

Genese silifizierter Partien jurassischer Ooidkalke im Raum Vélez-Blanco (Provinz Almeria, SE-Spanien)

Dissertation

zur Erlangung des Doktorgrades
der Naturwissenschaften im Fachbereich
Geowissenschaften
der Universität Hamburg

vorgelegt von

Wiebke K.M. Hachmann
aus Hamburg

Hamburg
1999

Als Dissertation angenommen vom Fachbereich Geowissenschaften
der Universität Hamburg

auf Grund der Gutachten von Prof. Dr. Gerd F. Tietz

und Prof. Dr. Christian Spaeth

Hamburg, den 10. Dezember 1999

Prof. Dr. U. Bismayer
Dekan
des Fachbereiches Geowissenschaften

Danksagung

Die vorliegende Arbeit entstand am Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Hamburg unter der Leitung von Herrn Prof. Dr. G.-F. Tietz, dem ich für die Vergabe des Themas, seine fachliche Unterstützung und stete Diskussionsbereitschaft danke.

Herrn Prof. Dr. H. Seyfried von der Technischen Universität Stuttgart danke ich für seine umfassende Geländeeinführung sowie seine Erläuterungen zur regionalen Geologie und die fachlich anregenden Gespräche.

Ebenso sei an dieser Stelle Prof. Dr. C. Spaeth für die Bereitschaft gedankt, sich als Zweitgutachter für diese Arbeit zur Verfügung zu stellen.

Für die fruchtbaren fachlichen Diskussionen und Anregungen danke ich besonders Herrn Prof. E. Flügel, Prof. Dr. H. Wopfner und Dr. J. Schlüter.

Auch Frau R. Leibner, die Leiterin der Präparation des Instituts für Paläontologie der Universität Erlangen muß an dieser Stelle für ihre hervorragende Anleitung bei allen Arbeiten innerhalb der Präparation besonders erwähnt werden.

Herrn Dr. B. Stütze und den Mitarbeiterinnen des Sedimentpetrographischen Labors des GPI sei für ihre praktische Hilfe bei der Ausführung der geochemischen Untersuchungen gedankt, ebenso wie Herrn Dr. Klaska vom Mineralogischen Institut dieser Universität für die Unterstützung bei den Röntgenanalysen.

Nicht unerwähnt bleiben sollen auch die Mitglieder unserer „Spanien-Arbeitsgruppe“, Herr O. Friedrichs, Herr C. Heidorn und Herr A. Sellhorn mit denen gemeinsam die Geländearbeit viel Freude bereitete.

Besonders gerne erinnere ich mich auch an die freundschaftlichen Gespräche und fachlichen Diskussionen mit Frau Dipl. Geol. T. Merkel, Frau B. Zube und Herrn Dr. J. Victor, meinem Zimmergenossen, die dieser Arbeit manches Mal neuen Antrieb gaben.

Persönlich möchte ich mich bei meinen Eltern und meiner gesamten Familie bedanken, die mich immer unterstützten.

Nicht zuletzt danke ich Thomas, meinem Mann, für seine schier unendliche Geduld, seine Aufmunterungen und seine nie endende tatkräftige Unterstützung in jeder Phase dieser Arbeit und ... und ... und ...

Inhaltsverzeichnis

1. Problemstellung	1
2. Einleitung	2
2.1. Die Iberische Halbinsel	2
2.1.1. Historische Entwicklung	2
2.1.2. Geographische Eigenheiten	2
2.2. Geographische Lage des Arbeitsgebietes in der Region	3
2.3. Geographisch-Geomorphologischer Überblick	6
2.4. Geologie des Arbeitsgebietes	8
2.4.1. Geologischer Rahmen.....	8
2.4.2. Generelle Gliederung der betischen Kordillere.....	10
2.4.3. Paläogeographische und fazielle Entwicklung des Subbetikums im Jura	13
3. Stratigraphie und Lithologie der Region um Vélez-Blanco (Arbeitsgebiet)	23
3.1. Trias.....	23
3.2. Der subbetische Jura.....	23
3.3. Kreide	27
3.3.1. Die präbetische Kreide	27
3.3.2. Die subbetische Kreide	28
3.4. Idealisieretes Säulenprofil.....	29
4. Tektonik.....	30
4.1. Bruchtektonik	30
4.2. Wrench-Tektonik.....	31
5. Methodik.....	33
5.1. Probennahme	33
5.2. Selektion der Proben für detaillierte Untersuchungen.....	33
5.3. Probenbearbeitung für petrographische Untersuchungen	34
5.4. Dokumentation der petrographischen Eigenarten I (Lichtoptische Untersuchungen)	34
5.5. Dokumentation der petrographischen Eigenarten II (Rastermikroskopische Untersuchungen / Analysen)	35
5.6. Kathodoluminiszenzuntersuchungen	37
5.7. Physikalische Aufbereitung.....	37

5.8. Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA)	37
5.9. Röntgendiffraktometrie (XRD).....	38
5.10. Selektive Anfärbung von Karbonat.....	38
6. Glossar petrographischer Begriffe.....	39
6.1. Zementationserscheinungen.....	39
6.1.1. Typen der Karbonatdiagenese	40
6.1.2. Charakterisierung karbonatischer Zemente.....	41
6.2. Sedimentkomponenten	47
6.2.1. Ooid (engl. oolith) und Oolith (engl. oolite)	47
6.2.2. Onkoid (engl. oncoid)	50
6.2.3. Coated Grain.....	50
6.3. Caliche.....	56
6.4. Charakterisierung von Silcretes	58
6.5. Fe-Minerale.....	70
7. Untersuchung silifizierter Ooidkalke	72
7.1. Geländebefunde	72
7.2. Beschreibung der Handstücke.....	79
7.2.1. gebrochene Handstücke	79
7.2.2. Angeschliffene Handstücke.....	79
7.2.2.1. Gefärbte verkieselte Oolithe	79
7.2.2.2. Kieselkrusten (Silcrete i.e.S.).....	80
7.3. Petrographische Bearbeitung an Dünnschliffen.....	84
7.3.1. Aufstellung eines Schemas der Verkieselungserscheinung und ihrer karbonat-diagenetischen Verlaufstufen.....	84
7.3.2. Petrographie.....	86
7.4. Petrographisch-geochemische Bearbeitung am REM	130
7.5. Resumée der petrographischen Ergebnisse.....	137
8. Ausdeutung der Ergebnisse	140
9. Zusammenfassung.....	147
10. Literaturverzeichnis	150

Abbildungsverzeichnis

Bild vor Titelblatt: Ausführliche Beschreibung in Tafel 30, Dia 883	
Abb. 1: Geographische Lage des Arbeitsgebietes	3
Abb. 2: Topographische Karte des Arbeitsgebietes	4
Abb. 3: Topographische Karte II des Arbeitsgebietes	5
Abb. 4: Blick von der Piedras Bermejas nach SE in das Arbeitsgebiet	6
Abb. 5: Tektono-stratigraphic subdivisions of the Betic-Rif orogen	9
Abb. 6: Paläomorphologie des subbetischen Ablagerungsraumes zur Zeit des Ober-Jura	14
Abb. 7: Geologische Karte des Arbeitsgebietes	16
Abb. 8: Legende zur geologischen Karte I	17
Abb. 9: Legende zur geologischen Karte II	18
Abb. 10: Legende zur geologischen Karte III	19
Abb. 11: Überblick über die regionale Geologie SE-Spaniens	20
Abb. 12: Übersicht über die tektonischen Einheiten	21
Abb. 13: Übersicht über die tektonischen Untereinheiten (Decken) des Penibetico (S.L.)	22
Abb. 14: Idealisiertes Säulenprofil	29
Abb. 15: Sternquarz-Modell	65
Abb. 16: Topographische Karte des Arbeitsgebietes mit Angabe der GPS-Punkte, der Probenpunkte, der verkieselten Bereiche	74
Abb. 17: Topographische Karte II des Arbeitsgebietes mit Angabe der GPS-Punkte, der Probenpunkte, der verkieselten Bereiche	75

Tabellenverzeichnis

Tab. 1: Entwicklung der betischen Kordillere im Überblick	13
Tab. 2: Darstellung der Elemente ähnlicher Auflösungsenergien	36
Tab. 3: Karbonatzementtypen	46
Tab. 4: Klassifikation von „Coated Grains“	51
Tab. 5: EDAX-Spotmessungen	136

Tafelverzeichnis

Tafel 1: Silifizierte Rippen.....	76
Tafel 2: Si-Imprägnierung im Oolith.....	77
Tafel 3: Dokumentation des Schutt-Charakters der Rippenfüllungen.....	78
Tafel 4: Handstücke.....	81
Tafel 5: Anschliffe charakteristisch verkieselter Oolithproben.....	82
Tafel 6: Anschliffe von Silcreteproben als Endphase der Verkieselung.....	83
Tafel 7: BC 1.....	93
Tafel 8: ABC 1.....	94
Tafel 9: Beispiele rezenter Caliche.....	95
Tafel 10: C 123.....	96
Tafel 11: AC 236.....	97
Tafel 12: AC 23 (6).....	98
Tafel 13: BC 23 – Abplatzende Ooidrinden I.....	99
Tafel 14: C 23 - Abplatzende Ooidrinden II.....	100
Tafel 15: C 2346.....	101
Tafel 16: C (1) 23.....	102
Tafel 17: CD (1) 235b 6.....	103
Tafel 18: C 23 (5b) 6.....	104
Tafel 19: C 2 5b.....	105
Tafel 20: C 245b.....	106
Tafel 21: C 245ab.....	107
Tafel 22: C 245ab.....	108
Tafel 23: (C) 23 – Imprägnierung I.....	109
Tafel 24: BC 24 – Imprägnierung II.....	110
Tafel 25: ABC 25ab – Imprägnierung III.....	111
Tafel 26: CD 23 – Imprägnierung IV.....	112
Tafel 27: D 45b – Fossilien I.....	113
Tafel 28: BD 123 – Fossilien II.....	114
Tafel 29: C 24 – Even rim I (Umwandlung Chalcedon zu Quarz).....	115
Tafel 30: CD 45ab – Even rim II (Umwandlung Chalcedon zu Quarz).....	116
Tafel 31: BC 24 – Even rim III (Umwandlung Chalcedon zu Quarz).....	117
Tafel 32: S+C – Oosilcrete I.....	118

Genese silifizierter Partien jurassischer Ooidkalke im Raum Vélez-Blanco

Tafel 33: S+(B)(C) 45b – Oosilcrete II	119
Tafel 34: S+C 45ab – Oosilcrete III	120
Tafel 35: S+C 2345ab – Oosilcrete IV	121
Tafel 36: S+C 45a – Oosilcrete V	122
Tafel 37: S – Silcrete I (ohne Ooide)	123
Tafel 38: S – Silcrete II (ohne Ooide)	124
Tafel 39: Vergleichsproben Silcrete Jos-Plateau / Nigeria.....	125
Tafel 40: Schutt I	126
Tafel 41: Schutt II	127
Tafel 42: Schutt III	128
Tafel 43: Alizarin-S Anschliffe.....	129
Tafel 44: REM Bilder I	132
Tafel 45: REM Bilder II	133
Tafel 46: REM Bilder III	134
Tafel 47: Chemical Mapping.....	135
Tafel 48: REM-Spot-Analysen	136

1. Problemstellung:

Das Arbeitsgebiet liegt nordöstlich von Vélez-Blanco im nördlichen Bereich der Provinz Almeria (SE-Spanien). Geologisch wird es zur Internzone des Subbetikums gezählt. Die auf kretazischen Sedimenten überschobenen Decken sind überwiegend aus Kalkoolithen aufgebaut, welche stratigrafisch vom unteren Jura bis in den tieferen Oberjura reichen.

Im Gelände fallen bräunliche „Rippen“ innerhalb der oben erwähnten Ooidkalke auf. Diese Rippen (meist breit gegen das Liegende und ausdünnend gegen das Hangende) bestehen aus Quarz-zementierten Ooidarealen. In dieser Arbeit wird versucht, die Genese dieses Quarzzementes zu klären und – daraus abgeleitet – die Bedeutung der kieseligen Abschnitte für die Entwicklung der regionalen Geologie herauszustellen.

2. Einleitung

2.1. Die Iberische Halbinsel

2.1.1. Historische Entwicklung

Im 1. Jahrtausend v. Chr. wanderte ein nordafrikanischer Volksstamm in das Gebiet der Iberischen Halbinsel ein.

Als die indogermanischen Kelten um 550 v. Chr. in die Pyrenäenhalbinsel eindringen, kam es zu einer Vermischung beider Völker und es entstand der Stamm der Iberer. Aus diesem Stammesnamen leitet sich der Begriff „Iberia“ für die gesamte Halbinsel her.

Der Name „Spanien“ kommt ursprünglich von den Phöniziern, die zwischen dem 6. und 5. Jahrhundert v. Chr. den Süden und den Südosten Spaniens kolonisierten, und wurde mit „Hispania“ von den Römern übernommen.

Bis etwa 400 n. Chr. unterstand die Halbinsel für ca. 600 Jahre römischer Herrschaft, um dann bis etwa 700 n. Chr. für ca. 300 Jahre unter die Führung der Westgoten zu geraten. Hieran schloß sich für viele Jahrhunderte die islamische Herrschaft der Mauren an, welche in den südlichen Teilen Spaniens bis ins Jahr 1491 andauerte.

Im 12. Jh. wurde Portugal von Kastilien und Léon unabhängig und erreichte bereits im 13. Jh. seine heutigen Grenzen. Spanien ist heute in 50 Provinzen eingeteilt und umfaßt 14 Regionen, wobei die südlichen Regionen Andalusien und Murcia sind (LAUTENSACH, 1964).

2.1.2. Geographische Eigenheiten

Die iberische Halbinsel ist durch eine Reihe unterschiedlich orientierter Gebirge und Gebirgsketten untergliedert, zwischen denen teilweise sehr weite, gegeneinander isolierte Becken liegen.

Der Norden der Halbinsel wird dominiert durch die Pyrenäen und das Kantabrische Gebirge, an letzteres schließen sich nach Westen hin das Asturisch-Leonesische Gebirge, das Galicische Bergland und die Katalanische

Küstenkordillere an. Im Inneren der Iberischen Halbinsel finden sich die Zentralkordillere sowie die Iberische Kordillere und im Süden die Sierra Morena. Die Iberische Masse besteht aus einer Reihe kleinerer Gebirgszüge.

Die Morphologie Inneriberiens wird durch eine Hochebene geprägt, welche als Meseta bezeichnet wird. Sie wird von der Zentralkordillere in die sog. Nord- und Südmeseta unterteilt.

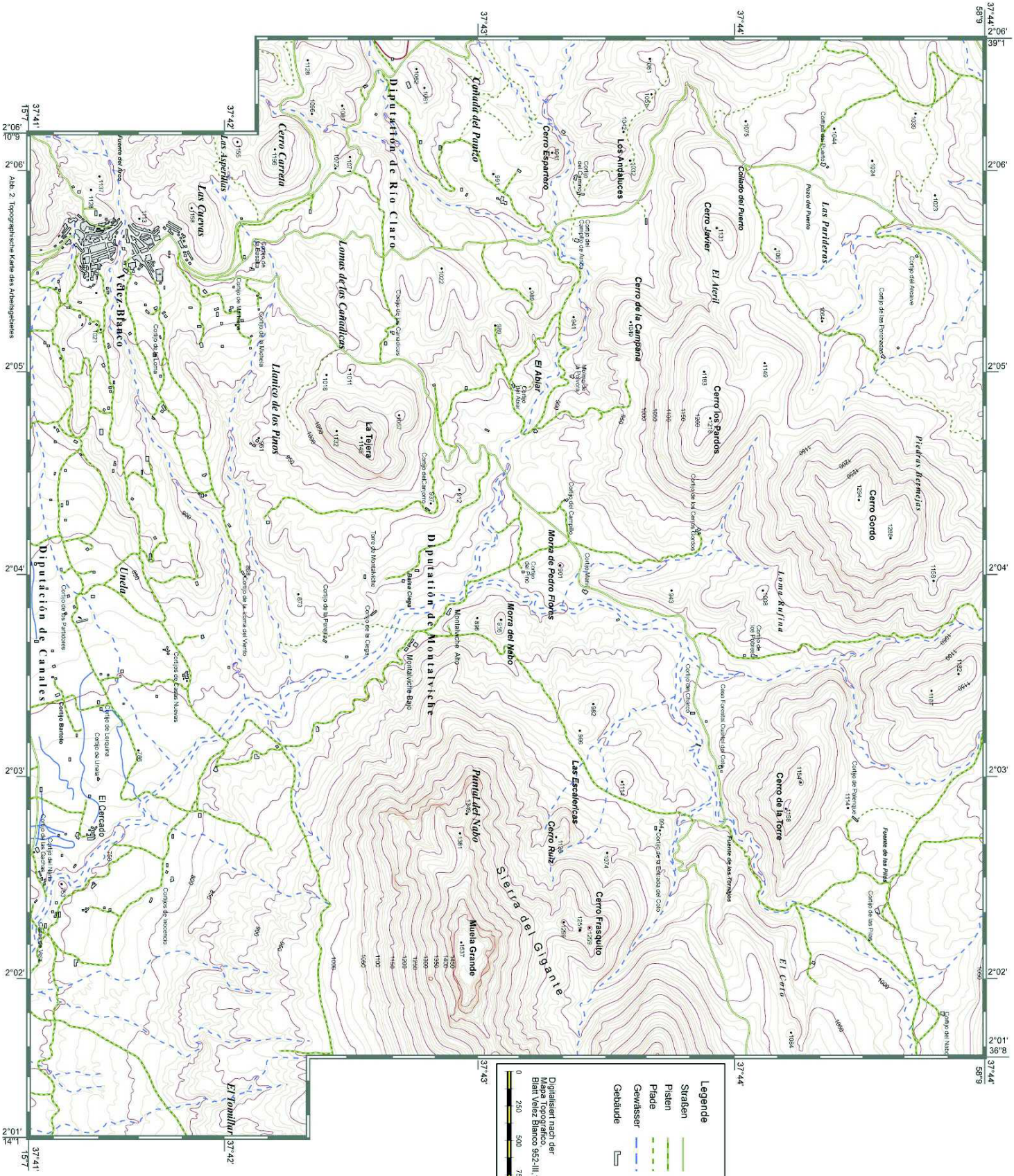
In das Netzwerk der zahlreichen Gebirgsstränge sind eine Reihe von Becken gebettet: das Ebro-Becken liegt zwischen Pyrenäen, Iberischer Kordillere und Katalanischem Küstengebirge. Die westliche Betischen Kordillere und die Sierra Morena begrenzen das Guadalquivir-Becken. Das kleinere Becken von Oviedo-Gijón befindet sich an der Nordküste der Halbinsel; in Portugal finden sich das Tejo-Sado Becken sowie das Algarve-Becken (LAUTENSACH, 1964; GEYER, 1988). Die wichtigsten Flüsse sind der ins Mittelmeer mündende Ebro, sowie die in den Atlantik führenden Duero, Tajo, Guadiana und Guadalquivir.

2.2. Geographische Lage des Arbeitsgebietes in der Region

Das Arbeitsgebiet liegt im Südosten Spaniens im nördlichen Bereich der Provinz Almeria. Die Kleinstadt Vélez-Blanco ist ca. 36 km Luftlinie westlich der Stadt Lorca, ca. 60 km Luftlinie nordöstlich der Stadt Baza und ca. 42 km Luftlinie östlich der Kleinstadt Huéscar gelegen. Vélez-Blanco markiert den Südweststrand des Arbeitsgebietes (s.a. Abb. 2 und 3).



Abb. 1: Geographische Lage des Arbeitsgebietes
aus: Corel Draw 6.0 Clip-Arts

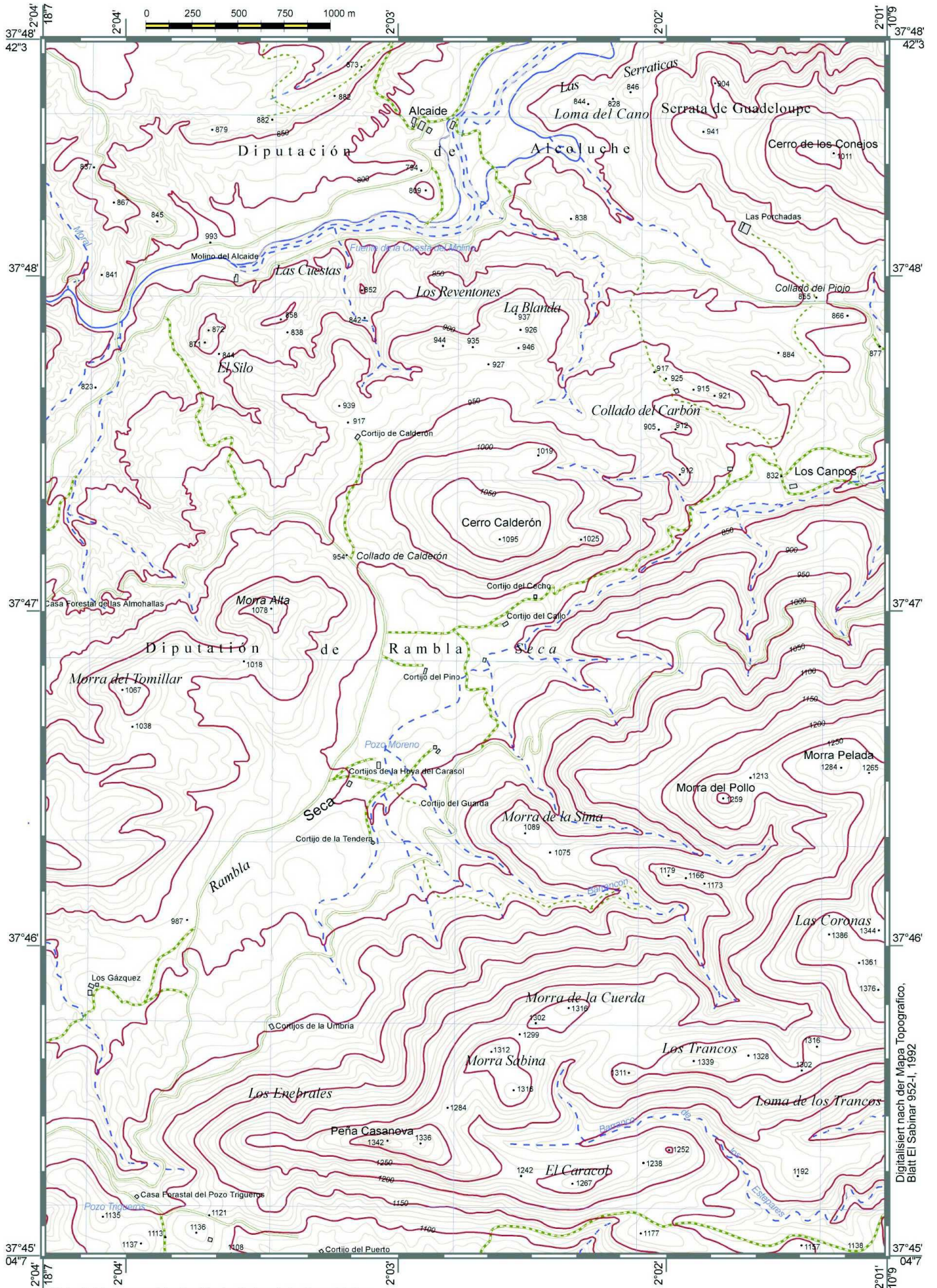


Digitalisiert nach der
 Mapa topográfico
 Blatt Vêlez Blanco 852.III.1993

0 250 500 750 1000 m

Legende
 Straßen ———
 Pisten ———
 Plätze ———
 Gewässer ———
 Gebäude □

Abb. 2: Topographische Karte des Anheisgebirges



Digitalisiert nach der Mapa Topografico, Blatt El Sabinar 952-I, 1992

Abb. 3: Topographische Karte II des Arbeitsgebietes

Genese silifizierter Partien jurassischer Ooidkalke im Raum Vélez-Blanco

Das Arbeitsgebiet selbst hat eine maximale Ost-West Ausdehnung von 8 km und in nord-südlicher Richtung von 17,3 km. Es umfaßt insgesamt ein Gebiet von 83 km². Die Ausdehnung des Arbeitsgebietes wurde durch den Bereich definiert, in welchem verkieselte Ooid-Kalke auftreten.

Nachstehende topografischen Karten im Maßstab 1:25 000:

Mappa Topografico National

El Sabinar 952-I (Ausgabe 1992)

Vélez-Blanco 952-III (Ausgabe 1993)

dienten als Grundlage der Geländearbeit.

2.3. Geographisch-Geomorphologischer Überblick

Die höchste Erhebung innerhalb des Arbeitsgebietes bildet im Südosten die Sierra del Gigante mit 1.537 m ü. NN.. Die tiefste Einsenkung mit nur 730 m ü. NN. befindet sich ebenfalls im Süden zwischen Vélez-Blanco, welches zwischen 1.050 m und 1.100 m Höhe gelegen ist, und der Sierra del Gigante. Es ist das Trockenflußbett, die „Rambla“ des Rio Claro, welcher nur in regenreichen Zeiten Wasser führt.

Das Arbeitsgebiet zeigt eine sehr unruhige Morphologie mit einer Vielzahl von Erhebungen, die sich mit meist ca. 150-300 Höhenmetern zum Teil recht steil aus dem Gelände erheben (im Südwesten der Sierra del Gigante beträgt die Höhendifferenz bis zur Rambla Rio Claro ca. 700 m).



Abb. 4: Blick von der Piedras Bermejas nach SE in das Arbeitsgebiet

Aufgrund der morphologischen und klimatischen Verhältnisse ist eine Bodenbildung nur sehr eingeschränkt möglich. Der südöstliche Bereich der Iberischen Halbinsel ist mit weniger als 200 mm Jahresniederschlag das trockenste Gebiet Europas. Die Durchschnittstemperaturen liegen dabei im Winter bei 12° C, im Sommer über 25° C, womit diese Region auch zu den wärmsten Gebieten Europas zählt. Die Hauptniederschlagsmenge fällt in den Monaten November bis März. In den Sommermonaten fällt dagegen praktisch kein Niederschlag.

Die starken Regenfälle der Wintermonate erodieren die ohnehin nur spärlichen Bodenbildungen. Dieses kann soweit gehen, daß z. T. ganze Gesteinsblöcke aus dem durch Lösungsverwitterung entlang von Klüften und Spalten gelockerten Verband gerissen werden.

Während dieser Zeit werden auch teilweise die Ramblas geflutet. Aufgrund der mangelhaften, unzusammenhängenden Vegetationsdecke kann der Boden das Wasser kaum/nicht aufnehmen, so daß es zu einem sehr schnellen Abfließen des Regenwassers kommt. Dieses ist mit einem erheblichen Transport von Erosionsschutt verbunden, so daß die Ramblas zumeist sehr tief und steil in das Gelände eingeschnitten sind.

In der Trockenzeit der Sommermonate kommt es zu Lösungserscheinungen wie Karren-(Rillen) und Kamenicabildungen (abflußlosen Wannern im cm-Bereich), die auf lokal auftretende Korrosion der Karbonate durch Taupfropfen hinweisen (GÜNTHER, 1991). Selten treten kurze, schauerartige Regenfälle auf, die jedoch meist schnell in den Rissen, Klüften und Spalten des Karbonatgesteins versickern.

Die heimische Flora zeigt nur eine geringe Diversität. Die Vegetation besteht meist aus niedrigen Hartlaubgewächsen wie *Macchia* und Stechginster, vereinzelt auftretenden Coniferen, Gräsern und Trockenpflanzen wie Rosmarin, Thymian und Lavendel (OLSSON et al., 1991).

Auf Terrassenanlagen in den Tälern und am Fuße der Erhebungen werden Mandeln und vereinzelt auch Oliven angebaut. Um die Steilkanten der Hügel und Berge gegen Erosion zu schützen, werden diese in den letzten Jahren verstärkt mit Kiefernbeplantungen aufgeforstet.

2.4. Geologie des Arbeitsgebietes

2.4.1. Geologischer Rahmen

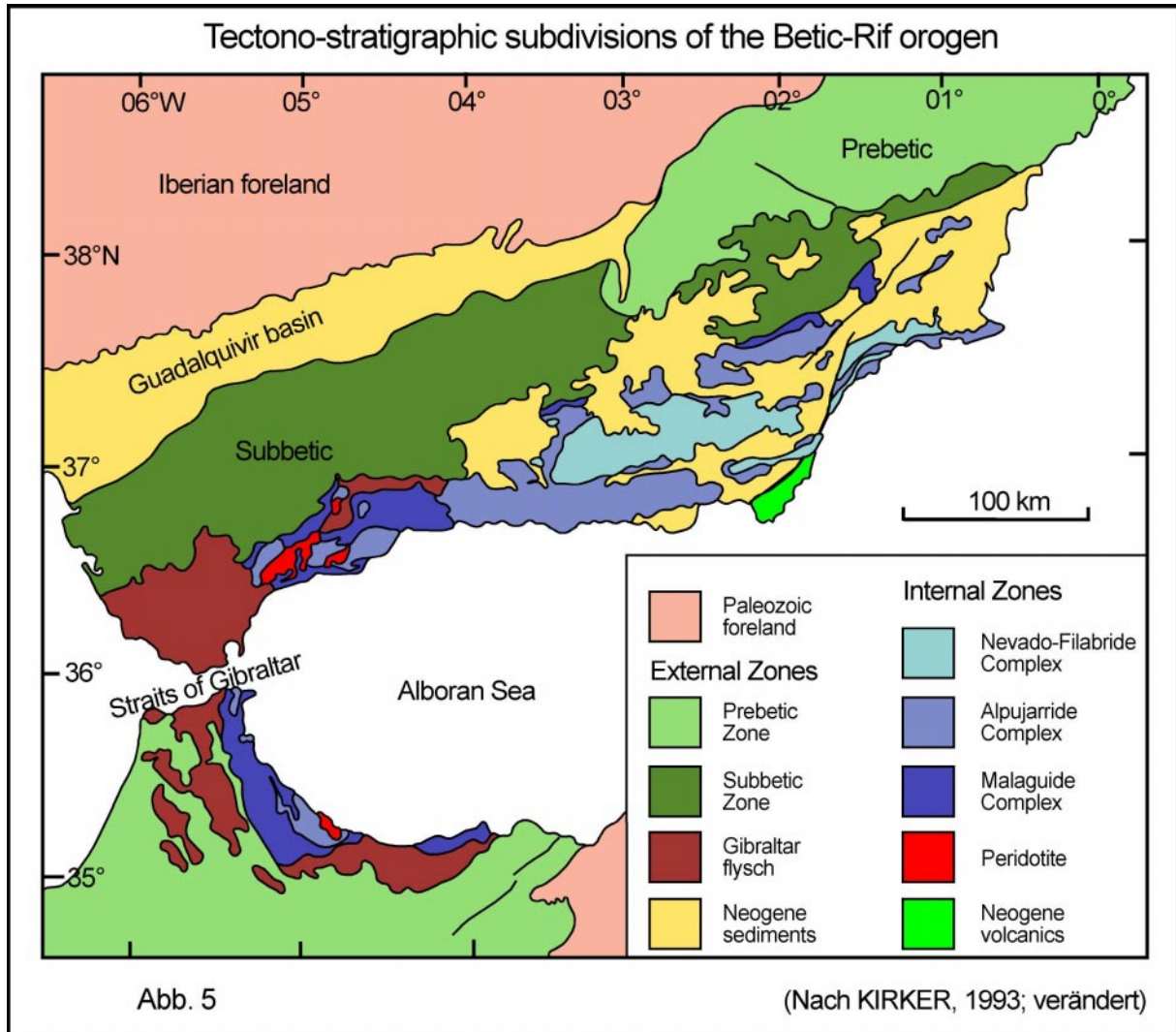
Der westliche Teil des mediterranen Raumes wurde durch sehr intensive variszische Orogenese geprägt. Dabei kam es zu starkem Plutonismus und weit verbreiteter Regionalmetamorphose. Am Ende der Karbonzeit war der westliche Teil des mediterranen Raumes voll in Pangäa integriert. Erst relativ spät im Laufe des Mesozoikums bildeten sich, bedingt durch den Aufbruch Pangäas, lokale Kontinentrandbereiche mit der entsprechenden Fazies aus (DERCOURT et al., 1986). Die Trias ist überwiegend „germanisch“ und weniger „alpin“ ausgebildet. Festländische Ablagerungen sind im Oberjura und in der Unterkreide weit verbreitet. Fazielle Ähnlichkeiten an das Helvetikum der Westalpen zeigen sich erst in Kreide und Alttertiär (SCHÖNENBERG et al., 1987).

Während des Mesozoikums ist es zu relativ großen Absenkungen mit den daran anschließenden stärkeren alpidischen Deformationen gekommen. Die fünf hauptsächlich betroffenen Bereiche waren:

- die Betische Kordillere
- die Pyrenäen
- die Baskischen Ketten
- die Keltiberischen Ketten
- der Lusitanische (portugiesische) Trog.

Das entscheidende Ereignis im Mesozoikum war der Durchbruch einer Verbindung vom zentralen Atlantik zur östlichen Tethys. Während dieser Phase entstanden als Voraussetzung für die iberischen und nordafrikanischen Alpiden im westlichen Mittelmeer Räume mit ausgedünnter kontinentaler und ozeanischer Kruste. Die alpidischen Deckentransporte waren von hier aus sowohl nach Norden – also nach Südspanien – als auch nach Süden – also in den Bereich Nordafrikas – gerichtet (HAY et al. 1981).

Hierbei blieben die orogenen Außenzonen Afrikas sowie Spaniens komplett erhalten. Die Innenzonen, wie z.B. das „alboranische Land“ sind im Obermiozän eingebrochen und im Mittelmeer versunken (SCHÖNENBERG et al., 1987).



2.4.2. Generelle Gliederung der betischen Kordillere

Die betische Kordillere gehört zum westlichen Teil der alpidischen mediterranen Gebirgsketten. Auf einer Länge von ca. 600 km und einer Breite von 100 km bis 150 km erstreckt sie sich entlang der südlichen spanischen Atlantikküste bis nach Alicante.

Bevor es zu einer alpinotypen Orogenese kam, war diese Region Bestandteil der Tethys. Entsprechend der Lage des schmalen, langgestreckten Gebirgsstranges streichen die einzelnen Elemente grundsätzlich WSW-ENE (SCHÖNENBERG et al., 1987).

Die betische Kordillere läßt sich in eine Internzone und eine Externzone untergliedern (SEYFRIED, 1978), wobei die Internzone von Süden her an die nördlich gelegene Externzone herangepreßt wurde. Während dieses Vorgangs kam es zu sehr komplizierten Über- und Unterschiebungen (SCHÖNENBERG et al., 1987).

In der Internzone („Betikum“) herrscht alpinotyper Deckenbau, der aus teilweise metamorphen präkambrischen bis permo-triassischen Gesteinen besteht, wobei die Internzone als Teil der Alboran-Platte angesehen wird (DE SMET, 1984; JOPPE, 1991). Dagegen besteht die Externzone aus nichtmetamorphen mesozoischen und tertiären Sedimenten eines südlichen Kontinentalrandes der Iberischen Platte, der sich erst während des Zerbrechens von Pangäa entwickelte (GARCÍA-HERNANDES et al., 1980; GARCÍA-HERNANDES et al. 1989). Auch die Externzone läßt sich untergliedern in:

- einen südlich gelegenen inneren Bereich, das parautochthone „Subbetikum“
- einen äußeren, sich nach Norden daran anschließenden Bereich, das autochthone „Präbetikum“
- und in den dazwischen gelegenen Bereichen der „intermediären Serien“, die faziell zwischen den Einheiten des Subbetikums und des Präbetikums vermitteln (SEYFRIED, 1978).

Entwicklung der betischen Kordillere im Überblick

Zeit (Ma vor heute)	Periode / Epoche / Alter	Geologisches Ereignis	
Quartär (2 – 0 Ma)	Holozän	Erdbeben und hydrothermale Quellen	
	Pleistozän	Fortgesetzte Hebung und Regression, Bildung der heutigen Küstenlinie	
Tertiär Neogen (20 – 2 Ma)	3 – 2	Oberes Pliozän	Starke Hebung und Regression, alluviale Fächer
	2,8 – 2,6	Mittleres Pliozän	Cartagena-Basalte
	3	Mittleres Pliozän	Rotation der Haupteinengungsrichtung nach NW-SE
	5 – 3	Unteres Pliozän	Marine Deltas und Fächer, intensive Seitenverschiebung aktiv
	5	Messinium / Pliozän	Öffnung der Straße von Gibraltar, Ende der messinischen Krise. Vollmarine Kalksteine. Veritische (high-K) Laven, lokale Winkeldiskordanzen.
	5,5 – 5	Obermessinimum	Messinische Krise 2. Stadium, völlige Austrocknung des Mittelmeeres
	6,5 – 5,5	Messinium	Messinische Krise 1. Stadium, zyklische Evaporation, Ende der Riffe und Diagenese (Verkarstung und Dolomitisierung)
	6,5	Messinium	Riff-Komplexe entlang der transgressiven Küstenlinie, progressiv gehemmte Zirkulation
	7	Torton / Messinimum	(?) Anlagerung des Sierra de Gata-Blocks, Rotation der Haupteinengungsrichtung von NW-SE nach N-S, Faltung und Hebung, z.B. im westl. Sorbas-Becken, dadurch flachmarine Bedingungen, Winkeldiskordanz im Tabernas-Becken.
	8 – 7	Oberes Torton	Hebung der Sierra Alhamilla und Cabrera beginnt (krustale Verkürzung). Fortsetzung der tiefmarinen Sedimentation, Fining-upward: (A) Subbetikum wird auf das Präbetikum überschoben (B) Verengung der betischen Straße (C) Basin and Range-Struktur im Betikum
	8	Torton	Schnelle Transgression, tortonischer Turbidit-II-Komplex mit Sedimentfächern, Palomares Störung aktiv
	12 – 7	Torton	Transtensive Öffnung der Becken von Sorbas und Nijar, tortonischer Turbidit-II-Komplex mit Konglomeraten, Hauptphase des Vulkanismus im Cabo de Gata mit Ignimbriten und der hydrothermalen Au (Fe, Mn-) Mineralisation
	15 – 12	Serraval. / Torton	Beginn des kalkalkalinen Vulkanismus (Calderas) im Cabo de Gata. Kompressive Phase deformiert älteres Neogen, dies bleibt aber nur in den sinistralen Hauptstörungen erhalten.
15	Burdigal / Serraval.	Sierras Nevada und de los Filabres heben sich über den Meeresspiegel, erster detritischer Eintrag aus den Nevado-Filábriden. Sedimentation des älteren Neogens, Bildung einer Winkeldiskordanz zum jüngeren Neogen	
20 – 15	Burdigal	Beginn der Subsidenz im Alboran Becken, Hebung im Betikum und Rif	
20	Aquitán / Burdigal	Beginn der Crevillente-Störung ausgelöst durch Bewegungen der iberischen Mikroplatte (?)	
25 – 20	Aquitán	Alboran-Manteldiapir wölbt sich auf, N-Bewegung der Alpujarride-Decken, Platznahme der Periodite (ca. 22 Ma)	
Paläogen (66,4 – 25 Ma)			
35 – 25	Oligozän	Ablagerung der jüngsten Malaguiden-Sedimente	

Genese silifizierter Partien jurassischer Ooidkalke im Raum Vélez-Blanco

Zeit (Ma vor heute)	Periode / Epoche / Alter	Geologisches Ereignis
36	Obereozän	(A) Finale Schließung der Tethys im westmediterranen Raum (B) Bildung des Atlas-Gebirges
65 – 50	Paläozän – Eozän	Karbonatbitide und flyschoiden Sedimente im Betic-Seaway. Couches Rouges-II-Fazies
<i>Mesozoikum</i> (245 – 66,4 Ma)		
Kreide (144 – 65 Mill. J.)		
65	Maastricht	Kreide / Tertiär Grenze [impact layer bisher in Agost (Alicante), Caravaca (Murcia) und Alamedilla (Granada) gefunden]
80	Campan	Erste hp-Metamorphose in der Interniden
89 – 65	Oberkreide (Senon)	Beginn der Kompression im Betic-Seaway, Capa Rojas (Couches Rouges I-) Sedimentationen
91	Cenoman / Turon-Grenze	Schwarzschiefer-Ereignis OAE2
110 – 89	Mittlere Kreide	Extensive Transform-Bewegungen, pull-apart basin (tw. Sub-CCD) Bildung im Betic Seaway, mega-slumping, Olistolithe und Tiefwasserfazies
144 – 110	Unterkreide	Fortschreitende, erhöhte Subsidenz und (?) Beginn der Transform-Bewegungen im Bereich des Betic Seaways
Jura (208 – 144 Ma)		
190 – 144	Unterjura – Oberjura	Fortsetzung des Rifting und Individualisierung der Schwellen- und Beckenbereiche in der Externzone (Betic Seaway), Ammonitico-Rosso-Facies
Trias (245 – 208 Ma)		
215 – 190	Obertrias – Unterjura	Rifting und Extension im Bereich des Betic Seaways ((?) Blattverschiebung)
225 – 208	Nor	Ablagerung der Carniolas und Dolomite der Germanisch-Andalusischen Trias des Subbetikums, im obersten Nor (Rhät) teilweise Anhydrite
230 – 225	Karn	Ablagerung der Almagriden-Trias Ablagerung des Keupers in der Germanisch-Andalusischen Trias des Subbetikums, Intrusion der Ophite (Basalte)
235 – 230	Ladin	Ablagerung der Alpujarriden-Karbonate Ablagerung des Muschelkalkes in der Germanisch-Andalusischen Trias des Subbetikums
<i>Paläozoikum</i> (570 – 245 Ma)		
269 ± 6	Rotliegend	Intrusion des Bedar-Granits im Zuge der variszischen Orogenese
290 – 245	Perm	Rote kontinentale Sandsteine der Saladilla-Formation in den Malaguiden
354 – 290	Karbon	Malaguiden: basal schwarze Cherts der Falcoña-Formation (Tournai). Flyschfolge der Almogía-Formation. Debris flow Ablagerungen und Konglomerate der Marbella-Formation.
364	Frasne-Famenne-Grenze	Kellwasser-Event
428 – 354	Mittelsilur-Oberdevon	Malaguiden: quarzhaltige, plattige Kalksteine der Santi Petri-Formation (calizas alabeadas) mit eingeschalteten Grauwacken und Kalkblöcken (Olistolithe)
495 – 428	(?) Ordoviz-Mittelsilur	Malaguiden: Tonschiefer und Phyllite der Morales-Formation

Zeit (Ma vor heute)	Periode / Epoche / Alter	Geologisches Ereignis
570 – 245	Paläozoikum	Ablagerung der Nevado-Filábriden und der unteren Alpujárriden-Einheiten
Präkambrium (4550 – 570 Ma) 800 – 600	Oberproterozoikum	Bildung des gneissischen Kontinentsockels

(Tab. 1: Nach REICHERTER, 1999 verändert)

2.4.3. Paläogeographische und fazielle Entwicklung des Subbetikums im Jura

Das Subbetikum wird von Schichten aufgebaut, deren Alter von der Trias bis einschließlich Oligozän reicht. Die in diesem Raum besonders mächtig ausgebildete, überwiegend salinar ausgeprägte Triasentwicklung, spielt dabei eine entscheidende Rolle bei den tektonischen Deformationen (FELS, 1995). Bis in den frühen Jura hinein herrschten in der gesamten Externzone Flachwasserverhältnisse. Dies wird durch die in „germano-andalusischer“ Fazies abgelagerten Einheiten der Trias und die an der Wende Trias / Jura sedimentierten, mächtigen Plattformkarbonate belegt (SEYFRIED, 1978). Nahezu zeitgleich mit der Öffnung des Zentralatlantiks vor 180 Ma endet jedoch die Zeit der Karbonatplattform.

Infolge syndesimentärer distensiver Tektonik kommt es nun während des Pliensbach zu einer allmählichen Faziesdifferenzierung. Wie in weiten Teilen der Tethys, stellen sich nun mit dem Zerschneiden der Karbonatplattform zunehmend pelagische Verhältnisse ein (JENKYNS, 1970). Es entstanden pelagische Becken, in denen eine kalkig-mergelige Sedimentation bis hin ins Eozän andauerte.

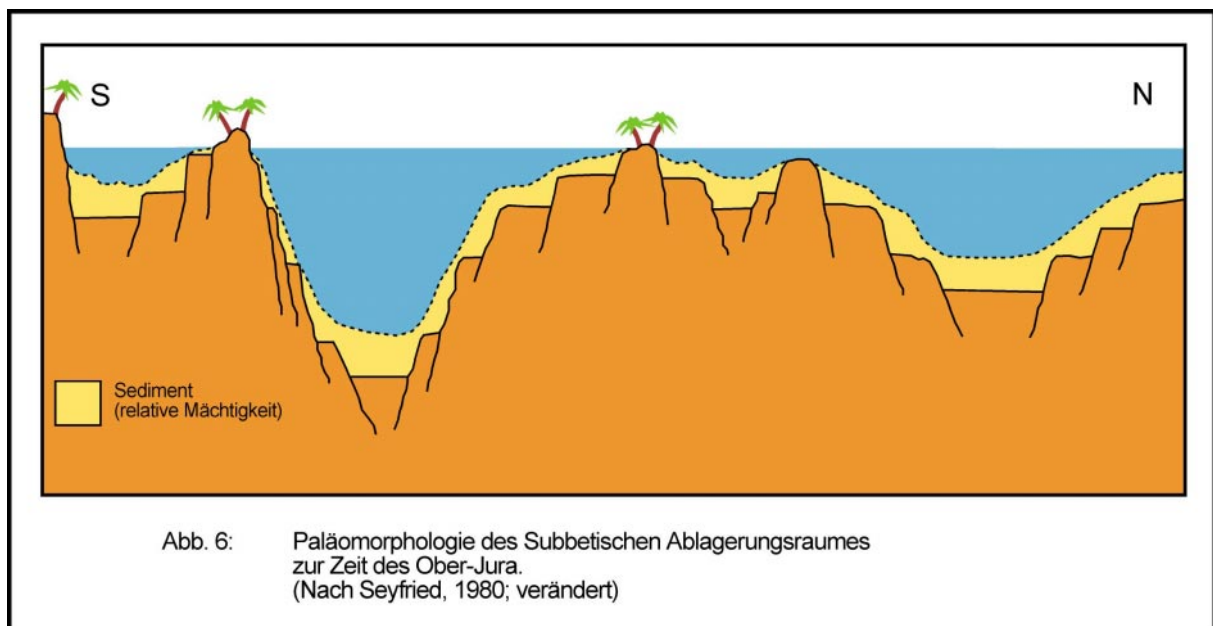
Dagegen war das Präbetikum während des gesamten Jura und noch bis in die Kreide hinein als ein weiträumiges flaches Schelfmeer ausgebildet (OLSSON, 1991). Durch die küstennähere Entwicklung seiner mesozoischen und tertiären Sedimentgesteine unterscheidet sich das Präbetikum vom Subbetikum, wobei die Ablagerungen trotz der abweichenden Sedimentationsbedingungen weitgehend dem epikontinentalen Keltiberikum ähneln (SCHÖNENBERG et al., 1987; GEYER et al., 1974). Ab dem Ober-Lias erfolgte ein kontinuierlicher Anstieg des Meeresspiegels. Zu Beginn der Ober-Kreide er-

Genese silifizierter Partien jurassischer Ooidkalke im Raum Vélez-Blanco

reicht der Meeresspiegel mit etwa +250 m relativ zum Unter-Jura seinen Höchststand (HAQ et al. 1987). Entgegen dieser allgemein transgressiven Tendenz im Verlauf des Jura kommt es jedoch durch kleinere Zyklen (short terms) zu mehreren bedeutenden Regressionen (FELS, 1990).

Im Jura stellte das Subbetikum ein relativ schmales aber dafür langgezogenes Meeresbecken dar. Für die Ausdehnung des Beckens von N nach S, ohne den Bereich des Präbetikums, nimmt SEYFRIED (1980) eine maximale Ausdehnung von nur 60 bis 80 km an. Den nördlichen Rand dieses Beckens bildete hier das iberische Festland. Im Süden lag das „alboranische“ oder auch „betische“ Land (DERCOURT et al., 1986).

Die Flachwasserfazies ist nach SEYFRIED (1978) in der Sierra de Espuña aufgeschlossen. GEEL (1973) beschreibt für die Region um Vélez Rubio fast identische Verhältnisse. Während das Präbetikum bis zum Ober-Jura ein flacher Schelf blieb, kam es im Subbetikum im Zuge der Dehnungstektonik zu einer unterschiedlich starken Subsidenz einzelner Blöcke.



Im subbetischen Meeresbecken kam es zu einer ausgeprägten „seamount and basin“-Morphologie (BERNOULLI et al. 1974). Dieses führte zu einer stark differenzierten Faziesgliederung der Sedimentationsräume des subbetischen Jura. Mindestens vier übergeordnete fazielle Grundtypen sind nach SEYFRIED (1978) zu unterscheiden:

- Schelf-Sedimente (Dolomite, Tidalite, Oolithe, Siliziklastika, neritische Fossilkalke, Riffkalke, etc.)
- Schwellen-Sedimente (pelagische, fossilreiche Rotkalke, rote Knollenkalke, kolonisierte Hartgründe und „Biokarst“-Horizonte, Fe-Mn-Krusten und Knollen, etc.)
- Abhang-Sedimente (rote Knollenkalke, Geröllpelite, Rinnenfüllungen, „slumping“-Strukturen, distale gradierte Turbidite, etc.)
- Becken-Sedimente (Kalk-Mergel-Rythmite, Nanofossilkalke, Radiolarite, rote Kieselpelite, Hornsteinknollenkalke und distale sandige Turbidite)

Aufgrund der im Gelände vorgefundenen Serien, die faziiell eine starke Ähnlichkeit mit denen der Region um Vélez Rubio und bedingt auch mit denen in der Sierra de Espuña aufweisen, ist das bearbeitete Gelände am ehesten dem Bereich der Schelfsedimente zuzuordnen.

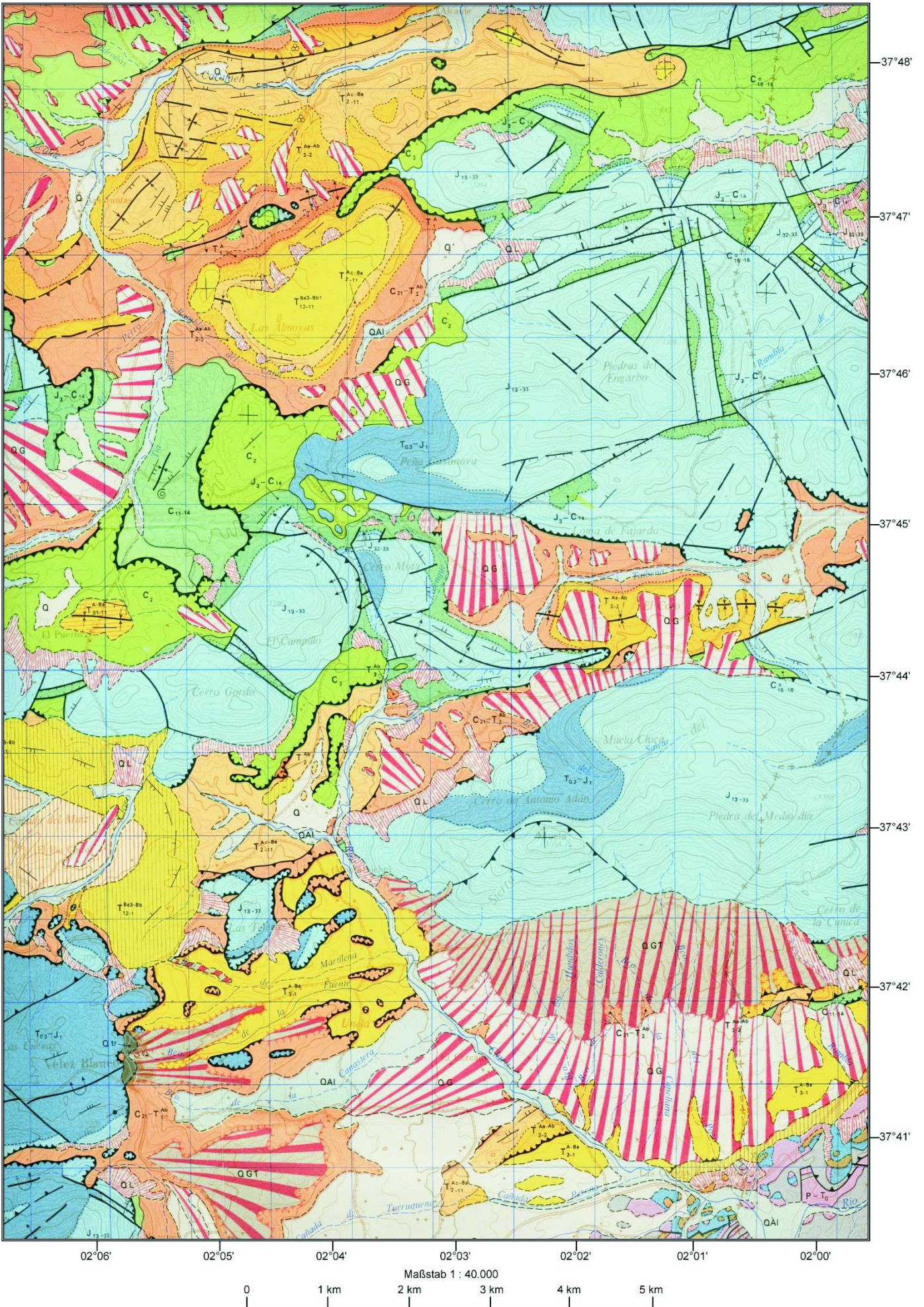
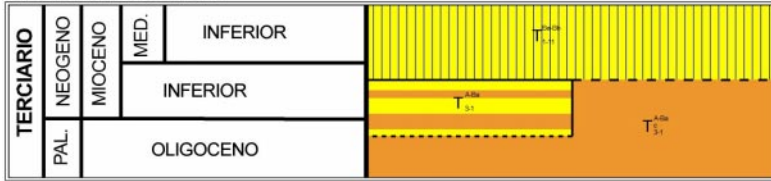


Abb. 7

Geologische Karte des Arbeitsgebietes

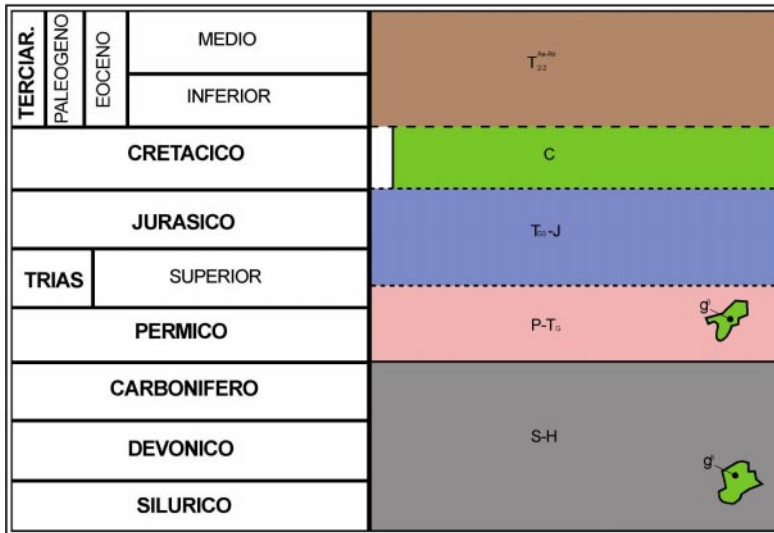
Ausschnitt aus der "mapa Geologico",
Blatt Velez Blanco 952 (24-38), 1976.

