

Berliner geowiss. Abh.	(A)	66	169-190	4 Abb.	Berlin 1986
------------------------	-----	----	---------	--------	-------------

MARINES MESOZOIKUM IN NORDCHILE ZWISCHEN 21° UND 26°S

Von

A. v. HILLEBRANDT, M. GRÖSCHKE, P. PRINZ & H.-G. WILKE

Die Entwicklung des marinen Mesozoikums begann im Südteil des Untersuchungsraumes während der oberen Trias im Bereich der Präkordillere mit der Entstehung eines sich in N-S-Richtung erstreckenden Binnenmeeres, in dem zum Teil fossilreiche Sedimente abgelagert wurden. Gleichzeitig bildeten sich im Gebiet der Küstenkordillere Vulkanite und terrestrische Sedimente. Erst zu Beginn des Juras (Hettangium) erreichte die marine Transgression auch die Küstenkordillere, wo jedoch schon im oberen Sinemurium in Verbindung mit Flachwassersedimenten der intensive Vulkanismus der La Negra-Formation einsetzte, der im Verlauf des weiteren Juras bestimmend blieb. Lediglich im Bajocium kam es lokal zu einzelnen flachmarinen Einschaltungen in den mächtigen Vulkanitserien. Im Gegensatz dazu setzte sich die marine Entwicklung im Osten kontinuierlich fort und erfaßte bis zum mittleren Oxfordium weite Bereiche der Präkordillere. Dort wurden in einem morphologisch deutlich gegliederten Becken stark terrigen beeinflusste Sedimente, vorherrschend Siltsteine und Kalkmergel, abgelagert, die einzelne ammonitenführende Kalkgeodenlagen enthalten. Lokal treten turbiditische Einschaltungen auf. Die terrigenen Komponenten wurden sowohl von Osten als auch von Westen in den marinen Ablagerungsraum geschüttet. Während des höheren Mitteljuras reichte der Vulkanismus der Küstenkordillere bis in die westlichsten Juravorkommen der Präkordillere, wo auch noch im Oxfordium Konglomerate aus Vulkanitmaterial vorkommen. Im oberen Oxfordium kam es in verschiedenen Gebieten der Präkordillere zur Ablagerung von Flachwasserkalken, anschließend wurde die Verbindung zum offenen Meer unterbrochen und es bildete sich ein weit verbreiteter, zum Teil mächtiger Gipskomplex. Schließlich sind im Kimmeridgium im mittleren Teil der Präkordillere marine Sedimente einer erneuten Ingression und ein allmählicher Übergang in terrestrische Ablagerungen zu beobachten. Eindeutig marine Kreide wurde bisher nur in der Küstenkordillere nachgewiesen.

Die Mächtigkeit des marinen Mesozoikums ist oft auf bereits sehr kurze Entfernung sehr unterschiedlich und beträgt in der Präkordillere wenige hundert Meter bis weit über 3000 m. Das Jurameer muß besonders im höheren Mitteljura und tieferen Oberjura, gebietsweise aber auch bereits im Unterjura, sehr viel weiter nach Osten gereicht haben als die heutige Verbreitung jurassischer Sedimente dies wiedergibt, da auch viele der östlichsten Juravorkommen der Präkordillere in küstenferner Fazies vorliegen.

ABSTRACT

The evolution of the marine Mesozoic started in the southern part of the area of investigation during the upper Triassic in the region of the Precordillera with the formation of an inland sea, stretching in a N-S direction, in which sediments rich in fossils were deposited. In the region of the Coastal Cordillera volcanites and terrestrial sediments developed simultaneously. The Coastal Cordillera was not affected by marine transgression until the beginning of the Jurassic (Hettangian). However, in connection with shallow marine sediments, strong volcanism (La Negra-Formation) in this region started as early as during the Late Sinemurian and remained dominant throughout the Jurassic. The Bajocian was the only time during which individual shallow marine sediments were intercalated in the thick volcanite series. In the east, on the other hand, marine evolution continued steadily and had covered large parts of the Precordillera by the Middle Oxfordian. In a morphologically clearly divided basin, terrigenous influenced sediments occur, mainly siltstones and calcareous marls, which contain some ammonite-bearing horizons of calcareous geodes. Locally turbiditic intercalations can be observed. The terrigenous components were transported both from the east and from the west into the marine sedimentation area. During the late Middle Jurassic the volcanism of the Coastal Cordillera reached the western-most Jurassic outcrops of the Precordillera, where conglomerates of volcanic material were found even in the Oxfordian. Shallow marine limestones were deposited in different regions of the Precordillera in the later Oxfordian, the connection with the open sea was subsequently blocked and an extensive, sometimes thick gypsum series was formed. Finally, in the Kimmeridgian in the central part of the Precordillera, marine sediments formed by a new ingression were found and a gradual switch to terrestrial deposits can be observed. The Coastal Cordillera was the only place from which marine Cretaceous sediments could be definitely confirmed.

There are extreme variations in thickness in the marine Mesozoic, even over very short distances. Thicknesses in the Precordillera range from about a few hundred metres to well over 3000 m. During the late Middle Jurassic and the early Late Jurassic - in some parts as early as during the Early Jurassic - the Jurassic sea must have been stretched over a larger area to the east than is reflected by the present distribution of Jurassic sediments, as the facies of many of the most eastern Jurassic outcrops show that this area must have been situated far away from the coast.

RESUMEN

El desarrollo del Mesozoico marino empezó en el Triásico superior en la parte meridional de la región estudiada, en el área de la Precordillera, con la formación de un mar interior, de orientación N-S, en el cual se depositaron sedimentos a veces ricos en fósiles. A la vez, en la zona de la Cordillera de la Costa se formaban vulcanitas y sedimentos terrestres. La transgresión marina no llegó a la Cordillera de la Costa antes del comienzo del Jurásico (Hettangiano). No obstante, ya en el Sinemuriano superior, y relacionado con sedimentos de aguas someras, se inicia el vulcanismo de la Formación La Negra, el que predomina durante todo el Jurásico. Solamente en el Bajociano las potentes series volcánicas presentan, localmente, intercalaciones de sedimentos marinos de poca profundidad. Por el contrario, en la parte oriental, el desarrollo marino se mantuvo continuo hasta el Oxfordiano medio y afectó a amplias zonas de la Precordillera. Allí, en una cuenca con una división morfológica acentuada, se depositaron sedimentos con una fuerte influencia terrígena, entre los cuales predominan siltitas y margas calcáreas, que contienen algunos horizontes con concreciones calcáreas en las cuales hay ammonites. Localmente existen intercalaciones de turbiditas. Los aportes terrígenos a la cuenca fueron transportados tanto del este como del oeste. Durante la parte superior del Jurásico medio, el vulcanismo de la Cordillera de la Costa se exten-

dió hasta los afloramientos más occidentales de la Precordillera, donde también en el Oxfordiano existen conglomerados de material volcánico. En el Oxfordiano superior, en distintas zonas de la Precordillera se depositaron calizas de aguas someras, posteriormente la conexión con el mar abierto se interrumpió, formándose un extenso y a veces potente complejo yesífero. Finalmente durante el Kimmeridgiano en la parte media de la Precordillera, se pueden observar sedimentos marinos productos de una nueva ingesión y un paso gradual a depósitos terrestres. Con certeza el Cretácico marino se ha demostrado solamente en el área de la Precordillera.

La potencia del Mesozoico marino es frecuentemente a corta distancia, muy variable y alcanza en la Precordillera pocos cientos de metros hasta 3000 m. El mar jurásico debe haberse extendido mucho más hacia el este, especialmente en la parte más alta del Jurásico medio y en la parte más baja del Jurásico superior y, en algunas regiones también ya en el Jurásico inferior, de lo que se refleja en la actual distribución de los sedimentos jurásicos, puesto que muchos de los afloramientos jurásicos más orientales de la Precordillera representan facies lejanas de la costa.

1. EINLEITUNG

Das marine Mesozoikum des Arbeitsgebietes entstand in der Zeitspanne vom Beginn des Auseinanderbrechens von Pangaea am Ende der Trias und der Öffnung des Südatlantiks an der Wende vom Jura zur Kreide. Es beschränkt sich auf die Gebiete der Küsten- und der Präkordillere (Abb. 1a). In der Küstenkordillere ist im größeren Umfang nur der tiefere Unterjura (Hettangium bis mittleres Sinemurium) mit marinen Sedimenten vertreten. Der vulkanitischen La Negra-Formation (mittleres Sinemurium bis ?Oberjura) können lokal im Mitteljura marine vulkanoklastische Sedimente eingeschaltet sein. Unmittelbar südlich Antofagasta liegt über der La Negra-Formation die terrestrische Coloso-Formation und über ihr ist im Gebiet von El Way marine Unterkreide vorhanden.

Die bisherigen Untersuchungen führten wir vor allem in der Präkordillere durch, da dort das marine Mesozoikum sehr viel schlechter bekannt war und ist als das der Küstenkordillere. Außerdem beginnt die marine Sedimentation in der Präkordillere stellenweise bereits in der oberen Trias (Abb. 1b) und reicht bis in den Oberjura. Marine Unterkreide kann in der Präkordillere nicht mit Sicherheit nachgewiesen werden.

Die Untersuchung des Gebietes im Grenzbereich zwischen der Küstenkordillere und der Präkordillere wäre für eine vollständige paläogeographische Rekonstruktion des gesamten Ablagerungsraumes während des Mesozoikums besonders wichtig. In diesem Gebiet konnten wir jedoch bisher keine guten Profile mit marinem Mesozoikum finden, da hier die Aufschlußverhältnisse besonders schlecht sind und vorwiegend jüngere Gesteinsserien auftreten.

Die durchgeführten Arbeiten konzentrierten sich in der Präkordillere auf die Gebiete zwischen 23° 30' S und 24° 30' S sowie bei 22° S, da diese besonders wenig bekannt waren. Ergänzende Untersuchungen geschähen in den dazwischen liegenden Gebieten sowie nach Norden bis ca. 21° S und nach Süden bis ca. 26° S. In der Küstenkordillere wurden zur Lösung spezieller biostratigraphischer Fragen an verschiedenen Lokalitäten vor allem Schichten des basalen Juras untersucht.

Bei der Aufnahme von Profilen versuchten wir zunächst biostratigraphisch einstuftbare Schichtfolgen zu erfassen (vgl. Abb. 2 und 3). Bedingt durch die sehr unterschiedlichen Aufschlußverhältnisse und die zum Teil sehr intensive Tektonik konnten zumeist nur unvollständige Profile des marinen Mesozoikums aufgenommen werden. Die meisten Daten lieferte der mittlere und basale obere Jura.

