WETHERED (DRAGASTAN et al. 1997). Auch sind bei den eigenen Proben in den einzelnen Röhren der Thalli deutliche Querböden zu erkennen, aufgrund derer KOSSLER (1998) schließt, daß es sich möglicherweise um *Mitcheledeania americana* (JOHNSON) handelt (Taf. 8, Fig. 1 und 2). Bis auf die Röhrenbreite konnten aufgrund der ungünstigen Schnittlagen und der schlechten Erhaltung auch keine weiteren Aussagen zur taxonomischen Differenzierung gemacht werden (Verzweigungsmuster und Abstand der Röhren). FLÜGEL (1977) weist daraufhin, daß die Gestalt und die Wand-Dicke der Röhren sowie der Zonarbau des Thallus zu sehr variieren können und daher taxonomisch nicht relevant sind. Vergleiche mit Abbildungen in DRAGASTAN et al. (1998), HELM & SCHÜLKE (1998) und SCHEIBNER & REIJMER (1999) führten zu Bestimmungen von weiteren Gattungen. Neben vereinzelt Exemplaren von *Cayeuxia* DUFAURE (Taf. 11, Fig. 4) konnten noch zwei weitere porostromate Formen beobachtet werden (Taf. 8, Fig. 4 und 5; Taf. 11, Fig. 5; Taf. 14, Fig. 5). Möglicherweise handelt es sich bei einem Exemplar um die Gattung *Garwoodia* WOOD (Taf. 8, Fig. 5). DRAGASTAN et al. (1998) und PEYBERNÈS (1979) geben für porostromate Kalkalgen flachmarine, subtidale Bildungsbedingungen (offen lagunär bis geschlossen lagunär) an. Neben porostromaten Kalkalgen wurde ein Exemplar der Familie Solenoporaceae entdeckt (Taf. 8, Fig. 3), die für tropische bis subtropische, normalmarine Bildungsbedingungen sprechen (FLÜGEL 1978).

#### Taf. 8: Biogene Komponenten: „Kalkalgen“

- Fig. 1 *Mitcheledeania?* sp., ?Bathonium, Quebrada Chiza, MF-Typ 2 B: Oobiopelsparit; Dünnschliff 510, parallele Nicols.
- Fig. 2 *Mitcheledeania?* sp., ?Bathonium, Quebrada Chiza, MF-Typ 2 B: Oobiopelsparit; Dünnschliff 530, parallele Nicols.
- Fig. 3 Solenoporaceen-Thallus, ?Bathonium, Quebrada Chiza, MF-Typ 2 B Oobiopelsparit; Dünnschliff 530, parallele Nicols.
- Fig. 4 Thallus mit verzweigten Filamenten und Querböden einer porostromaten Cyanophyceae, ?Bajocium, Quebrada Chiza, MF-Typ 2 B Oobiopelsparit; Dünnschliff 190397/11, parallele Nicols.
- Fig. 5 *Garwoodia?*, porostromate Cyanophyceae mit verzweigten und segmentierten Filamenten, ?Callovium, Cerro Morro, MF-Typ 2 B: Oobiopelsparit; Dünnschliff 130397/7, parallele Nicols.



## 7.2 Abiogene Komponenten

### 7.2.1 Ooide (Taf. 9)

Ooide stellen eine der Hauptkomponenten dar. Das Vorkommen schwankt zwischen vereinzelt eingeschwemmten Ooiden bis zu gesteinsbildenden, mächtigen Horizonten (Profil Cerro Aragon, Kap. 4.1; Profil Pampa Tana I und III, Kap. 4.3 und Profil Quebrada Chiza, Kap. 4.4). In dieser Arbeit wird zwischen Einfach- und Normalooiden unterschieden.

Normalooide weisen Größen von 200-500  $\mu\text{m}$  auf. Sie zeichnen sich durch eine konzentrische Internstruktur aus (Taf. 9, Fig. 1), selten ist eine gemischte Internstruktur (innen: radial, außen: konzentrisch, Taf. 9, Fig. 2) zu sehen. REIJERS & TEN HAVE (1983) interpretieren dies als einen Wechsel von schwach bewegtem Wasser zu höher energetischem Milieu.

Oft sind die Normalooide mikritisiert und Primärstrukturen sind nur reliktsch erhalten. Normalooide unterscheiden sich von Einfachooiden, indem sie eine dicke Mikritrinde (bis 80  $\mu\text{m}$ ) und einen relativ kleinen Kern besitzen. Als Kerne werden hauptsächlich Vulkaniklasten und Feldspäte beobachtet.

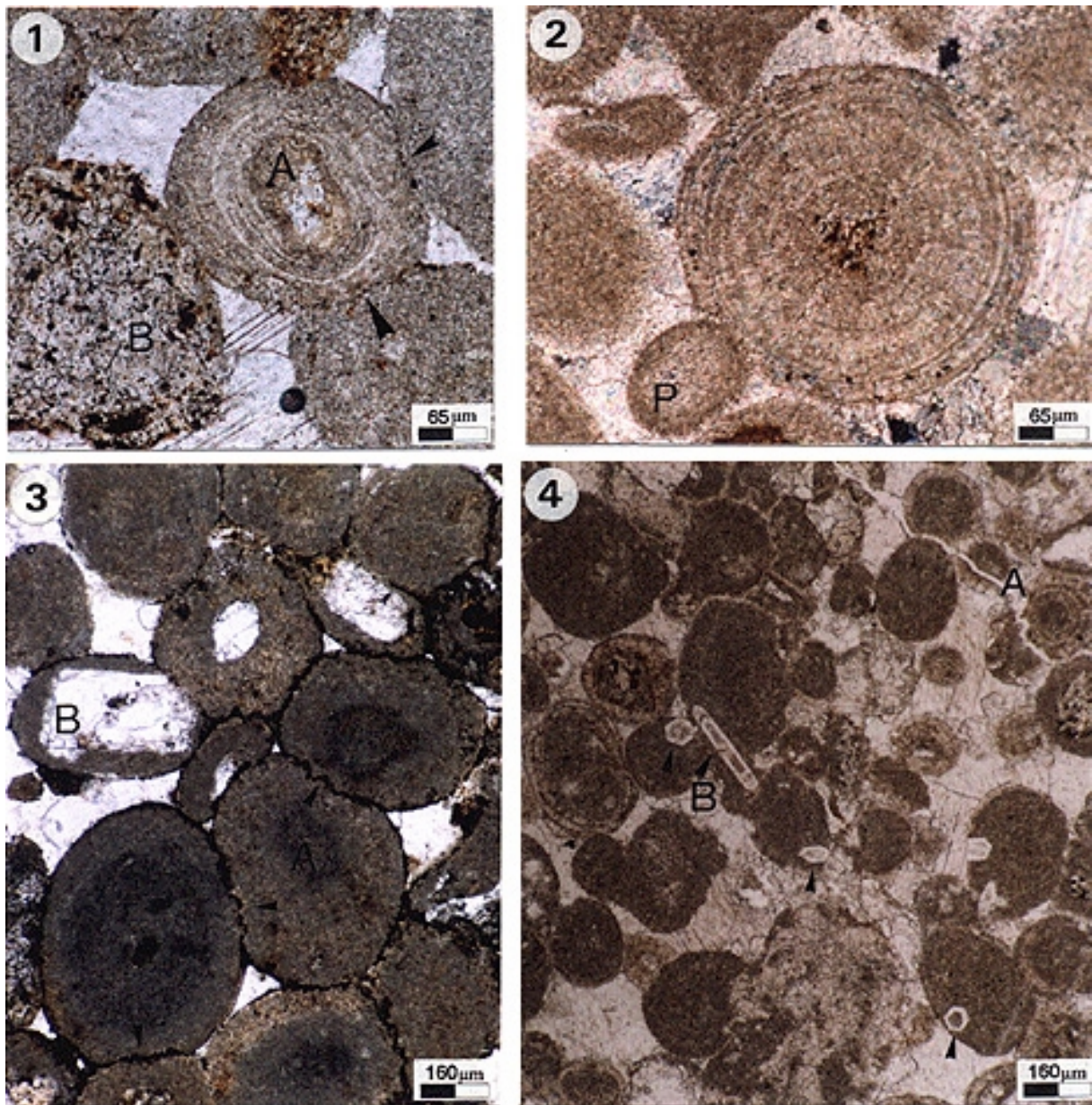
Einfachooide oder auch Rindenoide genannt (FLÜGEL 1982, ADAMS et al. 1986) erreichen in den Schliffen Dimensionen zwischen 200-400  $\mu\text{m}$ . Als Kerne treten häufig alterierte Pyroklasten, Feldspäte und biogene Fragmente (umrindete Bioklasten) auf, die durch einen dünnen Mikritsaum umrandet sind. Sie sind rundlich oval (Taf.9, Fig. 3).

Ooide weisen auf ein hochenergetisches und flachmarines, warmes Ablagerungsmilieu hin (WRIGHT 1990). Weiterführende Literatur über die Genese von Ooiden und Vergleiche mit rezenten Bildungsbedingungen sind in KEITH & ZUPPANN (1993) zusammengefaßt.

### 7.2.2 Pelloide (Taf. 11, 12 und 14)

Als Pelloide werden in dieser Arbeit strukturlose, mikritischen, runde Komponenten bezeichnet, die kleiner als 200  $\mu\text{m}$  sind (Taf. 9, Fig. 2; Taf. 14, Fig.1). Nach WRIGHT (1990) können Pelloide Größen von bis zu 500  $\mu\text{m}$  erreichen. Sphäroide die größer als 200  $\mu\text{m}$  sind werden in dieser Arbeit als mikritisierte Normalooide interpretiert, da sie zum Teil mit mikritisierten Ooiden assoziiert sind, die noch konzentrische Reliktstrukturen aufweisen.

In Horizonten mit *Thalassinoides*, die als Wohnbauten von Crustaceen (*Callianassa*, BROMLEY 1967) interpretiert werden, werden die Pelloide als vollständig mikritisierte Mikrokoprolithen gedeutet. Die typische Internstruktur ist daher nicht mehr sichtbar. KOSSLER (1998) beschreibt aus dem südlichen Anschlußgebiet *Parafavreina thoronetensis* BRÖNNIMANN mit noch erhaltener Internstruktur aus Sedimenten der Caleta Ligate- und El Godo-Formation.



### Taf. 9: Abiogene Komponenten: Ooide

- Fig. 1 Normaloid mit noch erhaltener konzentrischen Struktur (A) in sparitischer Matrix und Drucklösungssäumen (Pfeil), links ein alteriertes Andesitfragment (B), Bajocium, MF-Typ 1 B: Epiklastischer Oosparit; Profil Quebrada Chiza, Dünnschliff 190397/0, gekreuzte Nicols.
- Fig. 2 Normaloid mit noch erhaltener Radialstruktur sowie mit konzentrischer Lamination. Der Kern des Ooids zeigt ein Vulkaniklasten-Fragment, links daneben ein Peloid (P), MF-Typ 1 B: Epiklastischer Oosparit; Profil Quebrada Chiza, Dünnschliff 190397/17, gekreuzte Nicols.
- Fig. 3 Drucksuturen an Normaloiden (A und Pfeile) Die Ooide sind teilweise bis vollständig mikritisiert. Im oberen Teil des Bildes sind noch Feldspäte (B), die zum Teil schon zu Kalzit alteriert sind, als Kerne der Ooide zu erkennen, MF-Typ 1 B: Epiklastischer Oosparit; Profil Quebrada Tiliviche, Dünnschliff 140995/6, gekreuzte Nicols.
- Fig. 4 Normalooide vorwiegend mikritisiert in sparitischer Matrix. Untergeordnet treten Normalooide mit Tangentialstrukturen und mit Kombinationen von Tangential- und Radialstruktur (A) auf. Auffällig sind Kalzitverdrängungen durch authigenen Quarz (Pfeile), z. T. ist Zonarbau zu beobachten (B), MF-Typ 2 C: Epiklastischer Biopelsparit; Profil Quebrada Chiza, Dünnschliff 530, parallele Nicols.

Alle weiteren Peloiden werden als mikritisierte Intraklasten und Biogene gedeutet.

Nach SCOFFIN (1987) und WRIGHT (1990) sind warme, niedrigenergetische, flachmarine geschützte Bereiche die Voraussetzungen für die Bildung von Peloiden.

### **7.2.3 Karbonatische Lithoklasten** (Taf. 11, 12 und 14)

Mit Karbonatischen Lithoklasten werden hinsichtlich der Extraklasten nur Klasten karbonatischer Herkunft definiert. Die vulkanischen Partikel werden unter dem Begriff Vulkaniklasten zusammengefaßt.

*Intraklasten* sind in den Dünnschliffen sehr selten und können eine Größe von bis zu 5 mm erreichen (Taf. 10, Fig. 5). Es handelt sich nach SCOFFIN (1987) und WRIGHT (1990) um aufgearbeitete, semi-konsolidierte Sedimentfragmente, die innerhalb des Ablagerungsraumes entstanden sind.

*Extraklasten* treten in den Proben ebenso untergeordnet auf wie die Intraklasten. Die Größen schwanken zwischen 0,1-30 mm (Taf. 11, Fig. 1; Taf. 12, Fig. 5; Taf. 14, Fig. 6). Die Herkunft dieser Klasten liegt außerhalb des Ablagerungsbereiches und ist daran zu erkennen, das Matrix und Komponenten nicht mit dem umgebenden Gestein identisch sind.

### **7.2.4 Vulkaniklasten** (Taf. 13 und 14)

Nach CAS & WRIGHT (1988) werden alle vulkanischen Fragmente unter dem Begriff Vulkaniklasten zusammengefaßt ohne Hinblick auf die Herkunft. Hauptsächlich setzt sich der vulkanitische Anteil aus subangularen bis gerundeten Lithoklasten (Epiklasten) zusammen. Es handelt sich dabei immer um schwach bis vollständig alterierte Andesitfragmente (selten um Tufffragmente, die bis 20 mm groß sein können und ein porphyrisches Gefüge zeigen (Taf. 13, Fig. 6; Taf. 14, Fig. 8). Nach CAS & WRIGHT (1988) handelt es sich bei Epiklasten um reine Verwitterungs- und Erosionsprodukte. Nach MCPHIE et al. (1993) werden auch Produkte explosiver Herkunft zu den Epiklasten gezählt. In dieser Arbeit wird aufgrund der Form der Lithoklasten vermutet, daß sie einem epiklastischen Fragmentierungsprozeß entstammen.

Neben den Epiklasten sind die Vitriklasten sehr häufig. Sie variieren von Glasscherben über blasenfreie bis blasenreiche Glaspartikel (Taf. 13, Fig. 3). Sie erreichen Größen bis zu mehreren Millimetern und haben eine angulare bis subangulare Form. Oft sind Entglasungsstrukturen (perlithische Sprünge, FISHER & SCHMINCKE 1984) zu beobachten (Taf. 15, Fig. 4). Diese Komponenten sind auf einen pyroklastischen Fragmentierungsprozeß zurückzuführen.

Sehr selten treten Hyaloklasten auf (Taf. 15, Fig. 2). Es handelt sich hier um bis zu 1 mm große eckige, glasige und blasenreiche Glasscherben. Nach SCHMINCKE (2000) handelt es sich



---

um submarin entstandene Tuffe und somit um Komponenten eines hydroklastischen Fragmentierungsprozesses.

Feldspäte, insbesondere Plagioklase (Labradorit?), treten sehr häufig auf. Sie erreichen in den vulkaniklastischen Gesteinen Anteile bis 50 %. Sie liegen als vollständige oder zerbrochene sub- bis euhedrale Phänokristalle vor, die durch die typische Zonierung und die polysynthetische Verzwilligung (gekreuzte Nicols) gekennzeichnet sind. Die Plagioklasphänokristalle erreichen Größen bis 600 µm. Partielle Seritizierungen und Kalzifizierungen sind oft zu beobachten.

### **7.2.5 Quarzkörner (Taf. 9)**

Detritische Quarzkörner können in den vulkaniklastischen Sedimenten des Cerro Morros einen Anteil bis zu max. 10 % erreichen. Hauptsächlich treten sie akzessorisch als subangulare Körner auf und erreichen eine Größe bis max. 150 µm.

Authigene Quarzbildungen konnten nur in Dünnschliffen aus dem Profil Quebrada Chiza beobachtet werden (Taf. 9, Fig. 4). Es handelt sich hier um Kalzitverdrängungen durch authigenen Quarz.

### **7.2.6 Sonstige Minerale**

Hauptsächlich können opake Erzminerale beobachtet werden. Dabei handelt es sich um idiomorphe Magnetite und Pyrite. Letztere liegen als authigene Bildungen häufig in den bituminösen Sedimenten dispers verteilt vor. In den vulkaniklastischen Sedimenten treten häufig grünliche Minerale auf. Nach KOSSLER (1998) handelt es sich dabei um Seladonit, einer K-reichen „Glaukonit-Variation“, die durch metamorphe Umwandlungsprozesse vulkanische Partikel ersetzen. Daneben treten Chlorit, Epidot und selten Zirkon in den vulkaniklastischen Sedimenten auf. Ihre Anteile liegen unter 5 %.

## **7.3 Grundmasse**

Es wird zwischen einer karbonatischen Matrix (marine Fazies) und einer Aschenmatrix (marin/vulkanische Fazies) unterschieden. Die karbonatische Grundmasse setzt sich entweder aus Mikrit, der zu Pseudosparit sammelkristallisiert sein kann, oder aus Zementen zusammen. Bei den Zementen handelt es sich um marin-phreatische, fibröse Zemente (Faserzement) und um äquidimensionale Blockzemente.

Die Mikritmatrix in den bituminösen Sedimenten enthält zusätzlich tonige und organische Anteile.

Die vulkaniklastische Fazies zeichnet sich durch eine feinkörnige, felsische Aschenmatrix mit Quarz-/Feldspatverwachsungen aus. Die Feldspäte sind zum Teil so stark alteriert (kalzifiziert), daß es partiell zu einer „pseudosparitischen“ Grundmasse kommt und somit ein „sekundäres grain-rudstone-Gefüge“ (Taf. 15, Fig. 6) entsteht.

## 7.4 Mikrofazies-Typen

Im Arbeitsgebiet zwischen Zapiga und Vila Vila, Region La Yarada sind bisher keine mikrofazialen Untersuchungen unternommen worden. Die Schichtenfolgen wurden lediglich lithologisch bearbeitet (FORBES 1860, DOUGLAS 1914, STEINMANN 1929, CECIONI & GARÇIA 1960a,b, JAÉN & ORTIZ 1963, SALAS et al. 1966, SCANIAN & TURNER 1990, TOBAR et al. 1968, VILA 1976, SILVA 1976, 1977 und ROMEUF et al. 1993). Das führte dazu, daß der vulkaniklastische Charakter der Gesteine meist nicht erkannt wurde.

Die karbonatisch/vulkaniklastische Folge des marinen Mittel- bis Oberjura des Arbeitsgebietes läßt sich in sechs Mikrofazies-Gruppen gliedern (Tab. 7-1): MF-Gruppe 1: Oosparite, MF-Gruppe 2: Biopelsparite, MF-Gruppe 3: Biosparit, MF-Gruppe 4: Biomikrit, MF-Gruppe 5: Spikumikrite und MF-Gruppe 6: Vulkaniklastite.

<b>MIKROFAZIES-GRUPPEN</b>		
1 Oosparite	2 Biopelsparite	3 Biosparit
<b>MIKROFAZIES-TYPEN</b>		
1A: Oosparit 1B: Epiklastischer Oosparit	2A: Spiculae-Biopelsparit 2B: Oobiopelsparit 2C: Epiklastischer Biopelsparit	3A: Epiklastischer-Biosparit
<b>MIKROFAZIES-GRUPPEN</b>		
4 Biomikrit	5 Spikumikrite	6 Vulkaniklastite
<b>MIKROFAZIES-TYPEN</b>		
4: Biomikrit	5A: Bituminöser Spikumikrit 5B: Radiolarien-Spikumikrit 5C: Epiklastischer Spikumikrit	6A: Biogener Vulkaniklastit 6B: Ooidführender Bio-Vulkaniklastit

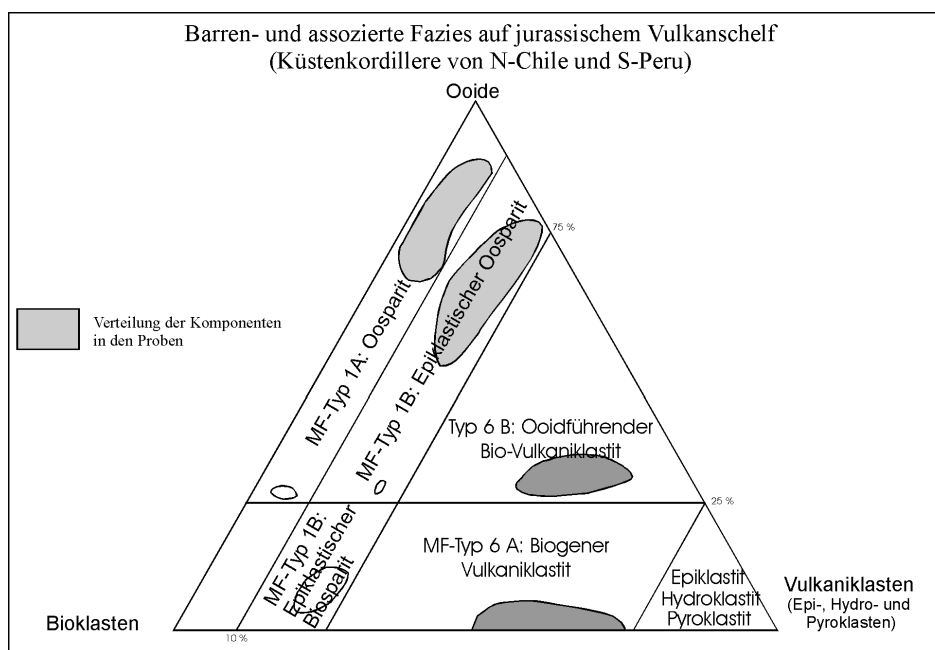
**Tab. 7-1:** Die Mikrofazies-Gruppen und die MF-Typen der Küstenkordillere von Nordchile und Südperu zwischen Zapiga und Vila Vila, Region La Yarada.

Die Auswertung der Mikrofazies-Gruppen und ihre Untergliederung in die jeweiligen MF-Typen führte zu einem differenzierten Bild des mittel- und oberjurassischen Ablagerungsraum des Arbeitsgebietes, das sich entlang des Ostrand des jurassischen Vulkanbogens im Übergangsbereich Vulkanbogen/Backarc erstreckt (Kap. 8). Der Sedimentationsraum weist flachmarine Schwellen- und Beckensedimente auf. Der Schwellenbereich wird in eine rückwärtige Zone (Buchten, „back bank“), eine zentrale Zone (Barre) und in eine der Barre vorgelagerten Zone untergliedert (Kap. 8, Abb. 8-1). Die Beckensedimente zeigen sich O<sub>2</sub>-gesteuert. Es lassen sich gut durchlüftete Becken von abgeschnürten, euxinischen Becken unterscheiden. Im Arbeitsgebiet werden die Schwellen und Becken in Zeit und Raum durch die vulkanische Aktivität beeinflusst, so wechseln vulkanahe (proximale) und vulkanferne (distale) Vulkaniklastite mit Sedimenten aus vulkanischen Ruhephasen ab.

Für die Schwellenfazies wurde ein ternäres Diagramm erstellt, das das Komponentenverhältnis der MF-Typen im Bereich der Barren veranschaulichen soll. Für alle weiteren MF-Typen wurden auf die ternären Diagramme verzichtet, weil sich eine zum Teil nur punktuelle graphische Darstellung als nicht präsentativ genug zeigte. Von einer dreidimensionalen Graphik wurde aufgrund der Übersichtlichkeit abgesehen.

#### 7.4.1 Schwellen-Fazies

Die Schwellen-Fazies setzt sich aus den Mikrofazies-Typen Oosparit (Abb. 7-1), Pelsparit, Biosparit (Abb. 7-1) und Biomikrit zusammen. In Abhängigkeit zur vulkanischen Aktivität (vulkanischer Eintrag) treten Vulkaniklastite (Abb. 7-1) hinzu.



**Abb. 7-1:** Mikrofazies-Typen und Komponentenverteilung in der Schwellenfazies (verändert nach Folk 1959). Die grau unterlegten Flächen geben die Bandbreite der Komponentenanteile in den Proben an.

### 7.4.1.1 Mikrofazies-Gruppe 1: Oosparit

#### MF-Typ 1A: Oosparit (Taf. 10, Fig. 1 und Taf. 14, Fig. 2)

<b>Vorkommen</b>	Profil Pampa Tana III, Profil Zapiga I, Profil Cerro San Francisco, Profil Chiza
<b>Klassifikation</b>	DUNHAM (1962), EMBRY & KLOVAN (1972): grainstone FOLK (1959): Oosparit
<b>Farbe</b>	hellgrau
<b>Standardproben</b>	140397/9, 270397/11, 320, 345, 280397/1a
<b>Gesamtkomponentenanteil</b>	70 %, gute Sortierung
<b>Hauptkomponente(n)</b> (vom Gesamtkomponentenanteil)	<ul style="list-style-type: none"> <li>• <b>Ooide: 75-90 %</b></li> <li>-mikritisierte Normalooide (200-500 µm): 50-75 %</li> <li>-Einfachooide (200 µm): 10- 20 %</li> </ul>
<b>Nebenkompone(n)</b> (vom Gesamtkomponentenanteil)	<ul style="list-style-type: none"> <li>• <u>Biogene (100-500 µm):</u> Echinodermen- und Pelecypodenfragmente: 0-10 % kalzitischer Fossildetritus: max. 5 %</li> <li>• <u>Vulkaniklasten (200-400 µm):</u> -subangulare bis gerundete Lithoklasten: max. 5 % -Plagioklasphänokristalle 50-375 µm: max. 5 %,</li> </ul>
<b>Grundmasse</b>	Sparit: Faserzement, Blockzement
<b>Bioturbation</b>	keine
<b>weitere Sedimentstrukturen</b>	mikroskopisch: keine, makroskopisch: Schrägschichtung
<b>Sedimentationsraum</b>	Oolith-Barre auf Vulkanschelf, Wassertiefe bis ca. 10 m

#### MF-Typ 1B: Epiklastischer Oosparit (Taf. 10, Fig. 2, 3, 4)

<b>Vorkommen</b>	Profil Quebrada Tiliviche, Profil Chiza
<b>Klassifikation</b>	DUNHAM (1962), EMBRY & KLOVAN (1972): grainstone FOLK (1959): Oosparit
<b>Farbe</b>	hellgrau bis grau mit dunklen Einsprenglingen (Vulkaniklasten)
<b>Standardproben</b>	140995/1, 210397/670, 060396/5a, 270397/4, 080397/7, (190397/13)
<b>Gesamtkomponentenanteil</b>	60-70 %, gute Sortierung
<b>Hauptkomponente(n)</b> (vom Gesamtkomponentenanteil)	<ul style="list-style-type: none"> <li>• <b>Ooide: 60-75 %:</b></li> <li>-mikritisierte Normalooide (200 –500 µm, z.T. mit reliktsch erhaltener Radial- und Tangentialstruktur): 50-70 %</li> <li>-mikritisierte Einfachooide (200-400 µm): 5-10 %</li> <li>• <b>Vulkaniklasten (400-600 µm): 10-25 %:</b></li> <li>-subangulare bis gerundete Lithoklasten: 10-20 %</li> <li>-Plagioklasphänokristalle: 5- 15 %</li> <li>-Vitriklasten: 0-1 %</li> </ul>
<b>Nebenkompone(n)</b> (vom Gesamtkomponentenanteil)	<ul style="list-style-type: none"> <li>• <u>Bioklasten (400-1000 µm, Ausnahme: Kalkalgen: 2000 µm):</u> -Pelecypoden- und punctate Brachiopodenschalen: max. 5 % -Echinodermenfragmente (Siebplatten): max. 10 % -Spiculae, Fossildetritus: 0-5 % -Porostromate Kalkalgenfragmente, Algenfilamente, Bryozoen, Serpuliden: 0-1 %</li> <li>• detritischer Quarz (100-150 µm): 1 %;</li> <li>• detritische opake Minerale (100 µm) : max. 1 %;</li> </ul>
<b>Grundmasse</b>	Sparit: Faserzement , Blockzement
<b>Bioturbation</b>	keine
<b>weitere Sedimentstrukturen</b>	mikroskopisch: keine, makroskopisch: Schrägschichtung
<b>Sedimentationsraum</b>	Oolith-Barre auf Vulkanschelf, Wassertiefe bis ca. 10 m

### 7.4.1.2 Mikrofazies-Gruppe 2: Biopelsparite

Die Biopelsparite zeichnen sich durch einen Peloid-Gehalt von > 60 %. Die Anteile von Ooiden und Vulkaniklasten liegen jeweils unter 25 % und bei den Bioklasten zwischen 10 und 40 %.

**MF-Typ 2A: Spiculae-Biopelsparit** (Taf. 12, Fig. 7 und Taf. 14, Fig. 1, 4)

<b>Vorkommen</b>	Profil Chiza, Profil Pampa Tana IV, Profil Cerro Morro, Profil La Capilla, Profil Zapiga I
<b>Klassifikation</b>	DUNHAM (1962), EMBRY & KLOVAN (1972): grainstone FOLK (1959): Pelsparit
<b>Farbe</b>	mittellbraun
<b>Standardproben</b>	190397/20a, 130397/13, 130397/7, 080397/1, 280397/8, 031097/1a, 270397/2c
<b>Gesamtkomponentenanteil</b>	40-50 %, gute Sortierung
<b>Hauptkomponente(n)</b> (vom Gesamtkomponentenanteil)	<ul style="list-style-type: none"> <li>• <b>Peloide</b> (40-200 µm): <b>60-90 %</b></li> <li>• <b>Bioklasten</b> (200-400 µm): <b>10-40 %</b>:</li> <li>-<b>Spiculae</b>, davon hauptsächlich Rhaxen (80-150 µm) teilweise rekristallisiert aber hauptsächlich verkieselt: <b>20%</b></li> <li>-umrindete Bioklasten („micritic envelopes“): Gastropoden und Pelecypodenschalen: <b>10-20 %</b></li> </ul>
<b>Nebenkompente(n)</b> (vom Gesamtkomponentenanteil)	<ul style="list-style-type: none"> <li>• <u>Bioklasten</u> (160-300 µm): -Echinodermensiebplatten: 0-5 %</li> <li>-Filamente: 0-5 %</li> <li>-inkrustierende Foraminiferen und Serpuliden: 0-1 %</li> <li>• <u>Vulkaniklasten</u> (Lithoklasten, 200-300 µm): max. 5 %</li> <li>• -Intraklasten, Extraklasten (max. 5000 µm): 0-1 %,</li> </ul>
<b>Grundmasse</b>	Sparit: Faserzement, Blockzement
<b>Bioturbation</b>	keine
<b>weitere Sedimentstrukuren</b>	mikroskopisch: keine, makroskopisch: keine
<b>Sedimentationsraum</b>	normalmarine, geschützte flache Bucht auf Vulkanschelf

**MF-Typ 2B: Oobiopelsparit** (Taf. 11, Fig. 2, 4, 5, Taf. 12, Fig. 8 und Taf. 14, 3, 5, 6)

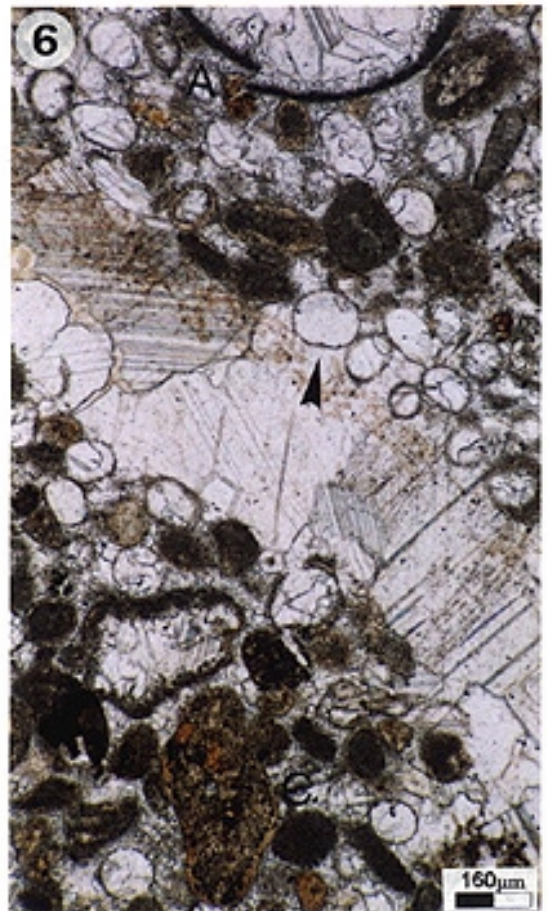
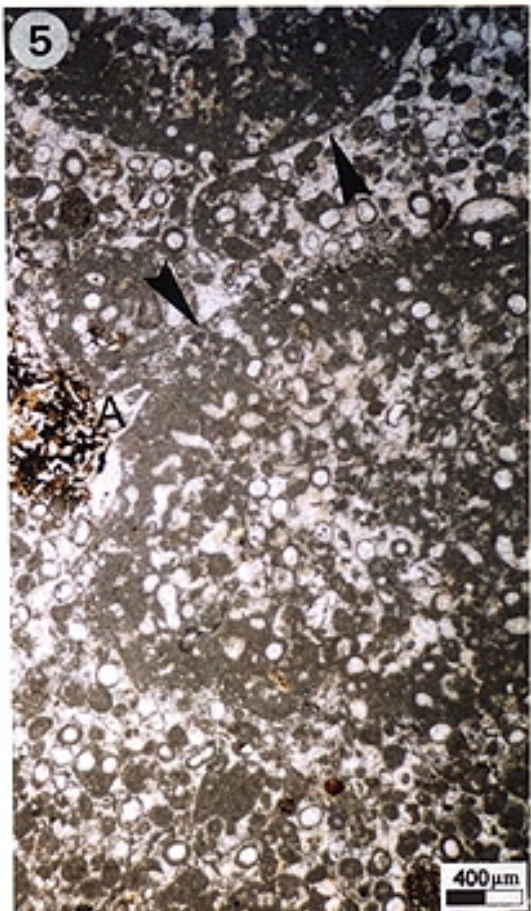
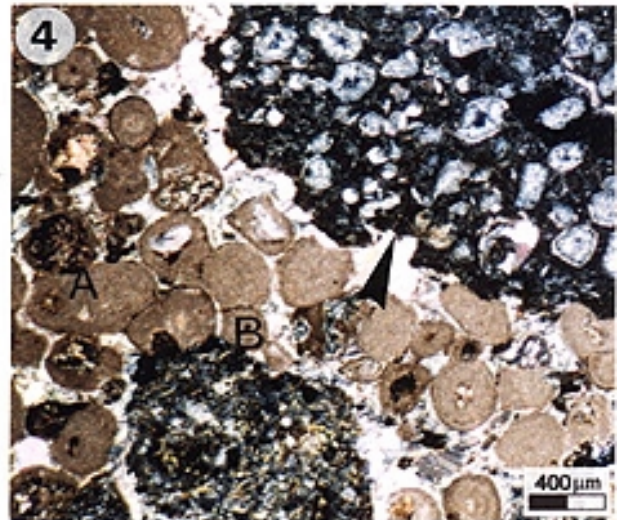
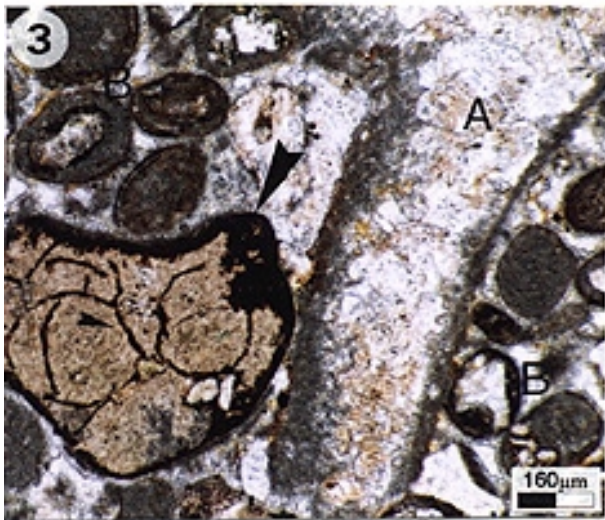
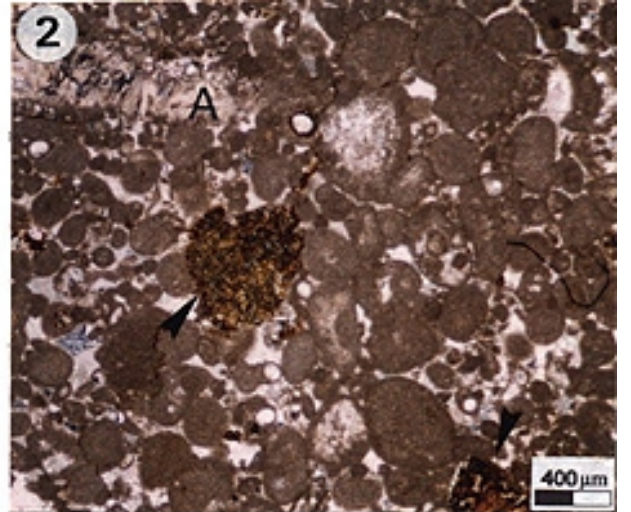
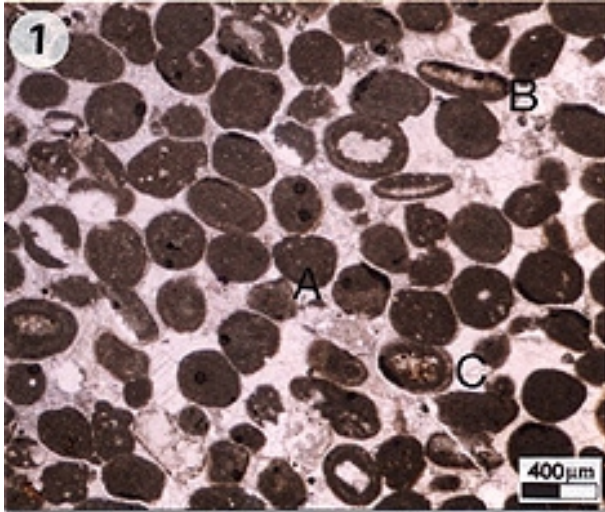
<b>Vorkommen</b>	Profil Zapiga II, Profil Quebrada Chiza, Profil Pampa Tana II und III, Profil Los Fuertes de los Espagnoles
<b>Klassifikation</b>	DUNHAM (1962), EMBRY & KLOVAN (1972): grainstone FOLK (1959): Pelsparit
<b>Farbe</b>	hellgrau
<b>Standardproben</b>	290397/46, 500, 510, 530, 230396/1, 270397/1, 040397/5
<b>Gesamtkomponentenanteil</b>	40 %, schlechte Sortierung
<b>Hauptkomponente(n)</b> (vom Gesamtkomponentenanteil)	<ul style="list-style-type: none"> <li>• <b>Peloide</b> (40-200 µm): <b>60-90 %</b></li> <li>• <b>Einfachooide</b> (250-500 µm): <b>10-25 %</b></li> <li>• <b>Bioklasten</b> (200µm-14 mm): <b>10-40 %</b></li> <li>-(Spiculae: oft umrindet): max. 15%</li> <li>-umrindete Bioklasten („micritic envelopes“)</li> <li>-Echinodermenfragmente (Siebplatten, Echinoidenstacheln), -Pelecypoden- und Gastropodenschalen: 10-20 %</li> </ul>
<b>Nebenkompente(n)</b> (vom Gesamtkomponentenanteil)	<ul style="list-style-type: none"> <li>• <u>Bioklasten</u>:</li> <li>-porostromate Kalkalgen (500-5000 µm): 0-1 %</li> <li>• <u>Vulkaniklasten</u> (Lithoklasten, 600-2000 µm): max. 5 %</li> <li>• authigener Quarz (80-100 µm): 0-1 %</li> </ul>
<b>Grundmasse</b>	Faserzement A, Blockzement B
<b>Bioturbation</b>	keine
<b>weitere Sedimentstrukturen</b>	mikroskopisch: keine, makroskopisch: keine
<b>Sedimentationsraum</b>	normalmarine, geschützte flache Bucht auf Vulkanschelf