ZONA INTERMEDIA



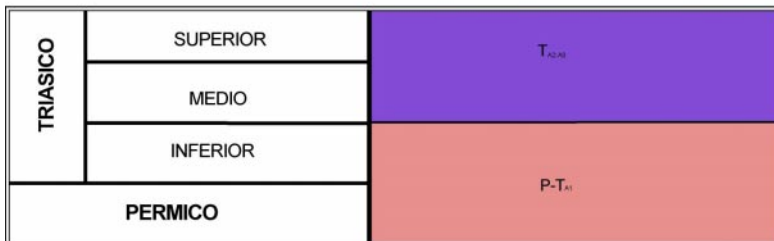
- $T_{5,1}^{Alu}$ Margas y areniscas. Olistostromas
- $T_{5,1}^{Alu}$ Areniscas turbidificas y arcillas verdes oscuras.
- $T_{5,1}^{Alu}$ Conglomerado, areniscas y margas arenosas amarillentas. Arrecifes

COMPLEJO MALAGUIDE



- $T_{2,2}^{Alu}$ Calizas, areniscas, calcarenitas y margas
- C Calizas con sílex, margas y calizas
- T_{E3-J} Dolomías, calizas de algas y calizas oolíticas
- P-T₀ Conglomerados, areniscas, pelitas y dolmías
- S-H Grauwacas, conglomerados, pelitas, calizas, pizarras y cuarcitas
- g^r Diabasas

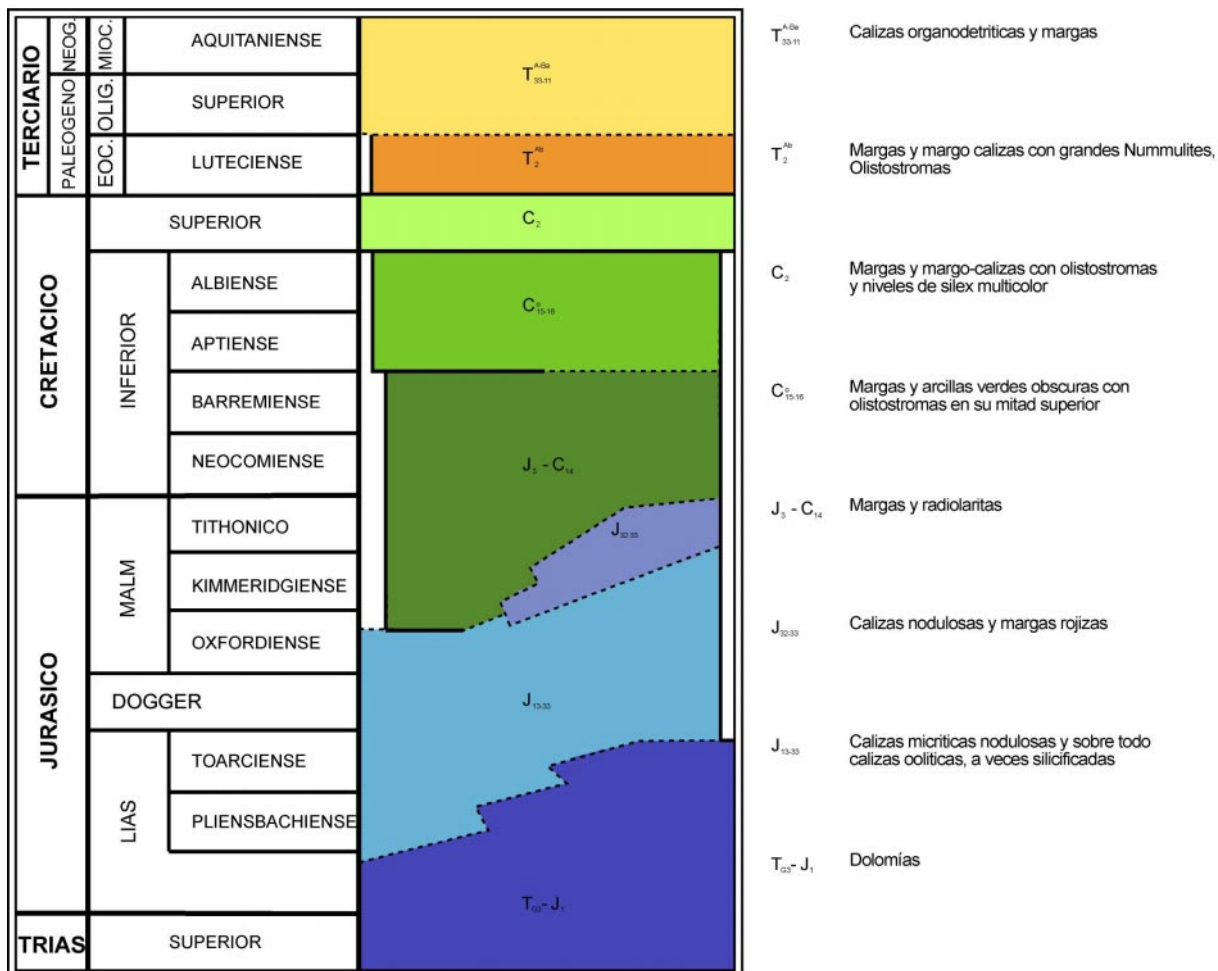
COMPLEJO ALPUJARRIDE



- $T_{AS,AS}$ Calizas y dolomías
- P-T_{A1} Filitas con cuarcitas y calizas. Localmente esquistos con granates

Genesis silifizierter Partien jurassischer Ooidkalke im Raum Vélez-Blanco

PENIBETICO (SUBBETICO INTERNO)



SEDIMENTOS POST- MANTOS

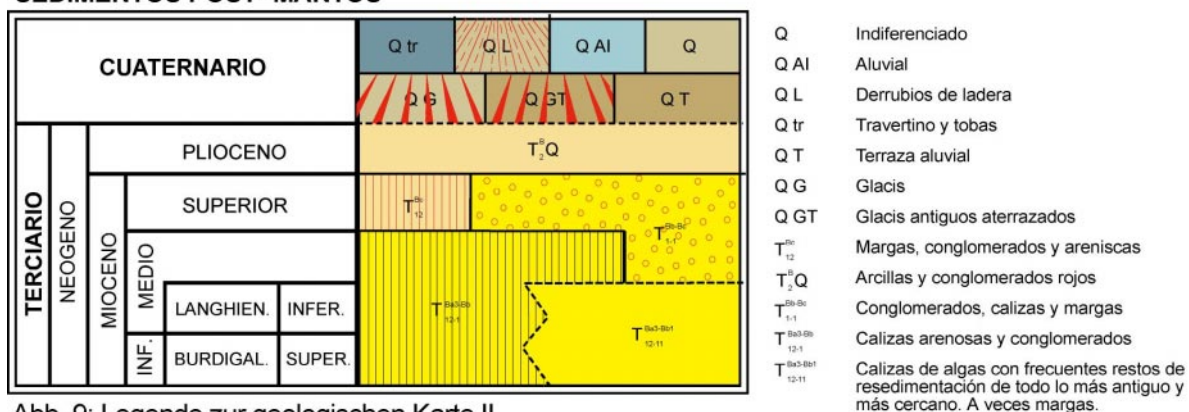
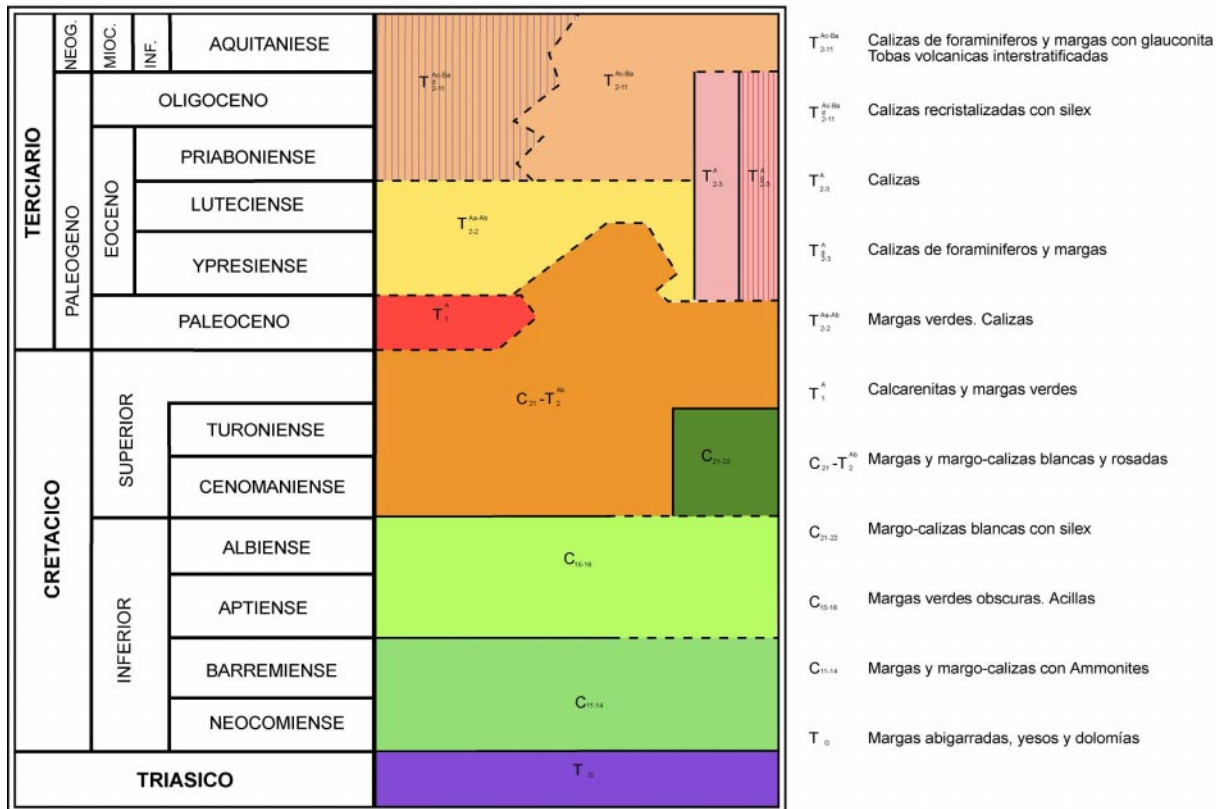
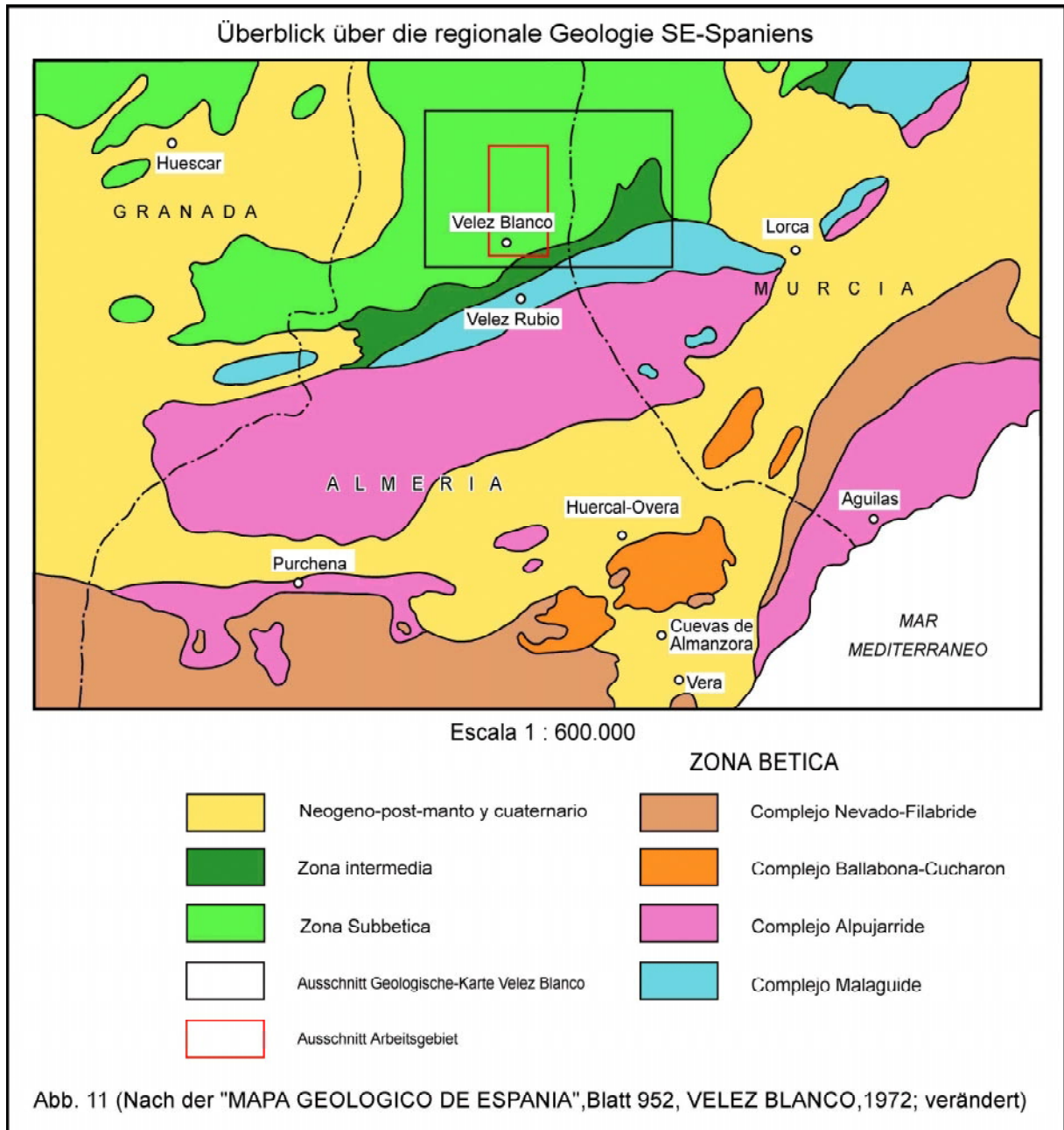


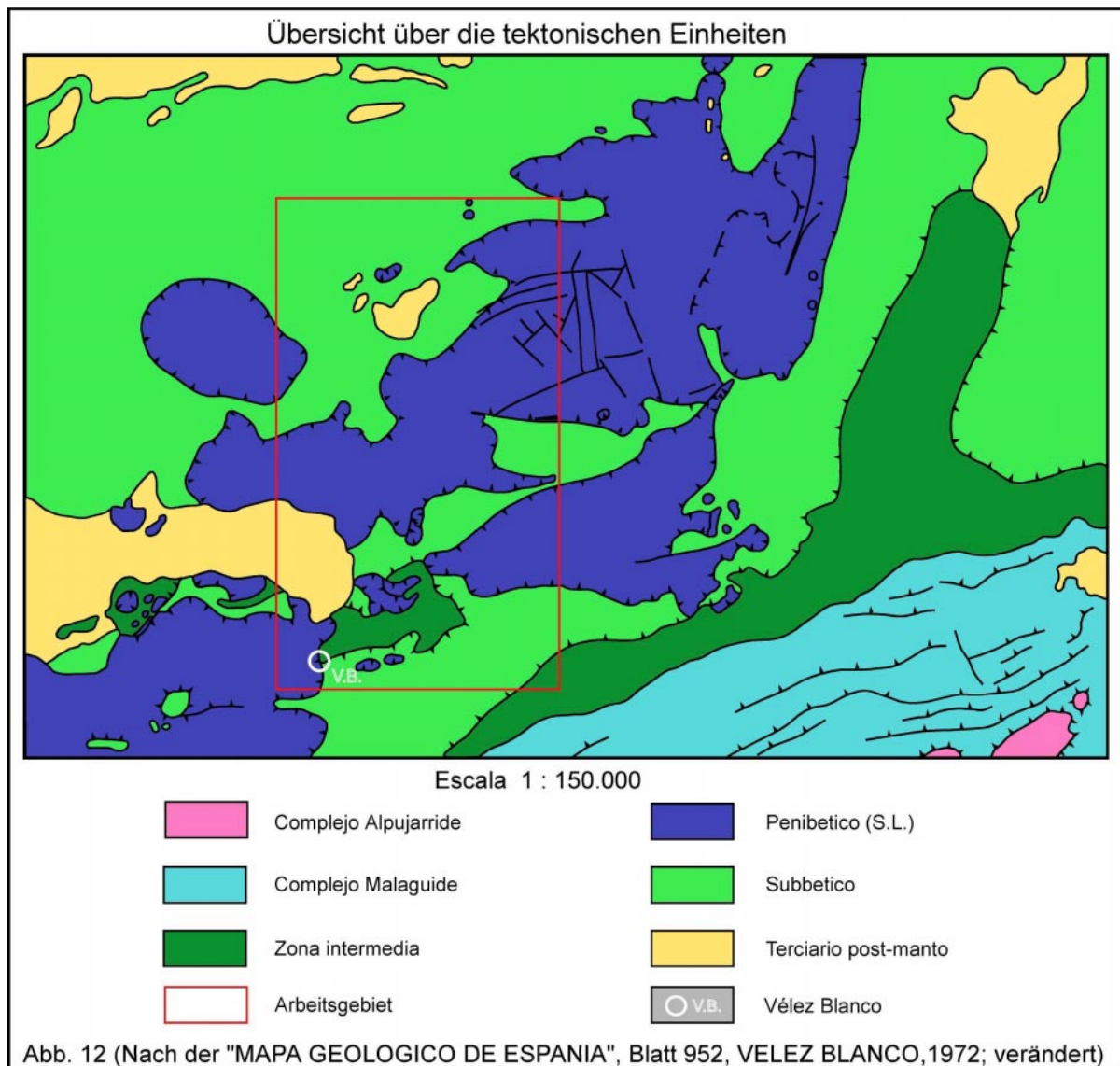
Abb. 9: Legende zur geologischen Karte II

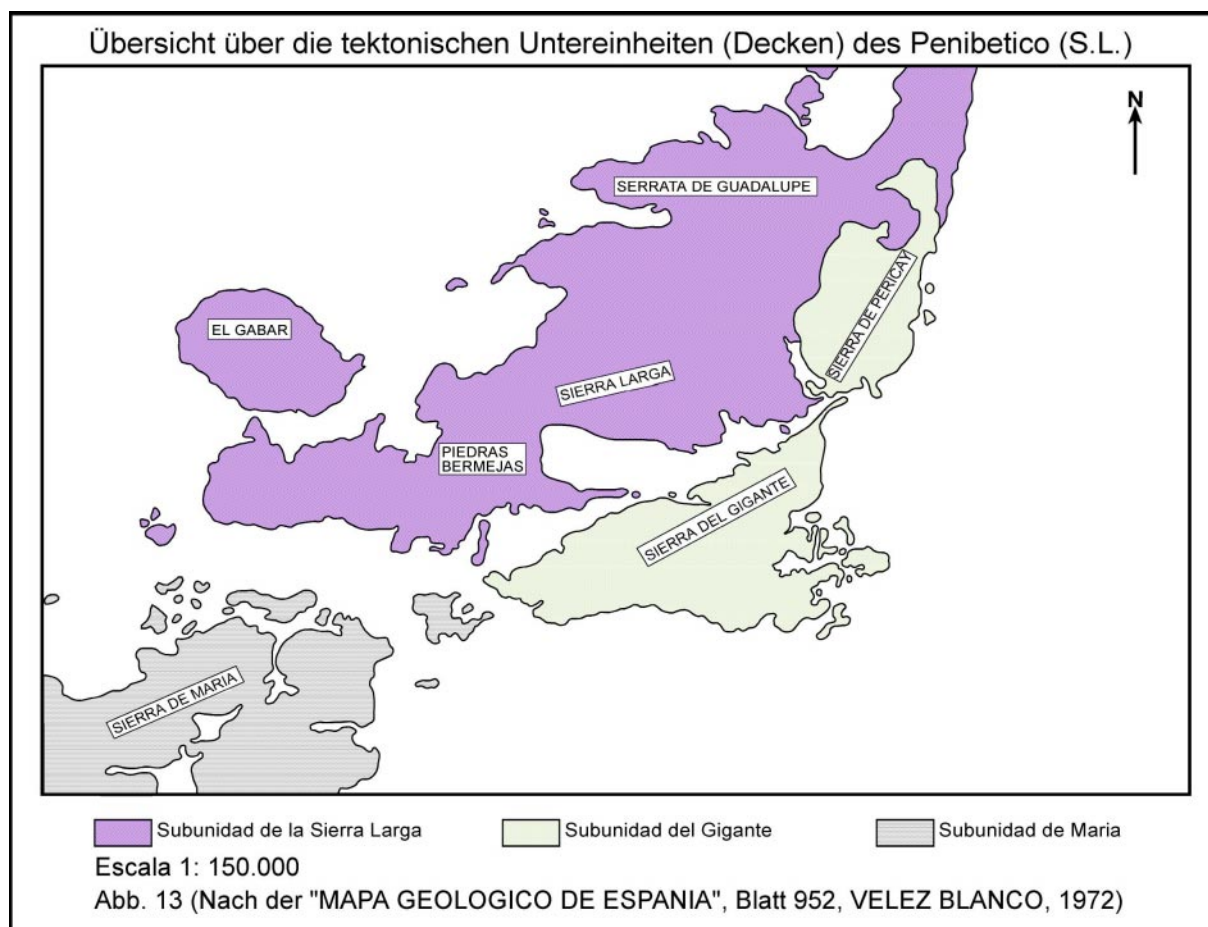
SUBBETICO



Genese silifizierter Partien jurassischer Ooidkalke im Raum Vélez-Blanco







3. Stratigraphie und Lithologie der Region um Vélez-Blanco (Arbeitsgebiet)

3.1. Trias

Die präbetische und subbetische Trias weist eine dreiteilige Gliederung auf und liegt im bearbeiteten Gebiet in der sogenannten „germano-andalusischen“ Fazies vor. Aufgrund der starken tektonischen Bewegungen läßt sich die Gliederung der Trias jedoch nur äußerst selten in ein und demselben Profil verfolgen. Im Gebiet des Subbetikums erreicht die klastisch-salinare Trias ein Maximum an Mächtigkeit. Nach ROEP (1972) ist der südlich vom Arbeitsgebiet gelegene Bereich von Velez Rubio als Schuttfächerkomplex der unteren Trias anzusehen. Sowohl FOUCAULT & PAQUET (1971) als auch ROEP (1974) postulieren für die Basis der Trias eine Winkeldiskordanz.

Im Anschluß daran kommt es zum Übergang vom fluviatil-lakustrinen Milieu in ein lagunär-marines. In der höheren Trias sedimentierten mächtige Dolomitpakete mit einem hohen Anteil von Algenmatten (SEYFRIED, 1978).

3.2. Der subbetische Jura

Die Basis des Subbetikums bildet die sogenannte „*Carniolas*“-Fazies und tritt mit einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 150 bis 200 m auf. Die gleiche Fazies weisen auch das Präbetikum und das Keltiberikum auf, wo diese jedoch wesentlich mächtiger ausgebildet ist. Die Basis der *Carniolas* charakterisiert der Wechsel von sulfatischen zu karbonatischen Sedimentationsbedingungen, wobei gebankte, meistens geringmächtige, hornsteinführende dolomitische Sedimente diese Lagen kennzeichnen (GÜNTHER, 1991).

Gegenüber dem Präbetikum kommt es mit der Ablagerung der „Unteren Lias-Kalke“, deren Mächtigkeit etwa zwischen 20 und 50 m liegt, zu einer allmählichen Faziesdifferenzierung. Die zunächst noch dolomitischen, gebankten Schichten enthalten einen relativ geringen Anteil an Kalkoolithen, im

oberen Drittel überstreichen die Kalke den gesamten inter- bis supratidalen Bereich (FELS, 1990).

Die vertikale Faziesentwicklung beginnt meist mit stromatolithischen Kalcken, um dann über pelmikritisch-pelsparitische und onkolithische Kalke zu Biospariten zu führen, wobei oolithische Lagen eingeschaltet sein können. Als Bildungsmilieu ist hierfür, belegt durch Fossilfunde (SEYFRIED, 1978, 1980), ein sehr flaches, mäßig bewegtes und mäßig durchlüftetes Becken anzunehmen. Der Ablagerungsbereich ist überwiegend tidal bis subtidal, wobei gelegentlich aufzufindende supratidale Bedingungen flache, kurzlebige Inseln dokumentieren.

Das *Pliensbach* beginnt meist mit Crinoiden-Biospariten und Intra-Biospariten, wobei der subbetische Trog auch selbst stärker in sich differenziert wird. Die Beteiligung von Algen an der Karbonatproduktion nimmt mehr und mehr ab.

Daran anschließend beschreiben FOUCAULT (1976), SEYFRIED (1978) einen bis mehrere Hartgründe. Für das östliche Subbetikum beschreibt SEYFRIED (1978, 1981) und FELS (1995) für diesen Bereich „limonitsch“ überkrustete Kalkklasten und Fossilbruchstücke. Diese Kruste wird hauptsächlich aus feinkristallinem Goethit gebildet und dokumentiert ebenso wie die dort ebenfalls aufzufindenden Fe/Mn-Knollen ein stark bewegtes Milieu mit einem hohen Redox-Potential. Solche Erscheinungen belegen eine geringfügige aber dennoch nachweisbare Absenkung des Meeresbodens. Während des mittleren bzw. oberen *Domeriums* wechselte die neritisch, bioklastische Fazies in eine pelagische, in der dann überwiegend Kalk-Mergel-Rhytmite zur Ablagerung kamen.

Das *Toarc* wird zumeist aus ammonitenreichen Kalk-Mergel-Serien aufgebaut und bildet zusammen mit dem oberen Domerium und einem Großteil des Mitteljura eine lithologische Einheit in den küstenfernen, östlichen Bereichen des Subbetikums. Die Gesteinsserien sind durch Wechsellagerungen von kompetenten Kalkbänken mit inkompetenten Kalk-Mergellagen gekennzeichnet.

Lokal kam es gelegentlich auch zur Ausbildung mergeliger Rotkalke, die wiederum in einigen Bereichen bis ins Ober-Aalen anhalten können. Diese

mergeligen Rotkalke sind echte Beckensedimente und zeigen sehr starke Bioturbation. Als Ablagerungsraum kann der Übergangsbereich vom Becken zum Schwellen-Abhang angenommen werden.

Im östlichen Subbetikum ist die Wende Lias/Dogger durch eine zweite Fe-Kruste gekennzeichnet. Wie bereits bei der ersten Fe-Kruste kommt es durch dispers verteilte Eisenoxyd-hydroxide zunächst zur Zementation des Karbonatschlammes, wobei sich daran meist unmittelbar eine stromatolithische Kruste anschließt. Starke Umlagerungsvorgänge sowie auch die stromatolithischen Strukturen an sich lassen nach SEYFRIED (1978) insgesamt auf eine geringe Bildungstiefe schließen.

Im Anschluß an die zweite Fe-Kruste kommt es während des *Doggers* zur Ablagerung von Hornsteinknollenkalken, welche durch Einschaltungen von rötlichen Geröllpeliten oder roten Knollenkalken unterbrochen werden. In den randlichen Bereichen des Troges und auf Teilschwellen kann aber der mittlere *Jura* auch nur extrem geringmächtig ausgebildet sein oder sogar ganz fehlen. In den tiefen Bereichen des Troges wurden dagegen die Kalk-Mergel-Rhytmite bis in den oberen *Dogger* hinein fortgesetzt (FELS et al. 1993).

Im Hangenden der Kalk-Mergel-Rhytmite, z. T. mit Einschaltungen von Vulkaniten, folgen Hornsteinknollenkalken, über denen Radiolarite und tiefrote Kieselpelite abgelagert wurden, die eine ausschließlich primärkalzitische Makrofauna aufweisen (SEYFRIED, 1978). Diese werden bis in den obersten *Jura* hinein von fossilarmen Kieselknollenkalken abgelöst.

Auch im Übergangsbereich *Dogger/Malm* treten wieder Fe-Krusten auf, wobei diese zeitlich jedoch nicht exakt begrenzt sind sondern „ungefähr“ von *Unter-Bathonium* bis *Mittel-Callovium* reichen.

Mittel- und *Ober-Oxford* bestehen aus roten Knollenkalken, welche vermutlich auf einer pelagischen Schwelle entstanden sind. Diese roten Knollenkalken können bis in das *Tithon* anhalten bzw. auch erst dort einsetzen, wo die Hornsteinknollenkalkfazies bis in den Malm angedauert hat.

Für die südliche Randfazies, in der das Arbeitsgebiet gelegen ist, nimmt GEEL (1973) Bildung und Sedimentation mächtiger Kalkoolithe bis in den tiefen Malm an, wobei die Oolithe nur noch von wenigen Metern feinkörniger Kalke überlagert werden. SEYFRIED (1978) deutet jedoch diese Ooidkalke

als auf den Lias begrenzte Ablagerungen auf einer Untiefe. Im Anschluß emergierte dieses Gebiet für einen langen Zeitraum.

Über dem Ooidkalk lagern monotone unterkretazische „dunkle Mergel“, in denen resedimentierte Kalkoolithe enthalten sind, was die Vermutung nahelegt, daß der Jura in anderen Bereichen deutlicher Abtragung unterlag.

Das Gebiet um Vélez-Blanco selbst zeigt zum Teil auch „intern-subbetische“ oder auch penibetische Züge auf, wobei aber unterschiedliche Autoren mit dem „Internen Subbetikum“ unterschiedliche Gebiete beschreiben. [vgl. DUBAR et al. (1967) und PAQUET (1969a) gegen GEEL (1973) und SEYFRIED (1978)].

Nach der Grenadiner Schule wird das interne Subbetikum wie folgt gegliedert:

Die Basis des Lias ist durch Dolomite und Kalkoolithe gekennzeichnet, die zum Hangenden hin in pisolithische Kalke übergehen, gefolgt von crinoidenreichen, biodetritischen Kalken mit Brachiopodenpflastern. Der *Dogger* ist hauptsächlich aus gebankten Filament-Kalken ausgebildet. Vom obersten *Dogger* an kam es dann abschließend zur Ablagerung roter und grauer Knollenkalke, Bruchkalke und vereinzelt auch Bankkalke.

Pelagisch sind im allgemeinen die Unter- und Oberkreide entwickelt, die Mittelkreide liegt zum Teil auch kondensiert vor.

Deutsche Autoren stellen das interne Subbetikum jedoch meist schon in das Penibetikum, welches im folgenden auch noch kurz erläutert werden soll:

Massige, vorwiegend oolithische Kalke lagern *den Carniolas-Serien* auf und reichen bis ins obere Oxford. Zum Teil werden sie von Hornsteinplatten überlagert. Die restlichen Serien des Malm bestehen aus geringmächtigen Bankkalken, Knollenkalken und Kalkbrekzien, welche zum Teil in den liegenden Ooidkalken gelegene Spalten verfüllen können (SEYFRIED, 1978). Vom Ende des Oberjura bis zum Ende der Unterkreide tritt eine Schichtlücke auf. Der Oberjura unterlag vermutlich einer Verkarstungsphase mit den typischen Erosions- und Karstphänomenen (BENKE, 1981; GÜNTHER, 1991)

Während des Alb kam es zur Ablagerung eines glaukonitisch, brekziösen Sediments. Als typische Couches Rouges oder helle Mergel ist die Oberkreide ausgebildet, wobei auch hier immer wieder Schichtlücken auftreten.

Die Gesteinsserien des Arbeitsgebiets entsprechen in ihren Erhebungen und „überschobenen“ Decken denen des Penibetikums, sind aber auf die subbetischen Serien aufgeschoben worden.

3.3. Kreide

Die Betische Kordillere läßt sich in der Kreide in zwei, sich deutlich voneinander unterscheidende Einheiten gliedern:

die **präbetische** und die **subbetische** Kreide.

3.3.1. Die präbetische Kreide

Zu **Beginn** der präbetischen Kreide hält die „wealden“-Fazies noch bis ans Ende des Neokoms an, wobei nur vereinzelt Linsen von Korallenkalken zu finden sind (FOUCAULT, 1971b; AZÉMA, 1972)

Marine Einflüsse sind erst ab dem *Barrême* deutlicher aufzufinden; so sind Rudisten-Kalke weit verbreitet und in Sandsteinlagen treten bereits vereinzelt Ammoniten auf.

Dieser Trend hält auch während des *Apt* und *Alb* weiter an und es kommt zur Verzahnung von zoogenen, marinen Kalken mit der weiterhin detritischen „*Utrillas*“-Fazies (SEYFRIED, 1978).

Langsam bildete sich ein lagunäres Milieu aus, welches das *Cenoman* prägte. Während dieser Zeit wurden mächtige Dolomite gebildet.

Für das *Turon* und *Coniac* wird eine Schichtlücke angenommen.

Santon, *Campan* und *Maastricht* sind generell neritisch bis pelagisch ausgebildet.

Nach SEYFRIED (1978) liegen die Unterschiede zwischen dem Präbetikum und Subbetikum während *Jura* und *Kreide* weniger in faziellen Gegensätzen, sondern eher in ihrem tektonischen Baustil. Fazielle Übergangsserien zwischen Prä- und Subbetikum wurden bereits nachgewiesen, doch ist häufig diese Übergangsfazies durch Überschiebungen des Subbetikums auf das Präbetikum maskiert (AZÉMA et al., 1979).

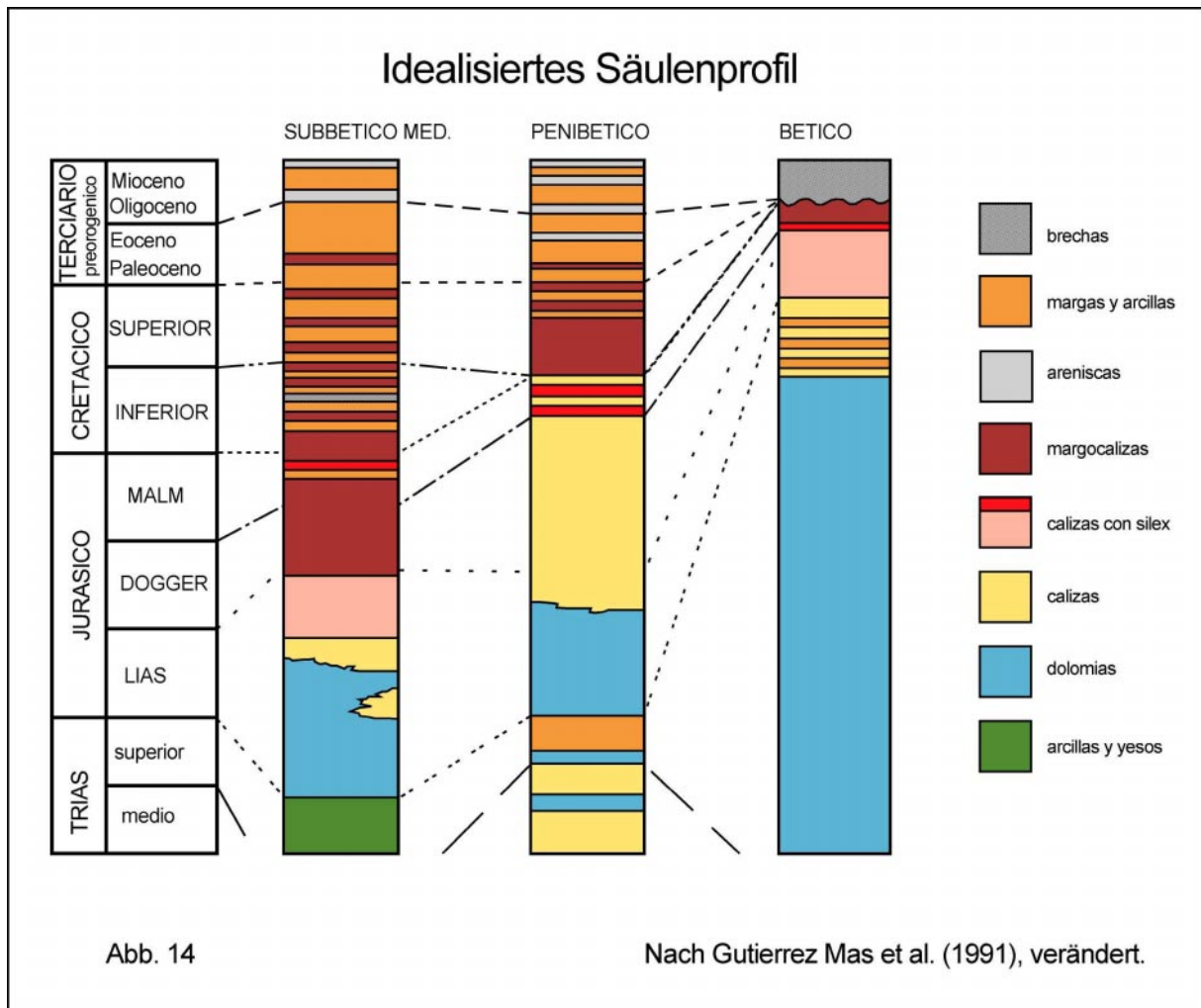
3.3.2. Die subbetische Kreide

Im Raum von Caravaca sind innerhalb der subbetischen Kreide eine „*basinal facies*“, die reich an Mikrofossilien ist, und eine „*pelagic swell facies*“, die reich an Makrofossilien ist, gut miteinander zu korrelieren. Westlich von Caravaca ist die subbetische Unterkreide rhythmisch-pelagisch, wobei teilweise Einschaltungen von Turbiditen auftreten. Die sehr mächtige Oberkreide enthält nur sehr wenige Einschaltungen von *Couches Rouges* und ist überwiegend pelagisch ausgebildet.

Das Gebiet südlich von Caravaca war schon im *Jura* als hochmariner Schwellenbereich ausgeprägt. Während der *Kreide* trifft man hier überwiegend auf kondensierte Sequenzen, Hartgründe oder auch nur auf Schichtlücken. Im südlichen Flankenbereich dieser Teilschwelle finden sich mergelige, pelagische Serien, dazwischen auch ab und zu Einschaltungen von Glaukonitsanden. Südlich davon ist ein weiterer Trogbereich erhalten, der von *Neokom* bis *Maastricht* durch eine mergelige Sedimentation gekennzeichnet ist.

Das südliche Subbetikum ist in der *U-Kreide* durch dunkle Mergel, in der *O-Kreide* durch *Couches Rouges* charakterisiert, wobei beide Serien nur von geringer Mächtigkeit sind. Während des *Alb* sind vereinzelt wieder glaukonitische Sande zu finden, welche vermutlich von dem Hochgebiet des Betikums von Málaga stammen (SEYFRIED, 1978).

3.4. Idealisiertes Säulenprofil



4. Tektonik

Zwei Hauptphasen sind für den tektonischen Bau des Subbetikums von Bedeutung:

- Die Bruchtektonik im Jura
- die wrench-Tektonik mit strike-slip faults im Tertiär.

4.1. Bruchtektonik

Die fazielle Vielfalt des subbetischen Jura ist durch eine Blocktektonik gekennzeichnet. Sie steht im Zusammenhang mit dem Beginn der Öffnung des Zentralatlantiks und der Alpin-Mediterranen Tethys und ist für das Zerbrechen der Karbonatplattform im *Pliensbach* verantwortlich (BERNOULLI et al., 1974).

Fast im gesamten Tethysbereich ist das Zerbrechen des liassischen Schelfes zu verfolgen (WENDT, 1976; JENKYNS, 1970).

Im Zuge der Dehnungstektonik kam es zu einer unterschiedlich starken Subsidenz einzelner Blöcke. Es entstand ein durch Schwellen und Becken stark gegliederter Sedimentationsraum. Diese Becken-Schwellen-Morphologie prägte die Faziesentwicklung in dem gesamten Raum (BERNOULLI et al., 1974; BERNOULLI, 1971).

Nach einer Zeit relativer tektonischer Ruhe kam es ab der Wende Lias / Dogger zu einer nachhaltigen Heraushebung von Bruchschollen. Von diesen Bruchschollen tauchten einige bis über den Meeresspiegel auf, wo sie dann der Verkarstung ausgesetzt waren (SEYFRIED, 1980).

Während des *Mittel-* und *Ober-Bajoc* herrschte erneut relative tektonische Ruhe, die gegen Ende des *Mittel-Jura* von neuerlicher Belebung der Bruchtektonik abgelöst wurde, wobei in dieser Phase die größten Reliefunterschiede auftraten.

Ab *Ober-Jura* verlor die Bruchtektonik immer mehr an Bedeutung. Für die Wende Jura / Kreide ist dann schon ein relativ ausgeglichenes Meeresbodenrelief anzunehmen (SEYFRIED 1980).

4.2. Wrench-Tektonik

Im Laufe spätmesozoischer und tertiärer Plattenbewegungen kollidierte die Iberische Platte mit der Alboran-Platte. Nach DE SMET (1984) bewirkten besonders die Plattenbewegungen im frühen Miozän eine starke Deformation der Externzone der Betischen Kordillere.

Über lange Zeit wurde die komplizierte Struktur der Externzone als Deckenbau gedeutet. Durch Kompression senkrecht zur Orogenachse kam es zu Überschiebungen subbetischer Decken in NNW-Richtung auf das Präbetikum (GARCÍA-HERNANDEZ et al., 1980; BEHMEL, 1970). Nach diese Vorstellung werden die jurassischen Karbonatmassive als Klippen gedeutet, wobei das Vorkommen von Blöcken verschiedensten stratigrafischen Aufbaus nebeneinander ungeklärt bleibt (DE SMET, 1984).

Nach DE SMET (1984) ist dagegen das Subbetikum als eine zentrale Schwächezone anzusehen. Sie stellt zwischen dem stabilen Präbetikum und der Internzone der Betischen Kordillere eine dextrale Transversalverschiebung mit kompressiver Komponente dar, die sog. *Crevillente-Störungszone*. Diese entstand durch die aufeinander zu gerichtete Bewegung der Afrikanischen und der Europäischen Platte in östlicher Richtung. Dabei wurde die Alboran-Platte, welche zwischen den beiden Platten gelegen war, relativ nach Westen abgedrängt (LE BLANC et al., 1984).

Die Hauptbewegungsphase wird an das Ende des Mittel-Miozän gestellt. Die Crevillente-Störungszone erstreckt sich dabei über ca. 600 km in ENE-WSW-Richtung und verläuft subparallel zur Achse der Externzone der Betischen Kordillere. Nach LE BLANC & OLIVIER (1984) weist sie einen Verschiebungsbetrag von mindestens 20 km auf. Dagegen geht DE SMET (1984) an der Hauptstörung von einem vertikalen Versatz von über 100 km aus.

Die lithofazielle Ausbildung des Profils ab der Trias spielt in diesem Modell eine wichtige Rolle. Nach einer erneuten bruchtektonischen Zerlegung im Tertiär verhielten sich die kompetenten jurassischen Karbonate als feste Platten inmitten der plastischen triassischen und kretazischen Sedimente. Im Verlauf der Tektogenese glitten diese Platten in der Matrix der sich plastisch verhaltenden Gesteine, hauptsächlich der der salinären Trias, vom Zentrum der Stö-

Genese silifizierter Partien jurassischer Ooidkalke im Raum Vélez-Blanco

rungszone nach außen an die Ränder des Subbetikums (POLVECHE, 1962). Vorzugsweise im Bereich der zentralen Deformationsachse entlang der Crevillente-Störung kam es dabei gleichzeitig zu einer Konzentration der mobilen plastischen Sedimente der Trias (DE SMET, 1984).

Ein ausführliches tektonisches Modell beschreiben LE BLANC & OLIVIER (1984). Vier „strike-slip Störungen“, u.a. die *Crevillente-Störungszone*, liegen ihrem Modell zugrunde. In diesem großrahmigen Modell beschreiben sie die tektonische Entwicklung der Betischen Kordillere im Zusammenhang mit dem Rif-Orogen in N-Afrika.

5. Methodik

5.1. Probennahme

Die Geländearbeit wurde in drei Etappen, im September 1995, im April / Mai 1996 und abschließend im März / April 1998 durchgeführt. Während des ersten Aufenthaltes stand hauptsächlich eine Eingrenzung der Problemstellung und eine erste übersichtsartige Probennahme im Vordergrund.

Während der zweiten und ausgiebigsten Geländearbeitsphase lagen die Schwerpunkte darin, sich einen Überblick über die regionale Geologie zu beschaffen, die Kartierung und Aufnahme möglichst aller im Arbeitsgebiet vorhandenen verkieselten Ooidvorkommen (= Aufschlüsse) durchzuführen und letztere zu beschreiben. Dazu gehörten eine systematische Probennahme aller Aufschlüsse und abschließend die Aufnahme von Quer- und Längsprofilen an ausgewählten verkieselten Rippen.

Der letzte Geländeaufenthalt diente hauptsächlich zur Überprüfung der Ergebnisse aus den vorangegangenen Untersuchungen. Außerdem sollte das bis dahin genommene Probenmaterial um möglichst viele Variationen der Verkieselungsformen ergänzt werden.

Im Zuge dieser drei Geländekampagnen wurden 198 Proben, zum Teil orientiert, entnommen.

5.2. Selektion der Proben für detaillierte Untersuchungen

Kriterien der Probenselektion:

Grundlage der Probenselektion war ein makroskopischer Vergleich der Handstücke; dabei wurden einander ähnliche Proben zu Gruppen zusammengefaßt, da sedimentpetrographische Eigenarten in vielen Aufschlüssen in – nahezu – identischer Form auftraten. Als repräsentativ für die einzelnen Gruppen wurden diejenigen Proben ausgewählt, die eine optimale Ausbildung der Gruppenmerkmale aufwiesen wie etwa:

- Homogenität / Inhomogenität der Ooidgrößen,
- Eigenfärbung der Handstücke,
- Auffällige Matrixfärbung,
- Erkennbarkeit des Brekziencharakters.

Die jeweiligen Proben wurden vor der Selektion zu detaillierten Untersuchungen zunächst grob beschrieben und archiviert. Brüchige oder bruchgefährdete Proben wurden in Wachs oder Kunstharz getränkt und so stabilisiert. Diese Maßnahme war jedoch nur bei sehr wenigen Proben notwendig.

Von ursprünglich 198 Proben wurden 150 Proben zersägt und nach den petrographischen Eigenarten im „Anschnitt“ für die Dünnschliffherstellung ausgewählt.

5.3. Probenbearbeitung für petrographische Untersuchungen

Insgesamt wurden 136 Dünnschliffe, generell in der praktischen Dia-Größe von 5x5 cm, angefertigt. Nur bei sehr komplex aufgebauten Proben mußte jedoch auf die Größe 7,5x7,5 cm zurückgegriffen werden.

5.4. Dokumentation der petrographischen Eigenarten I (Lichtoptische Untersuchungen)

Alle Dünnschliffe wurden routinemäßig auf ihre petrographischen Eigenarten an einem Polarisationsmikroskop (Olympus BH-2 mit angeflanschem Fototubus und einer Olympus OM-4 Ti Kamera) untersucht und beschrieben. Aussagekräftige und petrographisch auffällige Bereiche der Dünnschliffe wurden als Dia dokumentiert. Alle Dias wurden in den PC gescannt (Minolta Dimâge Scan Speed F-2800) und anschließend mit der Software Adobe Photoshop 5.0 bearbeitet (Farbabgleich und Schärfesoptimierung). Insgesamt 1.038 Dünnschliff-Dias wurden zur Archivierung auf CD-R gebrannt. Alle Gelände- und Anschliff- / Handstückbilder wurden ebenfalls auf CD-R archiviert.

5.5 Dokumentation der petrographischen Eigenarten II (Rasterelektronenmikroskopische Untersuchungen / Analysen)

Für die Bearbeitung am Rasterelektronenmikroskop (REM) und dem daran angeschlossenen EDAX-System (Energiedispersives Röntgensystem) wurden die Gegenhälften der gesägten Anschnitte mit 1000er Körnung angeschliffen, sofern die Dünnschliffe selbst nicht zur Bearbeitung im REM genutzt werden konnten. Zusätzlich wurden Bruchproben im REM untersucht. Teilweise wurden diese Proben, genau wie die Anschliffe auch, mittels Salzsäure (HCl) karbonatfrei geätzt und zusätzlich untersucht. Die bei der Kalklösung aus den Ooiden herausgelösten Quarzkristalle wurden abgeschlämmt, dekantiert und mit einem Binokular gesichtet. Die Erfassung und Dokumentation der Kristallformen wurde im REM durchgeführt, wobei die Bilder über den geräte-eigenen PC erstellt und archiviert wurden.

Für das Arbeiten am REM ist eine spezielle Präparation des Probenmaterials notwendig:

- Bruchproben, abgeschlämzte Quarzkristalle und Dünnschliffe wurden mit Leitkohlenstoffkleber auf Aluminiumprobentellern fixiert.
- Um Aufladungseffekten bei der Bearbeitung im REM entgegenzuwirken, wurden bei Proben, vorzugsweise Dünnschliffen, welche den Probenteller überragten, Leitkohlenstoffbahnen von der Oberfläche zum Aluminiumträger aufgebracht.
- Um alle Proben auch (jederzeit) mit dem angeflanschten EDAX-System analysieren zu können, wurden die meisten Proben nur mit Kohlenstoff bedampft (Edwards Sputter Coater S150B), der mit einem, durch ein Be-Fenster geschützten Detektor bei der Analyse nicht erfaßt wird.

Die rasterelektronenmikroskopischen Untersuchungen wurden an einem Cam Scan 44 mit energiedispersivem Mikrosondenzusatz (EDX) und angeschlossener UNIX-Station des Geologisch-Paläontologischen Institutes der Universität Hamburg durchgeführt. Die Auswertung der Messungen erfolgte

Genese silifizierter Partien jurassischer Ooidkalke im Raum Vélez-Blanco

sowohl qualitativ als auch quantitativ an einer an das EDX-System angeschlossenen UNIX-Station mit der Analytik-Software CAMSCAN-EDITOR.

Bei der Identifizierung und Quantifizierung der jeweiligen Peaks der Analysen wurde durch Erhöhung der Zählraten auf 300 sec Lifetime (= bessere Zählstatistik) die Gefahr von Peak-Überlappungen weitgehend eingeschränkt. Zur Übersicht sind die überlappungsanfälligen Elementpaarungen in nachstehender Tabelle aufgelistet.

Primärelement:				Sekundärelement:			
Element	λ (Å)	Peak	E (keV)	Element	λ (Å)	Peak	E (keV)
Ti	2,749	k β	4,39	V	2,50	K α	4,39
V	2,50	k β	4,28	Cr	2,29	K α	4,29
Cr	2,29	k β	4,19	Mn	2,102	K α	4,20
Mn	2,102	k β	4,11	Fe	1,936	K α	4,12
Fe	1,936	k β	4,03	Co	1,789	K α	4,05
Pb	0,16	M α	3,62	S	5,372	K α	3,64
Se	7,12	K α	4,03	Ta	0,215	M α	4,06
Ba	0,385	L α	3,07	Ti	2,749	K α	3,07

Tab. 2 Darstellung der Elemente ähnlicher Auflösungsenergien ergänzt nach GOLDSTEIN et al. (1992)

Im REM wurden hauptsächlich die verschiedenen Zementtypen und -generationen im Porenraum zwischen den Ooiden, die Ooide selbst, sowie die die Ooide zum Teil umhüllenden Mineralphasen untersucht. Mit dem EDX-Editor-System wurden „Chemical Mappings“ an ausgewählten Gefügebereichen erstellt. Dieses System ermöglicht genaue Verteilungsbilder der einzelnen chemischen Elemente und ihrer Lage zueinander (VICTOR, 1998).

Um in ausgewählten Bereichen genaue Aussagen über sowohl die qualitative wie auch über die quantitative Elementverteilung und Konzentration (Nachweisgrenze bei 0,5 Atomprozent) machen zu können, wurden diese Untersuchungen zusätzlich durch Spotanalysen ergänzt.

5.6. Kathodoluminiszenzuntersuchungen

Die qualitativen Kathodoluminiszenzuntersuchungen wurden im Geologischen Institut der Universität Erlangen durchgeführt. Bei dem dabei verwendeten Gerät handelte es sich um ein Technosyn Modell 8200 MKII mit kalter Kathode. Die Untersuchungen an den Proben erfolgten bei einem Vakuum von 0,1 bis 0,05 Torr und etwa 20 kV. Die Bilder, die hierbei erzeugt wurden, wurden dabei mit einem in das Leitz Metallux 3 Mikroskop eingebauten Fotoautomaten (Leica WILD MPS 46/52) dokumentiert.

5.7. Physikalische Aufbereitung

Die abgesägten Handstückhälften wurden nicht in herkömmlicher Weise im Backenbrecher zerbrochen und anschließend analysenfein zermahlen, um eine Kontamination des Probenmaterials für die RFA-Analyse weitgehend zu vermeiden. Statt dessen wurde die gewaschene Probenhälfte in PVC-Probenütten gewickelt und mit einem Hammer auf einer Stahlplatte zerkleinert.

Das Aufmahlen der zerkleinerten Proben geschah dann standardmäßig in einer Scheibenschwingmühle mit Wolframkarbidmahlgefäßen. Dabei wurden möglichst kurze (= schonende) Mahlzeiten (meist ca. 30 sec.) gewählt, um etwaige wasserhaltige Mineralien nicht zu verändern. Besonders stark verkie-selte Proben benötigten jedoch längere Mahlzeiten (ca. 1 min.), um eine ausreichende und gleichmäßige Zerkleinerung des Probenmaterials zu gewährleisten.

5.8. Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA)

Die chemische Zusammensetzung der Proben (Haupt- und Spurenelemente) wurde mit einem wellenlängendispersiven Röntgenspektrometer der Firma Philips PW 1480 gemessen. Zur Analyse wurden vier Teile Schmelzmittel (Lithiumtetraborat) mit einem Teil pulverisierter Probe in einem Platintiegel über einem Brennersystem verschmolzen. Die so erhaltenen Schmelz-

tabletten wurden anschließend im Röntgenspektrometer analysiert. Die Berechnung und spezifische Korrektur der Elementkonzentrationen wurden an einem an das Röntgenspektrometer angeschlossenen Computer durchgeführt. Im Anhang befindet sich eine Tabelle mit den elementspezifischen Nachweisgrenzen. Die Röntgenfluoreszenzanalysen (RFA) wurden im Geochemischen Labor des GPI Hamburg durchgeführt.

5.9. Röntgendiffraktometrie (XRD)

Mit einem Teil des Gesteinsmehls wurde die Mineralzusammensetzung der Proben mit einem Röntgendiffraktometer der Marke Philips im Mineralogischen Institut (MPI) identifiziert. Die Pulverproben wurden auf Al-Trägern in einem automatischen Probenwechsler untersucht, wobei mit monochromatischer $\text{CuK}\alpha$ -Strahlung in einem Winkelmeßbereich von $2^\circ - 70^\circ 2\Theta$ und einer Winkelgeschwindigkeit von $2^\circ / \text{min}$ gemessen wurde.

5.10. Selektive Anfärbung von Karbonat

Einige Anschliffe sehr heterogen aufgebauter Proben wurden mit Alizarin S angefärbt. Hierfür wurden die möglichst fein geschliffenen Proben bis zu 5 min in ein Färbebad aus HCl gelöstem Alizarin S ($\text{C}_{14}\text{H}_7\text{NaO}_7\text{S} \cdot \text{H}_2\text{O}$) gegeben und anschließend mit destilliertem Wasser ab gespült. Bei dieser Methode werden Kalzit, Hoch Mg-Kalzit, Aragonit und Witherit tiefrot gefärbt. Wesentlich weniger intensiv verfärben sich Ankerit, Eisendolomit, Strontianit und Cerussit zu einem purpurnem Farbton. Ungefärbt dagegen bleiben Dolomit, Siderit, Magnesit, Rhodochrosit, Smithonit, Gips und Anhydrit sowie alle Silikate.

Durch diese Anfärbemethode konnten in sehr heterogen aufgebauten Proben deutlich die gefärbten karbonatischen Areale gegen die unverfärbten, verkieselten Bereiche der Anschliffe abgegrenzt werden.

Eine ausführliche Beschreibung dieser sedimentpetrographischen Standardmethode findet sich in NEY (1986).

6. Glossar petrographischer Begriffe

Die Petrographie karbonatischer Gesteine wird nicht erst seit den Tagen von PIA (1933) sehr intensiv von Sedimentpetrographen und Paläontologen bearbeitet. Es ist nur verständlich, daß sich in dieser Zeit eine äußerst heterogene, teilweise auch widersprüchliche Nomenklatur entwickelt hat. Am Anfang standen beschreibende Namen, die jedoch im Laufe ihrer Benutzung durch ein Verdriften des Namens zu Interpretation und genetischer Deutung immer unhandlicher wurden.

So kommt es, daß immer häufiger gleiche Phänomene mit unterschiedlichen Namen / Definitionen belegt werden. So wird zum Teil der Begriff Onkoid synonym auch für Pisoid, Rhodoid, "snuff box" oder "nodule" (Knolle) benutzt. Auch in der Beschreibung der diagenetischen Verfestigung von Sediment zu Karbonatgestein hat sich mittlerweile eine verwirrende Nomenklaturbreite ergeben. Daher scheint es an dieser Stelle sinnvoll, die wichtigsten Begriffe nachstehend zu erläutern und anzugeben, nach welcher Definition sie verwendet werden.

6.1. Zementationserscheinungen

Ein Sediment kann durch mechanische Aktion (z.B. Einschwämmung von tonigem Material) oder chemische Reaktionen (z.B. Aufwuchs von Mineralen auf Sedimentpartikeln) fixiert und / oder verfestigt werden. Derartige Veränderungen des Ausgangsmaterials sind Teil der Diagenese; in diesem Begriff werden alle Vorgänge zusammengefaßt, die ein Sediment zwischen Ablagerung und Metamorphose durchlaufen kann.

Der Schwerpunkt dieser Arbeit liegt auf der genetischen Deutung unterschiedlicher Zementationserscheinungen (einschließlich von Lösungsvorgängen) in und an kalkigem Sediment. Es liegt daher nahe, bei Beschreibung und Interpretation sediment-petrographischer Eigenarten des Untersuchungsmaterials die Terminologie der Karbonatdiagenese zu verwenden.

6.1.1. Typen der Karbonatdiagenese

Eine „normale“ diagenetische Entwicklung von Karbonatgestein beginnt etwa mit der Ablagerung von Sediment in marinem Milieu, durchläuft eine Reihe von Zementationsmechanismen, unterliegt mineralogischer Umwandlung (Lösung und erneute Fällung) beim Wechsel vom marinen zum meteorischen Bildungsbereich und endet in einem +/- homogenen Gestein geringer Porosität und Permeabilität mit strukturellen Resten ehemaliger Biogenkomponenten.

Das Untersuchungsmaterial dagegen hat diesen Entwicklungspfad irgendwo verlassen, wurde angelöst, erodiert, erneut sedimentiert und geriet dann in den Bildungsbereich nicht-karbonsicher Zemente, deren Chemismus und Mineralogie das Ursprungsgestein drastisch überprägten und gegen Ende der Entwicklung nahezu völlig ersetzten.

Um die diagenetischen Vorgänge der Kalksteinentwicklung klassifizieren zu können, muß zunächst eine Differenzierung der möglichen Diagenesetypen erstellt werden. Derartige Diagenesetypen umfassen alle Einflüsse des Umfeldes, in dem das zugehörige Sediment abgelagert wurde. So lassen sich die submarine Diagenese und die meteorische oder Süßwasser-Diagenese unterscheiden. Die submarine Diagenese kann ihrerseits noch in eine flachmarine und eine tiefmarine Diagenese untergliedert werden.

Auch die meteorische-Diagenese läßt sich noch nach charakteristischen Bildungsbedingungen aufgliedern: so unterteilt man in den phreatischen Bereich, welcher innerhalb des Grundwassers gelegen ist; sein Merkmal sind ständig wassergefüllte Porenräume, die eine freie, dreidimensionale Zementation durch neugebildete Minerale erlauben (s.u., 6.2.2). Demgegenüber kennzeichnet den vadosen Bereich, der oberhalb des Grundwasserspiegels liegt und durch Niederschlagswässer unterhalten wird, ein offener (= luffterfüllter) Porenraum (s.u., 6.1.2).

Allgemeiner läßt sich Diagenese, unter Berücksichtigung der bereits während der Sedimentation einwirkenden Faktoren und Verdrängungen, welche mit der Karbonatbildung verbunden sind, wie folgt klassifizieren (FÜCHTBAUER, 1974; FOLK, 1974):

Man unterscheidet zwischen einer destruktiven und einer konstruktiven Diagenese.

Die destruktive Diagenese umfaßt

- den Karbonatabbau,
- chemische Lösung und/oder
- biologische Erosion.

Die Karbonatneubildung (= konstruktive Diagenese) läßt sich noch wesentlich weiter unterteilen, wobei die erste Stufe die isochemische Diagenese ist: das heißt, Zementation erfolgt ohne Veränderung der chemischen Zusammensetzung. Die zweite Stufe ist die allochemische Diagenese, bei welcher es zu einer Veränderung der chemischen Zusammensetzung kommt.

Eine ausführliche Untergliederung der konstruktiven Diagenese ist nachstehend als Tabelle zusammengefaßt (nach FLÜGEL, 1978):

ISOCHEMISCHE DIAGENESE:

- **Zementation**
 - Frühdiagenetische Zementbildung (= Zement A),
 - Spätdiagenetische Zementbildung (= Zement B),
- **Neomorphismus**,
 - Sammelkristallisation,
 - Transformation,
 - Rekristallisation,
- **Lösungsprozesse**

ALLOCHEMISCHE DIAGENESE:

- **Dolomitisierung**
 - Frühdiagenetische Dolomitisierung,
 - Spätdiagenetische Dolomitisierung,
- **Dedolomitisierung**,
- **Lösung von Mg-Kalzit und Bildung von Kalzit**,
- **Silifizierung**,
- **Bildung von authigenen Mineralien.**

6.1.2. Charakterisierung karbonatischer Zemente

Generell versteht man unter Zementation das „Verkleben“ der Sedimentpartikel miteinander und die oft anschließende Verfüllung von Hohlräumen (z.B. Porenräumen, Kammern von Biogenen, Lösungskavernen) durch chemisch abgeschiedenes Sediment. Durch derartige Vorgänge kommt es zu ei-

ner Konsolidierung der Sedimente, die Kompaktion wird herabgesetzt oder sogar ganz verhindert und die Lithifizierung eingeleitet.

Zu der frühdiagenetischen Zementbildung des „Zement A“-Typs kann es am Meeresboden kommen, außerdem im Supratidalbereich durch die Verdunstung karbonatreicher Porenwässer oder er bildet sich aus den nur metastabilen Karbonatmineralen wie dem Aragonit der Biogene.

Der spätdiagenetische Zement des „Zement B“-Typs ist dagegen eine Bildung, zu der es erst nach der Sedimentkonsolidierung oder der Kompaktion kommt. Hierbei wird das notwendige Karbonat durch Drucklösung und totale Auflösung mariner Karbonatminerale (wie Aragonit und Mg-Kalzit), die im meteorischen Bereich instabil sind, zur Verfügung gestellt.