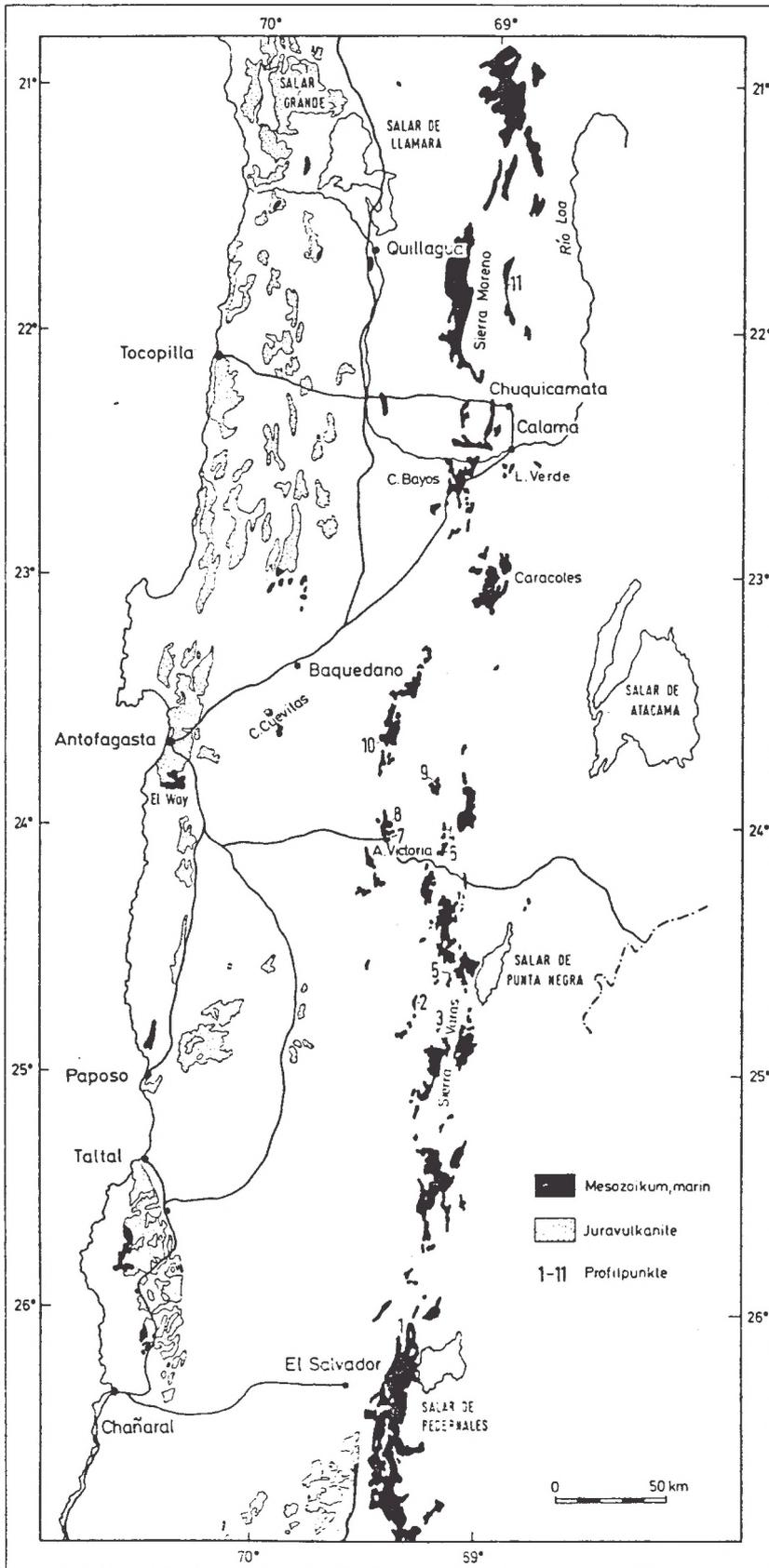


Abb. 1a: Verbreitung mariner mesozoischer Sedimente und jurassischer Vulkanite im Untersuchungsgebiet (nach Serv. Nac. Geol. Min. (1983): Mapa geol. Chile, 1:1000000, z.T. modifiziert). Die Ziffern 1 bis 11 geben die Lage der auf den Abb. 2 und 3 dargestellten Profile an.

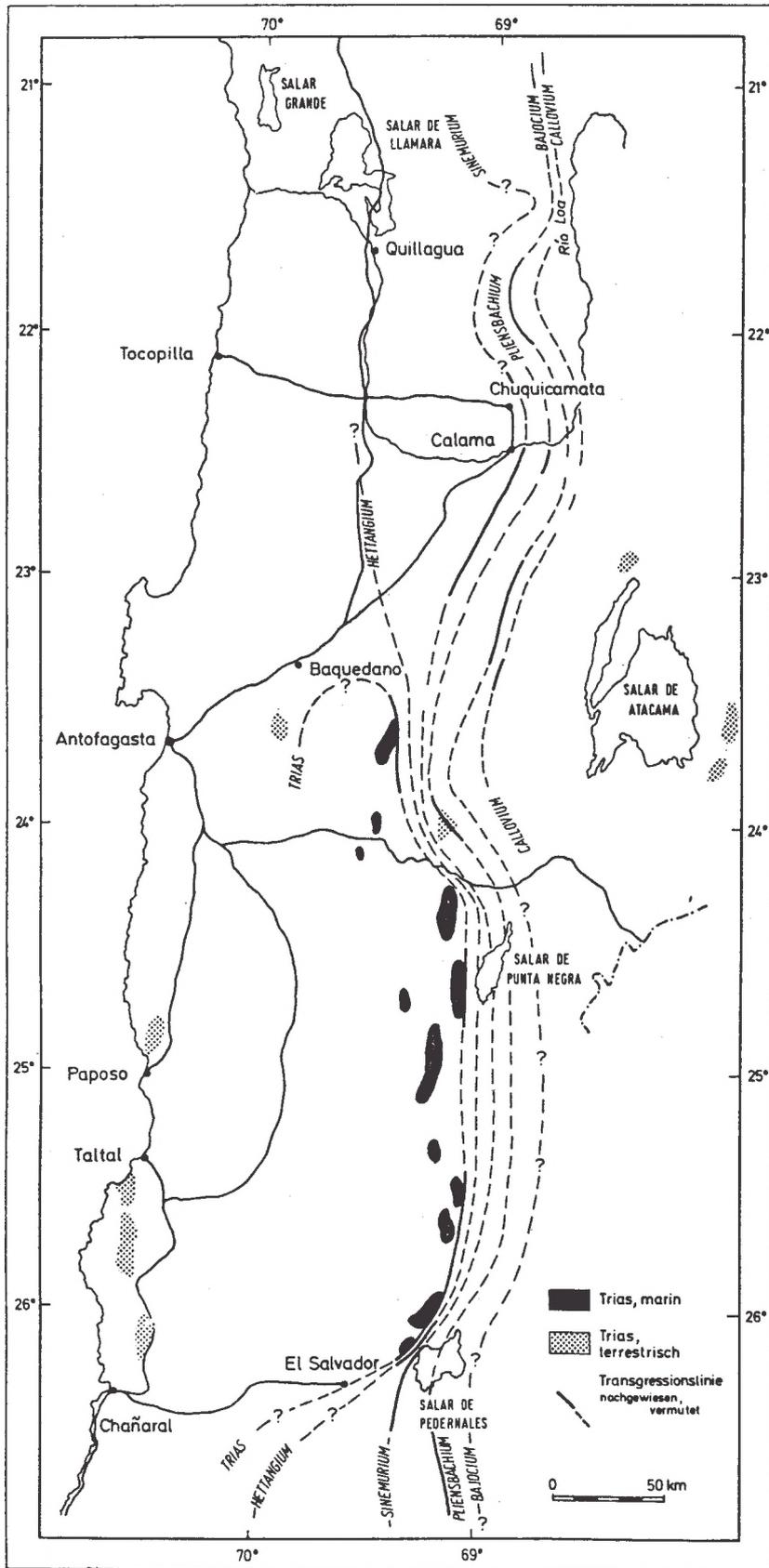


Abb. 1b: Verbreitung terrestrischer und mariner Trias im Untersuchungsgebiet sowie Verlauf der marinen Transgression in der Obertrias, im Hettangium, Sinemurium, Pliensbachium, Bajocium und Callovium.

2. LITHOLOGIE

2.1 Trias

In der Präkordillere zwischen 23° 30' und 26° südlicher Breite kamen bereits ab der obersten Trias (Norium und Rhätium) marine Sedimente zur Ablagerung, im Gegensatz zu Gebieten weiter nördlich sowie südlich und im Gegensatz zur Küstenkordillere, wo der marine Jura auf terrestrische Sedimente oder Vulkanite der Trias oder noch ältere Gesteine transgredierte (vgl. Abb. 1b und 2).

In den letzten Jahren wurden in der Präkordillere zwischen 23° 30' und 26° S zahlreiche Lokalitäten mit marinen Trias-Ablagerungen entdeckt. Eine zusammenfassende Darstellung der Trias dieses Gebietes geben CHONG & HILLEBRANDT (1985). Die Autoren unterscheiden eine untere und eine obere Einheit. In der unteren Einheit überwiegen saure und intermediäre vulkanische Gesteine, denen besonders im höheren Teil Sedimente eingelagert sein können, während marine Einschaltungen selten sind. Die obere Einheit besteht aus marinen Sedimenten. Die untere Einheit kann eine Mächtigkeit bis zu 1000 m erreichen und die obere Einheit wird bis 150 m mächtig. Nur bei wenigen Vorkommen ist die Basis der unteren Einheit aufgeschlossen, sie liegt diskordant auf sedimentärem Paläozoikum oder paläozoischen Intrusiva. Im Südteil der Cordillera Domeyko ist zwischen der Quebrada Agua de la Piedra und der Quebrada Don Roe (CHONG & HILLEBRANDT 1985) eine mächtige, isoklinal gefaltete Serie aus Sandsteinen und Konglomeraten mit geringmächtigen, marinen Fossilhorizonten aufgeschlossen. Diese Serie kann der unteren Einheit zugerechnet werden. Die Fauna ist in die obere Trias zu stellen; sie enthält auch Arten, die bisher in der oberen Einheit nicht gefunden wurden. Die bei anderen Lokalitäten in der unteren Einheit angetroffenen Fossilhorizonte lassen keine eindeutige Aussage zu, ob es sich um marine Einschaltungen handelt; sie erlauben auch keine genaue biostratigraphische Aussage.

Die obere Einheit liegt zumeist transgressiv auf den Vulkaniten bzw. Sedimenten der unteren Einheit. Eine deutliche Winkeldiskordanz konnte nur ausnahmsweise beobachtet werden. Besonders bei Profilen mit einer Transgression auf Vulkaniten kam es zum Teil zur Bildung von grobklastischen Brekzien und Konglomeraten, wobei Spalten und Hohlräume des Untergrundes durch kalkigen Fossiltschutt ausgefüllt wurden. Nur bei wenigen Profilen geht die untere Einheit allmählich in die obere Einheit über.

Die Fazies der oberen Einheit ist sehr unterschiedlich. Es wurden küstennahe Ablagerungen bis solche des tieferen Neritikums nachgewiesen. Im küstennahen Bereich kam es vielfach zur Bildung von Korallenriffen und Korallenbänken sowie strandnahen Konglomeraten und Sandsteinen mit reichen Muschel- und Gastropoden-Faunen. Ammoniten sind in dieser Fazies sehr selten.

Besonders artenreiche Faunen wurden östlich der Sierra Varas gefunden. In küstenferneren Bereichen sedimentierten mehr oder minder feinschichtige Sandsteine, Siltsteine und Mergel, die einzelne Kalkgeoden-Horizonte enthalten. In dieser Fazies sind Ammoniten etwas häufiger und es werden pseudoplanktonische Muscheln sowie eingeschwemmte Pflanzenreste angetroffen. Turbidite sind selten, Tempestite wahrscheinlich häufiger. Vereinzelt treten Schillhorizonte (?Tempestite) auf.

Bei den östlichsten Vorkommen herrschen während der gesamten obersten Trias küstennahe Ablagerungen des Flachwassers vor, weshalb für diese Gebiete zu dieser Zeit ein relativ genauer Küstenverlauf angegeben werden kann. Die küstenfernere Fazies tritt vor allem in den wenigen weiter westlich gelegenen Gebieten auf. Die heutige maximale Ausstrichbreite beträgt allerdings nicht mehr als 35 km. In Richtung zur Küstenkordillere, mit verbreitet terrestrischen Sedimenten zu dieser Zeit, sind bisher keine Sedimente gefunden worden, die zwischen diesen und denen der neritischen Fazies der Präkordillere vermitteln würden.

Zumindest bei einem Gebiet (östlich Cerro Bayo, vgl. CHONG & HILLEBRANDT 1985) kamen am Ende der obersten Trias wieder Flachwasserablagerungen mit Riffkorallen und Mollusken-Faunen zur Ablagerung und es treten Konglomerathorizonte auf.