**MF-Typ 2C: Epiklastischer Pelsparit** (Taf. 11, Fig. 1)

<b>Vorkommen</b>	Pampa Tana II und III
<b>Klassifikation</b>	DUNHAM (1962), EMBRY & KLOVAN (1972): grainstone FOLK (1959): Pelsparit
<b>Farbe</b>	hellgrau-hellbraun
<b>Standardproben</b>	239396/34, 270397/2b
<b>Gesamtkomponentenanteil</b>	50 %, schlechte Sortierung
<b>Hauptkomponente(n)</b> (vom Gesamtkomponentenanteil)	<ul style="list-style-type: none"> <li>• <b>Peloide</b> (25-200 <math>\mu\text{m}</math>): <b>50-60 %</b></li> <li>• <b>Vulkaniklasten</b> (subangular-gerundete Lithoklasten und Feldspatphänokristalle, 100-1000 <math>\mu\text{m}</math>): <b>10-25 %</b></li> </ul>
<b>Nebenkompone(n)</b> (vom Gesamtkomponentenanteil)	<ul style="list-style-type: none"> <li>• <b>Bioklasten</b> (160-800 <math>\mu\text{m}</math>):</li> <li>-Pelecypoden- und Gastropodenfragmente: max. 10 %</li> <li>-Echinodermenreste: max. 5 %</li> <li>-Foraminiferen (u.a. <i>Lenticulina</i> sp.): max. 5 %</li> <li>-Serpuliden: &lt; 1 %</li> <li>• <b>detritischer Quarz</b> (100-150 <math>\mu\text{m}</math>): 1 %</li> </ul>
<b>Grundmasse</b>	Sparit: Blockzement
<b>Bioturbation</b>	Keine
<b>weitere Sedimentstrukturen</b>	mikroskopisch: keine, makroskopisch: keine
<b>Sedimentationsraum</b>	normalmarine, geschützte flache Bucht auf Vulkanschelf

**Taf. 10: Oosparite und Biosparit**

- Fig. 1. Mikrofazies-Typ 1A: Oosparit aus Normal- (A) und Einfachoiden (B), die zum Teil alterierte Andesitfragmente als Kern (C) haben. Bajocium, Profil Chiza; Dünnschliff 190397/9, parallele Nicols.
- Fig. 2. Mikrofazies-Typ 1B: Epiklastischer Oosparudit mit alterierten Andesitfragmente (Pfeile), Pelecypodenschalen (A). ?Bathonium, Quebrada Chiza; Dünnschliff 501, parallele Nicols.
- Fig. 3. Mikrofazies-Typ 1B: Epiklastischer Oosparudit mit vulkanischem Glas, das perlithische Sprünge (Pfeil) aufweist. Rechts daneben ein rekristallisiertes, randlich mikritisiertes Pelecypodenfragment (A). Die Normaloide weisen alterierte Feldspäte auf (B). Bajocium, Quebrada Tiliviche; Dünnschliff 140995/8, parallele Nicols.
- Fig. 4. Mikrofazies-Typ 1B: Epiklastischer Oosparudit mit blasenreichem, porphyrischem Vulkanitfragment (Pfeil). Die Blasen zeigen sphärolithische Entglasungsstrukturen. Neben Normalooiden treten alterierte Andesitfragmente (A,B) in sparitischer Matrix auf. Bajocium, Quebrada Tiliviche; Dünnschliff 140995/1, parallele Nicols.
- Fig. 5. Mikrofazies-Typ 3A: Epiklastischer Biosparit mit Intraklasten (Pfeile) und mit Andesitfragment (A). Die Feldspatleisten sind noch gut zu erkennen. Bathonium, Profil Cerro Morro; Dünnschliff 130397/11, parallele Nicols.
- Fig. 6. Mikrofazies-Typ 3A: Epiklastischer Biosparit mit Peloiden. Der Ausschnitt zeigt kalzifizierte Sterraster (Pfeil). Der zerbrochene Schalenrest (A) am oberen Bildrand weist auf frühdiagenetische Kompaktion hin. Quer durch das Bild verläuft eine Kluft, die mit Blockkalzit zementiert ist. (C) Alteriertes Vulkanitfragment. Oberoxfordium, Profil Pampa Tana III; Dünnschliff 270397/11a, parallele Nicols.



### 7.4.1.3 Mikrofazies-Gruppe 3: Biosparit

Die Biosparite sind durch ihren hohen Anteil an Bioklasten (> 50%) gekennzeichnet. Der Anteil an Ooiden liegt unter 25 % (Abb. 7-1).

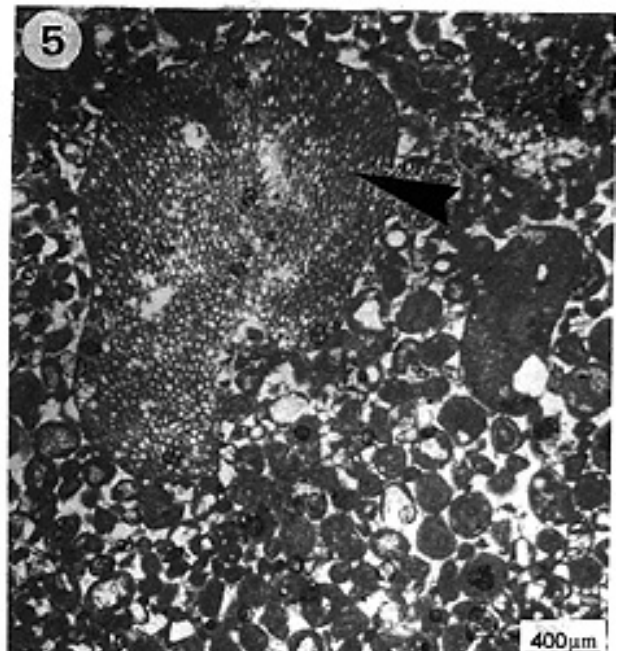
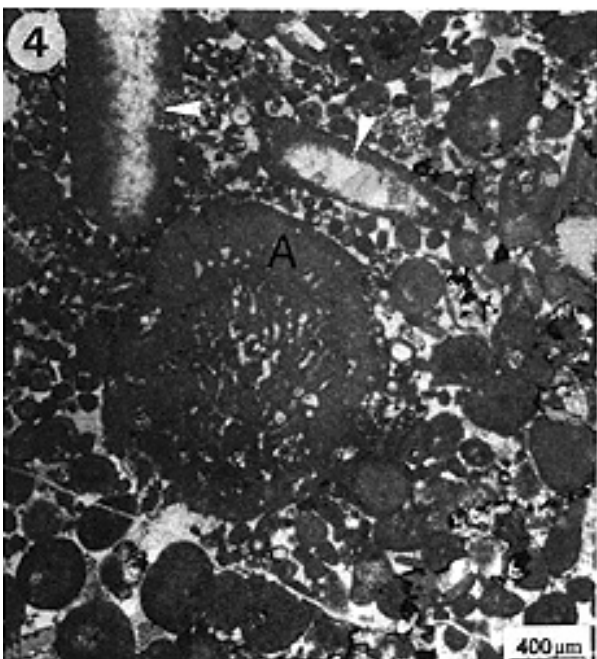
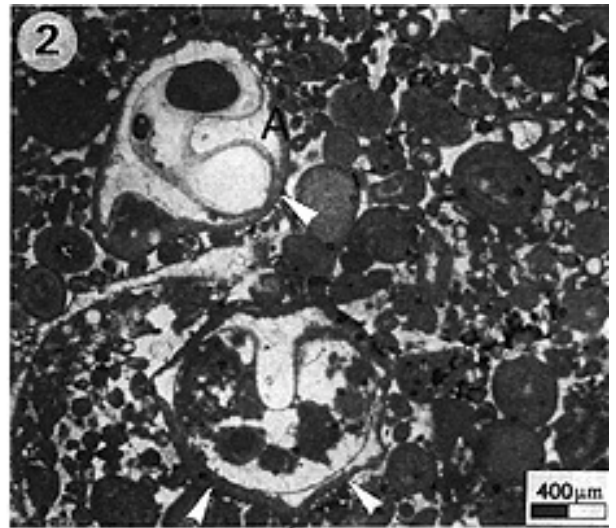
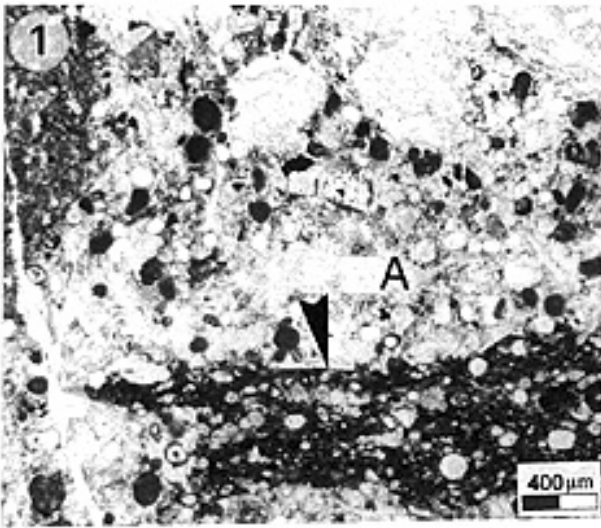
#### MF-Typ 3A: Epiklastischer-Biosparit (Taf. 10, Fig. 5, 6 und Taf. 13, Fig. 5)

<b>Vorkommen</b>	Profil Zapiga I, Profil Quebrada Tiliviche , Cerro Morro, Profil Pampa Tana III
<b>Klassifikation</b>	DUNHAM (1962), EMBRY & KLOVAN (1972): grainstone FOLK (1959): Biosparit
<b>Farbe</b>	hellbraun bis grau
<b>Standardproben</b>	280397/4, 140995/15, 130397/11, 270397/11a, 280397/1a
<b>Gesamtkomponentenanteil</b>	30 %, schlechte Sortierung
<b>Hauptkomponente(n)</b> (vom Gesamtkomponentenanteil)	<ul style="list-style-type: none"> <li>• <b>Bioklasten</b> (300-1000 µm): &gt; 50 %</li> <li>-Pelecypoden-und Gastropodenschalen: 10-20 %</li> <li>-Echinodermenfragmente: 10-20 %</li> <li>-Spiculae (Sterraster): 20 %</li> <li>• <b>Vulkaniklasten</b> (400-2000 µm): 10-25 %</li> <li>-subangulare Lithoklasten: max. 10 %</li> <li>-Plagioklasphänokristalle: max. 15 %</li> </ul>
<b>Nebenkompone(n)</b> (vom Gesamtkomponentenanteil)	<ul style="list-style-type: none"> <li>• <u>Ooide</u>: mikritisierte Normalooide (200 µm): max. 10 %</li> <li>• <u>Bioklasten</u> (100-700 µm):</li> <li>-hyalinschalige Foraminiferen: 0-2 %</li> <li>-Serpuliden: 0-&lt;1 %</li> <li>-kalzitischer Fossildetritus: max. 10 %</li> <li>• Extraklasten (100-200 µm): 0-1 %</li> </ul>
<b>Grundmasse</b>	Sparit: Blockzement B
<b>Bioturbation</b>	keine
<b>weitere Sedimentstrukturen</b>	mikroskopisch: keine, makroskopisch: keine
<b>Sedimentationsraum</b>	offenes Flachmarin, oberhalb der Wellenbasis

#### Taf. 11: Biopelsparite

- Fig. 1 MF-Typ 2C: Epiklastischer Biopelsparudit: Pelloide bis max. 100 µm mit Feldspäten (A) und Extraklasten (Pfeil). ?Bathonium/?Callovium, Cerro Punta Colorada (Peru); Dünnschliff 010397/3, parallele Nicols.
- Fig. 2 MF-Typ 2 B: Oobiopelsparudit, hier: Ausschnitt I (siehe auch Fig. 4) mit Gastropoden im Quer- (B) und Längsschnitt (A). Schale ist randlich mikritisiert (Pfeile). ?Bathonium, Quebrada Chiza; Dünnschliff 530, parallele Nicols.
- Fig. 3 MF-Typ 2 B: Oobiopelsparudit mit dickschaligen Gastropoden (A) und dünnchaliger Gastropode (B). Die Gehäuse sind unterschiedlich umgewandelt. Zum Teil treten starke Mikritisierungen auf, dabei sind Bohrungen noch zu erkennen (Pfeile). Partielle Verkieselungssäume sind zu beobachten (C). Bajocium, Profil Zapiga II; Dünnschliff 290397/46, gekreuzte Nicols.
- Fig. 4 MF-Typ 2 B: Oobiopelsparudit. Die porostromate Cyanophyceae *Cayeuxia* sp. (A) weist deutliche Mikritisierung auf. Andere Bioklasten (Pfeile) sind vollständig durch Kalzit ersetzt und zeigen auch eine starke Mikritisierung auf. Quebrada Chiza; Dünnschliff 530, parallele Nicols.
- Fig. 5 MF-Typ 2 B: Oobiopelsparudit mit porostromater Kalkalge. Bajocium, Quebrada Chiza; Dünnschliff 190397/11, parallele Nicols.





#### 7.4.1.4 Mikrofazies-Gruppe 4: Biomikrit

Der Biomikrit zeichnet sich durch seinen hohen Mikritgehalt von ca. 70 % aus. Die Komponenten setzen sich hauptsächlich aus verschiedenen Bioklasten zusammen.

#### MF-Typ 4: Biomikrit (Taf. 14, Fig. 7)

<b>Vorkommen</b>	Profil Cerro San Francisco, Profil Quebrada Tiliviche, Profil Pampa Tana I und II, Profil Quebrada Chiza
<b>Klassifikation</b>	DUNHAM (1962), EMBRY & KLOVAN (1972): wacke- bis packstone FOLK (1959): Biomikrit
<b>Farbe</b>	mittel- bis dunkelgrau
<b>Standardproben</b>	230396/15, 230396/17, 190397/760, 140995/11b
<b>Gesamtkomponentenanteil</b>	30 %, schlechte Sortierung
<b>Hauptkomponente(n)</b> (vom Gesamtkomponentenanteil)	<b>Bioklasten (400µm-10 mm): 40-50 %</b> -umrindete Gastropoden- und Pelecypodenschalen: 20-30 % -Echinodermenfragmente: 10-20 %
<b>Nebenkomponente(n)</b> (vom Gesamtkomponentenanteil)	<ul style="list-style-type: none"> <li>• <u>weitere Bioklasten (100-800 µm):</u></li> <li>-Brachiopodenschalen: max. 10 %</li> <li>-Foraminiferen (Hyalinschaler): max. 5 %</li> <li>-Spiculae: max. 10 %</li> <li>-kalzitischer Fossildetritus: max. 10 %</li> <li>-Radiolarien: 0-1 %</li> <li>-Serpuliden: 0-1 %</li> <li>-Bryozoen: 0-&lt;1 %</li> <li>• <u>Vulkaniklasten ( 50-2000 µm):</u></li> <li>-gerundete Lithoklasten: 5 %</li> <li>-Pagioklasphänokristalle: max. 5 %</li> <li>• Pelloide (40-100 µm): 10 %</li> <li>• detritische opake Minerale (100 µm): max. 5 %;</li> <li>• gerundete Extraklasten (500-3000 µm): 0-&lt;1 %</li> <li>• detritischer subangularer Quarz (100-150 µm): 0-&lt;1 %</li> </ul>
<b>Grundmasse</b>	mikritische: teilweise ist der Mikrit sekundär zu Pseudosparit sammelkristallisiert
<b>Bioturbation</b>	keine
<b>weitere Sedimentstrukturen</b>	mikroskopisch: keine, makroskopisch: keine
<b>Sedimentationsraum</b>	niedrigenergetische ,flachmarine Bucht auf Vulkanschelf; Ruhigwasserbereich unterhalb Wellenbasis mit offener Wasserzirkulation

#### 7.4.2 Becken-Fazies

Die Becken-Fazies wird durch die Mikrofazies-Gruppe 5: „Spikumikrite“ charakterisiert. Es handelt sich dabei um Spikulite, die sich hauptsächlich aus Sterrastern (Rhaxen) zusammensetzen. Unterscheidungskriterium zwischen MF-5A und MF 5B sind zum einem der bituminöse Anteil und zum anderen der Radiolarienanteil (max. 20 %).

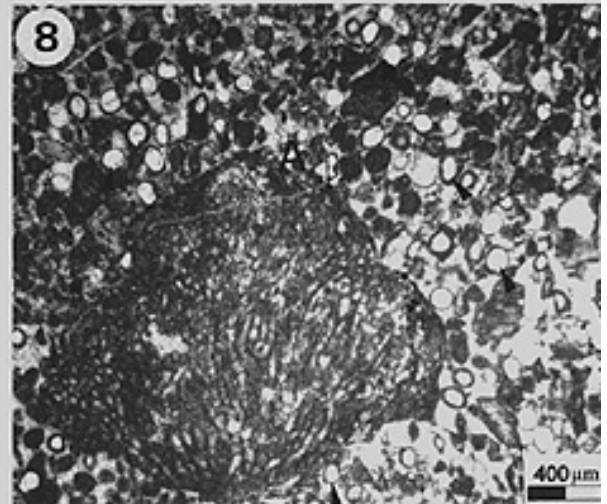
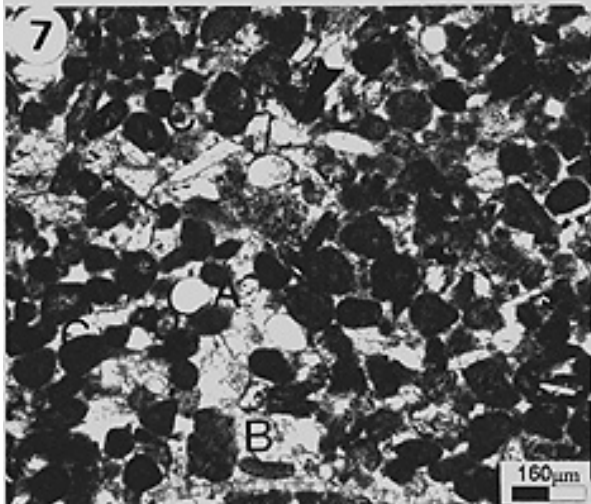
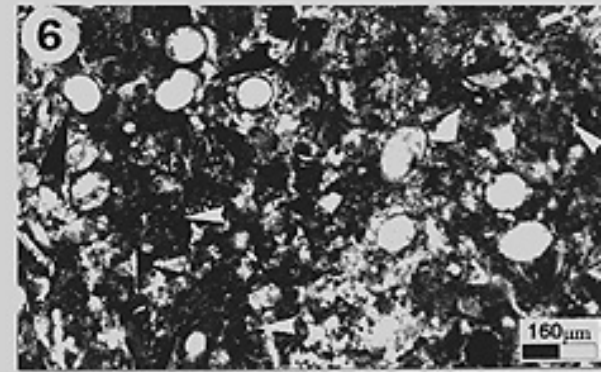
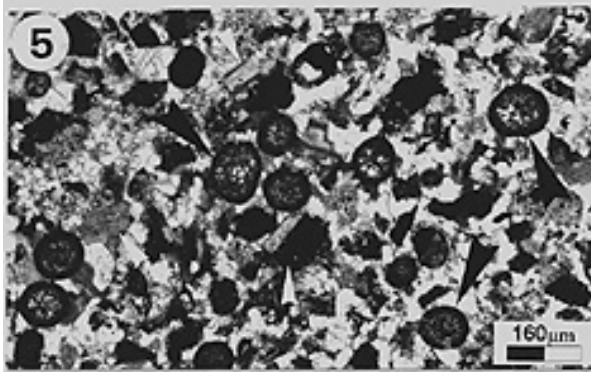
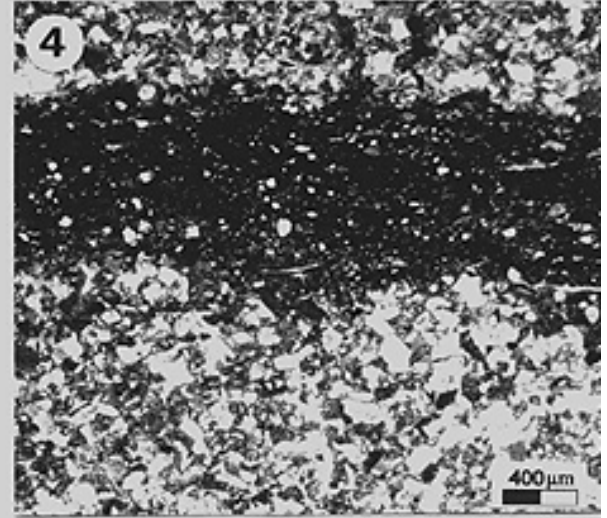
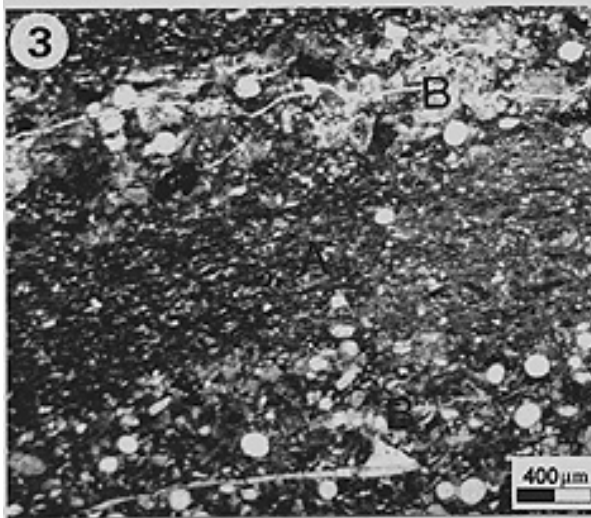
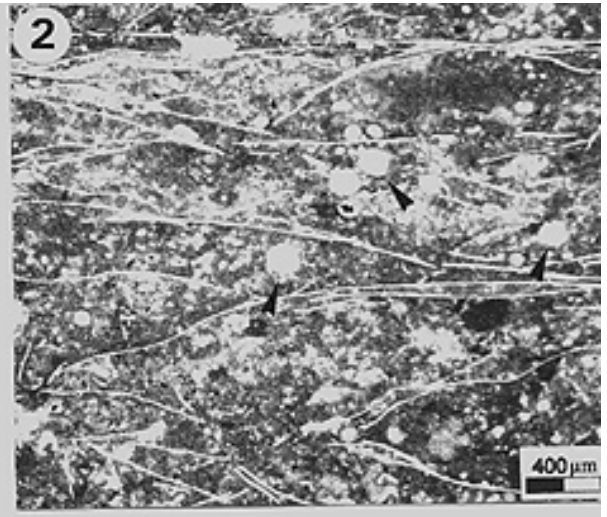
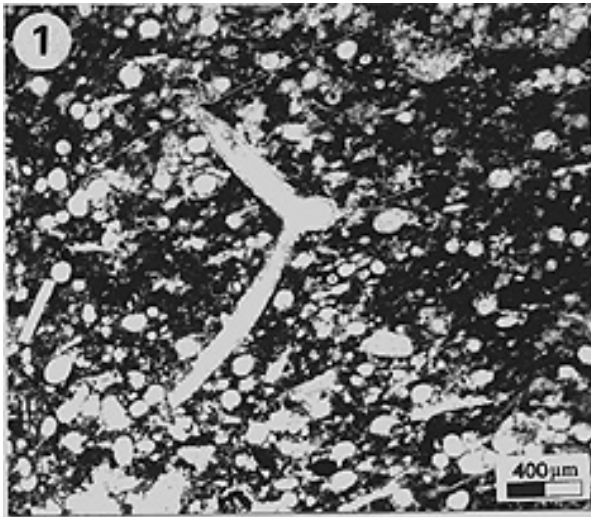
### 7.4.2.1 Mikrofazies-Gruppe 5: Spikumikrit

#### MF-Typ 5A: Bituminöser Spikumikrit (Taf. 12, Fig. 3, 4, 6)

<b>Vorkommen</b>	Quebrada Chiza, Profil Caleta Camarones, Cerro Morro, Punta Pajaros I und II
<b>Klassifikation</b>	DUNHAM (1962), EMBRY & KLOVAN (1972):wackestone FOLK (1959):Biomikrit
<b>Farbe/Geruch</b>	dunkelgrau bis schwarz/bituminös
<b>Standardproben</b>	200397/17, 220297/1, 130397/6, 100397/2, 120397/6,7
<b>Gesamtkomponentenanteil</b>	ca. 40 %, gute Sortierung
<b>Hauptkomponente(n)</b> (vom Gesamtkomponentenanteil)	<b>Spiculae</b> (Rhaxen, 160-200 µm): <b>80 %</b>
<b>Nebenkompone(n)</b> (vom Gesamtkomponentenanteil)	<ul style="list-style-type: none"> <li>• <u>Vulkaniklasten (100-250 µm)</u> angulare bis subangulare zerbrochene Plagioklasphänokristalle: 10 %</li> <li>• <u>Bioklasten (max. 250 µm)</u>: Filamente: max. 1 %, Radiolarien: 5 %, Foraminiferen: 0-1 %</li> </ul> detritische opake Minerale (100 µm): max. 5 %
<b>Grundmasse</b>	mikritisch/ bituminöse Matrix (fein verteiltes organisches Material) mit z.T. dispers verteiltem Pyrit
<b>Bioturbation</b>	keine
<b>weitere Sedimentstrukturen</b>	mikroskopisch: Laminierung, makroskopisch: keine
<b>Sedimentationsraum</b>	euxinisches, abgeschnürtes Becken ohne Wasserzirkulation

#### Taf. 12: Spikumikrit und Biopelsparite

- Fig. 1 MF-Typ 5A: Bituminöser Spikumikrit mit diversen Schnittlagen von Monaxonen und Sterrastern, in der Bildmitte befindet sich ein Calthrops. Mittelcallovium, Punta Pajaros; Dünnschliff 100397/5, parallele Nicols.
- Fig. 2 MF-Typ 5B: Radiolarien-Spikumikrit: Spumellarien (Pfeile) und Filamente, die als Muschelschalen von *Bositra buchii* (RÖMER) interpretiert werden. Bathonium, Profil Punta Pajaros I; Dünnschliff 100397/7a, parallele Nicols.
- Fig. 3 MF-Typ 5B : Radiolarien-Spikumikrit: Wechsellagerung von mikritisch/bituminösen Lagen (A) und mit Spiculae (Typ: Sterraster), Radiolarien und Feldspat angereicherten Horizonten (B). Callovium, Quebrada Chiza; Dünnschliff 200397/17, parallele Nicols.
- Fig. 4 MF-Typ 5C: Epiklastischer Spikumikrit: Eine deutliche Wechsellagerung zwischen gröberen Feldspat/Spiculae-Akkumulationen und bituminösen Lagen ist zu erkennen. Bathonium, Profil Punta Pajaros; Dünnschliff 120397/8,2, parallele Nicols.
- Fig. 5 MF-Typ 5C: Epiklastischer Spikumikrit: Ausschnittsvergrößerung ohne Bioklasten, aber mit umkristallisierten Sterrastern, die nun als Chalzedon vorliegen (Pfeile). Auch hier zeigen sich immer wieder Feldspatkristalle. Bathonium, Profil Punta Pajaros II; Dünnschliff 120397/9, gekreuzte Nicols.
- Fig. 6 MF-Typ 5A: Bituminöser Spikumikrit: Ausschnittsvergrößerung mit Sterrastern (schw. Pfeil) und Feldspäten (weiße Pfeile) in bituminöser/toniger Grundmasse. Bathonium, Profil Punta Pajaros I; Dünnschliff 100397/2, gekreuzte Nicols.
- Fig. 7 MF-Typ 2 A: Spiculae-Biopelsparit mit Sterrastern (A), reduziertem Calthrops (Pfeil), Vulkaniklasten (B) und Peloiden (C). Oberoxfordium, Profil Pampa Tana III.; Dünnschliff 270397/3, parallele Nicols.
- Fig. 8 MF-Typ 2 B: Oobiopelsparudit: *Mitcheleania* sp. (A) und randlich mikritisierete Spiculae - vorwiegend Sterraster- (Pfeile). ?Callovium, Profil Cerro Morro; Dünnschliff 130397/7, parallele Nicols.