Steht im flachmarinen Bereich und in den Süßwasser-Zonen genügend gelöstes Karbonat zur Verfügung (d.h. das Wasser ist hinsichtlich Karbonat übersättigt) kann es zur Zementbildung kommen. Unter- bzw. Übersättigung werden gesteuert durch Konzentrationsänderungen im System $\text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O} - \text{CaCO}_3 / \text{MgCO}_3$; dies geschieht sowohl durch Erhöhung / Verringerung der Kationen-Konzentration ($\text{Ca}^{2+} / \text{Mg}^{2+}$; erstes Beispiel der nachfolgenden Aufstellung), als auch durch Absenken / Anheben des Anteils an im Wasser gelöstem CO_2 (Beispiel 2 und 3):

- 1: Stabilität der vorhandenen Karbonatminerale, wobei Aragonit und Mg-Kalzit im flachmarinen Bereich relativ stabil sind. Im tiefmarinen Bereich wird dagegen Aragonit gelöst und Mg-Kalzit zu Kalzit umgewandelt. MILLIMAN (1974) gibt folgende Stabilitätsverhältnisse für die Karbonatminerale an: $(\geq 12\text{Mol}\% \text{MgCO}_3)\text{-Mg-Kalzit} < \text{Aragonit} < (\leq 12\text{Mol}\% \text{MgCO}_3)\text{-Mg-Kalzit} < \text{Kalzit}$
- 2: Wassertemperatur: kaltes Wasser kann mehr CO_2 aus der Atmosphäre aufnehmen als warmes Wasser,
- 3: Lufttemperatur: kalte Luft entzieht dem Meerwasser CO_2 , warme Luft gibt an relativ kälteres Meerwasser CO_2 ab.

Folgende Zementbildungsprozesse lassen sich nach FRIEDMANN (1975) und WILSON (1975) erkennen:

Bei der meteorischen Diagenese werden im CO₂-reichen, leicht sauren Süßwasser die Aragonitkomponenten gelöst. Daraufhin kommt es zur Bildung von Hohlräumen zwischen oder in den Komponenten. Wenn früh gebildete Zemente oder kleinere Partikel gelöst werden, entstehen die Hohlräume zwischen den Komponenten. Sind die Komponenten jedoch durch kalzitische Mikritrinden (= micritic envelopes aus Stoffwechselprodukten kalklösender Fauna) geschützt, bleibt oft der Komponentenumriß erhalten und Lösung erfolgt nur innerhalb der (aragonitischen) Komponenten. Sobald hinsichtlich Karbonat Übersättigung in der Lösung erreicht ist (etwa durch passende Temperaturveränderung), wird Kalzit als Zement zwischen den Komponenten oder in den Hohlräumen gebildet.

In der *phreatischen Zone* kommt es hierbei zur Bildung von Drusen- oder Blockzement. Die Kalzitemente aus karbonatgesättigter (= erlaubt Weiterwachsen vorhandener Kalzitkristalle an oder in Sedimentpartikeln) oder gar übersättigter Lösung (= erlaubt Neubildung von Kalzitkristallen) verschließen die vorhandenen Poren oder Hohlräume rasch mehr oder weniger vollständig. Durch Umkristallisation werden die originalen Texturen weitgehend zerstört. Nur die primär aus Hoch-Mg-Kalzit bestehenden Organismenreste werden unter (weitgehender) Erhaltung der ursprünglichen Strukturen in Kalzit umgewandelt.

Die Porenräume der vadosen Zone sind dagegen überwiegend mit Luft gefüllt. Haftwasser überzieht als Film / Tapete die Sedimentkomponenten und nur im Volumen dieses Haftwasserfilmes können Minerale als chemischer Zement abgeschieden werden. Besonders deutlich geschieht dies an den gegenseitigen Kontaktzonen der Partikel. Hier ist der Wasserfilm dicker und es kommt zur Bildung von mikritischen Zementen. Beim raschen Wachstums bei einer steilen Übersättigungskurve als Folge rascher Verdunstung des Haftwassers werden ständig neue Kristallkeime gebildet, die im Zuge der anhaltend hohen Übersättigung nie zu spätigen Kristallen heranwachsen können; im marinen Milieu wird stets Mg-Kalzit, im meteorischen Milieu stets Kalzit gebildet. In den Kontaktzonen zwischen den Partikeln entstehen dabei Meniscus-Zemente, mikro-stalaktitische Zemente oder Gravitationszemente. Da in

der vadosen Zone die Poren im Normalfall offen bleiben, bleiben auch die primären Strukturen / Umrisse zumeist erhalten.

Die marine Diagenese unterscheiden FRIEDMANN (1975) und WILSON (1975) in zwei Hauptbereiche, die des Flachwassers und die des tiefen Wassers.

Die Tiefseekarbonatzemente bestehen überwiegend aus kryptokristallinem Mg-Kalzit, wobei angenommen wird, daß es hauptsächlich in den Zeiten mit herabgesetzter Sedimentation oder gar deren völligem Aussetzen bevorzugt zur Zementation kommt.

Die marine Diagenese im Flachwasser wird dagegen in sieben unterschiedliche Bereiche aufgegliedert:

- Beach Rock inter- bis supratidal,
- Gezeitenzone intertidal,
- Karbonatsande subtidal – intertidal
- Riffe
- Gebiete mit Sedimentationsstillstand
- Bereiche mit erhöhter Salinität
- Reduzierende Bereiche

Im Küstenbereich von Gebieten mit warmen Klimaten und karbonatübersättigtem Wasser kann es zur Bildung von Beach-Rock kommen, wobei aragonitischer Faserzement und mikritischer Mg-Kalzit-Zement gebildet wird. Entscheidend dabei ist die Verdunstungsrate, die ihrerseits nicht nur von der Intensität der Sonneneinstrahlung sondern auch von der relativen Luftfeuchtigkeit beeinflusst wird:

warm – heiß, aber feucht: bedingt Aragonit

warm – heiß, aber trocken: bedingt Mg-Kalzit.

- Die Zementbildung der Gezeitenzone ist durch das Mitwirken von Blau- und Grünalgen gekennzeichnet.
- Bei den Karbonatsanden bilden sich um die karbonatischen Komponenten aragonitische Faserzemente („Igel“) oder mikritischer Mg-Kalzit-Zement bzw. Palisadenzement (even rim-Zement, vorwiegend aus Aragonit).
- Fibröser Aragonitzement, mikritischer Mg-Kalzit und auch grober Drusen-zement sind die typischen Zementarten innerhalb von Riffen.
- Durch Aragonit- und Mg-Kalzit-zementation kommt es in Gebieten mit Sedi-mentationsstillstand zur Ausbildung von Hartgründen.
- In Bereichen mit erhöhter Salinität (Hypersalinität) und sehr warmen Tem-peraturen (>30° C) entstehen fibröse und mikritische Aragonitzemente.
- In reduzierenden Bereichen dagegen können sulfatreduzierende Bakterien die Bildung von Kalzit-Zementen übernehmen.

Durch die Vielzahl der unterschiedlichen Karbonatzementtypen mit ihren unterschiedlichen Gefügen und Genesen, aber auch durch die Vielzahl der synonymen Begriffe, die sowohl für die Genese der Zemente, als auch für die unterschiedlichsten Gefügetypen Verwendung finden, scheint es an dieser Stelle sinnvoll, mit Hilfe einer Tabelle einen leichteren Überblick zu ermögli-chen:

Karbonatzementtypen

Gefügetyp	Synonym	Definition	Genese
Fibrös	Fibrous cement , Acicular , Fibröser Spatit , Faserzement , Palisadenzement , Even-rim-cement ,	Senkrecht mit der Kri- stalllängsachse auf Poren- wand oder Komponente auf- gewachsen; senkrecht (\perp) , Kristallgrenzen im Schnitt \perp (senkrecht) zu den Längsach- sen gezähnt. Kristalle oft bräunlich.	Meist Zement A; Submarin: langfaseriger Ara- gonitzement, kurzfasriger Mg-Kalzit wird in Kalzit um- gewandelt. Intertidal: Kalzit-zement Häufig im Flachmeer, litoral bis sublitoral, tiefmarin selten, in Beach Rocks
Granular	Heute häufig als Gegen- satz zu fibrös verwendet als Überbegriff, z. T. synonym mit drusig, blocky cement und Blockzement, ursprüng- lich für das Gefüge zwis- chen den Komponenten	Kristalle an- bis subhedral, > 10 μ bis 60 μ keine bevorzugte Orientierung	Zement B Generell nach Verfestigung des Sediments; nach der Kompaktion im submarinen Milieu und nach der Bildung von Zement A. Im Auftauchbereich nur iso- metrischer Zement. auch im tiefmarinen Milieu

Genese silifizierter Partien jurassischer Ooidkalke im Raum Vélez-Blanco

Gefügetyp	Synonym	Definition	Genese
Drusig	Drusy mosaic Drusiger Mosaikzement Ursprünglich für Zemente in primären oder sekundären Hohlräumen	Kristalle an- bis subhedral, > 10 µ, wobei die Größe zum Zentrum der Hohlräume zunimmt. Gleichförmige, nicht ondulöse Auslöschung, Kristallgrenzen eben (= subhedral). Am Treffpunkt von 3 Kristallen häufig 180°-Winkel (enfacial junction). Oft Fe-Kalzit	Zement B submarin: Füllt den nach der Zementation verbliebenen Restraum aus. Auch tiefmarin. Auftauchbereich: In übersättigter Lösung bilden sich Kristalle auf freien Flächen; meist / typisch für phreatisches Milieu, soll aber auch vados vorkommen (???)
Radial-axialer fibröser Zement		Zementkristalle weisen gebogene Zwillinglamellen, konvergierende opt. Achsen und divergierende Längsachsen in den Subkristallen auf. Senkrecht ⊥ auf Porenwand aufgewachsen, undulöse Auslöschung. Unebene Begrenzungsflächen zwischen Kristallen, Einschlüsse	umstritten: submarin oder vados
Mikritzement	Submicrocrystalline cement	Kristalle < 4 µ bzw. < 30 µ	z. T. als Zement A als kryptokristallin Mg-Kalzit (Beach Rock) In Riffhöhlungen submarin: In Bereichen mit geringer Sedimentation
Syntaxialer Rindenzement	Rim cement Syntaxial overgrowth Syntaxialer Kalzit-zement	Allseitige Vergrößerung von Einkristallen	Weiterwachsen der urspr. Einkristalle im optischen Kontinuum
Meniscus-zement		Im Zwickel von Komponenten	Vadoser Bereich: Durch Karbonatfällung aus dünnen Wasserfilmen Aragonit oder Mg-Kalzit
Dripstone cement	Microstalactitic druse Gravitational cement Microsinter	An den Dächern von Hohlräumen bzw. den Unterseiten von Komponenten dickere Zement A Krusten	Vadoser Bereich: Tropfen bleiben bei mehrfacher Austrocknung an bevorzugten Stellen hängen. Auch im Inter- bis Supratidal
Hundezahnzement	Dog teeth cement Dentate Rhombodrischer Kalzit-zement	Drusen-, Blockzement weist gezackte, hundezahnartige Ecken auf.	Meteorischer Bereich, vielleicht auch Sub- und Intertidal

Tab. 3: leicht gekürzt nach FLÜGEL (1978)

Besonders der typisch meteorische Zement B (Sparit) ist im Untersuchungsmaterial häufig durch Quarzkristalle verdrängt worden. Die Form der Quarze ist am ehesten zu beschreiben mit den Begriffen

„euhedral“, d.h. allseitig von definierten Kristallflächen begrenzt,

„subhedral“, d.h. nur teilweise von Kristallflächen begrenzt;

„anhedral“, d.h. fremdgestaltige Quarze.

6.2. Sedimentkomponenten

Die Komponenten der untersuchten Ooidkalke haben gemeinsam, daß um ein zentrales Gesteins-/ Biogenbruchstück mehr oder weniger gleichmäßige, klare oder trübe Anwachssäume gebildet wurden. Nomenklatorisch gehören sie damit in die große Gruppe der Rindenkörner (engl. coated grains). Doch zu diesem Bereich gehören auch konkretionäre Bildungen aus der Bodenkunde und der Lateritforschung. Dadurch wird das Definitionsfeld um Begriffe wie Ooid – Onkoid – Pisolith – Sphaerolith sehr verworren.

6.2.1. *Ooid (engl. oolith) und Oolith (engl. oolite)*

Zunächst verwirrend ist das Nebeneinander von „Ooid“ und „Oolith“ für die Komponente und das zugehörige Gestein; daher sei zunächst die Definition von BATES & JACKSON (1980) angeführt:

Ooid: (a) *An individual spherite of an oolitic rock; an oolith. The term has been used in preference to "oolith" to avoid confusion with "oolite". Syn: ooide.*
(b) *A general, nongeneric term for a particle that resembles an oolith in outer appearance and size.*

Oolite: (a) *A sedimentary rock, usually a limestone, made up chiefly of ooliths cemented together.*

The rock was originally termed oolith. Syn: roestone; eggstone.

(b) *A term often used for oolith, or one of the ovoid particles of an oolite.*

Der Begriff „Ooid“ wurde nach Angaben bei FLÜGEL (1982) von KALKOWSKY (1908) eingeführt. Seither wurden verwaschene (MURAWSKI, 1977, 1983), exakte (BATES et al., 1980) und sehr exakte, ausführliche (FLÜGEL, 1982) Definitionen in die Literatur eingeführt. Als Beispiele werden die Definitionen von MURAWSKI (1977) derjenigen von BATES & JACKSON (1980) gegenüber gestellt:

MURAWSKI (1977):

Oolith (alter Begriff; vgl. Literaturzusammenstellung bei FLÜGEL et al., 1962), aus zahlreichen Ooiden zusammengesetztes Gestein. Als Ooid wird ein kugelförmiger Körper aus Kalk, FeOOH oder anderen Stoffen bezeichnet, bei dem sich um ein Fremtteilchen (Sandkörnchen, Schalenbruchstückchen usw.) konzentri-

sche Schalen abgeschieden haben. Verschiedentlich sind Ooide radialstrahlig gebaut, so daß manche Autoren hier von Sphärolithen sprechen. Ooide besitzen meist Durchmesser von 0,1-2 mm. Sie können nur im Wasser entstehen. Die meisten Autoren nehmen eine chemische Ausscheidung um aufgewirbelte Fremdteilchen an, während andere Autoren den Ausscheidungsvorgang an den Gewässerboden verlegen. S. a. Onkoid, Pseudoolith, Rogenstein.

BATES & JACKSON (1980):

Oolith: *One of the small round or ovate accretionary bodies in a sedimentary rock, resembling the roe of fish, and having diameters of 0.25 to 2 mm (commonly 0.5 to 1 mm). It is usually formed of calcium carbonate, but may be of dolomite, silica, or other minerals, in successive concentric layers, commonly around a nucleus such as a shell fragment, an algal pellet, or a quartz-sand grain, in shallow, wave-agitated water; it often shows an internal radiating fibrous structure indicating outward growth or enlargement at the site of deposition. Ooliths are frequently formed by inorganic precipitation, although many noncalcareous ooliths are produced by replacement, in which case they are less regular and spherical, and the concentric or radial internal structure is less well-developed, than in accretionary oolites. The term was originally used for a rock composed of ooliths (an oolite), and is sometimes so used today.*

Verblüffend einfach ist dagegen die Definition aus der Lateritforschung (ALEVA, 1994):

Ooid / oolith: *spheroid body, generally with concentric or radial internal structure, with a diameter ≤ 2 mm.*

Oolitic (ooidal) duricrust: *ferruginous lateritic duricrust predominantly consisting of lateritic ooliths which are spaced within a cemented ferruginous-clayey matrix. Pisolithic duricrust is more common.*

Nach AUGUSTITHIS (1982) hat bereits CORRENS (1949) auf die Bildungsbedingungen von Kalkooiden hingewiesen. So werden sie in lebhaft bewegtem, kalkübersättigtem Wasser um einen kleinen, manchmal nicht mehr feststellbaren Keim als konzentrisch schalige Kalkkugelchen gebildet. Während dieses Prozesses kann es auch zu einem Mitwirken von Algen kommen, wobei dann die von den Algen erzeugten „Ooide“ aber nicht mehr regelmäßig konzentrisch aufgebaut sind. „Pseudo-Ooide“ sind den echten „Ooiden“ makroskopisch sehr ähnlich und weisen auch die gleiche Entstehungsart auf. Sie sind jedoch aus kleineren Gesteinsbrocken aufgebaut, deren Partikel von meist dünnen Krusten umkleidet werden.

Ein vergleichbares Konzept für die Bildung von Ooiden bieten auch OTTEMANN und KIRCHMAYER (1967) an. Nach ihnen sind die Ooide eiähnliche Körperchen (englisch: Fischrogen, roe), welche aus einem älteren Kern und einer jüngeren Schale zusammengesetzt sind. Kinematisch wird der Kern bzw. das Ooid im Wasser bewegt oder aufgewirbelt. Dabei dient der Kern als Kristallisationskeim für das im umspülenden Wasser gelöste Material, welches sich schalenförmig um den Kern bzw. das Ooid ablagert.

Konkretionen, welche nicht Kern und Schale verschiedenen Alters aufweisen, gehören hierbei nicht zu den Ooiden. Nach dieser Definition stellen OTTEMANN und KIRCHMAYER (1967) auch Höhlenperlen zu den Ooiden:

„Bei der gewöhnlichen Sinterbildung lagert sich die CaCO_3 -Ausscheidung schalenförmig auf eine zufällige Unterlage. Bei der Höhlenperlenbildung schwimmen die herabgefallenen Tropfen an der Auffallstelle beim Aushöhlen die feinen Sedimenteile des Bodens weg, so daß in den Eindellungen kleine Gesteinsbruchstücke zurückbleiben. Durch die Wasserbewegung können die nicht flächenhaft versintern, sondern kugelförmig von Sinter umgeben werden und somit zur Höhlenperlenbildung führen.“

Übereinstimmend wird der maximale Durchmesser mit 2 mm angegeben. Größere Durchmesser können wegen des Eigengewichtes nicht mehr gleichmäßig und regelmäßig in normalem, strandnahen Meerwasser bewegt werden. Derartige Partikel werden von verschiedenen Autoren bei anorganischer Entstehung als PISOIDE oder SPHÄROLITHE bezeichnet, bei biogener Entstehung als ONKOIDE. Allerdings verzichten OTTEMANN et al. (1967) auf eine Größenbeschränkung, da bei diesen Autoren anorganisch entstandenen Höhlenperlen zu den Ooiden gezählt werden. In Höhlen finden sich derartige Bildungen in Strudellöchern von Gerinnen und / oder unterhalb von Wasserfällen. In beiden Fällen ist die Intensität (Energie) der Wasserbewegung ungleich höher als im litoralen Bereich.

In dieser Arbeit wird der Begriff Ooid lediglich beschreibend für konzentrisch-schalige Rindenkörner verwandt und entspricht damit weitgehend dem Vorschlag von ALEVA (1994). Es werden keinerlei Beschränkungen der Korngröße vorgenommen, da die Ooide in den untersuchten Oolithen ein sehr breites Korngrößenspektrum überstreichen.

6.2.2. *Onkoid (engl. oncoïd)*

Der Begriff Onkoid wurde etwa zu Anfang des 20. Jahrhundert in den deutschen Sprachraum eingeführt. Das nicht-konzentrische Überlappen der Schalen und die variable Größe sind dabei weitere wesentliche Merkmale. Zumeist werden unter Onkoiden Algenbildungen verstanden, doch sollte dieser Begriff nur rein beschreibend verwendet werden. PERYT (1983) weist zudem darauf hin, daß im angelsächsischen Sprachraum zumeist noch unterschieden wird in kleinere Onkoide, die sog. PISOIDE und in größere Onkoide, die sog. Rhodoide.

Zum Vergleich werden hier wieder die gleichen Definitionsquellen wie oben benutzt.

MURAWSKI (1977):

Onkoid, *verschieden geformte, immer rundliche (im Schnitt meist kreisförmig bis elliptisch erscheinende) Körner mit einem anorganischen oder organischen Kern. Dieser wird von einer meist organogen gebildeten Schale umgeben. Chemische Anlagerung ist selten beim Aufbau der Schale beteiligt. Sehr oft handelt es sich bei diesen Gebilden um Algenmumien. S. a. Oolith, Pseudoolith.*

BATES & JACKSON (1980):

Oncoïd: *An algal biscuit that resembles an ancient oncolite.*

Oncolite: *A small, variously shaped, concentrically laminated, calcareous sedimentary structure, resembling an oolith, and formed by the accretion of successive layered masses of gelatinous sheaths of blue-green algae. It is smaller than a stromatolite and generally does not exceed 10 cm in diameter. Also spelled: onkolite.*

6.2.3. *Coated Grain*

Aus den eben angeführten Definitionen wird ein verwirrendes Bild der Begriffe Ooid – Onkoid deutlich. Die Situation wird kaum übersichtlicher, wenn man beide Namen unter den Oberbegriff „Coated Grain“ stellt.

Die Bezeichnung Coated Grain (Rindenkörner) wurde von WOLF (1960) eingeführt. Sie dient als größenunabhängiger Oberbegriff, teilweise auch als Ersatz für Ooid und Onkoid, da aufgrund der Ähnlichkeit und der fließenden Größenunterschiede zwischen ooidartigen und onkoidartigen Körpern nur sehr ungenau unterschieden werden konnte, besonders nach Einwirkung diagenese-

tischer Veränderungen. Das traf um so mehr zu, wenn versucht wurde zwischen Ooiden und Pisoiden zu unterscheiden (PERYT 1983). Aus diesem Grunde schlug PERYT (1983) folgende Klassifikation von Coated Grains vor (s. Tabelle 4):

Coated Grain (Rindenkorn)			
Ø < 2mm Mikroid	Ø 2 – 10mm Pisoid	Ø > 10mm Makroid	
(Die Größenangabe sollte als Vorsilbe für den entsprechenden Typ von Rindenkörnern benutzt werden z.B. Mikroooid, Pisonkoid usw.)			
Chemische Fällung		Biogene Inkrustierung	
Im phreatischen Environment	Im vadosen Environment	Inkrustiert von Rotalgen	Inkrustiert von Grün-, Blaualgen und Bakterien
Ooid	Vadoid	Rhodoid	Onkoid
Entsprechendes Gestein: Oolit	Entsprechendes Gestein: Vadolit	Entsprechendes Gestein: Rhodolit	Entsprechendes Gestein: Onkolit

Tabelle 4: Klassifikation von „Coated Grains“, verändert nach PERYT (1983)

Diese Klassifikation ist jedoch besonders im Falle der Ooide nicht unumstritten, da Ooide sehr ähnlich wie Onkoide gebildet werden können (vgl. RICHTER, 1983 und DAHANAYAKE et al., 1985).

ALEVA (1994) gibt zusätzlich eine Definition von Pisoid, um die Größengrenzungen zu umgehen:

Pisolith:

(i) (carbonate sedimentology) the small, pea-sized accretionary bodies that make up the rock called pisolite; see also pisoid;

(ii) (laterite) ferruginous or aluminous lateritic particle resembling a pea in shape and limited in size to bodies over 2 mm diameter. It can have a concentric internal structure but concentric lamination is not diagnostic; however, most pisoliths have an outer cortex or cutan.

Pisolithic duricrust: it consists predominantly of lateritic pisoliths cemented by a ferruginous clayey matrix. It may also contain a few voids and lateritic nodules.

BRAND et. al. (1984) unterteilt dagegen die Coated Grains in fünf Gruppen und einige Untergruppen, die –hier nicht berücksichtigt – ausführlich beschrieben werden:

- 1) Ooide: Marine Ooide - Nichtmarine Ooide
- 2) Vadoide: Caliche Vadoide - Höhlen-Vadoide
- 3) Peloide: Marine Peloide - Nichtmarine Peloide
- 4) Onkoide: Marine Onkoide - Nichtmarine Onkoide
- 5) Rhodoide

Die gleichen Autoren unterteilen die Ooide auch nach ihrer typischen Struktur und zwar in

- a: radiale Ooide,
- b: mikritische Ooide und
- c: tangentielle Ooide.

Unter radialen Ooiden verstehen diese Autoren Ooide, bei denen die Längsachse der sie aufbauenden Kristalle (Aragonit) radialstrahlig zum Kern der Ooide ausgerichtet ist.

Mikritische Ooide dagegen zeigen überhaupt keine Struktur. Die Kristalle haben keine bevorzugte Wachstumsrichtung und sind aus Aragonit aufgebaut.

Tangentiale Ooide dagegen können sowohl aus Aragonit als auch aus Mg-Kalzit aufgebaut sein. Die Längsachse der sie aufbauenden Kristalle ist dabei parallel zur Oberfläche ausgerichtet. Diese Darstellung gilt hauptsächlich für subrezente bis rezente Bildungen und ist nur bedingt auf diagenetisch überprägtes Material anwendbar. Hier hilft die gelungene, knappe Darstellung aus einer Arbeit von WILKINSON et al. (1985), die mit einer Zusammenfassung zitiert wird:

The original mineralogy of calcium carbonate components in marine settings is almost exclusively either calcite or aragonite. Because aragonite is unstable with respect to low-magnesium calcite, aragonite components transform to calcite via dissolution-precipitation processes early in the diagenetic history of most sequences. In general, these transformations result in a characteristic fabric of interlocking anhedral calcite crystals, either as neomorphic spar, which may preserve gross features of the aragonite precursor as solid and/or liquid inclusions, or as pore-filling spar, which precipitates following complete aragonite dissolution. Originally calcitic components retain virtually all fabric elements during diagenesis. Because low-magnesium calcite is a relatively stable phase in most diagenetic

environments, low-magnesium calcite components retain original fabrics as well as trace element and isotopic signatures. High-magnesium calcite, on the other hand, is a metastable phase which rapidly transforms to low-magnesium calcite via dissolution-precipitation reactions. Unlike aragonite calcitization, however, this transition commonly occurs while retaining the finest details of original fabric; extensive compositional changes are accompanied by minimal changes in the shape and orientation of constituent crystallites. Since originally calcitic components, either as low- or as high-magnesium calcite, retain fine details of primary fabric whereas originally aragonite components are replaced by sparry calcite, cortical fabrics provide powerful criteria by which to evaluate original mineralogies. Within this broad framework, however, Phanerozoic marine ooids exhibit a variety of fabrics and forms.

Im Zusammenhang mit unterschiedlicher Mineralogie fossiler Ooide muß auf eine Besonderheit hingewiesen werden: während der geologischen Vergangenheit haben sich Aragonit und Kalzit als Baustoff von „non-skeletal grains“ mehrfach abgewechselt. Als Beweise dienten textuelle Besonderheiten, die auch in diagenetisch überprägten Komponenten nachzuweisen waren. Die wichtigsten Arbeiten stammen von Philip SANDBERG. In seiner 1975-er Arbeit machte er noch ein wechselndes Mg / Ca-Verhältnis des Meerwassers für den Mineralwechsel verantwortlich:

Philip A. SANDBERG (1975, in *Sedimentology*)

The textural preservation which characterizes most ancient non-skeletal (presently calcite) grains (both muds and ooids) argues for their original calcite mineralogy. Because of the inhibitory effect of Mg^{2+} ion on nucleation and growth of calcite, the modern oceanic Mg/Ca ratio (5 : 1) generally favours aragonite (also high Mg calcite). The most likely means of producing an ancient oceanic system in which calcitic non-skeletal grains would result is by altering the Mg/Ca ratio to values below about 2 : 1 so that calcite formation is not inhibited. The change from that earlier condition to the present condition with Mg/Ca = 5/1 would be accomplished by a selective removal of calcium from the ocean. Calcifying organisms have been doing that abundantly since Cambrian times. A major increase in selective removal of Ca began with the inception of low-Mg calcite plankton (foraminifers and coccoliths). Skeletons of those organisms have accumulated since Jurassic-Cretaceous time on the ocean floor beyond the shelf-epeiric seas to which earlier carbonates were probably restricted. In addition, the abundant secretion of aragonite (low-Mg) by many Cretaceous and younger organisms further selectively removes Ca. Textural evidence of Late Mesozoic-Early Cenozoic ooids suggests a major although not abrupt change from a calcite-favouring system to an aragonite-favouring system probably sometime in early Cenozoic time.

Einige Jahre später (1983) favorisierte er einen mehrfachen Wechsel von Kalzit zu Aragonit im Zusammenhang mit globalen Klimaänderungen, die über eine Steuerung des CO₂-Gehaltes für die Bevorzugung von entweder Kalzit oder Aragonit verantwortlich waren. Diese Auffassung hat Aufnahme in einige fundamentalen Lehrbücher über Karbonatgesteine gefunden (z.B. SCOFFIN, 1987, Seite 223):

Philip A. SANDBERG (1983, in NATURE):

The interpretation of mineralogical indicators in ancient ooids and cements suggests several first-order cycles in original non-skeletal carbonate mineralogy. Those cycles, which generally follow the eustatic-climatic cycles proposed by others, include two 'aragonite-inhibiting' episodes

(Cambrian to about late Mississippian, and late Triassic or early Jurassic to early or mid-Cenozoic). Alternating with those episodes are three 'aragonite-facilitating' episodes (late Precambrian to at least early Cambrian, late Mississippian to late Triassic or early Jurassic, and early or mid-Cenozoic to the present).

Bimineralic oolitic units, whether as two-phase ooids (common in the Pennsylvanian of south-east Kansas) or as mixed deposits of both calcitic ooids and aragonitic ooids, are clearly recognizable by the dichotomous (entspricht etwa dem Wort „bivalent“) diagenetic behaviour of those two types of ooids or ooid layers. It is evident that, as is the case today, inorganic aragonite and calcite coexisted in 'aragonite-facilitating' episodes. However, during those episodes, aragonite was apparently always the less common non-skeletal polymorph, as it may well be today.

The oscillating trend from aragonite to calcite and back reflects only inferred first-order changes in non-skeletal carbonate mineralogy. It is possible that second-order oscillations could have resulted in short-term aragonite-facilitating conditions in an otherwise primarily aragonite-inhibiting episode, or vice versa. The difference in conditions between those which facilitate and those which inhibit aragonite precipitation may well not be extreme. Modern ooids in Baffin Bay, Texas, and Pennsylvanian ooids from several units in Kansas are bimineralic, reflecting essentially contemporaneous differences in environmental controls on mineralogy. Although the pCO₂ mechanism seems well supported circumstantially, there is a need for experimental work to investigate that mechanism, as well as the possible synergistic or antithetical influence of other factors, such as differences in dissolved Mg/Ca ratio.

In der bereits zitierten Arbeit von WILKINSON et al. (1985) wird das jüngere Modell von SANDBERG aufgegriffen, darüber hinaus wird die Mineralogie und Häufigkeit von Ooiden im Phanerozoikum auch in einen Zusammenhang mit der Land / Meer Verteilung gestellt:

Variation in the abundance of oolite correlates with positions of global sea level; ooids were common during transgressions and regressions but were rare during lowstands and highstands. The rarity of oolite during continental emergence (early Cambrian, Permo-Triassic, late Tertiary-Quaternary) probably relates to a diminished areal extent of shallow-carbonate environments. Causes for a similar paucity during continental submergence (Silurian-Devonian, late Cretaceous) are more problematic; higher atmospheric CO₂ and lower hydrospheric CO₃ concentrations during highstands may have inhibited abiotic Carbonate precipitation. In addition, Holocene radial high-magnesium calcite ooids are now known from a few settings and serve as modern analogues for ancient radial calcite grains. It is also now apparent that the relative abundance of aragonite and calcitic ooids has varied cyclically throughout the Phanerozoic with aragonite dominant during times of general continental emergence (such as we are experiencing today) and calcite dominant during times of general continental submergence.

In seinem jüngeren, oben auszugsweise zitiertem Artikel (1983) beschreibt SANDBERG auch das Vorkommen von Bi-mineralen Ooiden, deren Mineraldualismus durch unterschiedliches Verhalten gegenüber der Diagenese erkennbar wird. TUCKER (1984) beschreibt ebenfalls bi-minerale Ooide (aus dem mittleren Proterozoikum: Belt Supergroup, Montana) und dokumentiert sehr anschaulich die diagenetischen Veränderungen der Ooidstruktur, die sich zur Identifikation der primären Mineralogie ausdeuten lässt.

Derartige Ooide finden sich auch in der Ooid“population“ des Untersuchungsmaterials dieser Arbeit; allerdings mit einem kleinen Unterschied: bei SANDBERG wurden die Ooide im Laufe einer „marine burial diagenesis“ überprägt und ehemaliger Aragonit ist heute an grobsparitischen Kalzitonen im betroffenen Ooid erkennbar. Das hier vorgestellte Material wurde während einer - zumindest semiariden - Süßwasserdiagenese verändert: der dabei instabile Aragonit wurde - wahrscheinlich durch deszendentes, meteorisches Wasser - gelöst und die Karbonatfracht der Lösungen anschließend, nach Umkehr der Migrationsrichtung, aus den nun ascendeten Lösungen als kalzitischer Mikrit in einem vadosen Milieu gefällt (s. Beschreibungen der Tafeln). Dieser Vorgang entspricht dem Geneseprinzip von Caliche (s. anschließend, Kap. 6.3.).

6.3. Caliche

Unter diesem Begriff werden kalkige bis kalkig zementierte Krusten in Böden zusammengefaßt. Eine ausführliche Definition wurde hier aus BATES et al. (1980) übernommen:

Caliche: *A term applied broadly in SW U.S. (esp. Arizona) to a reddish-brown to buff or white calcareous material of secondary accumulation, commonly found in layers on or near the surface of stony soils of arid and semiarid regions, but also occurring as a subsoil deposit in subhumid climates. It is composed largely of crusts of soluble calcium salts in addition to such materials as gravel, sand, silt, and clay. It may occur as a thin porous friable horizon within the soil, but more commonly it is several centimeters to a meter or more in thickness, impermeable, and strongly indurated; the cementing material is essentially calcium carbonate, but it may include magnesium carbonate, silica, or gypsum. The term has also been used for the calcium-carbonate cement itself. Caliche appears to form by a variety of processes, e.g. capillary action, in which soil solutions rise to the surface and on evaporation deposit their salt content on or in the surface materials. It is called hardpan, calcareous duricrust, or calcrete in some localities, and kankar in parts of India.*

Das Vorkommen dieser terrestrischen Kalkkrusten ist hauptsächlich auf semiaride bis aride Gebiete beschränkt. Im Allgemeinen wird für die Calichebildung eine, den Niederschlag übertreffende Verdunstung bei einer Niederschlagsmenge von ca. 200-600 mm pro Jahr angenommen. Es sind aber auch Ausnahmen aus humiden Gebieten mit über 1500 mm Jahresniederschlag bekannt, dann müssen jedoch auch regelmäßig Perioden mit stärkerer Verdunstung auftreten (FLÜGEL, 1978).

Die Mächtigkeit von Caliche-Profilen kann sehr unterschiedlich sein. Es sind Profile mit weniger als 1 m Mächtigkeit bekannt, aber in Fällen mit besonders günstigen Bildungsbedingungen kann auch eine Profilmächtigkeit von mehr als 50 m erreicht werden. Aus Rußland werden Profile mit 40 – 45 unterscheidbaren Calichehorizonten und einer Mächtigkeit zwischen 170 – 200 m beschrieben (GOUDIE, 1983). Generell zählt Caliche zu den Bodenbildungen als Duricrust, Hardpan oder Calcrete. Eine derartige Kruste ist streng in ein Profil gegliedert. Entsprechend der Genese aus vorwiegend ascendenden Lösungen im vadosen Bereich sind die laminaren, durchgängig

harten Zone am Top eines Profiles; zum Liegenden hin ist die Verdunstungsrate und damit die Fällungsgeschwindigkeit des Kalkmikrits geringer und es bilden sich nodulare, konkretionäre Formen aus. Eine zusammenfassende Darstellung gibt GOUDIE (1983):

Calcrete profiles range from simple forms of no great thickness to composite forms with a long history of alternating accretion and degradation. The simple forms depend on their degree of maturity but in an ideal case a profile would tend to consist of the following features:

*Topsoil
Laminar zone
Hardpan
Nodular zone
Host material*

In der nodularen Zone herrschen pisoidische oder „onkoidische“ bis „grainstone-Strukturen“ vor, wobei jedoch meist keine biogene Mitwirkung bei der Genese nachzuweisen ist.

FLÜGEL (1978) unterscheidet bei den Caliche-Bildungen fünf unterschiedliche, charakteristische Typen:

- laminierte Krusten
- Lamellenstrukturen (laminar calcretes)
- Meniscus-Zemente
- SiO₂-Verdrängung durch Kalzit
- „Tepee“ (Zeltdach)-ähnliche Aufwölbungen.

Die laminierten Krusten sind dabei zumeist aus mikritischem oder mikrosparitischem Kalzit, manchmal aber auch aus Aragonit oder Mg-/Kalzit ausgebildet (SCHOLLE et al., 1974). Sie bilden sich im allgemeinen um Lithoklasten, Bruchstücken von Caliche und nur in manchen Fällen auch um Biogene wie Wurzelteile oder Landschnecken (SEMENIUK et al., 1985). Die laminierten Krusten dieser Komponenten sind in situ gebildet worden und werden in der Literatur sehr unterschiedlich bezeichnet. Als Beispiel sei hier angeführt (FLÜGEL, 1978): Caliche-Pisoide, Caliche-Ooide oder diagenetische Ooide, vadose Pisoide oder auch Caliche-Pellets. Bei allen Definitionen

wird jedoch ganz deutlich darauf hingewiesen, daß es sich dabei um nicht-marine Bildungen handelt.

Die „laminar calcretes“ oder auch Lamellenstrukturen bestehen aus cm-dicken, flach oder gewölbt ausgebildeten und manchmal auch brekzisierten, schichtförmigen Strukturen. Dabei kann die Dicke der Lamellen von 0,02 bis 0,20 mm reichen (SEMENIUK et al., 1985: 0,1 – 4 mm). Die randliche Begrenzung dieser Strukturen wird zumeist aus nichtlamierten, bräunlichen Rinden gebildet. Bei ungefähr gleichen Korngrößen wird diese Laminierung oft durch Eisen-Pigmentierung, seltener durch organische Substanzen bedingt und füllt häufig Depressionen des Mikroreliefs aus FLÜGEL (1978).

Meniscus-Zemente sind zumeist fibrös, aragonitisch ausgebildet, oder sie bestehen aus radialgranularem oder grobgranularem Kalzit. Manchmal findet man mikrokristallinen Quarz eng verwachsen mit feinkörnigem Kalzit. In diesen Fällen ist die Caliche-Bildung durch die Verdrängung von SiO_2 durch Kalzit gekennzeichnet. Man kann aber auch, je nach Ionenangebot in den ascendenten Lösungen, Übergänge von Kalzit zu Quarz oder von Quarz zu Kalzit finden. GOUDIE (1983) faßt diese Übergangsformen zusammen:

Silicification associated with calcretization is widespread and may be an integral part of the silicification process and sil-calcretes and cal-silcretes exist. Chalcedony is common as a void filling. Authigenic silica is generally more highly developed in mature calcretes and there is a tendency, far from universal, for it to be precipitated in the lower levels of the profiles.

Der fünfte Typ von Caliche-Bildung sind zeltdachähnliche „Tepee“-Aufwölbungen. Diese zeichnen sich aus durch ihre steilen Flanken, zeigen Fenstergefüge und ca. 5-2 μm breite Röhrrchen, welche mit Sparit verfüllt sind. Der Durchmesser dieser Aufwölbungen reicht vom cm- bis in den m-Bereich hinein.

6.4. Charakterisierung von Silcretes

Silcretes gehören ebenfalls zur Gruppe der Duricrusts und werden auch Kieselkrusten genannt. Zu den Duricrusts zählen außer den Silcretes noch

die Calcretes (Kalkkrusten, s.o. 6.3), Gypsum Cretes (Gipskrusten), die Ferricretes (Eisenoxidkrusten) und die Alucretes (Aluminiumkrusten).

All diese Duricrusts sind in semiariden und ariden Gebieten weit verbreitet und prägen dort häufig das morphologische Erscheinungsbild der Landschaft (LANGFORD-SMITH, 1978).

Für Afrika werden Silcretes nach BAGEHORN (1991) bereits 1907 von LAMPLUGH beschrieben. Sowohl für Afrika, als auch für Australien finden sich zahlreiche neuere Arbeiten, in denen jedoch noch immer nicht alle Fragen zur Genese erschöpfend behandelt worden sind. So ist immer noch nicht klar, ob ein genetischer Zusammenhang zwischen Klima und Silcretebildung besteht (s.u.). Weiterhin ergeben sich Diskussionspunkte bezüglich der Kieselsäureakkumulation und Fällung (z.B. SMALE, 1973; SUMMERFIELD, 1982, 1983a, b, 1984; JOACHIM, 1988; STEPHENS, 1971; LANGFORD-SMITH, 1978; YOUNG, 1985; BAGEHORN, 1991 und WOPFNER et al. 1997).

Für die Silcretegenese ist die Auffassung vorherrschend, daß das SiO_2 bei tiefgründiger Verwitterung von Silikatgesteinen freigesetzt wird. So kann z.B. in situ verwitterter Feldspat zu SiO_2 -armen Kaolinit und (mikrokristallinem) Quarz umgewandelt werden (WOPFNER, 1978; YOUNG, 1985).

Bezüglich der Klimabedingungen der Silcretegenese herrschen aber bis heute noch recht unterschiedliche Auffassungen. Für die Bildung der Silcretes in Zentralaustralien befürwortet STEPHENS (1971) ein arides Klima, während HUTTON et al. (1978) ein humides Klima annehmen.

SUMMERFIELD (1983) vertritt dagegen die Ansicht, daß eine Silcretebildung sowohl in semiaridem bis aridem Klima, als auch in tropisch humidem Klima ablaufen kann. Hierbei führt er für das aride Klima als Beispiel Silcretes aus der Kalahari an und für das tropisch humide Klima nennt er die Silcretes des Kap-Faltengebirges.

Weitgehende Übereinstimmung herrscht jedoch darüber, daß es für die Silcretebildung langer, intensiver und ungestörter Verwitterungsperioden bedurfte (u.a. SUMMERFIELD, 1978; WOPFNER, 1978; JOACHIM, 1988).

Auch bezüglich der Bewertung, ob es sich um allochtone oder autochthone Bildungen handelt, herrscht noch immer Uneinigkeit.

SUMMERFIELD (1983) führt hierbei den TiO_2 -Gehalt als Differenzierungskriterium ein. So zeichnen sich seiner Ansicht nach in ariden Gebieten allochton gebildete Silcretes durch äußerst geringe TiO_2 -Gehalte ($< 0,2$ Gew. % TiO_2) aus. In situ in tropisch humiden Klimaten gebildete Silcretes weisen dagegen TiO_2 -Gehalte auf, die zumeist über 1 Gew. % betragen. Dieses Kriterium setzt allerdings voraus, daß TiO_2 unter allen Klimabedingungen annähernd gleiche Mobilität besitzt – eine doch eher fragwürdige Voraussetzung!

Andere Autoren wie etwa HUTTON et al. (1978) und YOUNG (1985) sehen dagegen im TiO_2 -Gehalt allein noch keinen eindeutigen Indikator für das Paläoklima.

Es ist schon mehrfach versucht worden, die unterschiedlichen Erscheinungsformen von Silcretes zu typisieren. Sowohl WOPFNER (1978) als auch SUMMERFIELD (1983) haben hierbei eine Einteilung nach Matrixtypen gewählt. WOPFNER (1978) unterteilte dabei die Silcretes Australiens in drei Hauptmatrixtypen:

1. Makrokristalliner Quarz,
2. Mikrokristalliner Quarz,
3. Opal-CT (Christoballit, Tridymit)

Der Typ 2 ist danach vorherrschend, während Typ 3 nur sehr selten auftritt. WOPFNER (1978) beschreibt weiterhin, daß die Typ 2 Silcretes in Australien immer mit Kaolin vergesellschaftet vorkommen. Bei Typ 3 Silcretes dagegen ist dies jedoch nie der Fall.

SUMMERFIELD (1983) hat diese Einteilung für die südafrikanischen Silcretes übernommen. Beide leiten aus dem Matrixtyp auch Aussagen über die klimatischen Bildungsbedingungen ab. So steht der Matrixtyp 2 für eine humide Umgebung. Aber auch diese Ansicht wird nicht allgemein geteilt. So nehmen AMBROSE & FLINT (1981) für die Matrixtypen 2 und 3 sowohl humide, als auch semiaride bis aride Klimate für die Silcretebildung an.

Das teilweise Nebeneinander verschiedener Formen von SiO_2 -Zement ohne erkennbare Schrumpfung setzt jedoch voraus, daß die wasserhaltigen,

frühen SiO₂-Bildungen unter Beibehaltung ihres Volumenanteils zu stabilem Quarz „rekristallisierten“. Diese Fragestellung der Alterung / Rekristallisation kolloidaler bis voll-kristalliner Quarze wird aber immer noch sehr kontrovers diskutiert, wobei der Fragenkomplex über Silica-Sol – Silica-Gel, ihre Fällungsmechanismen und die anschließende Entwässerung bei gleichzeitiger SiO₂-Zufuhr eng mit der Achatgenese verknüpft wird.

Zur Übersicht wird hier eine Charakterisierung der Chalcedonbildung angeführt, die aus der Quarz Monographie von RYKERT (1989) zusammengestellt wurde:

I: Eigenschaften von Chalcedon:

Nach der Definition von TRÖGER (1969) ist Chalcedon eine krypto- bis mikrokristalline Texturform des Tiefquarzes. Es sind krustenbildende Aggregate mit traubiger, nieriger, glaskopffartiger Oberfläche oder stalaktitische Ausbildungen. Die Aggregate lassen meist deutlich erkennen, daß sie aus gelförmigen Vorstufen entstanden sind.

Chalcedon setzt sich aus unterschiedlichen submikroskopischen bis mikroskopisch kleinen Kriställchen zusammen, die unter dem Lichtmikroskop ein teils faseriges, teils granulares Aussehen zeigen.

Solche Chalcedonaggregate werden oft begleitet von Quarz, Opal und anderen Fremdanteilen. Charakteristisch ist der ca. 2 Gew. % betragende Wassergehalt, der sich aus absorbiertem molekularem Wasser (H₂O) und chemisch gebundenem Silanol-Gruppen-Wasser (-Si-OH) zusammensetzt.

Die faserigen Kriställchen wuchsen normalerweise von Keimpunkten der zuletzt gebildeten Ebene, also von Chalcedonfäserchen, Quarzkristallen oder von abgelagerten Fremdstoffen aus. Durch Sprossenwachstum bildeten sich sphärolithische Aggregate, die wegen gegenseitiger Wachstumsbehinderung beim Weiterwachsen in garbenförmige bis mehr oder weniger parallelstrahlige Wachstumschichten übergingen, wobei deren Faserachsen mehr oder weniger senkrecht zur Unterlage orientiert waren.

Beim Wachstum von polykristallinen Keimpunkten aus entstehen mikrosphärolithische Aggregate. Viele Chalcedonvarietäten, so Chert und Flint, bestehen aus ungeordnetem faserigem Chalcedon oder körnigem Feinquarz.

LANDMESSER (1984) untersuchte die Natur solcher Fasern, die er als Phänofasern bezeichnet. Dabei zeigte sich im Lichtmikroskop, daß zwischen den Fasern keine scharfen Korngrenzen zu erkennen sind. REM-Aufnahmen lassen erkennen, daß sich die Phänofasern aus Subpartikeln unterschiedlicher Dicken zusammensetzen. Die faserigen Strukturen sind meist längs einer polaren Achse [11-20] gestreckt, seltener auch nach der c-Achse des Quarzes [0001]. Die Fasern sind dabei meist um diese Faserachse gedreht, erkennbar an der Doppelbrechung längs dieser Achse. Der Drehsinn ist auf Schraubendislokationen in der [11-20] Richtung zurückzuführen.

Bei der mit der Doppelbrechung manifestierten optischen Zweiachsigkeit unterscheidet man zwischen negativem und positivem Charakter der Elongation. Man unterscheidet:

Chalcedon im engeren Sinn, dies ist die häufigste faserige Chalcedonvarietät. Die Kriställchen zeigen optisch **negative** Elongation, sie sind senkrecht zur c-Achse des Quarzes [0001] gestreckt, meist nach [11-20], seltener nach [10-10], (length-fast chalcedony).

Quarzin (Chalcedon im weiteren Sinne). Seltener faserige Chalcedonvarietät. Die Kriställchen zeigen optisch **positive** Elongation, sie sind nach der c-Achse des Quarzes [0001] gestreckt (length-slow chalcedony).

Quarzin zeigt manchmal Tendenz zu rosettenförmigen, schuppigen Bildungen (Lepidosphären).

Feinquarz, mikrokristallin granular ausgebildete Varietät des Chalcedons, die völlig verschieden vom Chalcedon mit faserigem Charakter ist. Die körnigen Kristallite bilden sich unter bestimmten, noch nicht näher bekannten Umständen. Nach FLÖRKE et al. (1982) bestehen die horizontal gebänderten Schichten in Achaten aus Feinquarz, der gelegentlich von sphärolithischem Quarz begleitet wird.

Lutecin = Ungewöhnliche Chalcedonvarietät, die hier nur der Vollständigkeit wegen erwähnt ist (TRÖGER, 1969).

Weitere SiO₂-Gemengteile, die Chalcedon begleiten können, sind: **Lussatit** und **Lussatin** = Faserförmige Varietäten des Tieftemperatur-Cristobalits

Opal, amorpher Opal (Opal-A) oder solcher mit fehlgeordneten Bereichen von Tief-Cristobalit- Tridymit (Opal-CT), kann als Erstbildung von Chalcedon gelten oder zwischen Chalcedon- oder Feinquarzsichten eingelagert sein, im Maximum bis etwa 30 Gew %.

Quarz, bei Quarzkristallen, die auf Chalcedonunterlagen wuchsen, diente Chalcedon oft als Keimkristall. In den meisten Fällen bilden Quarzkristalle die Endausscheidung vorgängiger Chalcedonbildungen.

Die Löslichkeiten der wichtigsten Formen der Kieselsäure betragen nach SIEVER (1962), MOREY et al. (1962):

bei 25°C	Chalcedon	22-34 ppm
	Quarz	6-11 ppm
	amorphes SiO ₂	120 ppm

Nach KRAUSKOPF (1985) ist die Löslichkeit von Kieselsäure, die molekular als H₄SiO₄ gelöst ist, zwischen pH 2 und pH 8 praktisch unverändert. Bei höherem pH-Wert dissoziiert sie in H⁺ + H₃SiO₄⁻ wobei die Löslichkeit stark ansteigt und bei pH 10 ca. 300 ppm SiO₂ beträgt.

II. Entstehung von Chalcedon:

Chalcedon bildet sich nach TRÖGER (1969) durch Faserwachstum aus Kieselsäure-Gel bei hydrothermalen bis hydrischen Bedingungen.

Aus Silikaten kann durch Hydrolyse Monokieselsäure, H₄SiO₄, entstehen. Monokieselsäure (Orthokieselsäure) ist bis zu einer Konzentration von 120 ppm SiO₂ in wässriger Lösung metastabil beständig. Sie besitzt aber die Fähigkeit, bei höherer Konzentration kolloidale Lösungen zu bilden. Steigt die Konzentra-

tion von Kieselsäurelösungen, zum Beispiel infolge vulkanischen Aktivitäten durch Verdampfung oder durch Verdunstung an, so bildet sich unter Wasserabspaltung Dikieselsäure $H_6Si_2O_7$, Tetrakieselsäure $H_{10}Si_4O_{13}$ und schließlich Polykieselsäuren. Die Polykieselsäuren bauen sich schließlich aus 100 oder mehr SiO_2 -Einheiten auf. Diese sind unregelmäßig verknüpft und durch OH-Gruppen begrenzt. Solche Polykieselsäuren mit Größen von ca. 2 nm bezeichnet man als Kieselsäure-Sol. Silica-Sol trägt negative elektrische Ladungen. Diese sind Ursache für das Verbleiben in dispersem Zustand. Silica-Sole sind hydrophil, sie stehen in Wechselwirkung mit H_2O -Molekülen. Die Polykieselsäuren umhüllen sich dabei mit Wassermolekülen, wodurch der Zustand stabilisiert und eine Vereinigung der Partikel zu größeren Einheiten zunächst verhindert wird. Diese metastabilen, wanderungsfähigen Silica-Sole polymerisieren jedoch unter Wasserabspaltung (= Kondensationspolymerisation) rasch weiter, wenn

- die Konzentration weiter ansteigt,
- der pH-Wert im alkalischen Bereich erhöht wird,
- Elektrolyte einwirken (meist Natriumchlorid-haltige Wässer),
- die Temperatur ansteigt.

Das kugelförmige Silicasol wird dabei über Sauerstoffbrücken weiter weitmaschig vernetzt und es entsteht eine gelförmige amorphe Masse, das Kieselsäure-Gel. Durch Verdichtung der Gel-Netze und durch Entwässerung (Synerese) entsteht so aus kugelförmigen Polykieselsäurepartikeln zusammengesetzter Opal. Dieser baut sich aus verzerrten SiO_4 -Gittern auf. Bei diesen Vorgängen koaguliert nur die Kieselsäure in kolloidaler Form, die echt gelösten Teilchen bleiben unverändert.

Die Verfestigung eines Gels hat eine starke Schrumpfung zur Folge oder es muß, im Maß der Dehydrierung, weitere Kieselsäure zugeführt werden. Durch Alterung kann der Gelzustand auch zu einem dreidimensionalen Gerüst, das dem Chalcedon entspricht, verdichtet werden. Die Umwandlung erfolgt stets unter Zwischenschaltung einer Tief-Cristobalit-Phase (TRÖGER, 1969). LANDMESSER (1987) zeigte REM-Aufnahmen von Chalcedon-Phänofasern (bei 5000 – 80000-facher Vergrößerung) die zeigen, wie diese aus kugelförmigen Partikeln zusammengesetzt sind, die den ehemaligen Gelzustand erkennen lassen.

Die kryptokristalline Quarzstruktur des Chalcedons unterscheidet sich von derjenigen des Quarzes durch restlich anwesende Silanol-Gruppen.

Die SiO_2 -Sole können auch von unterschiedlichen Fremdstoffen begleitet werden. Solche Fremdstoffe waren teils ebenfalls als unterschiedlich stabile Sole anwesend. Als recht stabil gilt im allgemeinen das Eisen-3-hydroxid, als $Fe(OH)_3$ -Sol.

III. Bildungsbereiche von Chalcedon:

Chalcedon bildet sich bei relativ niedrigen Temperaturen und Drucken aus Kieselgel in / aus:

- Thermalwässern, die während langen postvulkanischen Zeiten zirkulierten und verdampften,

Genese silifizierter Partien jurassischer Ooidkalke im Raum Vélez-Blanco

- Wässern, vorzugsweise in aridem Klima mit hoher Verdunstungsrate, deren Kieselsäure der Gesteinsverwitterung entstammt. Dabei scheint die Bildung von Tief-Cristobalit eine bevorzugte erste Modifikation zu sein (NIGGLI, 1952).
- Wässern, die während der Diagenese zirkulierten und kieselsäurehaltige Anteile toter Organismen gelöst hatten.

... entsprechenden Vorkommen sind:

- Bereiche basischer und saurer Vulkanite, Tuffe oder Brekzien mit Blasen, Spalten und andere Hohlräume mit Chalcedon- und Achatbildungen.
- Bereiche heißer Quellen mit Opalsinter-Bildungen.
- Verwitterungszonen mit Jaspis-, Hornstein-, Chrysoprasbildungen, Pseudomorphosen nach verschiedenen Mineralien und Verkieselung von Hölzern.
- Diagenetische Bildungen in Kalksedimenten, die kieselsäurehaltige Fossilien enthalten.

Darunter fallen Konkretionen wie Feuerstein (Flint, Silex), Jaspis, Hornstein, Verkieselung von Fossilien (Seeigel, Schnecken, Muscheln, Holz), infolge metasomatischer Verdrängung ihrer ursprünglichen Hartteile.

Von den zahlreichen Chalcedon-Varietäten sei hier der **Mokka- und Mückenstein** erwähnt; dabei handelt es sich um milchig trübe Bildungen, die schwarze Manganoxiddendriten oder braunrote Eisenoxiddendriten enthalten. Ihr Wachstum erfolgte von Keimpunkten auf einer Unterlage aus, teils bildeten sie sich im Inneren des Chalcedons und scheinen in diesem zu «schweben». Solche Bildungen lassen sich auch in Opal beobachten.

Eine weitere, hier kurz beschriebene Varietät ist **Feuerstein** (Flint, Silex, z. T. auch Chert). Es sind dies grauweiße, bläuliche, graue, gelbliche, rauchbraune bis braunschwarze, knollige Chalcedon-Konkretionen, mit faserigem oder feinkörnigem Charakter, die innig mit Opal durchsetzt sind. Die Färbungen werden durch Bitumen, Phosphate oder Eisenoxihydroxid verursacht. Feuerstein zeigt einen muscheligen Bruch. Feuerstein wurde während der Diagenese von Kalksedimenten aus Skeletteilen toter niedriger Organismen gebildet, so aus Kieselchwamm-Spicules, Diatomeen, Radiolarien, Foraminiferen und Silicoflagellaten, deren Skelette aus organogenem Opal bestehen. Solche Skelette zeigen auch bei tieferen Temperaturen eine merkliche Löslichkeit. Durch Fäulnis eiweißhaltiger Substanzen konnte der pH-Wert auf über 8,5 ansteigen, womit die Löslichkeit wesentlich erhöht wurde. Die gelöste Kieselsäure wurde durch Porenwässer in den noch lockeren Sedimenten mobilisiert und über Kieselgel-Bildungen örtlich angereichert, dies kann sowohl in marinen wie auch in kleinräumigen Süßwasserablagerungen (KÜHNE, 1985) geschehen. Auf analoge Weise bildeten sich aus salinaren Lösungen mit echt gelöster Kieselsäure, idiomorph ausgebildete, authigene Quarze. Die salinaren Lösungen (Elektrolyte!) verhinderten dabei die Entstehung kolloidaler Polykieselsäuren.

Zum Verständnis zahlreicher Beispiele im intergranularen Porenraum der silifizierten Oolithe sei hier auf die Bildung von **Sternquarzaggregaten** verwiesen: Quarzsterne bildeten sich von polykristallinen Quarzkeimaggregaten aus. Als Keimkristalle fungierten Chalcedon, Quarzin-, seltener auch Feinquarz-Aggregate. Die wachsenden Quarzkriställchen behinderten sich gegenseitig, so daß nach dem Gesetz der geometrischen Auswahl nur die Kriställchen zu größeren sternförmigen Aggregaten weiterwachsen konnten, deren c-Achsen radialstrahlrig orientiert waren.

MULLIS (1982) zeigte, daß ein radialstrahlriges Wachstum von einem Quarzkeim aus mit geringeren Behinderungen erfolgen konnte, da die Orientierungen der c-Achsen von Quarz- oder Chalcedonaggregate und Quarzin übereinstimmen.