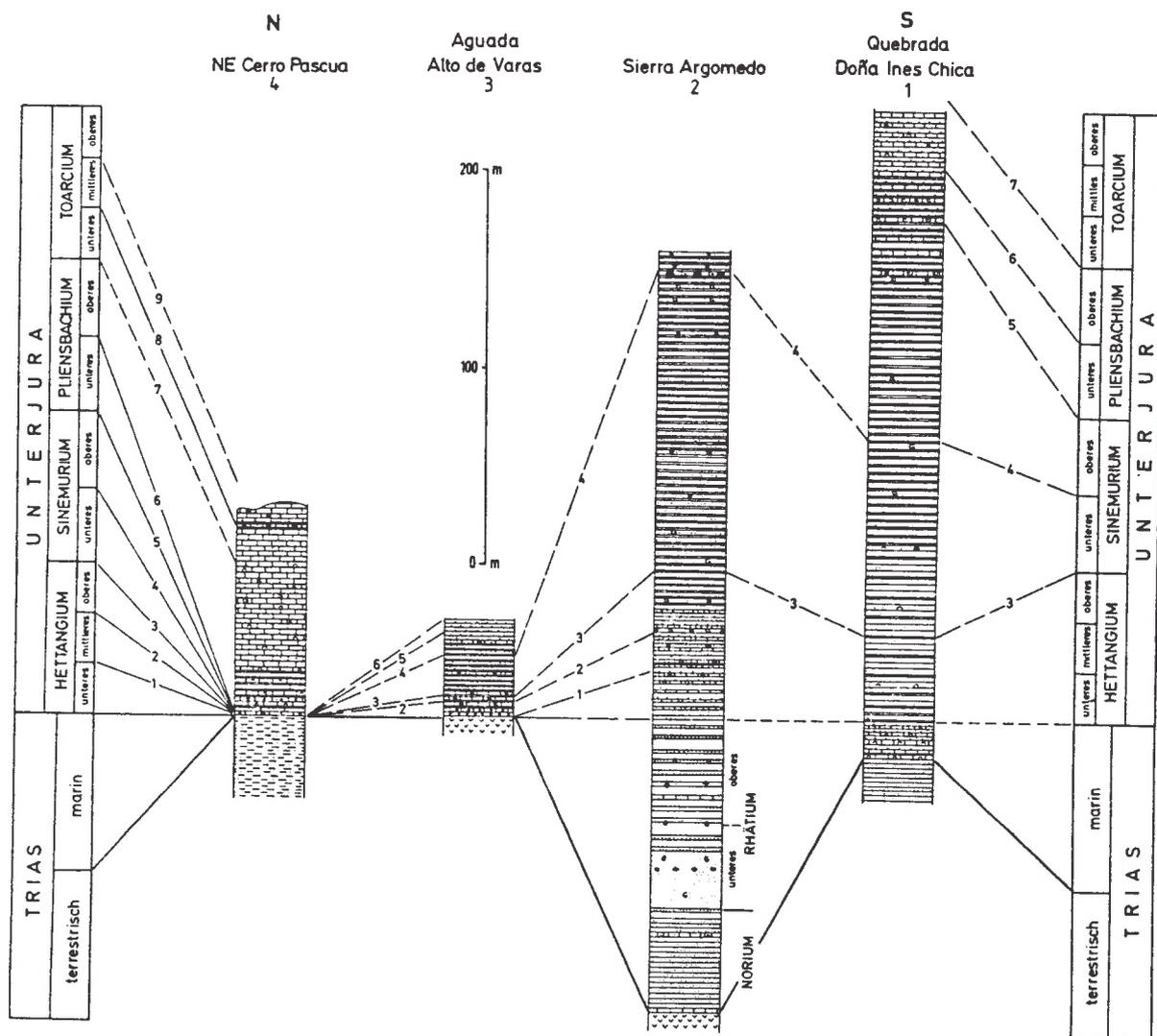


Abb. 2: Korrelation obertriassischer/unterjurassischer Profile aus dem Gebiet der Präkordillere. Die Lage der Profile ist auf Abb. 1a dargestellt; Legende s. Abb. 3.

2.2. Unterjura

In den Gebieten der Präkordillere mit mariner oberster Trias konnte bei mehreren Profilen der basale Jura mit Ammoniten des unteren Hettangium nachgewiesen werden (Abb. 2, Profil 2). Eine Sedimentationsunterbrechung oder Diskordanz war bei keinem dieser Profile zu beobachten. Zumeist liegen zwischen den Fossilhorizonten mit noch eindeutig obertriassischen Faunen und den ersten Fossilbänken mit Ammoniten des basalen Juras fossilere Schichten, die entweder der obersten Trias oder dem untersten Jura angehören. Innerhalb des Gebietes mit mariner Trias gibt es allerdings auch einzelne Profile, bei denen erst das mittlere Hettangium auf Vulkanite der unteren Einheit der oberen Trias transgredierte oder zwischen diesen Vulkaniten und dem mittleren Hettangium liegen geringmächtige Konglomerate, die wahrscheinlich ebenfalls dem mittleren Hettangium angehören (Abb. 2, Profil 3). In diesen Gebieten wurde also

während der obersten Trias nicht sedimentiert; ebenso fehlt der tiefste Jura.

In der Küstenkordillere transgredierte der basale Jura im unterem Hettangium auf terrestrische Sedimente und Vulkanite der Trias. Im Gebiet zwischen Chanaral und Talta sowie nördlich Paposo und in Gebieten nördlich und südlich Baquedano (Cerros de Cuevitas) sind Ablagerungen des Hettangiums weit verbreitet.

Kalkbänke mit zum Teil häufig Ammoniten stellen im unteren und mittleren Hettangium sowohl in der Küsten- als auch in der Präkordillere die vorherrschende Gesteinsausbildung dar. Auch in Gebieten mit Sandsteinen und Konglomeraten mit Flachwasser-Faunen oder Korallenfazies in der obersten Trias liegt das basale Hettangium in Ammonitenfazies mit Kalkbänken vor. Nur bei denjenigen Profilen, für die bereits in der obersten Trias eine größere Wassertiefe angenommen werden kann, tritt eine geringere Faziesänderung ein. Allerdings kann auch bei diesen Profilen eine Zunahme der Kalkbänke beobachtet werden. Flachwasser-Faunen mit Muscheln, Gastropoden und Brachiopoden treten im Hettangium sehr stark zurück. Sie werden vor allem in Gebieten angetroffen, bei denen eine Transgression erst während des Hettangiums erfolgte. Korallenriffe fehlen und auch Einzelkorallen sind sehr selten.

Die Mächtigkeit des Hettangiums beträgt wenige Meter bis maximal 100 m, wobei die Profile mit vorwiegender Kalksedimentation zumeist eine geringere Mächtigkeit aufweisen als diejenigen, bei denen Sandsteine, Siltsteine und Mergel mit Kalkgeoden vorherrschen.

Bereits im mittleren Hettangium nimmt wieder bei vielen Profilen die Sandkomponente zu und im oberen Hettangium treten nur noch bei wenigen Profilen reine Kalkbänke auf.

Im unteren *Sinemurium* und in der Präkordillere zumeist auch im oberen *Sinemurium* herrschen bei fast allen Profilen gut gebankte, mehr oder minder kalkige Sand- und Siltsteine mit einer Bankdicke im cm- bis dm-Bereich vor. In der Küstenkordillere sind dieser Fazies einzelne größere Bänke aus Vulkanitmaterial eingelagert. In der Präkordillere kommen in einigen Gebieten Turbidite vor. Fossilien sind bei vielen Profilen selten. Zumeist flachgedrückte Ammoniten überwiegen. Die benthonische Fauna tritt sehr stark zurück und kommt vor allem in den kalkreicheren Profilen mit relativ geringer Sedimentationsrate vor. Besonders im oberen *Sinemurium* sind manche Bänke reich an Fossilschutt. Die vermutlich pseudoplanktonische Muschel *Otapiria* wurde mehrfach nachgewiesen.

Die Mächtigkeitsunterschiede sind besonders in der Präkordillere sehr groß. Die Mächtigkeit kann in Gebieten mit vorwiegend sandiger Sedimentation und Turbiditen bis über 150 m betragen, sich aber auch in relativ kurzer Entfernung auf Beträge im 10 m-Bereich reduzieren. Im oberen *Sinemurium* - so weit biostratigraphisch nachweisbar - nehmen in der Präkordillere die Bankmächtigkeiten wieder ab, der Kalkgehalt zu und mergelige Zwischenlagen werden häufiger und mächtiger. Im Gebiet von Calama fand zumindest auf der Westseite des Cerro Limón Verde (S Calama) die Juratransgression im Grenzbereich vom unteren zum mittleren *Sinemurium* mit mehr oder minder sandigen Kalken statt, die zum Teil eine reiche Benthos-Fauna des Flachwassers enthalten (BAEZA 1976, 1979 und eigene Beobachtungen). Gleichaltrige sedimentologisch ähnliche Schichten treten auch im benachbarten Gebiet von Cerritos Bayos auf, jedoch ist dort die Basis des Juras nicht aufgeschlossen. Im oberen *Sinemurium* beider Gebiete werden die Schichten kalkreicher und enthalten in einzelnen Horizonten weiterhin reiche Benthos-Faunen.

In der Küstenkordillere beginnt an der Basis des oberen *Sinemuriums* der Vulkanismus der La Negra-Formation, wobei nach den ersten Laven, die zum Teil noch auf kurze Distanz auskeilen, nochmals z.T. konglomeratische Sedimente aus den aufgearbeiteten Vulkaniten und Sandsteinen folgen können, die benthonische-Flachwasserfaunen enthalten. An einer Stelle wurde an der Basis eines Lavastroms ein verkieselter Korallenstock beobachtet.

In der Präkordillere nimmt im *Pliensbachium* der Kalkgehalt der Sedimente weiterhin zu und siltig-mergelige Schichten, zum Teil mit Kalkgeoden, und dunkle Kalke sind weit verbreitet. Die Kalke sind häufig bituminös, die Mergel sind oft feinschichtig ausgebildet. Fossilien sind in den meisten Profilen selten. Neben Ammoniten tritt nicht selten *Atractites* auf.

Während des *Pliensbachiums* wurden weitere Gebiete von der Juratransgression erfaßt, so die Bereiche NE des Cerro Pascua (Abb. 2, vgl. auch GRÖSCHKE & HILLEBRANDT 1985) und SE Calama (BAEZA 1976, 1979). In diesen Bereichen und auch im Gebiet von Cerritos Bayos und Limón Verde herrschen im *Pliensbachium* zumeist

gut gebankte, mikritische Kalke mit verkieselten Ammoniten und einer zumeist armen Benthos-Fauna vor.

In der Präkordillere südlich 24° S sind die vorwiegend mergeligen Sedimente des Pliensbachiums bei den meisten Profilen stark gefaltet; eine Angabe der Mächtigkeit ist deshalb sehr schwierig, sie beträgt jedoch zumindest 100 m. Dieses ist eine Mächtigkeit, die auch in der mehr kalkigen Fazies nördlich 24° erreicht wird.

Im *Toarcium* nimmt in den Gebieten mit vorherrschend mergeliger Sedimentation während des Pliensbachiums wieder der Kalkgehalt zu. Ammoniten sind sehr selten und zumeist sehr schlecht erhalten. Bisher konnten nur wenige Ammoniten-Biozonen des Toarciums nachgewiesen werden. Im oberen Pliensbachium und unteren Toarcium kommen vor allem in der feinschichtigen Fazies die vermutlich pseudoplanktonischen Muscheln *Pectinula* und ab dem oberen Toarcium *Bositra* vor.

In den Gebieten mit vorwiegend kalkiger Sedimentation während des Pliensbachiums, wie z.B. NE des Cerro Pascua oder in der Region von Cerritos Bayos, herrschen auch im Toarcium Kalke vor, die jedoch zum Teil mehr Feinsand und Silt enthalten. Vor allem in knolligen Kalken sind Ammoniten häufiger. Benthonische Faunen treten auch hier stark zurück.

Eine Angabe von Mächtigkeiten für das Toarcium ist in der Präkordillere südlich 24° ebenso schwierig wie im Pliensbachium. Die Mächtigkeit dürfte im Bereich von ca. 100 m liegen. Im Gebiet von Cerritos Bayos ist das Toarcium ebenfalls ca. 100 m mächtig.

2.3. Mitteljura

Das *Aalenium* läßt sich in der Präkordillere nur in wenigen Gebieten biostratigraphisch sicher nachweisen (HILLEBRANDT & WESTERMANN 1985). Die meisten Angaben liegen aus dem Bereich der Sierra Varas vor, aus der BOGDANIC, HILLEBRANDT & QUINZIO (1985) mehrere Profile, die Ammoniten des Aaleniums enthalten, beschreiben. Dort folgt über dem Toarcium eine dem Liegenden sehr ähnliche Sedimentfolge. Im Unterschied dazu sind jedoch Ammoniten, die überwiegend in Kalkgeoden vorkommen, häufiger und oft auch besser erhalten. Die Kalke bis Kalkmergel des Aaleniums erreichen eine Mächtigkeit von zumindest 30 m.