**MF-Typ 5B: Radiolarien-Spikumikrit (Taf. 12, Fig. 1, 2)**

<b>Vorkommen</b>	Profil Cerro San Francisco, Profil Quebrada Tiliviche, Profil Chiza, Profil Los Tarros, Profil Punta Pajaros I und II,
<b>Klassifikation</b>	DUNHAM (1962), EMBRY & KLOVAN (1972):wackestone FOLK (1959):Biomikrit
<b>Farbe</b>	dunkelbraun bis dunkelgrau
<b>Standardproben</b>	080995/1,140995/14, 100995/21, 200397/16, 070397/A1, 120396/6a 100397/7a, 840,
<b>Gesamtkomponentenanteil</b>	ca. 40 %, gute Sortierung
<b>Hauptkomponente(n)</b> (vom Gesamtkomponentenanteil)	<ul style="list-style-type: none"> <li>• <b>Schwammspiculae</b> ("Rhaxen" und Quer- und Längsschnitte von Monaxonen, 160-500 µm): <b>50-60 %</b></li> <li>• <b>Radiolarien</b> (120-240 µm):<b>10-20 %</b></li> </ul>
<b>Nebenkompone(n)</b> (vom Gesamtkomponentenanteil)	<ul style="list-style-type: none"> <li>• <u>Bioklasten (100-500 µm)</u>: -Filamente: max.5 % -benthonische Foraminiferen: 0-1 % -kalzitischer Fossildetritus:</li> <li>• <u>Vulkaniklasten</u> (bis 150 µm): -angulare/subangulare zerbrochene Plagioklasphänokristalle: max. 10 % -Vitriklasten: 1 %</li> <li>• detritische opake Minerale (100-150 µm): max. 5 %</li> </ul>
<b>Grundmasse</b>	mikritisch, z.T. diagenetisch in sub- bis euhedrale Kristalle (5-10 µm) umgewandelt (Mikrospart) mit z.T. dispers verteiltem Pyrit
<b>Bioturbation</b>	Keine
<b>weiter Sedimentstrukturen</b>	mikroskopisch: keine, makroskopisch: keine
<b>Sedimentationsraum</b>	durchlüftetes Becken, unterhalb der Wellenbasis

**MF-Typ 5C: Epiklastischer Spikumikrit (Taf. 12, Fig. 5)**

<b>Vorkommen</b>	Profil Punta Pajaros II, Profil Quebrada Chiza
<b>Klassifikation</b>	DUNHAM (1962), EMBRY & KLOVAN (1972):wacke- bis packstone FOLK (1959):Biomikrit
<b>Farbe</b>	hell-dunkelbraun
<b>Standardproben</b>	120397/9, 230297
<b>Gesamtkomponentenanteil</b>	ca. 50 %, innerhalb der einzelnen Lagen gute Sortierung
<b>Hauptkomponente(n)</b> (vom Gesamtkomponentenanteil)	<ul style="list-style-type: none"> <li>• <b>Spiculae</b> (160-200): <b>70 %</b></li> <li>• <b>Vulkaniklasten</b>: -angulare bis subangulare zerbrochene Plagioklasphänokristalle (50-100 µm): <b>10-20 %</b>, -Vitriklasten: <b>5 %</b></li> </ul>
<b>Nebenkompone(n)</b> (vom Gesamtkomponentenanteil)	Bioklasten (150 µm): Radiolarien: max. 5 %
<b>Grundmasse</b>	mikritische Grundmasse mit sparitischen Auswaschungshorizonten, in denen Sterraster und gröbere Feldspäte (bis 100 µm) angereichert sind wechsellagernd mit bituminösen Lagen
<b>Bioturbation</b>	keine
<b>weitere Sedimentstrukturen</b>	mikroskopisch: interne Wechsellagerung: siehe Grundmasse, makroskopisch: keine
<b>Sedimentationsraum</b>	durchlüftetes Flachmeerbecken mit vulkaniklastischem Eintrag, unterhalb der Wellenbasis

### 7.4.3 Mikrofazies-Gruppe 6: Vulkaniklastit

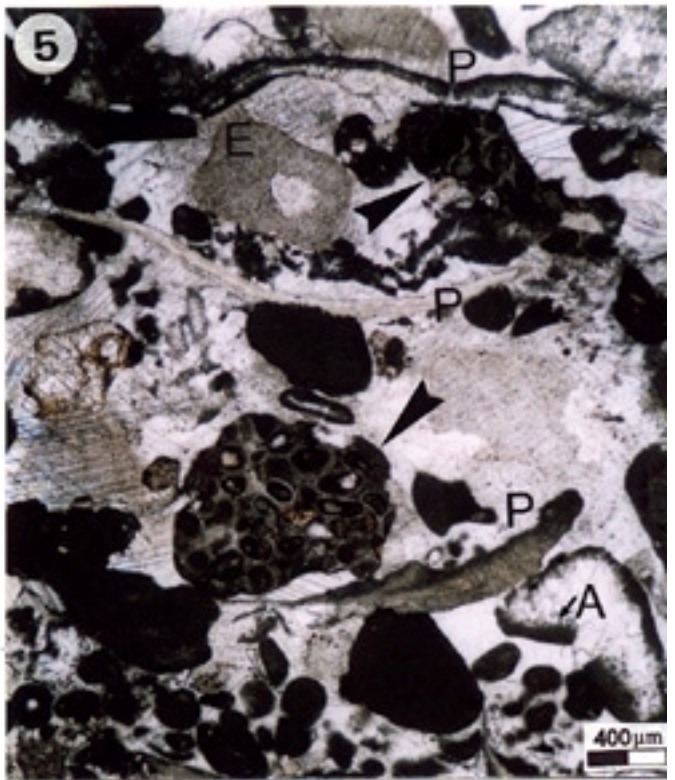
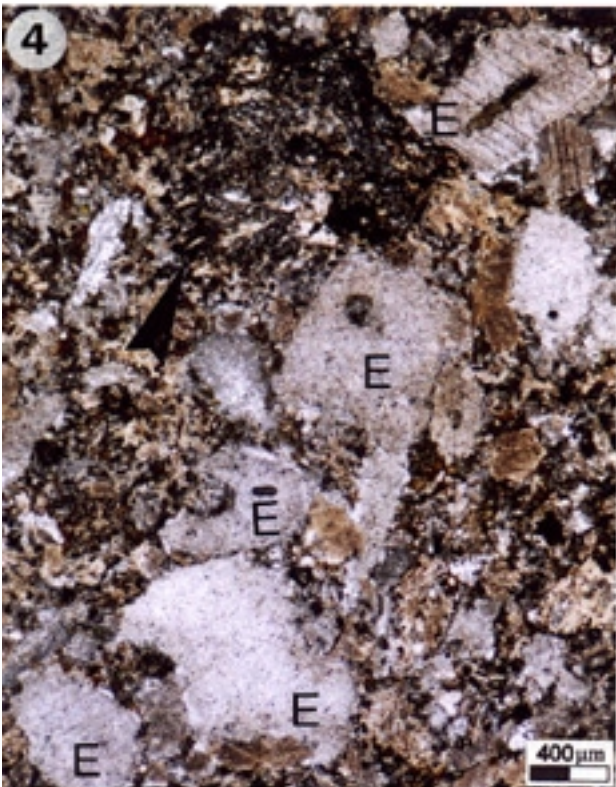
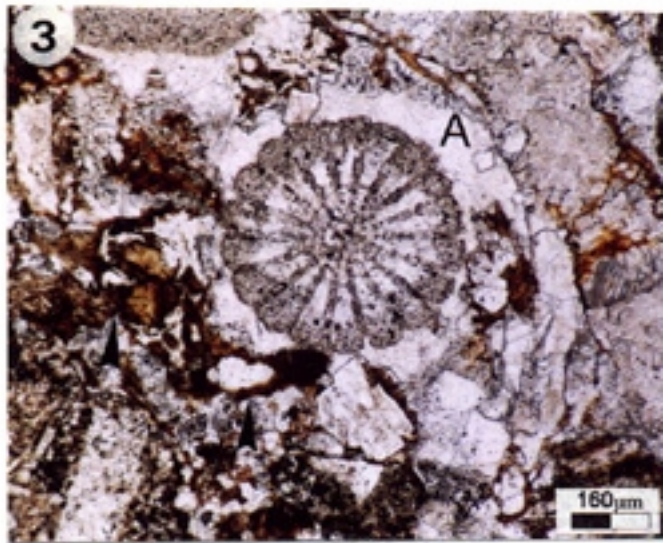
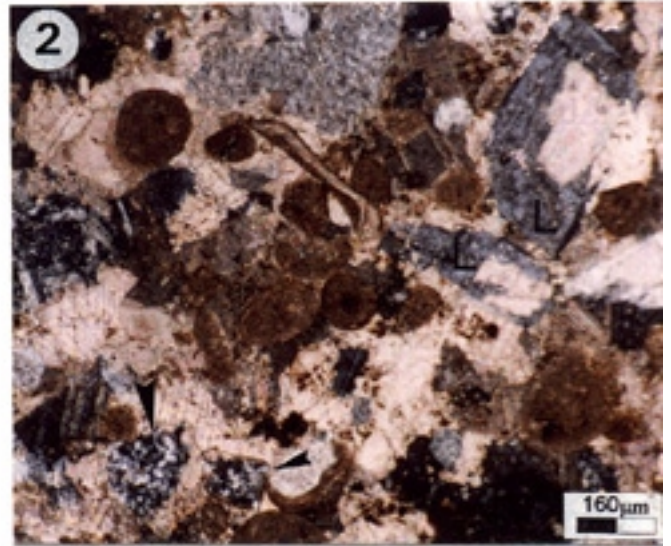
Die MF-Typen 6A und B stellen die Produkte von Karbonatsedimentation und aktivem Vulkanismus dar.

#### MF-Typ 6A: Biogener Vulkaniklastit (Taf. 13, Fig. 1, 3, 4)

<b>Vorkommen</b>	Profil Zapiga II, Profil Pampa Tana I und II, Profil Caleta Camarones, Profil Los Tarros, Profil Cerro Morro, Profil Los Fuertes de los Espanoles, Fundpunkt Cerro Punta Colorada
<b>Klassifikation</b>	FISHER (1961): Epiklastischer vulkanischer Sandstein SCHMID (1981): Tuffit MCPHIE (1993): Pyroklastische Fazies bis resedimentierte syn-eruptive Fazies
<b>Farbe</b>	grünlich bis bräunlich
<b>Standardproben</b>	130396/1, 130396/5, 130996/6a
<b>Gesamtkomponenten</b>	ca. 40 %, schlechte Sortierung
<b>Hauptkomponente(n)</b> (vom Gesamtkomponentenanteil)	<b>Vulkaniklasten: 60-75 %</b> eckig bis subangulare Andesitfragmente (150 µm-20 mm): max 30% Vitriklasten (500-1000 µm): max. 5 zerbrochene Feldspatphänokristalle (100-600 µm): max. 40 %
<b>Nebenkompente(n)</b> (vom Gesamtkomponentenanteil)	<u>Bioklasten (160-2000 µm):</u> -Spiculae: max. 20 % -Echinodermenfragmente: 10 % -Pelecypoden-und Gastropodenschalen: 10 %
<b>Grundmasse</b>	feinkörnige Aschenmatrix (zum Teil Substitution durch grünen Seladonit), teilweise sparitisch durch Alteration von feinkörnigen Feldspäten (sekundäres grain-rudstone-Gefüge)
<b>Bioturbation</b>	keine
<b>weitere Sedimentstrukturen</b>	mikroskopisch: keine, makroskopisch: keine
<b>Sedimentationsraum</b>	Vulkanisches Ereignis im offenen Flachmarin

#### Taf. 13: Biosparit und Vulkaniklastite

- Fig. 1 MF-Typ 6A: Biogener Vulkaniklastit. Pelecypodenschale (A) mit diversen Vulkaniklasten (Pfeile) in glasiger Matrix, die zum Teil durch Seladonit (S) verdrängt wird. Oberbajocium, Profil Caleta Camarones; Dünnschliff 130396/5, parallele Nicols.
- Fig. 2 MF-Typ 6B: Ooidführender Bio-Vulkaniklastit mit Labradoritkristallen (L), die Kalzifizierungen aufweisen. Daneben sind Komponenten z. T. Ooide zu beobachten, die durch Mikroquarz ersetzt sind (Pfeile). ?Bathonium/?Callovium, Cerro Punta Colorada; Dünnschliff 010397/3, gekreuzte Nicols.
- Fig. 3 MF-Typ 6A: Biogener Vulkaniklastit. Neben den Vulkaniklasten (Pfeile: Hyaloklastenfragmente) sind Echinodermenfragmente mit syntaxialem Rindenzement (A) häufig. Oberbajocium, Profil Caleta Camarones; Dünnschliff 130996/6a, parallele Nicols.
- Fig. 4 MF-Typ 6A: Biogener Vulkaniklastit mit Echinodermenresten (E) und Andestitfragmenten (Pfeil). Oberbajocium, Profil Caleta Camarones; Dünnschliff1 130396/1, parallele Nicols.
- Fig. 5 MF-Typ 3: Epiklastischer Biosparudit mit mikritisierten Bioklasten (A), Pelecypodenschalen (P), Echinodermenfragmenten (E), Extraklasten (Pfeile) und Peloiden. ?Bajocium, Profil Quebrada Tiliviche; Dünnschliff 140995/15, parallele Nicols.



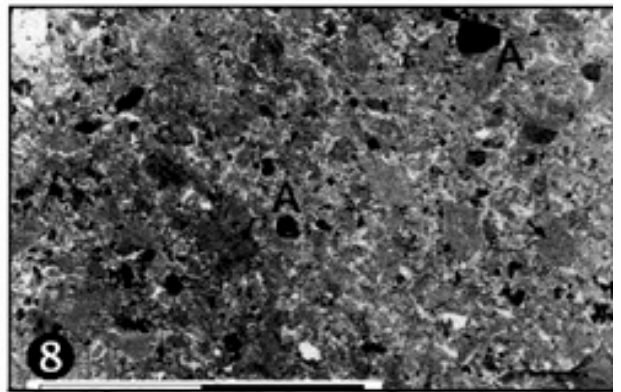
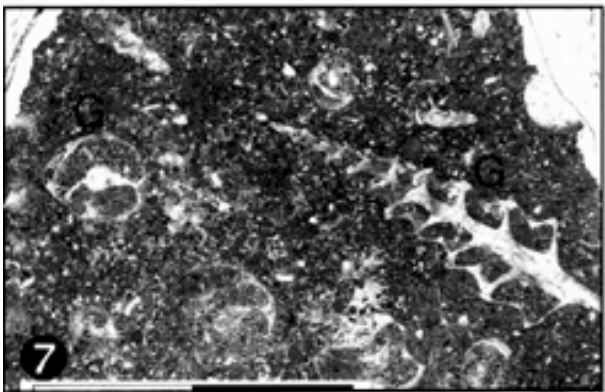
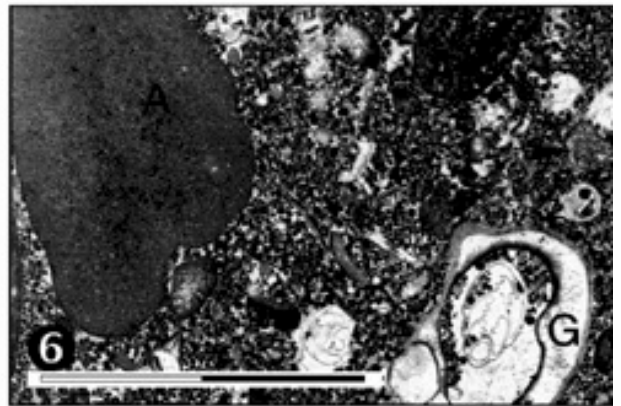
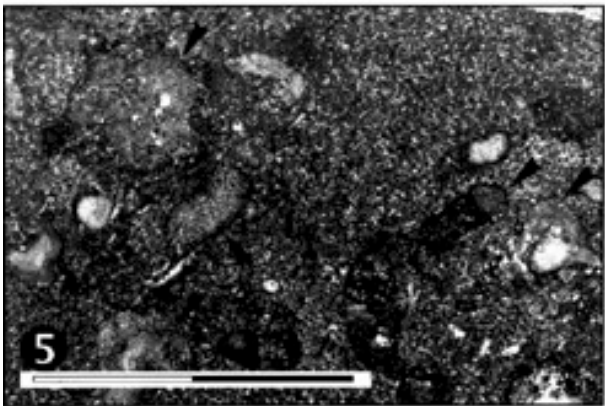
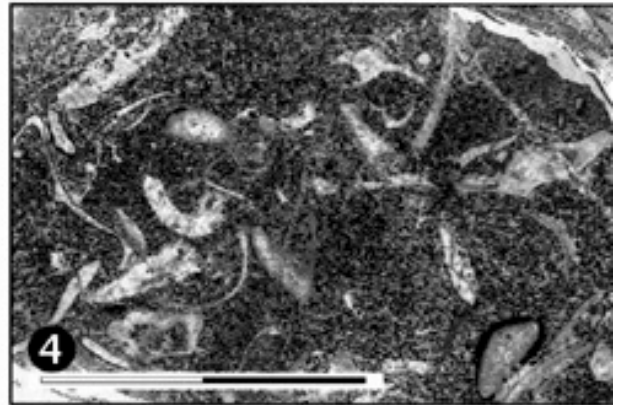
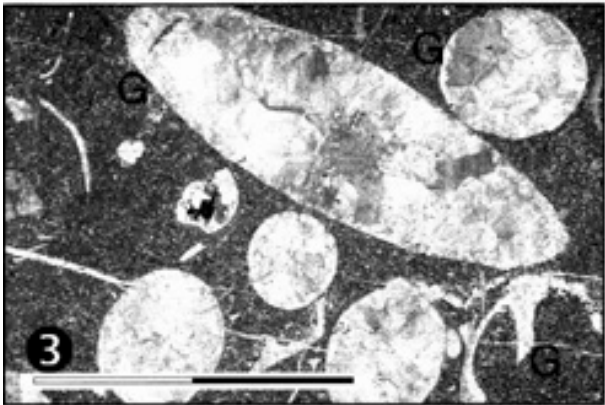
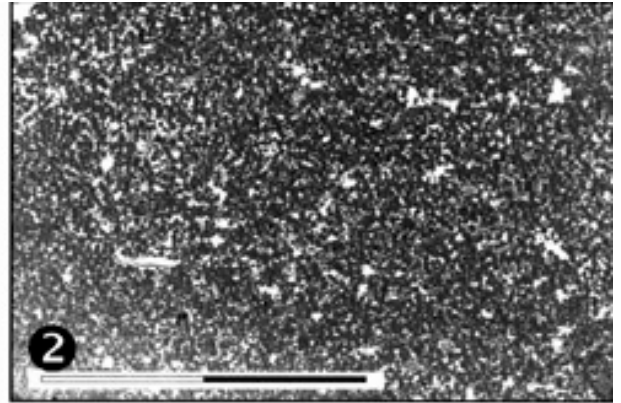
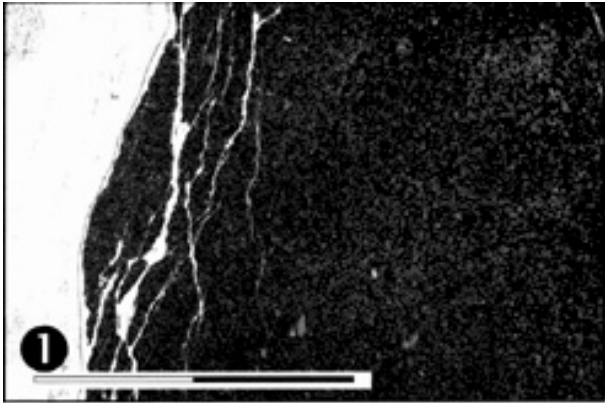
**MF-Typ 6B: Ooidführender Bio-Vulkaniklastit** (Taf. 13, Fig. 2)

<b>Vorkommen</b>	Profil Zapiga II, Profil Pampa Tana I und II
<b>Klassifikation</b>	FISHER(1961): Epiklastischer vulkanischer Sandstein SCHMID (1981): Tuffit MCPHIE (1993): resedimentierte syn-eruptive Fazies
<b>Farbe</b>	grünlichgrau bis braun
<b>Standardproben</b>	010397/3
<b>Gesamtkomponentenanteil</b>	ca. 60 %, schlechte Sortierung
<b>Hauptkomponente(n)</b> (vom Gesamtkomponentenanteil)	<b>Vulkaniklasten</b> (100µm-2 mm): <b>70 %</b> -subangular-gerundete Andesitfragmente: 50 % -subangular-gerundete Feldspatphänokristalle: 25 % -subangular-gerundete Vitriklasten: 5 %
<b>Nebenkompone(n)</b> (vom Gesamtkomponentenanteil)	<ul style="list-style-type: none"> <li>• <u>Ooide</u> (200 µm): Normalooide (z. Teil zerbrochen): max. 25 %</li> <li>• <u>Bioklasten</u> (500-1000 µm): -Echinodermenreste): max. 5 % -Pelecypodenschalen: max. 5 %</li> <li>• <u>Extraklasten</u> (500-3000 µm): max. 5 %</li> </ul>
<b>Grundmasse</b>	feinkörnige Aschenmatrix, teilweise sparitisch durch Alteration von feinkörnigen Feldspäten (sekundäres grain-rudstone-Gefüge, Pseudosparit)
<b>Bioturbation</b>	keine
<b>weitere Sedimentstrukturen</b>	mikroskopisch: keine, makroskopisch: symetr. Oszillationsrippeln
<b>Sedimentationsraum</b>	Vulkanisches Ereignis im Umkreis einer Oolith-Barre

**Taf. 14: Mikrofazielle Übersichten** (Balkenlänge=2 cm)

- Fig. 1 MF-Typ 2A: gutsortierter, dicht gepackter Spiculae-Biopelsparit, Komponentengröße max. 50 µm, Oxfordium; Profil Tana III, 270397/11a.
- Fig. 2 MF-Typ 1A: gutsortierter Oosparit, biogener Anteil < 10%, Oxfordium; Profil Tana III, 270397/4.
- Fig. 3 MF-Typ 2C: Oobiopelsparudit mit diversen Gastropodenschnittlagen (G), ?Bajocium; Profil Chiza, 670.
- Fig. 4 MF-Typ 2A: schlecht sortierter, Spiculae-Biopelsparudit mit randlich mikritisierten Schalenbruchstücken, Oxfordium; Profil Tana IV, 270397/2c.
- Fig. 5 MF-Typ 2B: Oobiopelsparudit mit zahlreichen porostromaten Kalkalgen (Pfeile), ?Bajocium; Profil Chiza, 510.
- Fig. 6 MF-Typ 2C: Oobiopelsparudit (Ausschnittsvergrößerung siehe Taf. 11, Fig. 3) mit verschiedenen Gastropoden (G) Extraklasten (A) und Vulkaniklasten (Pfeil), ?Bajocium; Profil Zapiga II, 290397/46.
- Fig. 7 MF-Typ 4: Biomikrit mit verschiedenen Gastropodenschnittlagen (G: *Nerinella?* sp.) Bajocium; Profil Quebrada Tiliviche, 140995/11b.
- Fig. 8 Pyroklastit mit Andesitfragmenten (A) in grünlicher Aschenmatrix; Bajocium; Profil Pampa Tana II, 230396/30.





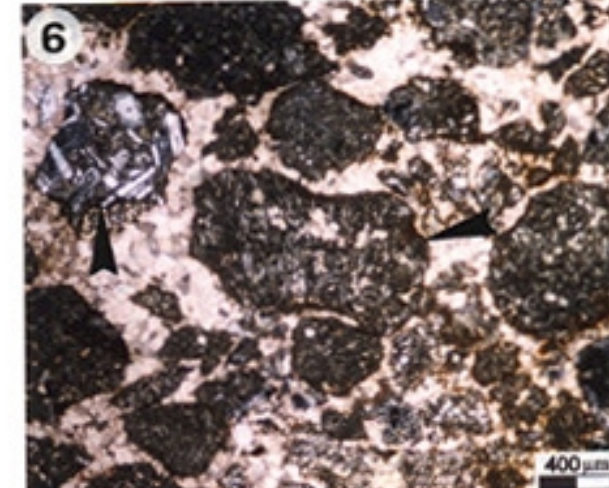
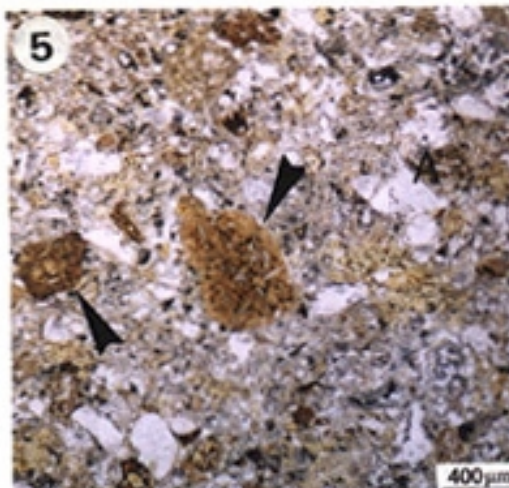
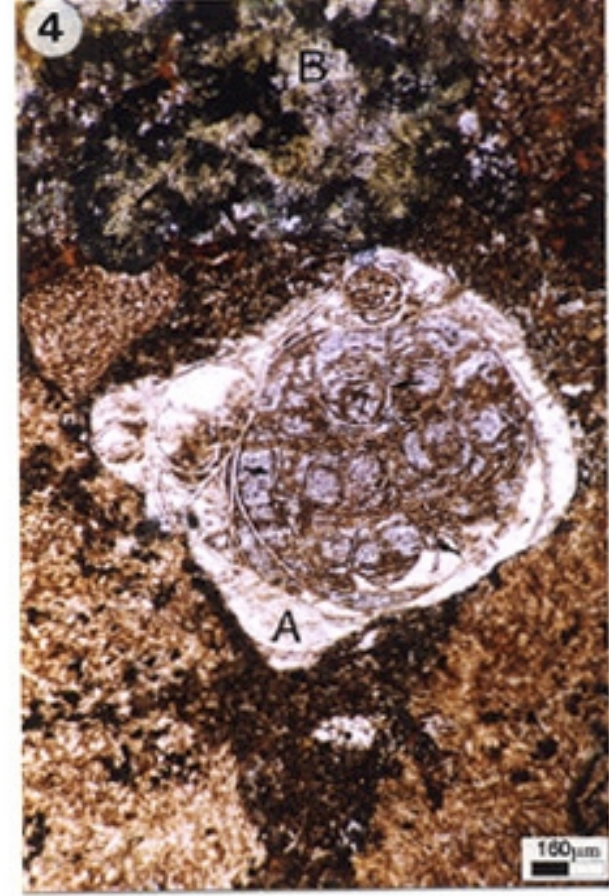
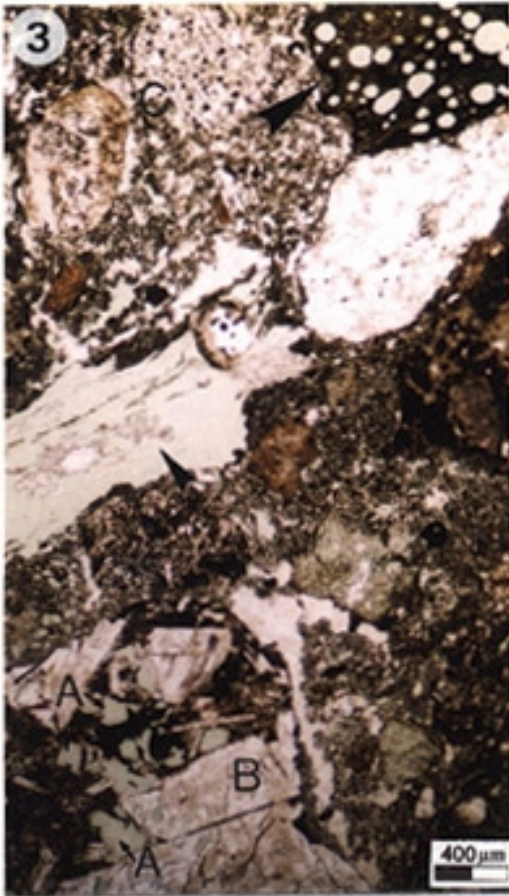
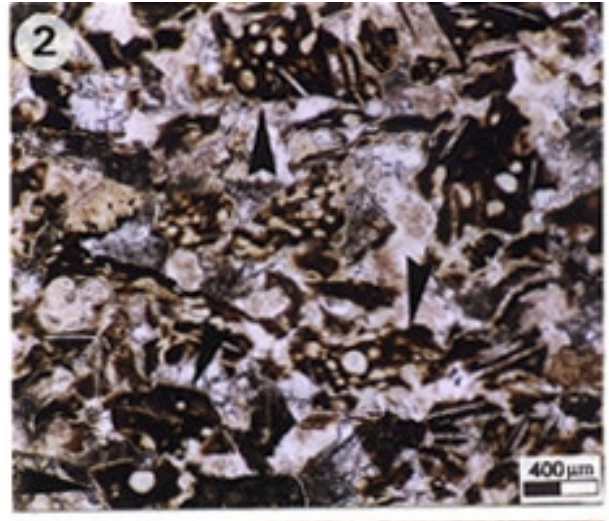
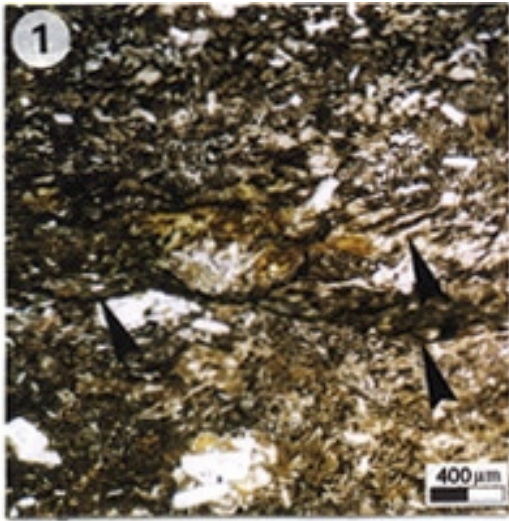
#### 7.4.4 Pyroklastite (Taf. 14, Fig. 8 und Taf. 15, Fig. 1-6)

Unter Pyroklastite werden in dieser Arbeit alle Gesteine zusammengefaßt, die einen vulkanischen Anteil von 75-100 % haben. Ihre Grundmasse besteht aus einer feinen, felsischen Aschenmatrix. Biogene Komponenten fehlen völlig. Es konnten pyroklastische Brekzien und verfestigte Tuffe mit Lithoklasten (lithische Tuffe), Vitriklasten (vitrische Tuffe) und Kristallen (Kristalltuffe) voneinander unterschieden werden.

Da es sich weder um Sedimente noch um Mischsedimente (Vulkaniklastite) sondern um reine vulkanische Ablagerungen (pyroklastische Ströme und Fallablagerungen) handelt, werden sie in dieser Arbeit nicht petrographisch vorgestellt. Auf Taf. 15 sind einige typische Formen dargestellt. Zur Entstehung bzw. zu den Bildungsbedingungen werden folgende Arbeiten empfohlen: FISHER & SCHMINCKE (1984), KOKELAAR & HOWELLS (1984), CAS & WRIGHT (1987), CAS & BUSBY-SPERA (1991), FISHER & SMITH (1991), LAJOIE & STIX (1992), MCPHIE ET AL. (1993): FISHER & SCHMINCKE (1994), ORTON (1995) und SCHMINCKE (2000).

#### Taf. 15: Pyroklastite

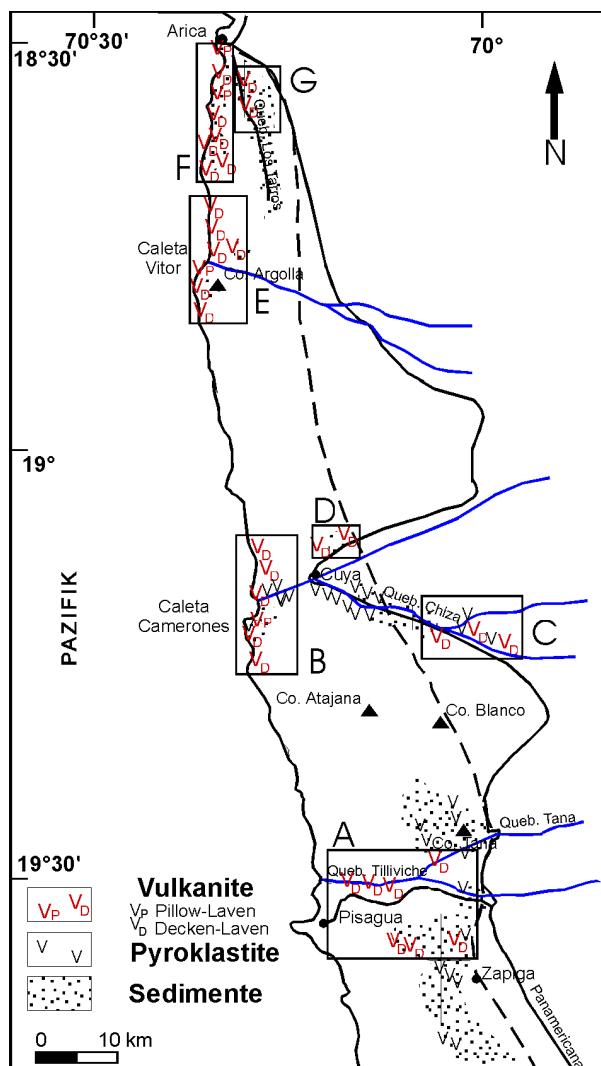
- Fig. 1 Tuff mit ignimbrischem Gefüge (Pfeil), leicht verschweißte Bimslapilli (Fiamme) in vulkanischer Matrix. Bajocium, Caleta Camarones; Dünnschliff 140396/12, parallele Nicols.
- Fig. 2 Hyaloklastenführender Pyroklastit, Hinweis auf submarine Förderung durch angulare blasenreiche Hyaloklasten (Pfeil) in vulkanisch/sparitischer Matrix. Callovium, Quebrada Chiza, Dünnschliff 199397/4, parallele Nicols.
- Fig. 3 Pyroklastische Brekzie mit blasenarmen und -reichen Gläsern (Pfeile), Chlorit (A), verschieden erhaltenen Feldspäten und Andesitfragmenten (C). Callovium, Quebrada Chiza; Dünnschliff 190397/1, parallele Nicols.
- Fig. 4 Pyroklastische Brekzie mit Vitriklasten (A). Die Pfeile weisen auf perlithische Sprünge hin. (B) alteriertes Vulkanitfragment. Bajocium, Profil Caleta Camarones; Dünnschliff 130396/3, gekreuzte Nicols.
- Fig. 5 Pyroklastische Brekzie mit Feldspäten (A) Andesitfragmenten (Pfeile). Bajocium, Profil Zapiga II; Dünnschliff 280397/19, parallele Nicols.
- Fig. 6 Lithoklastenführender Pyroklastit. Andesitfragmente mit deutlich porphyrischem Gefüge in sekundär sparitischer Matrix. Bathonium, Punta Paloma I; Dünnschliff 210396/3b, gekreuzte Nicols.



## 8. Ablagerungsmodell

Der Sedimentationsraum in der Küstenkordillere von Nordchile ist, wie schon im Kapitel 7.4. erwähnt, durch eine Schwellen-Becken-Morphologie entlang des Ostrand des jurassischen magmatischen Bogens im Übergangsbereich zum Backarc-Becken charakterisiert.

Da der Bereich des magmatischen Bogens zu Beginn der Arbeiten sehr eng gefaßt wurde (KOSSLER & WITTMANN 1996, WITTMANN 1999a), führte dies dazu, daß die Sedimente hauptsächlich als Backarc-Ablagerungen interpretiert wurden.



Diese Aussage wird nun für den Bereich Zapiga bis La Yarada revidiert. Obwohl nicht überall flächendeckend Laven aufgeschlossen sind (Abb. 8-1), muß dieses nicht bedeuten, daß man sich im Backarc-Becken befindet, da man sich den Vulkanbogen nicht als homogene Einheit vorstellen darf, in der zur gleichen Zeit überall ein Vulkan ausbricht. Solche Vulkanzonen können bis zu 300 km breit werden (SCHMINCKE 2000). Die Entfernungen von heutigen Vulkanen innerhalb eines magmatischen Bogens können zwischen 23 km (dichtes Aufkommen) und 60 bis 80 km betragen (SCHMINCKE 2000).

SCANIAN & TURNER (1990), die für den Bereich Caleta Camarones und Quebrada Chiza ein Backarc-Becken angeben, begründen dieses lediglich durch die zahlreichen Gänge, die als Hinweise für den Beginn der Extension des Backarc-Beckens

**Abb. 8-1:** Verteilung der im Arbeitsgebiet von Nordchile aufgeschlossenen jurassischen Vulkanite und Sedimente. Die gestrichelte Linie gibt die Ostgrenze der heutigen Küstenkordillere an. Alter der Vulkanite :A: Unterjura?-Unterbajocium, B: Unterbajocium?-Oberbajocium, C: Mittelcallovium, D: Callovium?, E: Unterbajocium?-Oberbajocium, F: Bathonium-Callovium; G: Mittel- bis Oberoxfordium.

gedeutet werden. Hingegen ist nach SCHEUBER & GONZALES (1999) je nach Abtauchwinkel eine Subduktion auch mit Extension möglich. Beispiele für Backarc-Vulkanismus und Sedimentation können bei KARIG & MOORE (1975), MITCHELL & READING (1986), BUSBY-SPERA (1988), KOKELAAR & HOWELLS (1984; insbesondere der Artikel von SAUNDERS & TARNEY sowie FARQUHARSON et al.), EINSELE (1992), MILLER et al. (1994), SMELLIE (1994) und MARTINEZ et al. (1995) nachgelesen werden.

Das eigentliche Backarc-Becken befindet sich sehr viel weiter im Osten in der Präkordillere (GRÖSCHKE et al. 1988, MUÑOZ et al. 1988, GYGI & HILLEBRANDT 1991, PRINZ et al. 1994, HILLEBRANDT et al. 2000) und muß noch weiter nach Osten gereicht haben (HILLEBRANDT et al. 1986). Aus einem Gebiet 60 km östlich des Arbeitsgebietes werden aus der Quebrada Azapa (Formation Livilcar) küstennahe marine und kontinentale Backarc-Sedimente und Vulkanite beschrieben (MUÑOZ et al. 1988). Die Förderung von rhyolitischen Laven wird von MUÑOZ et al. (1988) als Backarc-Vulkanismus interpretiert.

Die aktuellen Ergebnisse zur Lage des Vulkanbogens sind in HILLEBRANDT et al. (2000) zusammengefaßt (siehe auch Abb. 10-1). Die Autoren geben für den Vulkanbogen eine Breite von ca. 130 km an.

