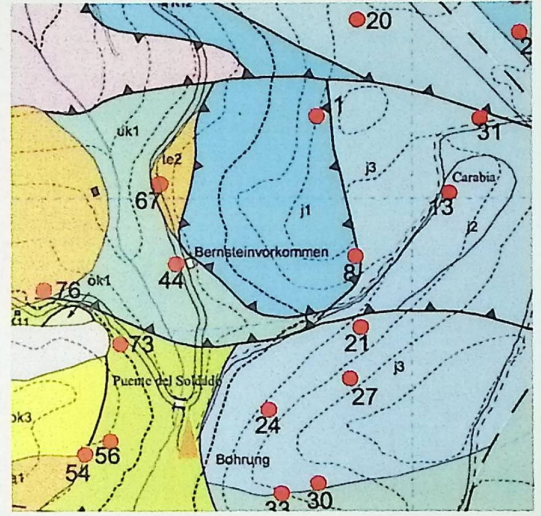


Der Diapir von Peñacerrada (Spanien)



Die Zeitschriftenreihe *documenta naturae* erscheint in zwangloser Folge mit Themen aus den Gebieten Geologie, Paläontologie, Botanik, Anthropologie, Domestikationsforschung, Vor- und Frühgeschichte, Stratigraphie, Lagerstättenkunde usw.

Die Zeitschriftenreihe ist Mitteilungsorgan der Paläobotanisch-Biostratigraphischen Arbeitsgruppe (PBA) im Heimatmuseum Günzburg und im Naturmuseum, Im Thäle, 86152 Augsburg, DEUTSCHLAND.

Die Sonderbände behandeln unterschiedliche Themen aus den Gebieten Kunst, Kochen, Reiseführer oder sind Neuauflagen alter wissenschaftlicher Werke oder spezielle Bestimmungsliteratur usw.

Zeitschrift <i>documenta naturae</i> Nr. 147 München 2003 ISSN 0723-8428
--

Herausgeber:

Dr. Hans-Joachim Gregor, Daxerstr. 21, 82140 Olching, DEUTSCHLAND

Dr. Heinz J. Unger, Nußbaumstraße 13, 85435 Altenerding, DEUTSCHLAND

Priv.-Doz. Dr. Diethard H. Storch, Sägematte 2, 79183 Waldkirch, DEUTSCHLAND

Informationen:

im Internet auf den Seiten: www.palaeo-bavarian-geological-survey.de
bzw. www.documenta-naturae.de

Vertrieb

Dipl.-Ing. Herbert Goslowsky

Valerystraße 55, 85716 Unterschleißheim, DEUTSCHLAND

e-mail: goslowsky@documenta-naturae.de

Fax: 089 310 8667

Bestellungen beim Vertrieb oder über das Internet und bei Buchhandlungen.

Gesamtgestaltung durch die Herausgeber

Die Verantwortung für die einzelnen Beiträge liegt bei den Autoren

© Copyright: Verlag *documenta naturae*

Das Werk einschließlich aller seiner Teile ist urheberrechtlich geschützt. Jede Verwendung außerhalb des Urheberrechtsgesetzes bedarf der Zustimmung des Verlages. Das gilt insbesondere für Vervielfältigungen jeder Art, Übersetzungen, Mikroverfilmungen und für Einspeicherungen in elektronische Systeme

Der Diapir von Peñacerrada (Sierra de Cantabria, Provinz Alava, Nordspanien)

**Stratigraphie, Fossilinhalt, Fazies,
Tektonik und ein Impaktit-ähnlicher
Diamikt vom Südrand des Diapirs**

OLIVER SACHS*

mit zwei geologischen Karten im Maßstab 1:10.000
und zwei geologischen Profilschnitten

***Anschrift des Verfassers:**

Dipl.-Geol. Oliver Sachs, Händelstr. 8, D-86720 Nördlingen, e-mail: olli.sachs@web.de

Statt eines Vorwortes

Wir wollen sofort hinzufügen, dass die Logik die Schöpfung nicht in den Griff bekommt, um sie zu erfassen und zu erklären. Diese beginnt gerade erst dort, wo die Logik endet.

Antoine de Saint-Exupéry



Am "Steinernen Schaf"

Dieser kuriose Felsen befindet sich auf dem Höhenzug, der aus Oberkreidekalken aufgebaut ist. Blick nach NE.
(R: 523.235, H: 4717.390)

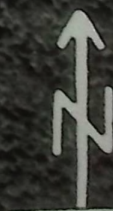
Abb. 1: Luftbildaufnahme aus dem Jahre 1998 mit eingezeichneten Koordinaten vom Arbeitsgebiet. Es handelt sich eigentlich um ein Stereobildpaar im Maßstab 1 : 22 000 von der Diputación Foral de Álava. Von einem der Fotos wurde der nebenstehende Abzug im Maßstab von etwa 1 : 11 000 angefertigt. Das Luftbild ist nicht entzerrt!

R: 522.000
H: 4720.050

R: 524.000
H: 4720.050



R: 522.000
H: 4717.000



R: 524.000
H: 4717.000

Zusammenfassung

Südlich von Vitoria-Gasteiz (Provinz Álava, Nordspanien) wird der Nordrand des Ebro-Beckens von dem schmalen Gebirgszug der Sierra de Cantabria begleitet. Im Südteil des in der Sierra gelegenen Diapirs von Peñacerrada wurde ein Gebiet von 6,1 km² im Maßstab 1 : 10 000 kartiert. Neben halokinetisch bedingten Strukturelementen treten alpidisch gefaltete mesozoische Ablagerungen des Basko-Kantabrischen Beckens und tertiäre Sedimente auf. Der Bereich wurde im Alttertiär von einer südlich gerichteten Deckenüberschiebung auf das tertiäre Ebro-Becken geschoben.

Die ältesten aufgeschlossenen Einheiten sind Keuperevaporite und Pelite. Einerseits führten die Evaporite zur Entstehung des Diapirs, andererseits bildeten sie einen günstigen Abscherhorizont, durch den eine weiträumige Deckenüberschiebung erst möglich wurde.

Ab dem oberen Keuper folgte ein Zeitabschnitt mit mehrmaligen transgressiven und regressiven Abschnitten mit dolomitischen Sabkha-Ablagerungen. Im oberen Sinemurium entstand ein stenohaliner, flachmariner Meeresbereich, der sich durch Extensionstektonik bis zur Lias / Dogger-Grenze zu einem bathyalen Sedimentationsraum vertiefte. Bedingt durch die Entstehung des Nordatlantik begann sich der Basko-Kantabrische Trog wieder zu schließen. Spätestens ab dem Malm endete die marine Sedimentation.

Der Zeitabschnitt der Unterkreide wurde von den Sedimenten eines flachen, siliziklastischen Schelfes bestimmt. Nach einer ersten Deltaphase (REITNER & WIEDMANN, 1982) folgte ab dem Barremium ein erneuter kleinerer Meeresvorstoß. Während eines ersten diapirischen Aufstiegs konnte sich bis zum unteren Aptium ein kleiner Patchreef-Komplex bilden. Mit dem Durchbrechen des Diapirs erlosch das Korallenriff. Ab dem Albium setzte die zweite Deltaphase (REITNER & WIEDMANN, 1982) mit sandigen und konglomeratischen Ablagerungen der Utrillas ein.

Die Oberkreide-Transgression beendete die fluviatile Ablagerungsphase. Im Cenomanium wurden wieder marine Karbonate abgelagert, wodurch sich eine ausgedehnte Karbonatplattform bildete. Dehnungstektonik und halokinetische Bewegungen des Keupersalinars sowie die permanente küstennahe Lage steuerten Mächtigkeiten und Faziesverteilung im Arbeitsgebiet. Ab dem Santonium unterlag der Sedimentationsraum einer zunehmenden Verflachung. Damit einhergehend stieg der terrigene klastische Eintrag. Mit Beginn des Campanium endete die marine Sedimentation.

An der Wende Eozän / Oligozän setzte die Pyrenäenorogenese ein. Das mesozoische Hochgebiet des Ebro-Massivs invertierte zu einem Vorlandbecken. Die mesozoischen Einheiten wurden gefaltet und die Sierra de Cantabria entstand. Am Fuß der Sierra lagerten sich mächtige fanglomeratische Sedimente ab. Gleichzeitig setzten verstärkt halokinetische Bewegungen ein.

Im Quartär kam es zur Verkarstung der herausgehobenen mesozoischen Kalke und zur Ablagerung von Kalktuffen, Alluvionen und Hangschuttmassen.

Im analytischen Teil der Arbeit werden die im Kartiergebiet vorkommenden gekritzten und polierten Kalksteinfragmente eines tektonisch entstandenen Diamiktes mit den in den Auswurfmassen des Impaktkraters Nördlinger Ries vorkommenden gekritzten und polierten Kalksteinfragmenten verglichen. Bei beiden Vorkommen sind Oberflächenstrukturen durch plastische Deformation unter hohem, allseitigem Druck entstanden. Trotz der sehr verschiedenen Entstehungsweisen gibt es große Ähnlichkeiten, aber auch Unterscheidungsmerkmale, die Rückschlüsse auf die Genese zulassen.

Stichwörter:

Sierra de Cantabria; Alava; Nordspanien; Carñiolas; Basko-Kantabrisches Becken; Unterkreide; Apt; Urgon; Wealden; Fleckenriff; Korallen; Rudisten; Bernstein; tektonischer Diamikt; Impaktkriterien; polierte und gekritzte Gesteinsfragmente; plastische Deformation; Bunte Breccie; Auswurfdecke; Nördlinger Ries

Abstract

The studied field area is located in northern Spain in the Álava province south of the town of Vitoria-Gasteiz. In this region the Tertiary Ebro Basin is accompanied by a small mountain chain named the Sierra de Cantabria. In this mountain chain the southern part of the Peñacerrada salt diapir was mapped at 1 : 10 000 within a 6.1 km² sized area.

The oldest exposed of the salt diapir are evaporites and pelites of Upper Triassic age. From the beginning of the Norian several transgressive and regressive periods occurred with dolomite deposition within a characteristic sabkha environment.

In Upper Sinemurian the stenohaline littoral sea was deepened to a bathyal depositional centre due to extensional tectonics until the Toarcian / Aalenian boundary. The Mesozoic Basco-Cantabrian trough was closed as a result of the opening of the northern Atlantic and therefore marine sedimentation stopped at the latest in Upper Jurassic times.

During the Lower Cretaceous, sedimentation was dominated by input from a deltaic shelf. After a first delta phase (REITNER & WIEDMANN, 1982) a small scale marine ingressión occurred. During the first diapiric uprising of the Upper Triassic evaporites, a small patch reef complex was formed until lower Aptian times. With the break trough of the diapir, coral growth stopped. The second delta phase (REITNER & WIEDMANN, 1982) started from Albian times with sand and conglomerate deposits.

This phase, with fluviatile sedimentation was stopped by the Upper Cretaceous transgression. The marine calcareous sedimentation in Cenomanian times lead to the formation of an extended carbonate platform. The extensional tectonic regime, halokinetic movements of the Upper Triassic salt, and the permanent near coastal position controlled the thickness and facies distribution of the sediments within the investigated field area. The water depths of the whole area of sedimentation continuously decreased since Santonian and therefore the terrigenous input of clastic material increased. Marine sedimentation completely stopped with the beginning of the Campanian.

During Quaternary times the uplifted Mesozoic limestones were karstified and the tufaceous limestones, alluvial as well as the talus deposits were sedimented.

Important structural elements of the Sierra de Cantabria are formed by halokinetic movements of the Peñacerrada salt diapir and the Pyrenees Orogeny. At the Eocene / Oligocene boundary the onset of the Pyrenees Orogeny took place. During this orogeny the former Mesozoic Ebro massif was inverted to a foreland basin (= Ebro Basin). The evaporites lead on one hand to the formation of this diapir and on the other hand they formed a favourable thrust horizon for far scale nappe transport. During the Miocene, the Mesozoic calcareous sediments of the former Basco-Cantabrian Basin were folded and thrust in a southward direction on top of the Eocene / Oligocene sediments of the Ebro Basin. The Mesozoic units were folded and formed the Sierra de Cantabria. At the front of the Sierra de Cantabria thick conglomerates were deposited. Pronounced halokinetic movements started at the same time.

A special feature of the Pyrenees Orogeny is the formation of a tectonic diamict with striated and polished limestone fragments comparable to those formed in the impact crater from Nördlinger Ries (southern Germany). Both occurrences of these striated pebbles are formed by plastic deformation within a clay-mineral matrix under high confining pressure. This leads to the important conclusion, that striated pebbles of this specific type are not necessarily restricted to impact craters.

Key Words:

Sierra de Cantabria; Alava; northern Spain; Carñiolas; Basco-Cantabrian Basin; Lower Cretaceous; Aptian; Urganian; Wealden; patch reef; corals; rudists; amber; tectonic diamict; impact criteria; polished and striated pebbles; plastic deformation; Bunte Breccia; ejecta blanket; Nördlinger Ries

Resumen

Al sur de Vitoria-Gasteiz (Provincia de Álava, Norte de España) se encuentra la cuenca del Ebro, la cual está delimitada en la parte septentrional por la sierra de Cantabria. Dentro de esta sierra se encuentra el diapiro de Peñacerrada. En la parte meridional de este diapiro fue cartografiada una zona de 6,1 km² a escala 1 : 10 000. No solamente se encontraron elementos estructurales creados por halocinética sino que también depósitos mesozoicos de la cuenca Vasco-Cantábrica y sedimentos terciarios plegados por la orogénesis alpina. Esta zona la encavalgó Terciario cuenca de Ebro en la época del terciario, debido a fuerzas con dirección Sur.

Las unidades más antiguas que se pueden observar, son las evaporitas y las pelitas del Keuper. Por un lado son las evaporitas las causantes de la creación del diapiro, por el otro lado los encavalgamientos posteriores sólo fueron posibles gracias éstas, ya que las evaporitas crean un horizonte idóneo de deslizamiento.

A partir del Keuper Superior hay un periodo en el cual alternan los ciclos transgresivos y regresivos y es cuando se depositan las dolomitas de Sabkha. En el Sinemuriense Superior se creó un mar stenohalino de poca profundidad, el cual se hundió en el límite entre Lias y Dogger debido a la tectónica de extensión, creando así una zona de sedimentación batial. A causa de la creación del Atlántico Norte empezó a cerrarse la cuenca Vasco-Cantábrica. Cómo más tardar a partir del Malm acabó la sedimentación marina en esta zona.

El Cretácico Inferior se caracteriza por una sedimentación de plataforma continental llana y silicoclastica. Después de una primera fase deltaica (REITNER & WIEDMANN, 1982) siguió en el Barremium una nueva transgresión. Durante un primer ascenso diapírico se creó un pequeño complejo de "Patchreef" en el Aptium Inferior. El arrecife de corales se extinguió cuando el diapiro salió a superficie. A partir del Albium empezó la segunda fase deltaica (REITNER & WIEDMANN, 1982), formando así los depósitos areníticos y conglomeráticos de Utrillas.

La transgresión del Cretácico Superior termina con una fase de depósitos fluviales. En el Cenomaniense volvieron a depositarse carbonatos marinos, creando así una extensa plataforma carbonática. Los diversos depósitos y las potencias de éstos en la área de trabajo están condicionados por la tectónica de extensión, los movimientos halocinéticos de las evaporitas del Keuper y la cercanía de la línea de costa. A partir del Santoniense toda la área estuvo sometida a un aplanamiento y debido a ello empezó a aumentar la sedimentación clástica terrígena. A principios de Campaniense acaba la sedimentación marina.

En el límite Eoceno / Oligoceno empieza la orogénesis pirenaica. El macizo del Ebro se invierte de una zona elevada a una cuenca preorogénica. Las unidades mesozoicas fueron plegadas y se formó la sierra de Cantabria. Al pie de la sierra se depositaron grandes potencias de fanglomerados. Al mismo tiempo empezaron los movimientos halocinéticos.

Durante el Cuaternario las calcarias mesozoicas empezaron a transformarse en Karst y se crearon aluviones y depósitos de calcáreas.

En la parte analítica del trabajo se compararon los fragmentos calcáreos pulidos y rascados de la zona cartografiada, los cuales se formaron a partir de un diamicto tectónico, con los fragmentos calcáreos pulidos y rasgados del cráter de impacto del Nördlinger Ries (Alemania). En ambos casos hay estructuras de superficie que se forman por deformación plástica bajo una gran presión. Aún y que teniendo procedencias muy diferentes, se semejan mucho, pero las características de diferenciación permiten identificar la procedencia de cada una de estas estructuras.

Inhaltsverzeichnis

Danksagung.....	VIII
1 Einleitung	1
1.1 Aufgabenstellung	1
1.2 Geographische Lage und Morphologie	1
1.3 Geologischer Überblick	3
1.4 Ältere Arbeiten	5
2 Materialien und Methodik	7
2.1 Luftbild- und Kartenunterlagen	7
2.2 Geländearbeit und Dokumentation	8
2.3 Gesteinsaufbereitung	9
2.3.1 Probenpräparation für Mikrofazies-Auswertung	9
2.3.2 Probenpräparation für das Rasterelektronenmikroskop (REM)	9
3 Lithologie und Fazies	11
3.1 Hinweise und Symbolschlüssel	11
3.2 Die Trias	13
3.2.1 Die Kartiereinheit ke: Bunte Tonsteine	13
<i>Zeitabschnitt: Keuper</i>	
3.3 Der Jura	16
3.3.1 Die Kartiereinheit j1: Carniolas	16
<i>Zeitabschnitt: Rhaetium bis unteres Sinemurium</i>	
3.3.2 Die Kartiereinheit j2: Kalke, Mergel	22
<i>Zeitabschnitt: oberes Sinemurium bis Toarcium</i>	
3.3.3 Die Kartiereinheit j3: Kalke, Mergel	24
<i>Zeitabschnitt: Aalenium bis Callovium</i>	
3.3.4 Die Malmfrage	29
3.4 Die Kreide	29
3.4.1 Die Kartiereinheit uk1: Wealden und Urgon	29
<i>Zeitabschnitt: Berriasium bis Aptium</i>	
3.4.2 Die Kartiereinheit uk2: Utrillas	43
<i>Zeitabschnitt: Albium bis unteres Cenomanium</i>	
3.4.3 Die Kartiereinheit ok1: Präalveolinenkalk	47
<i>Zeitabschnitt: Cenomanium</i>	
3.4.4 Die Kartiereinheit ok2: Knollenmergel	48
<i>Zeitabschnitt: unteres Turonium</i>	
3.4.5 Die Kartiereinheit ok3: Toloño-Kalk	49
<i>Zeitabschnitt: oberes Turonium bis Santonium</i>	

3.5 Das Tertiär	53
3.5.1 Die Kartiereinheit te1: tektonischer Diamikt	53
<i>Zeitabschnitt: Eozän bis Oligozän (?)</i>	
3.5.2 Die Kartiereinheit te2: Fanglomerate	64
<i>Zeitabschnitt: Oligozän (?)</i>	
3.5.3 Die Kartiereinheit te3: Sandsteine	66
<i>Zeitabschnitt: Miozän (?)</i>	
3.6 Das Quartär	67
3.6.1 Die Kartiereinheit qu1: Kalktuff / Quelltuff	68
<i>Zeitabschnitt: Pleistozän bis Holozän</i>	
3.6.2 Die Kartiereinheit qu2: Alluvionen	68
<i>Zeitabschnitt: Pleistozän bis Holozän</i>	
3.6.3 Die Kartiereinheit qu3: Hangschutt	69
<i>Zeitabschnitt: Pleistozän bis Holozän</i>	
3.6.4 Verkarstungserscheinungen	69
<i>Zeitabschnitt: Pleistozän bis Holozän</i>	
4 Die Tektonik	70
4.1 Regionale Tektonik	70
4.2 Tektonische Strukturen im Arbeitsgebiet	70
4.2.1 Der Diapir von Peñacerrada	71
4.2.2 Die Ebro-Becken-Randüberschiebung	71
5 Vergleich von Gesteinen einer Störungszone mit Impaktgestein	72
5.1 Die Lage und die Impaktgesteine des „Nördlinger Ries“ (Süddeutschland)	72
5.1.1 Die progressive Stoßwellenmetamorphose	73
5.1.2 Die Impaktgesteine des Nördlinger Rieses	74
5.1.3 Das beprobte Impaktgestein „Bunte Breccie“	77
5.2 Handstück-Vergleich	79
5.3 REM-Vergleich	81
5.4 Die Oberfläche eines glazialen Geschiebes aus der Schweiz	85
5.5 Ergebnisse	86
6 Literaturverzeichnis	87
Fototafeln	94
Anhang.....	172

Danksagung

Die Bearbeitung des vorliegenden Themas wurde mir von meinem Diplomvater Herrn Prof. Dr. Reinhard Pflug übertragen. Für den anregenden Themenvorschlag, die Einführungssexkursion, das stete Interesse sowie die intensive Betreuung bei der Erstellung der beiliegenden geologischen Karte, die mit dem von ihm entwickelten Programm *GeolKart* erstellt wurde, sei ihm an dieser Stelle herzlich gedankt.

Besonderer Dank geht an Dr. Andreas Danilewsky (Kristallographisches Institut) für die Einarbeitung und Betreuung am Rasterelektronenmikroskop. Größter Dank geht natürlich auch an Herrn J. Crocoll für die Ausdauer und große Hilfe beim Zeichnen der aufgenommenen Profile in "Freehand" und Dr. Wolf Ohmert (beide vom Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau Baden-Württemberg [LGRB] in Freiburg) für die ständige Hilfsbereitschaft bei der teilweise schwierigen Bestimmung der Ammoniten sowie die Bereitstellung von Spezialliteratur über Ammoniten und Brachiopoden aus dem kantabrischen Raum. Überhaupt sei hier auf die sehr große Hilfsbereitschaft und das Interesse, auch an der spanischen Geologie, der MitarbeiterInnen des LGRB in Freiburg hingewiesen. Namentlich möchte ich mich besonders bei meinen "Chef" Andreas Etzold (für geologische-sedimentologische Diskussionen und die sehr entgegenkommende Arbeitszeiteinteilung), Dr. Rudolf Hüttner (für angeregte Ries-Diskussionen), Dr. Matthias Franz (für Dogger-Probleme), Frau Hancke (Bibliothek), Herrn Golmbeck (Präparation) und Dr. Diethard Storch (für die Bestimmung und zeitliche Einordnung meines Pflanzenfossils aus der Unterkreide) bedanken.

Natürlich dürfen auch die hilfsbereiten MitarbeiterInnen des Geologischen Institutes nicht vergessen werden. Ein großes Dankeschön geht da an Frau Dr. Ursula Leppig für ihre Hilfe bei der Bestimmung und biostratigraphischen Einordnung der Mikrofossilien, Prof. Dr. John Tipper und Dr. Adam Vecsei, die stets großes Interesse für sedimentologische Fragen hatten sowie an unseren ehemaligen Präparator Herrn Vit für das Anfertigen der Dünnschliffe. Auch Dipl. Geol. Arno Wamsler, der schon fast zum Inventar des Institutes gehörte, bin ich für fachliche Diskussionen zur Geologie und Tektonik Spaniens sehr dankbar. Prof. Dr. Genser übernahm dankenswerterweise das Zweitgutachten. Yvonne Fasis war für die Probenbeschaffung von zwei gekritzten Gletschergeschieben aus ihrem Diplomarbeitsgebiet bei Zermatt (Schweiz) hilfreich.

Beim Überwinden von sprachlichen Barrieren halfen mir dankenswerterweise Dr. Michael Kraml und Dr. Paul Hoskin (beide vom Institut für Mineralogie, Petrologie und Geochemie in Freiburg) sowie meine ehemalige Studienkollegin Dipl. Geol. Miriam Hohner, die als spanisch-deutsche Muttersprachlerin bei Übersetzungsproblemen trotz Berufsstress mit großem Arrangement weitergeholfen hat.

Ebenso geht Dank an die Leute, die ich erst im Laufe dieser Arbeit kennengelernt habe. Dies sind unter anderem Alberto Cimadevilla von der Diputación Foral de Álava in Vitoria-Gasteiz, der mir Einsicht in Unterlagen über das Toloño-Massiv gewährte und ein Bohrprofil aus meinem Kartiergebiet zur Verfügung stellte. Prof. Eric Flügel vom Paläontologischen Institut der Universität Erlangen half während des Fazieskurses bei der Interpretation verschiedener Dünnschliffe und Prof. Christopher J. Talbot von der Uppsala Universität (Institutionen für geowissenschaften, Mineralogi-Petrologi) gab wertvolle Hinweise zu Salztektonik und rezenten Salzgletschern im Iran. Frau Dr. Sabine Heuschkel von der Fa. Märker Zementwerk GmbH ermöglichte mir den unkomplizierten Zutritt in die beiden werkseigenen Steinbrüche "Harburg" und "Bräulesberg". Dr. Thomas Steuber von der Ruhr-Universität in Bochum bestimmte die gefundenen Rudisten und gab weitere Informationen zur Stellung, Lebensweise und Ökologie derselben. Lothar Vallon vom Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Stuttgart interpretierte die Spurenfossilien. Frau Dr. Rosemarie C. Baron-Szabo, die z. Z. am Smithsonian Institution in Washington arbeitet, bestimmte die Korallenfossilien aus der Unterkreide. Aus

dieser Zusammenarbeit wird in nächster Zeit noch eine Arbeit über das kleine Korallenvorkommen von Peñacerrada erscheinen.

Schließlich geht auch ein "¡Muchas gracias!" an unsere Herbergsfamilie Luis aus Payueta, im Zentrum des Diapirs von Peñacerrada. Unser Kartoffelbauer José, der immer ein breites Lachen auf seinem vom Wetter gegerbtem Gesicht mit der "angewachsenen" Baskenmütze hatte, versorgte uns nicht nur mit frischen Kartoffeln, Zwiebeln, etc. oder half bei Autoproblemen, sondern war mit seinem Telefon auch das "Ohr zur Welt", da es ja in unserem kleinen Bergdorf kein öffentliches Telefon gab. Für die schönen Geländeaufenthalte und für fachliche Diskussionen geht weiterhin ein dickes Dankeschön an meine Kommilitonin Carola Knöpp.

Natürlich danke ich auch meinen Freunden, die mir während der Arbeit beistanden und das Verständnis über die lange Zeit, die ich nicht mit ihnen, sondern mit dem Schreiben dieser Arbeit verbrachte. Gedankt sei an dieser Stelle Conwitha Lapke, Marion Laurent, Claudia Pohl und Dr. Elmar Wosnitza für die Durchsicht verschiedener Teile des Manuskriptes.

Ganz besonderer Dank gilt meinen Eltern Annemarie und Werner Sachs für die stete Förderung meines Hobbys Geologie und für die jahrelange ideelle wie finanzielle Unterstützung während meines Studiums. Meine Schwester Daniela Sachs hat dankenswerterweise die graphische Gestaltung des Umschlages übernommen.

Das größte und natürlich liebste Dankeschön geht an meine Kommilitonin, Vertraute und Freundin Marcella Lapke. Sie machte den der spanischen Lebensart angepassten Aufenthalt nicht nur unvergesslich, sie ließ die Geologie durch ihre anregenden, teilweise auch kritischen Einwände immer wieder in neuem Lichte erscheinen. Vor allem ihre große Hilfsbereitschaft nach der Geburt unseres Sohnes Marco ermöglichte erst eine Diplomarbeit in dieser Form.



Abb. 2: Ein neuer Morgen im Diapir von Peñacerrada! (Blick von Payueta aus in Richtung Süden auf die Sierra de Cantabria)

1 Einleitung

1.1 Aufgabenstellung

Gegenstand der Arbeit, welche weitgehend einer vorgelegten Diplomarbeit entspricht (SACHS, 2002b), ist ein 6,1 km² großes Gebiet, in dem der Südrand des Diapirs von Peñacerrada detailliert untersucht werden soll. Vornehmliches Ziel ist es, anhand von Geländeuntersuchungen, Säulenprofilen, Biostratigraphie, Mikrofazies und Tektonik die Entwicklung des Diapirs zu klären, eine geologische Karte im Maßstab 1:10 000 zu erstellen und an ausgewählten Stellen Profilschnitte zu konstruieren.

Die Gesteine wurden lithologisch und faziell untersucht, um sie später in einen regionalen paläogeographischen und tektonischen Zusammenhang zu bringen. Mit Hilfe der im Gelände und im Labor gewonnenen Erkenntnisse sollte dann der Versuch unternommen werden, die paläoökologische und tektonische Entwicklungsgeschichte unter Berücksichtigung früherer nordspanischer Arbeiten zu rekonstruieren.

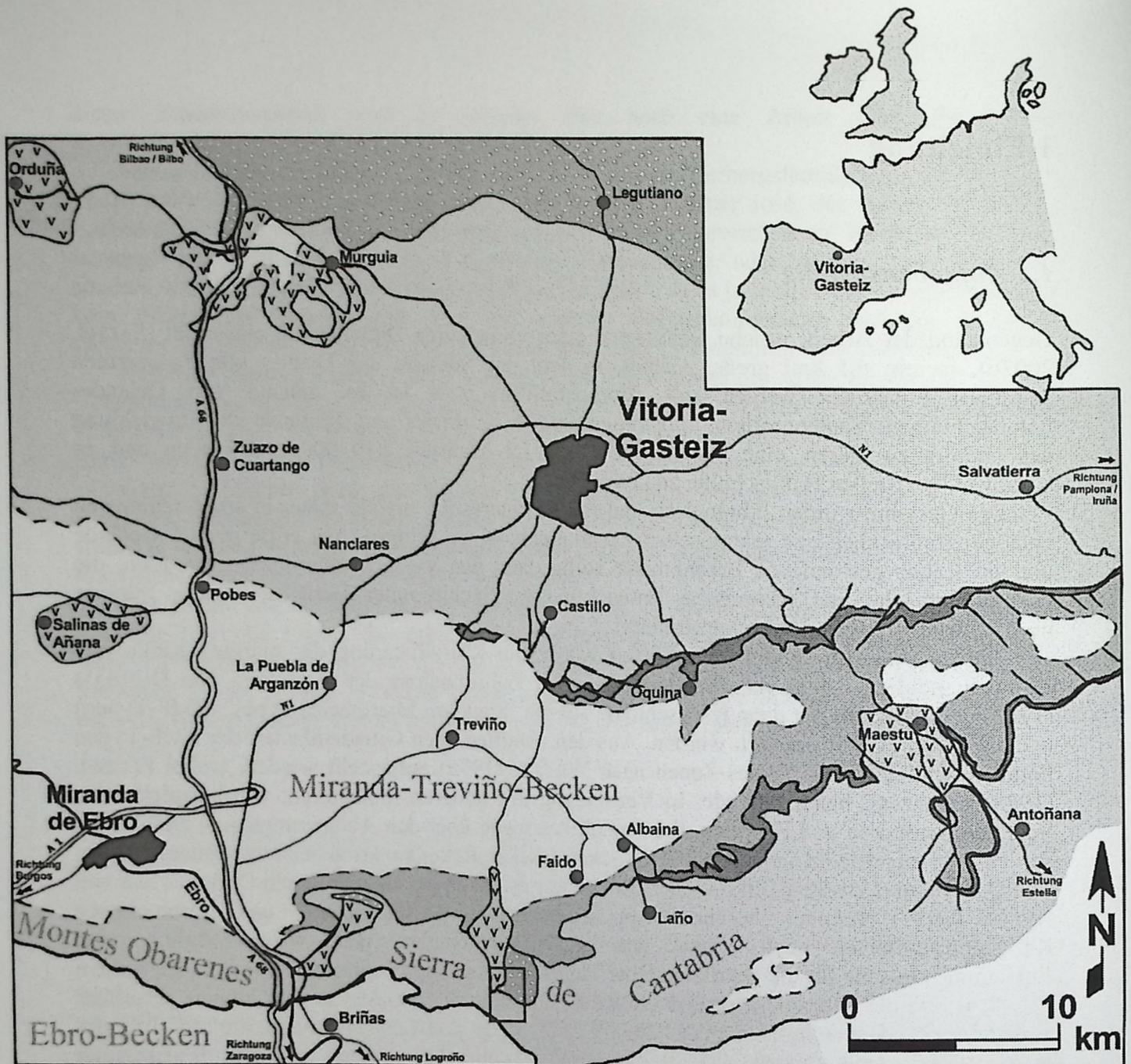
Anhand von An- und Dünnschliffen wurde die Klassifizierung der marinen Kalke und - soweit möglich - auch die der Dolomite unter Zuhilfenahme der Einteilung von DUNHAM (1962) getroffen, aus der dann Rückschlüsse auf die "Standard Microfacies Types" (SMF-Typen) nach WILSON (1975) gezogen wurden. Aus den resultierenden Grundeinheiten der SMF-Typen konnten schließlich die Fazies-Zonen nach WILSON (1975) aufgestellt werden, wobei FLÜGEL (1978) ergänzend benutzt wurde. In Verbindung mit anderen Indikatoren, wie beispielsweise Sedimentstrukturen und Fossilien, ließen sich Aussagen über den Ablagerungsraum treffen, die dann weiter zur paläogeographischen und -ökologischen Rekonstruktion benutzt wurden.

Das Ziel des zweiten Teiles meiner Arbeit war es, einen bei einer früheren Diplomarbeit von KLEIN (1984) erstmals beschriebenen Aufschluss mit "gekritzten" und zerbrochenen Kalksteinfragmenten noch einmal genauer zu untersuchen und, wenn möglich, eine Entstehungsursache für die gekritzten Oberflächen der Kalksteinfragmente zu finden. Zu diesem Zweck wurde der anthropogen angelegte Graben, in dem diese Gesteine vorkommen, detailliert aufgenommen. Die Auswertung erfolgte an Handstücken und Gesteinsproben, die mit Hilfe des Rasterelektronenmikroskopes (REM) mit frisch gesammelten Proben aus dem Impaktkrater Nördlinger Ries und zwei Proben aus einem Gletscherdiamikt aus der Schweiz verglichen wurden.

1.2 Geographische Lage und Morphologie

Das Arbeitsgebiet befindet sich in einem schmalen Gebirgszug, der Sierra de Cantabria (Abb. 3). Das Gebirge gehört zu den Nordrand-Sierren des westlichen Ebro-Beckens. Die Randsierra westlich des Ebrodurchbruchs wird Montes Obarenes genannt.

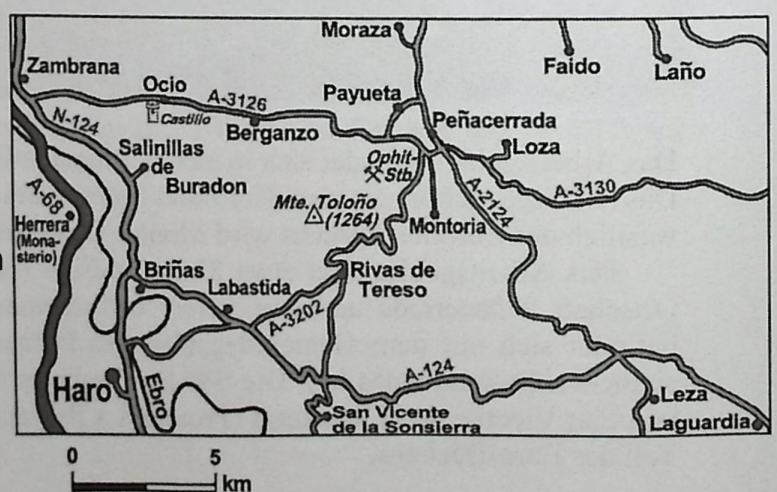
Das Arbeitsgebiet liegt etwa 23 km südlich von Vitoria-Gasteiz, 3 km südlich der kleinen Ortschaft Peñacerrada und unmittelbar östlich vom Toloño-Massiv. Der überwiegende Anteil befindet sich auf dem Gemeindegebiet von Peñacerrada (Provinz Álava, die Bestandteil des südlichen Baskenlandes ist). Die SW Ecke meines Arbeitsgebietes gehört zum Gemeindegebiet von San Vicente de la Sonsierra (Provinz La Rioja) und ist bereits geographisch und geologisch Teil des Ebro-Beckens.



Legende

- Tertiär: Oligozän bis Pliozän
- Tertiär: Paläozän bis Eozän
- Oberkreide: Maastrichtium
- Oberkreide: Cenomanium bis Campanium
- Jura und Unterkreide, ungegliedert
- Trias, ungegliedert
- Diskordant lagernde, junge Sedimente
- Arbeitsgebiet

Lage der im Text erwähnten Orte



Morphologisch weist das Gebiet eine große Vielfalt auf und spiegelt die komplizierte Geologie des Diapirs wider. Im Norden liegt eine sanfte Mulde aus leicht erodierbaren Keupertonen mit seinen landwirtschaftlich vielseitig genutzten Feldern. Der mittlere Bereich wird zum großen Teil von jurassischen Sedimenten aufgebaut und ist daher eher hügelig und wellig gegliedert. Die Kuppen sind von lichten Steineichenhainen, Buchenwäldern oder undurchdringlicher Macchia bewachsen. In den Talungen wird Ackerbau oder Weidewirtschaft betrieben. In Richtung Süden folgt ein steiles, von sandigen und tonigen Sedimenten der Unterkreide gebildetes NW-SE streichendes Tal. Die teilweise canyonartige Talung ist stark bewaldet und an der Basis stellenweise durch viele kleine Quellen morastig. Weiter nach Süden beginnt der schroffe, unwegsame, wieder mit Hartlaubgewächsen wie Steineichen oder Buchs bewachsene Höhenzug aus Oberkreidekalken, der die Sierra de Cantabria aufbaut. Der gleichfalls NW-SE streichende Höhenkamm gibt einen unerwarteten und eindrucksvollen Ausblick auf das plötzlich abfallende, im Sommer ausgedörrte Ebro-Becken mit dem glänzenden, mäandrierenden, breiten Strom des Ebro frei. Man beobachtet einen markanten Floren- und damit einhergehenden Farbwechsel von dichten, grünem Waldbewuchs auf der Nordseite des Gebirges zu den hellbraunen, braunen und dunkelgrünen Flecken von ausgedörrtem Grasland, Macchia und Weinfeldern. Zu Füßen des staunenden Betrachters liegt nicht nur das mehrere 100 m tiefere Flachland des Ebro-Beckens, sondern wohl auch das bedeutendste Weinanbaugebiet Spaniens, aus dem die weltbekannten und vorzüglichen Rioja-Weine kommen.

Der Gebirgszug aus Oberkreidegesteinen bildet die höchsten Bereiche des Arbeitsgebietes (bis zu 1168 m). Zum Ebro-Becken nimmt die Höhe über eine Steilstufe bis an meine Kartenblattgrenze rasch bis unter 760 m ab, um dann weiter bis zum Ebro auf unter 450 m zu fallen. Im weniger steilen Nordteil sinkt sie auf 760 m ab, bis außerhalb des Arbeitsgebietes, im Zentrum des Diapirs, etwa 700 m erreicht werden.

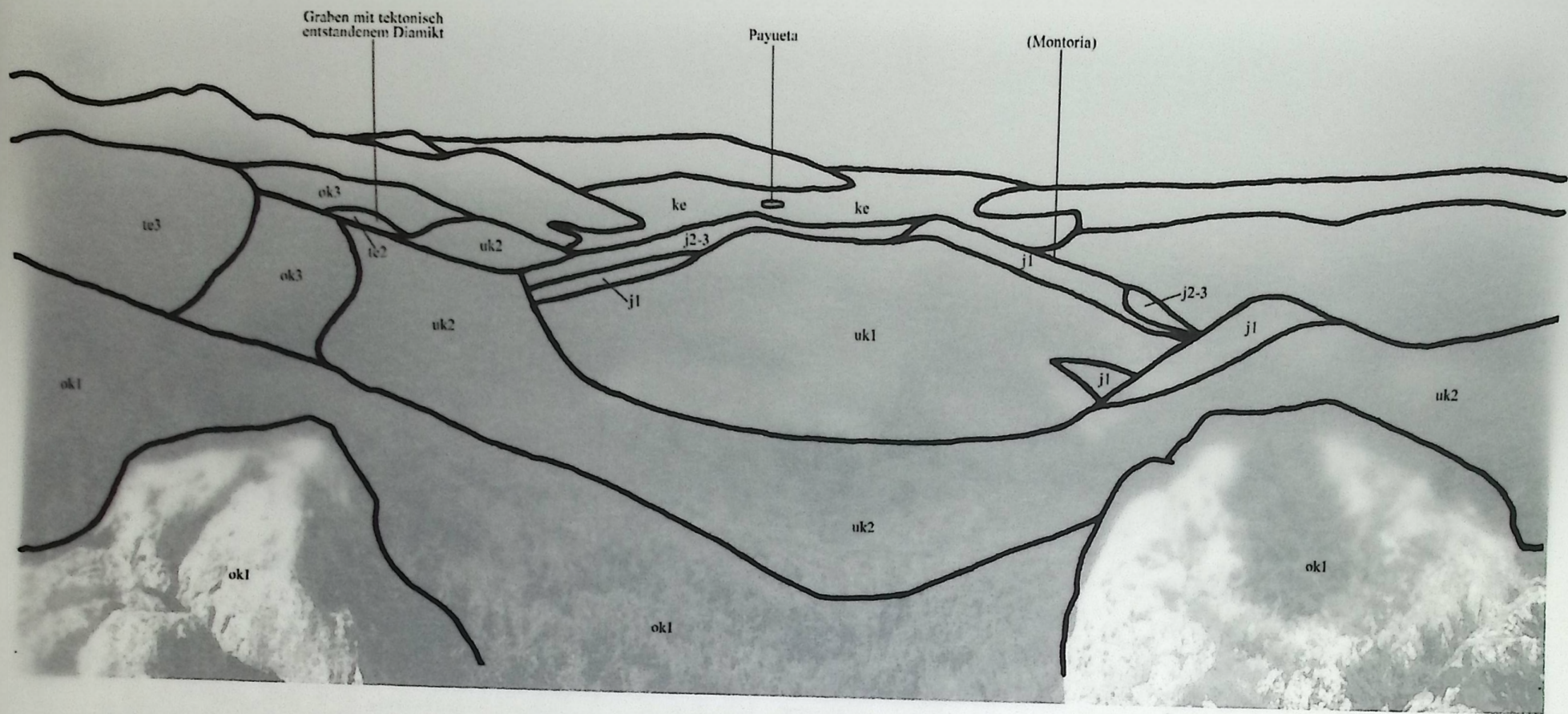
Die vorliegende Arbeit stellt den östlichen Abschluss von fünf neueren Diplomkartierungen dar. Im Westen grenzen die Gebiete von R. Nerz, C. Fasoli, C. Knöpp und D. Peters an. Die Westgrenze meines Arbeitsgebietes bildet die Gitterlinie mit Rechtswert 522.000, die Südgrenze wird von der Linie mit dem Hochwert 4717.000 begrenzt. Nach Osten stellt die Grenze die Gitterlinie mit dem Rechtswert 524.000 dar und nach Norden die Linie mit dem Hochwert 4720.050.

1.3 Geologischer Überblick

Die Geologie des Kartiergebietes wird vom Diapir von Peñacerrada sowie den mächtigen Schelfsedimenten des Basko-Kantabrischen Beckens, von dessen südwestlichem Rand die Jura- und Kreideablagerungen des Arbeitsgebietes stammen, bestimmt. Im Verlauf der Pyrenäen-orogenese wurden diese Einheiten mit großen Teilen des Diapirs auf das südlich gelegene tertiäre Ebro-Becken überschoben. Der kartierte Bereich ist dabei nur ein kleiner Teil einer Decke, die entlang dem Südrand der Montes Obarenes und der Sierra de Cantabria verläuft. Die Diapire von Ocio und Peñacerrada befinden sich nahe dem Ostrand der etwa 50 km langen Sierra de Cantabria.

Abb. 3: Geologische Übersichtskarte mit der Lage des Arbeitsgebietes (verändert nach CAPETTA & CORRAL, 1999).





Während ENGESER et al. (1984), die miozänes Alter der Randüberschiebung angeben, noch einen horizontalen Versatz von bis 10 km annahmen, geben RIBA ARDERIU & JURADO (1992) einen Versatz von 30 km an. Dabei soll das westliche Ebro-Becken etwa 70 % der ursprünglichen Fläche verloren haben. Bei dem Vorgang hat das unterlagernde Keupersalinär einen wichtigen Abscherhorizont gebildet. Die tektonische Situation kann gut mit der des Schweizer Faltenjura verglichen werden.

Viele kleinere Störungen, welche sich entlang der Hauptüberschiebungszone gebildet haben, zeigen meist einen nord-südlich gerichteten Verlauf. Diese Vorzugsrichtung trifft auch für den Diapir von Peñacerrada zu. Mehrere kleinere Aufschiebungen haben das Schollenmosaik des Diapirdaches mitsamt dem eigentlichen Salzstock erfasst und nach Süden über kretazische Sedimente verfrachtet. Die Reste des Daches befinden sich heute im Südteil des Diapirs, also im kartierten Gebiet. Aufgrund der intensiven tektonischen Beanspruchung und der sehr unterschiedlichen Festigkeiten der mesozoischen Gesteine konnten keine zuverlässigen Mächtigkeitsangaben zu den einzelnen Einheiten gemacht werden.

Heute ist der Faltenzug der Sierra de Cantabria, und mit diesem auch der Diapir von Peñacerrada durch zwei im Tertiär angelegte Sedimentationsräume begrenzt. Im Süden ist es das Ebro-Becken und im Norden das kleinere Miranda-Treviño-Becken. In beide Becken wurde Erosionsschutt der aufsteigenden Sierra de Cantabria geschüttet.

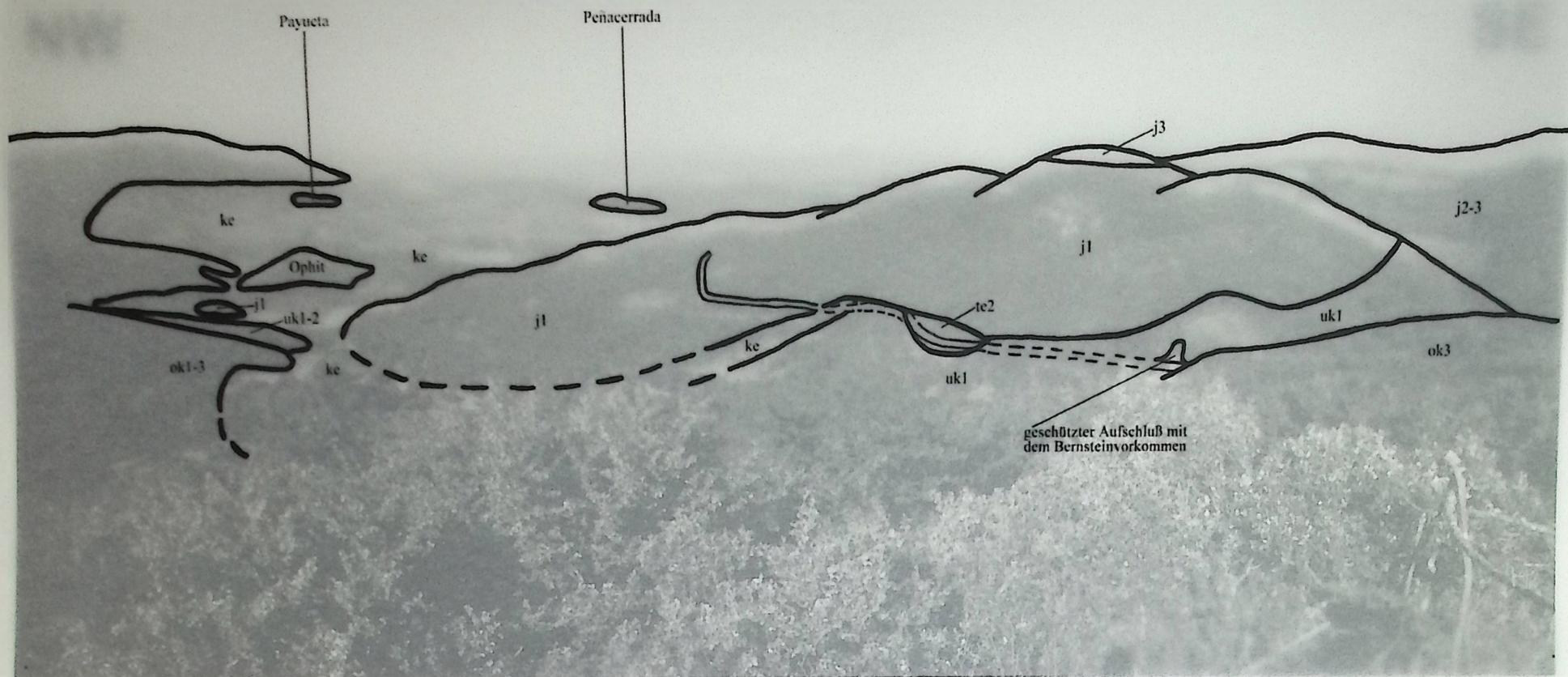
1.4 Ältere Arbeiten

Schon relativ früh begann im regionalen Umfeld meines Arbeitsgebietes die geologische Erforschung. Erste umfassendere Untersuchungen über den Basko-Kantabrischen Raum stammen aus den dreißiger Jahren von den Autoren KARRENBURG (1934) und CIRY (1939), die sich mit der Tektonik und stratigraphischen Gliederung des im Mesozoikum entstandenen Basko-Kantabrischen Tros befassen.

Insbesondere durch die scheinbar günstige sedimentologische Situation in Kombination mit den Keuperdiapiren und den Asphaltvorkommen am Rand einiger Diapire erweckte nach Angaben von MERTEN (1994) der Basko-Kantabrische Raum von Anfang an das Interesse von Erdölgesellschaften. Hier ist sicher der Hauptgrund dafür zu suchen, dass in jener Zeit so viel in dieser Region geforscht wurde. So sind mehrere wichtige Arbeiten über die Entwicklungsgeschichte der Diapire in den spanischen Westpyrenäen entstanden (BRINKMANN & LÖGTERS, 1967). Hierzu gehören die Arbeiten von KIND (1967), der auf knapp zwei Seiten auch den Diapir von Peñacerrada behandelt, PFLUG (1967) oder STACKELBERG (1967). In diesen Zeitraum fällt auch die bereits 1956 geschriebene Dissertation von DAHM (1966), in der er ausführlich die jurassische Stratigraphie und Sedimentationsgeschichte des kantabrischen Jura beschreibt. Einige Jahre später konnte RAMIREZ DEL POZO (1971b) anhand der Mikrofauna die Stratigraphie des Jura und der Kreide noch feiner untergliedern. Unterkretazische Ablagerungen wurden von SAEFTEL (1959) erforscht, der dem Alb seine stratigraphische Gliederung gab. Weitergehende Untersuchungen zu den Wealden- und Utrillas-Ablagerungen folgten von BEUTHER (1966). Eine genauere stratigraphische Untergliederung der Oberkreide wurde erstmals von LOTZE (1960) erarbeitet. Die Forschung der nächsten Jahrzehnte fußt auf den Ergebnissen der damaligen Erdölexploration.

Abb. 4: Das Kartiergebiet vom Höhenzug aus Oberkreidekalken in Richtung Norden fotografiert (R:523.235, H:4717.390).





Eine weitere wichtige Arbeit über den Jura meines Arbeitsgebietes ist die Dissertation von SCHAAF (1986), der die jurassische sedimentologisch-fazielle Entwicklung mit regional-tektonischen Ereignissen in Verbindung bringen konnte. Die postmarinen Sedimente des Oberjura bis zur Unterkreide wurden von SALOMON (1982) beschrieben. WIEDMANN et al. (1983), ENGESER et al. (1984), ENGESER (1985) und GRÄFE (1994) konnten ein sedimentäres und tektonisches Modell des Basko-Kantabrischen Beckens erstellen und damit die Kreide und das Alttertiär sequenzstratigraphisch gliedern. Ein neu entdecktes kleines Korallenvorkommen im Dach des Diapirs von Peñacerrada (SACHS & PFLUG, 2002b) ist, gestützt auf REITNER (1987), BARON-SZABO (1993, 1994) und BARON-SZABO & FERNANDEZ-MENDIOLA (1997), in die Unterkreide gestellt worden. Die paläogeographische Situation in der Oberkreide wurde von AMIOT et al. (1982) und FLOQUET (1982a) beschrieben. FLOQUET (1982b, 1991) und LEPPIG (1987) gliederten die Oberkreidekalke der Montes Obarenes und der Sierra de Cantabria, indem sie eine zeitliche Einteilung der Mikrofauna vornahmen und diese biostratigraphisch einordneten. GRÄFE & WIEDMANN (1993) schließlich erstellten für die Oberkreide eine regionale Meeresspiegelkurve für diesen ehemaligen Meeresbereich.