Im Juragebiet von Cerritos Bayos liegt zwischen dem mittleren Toarcium und dem unteren Bajocium eine mehr als 100 m mächtige Schichtenfolge aus dm-gebankten sandigen Kalksteinen und kalkigen Sandsteinen mit einzelnen konglomeratischen Zwischenlagen. Diese Abfolge enthält wenige Muschel- und Brachiopoden-Horizonte. Ammoniten ließen sich bisher nicht nachweisen. Es ist jedoch anzunehmen, daß zumindest ein Teil dieser Serie dem Aalenium angehört.

Das *Bajocium* ist in der Präkordillere des Untersuchungsraumes weit verbreitet und zeitlich zumeist sicher einzustufen, wenngleich biostratigraphisch gut gliederbare Übergangsprofile vom Aalenium zum Bajocium lediglich aus der Sierra Varas bekannt sind (BOGDANIC, HILLEBRANDT & QUINZIO 1985). Häufig liegt das Bajocium auch transgressiv dem kristallinen Grundgebirge auf (JENSEN & QUINZIO 1979, GRÖSCHKE & WILKE 1985, vgl. auch Abb. 3). Entsprechend diesen unterschiedlichen Sedimentationsbedingungen ist die petrographische Ausbildung dieser Jurastufe nicht einheitlich. Im Gebiet östlich der Sierra Moreno besteht das Unterbajocium und bei Caracoles das basale Oberbajocium im wesentlichen aus transgressiven Sandsteinen und Konglomeraten, die eine benthonische Flachwasserfauna und teilweise Ammoniten enthalten. Darüber hinaus ist im Juragebiet östlich der Sierra Moreno im unteren Bajocium stellenweise ein synsedimentärer Vulkanit eingeschaltet. In den beiden genannten Gebieten ist das höhere Bajocium überwiegend kalkig-mergelig ausgebildet, wobei gebankte mikritische Kalke, relativ häufig mit Ammoniten, überwiegen. Örtlich treten auch einzelne Siltsteinhorizonte auf. Es ist jedoch zu bemerken, daß eine mehr oder weniger starke terrigene Komponente, zumeist aus der Siltfraktion, in allen Profilen fast durchweg bis in das Oxfordium hinein vorhanden ist. Im Gegensatz dazu handelt es sich beim Bajocium im Westteil der Sierra Moreno, soweit beobachtbar, um Kalkmergel und Mergel, die häufig Kalkgeoden enthalten. Eine derartige Geodenfazies herrscht vor allem im Bajocium des Profeta-Juras (Abb. 3, Profil 5) vor, wobei die Kalkkonkretionen fossilreicher sind als die des Aaleniums.

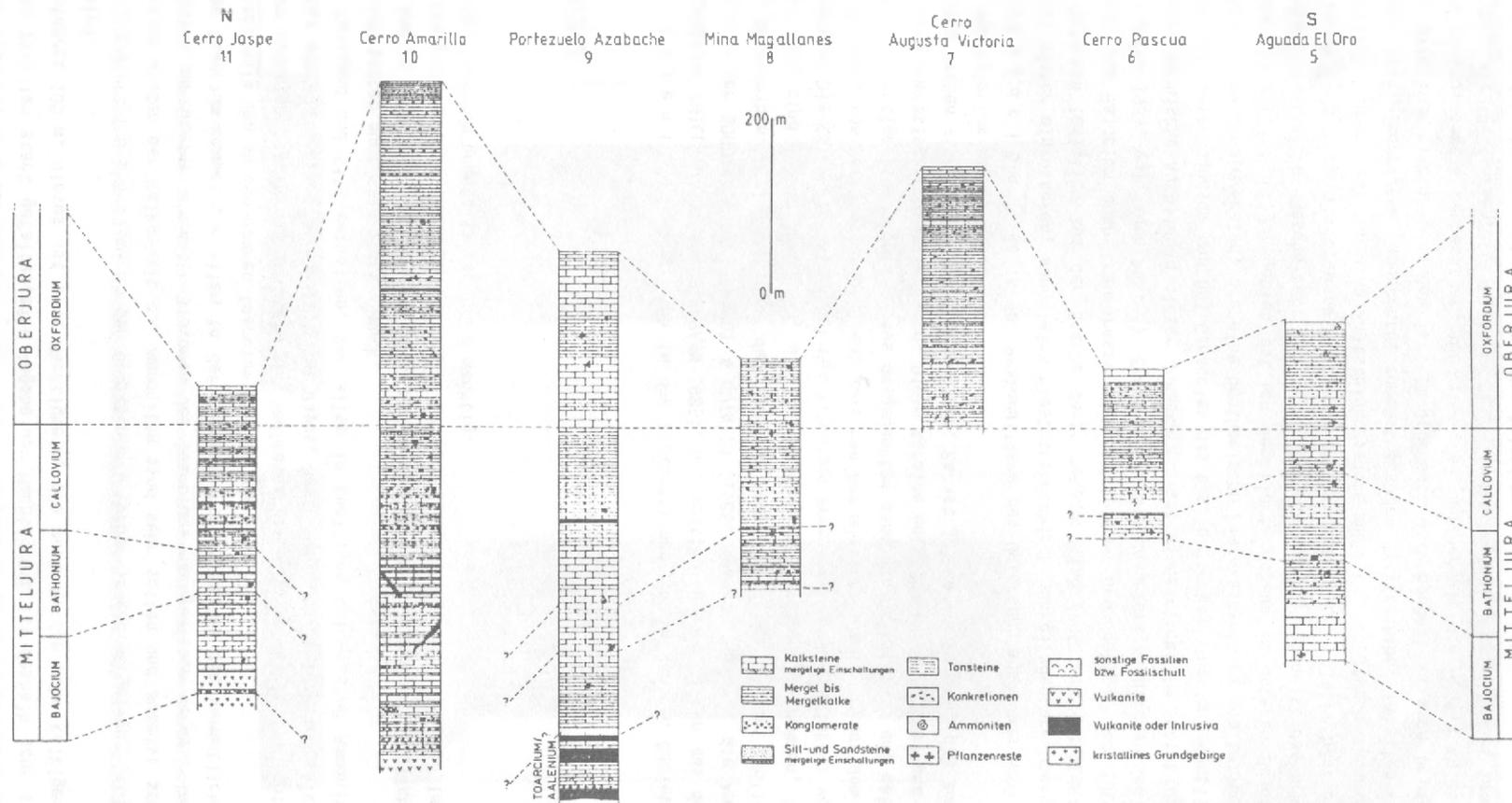


Abb. 3: Korrelation mittel- bis oberjurassischer Profile aus dem Gebiet der Präkordillere (Profil 5 nach BOGDANIC 1983, Profile 6-10 nach GRÖSCHKE & HILLEBRANDT 1985, Profil 11 nach GRÖSCHKE & WILKE, im Druck). Der "Oxford"-Gips ist nicht dargestellt. Lage der Profile siehe Abb. 1a.

Im Juragebiet von Cerritos Bayos sind die Verhältnisse offenbar etwas komplizierter. Nach BAEZA (1976, 1979) folgen dort über einer Serie von lutitischen Ablagerungen, Mergeln mit Korallen und tonigen Kalksteinen mit terrigenen Komponenten, die dem Bajocium angehört, kalkige Sandsteine und Konglomerate, die biostratigraphisch nicht eingestuft werden können. Diese könnten sowohl dem Oberbajocium als auch dem Bathonium angehören. Die Mächtigkeit der gesamten Abfolge gibt BAEZA (1976) mit mindestens 300 m an.

Die Mächtigkeiten des Bajociums innerhalb des Untersuchungsraumes sind offenbar keinen wesentlichen Schwankungen unterworfen. Nach biostratigraphisch gut gliederbaren Profilen aus dem Bereich der Sierra Moreno, von Caracoles und des Profeta-Juras liegend die Mächtigkeiten zwischen ca. 110 und 150 m.

Die fazielle Ausbildung des Bathoniums in der Präkordillere ist insgesamt wesentlich einheitlicher als die des Bajociums, was vor allem daran liegt, daß aus diesem Zeitabschnitt Transgressionssedimente fehlen bzw. nicht bekannt sind und die Sedimentation unter mehr oder weniger konstanten marinen Bedingungen stattfand. Es handelt sich hierbei im wesentlichen um gebankte mikritische Kalke, Mergelkalke und, besonders im höheren Bathonium, z.T. dünnsschichtige Mergel. Kalkgeoden sind in den mergeligen Bereichen mitunter vorhanden, jedoch nur von untergeordneter Bedeutung. Stellenweise werden Silt- und Sandsteine häufiger, was besonders im Profeta-Jura beobachtet werden kann. Die Sandsteine und Konglomerate, die bei Cerritos Bayos im Hangenden des Bajociums auftreten, sind, wie schon erwähnt, von unsicherer zeitlicher Stellung. Südlich von 26° S ist nach HILLEBRANDT (1971) im Bathonium eine Schichtlücke vorhanden.

Der schon im Bajocium zu beobachtende vulkanische Einfluß macht sich gebietsweise verstärkt im Bathonium und auch im Callovium bemerkbar. Dabei sind besonders die westlichen Juravorkommen betroffen, wie Einschaltungen von vulkanitischen Brekzien, Tuffiten und Laven in den marinen Sedimenten zeigen (Abb. 3, Profil 10). Das tiefere Bathonium ist in den meisten Profilen fossilarm; im höheren Bathonium dagegen treten Fossilien häufiger auf, wobei Ammoniten dominieren. Die Mächtigkeit des Bathoniums ist mit im allgemeinen ca. 40 bis 70 m geringer als die des Bajociums, kann aber im Bereich des Profeta-Juras mit über 200 m auch erheblich mächtiger werden (BOGDANIC 1983).

Die besonders im höheren Bathonium zu beobachtende verstärkte Mergelsedimentation setzt sich im Callovium der Präkordillere fort, wobei Horizonte mit Kalkgeoden z.T. sehr häufig werden. Nur örtlich kommt es zur Ablagerung von überwiegend gebankten mikritischen Kalksteinen. Aus der Gegend von Cerritos Bayos gibt BAEZA (1979) auch Oomikrite bzw. Oosparite an. In einzelnen Profilen, die Bereiche mit hohem Terrigenanteil aufweisen, sind turbiditische Lagen zu beobachten. Fossilien sind häufiger als im Bathonium, wiederum herrschen Ammoniten vor. Diese treten vor allem in den Kalkgeoden auf und sind meistens in einzelnen Horizonten stark angereichert. Im Südteil der Cordillera Domeyko folgen in der Sierra de Candeleros (HILLEBRANDT 1971: 77) über Laven und Sedimenten des Bathoniums und Calloviums im Grenzbereich zum Oxfordium z.T. grobe, vulkanoklastische Sedimente mit Flachwasserfaunen.

Die Mächtigkeiten der aufgenommenen Calloviumprofile liegen im Bereich östlich der Sierra Moreno bei ca. 150 m, am Portezuelo Azabache bei ca. 250 m und östlich der Mina Magallanes bei ca. 120 m (vgl. Abb. 3). Es ist aber nicht ausgeschlossen, daß bei verschiedenen nicht durchgehend verfolgbaren bzw. biostratigraphisch nur ungenügend gliederbaren Profilen die Mächtigkeiten erheblich darüber liegen können. Jedoch erscheint die Angabe von ca. 460 m, die BOGDANIC (1983) für ein Calloviumprofil innerhalb des Profeta-Juras macht, als zu hoch. Möglicherweise liegen hier tektonisch bedingte Schichtverdoppelungen vor.

Innerhalb der Küstenkordillere des Untersuchungsraumes sind nur selten marine Ablagerungen des Mitteljuras nachzuweisen. Lediglich in der Sierra Minillas, NE Chanaral bei 26° S, sind nahe der Basis der vulkanischen La Negra-Formation marine Sedimente eingeschaltet, die Ammoniten des höheren Unterbajociums enthalten (DAVIDSON et al. 1976). Am Ostrand der Küstenkordillere südlich von Quillagua, schon im Bereich des Längstales, treten über vulkanischen Gesteinen tektonisch stark beanspruchte Sedimente mit Ammoniten des Calloviums auf.