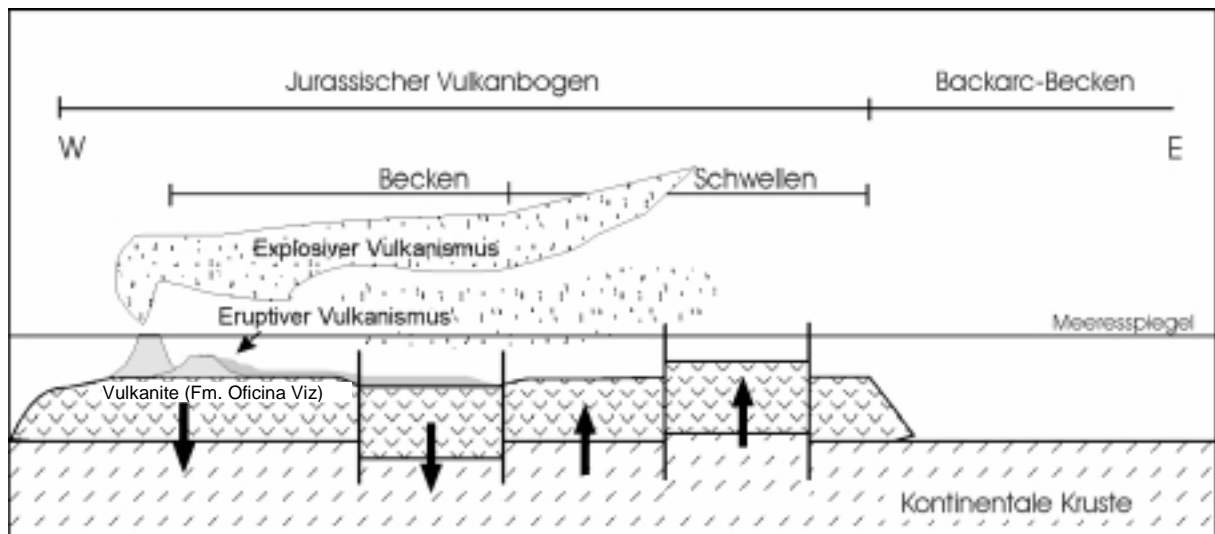
Die jurassischen Sedimente und Vulkanite lassen sich im Arbeitsgebiet von der heutigen Küste bis max. 30 km in das Landesinnere verfolgen. Während der Ablagerung der marinen Sedimente im Arbeitsgebiet werden zum einen längere vulkanische Ruhephasen und zum anderen die Lage der aktiven Vulkanzentren weiter im Westen angenommen. Ob es sich bei diesen Vulkanzentren um geschlossene „Vulkaninsel-Barrieren“ handelte ist nicht mehr zu klären. Jedenfalls müssen zumindest zeitweise gute Verbindungen zum offenen Ozean im Westen und nach Norden mit dem Peru-Becken existiert haben, da lokal der Anteil an planktonischen Organismen - hauptsächlich Radiolarien - sehr groß ist (WITTMANN 1999b).

Es wird angenommen, daß die seit dem ?Unterjura subaerisch geförderten Vulkanite der Oficina-Viz- und der Chocolate-Formation eine kontinentale Vulkanlandschaft bildeten, die sich im Laufe der Transgression im Bajocium zu einem marinen Vulkanschelf entwickelte.

Ähnliche Ablagerungsverhältnisse werden von MÁNGANO & BUATOIS (1996) aus flachmarinen Vulkanbogen-Sedimenten des Ordovizium aus NW-Argentinien beschrieben. Nach NICHOLS (1999) bilden die Ränder von Vulkaninseln in tropischen Meeren ideale Bildungsräume für Karbonate, da das Fehlen von terrigenem Material die Karbonatsedimentation begünstigt, und weil sich während der vulkanischen Ruhephasen marine Faunen bilden, die zur Karbonatproduktion beitragen.

Dieser Vulkanschelf weist ein Kleinrelief mit Schwellen und Becken auf, das wahrscheinlich durch Lavaströme oder die aus vulkanischer Aktivität resultierende Tektonik verursacht

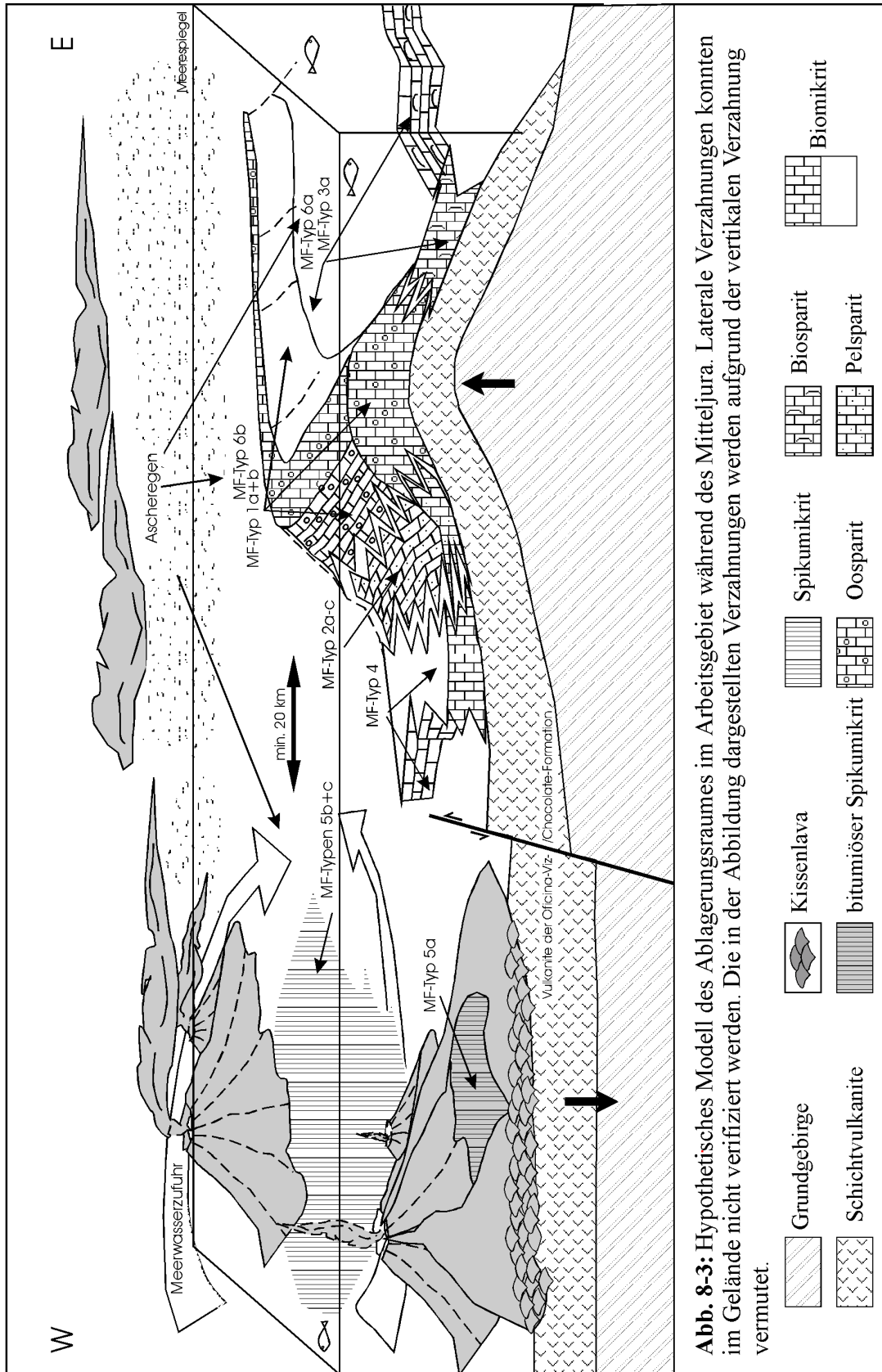
wurde (Abb.8-2). Auch HERM (1967) beschreibt solch ein vulkanisch erzeugtes Kleinrelief in einem faziell ähnlichen Ablagerungsraum aus Mittelchile während des Neokom. Tektonisch bedingte, subaquatische Topographie wird sowohl von SILVA (1976) für den Raum Zapiga/Negreiros als auch von KOSSLER (1998) für das südlich anschließende Gebiet angenommen (Abb. 8-2). Auch nach SLOAN & WILLIAMS (1991), ORTON (1996) und FACKLER-ADAMS et al. (1997) steuert die Tektonik in vulkanaktiven Gebieten die Beckenmorphologie und somit die Sedimentation. Die damit verbundene Subsidenz und Hebung geht mit Meeresspiegelschwankungen einher.



**Abb. 8-2:** Mögliches Modell zur vulkano-tektonischen Subsidenz. Durch die Auflast der gefördertten Vulkanite kommt es zur lokalen Absenkung und führt anderen Ortes zu Ausgleichsmechanismen (Schwellenbildung durch Hebung).

Das in Abb. 8-3 dargestellte Ablagerungsmodell soll eine räumliche Vorstellung der unterschiedlichen Bildungsbedingungen während des Mittel- und Oberjura geben. Die Becken-Schwellen-Morphologie führt zu zwei generellen Faziesräumen (Tab. 8-1) mit einer Becken- (bzw. Stillwasser-Fazies) und einer Schwellen-Fazies, die insgesamt in sechs Mikrofazies-Gruppen (MF-G) differenziert werden können (Kap. 7.4). Während die MF-Gruppen 1 bis 4 (Oosparit, Bio-Pelsparit, Biosparit und Biomikrit) die Schwellen-Fazies charakterisieren, wird die Becken-Fazies durch die MF-Gruppe 5 (Spikulit) gekennzeichnet. Der niedrige Anteil an vulkanischen Partikeln (< 25 %) in den MF-Gruppen 1 bis 4 weist auf eine nur geringe vulkanische Aktivität hin. Diese Partikel werden als Produkte erosiver Herkunft interpretiert, da die subangulare Form der vulkanischen Komponenten auf Transport schließen lässt. Auch weisen die zum Teil abgerundeten biogenen Komponenten auf Aufarbeitung hin.

Die für die Schwelle typischen Mikrofazies-Typen gliedern den Vulkanschelf in hochenergetische Oolithbarren (MF-1), in geschützte, normalmarine Buchten mit der Bildung



**Abb. 8-3:** Hypothetisches Modell des Ablagerungsraumes im Arbeitsgebiet während des Mitteljura. Laterale Verzahnungen konnten im Gelände nicht verifiziert werden. Die in der Abbildung dargestellten Verzahnungen werden aufgrund der vertikalen Verzahnung vermutet.

von Biopelspariten (MF-2) und Biomikriten (MF-4) sowie der Barre vorgelagerten Bereiche mit Biospariten (MF-3).

	MF-G	Sedimentationsraum	Sedimentstrukturen	Abiogene Komponenten	Fossilien
<b>Schwellen-Fazies</b>	<b>1</b>	Oolithbarre, hoch energetisch	Schrägschichtung	Ooide, vulkanische Partikel	Bioklasten
	<b>2</b>	flachmarine, geschützte Bucht hinter der Barre, Wasseraustausch mit dem offenen Meer	Bioturbationen insbesondere <i>Thalassinoides suevicus</i> Typ A und B	Peloide, Ooide, Intraklasten und Extraklasten, vulkanische Partikel,	Pelecypoden (Ostreenbänke), Gastropoden, Spiculae, Serpuliden, Echinodermen-Fragmente, Kalkalgen, Foraminiferen, Ammoniten (sehr selten)
	<b>3</b>	der Barre vorgelagerte Bereiche, mäßig stark energetisch	Schrägschichtung	Vulkanische Partikel, Extraklasten	Gastropoden, Pelecypoden (Gryphaeen), Ammoniten Brachiopodenschalen, Echinodermen, Spiculae
	<b>4</b>	wie MF-2, aber niedrig energetischer	Bioturbationen ( <i>Thalassinoides</i> )	Vulkanische Partikel	Pelecypoden, Gastropoden, Echinodermen
<b>Becken-Fazies</b>	<b>5</b>	offene bis abgeschnürte Becken mit eingeschalteten Laven, niedrig energetisch bis keine Wasserzirkulation, lokal unter O <sub>2</sub> Ausschluß	Feinschichtung, z.T. durch alternierendes Auftreten von Feldspatdetritus, Spiculae und Radiolarien, keine Bioturbationen	Pyrit, vulkanische Partikel (Feldspat)	Spiculae, Radiolarien, Foraminiferen, <i>Bositra buchii</i> , Filamente Ammonoideen

**Tab. 8-1:** Zusammenfassung der charakteristischen Fazies-Informationen der Mikrofazies-Gruppen (MF-G) 1-5. Die MF-G 6 wird nicht berücksichtigt, da sie ein vulkanisches Ereignis (Fallablagerungen) widerspiegelt, das auf die mit MF-G 1-3 charakterisierten Faziesräume einwirkt.

Die Oolithbarren bieten aufgrund ihres hochenergetischen Milieus der marinen Fauna kein Substrat zum Ansiedeln an. Die geschützten, normalmarinen Bereiche hinter der Barre bieten dagegen idealere Bedingungen an. Je nach Wasserenergie kommt es in diesen Bereichen zu Bildungen von Biopelspariten oder niedrig energetischen Biomikriten. Auffällig im Bereich Zapiga sind hier die bis ca. 5 m mächtigen *Thalassinoides*-Horizonte. Vergleiche mit abgebildeten jurassischen *Thalassinoides* aus dem Jura von Kachhch (FÜRSICH 1998; Taf. 49, Fig. 1 bis 3, S. 259) erlauben eine Zuordnung zu *Thalassinoides suevicus* Typ A und B (RIETH). Diese gehören der *Cruziana*-Fazies an. Nach FREY et al. (1990) und PEMBERTON et al. (1992) treten *Thalassinoides* hauptsächlich in mäßig energetischen, flachmarinen Bereichen unter der Wellenbasis auf. Das Auftreten von porostromaten Kalkalgen beschränkt sich ebenfalls auf den geschützten Bereich hinter der Barre. Sie sind nur in den Biopelspariten beobachtet worden.

Der offen flachmarine Bereich wird durch Biosparite repräsentiert. Im Bereich Zapiga wurden in diesen Sedimenten lokal Austernbänke beobachtet. Vereinzelt bilden die Austern ein Substrat für Serpuliden. Nach FLÜGEL (1985) liegen die Bildungsbereiche für Austernbänke bei 30 m, für Serpuliden gibt der Autor das Subtidal an.



## 8. Ablagerungsmodell

---

Die Beckensedimente werden als Flachmeerablagerungen (mit Wassertiefe von max. 200 m) interpretiert, die durch spiculaereiche Sedimente charakterisiert sind (WITTMANN 1999b). Dabei lassen sich drei verschiedene Ablagerungsbedingungen voneinander unterscheiden. Die erste weist mit ihren bituminösen Kalklutiten auf abgeschnürte Bereiche mit fehlender Wasserzirkulation, H<sub>2</sub>S in der Wassersäule und hoher organischer Produktivität hin (MF-5 A). Vereinzelte Horizonte mit kleinwüchsigen Bositren weisen auf zwischenzeitliche verbesserte Sauerstoffbedingungen (aerob bis dysaerob) hin. Kleinwüchsige Formen stellen nach BYERS (1977) ein Indiz für dysaerobe Sauerstoffbedingungen dar. Lavaströme können submarine Barrieren bilden, die einen lateralen Austausch von sauerstoffreichem Meerwasser verhindern und zu einem stagnierenden Becken mit euxinischen Bedingungen führen. BYERS (1977) gibt submarine Lagergänge („sills“) als eine Ursache für die Bildung von euxinischem Milieu an. Auch können die durch Lava freigesetzte Gasexhalationen von H<sub>2</sub>S, CO<sub>2</sub> und SO<sub>2</sub> (SCHMINCKE 2000) die Ursache für eine Vergiftung des Lebensraums sein. In Abb. 8-2 kann bei der faziellen Entwicklung beobachtet werden, daß die bituminöse Fazies (MF-5 A) immer Laven überlagert.

Diese bituminöse Fazies geht vertikal in eine O<sub>2</sub>-reichere Becken-Fazies über. Der MF-Typ 5 B weist durch seinen hohen Radiolarienanteil auf Meerwasserzufuhr durch Meeresspiegelanstieg und auf eine Verbindung mit dem Prä-Pazifik hin. Charakteristisch für diesen Bereich sind das massenhafte Auftreten von Bositren, die von SELLWOOD (1978) und JOHNSON & BALDWIN (1986) als typische Vertreter der spezialisierten Epifauna in geschützten sowie in bituminösen Bereichen aufgeführt werden. Dieser Sedimentationsraum wird durch den MF Typ 5B charakterisiert. Lagen mit akkumuliertem Feldspatdetritus weisen auf vulkanischen Eintrag hin. (MF-5 C).

Bei den Sedimenten der MF-Gruppe 6 (Vulkaniklastite) handelt es sich um Sedimente, die mit einem Eintrag von > 25 % < 75 % auf erhöhte vulkanische Aktivität hinweisen. Diese vulkanischen Partikel werden für den MF-Typ 6 A als Fallablagerungen („fall out“) gedeutet. Da die Vulkaniklastite größtenteils aus angularen Vitriklasten und euhedralen, zum Teil zerbrochenen Feldspatphänokristallen zusammengesetzt sind, wird eine signifikante Aufarbeitung ausgeschlossen. Pelecypoden in doppelschaliger Erhaltung und zum Teil in situ (z.B. *Pinna*) schließen ebenso eine Aufarbeitung aus und weisen auf eine erhöhte Sedimentationsrate bedingt durch plötzlich einsetzende vulkanische Aktivität hin. Das Fehlen von Bioturbationen in diesen Sedimenten wird auf das „stressige Milieu“ aufgrund des hohen Sedimenteintrages zurückgeführt und einhergehendem O<sub>2</sub>-Mangel (MÁNGANO & BUATOIS 1991, KOSSLER (1998). Der MF-Typ 6 B wird ebenso als Fallablagerung gedeutet. Im Gegensatz zu MF-Typ 6 A treten Ooide auf. Leichte Aufarbeitungsspuren seitens der

Vulkaniklasten (angulare bis subangulare Plagioklasphänokristalle) und der Ooide (zerbrochene Ooide) lassen auf Umlagerung im Umkreis von den Ooidbarren schließen.

Das in Abb. 8-3 dargestellte Profil wurde aus der vertikalen Entwicklung der MF-Typen entwickelt. Eine laterale Verzahnung wurde aufgrund der schlechten Aufschlußverhältnisse nicht beobachtet.

Da die 20 Profile aufgrund ihrer Dimensionen nicht Bank für Bank beprobt wurden, ist die Faziesgenauigkeit in der Vertikalen nicht sicher gegeben. Teilweise sind die Abstände zwischen 2 Proben, die jeweils verschiedene Mikrofazies-Typen darstellen, so groß (z. T. 50 m), daß eventuelle fazielle Entwicklungen nicht berücksichtigt worden sind. Besonders schwierig wird das für den Übergang Schwelle/Becken. Daher wurde im Modell auf eine Verzahnung von Schwelle und Becken verzichtet. Im gesamten Arbeitsgebiet gibt es nur einmal den Fall, nämlich im Bajocium, daß zeitgleich im Westen Beckensedimente und im Osten Schwellensedimente auf gleicher geographischer Breite aufgeschlossen sind (Profile Caleta Camerones (Kap. 9., Abb. 9-5), Quebrada Chiza (Kap. 9, Abb. 9-4). Die Entfernung zwischen diesen beiden Aufschlüssen beträgt ca. 20 km. Dazwischen sind Vulkanite und jurassische Plutone aufgeschlossen. Möglicherweise wurden diese beiden Sedimentationsräume durch submarine Vulkanbauten isoliert und die Unterschiede in der Wassersäule wurden durch regionale tektonische Hebungen und Senkungen verursacht.

Für die vertikale Faziesentwicklung ist ein „Ertrinken“ (drowning) der Schwelle (Beispiel Profil Tiliviche [Kap. 9, Abb. 9-4] und Quebrada Chiza) durch Absenkung und damit verbundenem Anstieg des relativen Meeresspiegels möglich.

KOSSLER (1998) stellte folgende Ursachen für regionale Hebungen aus der Literatur zusammen:

- Änderung im Subduktionswinkel mit der Folge eines kompressiven Regimes im Bereich des Vulkanbogens (DALLMEYER et al. 1996).
- Morphologische Rücken (ridges) auf der subduzierten ozeanischen Platte, die während der Subduktion zu Hebungen im Bereich des Vulkanbogens führt und auch Kollisionen mit der überfahrenden Platte verursacht und dadurch kompressive Tektonik auslöst (FLINT et al. 1991 und DALLMEYER et al. 1996).
- Allmähliche Ostwärts-Verlagerung der Vulkanzone verursacht vulkano-tektonische Hebungen aufgrund der Platznahme von sich aufbauenden Magmenkammern und Plutonen (SEYFRIED et al. 1991 und SLOAN & WILLIAMS 1991).

Weitere detaillierte Untersuchungen (durch Erhöhung der Probendichte) sind allerdings notwendig, um den Übergang Schwelle/Becken faziell genau zu erfassen.

---

## 9. Faziesentwicklung

### 9.1 Bajocium

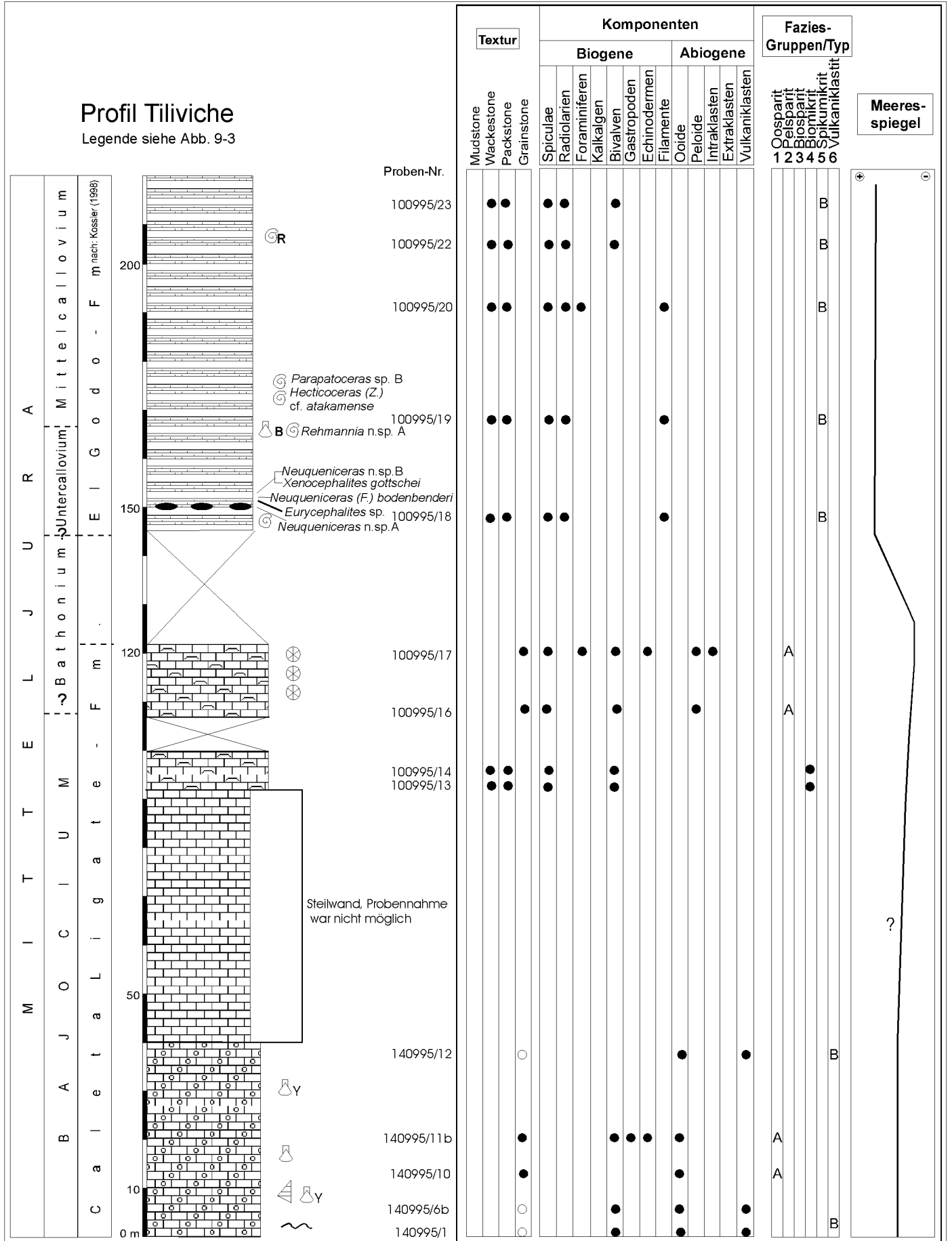
Das Bajocium ist hauptsächlich im Süden des Arbeitsgebietes aufgeschlossen. Dabei unterscheidet sich die Sedimentation im heutigen Küstenbereich von der Sedimentation im Landesinnern. Im Landesinnern im Bereich von Zapiga sind vier korrelierbare Profile aufgeschlossen (Profil Cerro San Francisco, Zapiga I und II sowie Cerro Aragon, Kap. 6, Abb. 6-1; Anhang, Anlage 2). Die ältesten Sedimente des Bajocium lagern direkt auf den subaerischen Schichtlaven der Oficina Viz-Formation (Cerro Aragon). Vor Beginn der marinen Sedimentation kommt es im Bereich des Cerro Aragon zur Ablagerung von pyroklastischen Fallablagerungen (grüne Tuffe). Die darüberliegenden Vulkaniklastite weisen durch ihren Gehalt an marinen Schalenresten auf das Einsetzen mariner Bildungsbedingungen durch die Transgression des sich im Osten befindlichen Backarc-Beckens nach Westen, hin. Die Wechsellagerung von Vulkaniklastiten (Typ B) und Oospariten werden als Schwellensedimente interpretiert, die von periodischen Fallablagerungen beeinflusst werden. Diese Entwicklung läßt sich auch im Profil Quebrada Tiliviche beobachten (Abb. 9-1). Im Gelände war der Wechsel von Oolithen und Vulkaniklastiten nicht sichtbar, daher wurde im Profil lediglich die Oolithsignatur gewählt.

Weiter im Norden im Bereich der Pampa Tana wird die Sedimentation durch mehrere pyroklastische Fließablagerung unterbrochen. Es wird angenommen, daß sich die Förderzentren im Westen befanden. Im Profil Pampa Tana II sind im Vergleich zu den Profilen in Zapiga keine Oosparite aufgeschlossen. Die aufgeschlossenen Biomikrite werden als Ablagerungen aus geschützten Bereichen hinter der Oolithbarre interpretiert. Zeitgleiche Sedimente in der Quebrada Chiza weisen wieder auf hochenergetische Barrensedimentation hin (Abb. 9-2).

Innerhalb der Schwellensedimentation läßt sich während des Oberbajocium ein regressiver Trend (Abb. 9-1, 9-2 und 9-4) in den Profilen Cerro San Francisco, Zapiga I und II, Cerro Aragon, Quebrada Tiliviche und Quebrada Chiza beobachten. Nach Ablagerung der Biosparite, die als Sedimente aus offen flachmarinen Bereichen (der Barre vorgelagert) interpretiert werden, folgen Sedimente (Biopelsparite) aus geschützten Bereichen, für die eine Ablagerung hinter der Barre angenommen wird. Somit wird eine Absenkung des relativen Meeresspiegel mit einer einhergehenden Verlagerung der Barre nach Osten vermutet.

---

**Abb. 9-1:** (nächste Seite): Profil Tiliviche. Lithologie, Biostratigraphie und fazielle Auswertung der Sedimente. Legende siehe Abb. 9-3.



Im Bereich der heutigen Küste (Caleta Camerones, Abb. 9-5) verlief die Sedimentation völlig anders. Dort sind bituminöse Beckensedimente aufgeschlossen, die Radiolarien und Spiculae führen. Die darauffolgenden Kissenlaven weisen auf submarine Förderung hin in Nähe eines Förderzentrums hin. Die auf den Vulkaniten abgelagerten marinen Vulkaniklastite zeichnen sich durch eine Flachwasserfauna (u.a. Korallen und Trigonien) aus. Wie im Landesinnern ist im Bereich der Caleta Camerones ebenfalls ein Fallen des relativen Meeresspiegels zu beobachten.

Ca. 50 km weiter im Norden ändert sich die Situation. Im Profil Cerro Argolla (Abb. 9-5) weisen Oolithe (Oosparite), die auf mächtige Schichtlaven folgen, auf eine lokale Schwelle hin (Abb. 9-6).

In Anlage 8 ist die sedimentäre/fazielle Entwicklung während des Bajocium tabellarisch dargestellt.

## 9.2 Bathonium

Das Bathonium zeichnet sich im Arbeitsgebiet durch ein Ansteigen des relativen Meeresspiegels mit der Bildung von Beckensedimenten aus. Eine Ausnahme bilden die Regionen Zapiga (Abb. 9-4) sowie die Quebrada Tiliviche (Abb. 9-4) während des gesamten Bathonium und die Region Küstenkordillere von Arica (Abb. 9-5), die gegen Ende des Bathonium Schwellensedimente aufweisen.

Für den Bereich Zapiga und Quebrada Tiliviche (Abb. 9-1) bleibt die Schwellensedimentation mit der Bildung von Biopelspariten aus geschützten, flachmarinen Bereichen hinter der Barre erhalten. Diese Schwelle läßt sich bis in das südliche Anschlußgebiet (Region Negreiros) von KOSSLER (1998) verfolgen. Nach Norden wechselt die Sedimentation. Im Profil Quebrada Chiza (Abb. 9-2) folgen nach einer Störung auf Schwellensedimente des Bajocium die Beckensedimente, die auf einen deutlichen Anstieg des relativen Meeresspiegels hinweisen. Erst im Norden in der Küstenkordillere von Arica und wahrscheinlich aufgrund der Gesamtmächtigkeit des Profils auch in der Region La Yarada sind wieder Sedimente des Bathonium aufgeschlossen. In den Profilen Punta Pajaros I und II und Cerro Morro lagern die Beckensedimente direkt auf und zwischen Kissenlaven (Abb. 9-3 und 9-5). Die vulkanische Aktivität im Bereich der Küstenkordillere ist im Vergleich zum übrigen Arbeitsgebiet sehr hoch.

---

**Abb. 9-2:** (nächste Seite): Profil Quebrada Chiza. Lithologie, Biostratigraphie und fazielle Auswertung der Sedimente. Legende siehe Abb. 9-3.

**Abb. 9-3:** (übernächste Seite): Zusammengesetztes Profil Punta Palomas/Pajaros. Lithologie, Biostratigraphie und fazielle Auswertung der Sedimente.





Auffällig bei der vertikalen Entwicklung der Becken-Fazies, die durch die Spikumikrite gekennzeichnet ist, ist die Bildung einer euxinischen Fazies direkt auf den Vulkaniten. Diese gehen dann, sobald keine Vulkanite zwischengeschaltet sind in gut durchlüftete Beckensedimente mit Radiolarien, Spiculae und Ammonoideen über.

Gegen Ende des Bathonium kommt es in der Küstenkordillere von Arica zu einer Verflachung des Ablagerungsraumes und zur Bildung einer Schwelle mit Biopelspariten, die bis in das Callovium anhält (Abb. 9-5, 9-6). In der Region La Yarada sind wahrscheinlich schon im unteren Bathonium Schwellensedimente aufgeschlossen auf die pyroklastische Fließablagerungen und Vulkanite folgen.

In Anlage 8 ist die sedimentäre/fazielle Entwicklung während des Bathonium tabellarisch dargestellt.

### **9.3 Callovium**

Während das Callovium (Bathonium/Callovium-Grenzbereich) im Bereich Zapiga noch durch eine Schwellensedimentation gekennzeichnet ist, sind die Sedimente im übrigen Arbeitsgebiet mit Ausnahme im Bereich Cerro Morro und La Capilla durch eine Zunahme des relativen Meeresspiegels charakterisiert (Abb. 9-4 und 9-5). In Zapiga bleibt eine Sedimentation im geschützten Bereich hinter der Barre mit Biopelspariten erhalten.

In der Quebrada Tiliviche (Abb. 9-1) werden dagegen gut durchlüftete Beckensedimente mit Radiolarien und Spiculae abgelagert. Ein Einfluß von Vulkanismus zeichnet sich in den Sedimenten nicht ab. Das Becken setzt sich bis in die Quebrada Chiza fort (Abb. 9-2). Dort ist allerdings durch den Eintrag von vulkanischem Material eine vulkanische Aktivität zu vermuten. Gegen Ende des Callovium ist das Gebiet mit der Förderung von Kissenlaven wieder im Einzugsgebiet eines Förderzentrums.

In der Küstenkordillere von Arica bleibt die Schwellensedimentation, die im oberen Bathonium einsetzte, erhalten. In La Capilla sowie am Top des Cerro Morro wird die karbonatische Sedimentation durch pyroklastische Fließablagerungen unterbrochen und setzt mit hochenergetischen Schwellensedimenten wieder ein (Abb. 9-5). In der Region La Yarada (Abb. 9-5) ist jedoch wieder eine Zunahme des relativen Meeresspiegels zu beobachten. Die Schwellensedimente des Bathonium reichen wahrscheinlich bis in das untere Callovium (Altersstellung unklar) und gehen nach einer Aufschlußlücke in Beckensedimente des Obercallovium über. In Anlage 8 ist die sedimentäre/fazielle Entwicklung während des Callovium tabellarisch dargestellt.



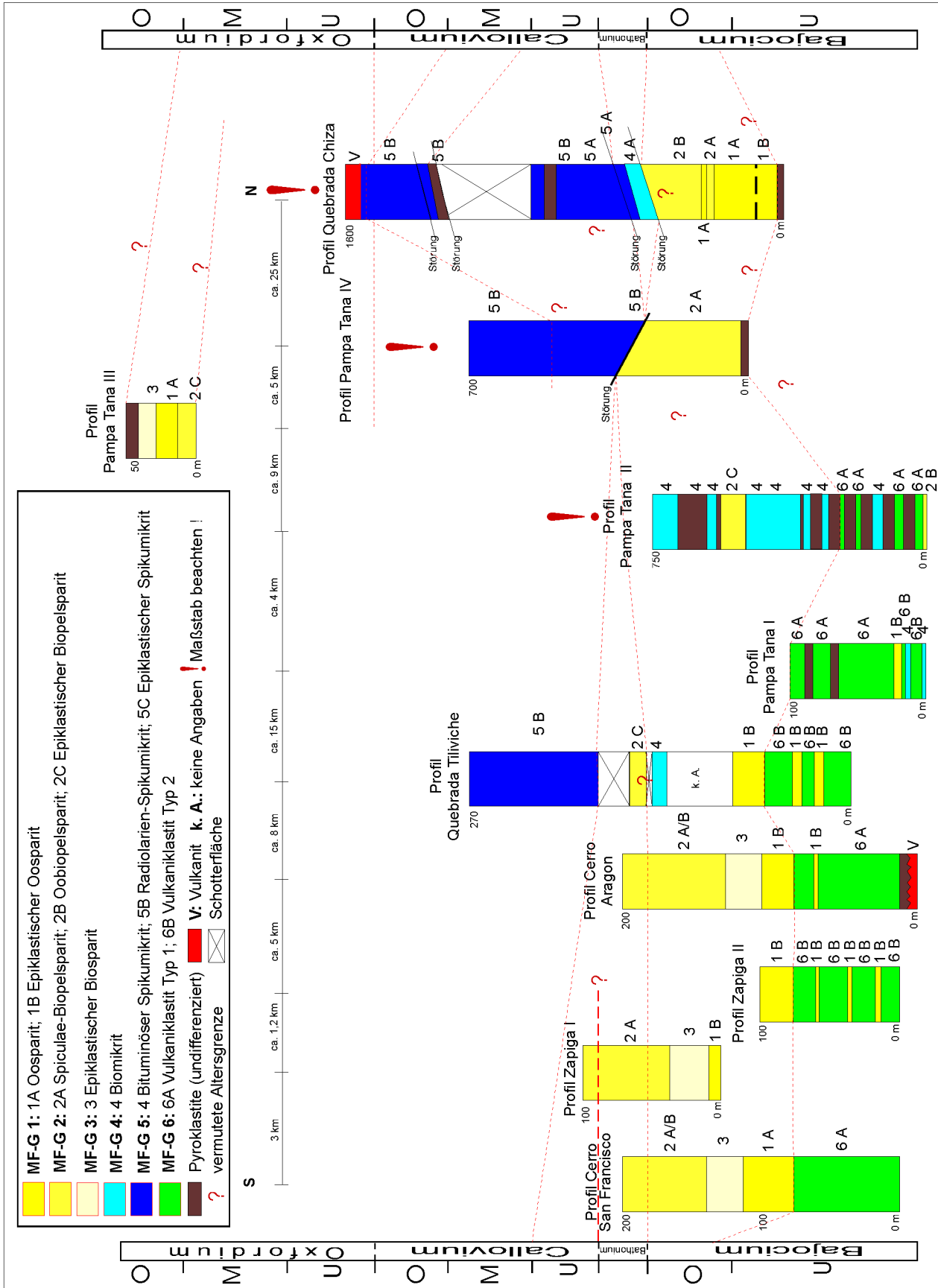


Abb. 9-4: Korrelation und vertikale Faziesentwicklung der Profile Cerro San Francisco, Zapiga I und II, Cerro Aragon, Quebrada Tiliviche, Pampa Tana I-IV und Quebrada Chiza.