Am Geologischen Institut der Universität Freiburg wurden seit 1981 zahlreiche Diplomarbeiten in der Sierra de Cantabria und den Montes Obarenes vergeben. Mit dem Diapir von Peñacerrada haben sich KLEIN (1981) und KESSLER (1984) befasst.

2 Materialien und Methodik

2.1 Luftbild- und Kartenunterlagen

Für die Geländearbeit und als topographische Grundlage dienten fünf Karten der Diputación Foral de Álava in Vitoria-Gasteiz im Maßstab 1 : 5 000 (Blätter 170-11, 170-12, 170-19, 170-20 und 170-28) und, weil Karten nur bis zur Grenze einer Provinz gezeichnet werden, zwei Karten der Comunidad Autonoma de La Rioja in Logroño, ebenfalls im Maßstab 1 : 5 000 (Blätter 2-9, 170 und 3-9, 170).

Ferner konnte zur weiteren Orientierung im Gelände auf schwarz-weiße Luftbilder (Nr. C06 und C07) des "Servicio Geográfico y Militar, Madrid" zurückgegriffen werden. Die Bilder entstanden im Jahre 1956 und wurden im Maßstab 1 : 36 000 erstellt. Ausschnitte davon wurden auf ca. 1 : 12 000 vergrößert. Zudem standen neuere, farbige Luftbilder der Diputación Foral de Álava (Nr. 3429 und 3430) aus dem Jahre 1998 zur Verfügung (Abb. 1). Mit einem Spiegelstereoskop der Marke Topcon (Modell III) sind die Luftbilder ausgewertet worden.

Die geologische Karte 1 : 50 000 von Blatt Haro (Nr. 170, 22.9) vom Instituto Geológico y Minero de España (IGME) gibt einen guten Überblick (PORTERO, J. M. & RAMIREZ DEL POZO, 1979).

Daneben lag das Kartenblatt 1 : 25 000 von Labastida (170 I y III) der baskischen geologischen Karte vor (GARROTE et al., 1993). Die Kartierung endet an der Provinzgrenze. Sie unterscheidet sich vom Blatt Haro durch mehr Details und ein unterschiedliches Kartierkonzept.

Abb. 5: Die zentrale Ansicht des nördlichen Arbeitsgebietes mit den hügeligen Jurakalken und den tiefer liegenden, rötlich gefärbten Äckern aus Keupertonen, in Richtung NE fotografiert (R:522.260, H:4718.690).

Das Profil einer Utrillas-Bohrung (Kartiereinheit uk2) aus einem internen, nicht veröffentlichten Bericht (1997) wurde freundlicherweise von der Diputación Foral de Álava – Servicio de Aguas zur Verfügung gestellt.

2.2 Geländearbeit und Dokumentation

Bei der Geländeaufnahme sind die geologisch relevanten Werte mit einem Freiburger Gefügekompass aufgenommen und die Geländehöhen mit einem elektronischen Höhenmesser von Pretel (Alti plus S1) bestimmt worden. Zur besseren Unterscheidung zwischen Kalken und Dolomiten wurde 10 %ige Salzsäure verwendet. Die Gesteine und die darin enthaltenen Mikrofossilien sind im Gelände unter 10 und 20-facher Vergrößerung einer Taschenlupe angesehen und beschrieben worden. Mit einer einfachen Ritzprobe auf Stahl wurde auf Sandgehalt in der Gesteinsprobe geprüft.

Die Kartierung der geologischen Grenzen erfolgte anhand lithologischer und fazieller Merkmale. Fehlten Aufschlüsse, wie dies in den Kartiereinheiten ke, UK2, OK2 häufig der Fall ist, wurde nach der leicht erkennbaren Morphologie kartiert. Anhand eigener Fossil-Funde erfolgte, wann immer möglich, eine biostratigraphische Korrelation. Wenn die Karbonate der Oberkreide durch Dolomitisierung oder Fossilarmut nicht weiter untergliedert und kartiert werden konnten, so ist der von der Freiburger Arbeitsgruppe eingeführte Begriff "Toloño-Kalk" angewandt worden.

Im Gelände wurde die geologische Aufnahme im Maßstab 1 : 5 000 durchgeführt. Aus den sieben, unter Punkt 2.1 erwähnten topographischen Blattausschnitten entstand so von Hand eine neue, zusammenhängende Karte. Fehlende Angaben konnten durch eigene Beobachtungen aus dem Gelände ergänzt oder gegebenenfalls korrigiert werden. Die fertige Karte wurde weitgehend verzerrungsfrei bei einem Reprodienst auf den Maßstab 1 : 10 000 verkleinert. Zusammen mit der geologischen Karte wurde die topographische Grundlage mit dem Programm DIGIT, welches uns am Geologischen Institut Freiburg zur Verfügung steht, digitalisiert. Die geologische Karte wurde mit dem Programm GeolKart konstruiert und gedruckt. Von www.geolkart.de kann das Programm mit Kartenbeispielen, kochbuchartigen Acrobat Reader-Dateien (Themen: Digitalisieren, Karten-Konstruktion, Profilschnitt-Konstruktion) und einer Windows-Hilfe heruntergeladen werden.

Im Gelände erfolgte die Probenahme an Aufschlüssen und durch Lesesteine. Außerdem konnten 5 Säulenprofile aufgenommen und paläontologisch beprobt werden. Nach der zeitlichen Zuordnung der Lithologie und den darin enthaltenen Fossilien wurden die Profile, nach der Reinzeichnung auf Millimeterpapier, gescannt und mit dem Graphik-Programm Freehand 10.0 neu gezeichnet.

Die graphische Auswertung von eingemessenen Scherflächen und Lineationen erfolgte mit SpheriStat 2.1. Aufschlussfotos und Abbildungen wurden mit Corel Photo-Paint 8.0 überarbeitet. Abschließend wurden die wichtigsten Aufnahmen mit Hilfe von Corel-Draw 8.0 in Fototafeln zusammengestellt. Als Textverarbeitungsprogramm wurde Word 2000 verwendet.

2.3 Gesteinsaufbereitung

2.3.1 Probenpräparation für Mikrofazies-Auswertung

Bei der weiteren Bearbeitung kamen je nach Fragestellung unterschiedliche Präparationsmethoden zur Anwendung. Eine schnelle und einfache Methode ist die Untersuchung von gesägten, polierten und geätzten Schnittflächen mit Lupe und Binokular. Um ein Mikrorelief durch Anätzen zu erhalten, wurden die zuvor plan geschliffenen Gesteinsflächen (zuerst 100er Körnung, dann 240er Körnung) eine bis mehrere Sekunden lang in 10 %ige Salzsäure eingetaucht. Waren nach der Vorbehandlung weitere interessante Strukturen oder Mikrofossilien zum Vorschein gekommen, wurde ein Dünnschliff angefertigt. Für die petrographische und mikrofazielle Untersuchung sind 24 Dünnschliffe der Größe 50x50 mm und ein petrographischer, abgedeckter Schliff der Größe 28x50 mm hergestellt worden.

Die Benennung der Kalke erfolgte mit der Einteilung von DUNHAM (1962), die Zonierung der Faziesbereiche wurde mit Hilfe von WILSON (1975) in Kombination mit FLÜGEL (1978) durchgeführt.

2.3.2 Probenpräparation für das Rasterelektronenmikroskop (REM)

Für den Vergleich der teilweise im Mikron-Bereich gekritzten Oberflächen wurden insgesamt zwanzig Rechtecke mit einer Kantenlänge von ca. 18x22 mm und drei größere mit einer Kantenlänge von ca. 43x35 mm aus den Gesteinsproben herausgesägt. Bei den REM-Präparaten wurde Wert darauf gelegt, die Dicke eines jeden Probenkörpers möglichst gering zu halten, um beim Bedampfen und der REM-Untersuchung ein besseres Vakuum in der Probenkammer zu erhalten.

Nachdem die Oberflächenproben mindestens 12 Stunden bei etwa 50 °C im Ofen getrocknet waren, wurden sie mit einem elektrisch leitenden Kohlenstoffkleber (Leit-C nach Göcke) auf Stiftprobenteller aus Aluminium (je nach Probengröße 25 mm Ø oder 32 mm Ø) geklebt. Um elektrische Aufladungen auf der Probe zu verhindern, wurden mit einer Nadel vom Aluminiumträger entlang gesägter Ränder bis zur Gesteinsoberfläche mit der Paste Leiterbahnen gelegt. Jede Flanke des Sägeklötzchens hat so mindestens eine, meist zwei Bahnen aus der Kohlenstoffpaste bekommen. Weil die weiteren Arbeitsschritte im Vakuum und Hochvakuum erfolgten, sollten die REM-Präparate nochmals 12 Stunden bei 50 °C im Trockenschrank belassen werden. Nachdem die Proben mit ölfreier Druckluft aus der Dose von anhaftendem Staub befreit waren, wurden die Proben nun leitfähig gemacht. Weil qualitative Elementverteilungskarten mit der EDX-Mikrosonde erstellt und die einzelnen Elemente der kritzenden Mineralkörner bestimmt werden sollten, wurde in einem Sputtergerät mit Kohlenstoff bedampft (FLEGER et al., 1995). Das Element Kohlenstoff hat den Vorteil, dass es von den EDX-Detektoren (Energy Dispersive X-ray analysis) nicht erfasst wird. Nach dem Bedampfen sollten die Proben nur noch mit Handschuhen angefasst werden.

Die eigentliche Auswertung erfolgte am Kristallographischen Institut der Universität Freiburg an einem Rasterelektronenmikroskop der Firma Zeiss (DSM 960). Die REM-Aufnahmen wurden primär als Bilddateien im FLM-Format abgespeichert und später in TIF-Dateien umgewandelt.

Komponenten

a) Fossilien

-  Cephalopoden
-  Belemniten
-  Bivalven, allgemein
-  Rudisten, allgemein
-  Polyconitidae
-  Gastropoden
-  Serpulidae
-  Brachiopoden
-  Schwammreste, Schwammnadeln
-  Korallen
-  Cnidoidenreste, Trochiten
-  Echinodermenreste
-  Fischreste
-  Knochenreste
-  Ostrakoden
-  Foraminiferen
-  Orbitolinen
-  Milioliden
-  Grabspuren
-  Wurzelreste
-  Pflanzenhäcksel
-  Pflanzenreste
-  Holzreste

b) Minerale

-  Pyrit
-  Kaolin
-  Limonitkrusten/-konkretionen

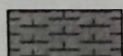
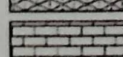
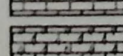
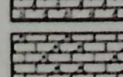
c) Partikel (z.T. in Lithologie enthalten)

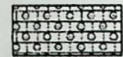
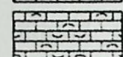
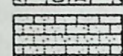
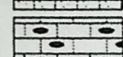
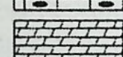
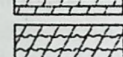
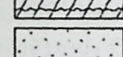
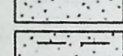
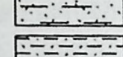
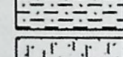
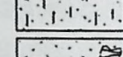
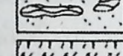
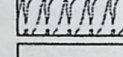
-  Peloide
-  Aggregatkörner
-  Ooide
-  Extraklasten, gerundet
-  Kalkknollen

Verwitterungsprofil:

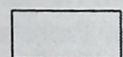
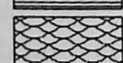
- 1: locker
- 2: kompaktiert, entfestigt
- 3: zementiert
- 4: Festgestein

Lithologie

-  Mergelstein
-  Knodenkalk
-  Mergelkalkstein mit stark tonigen Bereichen
-  Kalkmergelstein
-  Mikritkalkstein
-  Pelsparit
-  Pelsparit aus agglutinierten Peloiden

-  Oosparit
-  Schillkalk, spantisch (Biosparit)
-  Schillkalk, mikritisch (Biomikrit)
-  Kalkstein, sandig
-  Kalkstein, mit gerundeten Extraklasten
-  Dolomit
-  laminiertes Dolomit (Algenlaminit)
-  Sand, Sandstein
-  Sandstein, mergelig
-  Sandstein, tonig
-  Sandstein, kaigig
-  Sand mit Limonitkrusten & Konkretionen
-  Krustenkarbonat
-  Tonlinsen, allgemein
-  nicht aufgeschlossen oder gestört

Schichtung

-  Schichtung nicht erkennbar, massig
-  eben geschichtet
-  laminiert, schieflig
-  Faserschichtung

Strukturen, Marken

-  Schrägschichtung, allgemein
-  Schrägschichtung, herringbone
-  Bioturbation, allgemein
-  pedogene Hamische (slickensides)
-  Stylolithen
-  Calcinisse bzw. Klüfte
-  Verwerfung, tektonisch gestört, Kleinstörung

SMF-Typ: Standard-Mikrofaziestyp
nach FLÜGEL (1978)

Fazieszone: Faziesschema nach WILSON (1975)

3 Lithologie und Fazies

3.1 Hinweise und Symbolschlüssel

Die Zuordnung in Kartiereinheiten erfolgte nach lithologischen und paläontologischen Gesichtspunkten. Die Kartiereinheit wird zuerst beschrieben, um dann auf die Lithofazies einzugehen und die Gesteine zu interpretieren. Ferner wurde versucht, anhand der Fossilassoziation einen kleinen, sicher unvollständigen Überblick über die fossile Lebensgemeinschaft zu geben. Zu den Brachiopoden sollte noch gesagt werden, daß sie mit Hilfe von Spezialliteratur nach Morphotypen gegliedert und der Lebenszeit zugeordnet wurden. Die Bestimmung erfolgte nicht anhand von Serienschliffen und ist demnach mit Unsicherheiten behaftet.

Neben den eigenen Beobachtungen werden Vergleiche mit Beschreibungen aus der Literatur angestellt, um auf paläoökologische und -geographische Verhältnisse schließen zu können. Die Lage der aufgenommenen Säulenprofile und wichtige Probenpunkte sind in der im Anhang befindlichen geologischen Karte vermerkt.

Abb. 6: Legende zu den Säulenprofilen

Abb. 7: (folgende Seite) Faziesschema nach WILSON (1975) mit der Verteilung der Standardmikrofaziestypen, aus FLÜGEL (1978) leicht verändert übernommen.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	Fazies-Zone
Becken (Fondothem)	Offenmariner Schelf (tiefes Undathem)	Tiefer Schelfrand oder Beckenrand (Clinothem)	Plattformhang (Clinothem)	Riff oder Plattformrand	Plattformrand- Sande	Offene Plattform- Bereiche [Schelf-Lagune] (flaches Undathem)	Geschlossene Plattform- Bereiche	Plattform- Evaporite (Sabkha)	Land

MEERESOBERFLÄCHE

WELLENBASIS

UNTERGRENZE DER STURMWELLEN

O₂-NIVEAU

Breite Fazieszonen

Sehr schmale Fazieszonen

Breite Fazieszonen

SMF-Typen

1, 2, 3	2, 8, 9, 10	2, 3, 4	4, 5, 6	7, 11, 12	11, 12, 13, 14, 15	8, 9, 10, 16, 17, 18	16, 17, 18, 19, 20, 21, 22	20, 23	Fazies- Zonen
Tiefmarin, ausgebildet als a) Leptogeosynklinalen und Kalkturbidite b) Miogeosynklinalen	Tiefmarin, neritische Sedimentation	Sedimentation von Karbonatdetritus und pelagischem Material	Instabile Schuttsedimentation	Durch Organismen-tätigkeit gebildete Riffe	In Untiefen, Küstenregionen oder Gezeitenbereichen ausgeschwemmte Karbonatsande; auf Inseln Äolianite	Offene Buchten und Lagunen hinter dem äußeren Plattformrand	Abgeschlossene Lagunen und Küstentümpel mit eingeschränkter Wasserzirkulation	Gips und Anhydritbildung durch Verdunstung von nur sporadisch überfluteten supratidalen Bereichen; arides Klima	
Dunkle Schiefer und Siltsteine, dünnbankte Kalke (Mudstones und Kalksiltite), feine Lamination, im mm-Bereich, rhythmische Schichtung	Wechsellagerung von sehr fossilreichen Kalken (bioklastische Wackestones; Wackestones mit vollständigen Fossilien; Kalksiltite) und Mergeln, dünn- bis mittelbankig, wellig nodular	Feinkörnige Kalke (dunkler Mudstone, einige Kalksiltite), z. T. mit Hornsteinen; einige Schiefer- und Siltsteinlagen, oft massive Einheiten, Linsen mit gradiertem Sediment, z. T. große Blöcke	Sedimentäre Brekzien und resedimentierte Kalksande; einige Schiefer, Siltsteine etc. Rutschungsstrukturen, exotische Blöcke, z. T. Bioherne	Massive Kalke und Dolomite; keine terrigenen Sedimente	Kalkarenite (gut sortierte Grainstones) mit Ooiden, Bioklasten etc., z. T. Dolomit, Beimengungen von Quarzsand; Kreuzschichtung	Sehr unterschiedliche Kalktypen (Grain-bias Mudstone), z. T. geringmächtige klastische Einschaltungen	Dolomit und dolomitische Kalke; Mudstone mit Peloiden, Algenmatten; lithoklastische Wackestones; Karbonate und Klastika gut differenziert; Fenster-Gefüge, mm-Lamination	Unregelmäßig laminierte Dolomite und Anhydrite; z. T. in Rotschichten übergehend; Caliche; klastische Einschaltungen z. T. bedeutend	Lithologie
Ausschließlich Nekton und Plankton, auf Schichtflächen in verschiedener Häufigkeit erhalten; z. T. kondensierte Faunen	Schalenfauna mit hoher Diversität, Epi- und Endofaunen; Bioturbation häufig	Umgelagerte, flach-marine Bioklasten zusammen mit autochthonem Benthos und mit Plankton, z. T. Geisterfaunen	Umgelagerte Kolonien aus Bereich 5; oft sehr fossilreich	Gerüstbauende Organismen mit von der Wasserenergie abhängigen Wuchsformen	Anhäufungen von abgerollten Schalen von Benthos aus den Bereichen 4 oder 5; nur wenige autochthone Elemente (Gastropoden, Foraminiferen, Dasycladaceen)	Hochdiverse Fauna, stenohaline Elemente selten; häufig Sedimentstabilisierung durch Seegräser; stellenweise lokale Riffe (patch reefs); Eudobionten und Bioturbation häufig	Geringdiverse Fauna, meist Gastropoden, Algen, spezialisierte Foraminiferen (z. B. Milioliden), Ostrakoden	Nur Algen in Stromatolithen, kaum tierische Organismen	Organismen

3.2 Die Trias

Die Sedimente der Trias in Nordspanien haben große Ähnlichkeiten mit der Germanischen Trias in Mitteleuropa. Die ältesten im Arbeitsgebiet gefundenen Sedimente wurden aufgrund ihrer Lithologie dem Keuper zugeordnet.

3.2.1 Kartiereinheit ke: **Bunte Tonsteine** **Zeitabschnitt: Keuper**

Lithofazies:

a) Bunte Tonsteine

Das fossilileere, schwach verfestigte Sediment besteht vorwiegend aus roten bis dunkelroten und violetten Tonsteinen, die seltener auch marmoriert eingeschaltete graue und graugrüne Bereiche enthalten können. Oberflächlich ist das Sediment immer zu Ton verwittert. Primäre Sedimentstrukturen wie Schichtung konnte in dem tektonisch stark beanspruchten Gestein nicht beobachtet werden. In den Tonsteinen kommen gelegentlich graue bis dunkelgraue Zellen-dolomite mit kantigen, stark herauswitternden hellen Dolomiten vor. Es dürfte sich um eingeschuppte Bruchstücke der Carñiolas-Formation handeln. Untergeordnet treten faust- bis kopfgroße Komponenten aus verwitterten Ophiten auf. Die Keupergesteine enthalten bis 1 mm, seltener 2 mm große, idiomorph ausgebildete rote, weißliche und klare bipyramidale Quarzkristalle. Die Kristallform variiert von idiomorphen bis unvollkommen ausgebildeten Doppelendern, ferner kommen selten Verzwilligungen und Kristallaggregate vor. Tafel 32 zeigt zwei kleine, idiomorph ausgebildete bipyramidale Quarze (Nr. 1 & 2) sowie ein eher tafeliges Exemplar (Nr. 7). Pseudohexagonale Aragonite, wie sie in anderen Kartiergebieten mit vergleichbar ausgebildetem Keuper beschrieben wurden (BERGER, 1995, UDRI, 1993 u. a.) konnten nicht gefunden werden. Ebenso fehlt ein Nachweis für oberflächlich vorhandenen Gips. KESSLER (1981) beschreibt bei Payueta im zentralen Teil des Diapirs reichlich vorhandene Gipsknollen, die als Alabastergips und Marienglas kristallisiert sind. Wenn es auch keine Hinweise auf oberflächennahes Salz gibt, so wird doch, analog zu anderen Diapiren, im Untergrund Steinsalz vermutet.

Im Keuper finden sich bis mehrere 10er m große allochthone Schollen, die in der Tonmatrix schwimmen. Dies ist im Kartiergebiet bei den beiden Vorkommen von Carñiolas an den Punkten R:533.330, H:4719.300 und südlich davon bei R:522.210, H:4719.960 der Fall. Bedingt durch den Wechsel der Lithologie sind keine landwirtschaftlich genutzten Flächen vorhanden. Aus diesem Grunde sieht man im Luftbild (Abb. 1) an diesen beiden Vorkommen kleine "Waldinseln", die von Äckern umgeben sind. Geht man etwa 450 m von der NW Ecke des Arbeitsgebietes weiter in Richtung N, so befindet sich eine ca. 200 m große Scholle aus Ophit mit einem kleinen Steinbruch (R:522.340, H:4720.450). Ältere allochthone Schollen der liegenden Schichten, wie sie PFLUG (1967) im Diapir von Estella beobachtet hat, wurden nicht angetroffen.

Frische Keupergesteine sind nicht aufgeschlossen, allerdings sind die rot gefärbten Äcker und die fast immer morphologisch ausgebildeten Mulden oder Senken gute Kennzeichen für nahe der Oberfläche vorkommende Keupertonsteine. Zwei Gründe dürften für die Senken eine Rolle spielen: einerseits wird sicher auch heute noch durch Subrosion Salz und Gips durch Wasser weggeführt, so dass der Untergrund sich langsam senkt, und andererseits werden die Tonsteine leicht erodiert und fortgespült. Weil die Keupersedimente gute Wasserstauer sind, gibt es am Fuße von Kalk- und Dolomitschollen häufig einen Quellhorizont mit sehr feuchten Stellen oder kleinen Quellaustritten. Hier bildeten und bilden sich Quelltuffe (R:522.530, H:4719.950).

Bewaldete Bereiche mit Keuperboden, wie beispielsweise bei R:522.406, H:4718.830, werden wegen ihrer Feuchte gerne von Wildschweinen aufgesucht und durchwühlt. Das unerwartete Auftreten von roten Keupergesteinen im Paßbereich (R:522.050, H:4718.745) auf 940 m Höhe (!) lässt auf eine starke Mobilität schließen. Alle lithologischen Grenzen zu den Keuper-tonsteinen sind tektonischer Art. Im Arbeitsgebiet treten die größten Keupervorkommen im nordöstlichen Teil, also in Richtung zum Zentrum des Diapirs von Peñacerrada, auf. Aber auch in Störungszonen ist Keuper oft enthalten.

Die Grenzziehung zu den benachbarten stratigraphischen Einheiten erfolgte anhand der typischen Rotfärbung der Äcker oder durch Geländestufen, welche besonders stark am Kontakt Kalkstein / Ton ausgebildet sind. Die tektonisch stark gestörten Sedimente lassen eine Abschätzung der Mächtigkeit nicht zu. Während BRINKMANN & LÖGTERS (1967) in der Axialzone des Basko-Kantabrischen Trops eine Mindestmächtigkeit von 500 m angenommen haben, wird bei MEIBURG et al. (1984) eine erbohrte primäre Mächtigkeit von 1000 m angegeben.

b) Ophite

Wie schon erwähnt, gibt es nördlich vom Arbeitsgebiet eine große Ophit-Scholle mit einem kleinen Steinbruch. Hier wird das tektonisch stark mitgenommene Gestein mit vielen (Spiegel-) Harnischflächen zu Straßenschotter verarbeitet. Allerdings kommen Ophite auch als Begleitgesteine in den Keupertonen und in Störungszonen mit Keupereinheiten, wie im Graben mit dem tektonisch entstandenem Diamikt vor (vgl.: Tafel 31, Nr. 1 & Tafel 35, Nr. 3).

Beim frischen Ophitgestein handelt es sich um dunkle, graugrüne bis grauschwarze massige Vulkanite mit basaltischer Zusammensetzung. Im Dünnschliff sieht man wirrstrahlige Feldspatleisten, die meist in Pyroxene eingewachsen sind. Mineralogisch spricht man von einer ophitischen Struktur, die dem ganzen Gestein den Namen Ophit eingebracht hat. Die Lesesteine aus dem Keuper sind ausnahmslos stark verwittert und haben dadurch eine eher grüngelbliche, blassgrüne bis graue Farbe mit kleinen schwarzen Einsprenglingen, die maximal 0,5 mm Ø haben. Teilweise ist die Verwitterung so weit fortgeschritten, dass sie zu feinem, krümeligen Grus zerfallen.

Interpretation und Bildungsbedingungen:

Für die bunten Keupertone gibt es mehrere Interpretationsversuche. STACKELBERG (1967) geht davon aus, dass sie als Folge oberflächlicher Auslaugung von Gips- und Salzgesteinen angereichert wurden. Nach GARCÍA RODRIGO & FERNÁNDEZ ALVAREZ (1973) sind die Tone eigentlich kontinentalen Ursprungs. Unter tropischer Verwitterung sollen sich Paläoböden gebildet haben, die ausgewaschen und im Beckeninneren, quasi als Überflutungssediment, wieder abgelagert wurden.

Die bipyramidalen Quarze sind wichtige Leitmineralien für die salinare Fazies. Sie wachsen nach GRIMM (1962, 1964) und NACHSEL (1969) im hypersalinen Milieu frei im Sediment, wobei die häufig rot gefärbten Quarze Hämatit und Ton als Einschlusspartikel haben. Die authigen gewachsenen Quarze stellen frühdiagenetische, anorganische Bildungen dar. Die Evaporite deuten auf einen Sabkha-ähnlichen Ablagerungsraum hin und sind in Nordspanien weit verbreitet. Ein Hauptteil der Abfolge bildet das oberflächlich ausgelaugte Steinsalz.

Bei den Ophiten handelt es sich um tholeiitische Basalte, die nach MESCHÉDE (1985) ihren Ursprung im oberen Mantel haben und von der Chemie her zu den Ozeanboden-Basalten gehören. Die vermutlich subvulkanischen Ophite intrudierten in die Keuperablagerungen und wurden mit dem diapirischen Aufstieg an die Oberfläche befördert. Das Alter der Ophite lässt sich anhand der Aufschlussverhältnisse nicht bestimmen. Tuffe oder Bomben, wie sie HEMPEL (1967) beschreibt, oder die von MAUS (1992) geschilderte Stricklava können im Arbeitsgebiet nicht nachgewiesen werden. Somit gibt es im untersuchten Bereich keine Hinweise auf einen effusiven Vulkanismus. Nach HEMPEL (1967) dauerte die magmatische Aktivität bis ins

Rhaetium, also bis in die älteren Ablagerungen der Carniolas-Formation. Der weitere Übergangsbereich Keuper / Jura wird zu den Sedimenten des Jura gerechnet und im nächsten Kapitel behandelt.

Die Paläogeographie des Keupers:

Als die variszische Gebirgsbildung mit der Entstehung des Superkontinentes Pangäa am Ende des Perm abgeschlossen war, folgte eine tektonisch ruhigere Phase. Das Arbeitsgebiet lag zu dieser Zeit in der Nähe des Äquators. Unter ariden, kontinentalen Bedingungen wurden im Buntsandstein klastische Gesteine abgelagert, im Muschelkalk setzte flachmarine Karbonat-sedimentation ein. Die während der Trias abgelagerten Sedimente entsprechen der Germanischen Trias. Diese Ähnlichkeit setzt sich im Keuper mit den im Arbeitsgebiet direkt und indirekt nachgewiesenen bunten Tonen, der Gipse und Salze fort. Einziger großer Unterschied sind die im nordspanischen Keuper enthaltenen ophitischen Basalte.

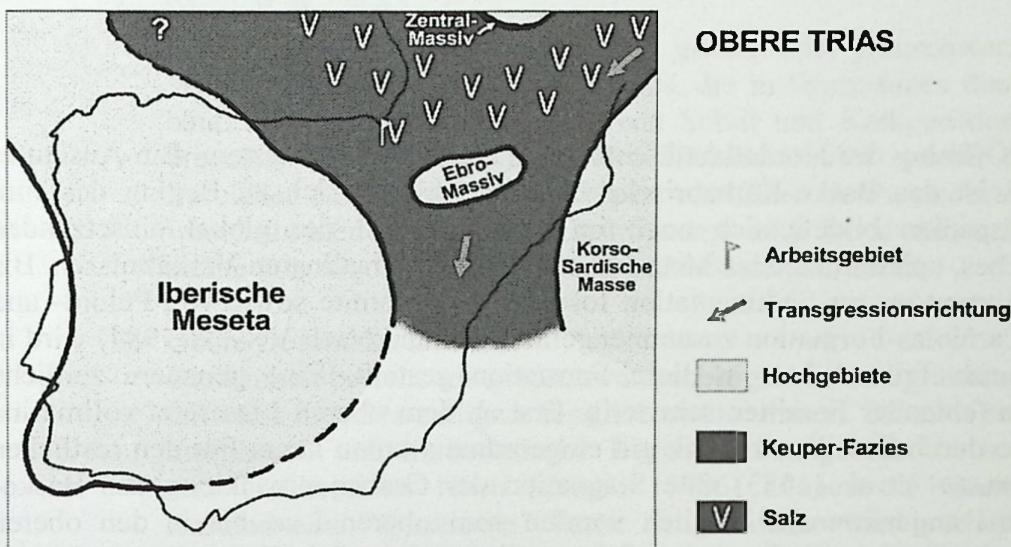


Abb. 8: Der nordspanische Raum zur Zeit der Ablagerung des salinaren Keupers (nach SCHAAF, 1986).

Im späteren Bereich des Kantabrischen Beckens kam es in der Zeit des Keuper zur Einleitung einer, das ganze Mesozoikum andauernden, Geosynklinalperiode. Die von ENGESER et al. (1984) als erste Riftphase bezeichnete tektonische Aktivität steht im direkten Zusammenhang mit der späteren Öffnung des Atlantik und hat die Entstehung eines sehr flachen, epikontinentalen Meeresbeckens zur Folge. Unter semiariden bis ariden Bedingungen bildete sich aus dem ehemals flachen, normalmarinen Muschelkalkmeer ein lebensfeindlicher, hypersaliner Sedimentationsraum. Das im Grenzbereich von marin / kontinental gelegene flache Becken kann man sich bildlich vielleicht als eine Küstenplaya vorstellen, die zeitweise überflutet, dann aber wieder in zahlreiche kleine Salzseen zergliedert war. In- und oberhalb des Gezeitenbereiches der Salinarbecken wurden sicherlich bereits frühdiagenetisch Dolomite gebildet, die Bereiche lagen zu diesem Zeitabschnitt aber noch außerhalb des Arbeitsgebietes. Der Vergleich mit einer Sabkha (oder Sebkhah) scheint gerechtfertigt. Nach MÜLLER (1988) entwickeln sich Sabkha-Ablagerungen rezent entlang flachgeneigter Schelfe bevorzugt an geschützten Küstenlinien, um Lagunen und in durch Barrieren geschützten Meeresbuchten. Eine ähnliche paläogeographische Situation trifft auch für den nordspanischen Raum zu.

Nach ENGESER et al. (1984) erfolgte zeitgleich mit der ersten Riftphase die In- und Extrusion von Ophitbasalten. Die Autoren nehmen an, dass die magmatische Aktivität den Beginn der Entstehung des Biskaya Ozeans darstellt, wofür nach BOESS & HOPPE (1986) auch

die Chemie des Gesteines spricht. Vom Biskaya-Riftsystem zweigt die südlich gelegene "Basko-Kantabrische Transcurrentstörung" (ENGESER et al., 1984) in die iberische Platte ab. Berücksichtigt man die von MEIBURG et al. (1984) angegebenen Keupermächtigkeiten, so muss die durch die Dehnungstektonik verursachte Absenkung des Untergrundes mit der Sedimentationsrate der Tone und Evaporite in etwa gleich gewesen sein.

Die in Nordspanien aufgeschlossenen Ophitvorkommen intrudierten entlang von Schwäche-zonen in die Einheiten des Keupers und wurden erst später mit den Tonen durch den Salzaufstieg passiv an die Oberfläche transportiert. In den meisten Fällen handelt es sich also eher um subvulkanische Erscheinungen. Mancherorts wurden die Basalte bereits im oberen Keuper, spätestens im Rhaetium, wieder erodiert. Dies belegen die von HEMPEL (1967) bei Poza de la Sal und die von PFLUG (1967) bei Estella beschriebenen Ophitgerölle in den Schichten des obersten Keuper.

3.3 Der Jura

Mit der einsetzenden Öffnung des Nordatlantik entstand das Biskaya-Riftsystem. Ein Ausläufer dieses Grabensystems ist das Basko-Kantabrische Becken, welches sich zu Beginn des Jura entwickelte. In Nordspanien bildete sich noch im Rhaetium mit der global einsetzenden Transgression ein flaches, epikontinentales Meer mit zeitweise hypersalinaren Verhältnissen. Bis in den unteren Lias kommt es zur Sedimentation fossilarmer Dolomite sowie von Peloid- und Ooidkalken, die zur Carñiolas-Formation zusammengefasst werden. Nach VISSER (1984) wird in Nordspanien die Grenze Trias / Jura in diese Formation gestellt. Eine genauere zeitliche Einordnung ist wegen fehlender Fossilien schwierig. Erst ab dem oberen Lias setzt vollmarine Sedimentation ein, die durch Fossilien zeitlich gut eingeordnet werden kann. Für den restlichen Jura wird von WIEDMANN et al. (1983) eine Stagnation der Grabenentwicklung des Basko-Kantabrischen Beckens angenommen. Folglich wurden vom oberen Lias bis in den oberen Dogger lithologisch sehr ähnliche Sedimente auf dem offenmarinen Schelf abgelagert. Die im Malm einsetzende Regression beendete schließlich die Geschichte des epikontinentalen Jura.

An vier Punkten konnten detaillierte Teilprofile aufgenommen werden. Eine Abschätzung der Gesamtmächtigkeit konnte an den tektonisch stark gestörten Juragesteinen nicht vorgenommen werden. DAHM (1966) gibt etwa 600 m Mächtigkeit für den Jura an.

3.3.1 Kartiereinheit j1: Carñiolas

Zeitabschnitt: Rhaetium bis unteres Sinemurium

Erklärung der verwendeten Begriffe:

In der älteren Literatur werden die im Folgenden beschriebenen Gesteinseinheiten auch als "Infralias" oder "Suprakeuper" bezeichnet. In der vorliegenden Arbeit wird die gesamte Abfolge als Carñiolas bzw. Carñiolas-Formation angesprochen. Die Abfolge wurde erstmals von DAHM (1966) nach lithologischen Kriterien in vier Serien eingeteilt. Diese Untergliederung wird bis heute verwendet. Eine Altersstellung der einzelnen Einheiten wurde von RAMIREZ DEL POZO (1971b) erarbeitet. Die 1986 von SCHAAF leicht veränderte Benennung basiert auf den Vorarbeiten der beiden zuvor genannten Autoren und wurde von mir übernommen:

SCHAAF (1986)	Altersstellung nach RAMIREZ DEL POZO (1971b)	DAHM (1966)
Obere Kalkserie	Unteres bis Mittleres Sinemurium	Obere Kalkserie
Obere Dolomitserie	Oberes Hettangium	Obere dolomitische Kalkserie
Untere Kalkserie	Unteres Hettangium	Untere Kalkserie
Untere Dolomitserie	vermutlich Oberes Norium bis Rhaetium	Untere dolomitische Kalkserie

Kurzbeschreibung der Serien aus DAHM (1966) und SCHAAF (1986):

1. Obere Kalkserie:

Die jüngste Serie wird aus braunen, grauen oder grauschwarzen Mudstones, Pellet-Wackestones und Ooid-Wackestones, die in Grainstones übergehen können, aufgebaut. Daneben kommen Lagen von Schill und Kalkgeröllen bis 15 mm Ø sowie brecciöse Bereiche vor. SCHAAF (1986) beschreibt zudem, dass in den hangenden Bereichen Schrägschichtungskörper, ooidführende Partikelkalke mit Makrofossilien wie Crinoiden-Stielglieder, Gastropoden- und Bivalvenbruchstücke, Pellets, Fragmente von Algen-Bindstones und Lithoklasten auftreten.

2. Obere Dolomitserie:

Die Einheit besteht aus grauschwarzen bis grauen und graubraunen, ungeschichteten, teilweise brecciös-zelligen, fossiliferen Dolomiten. Seltener enthält sie Sulfatpseudomorphosen und karbonatische Evaporit-Lösungsbreccien sowie Tepee-Strukturen und Trockenrisse. Nach SCHAAF (1986) können die Gesteine im angewitterten Zustand eine "fleischrote" Farbe haben, daher wird auch der Name "Carñiolas" abgeleitet. Von der Mächtigkeit her machen sie den Hauptteil aus.

3. Untere Kalkserie:

Es handelt sich um gut gebankte, grauschwarze oder braune, splittrig brechende Kalke. Die Gesteine können als Pellet-Wackestones und -Packstones angesprochen werden. Ferner können auf Intraklasten Algenkrusten und geringmächtige Schillbänke aus Bivalven- und Gastropodenschill vorkommen. Teilweise sind sie schwach gebändert (Algen-Bindstones). Desweiteren erwähnt DAHM (1966) gelegentlich auftretende Asphaltspuren. Lithologisch ähneln die Schichten der Oberen Kalkserie.

4. Untere Dolomitserie:

Diese älteste Serie besteht aus grauen bis graubräunlichen, massigen, brecciös-zelligen dolomitischen Kalken mit meist geringerer Mächtigkeit. Es handelt sich um die Übergangsschichten vom Keuper zu den typischen Carñiolas-Gesteinen.

Lithofazies:

Im zentralen und nördlichen Teil des untersuchten Gebietes gibt es größere, meist tektonisch stark gestörte Vorkommen von Carñiolas-Gesteinen. Der Kontakt zu den Sedimenten des liegenden salinaren Keupers ist immer tektonischer Natur. Während der Geländearbeit wurde der kleine Weg zwischen der A-3202 (nach Peñacerrada) und A-4144 (nach Montoria) ausgebessert. Dabei konnte bei Punkt R:523.000, H:4719.560 in der aufgebaggerten Böschung direkt neben

dem Weg ein steiler tektonischer Kontakt mit rot-grau marmoriertem Keuperton und brecciiertes, stark verwitterter, gelblich-grauer dolomitischer Carñiolas beobachtet werden. Die beiden Lithologien werden durch ein 1 bis 2 cm dickes weißes, schluffiges, mit HCl stark brausendes Band getrennt. Leider waren die Gesteine zu stark verwittert, um die Streichrichtung der Störung angeben zu können.

Bei der Geländeaufnahme können zwei Grundtypen der anstehenden Carñiolas-Gesteine unterschieden werden: zum einen sind dies dolomitische, zum anderen kalkige Einheiten. Daneben kommen Bereiche mit schwankendem Dolomitgehalt vor.

Die ältesten vorkommenden Gesteine der Carñiolas-Formation stellen die Schichten der Unteren Dolomitserie dar. Man findet in der Nähe von Carñiolas-Schollen im Keuper immer wieder Lesesteine von grauen bis dunkelgrauen, brecciös-zelligen Dolomiten. Der Punkt R:522.860, H:4719.130 stellt unter den restlichen Carñiolas-Vorkommen eine Besonderheit dar. Hier liegt das einzige gesicherte und anstehende Vorkommen der Unteren Dolomit- und Kalkserie. Der im dichten Wald versteckte Fundpunkt kann im Luftbild (Abb. 1) leicht als heller Streifen wiedererkannt werden und besteht aus einer etwa 10 bis 15 m hohen und 100 m langen Wand mit stark brecciierten Gesteinen. Unterhalb der Wand hat sich eine breite Schutthalde gebildet. Wegen der Zerrüttung des Gesteinsverbandes ist der Aufschluss für eine Profilaufnahme ungeeignet. In der Schutthalde finden sich immer wieder Gesteine, die der Unteren Dolomitserie zugeschrieben werden können (Tafel 1, Nr. 1). In der dunklen, feinkörnigen, kalkig bis dolomitischen Matrix sind kantige, weißliche bis gelbliche, stark herauswitternde Dolomitgesteine enthalten. Im Vergleich zu den Ackerlesesteinen sind die Stücke vom beschriebenen Vorkommen als wirklich "bergfrisch" zu bezeichnen. Normalerweise sind die hellen Dolomite, die zum Teil bereits beim Sägen herausgewaschen werden, nicht mehr erhalten. Es konnte auch nach längerer Suche kein anstehendes Material gefunden werden.

Im gleichen Vorkommen stehen die Gesteine der Unteren Kalkserie an. Sie bilden die Felswand und machen den Hauptteil des Gesteinsschutts aus. Die Gesteine sind dunkelgrau, hellgrau bis bräunlich grau und meist kalkig, können aber auch einen schwachen Dolomitgehalt haben. Sie sind sehr hart und brechen splittig. Aufgrund der tektonischen Beanspruchung kann man nur noch an einigen Stellen Reste der ehemaligen Schichtung erkennen. Fossile Fauna ist kaum überliefert. Die einzigen Lebensspuren stellen Crinoidenreste und eine schlecht erhaltene Muschel mit konzentrischen Anwachssäumen dar (Tafel 2, Nr. 6). Im Hangschutt konnten neben Bereichen mit Peloiden auch Schillbänke, die in Ausnahmefällen bis 3 cm mächtig sind, und immer wieder geringmächtige grobsandige bis feinkiesige Lagen (Tafel 1, Nr. 2) gefunden werden. Das noch matrixgestützte klastische Sediment besteht aus mäßig bis gut gerundeten weißlichen, grauen, braunen und klaren Quarzkörnern. Untergeordnet kommen kleinere, weiße Karbonatkörner und Schalenreste vor. Von der Lithologie her dürfte es sich um Sedimente einer kleineren Rinne handeln.

Die häufigsten Gesteine der Carñiolas-Formation gehören zur Oberen Dolomitserie. Meist handelt es sich um beige bis hellgraue, massige bis gebankte Dolomite. Die Schichten sind fossil leer und weisen keinerlei Bioturbation auf. Im unteren Teil dieser Serie findet man vereinzelt graue, beige, weißliche und selten intensiv rot gefärbte Zellendolomite (Tafel 1, Nr. 3), die denen von KNÖPP (2001) ähneln. Daneben kommen helle, flaserig geschichtete Dolomikrite (Tafel 1, Nr. 4) vor. Die Gesteine bestehen aus einer unregelmäßigen Wechselagerung von helleren, schwach silthaltigen Bereichen und dunkleren, mikritischen Lagen. In den oberen Bereichen der Oberen Dolomitserie kommen in den helleren, beigeen Bereichen häufig graue und bräunliche Laminæ (Tafel 1, Nr. 5) vor, die als Algenlaminite gedeutet werden. Abb. 9 mit Profil 1 zeigt einen typischen Abschnitt, der ohne Störung in die Obere Kalkserie übergeht.

Die Obere Kalkserie ist die jüngste Serie und hat die abwechslungsreichste Lithologie in der Carñiolas-Formation. Die teilweise dolomitischen Kalke können grau bis hellgrau, braun bis hellbraun und weißlich sein. Lithologisch kommen Peloid- und Ooidkalksteine, Mikrite und Dolomikrite vor. Die Peloid- und Ooidgesteine können eine sparitische oder mikritische Matrix

haben. Daneben kommen Schillkalke und kantige bis gerundete In- und Extraklasten aus Kalk und Dolomit vor (Tafel 1, Nr. 6, Abb. 11), die frühe Erosionsprozesse andeuten. Ferner findet man vor allem in den oberen Bereichen Schrägschichtungskörper mit Kleinrippelschichtung (Tafel 1, Nr. 7, Abb. 12), deren Gefüge auf unterschiedliche Strömungsrichtungen hinweisen. An Fossilien wurden Gastropoden, gut erhaltene Muscheln (Tafel 2, Nr. 7) und größere Wohnbauten von Krebsen (*Thalassinoides* sp., Tafel 1, Nr. 8), gefunden. Im Dünnschliff können Schalenbruchstücke mit Mikritisierungsrinde (Tafel 2, Nr. 1 & 2) und Dasycladaceen (Tafel 2, Nr. 3 & 4) nachgewiesen werden. Im Übergangsbereich zum oberen Sinemurium kommen sehr kleine Rhynchonellen (Tafel 2, Nr. 8) vor.

Das in Abb. 10 gezeigte Profil 2 zeigt den unteren Teil der Oberen Kalkserie in typischer Ausbildung. Die oberen Bereiche sind südlich von Montoria, etwa 50 m außerhalb des kartierten Gebietes in einem kleinen Steinbruch bei Punkt R:524.035, H:4718.585 auf der linken Seite des Weges aufgeschlossen. Für eine Profilaufnahme waren die Abfolgen zu stark brecciiert. Von diesem Punkt kommen die Gesteinsproben von Abb. 11 und 12.

Interpretation und Bildungsbedingungen:

Aus der lithologischen Beschreibung und der Dahm'schen Gliederung lassen sich zwei übergeordnete Hauptserien herauslesen. Die erste beginnt im unteren Teil der Carñiolas-Formation mit einer Dolomitsedimentation und leitet schließlich in eine Ablagerungsphase von Kalkbänken über. Im oberen Teil wiederholt sich dieser Zyklus. Aus der Formation kann demnach ein mehrmaliger Wechsel der Meeresspiegelhöhe unter aridem Klima abgeleitet werden.

Die in der Unteren Dolomitserie abgelagerten Zellendolomite (oder Rauhwacken) stellen den nahtlosen Übergang vom salinaren Keuper zu den küstennahen, unter flachmarinem Milieu gebildeten Schichtgliedern der Carñiolas dar. Für den Zeitabschnitt dieser Serie nimmt SCHAAF (1986) eine Sabkha an. Aus der von MÜLLER (1988) beschriebenen Unterteilung der Sabkha-Evaporite geht hervor, dass in der intertidalen Zone Aragonit, Dolomit und Gips sowie weiter landwärts in der supratidalen Zone Aragonit, Dolomit und Anhydrit sedimentiert werden. Nach VISSER (1986) können in supratidalen Dolomit-Anhydritserien bei Verwitterung Dolomitbreccien mit karbonatischem Bindemittel entstehen. Wittert dann zu einem späteren Zeitpunkt der Dolomit heraus, so entstehen die typisch löchrig-kavernösen Zellendolomite. Für die im Diapir von Peñacerrada vorgefundenen Zellendolomite der Unteren Dolomitserie (Tafel 1, Nr. 1) wird diese Entstehung angenommen.

Darüber lagern die Schichtglieder der Unteren Kalkserie. Diese eher dunklen Gesteine riechen beim Anschlagen häufig auffallend stark nach Bitumen und können nach DAHM (1966) gelegentlich mit Asphaltspuren auftreten. Möglicherweise kommen auch die in den Keupertonen gefundenen Asphaltstücke (Tafel 30, Nr. 1 & 2) aus diesen Kalken. Aufgrund der einsetzenden Ablagerung von flachmarinen Kalken kann eine Transgression angenommen werden. Die Gesteine zeigen einen hohen Eintrag organischen Materials an, welches in einem niedrig-energetischen, euxinischen Meeresbereich sedimentiert wurde. In meinem Arbeitsgebiet wird die Landnähe durch die fluviatil eingetragenen Grobsande und Feinkiese belegt.

Der nächste Abschnitt der Formation wird von den Schichten der Oberen Dolomitserie repräsentiert. Die einsetzende Dolomitsedimentation zeigt eine regressive Meeresentwicklung unter weiterhin ariden Bedingungen an. Im nordspanischen Raum bildete sich nach SCHAAF (1986) abermals eine Sabkha aus. Bei FLÜGEL (1978) ist ein idealer Sabkha-Zyklus durch drei Einheiten charakterisiert:

1. Auf subtidalen Untiefen entstehen Algen-Boundstones und Grainstones.
2. Im intertidalen Bereich lagern sich Dolomite mit Algenmatten ab.
3. Der supratidale Bereich zeichnet sich durch die Sedimentation von nodularem Anhydrit aus.

Nimmt man den Idealfall an, so entspricht der Hauptteil der vorgefundenen dolomitischen Ablagerungen (Abb. 9, Profil 1 und Abb. 10, Profil 2) dem subtidalen bis intertidalen Ablagerungsraum. Die Flaserschichtung (Tafel 1, Nr. 4) kann nach REINECK (1984) auf eine schwache Gezeitenströmung hindeuten. Auf eine Verflachung mit zeitweisem Trockenfallen deuten nach KNÖPP (2001) die rotgefärbten, zelligen Dolomite (Tafel 1, Nr. 3) hin. Zum Hangenden der Oberen Dolomitserie hin werden vermehrt dolomitische, laminierte Schichten gefunden. Laminierte Karbonate bilden sich im supratidalen, intertidalen und subtidalen Bereich von Flachmeeren und werden nach FLÜGEL (1978) auf Unterbrechungen des Algenwachstums zurückgeführt.

Vergleicht man beide Sabkha-Abschnitte, so sind diese von den sedimentologischen Befunden her nicht identisch. War mein Arbeitsgebiet zur Zeit der Unteren Dolomitserie im Sprüh- und Spritzwasserbereich eines supratidalen Küstenstreifens, so ist es in der Oberen Dolomitserie, bis auf wenige Ausnahmen in den liegenden Einheiten, im intertidalen bis subtidalen Sedimentationsraum anzusiedeln.

Der Übergang zur Oberen Kalkserie erfolgte kontinuierlich. Aus den liegenden mikritischen, teilweise laminierten Dolomiten entwickeln sich zum Hangenden hin schwach dolomitische Bänke mit umkristallisierten, schlecht erhaltenen Peloiden und Ooiden (Abb. 9, Profil 1 und Abb. 10, Profil 2). Der Abschnitt der Oberen Kalkserie ist von einer erneuten Transgression gekennzeichnet. Wieder häufiger auftretende Fossilien wie Gastropoden und Muscheln, im Dünnschliff gefundene Dasycladaceen der Gattung cf. *Linoporella* (Tafel 2, Nr. 3 & 4), Bioturbation sowie der Fund eines Wohnbaus von *Thalassinoides* sp. weisen auf deutlich bessere Lebensbedingungen hin. Normalmarine Verhältnisse sind allerdings noch nicht erreicht. Dagegen sprechen die Peloid- und Ooidkalke (Tafel 2, Nr. 1 bis 4), die klassische Lagunensedimente darstellen. Rezent entstehen vergleichbare Sedimente in tropischen bis subtropischen Klimabereichen in sehr warmem, bewegtem Wasser. Durch die hohe Verdunstungsrate ist die Salinität erhöht. FLÜGEL (1978) nimmt eine durchschnittliche Wassertiefe von 2 m an. Diese Meerestiefe wird durch die gefundene Kleinrippelschichtung (Abb. 12 & Tafel 1, Nr. 7) bestätigt [mündl. Mitt. Prof. Tipper, Geol. Inst. Freiburg, 2001]. Das Gefüge der Rippel zeigt stellenweise unterschiedliche Schüttungsrichtungen an. Eine mögliche Ursache können schwache Gezeitenströmungen sein. Ein eindeutiger Hinweis für periodisches Trockenfallen stellt die in Abb. 11 gezeigte Schrumpfungsbreccie dar.