2.4. Oberjura

Innerhalb des *Oxfordiums* der Präkordillere ist eine z.T. starke Faziesdifferenzierung sowohl in der Vertikalen als auch in der Horizontalen erkennbar. Im tieferen Oxfordium weicht die Fazies insgesamt gesehen nicht wesentlich von der des Calloviums ab. Es handelt sich auch hierbei meistens um geodenführende, dünn-schichtige siltige Mergel und Mergelkalke mit eingeschalteten Kalksteinhorizonten und einzelnen Silt- und Feinsandsteinbänken. Dort, wo das Callovium schon überwiegend kalkig ausgebildet ist, überwiegen auch im tieferen Oxfordium gebankte Kalke. Ammoniten sind relativ häufig, während das Benthos weiterhin stark zurücktritt. Im Dünnschliff sind jedoch des öfteren mehr biogene Komponenten zu beobachten. Im höheren Oxfordium tritt in vielen Profilen der mergelige Anteil zugunsten von Kalksteinen zurück, die häufig Ooide, Onkoide und auch Korallen enthalten. Die terrigene Komponente nimmt insgesamt gesehen ab, wenngleich stellenweise, wie z.B. am Cerro Amarillo (Abb. 3), sandige bis konglomeratische Einschaltungen, die z.T. eine Gradierung erkennen lassen, häufig sind. Auch im Profeta-Jura treten noch Sandsteine auf. Ammoniten sind jetzt sehr selten und wurden nur in einzelnen Profilen gefunden. Ein mehr oder weniger mächtiger Gipskomplex, der gebietsweise über den oolithisch-onkoidischen bzw. korallenführenden Flachwasserkalken folgt, wird noch zum Oxfordium gerechnet. Da aber aus diesem Bereich keine biostratigraphisch relevanten Fossilien vorliegen, ist seine zeitliche Einstufung unsicher. Möglicherweise gehört er ganz oder teilweise dem Kimmeridgium an. Die Gesamtmächtigkeit des Oxfordiums läßt sich nur schwer ermitteln, da durchgehende Oxford-Profile, den Gipskomplex eingeschlossen, selten sind. In gut miteinander korrelierbaren Oxford-Profilen unterhalb des Gipskomplexes sind erhebliche Mächtigkeitsunterschiede festzustellen (vgl. Abb. 3). Die ermittelten Mächtigkeiten liegen zwischen ca. 35 m und 300 m. Häufiger sind jedoch Werte um 120 m.

In der gesamten Küstenkordillere des Untersuchungsgebietes konnten bisher keine marinen Sedimente des Oberjuras nachgewiesen werden. Die einzige Stelle westlich der Präkordillere, von der marine Sedimente des Oxfordiums bekannt geworden sind, ist das Juragebiet bei Challacollo im Bereich des Längstales bei 21° S (mündliche Mitteilung A. QUINZIO, Antofagasta, z.Z. Berlin).

Sedimente des *Kimmeridgiums* sind in der Präkordillere des Arbeitsgebietes weit verbreitet, in der Küstenkordillere fehlen sie. Eindeutig marine Schichten mit Ammoniten des Kimmeridgiums wurden bisher von Cerritos Bayos im Norden bis zum Profeta-Jura im Süden nachgewiesen. Die Grenze zum Liegenden wird häufig von einem oder mehreren bis zu 30 m mächtigen Gipshorizonten gebildet, welche aus einer Regression bzw. Evaporation am Ende des eumarinen Oxfordiums hervorgingen. Sedimente über dem "Oxford"-Gips werden ins Kimmeridgium gestellt, wenn auch eine sichere biostratigraphische Einstufung nicht immer möglich ist. Die Verbreitung weicht nicht wesentlich von der des Oxfordiums ab. In der Präkordillere mit eindeutig marinem Kimmeridgium bestehen diese bis zu mehreren hundert Meter mächtigen Schichten aus sandigen Mergeln, feinschichtigen Siltsteinen und dünnbankigen kalkigen Sandsteinen, ab und zu sind geringmächtige Kalksteine und Geodenlagen eingeschaltet. In diesem Gebiet geht die Folge im Hangenden in zunächst graue bis grüne und später zunehmend rote Sandsteine über. Meist schalten sich nach oben vulkanitische Bänke ein. Der obere Teil der sedimentären Serie und die folgende reine Vulkanit-Serie könnten bereits Kreide-Alter haben.

Pelecypoden und Gastropoden sind in wenigen Bänken z.T. recht häufig. Es treten Lumachellen, Austerbänke und Krinoidenkalke auf, einige Mergelkalke sind erfüllt von einer Gastropoden-Kleinfafauna. Weiterhin sind vereinzelt Kalkoolithe besonders aus dem Übergangsbereich in die Vulkanite zu erwähnen. Ferner lassen sich Kalkoolithe über dem "Oxford"-Gips im Gebiet von Caracoles nachweisen, wo der Fossilinhalt jedoch wesentlich geringer ist. Westlich der Sierra Moreno und zumindest bis zur Quebrada Guatacondo tritt über dem Gips eine sehr mächtige eintönige Folge von zunächst ebenfalls grauen bis grünen, dann vorwiegend roten Sandsteinen auf, die bis heute noch keine stratigraphisch relevanten Fossilien geliefert hat. Diese Sandsteine stehen heute in wesentlich größeren Arealen als die unterlagernden älteren Jura-Schichten an. Das Auskeilen einzelner Bänke, Schrägschichtung und Funde von fossilem Holz legen die Entstehung durch eine Delta-Schüttung nahe. Eine sichere Aussage zur zeitlichen Einstufung kann bis heute

nur mit "post-Oxford" gemacht werden.

Ebensowenig ist über das Alter von Rotsedimenten bekannt, die östlich der Sierra Moreno und nach N zumindest bis 21° S verbreitet sind. Östlich der Sierra Moreno handelt es sich um bis zu 800 m mächtige, schlecht sortierte rote Konglomerate und Sandsteine. Nach N nimmt die Mächtigkeit dieser Redbeds bis auf das Doppelte zu, so daß ein Ausklingen dieser Schüttung nach S wahrscheinlich ist. Bei 21° S liegen diese Rotsedimente mit einer Winkeldiskordanz auf Oxfordium bis Trias. Die Beziehung zu anderen, den "Oxford"-Gips überlagernden Schichten ist noch nicht geklärt. Von der Küstenkordillere sind im Untersuchungsgebiet aus dieser Zeit keine marinen Zeugnisse bekannt.

Marine Sedimente des Tithoniums sind nur im südlichen Anschluß an das Arbeitsgebiet westlich des Salar de Pedernales von PEREZ (1982) mit Ammoniten nachgewiesen worden, wo das Tithonium nach PEREZ (l.c.) diskordant auf dem oberen Mitteljura liegt.

2.5 Kreide

Marine Sedimente der Unterkreide sind im Untersuchungsgebiet auf wenige Lokalitäten beschränkt. Profile mit einer durchgehend marinen Sedimentation vom Oberjura bis in die Unterkreide sind nicht bekannt. Die Oberkreide ist vulkanitisch ausgebildet.

Die von Chong (1976) in die Kreide eingestuft Ablagerungen in der Präkordillere sind möglicherweise oberjurassischen Alters (?Kimmeridium). Es handelt sich dabei um Silt- und Sandsteine, die selten Muscheln (Trigoniidae) enthalten.

Auch in der Küstenkordillere ist die marine Unterkreide nur wenig verbreitet. Einige kleinere Vorkommen SE Taltal, die in die Unterkreide gestellt werden (MERCADO 1978), haben noch keine Fossilien geliefert. Südlich von Antofagasta liegen terrestrische Konglomerate und Sandsteine der Coloso-Formation diskordant den Vulkaniten der La Negra-Formation auf. Darüber folgen konkordant marine Serien der El Way-Formation, die von JURGAN (1974) sedimentpetrographisch untersucht wurden. Das Liefergebiet des detritischen Materials in den Silt- und Sandsteinen, Mergeln sowie Kalken nimmt er im W an. Fossilien treten nur vereinzelt auf. Es sind Muscheln, Seeigel, Korallen und sehr selten Ammoniten (LEANZA 1954, ALARCON & VERGARA 1964, REYES & PEREZ 1978). Sie erlauben eine Einstufung der El Way-Formation in den Zeitraum Hauterivium-Barrémium und das Albium. Die Coloso-Formation könnte demnach sowohl dem Oberjura als auch der Unterkreide angehören.

3. BIOSTRATIGRAPHIE

Die in den ältesten marinen Sedimenten der Präkordillere gefundenen Ammoniten erlauben eine biostratigraphische Einstufung in die Obertrias. Im Gebiet westlich des Cerro Bayo und im Gebiet zwischen der Sierra Argomedo und dem Cerro El Profeta (Abb. 2, Profil 2) kommen in mehreren Horizonten Ammoniten vor, die eine Einstufung der oberen Einheit der Trias in die Stufen des Norium und Rhätium zulassen (CHONG & HILLEBRANDT 1985). Zumindest im Rhätium können vor allem mit Hilfe der kosmopolitischen Gattung Choristoceras mehrere Ammoniten-Zonen unterschieden werden, die sich mit gleichalten Zonen in Nordamerika und den Alpen vergleichen lassen.

Auch die reichen Muschel-, Gastropoden- und Brachiopoden-Faunen enthalten zahlreiche für die oberste Trias typische Gattungen und Arten. Eine detaillierte Zonengliederung ist allerdings - zumindest vorerst - mit ihnen nicht möglich. Besonders die Minetrigoniinae lieferten mit verschiedenen Gattungen und Arten

sehr charakteristische Faunenelemente. Die artenreiche Muschelfauna läßt sich insgesamt sehr gut mit gleichalten Faunen in Zentral- und Nordperu vergleichen, die ihrerseits auch paläobiogeographische Beziehungen zu Nordamerika aufweisen. Bei den Brachiopoden ließ sich mit der Gattung Clavigera eine bisher auf den Südost-Pazifik beschränkte Gattung nachweisen.

In der Küsten- und Präkordillere fand v. Hillebrandt in den letzten Jahren bei der Aufnahme verschiedener Profile des H e t t a n g i u m s gut bis sehr gut erhaltene Ammoniten-Faunen. Das Material enthält verschiedene Gattungen und Arten, die bisher aus Südamerika nicht bekannt waren. Im Gegensatz zu früheren Aufsammlungen wurden bei mehreren Profilen verschiedene, übereinanderliegende Ammoniten-Horizonte gefunden. Ein genauer Vergleich der verschiedenen Profile wird allerdings nicht einfach sein, weil nur bei wenigen Profilen Fossilhorizonte mit der gleichen Ammoniten-Fauna auftreten und häufig verschieden alte Zeitabschnitte durch Faunen belegt sind. Die Entwicklungsgeschwindigkeit der Ammoniten des Hettangiums muß besonders groß gewesen sein und die Entwicklung ist deshalb in ein und demselben Profil nur unvollständig überliefert. Erst die Kombination vieler Profile wird daher eine genauere Aussage über faunistisch unterscheidbare Biozonen erlauben. Mit Hilfe der verschiedenen Faunen wird es möglich sein, eine sehr viel detailliertere Biozonierung des südamerikanischen Hettangiums als bisher zu erarbeiten und diese mit anderen Gebieten auf der Erde zu vergleichen. Das obere Hettangium ist auch weiterhin unvollständig dokumentiert, da durch die Sedimentation bedingt nur ausnahmsweise gut erhaltene Ammoniten auftreten. Die Auswertung der Hettang-Ammoniten wird auch interessante paläobiogeographische Ergebnisse erbringen.

Das untere S i n e m u r i u m enthält sowohl in der Küstenkordillere als auch in der Präkordillere reiche Ammoniten-Faunen. Zumeist sind jedoch die Exemplare - wie auch in anderen Gebieten Südamerikas - flachgedrückt. Die genaue Bestimmung dieser nicht körperlich erhaltenen Ammoniten ist nur annähernd möglich und erschwert eine detaillierte Bearbeitung. Die biostratigraphische Gliederung und ein Vergleich mit anderen Gebieten auf der Erde bleibt deswegen vorläufig unvollständig.