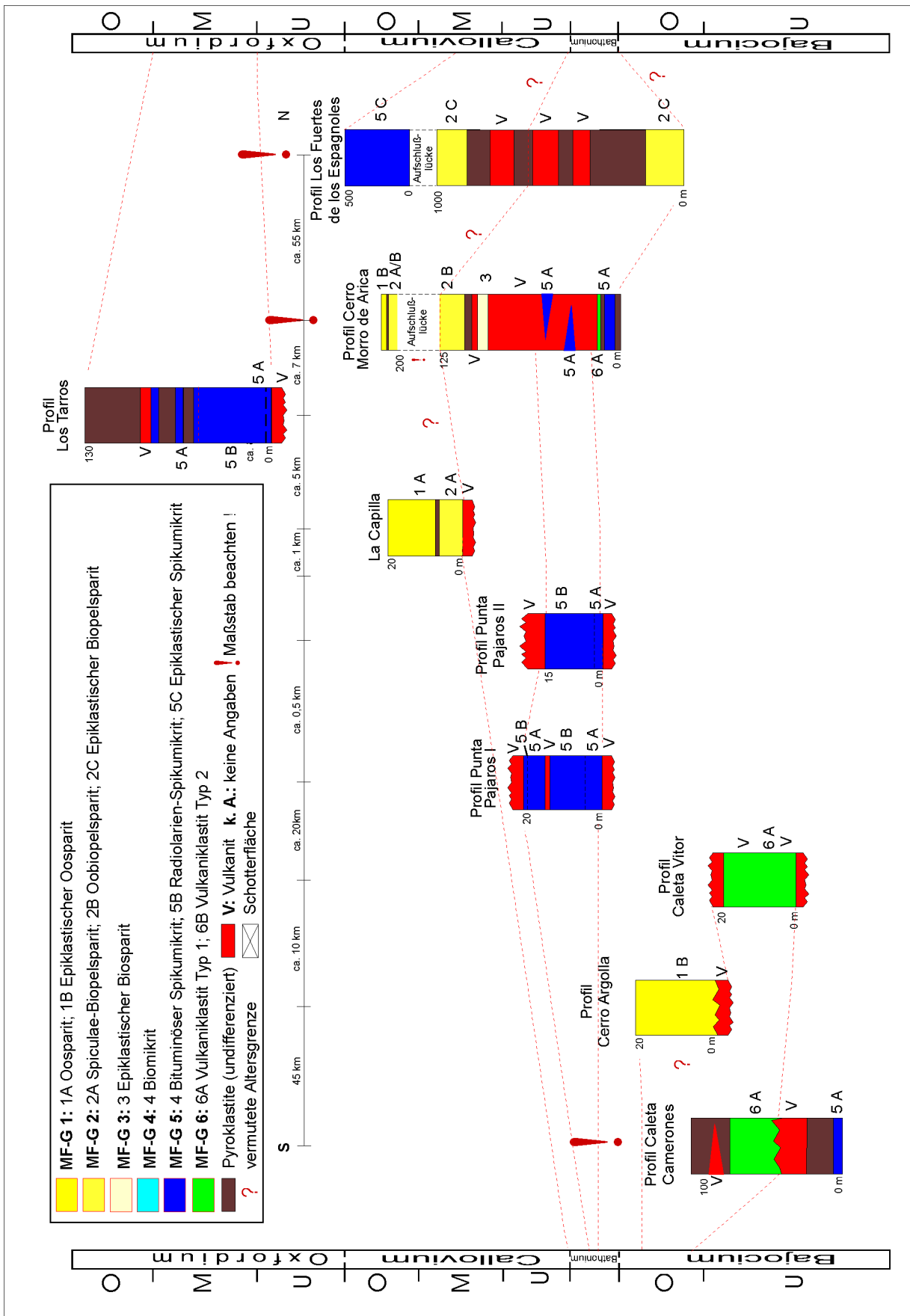


Abb. 9-5: Korrelation und vertikale Faziesentwicklung der Profile Caleta Camarones, Cerro Argolla, Caleta Vitor, Punta Pajaros I und II, La Capilla, Los Tarros, Cerro Morro und Los Fuertes de los Espagnoles

#### 9.4 Oxfordium

Das Oxfordium ist im Arbeitsgebiet nur in zwei Regionen aufgeschlossen. Im Süden (Profil Pampa Tana IV, Abb. 9-4)) stellt sich der Grenzbereich Callovium/Oxfordium in Form von Beckensedimenten dar. Dieser Ablagerungsraum läßt sich auch in der Quebrada Los Tarros (Abb. 9-5) feststellen. Hier greift jedoch der Vulkanismus in die Sedimentation des Unteroxfordium ein. Wie in den Beckensedimenten des Bathonium in der Küstenkordillere von Arica zeigen Spikumikrite, die direkt auf die Laven oder pyroklastische Fließablagerungen folgen, euxinische Bedingungen an. Die Sedimentation ab dem unteren Oberoxfordium ist durch einen Rückgang des relativen Meeresspiegels gekennzeichnet. Im Süden des Arbeitsgebietes (Profil Pampa Tana III, Abb. 9-4) kommt es wie im südlichen Anschlußgebiet von KOSSLER (1998) zur Bildung von flachmarinen Sedimenten mit Oolithbildung. Diese Regression ist im gesamten andinen Bereich zu beobachten (HILLEBRANDT et al. 2000, HALLAM 1991).

In Anlage 8 ist die sedimentäre/fazielle Entwicklung während des Oxfordium tabellarisch dargestellt.

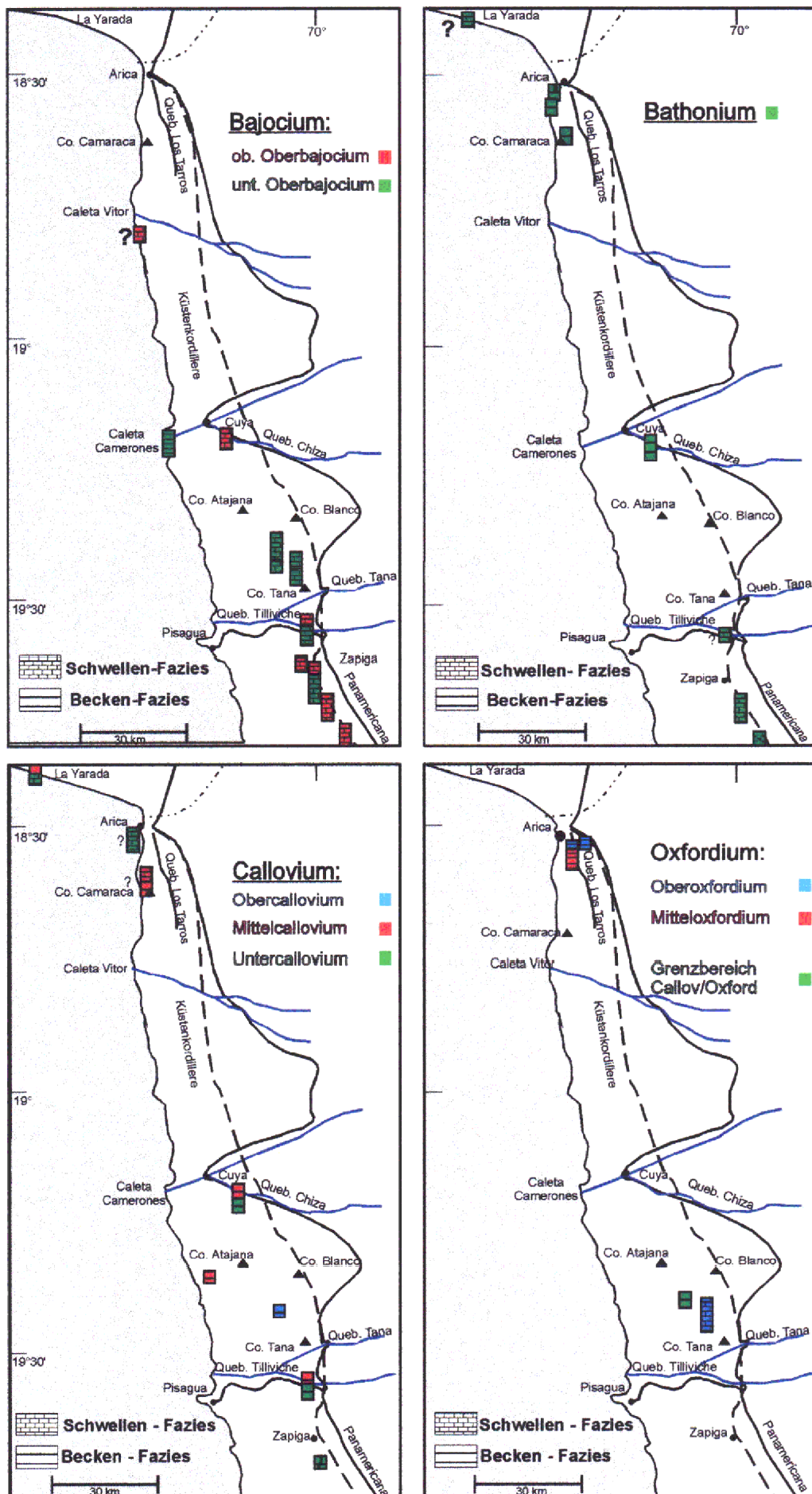
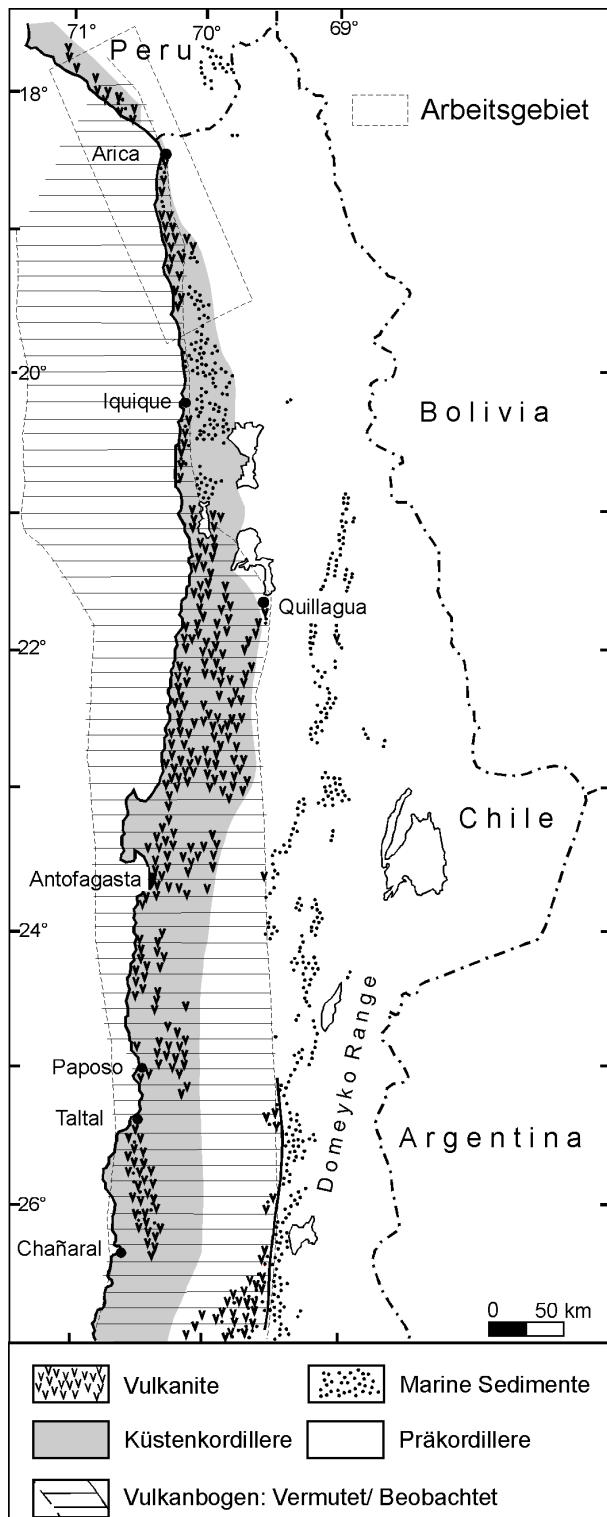


Abb. 9-6: Verteilung der Schwellen- und Becken-Fazies in Zeit und Raum.

## 10. Paläogeographie

### 10.1 Chile

Wahrscheinlich spätestens ab dem Mitteljura kommt es im Arbeitsgebiet zu mächtigen Förderungen von Deckenlaven der Oficina Viz-Formation, die bis zur Grenze Unter-/Oberjura andauern. KOSSLER (1998) vergleicht die Vulkanite der Oficina Viz-Formation



mit denen der subaerisch geförderten La Negra-Formation aus dem Gebiet von Antofagasta und gibt daher ebenso subaerische Förderbedingungen an. Nach KOSSLER (1998) erreichen die Schichtlaven eine Mindestmächtigkeit von 1.500 m. Diese Laven sind im Bereich Zapiga, im Westteil der Quebrada Tiliviche und in der Quebrada Tana (SILVA 1976) zu beobachten.

Der Beginn des Vulkanismus wird im Unterjura angenommen, weil ca. 60 km östlich von Arica mächtige rhyolithische Laven von Sedimenten des Lias überlagert werden (MUÑOZ et al. 1988). Auch KOSSLER (1998) korreliert den Vulkanismus der Oficina Viz-Formation entlang der Küstenkordillere von Iquique mit vulkanisch beeinflussten Unterjura-Sedimenten in der Präkordillere.

Während des Unter- bis Oberjura setzt die marine Sedimentation ein. Ursache dafür ist das im Osten gelegene N/S-verlaufende Backarc-Becken, das nach Westen transgrediert (HILLEBRANDT et al. 2000). Der marine Vorstoß muß zumindest bis an die heutige Küstenlinie gereicht haben, da dort (Caleta

**Abb. 10-1:** Ungefähre Lage des jurassischen Bogens sowie Verteilung der Sedimente und Vulkanite in Nordchile und Südperu (verändert nach HILLEBRANDT et al. 2000).

Camarones, Cerro Argolla, Caleta Vitor) sowie im südlichen Anschlußgebiet (KOSSLER 1998) marine Sedimente, die in Vulkanite eingeschaltet sind, beobachten werden können. Es wird eine Verbindung zum Paläo-Pazifik angenommen. Das nördlichste Bajocium-Vorkommen mit flachmarinen Schwellensedimenten wird am Cerro Argolla vermutet (Kap. 4.6). Weiter im Norden des Arbeitsgebietes sind keine Sedimente des Bajocium aufgeschlossen. Direkt an der Küste stehen Ablagerungen des Bathonium an, die nach Osten einfallen. Die Sedimentfolge muß sich unter dem Meeresspiegel westlich der Küste fortsetzen und reicht dort möglicherweise bis ins Bajocium.

Während die marinen Sedimente des Bajocium (Rotundum-Zone, unteres Oberbajocium) an der Küste (Caleta Camerones, Kap. 4.5) in Kissenlaven und Pyroklastite eingeschaltet sind, weisen zeitgleiche Sedimente in der Quebrada Chiza (Kap. 4.4) und im Bereich Zapiga (Kap. 4.1) einen vulkanfernen Charakter auf. Sie unterscheiden sich deutlich in ihrer Fazies. In der Caleta Camerones kommt es innerhalb des Vulkanbogens zu abgeschnürten Becken, in denen sich ein euxinisches Milieu ausbildet. In der östlich im Landesinnern gelegenen Quebrada Chiza weisen die Sedimente (Oolithe) des Bajocium durch ihren sehr geringen vulkanischen Eintrag einen distalen Charakter auf. Im südlichen Landesinneren bei Zapiga kommt es zu Wechsellagerungen von flachmarinen Sedimenten und Fallablagerungen, die dann in epiklastische Kalke u.a. Oolithe des oberen Oberbajocium übergehen, die auf Schwellenablagerungen mit nur geringem vulkanischen Einfluß hinweisen. Im Vergleich dazu sind 30 km weiter nördlich in der Pampa Tana (Kap. 4.3) pyroklastische Brekzien, Tuffe und eingeschaltete flachmarine Sedimente aufgeschlossen, die im Einflußbereich eines Förderzentrums abgelagert worden sein müssen. Es wird angenommen das die Schichten bis in das höhere Bajocium reichen (siehe Korrelation, Kap. 6, Abb. 6-1).

80 km nordwestlich der Pampa Tana sind am Cerro Argolla (Kap. 4.6) wieder flachmarine, vulkanferne Schwellenkalke aufgeschlossen, die mit den Sedimenten des höheren Oberbajocium aus der Quebrada Chiza und Zapiga korreliert werden.

Innerhalb des Oberbajocium kann für den Bereich Zapiga, Quebrada Tiliviche und Quebrada Chiza ein regressiver Trend beobachtet werden. Dieser Trend geht mit der von HALLAM (1991) für den andinen Raum beschriebene Regression ab dem oberen Bajocium einher.

Im Verlauf des Bathonium kommt es durch Anstieg des Meeresspiegels zur Ablagerung von dunklen, feinschichtigen Kalklutiten, die als Stillwasser-Fazies interpretiert werden. Auch KOSSLER (1998) stellt diese Faziesänderung für den südlichen Teil des Anschlußgebietes fest. Dieser Anstieg läßt sich auch in der von ARDILL et al. (1998) entworfenen relativen Meeresspiegelschwankungs-Kurve für Nordchile beobachten. Er ist mit dem globalen

eustatischen Meeresspiegelanstieg korrelierbar (HALLAM 1988). Im Süden des Arbeitsgebietes (Zapiga, Quebrada Tiliviche) bleibt die flachmarine Schwellen-Fazies erhalten und ein unmittelbarer Einfluß von Vulkanismus ist nicht zu beobachten. Die Schwellen-Fazies wird auch noch im Nordteil (Region Negreiros) des südlichen Anschlußgebiet von KOSSLER (1998) beobachtet, die nach Süden in Stillwasser-Sedimente übergehen. Die Schwelle muß somit eine minimale N-S-Dimension von 40 km gehabt haben. Während die Schwellensedimente im Landesinnern einen distalen Charakter zeigen, sind die Stillwasser-Sedimente an der Küste von Arica in Kissenlaven eingeschaltet. Diese gehen in Deckenlaven über, was auf die Nähe eines Förderzentrums innerhalb des vulkanischen Bogens deutet. Im Bereich der Quebrada Camerones und der Quebrada Chiza bildeten sich schlecht durchlüftete, eingeschnürte Becken, die durch eine euxinische Fazies gekennzeichnet sind. Gegen Ende des Bathonium setzt im Gegensatz zum Süden im Norden eine Schwellensedimentation ein, die bis in das Callovium besteht (Tab. 8-2). HALLAM (1991) beschreibt einen regressiven Trend für den andinen Raum im Bathonium. Die Flachwassersedimente im Bereich von Arica stellen jedoch nur eine lokale Entwicklung dar und werden somit als Folge von Hebung interpretiert. Im Norden (La Yarada Peru) ist die Sedimentation wieder durch Beckensedimente gekennzeichnet.

Während des Callovium bleibt der Meeresspiegelstand im Untersuchungsgebiet unverändert. Den gleichen Trend beschreiben KOSSLER (1998) und ARDILL et al. (1998) aus ihren Arbeitsgebieten. Nur im Bereich des Cerro Morro de Arica weisen flachmarine Kalkarenite auf eine lokale Schwelle hin. Diese Schwellen-Becken-Morphologie wird wie im Bajocium und Bathonium auf vulkano-tektonische Prozesse zurückgeführt.

In der Quebrada Chiza sind andesitische Laven aufgeschlossen, die auf Stillwasser-Sedimente des Mittelcallovium folgen. Diese Laven geben die maximale Osterstreckung des Vulkanbogens im Arbeitsgebiet an.

Im Grenzbereich Callovium/Oxfordium, der in der Pampa Tana aufgeschlossen ist, ist die Sedimentation weiterhin durch eine Stillwasserfazies geprägt.

Im Oxfordium sind Laven und vulkaniklastische Sedimente im Bereich von Arica (Quebrada Los Tarros) bis in das untere Mitteloxfordium aufgeschlossen. Die darüberlagernde Stillwasserfazies reicht zumindest bis in die Bimammatum-Zone. Am Top dieser marinen Folge beweisen Deckenlaven erstmals –wie schon von KOSSLER (1998) vermutet– das Anhalten der vulkanischen Tätigkeit in Nordchile während des Oxfordium (WITTMANN 1999a). Zeitgleich kommt es im östlich gelegenen Backarc-Becken im Bereich des heutigen oberen Halbgrabens zur Bildung von Becken-Sedimenten, die im Laufe des Oberjura

(Kimmeridgium bis Tithonium) in küstennahe bis ?kontinentale Sedimente der Kreide (Neokom) übergehen (Formation Livilcar, MUÑOZ et al., 1988). Ähnlich verhält es sich im Süden des Backarc-Beckens im Bereich der Quebrada Juan de Morales (20°12'S, in der Präkordillere). GALLI OLIVIER (1968) beschreibt eine Schichtenfolge, die im Callovium einsetzt (Formation Duplijsa) und zumindest in den Oberjura (Formation Chacarilla) reicht. Auch dort ist der Oberjura/?Unterkreide durch küstennahe, terrigen beeinflusste Sedimente mit Pflanzenresten gekennzeichnet. Zusätzlich werden aus diesem Gebiet nicht näher beschriebene Repichnia von Reptilien (Dinosaurier) aufgeführt. Höheres Oxfordium (Oberoxfordium) wird auch im Süden des Arbeitsgebietes vermutet (Profil Pampa Tana III). Bis auf wenige Fragmente von Perisphinctidae läßt sich nur ein lithologischer Vergleich mit den flachmarinen Plattformkalken der Huantajaya Formation (KOSSLER 1998) feststellen, die auf einen Rückgang des Meeresspiegel hinweisen. Diese Regression findet nur im andinen Bereich statt und wird auf vulkano-tektonische Prozesse zurückgeführt (HILLEBRANDT et al. 2000).

Gegen Ende des Jura kommt es im Bereich der Küstenkordillere im Gegensatz zum Backarc-Becken im oberen Halbgraben und in der nördlichen Präkordillere zur Unterbrechung der Sedimentation. Im Bereich des Cerro Atajaña lagern kretazische Vulkanite und kontinentale Sedimente diskordant auf den jurassischen Sedimenten. Im Verlauf der Unterkreide (Hauterive-Albium) geht die kontinentale Sedimentation in eine marine Flachwasser-Sedimentation über (MUZZIO et al.1988).

## 10.2 Peru

Vom ?Unterjura bis zum Bathonium wurden entlang der Küstenkordillere von Südperu im Bereich von La Yarada andesitische Laven (Formation Chocolate) gefördert. Diese Laven lassen sich nach NW bis Ilo verfolgen, wo sie sowohl -wie beobachtet- diskordant auf dem paläozoischen Grundgebirge als auch diskordant auf triassischen Schichten und Vulkaniten der Formation Grupo Yamayo (NARVAREZ & GARCIA 1962) lagern. Die Mächtigkeiten schwanken zwischen 1.500-3.000 m (VICENTE 1981). Diese Laven werden ebenso wie die zeitgleichen Laven in Nordchile als Förderprodukte eines kontinentalen Vulkanbogens interpretiert (JAMES et al. 1971, VICENTE et al. 1982, JAILLARD et al. 1990, ROSAS et al. 1996).

Ein Beginn des Vulkanismus wird im Unterjura angenommen, da in der Küstenkordillere südöstlich von Chala (15°52') Vulkanite der Formation Chocolate aufgeschlossen sind, in die marine Sedimente mit Fossilien des Lias eingeschaltet sind (OLCHAUSKI 1980). ROMERO et al.



(1995) geben ebenfalls Fossilien aus diesem Gebiet an, die aufgrund der Gattung *Weyla* in den unteren Lias gestellt werden. Auch sind in der Westkordillere im NE von Tacna ( bei Palca) Vulkanite der Junerata Formation aufgeschlossen, die mit den Vulkaniten der Formation Chocolate vergleichbar sind. Diese Vulkanite werden von Sedimenten mit Ammonoideen und Pelecypoden des Sinemurium bis unteren Toarcium diskordant überlagert (Formation Pelado, WILSON & GARCIA 1962). Stratigraphisch lassen sich dort die Schichten vom Sinemurium bis in die Unterkreide ohne erkennbare Schichtunterbrechung verfolgen.

In der Umgebung von Arequipa (16°20'S, Westkordillere) werden die Vulkanite der Formation Chocolate auch von Sedimenten mit Korallen und Ammonoideen des Sinemurium diskordant überlagert (VICENTE 1981).

Zumindest ab dem Bathonium transgrediert das Backarc-Meer von Osten kommend und erreicht die heutige Küstenlinie im Bereich des Untersuchungsgebiets. Es kommt zur Bildung von Ablagerungen der Formation Guaneros. ROMEUF et al. 1993 geben das Bajocium für das Einsetzen der Formation Guaneros an. Eigene Untersuchungen konnten jedoch marine Faunen des Bajocium nicht belegen. Die marine Sedimentation setzt mit vulkaniklastischen Sedimenten und eingeschalteten andesitischen Laven, die in dunkle Kalklutite übergehen, ein. Nur das Mittelcallovium konnte sicher in diesen Sedimenten nachgewiesen werden. Es handelt sich dabei um eine Stillwasserfazies mit zum Teil bituminösem Charakter, die bis weit in die Westkordillere verfolgt werden kann (JAILLARD et al. 1990). Nach VICENTE (1981) beträgt die Gesamtmächtigkeit der Guaneros Formation 3000 m. JAILLARD et al. (1990) geben für die Formation eine stratigraphische Reichweite vom Bathonium bis zum Oxfordium an. Da im Rahmen der Untersuchungen nur der untere und mittlere Teil der Guaneros Formation untersucht worden sind, ist eine Reichweite bis in das Oxfordium denkbar.

Die vulkano-sedimentären Ablagerungen der Guaneros-Formation beweisen, daß sich der jurassische Vulkanbogen von Nordchile mit einer Richtungsänderung von NNW nach NW jedoch küstenparallel nach Südperu fortsetzt.

## 11. Zusammenfassung

Der Jura (Mittel- und Oberjura) in der Küstenkordillere von Nordchile sowie von Südperu zeichnet sich durch flachmarine Sedimente aus, die zusammen mit lokal eingeschalteten andesitischen Laven und weitverbreiteten Vulkaniklastiten in einem Ablagerungsraum gebildet wurden, der als Ostrand des jurassischen Vulkanbogens im Übergang zum Backarc-Becken interpretiert wird. Seit Beginn des ?Untejura wurde mit der Förderung von mächtigen Basalto-Andesiten der Oficina Viz- und der Chocolate-Formation der Sockel für eine subaerische „Vulkanlandschaft“ gebildet, der sich während der Transgression im Bajocium zu einem marinen Vulkanschelf entwickelte. Dieser Vulkanschelf ist durch eine vulkano-tektonisch bedingte Schwellen- und Becken-Morphologie gekennzeichnet. Anhand von sechs Mikrofazies-Gruppen wurden diese Ablagerungsräume weiter differenziert, so daß für den jurassischen Sedimentationsraum ein dynamisches Ablagerungsmodell abgeleitet werden kann. Der Vulkanschelf läßt sich in Untiefen (Oolithbarren), normalmarin geschützte Buchten und offene, flachmarine Bereiche und Becken (zum Teil euxinisch) gliedern. Im Verlauf des Jura zeigen die Sedimente hauptsächlich einen transgressiven Trend an. In Phasen mit aktivem Vulkanismus greift dieser in die Vulkanschelfsedimentation ein und führt zu mächtigen vulkaniklastischen Ablagerungen. Während des oberen Bajocium läßt sich eine Regression beobachten, die bis in das Bathonium anhält. Im Laufe des Bathonium bis in das Callovium steigt der relative Meeresspiegel wieder. Lokale Schwellensedimentation wird auf vulkano-tektonische Ereignisse (Hebung) zurückgeführt. Erstmalig wurde Vulkanismus im Oxfordium biostratigraphisch nachgewiesen. Während des oberen Oxfordium kommt es zu einer erneuten Regression, die über weite Teile des zentralandinen Bereichs zu beobachten ist. Die jurassische Sedimentation endet in der Küstenkordillere im Oberoxfordium mit einem Hiatus gegenüber kretazischen Vulkaniten und Sedimenten.

Die Diversität der marinen Fauna ist im Vergleich zu normalen Schelfsedimenten sehr gering, was durch den lebensfeindlichen Einfluß des Vulkanismus auf den Lebensraum verursacht sein dürfte ist. Der Sedimentationsraum ist durch eine flachmarine, tropisch bis subtropische Faunenassoziation gekennzeichnet. Neben dem massenhaften Auftreten von Schwammnadeln in den tieferen Bereichen des Flachmeerbeckens, werden erstmals Radiolarien-Faunen für den Jura in Chile vorgestellt. Zur Altersdatierung wurden hauptsächlich Ammonoideen herangezogen.

Eine tabellarische Zusammenfassung der biostratigraphisch relevanten Fauna und der Fazies vom Bajocium bis zum Oxfordium ist in den Abbildungen 11-1 bis 11-4 dargestellt.

		Fauna	Fazies	
			W	E
	<b>oberes Oberbajocium</b>	Gryphaeen, Ostreen, Korallen, Serpuliden		energetisch-gemäßigtes Flachmarin
<b>Bajocium</b>	<b>Rotundum-Zone</b> (unteres Oberbajocium)	<i>Lupherites</i> cf. <i>dehmi</i> , <i>Spiroceras orbigny</i> , <i>Teloceras</i> , <i>Megasphaeroceras</i> , <i>?Rhynchonella caracolensis</i> , <i>Loboidothyris perovalis</i> , <i>Vaugonia</i> , <i>Myophorella</i> , <i>Pinna</i> , <i>Trigonia stelzneri</i> , <i>Astarte</i> , <i>Montlivaltia</i>		bewegtes Flachwasser (vulkaniklastisch) Konglomerate
	<b>Humphriesianum-bis Rotundum-Zone</b> (ob. Unterbajocium bis unt. Oberbajocium)	<i>Myophorella</i> , <i>Vaugonia</i> , <i>Entolium</i> , <i>Astarte</i> , <i>Nerineen</i> , <i>Montlivaltia</i>		? Vulkaniklastite

Abb. 11-1: Fauna und Fazies des Bajocium in der Übersicht (Nordchile).

	Fauna	Fazies	
		S	N
<b>Bathonium</b>	<i>Eurycephalitinae</i> , <i>Lilloetia</i> cf. <i>steinmanni</i> , <i>Cadomites (Polyplectites)</i> , <i>Xenocephalites</i> , <i>?Choffatia</i> , <i>Oppeliidae</i> , <i>Phlycticeras mexicanum</i> , <i>Bositra buchii</i>		bewegtes Flachmarin Vulkanite Stillwasser Vulkanite

Abb. 11-2: Fauna und Fazies des Bathonium in der Übersicht (Nordchile und Südperu).

	Fauna	Fazies	
		S	N
<b>Callovium</b>	<i>Euaspidoceras</i> , <i>Rehmannia</i> , <i>Reineckeinae</i> , <i>Rursiceras</i> , <i>Hecticoceras (S.) singulicostatum</i> , <i>Hecticoceras (Z.)</i> cf. <i>atakamense</i> ; <i>Xenocephalites gottschei</i> , <i>Neuqueniceras (F.) bodembenderi</i> , <i>Neuqueniceratinae</i>		Vulkanite Stillwasser bewegtes Flachmarin

Abb. 11-3: Fauna und Fazies des Callovium in der Übersicht (Nordchile und Südperu).

	Fauna	Fazies	
		S	N
<b>Oxfordium</b>	<i>Lithacosphinctes</i> , <i>Glochiceras</i> , <i>Passendorferia</i> , <i>Euaspidoceras</i> , <i>Gregoryceras</i> , <i>Gregoryceras (G.)</i> aff. <i>riazi</i> , <i>Gregoryceras (G.)</i> cf. <i>transversarium</i> , <i>Gregoryceras (G.) chongi</i> , <i>Campylites</i> , <i>Caracoliceras</i>		Vulkanite Stillwasser

Abb. 11-4: Fauna und Fazies des Oxfordium in der Übersicht (Nordchile).

---

## 12. Literaturverzeichnis

- ADAMS, A.E., MACKENZIE, W.S. & GUILFORD, C. (1987): Atlas of sedimentary rocks under the microscope.- 104 S.; Longman Scientific & Technical, Essex.
- ALI, O.E. (1977): Jurassic hazards to coral growth (Correspondence).- Geological Magazine, **114**: 63-64.
- ALVAREZ, P.P. (1996): Jurassic Ammonite Assemblages and Zones of the Principal Cordillera of San Juan, Argentina.- GeoResearch Forum, **1-2**: 45-54; Transtec Publications, Schweiz.
- ARDILL, J., FLINT, S., CHONG, G. & WILKE, H. (1998): Sequence stratigraphy of the Mesozoic Domeyko Basin, northern Chile.- Journ. Geol. Soc. London, **155**: 71-88.
- ARKELL, W.J. (1956): Jurassic Geology of the World.- 806 S.; Oliver and Boyd LTD., Edinburgh.
- ARKELL, W.J. (1957a): Aptychi.- In: MOORE, R.C. (Hrsg.): Treatise on invertebrate paleontology.- Part L, Mollusca, **4**: 80-490; (Kansas Univ. Press), Kansas.
- ARKELL, W.J., KUMMEL, B. & WRIGHT, C.W. (1957b): Mesozoic ammonoidea.- In: MOORE, R.C. (Hrsg.): Treatise on invertebrate paleontology.- Part L, Mollusca, **4**: 437-465; (Kansas Univ. Press), Kansas.
- AUBOIN, J., BORELLO, A.V., CECIONI, G., CHARRIER, R., CHOTIN, P., FRUTOS, J., THIELE, R. & VICENTE, J.-C. (1973): Esquisse paléogéographique et structurale des Andes Méridionales.- Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique (2), **15 (1-2)**: 11-72; Masson et Cie Éditeurs, Paris.
- AUDEBAUD, E., CAPDEVILA, R., DALMAYRAC, B., DEBELMAS, J., LAUBACHER, G., LEFEVRE, C., MAROCCO, R., MARTINEZ, C., MATTAUER, M., MÉGARD, F., PAREDES, J. & TOMASI, P. (1973): Les traits géologiques essentiels des Andes Centrales (Pérou-Bolivie).- Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique (2), **15 (1-2)**: 73-114; Masson et Cie Éditeurs, Paris.
- AUGUSTITHIS, S.S. (1982): Atlas of Sphaeroidal Textures and Structures and their Genetic Significance.- 329 S.; Theophrastus Publications, Athens.
- BAHLBURG, H. (1991): The Ordovician back-arc to foreland successor basin in the Argentinian-Chilean Puna: tectono-sedimentary trends and sea-level changes.- In: MACDONALD, D.I.M. (Hrsg.): Sedimentation, Tectonics and Eustasy – Sea-level Changes at Active Margins.- Spec. Publ. Int. Ass. Sediment., **12**: 465-484; Blackwell.
- BAHLBURG, H. & BREITKREUZ, C. (1991): Paleozoic evolution of active margin basins in the southern Central Andes.- Journ. South Am. Earth Science, **4**: 171-188.
- BALLENT, S.C. (1997): *Lenticulina quenstedti* (GUMBEL) (Protista.Foraminifera) from the Middle Jurassic of western Argentina.- Ameghiniana, **34 (4)**: 453-460; Elsevier.