Nach FÜCHTBAUER (1988a) entsteht eine Schrumpfungsbreccie durch polygonale Trockenrisse, die sich an ihren Rändern zeltartig, zu sog. Tepees aufbiegen. Biofilme wie Algen- oder Bakterienmatten halten bei diesem Vorgang das Sediment zusammen, so dass schließlich kleine Schüppchen entstehen. Beim Reifungsprozess bilden sich durch wiederholtes Quellen und Austrocknen scharfkantige Breccien aus. Bei der in Abb. 11 gezeigten Gesteinsprobe sind die Schüppchen kantengerundet und dachziegelartig eingeregelt. Demnach hat also ein sekundärer Umlagerungsprozess über eine kurze Distanz stattgefunden. Die Matrix der Probe besteht aus Pelsparit. Die Pelioide haben eine gut gerundete, oval-längliche Form und ein Längen- / Breiten-Verhältnis von 2:1 (0,2 x 0,1 mm). Aufgrund ihrer Morphologie können sie als "fecal pellets" angesprochen werden. Die beim Übergang zum fossilführenden Jura des oberen Sinemurium gefundenen Rhynchonellen deuten bereits die Entwicklung zu normalmarinen Verhältnissen an. Alle in diesem Abschnitt gefundenen Rhynchonellen sind sehr klein und stellen vermutlich aufgrund der noch ungünstigen ökologischen Bedingungen Kümmerformen dar (Tafel 2, Nr. 8).

Abb. 9: (folgende Doppelseite) *Profil 1:* kontinuierlicher Übergang der Oberen Dolomitserie in die Obere Kalkserie

Abb. 10: (übernächste Doppelseite) *Profil 2:* typische Abfolge im Liegenden der Oberen Kalkserie

Abb. 9: Profil 1: kontinuierlicher Übergang der Oberen Dolomitserie in die Obere Kalkserie (R:523.930, H:4718.635)

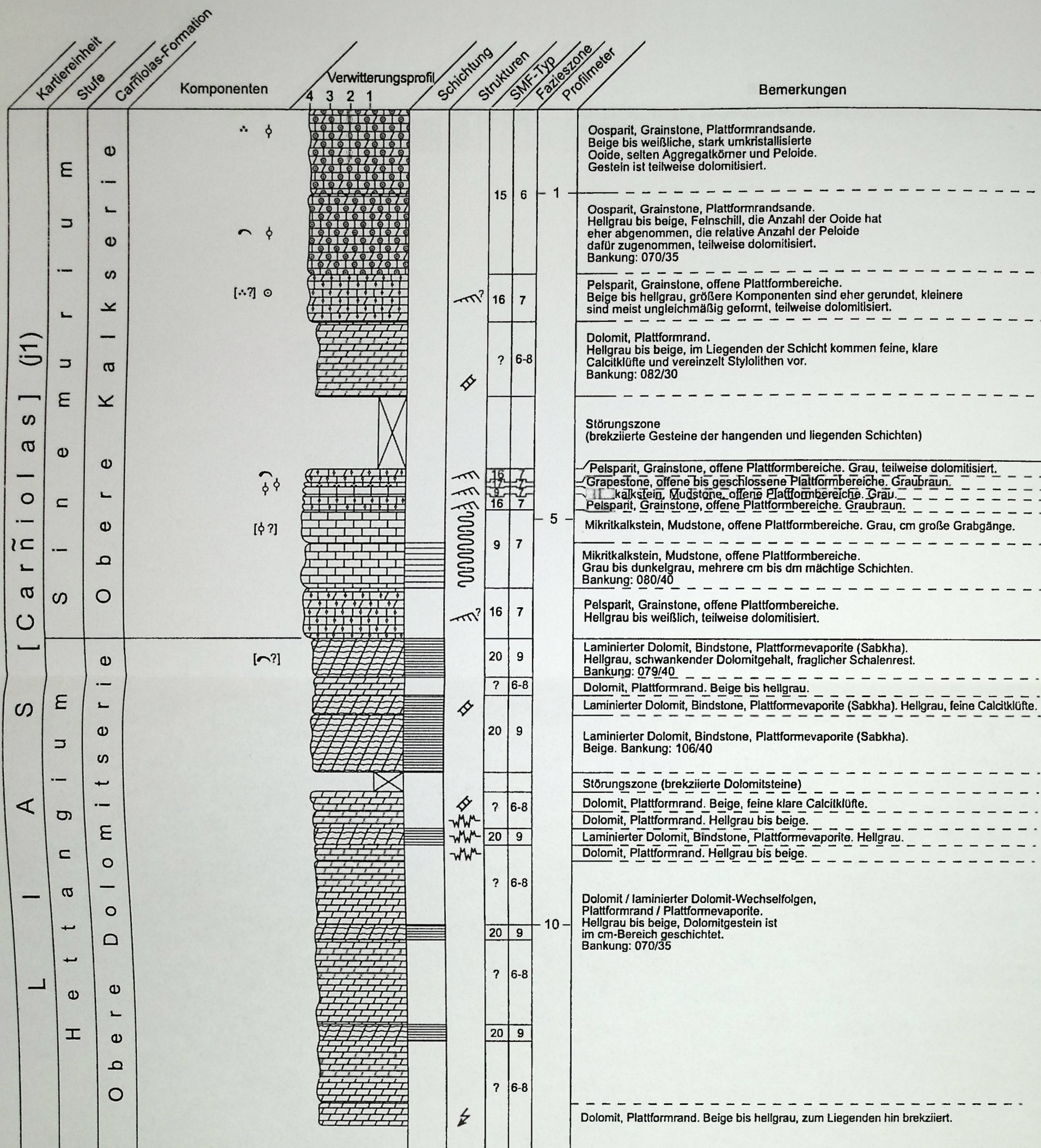
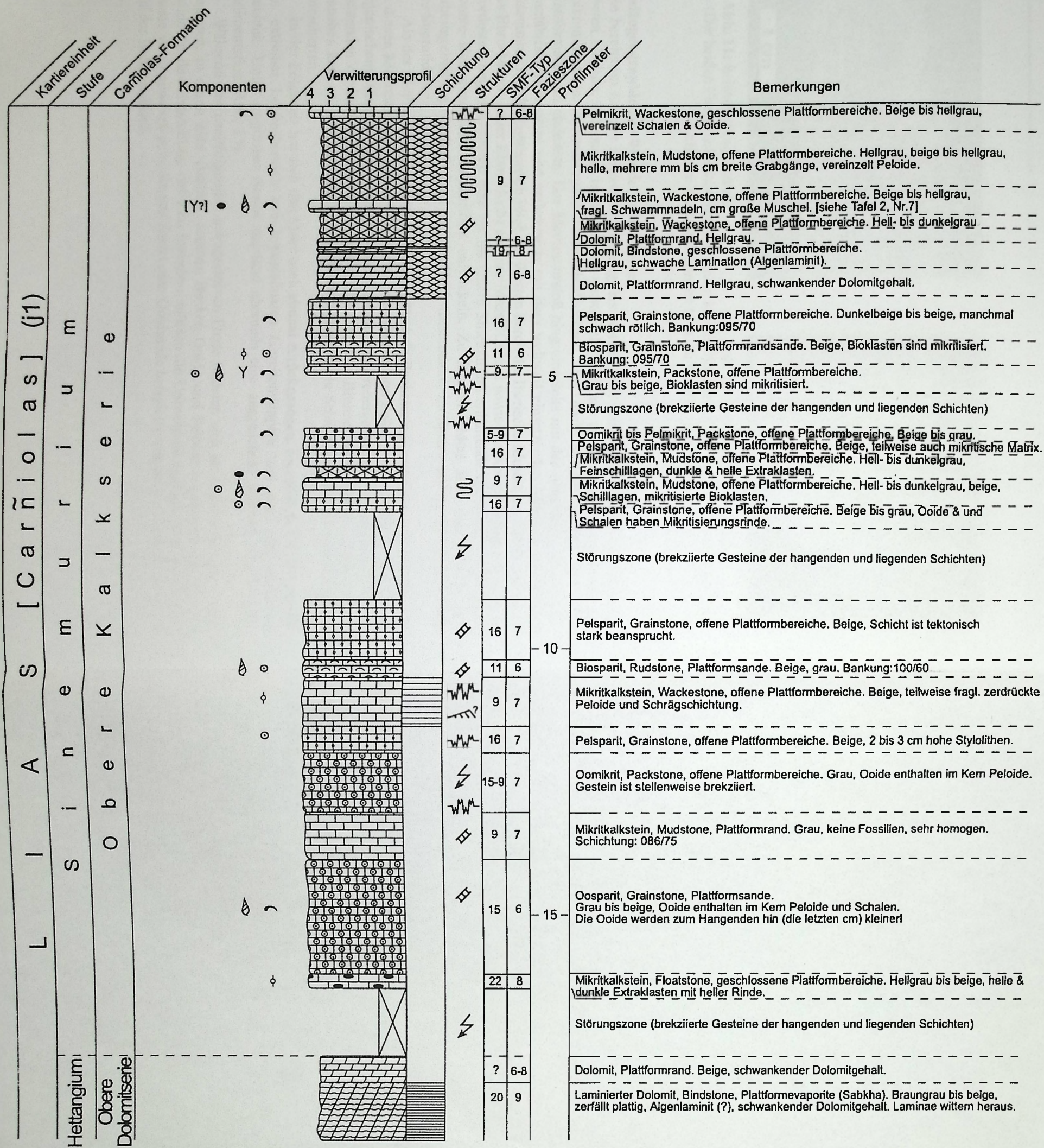


Abb. 10: Profil 2: typische Abfolge im Liegenden der Oberen Kalkserie (R:523.550, H:4718.620)



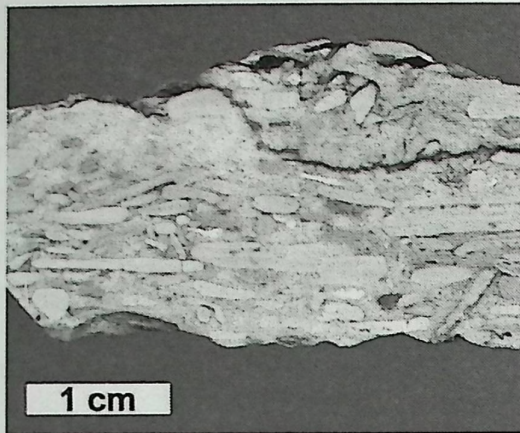


Abb. 11: Schrumpfbreccie

(Die beiden Fundstücke stammen aus einem kleinen Steinbruch, der etwa 50 m außerhalb des östlichen Kartenblattrandes liegt: R:524.035, H:4718.585)

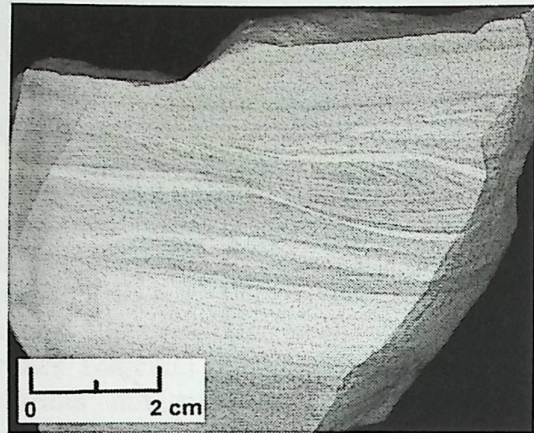


Abb. 12: Kleinrippelschichtung

Paläogeographie zur Wende Trias / Jura:

Die bereits im Keuper begonnene Öffnung des Nordatlantik setzte sich im Jura fort. Bis zum oberen Norium, spätestens im Rhaetium, entwickelte sich aus den weiten Salztonebenen ein epikontinentales, hypersalines "Infraschelfbecken", das nach SCHAAF (1986) das erste Plattformstadium einleitete. Der Meeresvorstoß hing einerseits mit der Absenkung des Basko-Kantabrischen Raumes und andererseits mit dem weltweit einsetzenden Meeresspiegelanstieg zusammen. Der Meeresbereich blieb im Westen durch die Iberische Meseta und im Osten durch das Ebro-Massiv (oder Ebro-Hoch) und das Massif Central sowie das Amerikanische Massiv im Nordosten begrenzt. Durch eine bis ins untere Sinemurium anhaltende tektonische Ruhephase konnte sich eine Karbonatplattform entwickeln. Zu Beginn bildete sich eine Sabkha. Das Arbeitsgebiet lag oberhalb der extremen Hochwassermarke, im Sprüh- und Spritzwasserbereich des Supratidals.

Als der Meeresspiegel wieder anstieg, entstand ein flachmariner, restriktiver Wattenbereich. In diesen Meeresbereich mündete im Gebiet des Diapirs von Peñacerrada ein Fluss. Bei hohem organischem Eintrag und schlecht durchlüfteten, niederenergetischen, lagunären Bereichen entstanden euxinische Bedingungen, die zu Bildung von Bitumen und Asphalt geführt haben. Daneben kam es immer wieder zu Sturmflutereignissen, die Schalen an der Sedimentoberfläche anreicherten.

In der Folgezeit hat sich das Meer noch einmal zurückgezogen. Es entwickelte sich wieder ein extremer Lebensbereich aus hypersalinen Gezeitentümpeln und stark abgeschnürten Buchten. Unter tropischer Sonne entstand abermals eine ausgedehnte Sabkha mit Dolomit-sedimentation (Abb. 13).

Während der nachfolgenden transgressiven Phase bildeten sich im epikontinentalen Meer Lagunen, in deren sehr flachen, warmen Becken Ooide und Pelloide abgelagert wurden. Da Ooide für ihre Entstehung viel Zeit brauchen, müssen die Umweltbedingungen über lange Zeiträume stabil gewesen sein. Rezent findet man Ooidsande beispielsweise im Persischen Golf oder auf der Bahama-Bank.

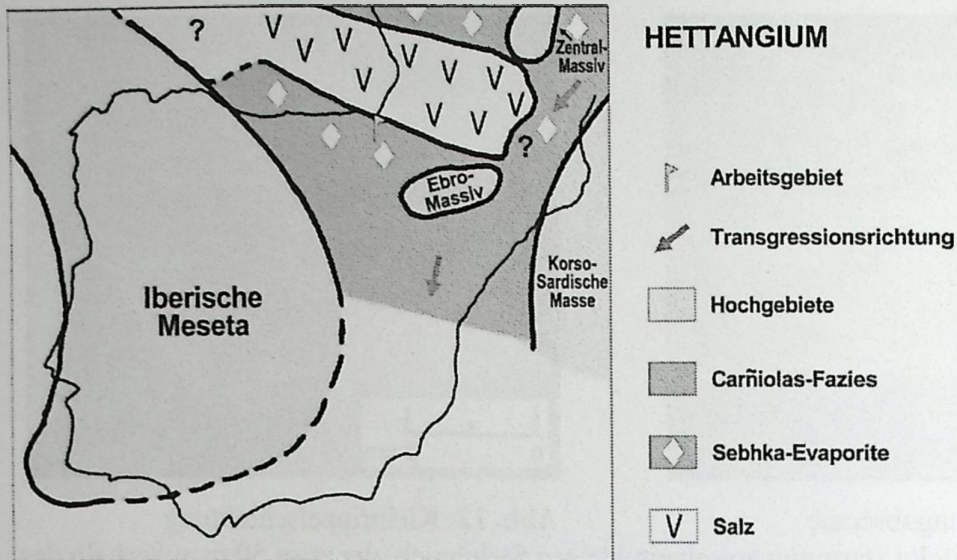


Abb. 13: Paläogeographische Karte zur Zeit der Oberen Dolomitserie (nach SCHAAF, 1986). Das Vordringen des Meeres markiert den Beginn einer bis in den Malm anhaltenden marinen Sedimentationsphase.

In den obersten Schichten belegen die ersten Rhynchonellen einen Wandel zu eher normalmarinen Bedingungen. Allerdings deutet ihre Kleinwüchsigkeit an, dass sich noch keine optimalen Umweltbedingungen eingestellt hatten. Nach SCHAAF (1986) war im oberen Sinemurium die tektonische Ruhephase beendet. Während der ersten Subsidenzphase brach die Karbonatplattform zusammen, der Sedimentationsraum senkte sich rasch ab und der Basko-Kantabrische Trog begann sich zu entwickeln. Aus dem flachmarinen Bereich entstand ein offener Flachschild.

3.3.2 Kartiereinheit j2: Kalke, Mergel

Zeitabschnitt: oberes Sinemurium bis Toarcium

Lithofazies:

Die Gesteine der Carñiolas-Formation gehen kontinuierlich in den fossilführenden Lias über. Die Grenzziehung erfolgt beim erstmaligen vermehrten Auftreten von Makrofossilien. Daneben macht sich auch lithologisch ein Fazieswechsel bemerkbar. Ausschließlich in den Schichten des oberen Sinemurium können immer wieder einige cm-mächtige Tempestitlagen gefunden werden (Tafel 3, Nr. 1). Die Sturmflutsedimente zeigen im Liegenden eine wellige, erosive Tätigkeit, einen erkennbaren fining-upward-Zyklus sowie die Einregelung von Bivalvenschalen. Der Meeresbereich lag noch oberhalb der Sturmwellenbasis. In den hangenden Schichten gibt es keine Tempestitlagen mehr, dafür nimmt der Tongehalt stetig zu. Es entwickeln sich die für den Jura typischen Kalk- / Mergel-Wechselfolgen. In den mergeligen Bereichen können immer wieder Kalkknollen von meist 5 bis 10 cm Ø gefunden werden.

Bei den Gesteinen des Lias handelt es sich um weiche Mergel bis harte, splittrig brechende Kalke. Die Farbe variiert von hellgrau bis bräunlichgrau und dunkelgrau, teilweise geht sie ins bläulichgraue über. Beim Anschlag riechen sie oft bituminös. Sieht man von den Biomikriten des oberen Sinemurium ab, so besteht die gesamte Abfolge aus reinem Mikrit. Hartgründe wurden nicht beobachtet, trotzdem wird von einer zeitweise eingeschränkten Sedimentation ausgegangen, die in einigen Bereichen Fossilien angereichert hat.

Die Ammoniten waren zur zeitlichen Einordnung der Sedimente die wichtigsten Fossilien. Die Begleitfauna besteht aus Nautiloideen, Lamellibranchiaten, Gastropoden, Rhynchonellen, glattschaligen Brachiopoden, Belemniten, Teilen von Crinoidenstielgliedern und bioturbaten Gängen. Die Tafeln 3 bis 6 geben einen Überblick über die fossile Assoziation. Der Nachweis des unteren Sinemurium kann mit *Paltechioceras* cf. *delicatum* (Tafel 3, Nr. 3) und *Paltechioceras* cf. *aplanatum* (Tafel 3, Nr. 2) erbracht werden. Der Abschnitt des Unterpliensbachium ist mit *Acanthopleuroceras* sp. (Tafel 4, Nr. 2) und das Oberpliensbachium mit *Amaltheus margaritatus* sp. (Tafel 4, Nr. 3), *Amaltheus* cf. *engelhardti* (Tafel 4, Nr. 5) und *Pleuroceras* cf. *spinatum* (Tafel 4, Nr. 6) sicher belegt. Das Toarcium ist mit den Ammoniten *Dumortieria* sp. (Tafel 6, Nr. 4) und *Pleydellia buckmani* (Tafel 6, Nr. 5 & 6) nachgewiesen.

Während in den Schichten des Sinemurium und Pliensbachium noch viele Fossilien gefunden wurden, werden sie in den Ablagerungen des Toarcium sehr selten. Die von DAHM (1966) und SCHAAF (1986) beschriebene Fossilarmut mit zwischengeschalteten sterilen Bereichen kann auch für das beschriebene Arbeitsgebiet bestätigt werden.

Da diese Gesteinsserie sehr stark zurückwittert und größtenteils ackerbaulich genutzt wird, ist die Lias-Abfolge im Gelände eher unauffällig und in Mulden oder Senken zu suchen. Die Äcker auf Lias-Gestein erinnern durch das starke Auftreten von Steinen und die hellbraune Farbe an die Felder auf der Schwäbischen Alb. Auf den Ackerflächen und in den zusammengetragenen Steinhaufen entlang der Feldraine können praktisch immer herausgewitterte Fossilien aufgelesen werden.

Interpretation und Bildungsbedingungen:

Der Übergang vom Lebensbereich der geschützten Lagunen in die vollmarinen Bedingungen eines Flachschelfs ist, soweit lithologisch erkennbar, kontinuierlich erfolgt. Die Sedimente des oberen Sinemurium wurden noch in flachen Meeresbereichen oberhalb der Sturmwellenbasis abgelagert. Die hangenden Schichten des Pliensbachium und Toarcium wurden bereits unterhalb der Sturmwellenbasis abgelagert. Daneben zeigt der stetig steigende Tongehalt die Zunahme der Wassertiefe an. Die hangenden Sedimente des Sinemurium bestehen aus einer gleichmäßigen Serie von teilweise bituminösen Mud- und Wackestones, wie sie im Bereich des tieferen, offenen Schelfs abgelagert werden.

Alle gefundenen Lamellibranchiaten, Brachiopoden und Gastropoden weisen auf Bewohner hin, die auf oder im schlammigen Substrat gelebt haben. Anhand der in den Ablagerungen des Pliensbachium vorgefundenen Bioturbation und der reichlich vorhandenen epi- und endobiontisch lebenden Fauna kann auf lebensfreundliche Umweltbedingungen am Meeresboden geschlossen werden. Die Belemnitenrosten weisen keinerlei Kalkkrusten, Anbohrungen oder Bewuchs auf, was für ein schnelles Einsinken in das weiche Substrat oder ein schnelles Einbetten der Rosten spricht.

Die Gesteinsserie des Toarcium wie auch das untere Aalenium fallen durch ihre Fossilarmut auf. Die Umweltbedingungen am Meeresgrund müssen merklich schlechter geworden sein. SCHAAF (1986) beschreibt eine Wechsellagerung von Bänken mit völlig sterilen Kalken und Schichten, in denen durch Kondensation die Fossilien angereichert wurden. In Peñacerrada wurden zwar keine angereicherten Horizonte angetroffen, dafür einzelne Bereiche, in denen selten *Dumortieria* sp. (Tafel 6, Nr. 4) oder *Pleydellia buckmani* (Tafel 6, Nr. 5 & 6) gefunden werden und so eine zeitliche Einordnung der Abfolge erst möglich machten. In den Gesteinen ist keinerlei Bioturbation festzustellen, was für ein O₂-armes oder -freies Milieu des Meeresbodens spricht.

Die Kalk- / Mergel-Wechselfolge wird nicht als eine Wechsellagerung von Karbonat- und Mergelgesteinen angesehen. Auf die Entstehung dieser für den oberen Lias und den Dogger typischen Sedimente wird im Abschnitt 3.3.3 näher eingegangen.

Paläogeographie des Lias:

Der Übergang vom warmen, flachmarinen Meeresbereich mit erhöhter Salinität änderte sich kontinuierlich zu vollmarinen Bedingungen eines Schelfmeerrandes. Im noch wenige 10er Meter tiefen Meer konnten Stürme Lagen von Schalen- und Crinoidenresten erzeugen. Dieser Zeitabschnitt des oberen Sinemurium wird durch *Paltechioceras* cf. *delicatum* und *Paltechioceras* cf. *aplanatum* belegt.

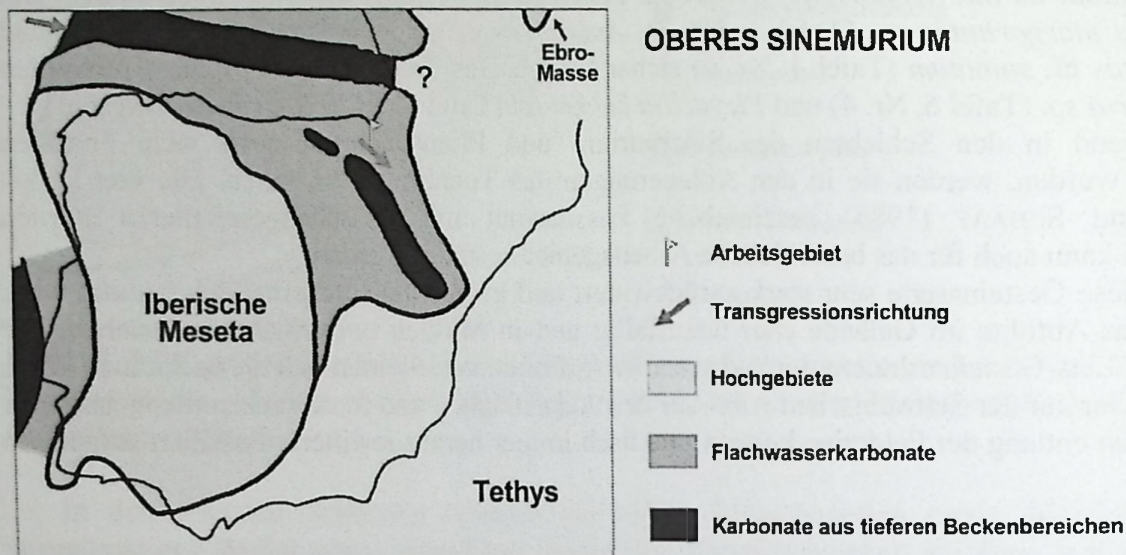


Abb. 14: Paläogeographische Situation zu Beginn der Entwicklung des Basko-Kantabrischen Trops (nach SCHAAF, 1986). Es wird die Verteilung mariner Faziesräume dargestellt.

Durch das weitere Auseinanderdriften der Bruchstücke des ehemaligen Superkontinentes Pangäa vertiefte sich der Meeresbereich weiter. Nach SCHAAF (1986) entwickelte sich der kantabrische Raum zu einem Meeresbereich zwischen dem Nordatlantik und der im Süden gelegenen Tethys.

Die Ablagerung pelagischer, monotoner Kalk- / Mergel-Wechselfolgen dokumentiert eine Zunahme der Wassertiefe und damit die weitere Ausbildung des Basko-Kantabrischen Beckens. SCHAAF (1986) beschreibt für das obere Toarcium eine starke Regression, die zur Bildung kondensierter Schichten, teilweise in eisenoolithischer Ausbildung führte. Möglicherweise stand dieser Rückzug des Meeres in direktem Zusammenhang mit der Verschlechterung der ökologischen Verhältnisse. Die Bildung von Schwarzschiefern wurde im Diapir von Peñacerrada nicht beobachtet. Noch während des oberen Toarcium begann die zweite Subsidenzphase, die mit Unterbrechungen bis ins mittlere Bathonium reichte.

Im Pliensbachium und Toarcium wurde nach RAMIREZ DEL POZO (1971a) die größte Wassertiefe erreicht. Der Sedimentationsraum des kartierten Gebietes entwickelte sich während des Lias vom intertidalen zum bathyalen Bereich. An der Wende zum Dogger wurden Sedimente des mittleren bis unteren Kontinentalhanges, eines, nach WIEDMANN et al. (1983) stabilen, stagnierenden Meeresbeckens abgelagert. Es kam nicht zur Bildung von ozeanischer Kruste.

3.3.3 Kartiereinheit j3: Kalke, Mergel

Zeitabschnitt: Aalenium bis Callovium

Lithofazies:

Ohne lithologischen Wechsel setzen sich die monotonen Kalk- / Mergel-Wechselfolgen des Lias in den Dogger fort. Es handelt sich um hellgraue bis dunkelgraue und graubraune tonige Kalke

und Mergel. Wie schon im fossilführenden Lias, so gibt es auch im Dogger Zeitabschnitte mit extrem vielen Fossilien und Bereiche, die praktisch fossilfrei sind.

Alle Stufen des Dogger können mit Hilfe von Ammoniten belegt werden. Das obere Aalenium wird mit *Graphoceratinae* cf. *Ludwigia* (Tafel 8, Nr. 1) nachgewiesen. Das fossilreichere Bajocium kann mit *Pelekodites* sp. (Tafel 8, Nr. 2), *Otoites* cf. *contractus* (Tafel 8, Nr. 3) und *Oppelia subradiata* (Tafel 8, Nr. 5) für den unteren sowie mit *Oppelia* cf. *flexa* (Tafel 8, Nr. 4) für den mittleren Zeitabschnitt sicher bestimmt werden. Das Bathonium ist nur durch ein Exemplar von *Oxycerites orbis* (Tafel 12, Nr. 8) belegt. Der Nachweis des Callovium konnte durch *Macrocephalites macrocephalus* (Tafel 13, Nr. 4), *Macrocephalites compressus* (Tafel 13, Nr. 5 & 6), *Hecticoceras* sp. (Tafel 13, Nr. 7 & 8) und *Reineckeia* sp. (Tafel 14, Nr. 2 & 3) erbracht werden.

Der untere Abschnitt des unteren Aalenium ist äußerst arm an Fossilien und im Arbeitsgebiet nur schlecht aufgeschlossen. Die stark zurückwitternden mergeligen Gesteine bilden fast immer landwirtschaftliche Nutzflächen. So wurde auch der einzige sichere Hinweis auf das obere Aalenium, der *Graphoceratinae* cf. *Ludwigia* als Lesestein am Ackerrand gefunden. An der Grenze Aalenium / Bajocium kommen massenhaft verschiedene Belemniten (Tafel 8, Nr. 6 bis 8), kleine, sessil lebende Austern (Tafel 9, Nr. 5 & 6), viele Gastropoden (Tafel 10, Nr. 1 bis 4), glattschalige Brachiopoden (Tafel 10, Nr. 5 bis 8), massenhaft Rhynchonellen (Tafel 11, Nr. 1 bis 6), ein gut erhaltener Schwamm (Tafel 11, Nr. 7) und Crinoidenstielglieder (Tafel 11, Nr. 8) vor. Praktisch alle Überreste haben einen hellen, kalkigen Überzug mit Resten von sessil lebenden Organismen. Belemniten weisen Anbohrungen und Serpelnbewuchs auf.

Im höheren Teil des unteren und mittleren Bajocium können sehr häufig idiomorphe Pyrite und mehrere cm-große Pyritnester in den Mergeln und den Kalken gefunden werden (Tafel 7, Nr. 5 bis 7). Bei der Aufnahme von Profil 3 (Abb. 15) wurde unmittelbar vor einer Störungszone eine Bank mit Spreitenbauten von *Zoophycos* sp. nachgewiesen (Tafel 7, Nr. 4). SCHAAF (1986) stellt die *Zoophycos*-Fazies, die von vielen weiteren Stellen des Basko-Kantabrischen Beckens bekannt ist und als Leithorizont genommen werden kann, in den mittleren bis oberen Abschnitt des Bajocium. Die untersuchten Kalkbänke weisen sehr oft Bioturbation auf. Die in Profil 3 aufgenommene Abfolge wird zum Hangenden hin merklich kalkiger, bis am Top drei 50 bis 90 cm-mächtige sehr harte Bänke aus Tuberoid-Kalk folgen. In diesen höheren Abschnitten des mittleren Bajocium können oft kleinere Schwämme in Lebendstellung gefunden werden (Tafel 12, Nr. 1 & 2).

In den Einheiten des Bathonium und im unteren Callovium folgen eher fossilarme, monotone Wechselfolgen von stark mergeligen, hellgrauen Kalksteinen und etwas dunkleren Mergellagen. Das Profil 4 (Abb. 16) zeigt einen derartig entwickelten Profilabschnitt. Bei den häufiger gefundenen Ammoniten handelt es sich fast immer um schlecht erhaltene, kaum zu bestimmende Bruchstücke. Neben den Ammonitenresten findet man in den gleichen Schichten häufig auch Schalenbruchstücke von Lamellibranchiaten und Teile von Belemnitenrostrum sowie vereinzelt Pelloide. Die Bänke haben teilweise wellige, flaserige Oberflächen, sind häufiger pflastersteinartig zerbrochen und scheinen auszuweichen.

In den höheren Bereichen des unteren Callovium sind die Gesteine wieder fossilreicher. Neben gut erhaltenen Ammoniten kommen kleine Lamellibranchiaten (Tafel 14, Nr. 4), glattschalige Brachiopoden (Tafel 14, Nr. 6 & 7), Rhynchonellen (Tafel 14, Nr. 8) und Crinoidenstielglieder (Tafel 13, Nr. 2) vor. Die Sedimente der hangenden Bereiche des Callovium fallen durch ihre Dünnplattigkeit auf. In den plattigen Sedimenten wurde eine Lage mit schichtparallel eingeregelter Ammoniten der Familie Macrocephalitidae (Tafel 13, Nr. 6) gefunden. WANG (1987) beschreibt ein Pflaster aus eben diesen Ammoniten im etwa 11 km westlich gelegenen Bereich bei Herrera (Monasterio). Im Dünnschliff erweisen sich beide Kalkvorkommen als Biomikrit, der zum größten Teil aus eingeregelter Filamenten besteht. (Tafel 13, Nr. 1 & 2).

Ob im kartierten Gebiet noch Malm als marin entstandener Kalkstein ansteht, konnte nicht eindeutig geklärt werden. Die letzten Kalke des Dogger (oder Malm) zeigen einen stetig zunehmenden Feinsandanteil. Die in diesen Schichten gefundenen Ammoniten der Unterfamilie Perisphinctinae und Hecticoceratinae (Tafel 15) können nicht eindeutig bestimmt werden. Der Kontakt zur Kartiereinheit uk1 ist stets tektonischer Natur. Anhand eines Lesesteins wurde eine Diskordanz zwischen wahrscheinlichem grauen, marinen Jura und den Schüttungen der ersten Deltaphase nachgewiesen, die dann die klastische Sequenz einleitet (Tafel 16, Nr. 1). Die klastischen Einheiten werden im Kapitel 3.4.1 näher erläutert.

Interpretation und Bildungsbedingungen:

Der gleichbleibende Übergang der monotonen, praktisch fossilfreien Kalk- / Mergel-Wechselfolge des unteren Aalenium setzt sich anfangs ohne faziiellen Wechsel fort. Die im marinen Jura zu verschiedenen Zeiten abgelagerten Kalk- / Mergel-Folgen werden nicht als ein zyklischer Wechsel von Karbonat- und Mergelsedimentation, sondern als ein syndimentärer, diagenetischer Prozess verstanden. Bereits SCHAAF (1986) nimmt unter Verweis auf RICKEN (1986) eine diagenetische Entstehung an. Es wird dabei die Hypothese vertreten, dass rhythmisch geschichteter Karbonatschlamm, der durch zwischengeschaltete Ereignislagen wie Suspensionsströme erzeugt wird, sich bei der Diagenese nicht homogen verhält.

Wenn durch Kompaktion und Auflast eine Drucklösung des im Sediment verteilten Karbonats stattfindet, so wird zuerst in den karbonatärmeren Bereichen der Kalk gelöst. In den karbonatreicheren Lagen findet der gegenteilige Prozess statt. Dort wird gelöstes Kalziumkarbonat wieder abgelagert. Es findet also eine Verstärkung der ursprünglich recht geringen Karbonatschwankungen statt. Mit der diagenetischen Veränderung ist auch ein Wechsel der physikalischen Eigenschaften erfolgt. Wird das Gestein nun durch Verwitterungsprozesse angegriffen, so widerstehen die karbonatreicheren, kompetenteren Einheiten besser als die mergeligen, weicheren Lagen. Es entstehen die typischen Wechsellagerungen von geringmächtigen Kalk- und Mergelbänken.

Die in den Grenzschichten von Aalenium / Bajocium vorkommenden zahlreichen bewachsenen und angebohrten Fossilien stellen eine Anreicherung auf einer Diskontinuitätsfläche dar. Aufgrund von Mangelsedimentation blieben Schalen und Belemnitenrostren auf dem Substrat liegen und konnten so von sessilen Lebewesen besiedelt oder angebohrt werden. MENSINK (1960) beobachtete an verschiedenen Aufschlüssen in NE Spanien eine stratigraphische Kondensation, die er in das untere Bajocium stellt. Er gibt als mögliche Ursache eine flächenhafte Paläoströmung an.

Abb. 15: (folgende Doppelseite) *Profil 3:* unteres bis mittleres Bajocium mit den Tuberoid-Bänken der Schwammfazies

Abb. 16: (übernächste Doppelseite) *Profil 4:* oberes Bathonium (?) bis unteres Callovium, bestehend aus der monotonen Kalk- / Mergel-Wechselfolge

Abb. 15: Profil 3: unteres bis mittleres Bajocium mit den Tuberoid-Bänken der Schwammfazies (R:523.790, H:4719.015)

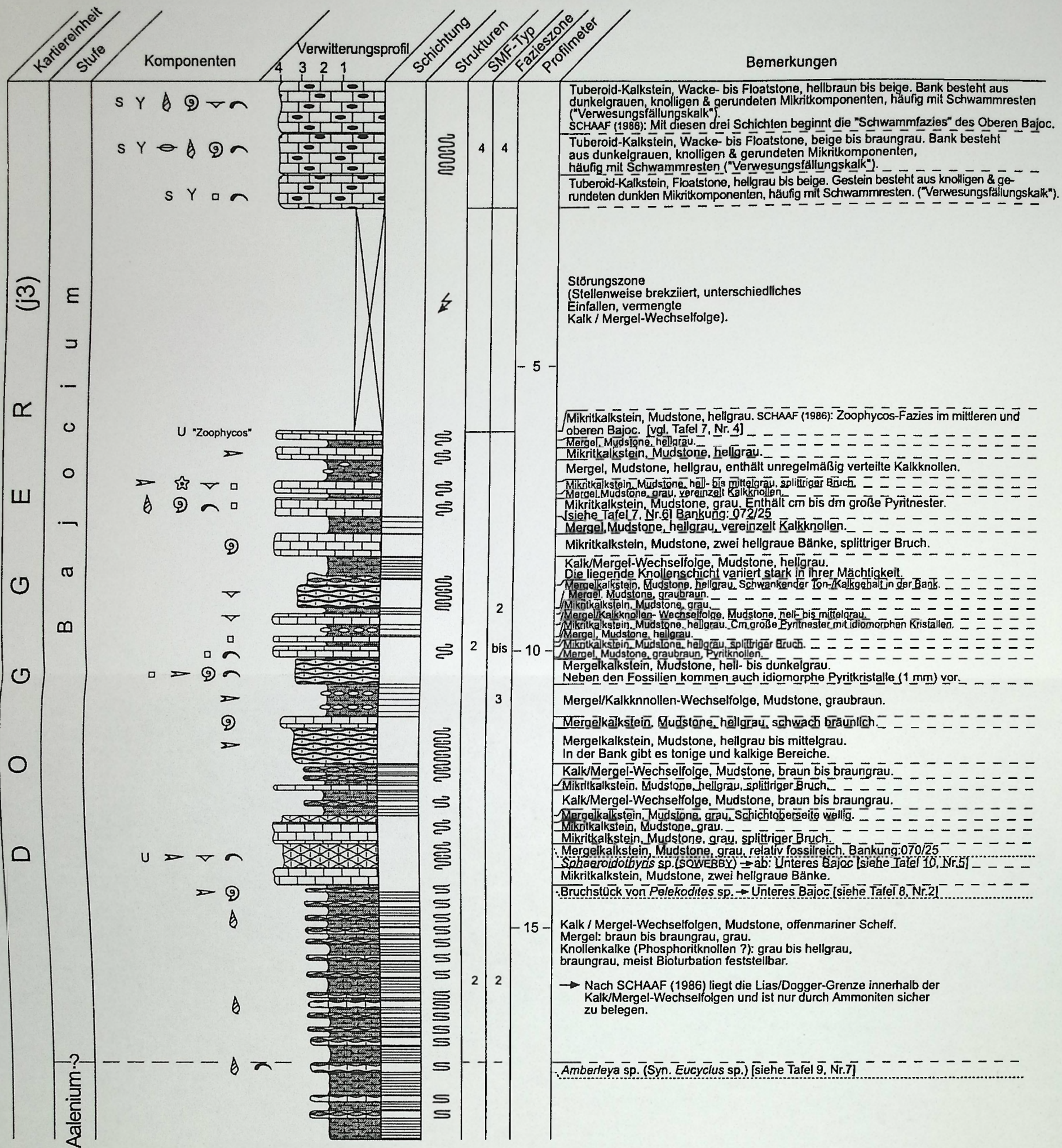


Abb. 16: Profil 4: oberes Bathonium (?) bis unteres Callovium – monotone Kalk- / Mergel-Wechselfolge (R:523.105, H:4719.115)

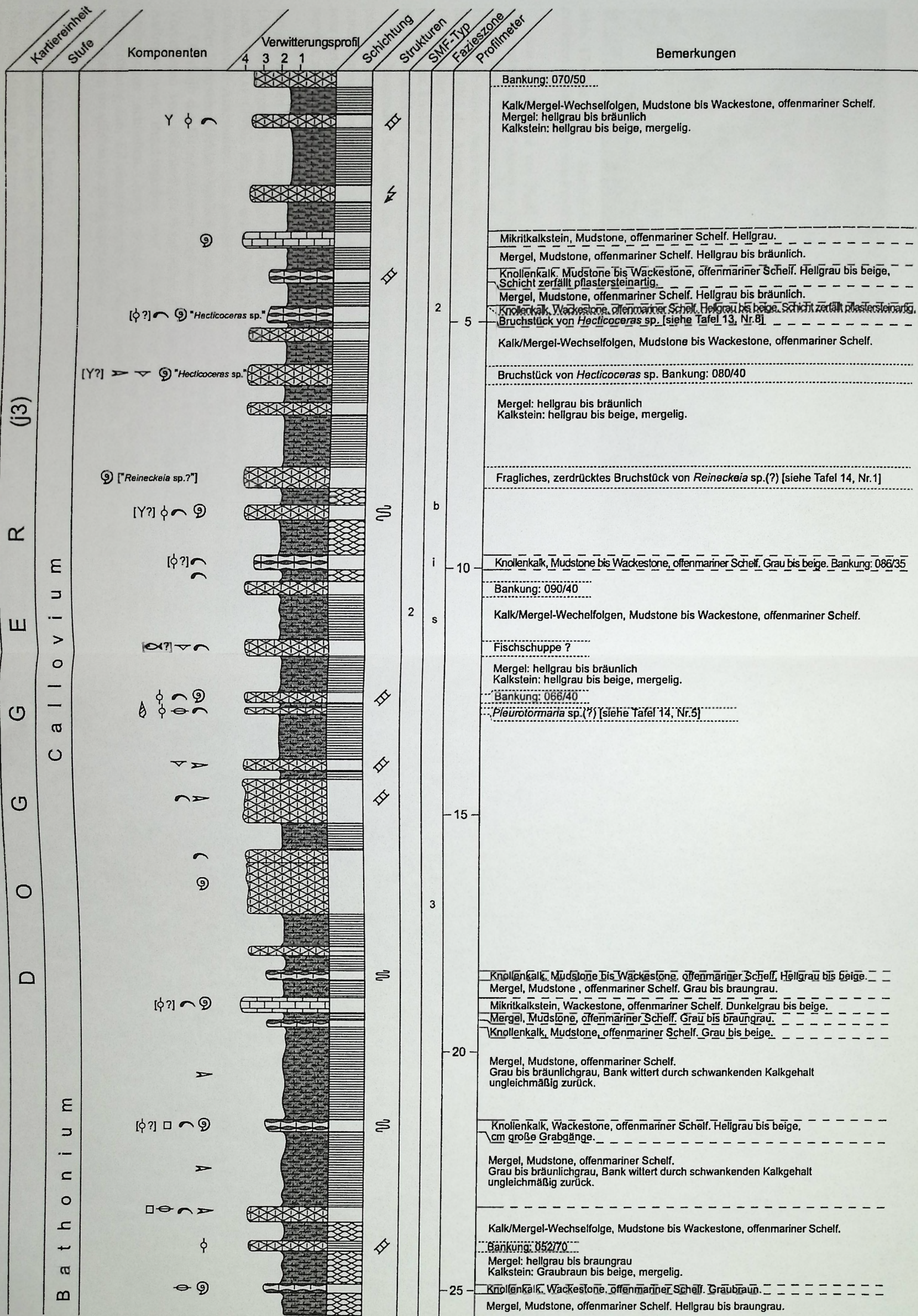




Abb. 17: Die Kalk- / Mergel-Wechselfolge in typischer Ausbildung. Das Foto entstand im mittleren Teilabschnitt von Profil 4 (unterstes Callovium).

Aus der Abfolge von Profil 3 (Abb. 15) wird ersichtlich, dass der Karbonatgehalt zum Hangenden hin stetig zunimmt. Die Zoophycos-Fazies, die zur Zeit des Jura charakteristisch für den mittleren Schelfbereich ist, belegt einen unverfestigten, schlammigen Meeresgrund. Im Hangenden folgen, nach einer Störungszone, drei sehr harte Bänke aus Tuberoid-Kalk, die nach SCHAAF (1986) die Algen-Schwamm-Fazies des zweiten Plattformstadiums einleiten. FLÜGEL (1978) erklärt Tuberoide als "Verwesungsfällungskalk", der in Schwammkalken vorkommt und aus dunklen, knollig gerundeten Mikritkomponenten mit Schwammresten besteht. Induziert wird die Karbonatfällung um Organismenreste durch die pH-Verschiebung bei Zersetzungsvorgängen.

Die hangenden Schichten des Übergangs zum Bathonium sind nur mangelhaft überliefert oder aufgeschlossen. In den Grenzsichten findet man immer wieder im Kern pyritisierte Ammoniten, die nicht weiter bestimmt werden konnten. Erst in den jüngeren, gut gebankten, sehr harten und tektonisch gestörten Kalken konnte ein gut erhaltener *Oxycerites orbis* geborgen werden, mit dem die sonst sehr fossilarmen Kalke ins obere Bathonium gestellt werden können.

Die Grenze Bathonium / Callovium wird wieder von einer monotonen Wechsellagerung aus tonigen Kalken und Mergeln aufgebaut. Diese unterste Einheit des Callovium ist in Profil 4 (Abb. 16) dargestellt und besteht aus Mud- bis Wackestones. Der markante Fazieswechsel ist nach SCHAAF (1986) mit der dritten Subsidenzphase einhergegangen. Die in Profil 4 häufig gefundenen Ammoniten sind praktisch immer zerbrochen und nur selten zu bestimmen. Mit großer Wahrscheinlichkeit handelt es sich um allochthon umgebettete Fossilien.

Oberhalb der Grenzsichten wird das Gestein aus dünnplattigen Kalken aufgebaut. Das Vorkommen von vollständigen Ammoniten der Familie Macrocephalitidae sowie das häufige Auftreten von Brachiopoden und Rhynchonellen lassen auf verbesserte ökologische Bedingungen schließen. Auch weisen die eingeregelter Filamente auf eine schwache Paläoströmung hin. Filament-Biomikrite belegen nach FLÜGEL (1978) einen sedimentationsarmen Raum im subtidalen Ablagerungsmilieu.

Paläogeographie des Dogger:

Der Zeitabschnitt des Dogger wird überwiegend durch einen regressiven Fazieszyklus dominiert. Noch im Aalenium änderten sich die pelagischen Sedimentationsbedingungen. Die erste größere Regressionsphase wird bereits durch den verminderten Sedimenteintrag und die daraus

resultierende stratigraphische Kondensation an der Grenze Aalenium / Bajocium angekündigt. Bis zum mittleren Bajocium fiel der Meeresspiegel so weit, dass sich eine Karbonatplattform entwickeln konnte. Diese zweite Plattformphase baute sich aus Schwammbiohermen auf. Nach SCHAAF (1986) betrug die durchschnittliche Wassertiefe etwa 20 bis 40 Meter und erstreckte sich über eine Fläche von mindestens 10 000 km². Im gesamten Basko-Kantabrischen Becken lässt sich demnach die Schwamm-Fazies nachweisen. Als Bildungsraum wird eine große Lagune mit stark erhöhter Salinität angenommen. Die Beobachtung, dass es sich immer nur um Schwammrasen auf einem wenig gegliederten Meeresboden gehandelt hat, kann für das Gebiet um Peñacerrada bestätigt werden.

Im Bathonium brach die Plattform durch den erneuten, relativ kurzen Meeresspiegelanstieg der dritten Subsidenzphase zusammen. Die seltenen und häufig pyritisierten Fossilien sprechen für schlecht durchlüftete, zeitweise wohl auch lebensfeindliche Umweltbedingungen.

Ab dem höheren Abschnitt des unteren Callovium änderten sich die Sedimentationsbedingungen grundlegend. Die Filamentkalke, die auf einen subtidalen Ablagerungsbereich des höheren Kontinentalschelfes hinweisen, kündigen diese regressive Entwicklung bereits an. Durch das Verkippen und Schiefstellen der Iberischen Meseta hob sich der Südweststrand des Basko-Kantabrischen Beckens, und damit auch das Arbeitsgebiet. Mit der Vergrößerung der Landmasse fand zeitgleich auch eine Abtragung der vollmarinen Sedimente des Jura statt. Das Meer begann sich allmählich zurückzuziehen und es entwickelten sich von Westen und Süden her Deltasysteme.

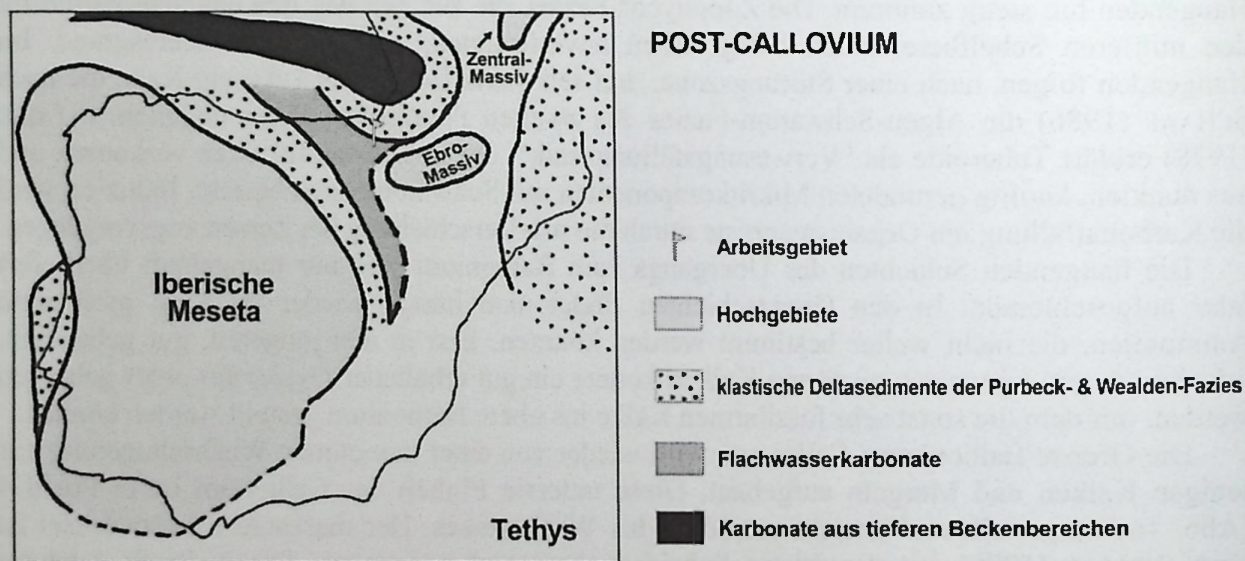


Abb. 18: Der nordspanische Raum an der Dogger / Malm-Wende (nach SCHAAF, 1986). Die karbonatische marine Sedimentation wird zunehmend durch die Ablagerung von Deltasedimenten zurückgedrängt.

Diese Entwicklung ließ in Nordspanien durch Schwellen getrennte Becken entstehen, die nach RAMIREZ DEL POZO (1971b) jeweils ganz eigene Sedimentationsabläufe hatten. Ein wichtiges Ergebnis dieser Phase ist der zunehmende Provinzialismus des obersten Dogger und Malm. Es entstanden die unterschiedlichsten Faziesräume mit jeweils verschiedenen ökologischen Bedingungen.

3.3.4 Die Malmfrage

Lias und Dogger konnten mit Hilfe von Ammoniten gut belegt werden. Beim Malm war dies nicht so einfach. Meist war der Erhaltungszustand der Fossilien der obersten Juraschichten sehr schlecht. Im Gestein ist bereits ein merklicher Feinsandanteil, was für die zunehmende Landnähe spricht. DAHM (1966) beschreibt den Fund eines fraglichen *Ataxioceras* sp. im Bereich des Diapirs von Peñacerrada. Diese Ammoniten gehören zur Superfamilie der Perisphinctaceae und würden bei einer gesicherten Bestimmung die Existenz von Malm beweisen.