Abb. 15

Die wichtigsten Modellvorstellungen zur Achatgenese und damit auch zur Entwicklung von Silcretes lassen sich mit Zitaten / Darstellungen aus den Arbeiten von LANDMESSER (1995 / 1998) und HARDER (1994) präsentieren. Dabei wird auffallen, daß LANDMESSER ein ausgereiftes, physikalisch-chemisch orientiertes Modell vorstellt, während aus der Arbeit von HARDER (1994) nur die Beschreibung / Erklärung der Fällungsmechanismen übernommen werden; seine Vorstellungen von der Verknüpfung der Achatgenese mit Tonmineralbildung erscheint nicht ausgereift und läßt sich – im Gegensatz zu LANDMESSER´s Modell – nicht uneingeschränkt auf Silcretes anwenden. Weiterhin korrespondieren die Vorstellungen von LANDMESSER (1984, 1987, 1995, 1998) recht gut mit den Arbeiten von WILLIAMS et al. (1985a, b); wobei diese Autoren zwar die generelle Entwicklung von Me-

gaquarz aus Opal-A und Opal-CT belegen, aber keine Erklärung haben für den Volumenerhalt während dieser Umwandlung. Hier liefern erst die Arbeiten von LANDMESSER die bisher akzeptabelste Lösung und gehen deutlich über die Vortstellungen von LASCHET (1984) hinaus.

Das Modell von LANDMESSER (1995, 1998):

Bei allen Versuchen einer petrogenetischen Erklärung von SiO_2 -Konkretionen (Chert, Flint, Kieselholz, Achat) tritt zwangsläufig als Zentralproblem die alte und lange ungelöste Frage auf, welche effektive physikalisch-chemische Triebkraft für den Transport und die Akkumulation von SiO_2 verantwortlich sein könnte.

Besonders schwierig wird diese Frage, wenn dichte Quarz oder Chalcedonaggregate nicht unmittelbar aus der Lösung abgeschieden wurden, sondern sich aus Praecursoren mit geringerem SiO_2 -Gehalt pro Volumeneinheit (z. B. aus Gel-ähnlichen, amorphen Absätzen) gebildet haben. Denn bei der "Reifung" solcher Praecursoren, d. h. bei ihrer langsamen Entwicklung hin zu thermodynamisch günstigeren Zuständen, ergibt sich ein z. T. beträchtliches SiO_2 -Defizit pro Volumeneinheit. Bei makroskopisch formstabil reifenden (= nicht erkennbar schrumpfenden) Praecursoren muß dieses SiO_2 -Defizit also irgendwie ausgeglichen worden sein, wenn am Ende des Reifungsprozesses SiO_2 -Aggregate mit hoher Dichte stehen. Für diesen nachträglichen SiO_2 -Transport in den reifenden Praecursor können nur Diffusionsvorgänge verantwortlich sein, da in ihm offene Wege, auf denen SiO_2 -Lösungen frei fließen könnten, in aller Regel fehlen.

In niedrig-thermalen, SiO_2 -reichen petrologischen Systemen können wegen der sehr schlechten Quarzkristallisationskinetik energiereiche SiO_2 -Formen sehr lange metastabil erhalten bleiben. Bei der geologischen Langzeit-Reifung solcher Systeme werden normalerweise die Stadien amorphes $\text{SiO}_2 \rightarrow \text{Opal-CT/-C} \rightarrow \text{Chalcedon/Quarz}$ durchlaufen. Reaktanden und Reaktionsprodukte dieser Transformationsserie koexistieren dabei wegen der Trägheit geradezu zwangsläufig für längere Zeit an räumlich getrennten Stellen des Systems (Porenlösungsnetzwerks) im Ungleichgewicht. Es kommen also an verschiedenen Stellen des Porenlösungsnetzwerks zur gleichen Zeit SiO_2 -Formen mit deutlich unterschiedlichem chemischen Potential vor.

Die Entstehung solcher Reifungsdifferenzen kann durch lokale Unterschiede in den für die SiO_2 -Umwandlung relevanten kinetischen Parametern (z. B. lokale Porenlösungschemie) noch unterstützt werden. Lokale Reifungsunterschiede ergeben sich aber auch, wenn langsame, SiO_2 -freisetzende Prozesse (z. B. die SiO_2 -liefernde Zersetzung chemisch verwitternder Gesteine/Minerale) im Porenlösungsnetzwerk stellenweise noch SiO_2 mit hohem chemischen Potential erzeugen, während an anderen Stellen die Reifung von "älterem" SiO_2 schon weit fortgeschritten ist.

In der Umgebung von weniger reifen SiO_2 -Bodenkörpern entwickeln sich mit der Zeit höhere Si(OH)_4 -Konzentrationen in der Porenlösung als in der Nähe reiferer SiO_2 -Formen. Es bilden sich also Si(OH)_4 -Konzentrationsgradienten innerhalb der Porenlösungsnetze, was zur Si(OH)_4 -Diffusion über relativ weite

Strecken hinweg und zu einer SiO₂-Akkumulation im Bereich von SiO₂-Abscheidungen mit einem Reifungsvorsprung führt. Damit existiert ein effektiver SiO₂-Mobilisationsmechanismus, der keinerlei Lösungsbewegungen voraussetzt! Die thermodynamische Seite dieses (wesentlich auch kinetisch bedingten) petrologisch-geochemischen „Prinzips der Mobilität durch Metastabilität“ (Prinzip der Mobilisation durch Reifung) ist in einfacher Weise durch chemische Potentiale darstellbar. Das Prinzip läßt sich dadurch leicht auch auf die verschiedenen SiO₂-Akkumulationsvorgängen im sedimentär-diagenetischen P-T-Bereich anwenden. Das gilt sowohl für das Verhältnis von klassisch sediment-petrologischen Prozessen untereinander: SiO₂-Diagenese, Genese von Chert, Kieselholz, Silcrete, Feuerstein und anderen SiO₂-Konkretionen, als auch für die Beziehung dieser Prozesse zur Entstehung von Achaten.

Das vorgestellte Prinzip liefert die derzeit einzig plausible physikalisch-chemische Erklärung für die starke SiO₂-Akkumulation bei der sukzessiven Umwandlung solcher Praecursoren in vollständig entwickelte Achate (bzw. Silcretes) mit ihrem wesentlich höheren SiO₂-Gehalt pro Volumeneinheit. Diese SiO₂-Akkumulation läuft fast immer unter weitgehender Erhaltung der makroskopischen Praecursor-Morphologie ab (z.B. die Erhaltung (oft) mehrerer Generationen von „even rim“ Chalcedonbändern in Silcretes). Für den nachträglichen SiO₂-Transport in den reifenden Praecursor können nur Diffusionsvorgänge verantwortlich sein, da in ihm offene Wege, auf denen SiO₂-Lösungen frei fließen könnten, in aller Regel fehlen. Achatbereiche mit gemeiner Bänderung oder Chalcedonbänder in Silcretes sind damit ehemals Gel-ähnliche SiO₂-Abscheidungen, die durch reifungsbedingte Si(OH)₄-Diffusion innerlich "durchkieselt", d. h. submikroskopisch mit neu hinzutretendem SiO₂- „ausgestopft“ wurden. Dadurch kann die Bildung sichtbarer Schrumpfungerscheinungen in Achat und Silcrete ausbleiben.

Für die eigenen Untersuchungen wichtige Darstellungen / Zitate aus der HARDER'schen Modellvorstellung werden hier vorgestellt:

- A: *Nicht Polykieselsäurelösungen - wie sie ja mit SiO₂-Gelen vorliegen - sondern verdünnte, wahrscheinlich ionare Kieselsäure, ist für das Wachsen von Quarzen notwendig. Ein derartiges Wachstum kann aus (gegenüber SiO₂) sehr verdünnten Lösungen bei „normalen“ pH-Werten (<8) erfolgen.*
- B: *Auch bei der Anreicherung der Kieselsäure, die zur Bildung der gebänderten Chalcedone, dem eigentlichen Achat führt, sind nicht nur SiO₂, sondern auch die Hydroxide verschiedener anderer Metalle wie Eisen, Mangan und*

Aluminium in der Achatsubstanz nachweisbar.

Die Zusammensetzung von ca. 300 Achaten liefert nachstehende Gehalte an Fremdionen: der Eisengehalt variiert zwischen 4,0 und 0,02 Gew. % Fe_2O_3 (Mittelwert = 0,4 %). Der Aluminiumgehalt liegt zwischen 1,5-0,005 Gew.% Al_2O_3 (Mittelwert = 0,2 %), die Magnesiumkonzentrationen zwischen 0,4-0,00 Gew. % MgO (Mittelwert = 0,04 %), der Na_2O -Gehalt zwischen 0,25-0,00 Gew.% (Mittelwert = 0,04 %) und die K_2O -Werte zwischen 0,06-0,00 Gew.% (Mittelwert = 0,01 %).

- C: Fällt ein Hydroxid, z. B. Eisen oder Aluminium aus, so wird ein Teil der echt gelösten Kieselsäure mitgefällt. Diese ausgeflockten Hydroxid-Kieselsäure Niederschläge laufen bei den Experimenten nicht durch die Filter, wie es die Kieselsäure allein tun würde, sondern sedimentieren aus und führen so zu einer starken Anreicherung und einer teilweisen Abtrennung der Kieselsäure vom Lösungsmittel. Für die Bildung dieser "Hydroxid -Kieselsäure -Niederschläge" ist nur Voraussetzung, daß **ein** Hydroxid übersättigt ist und auch ausfällt.
- D: Durch Alterung (im Experiment 1 – 3 Monate) erfolgte in den wassergefüllten Poren der Hydroxid-Kieselsäure Gele sowohl Keimbildung als auch Wachstum von Megaquarzen (bis 1 mm im Experiment). Durch Abgabe von Kieselsäure aus den Kiesel-Hydroxid-Gelen durch Desorption an die Wasserporen, wurden im Laufe der Zeit die Bedingungen geschaffen, die für das Wachsen der Quarze notwendig sind. Bei der Variation der Kieselsäurekonzentration in den Ausgangslösungen der Experimente zeigte sich, daß die Quarzbildung in extrem armen kieselsäurehaltigen Ausgangslösungen begünstigt wird. Basische Bedingungen, wie sie bei neuerlichen Synthesen auch bei niedrigen Temperaturen vorgelegen hatten, begünstigen vor allem das Wachstum von faserigen Quarzen.

Nach dieser Darstellung könnte die Bildung von Megaquarz im Oolith erfolgt sein nach Ausfällen eines Fe-Hydroxids. Dabei wird – nach HARDER (1994) ein Teil der gelösten Kieselsäure mitgefällt. Fe-Hydroxide entwässern und altern zu Goethit; demnach könnten Goethitrinden um Ooide das nachfolgende Wachstum von Megaquarz initiieren.

Faserige Quarze (=ehemaliger Chalcedon) auf einer Goethitrinde würden demnach basische pH-Werte signalisieren.

In der Literatur der Sedimentpetrographie sind Verkieselungen sehr häufig beschrieben worden. Die Formen der Verkieselung entsprechen den eben beschriebenen SiO_2 -Varietäten der Silcretes, wobei Verkieselungen meistens als +/- lagig angeordnete „Nodules“ oder „Nodular cherts“ auftreten (MALIVA

et al., 1989). Als Unterschiede zu Verkieselungen der Silcretes wären zu nennen:

- 1: Chert Nodules bilden singuläre Lagen in einem Sediment, das meistens eine „burial“ Diagenese erfahren hat. Silcretes sind dagegen oberflächennahe Duricrusts, die sehr häufig in vertikale Profile charakteristischer Texturen gegliedert sind.
- 2: Das Silizium der Chert Nodules stammt aus der Auflösung biogenen Opals, vorwiegend aus Spiculae von Schwämmen. Das Silizium der Silcretes stammt dagegen aus Si-haltigen Lösungen, die während anhaltend (!!) chemischer Verwitterungsphasen (= Lateritisierung) aus dem Zersatz von Alumo-Silikaten und Silikaten bereitgestellt wurden.
- 3: Chalcedon und Quarz werden seit langem als „Marker“ für evaporitische Bildungsbedingungen / Einflüsse auf zugehörige Sedimente benutzt (FOLK et al., 1971). Häufig lassen sich in derartigen Beispielen Pseudomorphosen nach evaporitischen Salzen (z.B. Anhydrit) nachweisen. In Silcretes fehlen derartige Pseudomorphosen.

Diese Zusammenstellung wird hier angeführt, weil in der vorliegenden Arbeit Silifizierung an zweifelsfrei marinen Sedimenten bearbeitet wird und es einer Fülle von Argumenten bedarf, um eine Genese nach bekanntem Muster in marinen Sedimenten auszuschließen. Diese Schwierigkeit wird augenfällig, wenn man nachstehendes Zitat (MALIVA et al., 1989) mit den petrographischen Beschreibungen des Untersuchungsmaterials dieser Arbeit vergleicht (s. Kap. 7.): der wichtigste Unterschied liegt in der Siliziumquelle der Verkieselung; die Verdrängungsvorgänge an präexistenten Karbonatzeimenten entsprechen in Gänze der im Zitat beschriebenen „Chertification“:

Chert nodule formation essentially involves four main processes:

- (1) the isomineralic heterogeneous nucleation of opal-CT and quartz crystals,*
- (2) interstitial growth of opal-CT and quartz crystals,*
- (3) force of crystallization-controlled replacement of the host carbonate by opal-CT and quartz, and*
- (4) recrystallization of opal-CT to quartz.*

Force of crystallization-controlled replacement along solution films at silica-carbonate contacts provides an explanation for the absence of significant host carbonate dissolution adjacent to chert nodules, and the equality of the volumetric rates of carbonate dissolution and silica precipitation at silicacarbonate contacts.

Pore waters during chertification need only be supersaturated with respect to opal-CT or quartz; undersaturation with respect to the bulk host carbonate phase is not necessary. The pore waters in the six limestone sequences studied were likely at or near calcite saturation during chertification. The dissolution of amorphous silica skeletal material, such as siliceous sponge spicules, radiolarian tests, and diatom frustules, is the likely source of opal-CT and quartz supersaturated pore waters in most Phanerozoic chert-bearing strata. The force of crystallization-controlled replacement model for chertification does not have the strict diagenetic environment constraints inherent in other models. The force of crystallization-controlled replacement model is applicable in chertification in both shallowly and deeply buried sediments, and in marine, meteoric, or mixed pore waters.

The exact geochemical conditions responsible for chert nodule nucleation in beds with abundant biogenic amorphous silica are uncertain. No single models for the specific conditions responsible for nucleation can serve for all chert nodules. Heterogeneities in sediment organic matter content, permeability, biogenic silica, and perhaps sea water silica concentrations all appear to control the inter- and intra-bed distribution of chert nodules. The exact mechanisms relating heterogeneities in sediment composition and transport from source to nodule to chert nodule nucleation remain to be quantitatively modeled. Three ways in which sediment heterogeneities may promote chert nodule nucleation are:

- (1) by acting as preferred substrates for initial diagenetic silica precipitation,*
- (2) by permitting more rapid diffusion of dissolved silica to nucleation sites, and*
- (3) by locally increasing the dissolved silica concentration at nucleation sites.*

Once nucleated, chert nodule growth occurs by continuous opal-CT and quartz crystal nucleation, growth, and force of crystallization-controlled replacement of the host carbonates at the nodule periphery. Chert nodule growth would continue until the intra-formational dissolved silica supply is exhausted or the formation is buried sufficiently deeply that diffusion from overlying sea water is blocked.

6.5. Fe-Minerale

Bei der chemischen Verwitterung Fe-haltiger Silikate (z. B. Biotite / Pyroxene / Amphibole) wird Fe freigesetzt und nach unterschiedlich weiter Verlagerung / Migration als Fe(III)-hydroxid/-oxid gefällt. Das häufigste, sekundäre Fe-Mineral ist Goethit (α -FeOOH), kenntlich an gelben (= schlecht kristalli-

siert) bis bräunlichen und dunkelbraunen (= gut kristallisiert) Farben. Daneben tritt Hämatit (Fe_2O_3) in Form von mikrokristallinen, sechseckigen Prismen auf. In Böden (oder bodenähnlichem Material, generell im Regolith) tritt auch schlecht kristallisiertes, wasserhaltiges Fe(III)-oxid (Ferrihydrit) auf.

Goethit entsteht im Boden bei geringer Anlieferung und langsamer Hydrolyse. Da reine Fe(III)-lösungen nur im stark sauren Bereich sehr langsam hydrolysieren, ist die Goethitbildung im schwach sauren Bereich nur möglich, wenn

- a) langsam wenige Fe(III)-ionen geliefert werden , oder
- b) durch Komplexbildung die Konzentration gering gehalten wird.

Bei der Hydrolyse bilden sich zunächst Goethitkeime, deren Wachstum durch Fe(III)-ionen genährt wird. Außerdem entsteht Goethit durch Oxidation fester Fe(II)-verbindungen. Bei rascher Hydrolyse der Fe(III)-ionen kann das wesentlich höhere Löslichkeitsprodukt von Ferrihydrit überschritten werden. Ferrihydrit ist ein rotbraunes, wasserreiches, schlecht kristallisiertes Produkt variabler Zusammensetzung [z.B. $\text{Fe}_4(\text{O}_3\text{H}_2)_3$] und kann durch raschen Abbau mikrobieller Fe-organischer Verbindungen entstehen. Ferrihydrit absorbiert andere Bestandteile der Lösung (z.B. Silikat); diese Bestandteile verzögern die Bildung stabiler, kristalliner Oxide (Goethit). In wärmeren Klimazonen kann sich Ferrihydrit wegen der höheren Temperaturen und des dadurch bedingten raschen Abbaus organischer Verbindungen rasch in Hämatit umwandeln (aus Goethit geht das nur über Lösung und Fällung als Ferrihydrit). Bei lokalen Vorkommen organischer Verbindungen (z.B. in staunassen Senken) entsteht dagegen Goethit, da die organische Substanz nicht so schnell abgebaut wird (SCHACHTSCHABEL et al., 1982).

7. Untersuchung silifizierter Ooidkalke

7.1. Geländebefunde

Im Arbeitsgebiet (Abb. 4) bilden massige, ungeschichtete Ooidkalke breitflächige, oft durch morphologisch geringe Eintiefungen gegliederte Bergrücken (z.B. Piedras Bermejas) oder den zentralen Bereich mächtiger Gebirgsstöcke (z.B. Sierra del Gigante). Diese Ooidkalke enthalten zahlreiche, bräunliche, vertikale bis schräg verlaufende, mehr oder weniger zusammenhängende Rippen (Tafel 1, a-d), in denen die Ooidkalke unterschiedlich stark silifiziert sind. Meist auf den oberen Teil einiger Rippen beschränkt sind +/- horizontal verlaufende, manchmal unterbrochene oder verästelte, ebenfalls verkieselte Imprägnationszonen (Tafel 2, a-c und Tafel 4, RA6). Außerhalb dieser Rippen und ihrer Imprägnationszonen findet man keine Verkieselungen in den Ooidkalken. Einzige Ausnahme ist das flächenhafte Vorkommen W der Rambla Seca (s. Abb. 16 und Abb. 17).

Grundsätzlich (z.B. SE-Flanke der Piedras Bermejas) haben diese Rippen einen pyramidenförmigen Querschnitt: sie sind im Bereich der Basis (gegen das Liegende) breit und dünnen zum Hangenden aus. Auffallend ist das interne Gefüge dieser Rippen; in einigen Beispielen scheint ein gebanktes Sediment vorzuliegen (für die Bereiche unverkieselter Oolithe ungewöhnlich!), in den meisten Fällen zeigt sich jedoch ein brekziöser Aufbau der Rippen, wobei der Schuttcharakter durch das unterschiedliche Verwitterungsverhalten von kalkigem zu verkieseltem Material ein lebhaftes Kleinrelief herausarbeitet. Manchmal wird die Basis einiger Rippen durch Bäche (Ramblas) angeschnitten. An derartigen Stellen ist auch im frischen, gänzlich unverwittertem Material der Brekzienaufbau trotz fehlender selektiver Verwitterung eindeutig zu erkennen. Die Größe der Schuttbestandteile kann bis in den m - Bereich gehen (Tafel 3, a). Beispiele für kiesigen Schutt zeigt Tafel 4, x19/1, x19/2).

Nur an der NW-Flanke der Piedras Bermejas ist das Bild umgekehrt: hier sind die Rippen im Bereich der Oberkante des Bergrückens breit und dünnen talwärts zu Spalten aus.

Das Auftreten verkieselter Rippen – oder anders ausgedrückt: die weitgehende Beschränkung der Verkieselung auf Rippen und der Brekziencharakter der verkieselten Bereiche sind erste, aber sichere Hinweise darauf, daß es sich bei den Rippen um Schutt-gefüllte, klaffende Spalten handelt. Derartige Spalten in Kalksteinen sind zwar mehr oder weniger tektonisch bedingt angelegt, meist aber durch Verkarstung verbreitert worden (= Kluftkarren, NEEF, 1981). Typisch ist auch, daß jede Rippe ein individuelles Schuttmuster hat: in einigen Rippen überschreitet die Komponentengröße nicht die 10 cm Grenze, manche Rippen haben ein „serielles Gefüge“; d.h. die Größe ihrer Schuttbestandteile überstreicht den cm- und m-Bereich; schließlich enthalten einige Rippen nur Blockschutt (Tafel 3, a-d). In Tafel 3 ist auf Bild a Grobschutt zu sehen. Bild b verdeutlicht den Brekziencharakter des Schutts, der durch selektive Verwitterung der rein kalzitischen Matrixareale betont wird. In Bild c treten nebeneinander stark silifizierte Schuttbereiche und größere Blockschuttareale unverkieselten Materials auf. In Bild d wird deutlich, daß am „Ende“ der Karstspalten kleinräumige Bereiche nur mit cm-großen Brekzienschutt verfüllt wurden, dessen Komponenten weitgehend silifiziert wurden. Die Kalzitische Matrix zwischen den Schuttbestandteilen ist herausgewittert (vgl. Bild b). Sehr vereinzelt ist in einigen Komponenten, streng lokal beschränkt, Schichtung mm-großer Partikel zu erkennen.



Legende
 Strassen
 Pisten
 Plade
 Gewässer
 Gebäude
 GPS-Daten
 Verleisungsszenen
 Probenpunkte
 Maßstab 1 : 25.000
 Digitalisiert nach der
 Mapa Topografico
 Blatt Vierz Blanco 952.III, 1983

37°44'
 2°01'
 37°41'
 2°06'

37°44'
 2°01'
 37°41'
 2°06'

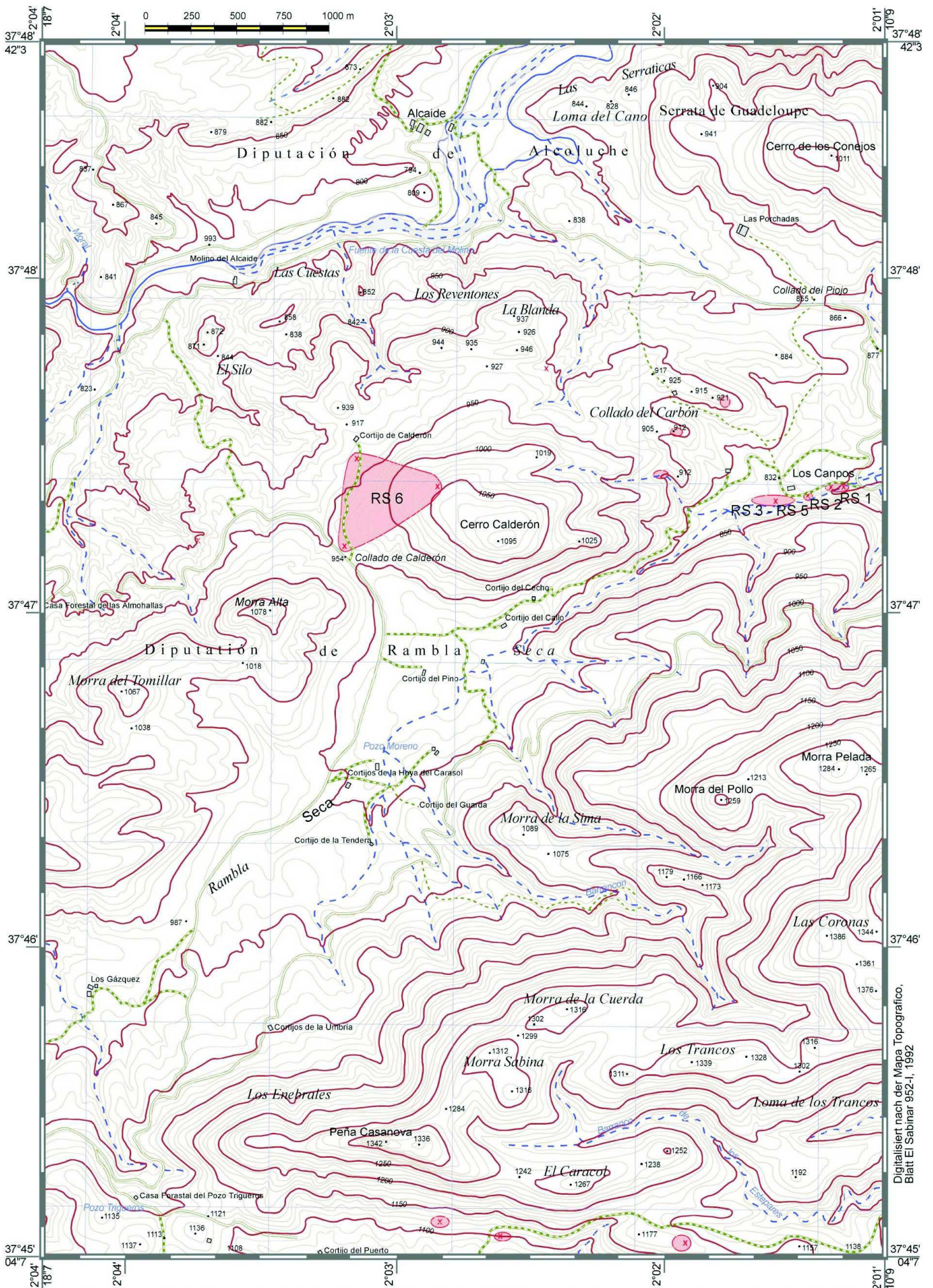
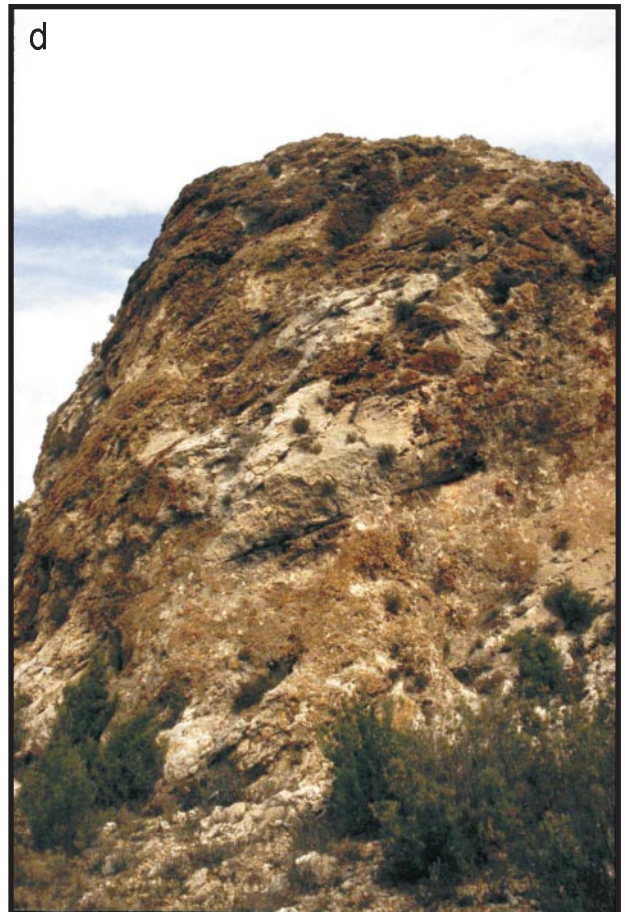
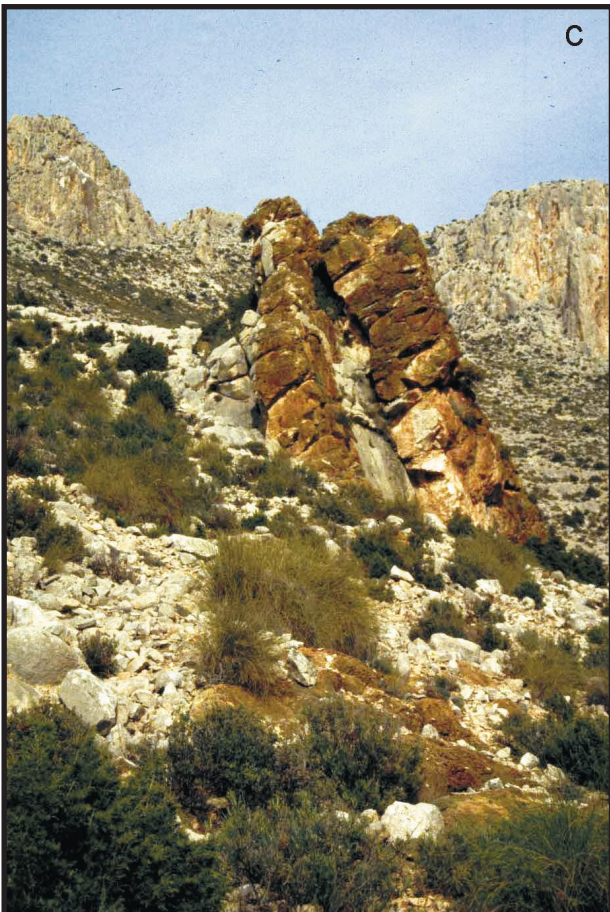
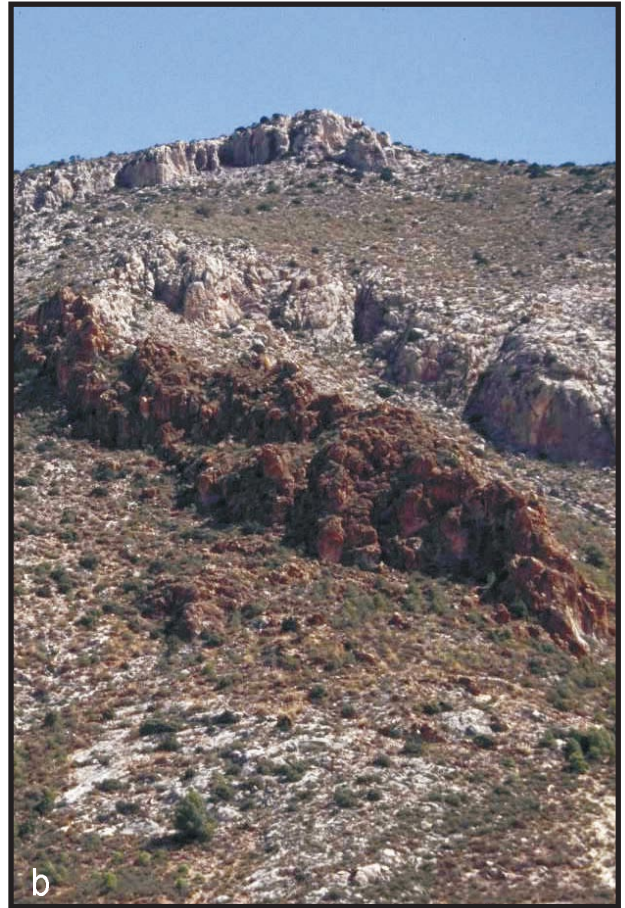
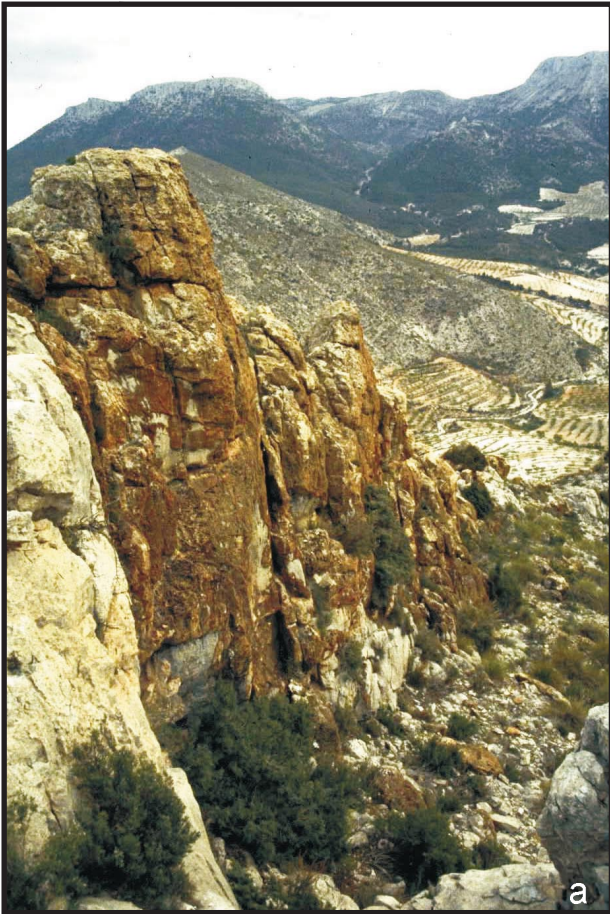


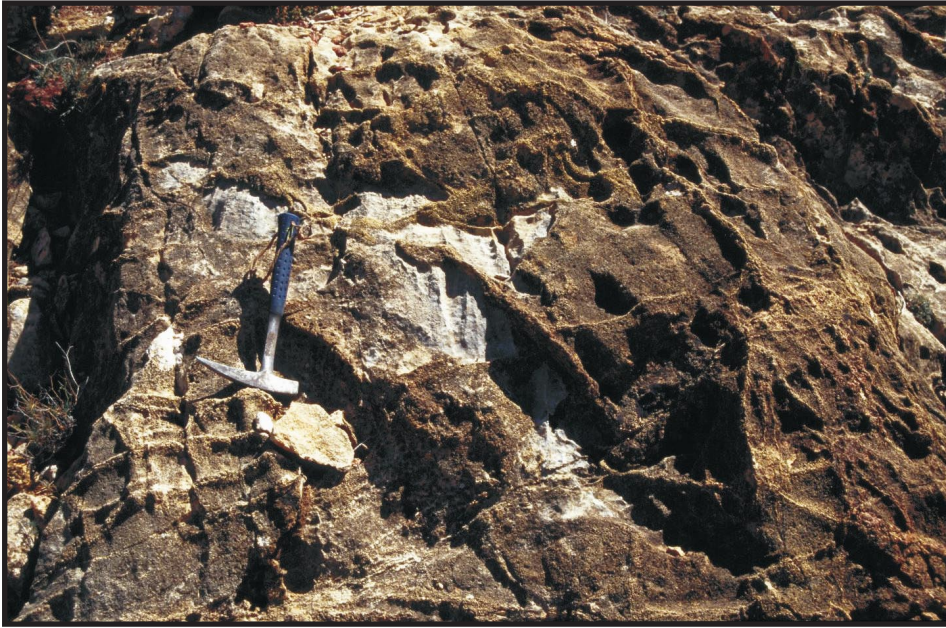
Abb. 17: Topographische Karte II des Arbeitsgebietes mit Angabe der GPS -Punkte, der Probenpunkte und der verkieselten Bereiche.

Digitalsiert nach der Mapa Topografico, Blatt El Sabinar 952-I, 1992

Tafel 1: Silifizierte Rippen



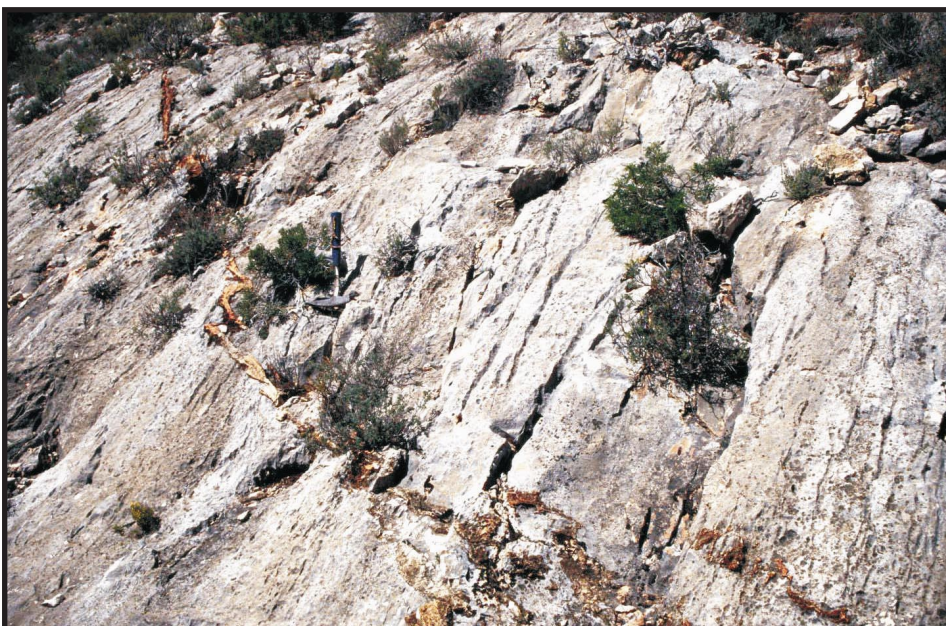
Tafel 2: Si-Imprägnierung im Oolith



a: Deutlich wird der Ablauf der Imprägnierung. Es begann von den Bruchzonen aus, die sehr stark imprägniert sind und daher durch Verwitterung herauspräpariert wurden.

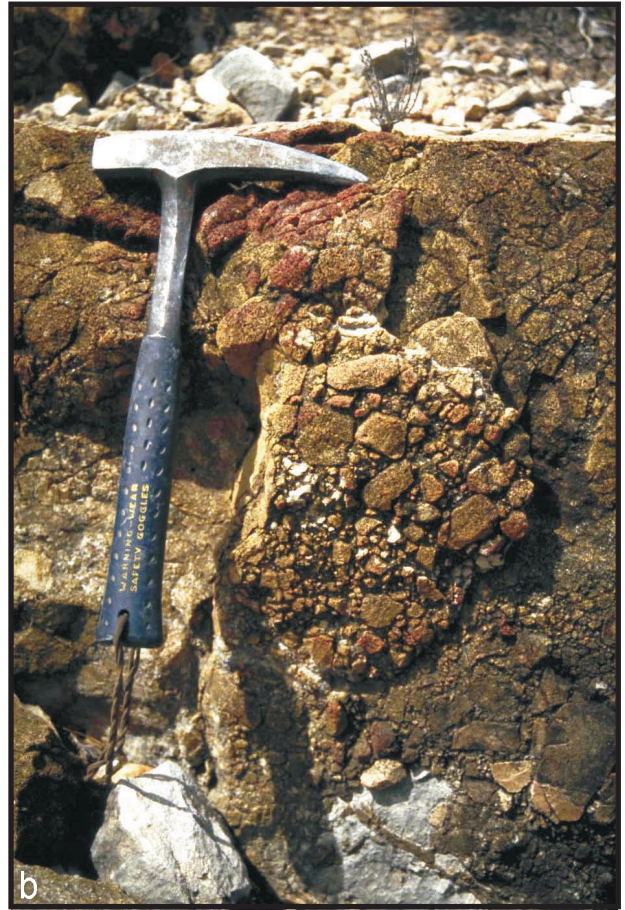
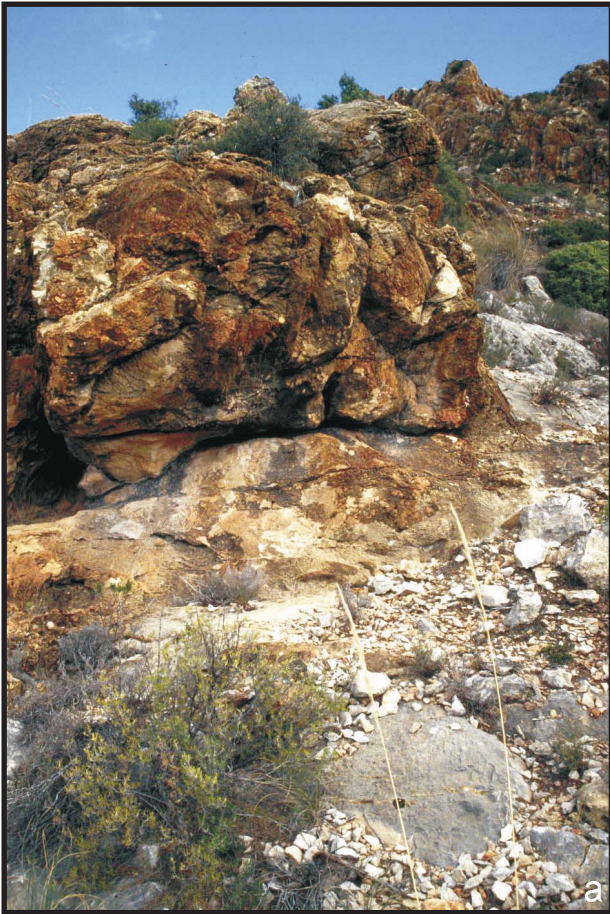


b: Vereinzelt wurden nur Karstlösungsbahnen (teilweise mit Ausfüllung der dazwischen liegenden "Matrix") imprägniert. (Bandbreite 1,10m)



c: In einigen Bereichen wurden nur die Karstlösungsbahnen imprägniert (= von der Verkarstung wurden nur Karbonatzemente, nicht aber die Ooide betroffen).

Tafel 3: Dokumentation des Schutt-Charakters der Rippenfüllungen



7.2. Beschreibung der Handstücke

7.2.1. *gebrochene Handstücke*

Auch in sehr vielen Handstücken ist der Brekziencharakter der verkieselten Bereiche deutlich sichtbar (Tafel 3, 4). Da viele Proben angewittert sind, wurden die auf Tafel 4 gezeigten Proben durch H₂O₂-Behandlung gereinigt. Beim Herauspräparieren von unverwittertem Material (= frischer Anbruch) ist der Brekziencharakter dagegen nur schwach sichtbar und/oder erst im Dünnschliff erkennbar. Die Größe der Schuttpartikel im Handstück reicht von der Untergrenze des mm-Bereiches (= isolierte Ooide) bis zu > 10 cm messenden Komponenten (vgl. oben, 7.1), bereits im Handstück wird die unterschiedliche Farbe der „Matrix“ sichtbar (vgl. Tafel 4, SG2).

7.2.2. *Angeschliffene Handstücke*

7.2.2.1. *Gefärbte verkieselte Oolithe*

Bei der Probennahme konnte bereits eine unterschiedlich starke/intensive Matrixfärbung verkieselter Proben unterschieden werden. Die Färbung wird im polierten Anschliff noch deutlicher. Mit den Beispielen der Tafel 5 wird die Variationsbreite der Matrixfärbungen (gelb – intensiv rot) dokumentiert. Diese Abbildungen zeigen aber auch, daß die individuelle Färbung nicht durch späte (subrezente – rezente) Verwitterungseinflüsse entstanden ist. Gleichzeitig lassen diese Abbildungen, die als Öl-bedeckte Anschliffflächen mit 900 x 900 dpi gescannt wurden, erkennen, daß das ursprünglich Komponentengestützte Gefüge der Ooidkalke mit Intensivierung der Verkieselung zu einem Matrix-gestützten Gefüge verändert wird (Tafel 5).

Tafel 5 zeigt Beispiele der Farbvariation. Die Probe LT 4 ist nur sehr gering verfärbt (teilweise fahl-gelblich): die dichten, +/- weißen Zonen sind nur gering verkieselt; mit Intensivierung zu „fahl-gelblich“ sind die Zonen gekennzeichnet, deren Matrix nur aus Quarz besteht. Die Probe LP 5 zeigt am rechten Rand (X) eine (sub)rezente, kalkige Krustenbildung. Die gesamte Matrix ist durch Fe-hydroxid (Goethit) gefärbt. Gelbe Farben kennzeichnen

+/- schlecht kristallisierten Goethit, während der rote Bereich im Verlauf der jurassischen Verkieselung durch Rekristallisation von Ferrihydrid zu Hämatit dunkelrot verfärbt wurde. Nach den Angaben in Kapitel 6.5. wird verständlich, daß die original äußeren Bereiche dieser Probe Hämatit aus Ferrihydrid enthalten (= rascher Abbau organischen Materials), während der Kernbereich Goethit enthält, da dieser Kernbereich eine gewisse Staunässe konservierte (vgl. Tafel 4, SG2). Die Probe SG2 enthält weiße (= kalzitische) Ooide in Hämatit-gefärbter Silikatmatrix. Die Probe W1 zeigt weiße (= kalzitische) Ooide in Goethit-gefärbter Silikatmatrix.

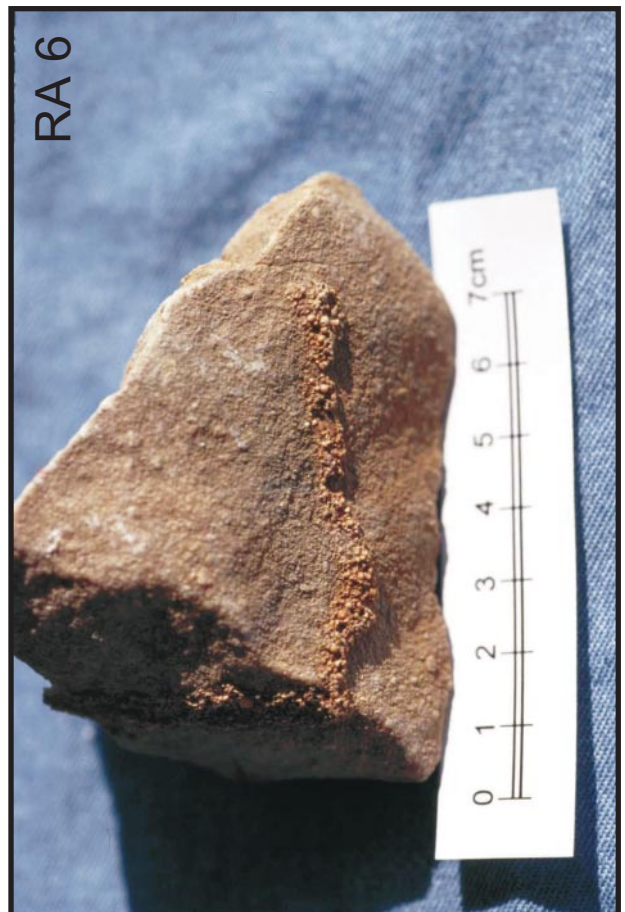
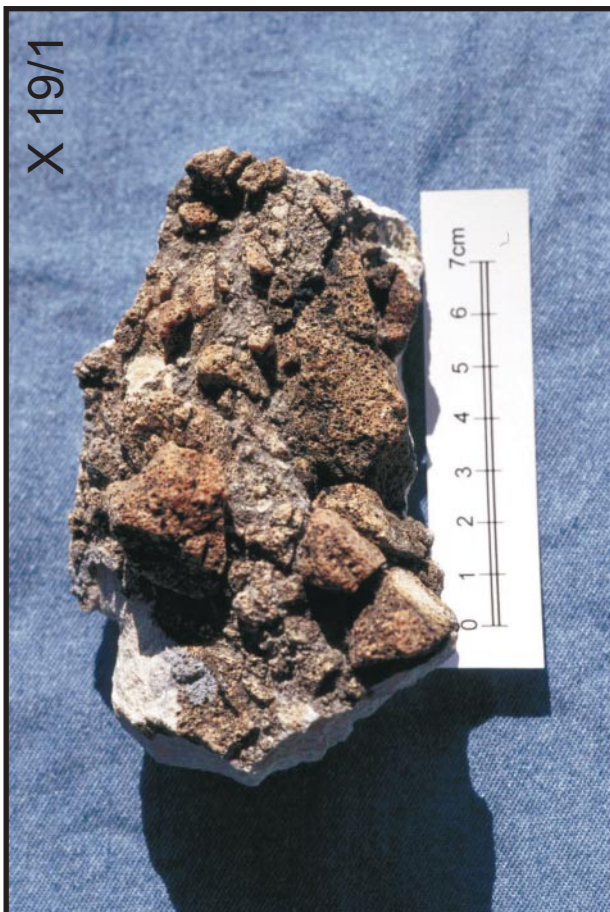
Schließlich dokumentieren die Anschliffbilder auch die schlechte, chaotische Sortierung des ursprünglichen Ooid-Onkoid-Sedimentes, bzw. den unsortierten Sedimenteintrag in die Spalten.

7.2.2.2. Kieselkrusten (Silcrete i.e.S.)

In einigen Aufschlüssen des nördlichen Bereiches, im flächenhaften Vorkommen W der Rambla Seca, wurden total verkieselte, lebhaft gelb / rot gefärbte, zerbrochene und wieder verheilte Krusten gefunden (Tafel 6). An der angeschliffenen Fläche ist zu erkennen, daß in einigen Bruchzonen auch isolierte Ooide liegen, die zusammen mit Feindetritus zu fossilen Wasserwaagen fixiert sind (O in RS6 II). Die Beispiele der Probe RS6 zeigen auch unterschiedliche gelb-rot-Färbung als Hinweis auf Goethit und Hämatit (aus Ferrihydrit-Bildungen). Klar zu erkennen ist die Ausbildung von Trockenrissen durch Schrumpfung des ursprünglich Fe-haltigen Si-Gels (vgl. Bemerkung zu Codierung von S, 7.3.1.). Auf dieser Silcretekruste sind kalzitische Ooide sedimentiert und in die Kruste silifiziert worden.

Die Beispiele T7 und T8 präsentieren Silcretekrusten aus Krustenschutt (T7) und lokalen Anreicherungen mit MnO₂ (schwarz). Schrumpfrisse sind relativ spät durch weiße Chalcedon-/Quarz-Bildungen ausgefüllt worden oder weißer Chalcedon bildet die Matrix der Feinschuttareale (T7).

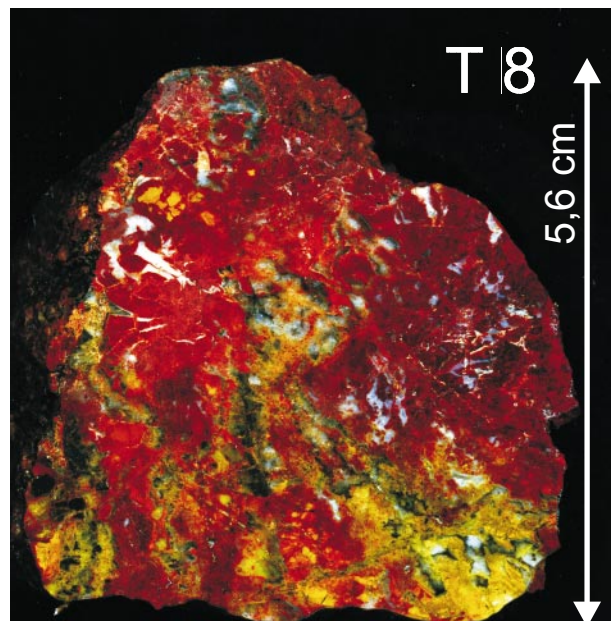
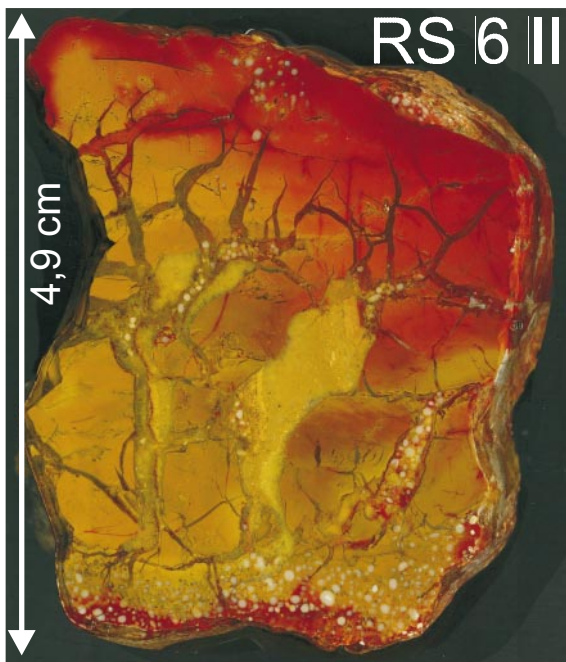
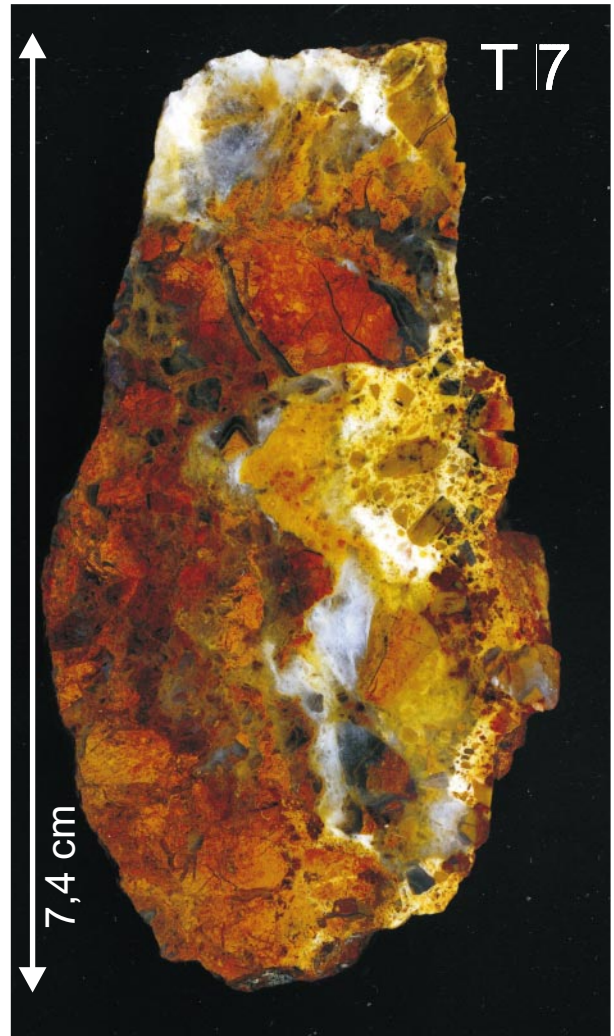
Tafel 4: Handstücke



Tafel 5: Anschliffe charakteristisch verkieselter Oolithproben



Tafel 6: Anschliffe von Silcreteproben als Endphase der Verkieselung



7.3. Petrographische Bearbeitung an Dünnschliffen

Nach einer ersten Durchsicht des Probenmaterials wurde bereits deutlich, daß sich in dem Untersuchungsmaterial eine stufenweise Intensivierung der Verkieselung bei gleichzeitiger Umwandlung / Änderung der Gesteinsstruktur erkennen läßt. Es zeigte sich jedoch auch, daß nach der ersten Probenaufsammlung noch Sprünge bzw Lücken in der sich abzeichnenden Verkieselungsreihe auftraten. In den nachfolgenden Probennahmen wurde gezielt nach solchen Proben gesucht, die diese Lücken füllen könnten.

Jetzt liegt die Verkieselungsreihe in ihrer gesamten Variationsbreite vor und reicht von „normalen“, SiO₂-freien Ooidkalcken bis zu +/- kalkfreien Kieselkrusten, die jedoch durch isolierte Ooideinschaltungen ihre Zugehörigkeit zu der Verkieselungsreihe beweisen.

7.3.1. *Aufstellung eines Schemas der Verkieselungserscheinung und ihrer karbonat-diagenetischen Verlaufstufen*

Schon in der vorangegangenen Gelände- und Handstückbeschreibung wurde betont, daß in dieser Arbeit nur Probenmaterial aus den silifizierten Spaltenfüllungen und dem unmittelbar anschließenden Oolith-„Muttergestein“ untersucht wurde. Letztere Proben dienten als vergleichendes Ausgangsmaterial für die nachfolgenden Ereignisse, die

- a) Material des Ooliths im Laufe einer Erosion mobilisierten,
- b) Material als Schutt Komponenten in die Spalten transportierten.

Die Oolithkalke sind durchweg kompakt und dichtes Gefüge (= geringe Porosität und Permeabilität) herrscht vor. Im Dünnschliff ist erkennbar, daß das rein karbonatische Material eine mehr oder weniger vollständige meteorische Diagenese (= nahezu vollständige Verfüllung des intergranularen Porenraumes mit sparitischem Kalzit) durchlaufen hat.

Bei einer ersten petrographischen Untersuchung zeigte sich, daß der Oolith nicht nur durch eine „normale“ meteorische Diagenese verändert worden war; das fleckenhafte, unregelmäßige Auftreten mikritischer Areale im intergranularen Porenraum hatte das Gefüge des Ooliths, zumindest in oberflächennahen Bereichen, verfremdet.

Derartiger Kalzit-Mikrit ist das Ergebnis von Lösungsvorgängen und anschließender Kalkfällung aus rasch eingeeengten, meist ascendenten Wässern im vadosen Bereich und wird häufig im Rahmen einer Calichebildung beschrieben (siehe 6.3. und WRIGHT, 1994).

Im untersuchten Material führten derartige Vorgänge nicht zur Ausbildung +/- horizontaler Kalkkrusten oder gar komplexer Calichebildung. Das Auftreten mikritischer Areale im intergranularen Porenraum ist dennoch als Phase einer Calichebildung (= Fällung mikritischen Kalzits als Folge rascher Lösungseinengung) zu bezeichnen (WRIGHT, 1994). Die bisherigen Vorgänge der meteorischen Diagenese werden als Phase I zusammengefaßt.

Phase I: Meteorische Diagenese des Oolith mit kennzeichnender Zementbildung und zum Teil lokaler Ausbildung mikritischer Areale im intergranularen Porenraum.

Mit Einsetzung von Verkarstungserscheinungen (z.B. Lösungskanäle im Oolith, teilweise angelöste Ooide) kommt es zur Erosion des Oolith, sein Material wird teils als brekziöser Schutt, teils auch in Form „freigesetzter“ Ooide verfrachtet und vorzugsweise in Karstspalten /-senken sedimentiert. Derartige Erscheinungen werden als Phase II zusammengefaßt und entsprechen den Darstellungen bei FRIEDMAN (1994).

Phase II: Einsetzende Erosion an der Oolithoberfläche; Zerbrechen von Oolith. Freisetzung einzelner, teilweise mit sparitischem Zement umgebener Ooide. Sedimentation von Erosionsschutt und einzelner Ooide in entstandene Karstspalten.

Erst in Phase III beginnt die Silifizierung.

Phase III: Zementation von Schuttmaterial und resedimentierten Ooiden mit Silikatphasen. Zumindest lokale Ausbildung (z.B. Rambla Seca) kohärenter Silikatkrusten (Silcrete i.e.S.).

Die nachfolgende Bearbeitung bezieht sich im Wesentlichen auf das Material der Phase III. In den nachfolgenden Tafeln sind Beispiele aus dem gesamten Probenmaterial zu Gruppen zunehmender Intensität der Verkieselung zusammengefaßt. Für diese Darstellung war es notwendig, die Kriterien einer jeden Gruppe zu generalisieren. Nach der Generalisierung wurden aus jeder Gruppe mindestens drei Beispiele zu einer Tafel zusammengestellt.

Die Codierung der Kriterien beginnt mit einer Einstufung der Oolithkomponenten (A-D) und ordnet diesen Zementationsvorgänge im intergranularen Porenraum als Zahlen zu:

I. Oolithkomponenten:

A: Unbeeinflusste Ooide mit einheitlich +/- konzentrisch lagigem Aufbau. In der Literatur werden diese Ooide als primär-kalzitische Ooide gedeutet.

B: Ooide mit erkennbar lagigem Aufbau enthalten mikritische Zonen. Sie werden als original bi-minerale Ooide eingestuft (lagige Struktur erhalten = primär kalzitisch; mikritische Zonen = primär aragonitisch).

C: Total mikritisierte Ooide werden als primär aragonitische Ooide gedeutet.