- BARTSCH, V.: Geochemie und Vulkanologie an triassischen und jurassischen Vulkaniten in Nordchile.- Diss. in Vorb.
- BATHURST, R.G.C. (1966): Boring algae, micrite envelopes and lithification of molluscan biosparites.- *Geol. Journ.*, **5**: 15-32.
- BAUMGARTNER, P.O. (1980): Late Jurassic Hagiastriidae and Patulibracchidae (Radiolaria) from the Argolis Peninsula (Peloponnesus, Greece).- *Micropaleontology*, **26 (3)**: 274-322; New York.
- BAUMGARTNER, P.O. (1984): A Middle Jurassic-Early Cretaceous low-latitude radiolarian zonation based on unitary associations and age of Tethyan radiolarites.- *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **77 (3)**: 729-837.
- BEBIOLKA, A.: Trias und Jura in der Küstenkordillere zwischen Taltal und Chañaral, Nordchile.- Diss. in Vorb
- BELLIDO, E. & NARVAEZ, S. (1960): Geología del cuadrángulo de Atico.- Comisión de la Carta Geológica Nacional, Bol., **2**: 59 S.; Lima.
- BERQUIST, P.R. (1978): Sponges.-268 S.; (University of California Press), Berkeley.
- BIESE, W.A. (1957): Zur Verbreitung des marinen Jura im chilenischen Raum der andinen Geosynklinale.- *Geol. Rundschau*, **45 (3)**: 877-918; Stuttgart.
- BRACHERT, T.C. (1986): Kontinuierliche und diskontinuierliche Sedimentation im süddeutschen Oberjura (unteres Kimmerigide; Ludwag/Oberfranken, Nördliche Frankenalb).- *Facies*, **(15)**: 233-284; Erlangen.
- BREITKREUZ, C. & ZEIL, W. (1994): The late carboniferous to Triassic volcanic belt in Northern Chile.- In: REUTTER, K.J., SCHEUBER, E. & WIGGER, P. (Hrsg.): *Tectonics of the Southern Central Andes*.- S. 277-292; Springer, Berlin.
- BRIEN, P., LÉVI, C., SARÀ, M., TUZET, O. & VACELET, J. (1973): Spongiaires. Anatomie, Physiologie, Systématique, Écologie.- In: GRASSÉ, P.P. (Hrsg.): *Traité de Zoologie. Anatomie, Systématique, Biologie*.- Vol. **III (1)**: 716 S.; Masson et Cie Éditeurs, Paris.
- BRUHN, R.L., STERN, C.R. & DE WITT, M.J. (1978): Field and geochemical data bearing on the development of a Mesozoic Volcano-Tectonic Rift Zone and Back-Arc Basin in Southernmost South America.- *Earth and Planetary Sci. Letters*, **41**: 32-45; Elsevier.
- BUSBY-SPERA, C.J. (1988): Evolution of a Middle Jurassic back-arc basin, Cedros Island, Baja California: Evidence from a marine volcanoclastic apron.- *Geol. Soc. Am. Bull.*, **(100)**: 218-233.
- BYERS, C.W. (1977): Biofacies patterns in euxinic basins: a general model.- In: COOK, H.E. & ENOS, P. (Hrsg.): *Deep-water carbonate environments*.- *SEPM, Spec. Pub.*, **25**: 5-17.

- 
- CAROZZI, A.V. (1972): Microscopic sedimentary petrography.- 485 S.; Kringer Publishing, Huntington, New York.
- CARTER, E.S., CAMERON, B.E.B. & SMITH, P.L. (1988): Lower and Middle Jurassic Radiolarian; Biostratigraphy and Systematic; Paleontology, Queen Charlotte Islands, British Columbia.- Geol. Survey Canada, Bull., **386**: 109 S.; Kanada.
- CAS, R.A.F. & WRIGHT, J.V. (1987): Volcanic Successions. Modern and Ancient. A geological approach to processes, products and successions.- 528 S.; Allen & Unwin, London.
- CAS, R.A.F. & BUSBY-SPERA, C. (1991): Volcaniclastic Sedimentation.- Sedimentary Geology, Spec. Issue, **74 (1-4)**: 362 S.; Elsevier.
- CECIONI, G. & GARCÍA, F. (1960a): Observaciones Geológicas en la Cordillera de la Costa de Tarapacá.- Instituto de Investigaciones Geológicas Chile; Bol., **6**: 28 S.; Santiago de Chile.
- CECIONI, G. & GARCÍA, F. (1960b): Stratigraphy of Coastal Range in Tarapacá Province, Chile.- Bull., Am. Assoc. Petrol. Geol., **44**: 1609-1620.
- COBBING, E.J. (1978): The Andean geosyncline in Peru, and its distinction from Alpine geosynclines.- Journ. geol. Soc. London, (**135**): 207-218.
- COIRA, B., DAVIDSON, J., MPODOZIS, C. & RAMOS, V. (1982): Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile.- Earth. Sci. Rev., **18**: 303-332.
- CORVALÁN D.J. (1967): Evidencias Paleontológicas para el Bajociano Superior y Bathoniano marinos en Chile.- Resumen Jornadas anuales de Trabajo, Instituto de Investigaciones Geológicas, S. 8-10; Santiago.
- DALLMEYER, R.D., BROWN, M., GROCCOTT, J., TAYLOR, G.K. & TRELOAR, P.J (1996): Mesozoic magmatic and tectonic events within the Andean plate boundary zone, 26°-27°30' S, North Chile: Constraints from <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar mineral ages.- Journal of Geology, **104**: 19-40; Chicago.
- DERIN, B. & REISS, Z. (1966): Jurassic microfacies in Israel.- The Israel Institute of Petroleum Special Publication.
- DIETL, G. (1988): Der Hamiten-Ton (Ober-Bajocium, Mittl. Jura) in Bauaufschlüssen der neuen Bundesautobahn A8, Streckenabschnitt Aichelberg-Gruibingen.- Jh. Ges. Naturkde. Württemberg, **143**: 59-77; Stuttgart.
- DOUGLAS, J.A. (1914): Geological sections through the Andes of Peru and Bolivia. I - from the Coast of Arica in the North of Chile to the La Paz and the Bolivian „Yungas“.- Quart. Journ. Geol. Soc. London , **277**: 1-53.
- DRAGASTAN, O., RICHTER, D.K., KUBE, B., POPA, M., SARBU, A. & CIUGULEA, I. (1997): A new family of Paleo-Mesozoic calcareous green siphons-Algae (Order

- 
- Bryopsidales, Class Bryopsidophyceae, phylum Siphonophyta).- *Revista Española de Micropaleontología*, **30** (1): 59-101; Madrid.
- DRAGASTAN, O., RICHTER, D., K., GIESLICH, H. & KUBE, B. (1998): Environmental significance of some Mesozoic „Porostromata“ Calcareous Algae.- *Revista Española de Micropaleontología*, **29** (1): 69-135; Madrid.
- DUNHAM, R.J. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture.- In: HAM, W. E. (Hrsg.): Classification of carbonate rocks.- *Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, **1**: 108-121.
- DUPRAZ, C. & STRASSER, A. (1999): Microbialites and Micro-encrusters in Shallow Coral Bioherms (Middle to Late Oxfordian, Swiss Jura Mountains).- *Facies*, (40): 101-130; Erlangen.
- EHRlichMANN, R. (1996): Der jurassische bis unterkretazische Vulkanismus der Küstenkordillere von Iquique, Nordchile.- *Arbeitsbericht (unveröffentl.)*, SFB 267, TP 1 A, TU-Berlin.
- EINSELE, G. (1992): *Sedimentary Basins. Evolution, Facies, and Sediment Budget.*- 628 S.; Springer Verlag
- EMBRY, A.F. & KLOVAN, J.E. (1972): Absolute water depth limits of late Devonian paleocological zones.- *Geol. Rdsch.*, **61**: 672-686; Stuttgart.
- ESCUTTI ORREGO, A. (1908): Fósiles del Morro de Arica.- *Bol. del Museo Nacional de Chile*, Tomo I, **5**: 71-74; Santiago.
- FACKLER-ADAMS, B.N., BUSBY, C.J. & MATTINSON, J.M. (1997): Jurassic magmatism and sedimentation in the Palen Mountains, southeastern California: implications for regional tectonic controls on the Mesozoic continental arc.- *Geol. Soc. Am. Bull.*, **109** (11): 1464-1484.
- FARQUHARSON, G.W., HAMER, R.D. & INESON, J.R. (1984): Proximal volcanoclastic sedimentation in a cretaceous back-arc basin, northern Antarctic Peninsula.- In: KOKELAAR, B. P. & HOWELLS, M.F. (Hrsg.): *Marginal Basin Geology.*- *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, **16**: 219-229; Blackwell, Oxford.
- FISHER, R.V. (1961): Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks.- *Geol. Soc. Am. Bull.*, **72**: 1409-1414.
- FISHER, R.V. & SCHMINCKE, H.-U. (1984): *Pyroclastic Rocks.*- 471 S.; 399 Figs.; Springer-Verlag Berlin.
- FISHER, R.V. & SCHMITH, G.A. (1991): *Sedimentation in Volcanic Settings.*- *SEPM, Spec. Pub.* (45): 257 S.; Tulsa, Oklahoma.
- FISHER, R.V. & SCHMINCKE, H.-U. (1994): Volcanoclastic sediment transport and deposition.- In: PYE, K. (Hrsg.): *Sediment Transport and Depositional Processes.*- S. 351-388; Blackwell, Oxford.

- 
- FLINT, S., TURNER, P. & JOLLEY, E.J. (1991): Depositional architecture of Quaternary fan-delta deposits of the Andean fore-arc: relative sea-level changes as a response to aseismic ridge subduction.- In: MACDONALD, D.I.M. (Hrsg.): Sedimentation, tectonics and eustasy.- Spec. Publ. Int. Ass. Sediment. , **12**: 91-104; Oxford.
- FLÜGEL, E.(1977): Verkalkungsmuster porostromater Algen aus dem Malm der Südlichen Frankenalb.- Geol. Bl. NO-Bayern, **27 (3/4)**: 131-140; Erlangen.
- FLÜGEL, E.(1982): Microfacies analysis of limestones.- 634 S., 78 Fig., Springer Verlag; Berlin, Heidelberg, New York.
- FLÜGEL, E. (1985): Fazies-Lexikon. Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Karbonatgesteinen (Faziesanalyse und Faziesmodelle).- Arbeitsunterlagen, Interuniversitärer Kompaktkurs, 62 S.; Inst. f. Pal., Universität Erlangen.
- FOLK, R.L. (1959): Practical petrographic classification of limestones.- Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., **43**: 1-38.
- FOLK, R.L. (1962): Spectral subdivision of Limestones types.- Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem., **1**: 62-84; Tulsa.
- FORBES, D. (1860): On the Geology of Bolivia & Southern Peru.- Quart. Journ. Geol. Soc. London, Part. I, **17**: 7-62; London.
- FOREMAN, H.P. (1973): Radiolarian from the DSDP Leg 20.- In: HEEZEN, B.C. et al. (Hrsg.): Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, **20**: 249-305; Washington D.C., U.S. Government Printing Office.
- FREY, R.W., PEMBERTON, G. & SAUNDERS, T.D.A. (1990): Ichnofacies and Bathymetry: A passive relationship.- Journ. Paleont., **64 (1)**: 155-158.
- FÜCHTBAUER, H. & RICHTER, D.K. (1988): Karbonatgesteine.- In: FÜCHTBAUER (Hrsg.): Sedimente und Sedimentgesteine. Sediment-Petrologie II.- 4. Aufl., 233-434; Schweizerbart, Stuttgart.
- FÜRSICH, F.T. (1998): Environmental Distribution of Trace Fossils in the Jurassic of Kachh (Western India).- Facies, **39**: 243-272; Erlangen.
- GALÁCZ, A. (1980): Bajocian and Bathonian Ammonites of Gyenespuszta Bakony Mts., Hungary.- Geologica Hungarica, Series Palaeontologica, **39**: 199 S.; Institutum Geologicum Hungaricum, Budapestini.
- GALLI OLIVIER, C. (1968): Carta Geológica de Chile. Cuadrángulo Juan de Morales, Provincia de Tarapacá. Escala 1: 50.000.- Instituto de Investigaciones Geológicas, **18**: 53 S.; Chile.
- GALLIEGO, O.F. & COVACEVICH, V. (1998): Conchostracos triásico de las regiones de Antofagasta, Atacama, y Coquimbo, Chile.- Revista Geologica de Chile, **25 (2)**: 115-139; Santiago.



- GARCÍA, F.A. (1967): Geología del Norte grande de Chile.- Sociedad Geología de Chile, Symposium sobre el geosynclinal andino 1962, **3**:183 S.; Santiago de Chile.
- GERTH, H. (1932-35): Geologie Südamerikas.-389 S.; Bornträger, Berlin.
- GRADSTEIN, F.M., AGTERBERG, F.P., OGG, J.G., HARDENBOL, J., VEEN, P. VAN, THIERRY, J. & HUANG, Z. (1994): A Mesozoic time scale.- Journ. Geophysical Research, **99**: 24,051-24,074; Washington, D.C.
- GRAMANN, F. (1962): Schwamm-Rhaxen und Schwamm-Gesteine (Spongiolithe, Spiculite) aus dem Oxford NW-Deutschland.- Geol. Jb., **80**: 213-220; Hannover.
- GRIMM, P., SCHMIDT-EFFING, R. & SUZUKI, H. (in Vorb.): Biostratigraphie und Radiolarien aus dem Sinemurium des Utcubamba-Tals (N-Peru).-
- GRÖSCHKE, M. (1996): Zwei neue Ammoniten der Gattung *Iniskinites* aus dem Bathonium (Mitteljura) von Nordchile.- N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **3**: 140-146; Stuttgart.
- GRÖSCHKE, M. & PRINZ, P. (1986): Geologische Untersuchungen in der nordchilenischen Präkordillere bei 22° S. N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **7**: 418-430; Stuttgart.
- GRÖSCHKE, M. & HILLEBRANDT, A. v. (1993): Die paläobiogeographischen Beziehungen zwischen Nordchile und Europa im mittleren Jura.- Geol. Bl. NO-Bayern, **43(1-3)**: 57-72; Erlangen.
- GRÖSCHKE, M. & HILLEBRANDT, A. v. (1994): The Bathonian in Northern Chile.- GEOBIOS, **17**: 255-264.
- GRÖSCHKE, M., HILLEBRANDT, A. v., PRINZ, P., QUINZIO, L.A. & WILKE, H.-G. (1988): Marine mesozoic palaeogeography in northern Chile between 21°-26° S.- In: BAHLBURG, H., BREITKREUZ, CH. & GIESE, P. (Hrsg.): The Southern Central Andes.- Lectures Notes in Earth Science, **17**: 106-117.
- GRÖSCHKE, M. & ZEISS, A. (1990): Die ersten Hecticoceraten und Distichoceraten (Ammonitina) aus dem Callovium der Zentral-Anden.- N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **178**: 267-283; Stuttgart.
- GRUBER G. & REITNER, J. (1991): Isolierte Mikro- und Megaskleren von Porifera aus dem Untercampan von Höver (Norddeutschland) und Bemerkungen zur Phylogenie der Geodiidae (Demospongiae).- Berliner geowiss. Abh., (A) **134**: 107-117; Berlin.
- GRUBER, G. (1993): Mesozoische und rezente desmentragende Demospongiae (Porifera, „Lithistidae“) (Paläobiologie, Phylogenie und Taxonomie).- Berlin. geowiss. Abh., (E), **10**: 73 S.; Selbstverlag Fachbereich Geowissenschaften, FU-Berlin.
- GRUNOW, A.M., DALZIEL I., W.D., HARRISON, T.M. & HEIZLER, M.-T. (1992): Structural geology and geochronology of subduction complexes along the margin of Gondwanaland: new data from the Antarctic Peninsula and southernmost Andes.- Geol. Soc. Am. Bull., **104 (11)**: 1497-1514.

- GYGI, R.A. & HILLEBRANDT, A. v. (1991): Ammonites (mainly Gregoryceras) of the Oxfordian (Late Jurassic) in northern Chile and time-correlation with Europe.- Schweiz. Paläont. Abh., **113**: 135-185; Basel.
- HALLAM, A. (1988): A re-evaluation of Jurassic eustasy in the light of new data and the revised Exxon curve.- In: WILGUS, C.H., HASTINGS, B.S., KENDALL, C.G.St.C., POSAMENTIER, H.W., ROSS, C.A. & VAN WAGONER, J.C. (Hrsg.): Sea-level Changes: an integrated Approach.- Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ., **42**: 261-273.
- HALLAM, A. (1991): Relative importance of regional tectonics and eustasy for the Mesozoic of the Andes.- In: MACDONALD, D.I.M. (Hrsg.): Sedimentation, Tectonics and Eustasy - Sea-level Changes at Active Margins.- Spec. Publ. Int. Ass. Sediment, **12**: 189-200, Blackwell Scientific Publications; Oxford.
- HASLETT, S.K. (1992): Rhaxellid sponge microscleres from the Portlandian of Dorset, UK.- Geological Journal, **27**: 339-347; Liverpool.
- HELM, C. & SCHÜLKE, I. (1998): A coral-microbialite Patch Reef from the Late Jurassic (*florigemma*-Bank, Oxfordian) of NW Germany (Süntel Mountains).- Facies, **39**: 75-104; Erlangen.
- HERVÉ, F., GODOY, E., PARADA, M.A., RAMOS, V., RAPELA, C., MPODOZIS, C. & DAVIDSON, J. (1987): A general view on the Chilean-Argentine Andes, with emphasis on their early history.- In: MONGER, J.W.H. & FRANCHETEAN, J. (Hrsg.): Geodynamics Series, **18**: 97-113; American Geophysical Union.
- HERM, D. (1967): Zur Mikrofazies kalkiger Sedimenteinschlüssen in Vulkaniten der andinen Geosynklinale Mittelschiles.- Geol. Rundschau, **56**: 657-669; Stuttgart.
- HILLEBRANDT, A. v. (1977): Ammoniten aus dem Bajocien (Jura) von Chile (Südamerika). Neue Arten der Gattungen *Stephanoceras* und *Domeykoceras* n. gen. (Stephanoceratidae).- Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. Hist. Geol., **17**: 35-69; München.
- HILLEBRANDT, A. v., BARTSCH, V., BEBIOLKA, A., KOSSLER, A., KRAMER, W., WILKE, H.-G. & WITTMANN, S. (2000): The palaeogeographic evolution in a volcanic arc/backarc setting during the Mesozoic in northern Chile.- Zeitschrift f. Angewandte Geologie.
- HILLEBRANDT, A. v. & GRÖSCHKE, M. (1995): Ammoniten aus dem Callovium/-Oxfordium-Grenzbereich von Nordchile.- Berl. Geowiss. Abh., A, **169**: 40 S.; Berlin.
- HILLEBRANDT, A. v., GRÖSCHKE, M. & WILKE, H.-G. (1986): Marines Mesozoikum in Nordchile zwischen 21° und 26°.-Berl. Geowiss. Abh., A, **66**: S. 169-190; Berlin.
- HILLEBRANDT, A. V., KOSSLER, A. & GRÖSCHKE, M. (im Druck): *Caracolicerias*, a new Oxfordian (Upper Jurassic) ammonite genus from northern Chile.- Rev. Paléobiol.; Genf.
- HILLEBRANDT, A. v., SMITH, P., WESTERMANN, G.E.G. & CALLOMON, J.H. (1992): Ammonite zones of the circum-Pacific region.- In: WESTERMANN, G.E.G. (Hrsg.):

- 
- The Jurassic of the Circum-Pacific. World and Regional Geology 3.- Part IV, S. 247-271; Cambridge University Press.
- HINDE, G.J. (1889): On a new genus of siliceous sponges from the lower calcareous grit of Yorkshire.- *Quart. Journ. Geol. Soc. London*, S. 54-61.
- IMLAY, R.W. (1962): Jurassic (Bathonian or early Callovian) ammonites from Alaska and Montana.- *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, **374-C**: 32 S.; Washington.
- JAÉN, H. & ORTIZ, G. (1963): Geología de los Cuadrángulos de la Yarada y Tacna, (1:100.000) y geología del cuadrángulo de Huaylillas (1:100.000).- *Comisión de la Carta Geológica Nacional, Bol.*, **6**: 53 S.; Lima.
- JAILLARD, E., SOLER, P., CARLIER, G. & MOURIER, T. (1990): Geodynamic evolution of the northern and central Andes during early to middle Mesozoic times: a Tethyan model.- *Journ. Geol. Soc. London*, Vol. **147**: 1009-1022.
- JAMES, D.E. (1971): Plate tectonic model for the evolution of the Central Andes.- *Geol. Soc. Am. Bull.*, **82**: 3325-3346.
- JAWORSKI, E. (1913): Beiträge zur Kenntnis des Jura in Süd-Amerika.- In: STEINMANN, G. (Hrsg.): *Beiträge zur Geologie und Paläontologie von Südamerika*.- *Neues Jb. Min. Geol. Paläontol., B.*, **37**: 285-342.
- JENKS, W.F. (1948): Geología de la hoja de Arequipa al 1: 200.000.- *Inst. Geol. del Perú, Bol.*, **9**: 204 S.; Lima.
- JENKS, W.F. (1956): Peru.- In: JENKS, W. F. (Hrsg.): *Handbook of South American Geology. An Explanation of the Geologic Map of South America*.- *Geol. Soc. Am., Mem.* **65**: 218-247; New York.
- JOHNSON, H.D. & BALDWIN, C.T. (1986): Shallow siliciclastic seas.- In: READING, H.G. (Hrsg.): *Sedimentary environments and facies*.- S. 229-282; Blackwell.
- JONES, (1897a): On some fossil Entomostraca from South America.- *Geological Magazine*, **4** (**6**): 259-265; aus: GALLIEGO & COVASEVICH (1998).
- JONES, (1897b): On some fossil Entomostraca from South America.- *Geological Magazine*, **4** (**7**): 289-293; aus: GALLIEGO & COVASEVICH (1998).
- KARIG, D.E. & MOORE, G.F. (1975): Tectonically controlled sedimentation in marginal basins.- *Earth. Planet. Sci. Lts*; **26**: 233-238; Elsevier.
- KEITH, B.D. & ZUPANN, C.W. (1993): Mississippian Oolites and Modern Analogs.- *AAPG, Studies in Geology* (35): 265 S.; Tulsa, Oklahoma.
- KIESSLING, W. & SCASSO, R. (1996): Ecological Perspectives of Late Jurassic Radiolarian Faunas from the Antarctic Peninsula.- *GeoResearch Forum*, **1-2**: 317-326; Transtec Publications, Switzerland.

- KOKELAAR, B.P. & HOWELLS, M.F. (1984): Marginal Basin geology. Volcanic and associated sedimentary and tectonic processes in modern and ancient marginal basins.- Geol. Soc. London, Spec. Publ., **16**: 322 S.; Blackwell, Oxford.
- KOSSLER, A. & WITTMANN, S. (1996): Der marine Jura in der Küstenkordillere zwischen Iquique und Arica, Nordchile.- Terra Nostra, Sediment '96, Vortragskurzfassungen, **8/96**: 75; Alfred Wegener-Stiftung, Köln.
- KOSSLER, A. (1998): Der Jura in der Küstenkordillere von Iquique (Nordchile). Paläontologie, Lithologie, Stratigraphie, Paläogeographie.- Berlin. Geowiss. Abh., (A) **197**: 226 S.; Berlin.
- KRAMER, W., EHRLICHMANN, R. (1996): Geochemical evolution of Triassic and Jurassic volcanic successions in northern Chile between 20° and 26°30' latitude south.- 3. Symp. Int. Géodynamique andine; 593-596; Saint-Malo.
- KUHRY, B. (1975): Observations on filaments from the Subbetic of SE Spain.- Rev. Espan. Micropaleont., **7**: 291-343; Madrid.
- LAJOIE, J. & STIX, J. (1992): Volcaniclastic rocks.- In: WALKER, R.G. & JAMES, N.P. (Hrsg.): Facies Models. Response to Sea Level Change.- S. 101-118; Geol. Assoc. Canada; St. Johns, Neufundland.
- LANG, B. (1989): Die Schwamm-Biohermfazies der Nördlichen Frankenalb (Ursprung; Oxford, Malm): Mikrofazies, Palökologie, Paläontologie.- Facies, **20**: 199-274; Erlangen.
- LEHMANN, U. (1985): Paläontologisches Wörterbuch.- 3. Überarb. U. erweit. Aufl., 440 S.; Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart.
- LÉVI, C. (1973): Systématique de la classe Démospongiaria (Démosponges):- In: GRASSE, P.P. (Hrsg.): Traité de Zoologie. Anatomie, Systématique, Biologie, **III (1)**: 577-631; Masson, Paris.
- LISSÓN, C.I. (1909): Edad del Morro de Arica.- Bol. de Min. Ind. y Constr, Ser. II, Tomo II, **2**: 32-33; Lima.
- LISSÓN, C.I. & BOIT, B. (1942): Edad de los Fósiles Peruanos y Distribución de sus Depósitos en la Republica con un Mapa Paleontologico del Peru.- Contribución a la Geologia del Peru, Cuarta Edición, S. 46-66; Lima.
- LOEBLICH, A.R. & TAPPAN, H. (1988): Foraminiferal Genera and their classification.- 879 S.; Van Nostrand Reinhold Company, New York.
- MACELLARI, C. (1988): Cretaceous paleogeography and depositional cycles of western South America.- Journ. South Am. Earth Science, **1**: 373-418.
- MACKENZIE, W.S., DONALDSON, C.H. & GUILFORD, C. (1982): Atlas of igneous rocks and their textures.- 148 S.; Longman.

- 
- MACLENNAN, A.M. & TREWIN, N.H. (1989): Palaeoenvironments of the late Bathonian-mid-Callovian in the Inner Moray Firth.- In: BATTEN, D.J. & KEEN, M.C. (Hrsg.): Northwest European Micropaleontology and Palynology.- S. 92-117; Ellis Horwood, Chichester.
- MÁNGANO, M.G. & BUATOIS, L.A. (1996): Shallow marine event sedimentation in a volcanic arc-related setting: the Ordovician Suri Formation, Famantina Range, northwest Argentina.- *Sedimentary Geology*, **105**: 63-90.
- MAROCCO, R. & NOBLET, C. (1990): Sedimentation, tectonism and volcanic relationships in two Andean basins of southern Peru.- *Geol. Rundschau*, **79** (1): 111-120; Stuttgart.
- MARTINEZ, F., FRYER, P., BAKER, N.A. & YAMAZAKI, T. (1995): Evolution of backarc rifting: Mariana Trough, 20-24° N.- *Journ. Geophysical Research*, **100**: 3807-3827.
- MCPHIE, J., DOYLE, M. & ALLEN, R. (1993): Volcanic Textures. A guide to the Interpretation of textures in volcanic rocks.- 198. S.; Centre for Ore Deposit and Exploration Studies, University of Tasmania.
- MÉGARD, F. (1978): Étude géologique des Andes du Perou Central.- Mémoires O.R.S.T.R.O.M., Contribution à l'étude géologique des Andes, **86** (1): 310 S.
- MÉGARD, F. (1987): Cordilleran Andes and marginal Andes: A review of Andean Geology north of the Arica elbow (18°).- In: MONGER, J.W.H. & FRANCHETEAN, J. (Hrsg.): Circum-Pacific Orogenic Belts and Evolution of the Pacific Ocean basin; Geodynamics Series, **18**: 71-91; American Geophysical Union.
- MEHL, D. (1992): Die Entwicklung der Hexactinellida seit dem Mesozoikum. Paläobiologie, Phylogenie und Evolutionsökologie.- *Berliner geowiss. Abh.*, (E), 2: 164 S.; Berlin.
- MELÉNDEZ HEVIA, G. (1989): El Oxfordiense en el sector central de la Cordillera Iberica (Provincias de Zaragoza y Teruel).- Diss., 418 S., Institución Fernando el Católico u. Instituto de Estudios Turolenses; Zaragoza-Teruel.
- MEYERHOFF HULL, D. (1995): Morphologic diversity and paleogeographic significance of the Family Parvicungulidae (Radiolaria).- *Micropaleontology*, **41** (1): 1-48; New York.
- MEYERHOFF HULL, D. (1997): Upper Jurassic Tethyan and southern Boreal radiolarians from western North America.- *Micropaleontology*, **43** (2): 1-202; New York.
- MILLER, C.A., BARTON, M., HANSON, R.E. & FLEMING, T.H. (1994): An early Cretaceous volcanic arc/marginal basin transition zone, Peninsula Hardy, southernmost Chile.- *Journ. Volcanology and Geothermal Research*, **63** (1-2): 33-58.
- MILODOWSKI, A.E. & WILMOT, R.D. (1984): Diagenesis, porosity and permeability in the Corallian Bed (upper Oxfordian) from the Harwell Research Site, South Oxfordshire, U.K.- *Clay Minerals*, **19**: 323-341.
- MITCHELL, A.H.G. & READING, H.G. (1986): Tectonics and sedimentation.- In: READING, H.G. (Hrsg.): Sedimentary Environments and Facies.- S. 471-519, Blackwell Scientific Publications; Oxford.

- 
- MOORE, R.C. & SYLVESTER-BRADLEY, P.C. (1957): Taxonomy and Nomenclature of Aptychi.- In: MOORE, R.C. (Hrsg.): Treatise on invertebrate paleontology.- Part L, Mollusca, **4**: 465-471; (Kansas Univ. Press), Kansas.
- MPODOZIS, C. & RAMOS, V. (1989): The Andes of Chile and Argentina.- In: ERICKSON, G.E., CANAS PINOCHET, M.T. & REINEMUND, J.A. (Hrsg.): Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources.- Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources Earth Science Series, **11**: 59-90; Houston, Texas.
- MUÑOZ, N., ELGUETA, S. & HARAMBOUR, S. (1988): El Sistema Jurásico (Fm. Livilcar) en el curso superior de la Quebrada de Azapa, I-Region: Implicancias Paleogeográficas.- V. Congreso Geológico Chileno, **I**: A 403-A 415; Departamento de Geología y Geofísica Universidad de Chile.
- MUZZIO, G., DAVIDSON, J. & COVACEVICH, V. (1988): Las Formaciones Blanco y Atajaña del Cretácico Inferior, Tarapaca, Chile, Correlaciones regionales y Paleogeografía.- Comunicaciones, **39**: S. 216; Santiago de Chile.
- MYCZYŃSKI, R., OLÓRIZ, F. & VILLASEÑOR, A.B. (1998): Revised biostratigraphy and correlations of the Middle-Upper Oxfordian in the Americas (southern USA, Mexico, Cuba, and northern Chile).- N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **207 (2)**: 185-206; Stuttgart.
- NARANJO, J.A. & PASKOFF, R. (1985): Evolución Cenozoica del Piedemonte Andino en la Pampa del Tamarugal, Norte de Chile (18°-21°S).- IV. Congr. Geol. Chileno, Antofagasta, Actas, **IV-5**: 149-165.
- NARVAEZ, S. (1964): Geología de los Cuadrangulos de Ilo y Locumba (1:100.000)- Comisión de la Carta Geológica Nacional, Bol., **7**: 75 S.; Lima.
- NICHOLS, G. (1999): Sedimentology & Stratigraphy.- 355 S.; Blackwell Science, London.
- NITZOPOULOS, G. (1973): Faunistisch-ökologische, stratigraphische und sedimentologische Untersuchungen am Schwammstotzen vom Spielberg am Hahnenkamm (Ob. Oxfordien, Südliche Frankenalb).- Diss. D 83, FB Bergbau und geowissenschaften, TU-Berlin; Berlin.
- OLCHAUSKI LOMPARTE, E. (1980): Geología de los cuadrangulos de Jaqui, Coracora, Chala y Chaparra (Hojas: 31-ñ, 31-o, 32- ñ y 32-o).- Inst. Geol. Minero y Metalurgico, Ser. A, Bol. **34**: 71 S.; Inst. Geol. Minero y Metalurgico, Lima.
- ORBIGNY, A.D. D'. (1842): Voyage dans l'Amérique Méridionale: Paléontologie & Géologie.- Vol. **III (3,4)**; Paris.
- ORTON, G.J. (1995): Facies models in volcanic terrains: time's arrow versus time's cycle.- In: PLINT, A.G. (Hrsg.): Sedimentary Facies Analysis.- A tribute to the research and Teaching of Harold G. Reading.- IAS, Spec. Pub., **(22)**: 157-193; Blackwell, Oxford.
- PANDEY, D.K., CALLOMON, J.H. & FÜRSICH, F.T. (1994): On the occurrence of the Callovian ammonite *Parapatoceras tuberculatum* (Baugier & Sauzé 1843) in Kachchh

- western India.- Paläont. Z., **68**: 63-69, 1/2; Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- PARENT, H. (1997): Ontogeny and Sexual Dimorphism of *Eurycephalites gottschei* (TORNQUIST) (Ammonoidea) of the Andean Lower Callovian (Argentine-Chile).- Geobios, **30** (3): 407-419; Lyon.
- PERBERNÈS, B. (1979): Les Algues du Jurassique et du Crétacé inférieur des Pyrénées Franco-Espagnoles. Intérêt biostratigraphique et paléoécologique.- Bulletin de Centre de Recherche Exploration-Production Elf Aquitaine, **3**: 733-741.
- PEMBERTON, S.G., MACEACHERN, J.A. & FREY, R.W. (1992): Trace fossil facies models: environmental and allostratigraphic significance.- In: WALKER, R.G. & JAMES N.P. (Hrsg.): Facies Models Response to Sea Level Change.- Geol. Assoc. Canada, S. 47-72.
- PÉREZ d'A., E. & REYES B.R. (1977): Las Trigonias Jurasicas de Chile y su valor cronoestratigrafico.- Instituto Investigaciones Geologicas, Boletin, **30**: 58 S.; Santiago, Chile.
- PÉREZ, d' A. (1982): Bioestratigrafia del Jurásico de Quebrada Asientos, norte de Potrerillos, region de Atacama.- Serv. Nac. Geol. Min. Chile Bol., **37**: 1-149.
- PERYT, T. (1983): Coated Grains.- 655 S., 359 Fig.; Springer-Verlag.
- PESSAGNO, E.A. (1973): Upper Cretaceous Spumellariina from the Great Valley Sequence, California Coast Ranges.- Bull. Am. Pal., **63** (276): 45-102.
- PESSAGNO, E.A. & BLOME, C.D. (1980): Upper Triassic and Jurassic Pantanelliinae from California, Oregon and British Columbia.- Micropaleontology, **26** (3): 225-273; New York.
- PESSAGNO, E.A., SIX, W.M. & YANG, Q. (1989): Xiphostylidae and Parvivaccidae from the North American Jurassic.- Micropaleontology, **35** (3): 193-255; New York.
- PESSAGNO, E.A., JR., BLOME, C.D., HULL, D. & STIX, W.M., JR. (1993): Jurassic Radiolaria from the Josephine ophiolite and overlying strata, Smith River subterrane (Klamath Mountains), northwestern California and southwestern Oregon.- Micropaleontology, **39** (2): 93-166; New York.
- POTONIÉ, R. (1929): Die ammonitischen Nebenformen des Dogger (*Apsorroceras*, *Spiroceras*, *Parapatoceras*).- Jhrb. Preuß. Geol. Landesanstalt, **L**: 217-261; Berlin.
- PRINZ, P., WILKE, H.-G. & HILLEBRANDT, A. v. (1994): Sediment Accumulation and Subsidence History in the Mesozoic Marginal Basin of Northern Chile.- In: REUTTER, K.-J., SCHEUBER, E. & WIGGER, P.J. (Hrsg.): Tectonics of the southern Central Andes.- S. 219-232; Springer Verlag.
- PUJANA, I. (1991): Pantanellidae (Radiolaria) from the Tithonian of the Vaca Muerta Formation. Neuquén, Argentina.- Neues Jhrb. Geol. Pal. Abh., **180** (3): 391-408.