In meinem Arbeitsgebiet habe ich an der Grenze zu den Ablagerungen der sandigen Unterkreide zwei Ammoniten aus der Familie der Perisphincten gefunden (Tafel 15, Nr. 1 bis 3). Leider konnten sie nicht näher bestimmt werden, so dass es unklar bleibt, ob marine Sedimente des Oxfordium oder gar Kimmeridium vorliegen. Sichere Hinweise auf karbonatische Einheiten des Malm konnten nicht gefunden werden.

3.4 Die Kreide

In der Sierra de Cantabria lagern auf den marinen Karbonaten des Jura diskordant die klastisch-terrigenen Sedimente der Purbeck- und Wealden-Fazies. Diese Einheiten umfassen stratigraphisch noch Teile des höheren Jura und reichen im Gebiet von Peñacerrada vermutlich bis ins obere Barremium. Entlang eines Wegaufschlusses konnte ein detailliertes Profil aus der Wealden- und Urgon-Fazies aufgenommen werden (Abb. 20, Teil 1 + 2).

Darüber folgen die Sedimente eines kleinen Riffkörpers, welches als Patchreef in die Urgon-Fazies gestellt wird und direkt mit dem einsetzenden Diapirismus in Verbindung steht. Ab dem oberen Albium folgen die klastischen Ablagerungen der Utrillas-Fazies, die am Top einen deutlich marinen Einfluss aufweisen und nahtlos in die Plattformkarbonate der Oberkreide überleiten.

Die Gesteine der Oberkreide stellen die stark reliefbildenden Einheiten dar und bestehen zum größten Teil aus Kalken und massigen Dolomiten. Nach den flachmarinen Kalken des Cenomanium folgen die sehr schlecht aufgeschlossenen kalkigen Mergel des Turonium. Für die harten, massigen und dolomitisierten Gesteine des Coniacium bis Santonium wurde zusammenfassend der Begriff "Toloño-Kalk" verwendet. Hier war wegen der Dolomitisierung eine eindeutige stratigraphische Zuordnung nur selten möglich. In Richtung zum Ebro-Becken fallen die Oberkreidekalke schroff ab.

3.4.1 Die Kartiereinheit uk1: Wealden und Urgon Zeitabschnitt: Berriasium bis Aptium

Der Zeitabschnitt der Kartiereinheit uk1 umfasst den Bereich vom Berriasium bis zum unteren Teil des Albium. Es ist also noch ein Teil des Malm enthalten. Weil dieser sedimentologisch auch zur klastischen Schüttung der 1. Deltaphase gehört, wird er zur Kartiereinheit uk1 gerechnet. Der Abschnitt uk1 umfasst drei Faziesbereiche:

1. Purbeck-Fazies:

Der Terminus "Purbeck" wurde von RAMIREZ DEL POZO (1969) für Nordspanien neu definiert: Der Sedimentationsbereich ist brackisch, in der Abfolge können aber auch geringmächtige limnische und marine Bereiche vorkommen. Der Zeitabschnitt dieses Faziestyps reicht vom Malm bis zum Valanginium der Unterkreide. Nach SCHAAF (1986) kann das Callovium örtlich in Purbeck-Fazies vorliegen.

2. Wealden-Fazies:

Auch der Begriff "Wealden" wurde von RAMIREZ DEL POZO (1969) für den nordspanischen Raum überarbeitet: Der Sedimentationsbereich ist limnisch bis brackisch. Der Zeitabschnitt reicht vom oberen Valanginium bis ins mittlere Aptium. Im bearbeiteten Gebiet kommen in den Wealden-Ablagerungen weiterhin marine Einschaltungen vor, die dann vermutlich ab dem Aptium in die Urgon-Fazies überleiten.

3. Urgon-Fazies:

In der vorliegenden Arbeit werden als "Urgon" die marinen Sedimente angesprochen, welche korallen- und rudistenführend (*Monopleuridae* und *Polyconitidae*) sind. Nach REITNER (1987) sind Vorkommen von *Nerinea* sp. eng mit der Rudisten-Fazies (*Monopleura* sp.) verknüpft. Das Meer dieser Zeit wird in der Literatur "Urgon-Golf" genannt.

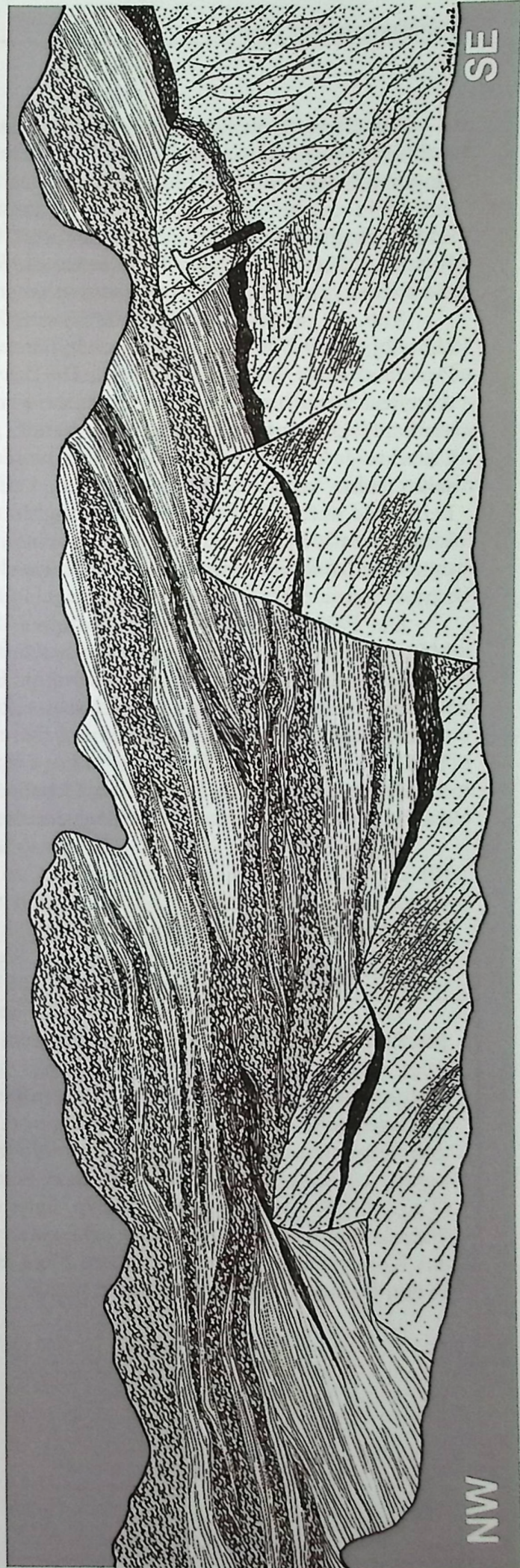
PASCAL (1982) gibt den Zeitraum des unteren Aptium bis mittleren Albium für die Urgon-Fazies an, die nach WIEDMANN et al. (1983) in die 1. Deltaphase gehört. PASCAL (1982) gliedert das "Supra-Urgon" der 2. Deltaphase dem Urgon-Zyklus noch an. Diese Urgon-Fazies reicht vom oberen Albium bis zum untersten Cenomanium (*Vraconium*).

Bei der Untergliederung hat man große Probleme, die Purbeck- und Wealden-Fazies sicher zu unterscheiden. Gerade in diesen Schichten findet man keine eindeutig datierbaren Makrofossilien. Dies dürfte auch der Grund sein, warum in der Literatur die Wealden-Fazies meist für den Abschnitt zwischen dem letzten marinen, karbonatischen Jura und der vorwiegend fluviatilen Utrillas-Fazies der obersten Unterkreide steht.

Lithofazies:

Die Sande der 1. Deltaschüttung (REITNER & WIEDMANN, 1982) setzen erosiv auf die marinen Kalke des Jura auf. Im kartierten Gebiet konnte diese Diskordanz nirgends anstehend nachgewiesen werden. Nur ein Lesestein belegt den Übergang (Tafel 16, Nr. 1). Lithologisch handelt es sich um einen hellgrauen, sandigen Kalkstein, in dessen obersten Schichten durch Trockenrisse und Auskolken gelblicher Feinsand eingedrungen ist. SCHAAF (1986) beschreibt eine 0,5 bis 5 cm tiefe Verwitterungszone, wobei einzelne Platten des erodierten Jura gekippt oder weichere, unterlagernde Schichten völlig erodiert sein können, während resistendere jüngere Schichten noch erhalten sind.

Abb. 19: Übersichtsaufnahme eines Wegaufschlusses, der nördlich von Montoria an einem Feldweg liegt (R:523.685, H:4719.675). Einheiten der ältesten anstehenden sandigen Unterkreide sind durch salztektonische Prozesse in Schollen zerbrochen und versetzt worden. Wealden-Sedimente bedecken das unruhige Relief.



Die ältesten, anstehenden unterkretazischen Sedimente bestehen aus einem hellgelben bis weißlichgrauen, massigen Sandstein, in dem eine schwache Schichtung zu erkennen ist. In den jüngeren Bereichen sind die meist feinsandigen Ablagerungen normalerweise nur kompaktiert und nicht weiter verfestigt. Vereinzelt kommen Lagen aus bunten Konglomeraten mit Quarz- und Kalkgeröllen (Tafel 16, Nr. 2) vor. Die karbonatischen Kiesel enthalten teilweise viel Feinsand. Zum Hangenden hin werden die Kalkgerölle schnell seltener, bis schließlich nur noch die weißen, grauen und bräunlichen, seltener grünlichen Quarzkiesel vorkommen.

Abb. 19 zeigt einen der interessantesten Aufschlusspunkte in meinem Kartiergebiet. Das Unterlager wird aus dem vermutlich ältesten noch anstehenden Sandstein, der möglicherweise Purbeck-Fazies darstellt, gebildet. Da das Gestein fossilfrei ist, können hier keine sicheren Angaben zur Ablagerungszeit gemacht werden. Wichtig an diesem Vorkommen ist, dass eine markante Diskordanz vorliegt. Die bereits zementierten, hellen Sande zerbrachen noch in der Unterkreide in einzelne Schollen und wurden gegeneinander versetzt. Auf dieses unruhige und sehr frisch wirkende Relief kamen hellbraune und hellgraue, muskovithaltige, flaserige Feinsande und Schluffe zur Ablagerung. In den hellbraunen Bereichen kommen knollig-wolkige Limonitkonkretionen, die vereinzelt einen pyritischen Kern haben können, und bis 10 cm mächtige Limonitkrusten vor. Das Sediment wird als eine pedogene Bildung der Wealden-Fazies angesehen.

Die Paläobodenbildung wurde durch die vorherigen Prozesse nicht versetzt oder gestört. Man gewinnt den Eindruck, dass ein relativ schnelles Ereignis den Sandstein zerbrochen und versetzt hat. Anschließend ist das unruhige Relief zügig mit Sediment bedeckt worden.

Im Hangenden dieses Aufschlusses folgen marine Sandsteine, die sehr viele baugleiche dickschalige Muscheln, Austern und Turmschnecken enthalten (Tafel 16, Nr. 3 & 4 sowie Tafel 17, Nr. 5 bis 8). Die Assoziation entspricht nicht der aus den jüngeren korallenführenden Schichten. Soweit sich dies in dem tektonisch stark beanspruchten Gebiet rekonstruieren lässt, ist die hier beschriebene fossile Lebensgemeinschaft stratigraphisch älter.

In Profil 5 (Abb. 20, Teil 1 & 2) wurde versucht, ein halbwegs zusammenhängendes Profil für die Purbeck-Wealden-Urgon-Fazies zu zeichnen. Der obere Abschnitt bis Profilmeter 50 wurde aus dem Gelände und der anstehenden Gesteinsabfolge gezeichnet und ist durch die Diapirtektonik mit größeren Unsicherheiten verbunden. Ab Profilmeter 50 stehen die Gesteine nördlich von Montoria entlang eines Wegaufschlusses an und konnten gut aufgenommen werden. Praktisch die gesamte Serie von Montoria enthält Muskovit in der Matrix.

Der liegende Teil beginnt mit hellgelblichem bis bräunlichem, teilweise schrägschichtetem Feinsandstein. Das Sediment ist fossilleer und wurde fluviatil abgelagert. Darüber folgt eine 40 m mächtige Sequenz aus marin beeinflussten Schluffen und Feinsanden. Die Abfolge beginnt mit einer etwa 30 cm mächtigen fein- bis mittelsandigen braun-grauen Lage mit sehr viel Schalenrümern und häufig vorkommenden großen Turmschnecken (Tafel 18, Nr. 4) und Trigonien der Gattung *Pterotrigonia* sp. (Tafel 18, Nr. 1 bis 3). In den höheren Einheiten konnte ein einzelner Pflanzenrest einer Konifere als *Brachyphyllum* sp. näher bestimmt werden (Tafel 18, Nr. 7). *Brachyphyllum* sp. hatte seine Hauptverbreitungszeit im Jura und starb in der Unterkreide aus. Aufgrund des schlechten Erhaltungszustand kann angenommen werden, dass das Koniferen-Fragment von einem Fluss aus dem Hinterland zur Küste transportiert wurde und in den Deltasedimenten abgelagert wurde.

Die schluffigen Bereiche zeigen häufig eine bipolare Schrägschichtung (Tafel 16, Nr. 5 & 6). Der hangende Teil dieses Abschnittes weist neben Bioturbation und Holzresten auch Bivalvenschalen, Gastropoden, Echinodermenreste, Orbitolinen der Ordnung Paleodictyoconus (Tafel 17, Nr. 1 bis 4) und selten sehr kleine Korallenfragmente auf.

Daran schließt sich ein ca. 10 m mächtiger Abschnitt mit fluviatilen Sedimenten, Boden- und Krustenbildungen an. Markant sind der Farbwechsel ins schwärzlich-violette und die auftretenden Wurzelhorizonte. Im unteren Bereich wurden neben cm-großen Holzresten, Bivalvenschalen und Gastropoden auch schlecht erhaltene Ostracoden gefunden.

Dieser terrestrische Abschnitt wird von einem geringmächtigen "Küstenkonglomerat" überlagert. Die Lage wird mit salztektonischen Hebungsprozessen und Aufarbeitung in Verbindung gebracht. Die kantengerundeten Komponenten bestehen aus einem hellgrauen Sandstein und können bis mehrere dm Ø haben. In der schwach zementierten, hellgelben Matrix konnten mm-große Holzreste sowie kleine kugelige Zähne, die wahrscheinlich von zusammenhängenden Zahnplatten von Fischen stammen, und Raubfischzähnen gefunden werden (Tafel 18, Nr. 5 & 6). Die Zähne werden als Reste marin lebender Fische gedeutet.

Im Hangenden folgt eine etwa 20 m mächtige terrestrische Sequenz von hellen, lockeren, weißlich-grauen, limonitfarbenen Feinsanden. In diesen Ablagerungen kommen häufig Limonit- und Rhizokonkretionen (Tafel 18, Nr. 8) sowie umgelagerte, mit Limonit und Sand verkrustete Austernschalen (? *Gryphaea* sp.) vor. Hier endet das Wegprofil von Montoria.

In den nächsten Schichtgliedern setzt wieder marine Sedimentation ein. Es handelt sich um harte, teilweise sehr fossilreiche Sandsteine. Das eigentlich graue Gestein hat immer eine mehrere cm-dicke braune Verwitterungsrinde. Die unteren Bereiche sind sehr arm an Fossilien, darüber nimmt der Fossilgehalt schnell zu. Es kommen sandige, schrägschichtete Muschelschill-Lagen (Tafel 19, Nr. 1) mit dickschaligen Muscheln (Austern etc.) und häufig umgelagerte, resedimentierte dickschalige Gastropoden (Tafel 19, Nr. 2) vor. In den jüngsten Einheiten dieser harten Sandsteinbänke treten neben einfach gebauten Milioliden erstmals Korallen auf:

Familie	Art	Anzahl	Tafel / Nummer	Koordinaten
Cyathophoridae	<i>Cyathophora miyakoensis</i> (EGUCHI)	1	19 / 4	R:524.000, H:4719.360
Dermosmiliidae	<i>Calamophylliopsis compressa</i> (D'ORBIGNY)	4 Handstücke, kommen gesteinsbildend vor!	19 / 3 23 / 1	R:524.000, H:4719.360 R:523.775, H:4719.720 R:523.890, H:4719.780
Latomeandridae	<i>Latiastrea mucronata</i> (SIKHARULIDZE)	2	23 / 2	R:522.215, H:4719.980 R:524.000, H:4719.360

Abb. 20: (Teil 1) Profil 5: oberer Teil des Profils von Montoria (R:523,995, H:4719,730)

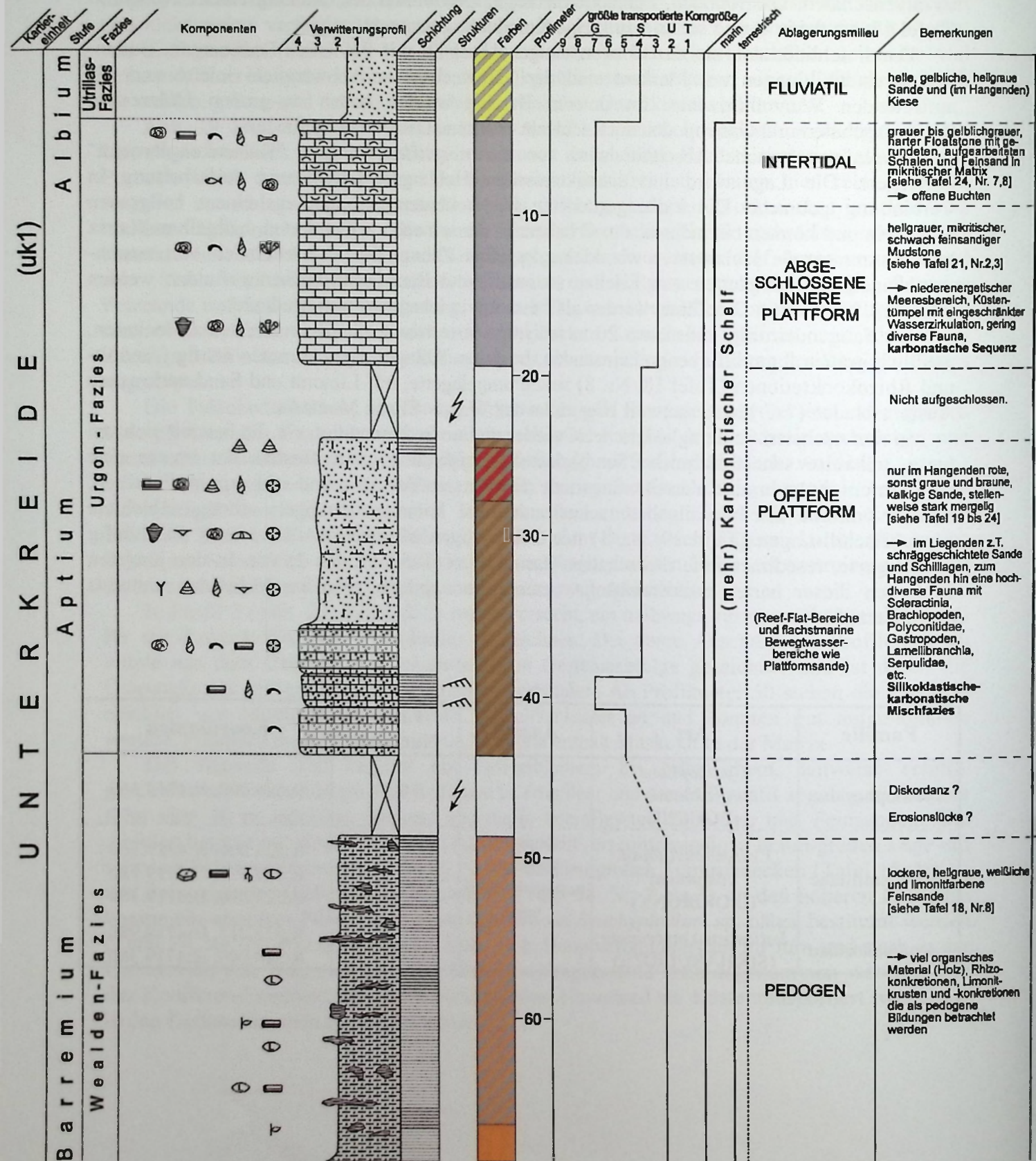
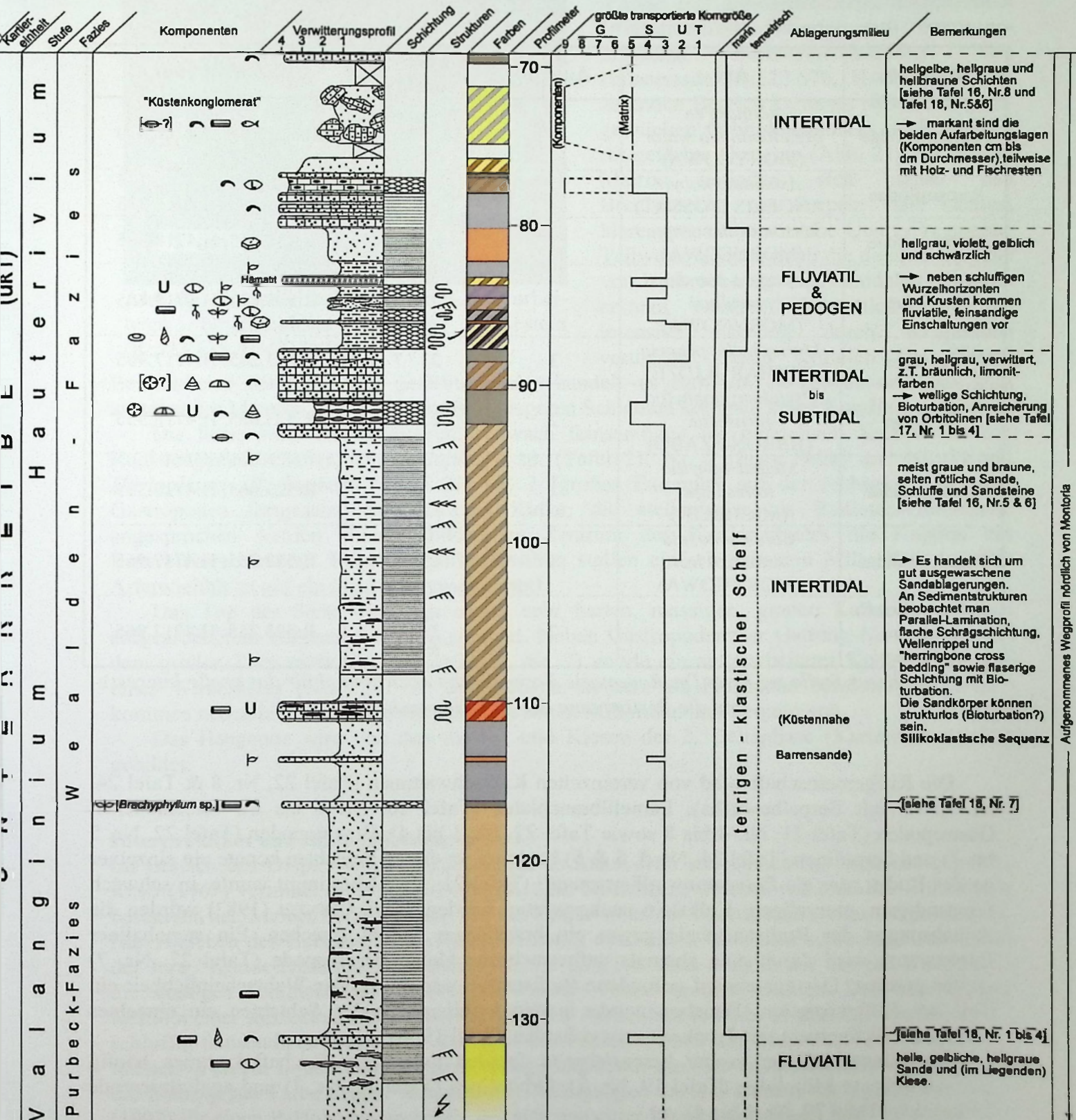


Abb. 20: (Teil 2) Profil 5: unterer Teil des Profils von Montoria (R:523,995, H:4719,730)



Zum Hangenden hin sind die Sande und muskovithaltigen Schluffe kaum zementiert, was zur Folge hat, dass die Aufschlüsse meist sandige Äcker sind. Ökologisch kann man trotzdem eine merkliche Artenvielfalt feststellen. Zusammensetzung der jüngeren Korallenfauna:

Familie	Art	Anzahl	Tafel / Nummer	Koordinaten
Astrocoeniidae	<i>Actinastrea pseudominima major</i> (MORYCOWA)	2	23 / 3 & 4	R:523.765, H:4718.510
Axosmiliidae	<i>Axosmilia kobyi</i> (ANGELIS D'OSSAT)	3	24 / 1 & 2	R:523.620, H:4718.485 R:523.665, H:4718.355
Curtoseriidae	<i>Mesomorpha ornata</i> (MORYCOWA)	1	—	R:523.665, H:4718.355
Faviidae	<i>Felixigyra patrulusi patrulusi</i> (MORYCOWA)	1	—	R:523.620, H:4718.485
Faviidae	<i>Myriophyllia propria</i> (SIKHARULIDZE)	3	23 / 7	R:523.265, H:4717.965
Faviidae	<i>Pseudomyriophyllia turnsekae</i> (BARON-SZABO)	2	23 / 8	R:523.665, H:4718.355
Haplaraeidae	<i>Meandrophyllia lotharinga</i> (MICHELIN)	1	—	R:523.665, H:4718.355
Placocoeniidae	<i>Columnocoenia ksiazkiewiczzi</i> (MORYCOWA)	1	23 / 5	R:523.265, H:4717.965
Rekristallisiert, nicht zu bestimmen!	—	2	20 / 8 23 / 6	R:523.265, H:4717.965

[An dieser Stelle sei Frau Dr. Rosemarie Baron-Szabo noch einmal für das große Interesse und die Bestimmung der Korallen gedankt!]

Die Riffgemeinschaft wird von vereinzelten Kalkschwämmen (Tafel 22, Nr. 8 & Tafel 24, Nr. 6, da mit Serpelpbewuchs), Lamellibranchiaten (Tafel 20, Nr. 6 bis 8), verschiedenen Gastropoden (Tafel 21, Nr. 4 bis 8 sowie Tafel 22, Nr. 1 bis 4), Brachiopoden (Tafel 22, Nr. 5 bis 7) und Serpuliden (Tafel 24, Nr. 3, 5 & 6) begleitet. In diesen Schichten konnte ein einzelner großer Rudist, der als *Polyconites* aff. *verneuli* (Tafel 21, Nr. 1) bestimmt wurde, in schwach feinsandigem, mergeligem Kalkstein nachgewiesen werden. Nach CHINZEI (1982) würden die Anbohrungen der Rudistenschale gegen ein brackisches Milieu sprechen. Ein stenohaliner Lebensraum wird durch eine ehemals aufgewachsene kleine Brachiopode (Tafel 22, Nr. 7) weiter gestützt. Der nur einmal gefundene Rudistentyp war mit großer Wahrscheinlichkeit ein Teil der Riffassoziation. Daneben wurde in den korallenführenden Schichten ein einzelnes kantiges Kalkfragment mit Trockenrissen gefunden (Tafel 19, Nr. 5).

Im Dünnschliff der vorher beschriebenen fossilen Lebensgemeinschaft kommen häufig einfach gebaute Milioliden (Tafel 19, Nr. 8), Orbitolinen (Tafel 19, Nr. 7) und agglutinierende Lituoliden (Tafel 20, Nr. 1 bis 4) vor.

Der obere Bereich der Korallenserie fällt immer wieder durch seine schwache, teilweise intensiv rote Färbung auf. Einzelne Korallen (Tafel 23, Nr. 5) sind schwach rosa gefärbt.

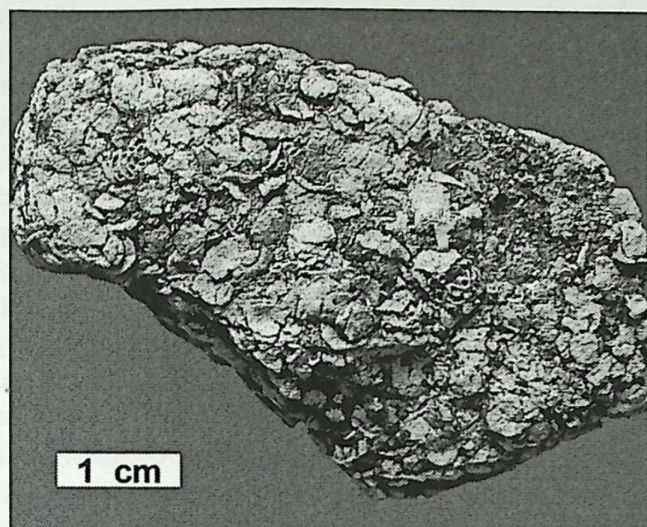


Abb. 21: Roter Orbitolinenkalk mit aufgearbeiteten bipyramidalen Quarzen, Lesestein (R:523.135, H:4718.490).

Am vermutlichen Top der Korallenschichten kommen Orbitolinen gesteinsbildend vor (Tafel 19, Nr. 6). Ein Aufschluss mit grau-gelblichem, anstehendem Orbitolinenkalk befindet sich beim geschützten Bernsteinvorkommen von Peñacerrada (R:522.670, H:4718.900). Im zentralen Bereich kommen neben den grau-gelblichen Orbitolinenkalen auch intensiv rot gefärbte Gesteine (Abb. 21) vor. In der Matrix befinden sich neben den Bruchstücken von Serpeln viele kantige, klare, graue und rötliche Quarz-Fragmente. Teilweise können noch die deutlichen Reste von zerbrochenen bipyramidalen Quarzen erkannt werden. Vermutlich wird die intensive Färbung durch Keupertone verursacht. Auch Korallen aus diesem

Bereich sind schwach rosa gefärbt. Leider handelt es sich um Lesesteine und um kein anstehendes Material. In den lithologisch jüngeren Schichten kommen keine Korallen mehr vor.

Die Serie wird von hellgrauen, schwach feinsandigen bis mergeligen Kalksteinen mit Rudistengemeinschaften von *Agriopleura* sp. (Tafel 21, Nr. 2 [linke Seite] und Nr. 3) und *Horiopleura* aff. *lamberti* (Tafel 21, Nr. 2 [großes Exemplar auf der rechten Seite]) und Gastropoden fortgesetzt. Die härteren Kalke, die stellenweise als Rudisten-Framestone angesprochen werden können, bilden im Zentrum des Kartiergebietes die Kuppen der Unterkreidesedimente. Häufigste Mikrofossilien stellen einfach gebauten Milioliden dar. Die Artenvielfalt ist auf ein Minimum geschrumpft.

Das Top der Serie wird von einem sehr harten, massigen, grauen Kalkstein mit viel aufgearbeitetem biogenen Material gebildet. Neben Gastropoden der Gattung *Nerinea* sp. und dem großen Zahn eines Fisches (Tafel 24, Nr. 7) wurde ein aufgearbeitetes Knochenfragment eines Wirbeltieres (Tafel 24, Nr. 8) gefunden. In dem als Floatstone bezeichneten Gestein kommen neben kleinen Holzresten nur noch selten Milioliden und Serpeln vor.

Das Hangende wird von den Sanden und Kiesen der 2. Deltaphase (Kartiereinheit uk2) gebildet.

Interpretation und Bildungsbedingungen:

Im Bereich des Diapirs von Peñacerrada hat es schon früh salztektonische Aktivität gegeben. KIND (1967) vermutet für mein Arbeitsgebiet ein Salzkissen, welches während der Unterkreide bestanden hat. Meiner Meinung nach war der Diapirismus der Unterkreide weiter fortgeschritten. Das Anheben des Gebietes wird vermutlich durch das Fehlen bzw. sehr schlechte Nachweisen der Jura / Kreide-Diskordanz angedeutet. Es ist möglich, dass noch in der tieferen Unterkreide die sandigen Sedimente der Purbeck- / Wealden-Fazies erodiert wurden. Das erste sichere Resultat einer salztektonischen Aktivität stellt der Aufschluss in Abb. 19 dar. Die überlagernden schluffig-feinsandigen Sedimente der Wealden-Fazies weisen auf ausgedehnte Überflutungsflächen in einem limnisch-brackischen Ablagerungsraum hin. Der hohe Eisensulfidanteil sowie die braun-graue Farbe deuten reduzierende Bedingungen an und können nach SCHEFFER et al. (1992) für einen Paläoboden sprechen, der sich aus einer Marsch entwickelt hat. Zwei Möglichkeiten kommen für die Schollenbildung des Sandsteines in Betracht:

Wasser hat Teile des oberflächennahen Salzes weggelöst, so dass ein Hohlraum entstanden ist. Das Dach des Diapirs kollabierte und es entstand ein Hohlraum, der rasch wieder verfüllt

wurde. In diesem Fall würde es verwundern, dass der subaerische Lösungsvorgang plötzlich wieder zum Stillstand gekommen ist, da die überlagernden Schichten ja nicht gestört sind.

Die zweite Hypothese wäre eine Aufdomung des Untergrundes. Man könnte sich eine wenige Meter hohe Beule in einer sonst relativ flachen Landschaft vorstellen. Bei einem kurzen Meeresspiegelanstieg bzw. bei der weiteren Sedimentation würde das Relief zu einem späteren Zeitpunkt wieder eingeebnet werden. Wenn der Diapirismus in Zusammenhang mit tektonischen Ruhephasen und Aktivitäten gebracht werden kann, so würde sich auch die ungestörte Lagerung der Wealden-Sedimente zwanglos erklären.

Für die zweite Variante sprechen die hangenden unterkretazischen Sedimente. Es können zahlreiche kleinere Transgressionen und Regressionen festgestellt werden. Als Deltabereich war das Land flach und lag nur wenig über dem Meeresspiegel. Schon geringe Schwankungen haben zu Meereseinbrüchen geführt. GOERLICH (1957, in: BRINKMANN & LÖGTERS, 1967) beschrieb die sandig-lagunäre Fazies des Wealden bei Montoria und stellte die gefundenen Ostracoden in das Hauterive. Ab der mittleren Unterkreide konnte sich ein kleines Riff entwickeln.

Aus Nordspanien ist eine ganze Anzahl von Riffen aus dem Supra-Urgon, also dem höheren Albium, bekannt. Nach REITNER (1982, 1987) und WIEDMANN et al. (1983) entstanden die meisten der Korallenriffe und Riffkomplexe auf Kippschollenhochs. Nur vom Diapir von Murguia (REITNER, 1982, 1987) und vom Diapir Villasana de Mena (SCHROEDER, 1980, REITNER, 1982, 1987 und WIEDMANN et al., 1983) sind Riffkalke bekannt, welche auf submarin aufgedrungenen Diapirbeulen aufsitzen. Bei beiden Diapiren wird ein Durchbruch des Diapirs durch aufgearbeitete Salinarquarze oder Carñiolas-Fragmente in den kreidezeitlichen Sedimenten belegt. Dieser Durchbruch hat zur Folge, dass das Wasser um den Salzaustritt eine erhöhte Salinität aufweist. Dies ist nach REITNER (1987) der Grund für die geringere Artenvielfalt der nachgewiesenen Korallen. Der größere und sicher auch bekanntere Riffkomplex stellt das Caniego-Riff vom Diapirrand von Villasana de Mena dar. Der Kalk wurde von SCHROEDER (1980) durch den Nachweis von *Orbitolina concava* an die Grenze oberes Albium / unteres Cenomanium gestellt. REITNER (1982, 1987) und WIEDMANN et al. (1983) beschreiben neben dem kleinen Korallenriff die Ausbildung einer zentralen Lagune mit einer Rudisten-Loferit-Fazies. Es handelt sich dabei um einen fossilarmen, grauen Mudstone, der teilweise laminiert sein kann und in dem häufig ein auffälliges Netzwerk von $\pm$ senkrecht aufeinanderstehenden Kalzitklüften vorkommt. Nach REITNER (1987) sind diese Klüfte in der Regel mit einem mehrphasigen Zement verfüllt. KNÖPP (2001) beschreibt ganz ähnliche Sedimente aus ihrem etwa 5 km westlich bei Berganzo gelegenen Arbeitsgebiet. Hier bilden sie allerdings den Abschluss der Wealden-Sedimentation.

Betrachtet man sich die in Peñacerrada beschriebene Abfolge, so fallen die ähnlichen paläontologischen und sedimentologischen Befunde ins Auge. Der große Unterschied besteht im Alter. Für das kleine Riff-Vorkommen von Peñacerrada nehme ich Urgon-Alter, also unteres Aptium bis mittleres Albium, an. Dafür spricht die Datierung der Wealden-Ablagerungen von GOERLICH (1957). Ebenso gibt KNÖPP (2001) aufgrund ihrer palynologischen Untersuchungen anhand von Ostracoden und Characeen-Oogonien unteres Barremium für den oberen Kalkkomplex mit den Trockenrissen und dem mehrphasigen Kalzitcement an. Der Beschreibung nach folgen im Hangenden Lesesteine mit einer turmschneckenführenden Schillbank, die vollmarine Bedingungen und damit den Beginn einer Transgression anzeigt. Die Schichten dürften den Basisschichten der Urgon-Fazies von Peñacerrada entsprechen. CHERCHI & SCHROEDER (1982) beschreiben etwa 1 km SW von Montoria eine Foraminiferenassoziation aus dem oberen Aptium (vgl. Tafel 20, Nr. 4), welche einer flachmarinen, teilweise sandigen Karbonatplattform zugeordnet wird. Cerdán & Alonso (1997) sowie Alonso et al. (2000) datieren das Bernsteinvorkommen von Peñacerrada auf die Zeit zwischen dem oberen Aptium und dem mittlerem Albium. In unmittelbarer Nähe der Absperrung dieses Vorkommens habe ich das zweite Vorkommen von gesteinsbildenden Orbitolinen (Tafel 19, Nr. 7) gefunden, die, soweit dies rekonstruiert werden konnte, $\pm$ zeitgleich mit dem roten Orbitolinenkalk abgelagert

wurden. PASCAL (1982) beschreibt Karbonatbänke und -linsen mit Rudisten auf kleineren Plattformen und tektonischen Hochs der Urgon-Zeit.

Nach Auskunft von Dr. Thomas Steuber von der Ruhr-Universität in Bochum setzt sich das rudistenführende Top meiner Korallenserie aus den beiden Rudistenfamilien Monopleuridae, vertreten durch *Agriopleura* sp. und den Polyconitidae, vertreten durch *Horiopleura* aff. *lamberti*, zusammen. Biostratigraphisch stehen *Polyconites* aff. *verneuili* sowie *Horiopleura* aff. *lamberti* für das obere Aptium bis mittlere Albium (frdl. schriftl. Mitteilung von Dr. Steuber). Die Taxonomie von *Agriopleura* sp. ist revisionsbedürftig. Diese Gruppe erlaubt zur Zeit keine sicheren stratigraphischen Zuordnungen. REITNER (1987) nennt eine küstennahe, siliziklastische Fazies mit Nerineen und Orbitolinen, welche im Aptium entwickelt war.

Von Interesse ist die Lage des Korallenvorkommens von Peñacerrada. Es ist das bisher südlichste Vorkommen, welches auf einer Diapirbeule aufgewachsen ist. Da die Deltaschüttungen von Süden her gekommen sind, sollte der Riff-Komplex älter sein als die nördlichen Vorkommen. Zur Zeit des oberen Albium / unteren Cenomanium wurden im Arbeitsgebiet bereits Sande und Kiese der Utrillas-Fazies abgelagert.

Die Arbeitsgruppe um WIEDMANN et al. (1983) hat das nordspanische Urgon der 1. Deltaserie in drei Phasen gegliedert:

1. Urgonstadium:

Der älteste Abschnitt des Urgon wird ins untere Aptium gestellt. Die feinklastische Sedimentation hält weiter an, es herrschen anspruchlose Organismen wie dickschalige Rudisten (*Monopleura* sp.) vor. Daneben kommen Großforaminiferen (*Pal-, Praeorbitolina*) vor, die mit agglutinierenden Kleinforaminiferen (Textularien, Ataxophragmiiden), Dasycladaceen und Cyanophyceen vergesellschaftet sind. Hermatype, dendroide Korallen treten untergeordnet auf. Es entstehen Mikritfazien mit Rudisten-Stillwasser-Biohermen.

2. Urgonstadium:

Dieser Abschnitt entspricht dem mittleren Aptium. Es setzt vermehrt grobklastische Sedimentation ein, die zur Ausbildung von Deltas und zur Verschüttung von Plattformen, vor allem an der Küste, führt. Auf Hochgebieten, wie beispielsweise Kippschollen, kommt es zur Bildung kleinerer Inselplattformen mit zentralen Lagunen. Es treten Großforaminiferen von *Mesorbitolina* und caprinuloide Rudisten (*Polyconites* sp.) auf. Der Riffkern wird durch hermatype, plattige Korallen (*Microsolena*, u. a.) und krustose Corallinaceen (*Archaeolithothamnium*), Chaetetiden, und Calcispongien vertreten.

3. Urgonstadium:

Es umfasst den Zeitraum vom oberen Aptium bis unteres Albium. Die gröberklastische Sedimentation lässt nach. Im Küstenbereich setzen wieder Plattform-Fazien ein. Die Assoziation des mittleren Aptium bleibt bestehen. Bei den agglutinierenden Foraminiferen kommen komplizierte Lituoliden (*Pseudochoffatella*) neu hinzu. Orbitolinen zeichnen sich wieder durch einen einfacheren Bau aus (*Simplorbitolina*). Außerdem treten in dieser Phase häufig planktonische Foraminiferen (*Leupoldina*, *Globigerinelloides*) und artikulate Rotalgen (*Paraphyllum*) auf.

Legt man die sedimentologische Entwicklung zugrunde, so kommt man für Peñacerrada auf einen möglichen Zeitbereich, der das zweite oder dritte Urgonstadium umfasst. BARON-SZABO (1993, 1994) stellte die von ihr beschriebene Korallenassoziation von Playa de Laga (nördlich von Guernica) in das 3. Urgonstadium. Die Autorin nennt insgesamt 16 Korallenfamilien. Vergleicht man die nördliche Korallenfauna mit der von Peñacerrada, so sind sechs Familien (Axosmiliidae, Cyathophoridae, Dermosmiliidae, Faviidae, Haplaraeidae, Placocoeniidae) identisch. Eine weitere Korallenassoziation, die von BARON-SZABO & FERNANDEZ-MENDIOLA

(1997) von Cabo de Ajo (nördlich von Santander) bearbeitet wurde, ist in das untere Albium gestellt worden. Nach der Urgoneinteilung von WIEDMANN et al. (1983) würde dies dem 3. Urgonstadium entsprechen. Dieses Vorkommen enthält insgesamt 13 Korallenfamilien. Auch hier kommen wieder die gleichen sechs Korallenfamilien wie in Peñacerrada vor. Möglicherweise deutet der Nachweis von sechs identischen Familien bei allen drei Riffgemeinschaften auf ein ähnliches Alter hin. Die geringere Artenvielfalt von Peñacerrada kann mit ungünstigen Umweltbedingungen zusammenhängen:

- × erhöhte Temperaturen und schlechtere Frischwasserzufuhr durch die Lage in einem ehemaligen Wealden-Becken,
- × die ungünstige Situation in einem Deltabereich,
- × ein erhöhter Salzgehalt durch Sickerwässer vom Diapir.

Der rote Orbitolinenkalk mit den aufgearbeiteten authigenen Quarzen belegt einen Diapir-durchbruch. Inwieweit die plötzliche Unterbrechung des Riffwachstums mit dem gesteinsbildenden Vorkommen von Orbitolinen zusammenhängt, konnte aufgrund der intensiven Tektonik und der schlechten Aufschlussverhältnisse nicht eindeutig geklärt werden. Vielleicht hat es sich um eine Anreicherung oder um ein Massensterben aufgrund stark veränderter Umwelteinflüsse gehandelt. Daneben besteht eventuell ein direkter Zusammenhang mit dem submarinen Salzaustritt, der möglicherweise auch das Absterben der Korallen verursacht hat.

Es ist nicht klar, ob es sich bei den Rudistenkalken um eine Lagunenbildung durch Diapirtektonik handelt. WIEDMANN et al. (1983) und REITNER (1987) beschreiben bei Villasana de Mena eine zonierte Karbonatlinse mit etwa 2,5 km Ø. Der fossilarme graue Mudstone soll das Zentrum einer Lagune bilden, die durch den Einbruch des Diapirdaches entstanden ist. Weder in der nordspanischen Literatur, noch in den älteren Arbeiten der Freiburger Arbeitsgruppe konnte ich für das Gebiet um Peñacerrada weitere Hinweise auf einen grauen, rudistenführenden Kalkstein finden.

Da sonst keine weiteren Korallen-Vorkommen beschrieben wurden, nehme ich eine sehr lokale Ausdehnung des Riffkörpers ohne Lagunenbildung an. Das Korallenvorkommen von Peñacerrada kann als ein Patchreef (Fleckenriff) bezeichnet werden. REITNER (1982) nennt rezente Korallenvorkommen aus dem Golf von Mexiko. Auch hier sind kleine Riffgemeinschaften ohne Lagunenbildungen auf submarinen Diapiren aufgewachsen.

Bei den hangenden Karbonatgesteinen handelt es sich um die von PASCAL (1982) für die Urgon-Fazies beschriebenen Karbonatbänke mit Rudisten. Es ist eine niedrigenergetische, mikritische Weichboden-Fazies. Die Rudistenfamilien Monopleuridae und Polyconitidae können nach Auskunft von Dr. Steuber prinzipiell im gleichen Milieu vorkommen. Die bestimmenden Faktoren waren:

- × moderate Wasserturbulenzen,
- × gemäßigte Sedimentationsbedingungen, welche die vertikal nach oben wachsenden Schalen im Sediment stabilisieren.

Als Lebensräume kommen lagunäre Bereiche und / oder die Lebensbereiche auf einer inneren Karbonatplattform in Frage.

Nach REITNER (1987) ist die von PERKINS (1974) gemachte Beobachtung von großen Dinosaurier-Fährten auf den Monopleura-Gruppen in Texas wichtig. Demnach sind die Dinosaurier bei Ebbe durch das flache Wasser (und die Rudisten-Gemeinschaften) gewatet. REITNER (1987) geht davon aus, dass sich die spanischen Monopleura-Gruppen ebenfalls in einem tidal beeinflussten, sehr flachmarinen Bereich befunden haben. Das Vorkommen wird in das untere bis mittlere Albium gestellt und zeichnet sich durch eine extrem niedrige Diversität sowie Individuenarmut aus. Die in Peñacerrada gefundene Rudisten-Fazies kann mit der von

Micicha (Texas) möglicherweise gut verglichen werden. Auch hier entstand eine anspruchslose Lebensgemeinschaft aus Rudisten, Gastropoden und Milioliden. Das Top bildet eine feinsandige Küstenfazies aus aufgearbeitetem Biodetritus und Gastropoden der Gattung *Nerinea* sp. Hier endet die Urgon-Fazies und die klastische Sedimentation der Utrillas-Fazies setzt ein.

Nach WIEDMANN et al. (1983) handelt es sich beim Diapirdurchbruch von Villasana de Mena um eines der ältesten Diapirereignisse im Basko-Kantabrischen Raum. Sollte sich meine zeitliche Annahme des 3. Urgonstadiums durch weitere Beweise bestätigen, wäre das Diapirereignis von Peñacerrada vermutlich der älteste nachgewiesene Salzdurchbruch in Nordspanien. Es wäre sicher lohnenswert, weitere und umfangreichere mikrofazielle Untersuchungen an den Diapiren von Peñacerrada, Salinillas de Buradon, Ocio und Herrera vorzunehmen.

Paläogeographie des Purbeck-Wealden-Urgon-Zeitraumes:

Die Hebung der Iberischen Meseta mit der einsetzenden "jungkimmerischen Dehnungstektonik" führte zu der Ausbildung eines Horst- / Graben-Reliefs, aus dem Becken und Buchten mit unterschiedlichen Sedimentationsräumen hervorgingen. Als Folge dieser tektonischen Aktivität setzten zu Beginn des oberen Jura vermehrt klastische Schüttungen ein. Nach REITNER & WIEDMANN (1982) entwickelten sich in der 1. Deltaphase mächtige klastische Serien, die in Fan-Deltas übergehen. Vom Festland her wurden Pflanzenreste eingeschwemmt und eingebettet. Der stark klastisch beeinflusste Kontinentalschelf bot nur wenigen spezialisierten Tierarten wie dickschaligen Muscheln und Schnecken einen Lebensraum. Mit fortgeschrittener Sedimentationsdauer bildete sich aus dem tidal beeinflussten Lebensraum ein Bereich, der heute vielleicht mit einem Sumpf- oder Marschland verglichen werden kann. Unter subtropischen bis tropischen Bedingungen entstanden die für den Wealden-Zeitraum so typischen limnisch-brackischen, teilweise durch mäandrierende Flüsse beeinflussten Gezeitentümpel und Süßwasserseen.

Auch der spätere Bereich des Diapirs von Peñacerrada befand sich in einem Wealden-Becken. Als erstes Anzeichen für den in der Unterkreide einsetzenden Diapirismus bildete sich im Bereich von Peñacerrada eine wahrscheinlich mehrere Meter hohe Wölbung aus. Die noch jungen, wenig zementierten Sandsteine der Deltaphase brachen auf und wurden nach oben gedrückt. Spätere kurze Transgressionen ebneten vermutlich das Relief teilweise wieder ein. Möglicherweise stammt aus einer solchen Phase das "Küstenkonglomerat" aus dem Profil (Abb. 20, Teil 2).

Kleinere Meereseinbrüche, dann wieder einsetzende Wealden-Sedimentation und Diapirismus hängen vermutlich mit der Distensionstektonik des Biskaya-Grabens zusammen. Nach REITNER & WIEDMANN (1982) könnte hier die phasenhafte Bildung des mittelozeanischen Rückens eine wichtige Rolle spielen. Die beiden Autoren nehmen auch an, dass die im Aptium einsetzende Plattform-Entwicklung des Urgon in Verbindung mit Tektonik und der nachlassenden Sedimentationsmenge steht.

Am Ende der Wealden-Sedimentation befand sich wenige Kilometer westlich ein marines Reliktbecken, dessen letzte Ablagerungen von KNÖPP (2001) in den Zeitabschnitt des unteren Barremium gestellt werden. Zur gleichen Zeit war das Gebiet von Peñacerrada ein höher gelegenes Gebiet, auf dessen sandigem Boden Landpflanzen wuchsen.

Vollmarine Verhältnisse stellten sich durch die weltweit zu beobachtende Transgression spätestens im Aptium ein. Anfangs dominierte in beiden Gebieten eine Turmschnecken-Assoziation. In der sonst mehr deltaisichen weiteren Umgebung bildete der Diapir ein Hochgebiet, auf dem sich in der Folgezeit ein kleines Patchreef entwickeln konnte. Nach REITNER & WIEDMANN (1982) begünstigte das starke Nachlassen von terrigenen Schüttungen im Aptium das Riffwachstum. In einem sehr flachen, epikontinentalen Meer entstanden kleine Riffe und Inselplattformen. Im oberen Aptium oder im unteren Albium ist der Diapir von Peñacerrada endgültig durchgebrochen. Das Korallenwachstum setzt abrupt aus. Möglicherweise hat sich das Dach des Diapirs calderaartig abgesenkt, so dass sich ein Stillwasserbereich mit Rudisten bilden

konnte. Andererseits könnte sich das Meer auch wieder auf dem Rückzug befunden haben. In der Folgezeit wäre dann wieder das alte Becken, welches zur Zeit der Wealden-Sedimentation bestanden hat, in Erscheinung getreten. Seinen endgültigen Abschluss findet das Riff (bzw. was davon übrig geblieben ist) in der zweiten Deltaphase (Abb. 22). Im mittleren und oberen Albium bauen sich wieder Kiese und Sande in Richtung Norden vor. Die folgende Utrillas-Fazies bildet die Kartiereinheit uk2.