D: Oolithkomponente aus Fossilbruchstücken (i.w. ossicles von Crinoiden), Foraminiferen und Fossildetritus (i.w. Mollusken).

II. Bildung im intergranularen Porenraum

1: Sparitischer Kalzit („dog teeth“-Typ) auf Ooiden.

2: Mikritische Zementsäume aus Goethit/Hämatit um Oolithkomponenten.

3: Zement aus „Megaquarz“, dessen Kristalle auf den Gesteinskomponenten (i.w. Ooiden) aufwachsen.

4: Chalcedonbänder um Oolithkomponenten / Ooide als a) erhaltener Chalcedon und b) rekristallisiert als +/- „even rim“-Megaquarz.

5: Restfüllung des intergranularen Porenraumes mit a) Chalcedon und b) Megaquarz.

6: Späte Kalzitsparite in einem quarzzementierten Oolith(-Bruchstück).

III. Eigenständige Silcretekrusten

Chert nodules in Karbonatsedimenten, seien sie +/- durch „deep burial diagenesis“ oder aus Verdrängung von Evaporiten entstanden, enthalten irgendwelche Reste von Vorläuferkomponenten. Die hier beschriebene Kieselkruste läßt dagegen keinerlei Hinweise auf eine Entstehung durch Verdrängung / Ersatz irgendwelchen Vorläufer-„Materials“ erkennen.

Es sind eigenständige Fällungen eines ursprünglichen SiO₂-Gels und sind nomenklatorisch gesehen „Extraktite“ im Bezug zu dem umgebenden / unterlagernden Oolith. Die entsprechenden Tafeln sind mit S codiert.

7.3.2. Petrographie

Das Ausgangsmaterial des Oolith enthält eine Reihe charakteristischer Eigenarten: Zunächst fällt auf, daß die Mehrzahl der Ooide sehr gut erhalten ist (vgl. die Beispiele der Tafeln 7-20). Viele Ooide zeigen in ihrem Aufbau eine deutliche Zweiteilung: Ein meist äußerer Ring mit klar strukturiertem, lagigem Aufbau repräsentiert eine primär kalzitische Bildung (Tafel 7, Dia 522;

Tafel 8, Dia 527, 113), während der innere Teil mikritisch ist. Dieser Mikrit ist im Verlauf der Diagenese aus ehemaligem Aragonit entstanden (TUCKER, 1984). Eine derartige bi-minerale Bildung ist in ihrer Entstehung noch unklar, man nimmt jedoch an, daß die Gründe für die Bi-Mineralogie auf wechselnde Meerwasserchemie zurückzuführen sind (TUCKER, 1984; SANDBERG, 1983). Man geht heute davon aus (SANDBERG, 1983), daß - etwa am Übergang von Trias zum Jura - die Meerwasserchemie wechselte; in der Trias herrschten aragonitische, ab Jura kalzitische Ooide vor (SANDBERG, 1983; s.a. 6.2.3.). Es werden jedoch auch rezente Beispiele beschrieben (TUCKER, 1984), in denen neben heute vorherrschend aragonitischen Ooiden kalzitische Ooide auftreten können. Hier werden die kalzitischen Ooide als umgewandelter High-Mg-Kalzit beschrieben (MILLIMAN et al., 1975; STRASSER, 1986). Nach STRASSER (1986) könnten die hier gezeigten Ooide in einem lagunären Bereich gebildet worden sein (Typ 4 bei STRASSER, 1986). Das würde auch erklären, warum die Mehrzahl der hier gezeigten Ooide eine mikritische Textur aufweisen (s. Typ C der Bildtafeln) und zusammen mit Onkoiden vorkommen.

An nur wenigen Beispielen (Tafel 7, Dia 734) lassen sich um die Ooide mehrere Zementgenerationen erkennen, wobei auch der große, weitgehend offene intergranulare Porenraum auffällt (Tafel 7, Dia 553). In dem offenen Porenraum haben sich nach Übergang in den Bereich meteorischer Diagenese Mikritareale „eingenistet“ (Tafel 8, Dia 527, 113), die als beginnende Calichebildung (s. 6.3.) gedeutet werden. Derartiger Mikrit kann sich bei rascher Verdunstung aus Lösungen abscheiden. Als Voraussetzung für rasche Lösungseingengung wird zumindest ein subtropisches, arides Klima gefordert (s. 6.3.). Zum Vergleich wurden einige Beispiele rezenter Caliche aus dem Raum Almeria und dem Arbeitsgebiet (VB3) in Tafel 9 zusammengestellt.

Nach dem Übergang in den Bereich meteorischer Diagenese kam es, wohl auch als Folge der weitgehend offenen intergranularen Poren, zu rascher Verkarstung an primär kalzitischen (Tafel 8, Dia 50; Tafel 19, Dia 247) Ooiden. In der Mehrzahl wurden jedoch die bereits frühzeitig mikritisierten Ooide angelöst (Tafel 13, Dia 740; Tafel 20, Dia 222). Das wichtigste Ergebnis der Verkarstung bestand jedoch in der Entwicklung von Karstspalten, die nach oder noch während ihrer Bildung mit Erosionsschutt (Oolith-Brekzien und einzelnen Ooide) verfüllt wurden (s.a. 7.1., 7.2.). Auf dieses Schuttmaterial wirkten nun, teilweise alternierend, eine Reihe verschiedener Prozesse

ein, die letztendlich zur Stabilisierung der +/- vollständig verkieselten Rippen (= ehemalige Spaltenfüllung) führten.

Zunächst fanden sich Zeugnisse einer Goethitfällung (s. Tafel 10) als braune Tapete auf kalzitischem „dog teeth“-Zement. Nur der Konservierung durch diese Goethittapete ist zu verdanken, daß dieser Zement erhalten wurde und auch eine nachfolgende Verkieselung „überlebte“ (Tafel 10, Dia 576). Gerade dieses Beispiel zeigt aber auch die Veränderung durch alternde Prozesse des Schuttmaterials: zunächst lagert sich auf den resedimentierten Ooiden eine erste Goethitgeneration ab, die wegen der hohen Porosität auch tief in die mikritischen Ooide eindringen konnte. Darauf folgte die Ausbildung kalzitischer „dog teeth“-Zements, der danach von einer Goethittapete überzogen wurde. Im gleiche Dünnschliff der Probe RA6 hat sich jedoch nicht überall die erste Goethitgeneration gebildet (Tafel 8, Dia 573, 567). Nur stellenweise (Dia 567, 576) kam es auf der Goethittapete neuerlich zur Ausbildung eines „dog teeth“-Kalzitsparits, bevor der restliche Porenraum mit Megaquarz verfüllt wurde. Diese kleinräumigen Unterschiede dokumentieren die Ausbildung permeabler „Fließbahnen“ neben +/- stagnierenden, phreatisch – vadosen Microbereichen.

Es ist auffällig, daß der deutlich überwiegende Teil der untersuchten Proben (vgl. Codierung 2 der Tafeln) eine oder mehrere Fe-Rinden aufweist, wobei in den Dünnschliffen keine Unterscheidung zwischen Goethit und Hämatit gemacht wurde (vgl. 7.2.). Daher lag es nahe, nach einer Verknüpfung zwischen Fe-Rinden = Fe-Fällungen und Verkieselung zu suchen. Auch in anderen Arbeiten unseres Institutes (LEUKEFELD, 1991; BAGEHORN, 1991) wurde dieses Nebeneinander als signifikant für Silcrete-Bildungen beschrieben (vgl. Tafel 39). In der Arbeit von HARDER (1994) wurden experimentelle Ergebnisse beschrieben (s.a. 6.4.), aus denen hervorgeht, daß Fe-Hydroxid-Fällungen als Initialphase für Silikatabscheidungen fungieren können. Auch in SCHACHTSCHABEL et al. (1982) und bei KIMBERLEY (1979) wird eine enge Verknüpfung zwischen Fe-Hydroxid-Fällung und Silizium als Ko-Präzipitat beschrieben. Derartige Ko-Präzipitate können zu langsam wachsenden Megaquarzkristallen werden, die sich aus Lösungen geringer Siliziumkonzentrationen nähren (HARDER, 1994). Kombiniert man die Dünnschliffbeispiele mit den Geländebefunden zu den entsprechenden Proben, so zeigt sich, daß in den jetzt oberen Abschnitten der verkieselten Rippen (=

Spaltenende, s. 7.1.) überwiegend Megaquarz vorkommt und den vorhandenen Kalzit zement spurlos verdrängen.

Der Vorgang wird anschaulich für „chert nodules“ von MALIVA (1989) beschrieben. Die Tafeln 11-15 zeigen eindrucksvolle Beispiele derartiger Verdrängungen, wobei in Dia 851 (Tafel 15) statt Megaquarz bereits Chalcedon als Vorläuferphase des Quarzes auftaucht.

Ebenfalls aus Geländebefunden steht fest, daß die Karstspalten untereinander nicht über ein Karstwassernetz verbunden waren, da außer silifizierten Imprägnationsbändern / -flecken am Spaltenende keinerlei Karsterscheinungen gefunden wurden. Das bedeutet jedoch, daß jede Spalte ein individuelles Verkieselungsphänomen entwickelte, gekennzeichnet durch eine deutliche Zunahme (von unten nach oben) der Intensität der Verkieselung, wobei die tieferen Bereiche Zonen niedriger, die höheren, Chalcedon-dominierten Bereiche Zonen erhöhter Si-Konzentration der Wässer repräsentieren.

Man mag einwenden, daß die Fe-Hydroxid-Bildung auch im flachmarinen Bereich stattgefunden haben könnte, da es zahlreiche Beispiele derartiger Fällungen gibt (z.B. Salzgitter Fe-Erze). Auch KIMBERLEY (1979) beschreibt zahlreiche Fe-Imprägnationen (mit SiO₂-Konzentrationen bis 15%) rezenter Karbonatsedimente. Beweise für eine meteorische (= terrestrische) Bildung der Fe-Hydroxid-Fällungen liefern die Beispiele von Tafel 16 und 17. Hier hat Goethit (ähnlich wie im Beispiel der Tafel 10) einen präexistenten Kalzit sparitzement in seinem Umriß konserviert. Man kann sogar erkennen, daß die Spitzen der steilen Kalzit rhomboeder mechanisch abgerollt wurden, bevor (!) die Fe-Hydroxide die singulären (!) Komponenten konservierten. Damit läßt sich eindeutig diese Fe-Fällung als Ereignis innerhalb des Spaltenschutts festlegen. Dies belegen auch die Beispiele von Tafel 18. Hier gibt es zwar keinen Sparit um die Ooide, aber die Goethitapete spart deutlich sichtbar die gegenseitigen Ooidkontakte aus, muß also erst nach Sedimentation der Ooide erfolgt sein.

Mit zunehmender Intensität der Verkieselung wird die Verdrängung des Mikrits der Ooide durch Quarz deutlich sichtbar. Dabei fällt auf, daß der Quarz im intergranularen Porenraum weitgehend klar ist, die Quarze innerhalb der Mikritooide jedoch trübe und undeutlich sind (Beispiel Tafel 19). In der bereits zitierten Arbeit von MALIVA et al. (1989) wird das Fehlen von Sparitresten im verdrängenden Quarz beschrieben; für Mikrit sind die Verhältnisse jedoch komplizierter. Aus der Kristallographie (z.B. KLEBER, 1961)

weiß man, daß Kristalle auf verschiedenen Flächen unterschiedlich empfindlich für Lösungserscheinungen sind. In sparitischem Kalzit und in kalzitischen Ooiden ist die Orientierung der Kalzite relativ einheitlich, oft sogar konform zu derjenigen des verdrängenden Quarzes. In Mikrit liegt eine „Population“ statistisch völlig ungeordneter Kristalle vor, nur einige liegen so günstig, daß sie von behindert wachsendem Quarz völlig verdrängt werden. Andere Mikritkristalle werden dagegen „nur“ umwachsen und trüben den Quarz (vgl. REM-Tafeln). Außerdem spielt die Permeabilität im Mikritoid eine Rolle; sie steuert den Lösungszutritt. Erst wenn die wachsenden Quarze ein gewisse Größe erreicht haben, ist das interne Energiepotential der „größeren“ Flächen so hoch, daß alle Mikritkristalle im Bereich dieser Flächen ersatzlos verdrängt werden (Beispiele der Tafeln 19, Dia 239; Tafel 21, Dias 789, 798; Tafel 24). Der Einfluß der Mikritkristallgröße auf die Quarzverdrängung wird aber auch schon in Dia 239 (Tafel 19) sehr eindringlich dokumentiert. Das Ooid im Zentrum besaß noch Reste des rindenförmigen Aufbaus (erhalten als kohärente Schmutzzonen in den Quarzkristallen) und ist jetzt +/- vollständig silifiziert. Das Nachbaroid ist, naturgemäß unter identischen Lösungseinflüssen, nur unvollständig silifiziert und zeigt keinerlei Strukturreste in den Quarzkristallen. Außerdem liefert das zentrale, fast vollständig silifizierte Ooid ein eindrucksvolles Beispiel für die Konservierung von Lösungsspuren des ehemaligen Ooids durch Goethit. Wenn die Goethitbildung eng mit dem Quarzwachstum verknüpft ist, dann müssen nach Trockenfallen einzelner Spalten neuerliche Fe-Fällungen zu finden sein. Entsprechende Beispiele liefert die Tafel 20.

Die Intensivierung der Silifizierung ist gekoppelt mit einem Vorherrschen von Chalcedon, gleichzeitig werden die Goethitvorkommen markanter (Beispiele ab Tafel 21). In Dia 798 (Tafel 21) ist ein erstes Beispiel weitgehender Silifizierung eines ursprünglich kalzitischen (bzw. Mg-kalzitischen) Ooids dokumentiert. Das kleine Ooid neben dem größeren Mikritoid ist fast vollständig silifiziert, wobei die Lagenstruktur als Schmutzränder erhalten blieben. Aber auch in Mikritoiden läßt die langsame Verdrängung durch Megaquarzkristalle oft noch interne Zonierungsunterschiede erkennen bzw. sie werden durch Quarz konserviert (Tafel 22, Dia 886). Das Phänomen der Mikritverdrängung läßt sich besonders gut an HCl-geätzten Schlifflinien zeigen (Tafel 23, 26). Besonders schöne Beispiele für Mikrit- und Kalzitsparitverdrängung zeigen die Imprägnierungstafeln 24-26.

Wenn die Chalcedonbildung forciert auftritt, wird eine „even rim“-Ausbildung um die Ooide auffällig sichtbar (even rim Tafeln 29-31); die Einzelheiten sind im Bildtext so ausführlich beschrieben, daß hier auf eine Wiederholung verzichtet werden kann.

Mit Tafel 32 beginnen die Beispiele aus Proben, die teilweise aus Silcretekrusten stammen. Hierzu wird auf die Anschlifftafel (Tafel 6) verwiesen.

Die Bilder von Tafel 32 stammen aus der dort gezeigten Probe RS6 und zwar aus dem „oberen“ Bereich, wo resedimentierte, noch mikritische Ooide in ein Silikatgel eingelagert wurden. Knapp unterhalb der Silcretekruste sind die Beispiele der Tafel 33 anzusiedeln. Hier wurde resedimentiertes Material durch Chalcedon teilweise ersetzt (Dias 621, 600). Lokal im Schlibfbereich (Probe TC52) ist Chalcedon auch schon zum Megaquarz umgewandelt. Das Nebeneinander von Chalcedonarealen und massivem Quarz wird aus den Arbeiten von LANDMESSER (1994, 1995, 1998) verständlich (ausführlich zitiert in 6.4.): Die Anlieferung von Silizium ist ein Diffusionsvorgang innerhalb eines Porenlösungsnetzwerkes und es kommen zur gleichen Zeit SiO₂-Formen mit unterschiedlichem chemischen Potential vor; auch im Schlibfbereich!

Häufige Ungleichgewichte der Lösungen und / oder zeitliche „Pausen“ der Lösungslieferung bedingen rasch wechselnde Lagen von Chalcedon (Tafel 34) oder führen zu Chalcedonbändern auf bereits vorhandenem Megaquarz (Tafel 35, Dia 718), der anschließend mit (gering) veränderter Orientierung weiter wächst.

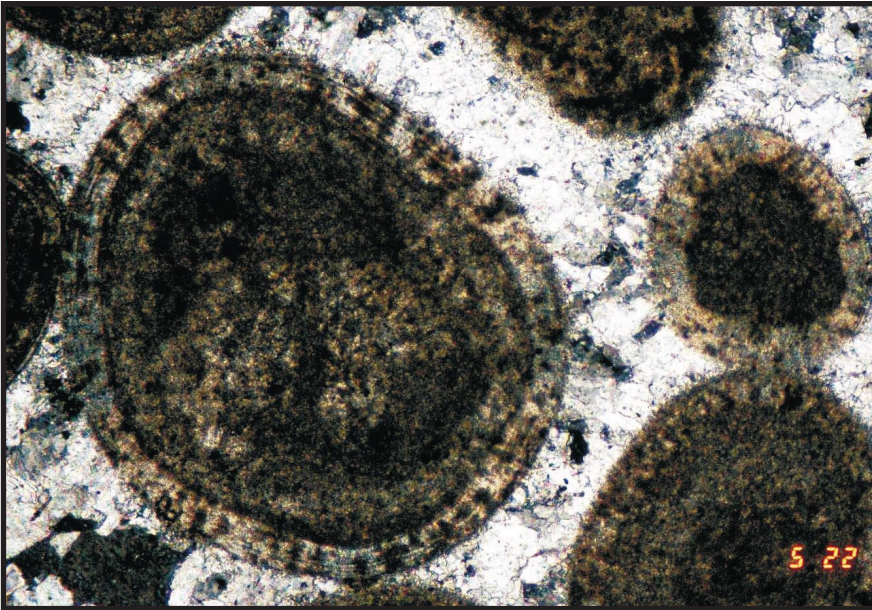
Durch das LANDMESSER-Modell der Chalcedonbänderung wird auch das Nebeneinander von Anwachssäumen auf Megaquarz (Tafel 35, Dia 685) verständlich und auch das „Verdriften“ zu reiner, vielphasiger Chalcedonbildung (Tafel 36). Dabei können achatähnliche Bänderungen (Tafel 36, Dias 681, 683) entstehen, wobei alle unterschiedlichen Formen aus demselben Dünnschliff stammen.

Den Abschluß der Silifizierung bilden die Beispiele der Tafeln 37 und 38, die direkt mit beliebigen Beispielen von Silcretes und „chert nodules“ verglichen werden können.

Am Ende dieser Entwicklungs-„Reise“ durch die Silifizierungsstufen der verkieselten Rippen des Arbeitsgebietes wurden mit den Tafeln 40-42 besonders eindrucksvolle Beispiele für den Schuttcharakter des Spaltenmaterials zusammengestellt, die resedimentiertes Material in den Dimensionen von

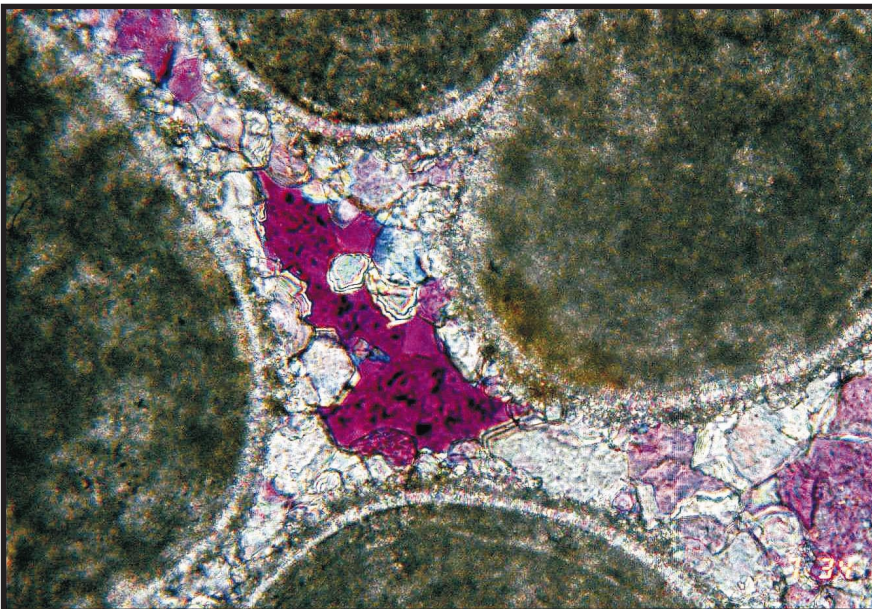
Dünnschliffen zeigen. Das dargestellte Spektrum reicht von einzelnen Ooiden in einer Matrix aus Feinstdetritus (Tafel 40, Dias 752, 750) über erkennbare Komponenten in Matrixfüllungen (Tafel 42, Dia 632, 635) bis zu Sackungerscheinungen, die einzelne Ooide zerscherten (Tafel 42, Dia 839).

Auf einer speziellen Tafel 43 werden Alizarin-gefärbte Anschliffe (rot = Kalzit, weiß = Silikat) von Handstücken vorgestellt, die einleuchtend a) den Schuttcharakter der Spaltenfüllungen unterstreichen und b) belegen, daß sowohl kalzitische Komponenten als auch bereits außerhalb der Spalten silifizierte Komponenten den Inhalt der Spalten bilden. Das bedeutet ein Nebeneinander von +/- vertikal (wegen der hohen Permeabilität) gegliederter Silifizierung in Spalten und horizontal orientierter vorwiegend krustenförmiger Silcretebildung außerhalb der Spalten. Direkte bis indirekte Belege dafür liefert nicht nur das flächig erhaltene Vorkommen im W der Rambla Seca, sondern auch die horizontale Krustenhäufung am originalen Spaltentop der NW-Flanke der Piedras Bermejas.



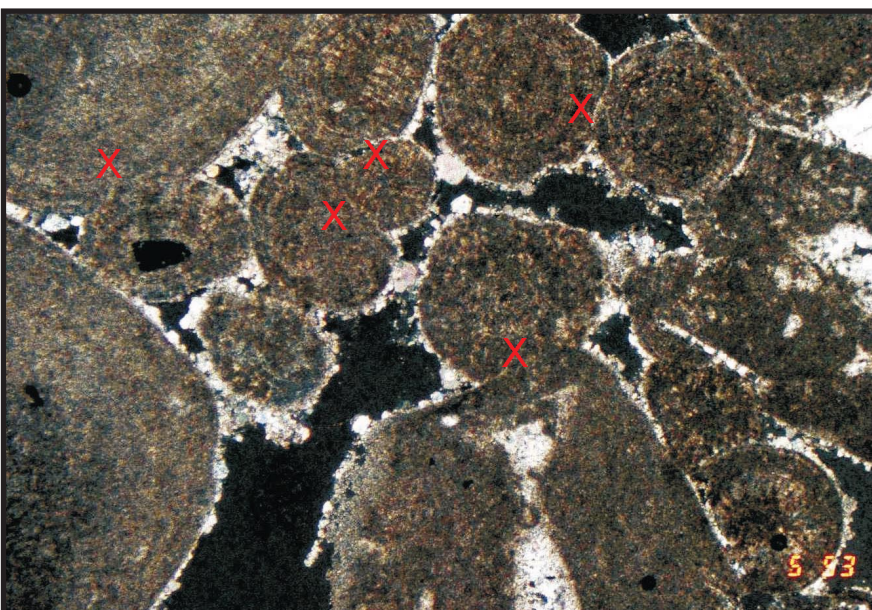
Subaerisch überprägter Oolith:
Im intergranularen Porenraum dominiert grober Kalzitsparit meteorisch-phreatischer Genese. Die Ooide zeigen die Bandbreite ihrer Ausbildung.
Mitte und rechts:
Ooide mit Mikritkern (ehem. Aragonit) und kalzitischer Außenrinde.
Rechts unten:
Strukturloses Mikrit-Ooid (ehem. Aragonit).

Probe RA1/Dia 522 10x Nx



Überwiegend mikritisierte Ooide (Lagenstruktur in Andeutung) zeigen eine erste even-rim Zementation (marinphreatisch, Aragonit oder (Mg-)Kalzit). Darauf folgt eine zweite vados-marinmikritische Zementgeneration aus (Mg-)Kalzit. Der intergranulare Restporenraum wird teilweise von meteorisch-phreatischem Sparit ausgekleidet.

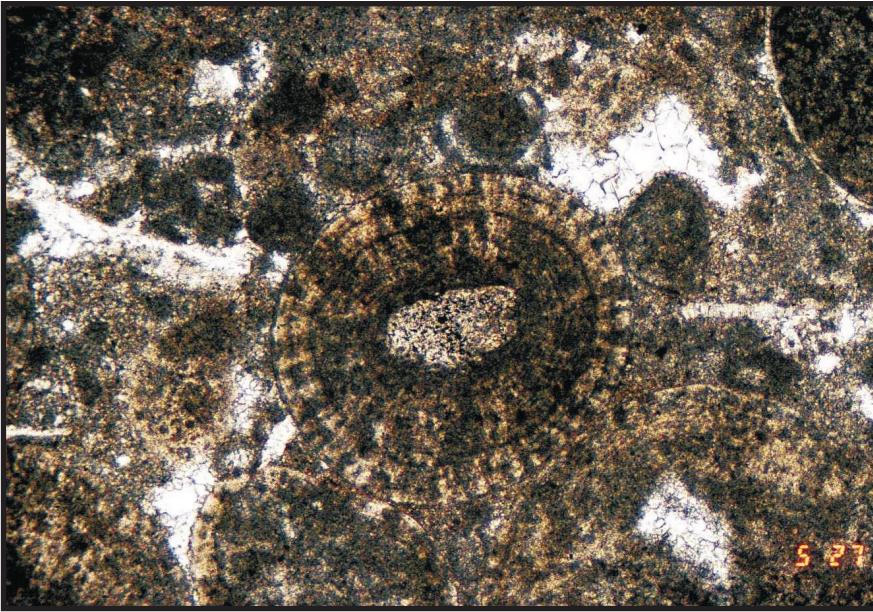
Probe RA3/Dia 734 25x Nx GiRo I



In dieser Übersicht sind die meisten Ooide stark mikritisiert und teilweise an den Kontaktzonen korrodiert (X). Diese Korrosion ist durch Anlösung des Kalzit (=Verkarstung) in strömendem, Ca-untersättigtem, meteorischem Wasser entstanden und nicht durch Kompaktionsdruck, da neben den korrodierten Ooiden sehr viel offener, intergranularer Porenraum vorhanden ist (vergl. Dia 50), der nur wenig Kalzitsparit aus einem meteorisch-phreatischen Milieu enthält.

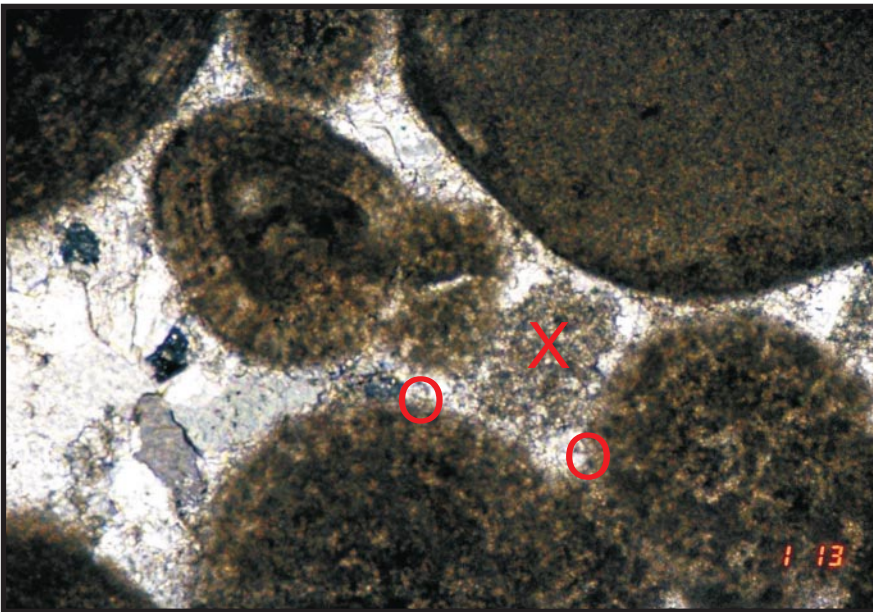
Probe RA4/Dia 553 4x Nx

Tafel 8: ABC 1



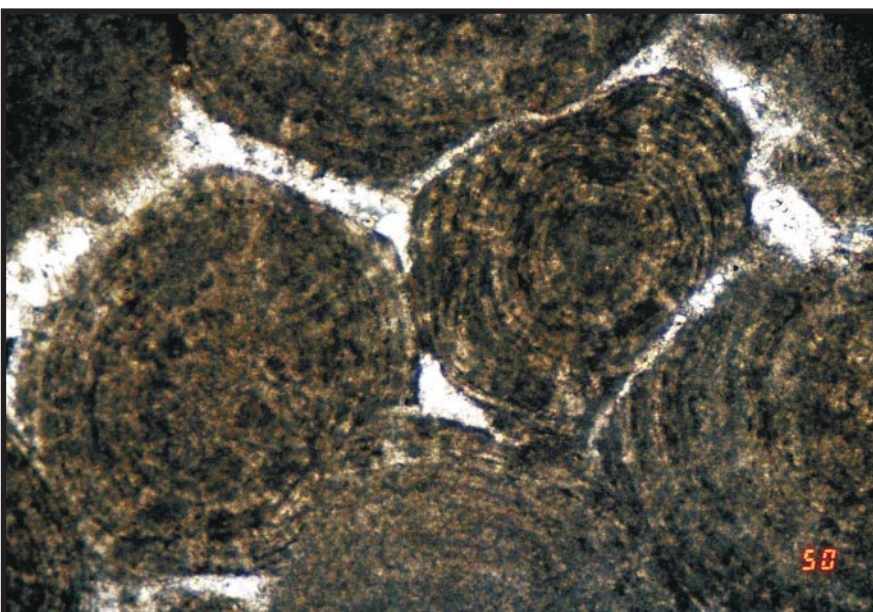
Caliche-Phase in Oolith:
Das Ooid im Zentrum (mit breiter, primärkalzitischer Außenschicht) "schwimmt" in einer mikritischen Matrix (=vados gebildeter Mikrit aus rasch verdunstenden Lösungen). Verbleibende Restareale im intergranularen Porenraum sind spät mit grobem Kalzitsparit verfüllt worden. Außer dem zentralen Ooid sind die übrigen Ooide +/- vollständig mikritisiert worden (=Einfluß durch Calicheprozesse).

Probe RA2/Dia 527 10x N||



Durch die späte Verfüllung des intergranularen Porenraumes mit Kalzitsparit wurden teilweise Mikritinseln (X) der Calichephase fossilisiert. Bei den Ooiden mit einer primärkalzitischen Außenschicht setzt eine Rekristallisierung mit dem Sparitzement ein (=Verschwimmen der Ooidränder (O)). Mikritisierte ehemalige Aragonitooide zeigen dagegen eine scharfe Abgrenzung gegenüber dem intergranularen Sparitzement.

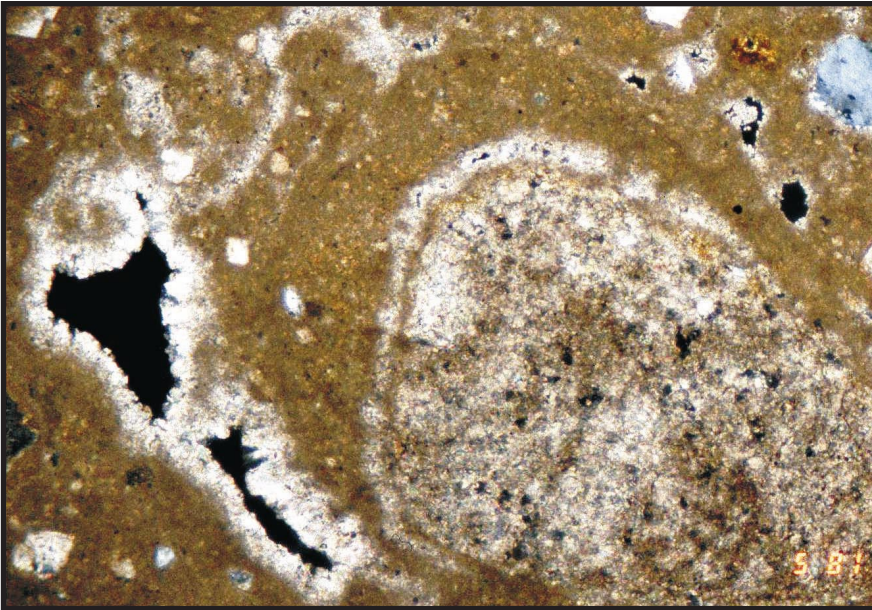
Probe R10/Dia 113 10x Nx



Zum Teil zeigen diese Ooide noch ihre ursprüngliche, radiale Internstruktur (=primäre Kalzite), doch sind sie durch eine Verkarstungsphase korrodiert worden. Dies geschah (s.o.) nicht durch Drucklösung sondern durch fließendes Wasser, denn sonst hätten die später sparitisch zementierten Karst-"Kanäle" sich nicht bilden können.

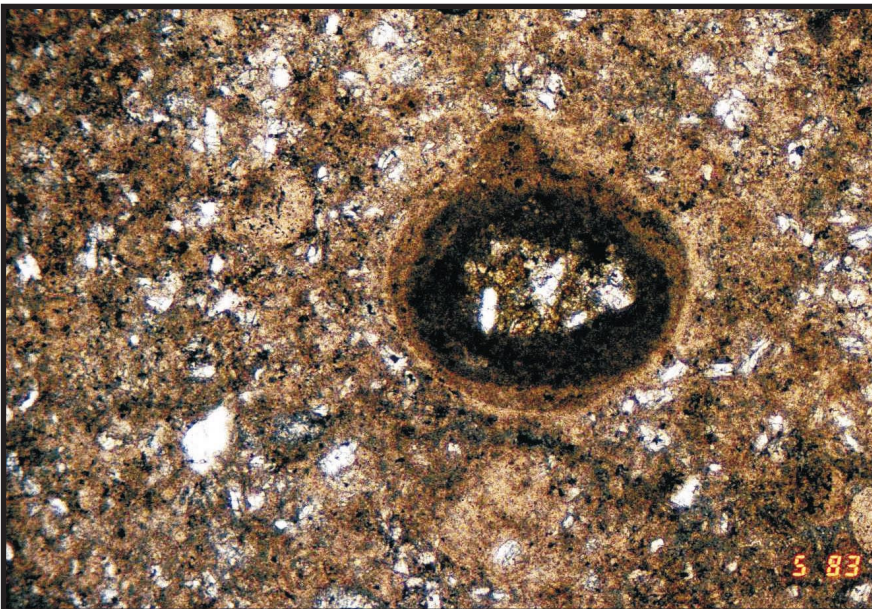
Probe R10/Dia 50 10x N||

Tafel 9: Beispiele rezenter Caliche



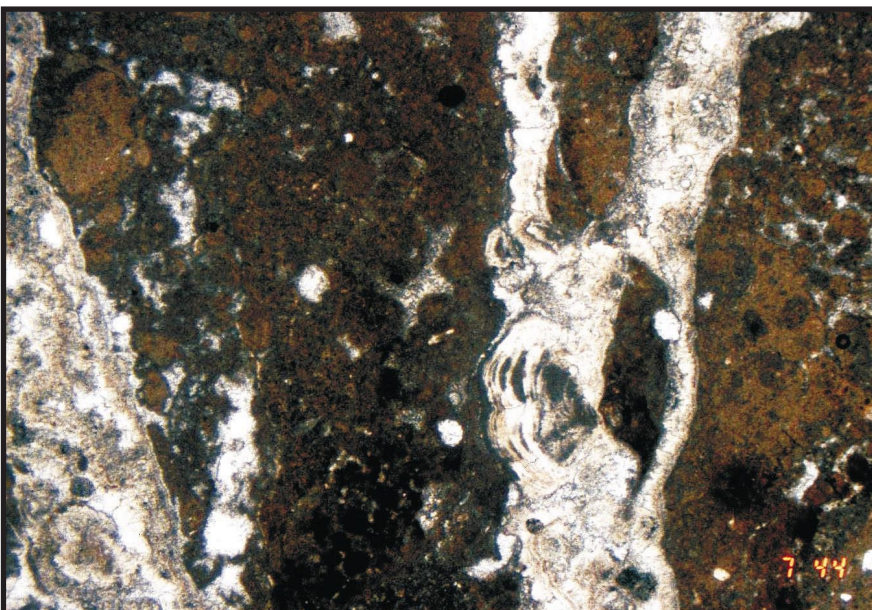
Diese rezente Caliche besteht aus Mikrit mit zum Teil quarzitischem Detritus. Entlang der Poren sind deutlich Sparit-säume zu erkennen, die ein "Verweilen" von Restlösung im Porenraum dokumentieren (=phreatisches Micro-Milieu).

Probe C2/Dia 581 4x Nx



Rezente Caliche, nodularer Typ. Sie ist aus Mikrit aufgebaut und enthält teilweise Quarz-Detritus.

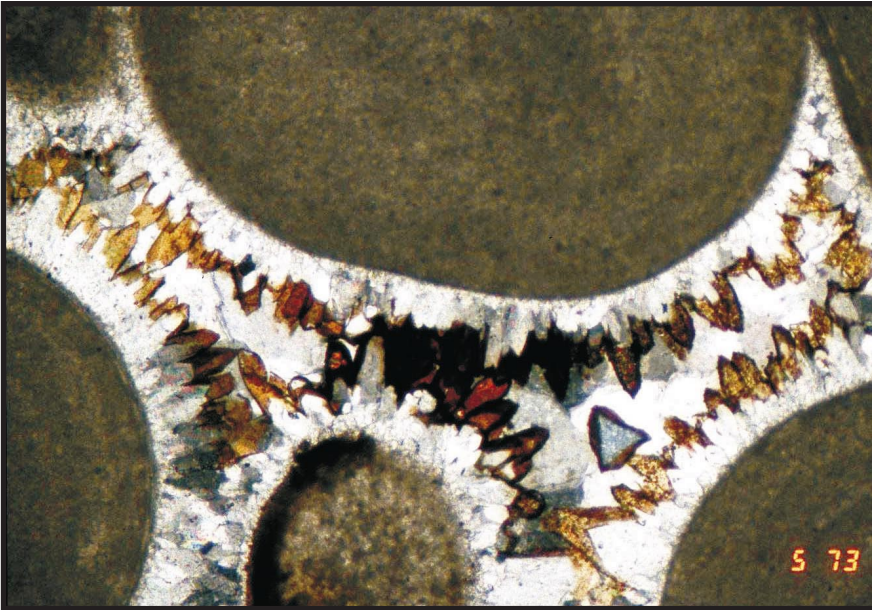
Probe C2/Dia 583 4x Nx



Rezente Caliche des nodularen Typs. Zwischen den Pisoiden sind auch gut Sinterrythmite einer jungen, phreatischen Phase zu erkennen.

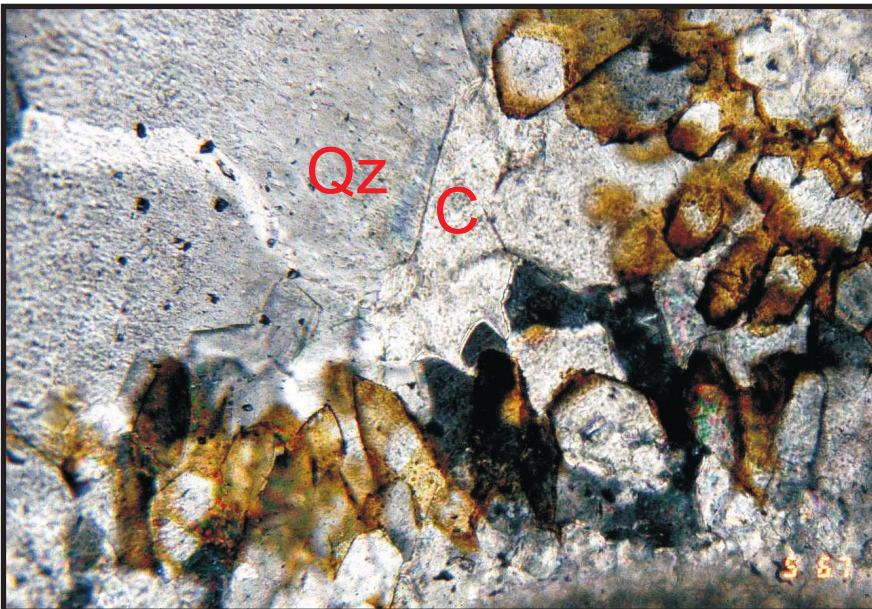
Probe VB3/Dia 744 4x N||

Tafel 10: C 123



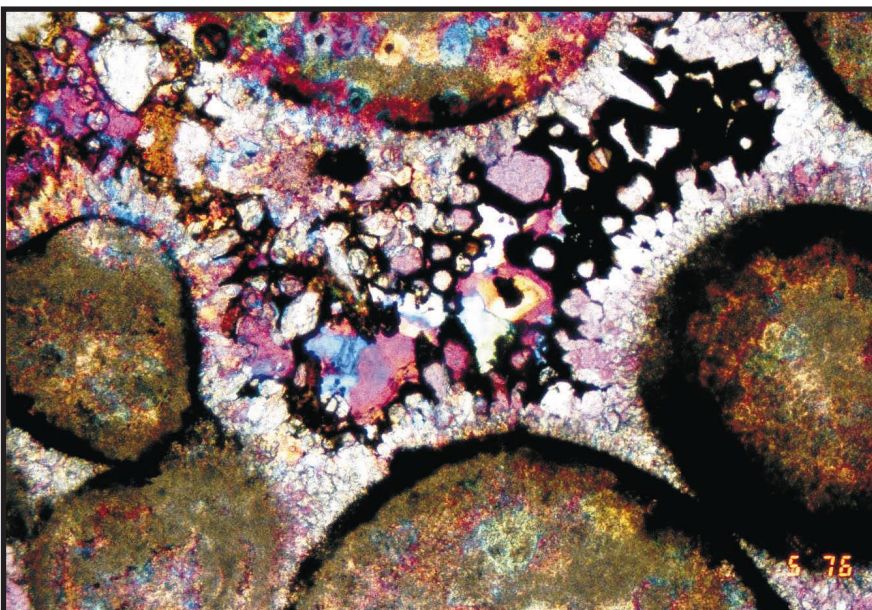
Im Oszillationsbereich des Grundwasserspiegels wurden die steilen Rhomboeder der typischen Süßwasserzemente vom "dog teeth"-Typ von Goethitapeten überzogen und dadurch konserviert. Der restliche Porenraum wurde mit Megaquarzkristallen (s.a. Dia 576) verfüllt.

Probe RA6/Dia 573 10x Nx



Ausschnitt aus Dia 576. Hier sind noch einmal deutlich die Goethitapeten zu erkennen, welche auf den Kalzitkristallen gefällt worden sind. In einer erneuten, jüngeren Zementationsphase ist dann auf den goethitummantelten Kalziten eine weitere Generation Kalzitparit (C) aufgewachsen. Das Auftreten von Goethitapeten ist eine charakteristische Erscheinung chemischer Verwitterungsvorgänge. Die letzte Füllung des intergranularen Porenraumes besteht aus subhedralen Megaquarzkristallen (Qz).

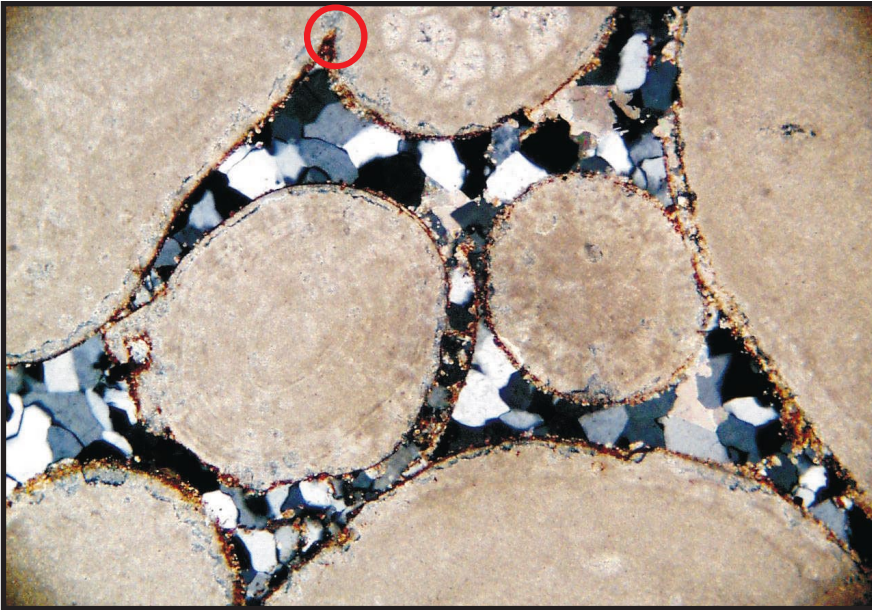
Probe RA6/Dia 567 25x Nx



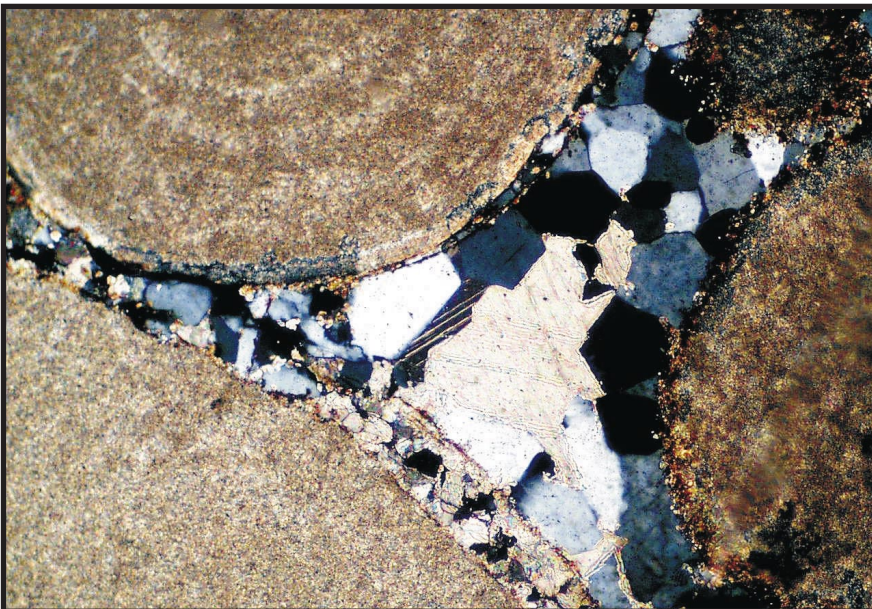
Durch "Gips-Rot1" ist hier deutlich zu erkennen, daß es nach der Fällung des zweiten Kalzitementes noch zu einer Verkieselung sowohl in noch offenen Bereichen des Porenraumes (s.o.) als auch innerhalb der mikritisierten Ooide kam. Durch die Mikritisierung der Ooide wurde eine höhere Permeabilität geschaffen (gegenüber primär kalzitischen Ooiden mit Radialstruktur). Damit gab es Zutrittsmöglichkeiten für Si-haltige Lösungen. Derartige Verdrängung von Ooidmikrit durch Quarz ist ein typisches Erscheinungsbild der silifizierten Proben.

Probe RA6/Dia 576 10x N|| GiRo I

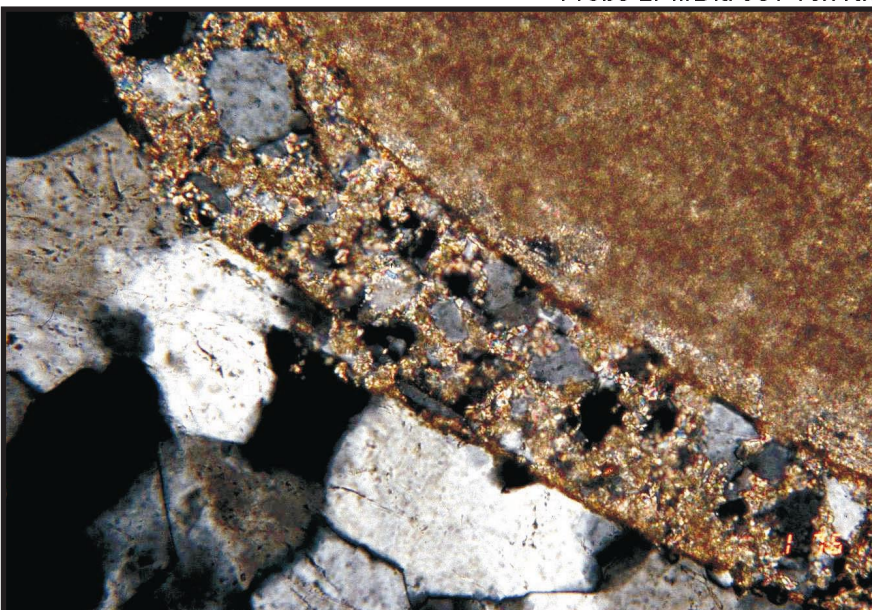
Tafel 11: AC 236



Probe LPII/Dia 950 6,3x Nx



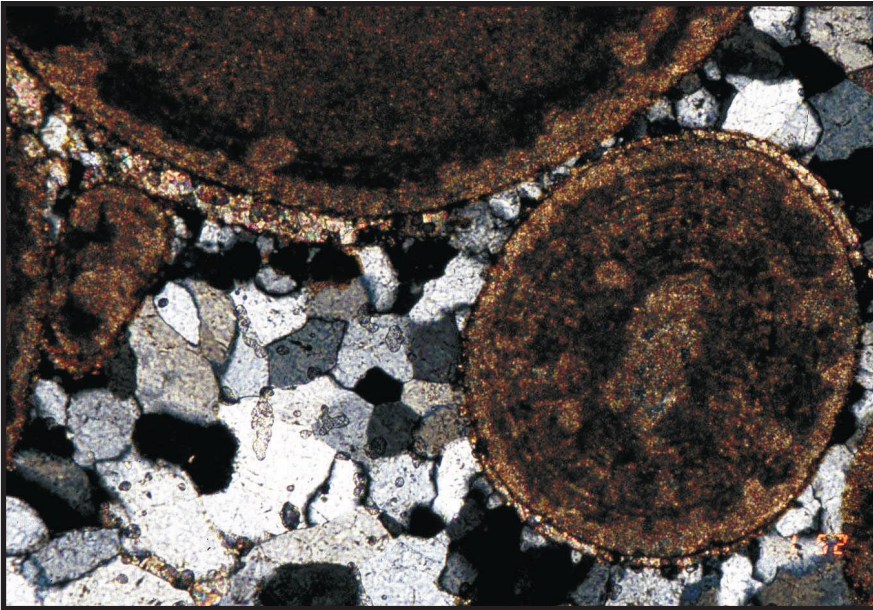
Probe LPII/Dia 951 10x Nx



Probe R2/Dia 176 25x Nx

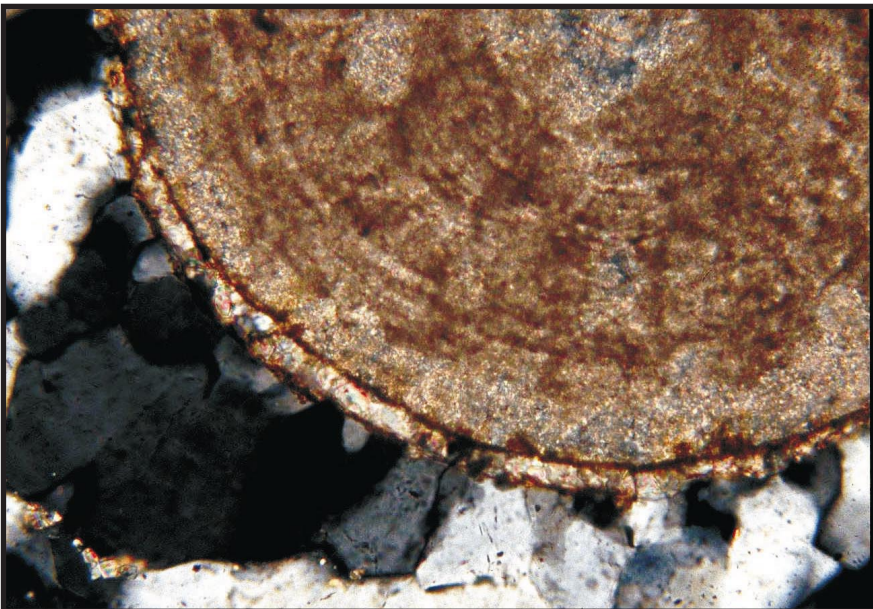
Die Mikritisierung der Ooide beweist mehrfache Wechsel von phreatischen zu vadosen Bedingungen. Dabei kommt es zur Schwächung der Ooidstruktur wobei sich zwischen einzelnen, meist äußeren Ooidrinden/-schalen permeablere Zonen, verglichen mit den dichten Mikritrinden, ausbilden. So lange das Verwitterungsmilieu rein karbonatisch war, blieben diese Unterschiede weitgehend unsichtbar. Mit dem Wechsel zu Fremdioneneinflüssen, deutlich durch die Goethitrinden als erste Anzeiger eines Beitrags terrestrischer Verwitterungslösungen des Hinterlandes, kommt es zur Akzentuierung der permeablen Zonen: Sie werden mit Goethitmikrit ausgekleidet. Es ist verständlich, daß diese Bereiche und die dazwischen liegenden Ooidrinden durch nachfolgende Quarzbildung intensiv betroffen werden. Die Bildungsbeispiele dieser Seite zeigen in stetig ansteigender Vergrößerung die Infiltration (mit Goethit) und die Verdrängung des Kalzitsparits durch Quarz. Der Kreis in Dia 950 dokumentiert mit dem fehlenden Goethit, daß die beschriebenen Umwandlungen an fixiertem Oolith stattfanden.

Tafel 12: AC 23 (6)



Probe Rx/Dia 152 10x Nx

Die Beispiele der Dias 152 und 154 zeigen, daß die permeablen Zonen (siehe Beschreibung voranstehende Tafel) nicht das ganze Ooid umschließen müssen. Auch kann der Goethitmikrit die permeablen Zonen soweit "verstopfen", daß die fortschreitende Silifizierung nicht die Ooidrinden grundsätzlich zerstört und die späte Mikritverdrängung durch Quarz nur sehr zurückhaltend entwickelt ist.

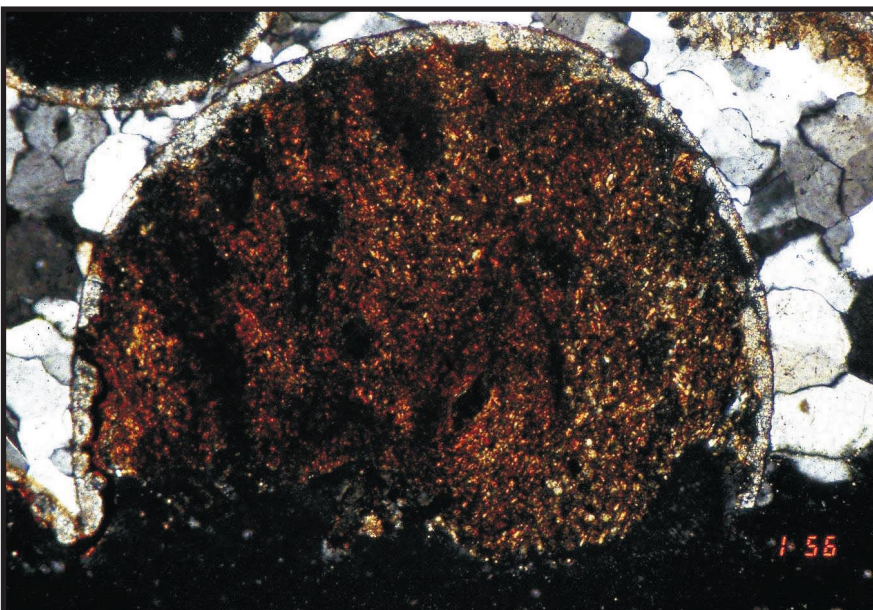


Probe Rx/Dia 154 10x Nx

Nebestehend ein Beispiel für +/- rezente Verwitterung der silifizierten Oolithbereiche:

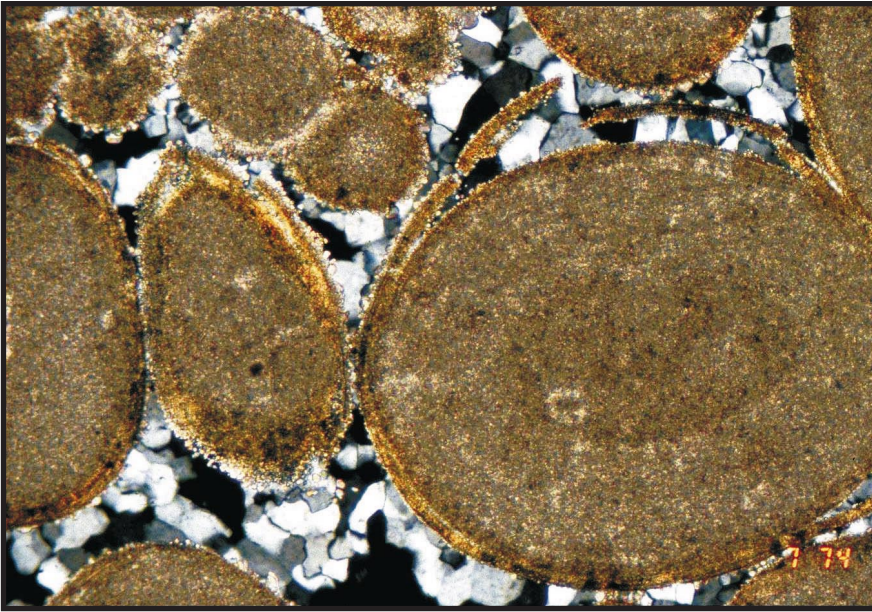
Der Karbonatanteil des ehemaligen Ooids ist herausgelöst worden. Die entstandene Hohlform wurde nachfolgend mit siltigem Detritus (Boden i.w.S.) ausgefüllt.

Kennlich sind derartige rezente Einflüsse durch gelb-braun-Färbung des Hohlrauminhalt plus deutliches Herauspräparieren der Quarzverdrängung der ehemaligen Ooidrandzone.