- 
- PUJANA, I. (1996): Occurrence of Vallupinae (Radiolaria) in the Neuquén Basin: biostratigraphic implications.- *GeoResearch Forum*, **1-2**: 459-466, Transtec Publications; Switzerland.
- QUINZIO, A. (1987): Stratigraphische Untersuchungen im Unterjura des Südtails der Provinz Antofagasta in Nord-Chile.- *Berliner geowiss. Abh. (A)*, **87**: 100 S.; Berlin.
- RAUFF, H. (1893/1894): Palaeospongiobiologie. Erster oder allgemeiner Theil und zweiter Theil.- *Palaeontographica*, **40-41**: 167-169; Schweizerbarth, Stuttgart.
- REIJERS, T.J.A. & TEN HAVE, A.H.M. (1983): Ooid Zonation as Indication for Environmental Conditions in a Givetian-Frasnian Carbonate Shelf-Slope Transition.- In: PERYT, T.M. (Hrsg.): *Coated Grains*.- S. 188-198; Springer Verlag.
- REINHOLD, C. (1996): Prozesse, Steuerung und Produkte komplexer Diagenese-Sequenzen in süddeutschen Malm-Karbonaten.- unveröfftl. Diss., 255 S.; TU-Berlin.
- REITNER, J. (1991): Phylogenetic Aspects and New Descriptions of Spicule-Bearing Hadromerid Sponges with a Secondary Calcareous Skeleton (Tetractinomorpha, Demospongiae).- In: REITNER, J. & KEUPP, H. (Hrsg.): *Fossil and Recent Sponges*.- 178-211; Springer-Verlag; Berlin, Heidelberg.
- REITNER, J. (1992): „Coralline Spongien“. Der Versuch einer phylogenetischen taxonomischen Analyse.- *Berliner geowiss. Abh., (E)*, **1**: 352 S.; Berlin.
- REUTTER, K.-J., GIESE, P., GÖTZE, H.-J., SCHEUBER, E., SCHWAB, K. & WIGGER, P. (1988): Structures and crustal development of the Central Andes between 21° and 25°. In: BAHLBURG, H., BREITKREUZ, C. & GIESE, P. (Hrsg.): *The Southern Central Andes*.- *Lecture Notes in Earth Sciences*, **17**: 231-261; Springer-Verlag.
- REZAK, R. & LAVOIE, D.L. (1993): Carbonate Microfabrics.- *Frontiers in Sedimentary Geology*, 313 S.; Springer Verlag.
- RICCARDI, A.C. & WESTERMANN, G.E.G. (1991a): Middle Jurassic ammonoid fauna and biochronology of the Argentine-Chilean Andes. III: Bajocian-Callovian Eurycephalitinae, Stephanocerataceae.- *Paleontographica*, **216**: 1-110.
- RICCARDI, A.C. & WESTERMANN, G.E.G. (1991b): Middle Jurassic ammonoid fauna and biochronology of the Argentine-Chilean Andes. Part IV: Bathonian-Callovian Reineckeidae.- *Paleontographica*, **216**: 111-145.
- RICCARDI, A.C. & WESTERMANN, G.E.G. & DAMBORENA, S.E. (1990): 3. South America and Antarctic Peninsula. 3.2 Middle Jurassic of South America and Antarctic Peninsula.- *Newsl. Stratigr.*, **21 (2)**: 105-128; Stuttgart.
- RICCARDI, A.C. & WESTERMANN, G.E.G. & ELMI, S. (1989): The middle Jurassic Bathonian-Callovian ammonites zones of the Argentine-Chilean Andes.- *Geobios*, **22 (5)**: 553-597; Lyon.



- 
- RICCARDI, A.C. & WESTERMANN, G.E.G. & ELMI, S. (1991): Biostratigraphy of the upper Bajocian middle Callovian (Middle Jurassic), South America.- *Journ. South Am. Earth Sci.*, **4 (3)**: 149-157.
- RIEGRAF, W. (1986): Callovian (Middle Jurassic) Radiolaria and Sponge Spicules from Southwest Germany.- *Stuttgarter Beitr. z. Naturkunde*, **123 (B)**: 31 S.; Stuttgart.
- RIEZEBOS, P.A. & ZIMMERLE, W. (1989): Biosiliceous components and their frequency variations in some Quarternary ash layers from the Eastern Cordillera, Columbia (S.A).- *Geol. Norandina*, 11: 41-50.- aus: ZIMMERLE 1991.
- ROMERO P., L., ALDANA A., M., RANGEL Z., C., VILLAVICENCIO R., E. & RAMÍRES A., J. (1995): Fauna y flora fosil del Peru.- *Inst. Geol. Minero y Metalurgico, Ser. D, Bol.* **17**: 333 S.; INGEMMET, Lima.
- ROMEUF, N., AGUIRRE, L., CARLIER, G., SOLER, P., BONHOMME, M., ELMI, S. & SALAS, G. (1993): Present knowledge of the Jurassic volcanogenic formations of the Southern coastal Peru.- Second symposium international "géodynamique Andine", Extended abstracts. S. 437-440; Paris.
- ROMEUF, N., AGUIRRE, L., SOLER, P., FÉRAUD, G., JAILLARD, E. & RUFFET, G. (1995): Middle Jurassic volcanism in the Northern and Central Andes.- *Revista Geológica de Chile*, **22 (2)**: 245-259; Santiago.
- ROSAS, S., FONTBOTÉ, L. & MORCHE, W. (1996): Within-plate volcanism in Upper Triassic to Lower Jurassic Pucará Group Carbonates (Central Peru).- *Extendes Abtract, Third ISAG*, S. 641-644; St. Malo (France).
- SALAS, R.O., KAST, F., MONTECINOS, F.P. & SALAS, I.Y. (1966): Geología y recursos minerales del departamento de Arica, Provincia de Tarapacá.- *Instituto de Investigaciones Geológicas Chile. Bol.*, **21**: 113 S.; Santiago.
- SAUNDERS, A.D. & TARNEY, J. (1984): Geochemical characteristics of basaltic volcanism within back-arc basins.- In: KOKELAAR, B.P. & HOWELLS, M.F. (Hrsg.): *Marginal Basin Geology. Volcanic and associated sedimentary and tectonic processes in modern and ancient marginal basins.*- *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, **16**: 59-76; Blackwell, Oxford.
- SCANIAN, P.M. & TURNER, P. (1990): Sedimentological, tectonic & paleomagnetic Chile. An oceanic back-arc basin margin.- *Symposium international "géodynamique Andine"*, *Résumés des communications*. S. 155-158; Paris.
- SCHEIBNER, C. & REIJMER, J.G. (1999): Facies patterns within a Lower Jurassic Upper Slope to Inner Platform Transect (Jbel Bou Dahar, Morocco).- *Facies*, **41**: 55-80; Erlangen.
- SCHEUBER, E. & GONZALES, G. (1999): Tectonics of the Jurassic-Early Cretaceous Magmatic Arc of the northern Chilean Coastal Cordillera (22°-26°): A story of crustal deformation along a convergent plate boundary.- *Tectonics*, **18 (5)**: 895-910.

- SCHEUBER, E., BOGDANIC, T., JENSEN, A. & REUTTER, K.-J . (1994): Tectonic developement of the North Chilean Andes in relation to plate convergence and magmatism since the Jurassic.- In: REUTTER, K.-J., SCHEUBER, E. & WIGGER, P.J. (Hrsg.): tectonics of the southern Central Andes.- S. 121-139; Springer Verlag, Berlin.
- SCHLEGELMILCH, R. (1985): Die Ammoniten des süddeutschen Doggers.- 284 S.; (Gustav Fischer Verlag), Stuttgart.
- SCHLEGELMILCH, R. (1994): Die Ammoniten des süddeutschen Malms.- 297 S.; (Gustav Fischer Verlag), Stuttgart.
- SCHMID, R. (1981): Descriptive nomenclature and classification for pyroclastic deposits and fragments: Recommendations of the IUGS Subcommittee on the systematics of Igneous Rocks.- *Geology*, **9**: 41-43; Boulder.
- SCHMINCKE, H.-U. (1988): Pyroklastische Gesteine.- In: FÜCHTBAUER, H. (Hrsg.): Sedimente und Sedimentgesteine. Sediment-Petrologie.- 4. Aufl., 1141 S.; Schweizerbart, Stuttgart.
- SCHMINCKE, H.-U. (2000): Vulkanismus.-264 S.; Wissenschaftl. Buchgesellschaft, Darmstadt.
- SCHWEIGERT, G. & DIETZE, V. (1998): Revision der dimorphen Ammonitengattungen *Phlycticeras* HYATT- *Oecoptychus* NEUMAYR (Strigoceratidae, Mitteljura).- Stuttgarter Beitr. Naturk., Ser. B, **269**: 58 S.; Stuttgart.
- SCOFFIN, T.P. (1987): An introduction to carbonate sediments and rocks.- 274 S.; Blackie, Chapman & Hall, New York
- SELLWOOD, B.W. (1978): Jurassic.- In: MCKERROW, W.S. (Hrsg.): The ecology of fossils. An illustrated guide.- S. 204-279; The MIT Press, Cambridge, Massachusetts.
- SEMPERE, T. (1995): Phanerozoic evolution of Bolivia and adjacent regions.- In: TANKARD, A.J., SUÀREZ SORUCO, R. & WELSINK, H.J. (Hrsg.): Phanerozoic basins of South America.- AAPG Mem., **62**: 207-230; Tulsa
- SERVICIO NACIONAL DE GEOLOGIA Y MINERA (1982): Mapa Geológico de Chile, 1:1000.000, Blatt 1.- Santiago; Chile.
- SEYFRIED, H., ASTORGA, A., AMANN, H., CALVO, C., KOLB, W., SCHMIDT, H. & WINSEMANN, J. (1991): Anatomy of an evolving island arc: tectonic and eustatic control in the south Central American fore-arc area.- In: MACDONALD, D.I.M. (Hrg.): sedimentation, tectonics and eustasy.- Spec. Publs. Int. Ass. Sediment., **12**: 217-240; Oxford.
- SEYFRIED, H., WÖRNER, G., UHLIG, D. und KOHLER, I. (1994): Eine kleine Landschaftsgeschichte der Anden in Nordchile.- Sonderdruck aus "Wechselwirkungen"- Jahrbuch 1994 der Universität Stuttgart, S. 60-72.

- 
- SHACKLETON, R.M., RIES, A.C., COWARD, M.P. & COBBOLD, P.R. (1979): Structure, metamorphism and geochronology of the Arequipa Massif of coastal Peru.- Journ. geol. Soc. London, **136**: 195-214.
- SHACKELTON CAMPBELL, A. (1964): Radiolaria.- In: MOORE, R.C. (Hrsg.): Treatise on Invertebrate Paleontology, Part D, Protista 3, Protozoa (chiefly Radiolaria and Tintinnina).- Reprint, S. 11-163; University of Kansas Press.
- SILVA, L.I. (1976): Antecedentes estratigráficos del Jurásico y estructurales de la Cordillera de la Costa en el Norte Grande de Chile.- I. Congr. Geol. Chileno, **1**: A83-95.
- SILVA, L.I. (1977): Carta Geológica de Chile. Hojas Pisagua y Zapiga, I Region.- Inst. Invest. Geol., **24**: 8 S.; Santiago de Chile.
- SLOAN, R.J. & WILLIAMS, B.P.J. (1991): Volcano-tectonic control of offshore to tidal-flat regressive cycles from the Dunquin Group (Silurian) of southwest Ireland.- In: MACDONALD, D.I.M. (Hrsg.): Sedimentation, tectonics and eustasy.- Spec. Publs. Int. Ass. Sediment. , **12**: 104-119; Oxford.
- SMELLIE (1994): Volcanism Associated with Extension at Consuming Plate Margins.- Geol. Soc. Spec. Pub., **81**: 293 S.; London.
- STEHN, E. (1923): Beiträge zur Kenntnis des Bathonian und Callovian in Südamerika.- Neues Jb. Geol. Paläontol., Abh. 49: 52-158.
- STEINMANN, G. (1881): Zur Kenntnis der Jura- und Kreideformation von Caracoles (Bolivia).- N. Jb. Min. Geol. Pal., **1**: 239-301; Stuttgart.
- STEINMANN, G. (1929): Geologie von Peru.- 448 S.; Carl Winters Universitätsbuchhandlung, Heidelberg.
- STEINMANN, G. & LISSÓN, C. (1924): Geologische Karte der Kordillere von Perú.- In: STEINMANN (Hrsg.): Geologie von Peru.- Carl Winters Universitätsbuchhandlung, Heidelberg.
- STIPANICIC, P.N. (1969): El avance en los conocimientos del Jurásico Argentino a partir del esquema de Groeber.- Revista Asociación Geología Argentina, **24 (4)**: 367-388; Buenos Aires.
- SZEKELY, T.S. (1966): Correlation of Mesozoic Formations of Southern Peru and Northern Chile.- Geol. Rundschau, **2**: 464-493.
- TASCH, P. (1987): Fossil conchostraca of the southern hemisphere and continental drift – Paleontology, Biostratigraphy, and dispersal.- Geol. Soc. Am., Mem., **165**: 147 S.; New York.
- TAYLOR, P.D. (1979): Functional significance of contrasting colony form in two Mesozoic encrusting bryozoans.- Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **26**: 151-158; Elsevier, Amsterdam.

- THIERRY, J. (1976): Paléobiogeographie de quelques Stephanocerataceae (Ammonitina) du Jurassique moyen et supérieur; une confrontation avec la théorie mobiliste.- *Geobios*, **(9) 3**: 291-331; Lyon.
- THOMAS, A. (1970): Cuadrángulos Iquique y Caleta Molle.- Instituto Investigaciones Geológicas, Cartas, **21/22**: 52 S.; Santiago de Chile.
- TOBAR, A., SALAS, Y. & KAST, R.F. (1968): Cuadrangulos Camaraca y Azapa, Provincia de Tarapacá.- Carta Geologica de Chile, Instituto de Investigaciones Geológicas Chile; Cartas **19,20**: 13 S.; Santiago.
- TORNQUIST, A. (1898): Der Dogger am Espinazito Pass.- *Paläont. Abh.*, N.F. **3**(2): 135-204; Jena.
- TREJO, M. (1967): La esponja fósil *Rhaxella sorbyana* (Blake) y su significación estratigráfica.- *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, S. 33-38.- aus: HASLETT (1992)
- TRAUTH, F. v. (1938): Die Lamellaptychi des Oberjura und der Unterkreide.- *Palaeontographica*, **88**: 115-191; Stuttgart.
- TUCKER, M.E. & WRIGHT, V.P. (1990): *Carbonate Sedimentology*.- 482 S.; Blackwell Scientific Publications, Oxford.
- TURISTEL (1992): Chile. A remote; Corner on earth; Travel Guide.- Turismo y Comunicaciones S.A.; 688 S; Chile
- VICENTE, J.C. (1981): Elementos de la estratigrafía mesozoica surperuana.- In: VOLKHEIMER, W. (Hrsg.): *Cuencas sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur*.- 1: 319-351; Buenos Aires.
- VICENTE, J.C., BEAUDOUIN, B., CHÁVEZ, A. & LEÓN, I. (1982): La cuenca de Arequipa (Sur Perú) durante el Jurásico-Cretácico inferior.- 5. Congr. Latinoam. Geol., 121-153, Buenos Aires.
- VILA, T. (1976): Secuencia estratigráfica del Morro de Arica, Provincia de Tarapacá, Chile. I Congr. Geol. Chileno, **(I)**: A1-10.
- VOGEL, S. & VILA, T. (1980): Cuadrángulos Arica y Poconchile, Región Tarapacá.- *Inst. Invest. Geol. Chile, Carta Geol. Chile*, **35**: 24 S.
- WESTERMANN, G.E.G., RICCARDI, A.C., PALACIOS, O. & RANGEL, C. (1980): Jurásico Medio en el Perú.- *Inst. Geol. Min. Metal. Peru, Bol.*, **D, 9**: 1-47.
- WESTERMANN, G.E.G. (1996): Circum-Gondwanan Ammonite Correlation at the Bathonian-Callovian Boundary.- *Advances in Juarssic Research*.- *GeoResearch Forum*, **1-2**: 485-492; Transtec Publications, Switzerland.
- WIEDENMAYER, F. (1980): Diagenesis of spicules.- In: HARTMANN, W. D., WENDT, J. & WIEDENMAYER, F. (Hrsg.): *Living and fossil sponges. Notes for a short course*.- *Sedimenta*, **8**: 135-145.

- 
- WIEDENMAYER, F. (1994): Contributions to the knowlegde of post-Paleozoic neritic and archibenthal sponges (Porifera). - Schweiz. Paläont. Abh., **116**: 1-147; Basel.
- WILSON, J.L. (1975): Carbonate Facies in Geologic History.- 471 S., Springer Verlag; Berlin, Heidelberg, New York.
- WILSON, J. & GARCIA, W. (1962): Geologia de los cuadrangulos de Pachia y Palca (Hojas 36-v y 36-x).- Comision Carta Geologica Nacional, **II (4)**: 81 S.; Lima.
- WITTMANN, S. (1999a): Das jurassische back-arc Becken in N-Chile zwischen Zapiga und Arica (19°38'S-18°28').- Terra Nostra, Sediment '99, Vortragskurzfassung, **99/4**: 295-297; Alfred Wegener-Stiftung, Köln.
- WITTMANN, S. (1999b): Die Spikulit-Fazies im Bathonium/Callovium-Grenzbereich in N-Chile.- Terra Nostra, Jahrestagung d. Paläontologischen Gesellschaft, Vortragskurzfassungen, **99/8**: S. 85; Alfred Wegener-Stiftung, Berlin-Steglitz.
- WRIGHT, P. (1990): Carbonate sediments and limestones constituents.- In: TUCKER, M.E. & WRIGHT, V.P. (Hrsg.): Carbonate Sedimentology.- 1-27.; Blackwell Scientific Publications, Oxford.
- YEH, K.Y. & CHENG, Y.N. (1996): Jurassic Radiolarians from the northwest coast of Busuanga Island, North Palawan Block, Philippines.- Micropaleontology, **42 (2)**: 93-124; New York.
- ZEIL, W. (1964): Geologie von Chile.- 233 S.; Borntraeger, Berlin.
- ZIEGLER, B. (1958): Monographie der Ammonitengattung *Glochiceras* im epikontinentalen Weissjura Mitteleuropas.- Paleaontographica Abt. A, **110**: 93-164; Stuttgart.
- ZIMMERLE, W. (1989): Vestiges of volcanic activity in Cretaceous sediments of Europe.- Proc. 3. Int. Cretaceous Symposium, Tübingen 26.8.-8.9.1987, S. 951-987.
- ZIMMERLE, W. (1991): Stratigraphic Distribution, Lithological Paragenesis, Depositional Environments and Diagenesis of Fossil Siliceous Sponges in Europe.- In: REITNER, J. & KEUPP, H. (Hrsg.): Fossil and Recent Sponges.- S. 555-577; Springer Verlag, Berlin, Heidelberg.

# ANLAGEN

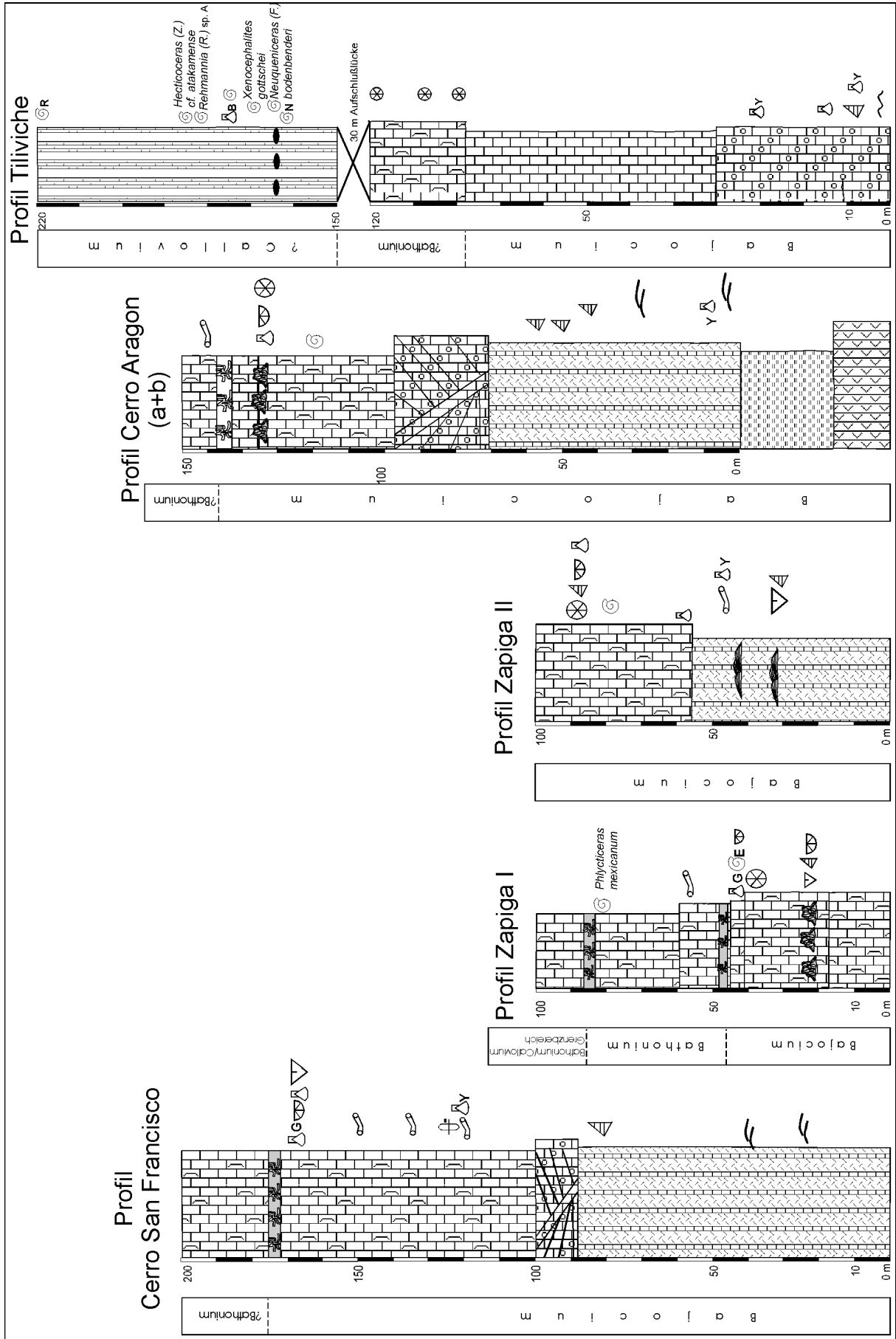
LEGENDE					
	Oolith		Gryhaeen (akkumuliert)		Tuff
	Fossilschuttkalk		Thalassinoides-Bank		vulkan. Brekzie
	Knolliger Fossilschuttkalk		Chert mit "convolute bedding"		vulkan. Konglomerat
	Kalke (undifferenziert)		Andesitischer Gang		Andesitische Lava mit Gang
	Kalklutit		Vulkaniklastit		Basaltische Andesit-Lavadecke
	Feinschichtiger Kalksiltit/-lutit		z.T. gebankter vulkaniklast. Kalk		Basaltischer Trachyandesit (säulig)
	Geoden		Basaltischer Andesit Kissen-Lava		Schotterflächen
	Rippelmarken		Schrägschichtungskörper		
	Ammonoideen (undifferenziert)		Pelecypoden (undifferenziert)		Echinodermen
	Gregoryceras		Bositra		Korallen (undiff.)
	Neuqueniceras		Austern		Montivaltia
	Perisphinctidae		Austernbänke		Terebratuliden
	Euaspidoceras		Trigonia		Rhynchonelliden
	Reineckeinae gen. et sp. indet		Gryphaea		Serpeln
	Eurycephalitinae gen. et sp. indet		Vaugonia		Bioturbationen
	Spiroceras		Gastropoden		Schill
	Megasphaeroceras		Belemniten		Fischreste
	Störung (S)		Pflanzenreste (?Calamites)		

### Koordinaten der Profile (nur Profilanfangspunkt) und der Fundpunkte

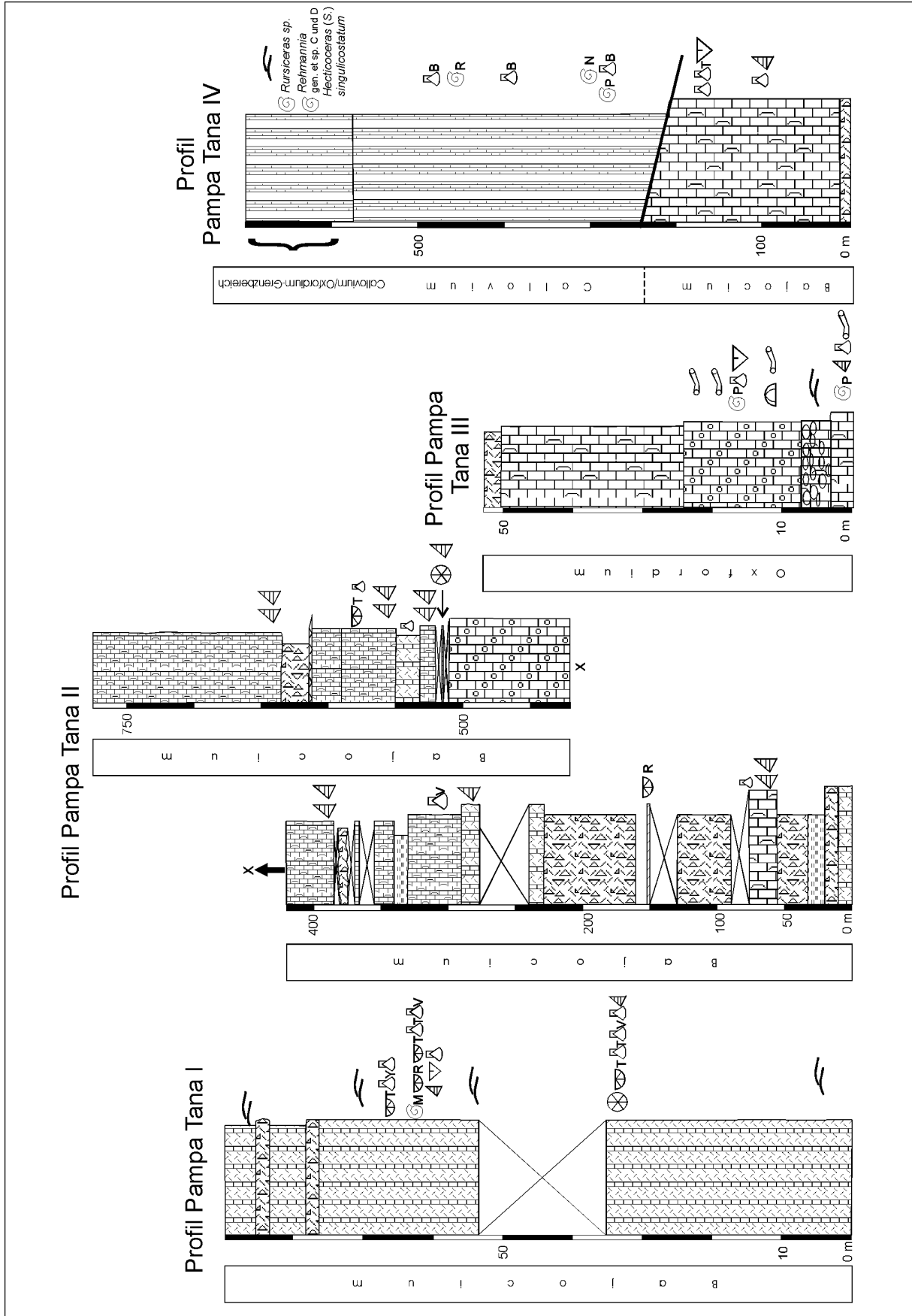
1. Profil Cerro San Francisco	69°57' S, 19°41' S
2. Profil Zapiga I	69°57'30" S, 19°39'30" S
3. Profil Zapiga II	69°58' S, 19°39' S
4. FP 1	69°58'20" S, 19°38' S
5. Profil Cerro Aragon	69°58' S, 19°37'30" S
6. Profil Quebrada Tiliviche	69°59' S, 19°33' S
7. FP 2	69°57' S, 19°28' S
8. Profil Pampa Tana I	70°04'30" S, 19°27'30" S
9. Profil Pampa Tana II	70°5'10" S, 19°26'50" S
10. Profil Pampa Tana III	70°01'40" S, 19°26'45" S
11. 4 Profil Pampa Tana IV	70°2'30" S, 19°25' S
12. Kreideaufschluß SE von Cerro Atajaña	70°4' S, 19°19' S
13. FP 3	70°9' S, 19°20' S
14. Profil Quebrada Chiza	70°2' S, 19°12' S
15. Caleta Camarones	70°16'05" S, 19°12' S
16. FP4	Straßenanschluß NE Cuya bei Km 19.75
17. Profil Argolla	70°19' S, 18°49' S
18. Caleta Vitor	70°15'5" S, 18°30'5" S
19. Punta Pajaros (Strand)	70°15'4" S, 18°30'3" S
20. Punta Pajaros (Top)	70°15'4" S, 18°30'3" S
21. Punta Pajaros (Kliff)	70°15'4" S, 18°30'3" S
22. Profil Quebrada Los Tarros	70°15' S, 18°30' S
23. Quebrada Hacha (FP 5)	70°15' S, 18°30'1" S
24. Punta Palomas	70°15'40" S, 18°30'4" S
25. La Capilla	70°15' S, 18°32'5" S,
26. Top Morro	70°19'40" S, 18°29' S
27. Strand von Vila Vila	70°43' S, 18°05'30" S
28. Cerro Punta Colorada	70°42' S, 18°06' S
29. W von Hacienda Pocoma	71°22' S, 17°26' S
30. Quebrada del Bronze	71°07' S, 17°28' S
31. Cerros Fuertes de los Españoles (FP 6)	70°40' S, 18°08' S
32. Cerros Miraflores	70°38' S, 18°6' S

Profile Cerro San Francisco, Zapiga I und II, Cerro Aragon und  
Quebrada Tiliviche

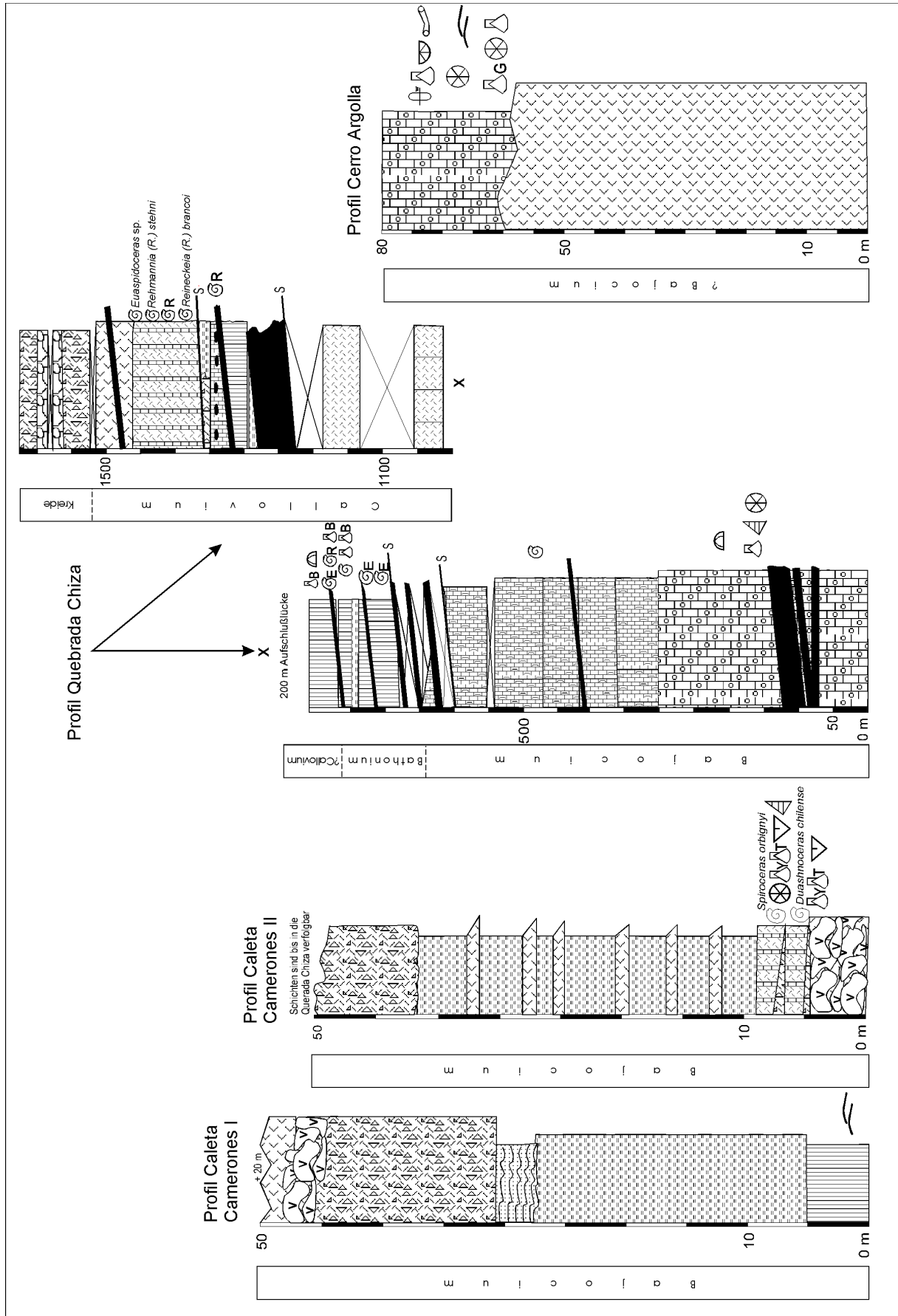




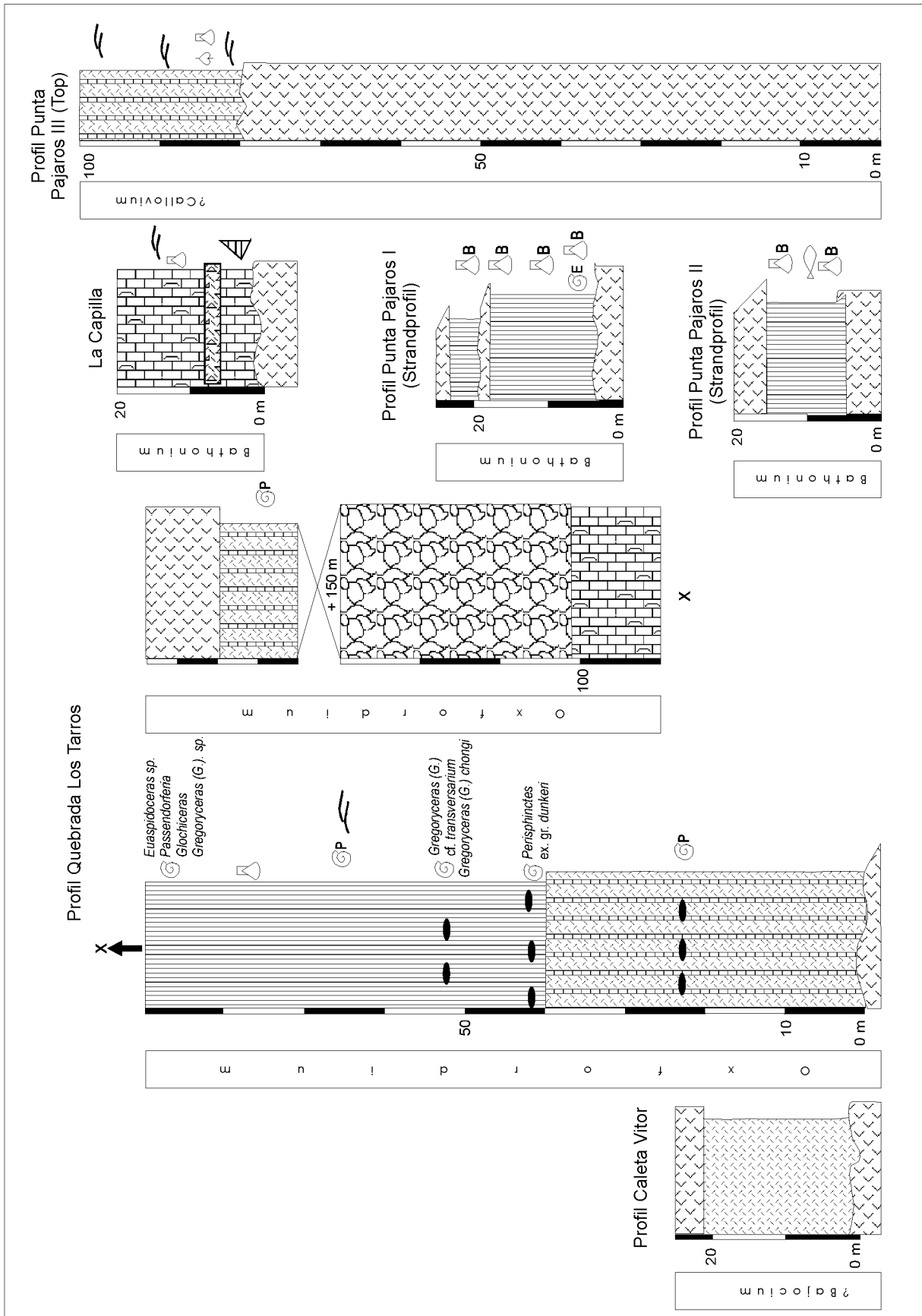
## Profile Pampa Tana I bis IV



Profile Camarones I und II, Quebrada Chiza und Cerro Argolla

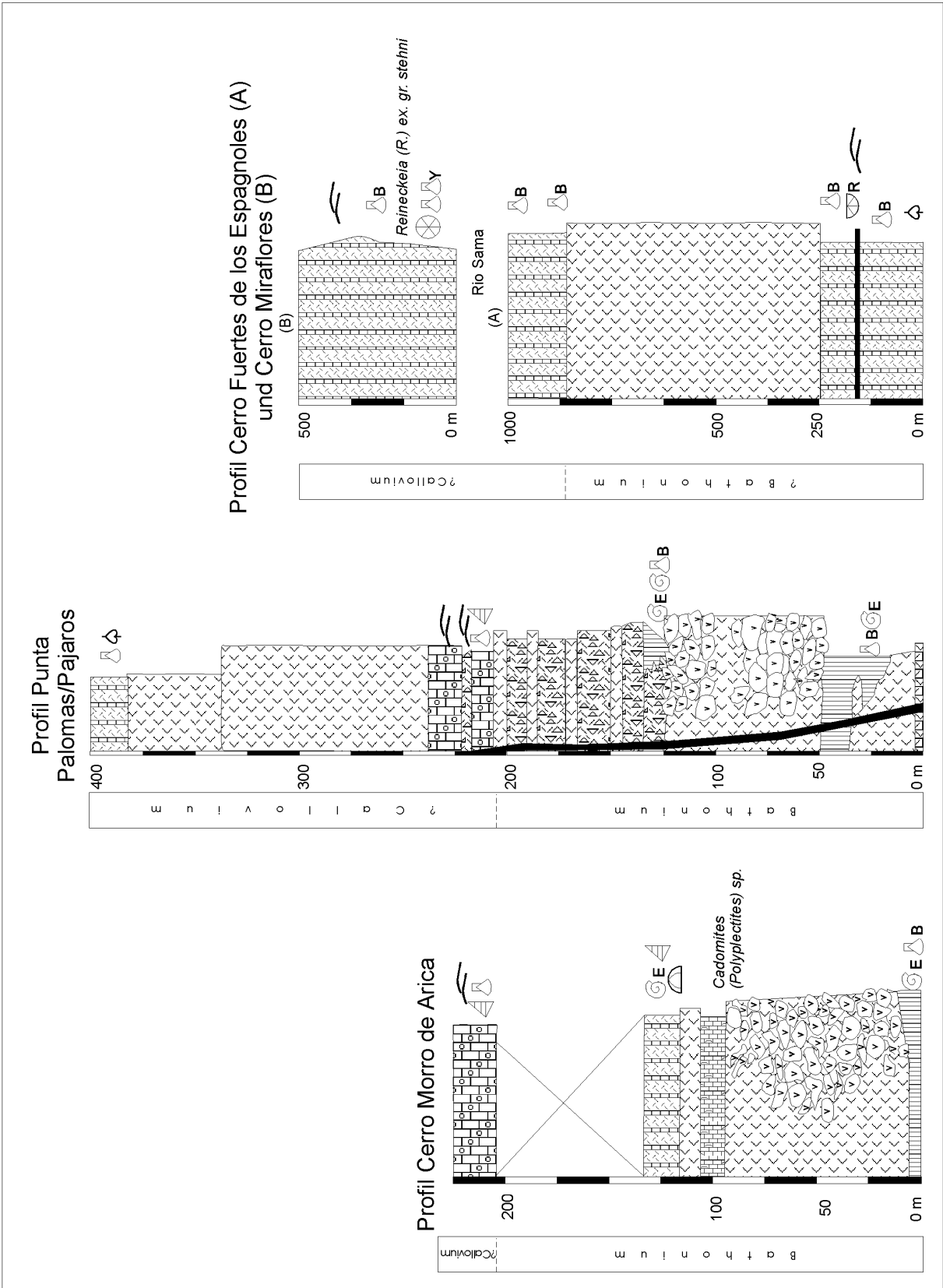


Profile Caleta Vitor, Quebrada Los Tarros, Punta Pajaros I bis III  
und La Capilla



Profile Cerro Morro de Arica, Punta Palomas/Pajaros, Cerro Fuertes de los  
Españosles und Cerro Miraflores





Chronologie  
der bisherigen Publikationen aus dem Arbeitsgebiet

**1842, D'ORBIGNY:** In seiner Arbeit „Voyage dans l'Amérique Méridionale: Paléontologie & Géologie“ befaßt er sich unter anderem mit der Geologie des Morro de Arica. Aufgrund eines Fundes von einem vermeintlichen „*Productus*“ in den Kalksteinen, die in die Kissenlaven zwischengeschaltet sind, stellt er den Morro stratigraphisch in das Karbon.