Das obere Sinemurium des Arbeitsgebietes lieferte nur bei wenigen Profilen bestimmbare Ammoniten-Faunen (HILLEBRANDT 1981, im Druck). Im P l i e n s b a c h i u m und auch im T o a r c i u m sind bei den meisten Profilen Ammoniten sehr selten. Nur in den Gebieten mit verspäteter Transgression sind sie etwas häufiger. Das unterste Pliensbachium ließ sich biostratigraphisch mit Sicherheit bisher nur in der südlichsten Cordillera Domeyko und darüber hinaus in Faunen nachweisen, die A. Quinzio (Antofagasta, z.Z. Berlin) in der Quebrada Pinchal (Präkordillere bei 21°30' S) fand. Im Pliensbachium des Arbeitsgebietes wurden keine Ammoniten angetroffen, die nicht auch in anderen Gebieten Südamerikas vorkommen. Im Toarcium ist die biostratigraphische Dokumentation besonders unvollständig. Nur in wenigen Profilen ließen sich einzelne der von HILLEBRANDT & SCHMIDT-EFFING (1981) und HILLEBRANDT (im Druck) beschriebenen Ammoniten-Biozonen nachweisen. Im Gebiet NE des Cerro Pascua ist allerdings eine ammonitenreiche Fossil-schicht vorhanden, die auch Formen lieferte, die bisher aus anderen Gebieten Südamerikas nicht beschrieben wurden, wahrscheinlich aber auch in Südperu auftreten.

Im A a l e n i u m konnten innerhalb des Arbeitsgebietes nur im Gebiet des Profeta-Juras einzelne der von HILLEBRANDT & WESTERMANN (1985) beschriebenen Ammoniten-Biozonen nachgewiesen werden (BOGDANIC, HILLEBRANDT & QUINZIO 1985).

Im B a j o c i u m wird die Häufigkeit von Ammoniten größer und sie wurden in verschiedenen Gebieten gefunden. In besonders guter Erhaltung treten sie in Kalkgeoden auf. Die tiefste Zone dieser Stufe (i.S.v. HILLEBRANDT & WESTERMANN 1985) ließ sich allerdings bisher nicht nachweisen. Verschiedene Zonen des unteren Bajociums sind vor allem im Profeta-Jura (Geodenfazies) und im Jura-Gebiet östlich der Sierra Moreno (benthosreiche Flachwasserfazies) mit Ammoniten belegt. Besonders reiche Ammoniten-Faunen liegen von der Basis des oberen Bajociums vor. Zusätzlich zu den von HILLEBRANDT (1977) beschriebenen Vorkommen sind in den letzten Jahren noch verschiedene weitere Fundpunkte hinzugekommen (GRÖSCHKE & WILKE 1985, GRÖSCHKE & WILKE im Druck).

Der höhere Teil des oberen Bajociums und tiefere Teil des B a t h o n i u m s ist wieder fossil-ärmer und konnte wie auch in anderen Gebieten Südamerikas bisher nicht eindeutig mit Ammoniten biostratigraphisch belegt werden, obwohl von verschiedenen Profilen Ammoniten-Faunen vorliegen, die diesem Zeitab-

schnitt angehören müßten. Im höheren Teil des Bathoniums nimmt die Fossilführung deutlich zu; insbesondere Ammoniten, die z.T. eine biostratigraphische Einstufung in das Oberbathonium erlauben, werden zahlreicher. Jedoch fehlen bisher Formen, die eine Zonengliederung dieses Zeitabschnittes zulassen, bzw. die vorhandenen Ammoniten sind teilweise so schlecht erhalten, daß eine Artbestimmung, wie sie für eine Zonierung notwendig ist, nicht durchzuführen ist.

Das *Callovium* kann in verschiedenen Horizonten äußerst fossilreich sein. Besonders in den Kalkgeoden findet man häufig sehr gut erhaltene Ammoniten, die sich jedoch nur auf wenige Gattungen verteilen. Gerade diejenigen Ammonitengattungen und -arten, die im europäischen Raum das Einsetzen des *Calloviums* anzeigen bzw. das Gerüst der Standardzonengliederung bilden, fehlen hier oder sind äußerst selten. Somit ist bis heute in N-Chile die exakte Abgrenzung des *Calloviums* gegen das Bathonium nicht möglich. Selbst die Gliederung in Unterstufen gestaltet sich schwierig, da die meisten hier auftretenden Ammonitenarten offenbar endemisch sind. Es wird in Zukunft nichts anderes möglich sein, als mit den hier auftretenden Formen eine eigene Zonengliederung durchzuführen. Eine exakte Parallelisierung mit der europäischen Standardzonengliederung dürfte allerdings schwierig sein.

Auch im *Oxfordium* ist eine biostratigraphische Gliederung nur unvollständig durchzuführen. Das Unteroxfordium ist insgesamt recht fossilarm. In verschiedenen Profilen wurden jedoch z.T. gut erhaltene Ammoniten gefunden, die einen Vergleich mit europäischen Verhältnissen zulassen, wenn auch eine kontinuierliche Parallelisierung noch nicht möglich ist. Wesentlich besser ist die Situation im verhältnismäßig fossilreichen Mitteloxfordium, wo verschiedene Ammonitenarten auftreten, die den europäischen Formen sehr nahe kommen und z.T. mit diesen identisch sind. In diesem Fall ist die europäische Standardzonierung sicherlich ohne größere Probleme zu übernehmen. Im Oberoxfordium schließlich wird die Fossilführung äußerst spärlich, und nur von wenigen Stellen stammen einzelne Ammoniten, die höheres Oxfordium belegen.

In den Sedimentserien, die dem *Kimmeridgium* zugeordnet werden, tritt zumeist nur eine einzige Ammoniten-Gattung auf. Da es sich wahrscheinlich bei den verschiedenen Lokalitäten um unterschiedliche Arten handelt, dürfte diese Stufe durch mehr als eine Biozone vertreten sein. Der biostratigraphische Nachweis der *Unterkreide* ist nur in der Küstenkordillere möglich und in der Präkordillere bisher unsicher.

4. PALÄO GEOGRAPHIE

In der Trias kam es wahrscheinlich während des Aufbrechens von Pangaea im Zusammenhang mit Spreading-Vorgängen zur Bildung von Gräben. Es ist dies ein Vorgang, der auch in anderen Gebieten zu dieser Zeit auftritt und am Westrand des Gondwana-Kontinentes nicht auf Nordchile beschränkt ist, sondern auch zumindest in Peru, in Chile auch südlich 26° S und besonders in Argentinien in den Provinzen Mendoza und Neuquen zu beobachten ist. Die Bildung dieser grabenartigen Strukturen läßt sich vermutlich nicht mit den späteren Subduktionsvorgängen am aktiven pazifischen Kontinentalrand in Verbindung bringen. In den Gräben wurden mächtige Vulkanitserien sowie terrestrische und marine Sedimente abgelagert. Im Gegensatz zum Vulkanismus des Juras, der zumindest zu Beginn des Juras auf die Küstenkordillere und wahrscheinlich noch weiter westlich liegende Gebiete beschränkt war, ist der Vulkanismus der Trias sowohl in der Küstenkordillere als auch im Gebiet der heutigen Präkordillere bis zum Westrand der Hochkordillere vorhanden.

Die durch unterschiedliche Grabenbildung hervorgerufenen Reliefunterschiede hatten zur Folge, daß die Mächtigkeits- und die Faziesunterschiede der Trias sehr groß sind. Die grabenartigen Strukturen wurden vor allem zu Beginn durch Vulkanite ausgefüllt. Während der oberen Trias kamen mehr und mehr terrestrische Sedimente hinzu und kurzfristig konnte das Meer in die Präkordillere eindringen. Durch den zu dieser Zeit noch sehr intensiven Vulkanismus dürfte sich die paläogeographische Situation ständig geän-

dert haben. Während der obersten Trias wurde ein Teil des Gebietes der heutigen Präkordillere dann endgültig von einem Binnenmeer eingenommen, dessen Länge zumindest 300 km und dessen Breite sicherlich wesentlich über der heute feststellbaren maximalen Ausstrichbreite von 35 km lag. Eine Verbindung zum offenen Ozean muß vorhanden gewesen sein. Sie kann jedoch nicht sehr breit gewesen sein, da in der Küstenkordillere in den heute zugänglichen Gebieten mit Trias und Jura keine marine Trias vorhanden ist. Zwischen diesen Gebieten liegen jedoch in der Küstenkordillere große Bereiche, in denen bisher Schichten dieses Alters nicht nachgewiesen wurden und durch die eine zumindest kanalartige Verbindung zwischen dem Pazifik und dem triassischen Binnenmeer nicht auszuschließen ist (Abb. 1b).

Möglicherweise steht die Transgression der obersten Trias auch mit einem eustatischen Meeresspiegelanstieg in Verbindung, wie dies für andere Triasgebiete auf der Erde nachgewiesen wurde.

Die marine oberste Trias ist faziell sehr unterschiedlich ausgebildet. An der Basis und besonders in den östlichsten Gebieten wurden flachmarine, küstennahe und vielfach hochenergetische Sedimente mit den entsprechenden Faunen abgelagert. Sie liegen zumeist mit einer deutlichen Transgressionsfläche auf nicht-mariner Trias. Daneben gibt es aber auch Gebiete, bei denen ein allmählicher fazieller Übergang von nicht-marinen zu marinen Sedimenten stattfindet. Diese Gebiete könnten im Bereich von Flachküsten und Flußmündungen gelegen haben, was durch das Auftreten von Pflanzenresten nahegelegt wird. Zumindest mündeten Flüsse in das Binnenmeer der obersten Trias, da auch in küstenfernen Bereichen Blattreste vorhanden sind. Während der obersten Trias erfolgt eine Vergrößerung des Binnenmeeres, da über den küstennahen Basalbildungen besonders in den westlichsten Vorkommen küstenferne Sedimente mit Ammoniten und pseudo-planktonischen Muscheln auftreten. Am Ende der Trias kam es zumindest in einem Gebiet wieder zur Ablagerung von küstennahen Sedimenten und Faunen. Ob dies mit einer kurzfristigen Regression zusammenhängt, wie dies in manchen Regionen auf der Erde beobachtet wurde, ist schwer zu entscheiden.

In den meisten Gebieten mit mariner Obertrias geht die Sedimentation ohne erkennbare Unterbrechung in den basalen Jura über. Es muß allerdings mit einem weiteren Anstieg des Meeresspiegels gerechnet werden, da bei mehreren Profilen über der flachmarinen, küstennahen Trias das Hettangium in einer Fazies entwickelt ist, für die bereits eine größere Entfernung von der Küste angenommen werden kann.

In der Küstenkordillere transgredierte das untere Hettangium auf terrestrische Sedimente der Trias. Die Transgression muß sehr schnell erfolgt sein, da küstennahe Sedimente und Faunen auch hier bei fast allen Profilen fehlen. Ein eustatisch bedingter Meeresspiegelanstieg zu Beginn des Juras ist eine weltweite Erscheinung.

Während des Hettangiums wurden innerhalb des Gebietes mit mariner Trias auch diejenigen Gebiete von der marinen Sedimentation erfaßt, in denen während der obersten Trias noch keine marinen Sedimente abgelagert wurden. Es sind dies auch die einzigen Gebiete mit einer reicheren Benthos-Fauna, was auf etwas geringere Meerestiefen schließen läßt. Die bereits im mittleren Hettangium beginnende, im oberen Hettangium bereits weit verbreitete und im unteren Sinemurium vorherrschende Faziesänderung zu mehr klastischen Sedimenten mit Silt- und Sandsteinen kann verschiedene Gründe haben. Eine erneute Regression läßt sich nicht beweisen, da bei keinem Profil Sedimente und Faunen des Flachwassers auftreten und auch zu dieser Zeit Ammoniten das vorherrschende Faunenelement darstellen. Im unteren Sinemurium der Küstenkordillere sind die klastischen Komponenten der Sedimente häufig vulkanischen Ursprungs, wobei eine Schüttung von Westen vermutet werden kann, aus Gebieten mit einem bereits zu dieser Zeit tätigen Vulkanismus. Diese Gebiete sind heute nicht mehr vorhanden und wurden wahrscheinlich subduziert.

In der Präkordillere sind besonders im unteren Sinemurium die Mächtigkeitsunterschiede sehr groß, auch dann, wenn die Fazies sehr ähnlich ist. Diese Unterschiede lassen sich nicht allein durch verschiedene Wassertiefen erklären, sondern müssen in einer sehr unterschiedlichen Absenkungsgeschwindigkeit des Meeresbodens gesehen werden, worauf die Turbidite in den Gebieten mit großen Mächtigkeiten hinweisen. Inwieweit die stärker klastische Sedimentation auch in der Präkordillere durch Veränderungen im östlich angrenzenden Hinterland beeinflußt wurde, ist schwer zu beurteilen.