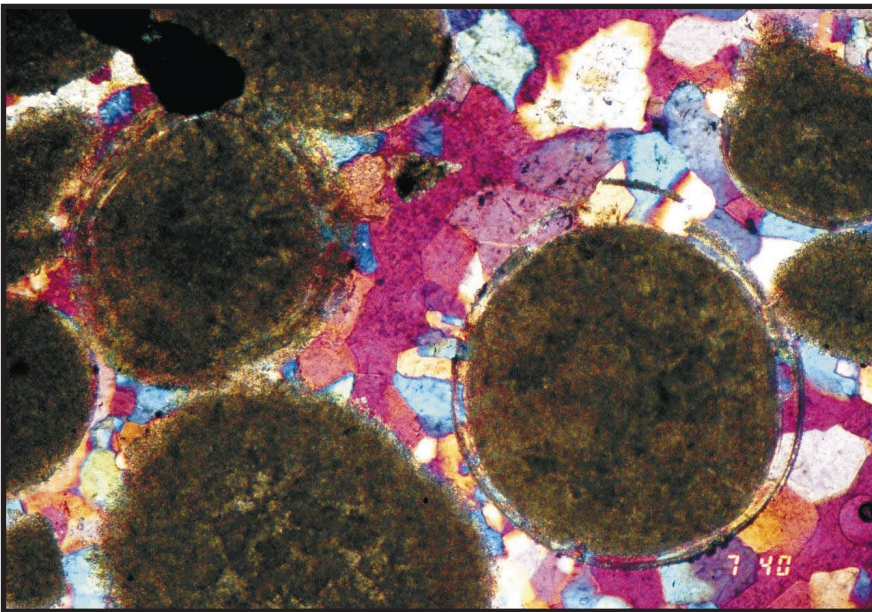
Probe Ry/Dia 156 10x Nx

Tafel 13: BC 23 - Abplatzende Ooidrinden I



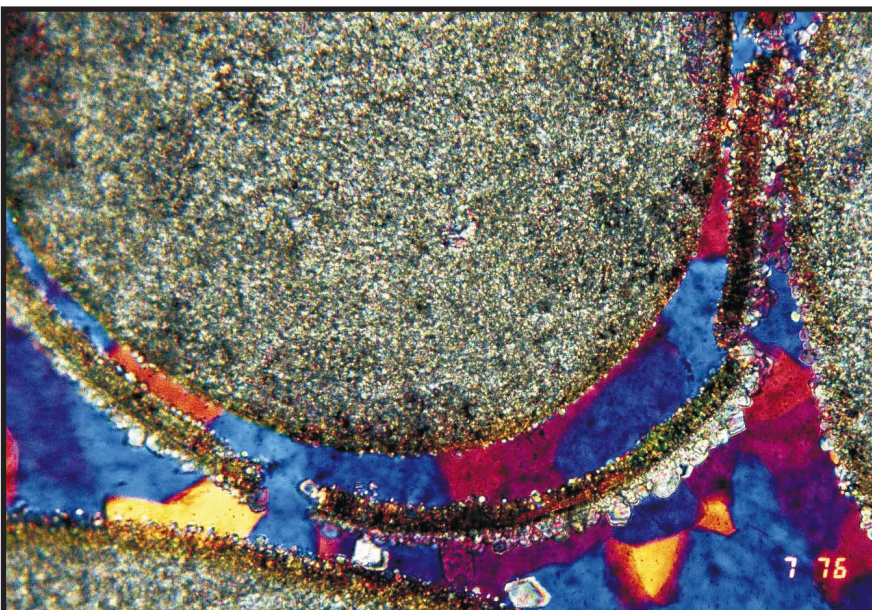
Probe SG4/Dia 774 10x Nx

Die isolierten äußeren Ooidrinden (vergl. Beschreibung Tafel xx) können im Laufe der Silifizierung durch die wachsenden Megaquarzkristalle verdriftet werden. Dabei gibt es Beispiele (Dia 774, 776), daß der Megaquarz Kalzitfetzen verschiebt oder umwächst (Dia 740), d.h. vor und hinter dem Kalksegment die gleiche kristallographische Orientierung beibehält.



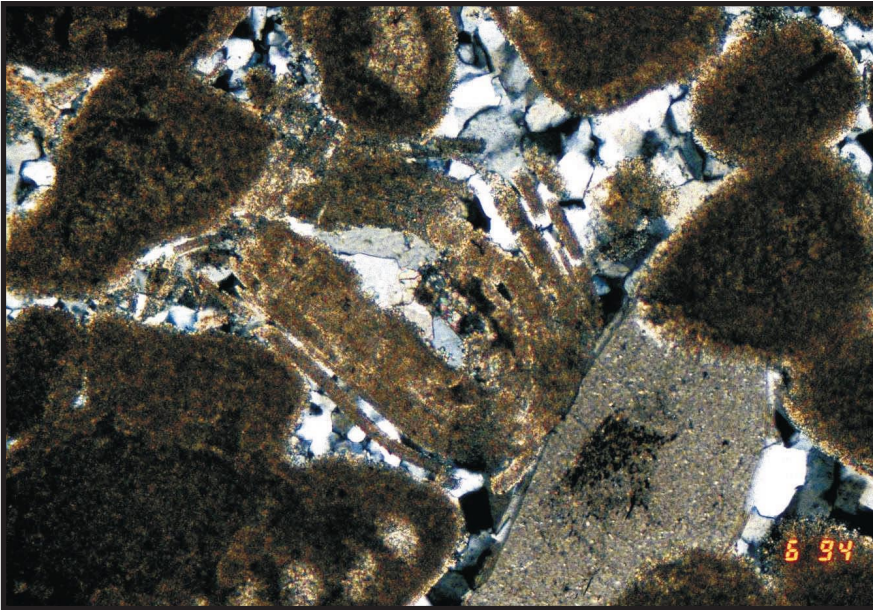
Probe VB1/Dia 740 10x Nx GiRo I

Auch in dieser Detailaufnahme ist die Ooidrinde von Quarzkristallen durchwachsen und verschleppt worden. Als jüngste Bildung (nach der Silifizierung) ist jedoch auf dieser verschleppten Rinde ein neuer Zement aus feinen Kalzitkristallen zu erkennen.



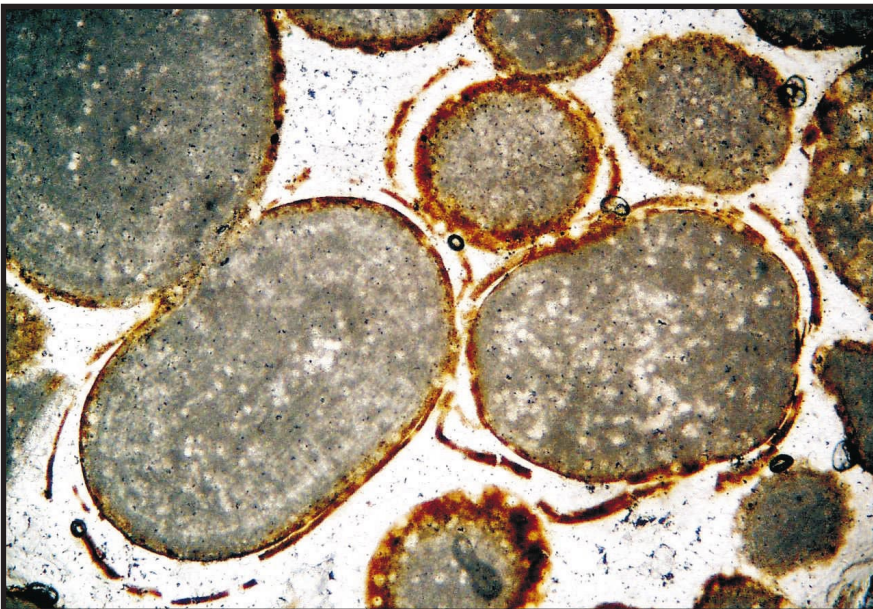
Probe SG4/Dia 776 25x Nx GiRo I

Tafel 14: C 23 - Abplatzende Ooidrinden II



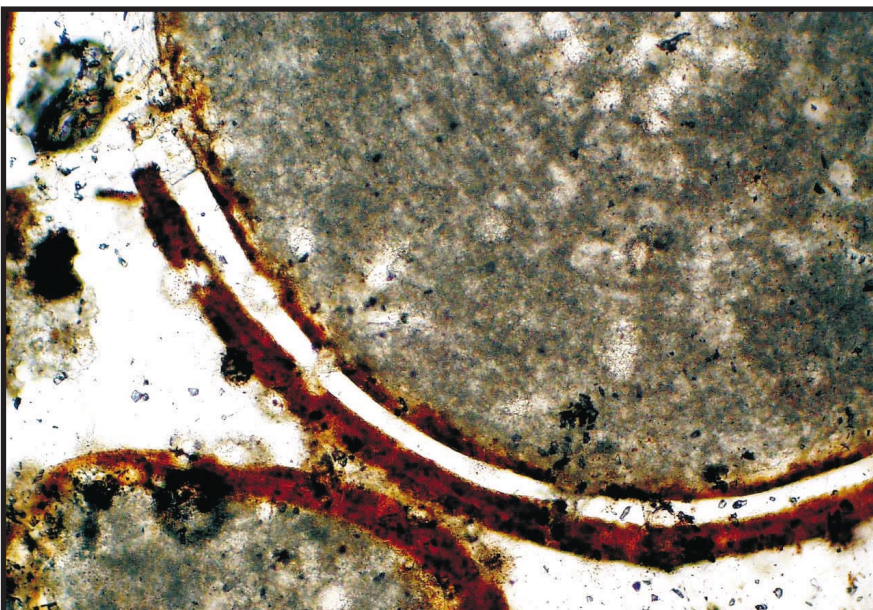
Das Eindringen der Quarzkristalle und das Verschleppen der imprägnierten Ooidrinde kann auch mehrere Rinden eines Ooides erfassen, bis es schließlich zur vollständigen Auflösung des Ooides kommt.

Probe RS3/Dia 694 10x Nx



Auch eine Goethitimpregnierung der Ooidrinde konnte die Ooide nicht vor dem Einwachsen der Quarzkristalle schützen, so daß auch hier die äußerste Rinde von den Ooiden abgelöst wurde. Die so ihres Schutzes beraubten Ooide konnten anschließend weitgehend durch Quarz imprägniert werden.

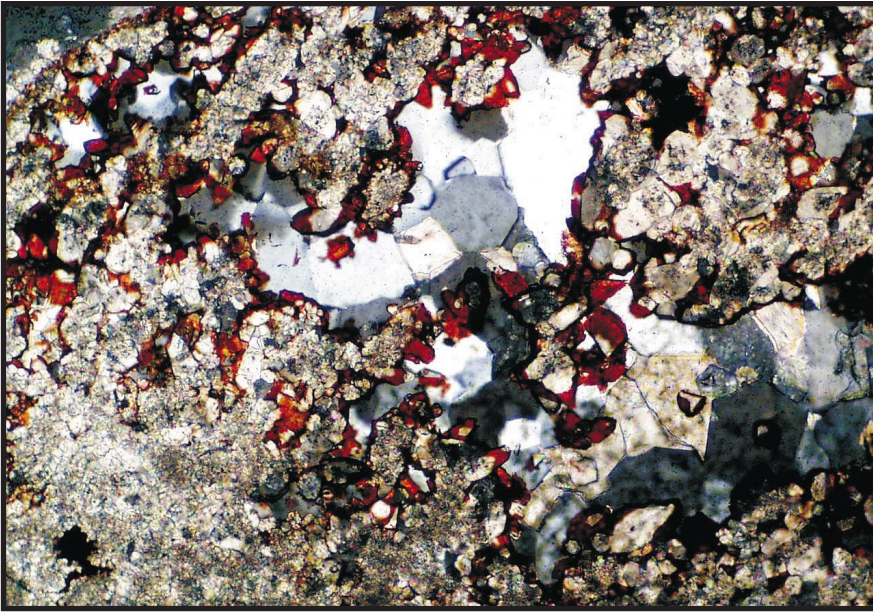
Probe SG1/Dia 954 6,3x N||



Die äußerste, goethitisierte Rinde ist hier wiederum durch Quarz vom Ooid abgehoben worden.

Probe SG1/Dia 955 20x N||

Tafel 15: C 2346



Hier sind die Ooide durch die Calichisierung fast vollständig aufgelöst worden, nur noch etwas Mikrit ist von ihnen übrig geblieben, auf dem es anschließend zur Bildung von Sparit ("dog teeth") kommt. Auf diesem Sparit wurde dann Goethit gefällt, der den Sparit schützte und stabilisierte. Als letzte Phase bildeten sich dann im freien Porenraum Quarzkristalle.

Probe LP11/Dia 948 10x Nx



Typisches Beispiel für eine Silifizierung nach dem Sternquarz-Modell: Quarzkristalle wuchsen aus polykristallinen Keimaggagaten, die als Tapete auf den Ooiden akkumuliert wurden. Die wachsenden Quarzkristalle behinderten sich gegenseitig, so daß nach dem Gesetz der geometrischen Auswahl nur solche Kristalle zu "Megaquarzen" wuchsen, deren c-Achsen radialstrahlilig zum Porenraum orientiert waren. Letzte Füllung des Porenraums ist ein extrem grobsparitischer Kalzit, dessen Wachstumsbänderung eine Entstehung als Sinter belegt.

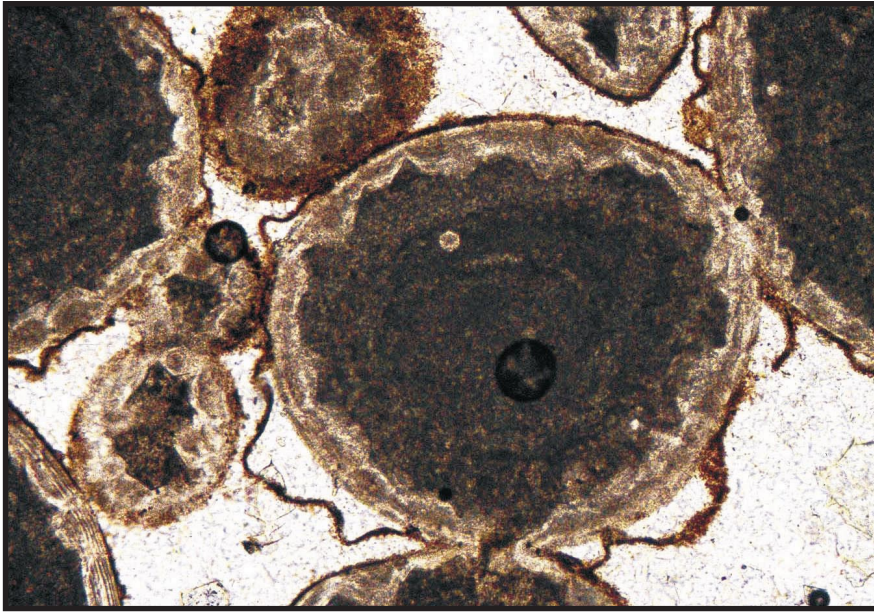
Probe LP1/Dia 851 6,3x Nx



Im Gegensatz zu Dia 851 zeigt dieses Beispiel die Ausbildung subhedraler Megaquarzkristalle +/- gleicher Kristallgröße, ohne daß Vorläuferphasen (Opal/Chalcedon) erkennbar sind. Das spricht für ein sehr langsames Wachstum aus wässrigen Lösungen niedrigen Si-Gehaltes. Ein großer Kalzitsparitkristall füllt den restlichen Porenraum aus (die Bruchrisse sind bei der Schliifferstellung entstanden).

Probe R1/Dia 20 10x Nx

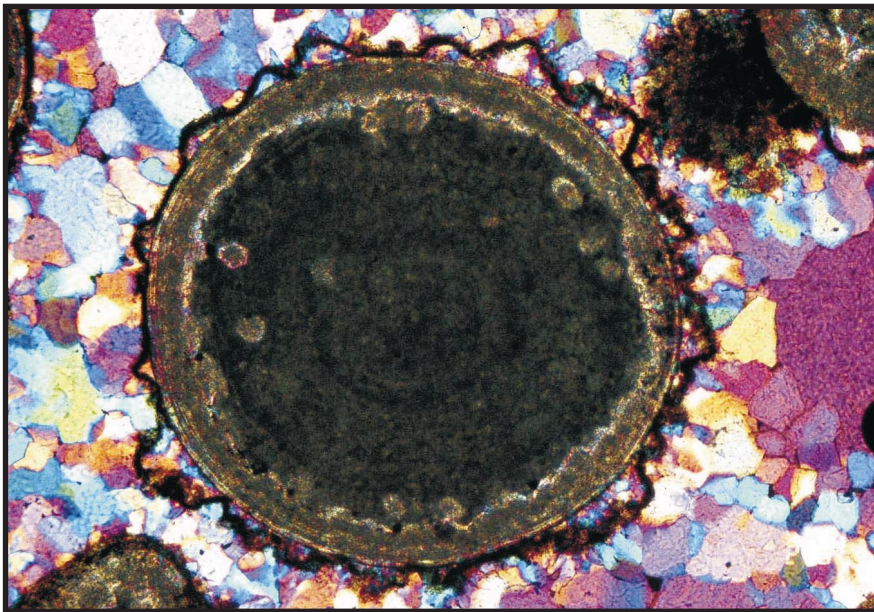
Tafel 16: C (1) 23



Probe T6/Dia 304 10x N||

Bisher wurden in Dünnschliffen Beispiele gezeigt für meteorische Diagenese des Oolith, für Mikritisierung in Folge von Calicheentwicklung und für Verkarstung. Dann wurde diskutiert, daß mit der Entwicklung einer Goethitcortex erste Anzeichen lateritischer Verwitterung den Oolith beeinflussen haben.

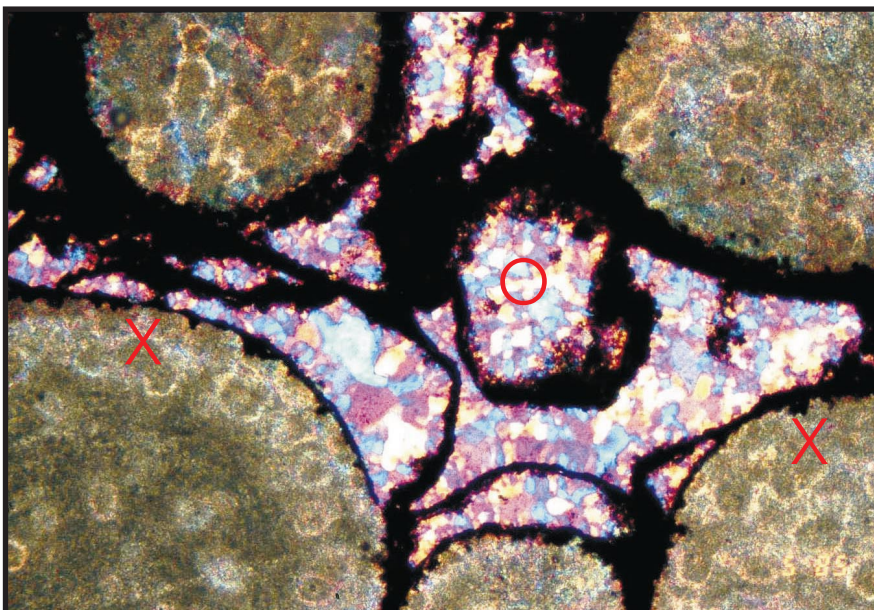
Die Beispiele dieser Seite zeigen erodierte Ooide, die von subaerischem Kalzizement größtenteils umgeben waren (= durch Goethit dokumentierte Zackenlinie). Während des Erosions- transports wurden die Spitzen der Sparitkristalle verrundet. Nachdem diese "Extraklaste" erneut sedimentiert waren (z.B. Karsttasche / Karstspalte) wurde die Form der Extraklaste von einer dichten Goethitapete konserviert, die auch die nachfolgende Verdrängung des Sparit durch Megaquarz nicht zerstören konnte.



Probe T6/Dia 297 10x Nx GiRo I

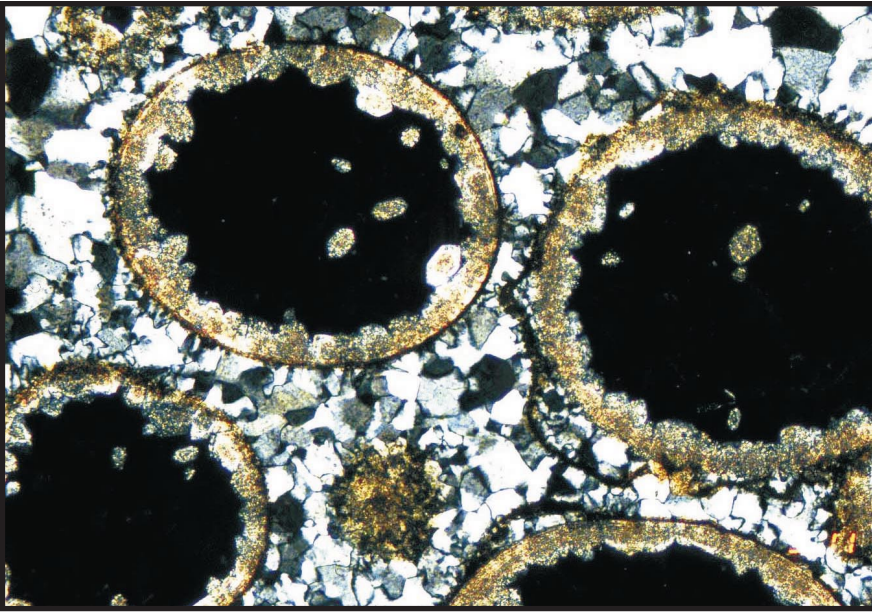
Diese Bild dokumentiert mehrere Phasen massiver Goethitbildungen:

Eine erste Phase erfaßt erodierte, teilweise korrodierte Ooide (X), darauf folgt eine Sparitzementation, die in der vorher beschriebenen Weise durch eine zweite Goethitgeneration erkennbar blieb. Die Komponente im Zentrum (O) bestand ursprünglich aus (grob-)spätigem Kalzit und ist nur noch an der Goethitapete erkennbar. Der Sparit ist quantitativ von Megaquarz verdrängt worden.



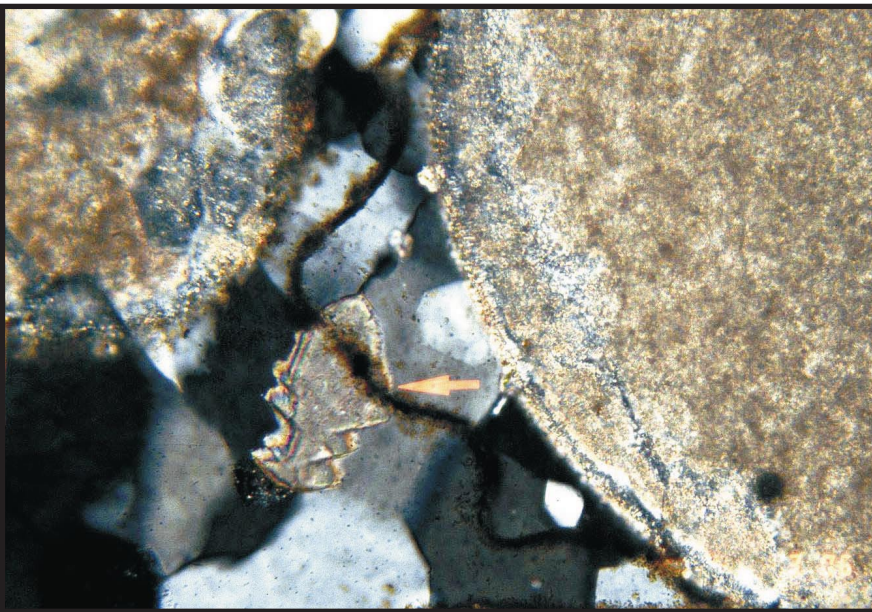
Probe TC56/Dia 585 10x Nx GiRo I

Tafel 17: CD (1) 235b 6



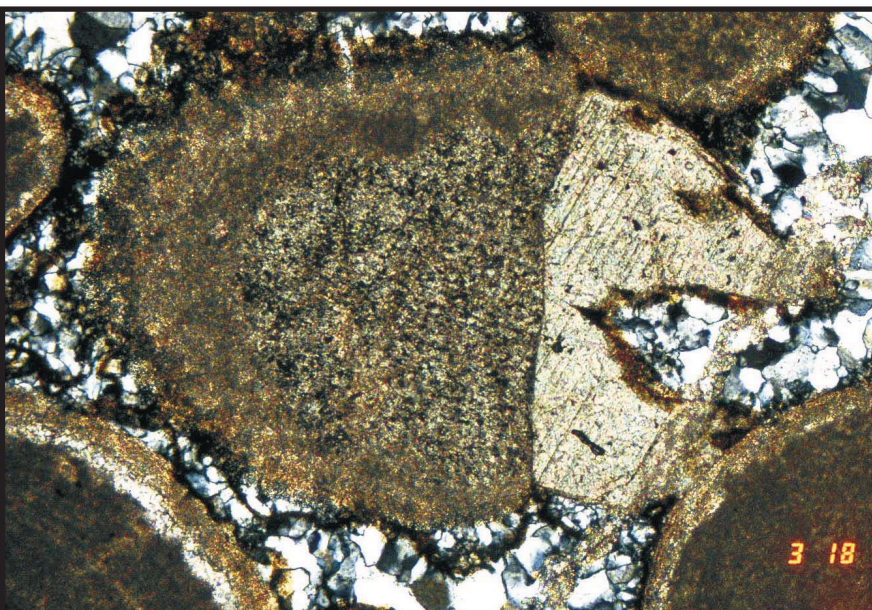
Dieser Schliffbereich wurde mit HCl karbonatfrei geätzt. Gut zu erkennen ist der Bereich, in dem Quarzkristalle auch durch die Goethitrinde in die Ooide eingewachsen sind und den Mikrit der Ooide verdrängt haben. An dem rechten und dem unteren Ooid ist wieder eine Goethitrinde zu erkennen, welche einen primären Kalzitcement, der nun weggelöst und durch einen Quarzzement ersetzt worden ist, nachzeichnet.

Probe T6/Dia 311 10x Nx



Auch hier ist ein Goethitsaum zu erkennen, welcher einen primären, ehemaligen Kalzitcement nachzeichnet, doch ist dieser vollständig durch Quarz ersetzt worden. Die jüngste Bildung ist jedoch der Kalzit, welcher zwischen den Quarzkristallen Platz nimmt, deutliche Anwachssäume aufweist und den Goethitsaum durchwächst (Pfeil).

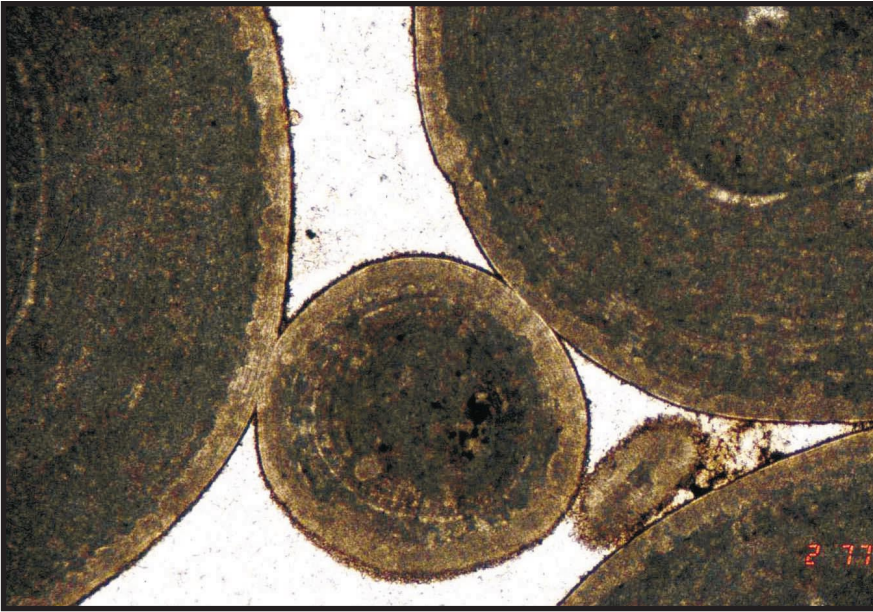
Probe T6/Dia 306 25x Nx



Ein Crinoidenbruchstück ist auf einer Seite als Einkristall weitergewachsen. Der ehemalige kalzitische Mikritzement, (der Calichephase) des Crinoidenbruchstücks wurde von einer Goethitapete überdeckt. Teile des Mikrits sind danach von Quarz verdrängt worden. Der angewachsene Einkristall war jedoch zu groß und stabil, als daß die Verkieselung diesen Teil erfassen konnte.

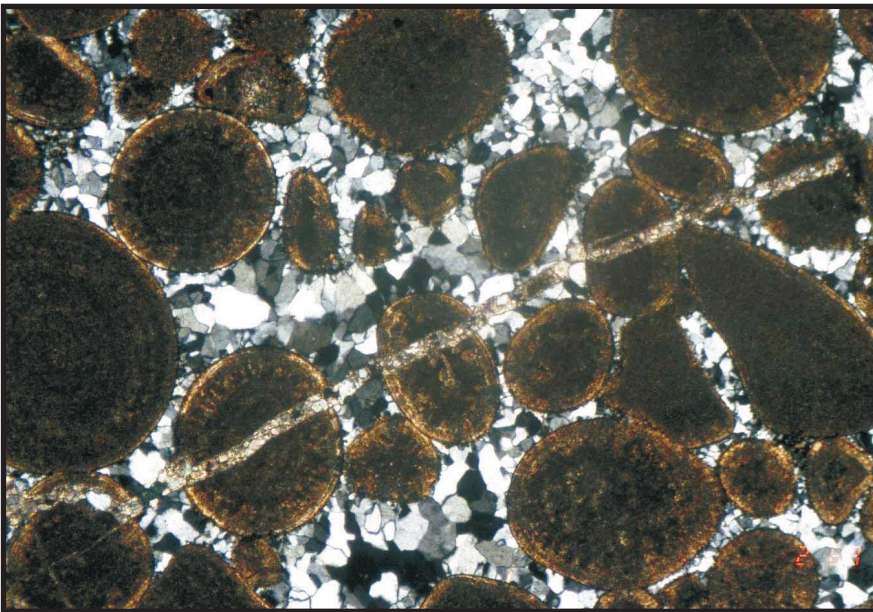
Probe T6/Dia 318 10x Nx

Tafel 18: C 23 (5b) 6



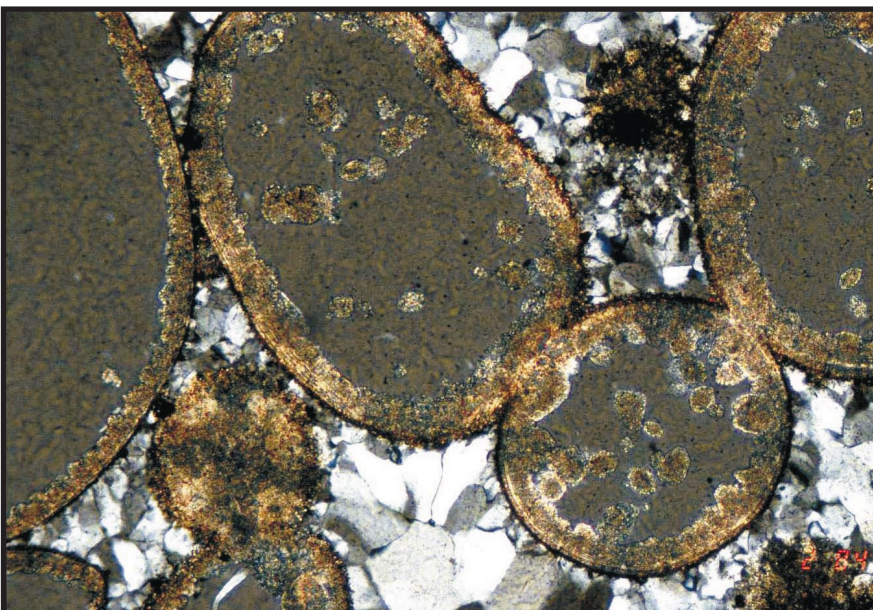
In den Zwickeln der Ooide untereinander ist gut zu erkennen, daß die Goethitfällung erfolgte, als kein Zement die Ooide in irgendeiner Form stützte oder umgab, sondern daß die Ooide als komponentengestütztes "Gestein" (=extremgeringe Zementation) vorlagen. Aus diesem Grunde konnte sich kein Goethit in den Bereichen anlagern, in denen die Ooide im direkten Kontakt zueinander stehen.

Probe T5/Dia 277 10x N||



An die Calichisierung der Ooide schloß sich eine Goethitfällung an. Die Spalte, welche quer durch das Bild verläuft, bildete sich erst, nachdem im gesamten Porenraum Quarzzemente gebildet worden waren und auch die Ooide durch Quarz imprägniert waren. Die Spalte weist nur einen geringen Versatzbetrag auf und ist bis auf einige detritische Quarze durch Kalzit verfüllt. Diese Übersicht läßt deutlich erkennen, daß die Ooide extrem locker gepackt waren.

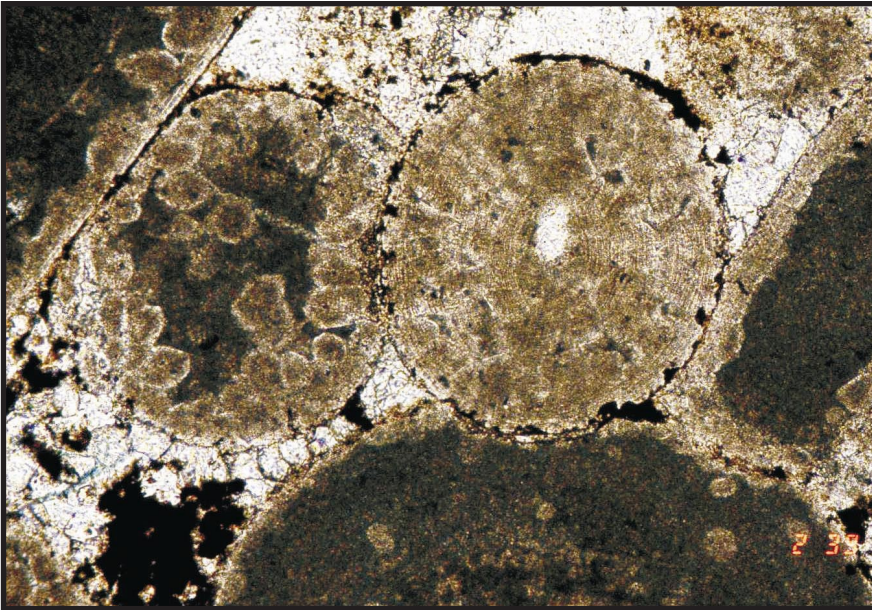
Probe T5/Dia 269 4x Nx



Auch hier treten die Goethitrinden nur an den ehemals freien Oberflächen der Ooide auf, nicht aber in den Kontaktzonen untereinander. Der gesamte Porenraum ist anschließend durch z. T. große Megaquarzkristalle (unten) verfüllt worden. In dem hellen Ring in den Ooiden ist auch deutlich zu erkennen, daß die Quarzkristalle auch die Goethitrinden durchwachsen haben und in die Ooide hineingewachsen sind, wobei sie den Mikrit der Ooide verdrängten.

Probe T5/Dia 284 10x Nx/2

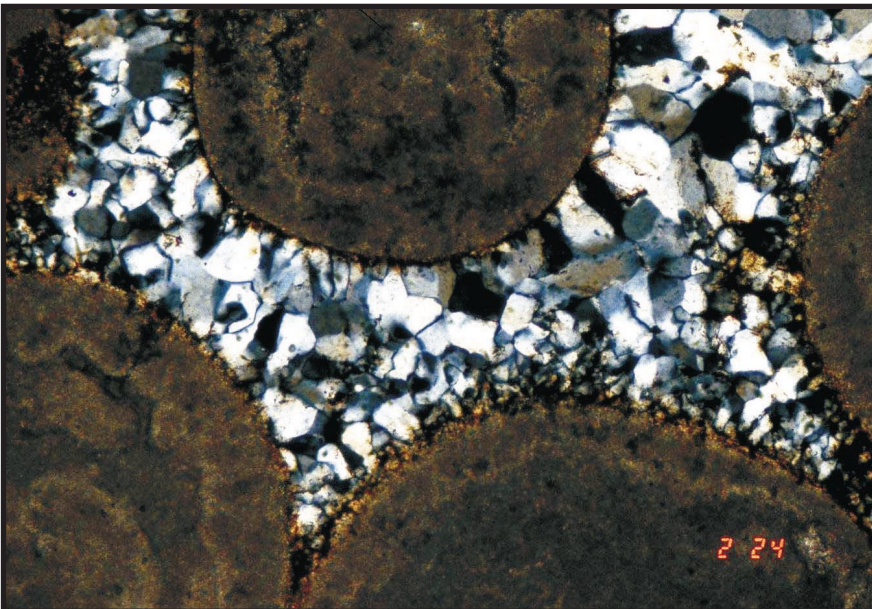
Tafel 19: C 2 5b



Nach der Calichisierung kam es hier außerdem noch zu einer erheblichen Korrosion der Ooide im Laufe der Verkarstung, was deutlich am linken der beiden mittleren Ooide zu erkennen ist. Aber auch das Ooid rechts oben ist fast vollständig aufgelöst worden. Der Ooidrand weist eine sehr raue Oberfläche auf oder ist kaum mehr zu erkennen. Die Goethit-Tapeten zeichnen derartige Korrosionspuren nach und konservieren sie (!!)

Die Verkarstung führte auch zu einer Kompaktion, deren genauer Verlauf ebenfalls durch die Goethit-Tapeten fossilisiert wurden. Die Verkieselung der Ooide und des intergranularen Porenraumes erfolgte als letzte Phase.

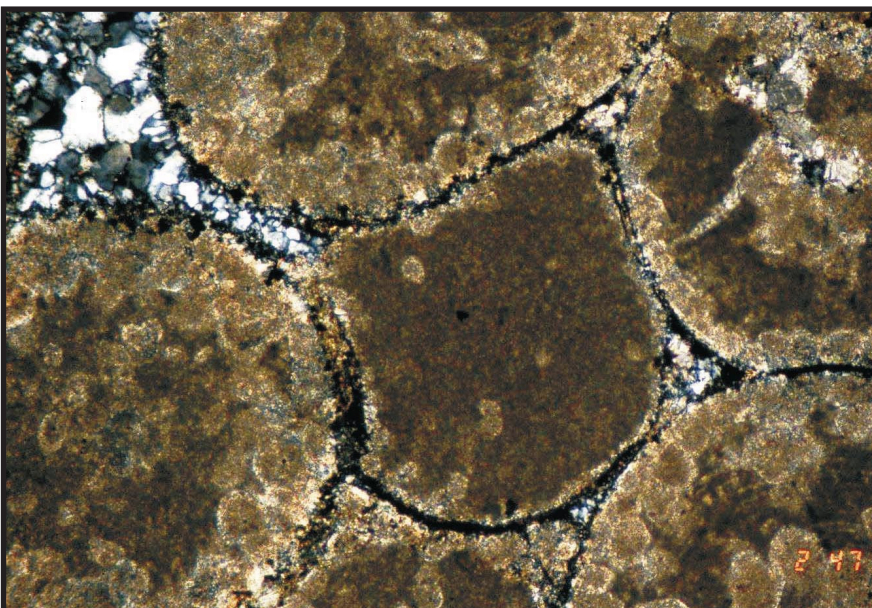
Probe T2/Dia 239 10x N||



Auch hier ist es nach der Calichisierung zur Korrosion gekommen - ebenfalls dokumentiert und fossilisiert durch Goethitfällung.

Die vollständige Verkieselung des Porenraumes bis in die Ooide hinein schließt dann diesen Vorgang ab.

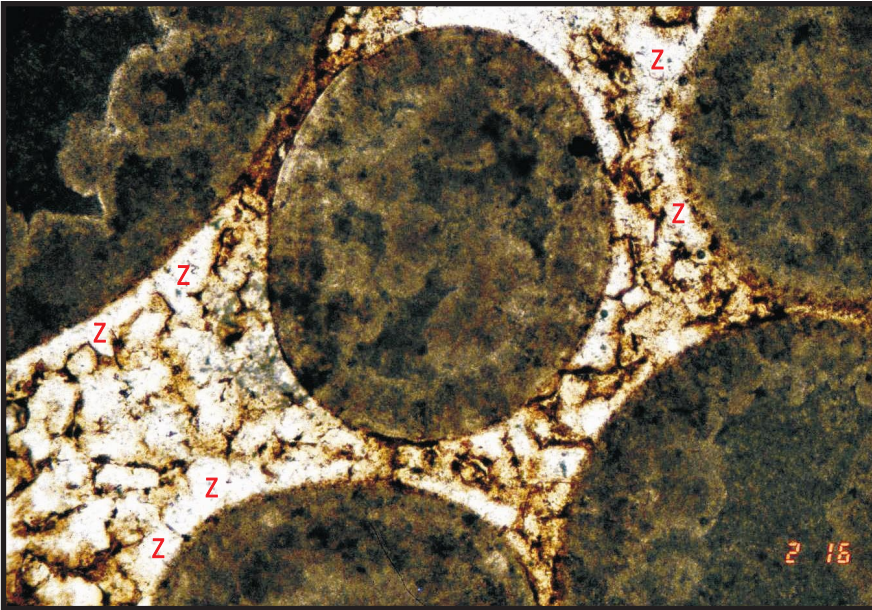
Probe T1/Dia 224 10x Nx



In diesem Bild ist besonders gut die Kompaktion der Ooide dokumentiert. Die Korrosion der Ooide erfolgte als Verkarstungsprozess in +/- fließendem, meteorischem Wasser. Mit Nachlassen der Wasserführung konnte in einem phreatischen, sauerstoffreichen Milieu Goethit auf allen Flächen des „Strömungskanal“ gefällt werden. Damit dokumentieren und konservieren diese Goethitrinden den „Paläokarst“ der Ooide. Durch die Goethitbildung kam es aber auch zu einer drastischen Verringerung der Permeabilität, verdeutlicht am relativ geringen Quarzwachstum im zentralen Ooidrest.

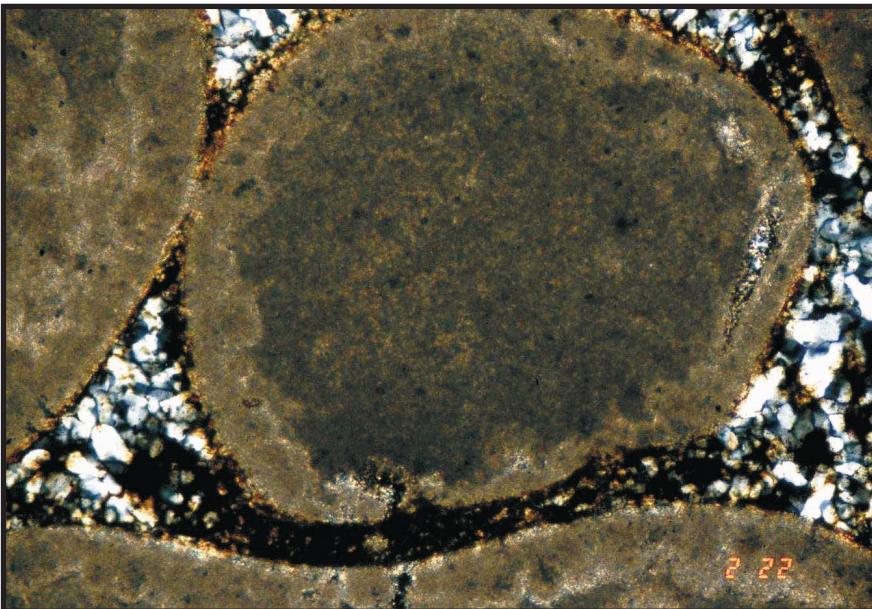
Probe T2/Dia 247 10x Nx

Tafel 20: C 245b



Diese Ooide sind sehr stark von Kieselsäure imprägniert worden. Der intergranuläre Porenraum besteht aus silifiziertem Zement (Z) und einer Schutt-mischung aus Quarzdetritus und Goethit.

Probe T1/Dia 216 10x N||

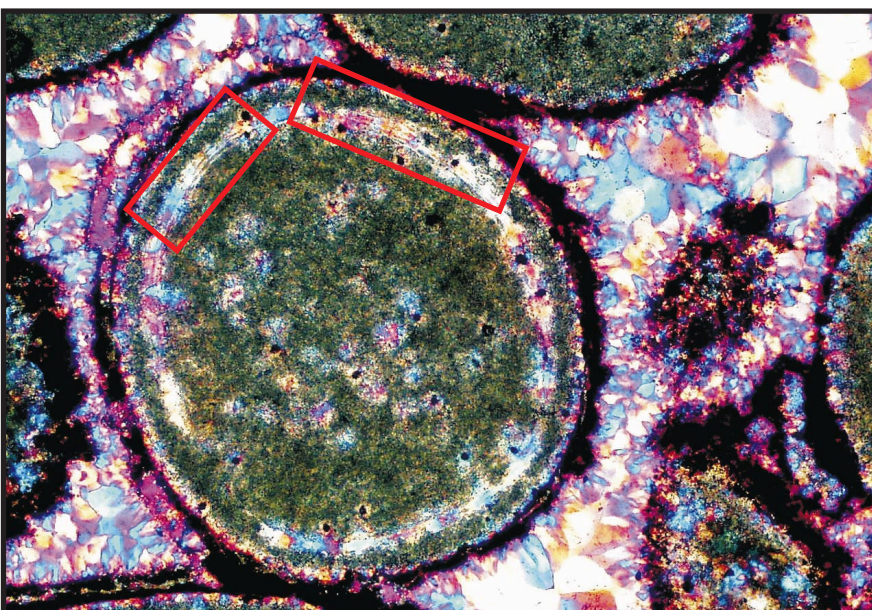


Das breite, dunkle Band zwischen den Ooiden dokumentiert:

1. Beide Komponenten haben eine individuelle Goethitcortex.
2. Dazwischen liegt goethitimpregnierter Feindetritus.

Dieser Kanal entstand durch Verkarstung in strömendem Wasser.

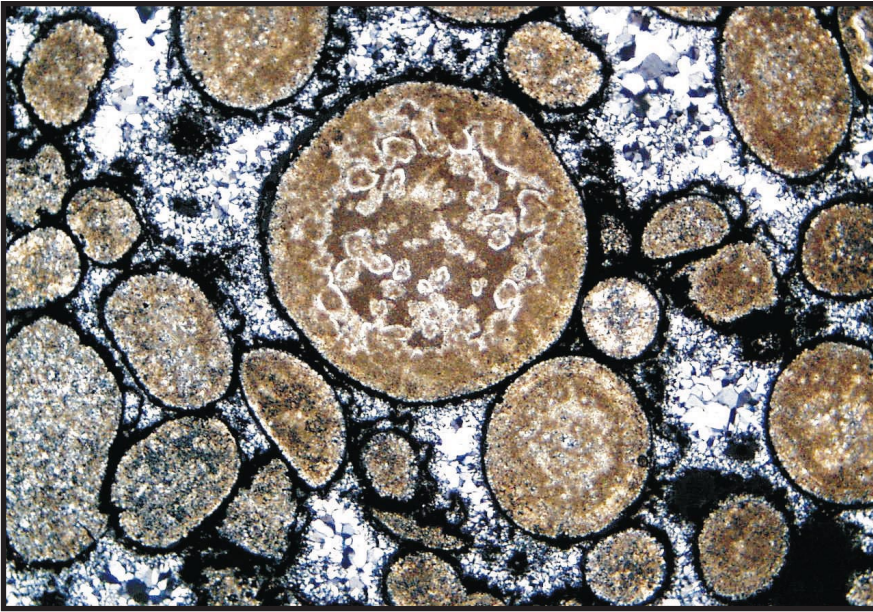
Probe T1/Dia 222 10x Nx



Sehr gut ist hier zu sehen, wie stark das zentrale Ooid durch Kieselsäure imprägniert worden ist. Außerdem läßt sich die vollkommen von Quarzkristallen durchwachsene goethitische Rinde um die Ooide erkennen und auch eine ganz und gar von Quarz imprägnierte äußerste Ooidrinde, welche sich beide langsam vom Ooid ablösen, wobei in einigen Bereichen die Quarzkristalle die ehemalige, radialstrahlige Struktur des Ooides nachzeichnen (oben im zentralen Ooid). Die hellen Quarzbänder im Ooid verdeutlichen die in Tafel **xx** angesprochenen permeablen Zonen.

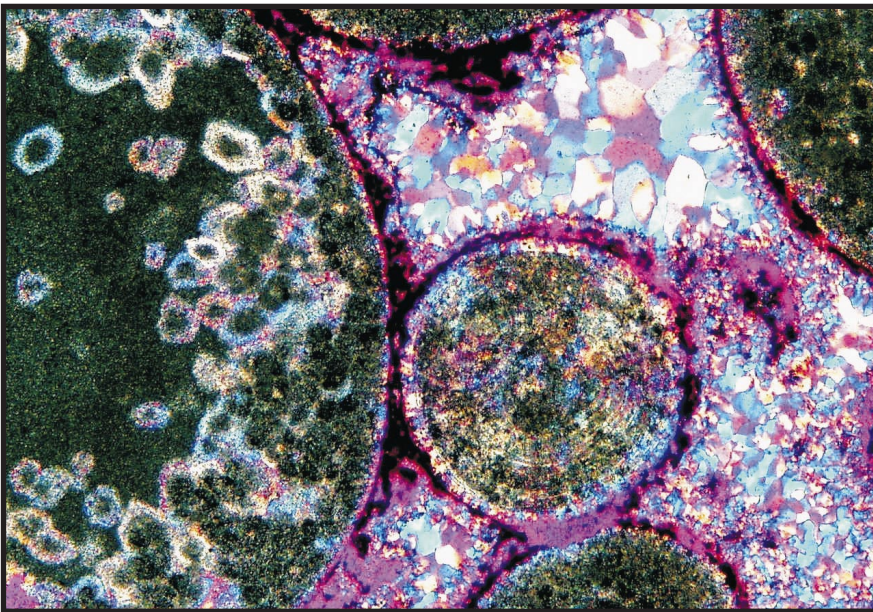
Probe LP5/Dia 794 10x Nx GiRo I

Tafel 21: C 245ab



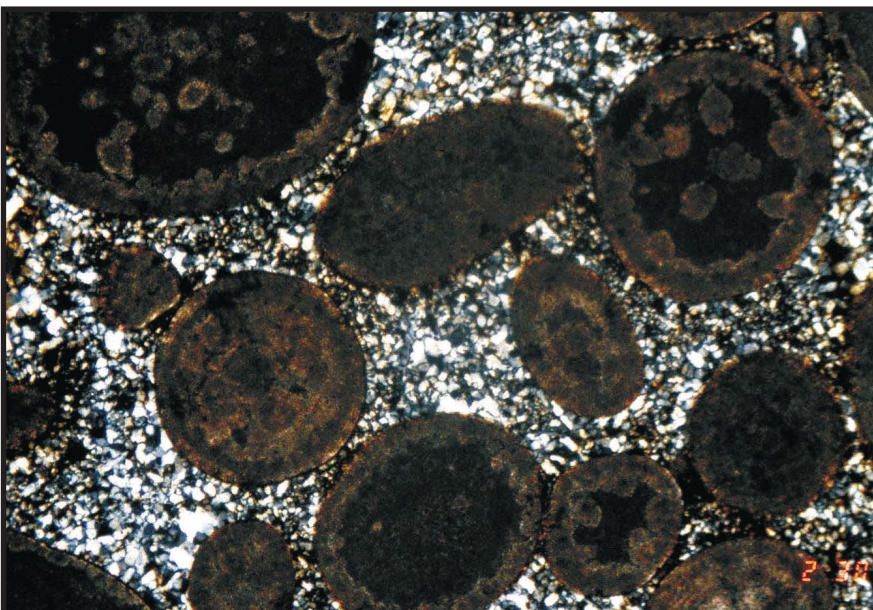
Probe LP5/Dia 789 2,5x Nx

Die Ooide weisen hier sehr massive, dicke Goethitrinden auf und sind des weiteren extrem stark oder sogar total von Quarz imprägniert worden. Das teilweise massige Auftreten von Goethit, zusammen mit sehr intensiver Verkie- selung, läßt sich mit einer gleichzeitigen Bildung von Fe-Hydroxid in SiO_2 -Gel erklären. Bei der Rekristallisation der Fe-Hydroxyde entstanden die dunklen (=gut kristallisierten) Goethitareale / -cortices, während aus dem SiO_2 -Gel Quarze nach dem Sternaggregat-Modell gewachsen sind.



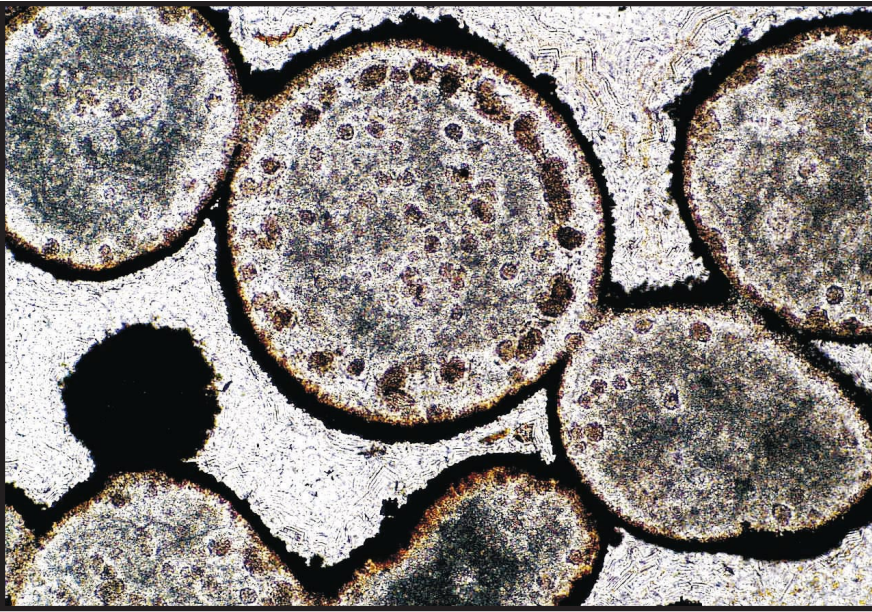
Probe LP5/Dia 798 6,3x Nx GiRo I

Ein Beispiel für Zementation durch Feinquarz, der durch Alterung aus einem SiO_2 -Gel entstand.



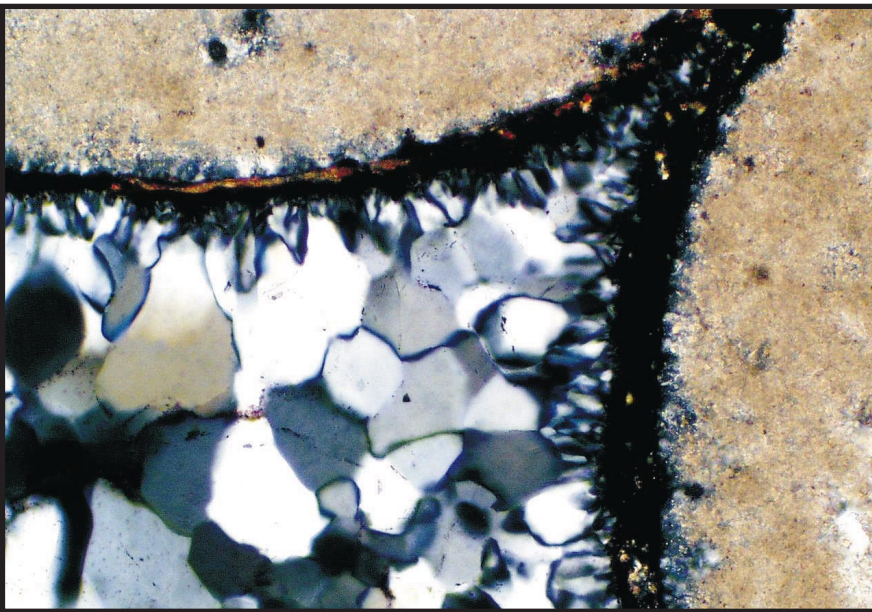
Probe T1/Dia 230 4x Nx

Tafel 22: C 245ab



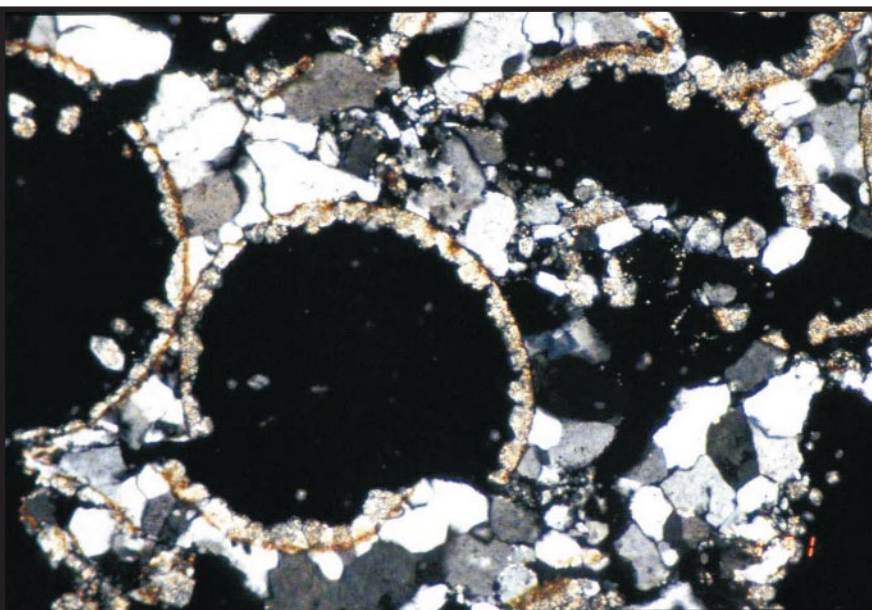
Diese Ooide sind im Inneren total verkieselt, wobei die einzelnen Quarzgenerationen dabei die ursprünglich radialstrahlige Struktur der Ooide nachzuzeichnen scheinen. Im oberen Bereich des Bildes sind auch Quarzkristalle mit leichten Wachstumssäumen zu erkennen, welche auf den Ooiden und in den offenen Porenraum hinein gewachsen sind. Dies deutet auf eine Mehrphasigkeit der Chalcedonbildung hin.

Probe LP8/Dia 886 10x N||



Ein exzellentes Beispiel für Silifizierung des intergranularen Porenraumes nach dem Sternquarz-Modell.

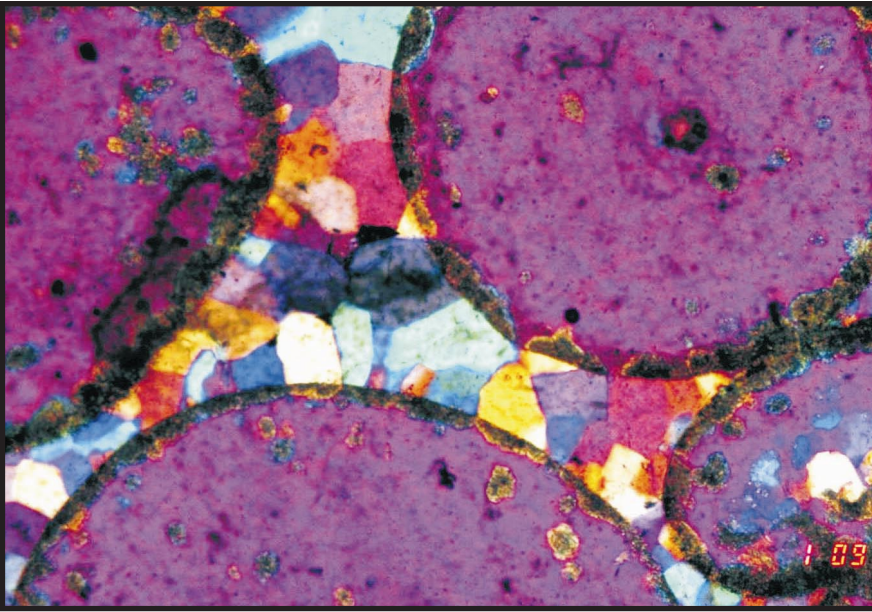
Probe LP5/Dia 796 20x Nx



Dieser Ausschnitt zeigt einen mit HCl karbonatfrei geätzten Bereich des Dünnschliffes. Erhalten geblieben ist die goethitische Rinde um die Ooide, welche von den in die Ooide hineinwachsenden Quarzkristallen konserviert und teilweise verbreitert worden ist. Gut ist auch zu erkennen, wie weit sich die Quarzkristalle in die Ooide hineingeschoben haben.