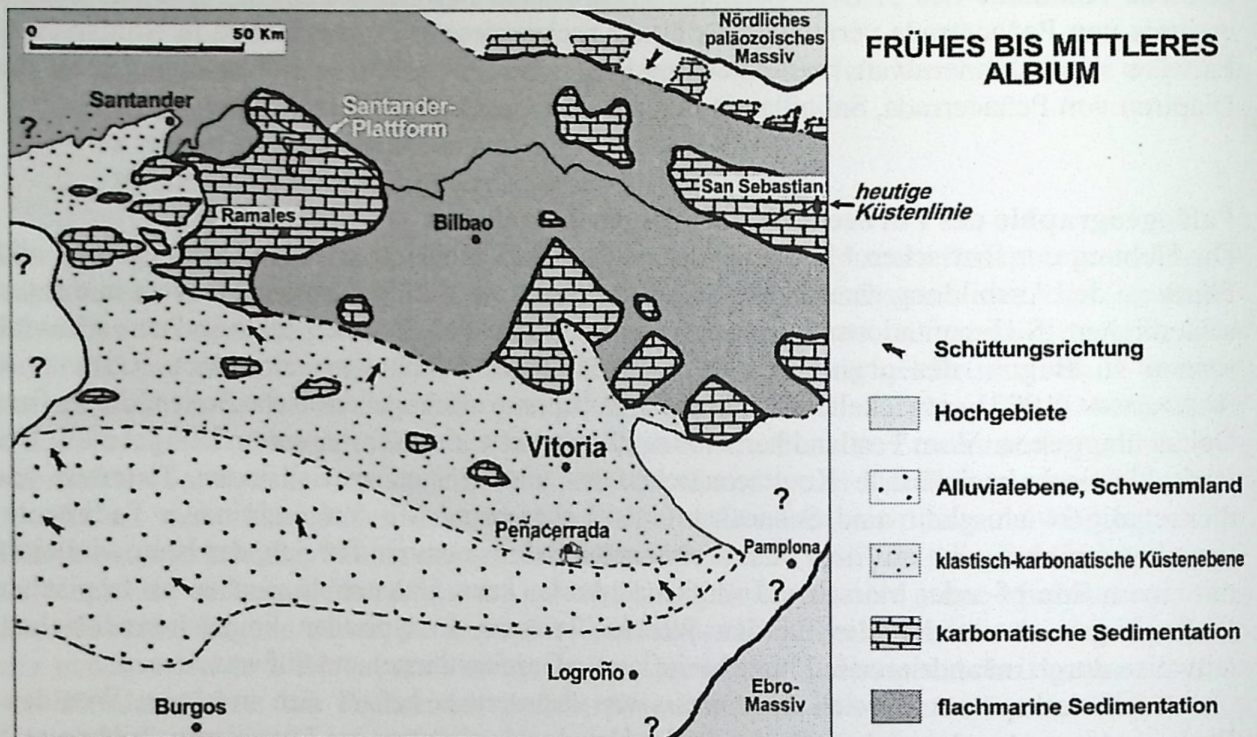


Abb. 22: Paläogeographische Situation zur Zeit des frühen Albium (verändert nach GARCÍA-MONDÉJAR, 1989 und BARON-SZABO & FERNÁNDEZ-MENDIOLA, 1997). Der dem Untergang geweihte Riff-Körper von Peñacerrada, auf dem in der Endphase Rudisten lebten, wurde in hellgrau und etwas vergrößert dargestellt.

Das geschützte Bernsteinvorkommen:

Im kartierten Gebiet kommt eine mittlerweile berühmt gewordene Bernsteinfundstelle (R:522.670, H:4718.900) vor. Das Vorkommen von Peñacerrada ist geologisch wie paläontologisch außergewöhnlich und wird weltweit als eines der wichtigsten mesozoischen Bernsteinfundorte angesehen. Ein erster Bericht über Insektenfunde aus dem Bernstein von Peñacerrada stammt von SZADZIEWSKI & ARILLO (1998). Eine vom Museo de Ciencias Naturales de Alava durchgeführte Forschungsgrabung wurde von CORRAL et al. (1999) dokumentiert. Nach ALONSO et al. (2000) sowie BAZ & ORTUÑO (2000) wurden etwa 1500 tierische und pflanzliche Bernsteinfossilien geborgen.

Die Pflanzenreste dieser Fundstelle bestehen in der Hauptsache aus Sporen [Bryophyta (Moose) sowie Pteridophyta (Farnpflanzen)] und Dinoflagellaten-Zysten. Im Bernstein enthaltene Wirbeltierreste gehören zu den extrem seltenen Fossilien. Bei Peñacerrada wurden gleich mehrere im Harz konservierte Vogelfedern entdeckt. Der Stamm der Arthropoda (Gliederfüßler) ist nach ALONSO et al. (2000) mit den Chelicerata, Crustacea (Krebse) und Hexapoda (Insekten) am häufigsten vertreten. Zu den nachgewiesenen Chelicerata gehören die Acari (Milben) und die Arachnida (Spinnentiere). Crustacea wurden mit den Vertretern der Isopoda (Asseln) und Amphipoda (Flohkrebse) belegt. Die Hexapoda stellen mit den nachgewiesenen Ordnungen der Collembola (Springschwänze), Thysanura (u. a. Silberfischchen), Blattodea (Schaben), Ortho-

ptera (Geradflügler), Psocoptera (Staubläuse und Flechtlinge), Thysanoptera (Fransenflügler), Hemiptera (Schnabelkerfe), Neuroptera (Netzflügler), Coleoptera (Käfer), Hymenoptera (Hautflügler), Trichoptera (Köcherfliegen), Lepidoptera (Schmetterlinge), Diptera (Zweiflügler) die größte Gruppe dar. Seit Beginn der Grabungskampagne wurden neue Familien bzw. Arten von Hybotidae [Diptera] (WATERS & ARILLO, 1999), Phoridae [Diptera] (ARILLO & MOSTOVSKI, 1999), Archaeatropidae [Psocoptera] (BAZ & ORTUÑO, 2000), Empheriidae [Psocoptera] (BAZ & ORTUÑO, 2001a) oder Manicapsocidae [Psocoptera] (BAZ & ORTUÑO, 2001b) in der wissenschaftlichen Literatur erstmals beschrieben.

ALONSO et al. (2000) bearbeiteten die Fundstelle mit ihren Fossilien sehr ausführlich und versuchten das geologisch-sedimentäre Umfeld der Lagerstätte zu deuten. Wegen den tektonisch stark beanspruchten Gesteinseinheiten gelang es den Autoren nicht, die Sedimente des Vorkommens stratigraphisch mit über- oder unterlagernden gut datierten Gesteinsserien zu korrelieren. Meiner Meinung nach gehört das Bernsteinvorkommen möglicherweise in die Schichtlücke bei Profilmeter 20 (Abb. 20, Teil 1).

Ein Zusammenhang könnte bei den gesteinsbildend auftretenden Orbitolinen (Abb. 21 und Tafel 19, Nr. 6) bestehen. Auch beim Bernsteinvorkommen habe ich starke Anreicherungen von Orbitolinen gefunden (Tafel 19, Nr. 7). Korallen und Orbitolinen passen gut zu dem von ALONSO et al. (2000) beschriebenen tropischen Klima. Die Autoren gehen davon aus, dass die Bernsteinlagerstätte im Bereich eines Flussdeltas gebildet wurde. Im Hinterland bestand ein tropischer Regenwald. Man kann sich eine randliche Bucht oder bewaldetes Sumpfland entlang einer ehemaligen Küstenlinie, die wie der heutige Gebirgszug der Sierra de Cantabria ausgerichtet ist, vorstellen. Marine Lamellibranchiaten und Dinoflagellaten-Zysten belegen den Einfluss des Meeres in den bernsteinhaltigen Schichten. Es handelte sich um einen typischen randmarinen Sedimentationsraum, der von klastischer Sedimentation und den flachmarinen Karbonatplattformen im Norden dominiert wurde.

Die Entstehung der Lagerstätte fällt nach Cerdán & ALONSO (1997) sowie ALONSO et al. (2000) aufgrund palynologischer Untersuchungen in den Zeitabschnitt des oberen Aptium bis mittleren Albium. WATERS & ARILLO (1999) geben das Alter des Bernsteins mit ca. 113 Mill. Jahren an, BAZ & ORTUÑO (2000, 2001a, b) vermuten ein Alter von ca. 114 Mill. Jahren.

Das geschützte Bernsteinvorkommen liegt direkt neben der A-3202 und ist durch einen hohen Metallzaun mit Stacheldraht abgesperrt. Von der Straße aus kann man gut auf die hellgelben Sande sowie die hell- und dunkelgrauen tonigeren Schichten sehen. Die Übersichtsaufnahme von Seite 6 (Abb. 5) zeigt die Lage des hellen, freigebagerten Bernsteinvorkommens. Für eine genaue sedimentologisch-geologische Beschreibung des Aufschlusses sei auf ALONSO et al. (2000) verwiesen.

3.4.2 Die Kartiereinheit uk2: Utrillas

Zeitabschnitt: Albium bis unteres Cenomanium

Die Utrillas-Ablagerungen bestehen im wesentlichen aus klastischen, kontinentalen Ablagerungen. SAEFTEL (1959) stellte sie in den Abschnitt zwischen mittleren und oberen Albium. Nach den Angaben von PORTERO & RAMIREZ DEL POZO (1979) reicht der Sedimentationszeitraum der Utrillas vom Albium bis in das untere Cenomanium. FLOQUET (1991) gibt einen Zeitraum vom oberen Albium bis in das untere Cenomanium an. Da die Utrillas-Sedimentation stark von der Paläogeographie und damit vom Ort abhängig ist, können vermutlich die Zeitangaben je nach Autor variieren. Erschwerend kommt hinzu, dass es in diesen Schichten keine leitenden Makrofossilien gibt.

Lithofazies:

Die Sedimente der 2. Deltaschüttung (REITNER & WIEDMANN, 1982) lagern diskordant auf den Gesteinen der Urgon-Fazies auf. Sie werden als Utrillas bezeichnet und setzen sich faziell aus fluviatilen, deltaischen und flachmarinen Einheiten zusammen. Innerhalb dieser Schichten kann man zwei übergeordnete Einheiten feststellen, die einen langfristigen Trend widerspiegeln. Die untere Einheit besteht aus mittel- bis feinsandigen Schichten, in die einzelne Konglomeratlagen eingeschaltet sind. Zum Top hin nimmt die Korngröße so weit ab, dass Schluff und Ton sedimentiert werden. Auf diese Schichten setzt die obere Einheit mit merklich höherem Mergelanteil auf. Einzelne Lagen haben einen deutlichen Muskovitgehalt. Zum Top hin sind einzelne Kalkbänke mit mariner Fauna wie Orbitolinen und Austern eingeschaltet.

Die Sedimente der Utrillas-Fazies bestehen hauptsächlich aus Fein- bis Mittelsanden, die häufig nur kompaktiert oder wenig zementiert sind. Wirklich harte Sandsteine liegen nur an der Grenze Urgon / Utrillas und Utrillas / Präalveolinenkalk (Cenomanium). Die Sande sind meist hell gefärbt, wobei helle, gelbliche und braune Farbtöne dominieren. Seltener kommen auch rötliche oder violette Bereiche vor. Im älteren Bereich der Abfolge findet man Bruchstücke von dicken, limonitischen Sand- und Konglomeratkrusten (Tafel 25, Nr. 1) oder helle bis weißliche Bereiche mit einem hohen Anteil an pulverigem Kaolinit. Die Gesteine enthalten kaum Fossilien. Meist können nur kleine Holzkohlestückchen oder völlig rekristallisierte, flache Orbitolinen bis maximal 1 cm Ø (Abb. 23, schwarze Pfeile) gefunden werden. Nur in den jüngsten, bereits marin beeinflussten Schichten wurden große Austern, Schalenbruchstücke und im Dünnschliff Foraminiferen wie kompliziert gebaute Milioliden (Tafel 25, Nr. 4), *Lenticulina* sp. (Tafel 25, Nr. 5) oder agglutinierende Lituoliden (Tafel 25, Nr. 6) nachgewiesen. Teilweise waren die Schalen angebohrt und zeigten geopedale Gefüge (Tafel 25, Nr. 7). Die intensive Tektonik meines Arbeitsgebietes hat Sedimentstrukturen wie Schichtung oder Ähnliches größtenteils verwischt. Nur in bereits früh zementierten Bereichen konnten Schrägschichtung oder Aufarbeitungslagen beobachtet werden. Der Dünnschliff von Abb. 23 zeigt die für den jüngeren Bereich typischen Schichtmerkmale. In den Bänken findet man häufiger hellrote bis ziegelrote Bereiche mit Aufarbeitungslagen und Tonfetzen. Daneben kommen Schrägschichtungskörper vor.

Im unteren Teil der Utrillas-Fazies sind häufiger dm-mächtige Konglomeratlagen eingeschaltet. Das trifft vor allem für den Bereich im Diapir zu (R:522.965, H:4717.920). Unterhalb des Kreidehöhenzuges, im Randbereich zum Ebro-Becken (R:522.105, H:4718.500) sind ebenso Utrillas-Kiese aufgeschlossen. Hier betragen die Mächtigkeiten allerdings mehrere Meter. Der Durchmesser der einzelnen Gerölle geht fast nie über 5 cm hinaus, meist werden nur 2 bis 3 cm erreicht. Der Rundungsgrad ist gut, die Farbskala der Quarzite erstreckt sich von weiß über grau, braun, schwarz, selten grün sowie Farbmischungen davon. Im Gegensatz zu den Wealden-Geröllen (Kap. 3.4.1) bestehen die Kiese der Utrillas-Fazies ausschließlich aus Quarziten. Durch die intensiven tektonischen Vorgänge haben die Kiesel oft durchgehende, nicht verheilte Bruchflächen. Im Anstehenden zeigen die Brüche einen geringen Versatz. In den südlichen Kiesvorkommen unterhalb des Kreidehöhenzuges und dem Graben mit den tektonisch entstandenen gekritzten Komponenten kommen häufig Quarzkiesel mit Speckglanz vor (Tafel 25, Nr. 2). Im Bereich des Diapirs findet man diesen Oberflächenglanz nicht.

Die Silte und Tone der Utrillas-Fazies kommen südlich von Montoria im dicht bewaldeten Tal unterhalb des Kreidehöhenzuges vor. Hier hat der kleine Fluss Molino sein Bachbett, es gibt viele sumpfige Stellen und Quellaustritte. Neben dem kleinen Waldweg an Punkt R:523.595, H:4717.675 wurden zwei Quelfassungen gebaut. Der geologische Untergrund zeichnet sich sehr gut durch. Er besteht aus gelblichen, braunen und grauen, seltener auch rötlichen Tönen, in denen sehr kleine kohlige Pflanzenreste enthalten sind. In Richtung Kreidehöhenzug werden die Sedimente wieder zunehmend sandiger.

Die Mächtigkeit der schlecht aufgeschlossenen Utrillas-Fazies mit ihren wenig verfestigten Kiesen, Sanden und Tonen konnte nicht ermittelt werden. Die lockeren Sedimente wurden durchbewegt und tektonisch ausgedünnt.

Interpretation und Bildungsbedingungen:

Nach REITNER & WIEDMANN (1982) und WIEDMANN et al. (1983) hängt der Beginn der klastischen Sedimentation mit einer erneuten Distensionstektonik im Bereich der Biskaya zusammen. Demnach liegen auch die ältesten Sedimente der höheren Unterkreide in kontinental-fluviatiler Fazies vor. SAEFTEL (1959) konnte durch das Einmessen von Schrägschichtung verschiedene Schüttungsrichtungen bestimmen. Die Utrillas-Gesteine bestehen aus sich vorbauenden Deltasystemen: vom Asturischen Massiv im Nordwesten, der Iberischen Meseta im Süden sowie dem Aragonischen Massiv mit dem Ebro-Massiv im Nordosten. Es handelt sich ausschließlich um kristalline Liefergebiete. Untersucht man die einzelnen mineralischen Bestandteile der klastischen Ablagerung, so fällt auf, dass von dem ehemaligen heterogenen granitischen Gemenge nur Quarz übrig geblieben ist. Da Quarz gegenüber anderen Mineralien und Gesteinen verwitterungsresistenter ist, kommt neben dem Transportweg auch eine nochmalige Aufarbeitung älterer Wealden-Kiese in Frage. Nach PETTIJOHN (1975) können auf diese Weise reine Quarzkonglomerate entstehen. GRÄFE (1994) erklärt die markanten Mächtigkeitsunterschiede der Utrillas-Ablagerungen durch das Zusedimentieren des Paläoreliefs. Eine Aufarbeitung der älteren Schichten scheidet daher eher aus.

Ein weiterer Prozess, der als Endprodukt Sedimente aus reinem Quarz entstehen lässt, ist die Verwitterung der Nebengemengesteine wie Feldspäte. MATTHES (1996) erklärt die Entstehung von Kaolinit durch die Verwitterung von Graniten oder Arkosen innerhalb feucht-gemäßigter bis regenreich-tropischer, humider Klimabereiche. Bei Anwesenheit organischer Säuren entstehen hauptsächlich silikatische Tonminerale wie Kaolinit. Es bleibt vor allem der verwitterungsresistente Quarz übrig. Nach FÜCHTBAUER (1988b) lagern sich Tonmineralzemente wie Kaolinit besonders gerne an kationenärmeren Stellen oder im sauren Mikromilieu von Pflanzenresten an. Dies würde die unregelmäßige Verteilung von Kaolinit in den Sanden und Kiesen erklären. Die tropische Verwitterung hätte durch die Anwesenheit von Huminsäuren einerseits die Auflösung von eventuell vorhandenen Kalkgeröllen zur Folge, andererseits aber auch die Reduzierung und chemische Zersetzung von Feldspäten. RAT (1989) präzisiert diese Klimavorstellung. Er geht von einem Klima aus, welches durch das Auftreten von Monsunereignissen in Regen- und Trockenzeiten gegliedert ist. Demnach würde durch wiederholtes Trockenfallen die Oxidierung von im Grundwasser und Boden enthaltenen gelösten Eisenverbindungen gefördert. Als Folge entstehen Rotsedimente wie die teilweise rot gefärbten Tone (Abb. 23), aber auch die häufig beobachteten limonitischen Krusten.

Im Arbeitsgebiet lässt sich eine Tendenz zur Abnahme der Korngröße feststellen. Während bei den unteren Bereichen meist Sand und Kies dominieren, folgen darüber Feinsande, Schluff und Tone. Diese Entwicklung hängt mit der Verringerung der Transport- und Reliefenergie zusammen. Durch die fortschreitende Erosion der Iberischen Meseta verliert diese an Höhe. Gleichzeitig bauen sich die Deltas immer weiter auf den Schelf vor. Mit zunehmender Entfernung zum Liefergebiet können immer weniger grobkörnige Bestandteile transportiert werden. Die Abnahme der Korngröße lässt also auf eine Verlagerung des Sedimentationsraumes in distalere Bereiche schließen. Die Hauptursache hierfür ist einerseits die rückschreitende Erosion und die Verfüllung des Sedimentationsraumes und andererseits ein stationärer oder sinkender Meeresspiegel. Die Tone und Silte wurden hierbei als letzte Phase dieser Entwicklung als Sediment einer Überschwemmungs- oder Alluvialebene abgelagert (vgl. Abb. 22). Die Flussläufe von Alluvialebenen sind mäandrierend.

Zum Hangenden hin verändern sich nun die Sedimente. Man findet häufiger geringmächtige, harte, karbonatische Sandsteinbänke mit Orbitolinen und dickschaligen Austern. Die

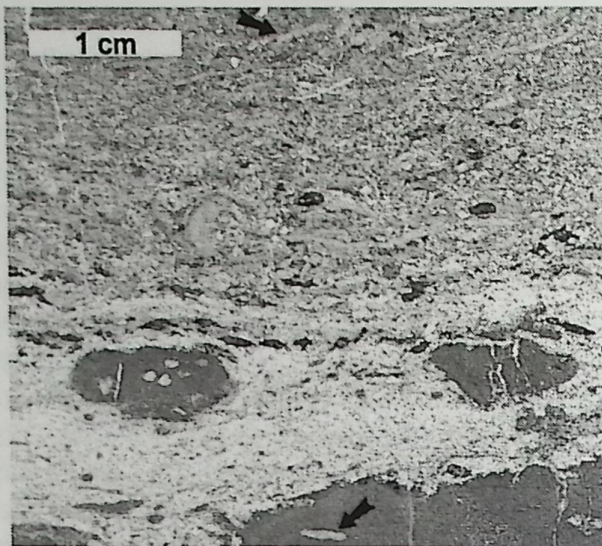


Abb. 23: Gescannter Dünnschliff aus den jüngsten, marin beeinflussten Utrillas-Sedimenten. Pfeile zeigen auf umkristallisierte Orbitolinen (R:522.575, H:4718.780).

Utrillas-Schichten leiten nach und nach in die vollmarine Fazies über. Dafür sprechen auch die immer wieder gefundenen Aufarbeitungslagen. Im unteren Bildabschnitt von Abb. 23 sieht man eine aufgearbeitete rote Tonlage. Der obere Bereich besteht aus einem mittel- bis grobsandigen, schwach tonigen Schrägschichtungskörper mit plattig eingeregelter Orbitolinen, die völlig umkristallisiert sind. RAMIREZ DEL POZO (1971b) hat bei Ocio in den roten und gelben bröckeligen Utrillas-Sanden durch die Bestimmung von Orbitolinen (*Orbitulina concava concava* (Lamarck)) das untere Cenomanium belegen können. Die dunklen Punkte bestehen aus Fragmenten einer limonitischen Kruste.

Aus dem gleichen Fundniveau, aber einem niedrigerenergetischen Sedimentations-

bereich, stammt das Foto eines Dünnschliffs mit einer einzelnen Sand-Lage (Tafel 25, Nr. 3). Die Mikrolage besteht aus einzelnen, aneinandergereihten und gut gerundeten Sandkörnern. Der mittlere Durchmesser der Sandkörner beträgt 0,32 mm. Die Mikrolage entstand wahrscheinlich durch herangewehten Sand. Der brackisch-marine Einfluss wird durch die kompliziert gebaute Miliolide deutlich. In einem ruhigen, eher schlammigen Bereich hat ein Biofilm aus Algen die Sandkörner stabilisiert und gefestigt.

Anhand der beiden Dünnschliffe (Abb. 23 und Tafel 25, Nr. 3) und der sonstigen petrographisch-sedimentologischen Befunde gewinnt man den Eindruck, dass das Arbeitsgebiet Teil eines fluss- und gezeitendominierten Deltas war, wobei die fluviatile Komponente mehr und mehr an Einfluss verlor. Offensichtlich gab es sumpfige, brackische Bereiche und Küstenabschnitte, wobei letztere durch Sortierungsvorgänge wieder Mittel- und Grobsande mit Schalenbruchstücken und Orbitolinen anreicherten.

Für diese Entwicklung kann es mehrere Gründe geben. Lässt die Sedimentationsfracht eines Flusses nach, so können die Gezeiten und Meeresströmungen ein entstandenes Delta wieder erodieren. Die Ablagerungen werden aufgearbeitet, verdriftet und resedimentiert. Gegen diese Entwicklung spricht der langfristige Entwicklungstrend.

Eine andere Möglichkeit ist der langsame Untergang einer deltaisichen Alluvialebene. Hierfür kann ein Absinken der Küste oder der Anstieg des Meeresspiegels verantwortlich gemacht werden. Betrachtet man die weitere geologische Entwicklung im Cenomanium, so erscheint die letztgenannte Variante als die wahrscheinlichere. Es findet genau der umgekehrte Sedimentationsablauf statt, wie er in Abb. 22 gezeigt wird. Die teilweise schräggeschichteten Sandsteine bilden den Übergang zu den vollmarinen Gesteinen der unteren Oberkreide.

Paläogeographie des Utrillas-Zeitraumes:

Zur Zeit der höheren Unterkreide bildeten sich in den brackisch-limnischen Wealden-Becken und den flachmarinen Urgon-Sedimentationsräumen wieder vermehrt Deltas, welche sich kontinuierlich nach Norden vorbauten. Im kartierten Gebiet entwickelte sich nach FLOQUET et al. (1982) ein "braided-river"-Sedimentationsraum. Unter regenreichen, tropischen Bedingungen entstand eine weite Fläche mit vielen verflochtenen, kleineren Flüssen. SAEFTEL (1959) zufolge ist dieser Sedimentationsraum der südlich gelegenen Iberischen Meseta und weiteren Hochgebieten vorgelagert. Häufig eingeschaltete Kohleschmitze und die pedogeochemische

Aktivität von Huminsäuren belegen eine ehemals vorhandene Vegetationsdecke. Mit der Reifung des Deltabereiches entstanden weite Überschwemmungsebenen, auf denen Tone zur Ablagerung kamen.

Die jüngeren Einheiten sind durch einen langsamen Meeresspiegelanstieg gekennzeichnet. Es kam zu ersten randmarinen Aufarbeitungen und Ablagerungen. In vermutlich tidal beeinflussten, schlammigen und ruhigen Küstentümpeln trat eine brackisch-marine Fauna aus Milioliden auf. Meerwärts wurden Sande mit vollmariner Fauna aus Austern und Foraminiferen sedimentiert. Diese letzten Sedimente der Utrillas-Fazies leiteten den flachmarinen Zyklus ein, der in der Oberkreide seinen Höhepunkt fand.

3.4.3 Die Kartiereinheit ok1: Präalveolinenkalk Zeitabschnitt: Cenomanium

Lithofazies:

Oberhalb der letzten Sandsteine der Utrillas-Fazies folgt eine deutliche Rippe aus harten Präalveolinenkalken (Tafel 26, Nr. 1), die vor allem in der SE-Ecke des Arbeitsgebietes großflächig auftreten. Die Farbe ist überwiegend weiß bis hellgrau, kann aber auch gelblich oder rötlich sein. Es handelt sich um reine Kalke ohne Sedimentstrukturen und Sandgehalt. Das Sediment enthält viele Bioklasten. Die Matrix ist meist sparitisch, kann aber auch mikritisch sein. Das trifft vor allem in den oberen Bereichen zu. Die Präalveolinenkalke werden häufig von Kalzitadern durchzogen, die bis über 1 cm dick werden können.

Makrofossilien wurden nur vereinzelt gefunden. Neben cm- bis dm-großen Gastropoden (Tafel 26, Nr. 8), Lamellibranchiaten (Tafel 26, Nr. 7) und Serpeln wurden auch selten Korallenbruchstücke (< 0,5 mm Ø) angetroffen. Schalenbruchstücke und nicht näher bestimmbare, gerundete Bioklasten weisen eine Mikritisierungsrinde auf.

Mikrofossilien kommen häufig vor. Foraminiferen sind mit Abstand am häufigsten vertreten. Im Dünnschliff wurden *Praealveolina* sp. (Tafel 26, Nr. 3 & 4), *Ovalveolina* sp. (Tafel 26, Nr. 5) und weitere Foraminiferen (Tafel 26, Nr. 2 & 6) gefunden. Daneben kommen Bruchstücke von Kalkalgen (Dasycladaceen) und Codiaceen (Halimeda) vor.

Praealveolina sp. war ein wichtiges Merkmal bei der Kartierung dieses Kalksteines. Da die Abfolge nicht immer foraminiferenführend ist, wurden manche Gesteinsbänke aufgrund der gerundeten Bioklasten und / oder der Stellung im Schichtverband zugeordnet.

Der Kalkgehalt kann in den höheren Bereichen merklich schwanken. Im Grenzbereich zu ok2 wurden keine Fossilien mehr gefunden. Teilweise wird das Gestein dolomitisch oder deutlich mergelig. Die Grenzziehung zum Turonium erfolgt einerseits aufgrund der Zunahme des Mergelgehaltes und andererseits, wenn erkennbar, nach morphologischen Kriterien.

Da die Kalke tektonisch stark beansprucht sind, mancherorts sehr hohe, teilweise senkrechte Wände bilden und immer wieder dolomitisiert sind, konnte kein aussagekräftiges Profil aufgenommen werden.

Interpretation und Bildungsbedingungen:

Die Ausbildung einer homogenen Kalkserie weist auf die kontinuierliche Entwicklung einer Karbonatplattform hin. Die in der Sierra de Cantabria nachgewiesenen Vorkommen von *Praealveolina iberica* weisen nach PORTERO & RAMIREZ DEL POZO (1979) und LEPPIG (1987) auf einen Ablagerungszeitraum vom mittleren bis oberen Cenomanium hin.

Die Klassifikation nach DUNHAM (1962) ergibt einen bioklastischen, foraminiferenführenden Grain- bis Rudstone. Wendet man die Standard-Mikrofaziestypen (SMF) von WILSON (1975) unter Anlehnung an FLÜGEL (1978) an, so kommt man auf den SMF-Typ 18 (Grain-

stone / Rudstone mit Dasycladaceen und Foraminiferen mit gehäuft auftretenden Biogenen). Daraus würde sich die Fazies-Zone 7 / 8 (vgl. Abb. 7) ergeben. Das Gestein ist demnach im Bereich von offenen bis geschlossenen Plattformbereichen sedimentiert worden. Die petrologischen Befunde belegen die Ablagerungen eines flachmarinen, epikontinentalen Schelfbereiches. Nach RAMIREZ DEL POZO (1971b) handelt es sich um eine neritische Biofazies, die in Wassertiefen von 20 bis 80 m sedimentiert wurde.

Die von RAMIREZ DEL POZO (1971b) erwähnte Regression an der Grenze Cenomanium / Turonium (Kartiereinheiten ok1 und ok2) wurde nicht beobachtet. Allerdings ist dieser Grenzbereich schlecht aufgeschlossen.

Paläogeographie zur Zeit der Präalveolinenkalke:

Der untere Abschnitt der Oberkreide wurde wieder von Dehnungstektonik, die eine erneute Transgression zur Folge hatte, bestimmt. Diese Entwicklung kündigte sich mit den marinen Einschaltungen am Top der Utrillas-Ablagerungen an und setzte sich nach RAMIREZ DEL POZO (1971b) im mittleren Cenomanium weiter fort.

Die im Jura vorhandenen Störungs- und Beckenbereiche wurden wieder aktiviert. FLOQUET (1991) beschreibt die Entwicklung einer Schwelle zwischen Ebro-Massiv und Iberischer Meseta (Abb. 24). Die Entstehung der Schwelle wurde zu Beginn des unteren und mittleren Cenomanium durch die klastische Sedimentation aus den Hochgebieten unterstützt.

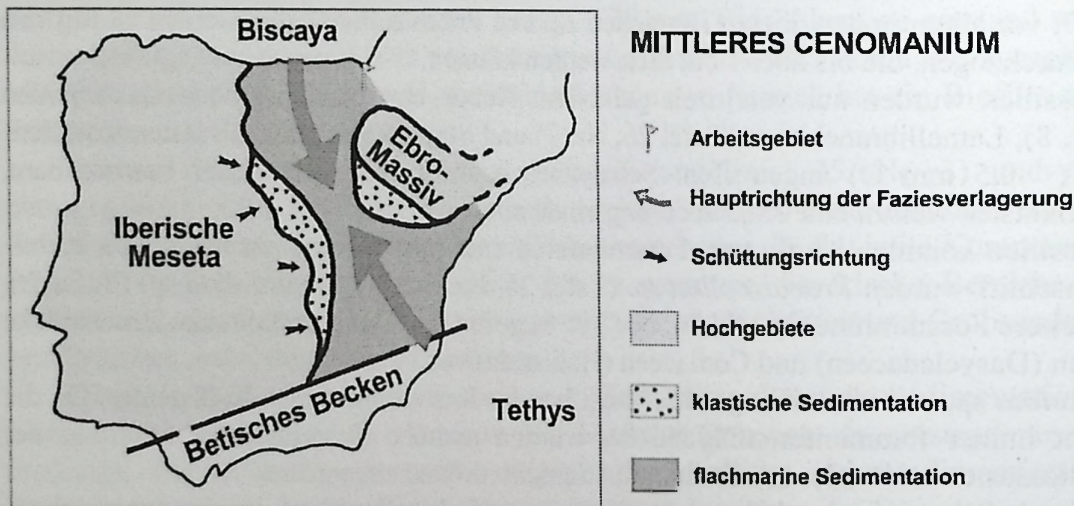


Abb. 24: Paläogeographische Karte zur Zeit der Präalveolinenkalke (nach FLOQUET, 1991). Distensionstektonik lässt wieder einen flachmarinen Raum entstehen, der eine Verbindung zur südlich gelegenen Tethys hatte.

In der Folgezeit entstand nach WIEDMANN et al. (1983) das Becken von Vitoria, welches im zentralen Teil des Basko-Kantabrischen Schelfs lag. Es handelte sich um einen epikontinentalen Meeresbereich, der als Infrashelf-Becken gedeutet wird. Nördlich vom Basko-Kantabrischen Schelf ist es zur Flysch-Sedimentation gekommen.

3.4.4 Die Kartiereinheit ok2: Knollenmergel Zeitabschnitt: unteres Turonium

Die Kartiereinheit ok2 ist kaum aufgeschlossen, bedingt durch Vegetation und Bodenbildung. Ein kleiner Aufschluss, dessen mergelige Kalke der Kartiereinheit ok2 zugeordnet werden, liegt

bei R:522.365, H:4717.590. Die Grenzen der Einheit wurden anhand von Lesesteinen oder morphologischen Kriterien als vermutet kartiert.

Lithofazies:

Es handelt sich um hellgraue bis dunkelgraue, manchmal gelblich-graue, mergelige Kalksteine. Teilweise ist ein erheblicher Dolomitgehalt im Gestein vertreten. Ein relativ gutes Indiz für die Nähe von Kalken des Turonium ist das Auffinden von Kalkknollen. Diese Knollen wurden nur als Lesesteine gefunden. KNÖPP (2001) beschreibt in ihrem 5 km westlich gelegenen Arbeitsgebiet einen Aufschluss mit Knollenkalken. In meinem Arbeitsgebiet gehe ich von einer ähnlichen Lithologie aus. Eine Schichtung konnte wegen fehlender Aufschlüsse nicht festgestellt werden. Die Lesesteine variieren zwischen Mud- und Wackestone. Es wurden keine bestimm- baren Makro- oder Mikrofossilien gefunden.

Interpretation und Bildungsbedingungen:

Von den harten, splittrigen Präalveolinenkalken des mittleren und oberen Cenomanium macht sich im Turonium ein Wechsel zu mergeligen Karbonatgesteinen bemerkbar. Als Ursache für diese Zunahme wird der Höhepunkt des in der Oberkreide weltweit feststellbaren Meeres- spiegelanstieges vermutet.

Aufgrund der Kalkklassifikation von DUNHAM (1962) werden die Gesteine als Mud- bis Wackestones angesprochen. Wendet man das in Abb. 7 gezeigte Faziesschema von WILSON (1975) mit den Ergänzungen von FLÜGEL (1978) an, so kann man den SMF-Typ 2 bestimmen. Dies entspricht der Fazies-Zone 2 bis 3. Der Sedimentationsbereich entspricht dem offenen Schelfmeer im unteren Hangbereich.

Paläogeographie zur Zeit der Knollenmergel:

Das Transgressionsmaximum kann, soweit die wenigen Aufschlüsse eine sichere Beurteilung zulassen, mit dem weltweiten Meeresspiegelhöchststand im Turonium korreliert werden. Nach WIEDMANN et al. (1983) führte die Transgression in Kombination mit der Subsidenz des Basko- Kantabrischen Schelfs zu Ablagerungen bathyaler Sedimente. In diesem Zusammenhang sind auch die kurzfristigen submarinen vulkanischen Aktivitäten mit den daraus hervorgegangenen Pillow-Laven zu sehen. WIEDMANN et al. (1983) nehmen an, dass die aktivste Phase der effusiven Tätigkeit mit dem Zeitabschnitt des Turonium zusammenfiel. Das Oberkreide-Meer hatte am Ende des Turonium seine maximale Ausdehnung.

Zu Beginn des Coniacium änderten sich die marinen Verhältnisse. Durch die erneut ein- setzende Regression wurden Sedimente eines epikontinentalen Schelfes abgelagert.

3.4.5 Die Kartiereinheit ok3: Toloño-Kalk

Zeitabschnitt: oberes Turonium bis Santonium

Die Oberkreide konnte bis zum Cenomanium sicher, bis zum Turonium mit Einschränkungen, kartiert werden. Anhand der Fossilien reichen die marinen Sedimente allerdings mindestens bis zum Santonium. Jüngere Oberkreidegesteine des Campanium oder Maastrichtium wurden nicht beobachtet.

Die höheren Einheiten der oberkretazischen Schichten sind größtenteils stark dolomitisiert. Durch diesen sekundären Vorgang wurden Sedimentstrukturen und Fossilien so stark verwischt und zerstört, dass eine aussagekräftige Kartierung nicht mehr durchgeführt werden konnte. Die Freiburger Arbeitsgruppe hat für derartig ausgebildete Dolomitgesteine der Sierra de Cantabria

und den Montes Obarenes den Terminus "Toloño-Kalk" eingeführt. Die vorliegende Arbeit fasst die Zeitabschnitte *oberes Turonium* · *Coniacium* · *Santonium* zusammen.

Lithofazies:

Die Toloño-Kalke bilden meist eine Steilstufe und bauen den Kamm der Sierra de Cantabria auf. Es handelt sich um dickbankige, massige Einheiten. Die Karbonate haben einen stark schwankenden Dolomitgehalt. Häufig kommen zuckerkörnige Dolomite ohne Strukturen und Fossilien vor. Eine biostratigraphische Einordnung der Schichten ist nicht möglich.

Einzelne Fossilien wurden nur im Hangschuttbereich unterhalb einer ca. 80 m hohen, senkrechten Wand gefunden (Abb. 25). Dazu zählen dicke Schalen von *Rhynchostreon* sp. (Tafel 27, Nr. 3 bis 5). Die Schalen dieser Austernart haben immer deutliche Silifizierungsringe. Das Gestein ist feinsandig und stammt aus einem wenig dolomitisierten Bereich. Die Auswertung eines Dünnschliffs ergab, neben kleinen Gastropodenschalen, dem Rest einer Codiacee (Tafel 27, Nr. 2) und Peloiden, einen fast matrixfreien Grainstone. Kleine Schalenreste und Bioklasten haben häufig eine deutliche Mikritisierungsrinde. Im Hangschutt kommen ferner hellbraune, schwach dolomitische Kalke vor. Die Gesteine haben einen deutlichen Feinsandanteil, enthalten kleine Turmschnecken und grob gerippte Schalenreste von Lamellibranchiaten. Es wurden zwei näher bestimmbare Exemplare der Auster *Arctostrea* sp. (Tafel 27, Nr. 6 & 7) gefunden. Auf den beiden Austern sind keine oder nur sehr schwache Silifizierungsringe vorhanden. Vermutlich handelt es sich hier um Ablagerungen aus dem Santonium.

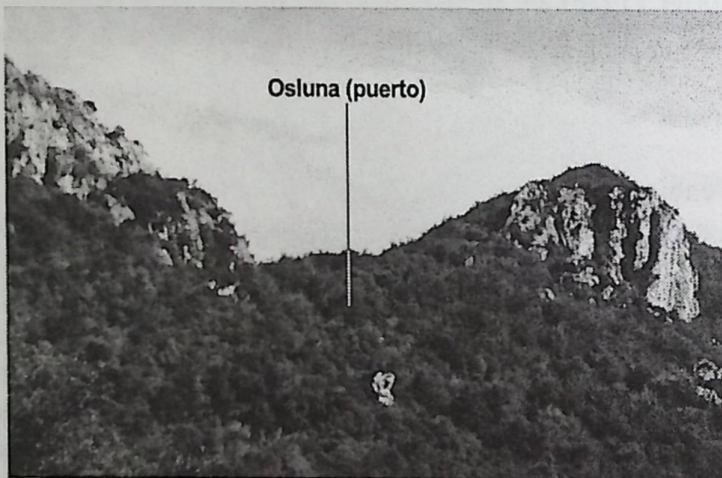


Abb. 25: Toloño-Kalk vom Ebro-Becken aus in Richtung Osten fotografiert (oberhalb der S-Kurve der A-3202, bei R:522.195, H:4717.880). Das Gestein ist zuckerkörnig dolomitisiert und steht ± senkrecht.

Die Farbskala der dolomitischen Toloño-Kalke erstreckt sich von weißlich bis gelblich, rötlich und bräunlich sowie Farbmischungen davon. Die Gesteine sind meist hart und massig. Sie können auch intensiv brecciiert sein. Der Sandgehalt nimmt zum Hangenden hin stark zu. Als Lesesteine wurden immer wieder Bruchstücke von limonitischen Krusten gefunden, die meist amorph, seltener auch laminiert sein können (Tafel 28, Nr. 3). Auch die Wände von Grabgängen (? *Ophiomorpha*) oder fragliche Fossilreste können limonitisiert sein. Im Hangschutt wurden

häufiger poröse und brüchige Kalksinterablagerungen (Tafel 28, Nr. 4) gefunden. Der Dolomitgehalt der Gesteine schwankt von wenig bis vollständig dolomitisiert. Im Dünnschliff sieht man das typische Dolomitmosaik mit den Dolomitrhomboedern. Bild Nr. 1 von Tafel 28 zeigt ein Karbonatgestein mit einem Dolomitierungsgrad von etwa 30 bis 40 %, bei Nr. 2 sind es bereits 50 bis 60 %. Das Charakteristikum der idiomorph gesprossenen Dolomitkristalle ist der zonare Bau mit dem dunklen Kern und der hellen Umrandung. Das Kristallwachstum zerstört Sedimentstrukturen und Fossilien (Tafel 28, Nr. 1 & 2).

Im Kammbereich und auf exponierten Lagen neigen die Kalke zur Verkarstung (siehe Kapitel 6.4.3). In der oben beschriebenen senkrechten Wand wurden etliche Löcher und Spalten entdeckt, aus denen in regenreichen Zeiten Wasser herausfließt. Im Laufe der Zeit hat das ablaufende Wasser dunkle Fahnen auf der Gesteinswand hinterlassen. Ferner kommen Kluft- und Rillenkarren sowie Dolinen vor.

Interpretation und Bildungsbedingungen:

Der im Hangschutt nachgewiesene gut ausgewaschene Grainstone mit umrindeten Bioklasten und geringem Feinsandanteil entspricht nach dem Faziesmodell (vgl. Abb. 7) von WILSON (1975) unter Anlehnung an FLÜGEL (1978) dem SMF-Typ 11 oder 16. Es handelt sich um die Fazies-Zone 6 (Plattformrandsande, wie sie in Untiefen, an Küsten oder Gezeitenbereichen vorkommen) oder die Fazies-Zone 7 (offene Plattformbereiche, wie sie in offenen Buchten und Lagunen hinter dem äußeren Plattformrand vorkommen). Die Austernreste von *Rhynchostreon* sp. sprechen für einen hochenergetischen, bewegten Lebensraum. Nach FLÜGEL (1978) kommen Austerngemeinschaften im Gezeitenbereich bis 30 m Wassertiefe vor.

Die deutliche Zunahme des Feinsandgehaltes in den oberen Abschnitten weist auf den kontinuierlichen Rückzug des Meeres hin. Damit einhergehend fand die Verlagerung der Küstenlinie in Richtung Biskaya statt. Die in den jüngeren, sandigeren Ablagerungen gefundene Austernart *Arctostrea* sp. belegt einen weiterhin hochenergetischen, gut durchlüfteten, flachen Küstenbereich. Aufgrund der wenigen, nicht dolomitisierten Handstücke, können keine weiteren Aussagen über die fazielle Entwicklung gemacht werden.

Rhynchostreon sp. wurde in verschiedenen Diplomarbeiten wiederholt beobachtet und beschrieben (DOBRINSKI, 1986, FUNK, 1986, GLEIM, 1986, HOFFMANN, 1987, KLEWER, 1990, BOHNACKER, 2001). Nimmt man die Ergebnisse der Diplomarbeiten, so handelt es sich um *Rhynchostreon suborbiculatum*. Diese Art ist unter der alten Bezeichnung *Exogyra columba* bekannt. In allen Arbeiten wurden die Schalenreste in den Grenzschichten des oberen Coniacium bis unteren Santonium gefunden und als "Austernbank" bezeichnet. Alle Autoren haben an den Fossilien deutliche Silifikationsringe beobachtet. Daneben beschreibt auch DREIKLUFT (1989) den Fund eines silifizierten Seeigels, den er ins untere Santonium stellt. Die Austern *Arctostrea* sp., die vermutlich unteres Santonium darstellen, zeigen nur noch schwache Silifikationsringe.

Andere Fossilien der Grenzschichten des oberen Coniacium / unteren Santonium zeigen offensichtlich das gleiche Phänomen. *Rhynchostreon* sp. scheint aber das weit verbreitete und typische Fossil zu sein, welches silifiziert wurde. ZIEGLER (1992) erklärt die Entstehung der Ringstrukturen durch den Ersatz der ursprünglichen Skelett-Substanz durch SiO₂. Der Vorgang beginnt punktförmig in einem Zentrum und setzt sich dann konzentrisch nach außen fort. Es entstehen die Silifikationsringe. Nach ZIEGLER (1992) kann die Verkieselung früh- oder spätdiagenetisch erfolgen.

Möglicherweise zeichnen die silifizierten Schalen einen bestimmten Faziesgürtel nach, der in der Sierra de Cantabria und den Montes Obarenes aufgrund der gleichartigen Erhaltung und Diagenese von Fossilien als Leithorizont verwendet werden kann.

Der Bereich des bearbeiteten Gebietes ist sehr wahrscheinlich in der höheren Kreide aus dem Meer aufgetaucht. Die transgressive Entwicklung kann durch die von WIEDMANN et al. (1983) bezeichnete "1. Regressions- und Kompressionsphase" der Megasequenz 3 (Coniacium bis Campanium) erklärt werden. Die tektonische Aktivität könnte im Bereich von Peñacerrada auch der Impuls für einen erneuten, diapirischen Aufstieg gewesen sein. Halokinetische Hebung würde den regressiven Prozess beschleunigen. Unklar bleibt, ob noch Sedimente des oberen Santonium oder Campanium abgelagert wurden. Wenn ja, so sind diese nach dem Auftauchen wahrscheinlich erodiert worden.

BOHNACKER (2001) beschreibt die spätdiagenetisch entstandenen Dolomite ihres Arbeitsgebietes als "zuckerkörnig" und frei von Mikrofossilien. Ferner zeichnet sich das Gestein durch eine hohe Porosität und Eisenoxide aus. Diese Schilderung der Toloño-Kalke passt sehr gut auf die bei Peñacerrada gefundenen Dolomite der Sierra de Cantabria.

Der Vorgang der Dolomitisierung wird seit Jahrzehnten kontrovers diskutiert. Demnach kann es viele Gründe für diesen Vorgang geben. Für den Bereich der Sierra de Cantabria und die Montes Obarenes erscheint die Mischwasser-Dolomitbildung (Abb. 26) innerhalb feucht-gemäßigter bis regenreich-tropischer, humider Klimabereiche als eine plausible Erklärung.

Der Prozess der Dolomitisierung kommt automatisch während und nach dem Auftauchen des Gebietes um den Diapir von Peñacerrada bei anhaltend fallendem Meeresspiegel in Gang. Schon kurze Zeit nach dem Auftauchen der oberkretazischen Kalksteine werden die Gesteine durch das Oberflächenwasser unter tropischen Klimabedingungen verkarstet. Die häufig gefundenen Bruchstücke von limonitischen Eisenkrusten untermauern diese Annahme.

Eine erste Dolomitisierung findet nach FÜCHTBAUER & RICHTER (1988) bereits durch das Eindringen meteorischen Wassers in mit Meerwasser gefüllte Kalksteinporen statt. Dieser Vorgang folgt dem einfachen Prinzip, dass der Bildungsbereich von Dolomit durch die Verdünnung von Meerwasser erreicht werden kann. Beim weiteren Auftauchen bzw. anhaltender Regression wird in der meteorischen Zone vorhandener Dolomit wieder als Mg^{2+} gelöst und größtenteils durch Ca^{2+} substituiert. Das Gestein wird also dedolomitiert und die Mg-Ionen mit dem Grundwasser weggeführt. Dieser Bereich ist durch Kalzitcementation, wie die Bildung von Karstkalk, Kalksinter oder die kalzitische Verfüllung von Klüften gekennzeichnet.

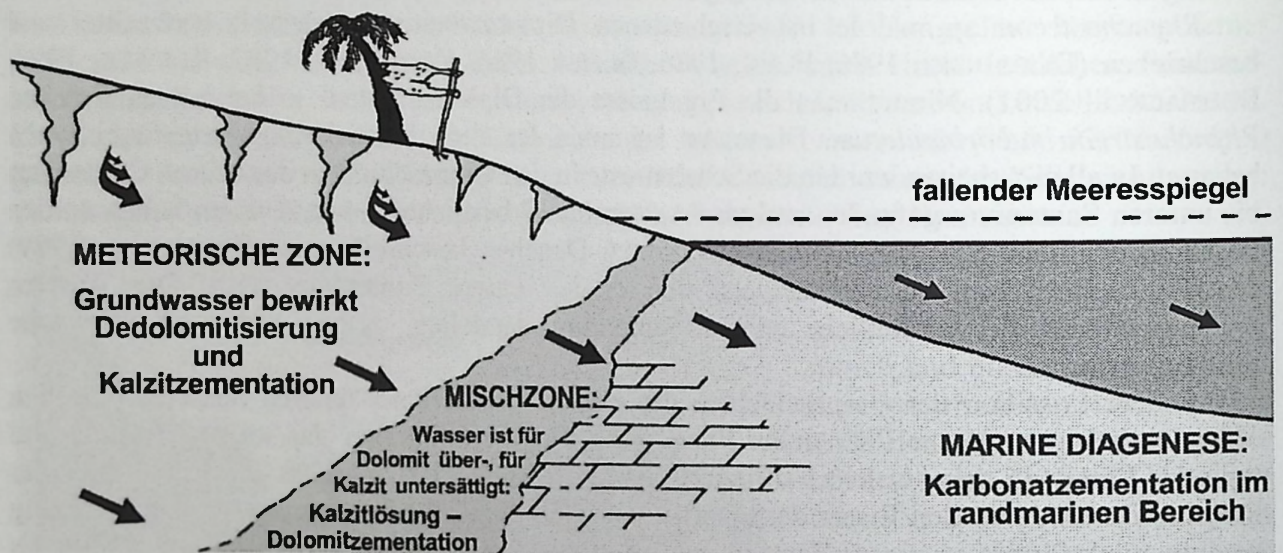


Abb. 26: Vereinfachtes Modell der Mischwasser-Dolomitisierung in feucht-gemäßigten bis regenreich-tropischen, humiden Klimabereichen (verändert nach PURSER et al., 1994 und BOHNACKER, 2001).

Trifft der abfließende Grundwasserstrom im Küstenbereich auf salziges Porenwasser, so verschiebt sich durch die Mischung von Süß- und Salzwasser das Lösungsgleichgewicht. In der Folge bildet sich Dolomitcement, während Kalzit gelöst und mit dem Porenwasser weggeführt wird. Diese Art der Dolomitisierung ist auf Meereshöhe nicht so effektiv wie in den karbonatischen Sedimenten unterhalb des Meeresspiegels. Hier verursacht die sehr große, reaktive Gesteinsoberfläche, durch die der Porenwasserstrom fließt, eine umfassende Dolomitisierung.

Während der Hebung bzw. im Verlauf einer Regression durchwandern die betroffenen Kalksteine die verschiedenen in Abb. 26 gezeigten Zonen. Diese Annahme erklärt auch, warum die sekundäre Dolomitisierung bzw. Dedolomitisierung so "diffus" oder "wolkig" im Gestein stattfindet. Da der Prozess von der Lage der Mischwasserzone gesteuert wird, spielen Schichtgrenzen eine eher untergeordnete Rolle.

Paläogeographie des Toloño-Kalk-Zeitraumes:

Aus der lückenhaft überlieferten Gesteinsabfolge kann man nur mit Einschränkungen fazielle und paläogeographische Aussagen zur weiteren Entwicklung in der Oberkreide machen. Die ab

dem Turonium einsetzende Verflachung des Sedimentationsraumes wurde sicher im Coniacium und Santonium weiter fortgesetzt. In diesen beiden Zeitabschnitten bestand ein stenohaliner, flachmariner Lebensbereich. Dann allerdings verlieren sich die Spuren der marinen Einflüsse, welche über lange Zeiträume so bestimmend für den Basko-Kantabrischen Raum waren.