- **1860, FORBES:** Der Autor revidiert die von d'Orbigny vorgenommene Datierung des Morro in das Karbon ohne stratigraphischen Nachweis und zeigt lediglich auf, daß es entlang der Pazifischen Küste kein weiteres Karbonvorkommen gibt. Er ordnet die vulkanosedimentäre Folge des Morros provisorisch der „Upper Oolitic Series“ (= Bathonium) zu. Auch ist er der Auffassung, daß es sich bei den Laven um später intrudierte Gänge handelt.
- **1908, ESCUTTI-ORREGO:** Der Autor ordnet in seiner Abhandlung „Fosiles del Morro de Arica“ die Sedimente des Morro dem Lias zu. Er begründet dieses durch einen Fund von *Rhynchonella tetrahedra*. Nach DOUGLAS 1914 revidiert Escutti-Orrego dieses in einem späteren Manuskript und stellt die Schichten in das Oxfordium.
- **1909, LISSÓN:** In seiner Veröffentlichung „Edad del Morro de Arica“ glaubte der Autor anhand von *Macrocephalites macrocephalus* SCHLOTHEIM aus Schichten oberhalb der Kissenlaven das Callovium nachweisen zu können.
- **1913, JAWORSKI:** Der Autor zitiert in seinen „Beiträgen zur Kenntnis des Jura in Süd-Amerika“ LISSÓN (1909) bezüglich der reichen Callovium-Fauna vom Morro de Arica und stellte aufgrund der schwierigen Zugänglichkeit dieser Arbeit eine Zusammenstellung der Lissón'schen Ergebnisse dar.
- **1914, DOUGLAS:** In seiner Abhandlung „Geological sections through the Andes of Peru and Bolivia: I. - From the Coast at Arica in the North of Chile to La Paz and the Bolivian 'Yungas'“ beschreibt er als Erster die gesamte Schichtenfolge des Morro und geht auf Lithologie, Paläontologie und Petrologie der Vulkanite ein. Der Autor weist auf den schlechten Erhaltungszustand der Fossilien hin und die damit verbundene Schwierigkeit der Artbestimmung und somit auch der Datierung. Er gibt schließlich für die Basis des Morro das Bathonium an mit Übergang zum Callovium bis hin zum Oxfordium im Hangenden. Für den Top des Morros vermutet er sogar ein noch jüngerer Alter, begründet dies jedoch nicht. In seiner Arbeit wird zum ersten Mal der Fund eines *Cosmoceras* sp. erwähnt. Es handelt sich hierbei allerdings um eine Fehlbestimmung, die immer wieder zur Altersdatierung herangezogen wurde (siehe Kap. 5.1). DOUGLAS stellte die neue Pelecypodenart *Posidonomya escuttiana* auf. Auch setzt er sich mit der Entstehungsgeschichte der Kissenlaven des Cerro Morro auseinander und kommt zu dem Schluß, daß FORBES's (1860) Vermutung, es könnten später intrudierte Gänge sein, falsch

ist. Er erkennt, daß es sich um submarine Enstatit-Andesit-Lava-Ströme handelt, die während der Ablagerung der „schwarzen Schiefer“ mit „*Posidonomya*“ ausflossen. Aufgrund der hohen Individuenzahl von „*Posidonomya*“ und den darüberfolgenden Schichten aus roten Sandsteinen mit lokalen Gipseinschaltungen geht er von einer Flachwasser-Fazies aus.

- **1923, STEHN:** Der Autor gibt in der Abhandlung „Beiträge zur Kenntnis des Bathonien und Callovien in Südamerika“ für die Gegend von Arica und Tacna (Südperu) das Callovium an. In einer Aufstellung der Callovium-Fauna des Morro de Arica führte er u.a. *Cosmoceras aff. ornatum* Schlotheim auf. Es geht aus der Arbeit nicht hervor, ob es sich um eine (Fehl)bestimmung durch diesen Autor oder um ein übernommenes Literaturzitat handelt.
- **1924, STEINMANN & LISSÓN:** Geologische Karte der Kordillere von Peru. Die Autoren geben für die Sedimente von Arica eine stratigraphische Reichweite vom Mitteljura („Oolítico inferior“= Aalenium und Bajocium) bis Oberjura (Oxfordium) an.
- **1929, STEINMANN:** Er ging in seiner Arbeit „Geologie von Peru“ unter anderem auch auf die Schichtenfolge des Morro ein, indem er das Morro-Profil von DOUGLAS (1914) vereinfacht beschreibt.
- **1932-35, GERTH:** Beschreibung des Profils vom Cerro Morro nach Angaben von DOUGLAS (1914).
- **1942, LISSÓN & BOIT:** Aufzählung aller Faunen in Peru vom Bajocium bis zum Callovium. Es wird angegeben, daß bisher kein Bathonium und auch kein Oxfordium nachgewiesen wurde. Das Callovium wird anhand der Funde von DOUGLAS (1914) aus dem Cerro Morro in Arica angenommen.
- **1956, ARKELL:** Kurze Beschreibung der Schichten des Morro de Arica. Er weist auf die Funde von DOUGLAS 1914 hin und nennt u.a. *Kosmoceras cf. ornatum* und vergleicht diesen mit *Kosmoceras (Gulielmiceras?) zortmanense* IMLAY.
- **1956, JENKS:** Der Autor veröffentlicht das „Handbook of South American Geology“ und gibt im Kapitel Peru die Callovium-Sequenz in Arica (Cerro Morro) an. Für das südliche Peru beschreibt er eine litorale Fazies mit Pflanzenresten während des Callovium, in die Ammoniten- und Pelecypodenführende Schichten eingeschaltet sind.
- **1957, Biese:** Kurze Beschreibung eines isolierten Vorkommens mit Cephalopoden der Humphriesianum-Zone an der Mündung des Rio Camarones.
- **1960, CECIONI & GARÇIA:** In ihrer Arbeit über die Geologie der Küstenkordillere von der Provinz Tarapacá beschreiben die Autoren im Kapitel D das Gebiet zwischen der Quebrada Tiliviche und Arica und korrelieren dies mit den Gebieten im Umkreis von

---

Iquique und Negreiros. Sie ordnen die jurassischen Sedimente und Vulkanite vier Formationen zu: Formation Cuya (Mittel- und Oberbajocium sowie Unter-callovium), Formation Chiza (Unter-callovium-Ober-callovium), Formation El Morro (Callovium), Los Tarros (Unter-oxfordium).

- **1963, JAÉN & ORTIZ:** Beschreibung der Formationen „Chocolate“ (JENKS 1948) und „Guaneros“ (BELLIDO 1962) aus der Küstenkordillere von Südperu im Bereich von La Yarada im Rahmen der geologischen Karte: Blatt „La Yarada und Tacna“. Die vulkanische Formation Chocolate (Unterjura bis Callovium) bildet die Basis des Profils. Darüber folgen die Sedimente der Guaneros Formation. Die Autoren führen verschiedene Fossilfunde u.a. auch *Reineckeia* sp. auf, korrelieren diese Schichten mit denen vom Cerro Morro und geben ein Callovium-Alter für beide Gebiete an.
- **1966, SALAS et al.:** Erläuterung zur geologischen Karte der Region Arica. Die Autoren stellen die jurassischen Sedimente und Vulkanite als „Arica-Gruppe“ („grupo Arica“) vor, die sie in die Formationen Camaraca (Oberbajocium bis Callovium) und Los Tarros (Oxfordium, ?Kimmeridgium) untergliedern.
- **1966, SZEKELEY:** Übersicht über die peruanischen und chilenischen mesozoischen Formationen und ihre Korrelation.
- **1968, TOBAR et al.:** Erläuterung zur geologischen Karte Blatt Camaraca und Azapa. Die Autoren greifen auf die Fossilliste von SALAS et al. (1966) zurück, ohne diese Autoren zu zitieren.
- **1967, GARÇIA:** Geologische Übersichtsarbeit über Nordchile. Dabei greift Garçia auf die von CECIONI & GARÇIA (1960) eingeführten Formationsnamen zurück und ordnet diese den Gesteinskomplexen in Nordchile mit einer kurzen Beschreibung zu: Formation Caleta Ligate (Sedimente der Caleta Camarones), Formation Cuya (pyroklastische Brekzien und Vulkanite der Quebrada Camarones, Quebrada Chiza, Cerro Camaraca und Cerro Morro), Formation Negreiros (Sedimente der Quebrada Tiliviche, Quebrada Tana, Pampa Tana, Quebrada Chiza, Quebrada Camarones), Formation El Morro (Wechselagerung Kissenlaven mit Sedimenten des Cerro Morro, Cerro Camaraca, Punta Paloma und Quebrada Los Tarros), Formation El Buitre (porphyrische Laven SE vom Flughafen El Buitre, Cerro Camaraca, östl. Punta Palomas), Formation Quebrada Los Tarros (Sedimente der Quebrada Los Tarros). Die Formationen sind in Tabelle 2-1 dargestellt.
- **1969, STIPANICIC:** Er beschreibt eine Winkeldiskordanz in der Quebrada Chiza und beobachtet diese auch in der Pampa Tana, wo Schichten des Oxfordium (nachgewiesen durch *Arisphinctes harringtoni* LEANZA), des Oberbajocium (*Parkinsonia*) und des

Callovium (*Reineckeia*) von Schichten der Formation Atajaña (Kimmeridgium-Tithonium) diskordant überlagert werden.

- **1973, AUDEBAUD et al.:** In ihrer ausführlichen Studie über die Geologie der Zentral-Anden von Peru und Bolivien zeigen sie in Fig. 2, S. 81 die Verbreitung der Fazies in Trias und im Jura.
- **1976, VILA:** Beschreibung der Stratigraphie und der Petrographie des Cerro Morro. Der Autor interpretiert den Sedimentationsraum im Norden Chiles während des Juras als ein Becken mit hoher Absenkung und mit starkem, submarinem Vulkanismus („eugeosynklinal“). Die Sedimente des Morros sprechen nach VILA für ein mäßig tiefes („poco profundo“), marines Becken mit niedriger Energie in einem euxinischen Milieu.
- **1976, SILVA:** Geologie, Stratigraphie (Bestimmung der Fossilien erfolgte durch Corvalán und Covacevich) und Entwicklung eines Modells der Paläogeographie im Bereich Zapiga/Negreiros bis Caleta Buena vom Unterjura bis zum Oxfordium.
- **1977, SILVA:** Geologische Karte Blatt „Pisagua und Zapiga“ im Maßstab 1: 100.000 und Erläuterungen.
- **1977, PÉREZ & REYES:** Auflistung der jurassischen Trigonien in Chile. U.a. *Trigonia (T.) stelzneri* GOTTSCHKE aus der Basis des Cerro San Francisco südlich von Zapiga
- **1980, VOGEL & VILA:** Veröffentlichung der geologischen Karte Blatt „Arica und Poconchile“ im Maßstab 1: 100.000. In den Erläuterungen werden hinsichtlich der Stratigraphie keine eigenen Ergebnisse dargestellt. Sie greifen auf die Publikationen von DOUGLAS (1914), STEHN (in CECIONI & GARÇIA 1960), SALAS et al. (1966), CECIONI & GARÇIA (1960) und THOMAS (1970) zurück und stellen somit die Schichtenfolge des Morro de Arica in das Callovium.
- **1981, VICENTE:** Stratigraphie der mesozoischen Sedimente und Vulkanite von Südperu. U.a. beschreibt der Autor die Formation „Guaneros“ (vulkano-sedimentäre Folge) im Bereich der Küstenkordillere im Süden Perus. Er vermutet, daß diese Folge eine stratigraphische Reichweite vom Bajocium bis zum Oxfordium hat. Das Callovium wird durch *Posidonia escuttiana* DOUGLAS, *Reineckeia* sp. und *Peltoceras* sp. nachgewiesen. Er korreliert diese Formation mit der Formation Camaraca (nach SALAS et al.) im Bereich von Arica.
- **1987, MÉGARD:** Er beschreibt u.a. die marinen, mitteljurassischen Schichten der Küste von Südperu und weist aufgrund von mächtigen Vulkanit- und Vulkaniklastitsequenzen auf die Existenz eines Vulkanbogens im Bereich des heutigen Küstengebiets hin.

- 
- **1988, MUÑOZ et al.:** Die Autoren korrelieren die Schichten des Oxfordium der Formation Livilcar (Präkordillere) aus dem Bereich des jurassischen Randbeckens (Backarc-Beckens) mit den Schichten des Morro de Arica aus dem Callovium.
  - **1989, MPODOZIS & RAMOS:** Die Autoren ordnen die Vulkanite von Arica bis zu den Vulkaniten von Chañaral dem magmatischen Bogen („La Negra“ Formation) zu. Der Verlauf der heutigen Küstenlinie entspricht nach den Autoren dem jurassischen „La Negra-Arc“ und das heutige Längstal stellt das jurassische „Tarapacá Backarc-Becken“ dar.
  - **1990, SCANIAN & TURNER:** Darstellung eines zusammengesetzten Profils aus der Caleta Camarones und der Quebrada Chiza. Sie interpretieren den Ablagerungsraum als ein ozeanisches Randbecken (Backarc-Becken) mit einem Inselbogen im Norden und dem Kontinentalrand im Süden, der durch die La Negra Formation (Vulkanite) repräsentiert wird.
  - **1990, JAILLARD et al.:** Schwerpunkte der Arbeit sind die Nord- und Zentral-Anden. Die Autoren gehen jedoch auch auf die paläogeographische Entwicklung während des Jura in Südperu ein (S. 1010, Fig. 1; S. 1012, Fig. 3 und 4; S. 1013, Fig. 5; S. 1014, Fig. 6). Die Autoren interpretieren die vulkanische Formation „Chocolate“ von Südperu als prä-norisch. Trias und früher Lias fehlen. Die Sedimentation setzt erst im oberen Lias ein und bleibt bis in die Kreide bestehen. Die Vulkanite der Formation „Guaneros“ (Callovium-?Oberoxfordium) werden von den Autoren als jüngere Lagergänge (sills) und Dykes gedeutet.
  - **1991a, RICCARDI & WESTERMANN:** Die Autoren geben aus dem Bereich Zapiga Ammonitenfunde an und ordnen die dortigen Schichten in das späte Bathonium ein.
  - **1993, ROMEUF et al.:** Sie revidieren die bisherige Altersstellung der Formation „Guaneros“ (bisher: Callovium) und geben aufgrund des Auftretens von *Bredya manflasensis* aus einem Profil bei Chala (16°S) ein Aalenium-Alter für die Basis der „Guaneros“-Formation an. Im Bereich La Yarada (Vila Vila) setzt die marine Sedimentation nach Meinung der Autoren im Oberbajocium ein. Sie belegen dieses Alter durch Funde von Leptosphinctidae und *Spiroceras*. Aus dem Bereich Ilo führen sie *Lilloetia cf. steinmanni* (Oberbathonium) auf.

## **Faziesentwicklung in Raum und Zeit in tabellarischer Übersicht**

Erläuterung zur nachfolgenden Tabelle:

Der Vermerk „biostratigraphisch nicht nachgewiesen“, bedeutet, daß aufgrund der Gesamtmächtigkeit eines Profils oder eines Literaturzitates die Schichten eines bestimmten Zeitabschnittes aufgeschlossen sein können, aber diese nicht selbst biostratigraphisch nachgewiesen werden konnten. **\*1 und \*2:** TOBAR et al. (1968) geben für das Gebiet nördlich vom Cerro Camaraca (15 km südl. von Arica ) in Kissenlaven eingeschaltete lutitische Kalke („calizas lutitas“) und arenitische Kalke („calizas areniscas marinas fosilíferas“) an, die sie aufgrund von Fehlbestimmungen stratigraphisch in den Bereich Bajocium bis ?Callovium einordnen. Durch die Neubestimmung (siehe Kap. 6, Tab. 6-1) wird für diese Schichten ein stratigraphischer Zeitraum vom Bathonium bis zum mittleren Unter-callovium angenommen. Die in Kissenlaven eingeschalteten lutitischen Kalke können mit dem unteren Teil des Cerro Morro de Arica korreliert werden und können daher in das Bathonium gestellt werden. Die arenitischen Kalke lassen sich mit dem oberen Teil des Profils Cerro Morro de Arica korrelieren. Für diesen Bereich wird aufgrund der Gesamtmächtigkeit des Profils das Callovium angenommen. Es kann nicht biostratigraphisch nachgewiesen werden. Würde die Neubestimmung der Ammoniten (Reineckeidae) aus den arenitischen Schichten zutreffen, so wäre wahrscheinlich das Callovium für diesen Schichtenbereich beweisbar.



				<b>S</b> Zapiga <sup>1)</sup> , Quebrada Tiliviche <sup>2)</sup> , Pampa Tana <sup>3)</sup>	Caleta Camarones <sup>4)</sup> , Quebrada Camarones <sup>5)</sup> , Quebrada Chiza <sup>6)</sup>	<b>N</b> Cerro Argolla <sup>7)</sup> , Caleta Vitor <sup>8)</sup> , Küste von Arica <sup>9)</sup> , Quebrada Los Tarros <sup>10)</sup> , La Yarada <sup>11)</sup>
<b>Oxfordium</b>	<b>O</b>	oberes	1) bis 2): nicht aufgeschlossen 3): biostratigraphisch nicht nachgewiesen	nicht aufgeschlossen	7) bis 9): nicht aufgeschlossen 10) bis 11): biostratigraphisch nicht nachgewiesen	
		unteres	1) bis 2): nicht aufgeschlossen 3) vulkanisch geprägte Schwellensedimente mit pyroklastischen Fließablager- ungen (biostratigraphisch nicht nachgewiesen	nicht aufgeschlossen	7) bis 9): nicht aufgeschlossen 10) vulkanisch geprägte Beckensedimentation mit pyroklastischen Fließabla- gerungen und Laven 11) biostratigraphisch nicht nachgewiesen	
	<b>M</b>		1) bis 2): nicht aufgeschlossen 3) biostratigraphisch nicht nachgewiesen!	nicht aufgeschlossen	7) bis 9): nicht aufgeschlossen 10) vulkanisch geprägte Beckensedimentation mit Laven 11) biostratigraphisch nicht nachgewiesen	
		<b>U</b>	1) bis 2): nicht aufgeschlossen 3): biostratigraphisch nicht nachgewiesen	nicht aufgeschlossen	7) bis 10): nicht aufgeschlossen 11): biostratigraphisch nicht nachgewiesen	
<b>Callovium/ Oxfordium- Grenz- bereich</b>		1): nicht aufgeschlossen 2): biostratigraphisch nicht nachgewiesen! 3): Beckensedimentation während vulkanischer Ruhephase	4) bis 6): nicht aufgeschlossen	7) bis 10): nicht aufgeschlossen 11): biostratigraphisch nicht nachgewiesen!		
<b>Callovium</b>	<b>O</b>	1): nicht aufgeschlossen 2) bis 3): biostratigraphisch nicht nachgewiesen	4) bis 5): nicht aufgeschlossen 6): vulkanisch geprägte Beckensedimentation mit Laven	7) bis 8): nicht aufge- schlossen 9): biostrati- graphisch nicht nachge- wiesen 10): nicht aufgeschlossen 11): nach JAÉN & ORTIZ (1963) vulkanisch geprägte Beckensedimentation		
	<b>M</b>	1): nicht aufgeschlossen 2): Beckensedimentation während vulkanischer Ruhe- phase 3): Beckensedimentation während vulkanischer Ruhephase,	4) bis 5): nicht aufgeschlossen 6): vulkanisch geprägte bituminöse Beckensedi- mentation	7) bis 8): nicht aufge- schlossen 9): biostrati- graphisch nicht nachge- wiesen 10): nicht aufgeschlossen 11): vulkanisch geprägte Beckensedimentation		

		<b>S</b> Zapiga <sup>1)</sup> , Quebrada Tiliviche <sup>2)</sup> , Pampa Tana <sup>3)</sup>	Caleta Camarones <sup>4)</sup> , Quebrada Camarones <sup>5)</sup> , Quebrada Chiza <sup>6)</sup>	<b>N</b> Cerro Argolla <sup>7)</sup> , Caleta Vitor <sup>8)</sup> , Küste von Arica <sup>9)</sup> , Quebrada Los Tarros <sup>10)</sup> , La Yarada <sup>11)</sup>
<b>Callovium</b>	<b>U</b>	1): biostratigraphisch nicht nachgewiesen! 2): Beckensedimentation während vulkanischer Ruhephase 3): biostratigraphisch nicht nachgewiesen	4) bis 5): nicht aufgeschlossen 6): biostratigraphisch nicht nachgewiesen	7) bis 8 und 10): nicht aufgeschlossen 9): Schwellensedimentation mit pyroklastischen Fließablagerungen (biostratigraphisch nicht nachgewiesen),* <sup>1</sup> wie [9] 11): Laven und eingeschaltete Vulkaniklastite (biostratigraphisch nicht nachgewiesen)
<b>Bathonium/ Callovium- Grenzbereich</b>		1): Schwellensedimentation während vulkanischer Ruhephase 2) bis 3): nicht aufgeschlossen	4): nicht aufgeschlossen 5): Laven (biostratigraphisch nicht nachgewiesen!) 6): biostratigraphisch nicht nachgewiesen	7) bis 8 und 10): nicht aufgeschlossen 9): biostratigraphisch nicht nachgewiesen 11): biostratigraphisch nicht nachgewiesen
<b>Bathonium</b>		1): Schwellensedimentation während vulkanischer Ruhephase 2): nicht aufgeschlossen 3): vulkannaher Ablagerungsbereich mit niedrig energetischen Schwellensedimenten und pyroklastischen Fließablagerungen (biostratigraphisch nicht nachgewiesen!)	4): nicht aufgeschlossen 5): in Laven eingeschaltete bituminöse bis gut durchlüftete Beckensedimente (biostratigraphisch nicht nachgewiesen!, lithologisch vergleichbar mit [6]) 6): bituminöse bis gut durchlüftete Flachmeer-Beckensedimentation	7) bis 8 und 10): nicht aufgeschlossen 9) Förderung von subaerischen Laven mit Übergang zu submarinen Laven mit eingeschalteten bituminösen bis gut durchlüfteten Flachmeerbeckensedimenten (transgressiver Trend) * <sup>2</sup> wie [9] 11): biostratigraphisch nicht nachgewiesen!
<b>Bajocium</b>	<b>Oberbajocium</b>	1) und 2): Schwellensedimentation während vulkan. Ruhephase mit transgressivem und darauffolgenden regressivem Trend 3): vulkanisch beeinflusster Ablagerungsraum mit Wechsellagerung von Schwellensedimenten (geschützte Sedimente, hinter der Barre) und pyroklastischen Fließablagerungen 2 und 3): im höheren Oberbajocium Vertiefung (bzw. Abnahme der Wasserzirkulation) des Sedimentationsraumes,	4): Laven, Pyroklastite 5): nicht aufgeschlossen 6): Schwellensedimentation während vulkan. Ruhephase mit regressivem Trend	7): Schwellensedimentation während vulkanisch. Ruhephase 8) Laven 9) bis 10): nicht aufgeschlossen 11): nach ROMEUF et al. (1993) Laven mit eingeschalteten marinen Vulkaniklastiten
	<b>Unterbajocium</b>	1), 2) und 3): vulkanisch geprägte Schwellen-Sedimente und Aufarbeitungsprodukte in vulkaniklastischen Turbiditen 3): im Einzugsgebiet eines Förderzentrum: pyroklastische Fließablagerungen wechsellagernd mit Schwellensedimenten	4): im Westen Förderung von submarinen Laven mit eingeschalteten schwach bituminösen Beckensedimenten 5): nicht aufgeschlossen 6): im Landesinnern Schwellensedimentation auf basalen Pyroklastiten	7): Förderung von ?marinen Deckenlaven 8): Förderung von submarinen Laven mit eingeschalteten vulkaniklastischen Sedimenten 9,10): nicht aufgeschlossen 11): Laven mit eingeschalteten marinen Vulkaniklastiten (nach ROMEUF et al. 1993)

## Danksagung

Meinen beiden Doktorvätern Herrn Prof. A. v. Hillebrandt und Herrn Prof. J. H. Schroeder, möchte ich besonders danken.

Herrn Prof. Hillebrandt danke ich für die Vergabe des Themas, die lehrreiche Zeit während der gemeinsamen Geländearbeiten und für die kritische Durchsicht der Arbeit sowie für die zahlreichen Diskussionen.

Herrn Prof. Schroeder danke ich sehr, weil er sich sofort bereit erklärt hatte, die Arbeit nach der Amtszeit von Herrn Prof. Hillebrandt weiter zu betreuen und mir mit konstruktiver kritischer Durchsicht der Arbeit zur Seite stand.

Ich danke Frau Dr. Annette Kossler und Frau Dipl. Min. Viola Bartsch ganz besonders für die wunderschöne gemeinsame Zeit in Chile.

Auch möchte ich mich bei ihnen und auch bei Frau Dipl. Geol. Anke Bebiolka und Dr. Oliver Weidlich für die vielen Diskussionen, Anregungen und tatkräftiger Hilfe bedanken.

Neben diesen haben viele weitere Personen in unterschiedlichster Weise einen Beitrag zu dieser Arbeit geleistet. Ich möchte mich bedanken bei:

Herrn Dr. Wolfgang Kramer für die freundliche Begleitung und fachliche Unterstützung im Gelände, Herrn Dr. Wolfgang Kiessling für die Unterstützung bei der Aufbereitung und der Bestimmung der Radiolarien, Herrn Dr. Manfred Gröschke für die Hilfe bei der Bestimmung der Ammoniten, Frau Dipl. Min. Constanze v. Engelhardt und Frau Silke Stöwer für die Herstellung der Dünnschliffe und die Freilegung diverser hartnäckigen Ammoniten, Herrn Bernd Kleeberg und Frau Hanne Glowa für die diversen Photoarbeiten, Frau Kubig für ihre tatkräftige und liebenswürdige Unterstützung bei der Literatursuche, Herrn Nissen von der ZELMI für die Nutzung des Rasterelektronenmikroskops, Frau Juliet Hay (Oxford University Museum) für die Übersendung des vermeintlichen *Kosmoceras* aus der Douglas'schen Sammlung, Herrn E. Perez d' A. (SERNAGEOMIN, Santiago de Chile) für die Hilfe bei der Literaturbeschaffung, Herrn General Antonio Ferreira R. für die freundliche Erlaubnis der Begehung des militärischen Sperrgebietes, Herrn Offizier Marco Arnechino für die freundliche Begleitung im militärischen Sperrgebiet und Prof. Dr. Hans Wilke für die Antworten auf Fragen vor Ort und für seine Gastfreundschaft.

Ganz besonders möchte ich mich noch einmal bei meinen Freunden Oli, Daniela, Annette, Viola, Uli, Nico und bei meiner Schwester Moni, bedanken, die mich immer wieder daran erinnern haben, das es noch ein Leben neben der „Diss“ gibt.

Ganz herzlich danke ich meinen Eltern.

## Lebenslauf

von  
 Sonja Wittmann  
 geboren am 30.10.1966 in Wilhelmshaven  
 ledig

### Schulausbildung:

1973-1987                      Grundschule, Realschule, Gymnasium, Oberstufe der Integrierten  
 Gesamtschule in Wilhelmshaven; Abschluß: Abitur

### Studium:

WS 1987-WS 89/90            Grundstudium der Geologie/Paläontologie an der Philipps-  
 Universität Marburg; Abschluß: Vordiplom

SS 1990- Mai 1994            Hauptstudium der Geologie/Paläontologie an der Universität  
 Bremen; Abschluß: Diplom

WS 1993/94-WS 94/95        Studium der Wirtschaftswissenschaften an der Universität  
 Bremen

### Praktika und universitäre Auslandsaufenthalte während des Studiums:

09/1988                        Geologisches Praktikum in der "Grube Messel"-Senckenberg  
 Institut Frankfurt-(4 Wochen)

SS1990-SS1992              Tätigkeit als wissenschaftliche Hilfskraft

03/1991                        Geologisches Praktikum im Senckenberg Institut Wilhelmshaven  
 (4 Wochen)

07/1991-9/91                3-monatiger Aufenthalt in Spanien (Südpyrenäen): Vorarbeiten  
 für die Diplomarbeit

05/1992                        Spanien: Abschluß der Arbeiten und Abnahme der Kartierung

01/1995-03/95              Praktikum im Umweltbundesamt; Fachgebiet „Grundsatzfragen,  
 Bodenfunktionen“

### Beruf:

06/95-09/98                Wissenschaftliche Mitarbeiterin am Institut für Angewandte  
 Geowissenschaften II, TU Berlin

WS 98/99                      Lehrauftrag an der TU Berlin

12/99-11/00                Angestellte beim Umweltamt Spandau

seit 03/01                    Weiterbildung: SAP-Berater (SD und E-Commerce)

### Weitere Aktivitäten:

09/1993-10/94              Kaufmännische Angestellte bei United Parcel Service

SS 97-09/98                Vertreterin der WiMi's im Frauenbeirat

**Publikationen/Kongreßbeiträge:**

WITTMANN, S. (1994): Geologische Kartierung des Ostteils des Vall de Cabó (Provinz Lérida/mittl. Südpirenen/NE-Spanien) unter besonderer Betrachtung der Sedimentationsentwicklung im Apt/Alb.- Unveröffentl. Diplomarbeit, Teil A, 69 S.; Universität Bremen.

WITTMANN, S. (1994): Mikrofazielle Untersuchung eines Algen-/Schwamm-Bioherms im Ober-Apt/Alb der mittleren Südpirenen, südlich der Ortschaft Bóixols (Provinz Lérida).- Unveröffentl. Diplomarbeit, Teil B, 75 S.; Universität Bremen.

WITTMANN, S. (1995): Staubdepositionsmessungen – Bewertung der Luftreinhaltepläne und Immissionsmeßprogramme der Bundesländer bezüglich der Depositionsmessungen von Staub-niederschlag und seinen Bestandteilen (Schwermetalle)-.- Unveröffentl. Abschlußbericht UBA, 46 S., Umweltbundesamt Berlin.

KOSSLER, A. & WITTMANN, S. (1996): Der marine Jura in der Küstenkordillere zwischen Iquique und Arica.- Terra Nostra, 8/96, 15. Geowissenschaftl. Lateinamerika-Kolloquium, S. 75; Hamburg.

HILLEBRANDT, AV., KRAMER, W., BARTSCH, V., BEBIOLKA, A., KOSSLER, A. & WITTMANN, S. (1998): Vulkanismus und Sedimentation in Trias und Jura der Küstenkordillere von Nordchile-Beitrag zur Rekonstruktion des jurassischen magmatischen Bogens.- TP D1A-Abschlußbericht; SFB 267 Berichtsband 1996-1998; FU-Berlin.

**Vorträge:**

Sediment'99: Das jurassische back-arc Becken in N-Chile zwischen Zapiga und Arica (19°38'S-18°28').

69. Jahrestagung der Paläontologische Gesellschaft: Die Spikulit-Fazies im Bathonium/Callovium-Grenzbereich in N-Chile.

**Poster:**

WITTMANN, S. (1997): Posterbeitrag, 8. Chilenischer Geologen-Kongreß, Antofagasta (Chile): Marine jurassic sediments in the Coastal Cordillera of Northern Chile between 19°42' and 18°28'.

### **Eidesstattliche Erklärung-**

Hiermit versichere ich eidesstattlich, daß ich die eingereichte Dissertation mit dem Titel:  
Wechselwirkungen zwischen karbonatischer und vulkaniklastischer Sedimentation auf dem  
jurassischen Vulkanbogen in der chilenisch/peruanischen Küstenkordillere (Südamerika)  
selbsttätig verfaßt habe und nur die in der Arbeit genannten Quellen benutzt habe.

Sonja Wittmann