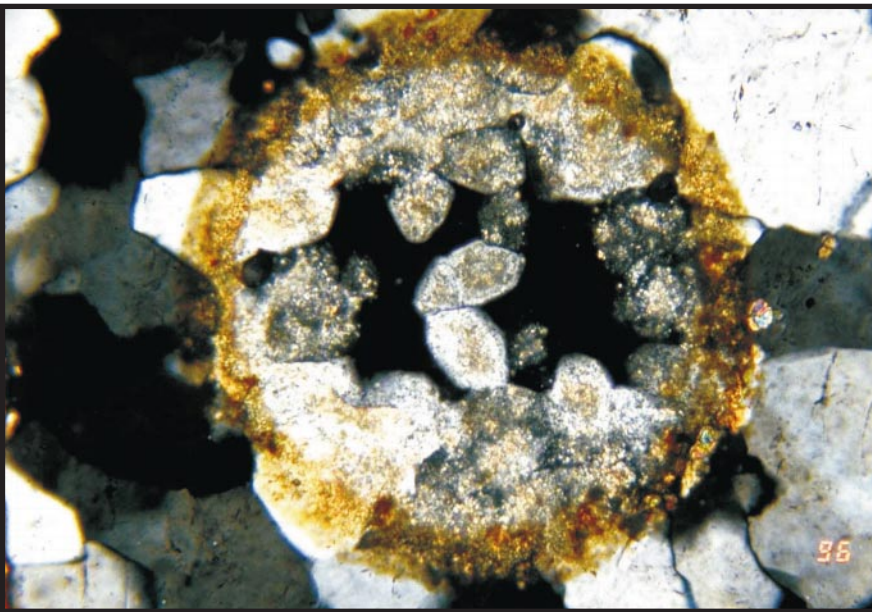
Probe Rx/Dia 161 10x Nx

Tafel 23: (C) 23 - Imprägnierung I



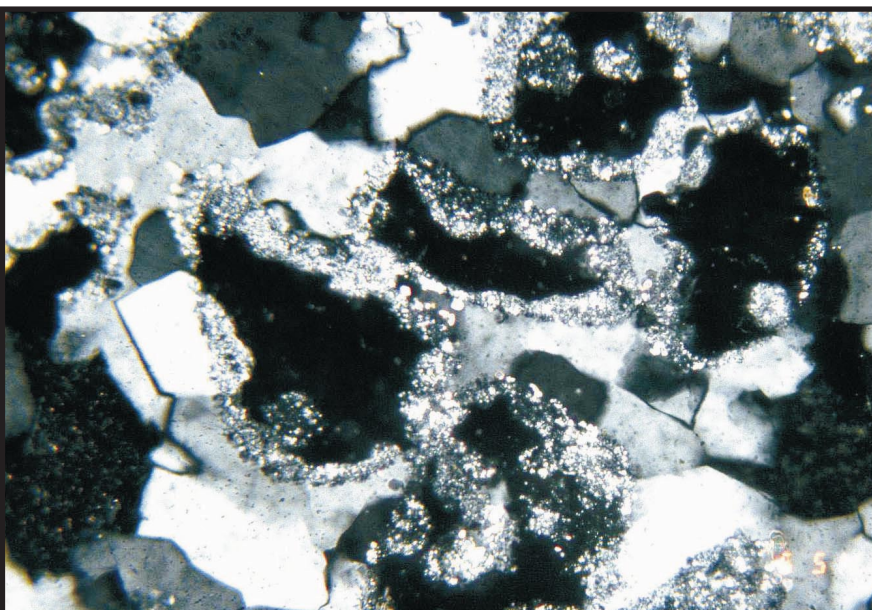
Der hier dokumentierte Teilbereich des Schliffes ist mit HCl karbonatfrei geätzt worden, um den Eindringbereich der Quarzkristalle in die Ooide genauer betrachten zu können. Sehr gut ist hier zu erkennen, wie einzelne Quarzkristalle sowohl in den Porenraum, aber auch durch den Rand der Ooide in diese hineingewachsen sind und so hier noch die Form der weggeätzten Ooide dokumentieren.

Probe R1/Dia 109 10x Nx GiRo I



Auch in diesem Ausschnitt wurde mit HCl der Karbonatanteil herausgelöst. Gut ist noch die breite, aus schlecht auskristallisiertem und während der Silifizierung "verschlepptem" Goethit bestehende Tapete zu sehen, welche ehemals um das Ooid abgelagert worden ist. Sie ist von den in das Ooid hineinwachsenden Quarzkristallen durchdrungen worden. Gut zu erkennen ist ebenso, daß die Quarzkristalle im Ooid selbst auch Mikrit mit umwachsen haben ("trübe" Zonen). Doch sind die Quarzkristalle nicht nur vom Rand in das Ooid hineingewachsen, sondern haben sich auch mitten in ihm frei schwimmend / schwebend, idiomorph gebildet (Vergl. Beispiele der REM-Tafeln).

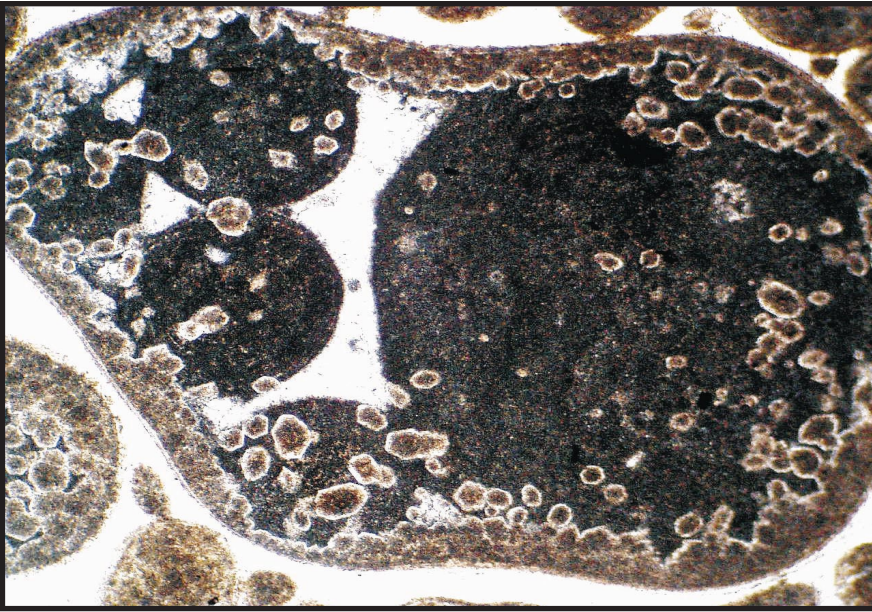
Probe Ry/Dia 96 10x Nx



Hier ist ebenfalls ein Teilbereich mit HCl freigeätzt worden. Gut zu sehen ist, daß es hier zu keinerlei Goethitfällung gekommen ist. Massige Quarzkristalle füllen den gesamten Porenraum aus. In den Bereichen, in denen die Quarzkristalle in die Ooide eingewachsen sind, haben sie Kalzitmikrit verdrängt und/oder umwachsen (Vergl. Wachstumsstörungen selektiver Quarzkristalle, REM-Tafeln).

Probe TC53/Dia 651 25x Nx

Tafel 24: BC 24 - Imprägnierung II



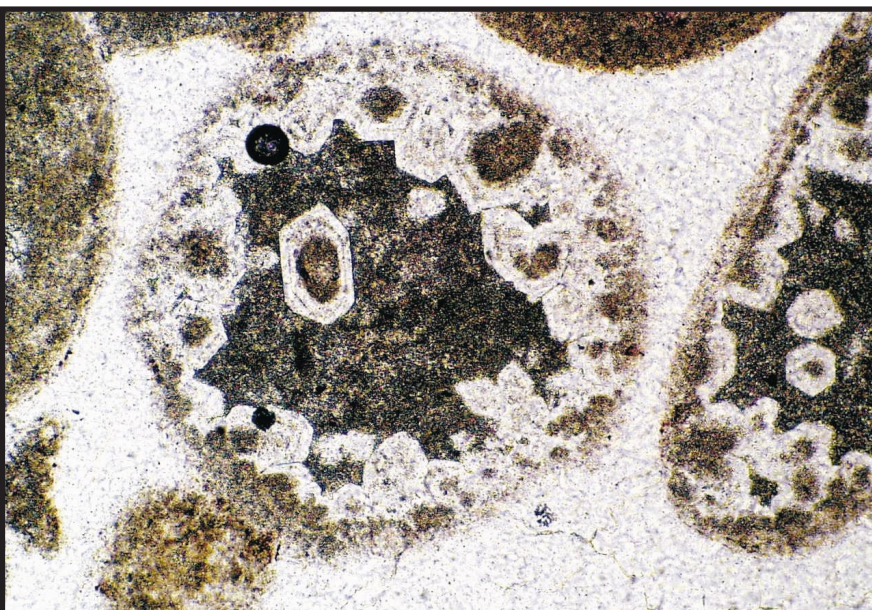
Hier ist eine Komponente, die aus 5 Ooiden aufgebaut ist, zu sehen. Die Verkieselung / Imprägnierung hat hier, wie sonst auch bei den einzelnen Ooiden, an der Oberfläche der gesamten Komponente angesetzt, egal ob in einem Ooidbereich oder einem kalzitischen Matrixbereich dazwischen. Ebenso ist auch die Verteilung der idiomorph in den Ooiden gebildeten Quarzkristalle absolut willkürlich.

Probe LP10/Dia 932 4x N||



In den extrem stark verkieselten randlichen Bereichen der Ooide zeichnen die Quarzkristalle noch die ursprünglich radialstrahlige Strukturen des kalzitischen Bereichs der Ooide nach, doch auch die inneren Bereiche der Ooide sind schon extrem stark verkieselt. Damit die Verkieselung überhaupt so weit reichen konnte, mußte eine Mikroporosität, eine erhöhte Permeabilität innerhalb der Ooide vorher ausgebildet worden sein, um überhaupt genug Si-reiche Lösungen anliefern zu können, welches aber überhaupt nur im phreatischen Bereich möglich ist.

Probe LP10/Dia 938 10x N||



Sehr gut sind hier die Anwachssäume in den Quarzkristallen innerhalb der Ooide zu erkennen. Aus diesen Anwachssäumen läßt sich eine Mehrphasigkeit des Kristallwachstums ableiten. So muß es nach einer ersten Verkieselungsphase zum Aussetzen der Förderung von kieselensäurehaltigen Lösungen gekommen sein. Das Kristallwachstum kam zum Erliegen. Erst als wieder neue Kieselensäure geliefert wurde, setzte auch das Kristallwachstum erneut ein. Durch winzigste Verunreinigungen auf der ehemaligen Kristalloberfläche, die beim erneuten Kristallwachstum überwachsen wurden, entstanden die Anwachssäume.

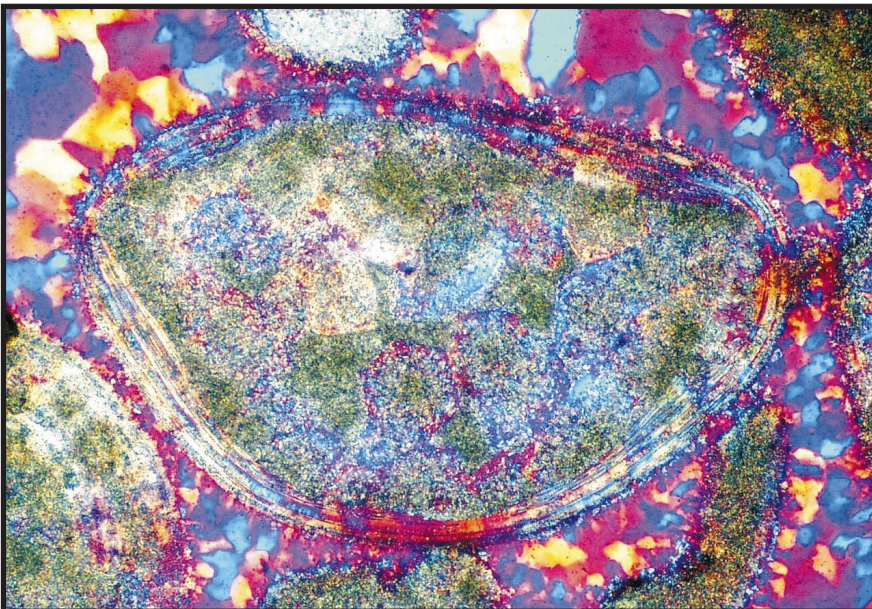
Probe LP10/Dia 935 10x N||

Tafel 25: ABC 25ab - Imprägnierung III

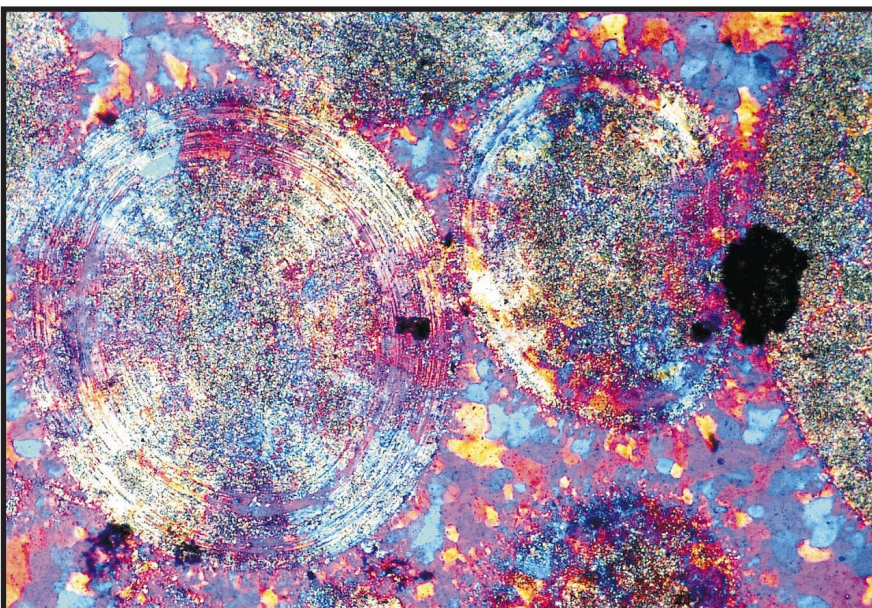


Probe LP10/Dia 937 10x N||

Durch Calchisierung sind die Ooide so weit überprägt worden, daß nur in den kalzitischen Ooiden oder Ooidrinden Reste einer ursprünglichen Radialstruktur erkennbar sind. Bei starker Silifizierung werden die Strukturmerkmale ehemaliger Kalzitoid (-teile) exakt zu Quarz umgewandelt, während der Mikrit des ersten Aragonits durch sub-euhedrale Quarze ersetzt wird. Die Silifizierung hat nur einen Restkarbonatanteil von Ca ~10% übrig gelassen (entspr. chem. Daten).



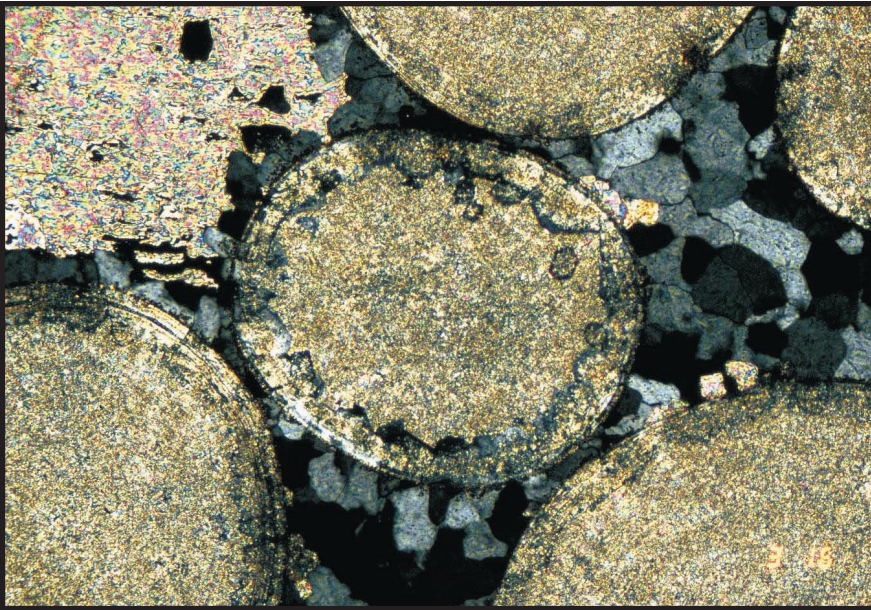
Probe LP10/Dia 936 10x Nx GiRo I



Ein seltenes Beispiel eines völlig silifizierten (optisch negativ = Chalcedon) Kalzitoids mit totaler Strukturhaltung.

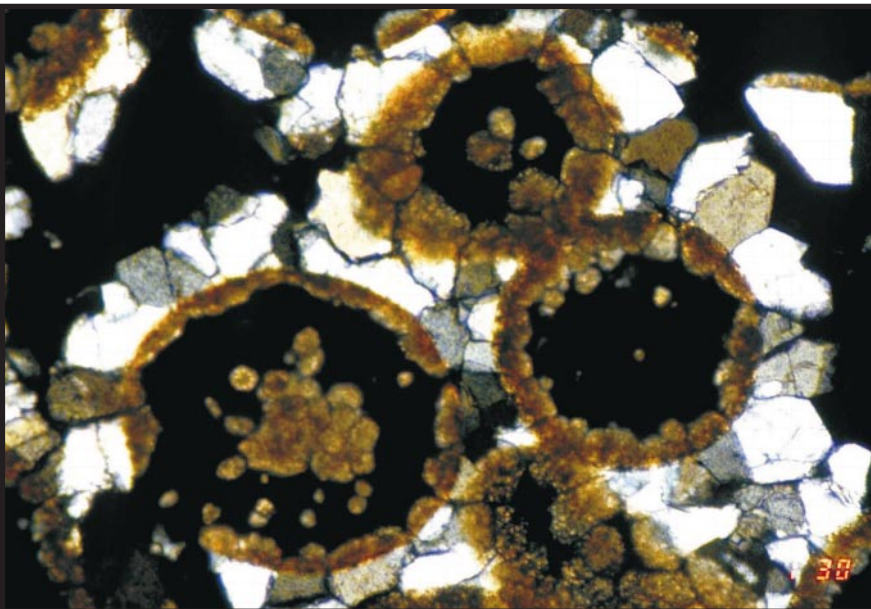
Probe LP10/Dia 934 10x Nx GiRo I

Tafel 26: CD 23 - Imprägnierung IV



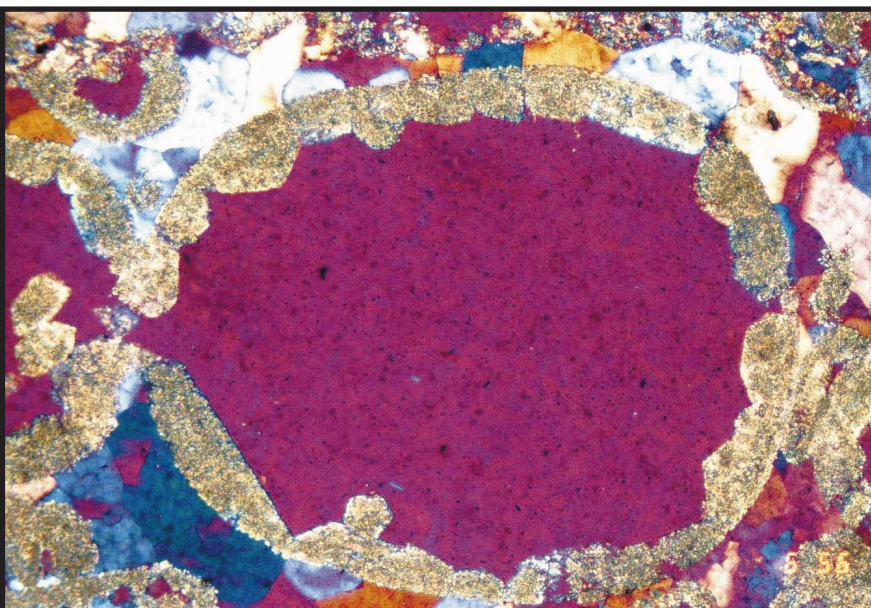
Im Zuge der Verkieselung war es den Quarzkristallen möglich, in die destabilisierten, mikritisierten Ooide hineinzuwachsen und den Mikrit zu verdrängen. Der große Kalzitkristall im Porenraum, ein syntaxial weitergewachsener Crinoidenrest, dagegen blieb jedoch gegen die Verkieselung weitgehend resistent.

Probe T6/Dia 316 10x Nx



Hier sind die verkieselten Bereiche wieder durch das Lösen des Karbonats mit HCl freigelegt worden. Deutlich zu sehen sind die im Porenraum sehr groß und massiv ausgebildeten Quarzkristalle, wohingegen sie in den Bereichen der ehemaligen Ooide wesentlich kleiner und nur schlecht auskristallisiert sind. Sehr gut ist aber zu erkennen, daß die Quarzkristalle unter gleicher optischer Orientierung in den Porenräumen und in die Ooide hineingewachsen sind.

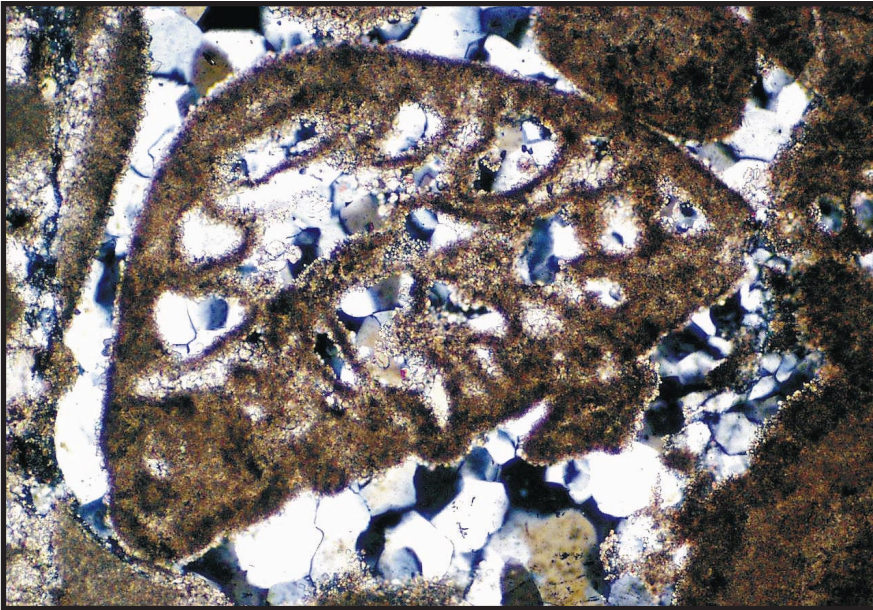
Probe R2/Dia 130 10x Nx



Auch hier wachsen die Quarzkristalle unter gleicher optischer Orientierung in den Porenraum und in die Ooide hinein. Der auffällige Unterschied der klaren Quarze (=Verdrängung vollständig) und der bräunlichen Imprägnationszonen (=Verdrängung unvollständig) ist bedingt durch drastische Unterschiede der Permeabilität: sie war hoch im Porenraum und wesentlich niedriger in den Ooiden.

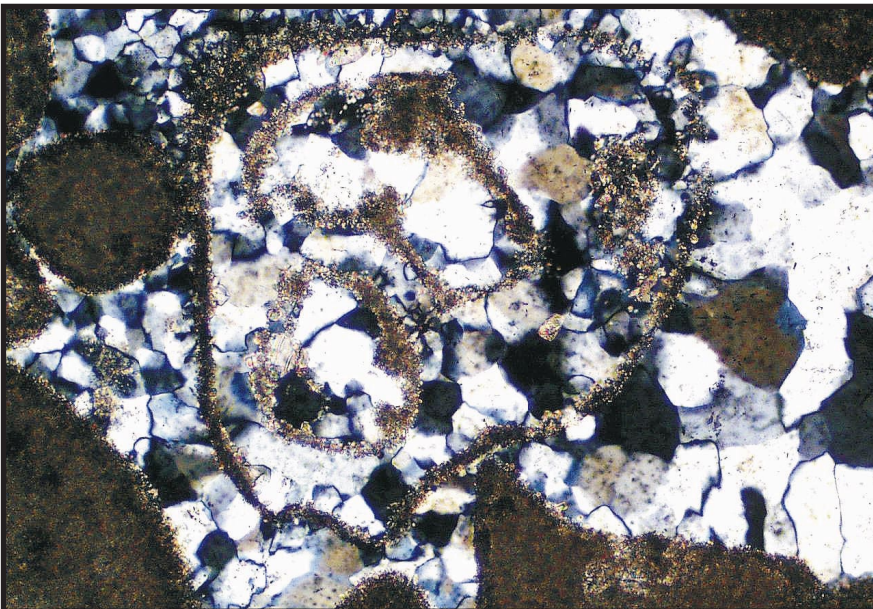
Probe TC54/Dia 656 10x Nx GiRo I

Tafel 27: D 45b - Fossilien I



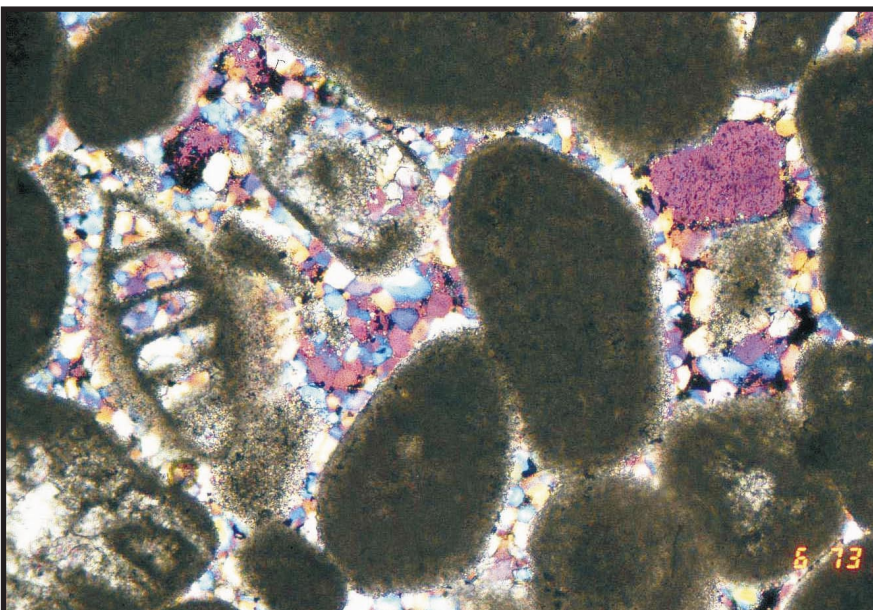
Eine auch in den Kammern verkieselte Foraminifere mit relativ guter Schalenerhaltung, wobei hier dünne, sekundäre Sparitsäume um die Schale herum ausgebildet worden sind.

Probe LP7/Dia 859 10x Nx



Nicht näher bestimmbarer Fossilrest mit schlechter Schalenerhaltung, da diese überwiegend in Sparit umgewandelt worden ist.

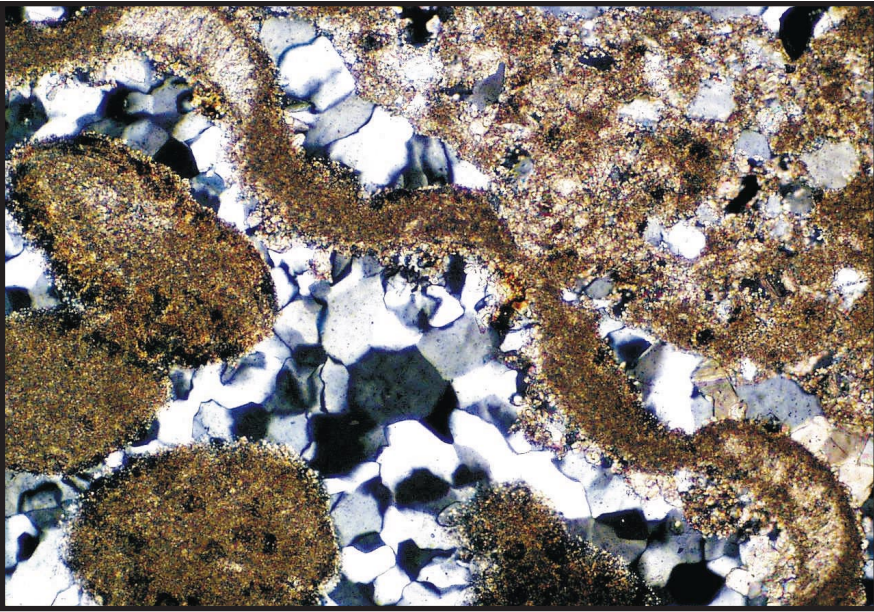
Probe LP7/Dia 861 10x Nx



Mit Quarzkristallen verfüllte, nicht näher bestimmbare Foraminifere, welche ebenfalls eine recht schlechte Schalenerhaltung aufweist.

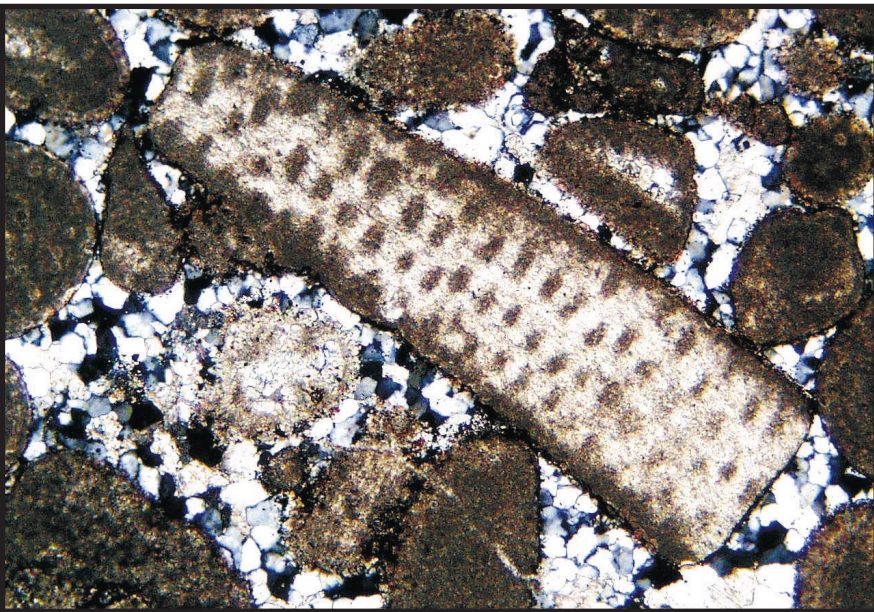
Probe RS1/Dia 673 10x Nx GiRo I

Tafel 28: BD 123 - Fossilien II



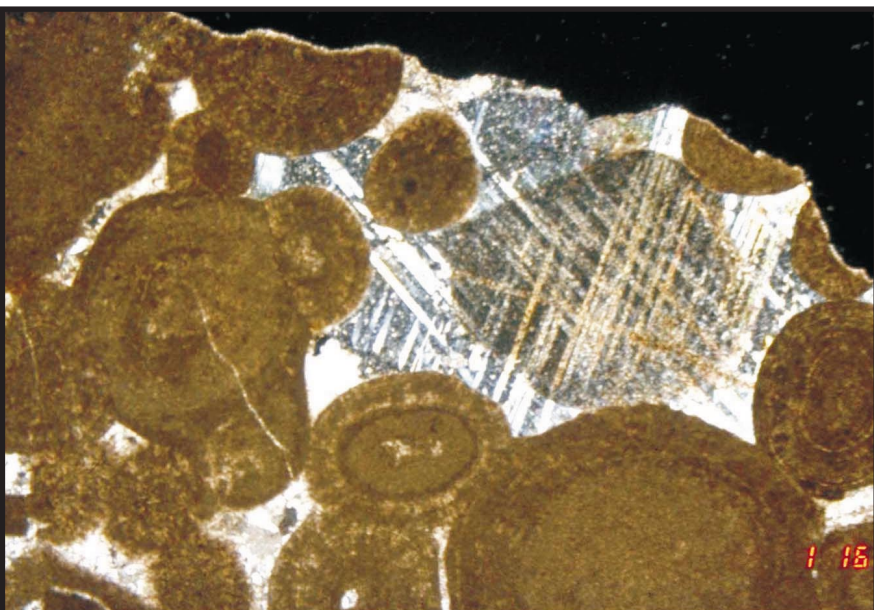
Molluskenschale im von total mit Quarzkristallen ausgekleideten Porenraum. Die Schale ist vollständig von einem dünnen Sparitsaum umgeben und die Schalenhölräume komplett sparitisch verfüllt.

Probe LP6/Dia 785 10x Nx



Fossilbruchstück, vermutlich von einer Koralle, wobei der Fossilrest von einer feinen Lage Sparit umgeben ist, auf dem, genau wie auch um die Ooide herum, eine Goethitapete zur Ablagerung gekommen ist. Obwohl der gesamte Porenraum von Quarzkristallen ausgekleidet ist, ist in dem Fossilrest keine Verkiehlung feststellbar.

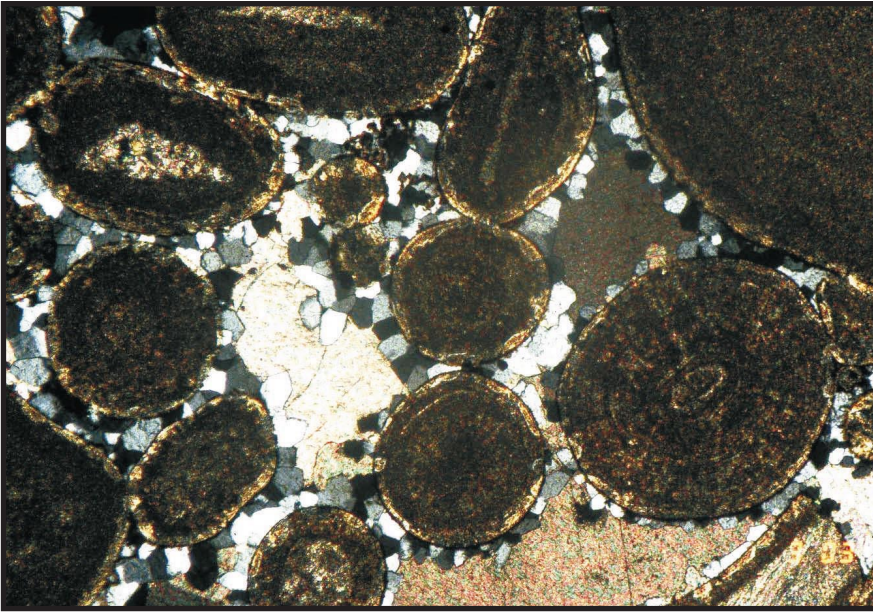
Probe LP4/Dia 804 6,3x Nx



Ein Crinoidenrest mit Sparitsaum (bzw. von Sparit umwachsen) wurde insgesamt in ein Kalziteinkristall umgewandelt.

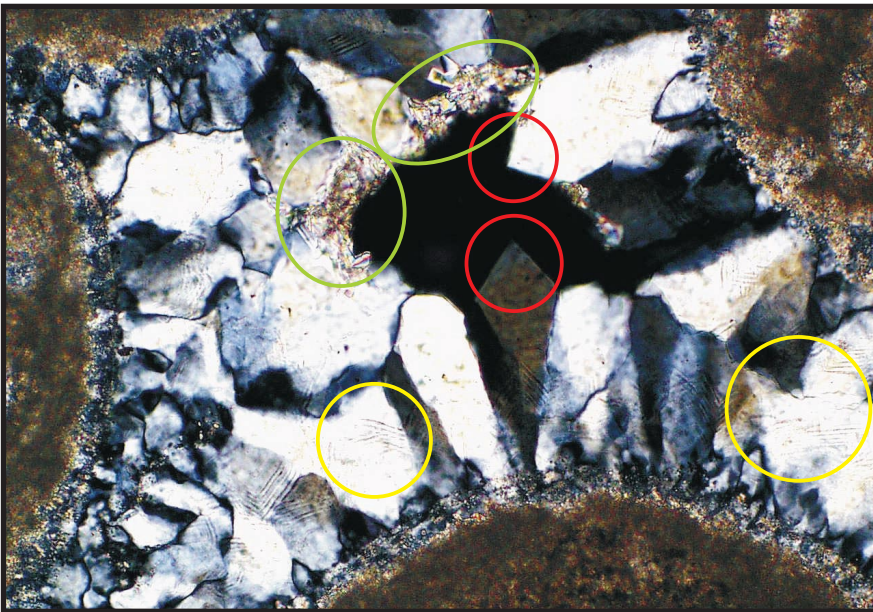
Probe R10/Dia 116 4x Nx

Tafel 29: C 24 - Even rim I (Umwandlung Chalcedon zu Quarz)



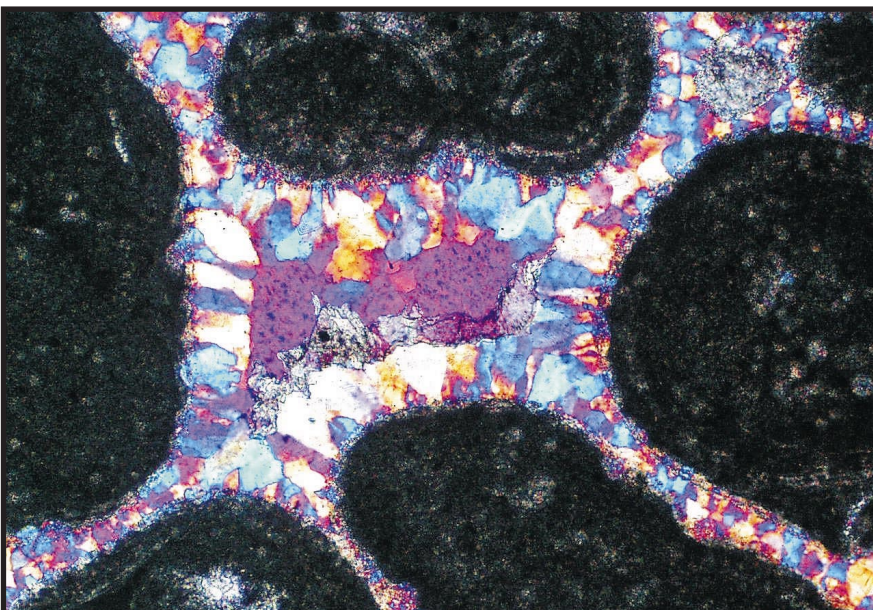
Nachdem die Ooide z. T. mikritisiert worden sind und sich eine feine Goethit-Tapete um diese angelagert hatte, kam es im offenen Porenraum zu einer Silifizierung durch Megaquarzkristalle. Nach Literaturangaben sind Quarzbildungen ohne erkennbares Vorlaufstadium aus Opal/Chalcedon typisch für Produkte Si-armer Wässer im normalen pH-Bereich (<8). Die großen Kalzitkristalle, die nun die noch verbliebenen Porenräume komplett verfüllen, stellen eine abschließende Phase nach Beendigung der Kieselsäurelieferung dar. (A/B2+1a/1b+C)

Probe T6/Dia 303 4x Nx



Sehr gut zu erkennen sind hier die euhedralen Spitzen (○) der Quarzkristalle des even-rim Zementes, die belegen, daß die Quarzkristalle sich in einem offenen Porenraum gebildet haben. Auch gut zu sehen sind die Anwachssäume (○) in den Quarzkristallen, welche eine Mehrphasigkeit im Kristallwachstum bzw. der Lieferung Si-haltiger Lösungen belegen und den Außenbereich des silifizierten Gebietes im Gelände charakterisiert. All diese Vorgänge liefen im phreatischen Milieu ab. Eine darauf folgende Bildung im vadosen Milieu dagegen sind die feinen kalzitischen Meniskuszemente (○), die nun z. T. die ehemals euhedralen Quarzkristallspitzen maskieren. (B+1a₁+1a_n+C)

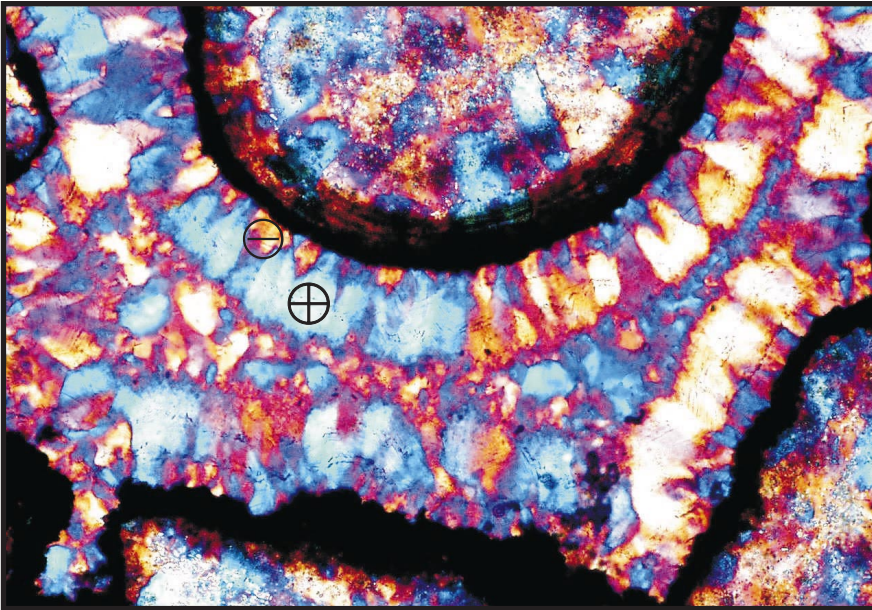
Probe X12/Dia 912 20x Nx



Bildungen von silikatischem even-rim Zement belegen grundsätzlich eine primäre Fällung als Chalcedon, aus dem durch Alterung Bänder aus Mega-Quarzkristallen entstanden.

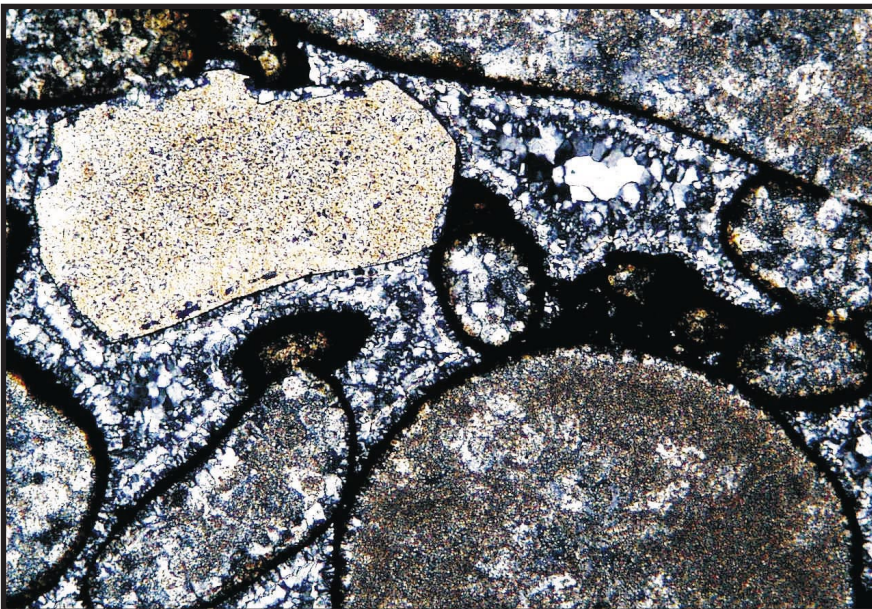
Probe X12/Dia 909 10x Nx GiRo I

Tafel 30: CD 45ab - Even rim II (Umwandlung Chalcedon zu Quarz)



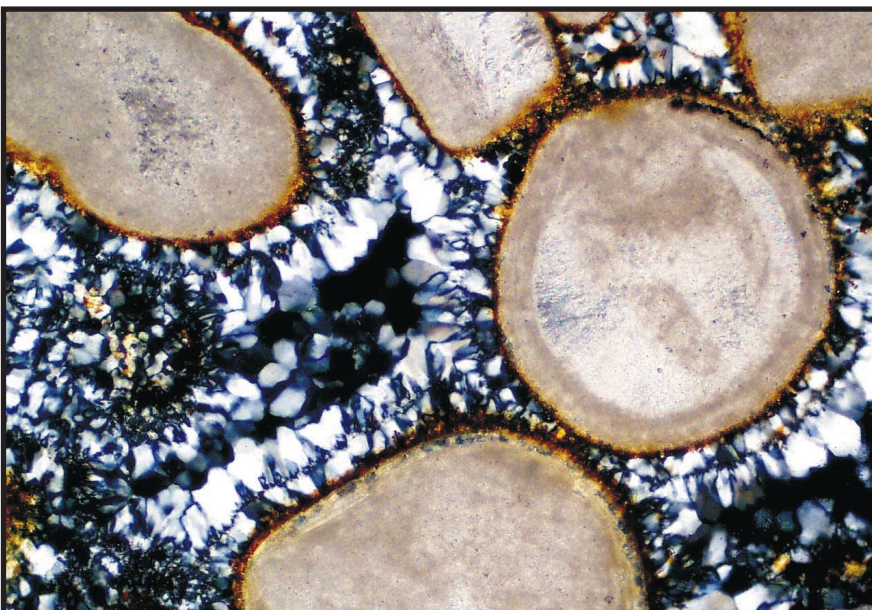
Beispiel für mindestens zwei zeitlich getrennte Chalcedongenerationen. Die erste Generation wurde als even-rim Chalcedon abgelagert. Nach dem Sternquarz-Modell rekristallisierten Quarzkristalle (a. d. linken Bildhälfte blau=opt. Positiv ⊕), während die "benachteiligten" Areale als Chalcedon (gelb=opt. Negativ ⊖) erhalten blieben. Die letzte Chalcedonphase ist als Feinquarz (=mikrokristallin ausgebildeter Chalcedon) erhalten.

Probe LP8/Dia 883 20x Nx GiRo I



Um die Komponenten und Ooide ist eine sehr breite Goethitschicht ausgebildet worden. Auf dieser sind mehrere Generationen von even-rim Chalcedon ausgebildet. Auch dieser Bereich ist extrem stark verkieselt, so daß es sogar zu einem Eindringen von Quarzkristallen in das Crinoidenbruchstück kommt.

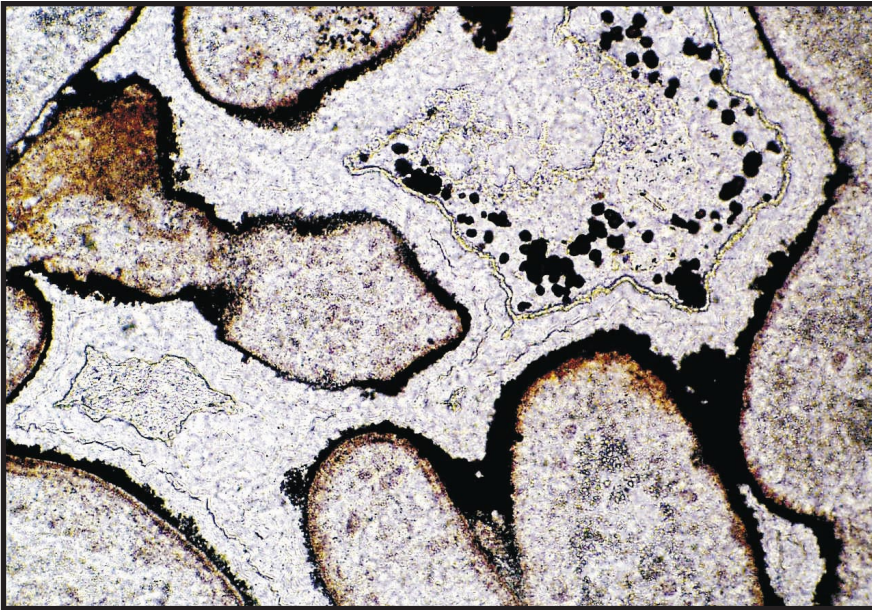
Probe LP8/Dia 875 6,3x Nx



Der Porenraum ist auch hier schon durch mehrere even-rim Generationen aus zu Quarz gealtertem Chalcedon fast vollkommen ausgekleidet. In den Ooiden selbst sind aber noch kaum verkieselte Bereiche zu erkennen. In diesem Stadium beginnen die Quarzkristalle gerade erst durch die goethitische Rinde in die Ooide hineinzuwachsen.

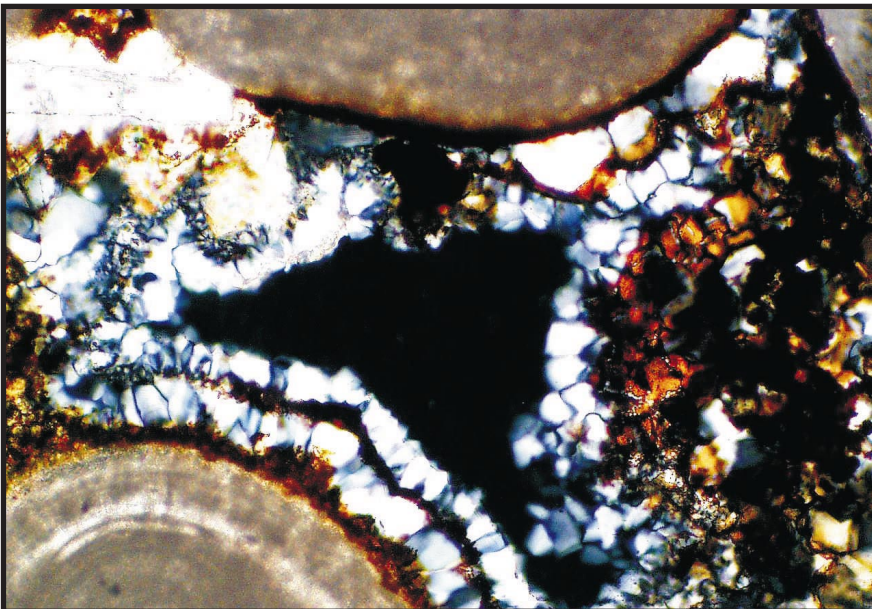
Probe LP9/Dia 890 10x Nx

Tafel 31: BC 24 - Even rim III (Umwandlung Chalcedon zu Quarz)



Besonders in den Zwickelbereichen der Komponenten und Ooide, aber auch um diese herum ist es hier zu massiven Goethit ausfällungen (im Form nadeliger Sphärolithe) gekommen. Darauf sind mehrere Chalcedongenerationen ausgefällt worden, die hier selbst im Durchlicht gut zu erkennen sind. Der letzte, freigebliebene Porenraum wurde dann später mit Kalzit-Zementen verfüllt, die eine späte Goethitsphärolithbildung umwachsen.

Probe LP8/Dia 880 10x N||



Probe LP9/Dia 895 20x Nx

Hier ist nicht nur eine erste Goethitgeneration um die Ooide ausgebildet, sondern auch die erste even-rim Chalcedongeneration ist von einer zweiten Goethit-Tapete überzogen, auf der es dann zu einer weiteren even-rim Chalcedonbildung kam. Auch das Weiterwachsen der Kalzitkristalle der Mollusken schale (Dia 895 links oben) wird durch den Goethit nachgezeichnet. So ist hier insgesamt ein mehrfacher Wechsel von der Anlieferung Fe-reicher Lösungen und Si-haltiger Lösungen dokumentiert.



Probe LP9/Dia 896 10x Nx GiRo I

Tafel 32: S+C - Oosilcrete I

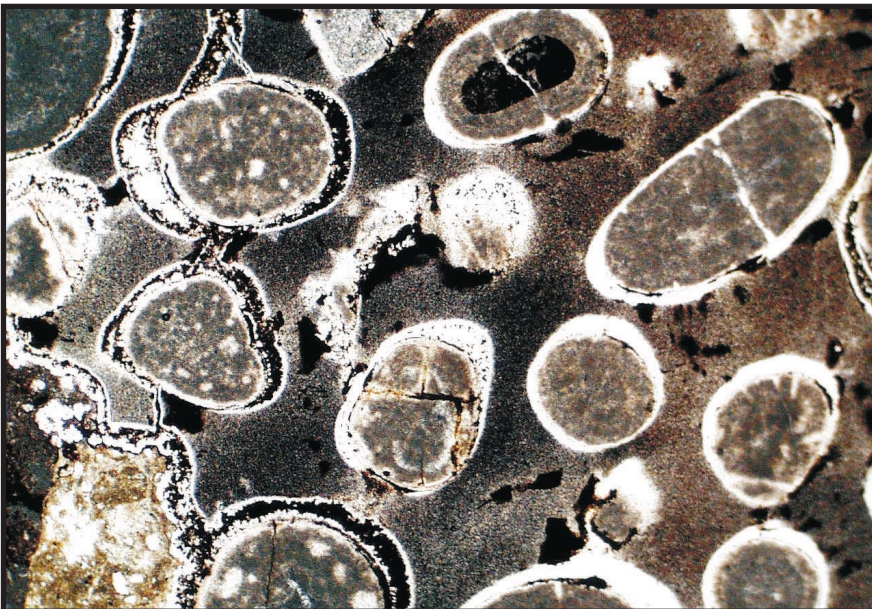


Sehr intensiv verkieselte, krustenartige Proben mit eingelagerten Ooiden werden nachfolgend als Oosilcrete bezeichnet.

Sehr stark verkieselte Probe aus:

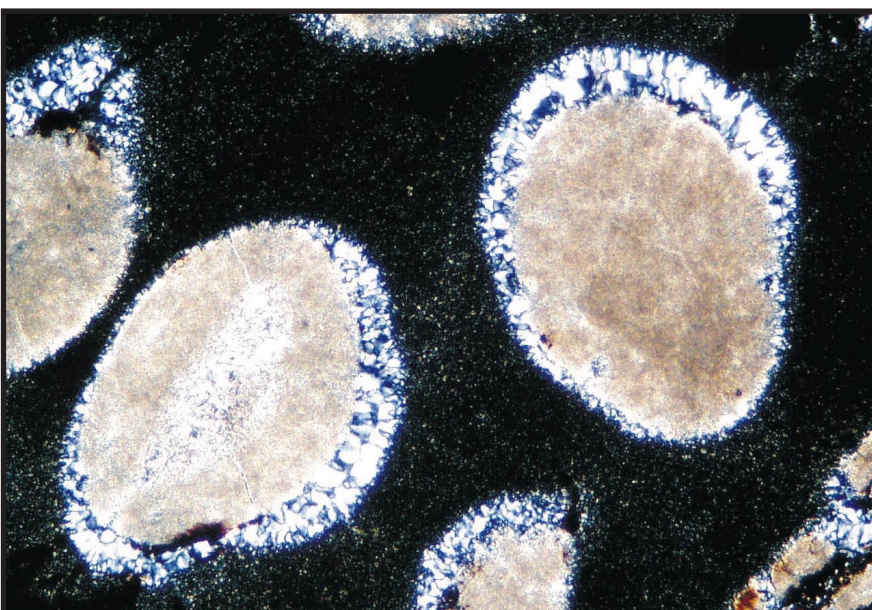
- resedimentierten Ooiden mit Goethitcortex
- Mikritarealen als Reste der Calichephase
- mindestens einer Chalcedon-Generation
- letzte Füllung mikritischer Goethit.

Probe RS6/Dia 974 4x Nx



Die verkieselten Ooide liegen in einer feinstkörnigen Chalcedonmatrix. Aus der Ausbildung der linken Hälfte des kompakten Silcretes wird abgeleitet, daß +/- verkieselte Ooide in "weiches" SiO_2 -Gel gelangt sind. Um die Ooide blieb zunächst eine wassergefüllte Zone erhalten, in der es zur intensiven Goethitfällung kam. Durch Alterung hat sich auf dem massigen Chalcedon und um die Ooide even-rim Chalcedon gebildet.

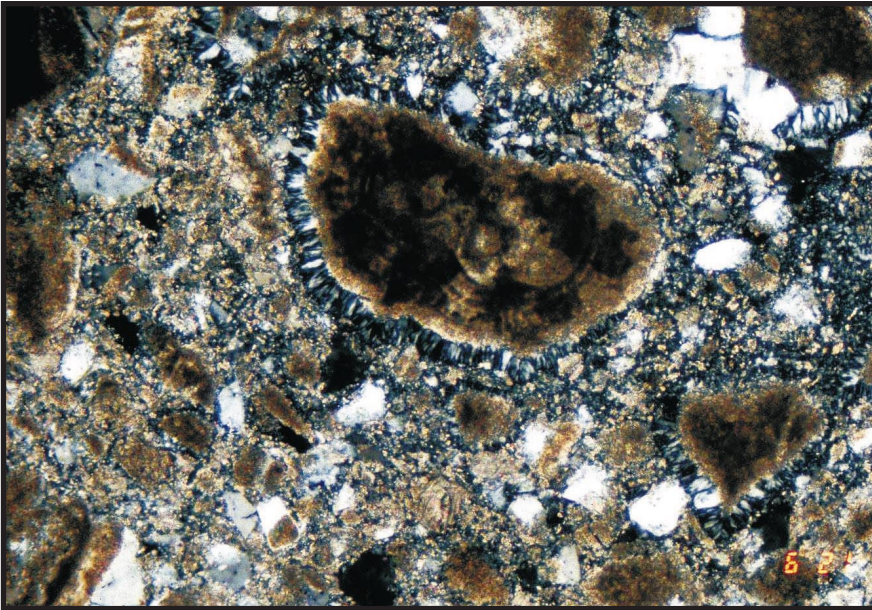
Probe RS6/Dia 959 4x N||



Die Ooide, welche auch intern vollkommen verkieselte sind, haben außerdem noch einen deutlichen, äußeren Kieselraum. Dies läßt darauf schließen, daß das Gesteinspaket, in dem die Ooide primär verkieselte worden sind, anschließend aufgearbeitet worden ist, die Ooide in Quarzmatrix wurden danach durch Abrollen wieder verrundet und gelangten durch Transport in ein Kieselgel, welches hier nun die feinstkörnige, quarzische Matrix bildet.