Vermutlich noch im Campanium wurde der Bereich des Diapirs von Peñacerrada als Teil einer Schwelle oder als eine durch Salztektonik entstandene Insel festländisch und es begann die intensive Dolomitisierung der Gesteine des Coniacium und Santonium.

Die in der höheren Oberkreide vermehrt einsetzenden sandigen Schüttungen kündigten bereits die gebirgsbildenden Prozesse des Tertiärs an. Die alten variszischen Hochgebiete des Asturischen Massives, der Iberischen Meseta, des Aragonischen Massives und des Ebro-Massives wurden als Erosionsgebiete wieder reaktiviert. Der terrigene Einfluss gewann zunehmend an Einfluss, bis durch die weltweit nachweisbare Regression an der Kreide / Tertiär-Grenze der größte Teil des Basko-Kantabrischen Raumes endgültig herausgehoben wurde.

3.5 Das Tertiär

Der von WIEDMANN et al. (1983) beschriebene Subduktionsprozess der "2. Regressions- und Kompressionsphase" dauerte vom Maastrichtium bis zum Eozän. Ab dem mittleren Eozän entwickelte sich aus dem Zusammenstoß der Iberischen Platte mit der Europäischen Platte eine Kontinent-Kontinent-Kollision. Der nordspanische Raum wurde endgültig festländisch. Es kam zu Hebungs- und Faltungsphasen sowie zu weitreichenden Überschiebungen. Neben den Pyrenäen entwickelten sich die vorgelagerten Faltenzüge der Sierra de Cantabria und den Montes Obarenes. Nach RIBA ARDERIU et al. (1983) invertierte das Hochgebiet des Ebro-Massives als Folge der orogenen Vorgänge zum Vorlandbecken, welches wir heute als Ebro-Becken kennen. Morphologisch entstand das uns heute vertraute Bild SW Europas.

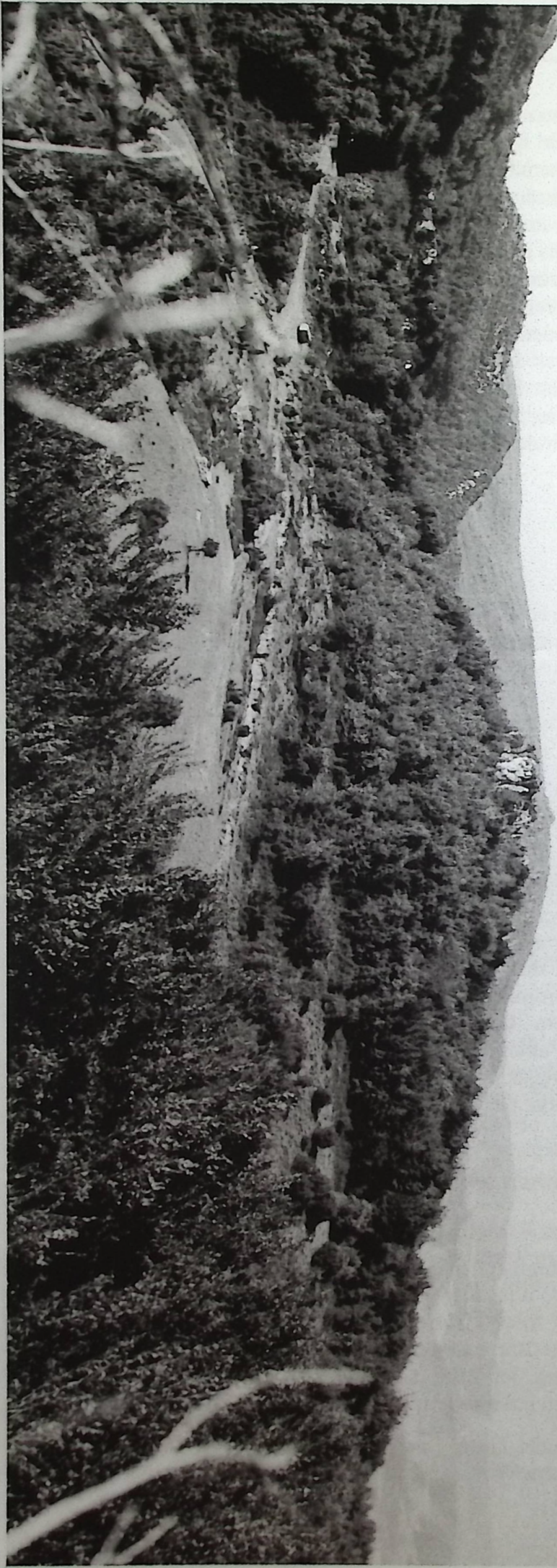
Mit den tiefgreifenden Veränderungen fand eine völlige Wandlung des damaligen Sedimentationsraumes statt. Der wichtigste geologische Vorgang ist seither die Erosion, die Umlagerung von Lockergesteinen und die vielfältigen Prozesse der Bodenbildung. Bei den tertiären Ablagerungen im Arbeitsgebiet handelt es sich ausschließlich um terrestrische Sedimente, welche diskordant auf den mesozoischen Einheiten auflagern. Eine biostratigraphische Einordnung der Ablagerungen war aufgrund des Fehlens von Fossilien nicht möglich. Aus diesem Grunde wurde nach rein lithologischen, sedimentologischen und genetischen Kriterien untergliedert.

Die zeitlichen Angaben zu den klastischen Sedimenten richten sich nach GARCÍA RODRIGO & FERNÁNDEZ ALVAREZ (1973) und PORTERO & RAMÍREZ DEL POZO (1979).

3.5.1 Die Kartiereinheit te1: tektonischer Diamikt Zeitabschnitt: Eozän bis Oligozän (?)

Der Diamikt vom Kammbereich der Sierra de Cantabria wurde erstmals in der Diplomarbeit von KLEIN (1984) als »Die pliozänen Konglomerate am Pass« beschrieben. Während die Sedimente damals noch als »die Reste eines Stromes, der als zäher Brei ... über den südlichen Rand des Diapires ausgeflossen ist« interpretiert wurden, ergibt sich aus meinen Untersuchungen eine tektonische Entstehung. Ich habe den Graben, in dem der Diamikt auftritt, erstmals detailliert aufgenommen und neu interpretiert.

W



E

Lage des Grabens:

Der Aufschluss liegt wenige Meter östlich der A-3202, die von Peñacerrada nach Süden über die Sierra de Cantabria führt. Von Peñacerrada kommend, erreicht man auf der A-3202 bei 970 m Höhe einen Pass, über den die Provinzgrenze Álava / La Rioja verläuft. Kurz nach dem Pass liegt links der Straße ein Parkplatz. Von dort führt nach SE ein Fußweg zu einem Aussichtspunkt. Auf halben Weg zwischen Parkplatz und Aussichtspunkt liegt der aufgeschlossene Graben (Abb. 27 und Abb. 1), in dem der Diamikt der Kartiereinheit t1 ansteht.

Der Aushub ist etwa 65 m lang und bis 3,5 m tief. Die Lage des Probenbereiches wurde vereinfacht bei R:522.275, H:4718.545 angegeben.

Lithofazies:

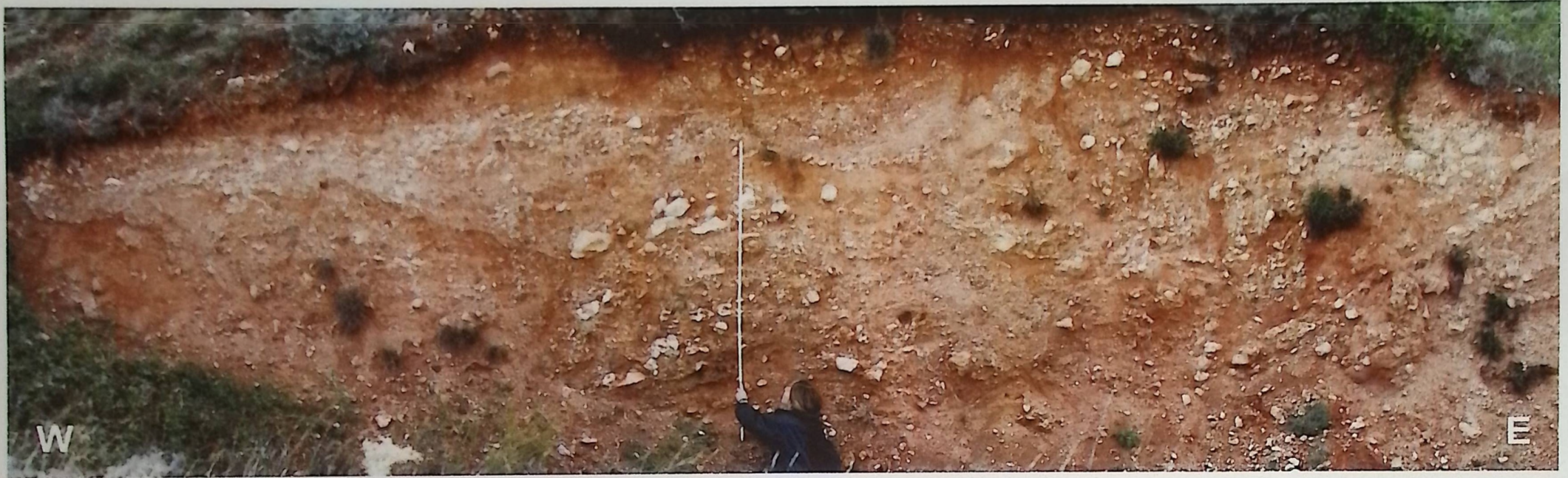
Die Grabenwand lässt sich in einen oberen und unteren Abschnitt einteilen. Im Folgenden wird gezeigt, dass zwischen den beiden Abschnitten eine Erosionsdiskordanz liegt. Unter der Diskordanz steht Diamikt der Kartiereinheit t1 an. Über der Diskordanz liegen fluviatile Sedimente der Kartiereinheit t2.

a) unterer Abschnitt

Der Bereich besteht aus der Kartiereinheit t1. In der dreiteiligen Aufschlusszeichnung (Abb. 29, 30 und 31) enthält die Einheit helle Kalk- und dunkle Ophitkomponenten. Es handelt sich um einen nicht umgelagerten, tektonisch entstandenen Diamikt. Das wenig oder nicht zementierte Gestein besteht aus einer sandig bis tonigen Grundmasse, in der unsortiert kleine und große Gesteinstrümmer stecken.

Die Matrix besteht aus triassischen Salzpeliten mit rotem Ton und Schluff, bipyramidalen Quarzen, Ophitbruchstücken und Sand. In der Matrix schwimmen cm- bis viele dm-große, kantige bis kantengerundete Kalksteine aus der Oberkreide. Die durchschnittliche Größe reicht von 7 bis 20 cm. Seltener wurden kleine, zu Sand zerfallende Kalksandsteine gleichen Alters gefunden. Sedimente des Juras oder der unteren Kreide wurden nicht beobachtet. In Bereichen, wo die tonig-sandige Matrix bereits etwas zementiert war, sind einige parallele Scherflächen entstanden. Sonst wurden in der Grundmasse keine tektonischen Bewegungsflächen beobachtet.

Abb. 27: Übersichtsaufnahme mit dem Graben (Bildmitte), dem links davon gelegenen kleinen Parkplatz an der A-3202 und dem Aussichtspunkt am linken Rand der waldfreien Fläche südlich des Grabens.



Maßstab = 2 m

Teil 1



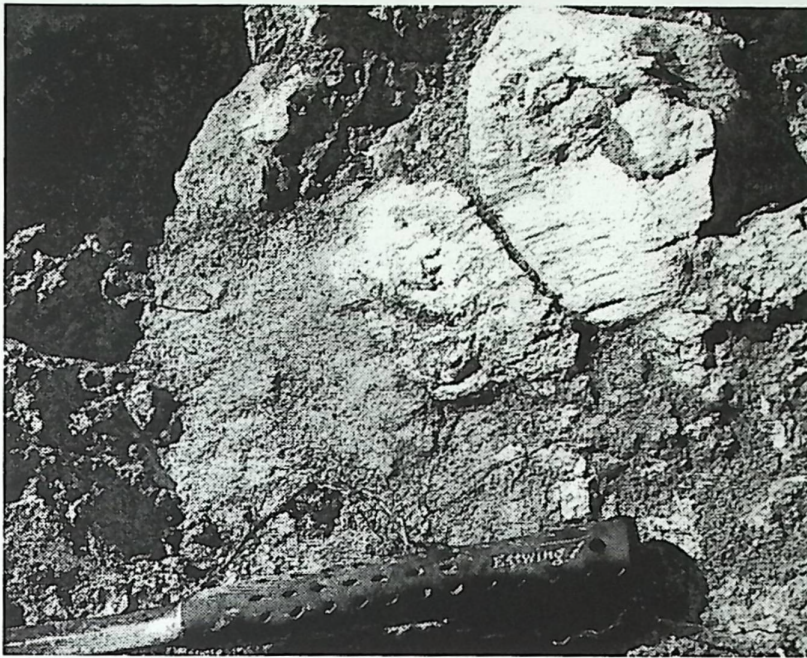


Abb. 28: Mehrere freigelegte, im Diamikt steckende Fragmente von Oberkreidekalken mit gekritzter Oberfläche.

Auf den Oberflächen der Komponenten sind oft deutliche, parallel verlaufende Kratzer sichtbar (Abb. 28 oder Tafel 30, Nr. 8). Scharen von Kratzern verlaufen gerade, gebogen oder winklig. Fast immer lassen sich mehrere Kratzrichtungen auf einem Handstück identifizieren. Es kommt auch vor, dass sich Scharen von Gravuren kreuzen. Häufig steckt das verursachende Korn noch im Gestein und ist mit bloßem Auge oder einer Lupe sichtbar. Manchmal ist bei den Kalkfragmenten aus Scherflächen eine Art "Facettenschliff" entstanden (Tafel 30, Nr. 7 [Seitenansicht] & Nr. 8 [Aufsicht] derselben Probe).

Die Striierung auf Gesteinsoberflächen, welche aus Scherflächen stammen, ist meist gröber als gekritzte Oberflächen von Komponenten, die frei in der Matrix schwimmen. Kalkige Fragmente haben oft einen sehr dünnen, teilweise glänzenden, weißlichen bis rötlichen, karbonatischen Überzug (Tafel 31, Nr. 7 & Tafel 35, Nr. 1). Bei den Ophiten ist dieser karbonatische Überzug schwärzlich glänzend und im Bruch intensiv rot gefärbt (Tafel 35, Nr. 3). Auf dem dunklen Überzug kann man immer sehr viele, feine Gravuren feststellen, nicht aber beim Ophit selbst.

An Berührungspunkten von Kalksteinkomponenten entstanden Drucklösdellen oder sie zerbrachen. Es kommen Zerrbrüche vor, welche die Fragmente vollständig und unvollständig durchziehen. Die Bruchstücke rotierten, wurden leicht versetzt oder zerbrachen in kleinste Komponenten und verheilten mit spätem Kalzit (Tafel 30, Nr. 6 & Tafel 31, Nr. 3). Härtere Ophitbruchstücke wurden in die Kalke eingepresst (Tafel 31, Nr. 1). Durch diese Vorgänge sind manchmal sternförmige Brüche in den Kalkfragmenten entstanden, in deren Zentrum noch Ophitreste vorhanden sind (Tafel 31, Nr. 5).

Bis einige 10er Meter südlich des Aufschlusses kommen immer wieder angewitterte, sekundär umgelagerte gekritzte Geschiebe im Hangschutt vor.

Abb. 29: (linke Seite) *Teil 1*: mehrere stufenartig abgesetzte, fluviatile Umlagerungsphasen

Abb. 30: (folgende Seite) *Teil 2*: links: großer Kieskörper; rechts: Diamikt

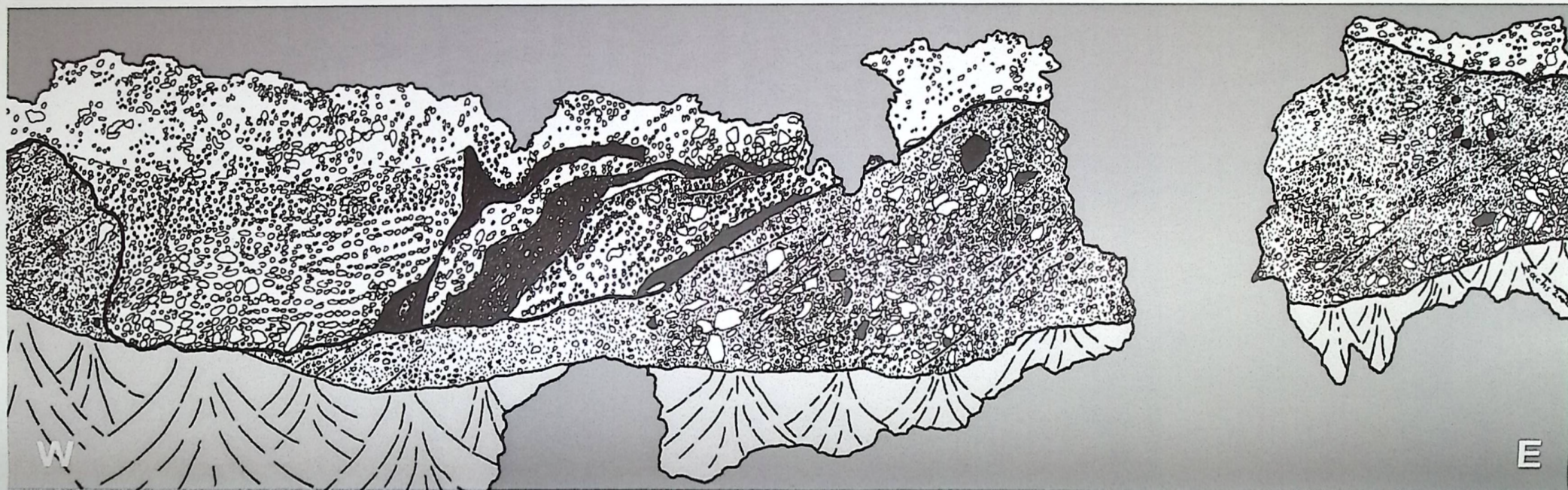
Abb. 31: (übernächste Seite) *Teil 3*: nach E verliert sich der Diamikt unter fluviatilen Gesteinen

Legende für die Zeichnungen: helle Komponenten: Kalke, dunkle Komponenten: Ophite, gepunktet: Matrix



Maßstab = 2 m

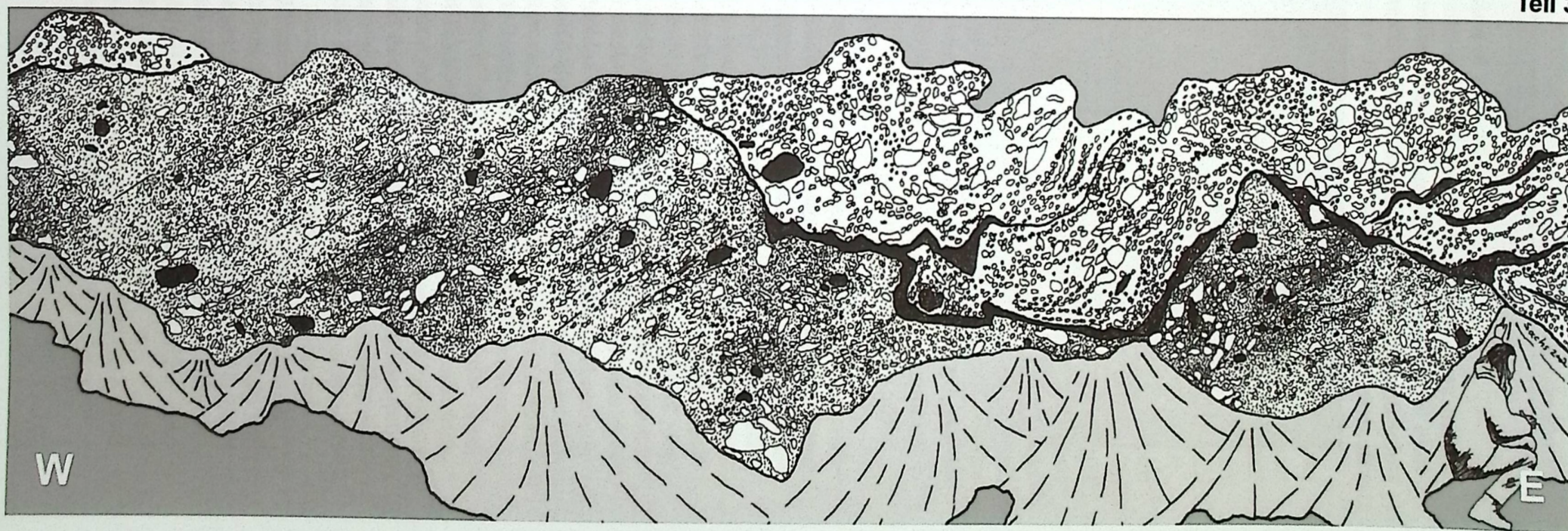
Teil 2





Maßstab = 2 m

Teil 3



b) oberer Abschnitt

Der Übergang zu den jüngeren Einheiten verläuft abrupt und sehr unruhig. Es handelt sich um eine deutliche Erosionsdiskordanz. Der obere Abschnitt besteht aus den gleichen Gesteinen wie der untere.



Abb. 32: Kleine Rinne in den fluviatil umgelagerten Sedimenten des oberen Abschnitts (Maßstab = 1 m). Siehe auch Abb. 29, im mittleren Bereich von Teil 1.

Der Tongehalt hat merklich abgenommen, manche Bereiche bestehen fast ausschließlich aus schluffig-sandigem Material. Es ist keinerlei tektonische Aktivität mehr nachweisbar.

Bei den Komponenten fällt neben der etwas besseren Rundung vor allem die Oberfläche auf. Es gibt kaum gekritzte Oberflächen. Wenn überhaupt, dann sind nur noch Reste davon erkennbar. Bei den Ophiten ist der Erhaltungsgrad des dunklen, glänzenden Karbonatüberzuges noch schlechter. Der Überzug enthält sehr wahrscheinlich Tonminerale. Durch Quellungs- und Schrumpfungsvorgänge der Tonminerale bekommt die Kruste schnell Risse und platzt dann ab (Tafel 35, Nr. 5 & 7). Dies würde auch die Probleme bei der späteren REM-Untersuchung erklären. Das erreichte Vakuum bei den Ophitproben war sehr mäßig. Der Grund hierfür war vermutlich die tonhaltige Kruste, die im Hochvakuum langsam Wasser abgegeben hat.

Direkt am Kontakt von oberem und unterem Abschnitt, aber auch innerhalb des oberen Bereichs, kommen dickere, rötliche Schlufflagen mit etwas Sand vor, welche in der Aufschlusszeichnung schwarz gezeichnet wurden. Teilweise weisen sie einen erhöhten Karbonatgehalt auf. Möglicherweise handelt es sich hier um pedogen überprägte Bereiche.

Der grundlegende Unterschied besteht in der Genese. Das auflagernde Sediment wurde fluviatil umgelagert (Abb. 32). Man erkennt deutliche, ein bis über zwei Meter breite Rinnenstrukturen. Im Teil 2 (Abb. 30) ist auf der linken Seite ein großer Kieskörper erkennbar, der an seiner erosiven Basis dm-große Gerölle führt. Gleichzeitig kommen aber auch kleine Rinnen mit "fining up"-Sequenzen bis in den feinsandig-schluffigen Bereich vor (Abb. 33).



Abb. 33: Detailansicht einer "fining-up"-Sequenz. Es handelt sich um eine Ausschnittvergrößerung der rechten Seite von Abb. 32.

Interpretation und Bildungsbedingungen:

Gegen Ende des Eozän wurde die Sierra de Cantabria im Zuge der Pyrenäenfaltung herausgehoben (WIEDMANN et al., 1983) und mitsamt dem Diapir von Peñacerrada auf das Ebro-Becken überschoben. Die kaum verfestigten Keuperevaporite dienten bei diesem Vorgang als Gleitmittel. Während der Hauptfaltungsphase vom Eozän bis Oligozän entstand auch das diamiktische Lockergestein, dessen Genese untersucht und interpretiert wird.

Von der Freiburger Nordspanien-Arbeitsgruppe sind bisher nur drei weitere Aufschlüsse bekannt, in denen ähnlich gebrochene und deformierte Kalksteinfragmente mit gekritzter Oberfläche vorkommen. Es handelt sich um die Arbeiten von GIESE (1991), BUCHER (1997) und JAHNKE (1997). Die von GIESE (1991) beschriebenen Sedimente weisen die größte Ähnlichkeit auf. In dem nur 8 km nordwestlich meines Arbeitsgebietes gelegenen Diapir von Ocio wird auch ein Diamikt beschrieben, in dessen Matrix triassische Salzpelite nachgewiesen werden konnten. Ich gehe davon aus, dass bei Ocio und in meinem Gebiet seitliche Salzinjektionen der Diapire tektonisch deformiert und ausgequetscht wurden. Bei BUCHER (1997), dessen Kartiergebiet in dem gefalteten Gebiet der Sierra Casilda liegt, und JAHNKE (1997), der nordwestlich der Sierra de la Demanda gearbeitet hat, handelt es sich um schlecht sortierte Parakonglomerate und Konglomerate. In der Matrix scheinen keine Salzpelite aus dem Keuper enthalten zu sein. Aufgrund der Seltenheit der gravierten Oberflächenstrukturen auf den Kalksteinen kann angenommen werden, dass diese nur unter ganz bestimmten Bedingungen entstehen. In den Arbeiten werden eine oder mehrere Entstehungsmöglichkeiten in Betracht gezogen, die im folgenden kurz vorgestellt und diskutiert werden sollen:

1. Entstehung durch ausfließendes Salinargestein:

KLEIN (1984) und GIESE (1991) unterstrichen die große Ähnlichkeit der bearbeiteten Gesteine mit Moränenablagerungen von Gletschern. Beide Autoren erwähnen die Möglichkeit, dass es sich um die Reste eines Salzgletschers handeln könnte. GIESE (1991) präzisiert die Salzgletscher-Theorie und verweist auf eine Beschreibung von JACKSON & TALBOT (1986). Als "Namakier" würde das sich hochviskos verhaltende Salzgestein, dem Gefälle folgend, talwärts fließen. Nach KLEIN (1984) und GIESE (1991) würden dabei mitgenommene und überfahrene Gerölle deformiert und gekritzelt. Da aus Nordspanien mehrere Diapirdurchbrüche bekannt sind, einschließlich dem Diapir von Peñacerrada (siehe Kapitel 3.4.1 und 3.5.3), erscheint diese Hypothese auf den ersten Blick durchaus plausibel und gerechtfertigt. Die Sedimente ähneln denen eines glazial entstandenen Diamiktes.

Die bekanntesten und seit Jahrzehnten gut erforschten rezenten Beispiele für nicht submarin durchgebrochene Diapire stammen aus dem Mittleren Osten. Im Gebiet der Zagros-Ketten im zentralen Teil des Iran sind mehrere Diapire durch die Sedimentdecke aufgestiegen. In der Folgezeit entstanden Aufdomungen, die ähnlich einer hochviskosen Flüssigkeit, das jüngere Gestein ihrer Umgebung überfließen. Eines der wichtigsten Salzgesteine des Zagros-Gebirges ist die "Hormuz-Formation". STÖCKLIN (1968) beschreibt aus dieser Formation teilweise stark verdrehte und verzerrte große Gesteinsmassen, in der Matrix kommen viele Gesteinsbrocken von sedimentären und magmatischen Gesteinen vor. Sonst sind die Beschreibungen von Oberflächen mitgeführter Komponenten sehr dürftig. Nur anhand von Komponentenbeschreibungen ist eine Beurteilung der Genese schwierig.

Ein Salzgletscher oder Namakier "funktioniert" nach TALBOT (1979, 1998) völlig anders als ein Gletscher aus Eis. Ein Namakier erodiert seinen Untergrund nicht. Im Gegensatz zu einem Gletscher aus Eis reichern sich die Komponenten nicht an der Seite oder an der Basis an, sondern bleiben im Salz dispers verteilt. Ein Namakier hat keine erosive Basis mit einer Grund- oder Seitenmoräne, wie man sie von Gletschern aus den Alpen kennt. Das Salz mit den Gesteins-trümmern überfließt eher den Untergrund.

Ein Argument gegen einen Salzgletscher ist die Tatsache, dass polierte und gekritzte kantige Gesteinstrümmern in den iranischen Salzextrusionen nicht beobachtet wurden und die für die

Striierung notwendigen Drucke unterhalb eines Salzgletschers nicht ausreichen würden (frdl. schriftl. Mitteilung von Prof. Christopher J. Talbot, Universität Uppsala, 2001). Bei dem REM-Vergleich (Kapitel 5) mit gekritzten Oberflächen aus dem spanischen Arbeitsgebiet, dem Impaktkrater Nördlinger Ries und zwei Proben eines Gletscherdiamiktes aus der Schweiz wurde diese Annahme von Prof. Talbot bestätigt.

2. Entstehung durch ein Impaktereignis:

BUCHER (1997) und JAHNKE (1997) weisen auf ähnlich aussehende Impakt-Gesteine hin. Geknackte und verdrehte Kalksteine mit Feinstriemung oder Oberflächenpolitur sind aus verschiedenen Auswurfsedimenten von Impaktkratern beschrieben worden. Als CHAO (1976) die "Bunten Trümmernmassen" des in Süddeutschland gelegenen Meteoritenkraters "Nördlinger Ries" genauer untersuchte, bemerkte er an Kalksteinfragmenten eine Politur und eine sehr feine Striierung auf der Oberfläche. Mit weiteren Beobachtungen, wie Brüche in Gesteinskomponenten, die teilweise im Fragment auslaufen, gelangte er zu der Überzeugung, dass die "Bunten Trümmernmassen" und ihr feinkörniger, diamiktischer Anteil, die "Bunte Breccie" unter hohem Druck plastisch deformiert worden sein müssen. Aus diesen Studien formulierte CHAO (1977) schließlich seine "Roll- und Gleit-Theorie", die anhand neuerer Erkenntnisse durch die "ballistische Auswurftheorie mit sekundärem Massentransport" ersetzt wurde.

Ähnliche Sedimente wurden mittlerweile aus dem spanischen Azuara-Krater durch ERNSTSON & CLAUDIN (1990) und aus den Auswurfmassen des Chicxulub-Kraters von Belize durch OCAMPO et al. (1997) und POPE et al. (1999) beschrieben.

BUCHER (1997) verglich die Sedimente seines Arbeitsgebietes mit von ihm gesammelten Gesteinsproben aus der "Pelarda-Formation" (ERNSTSON & CLAUDIN, 1990) und stellte beim äußeren, rein morphologischen Vergleich eine verblüffende Ähnlichkeit fest.

Auch der Diamikt meines Arbeitsgebietes weist viele Ähnlichkeiten mit Komponenten aus den Auswurfmassen des Nördlinger Ries auf. Dies gilt für geknackte Gesteinsfragmente, wie für Mikrostrukturen und Beläge auf der Oberfläche von Komponenten. Nimmt man die von MARSHALL et al. (1998) aufgestellten "Kriterien für Komponenten aus Impakt-Auswurfmassen", dann würde es sich mit hoher Wahrscheinlichkeit um die Ablagerungen eines Impaktes handeln. Der Diamikt mit seinen ungewöhnlichen Komponenten wäre dann allerdings der einzige Hinweis auf den Einschlag eines extraterrestrischen Körpers. Es gibt keinen Krater, keine Schmelzen und vor allem keine eindeutigen mineralogisch-petrographischen Befunde wie "Planare Elemente" oder "Diaplektische Gläser" in Quarzen oder Feldspäten. So entstand die Idee, den Diamikt der Einheit t1 mit den Auswurfmassen des gesicherten und sehr gut erforschten Meteoritenkraters "Nördlinger Ries" im Detail zu vergleichen (siehe Kapitel 5).

3. Entstehung durch kompressive Tektonik:

Die von GIESE (1991), BUCHER (1997) und JAHNKE (1997) beschriebenen Vorkommen von geknackten und gekritzten Kalksteinen haben eine große Gemeinsamkeit: sie kommen in oder bei Störungszonen vor. Auch das in dieser Arbeit beschriebene Vorkommen steht in direktem Zusammenhang mit einer großen Überschiebungszone. HIPPOLYTE (2001) gibt noch weitere Beschreibungen ähnlicher Gesteine unterschiedlicher Lokalitäten an und bezeichnet solche tektonisch gebrochenen Komponenten als die charakteristische Deformation von schwach verfestigten konglomeratischen Sedimenten, die durch den Kontrast hart-weich hervorgerufen werden.

Die sehr auffälligen gekritzten Fragmente entstehen bei der unterschiedlichen Bewegung von Komponenten und Matrix, wobei härtere Partikel aus der Matrix deutliche Spuren auf den Oberflächen weicherer Komponenten hinterlassen haben. Die Matrix reagiert während des Deformationsvorganges plastisch und fließt an den Komponenten entlang. Die Gravuren verlaufen meist als parallele Scharen, es kommen auch gebogene Kritzer vor. Vergleichbare, wenige mm-lange Schrammen beschreibt HIPPOLYTE (2001) auf wenig verfestigten

Konglomeraten. Auf den aus Spanien stammenden Handstücken lassen sich fast immer mehrere Striemungsrichtungen feststellen. Teilweise durchkreuzen sie sich. Nicht selten stecken die verursachenden Quarz- und Feldspatkörner noch am Ende des Kritzers im Gestein.

Die Kalksteinkomponenten haben häufig Reste eines dünnen, teilweise glänzenden weißlichen bis schwach rötlichen Überzuges aus Kalk. Bei den Ophiten ist der Überzug praktisch immer vorhanden und besteht aus tonhaltigem Kalzit. Er ist sehr viel dicker als bei den Kalksteinen ($\frac{1}{2}$ bis 1 mm dick) und im Bruch intensiv rot gefärbt, während er auf der Außenseite schwärzlich glänzt. Einen ganz ähnlichen Überzug beschreibt SCHMIDT (1954) aus einer mächtigen Störungszone, die durch den Bau des Semmeringtunnels in Österreich freigelegt wurde. Es handelt sich um Dolomite und Quarzite, die in einer tonigen Matrix schwimmend einen intensiv gefärbten violetten, grünen oder schwarzen Überzug besitzen. Der Überzug, wie auch die Komponenten selbst, weisen nach der Beschreibung von SCHMIDT (1954) durchweg deutliche Kratzer auf.

Bei mir handelt es sich möglicherweise um Kalziumkarbonat, welches im Druckschatten der rauen, gebrochenen Kalkstein- und Ophitflächen kristallisiert ist. Da die Oberfläche des Überzuges immer eine sehr feine Striemung und / oder Politur zeigt, kann sie nicht nachträglich entstanden sein. Meiner Meinung nach sind die Überzüge während des plastischen Deformationsprozesses auf den frisch gebrochenen Flächen entstanden. Bei den Untersuchungen im Nördlinger Ries habe ich keine vergleichbaren karbonatischen Überzüge feststellen können. MARSHALL et al. (1998) beschreiben diese aber aus den Ablagerungen des Chicxulub-Kraters. Nach diesen Autoren sind karbonatische Überzüge auf Kalksteinkomponenten ein Kriterium für den Nachweis von Ablagerungen eines Impaktes (vgl. Kapitel 5.5).

Die tektonische Entstehungsweise wird durch die in festeren, schwach zementierten Bereichen der Matrix gefundenen kleinen Scherflächen gestützt. Die Flächen halten nicht durch und sind meist nur wenige dm-lang. Komponenten können durch eine Scherfläche geteilt und versetzt werden. Die Bruchfläche ist in diesem Fall $\pm$ eben gekritz (Tafel 30, Nr. 7 [Seitenansicht] und Nr. 8 [Aufsicht]).

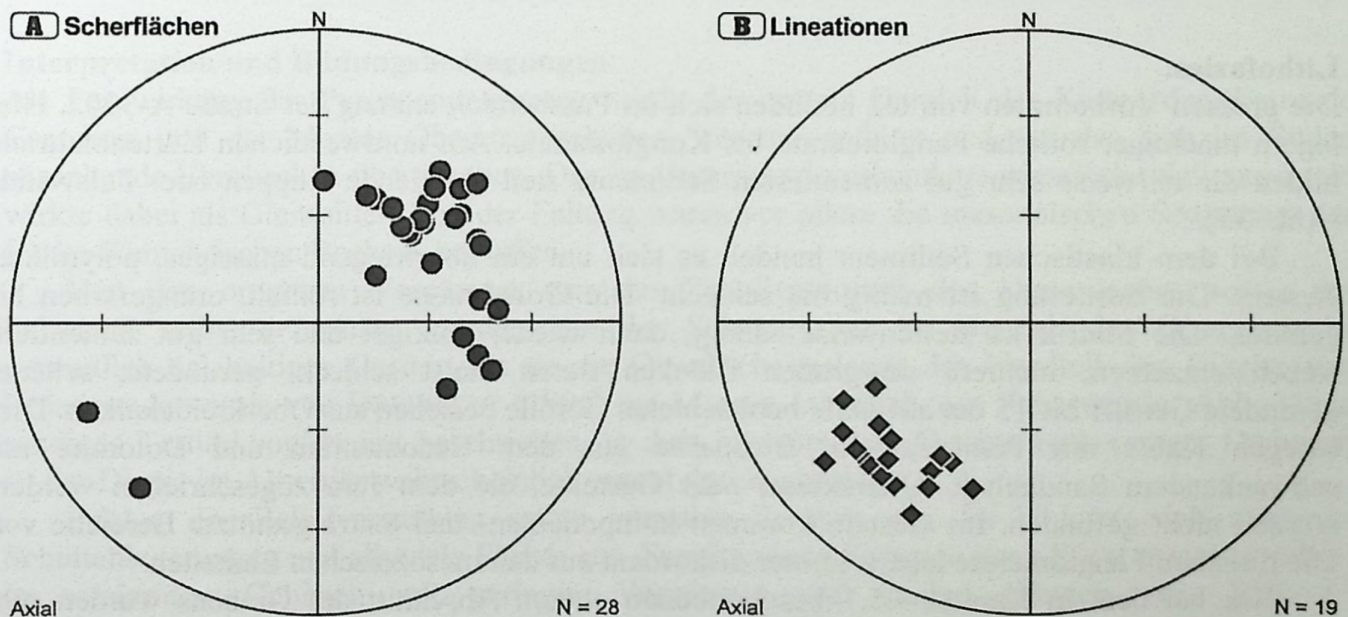


Abb. 34: Ins Schmidtsche Netz projizierte Messwerte: die Kreise zeigen die Flächenpole von 28 eingemessenen Scherflächen (A), die Vierecke bilden die Richtung der durch Kritzung entstandenen Lineationen (B) ab.

Die graphische Auswertung von 28 Scherflächen (Abb. 34, A) ergab eine NW-SE Ausrichtung. Die Flächen stehen also in direktem Zusammenhang mit der Haupttrichtung des Pyrenäen-Zusammenschubes. Auf den Scherflächen konnten 19 durch Kritzung entstandene Lineationen eingemessen werden (Abb. 34, B). Im Gegensatz zu den häufigen durch plastische Deformation allseitig gekritzten Komponenten kann man bei den Gravuren, die auf Scherflächen entstanden sind, eine Auswertung vornehmen. Die Projektion der Kritzer in eine Ebene verläuft $\pm$ parallel zum NE-SW Zusammenschub der Decke, in der der Diapir von Penacerrada liegt.

Bei Punkt R:522.200, H:4718.910 gibt es noch ein weiteres Vorkommen des tektonisch entstandenen Diamiktes. Neben Konglomeraten kommen hier polymikte Breccien in einer rötlichen Grundmasse vor. Die Matrix ist stark zementiert, so dass Oberflächenstrukturen und ähnliches nicht beobachtet werden konnten. Im Anschnitt erkennt man tektonisch versetzte kantige Kalksteine (Tafel 30, Nr. 5), auf verwitternden Oberflächen können noch im Gestein steckende, bipyramidale Quarze gefunden werden.

Bei den Sedimenten im oberen Abschnitt des Grabens handelt es sich um zumindest teilweise umgelagerte Sedimente des liegenden Diamiktes. Die Rinnenbildungen und Gradierung sind ein deutlicher Hinweis auf fluviatile Tätigkeit. Daneben können äolische Sedimente und eventuell Bodenbildungshorizonte eine Rolle spielen. Es kommen auch Abschnitte vor, die denen des rötlichen Fanglomerates aus dem Oligozän sehr ähnlich sind. Bei den Sedimenten in der direkten Umgebung handelt es sich teilweise um fanglomeratische und konglomeratische Ablagerungen, die als te2 (Kapitel 3.5.2) kartiert wurden.

Paläogeographische Entwicklung zur Zeit des tektonischen Diamiktes:

Siehe folgendes Kapitel (3.5.2 Die Kartiereinheit te2).

3.5.2 Die Kartiereinheit te2: Fanglomerate Zeitabschnitt: Oligozän (?)

Lithofazies:

Die größten Vorkommen von te2 befinden sich im Passbereich entlang der Straße A-3202. Hier lagern mächtige, rötliche Fanglomerate bis Konglomerate. Am nordwestlichen Kartenblattrand bilden die teilweise sehr gut zementierten Sedimente steil abfallende Kuppen oder Felswände (Abb. 35).

Bei dem klastischen Sediment handelt es sich um ein überwiegend massiges, polymiktes Gestein. Die Sortierung ist mäßig bis schlecht. Die Grundmasse ist rötlich, orangefarben bis gelblich. Die Matrix ist stellenweise sandig, dann wieder kalkiger und sehr gut zementiert. Neben einzelnen, mehrere dm-großen Blöcken treten meist schlecht gerundete, seltener gerundete Gerölle bis 15 cm auf. Alle beobachteten Gerölle bestehen aus Oberkreidekalken. Dies belegen Kalke mit Präalveolinen, Biosparite aus dem Cenomanium und Dolomite mit schwankendem Sandgehalt. Quarzkiesel oder Gesteine, die dem Jura zugeschrieben werden, wurden nicht gefunden. Im Gestein kommen komponenten- und matrixgestützte Bereiche vor. Die rötlichen Fanglomerate lagern immer diskordant auf den mesozoischen Einheiten.

Nur bei dem in Kapitel 3.5.1 beschriebenen oberen Abschnitt des Grabens wurden sehr feinkörnige fluviatile Sedimente mit Rinnen und Gradierung gefunden, die zur Kartiereinheit te2 gerechnet werden. Beim überwiegenden Teil der rötlichen Fanglomerate fehlen Sedimentstrukturen.

In den Randbereichen der Fanglomerate wurden immer kleine Vorkommen von kalkigen und dolomitischen Breccien in einer feinkörnigen, roten, orangen oder gelblichen Grundmasse beobachtet (Tafel 30, Nr. 4). Es handelt sich um sedimentäre Breccien, die während der Hauptfaltungsphase entstanden sind. Mit großer Wahrscheinlichkeit wurden sie synsedimentär mit den Fanglomeraten gebildet.



Abb. 35: Nach N, in Richtung zum Zentrum des Diapirs von Peñacerrada, bilden die rötlichen Fanglomerate sehr steile Hänge (R:522.020, H:4718.990). Blickrichtung nach E, auf die Juravorkommen des bearbeiteten Gebietes. Die Felsen sind im Luftbild (Abb. 1) als rötliche Lichtung gut zu erkennen

Interpretation und Bildungsbedingungen:

Als Fernwirkung der Pyrenäenorogenese wurde der spätere Bereich der Ketten der Sierra de Cantabria und der Montes Obarenes gehoben, intensiv gefaltet und auf das sich im Süden absenkende Ebrobecken überschoben. Das im Untergrund vorhandene triassische Salinargestein wirkte dabei als Gleitmittel. Von der Faltung waren vor allem die mesozoischen Sedimente des Basko-Kantabrischen Beckens betroffen.

Von den orogenen Vorgängen war das Schollenmosaik des Diapirdaches sowie der Salzstock selbst deformiert worden. An der Störungszone im Bereich des Diamiktes ist vermutlich salzhaltiges Gestein bis an die Oberfläche gelangt. Im Nordteil des Diapirs von Peñacerrada wurde von DREIKLUFT (1996) bei Moraza (nördlich von Peñacerrada, Abb. 3) ein sandiges Tertiärkonglomerat beschrieben, in dem bipyramidale Quarze vorkommen. Demnach ist der Diapir im Alttertiär wahrscheinlich erneut durchgebrochen.

Infolge der Reliefversteilung setzte intensive Erosion ein. Es bildeten sich mächtige Schuttablagerungen und alluviale Fächer aus. Fanglomerate kommen nach FÜCHTBAUER (1988a) in semiariden Gebieten mit geringer Vegetation und steilen Hängen vor. Während Starkregenereignissen können einzelne Klasten durch abfließendes Wasser transportiert werden. Infolge der geringen Vegetationsdecke und starker Durchnässung können größere Bereiche der Schuttdecke als ein mehr oder weniger matrixhaltiger Schuttstrom in Bewegung gesetzt werden. Nach FÜCHTBAUER (1988a) nehmen diese "debris flow"-Ereignisse nicht selten an großen, lange Zeit aktiven Störungszonen ihren Ausgang. Auch die sehr groben, etwas besser gerundeten Konglomerate weisen auf zeitweise aktive, hochenergetische Ablagerungsbedingungen, wie sie

rezent bei Starkregenfällen in Trockentälern an Gebirgsrändern vorkommen können. Da die Komponenten meist nur schlecht bis mäßig gerundet sind, kann von kurzen Transportwegen ausgegangen werden. Die Beobachtung kleinerer erosiver Rinnenstrukturen (Kapitel 3.5.1, b) im Passbereich entspricht der Beschreibung, welche FÜCHTBAUER (1988c) für rezente Schwemmfächer in semiaridem Klima gibt. In diesen Klimaten entstehen durch episodische Starkregen relativ steile Schwemmkegel, da die tonige Matrix nach dem Trocknen schwer zu erodieren ist. Während am Fuß eines Schwemmfächers die Rinnsale sich fächerförmig ausbreiten, sind sie im oberen Teil oft eingetieft. Die Beschreibung passt sehr gut auf die bei Peñacerrada vorgefundenen Überreste eines fossilen Schutt- und Schwemmkegels.

Die Zusammensetzung der Sedimente, wie auch die rötliche Färbung der Gesteine, weist auf ein arides oder semiarides Klima hin. Nach DREIKLUFT (1996) vollzieht sich während des Eozän / Oligozän im Ebro-Becken ein Klimawechsel von subhumid nach semiarid bzw. arid.

Von GARCÍA RODRIGO & FERNÁNDEZ ALVAREZ (1973) und PORTERO & RAMÍREZ DEL POZO (1979) werden die fanglomeratischen und konglomeratischen Einheiten ins Oligozän gestellt.

Paläogeographie zur Zeit der Konglomerate:

Nach dem oberen Eozän setzten die ersten stärkeren Bewegungen der alpidischen Gebirgsbildung ein, welche im Oligozän die Hauptfaltungsphase einleiteten (WIEDMANN et al., 1983). Während die Pyrenäen mit den vorgelagerten Gebirgsketten der Sierra de Cantabria und der Montes Obarenes entstanden, kam es im Arbeitsgebiet zu einer massiven Reliefversteilung. In den jungen, aufsteigenden Gebirgen entstand unter wüstenhaftem Klima eine vegetationsarme oder -freie Landschaft, deren Erscheinungsbild von erosiven Prozessen geprägt wurde. Am Fuß der Gebirge lagerten sich mächtige Hangschuttsedimente und alluviale Fächer ab. Verflochtene bzw. verwilderte Flüsse hatten auf Schwemmfächern und in Tälern ihren Lauf. Diese in der Sedimentologie als "braided river" bezeichneten Flusstypen trugen den Erosionsschutt der Sierra de Cantabria nach episodischen Starkregenereignissen in die jungen Tertiärsenken des Ebro-Beckens und des Miranda-Treviño-Beckens.

3.5.3 Die Kartiereinheit te3: Sandsteine Zeitabschnitt: Miozän (?)

Lithofazies:

Unterhalb des Kreidehöhenzuges der Sierra de Cantabria stehen im südwestlichen Kartiergebiet die hellen, relativ weichen Sande des Ebro-Beckens an. Die Aufschlussverhältnisse sind mäßig, da ursprüngliche Merkmale, wie Schichtung oder Lagerung, durch Terrassierung und Vegetation verloren oder nicht zugänglich sind. Stellenweise wurden die Sande tektonisch brecciiert (R:522.055, H:4717.535) oder sind steil gestellt (R:522.025, H:4717.570). In Richtung SW lagern die Schichten flacher. Nahe der Kartiergrenze (R:522.020, H:4717.010) wurden neben einem Feldweg wenig geklüftete, im dm- bis m-Bereich gebankte helle Sande gefunden.

Die hellen Sande von te3 sind beige, ocker und gelbgrau. Das Gestein besteht aus kalkig zementiertem Feinsandstein in dem mittelsandige Bereiche eingeschaltet sind. Als Nebengemengeteile treten häufig Muskovitschüppchen und auf einigen Schichtoberflächen kleine Holzkohlestückchen auf. Weitere Fossilien wurden nicht gefunden. Die Bänke sind meist strukturlos, selten kann man schwache Schrägschichtung oder Lamination erkennen.

Interpretation und Bildungsbedingungen:

In den tektonisch ruhigeren Phasen wurden in den vom Sierrenrand weiter entfernt liegenden Bereichen der Tertiärbecken flachlagernde Fein- und Mittelsande sedimentiert. Es handelt sich um "overbank"-Sedimente aus den Randbereichen von alluvialen Fächern. Die gefundenen Bohnerze (Tafel 28, Nr. 5) und Rhizokonkretionen (Tafel 28, Nr. 6) zeigen eine Sedimentationsunterbrechung durch Verwitterung und Bodenbildung an. Die Ablagerungen belegen eine tektonische Ruhephase.

Nachdem im Miozän die tektonische Aktivität wieder einsetzte und die Sierren weiter auf das Ebrobecken geschoben wurden, sind die hellen Sande gestaucht und in die Faltung mit einbezogen worden (ENGESER et al., 1984 und ENGESER, 1985). In der Folgezeit wurden die tertiären Sedimente überschoben, brecciiert und steil gestellt.

GARCÍA RODRIGO & FERNÁNDEZ ALVAREZ (1973) und PORTERO & RAMIREZ DEL POZO (1979) geben für die hellen Sande des Ebro-Beckens miozänes Alter an.

Paläogeographie zur Zeit der Sandsteine:

Im Miozän sind die Sierren weiter abgetragen worden. In den Randbereichen von alluvialen Fächern sowie in den tertiären Senken des Ebro-Beckens und des Miranda-Treviño-Beckens wurden feinkörnige helle, flach lagernde Sande sedimentiert. Aufgrund der tektonischen Ruhephase kam es zu Bodenbildungsprozessen.

Erneute orogene Prozesse führten dazu, dass die Sierra de Cantabria und die Montes Obarenes weiter auf das Ebro-Becken geschoben wurden. Die noch jungen, flach lagernden Sande wurden dabei unmittelbar vor dem Gebirge gestaucht und hochgedrückt. Die tektonische Aktivität hörte Ende des Tertiärs auf.

3.6 Das Quartär

Der jüngste, bis in die heutige Zeit andauernde Abschnitt der Erdgeschichte ist das Quartär. Nach dem Tertiär entwickelte sich in Europa ein kühlgemäßigtes, humides Klima. Im Arbeitsgebiet setzte intensive Verwitterung und Bodenbildung ein. Es entstand eine dichte Vegetationsdecke. KESSLER (1981) konnte die Existenz eines spätpleistozänen oder holozänen Sees im zentralen Teil des Diapirs von Peñacerrada belegen.

Aufgrund der günstigen Lebensbedingungen wurde der Bereich des Diapirs wahrscheinlich schon früh von Menschen besiedelt. KESSLER (1981) beschreibt den Fund einer aus Silex bestehenden Pfeilspitze, die der südfranzösisch-spanischen Kulturstufe der Solutréen zugeordnet wurde (jüngere Altsteinzeit, um 15 000 v. Chr.). KESSLER (1981) vermutet, dass das Stück aus alttertiärem Silex hergestellt wurde. Bei der Geländearbeit habe ich ein Bruchstück eines fraglichen Silex-Artefaktes (Tafel 29, Nr. 6) gefunden. Unter dem Mikroskop konnten Großforaminiferen als *Discocyclina* sp. bestimmt werden, die tertiäres Alter des Silex-Gesteins belegen.