Während des Sinemuriums muß der Meeresspiegel weiter angestiegen sein, da nördlich und südlich des Gebietes mit marinem Hettangium in der Präkordillere die Transgression nach Osten fortschreitet. Im Norden bildete sich im Bereich von Calama eine nach Osten gerichtete Bucht, die sich im Pliensbachium noch

erweiterte. Im Bereich der Sierra Moreno läßt sich ebenfalls eine relativ schmale Bucht nachweisen, die bereits im unteren Sinemurium vorhanden war (Abb. 1b).

Südlich 26° südlicher Breite fehlt in der Präkordillere das Hettangium und die Transgression beginnt frühestens im unteren Sinemurium. Sie schreitet während des unteren Juras allmählich nach Osten fort und erreicht erst im Pliensbachium Gebiete des gleichen Längengrades wie weiter nördlich (HILLEBRANDT 1971, 1973).

In der Küstenkordillere beginnt an der Basis des oberen Sinemuriums der Vulkanismus. Zu Beginn sind den Laven noch flachmarine Sedimente eingeschaltet. Ob der Vulkanismus über oder unter dem Meeresspiegel stattfand, läßt sich bisher nicht eindeutig klären. Eine Meeresverbindung zwischen der Präkordillere und dem Pazifik muß zumindest gebietsweise bestanden haben. Im Gegensatz zu Gebieten der westlichen Präkordillere südlich 26° S läßt sich nördlich dieses Breitengrades bisher im unteren Jura nur NE des Cerro Pascua (Abb. 2) eine Schüttung von Sedimenten aus dem Westen, also dem Gebiet der Küstenkordillere nachweisen.

Im oberen Sinemurium nehmen in der Präkordillere stärker kalkige Sedimente wieder zu. Dieser Trend wird im Pliensbachium noch verstärkt. Weitere Gebiete werden von der Transgression erfaßt. Während des Pliensbachiums war die Fazies sehr stark ausgeglichen und nur in den Gebieten mit einer relativ späten Transgression sind Faunen des Flachwassers vorhanden. Im Gebiet mit einer bereits im Hettangium weit nach Osten reichenden Transgression sind auch die östlichsten Vorkommen des Pliensbachiums und auch Toarciums in einer küstenfernen Fazies entwickelt, so daß die Küste sehr viel weiter östlich gelegen haben muß.

Im Toarcium kam es bei keinem der bisher bekannten Juragebiete zu einer Transgression und es fand wahrscheinlich während dieser Zeit keine weitere Ausdehnung des Meeres statt. Der bei einigen Profilen beobachtete höhere Anteil an klastischem Material ist für paläogeographische Rückschlüsse zu wenig aussagekräftig.

In der Präkordillere südlich 26° S erfolgten im Toarcium mehrere Regressionen und Transgressionen (HILLEBRANDT 1971, 1973). In diesem Gebiet lassen sich besonders im unteren, aber auch im mittleren Jura verschiedene Sedimentationszyklen feststellen, die durch Trans- und Regressionen verursacht wurden und wahrscheinlich mit eustatischen Meeresspiegelschwankungen in Verbindung gebracht werden können. Nördlich 26° S wirkten sich diese Meeresspiegelschwankungen weniger aus, da zumeist die Meerestiefen größer und dadurch Faziesänderungen geringer waren. Außerdem sind in großen Gebieten die damals küstennahen Bereiche nicht erhalten oder zugänglich. Diejenigen Gebiete mit einer verspäteten Transgression im unteren Jura und geringerer Wassertiefe während dieser Zeit besitzen deshalb die größten faziellen und faunistischen Übereinstimmungen mit dem unteren Jura der Präkordillere südlich 26° S.

Erst im unteren bzw. basalen oberen Bajocium kam es zu einer weiteren Ausdehnung des Jurameeres nach Osten, was sich besonders im Bereich der Präkordillere nördlich von etwa 23° S beobachten läßt. Dort transgredierte das Meer zu dieser Zeit über weite Teile des kristallinen Grundgebirges bzw. über vulkanoklastische Serien der Trias und es wurden küstennahe Sandsteine und Konglomerate abgelagert, die z.T. eine reiche benthonische Flachwasserfauna enthalten. Nach GRÜSCHKE & PRINZ (im Druck) geht die klastische Sedimentation im Juragebiet östlich der Sierra Moreno während des höheren Bajociums bis Bathonium/Unter-calloviums in küstenfernere karbonatische Flachwassersedimente des Schelfbereichs über, die z.T. ebenfalls noch eine Benthosfauna enthalten. Im Laufe des Calloviums bis Mitteloxfordiums begann in diesem Gebiet eine verstärkte Absenkung des Meeresbodens und es bildete sich eine Rücktiefe, wobei es zur Ablagerung z.T. schwarzer, siltiger Mergelkalke und Mergel und zur Bildung bituminöser Kalkkonkretionen kam. Zur gleichen Zeit entstanden ca. 15 km weiter östlich, im am weitesten im Osten gelegenen Juragebiet in diesem Raum, überwiegend gebankte Kalke. Zumindest das Callovium ist wesentlich geringmächtiger ausgebildet. Hierbei kommt eine Verflachung des Meeresbodens in Richtung auf das östlich anschließende Vorland zum Ausdruck. Wie die Bildung mergeliger Sedimente mit bituminösen Kalkkonkretionen im Gebiet westlich der Sierra Moreno bereits während des Bajociums zeigt, begann dort die Anlage einer Rücktiefe schon wesentlich früher und schritt dann im Laufe der Zeit nach Osten fort.

Mit der Transgression im Bajocium und der Konsolidierung der marinen Entwicklung bis in das mittlere Oxfordium hinein, die sich in weiten Teilen der Präkordillere des Untersuchungsraumes bestätigen läßt,

ist die von BAEZA (1976, 1979) angenommene Regression während des Bathoniums im Gebiet von Cerritos Bayos, wo die marine Transgression schon im Sinemurium erfolgte, nicht in Einklang zu bringen. Eher dürften die von BAEZA (l.c.) beobachteten flachmarinen Indikatoren, wie z.B. Korallen und Oomikrite im Oberbajocium bzw. Unter-callovium, mit einer lokalen Hebung des Meeresbodens in Verbindung zu bringen sein, denn ein allgemeiner Rückgang des Meeresspiegels sollte sich auch in den benachbarten Juragebieten bemerkbar machen. Erst in den Juravorkommen südlich von 26° S ist zwischen dem obersten Bajocium und untersten Callovium eine mehr oder weniger große Schichtlücke vorhanden (HILLEBRANDT 1971, 1973).

Im Bereich der Präkordillere des Arbeitsgebietes südlich von etwa 23° ließen sich keine Transgressions-sedimente des Bajociums feststellen. Dort setzte sich die schon im Unterjura bzw. in der Trias begonnene marine Entwicklung vom Bajocium bis in das Oxfordium hinein kontinuierlich fort (vgl. auch GRÜSCHKE & HILLEBRANDT 1985), wobei im Bajocium als auch im Callovium bis mittleren Oxfordium oftmals die Geodenfazies vorherrscht. Örtlich wird die Geodenfazies, insbesondere im Bajocium, überwiegend durch gebankte Kalke ersetzt. In den westlichsten Juravorkommen wird die Sedimentation während des Bathoniums/-Calloviums stellenweise durch den Vulkanismus der Küstenkordillere beeinflusst. Dadurch bedingt wurde der Meeresboden in manchen Gebieten (z.B. Sierra Candeleras) so stark angehoben, daß sich artenreiche Flachwasserfaunen bilden konnten. Dieser Einfluß ist auch schon während des Bajociums im nördlichen Teil des Arbeitsgebietes erkennbar.

Die räumliche Verbreitung der Geodenfazies sowie der Bankfazies läßt im südlichen Teil (Präkordillere) des Untersuchungsgebietes keine klare Gliederung des marinen Ablagerungsraumes in Becken- und Randbereiche erkennen. Vielmehr liegt hier anscheinend ein Becken vor, das durch lokal unterschiedliche Absenkungen des Meeresbodens morphologisch stark gegliedert war. Das würde auch das Auftreten turbiditischer Lagen sowie unterschiedliche Mächtigkeiten gleichalter Sedimente erklären. Abgesehen von flachmarinen Einschaltungen des Bajociums in der La Negra-Formation der Sierra Minillas bei 26° S sind aus der gesamten Küstenkordillere des Untersuchungsgebietes keine marinen Ablagerungen bekannt, die dem Mittel- bzw. Oberjura angehören. Das legt den Schluß nahe, daß seit dieser Zeit der in der Küstenkordillere herrschende Vulkanismus überwiegend über dem Meeresspiegel stattfand und somit der Vulkangürtel eine mehr oder weniger geschlossene Barriere gegen den Paläopazifik gebildet hat.

Während im Gebiet südlich 26° S auf ca. 800 km, bis zum Jurabecken von Mendoza und Neuquen, kein Oxfordium bekannt ist, tritt im höheren Oxfordium des Untersuchungsgebietes eine generelle Verflachung des im Westen durch den Vulkangürtel begrenzten jurassischen Meeresbeckens ein. Diese Verflachung kommt in der häufigen Ablagerung von oolithischen, onkoidischen und korallenführenden Kalken deutlich zum Ausdruck. Schließlich kommt es zur Eindampfung des jurassischen Meeresbeckens infolge einer vollständigen Unterbrechung der Verbindung zum Paläopazifik und damit zur Bildung eines weit verbreiteten Gipskomplexes.

Zumindest zwischen 22° und 25° S kam es in der Präkordillere nach Ablagerung des Gipses im Kimmeridium nochmals zur Ausbildung vollmariner Sedimente. Anschließend erfolgte ein allmählicher Übergang in terrestrische Sedimente und schließlich vulkanoklastische Ablagerungen der Kreide. Nördlich 22° S wurden im Kimmeridium der westlichen Präkordillere mächtige Deltasedimente abgelagert, die auch dort zunächst in terrestrische Rotserien und dann vulkanoklastische Ablagerungen übergehen. Im Ostteil dieses Gebietes fehlen die Deltasedimente des Kimmeridiums und die Rotserien liegen direkt über dem Oxfordium. Sie entsprechen zeitlich entweder den westlichen Rotserien oder sie sind ein Zeitäquivalent der Deltasedimente des Kimmeridiums.

B e m e r k u n g e n z u m L i e f e r g e b i e t :

Da die jurassische Sedimentabfolge innerhalb des Untersuchungsraumes einen mehr oder weniger starken terrigenen Anteil aufweist, soll mit Hilfe der Schwermineralanalyse die Herkunft des detritischen Mate-

rials geklärt werden. Aus folgenden Gebieten liegen bis jetzt erste Schwermineraluntersuchungen vor (vgl. GRÖSCHKE & HILLEBRANDT 1985, GRÖSCHKE & WILKE 1985):

- Juragebiet östlich der *S i e r r a M o r e n o* (Cerro Jaspe, vgl. Abb. 3))
- Juragebiete in der weiteren Umgebung der Bahnstation *A u g u s t a V i c t o r i a* (Profile Cerro Amarillo, Portezuelo Azabache, Cerro Augusta Viktoria und Cerro Pascua (vgl. Abb. 2 und 3) sowie Cerro Sombrero Chino (vgl. GRÖSCHKE & HILLEBRANDT 1985)).

Der unterste, konglomeratische Abschnitt der Juraabfolge östlich der *S i e r r a M o r e n o*, die vom Bajocium bis zum Oxfordium reicht, ist gekennzeichnet durch das deutliche Vorherrschen von Zirkon und Granat. Diese beiden Minerale können bis zu 90 % des hier auftretenden Schwermineralspektrums ausmachen, wobei das Zirkon/Granatverhältnis etwa 2:1 beträgt. Ebenfalls in allen Proben vertreten ist Turmalin und untergeordnet Rutil. In einzelnen Proben finden sich außerdem Epidot und Anatas. Beim Anatas dürfte es sich vorwiegend um Mineralneubildungen handeln. Sehr wenige gerundete und pyramidale Anatskörner zeigen jedoch auch eine detritische Herkunft dieses Minerals an. Im weiteren Verlauf der Juraabfolge ändert sich die Schwermineralvergesellschaftung nur wenig. Lediglich Anatas und Epidot konnten nicht mehr festgestellt werden. Dafür treten in einer Probe wenige Körner von Disthen hinzu.