Am Fuß des Kammereiches der Sierra de Cantabria ist ein Läufer (Tafel 29, Nr. 7 & 8) einer Schiebemühle gefunden worden. Der Läufer besteht aus einem hellgrauen, feinen bis mittelkörnigen Sandstein. Das Bindemittel ist Quarz. Da der Gesteinstyp in der näheren Umgebung nicht vorkommt, wurde das Artefakt aus größerer Entfernung an den Fundort unterhalb des Kammereiches der Sierra de Cantabria herangeschafft. Nach Auskunft von Michael Kaiser (Museum für Ur- und Frühgeschichte in Freiburg, 2002) sind Schiebemühlen im südeuropäischen Raum vom Neolithikum bis in die Bronzezeit verwendet worden. Aufgrund ihrer Größe und des Gewichtes sind Handmühlen aus Stein meist ein Hinweis auf Besiedelung. Der natürliche Passbereich von Osluna zwischen dem Diapir und dem Ebro-Becken war hierfür vermutlich ein geeignetes Areal.

3.6.1 Die Kartiereinheit qu1: Kalktuff / Quelltuff

Zeitabschnitt: Pleistozän bis Holozän

Lithofazies:

Kalk- oder Quelltuffe kommen nur im nördlichen Teil des Arbeitsgebietes, im Kontaktbereich der verwitterten Keupertonsteine mit den Carñiolas-Gesteinen, vor. Es handelt sich um mehrere Meter mächtige, sehr poröse, wenig verwitterungsresistente Gesteine. Die Tuffe haben meist eine helle, ins gelbliche, gräuliche und bräunliche gehende Farbe.

In dem Gestein sind sehr oft Abdrücke von Pflanzenstengeln, Ästen, teilweise noch mit Holz-Substanz und Blättern (Tafel 29, Nr. 1 & 2) sowie von verschiedenen Landschnecken (Tafel 29, Nr. 3 bis 5). Bei den Landschnecken ist manchmal die Farbbänderung noch erhalten (Tafel 29, Nr. 4).

Bei dem westlichen Vorkommen (R:522.505, H:4719.965) handelt es sich um ein fossiles, verwittertes Kalktuffgebiet, von dem häufig nur noch Lesesteine und mehrere Meter große Blöcke im Wald und am Waldrand vorhanden sind. Das östliche, auf etwa 800 m liegende Tuff-Vorkommen ist terrassenartig erhalten. Durch den Bau der Straße A-3202 wurde ein etwa 2 m hoher Aufschluss geschaffen (R:522.995, H:4720.040), der den löchrig-ungeschichteten Aufbau der Kalktuffe zeigt. An kleinen Quellaustritten an der Böschung neben der Straße wird subrezent weiter Kalk gefällt. Der Vorgang führt zur Umkrustung von Pflanzenstengeln, Zweigen und den Drainagegräben neben der Straße.

Interpretation und Bildungsbedingungen:

Die Tuffablagerungen meines Kartiergebietes sind hauptsächlich anorganischen Ursprungs. Meteorisches Grundwasser löst durch die enthaltene Kohlensäure beim Einsickern in Gebieten mit karbonatischem Gestein Kalk. Da die zu Ton verwitterten Keupertonsteine einen guten, wasserstauenden Horizont bilden, tritt kalkhaltiges Quellwasser am Kontakt zu den Keupergesteinen im Hangbereich aus. Wenn dem Wasser CO₂ entzogen wird, fällt der gelöste Kalk aus. Dies geschieht an Quellaustritten durch Druckentlastung und / oder Erwärmung. Daneben können Wasserturbulenzen und die Assimilation von Pflanzen eine Rolle spielen.

3.6.2 Die Kartiereinheit qu2: Alluvionen

Zeitabschnitt: Pleistozän bis Holozän

Lithofazies:

Die jungen Alluvionen des kleinen Flösschens Mina werden intensiv landwirtschaftlich genutzt. Die Farbe der Äcker variiert von braun bis braungrau, die Matrix ist schluffig bis tonig, stellenweise auch feinsandig. Auf den Äckern in unmittelbarer Nähe des Flösschens (R:523.945, H:4720.020) findet man gut gerundete Gerölle aus dunkelgrauem, mikritischem Kalkstein (Lias oder Dogger), Quarzkiesel (Unterkreide) und Biosparit (Cenomanium). Die Gerölle können über 10 cm Ø haben.

Interpretation und Bildungsbedingungen:

Bei der Kartiereinheit qu2 handelt es sich um junge, nicht verfestigte Fluss-Sedimente. Die Komponenten bestehen aus dem Erosionsschutt des Einzugsgebietes und sind, wegen der Weichheit und Löslichkeit der Karbonate, alle gut gerundet. Aufgrund der landwirtschaftlichen Nutzung lassen sich die Sedimente im Taleinschnitt von Montoria gut verfolgen.

3.6.3 Die Kartiereinheit qu3: Hangschutt Zeitabschnitt: Pleistozän bis Holozän

Lithofazies:

Die steil abfallenden Hänge der Sierra de Cantabria sind immer von mächtigen Hangschuttmassen aus oberkretazischen Kalken bedeckt, wobei der Begriff für Rutschmassen und Geröllfelder verwendet wurde. Die Komponenten des fanglomeratischen Sedimentes sind eckig bis kantengerundet, das Korngrößenspektrum reicht von cm bis etliche m Ø. Mancherorts ist die Kartiereinheit qu3 durch karbonatisches Bindemittel wieder verfestigt (R:522.480, H:4718.795). In flacheren und geschützten Bereichen werden die Hangschuttmassen durch Vegetation und Bodenbildung stabilisiert.

Interpretation und Bildungsbedingungen:

Es handelt sich um Erosionsschutt, der durch Insolations- und Frostverwitterung entstanden ist. Da sich ausgedehnte, kartierbare Schuttflächen nur unter steilen Felsgraten bilden können, liegen meine besten Aufschlüsse auf der Südwestseite der Sierra de Cantabria.

3.6.4 Verkarstungserscheinungen Zeitabschnitt: Pleistozän bis Holozän



Abb. 36: Kluftkarren im Wald, unterhalb der A-3202 (R:522.470, H:4718.850). Die Klüfte sind tiefer als 1 m. Der Hammerstiel zeigt Richtung Norden.

An den Karbonaten der Oberkreide kann man häufig Verkarstungserscheinungen beobachten. Rinnen- und Kluftkarren sind die häufigsten Karsterscheinungen.

Besonders erwähnenswert sind die in Abb. 36 gezeigten Kluftkarren. Es handelt sich um Oberkreidefelsen (Cenomanium?), die unvermittelt zwischen den Sedimenten der sandigen Unterkreide auftauchen. Die Klüfte streichen NNE-SSW, in Richtung der beiden eingezeichneten Dolinen im Toloño-Kalk (R:522.370, H:4718.660). In dem Sattelbereich gibt es eine größere, längliche Trichterdoline (Breite: 6 m, Länge: 10 bis 12 m, Tiefe: 3 m) und zwei kleinere, rundliche (3 m und 1 m Ø). Die Anordnung der Lösungsdolinen entspricht auch etwa NNE-SSW. Vermutlich hängt diese Streichrichtung der Verkarstungssysteme mit dem im Norden anstehenden Diapir von Peñacerrada zusammen.

Im Acker gefundene dolomitische und karbonatische Lesesteine mit mm- bis cm-, teilweise auch dm-mächtigen Überzügen von Sinterkrusten (Tafel 1, Nr. 3) und das Bruchstück eines Tropfsteines (Tafel 28, Nr. 8) werden als die Relikte einer eingestürzten Karsthöhle im Carñiolas-Kalk gedeutet.

An dem zweiten Punkt, der in der Karte als Doline eingezeichnet ist, befindet sich ein kleinerer, in Richtung Süden abtauchender kleiner Höhleneingang. Auf Abb. 37 ist dieser Bereich links unten zu sehen. Die ganze Struktur ähnelt einer Einsturzdoline: Mitten im Wald öffnet sich ein fast senkrecht abfallendes, 10 bis 13 m tiefes Loch. Der braune Boden scheint aus Lehm zu bestehen. Darüber erkennt man mehrere kleine Halbhöhlen, die entlang einer Störung angeordnet sind.

Selbst massige Karbonate sind von vielen kleinen Karstschloten und Höhlensystemen durchzogen. Gleiches wurde auf der anderen Seite der Sierra, vom Ebro-Becken aus, in der in Kapitel 3.4.5. beschriebenen 80 m hohen Wand (Abb. 25) beobachtet. Allerdings kommt hier das Wasser wieder heraus.



Abb. 37: Höhleneingang im Kammbereich der Sierra de Cantabria, Blickrichtung: SW (R:523.435, H:4717.165).

4 Die Tektonik

4.1 Regionale Tektonik

Die NW-SE streichende Ebro-Becken-Randüberschiebung stellt morphologisch und geologisch das auffälligste und größte tektonische Strukturelement im Bereich der Sierra de Cantabria und der Montes Obarenes dar. Die beiden den Pyrenäen vorgelagerten Sierren bestehen aus südvergenten, NW-SE streichenden Aufschiebungs- und Faltenstrukturen. Maßgeblich beteiligt am tektonischen Baustil ist der triassische, aus Tonstein- und Salzablagerungen bestehende Untergrund. Ähnlich wie im Schweizer Faltenjura dienten diese Gesteine als Abscherhorizont und ermöglichten erst die Entstehung der Faltenzüge und die weitreichende Deckenüberschiebung auf das Tertiär des Ebro-Beckens.

Die zweite tektonische Hauptrichtung verläuft $\pm$ senkrecht zu der NW-SE gerichteten Kompressionstektonik, deren Südrand von der Sierra de Cantabria begrenzt wird. Im Basko-Kantabrischen Raum ist so ein netzartiges Bild mit Störungszonen entstanden. Entlang von Störungszonen, vor allem aber an den Kreuzungspunkten, sind häufig Diapire aufgestiegen, die sich in manchen Bereichen perlschnurartig aneinander reihen.

4.2 Tektonische Strukturen im Arbeitsgebiet

Die Tektonik des Kartiergebietes wird von zwei tektonischen Strukturelementen dominiert, die sich in ihrer Wirkung überlagern. Im Norden ist dies der Diapir von Peñacerrada, im Süden die

NW-SE verlaufende Ebro-Becken-Randüberschiebung. Dadurch gibt es auch eine Vielzahl von Störungen mit unterschiedlichen Richtungen und Versatzbeträgen im Arbeitsgebiet.

Es können zwei Hauptgruppen von Störungen unterschieden werden. Die erste Gruppe von Störungen sind nach Süden gerichtete Aufschiebungen, welche auffällige Störungszonen bilden können. In einer Aufschiebungszone befindet sich auch der Grabenbereich mit dem tektonisch entstandenen Diamikt (Kapitel 3.5.1).

Die zweite Gruppe besteht aus kleineren, NS gerichteten Störungen. Sie haben sich $\pm$ senkrecht zu den Überschiebungen gebildet und zerschneiden die aufgeschobenen Gesteine. Im Gelände erkennt man sie meist nur an brecciierten Zonen, Bachläufen oder im Hang eingeschnittenen kleinen Erosionsrinnen.

Zudem begleiteten halokinetische Vorgänge die tektonische Entwicklung. Gesteinsschollen wurden durch den Salzaufstieg brecciiert, gehoben und verkippt. Als die Ebro-Becken-Randüberschiebung entstand, wurden auch diese Gesteine von der SE gerichteten Bewegung der Deckenüberschiebung erfasst.

4.2.1 Der Diapir von Peñacerrada

Der von mächtigen mesozoischen Sedimenten überlagerte salzhaltige tiefere Untergrund und die erste tektonische Aktivität der sog. "jungkimmerischen Distensionstektonik" (WIEDMANN et al., 1983) bewirkten ab der Unterkreide einen diapirischen Salzaufstieg. FERNÁNDEZ-MENDIOLA & GARCÍA-MONDÉJAR (1997) machen sich kreuzende Schwächezonen im tieferen Untergrund für den eigentlichen Beginn des Salzaufstieges verantwortlich. Die überlagernden jurassischen Sedimente wurden in der Folge deformiert und zerbrochen. Nach einer tektonisch ruhigeren Phase in der Oberkreide, in der harte Kalke und Dolomite abgelagert wurden, kam es ab der oberen Oberkreide und im Tertiär erneut zu verstärkter diapirischer Aktivität, in der die mesozoischen Sedimente in ein Schollenmosaik zerbrochen.

Während der im Tertiär stattfindenden Pyrenäenorogenese wurde der Diapir mit seinem Dach voll erfasst und nach Süden auf das Ebro-Becken geschoben. Die Gesteine des Diapir-Daches wurden teilweise intensiv brecciiert. Die einzelnen Schollen haben unterschiedlichste Streich- und Fallwerte. Die Hauptrichtung des halokinetischen Aufstiegs wurde wahrscheinlich nach Süden umgelenkt.

Bei Punkt R:523.415, H:4719.670 wurden in einem aus Keupergesteinen bestehenden Acker etliche cm-große Asphaltbrocken gefunden (Tafel 30, Nr. 1 & 2). Eine anthropogene Ursache, wie Reste von Straßenbaumaterial wird ausgeschlossen. Einerseits handelt es sich in dem in unmittelbarer Nähe befindlichen Straße um einen Kiesweg, andererseits kann man in verschiedenen Anschnitten (Tafel 30, Nr. 1) eindeutige Fließstrukturen erkennen. Möglicherweise konnte sich in der südlich gelegenen Antikline etwas Erdöl sammeln, welches vermutlich während der alpidischen Orogenese im Tertiär an der Oberfläche ausgetreten ist. Als Muttergesteine kommen nach MERTEN (1994) Jura- und Unterkreide-Sedimente in Frage.

4.2.2 Die Ebro-Becken-Randüberschiebung

Die Grenze zwischen den beiden Gebirgszügen Sierra de Cantabria und Montes Obrarenes mit dem Ebro-Becken bildet eine sehr auffällige Überschiebungszone und ist das zweite große Strukturelement meines Arbeitsgebietes.

Als sich die Pyrenäen im Eozän / Oligozän bildeten, entstand im Vorland der alpidischen Orogenese ein Molassebecken, welches wir heute unter dem Namen Ebro-Becken kennen. Durch den Fernschub wurden gleichzeitig die mesozoischen Sedimente des Basko-Kantabrischen

Beckens gestaucht und schließlich gefaltet. Die nächste stärkere tektonische Aktivität setzte nach ENGESER et al. (1984) im Miozän ein. Das im Untergrund vorhandene, salzhaltige Gestein wirkte als sehr guter Scherhorizont, wodurch es zu einer weiträumigen Deckenüberschiebung auf das Ebrobecken kam. Nach RIBA ARDERIU & JURADO (1992) kann der Versatz bis zu 30 km betragen. Durch den Deckenüberschiebungsprozess wurden vor allem die harten Kreidekalke aufgeschoben und verschuppt. Mancherorts, wie die Wand bei R:522.915, H:4717.435 (Abb. 25), wurden die Bänke senkrecht gestellt.

Am westlich anstehenden, NW-SE streichenden Hauptkamm der Sierra, bei R:522.640, H:4717.990, ist die Mächtigkeit der Kreidekalke scheinbar reduziert. Es fehlen hier die Kalkbänke des Cenomanium, die möglicherweise noch in der Tiefe stecken. Nach SE, bei R:523.235, H:4717.390, stehen diese wieder an, allerdings sind die Gesteine des Cenomanium durch eine Störungszone von den Toloño-Kalken getrennt. Vermutlich haben die knollig-mergeligen Kalke des Turonium als Bewegungsfläche gedient.

5. Vergleich von Gesteinen einer Störungszone mit Impaktgestein

Bei der Beschreibung gekritzter Sedimente aus NE Spanien (KLEIN, 1984, GIESE, 1991, BUCHER, 1997 und JAHNKE, 1997) fällt immer wieder eine große Ähnlichkeit zu gekritzten und polierten Kalksteinfragmenten aus dem Nördlinger Ries und anderen Impaktkratern auf. Nimmt man die von MARSHALL et al. (1998) aufgestellten "Kriterien für Komponenten aus Impakt-Auswurfmassen", so würde man die sicher tektonisch entstandenen gekritzten Kalksteine aus Spanien als die Ablagerungen eines Impaktkraters deuten können. Aus dieser Problematik entstand die Idee, die Gesteine des tektonisch entstandenen Diamiktes (Kapitel 3.5.1) mit Komponenten aus dem Impaktgestein "Bunte Breccie" des Nördlinger Rieses anhand von Handstücken und REM-Aufnahmen zu vergleichen und nach Unterscheidungskriterien zu suchen (SACHS & PFLUG, 2002a und SACHS, 2002a).

Der Meteoritenkrater Nördlinger Ries gilt als einer der am besten erforschten Impaktstrukturen der Erde. Es liegt daher nahe, die fein gravierten, teilweise polierten Kalksteinfragmente aus der Bunten Breccie der Riesauswurfmassen für einen Vergleich mit den in Spanien vorgefundenen Gesteinen einer Störungszone zu verwenden.

5.1 Die Lage und die Impaktgesteine des "Nördlinger Ries" (Süddeutschland)

Das Nördlinger Ries trennt die Mittelgebirgszüge der Schwäbischen und Fränkischen Alb. Das Riesgebiet ist eine kreisförmige Ebene mit annähernd 25 km Ø, welche durch ein Impaktereignis vor etwa 15 Millionen Jahren entstand.

Auf die genaue Kraterentstehung soll in dieser Arbeit nicht eingegangen werden. Es sei auf weiterführende Literatur von HÜTTNER & SCHMIDT-KALER (1999a,b) oder PÖSGES & SCHIEBER (1994) verwiesen.

5.1.1 Die progressive Stoßwellenmetamorphose

Im und an den Rändern eines durch einen großen Meteoriten erzeugten Impaktkraters hat eine besondere Art der Metamorphose stattgefunden. Beim Einschlag wurden enorme Mengen kinetischer Energie umgewandelt und freigesetzt. Von der Einschlagstelle aus breiteten sich Schockwellen halbkugelschalenförmig in den Gesteinsuntergrund und, in entgegengesetzter Richtung, im Meteorit aus. Die petrographischen und mineralogischen Veränderungen des getroffenen Nebengesteins werden allgemein als Impakt- oder Stoßwellenmetamorphose bezeichnet.

In der Impakt-Forschung wird die von STÖFFLER (in: ENGELHARDT et al., 1969 und 1971) eingeführte Einteilung der "progressiven Stoßwellenmetamorphose" bis heute verwendet. Sie basiert in erster Linie auf Gesteinsveränderungen, welche im Dünnschliff beobachtet werden können. 1974 wurde von GRAUP und STÖFFLER die Stoßwellenmetamorphose überarbeitet. Die Einteilung erfolgt in sechs Stufen und kann hier nur kurz umrissen werden, wobei die neueren, bei HÜTTNER & SCHMIDT-KALER (1999b) angegebenen Werte für Druck- und Temperaturverhältnisse verwendet wurden.

Stufe 0: Der Druck steigt bis auf etwa 100 kbar an; wird als Zone der elastischen Deformation aufgefasst.
Resttemperatur nach Druckentlastung: ~ 100 °C
Dünnschliff: in Biotiten entstehen ab 10 kbar *Knickbänder*.

Stufe I: Der Druckbereich liegt zwischen 100 und 350 kbar; wird als Zone der plastischen Deformation aufgefasst.
Resttemperatur nach Druckentlastung: ~ 300 °C
Dünnschliff: in Quarzen und Feldspäten entstehen *planare Elemente* (Scharen feiner Lamellen).

Stufe II: Der Druckbereich liegt zwischen 350 und 450 kbar; Druckumwandlungen von Mineralen.
Resttemperatur nach Druckentlastung: ~ 900 °C
Dünnschliff: Quarze und Feldspäte werden in *diaplektische Gläser* überführt, sie haben also unter dem Polarisationsmikroskop die optischen Eigenschaften von Glas, obwohl die Minerale nicht aufgeschmolzen wurden.

Stufe III: Der Druckbereich liegt zwischen 450 und 600 kbar; Gesteine werden teilweise aufgeschmolzen.
Resttemperatur nach Druckentlastung: ~ 1500 °C
Dünnschliff: aufgeschmolzene Feldspäte sind blasenreich und zeigen Fließstrukturen.

Stufe IV: Der Druckbereich liegt zwischen 600 und 1000 kbar; Gesteine werden völlig aufgeschmolzen.
Resttemperatur nach Druckentlastung: 2000 bis 5000 °C
Dünnschliff: es entsteht inhomogenes, schlieriges Gesteinsglas.

Stufe V: Druckbereich oberhalb von 1000 kbar; Gesteine verdampfen.
Resttemperatur nach Druckentlastung: mehrere 10 000 °C

5.1.2 Die Impaktgesteine des Nördlinger Rieses

In den verschiedenen Druck- und Temperaturstufen der Stoßwellenmetamorphose sind neue Gesteine entstanden. Demnach werden die Gesteine des Rieses je nach ihrer petrographischen Zusammensetzung und dem Grad der Beanspruchung eingeteilt:

a) Suevit

Es gibt zwei Arten von Suevit: den "Auswurf-Suevit" und den "Rückfall-Suevit". Da der "Rückfall-Suevit" nur aus Bohrungen bekannt ist, wird nur der "Auswurf-Suevit" kurz behandelt.

Es handelt sich um ein graues, graublaues, graugelbliches, auch rotes Gestein. Suevit ist ein mäßig festes Gestein mit tuffbreccienartigem Aussehen. Die Matrix besteht aus einem Gemisch aus kleinsten (Kristallin-)Trümmern und Glasparkeln. Eine Sonderform stellt Suevit mit sandiger Matrix dar.

Der überwiegende Anteil der Komponenten von Suevit-Gestein besteht aus schwärzlichen Fragmenten des kristallinen Grundgebirges (Granite, Gneise, Amphibolite, etc.). Die Bruchstücke können verschieden stark oder gar nicht aufgeschmolzen sein. Die meist dunklen Schmelzprodukte sind stark blasenhaltig und zeigen häufig Fließstrukturen. Seltener kommen "gefrittete", kantige Bruchstücke des sedimentären Deckgebirges vor.

GRAUP & STÖFFLER (1974) geben für Gesteinsbruchstücke die Stufen 0 bis III und für Schmelzen die Stufe IV an.

b) Polymikte Kristallinbreccie

Als polymikte Kristallinbreccie bezeichnete Gesteine bestehen aus verschiedenen magmatischen und metamorphen Bereichen des zertrümmerten kristallinen Untergrundes des Rieses (Granite, Gneise, Amphibolite, etc.). In einer feinkörnigen Matrix sind kantige bis kantengerundete Gesteinstrümmer verteilt. Größere Komponenten aus Kristallingestein können von ihrem Gefüge so stark mitgenommen sein, dass sie zu Sand zerfallen. Matrix und Komponenten haben die gleiche petrographische Zusammensetzung. Untergeordnet sind auch Fragmente des tieferen sedimentären Deckgebirges vertreten (mittlerer und tieferer Jura, Keuper). Daneben erwähnen HÜTTNER & SCHMIDT-KALER (1999a,b) gelegentlich vorkommende, blasenreiche, gelblich verwitterte Glasfetzen und -fladen.

GRAUP & STÖFFLER (1974) geben für das Gestein die Stufen 0 bis II an. Berücksichtigt man die von HÜTTNER & SCHMIDT-KALER (1999a,b) beschriebenen, nur vereinzelt eingelagerten Gesteinsgläser, so können auch höhere Stufen vorkommen.

c) Bunte Trümmermassen

Die mechanisch zertrümmerten, beim Auswurf vermengten Gesteine des Deckgebirges werden als Bunte Trümmermassen bezeichnet. Es handelt sich um die ehemals mächtige Schuttdecke, welche noch heute am Riesrand sowie im Süden, Südwesten und Osten die Schwäbisch-Fränkische Alb überlagert (siehe Abb. 38).

Die Bunten Trümmermassen haben das weiteste Korngrößenspektrum der Riesgesteine. Feiner Gesteinsstaub gehört ebenso zu diesem Typ von Impaktgestein wie Gesteinsschollen von über einem Kilometer Größe. Die großen, dislozierten allochthonen und parautochthonen Schollen sind häufig intensiv gestaucht, verbogen oder brecciiert. Komponenten und Matrix bestehen aus zerkleinerten, durch den Transport aufgearbeiteten Sediment- und untergeordnet aus Kristallingesteinen. In den Bunten Trümmermassen kommen keine Schmelzen vor. Auch werden keine Sortierungsvorgänge festgestellt.

Der Malmkalk, auf dem die Gesteine der Auswurfdecke lagern, ist häufig intensiv geschrammt. Dieser als Schliff-Fläche bezeichnete Untergrund entstand durch das Heraus-schieben von Gesteinsmaterial.

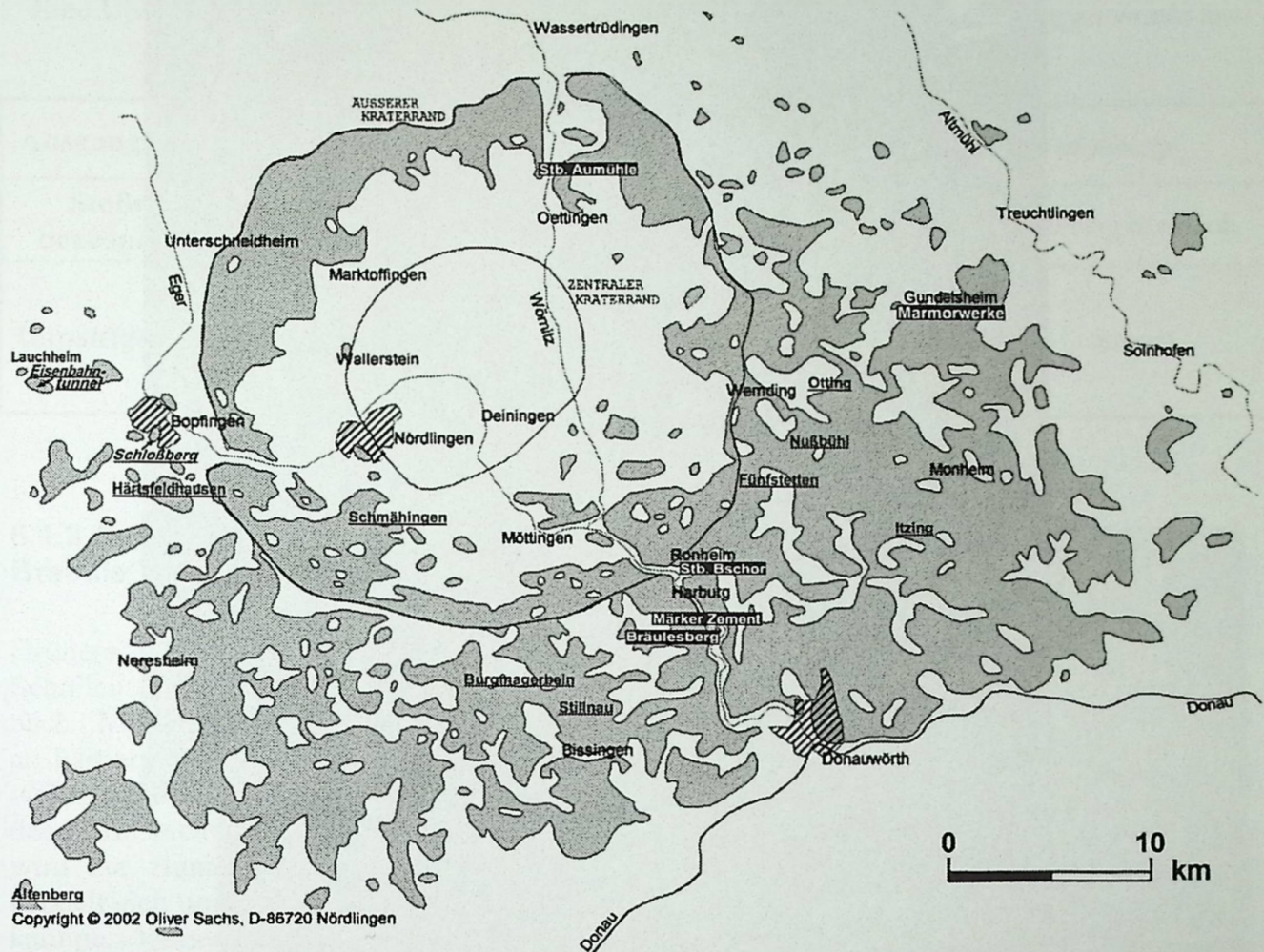
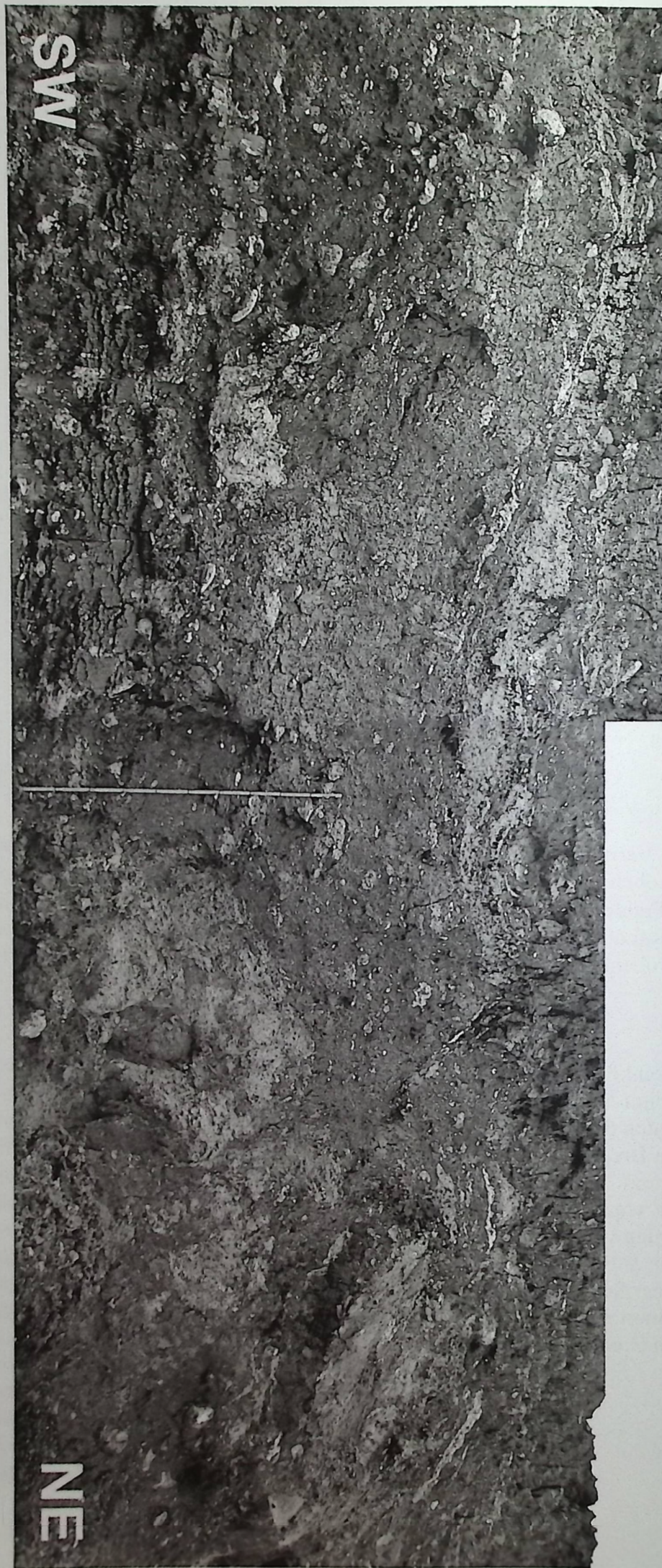


Abb. 38: Verbreitung der Bunten Trümmermassen mit der Lage der Aufschlusspunkte der Gesteinsproben aus der Bunten Breccie. Die unterstrichenen Orte stellen in der Literatur erwähnte Fundorte für gekritzte und polierte Kalksteine dar (Schloßberg = Buchberg). Von den durch schwarze Balken hervorgehobenen Lokalitäten stammen die in dieser Arbeit abgebildeten Gesteinsproben. (Karte vereinfacht nach BAYER. GEOLOGISCHES LANDESAMT, 1996)

Der feinkörnige Anteil der Bunten Trümmermassen wird als Bunte Breccie bezeichnet (siehe Kapitel 5.1.3). Die Bunte Breccie stellt ein diamiktisches Gestein dar. Unterschiedlichste Komponenten des sedimentären Deckgebirges stecken in einer feinkörnigen Matrix (Abb. 39). In der Bunten Breccie können auch plastisch deformierte Partien beobachtet werden (Abb. 40). Das Impaktgestein sieht dann wie ein gekneteter Teig aus, der über einer sehr unebenen Fläche ausgewalzt wurde. Durch die Stoßwelle zerbrochene Fossilien oder Tonkonkretionen (Tafel 31, Nr. 4) wurden während des plastischen Deformationsvorganges versetzt und teilweise gedreht.

GRAUP & STÖFFLER (1974) geben für die Bunten Trümmermassen die Stufen 0 bis II an. Die allochthonen Schollen gehören zur Stufe 0. Die Bunte Breccie besteht zum überwiegenden Teil aus Gesteinen der Stufe 0. Nach SCHNEIDER (1971) können einzelne kristalline Komponenten der Bunten Breccie Stoßwellenbeanspruchungen bis zur Stufe II erfahren haben.



Eine Übersicht der Impaktgesteine des Rieses mit ihren gegenseitigen Beziehungen wurde aus HÜTTNER & SCHMIDT-KALER (1999a,b) entnommen:

Ausgangsmaterial:	überwiegend Deckgebirge		überwiegend Grundgebirge	
Stoßwellenbeanspruchung:	i. a. niedrig		niedrig bis mittel	niedrig bis hoch
Impaktgesteinstyp:	Bunte Trümmermassen allochthone Schollen	Bunte Breccie	Polymikte Kristallinbreccien	Suevit

5.1.3 Das beprobte Impaktgestein "Bunte Breccie"

Größere, teilweise noch zusammenhängende Schollen der Bunten Trümmermassen können, je nach Maßstab der geologischen Karte, noch auskartiert werden. Der kleinstückige Anteil, welcher die Gesteinskomplexe umlagert und auf der Karte nicht mehr untergliedert werden kann, wird zur Bunten Breccie zusammengefasst. Es handelt sich um ein diamiktisches Gestein, in dem kantige, kantengerundete und gerundete Jurafragmente vorkommen, die eine polierte und / oder fein gestriemte Oberfläche aufweisen können (Abb. 39 und Abb. 41).

Von vier Aufschlusspunkten stammen meine Proben für die REM-Untersuchung:



Abb. 39: Detailansicht der Bunten Breccie. Das Foto entstand im Frühjahr 2002 im Gundelsheimer Steinbruch. Höhe des Hammers: 27 cm

Ort / Steinbruch	Koordinaten	
	(Rechtswert / Hochwert)	
Gundelsheim (Gundelsheimer Marmorwerke)	⁴⁴ 14700	⁵⁴ 19500
Harburg (Märker Zement)	⁴⁴ 04300	⁵⁴ 05000
Bräulesberg (Märker Zement)	⁴⁴ 03000	⁵⁴ 04000
Ronheim (Steinbruch Bschor)	⁴⁴ 04400	⁵⁴ 07340

Abb. 40: (linke Seite) Im Frühsommer 2001 war in dem im Abbau befindlichen Steinbruch der "Gundelsheimer Marmorwerke" ein Abschnitt der Bunten Breccie freigelegt, der deutliche Deformationserscheinungen zeigte. Tonige und sandige Gesteine wurden zu flachen Fladen ausgewalzt, kantige Kalksteine waren teilweise lagig angeordnet (Maßstab = 2 m).

Während der Geländephase im Nördlinger Ries habe ich auch den Schloßberg (= Buchberg) nach den aus der Riesliteratur bekannten "Buchberggeröllen" abgesucht. Es wurden tatsächlich einige kantengerundete und gerundete gekritzte Malmkalkfragmente gefunden. Von der Oberfläche her handelte es sich um übliche, grobe Kratz- und Schleifspuren. Da die Proben am Fuß des Berges aus dem Hangbereich herauswitterten, wurden die Hochdruckpolituren entweder weggelöst oder es waren keine "echten" Hochdruckerscheinungen vorhanden.

Für die eindeutige Bestimmung benötigt man unbedingt bergfrisches Material. Aus diesem Grunde habe ich die im aktiven Abbau befindlichen Steinbrüche in Gundelsheim, Harburg und Ronheim besucht. Auch in dem nach HÜTTNER & SCHMIDT-KALER (1999a) 1996 neu aufgemachten Steinbruch "Bräulesberg" konnten polierte und gekritzte Malmkalkfragmente nachgewiesen werden.



Abb.: 41: Zwei Aufschlussaufnahmen der Bunten Breccie aus dem im Abbau befindlichen Steinbruch der Gundelsheimer Marmorwerke. AMMON (1904) beschrieb die Bunte Breccie treffend als ein »petrographisches Kaleidoskop«. Die beiden Fotos entstanden im Frühsommer 2001 (Maßstab = 2 m).

Historisches:

Am Ende des 19ten Jahrhunderts haben die polierten und gekritzten Kalksteine aus der Bunten Breccie das Interesse der Forscher erweckt. Dieses Interesse ist im Zusammenhang mit der von DEFFNER (1870) und KOKEN (1898, 1902) formulierten glazialen Riesentstehungs-Theorie zu sehen. Sie deuteten die Bunte Breccie als die diamiktische Ablagerung einer Moräne und die am Buchberg bei Bopfingen gefundenen gekritzten Gerölle als die geschrammten Geschiebe eines Gletschers. Die Geschiebe sind als sog. "Buchberggerölle" in die geologische Riesgeschichte eingegangen.

Zu Beginn des vorherigen Jahrhunderts entstand eine kontroverse Diskussion über die Entstehung der Gesteine mit den sonderbaren Gesteinsoberflächen. Aufgrund der unzureichenden historischen Beschreibungen ist nicht immer klar, ob es sich um Schrammen handelt, welche durch harte Reibungen entstanden oder um die von mir unter dem REM untersuchte Striung und Politur, die unter hohem Druck unter plastischer Deformation entstanden ist. Trotzdem sollen der Vollständigkeit halber einige historische Lokalitäten und Beschreibungen genannt werden, bei denen es sich vermutlich um Hochdruckpolituren oder -striungen handelt. Von besonderem Interesse ist dabei die Einbettung der Komponenten.

Eine der frühen ausführlichen Bearbeitungen stammt von KNEBEL (1902). Er beschreibt von Härtsfeldhausen »schön gerundete, deutlich gekritzte« Gesteine, die »oft ölige Glättung und in

seltenen Fällen als Facettengerölle ausgebildet« sind. Das Vorkommen befindet sich in einer tonig-sandigen Matrix neben einer Braunjurascholle. Daneben beschreibt KNEBEL (1902) zerbrochene und wieder verkittete gekritzte "Buchberggerölle".

Eine der detailliertesten Beschreibungen eines Aufschlusses stammt von SAUER (1903, in: BRANCO, 1903). Es geht um die Vorkommen am Lauchheimer Eisenbahntunnel und bei Schmähingen: Die Bunte Breccie *»führt reichlich gekritzte Geschiebe, ist genau so sandig-thonig wie ein gewöhnlicher Geschiebelehm, eher vielleicht noch etwas thoniger und gleicht einem solchen auch in seiner schmutzig bräunlich-grauen Farbe.«* Aus dem Gestein lassen sich *»Gerölle, Geröllchen und Sandkörnchen ... meist ziemlich leicht aus der thonigen Matrix herauslösen, wobei man erkennt, daß sie einen glänzenden Abdruck hinterlassen, gewissermaßen von einem Spiegel umgeben sind.«* *»Besonders bei größeren Geschieben wird das bisweilen recht auffällig. "Hohlspiegelstructur" scheint mir dafür ein geeigneter Ausdruck zu sein.«*

Die von SAUER (1903, in: BRANCO, 1903) beschriebenen Beobachtungen habe ich bei der Probenahme in den verschiedenen Aufschlüssen auch gemacht. Es handelt sich mit Sicherheit um Kalksteine, wie ich sie unter dem REM untersucht habe. Die Entstehung dieser Erscheinungen interpretiert SAUER (1903, in: BRANCO, 1903) *»durch einen starken Druck, der in einer vorherrschenden zähplastischen, vielleicht fast trockenen, vielleicht nur bergfeuchten Thonmasse grobes und feines, hartes Material verknetet«*. Eine bemerkenswerte Hypothese, wenn man bedenkt, dass diese Deutung fast 100 Jahre alt ist.

Es sei noch auf die von BRANCO (1903) bei Stillnau und KNEBEL (1903) bei Burgmagerbein beschriebenen gekritzten Gesteine verwiesen. Auch hier enthält die Matrix sandige Tone. BRANCO (1903) geht davon aus, dass die Gerölle erst durch den Druck der überschobenen Massen geglättet und geschrammt werden.

Eine detailliertere Beschreibung der Lagerungsverhältnisse stammt von AMMON (1904). Bei Nußbühl sind *»die Brocken ... an der Oberfläche geglättet, zum Teil auch mit Einfurchungen und Kritzern versehen, so dass diese pseudoglaciale Trümmerbreccie, die in der Tat ein Blocklehm im petrographischen Sinne ist, in gewisser Beziehung an eiszeitliche Bildungen erinnert.«* Die letzte Erwähnung einer Lokalität mit gekritzten Geschieben stammt von BRANCA und FRAAS (1907). Sie beschreiben einen Aufschluss am Bahneinschnitt Fünfstetten, in welchem "Buchberggerölle" im Opalinuston vorkommen. Nach den frühen Arbeiten des 19. und 20. Jahrhunderts gerieten die gekritzten Geschiebe in Vergessenheit.

Feinstriemung und wachsartige Politur von Kalksteinfragmenten wurde erst von CHAO (1976) wieder bearbeitet und neu interpretiert. CHAO (1977) ist der Ansicht, dass nur ein hoher Umschließungsdruck in Verbindung mit einer plastischen Deformation bei der Kraterbildung die Polierung und Striemung auf kantengerundeten und kantigen Bruchstücken verursachen konnte. Andere, bei der Deformation gebrochene und leicht versetzte Komponenten wurden von einer tonig-sandigen Matrix zusammengehalten. Als Bildungsdruck für die geknackten, gestriemten und polierten Gerölle nimmt CHAO (1977) einen minimalen Umschließungsdruck von 30 kbar an. CHAO (1976) gibt als neue Fundorte neben Gundelsheim, Ronheim, Harburg und Altenberg auch die beiden Bohrungen bei Otting und Itzing an. Altenberg liegt etwa 17 km SW des Riesrandes und ist das bisher am weitesten entfernte Vorkommen.

5.2 Handstück-Vergleich

Wie in Spanien, so stecken auch die im Ries genommenen gekritzten Gesteinskomponenten in einer diamiktischen, tonig-sandigen Matrix (Abb. 39 und Abb. 41). In den Gesteinen beider Lokalitäten kommen gerundete, kantengerundete und kantige Komponenten vor (Nördlinger Ries: Abb. 42, Spanien: Tafel 31, Nr. 1 & 3, Tafel 35, Nr. 3)

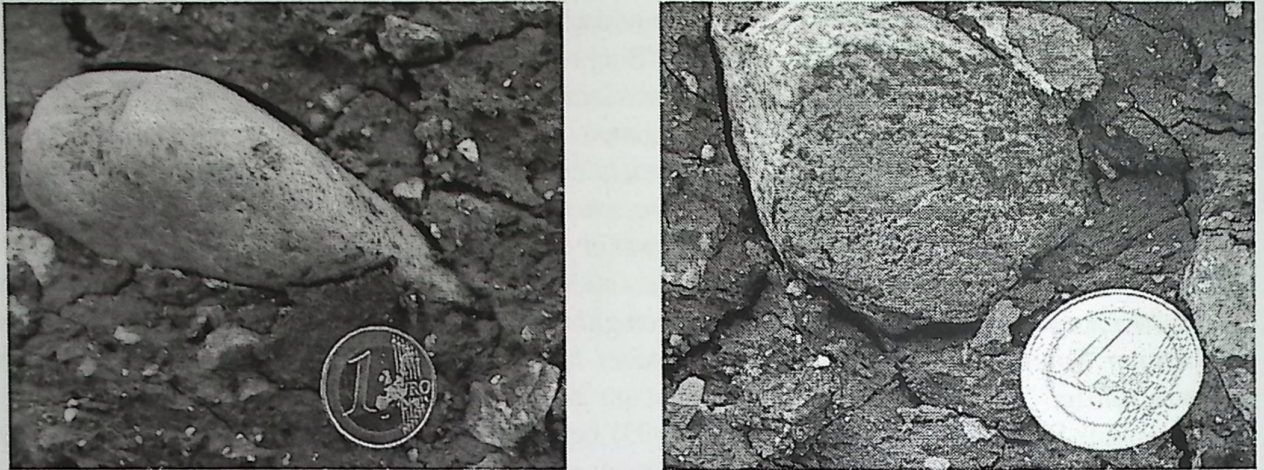


Abb. 42: Zwei Kalkkomponenten aus der Bunte Breccie der Gundelsheimer Marmorwerke, wobei die linke besser gerundet ist als die rechte. Beide Komponenten haben eine schwache Oberflächenpolitur und zeigen unter der Lupe eine feine, parallele Striung. Die Fotos entstanden im Frühjahr 2002.

Aus dem Nördlinger Ries wurden Gesteinskomponenten beschrieben (CHAO, 1976, 1977, HÜTTNER & SCHMIDT-KALER, 1999a,b), die geknackt, gedreht oder leicht versetzt sind (Tafel 31, Nr. 2 & 4). Daneben kommen Brüche vor, die im Gestein auslaufen (CHAO, 1977, HÜTTNER & SCHMIDT-KALER, 1999a,b). Durch den Zusammenstoß mit anderen Komponenten kommen auch radiale Bruchstrukturen vor (Tafel 31, Nr. 6).

Von der Freiburger Arbeitsgruppe wurden aus Spanien praktisch identische Gesteinskomponenten beschrieben. In dem tektonisch entstandenen Diamikt *tel* können häufig geknackte und schwach versetzte Komponenten gefunden werden (Tafel 30, Nr. 6 und Tafel 31, Nr. 1 & 3). In den spanischen Sedimenten wurden auch im Gesteinsfragment auslaufende Bruchstrukturen beobachtet (Tafel 35, Nr. 1). BUCHER (1997) beschreibt dm-große kantengerundete Kalksteine mit keilförmigen, im Gestein auslaufenden Brüchen. An der Gesteinsoberfläche misst der keilförmige Spalt noch 9 mm (!). Durch den Kontakt zu anderen Komponenten sind während der plastischen Deformation radiale Bruchstrukturen entstanden (Tafel 31, Nr. 5).

Werden die polierten Oberflächen des Nördlinger Rieses (Tafel 35, Nr. 2) mit denen aus Spanien (Tafel 35, Nr. 3) verglichen, so wirken die Oberflächen aus dem Ries feiner. Die gleiche Beobachtung wird nur zum Teil bei den gekritzten Oberflächen gemacht (Tafel 31, Nr. 7 & 8). Dies kann meines Erachtens mehrere Gründe haben:

- ✕ die Kalke aus dem Ries sind härter und feinkörniger,
- ✕ die untersuchten Oberflächen aus der Bunte Breccie sind unverwittert,
- ✕ für den Vorgang standen unterschiedliche Energiebeträge zur Verfügung.

Der Unterschied in der Körnigkeit der Oberkreidekalke aus Spanien zu den Malmkalken aus dem Nördlinger Ries wird in den Bildern von Tafel 32, Nr. 1 (Spanien) und Tafel 33, Nr. 2 (Ries) besonders deutlich. Knapp 10 μm große Körner (Tafel 33, Nr. 3) könnten in den spanischen Kalken gar keine Spuren hinterlassen.

Andererseits können eventuell vorhanden gewesene feinere Strukturen auch weggewittert sein. Auf den spanischen Luftbildern von 1956 ist der in Kapitel 3.5.1 beschriebene Graben bereits deutlich zu sehen. Möglicherweise sind feinere Strukturen einfach verwischt worden.

Die maximalen Korngrößen sind in Spanien größer als im Nördlinger Ries. Das größte, kritzerverursachende Quarzkorn aus dem Ries misst knapp 300 μm (Tafel 33, Nr. 1). Das größte

beobachtete Quarzkorn aus einem plastisch deformierten Bereich des spanischen Diamiktes ist mit fast 500 µm (Tafel 32, Nr. 4) zwar nur unwesentlich größer, allerdings wurden auf den Scherflächen des Diamiktes kritzende Quarzkörner bis 2 mm (Tafel 30, Nr. 8) beobachtet. Wenn andererseits die von POPE et al. (1999) beschriebenen gekritzten Oberflächen von Dolomiten berücksichtigt werden, erscheinen die spanischen Quarzkörner als geradezu "klein". Die Autoren fanden in den Auswurfmassen des Chicxulub-Kraters kritzende, karbonatische Fragmente bis 1 cm (!) Größe.

Die Ursache für die deutlichen Größenunterschiede bei den kritzenden Komponenten der Impaktgesteine aus dem Nördlinger Ries und dem Chicxulub-Krater könnte an der unterschiedlichen, beim Einschlag umgesetzten, kinetischen Energie liegen. Deutlich wird dies an dem Vergleich der entstandenen Impaktkrater: das Nördlinger Ries hat einen Durchmesser von etwa 25 km, während der Chicxulub-Krater einen Durchmesser von etwa 170 km besitzt.

Daneben bestehen weitere Unterschiede: MARSHALL et al. (1998) beschreiben aus den Auswurfmassen des Chicxulub-Kraters gekritzte karbonatische Komponenten mit dünnen, kreideartigen Überzügen und halbkugelschalenförmigen Einbuchtungsmulden bis 0,5 cm Ø. Die Entstehung dieser Mulden ist noch nicht einwandfrei geklärt. MARSHALL et al. (1998) gehen davon aus, dass kugelige kleinere Komponenten plastisch in die größeren, kantengerundeten Komponenten gedrückt wurden. Im Nördlinger Ries konnten diese Oberflächen nicht beobachtet werden. Auch aus der Literatur sind mir derartige Beschreibungen nicht bekannt.

Karbonatische, dünne, seidig glänzende Kalk-Überzüge wurden aber an den Komponenten aus dem spanischen Diamikt beobachtet (Tafel 31, Nr. 7, Tafel 35, Nr. 1 & 3). Auch Drucklösungsdellen wurden häufig gefunden. KLEIN (1984) fand in dem tektonisch entstandenen Diamikt meines Arbeitsgebietes ein Kalksteinfragment mit einer kleinen schüsselförmigen Drucklösungsmulde von ~ 2 cm Ø. In mancherlei Hinsicht scheint der Diamikt aus Spanien mehr Ähnlichkeit mit dem Impaktgestein des Chicxulub-Kraters zu haben.

5.3 REM-Vergleich

Die verblüffende Ähnlichkeit von Oberflächenstrukturen auf Komponenten aus dem Nördlinger Ries und den Kalksteinen aus dem tektonisch entstandenen Diamikt setzt sich auch unter dem REM fort:

a) Die kritzenden Mineralfragmente

Beim tektonisch entstandenen Diamikt und beim Impaktgestein liegt eine sehr ähnliche Mineralogie der kritzenden Fragmente vor. In der Hauptsache sind dies Quarz und Feldspat. In den spanischen Kalksteinen sind häufig triassische bipyramidale Quarze in die Oberkreidekalke eingepresst (Tafel 32, Nr. 1 & 2).

Bei beiden Lokalitäten kommen Quarze vor, die beim Eindringen in den Kalkstein zerbrochen sind, ohne dass sie einen Kritzspur auf der Oberfläche hinterlassen haben (*Spanien*: Tafel 32, Nr. 3, *Nördlinger Ries*: Tafel 33, Nr. 4).

Daneben kommen in beiden Untersuchungsgebieten viele Gravuren mit dem jeweiligen Mineralfragment vor. (**Quarz**: *Spanien*: Tafel 32, Nr. 4, *Nördlinger Ries*: Tafel 33, Nr. 1 bis 3; **Feldspat**: *Spanien*: Tafel 32, Nr. 5, *Nördlinger Ries*: Tafel 33, Nr. 5).

In Spanien treten häufig Quarzkristall-Fragmente von bipyramidalen Quarzen als gravierende Mineralkörner auf (Tafel 32, Nr. 6 bis 8). Im Nördlinger Ries sind diese höchst selten. Ich habe nur ein Mal ein kritzerauslösendes Fragment eines Quarzkristalls gefunden (Tafel 33, Nr. 7 & 8). Die Probe stammt aus dem bei Harburg gelegenen Steinbruch des Märker Zementwerkes. In der Bunten Breccie dieses Aufschlusses treten häufiger große Keuperschollen

auf. Da im süddeutschen Keuper ebenfalls bipyramidale Quarze vorkommen können, könnte es sich um das Bruchstück eines solchen Quarzes handeln.

Unterschied: Auf den Oberflächenproben des spanischen Diamiktes wurden nur Quarz oder Feldspat als kritzende Minerale festgestellt. Bei den Proben aus dem Nördlinger Ries konnten zudem zwei weitere Minerale belegt werden: Pyrit und Kalzit. Auf Tafel 33, Nr. 6 und Tafel 36, Nr. 2 ist ein kugeliges, helles kritzendes Korn zu sehen. Die EDX-Analyse ergab nur erhöhte Fe-Werte. Nach Auskunft von Dr. Andreas Danilewsky vom Kristallographischen Institut Freiburg könnte es sich um ehemaligen Pyrit handeln, der in Limonit umgewandelt wurde. Auch CHAO (1976) beschreibt kritzende Pyrit-Fragmente.

Wichtig ist die Entdeckung eines sehr kleinen kritzenden karbonatischen Fragmentes (Abb. 43). Die EDX-Analyse belegte die kalzitische Natur des Kornes. Auffällig ist die sehr unregelmäßige Oberseite der Spur (Abb. 43, linkes Bild), die in dieser Ausbildung nur einmal beobachtet wurde. CHAO (1976) beobachtete ebenfalls kritzende Kalzit-Fragmente.

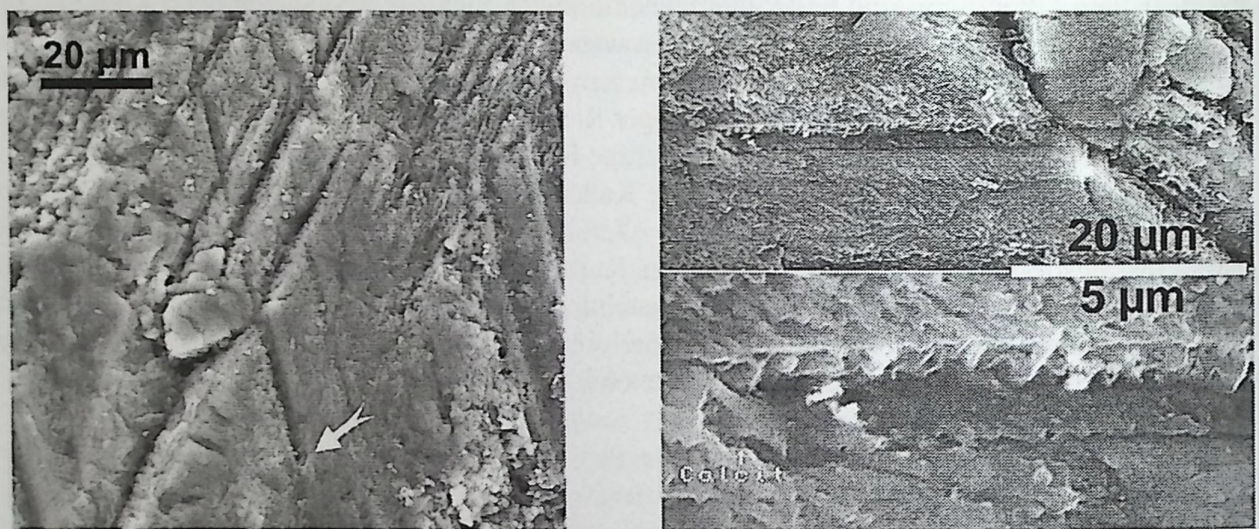


Abb. 43: Links wird die Lage eines kritzenden Kalzit-Fragmentes durch den roten Pfeil angezeigt. Rechts wird das Korn im Detail abgebildet. Die Gesteinsprobe stammt aus dem Steinbruch der Gundelsheimer Marmorwerke.

Nach MARSHALL et al. (1998) sind Karbonat / Karbonat Kritzer ein Indiz für die Entstehung durch einen Impakt. Diese Hypothese wird durch die hier gemachten Beobachtungen bestätigt. In Spanien wurden derartige Kritzer nicht gefunden.

b) Die Striemungsflächen

Beim tektonisch entstandenen Diamikt und in der Bunten Breccie ist es auf den Kalksteinoberflächen zur Ausbildung von Striemungsflächen gekommen (Tafel 34 *Spanien*: Nr. 1, *Nördlinger Ries*: Nr. 2), die durch treppenartige Absätze unterbrochen sein können (Tafel 34 *Spanien*: Nr. 3, *Nördlinger Ries*: Nr. 4).

Bei beiden Gesteinstypen können sich verschiedene Kritzer schneiden (Tafel 34 *Spanien*: Nr. 5, *Nördlinger Ries*: Nr. 6). Solche Oberflächen können durch eine Unterbrechung des kritzenden Vorgangs erklärt werden. Zu einem späteren Zeitpunkt der plastischen Deformation setzte die Kritzung wieder ein, dieses Mal allerdings in einer anderen Richtung.

Auf den Striemungsflächen können weitere Phänomene studiert werden. So sind häufig Teile von Mineralfragmenten während der Striemung im Gestein stecken geblieben (*Spanien*: Tafel 32, Nr. 5, *Nördlinger Ries*: Tafel 34, Nr. 8). Die REM-Aufnahme einer Ophit-Probe

(Tafel 34, Nr. 7) zeigt eine gabelförmige Kritzspur, die durch das Zerschneiden eines Quarzkornes entstanden ist.

Bemerkung: Die beschriebenen Spuren wurden in beiden Gesteinen gefunden und können nicht als Unterscheidungskriterium verwendet werden.

c) Polierte Oberflächen

In beiden Gesteinstypen sind polierte Oberflächen entstanden. Bei den Proben aus dem tektonisch entstandenen Diamikt wurden die Kalksteinoberflächen selbst nicht poliert. Nur die hellen, schwach rötlichen Kalk-Überzüge haben einen seidigen Glanz (Tafel 35, Nr. 1). Die Ophite haben immer einen dunklen, stark glänzenden, im Bruch intensiv rot gefärbten Überzug (Tafel 35, Nr. 3). Unter dem REM wirkt diese polierte Oberfläche eher uneben und rau (Tafel 35, Nr. 5). Teile davon beginnen sich abzulösen (Tafel 35, Nr. 7), durch die REM-Präparation sind Trockenrisse entstanden (Tafel 34, Nr. 7). Die Überzüge der Ophite enthalten neben Karbonat vermutlich auch (Keuper?)Ton aus der diamiktischen Matrix.

Die Proben aus dem Nördlinger Ries zeigen keine Überzüge. Hier können harte Malmkalke gefunden werden, deren Oberfläche spiegelblank poliert wurde. Dabei spielt es keine Rolle, ob es sich um kantige Bruchstücke oder Gerölle handelt. Tafel 35, Nr. 2 zeigt ein zerbrochenes und poliertes Kalk-Geröll, welches vermutlich zur Zeit der Oberen Meeresmolasse von Schwämmen oder ähnlichem angebohrt wurde.

Unter dem REM erscheinen die polierten Oberflächen aus dem Nördlinger Ries sehr glatt (Tafel 35, Nr. 4 & 6). Selbst bei 3000facher Vergrößerung wirkt die Oberfläche glatt (Tafel 35, Nr. 8). Neben den Porenhohlräumen des Kalksteins können nur eine ganz schwache, in alle mögliche Richtungen verlaufende Kritzung erkannt werden (Tafel 35, Nr. 6 & 8).

d) Gebogene Kritzer durch Bruch des Mineralkorns

Neben der gabelförmigen Spur (Tafel 34, Nr. 7) kommen noch wellige oder geschwungene Gravuren vor (Tafel 36 *Spanien*: Nr. 1, *Nördlinger Ries*: Nr. 2 bis 4). Vermutlich kommt es bei der Ausbildung der Form maßgeblich auf die physikalischen Eigenschaften des Minerals (Härte, Spaltbarkeit, etc.) an.

Bemerkung: Gebogene Spuren, die durch das Zerschneiden des Mineralkornes entstanden sind, wurden im tektonisch entstandenen Diamikt und im Impaktgestein gefunden. Als Unterscheidungskriterium scheiden sie demnach aus.

e) Besondere Gravuren durch komplexere Druckverhältnisse (nur Nördlinger Ries)

Es gibt Kritzspuren, die nur auf Gesteinsfragmenten des Nördlinger Rieses beobachtet wurden. Dazu gehört der "Sternschnuppen-Kritzer" (Tafel 36, Nr. 5). Dieser Kritzertyp ist vermutlich durch eine Variation des Druckes senkrecht zur Gesteinsoberfläche entstanden. Der zugrundeliegende Mechanismus ist vielleicht der gleiche, wie ein Stein, den man über eine Wasseroberfläche springen lässt.

Daneben kommen kritzende Mineralfragmente vor, die offensichtlich zusammengestoßen und dabei zerbrochen sind (Tafel 36, Nr. 6 & 7). Für die Genese solcher Kritzer kann es zwei Gründe geben: Entweder die Gravur setzt sich aus zwei Phasen zusammen oder die Mineralfragmente waren unterschiedlich schnell.

Die erste Annahme ist insofern komplizierter, da sie voraussetzt, dass die erste und zweite kritzende Phase in der gleichen Richtung verläuft. Bei chaotischen Prozessen ist so etwas eher

unwahrscheinlich. Sie würde auch nicht den unterschiedlichen Versatz der beiden, noch im Gestein steckenden, Quarzkörner erklären (Tafel 36, Nr. 6).

Die zweite Hypothese geht zwar von komplizierteren Druck- und damit verbundenen Anpressverhältnissen aus, würde aber die beobachteten Phänomene zwanglos erklären. Bildlich kann man sich vielleicht eine Fensterscheibe vorstellen, auf der Regentropfen mit unterschiedlicher Geschwindigkeit ablaufen.

Bemerkung: Bei den Oberflächen aus dem tektonisch entstandenen Diamikt habe ich auch nicht annähernd vergleichbare Kritzer gefunden. Vermutlich werden chaotische und turbulente plastische Bewegungen für die Erzeugung solcher Spuren benötigt. Gravuren wie der "Sternschnuppen-Kritzer" entstehen sicherlich nur unter komplizierteren Druckverhältnissen. Sie sollten aber nur ein Kriterium sein. MESCHÉDE et al. (2000) konnte belegen, dass unter bestimmten Umständen auch durch Tektonik kompliziertere Oberflächengravuren entstehen können, die in der Vergangenheit mit Spurenfossilien verwechselt wurden.

f) Kinematische Vorgänge bei der Gravur

Wie auch schon die komplexen Druckverhältnisse, so sprechen auch komplizierte kinematische Vorgänge während der Gravur für eine Entstehung durch einen Impakt. Die Kritzer des tektonisch entstandenen Diamiktes verlaufen fast immer gerade oder sind nur schwach gebogen.

Ganz anders sieht es bei den Proben des Nördlinger Rieses aus. Es handelt sich keineswegs immer nur um parallel verlaufende Striung. Neben ganz engen, schleifenförmigen Gravuren (Tafel 37, Nr. 2 & 3) kommen gezackte (Tafel 37, Nr. 4), rechtwinklige (Tafel 37, Nr. 5), M-förmige (Tafel 37, Nr. 6) oder hakenförmige (Tafel 37, Nr. 7) Spuren vor. Die Bewegungsabläufe waren während des Impaktereignisses teilweise sicher chaotisch und in jedem Fall erheblich komplexer als bei einem tektonischen Prozess.

Bemerkung: Eine komplizierte Form der Kritzer ist in diesem Fall ein Hinweis auf eine Entstehung durch ein Impaktereignis. Es darf allerdings nicht der einzige Hinweis sein. Die Unterscheidung zwischen tektonisch entstandenen Kritikern und Gravuren, die durch einen Impakt entstanden sind, darf **nicht** nur durch die komplizierte Form begründet sein. Es sei wieder auf den Aufsatz von MESCHÉDE et al. (2000) verwiesen.

g) Drucklösungserscheinungen am Frontkontakt Korn / Gestein (nur im tektonisch entstandenem Diamikt)

Am Ende mancher Kritzspuren aus dem tektonisch entstandenem Diamikt sieht man eine deutliche Kornvergrößerung (Tafel 38, Nr. 1 & 2). Auf den ersten Blick könnte man denken, dass es sich um das kritzende Fragment selbst handelt. Am Kontakt Korn / Gestein, aber auch im seitlichen Bereich der Spur können vereinzelt rhombenförmige Fragmente beobachtet werden.

Erst eine Elementverteilungskarte macht die Chemie und damit die Mineralogie des beobachteten Areals sichtbar. Mit Hilfe dieser Standard-Methode wird eine REM-Aufnahme eines Bereiches erstellt, in dem nur bestimmte Elemente dargestellt werden. Je heller ein Bereich ist, desto mehr eines bestimmten Elementes ist vorhanden. Bei dunklen oder schwarzen Bereichen ist es genau umgekehrt. Es handelt sich um einen rein quantitativen Nachweis von Elementen auf einer Oberfläche.

Die Kalzium-Karte (Tafel 38, Nr. 3) zeigt, dass der Frontkontakt kein anderes Mineral darstellt. Vielmehr handelt es sich um grobe Kalzite. Die Bereiche zwischen den Kalzit-Kristallen in der kleinen Vertiefung hinter den groben Kristallen und die rhombenförmigen Kristalle sind sehr dunkel oder schwarz.

Die Silizium-Karte (Tafel 38, Nr. 4), die Aluminium-Karte (Tafel 38, Nr. 5) und die Kalium-Karte (Tafel 38, Nr. 6) zeigen ein invertiertes Bild. Aufgrund der gefundenen Elemente kann das ehemalige kritzende Korn bestimmt werden. Es handelte sich um einen Feldspat.

Der Frontkontakt von Feldspat-Fragment / Kalkstein befindet sich hinter dem Bereich mit den groben Kalzit-Kristallen. Die jetzt noch sichtbaren größeren Kalzite sind durch Drucklösung entstanden.

Unterschied: Drucklösungserscheinungen wurden in Impaktsedimenten nicht beobachtet. Die Kritzer auf Impakt-Gestein sind in Sekundenschnelle entstanden. Eine Drucklösung mit anschließendem Rekristallisieren ist nach heutigem Verständnis nicht möglich. Insofern stellt der Nachweis von Drucklösungserscheinungen am Kontakt Mineralkorn / Kalkstein ein eindeutiges Kriterium für die tektonische Entstehung eines Kritzers dar.

5.4 Die Oberfläche eines glazialen Geschiebes aus der Schweiz

Durch die freundliche Mithilfe meiner Kommilitonin Yvonne Fazis konnten zwei gekritzte Gesteinsproben aus einem Gletscherdiamikt untersucht werden (vgl. FAZIS, 2002).

Die Proben stammen aus der nördlichen, quartären Seitenmoräne des Findelngletschers, der etwa 12,7 km südwestlich von Saas Fe und 3,5 km östlich von Zermatt liegt (Schweizer Koordinaten-Netz: R:628.500, H:95.800).

Petrographisch sind beide Gesteinsproben als Serpentin anzusehen (Tafel 38, Nr. 7). Auf der Oberfläche des nur mäßig harten, seidig schimmernden Gesteins sind etliche helle Kritzspuren entwickelt (Tafel 38, Nr. 7, *Pfeile*). Meist verlaufen die Gravuren kreuz und quer, seltener lassen sich auch parallele Spuren verfolgen.

Wird die Oberfläche unter dem REM betrachtet, so fällt auf, dass die Kritzer völlig anders entwickelt sind als die Gravuren aus dem Nördlinger Ries oder dem tektonischen Diamikt. Sie wirken grob und verwaschen, wie mit dem Messer geritzt. Die Kanten der Spuren sind stumpf und wirken sehr ungleichmäßig ausgebildet. Die Gravuren aus dem tektonisch entstandenen Diamikt oder aus dem Nördlinger Ries sind viel schärfer und gleichmäßiger ausgebildet.

Eine mit dem Gletschergeschiebe vergleichbare Spur wurde auch im Nördlinger Ries gefunden (Tafel 37, Nr. 2, *Pfeile*). Zwei grobe Spuren schneiden eine schleifenförmige Gravur einer "echten" Feinstriemung. Die grobe, verwaschene Spur ist also zu einem späteren Zeitpunkt entstanden. Dieser Spurentyp entsteht nicht durch plastische Deformation unter hohem, allseitigen Druck. Vermutlich handelt es sich um Kritzer oder Schrammen, die während der Endphase des Auswurfes der Bunten Trümmernmassen entstanden sind.

Da die glazial entstandenen Spuren auf einem Serpentin erzeugt wurden, sollte ein direkter Vergleich nur unter Vorbehalt gemacht werden. Trotzdem lassen sich erste Schlüsse ziehen: Die groben Spuren auf dem Malmkalk (Tafel 37, Nr. 2, *Pfeile*) ähneln denen auf dem schweizer Serpentin sehr stark. Meiner Meinung nach hat der Umgebungsdruck während des Gletschertransportes nicht ausgereicht, um die aus dem tektonisch entstandenen Diamikt und dem Nördlinger Ries beschriebenen Kritzspuren zu erzeugen.

5.5 Ergebnisse

Die Suche nach "typischen" Impaktkriterien für die bei der Stoßwellenmetamorphose wenig beanspruchten diamiktischen Trümmergesteine wird bereits durch die unterschiedliche Ausbildung von Auswurfmassen verschiedener Krater erschwert. Die von MARSHALL et al. (1998) geforderten kalkigen Überzüge, halbkugelige Einbuchtungsmulden, Oberflächenpolituren und Kritzer mit Mineralfragmenten sind nur wenig hilfreich, wenn einzelne Phänomene in anderen Impaktsedimenten nicht vorkommen.

Da andere geologische Prozesse ebenso diamiktische Sedimente mit sehr ähnlichen gekritzten Oberflächen erzeugen können, ist eine einfache, makroskopische und sichere Unterscheidung praktisch nicht möglich. In diesem Falle muss die Ablagerung immer im geologischen Kontext interpretiert werden.

Der Oberflächenvergleich hat gezeigt, dass mit aufwendigeren Mitteln eine Unterscheidung möglich sein kann. Ein wichtiges Indiz ist die von MARSHALL et al. (1998) gemachte Beobachtung, dass dolomitische Körner Kritzer in dolomitischen Fragmenten erzeugen können. Im Nördlinger Ries wurden Gravuren beobachtet, die durch kritzende Kalk-Körner in Kalksteinfragmenten entstanden sind. Da die Gravuren im Nördlinger Ries sehr klein sind, ist eine eindeutige Bestimmung nur unter dem REM möglich.

Andererseits wurden im tektonisch entstandenen Diamikt Gravuren gefunden, die am Kontakt Gestein / Mineralkorn Drucklösung zeigen. In den Trümmergesteinen des Nördlinger Rieses wurden keine Anzeichen für Drucklösung beobachtet. Aufgrund des sehr kurzen Impaktvorganges ist dies auch kaum denkbar. Mit dem Nachweis von Drucklösung kann eine Entstehung durch ein Impaktereignis ausgeschlossen werden. Auch hier war eine sichere Bestimmung nur unter dem REM möglich.

Es ist bemerkenswert, wie ähnlich sich die sehr viel langsamer entstandenen Oberflächen aus NE-Spanien mit denen des Nördlinger Rieses sind.

6. Literaturverzeichnis

- ALMERAS, Y. & PEYBERNES, B. (1979): Les brachiopodes du Dogger des Pyrénées Navarro-Languedociennes.- *Docum. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon*, **76**: 23-133.
- ALONSO, J., ARILLO, A., BARRÓN, E., CORRAL, J. C., GRIMALT, J., LÓPEZ, J. F., LÓPEZ, R., MARTINEZ-DELCLÒS, X., ORTUÑO, V., PEÑALVER, E. & TRINCÃO, P. R. (2000): A new fossil resin with biological inclusions in Lower Cretaceous deposits from Álava (Northern Spain, Basque-Cantabrian Basin).- *Journal of Paleontology*, **74** (1): 158-178; Ithaca (N. Y.).
- AMLOT, M., FLOQUET, M., MATHEY, B., PASCAL, A., RAT, P. & SALOMON, J. (1982): Evolution de la marge cantabrique et de son arrière au Crétacé.- *Cuad. Geol. Ibérica*, **8**: 37-62; Madrid.
- AMMON, L. V. (1904): Die Bahnaufschlüsse bei Fünfstetten am Ries und an anderen Punkten der Donauwörth – Treuchtlinger Linie.- *Geogn. Jh.*, **16**: 145-184; München.
- ARILLO, A. & MOSTOVSKI, M. B. (1999): A new genus of Prioriphorinae (Diptera, Phoridae) from the Lower Cretaceous amber of Alava (Spain).- *Studia dipterologica*, **6** (2): 251-255.
- BARON-SZABO, R. C. (1993): Korallen der höheren Unterkreide ("Urgon") von Nordspanien (Playa de Laga, Prov. Guernica).- *Berliner geowiss. Abh.*, (E) **9**: 147-181; Berlin.
- BARON-SZABO, R. C. (1994): Palökologie von nordspanischen Korallen des Urgon (Playa de Laga, Prov. Guernica, N-Spanien).- *Berliner geowiss. Abh.*, (E) **13**: 441-451; Berlin.
- BARON-SZABO, R. C. & FERNANDEZ-MENDIOLA, P. A. (1997): Cretaceous scleractinian corals from the Albion of Cabo de Ajo (Cantabria Province, N-Spain).- *Paläontologische Zeitschrift*, **71** (1/2): 35-50; Stuttgart (Schweizerbart).
- BASSOULET, J.-P., BERNIER, P., CONRAD, M.-A., DELOFFRE, R. & JAFFREZO, M. (1978): Les Algues Dasycladales du Jurassique et du Crétacé. Révision critique.- *Geobios, Mém. spécial*, **2**: 330 S.; Lyon.
- BAYER. GEOLOGISCHES LANDESAMT [Hrsg.] (1996): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 500 000, 4. Aufl., 329 S.; München.
- BAZ, A. & ORTUÑO, V. M. (2000): Archaeatropidae, a new family of Psocoptera from the Cretaceous amber of Alava, northern Spain.- *Annals of the Entomological Society of America*, **93** (3): 367-373.
- BAZ, A. & ORTUÑO, V. M. (2001a): New genera and species of empheriids (Psocoptera: Empheriidae) from the Cretaceous amber of Alava, northern Spain.- *Cretaceous Research*, **22**: 575-584.
- BAZ, A. & ORTUÑO, V. M. (2001b): A new electrentomoid psocid (Psocoptera) from the Cretaceous amber of Alava (Northern Spain).- *Mitt. Mus. Nat.kd. Berl., Dtsch. Entomol. Z.*, **48** (1): 27-32; Berlin.
- BERGER, W. (1995): Zur Stratigraphie und Tektonik der Montes Obarenes bei Cellorigo (Provinz Rioja, Nordspanien).- *Unveröff. Dipl. Arb., Geol. Inst. Univ. Freiburg*, 82 S.
- BEUTHER, A. (1966): Geologische Untersuchungen in Wealden und Utrillas-Schichten im Westteil der Sierra de los Cameros (Nordwestliche Iberische Ketten).- *Beih. Geol. Jb.*, **44**: 103 - 121; Hannover.
- BOESS, J. & HOPPE, A. (1986): Mesozoischer Vulkanismus in Nordspanien: Rifting im Keuper und Kreide-Vulkanismus auf Transform-Störungen?- *Geol. Rundsch.*, **75**: 353-369; Stuttgart.
- BOHNACKER, I. (2001): Die Geologie der Montes Obarenes und des Ebrobeckennordrandes südwestlich von La Molina del Portillo de Busto (Provinz Burgos, Nordspanien).- *Unveröff. Dipl. Arb., Geol. Inst. Univ. Freiburg*, 77 S.

- BRANCA, W. & FRAAS, E. (1907): Die Lagerungsverhältnisse Bunter Breccie an der Bahnlinie Donauwörth – Treuchtlingen und ihre Bedeutung für das Riesproblem.- *Abh. kgl. Preuß. Akad. Wiss.*, 56 S.; Berlin.
- BRANCO, W. (1903): Das vulkanische Vorries und seine Beziehungen zum vulkanischen Riese bei Nördlingen.- *Abh. kgl. Preuß. Akad. Wiss.*, 132 S.; Berlin.
- BRINKMANN, R. & LÖGTERS, H. (1967): Die Diapire der spanischen Westpyrenäen und ihres Vorlandes.- *Beih. Geol. Jb.*, 66: 1 - 20; Hannover.
- BUCHER, T. U. (1997): Die Geologie der Sierra de Santa Casilda im Nordwesten von Monasterio de Rodilla (Provinz Burgos, Spanien) – Sedimentologie, Tektonik, Paläoböden.- *Unveröff. Dipl. Arb., Geol. Inst. Univ. Freiburg*, 99 S.
- CAPPETTA, H. & CORRAL, J. C. (1999): Upper Maastrichtian selachians from the Condado de Treviño (Basque-Cantabrian Region, Iberian Peninsula).- *Est. Mus. Cienc. Nat. de Alava*, 14 (Núm. Espec. 1): 339-372; Vitoria-Gasteiz.
- CERDÁN, R. & ALONSO, J. (1998): Alava's amber primary gas bubble analysis: Paleoatmosphere and UV-induced DNA resonance mutagenesis.- *Est. Mus. Cienc. Nat. de Alava*, 13: 5-18; Vitoria-Gasteiz.
- CHAO, E. C. T. (1976): Mineral-produced high pressure striae and clay-polish: Key evidence for nonballistic transport of ejecta from Ries Crater.- *Science*, 194: 615-618; Washington.
- CHAO, E. C. T. (1977): The Ries crater of southern Germany – a model for large basins on planetary surfaces.- *Geol. Jb.*, A 43: 85 S.; Hannover.
- CHERCHI, A. & SCHROEDER, R. (1982): Précisions sur *Pseudochoffatella* DELOFFRE et remarques sur *Balkhania balkhanica* MAMONTOVA (Foraminifères).- *Revue de Micropaléontologie*, 25 (3) : 154-162; Paris.
- CHINZEI, K. (1982): Morphological and structural adaptations to soft substrates in the Early Jurassic monomyarians *Lithiotis* and *Cochlearites*.- *Lethaia*, 15: 179-197; Oslo.
- CIRY, R. (1939): Étude géologique d'une partie des provinces de Burgos, Palencia, Leon et Santander.- Diss., Univ. de Paris, 519 S.
- CORRAL, J. C., LÓPEZ DEL VALLE, R. & ALONSO, J. (1999): El ámbar Cretácico de Álava (Cuenca Vasco-Cantábrica, Norte de España). Su colecta y preparación.- *Est. Mus. Cienc. Nat. de Alava*, 14 (Núm. Espec. 2): 7-21; Vitoria-Gasteiz.
- DAHM, H. (1966): Stratigraphie und Paläogeographie im Kantabrischen Jura (Spanien).- *Beih. Geol. Jb.*, 44: 13-54; Hannover.
- DEFFNER, C. (1870): Der Buchberg bei Bopfingen.- *Jh. Ver. vaterl. Naturkunde. Württemberg*, 26: 95-144; Stuttgart.
- DOBROINSKI, T. (1986): Sedimentologie und Tektonik der Montejo-Antikline östlich von Frias, Provinz Burgos (Nordspanien).- *Unveröff. Dipl. Arb., Geol. Inst. Univ. Freiburg*, 66 S.
- DREIKLUFT, A. (1989): Geologie der Sobrón-Antikline zwischen Sobrón und Bachicabo (Provinz Alava, Nordspanien).- *Unveröff. Dipl. Arb., Geol. Inst. Univ. Freiburg*, 106 S.
- DREIKLUFT, A. (1996): Die fazielle Entwicklung des kontinentalen Tertiärs in den Becken von Medina de Pomar und Miranda-Treviño (Nordspanien): Alluviale Fächer, "braided river", lakustrin-palustrine Abfolgen und Paläobodenbildung.- *Freiburger geowiss. Beitr.*, 10: 473 S.; Freiburg i. Br.
- DUNHAM, R. J. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture.- In: HAM, W. E. (ed.): Classification of Carbonate Rocks. - *AAPG Memoir*, 1: 108 - 121; Tulsa, Oklahoma.
- ENGELHARDT, W. v., STÖFFLER, D. & SCHNEIDER, W. (1969): Petrologische Untersuchungen im Ries.- *Geologica Bavarica*, 61: 229-295; München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- ENGESER, T. (1985): Sedimentologische, fazielle und tektogenetische Untersuchungen in der Oberkreide des Basko-Kantabrischen Beckens (Nordspanien).- Diss., Univ. Tübingen, 235 S.

- ENGESER, T., REITNER, J., SCHWENTKE, W. & WIEDMANN, J. (1984): Die kretazisch-alttertiäre Tektonogenese des Basko-Kantabrischen Beckens (Nordspanien).- *Z. dt. Geol. Ges.*, **135**: 243 - 268; Hannover.
- ERNSTSON, K. & CLAUDIN, F. (1990): Pelarda Formation (Eastern Iberian Chains, NE Spain: Ejecta of the Azuara impact structure.- *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **10**: 581-599; Stuttgart.
- FAZIS, Y. (2002): Die Geologie der Zermatter Ophiolithe im Bereich Rothorn bis Rimpfischwäng, Wallis (Schweiz).- *Unveröff. Dipl. Arb., Geol. Inst. Univ. Freiburg*, 112 S.
- FERNÁNDEZ-MENDIOLA, P. A. & GARCÍA-MONDÉJAR, J. (1997): Isolated carbonate platform of Caniego, Spain: A test of the latest Albian worldwide sea-level changes.- *Geological Society of America Bulletin*, **109** (2): 176-194.
- FLEGER, S. L., HECKMAN, J. W. & KLOMPARENS, K. L. (1995): Elektronenmikroskopie. Grundlagen, Methoden, Anwendungen.- 279 S.; Heidelberg · Berlin · Oxford (Spektrum Akademischer Verlag).
- FLOQUET, M. (1982a): Transgressions-regressions et eustatisme-tectonique-sedimentation sur la plate-forme nord-castillane du Crétacé supérieur (régions Ibéro-Cantabriques, Espagne).- *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, **165**: 125 - 146; Stuttgart.
- FLOQUET, M. (1982b) La plateform nord-castillane et les facies proximaux.- In: Vue sur le crétacé bascantabrique et nord-ibérique.- *Mém. Géol. Univ. Dijon*, **9**: 141-168.
- FLOQUET, M. (1991): La plate-form nord-castillane au crétacé supérieur (Espagne), Tome 1 et 2.- *Mém. Géol. Univ. Dijon*, **14**: 921 S.
- FLOQUET, M., ALONSO & MELÉNDEZ, A. (1982): El Cretácico superior de Cameros.- In: El Cretácico de España.- *Univ. Complutense Madrid*, 387-458; Madrid.
- FLÜGEL, E. (1978): Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken.- 454 S.; Berlin (Springer-Verlag).
- FÜCHTBAUER, H. (1988a): Konglomerate und Breccien.- In: Füchtbauer, H. (ed.): Sedimente und Sedimentgesteine, 4. Aufl., 67-96; Stuttgart (Schweizerbart).
- FÜCHTBAUER, H. (1988b): Sandsteine.- In: Füchtbauer, H. (ed.): Sedimente und Sedimentgesteine, 4. Aufl., 97-184; Stuttgart (Schweizerbart).
- FÜCHTBAUER, H. (1988c): Sedimentäre Ablagerungsräume.- In: Füchtbauer, H. (ed.): Sedimente und Sedimentgesteine, 4. Aufl., 865-960; Stuttgart (Schweizerbart).
- FÜCHTBAUER, H. & RICHTER, D. K. (1988): Karbonatgesteine.- In: Füchtbauer, H. (ed.): Sedimente und Sedimentgesteine, 4. Aufl., 233-434; Stuttgart (Schweizerbart).
- FUNK, E. (1986): Sedimentologie und Tektonik der Montes Obarenes südwestlich von Frias, Provinz Burgos (Nordspanien).- *Unveröff. Dipl. Arb., Geol. Inst. Univ. Freiburg*, 74 S.
- FÜRSICH, F. T., BERNDT, R., SCHEUER, T. & GAHR, M. (2001): Comparative ecological analysis of Toarcian (Lower Jurassic) benthic faunas from southern France and east-central Spain.- *Lethaia*, **34**: 169-199.
- GARCÍA RODRIGO, B. & FERNÁNDEZ ALVAREZ, J. M. (1973): Estudio geológico de la provincia de Alava. I: Textos, II: Mapas y Cuadros.- *Mem. Inst. Geol. Min. España*, **83**: 198 S.; Madrid.
- GARCÍA-MONDÉJAR, J. (1989): Strike-slip subsidence of the Basque-Cantabrian basin of northern Spain and its relationship to Aptian-Albian opening of Bay of Biscay.- In: Tankard, A. J. & Balkwill, H. R. (eds.): Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margins.- *AAPG, Memoir*, **46**: 395-409; Tulsa.
- GARROTE, A., MUÑOZ, L., ZAPATA, M., AMENABAR, J. & CEREZO, A. (1993): Mapa Geológico del País Vasco E 1:25.000. Hoja de Labastida (170 I y III). Ente Vasco de la Energía, 44 S.; Gallarta.
- GIESE, S. (1991): Die Geologie in der Umgebung von Ocio, Provinz Alava, Nordspanien.- *Unveröff. Dipl. Arb., Geol. Inst. Univ. Freiburg*, 40 S.

- GLEIM, W. (1986): Sedimentologie und Tektonik der Antikline von Sobrón (Provinz Burgos, Nordspanien).- *Unveröff. Dipl. Arb., Geol. Inst. Univ. Freiburg*, 77 S.
- GOERLICH, F. (1957): Mikropaläontologische und biostratigraphische Auswertungen des Montoria-Profiles.- *Ber. C. Deilmann Bergbau GmbH*, 19 S., Bentheim [Unveröff.].
- GRÄFE, K.-U. (1994): Sequence stratigraphy in the Cretaceous and Paleogene (Apt to Eocene) of the Basco-Cantabrian Basin (N-Spain).- *Tüb. Geow. Arb., (A)*, **18**: 418 S.
- GRÄFE, K.-U. & WIEDMANN, J. (1993): Sequence stratigraphy in the Upper Cretaceous of the Basco-Cantabrian Basin (Northern Spain).- *Geol. Rdsch.*, **82**: 327 - 361; Stuttgart.
- GRAUP, G. & STÖFFLER, D. (1974): Petrologische Befunde im Nördlinger Ries.- *Der Aufschluß*, **25**, 7/8 (= **24. Sonderschrift**): 39-48; Heidelberg.
- HEMPEL, P. M. (1967): Der Diapir von Poza de la Sal (Nordspanien).- *Beih. Geol. Jb.*, **66**: 95-126; Hannover.
- HIPPOLYTE, J.-C. (2001): Palaeostress and neotectonic analysis of sheared conglomerates: southwest Alps and southern Apennines.- *Jour. Struct. Geol.*, **23**: 421-429.
- HOFFMANN, H. (1987): Geologie der Mazo-Antikline südöstlich von Frias (Provinz Burgos, Nordspanien).- *Unveröff. Dipl. Arb., Geol. Inst. Univ. Freiburg*, 101 S.
- HÜTTNER, R. & SCHMIDT-KALER, H. (1999a): Wanderungen in die Erdgeschichte (10): Meteoritenkrater Nördlinger Ries.- 160 S.; München (Pfeil).
- HÜTTNER, R. & SCHMIDT-KALER, H. (1999b): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Rieses 1:50 000.- *Geologica Bavarica*, **104**: 7-76; München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- JACKSON, M. P. A. & TALBOT, C. J. (1986): External shapes, strain rates and dynamics of salt structures.- *Geol. Society of America Bulletin*, **97**: 305-323.
- JAHNKE, J. (1997): Die Geologie südlich von Villafranca Montes de Oca, Provinz Burgos (Nordspanien).- *Unveröff. Dipl. Arb., Geol. Inst. Univ. Freiburg*, 71 S.
- KARRENBERG, H. (1934): Die postvariscische Entwicklung des Kantabro-Asturischen Gebirges (Nordwestspanien).- *Abh. Ges. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl.*, 3. F., **11**: 105 S.
- KESSLER, F. (1981): Stratigraphie, Fazies und Tektonik bei Peñacerrada (Nordspanien).- *Unveröff. Dipl. Arb., Geol. Inst. Univ. Freiburg*, 49 S.
- KIND, H. D. (1967): Diapire im Alttertiär im südöstlichen Baskenland (Nordspanien).- *Beih. Geol. Jb.*, **66**: 127 - 174; Hannover.
- KLEIN, H. (1984): Stratigraphie und Tektonik am Südwestrand des Diapirs von Peñacerrada (Nordspanien).- *Unveröff. Dipl. Arb., Geol. Inst. Univ. Freiburg*, 47 S.
- KLEWER, O. (1990): Geologie der Montes Obarenes zwischen Cubilla und Orbañanos (Provinz Burgos, Nordspanien).- *Unveröff. Dipl. Arb., Geol. Inst. Univ. Freiburg*, 88 S.
- KNEBEL, W. v. (1902): Beiträge zur Kenntniss der Ueberschiebungen am vulkanischen Ries von Nördlingen.- *Z. dt. Geol. Ges.*, **54**: 56-84; Berlin.
- KNEBEL, W. v. (1903): Weitere geologische Beobachtungen am vulkanischen Ries bei Nördlingen.- *Z. dt. Geol. Ges.*, **55**: 23-44; Berlin.
- KNÖPP, C. (2001): Stratigraphie und Fazies westlich des Toloño-Massivs sowie palynologische Untersuchungen im Wealden (Provinz Alava, Nordspanien).- *Unveröff. Dipl. Arb., Geol. Inst. Univ. Freiburg*, 121 S.
- KOKEN, E. (1898): Gletscherspuren im Bereich der Schwäbischen Alb.- *Ver. Vers. Oberrhein. Geol. Ver.*, **31**: 36-42; Stuttgart.
- KOKEN, E. (1902): Geologische Studien im Fränkischen Ries (2. Folge).- *N. Jb. Mineral. etc., Beil. Bd.*, **15**: 422-472; Stuttgart.
- KRUMBIEGEL, G. & KRUMBIEGEL, B. (1981): Fossilien der Erdgeschichte.- 406 S.; Stuttgart (Enke).
- LEPPIG, U. (1987): Biostratigraphy of larger Foraminifera and facies development from the Upper Albian to the Middle Paleocene in the Sierra de Cantabria and the Montes Obarenes (Northwestern Spain).- *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, **11**: 647 - 666; Stuttgart.

- LOTZE, F (1960): Zur Gliederung der Oberkreide in der baskischen Depression (Nordspanien).- *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, (B), **1960**: 132 - 144; Stuttgart.
- MARSHALL, J. R., BRATTON, C., POPE, K. O. & OCAMPO, A. C. (1998): Diagnostic clast-texture criteria for recognition of impact deposits In: Anonymous (ed.), Abstracts of papers submitted to the twenty-ninth lunar and planetary science conference.- *Lunar Planet. Sci. Conference*, **29**: 1134.
- MATTHES, S. (1996): Mineralogie: eine Einführung in die spezielle Mineralogie, Petrologie und Lagerstättenkunde, 5. Aufl.- 499 S.; Berlin · Heidelberg · New York (Springer-Verlag).
- MAUS, B. (1992): Der Nordwestrand der Antikline von Buezo.- *Unveröff. Dipl. Arb., Geol. Inst. Univ. Freiburg*, 30 S.
- MEIBURG, P., MICHALZIK, D. & SCHMITT, R. (1984): Fazies-kontrollierte Halokinese am Beispiel des Diapirs Salinas de Rosío (Nordspanien).- *Z. dt. Geol. Ges.*, **135**: 67 - 130; Hannover.
- MENSINK, H. (1960): Beispiele für die stratigraphische Kondensation, Schichtlücke und den Leitwert von Ammoniten aus dem Jura Spaniens im Vergleich zu NW-Europa.- *Geol. Rundsch.*, **49**: 70 - 82; Stuttgart.
- MERTEN, R. (1994): Spanien / Spain. In: Kulke, H. (ed.): Regional Petroleum Geology of the World, P. I.- *Beitr. Regional. Geol. d. Erde*, Bd. **21**: 231 -236.
- MESCHEDÉ, M. (1985): The geochemical character of volcanic rocks of the Basko-Cantabrian Basin, northeastern Spain.- *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, **1985 (2)**: 115-128; Stuttgart.
- MESCHEDÉ, M., SEILACHER, A. & BOLTON, E. W. (2000): A Precambrian trace fossil (*Vermiforma antiqua*) turns out to be a tectograph [Abstr.]- *Terra Nostra*, **2000/5**: 37; Freiburg i. Br.
- MÜLLER, G. (1988): Salzgesteine (Evaporite).- In: Füchtbauer, H. (ed.): Sedimente und Sedimentgesteine, 4. Aufl., 493-500; Stuttgart (Schweizerbart).
- NACHSEL, G. (1969): Idiomorphe Quarze und Vertaubungen im Kaliflöz „Staßfurt“ des Südharz-Kalireviers.- *Z. angew. Geol.*, **15 / 8**: 420-425.
- OCAMPO, A., POPE, K. & FISCHER, A. (1997): Surface textures produced by grain interactions under high temperature: comparisons of Chicxulub ejecta and Laboratory Experiments [Abstr.]- *Geological Society of America, Annual Meeting*, **29**, **6**: 142.
- PASCAL, A. (1982): Evolution des systèmes biosédimentaires urgoniens en Espagne du Nord.- *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, **165 (1)**: 77-87.
- PERKINS, B. F. (1974): Paleoecology of a Rudist reef complex in the Comanche Cretaceous Glen Rose Limestone of Central Texas.- *Geoscience and Man*, **8**: 131-173; Austin.
- PETTIJOHN, F. J. (1975): Sedimentary Rocks, 3rd ed.- 628 S.; New York · Evanston · San Francisco · London (Harper & Row).
- PFLUG, R. (1967): Der Diapir von Estella (Nordspanien).- *Beih. Geol. Jb.*, **66**: 21-62; Hannover.
- POPE, K. O., OCAMPO, A. C., FISCHER, A. G., ALVAREZ, W., FOUKE, B. W., WEBSTER, C. L., VEGA, F. J., SMIT, J., FRITSCHÉ, A. E. & CLAEYS, P. (1999): Chicxulub impact ejecta from Albion Island, Belize.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, **170**: 351-364; Amsterdam (Elsevier).
- PORTERO, J. M. & RAMIREZ DEL POZO, J. (1979): Mapa geológico de España, E. 1:50 000, Haro.- *Inst. Geol. Min. España*, **170 / 22-9**: 43 S.; Madrid.
- PÖSGES, G. & SCHIEBER, M. (1994): Das Rieskrater - Museum Nördlingen.- 112 S.; München (Pfeil).
- PURSER, B. H., TUCKER, M. E., ZENGER, D. H. (1994): Problems, progress and future research concerning dolomites and dolomitization.- In: PURSER, B. H., TUCKER, M. E., ZENGER, D. H. (eds.): Dolomites – A volume in honour of Dolomieu.- *Spec. Publs. Int. Ass. Sediment.*, **21**: 3-20; Cambridge (Blackwell Scientific Publications).

- RAMIREZ DEL POZO, J. (1969): Síntesis estratigráfica y micropaleontológica de las facies Purbeckiense y Wealdense del Norte de España.- *Editiones CEPSA, S. A.*, 68 S., Madrid.
- RAMIREZ DEL POZO, J. (1971a): Algunas observaciones sobre el Jurásico de Alava, Burgos y Santander. *Cuad. Geol. Ibér.*, **2**: 491-508.
- RAMIREZ DEL POZO, J. (1971b): Bioestratigrafía y microfacies del Jurásico y Cretácico del Norte de España (Región Cantábrica), Bd. 1-3.- *Mem. Inst. Geol. Min. España*, **78**: 357 S., Madrid.
- RAT, P. (1989): The Iberian Cretaceous: Climatic implications.- In: Wiedmann, J. (ed): Cretaceous of the Western Tethys [Abstr.]- *Proc. 3rd Int. Symp. Tübingen 1987*, 17-25; Stuttgart (Schweizerbart).
- REINECK, H.-E. (1984): Aktuogeologie klastischer Sedimente.- 348 S.; Frankfurt am Main (W. Kramer Verlag).
- REITNER, J. (1982): Die Entwicklung von Inselplattformen und Diapir-Atollen im Alb des Basko-Kantabrians Nordspaniens.- *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, **165 (1)**: 87-101.
- REITNER, J. (1987): Mikrofazielle, palökologische und paläogeographische Analyse ausgewählter Vorkommen flachmariner Karbonate in Basko-Kantabrischen strike slip Fault-Becken-System (Nordspanien) an der Wende von der Unterkreide zur Oberkreide.- *Documenta naturae*, **40**: 239 S.; München.
- REITNER, J. & WIEDMANN, J. (1982): Die Deltaphasen der Unterkreide am Basko-Kantabrischen Kontinentalrand, Nordspanien.- *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, **165 (1)**: 60-76.
- RIBA ARDERIU, O. & JURADO, M. J. (1992): Reflexiones sobre la geología de la parte occidental de la Depresión del Ebro.- *Acta geol. Hisp.*, **27**: 177 - 193.
- RIBA ARDERIU, O., REGUANT SERRA, S. & VILLANA MORALES, J. (1983): Ensayo de síntesis estatigráfica y evolutiva de la Cuenca Terciaria del Ebro.- *Libro Jubilar J. M. Ríos, Geología de España, Tomo II*: 131-159; Madrid (IGME).
- RICKEN, W. (1985): Epicontinental Marl-Limestone Alterations: Event Deposition and Diagenetic Bedding (Upper Jurassic Southwest Germany).- *Lecture Notes Earth Sci.*, **1**: 127-162; Berlin · Heidelberg · New York · Tokyo.
- SACHS, O. (2002a): A new impact structure in NE Spain? - Evidence from striated rock surfaces [Abstr.]- *PANGEO AUSTRIA 1*, 151-152; Univ. Salzburg.
- SACHS, O. (2002b): Wüsten, Meere und fruchtbares Ackerland – eine Zeitreise durch den Diapir von Peñacerrada (Nordspanien) sowie der Vergleich von plastisch deformierten Sedimenten aus einer Störungszone (Sierra de Cantabria) mit einem Impaktgestein (Nördlinger Ries).- *Unveröff. Dipl. Arb., Geol. Inst. Univ. Freiburg*, 93 S.
- SACHS, O. & PFLUG, R. (2002a): Erzeugung ähnlicher Oberflächenstrukturen auf Gesteinsfragmenten mittels zweier verschiedener geologischer Prozesse: plastische Deformation durch Faltung und durch ein Impaktereignis [Abstr.]- *Erl. Geol. Abh., Sonderb.* **3**: 83-84; Erlangen.
- SACHS, O. & PFLUG, R. (2002b): Ein kleiner Patchreef-Komplex aus dem Urgon im Bereich des Diapirs von Peñacerrada, Sierra de Cantabria (NE-Spanien) [Abstr.]- *Schriftenreihe DGG*, **17**: 172-173; Hannover.
- SAEFTEL, H. (1959): Paläogeographie des Albs in den Keltiberischen Ketten Spaniens.- *Z. dt. Geol. Ges.*, **111**: 684 - 711.
- SALOMON, J. (1982): Les formations continentales du Jurassique supérieur - Crétacé inférieur (Espagne du Nord, Chaînes Cantabriques et NW Ibérique).- *Mém. Géol. Univ. Dijon*, **6**: 227 S.
- SCHAAF, D. (1986): Der Jura der Kantabrischen Ketten (Nordspanien) - Genese und Evolution eines speziellen marinen Sedimentationsraumes.- Diss., Univ. Tübingen, 190 S.
- SCHEFFER, P., BLUME, H.-P., BRÜMMER, G., HARTGE, K.-H. & SCHWERTMANN, U. (1992): Lehrbuch der Bodenkunde.- 491 S., Stuttgart (Enke Verlag).

- SCHLEGELMILCH, R. (1998): Die Belemniten des süddeutschen Jura: ein Bestimmungsbuch für Geowissenschaftler und Fossiliensammler.- 151 S.; Stuttgart · Jena · Lübeck · Ulm (Fischer).
- SCHMIDT, W. J. (1954): Tektonisch entstandene gekritzte Geschiebe.- *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **6**: 255-257; Stuttgart.
- SCHNEIDER, W. (1971): Petrologische Untersuchungen der Bunten Breccie im Nördlinger Ries.- *N. Jb. Mineral., Abh.*, **114**: 136-180; Stuttgart.
- SCHROEDER, R. (1980): Le calcaire de Caniego: témoin d'une montée du diapir de Valle de Mena (Prov. Burgos, Espagne) dans l'Albien supérieur.- *Cuad. Geol. Ibér.*, **5**: 221-225; Madrid.
- STACKELBERG, U. v. (1967): Der Diapir von Murguía (Nordspanien).- *Beih. Geol. Jb.*, **66**: 63-94, Hannover.
- STÖCKLIN, J. (1968): Salt deposits of the Middle East.- *Geological Society of America, Inc., Special Paper*, **88**: 158-181.
- STÖFFLER, D. (1971): Progressive metamorphism and classification of shocked and brecciated crystalline rocks at impact craters.- *J. geophys. Res.*, **76**: 5541-5551; Washington.
- SZADZIEWSKI, R. & ARILLO, A. (1998): Biting midges (Diptera: Ceratopogonidae) from the Lower Cretaceous amber from Alava, Spain.- *Polskie Pismo Entomologiczne*, **67** (3/4): 291-298.
- TALBOT, C. J. (1979): Fold trains in a glacier of salt in southern Iran.- *Journal of Structural Geology*, **1**: 1-20.
- TALBOT, C. J. (1998): Extrusions of Hormuz salt in Iran.- In: BLUNDELL, D. J. & SCOTT, A. C. (eds): *Lyell: the Past is the Key to the Present.- Geological Society, London, Special Publications*, **143**: 315-334.
- UDRI, A. (1993): Die Geologie nordwestlich von Quintanavides, Provinz Burgos, Nordspanien: Sedimentologische Untersuchungen der Keuper- und Unterkreide-Schichten.- *Unveröff. Dipl. Arb., Geol. Inst. Univ. Freiburg*, 92 S.
- VISSER, H. (1984): Meeresspiegelschwankungen an der Trias / Jura Wende in Nordspanien.- *Zeitschr. dt. geol. Ges.*, **135**: 27 - 36.
- VISSER, H. (1986): Lösungsbrekzien und Zyklen in der Carñiolas-Formation (Wende Trias / Jura) der westlichen Iberischen Ketten, Spanien.- *Bochumer geol. geotechn. Arb.*, **22**: 141 S.
- WANG, F. (1987): Geologie der Sierra de Cantabria nordwestlich der Conchas de Haro (Provinzen Burgos und La Rioja / Nordspanien).- *Unveröff. Dipl. Arb., Geol. Inst. Univ. Freiburg*, 62 S.
- WATERS, S. B. & ARILLO, A. (1999): A new genus of Hybotidae (Diptera, Empidoidea) from Lower Cretaceous amber of Alava (Spain).- *Studia dipterologica*, **6** (1): 59-66.
- WIEDMANN, J., REITNER, J., ENGESER, T. & SCHWENTKE, W. (1983): Plattentektonik, Fazies- und Subsidenzgeschichte des basko-kantabrischen Kontinentalrandes während der Kreide und Alttertiär.- *Zitteliana*, **10**: 207-244; München.
- WILSON, J. L. (1975): Carbonate facies in geologic history.- 471 S.; New York (Springer-Verlag).
- ZIEGLER, B. (1992): Allgemeine Paläontologie – Einführung in die Paläobiologie Teil 1.- 248 S.; Stuttgart (Schweizerbart).