Etwas komplizierter sind die Verhältnisse in den Juragebieten in der weiteren Umgebung der Bahnstation *A u g u s t a V i c t o r i a*. Das Profil nordwestlich des Portezuelo Azabache umfaßt Sedimente des Toarciums bis Oxfordiums. Im gesamten Profil konnte ausschließlich die Stabilassoziaton Zirkon-Turmalin-Rutil beobachtet werden, wobei Rutil nur in wenigen Exemplaren und nicht in allen Proben auftritt. Die in der Juraabfolge östlich der Sierra Moreno so zahlreich auftretenden idiomorphen Granate sind hier offenbar nicht vorhanden.

In den Profilen Cerro Amarillo, Cerro Augusta Victoria, Cerro Pascua und Cerro Sombrero Chino ist eine deutliche Änderung der Schwermineralvergesellschaftung festzustellen. In diesen Profilen dominiert eindeutig grüne und braune Hornblende, häufig sind auch Pyroxene aus der Augitreihe. Ausschließlich im Profil Cerro Pascua ist im untersten Profilabschnitt (Pliensbachium) lediglich eine Zirkon-Turmalin-Rutil-Assoziaton vorhanden. Aber schon im Toarcium tritt teilweise in erheblicher Menge grüne und braune Hornblende hinzu.

Als Sedimentliefergesteine für die Jurablagerung östlich der *S i e r r a M o r e n o* kommen ältere Sedimente nicht in Frage, da die Stabilassoziaton Zirkon-Turmalin-Rutil nur selten gerundet ist, was ebenso für die übrigen Schwerminerale zutrifft. Außerdem fehlen Turmalinkörner mit verrundeten authigenen Anwachssäumen, die man zumindest in Spuren erwarten könnte, wenn Sedimentgesteine in erheblichem Maße von der Abtragung betroffen gewesen wären (KRYNINE 1946). Vielmehr dürfte das Material zum wesentlichen Teil aus granitischen Komplexen herzuleiten sein, wie es auch die örtliche geologische Situation erwarten läßt, wo der Jura z.T. direkt auf paläozoischen Graniten transgredierte. Wie der hohe Anteil idiomorpher Granate zeigt, dürften metamorphe Gesteine ebenfalls an der Sedimentschüttung beteiligt gewesen sein, ähnlich denen im Bereich der Sierra Moreno auftretenden.

Anders ist die Situation ca. 160 km weiter südlich in der weiteren Umgebung der Bahnstation *A u g u s t a V i c t o r i a*. Während im Profil nordwestlich des Portezuelo Azabache noch ausschließlich die Stabilassoziaton Zirkon-Turmalin-Rutil beobachtet wurde, tritt in den Juraablagerungen westlich und südlich von Azabache (Profile Cerro Amarillo, Cerro Augusta Victoria, Cerro Pascua und Cerro Sombrero Chino) eine Hornblende-Augit-Vergesellschaftung auf. Damit wird ein zusätzliches Liefergestein bzw. ein Wechsel des Liefergebietes angezeigt. Hornblende und Augit sind charakteristische Minerale basischer bis intermediärer Magmatite, wie sie in der La Negra-Formation vorkommen.

Schwieriger ist es zur Zeit, sichere Aussagen bezüglich des Paläoklimas zu machen. Das Auftreten verwitterungsempfindlicher Minerale kann als Indikator für trockenes Klima während der Abtragszeit gelten. Für eine derartige Annahme spricht das Vorkommen von Granat, der in sauren Lösungen unbeständig ist, aber auch der hohe Feldspatanteil in der Leichtmineralfraktion. Allerdings weist WEYL (1949) darauf hin, daß bei genügend hoher Reliefenergie, d.h. bei schneller Schüttung infolge einer starken Morpholo-

gie, auch im tropisch humiden Klima frische und leicht zerstörbare Minerale zur Ablagerung kommen können.

Aus den geologischen Gegebenheiten kann man schließen, daß das marine Jurabecken, wie schon im Abschnitt Paläogeographie erwähnt, zwischen einer Vulkankette im Westen und einem Kontinentalblock im Osten lag, der im wesentlichen aus granitischen und metamorphen Gesteinen des Paläozoikums bestand. Örtlich waren Sedimente des Paläozoikums sowie triassische Vulkanite verbreitet. Von beiden Seiten des Beckens wurde detritisches Material in den marinen Sedimentationsraum geschüttet.

LITERATURVERZEICHNIS

- ALARCON, B. & VERGARA, M. (1964) Nuevos antecedentes sobre la geología de la Quebrada El Way. - Ann. Fac. Cienc. Físicas y Matemáticas, 20/21, publ. 26: 101-128, 4 Abb., 4 Taf., 1 Karte, Santiago.
- BAEZA, A. (1976): Geología de Cerritos Bayos y áreas adyacentes entre los 22°30' - 22°45' latitud Sur y los 68°55' - 69°25' longitud Oeste, II Región - Antofagasta, Chile. - Memoria de Tesis, Facultad de Ciencias, Departamento de geociencias, Universidad del Norte, Antofagasta (unveröffentlicht).
- BAEZA, A. (1979): Distribución de facies sedimentarias marinas en el Jurásico de Cerritos Bayos y zonas adyacentes, norte de Chile. - In: 2. Congr. Geol. Chileno, Actas, 3: H45-H61, 4 Abb., Arica.
- BOGDANIC, T. (1983): Antecedentes generales y bioestratigrafía del sistema Jurásico en la zona Preandina, entre los 24°30' y los 25°30' de latitud Sur y los 69°00' y 69°30' de longitud Oeste, II Región de Antofagasta, Chile. - Memoria de Tesis, Facultad de Ciencias, Departamento de Geociencias, Universidad del Norte, Antofagasta (unveröffentlicht).
- BOGDANIC, T., HILLEBRANDT, A.v. & QUINZIO, A. (1985): El Aaleniano de Sierra de Varas, Cordillera Domeyko, Antofagasta, Chile. - In: 4. Congr. Geol. Chileno, Actas, 1: 1-58-1-75, 1 Abb., Antofagasta.
- CHONG, G. (1976): Las relaciones de los sistemas Jurásico y Cretácico en la zona preandina del Norte de Chile. In: 1. Congr. Geol. Chileno, Actas, 1: A21-A41, 3 Abb., Santiago.
- CHONG, G. & HILLEBRANDT, A.v. (1985): El Triásico Preandino de Chile entre los 23°30' y 26°00' de Lat. Sur. - In: 4. Congr. Geol. Chileno, Actas, 1: 1-162-1-210, 1 Abb., 1 Tab., 4 Taf., Antofagasta.
- DAVIDSON, J., GODOY, E. & COVACEVICH, V. (1976): El Bajociano marino de Sierra Minillas (70°30' L.O - 26°L.S) y Sierra Fraga (69°50' L.O - 27° L.S), Provincia de Atacama, Chile: Edad y marco geotectónico de la formación la Negra en esta latitud. - In: 1. Congr. Geol. Chileno, Actas, 1: A255-A272, 4 Abb., 1 Taf., Santiago.
- GRÖSCHKE, M. & HILLEBRANDT, A.v. (1985): Trias und Jura in der mittleren Cordillera Domeyko von Chile (23°30' - 24°30'). - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 170, 2: 129-166, 10 Abb., Stuttgart.
- GRÖSCHKE, M. & PRINZ, P. (im Druck): Geologische Untersuchungen in der nordchilenischen Präkordillere bei 22° S. - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 4 Abb., 1 Tab., Stuttgart.
- GRÖSCHKE, M. & WILKE, H.-G. (1985): Investigaciones sedimentológicas en el Jurásico de la Precordillera entre 22° y 24° S, Región de Antofagasta, Chile. - In: 4. Congr. Geol. Chileno, Actas, 1: 1-385-1-396, 1 Abb., Antofagasta.
- GRÖSCHKE, M. & WILKE, H.-G. (im Druck): Lithology and stratigraphy of Jurassic sediments in the north Chilean Pre-Cordillera between 21°30' and 22° S. - Zbl. Geol.-Paläont., 2 Abb., Stuttgart.
- HILLEBRANDT, A.v. (1971): Der Jura in der chilenisch-argentinischen Hochkordillere (25° bis 32°30' S). - Münster. Forsch. Geol. Paläont., 20/21: 63-87, 5 Abb., Münster/Westf..
- HILLEBRANDT, A.v. (1973): Neue Ergebnisse über den Jura in Chile und Argentinien. - Münster. Forsch. Geol. Paläont., 31/32: 167-199, 4 Abb., 1 Tab., Münster/Westf..
- HILLEBRANDT, A.v. (1977): Ammoniten aus dem Bajocium (Jura) von Chile (Südamerika). Neue Arten der Gattungen Stephanoceras und Domeykoceras n. gen. (Stephanoceratidae). - Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., 17: 35-69, 16 Abb., Taf. 2-6, München.
- HILLEBRANDT, A.v. (1981): Faunas de amonites del Liásico inferior y medio (Hettangiano hasta Pliensbachiano) de América del Sur (excluyendo Argentina). - In: Cuencas sedimentarias del Jurásico y

- Cretácico de America del Sur, 2: 499-538, 10 Taf., Buenos Aires.
- HILLEBRANDT, A.v. (im Druck): Liassic ammonite zones of South America and correlations with other provinces. With descriptions of new genera and species of ammonites. - In: Biostratigraphia de los Sistemas Regionales del Jurásico y Cretácico en América del Sur, 1, 1: Jurásico anterior a los movimientos málmicos, 2 Abb., 2 Tab., 14 Taf., Buenos Aires.
- HILLEBRANDT, A.v. & SCHMIDT-EFFING, R. (1981): Ammoniten aus dem Toarcium von Chile (Südamerika). Die Arten der Gattungen Dactyloceras, Nodicoeloceras, Peronoceras und Collina. - Zitteliana, 6: 3-74, 26 Abb., 8 Taf., München.
- HILLEBRANDT, A.v. & WESTERMANN, G.E.G. (1985): Aalenian (Jurassic) Ammonite Faunas and Zones of the Southern Andes. - Zitteliana, 12: 3-55, 10 Abb., 10 Taf., München.
- JENSEN, A. & QUINZIO, A. (1979): Geología del área de Pampa Elvira y contribución al conocimiento del Jurásico marino entre los 23°03' y 23°30' latitud Sur y los 68°45' y 69°03' longitud Oeste. II Región de Antofagasta, Chile. - Memoria de Tesis, Facultad de Ciencias, Departamento de Geociencias, Universidad del Norte, Antofagasta (unveröffentlicht).
- JURGAN, H. (1974): Die marine Kalkfolge der Unterkreide in der Quebrada El Way - Antofagasta, Chile. - Geol. Rdsch., 63: 490-515, 16 Abb., Stuttgart.
- KRYNINE, P.D. (1946): The tourmaline group in sediments. - J. Geol., 54: 65-87, Chicago.
- LEANZA, A.F. & CASTELLARO, H.A. (1955): Algunos fósiles cretácicos de Chile. - Rev. Asoc. Geol. Argentina, 10, 3: 179-213, 4 Taf., Buenos Aires.
- MERCADO, M. (1978): Avance Geológico de las hojas Chañaral y Poterillos. Escala 1:250000, Región de Atacama. Mapas Geol. Prelim. de Chile, Inst. Invest. Geol., 2: 1-24, Santiago.
- PEREZ, E. (1982): Biostratigraphia del Jurásico de Quebrada Asientos, Norte de Potrerillos, Región de Atacama. - Serv. Nac. Geol. Min., Chile, Bol., 37: 1-149, 17 Abb., 20 Taf., Santiago.
- REYES, R. & PEREZ, E. (1978): Las Trigonias del Titoniano y Cretácico inferior de la Cuenca Andina de Chile y su valor cronoestratigráfico. - Inst. Invest. Geol. (Chile), Bol., 32: 1-105, 5 Tab., 4 Taf., 1 Karte, Santiago.
- SERV. NAC. GEOL. MIN. (1983): Mapa geol. Chile, 1:1000000, Bl. 1 u. 2, Santiago.
- WEYL, R. (1943): Zur Ausdeutbarkeit der Schwermineral-Vergesellschaftungen. - Erdöl und Kohle, 2: 221-224, Hamburg.