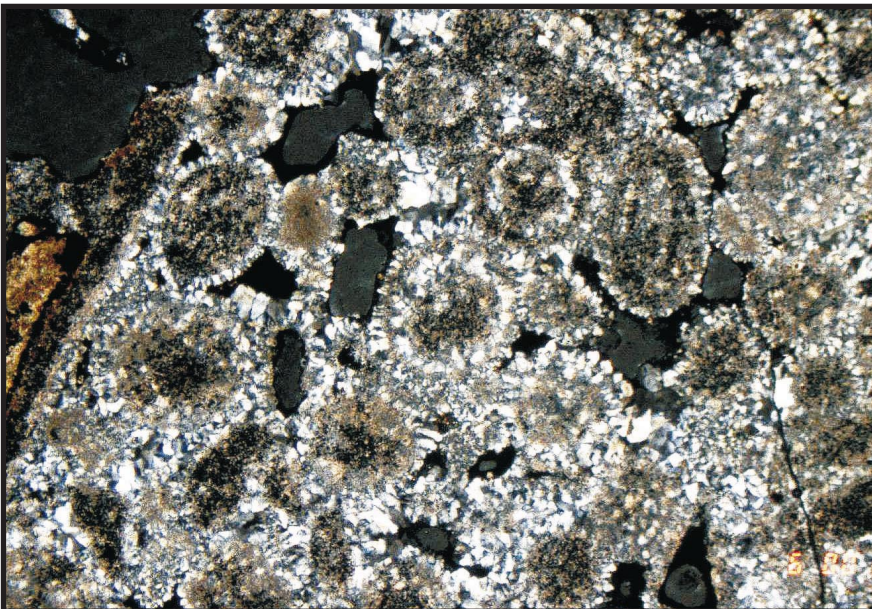
Probe RS6/Dia 962 6,3x Nx

Tafel 33: S+(B)(C) 45b - Oosilcrete II



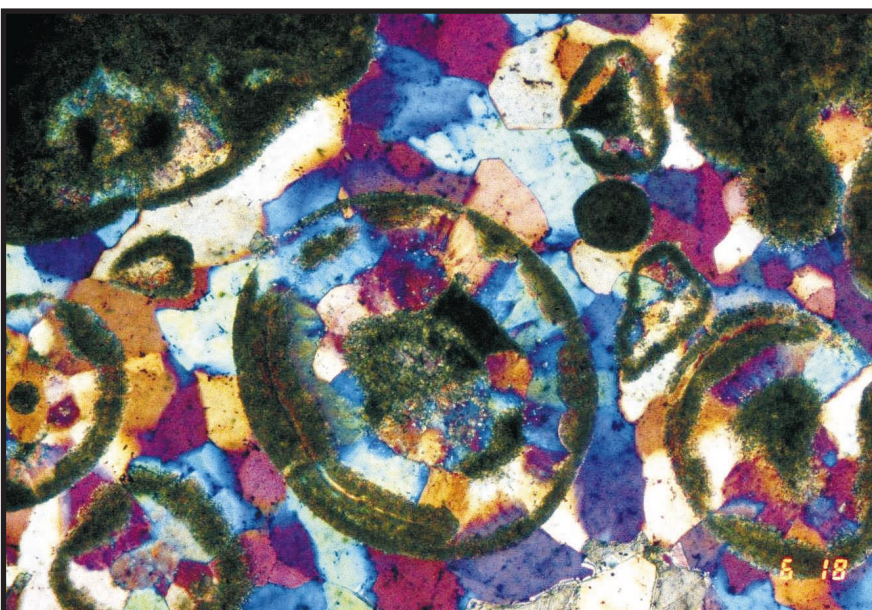
Einzelne verkieselte Komponenten, die aus einem oder mehreren Ooiden bestehen können, werden von einem even-rim Chalcedon umgeben. Bei der Rekristallisation hat der gleichmäßige, ehemalige Chalcedon-"ring" palisadenförmig ausgerichtete Quarze gebildet. Die heterogene Matrix aus Feinstdetritus + Splitterquarz + Ooid-(resten) repräsentiert resedimentierten Schutt.

Probe TC52/Dia 621 10x Nx



In diesem Ausschnitt eines Silcretes ist die Verkieselung derart weit fortgeschritten, daß die Ooide als solche kaum noch zu erkennen sind. Dagegen gibt es im Porenraum häufig noch offene Bereiche, die nicht mit Quarzzementen verfüllt sind.

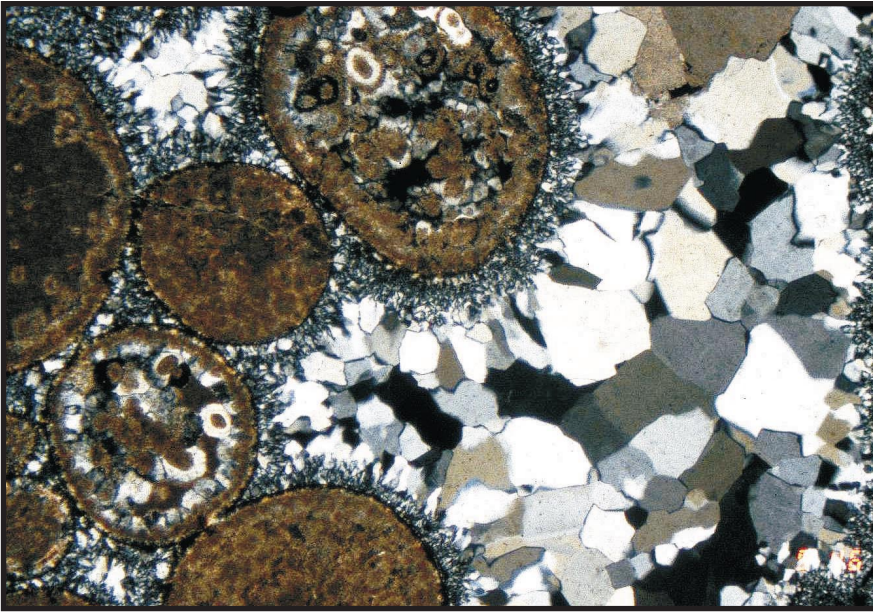
Probe TC51/Dia 600 4x Nx



Mega-Quarzkristalle bilden hier die "Matrix" in den Porenräumen, doch sind die Quarzkristalle auch extrem massiv in die ehemaligen Ooide hineingewachsen und haben das mikritische Karbonat der Ooide fast vollständig verdrängt und ersetzt.

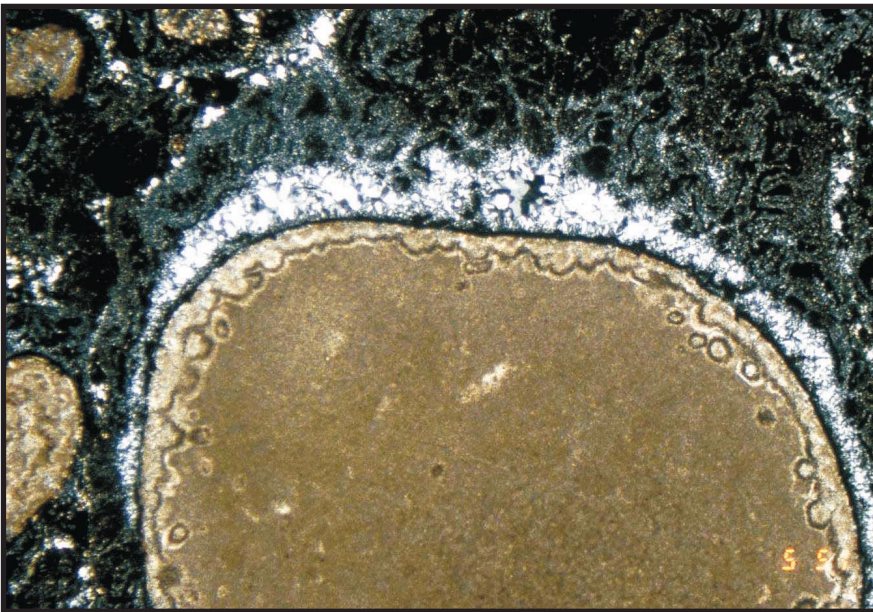
Probe TC52/Dia 618 10x Nx GiRo I

Tafel 34: S+C 45ab - Oosilcrete III



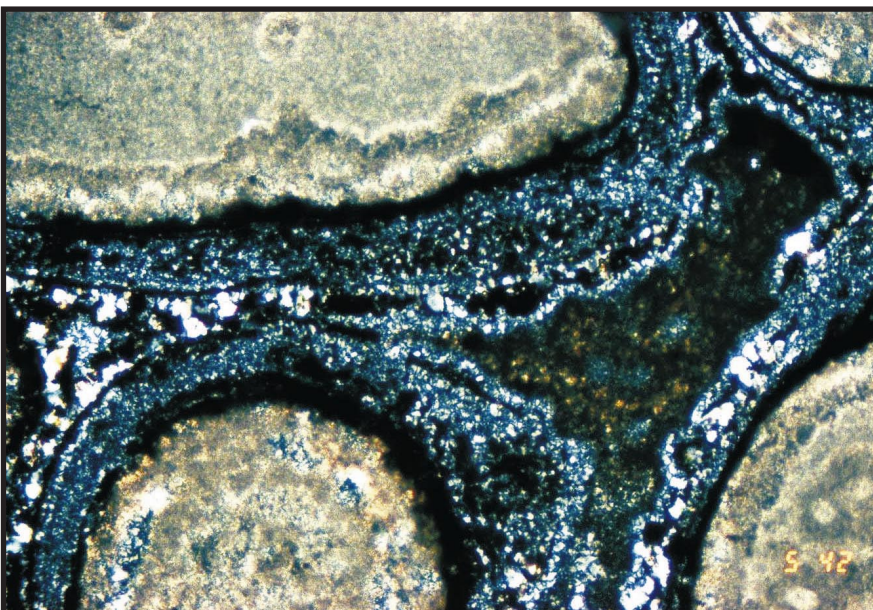
Im Inneren der Ooide ist es wieder zur Ausbildung von idiomorphen Quarzkristallen, die sich scheinbar schwimmend/frei schwebend in dem karbonatischen Mikrit der Ooide gebildet haben, gekommen. Auf einer ersten Generation von Goethitmikrit um die Ooide herum haben sich mehrere Generationen von Chalcedonbändern abgelagert. Der verbliebene Teil des Porenraums wurde dann als letzte Phase von Quarzementen des „drusi mosaic“-Typs ausgekleidet (entspricht dem Sternquarz-Modell).

Probe RA4/Dia 546 4x Nx



Hier ist der Saum der Quarzkristalle, welche in das Ooid hineingewachsen sind, deutlich zu sehen, da die Quarze den "Nichtkarbonatanteil" der mikritisierten Ooide (meist fein disperser Goethit) vor der Wachstumsfront zusammengeschoben haben.

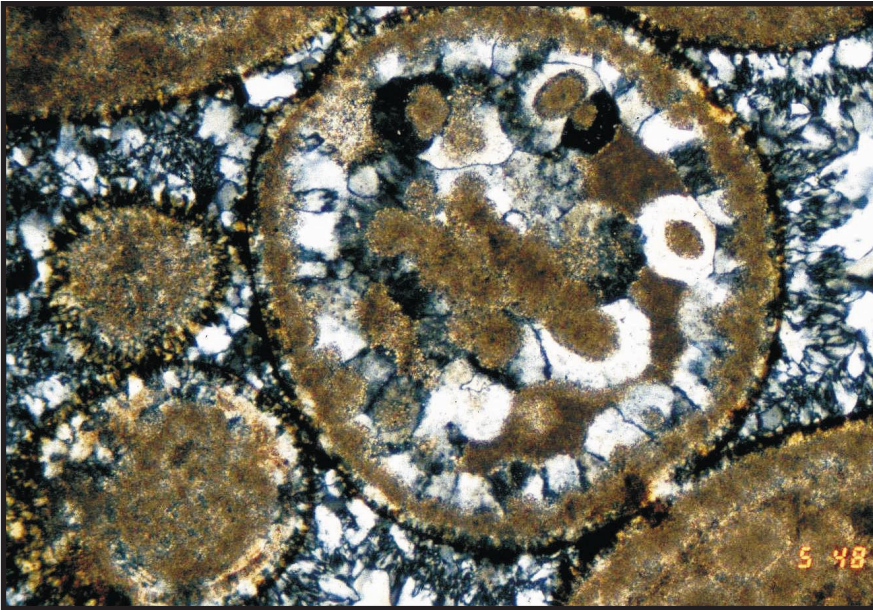
Probe RA4/Dia 551 4x Nx



Auch diese Ooide werden von mehreren, ungleich breiten Chalcedonbändern umgeben, während der verbleibende, intergranulare Porenraum mit Feinstquarz (= körnige Chalcedonvarietät) und Goethitgefüllt wurde.

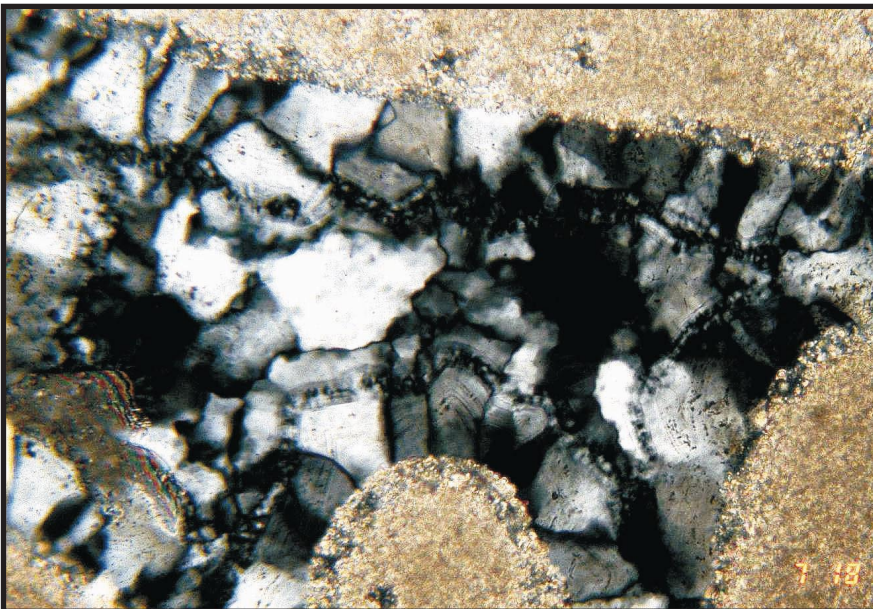
Probe RA4/Dia 542 10x Nx

Tafel 35: S+C 2345ab - Oosilcrete IV



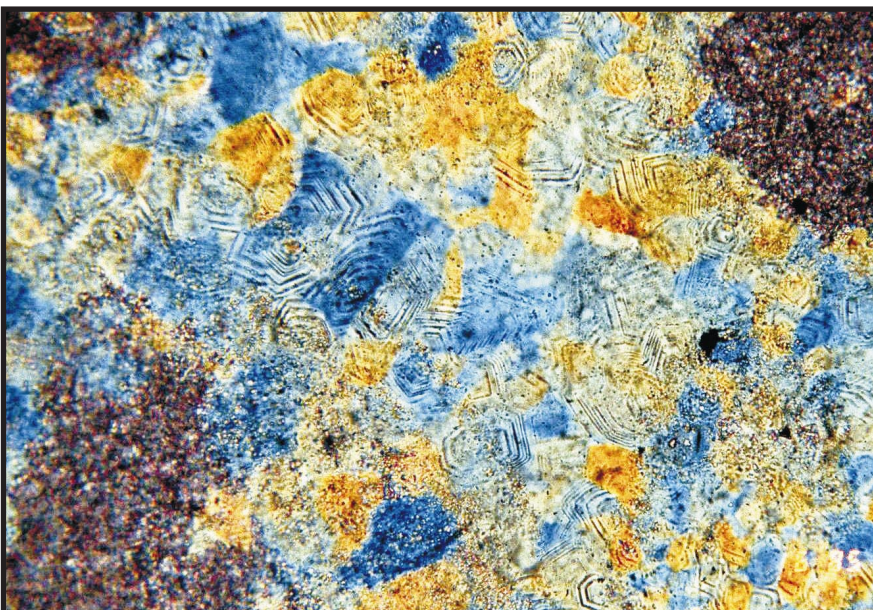
Die Mikritverdrängung innerhalb der Ooide ist sehr weit fortgeschritten und hat ein Sekundärgefüge aus euhedralen bis subhedralen Quarzkristallen aufgebaut.

Probe RA4/Dia 548 10x Nx



Innerhalb der Quarzkristalle des Porenraumes, die auf die Ooide aufwachsen, sind häufig die „ghost lines“ von Anwachssäumen zu erkennen. Diese „ghost lines“ dokumentieren die Mehrphasigkeit des Wachstums der einzelnen Quarzkristalle, da jede einzelne Linie das Aussetzen des Kristallwachstums dokumentiert. Die „ghost lines“ bilden sich durch kleinste Verunreinigungen, die auf den Kristalloberflächen abgelagert werden und bei erneutem Weiterwachsen der Quarzkristalle überwachsen und konserviert werden. Während dieses Quarzwachstums gab es eine kurzlebige Chalcedonablagerung, die jetzt als eingeschaltetes, schmales Band aus Feinquarz vorliegt.

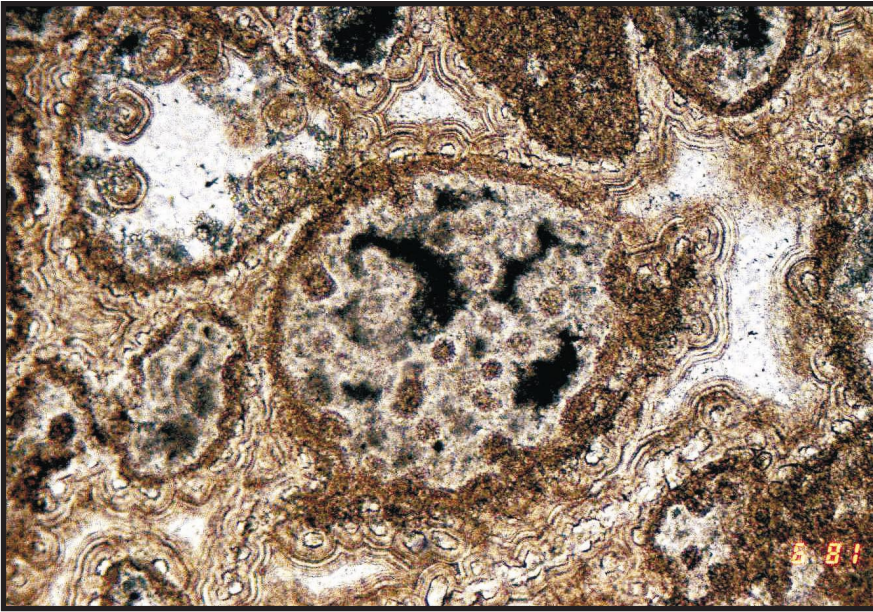
Probe RS5/Dia 718 25x Nx



Besonders deutlich sind hier noch einmal die „ghost lines“ innerhalb der Quarzkristalle zu erkennen, welche Anwachssäume innerhalb der Quarzkristalle darstellen. Die Vielzahl der Anwachssäume in einzelnen Quarzkristallen dokumentieren einen sehr häufigen Wechsel zwischen Zeiten, in denen genügend Kieselsäure zur Quarzbildung zur Verfügung gestanden hat und Zeiten, in denen es zum Erliegen der Quarzbildung kam. Ein so häufiger Wechsel der Bedingungen ist am ehesten für den Randbereich einer Silcretekruste charakteristisch.

Probe RS2/Dia 685 25x Nx GiRo I

Tafel 36: S+C 45a - Oosilcrete V



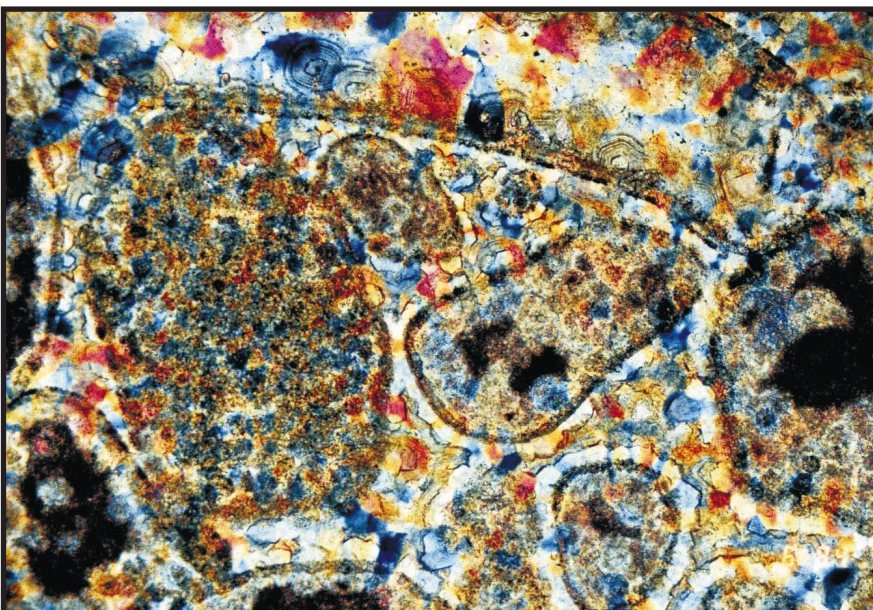
Die eigentlichen Ooide sind hier fast vollständig aufgelöst worden. Sie sind nur noch durch die Anordnung der Quarzkristalle zu erkennen, welche die ehemalige Form der Ooide nachzeichnen. Im Porenraum bilden zahlreiche, dünne Chalcedonlagen eine nahezu achatähnliche Bänderung.

Probe RS2/Dia 681 4x Nx/2



In einer Probe kann es nebeneinander zur Kristallisation von Megaquarz mit Wachstumsbänderung (vergl. Dia 685) und zu einer Folge dünner, achatähnlicher Chalcedonbänder kommen.

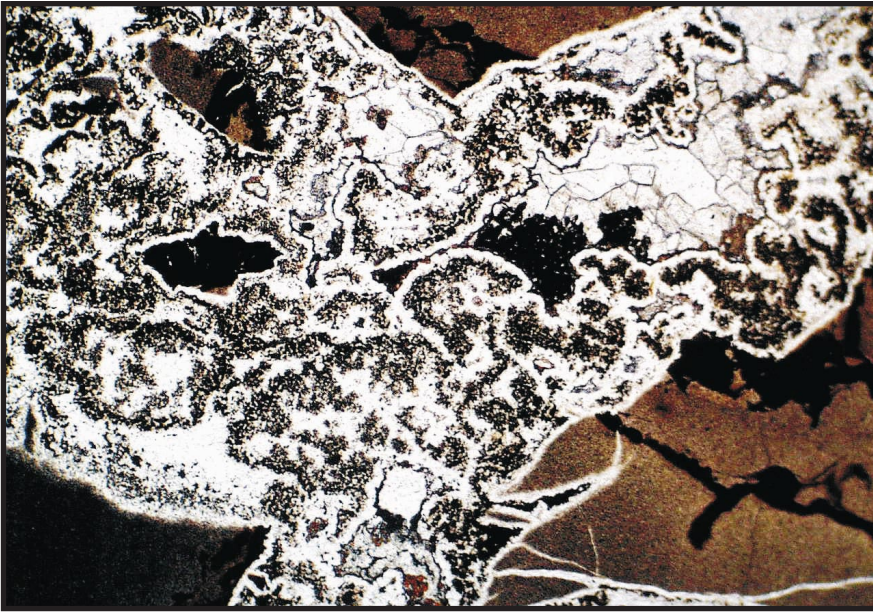
Probe RS2/Dia 683 10x Nx/2 GiRo I



Dieses Bild repräsentiert etwa den Endzustand der Silifizierung. Ooide sind in einer heterogenen Quarzkristallmatrix nur noch als "ghost structures" erkennbar.

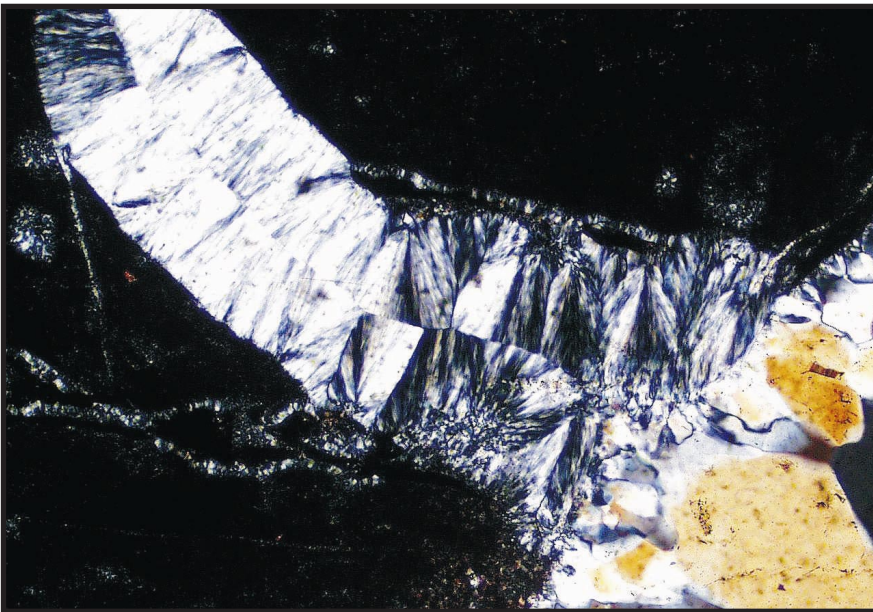
Probe RS2/Dia 684 4x Nx/2 GiRo I

Tafel 37: S - Silcrete I (Ohne Ooide)



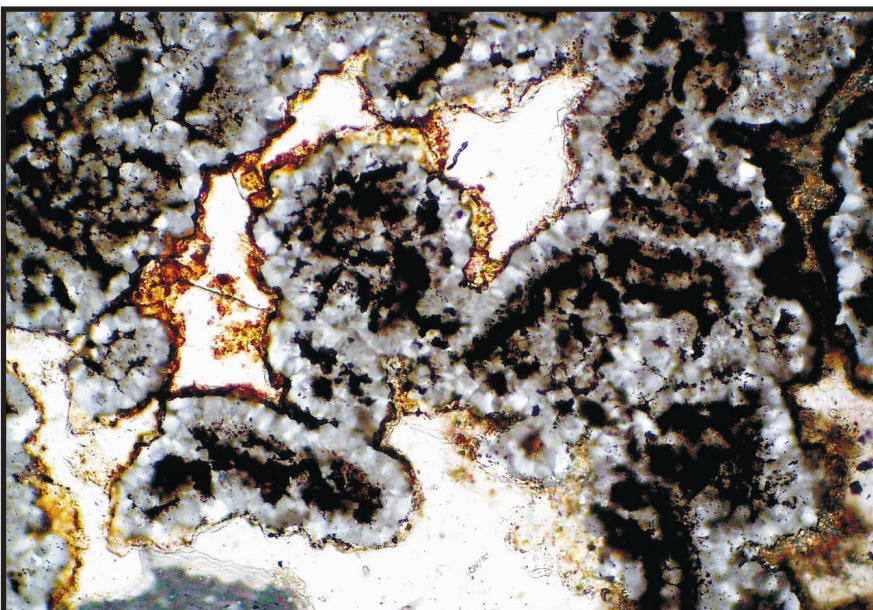
In Schrumpfungsrissen und um die Komponenten herum kam es zur Ausbildung von Chalcedonbändern, auf und zwischen denen häufig auch Goethitaggregate und -bänder ausgebildet wurden. Der verbliebene offene Porenraum wurde abschließend durch Quarzkristalle ausgekleidet.

Probe RS6/Dia 968 4x N||



Ein mit Chalcedon gefüllter Schrumpfriß durchzieht den Silcrete, im offenen Porenraum sind Quarzkristalle gewachsen.

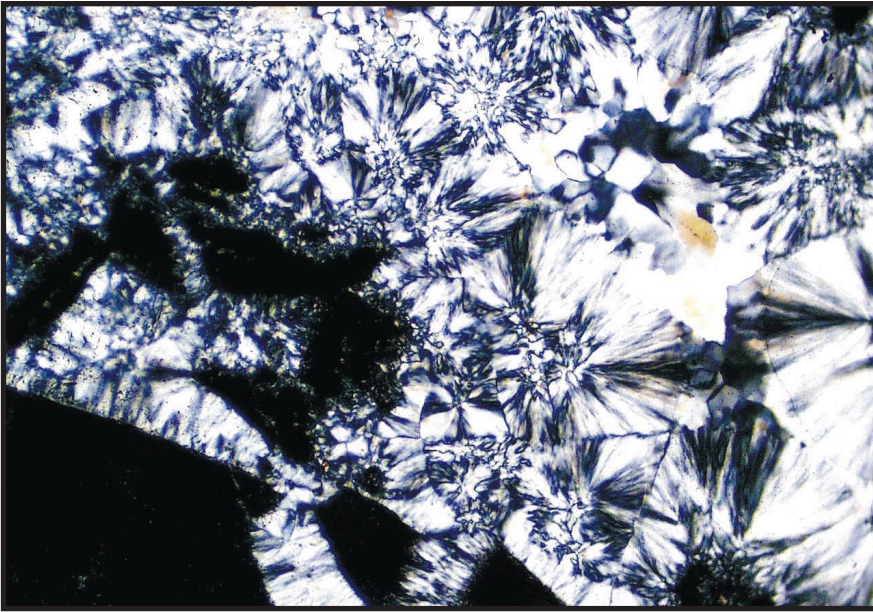
Probe LP3/Dia 820 10x Nx



Chalcedonbänder haben sich um Goethitaggregate und Goethitkristallrasen, welcher eine recht gute Kristallinität zeigt, gebildet. Im Anschluß daran kam es zu einer erneuten Goethitfällung auf den Chalcedonbändern, welche aber nur eine wesentlich schlechtere Kristallinität aufweist (helle, gelb-braune Säume).

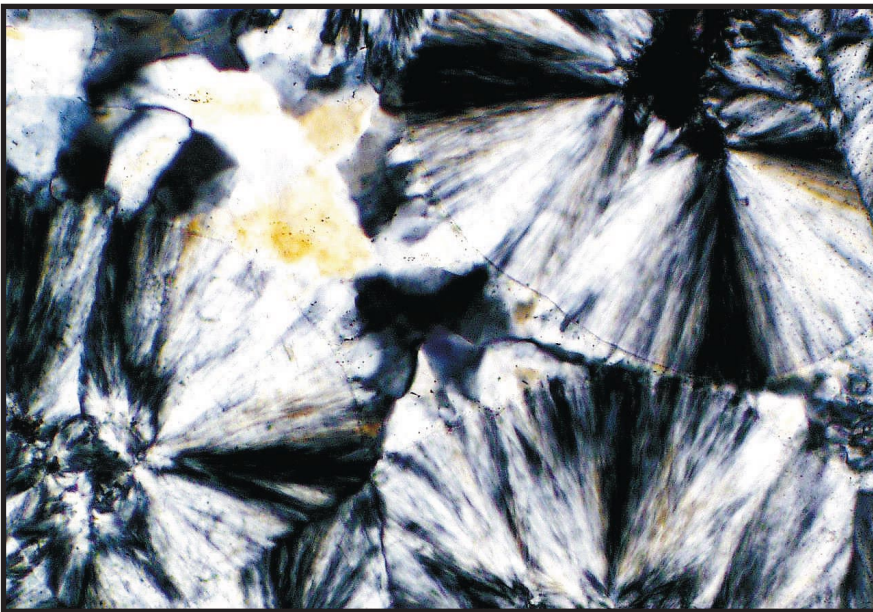
Probe RS6/Dia 971 20x Nx/2

Tafel 38: S - Silcrete II (Ohne Ooide)



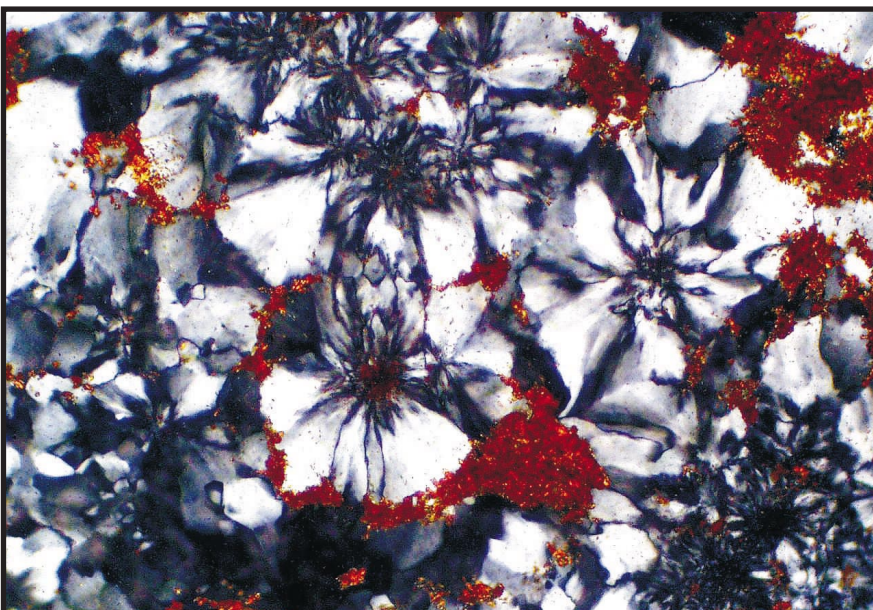
In einer Spalte haben sich Chalcedonbänder und Chalcedonsphärolite gebildet.

Probe LP3/Dia 882 10x Nx



Detailausschnitt der Chalcedonsphärolite.

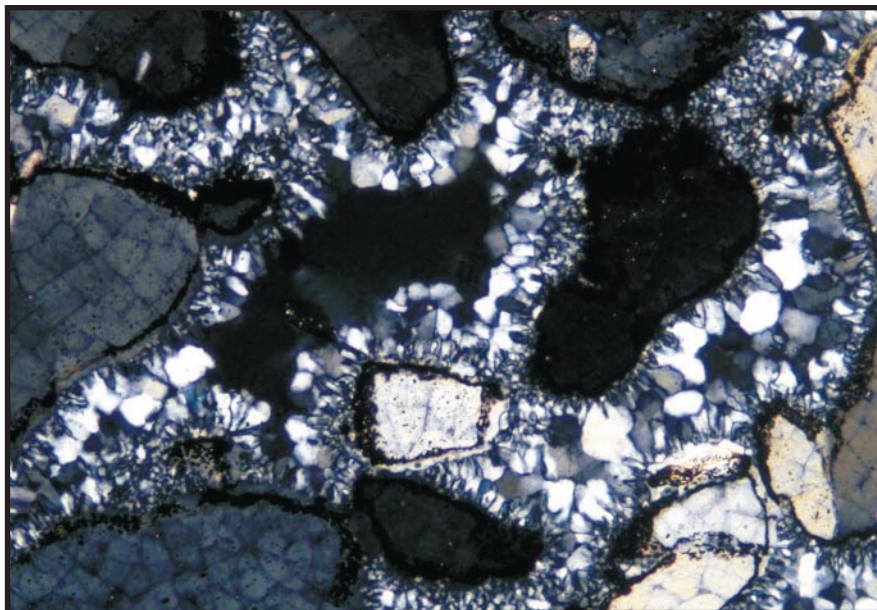
Probe LP3/Dia 823 20x Nx



Quarzsphärolite (Rosetten) haben sich um Eisenhydroxidkerne radialstrahlig gebildet. Zwischen den Rosetten ist ebenfalls wieder Goethit ausgefällt worden.

Probe LP2/Dia 831 20x Nx

Tafel 39: Vergleichsproben Silcrete Jos-Plateau / Nigeria (Diplomarbeit U. Leukefeld)



Alt-tertiäre Silcretebildung in einem klastischem Quarzsediment der fluvi-vulkanen Serie (FALCONER, 1921). Die Ausbildung der Quarz-„zemente“ entspricht exakt den meisten Proben des hier vorliegenden jurassischen Untersuchungsmaterials.

Bild 5-6 26x Nx

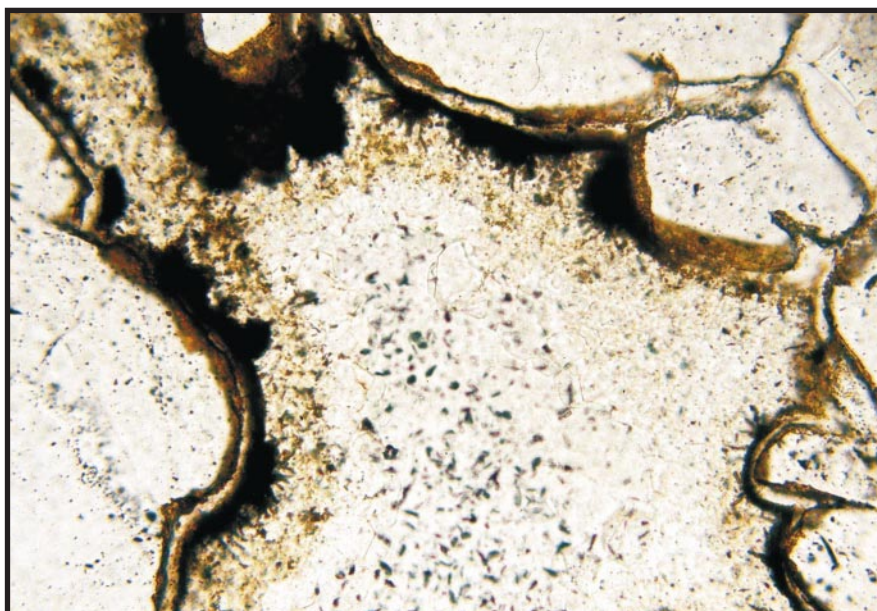
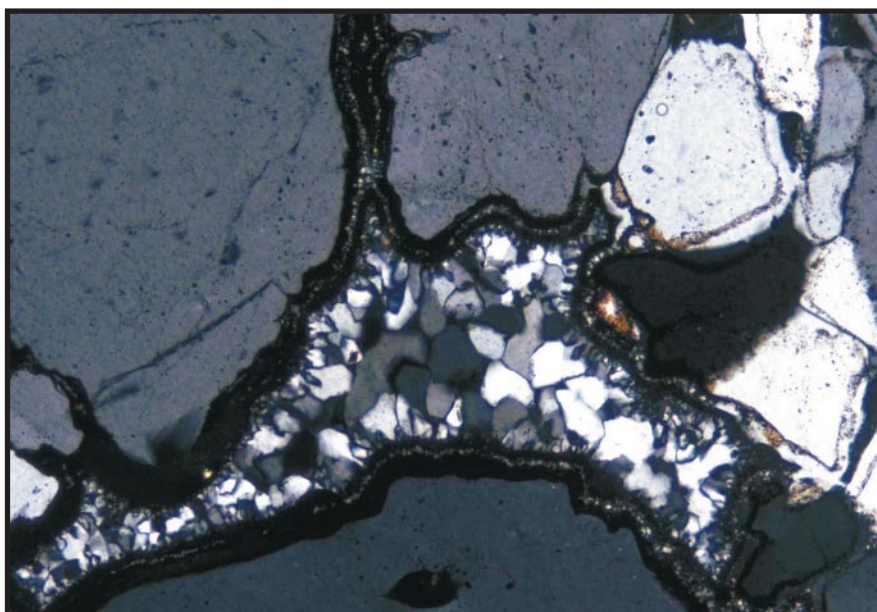


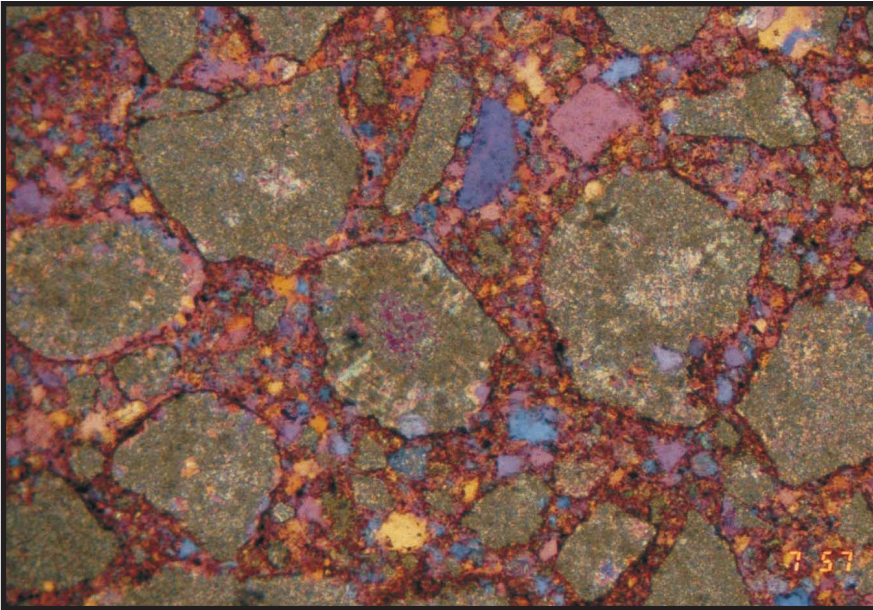
Bild 5-9 26x NII

Zunächst (=bei sehr geringer Si-Konzentration) sind die detritischen Quarze syntaxial weitergewachsen. Danach folgte eine Generation von Fe-Hydroxid, die an rosettenförmigen Goethitnadeln erkennbar ist, bevor die Porenräume mit Chalcedon verfüllt wurden. Auch diese Probe entspricht dem Untersuchungsmaterial. Die Phase des syntaxialen Quarzwachstums ist mit dem Wachsen singulärer Megaquarze auf den Ooiden vergleichbar.



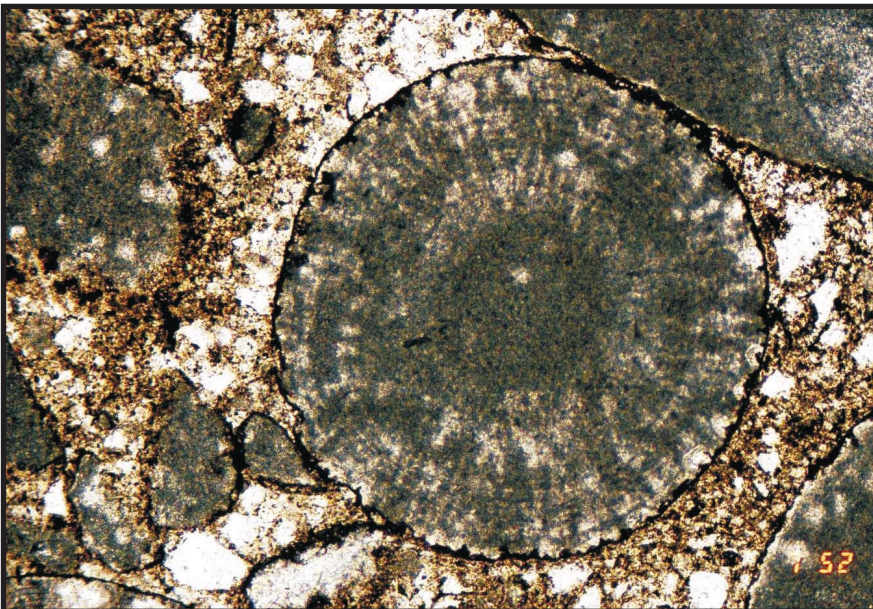
5-15 26x Nx

Tafel 40: Schutt I



In dem resedimentierten Feinstdetritus (deutlich Goethitimpregniert) liegen ebenfalls resedimentierte Schutt Komponenten vor, die unterschiedlich stark silifiziert sind.

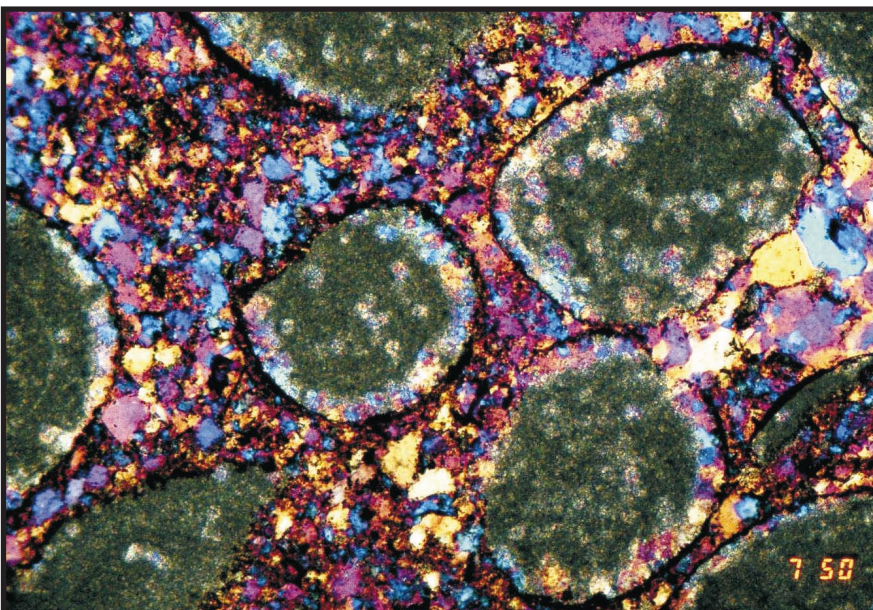
Probe W1/Dia 757 10x Nx GiRo I



Probe W1/Dia 752 10x N||

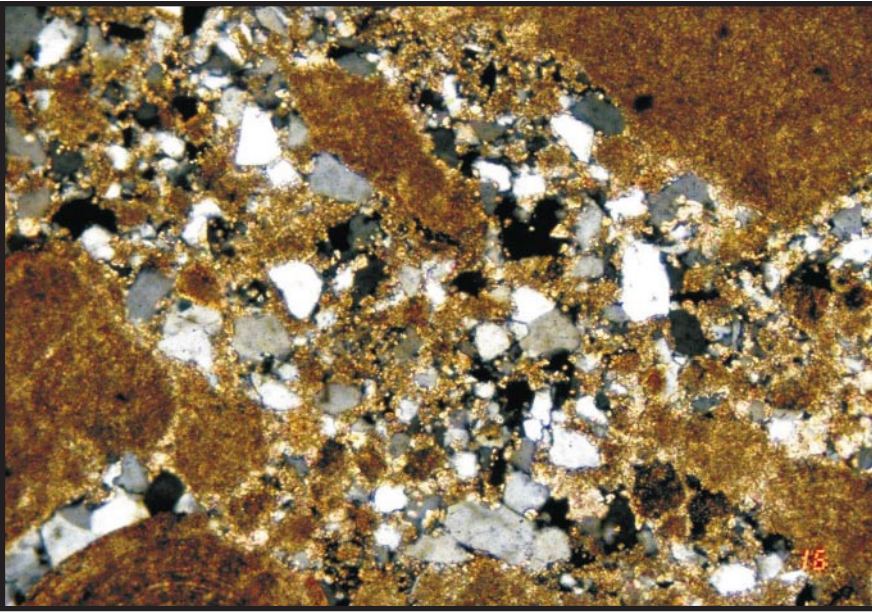
Beispiele für Ooidschutt (Resedimente). Dieses Beispiel enthält eine Reihe untrüglicher Kennzeichen für Erosion + Transport + Resedimentation + Fixierung durch Silifizierung:

1. Die noch erkennbaren Ooide, teilweise mit erkennbarer, kalzitischer Internstruktur (Dia 752 - Zentrum), sind von einer relativ breiten Goethitcortex umgeben.
2. Diese Goethitcortex wurde nach Erosion und Transport gebildet, da sie sehr exakt alle Transportspuren der Ooide nachzeichnet (Dia 750).
3. Das Probengefüge ist Matrix-gestützt (Dia 750). Diese Matrix besteht aus Feinstdetritus, noch erkennbar an diffuser Braunfärbung durch Goethitmikrit. Daneben gibt es eine Fülle eckiger/splittriger Quarzreste. Diese Quarze sind durch Silifizierung des Ooliths entstanden, danach wurde das Gestein erodiert und zerkleinert. Kennzeichen ist das Fehlen undulöser Auslöschung im Quarzdetritus (=streßfrei gebildet).



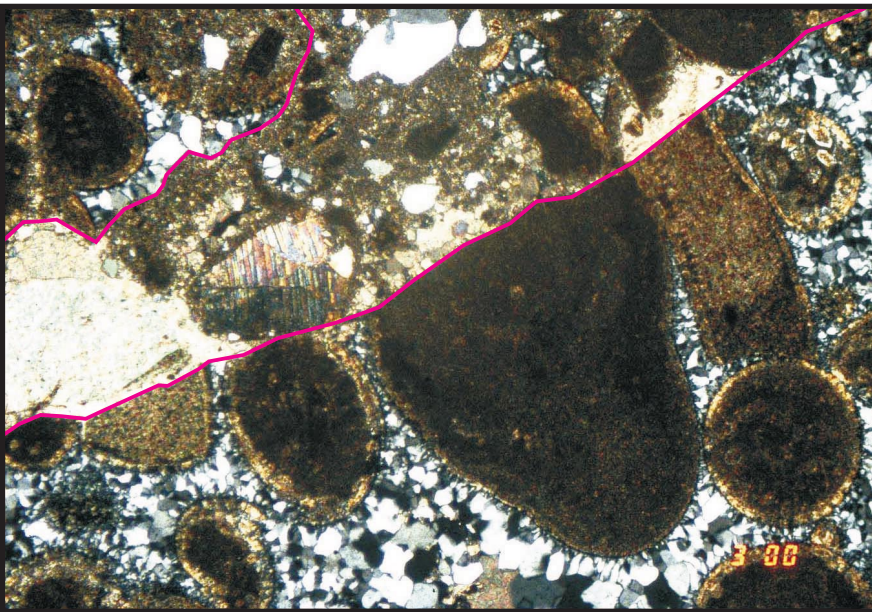
Probe W1/Dia 750 10x Nx GiRo I

Tafel 41: Schutt II

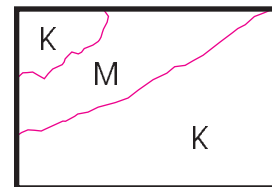


Eine deutlich ausgeprägte Schuttzone mit heftig zerbrochenen und zerriebenen karbonatischen Komponenten in einer Matrix aus Kalzitmikrit und Quarz-Detritus (Mikrit=Quarz).

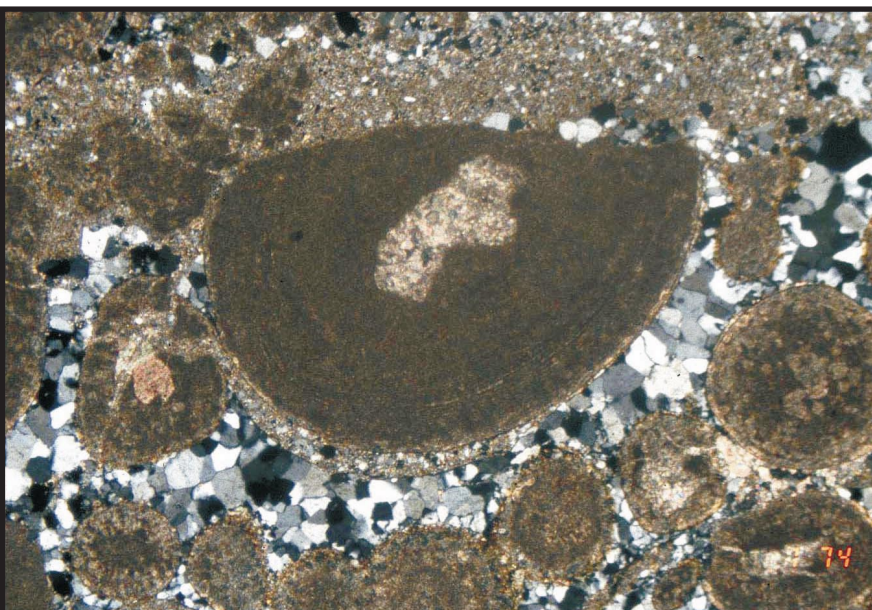
Probe R1/Dia 16 4x Nx



Zwei gut verkieselte Komponenten (K), die durch einen Bereich voneinander getrennt sind, in dem in einer kalzitischen Matrix (M) neben detritischen Quarzen auch Ooidbruchstücke und Fossilbruchstücke (zerbrochenes Stück eines Crinoiden) vorkommen.



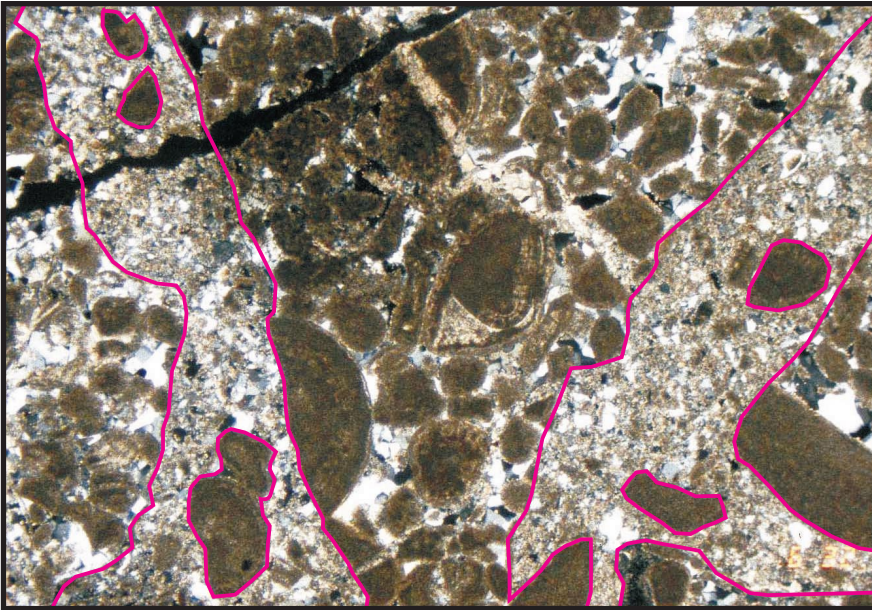
Probe T6/Dia 300 4x Nx



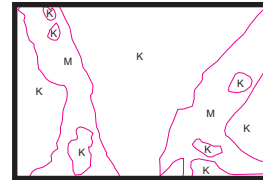
Ein großes, zerbrochenes Ooid mit einem Kalzitkern in einer stark verkieselten Komponente mit noch weiteren verkieselten Ooiden. Oberhalb der Bruchzone ist eine Kalzitmikrit-/Quarz-Matrix zu erkennen.

Probe R2/Dia 174 4x Nx

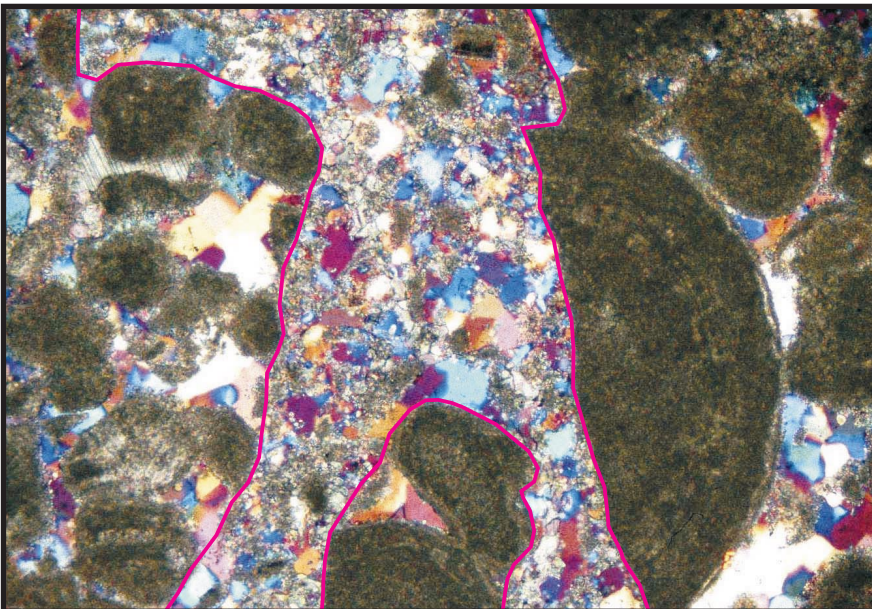
Tafel 42: Schutt III



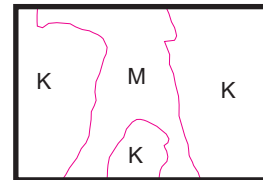
Mehrere Komponenten (K) sind hier zu erkennen. Sie sind bereits verkieselt, zerbrochen und umgelagert worden. Die kalzitische Matrix (M), in der sich die Komponenten nun befinden, enthält ebenfalls noch klastische Quarze aus silifiziertem Material. Daraus ergibt sich, daß die Schuttbildung erst nach einer ersten Silifizierungsphase erfolgt sein kann.



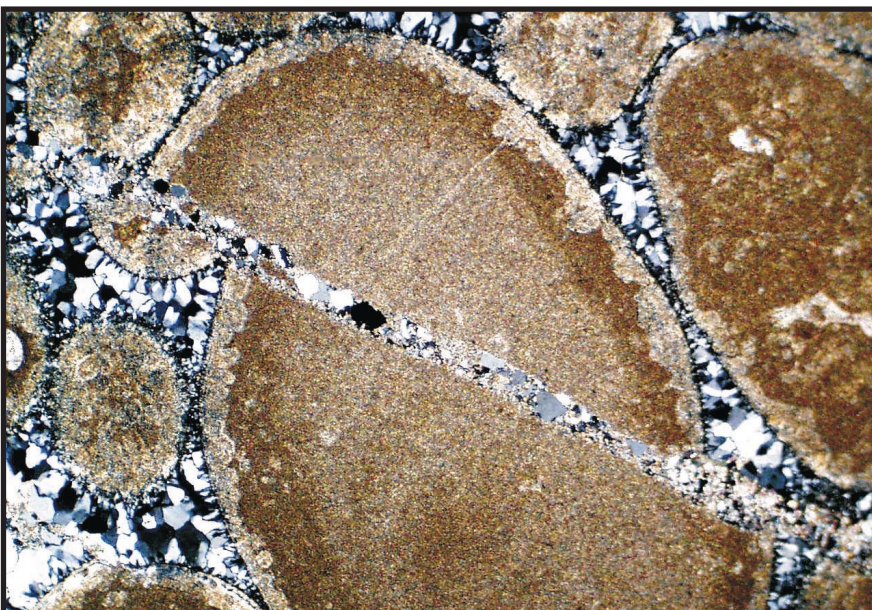
Probe TC53/Dia 632 4x Nx



Der gesamte Dünnschliff ist aus verkieseltem Schutt zusammengesetzt, wobei in der Kalzitmikrit-/Quarz-Matrix mehr Quarz als Mikrit vorhanden ist.



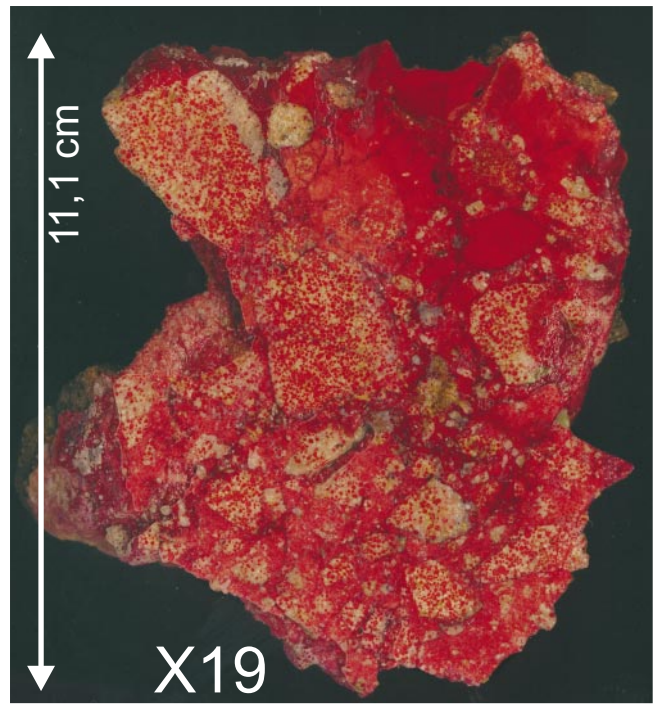
Probe TC53/Dia 635 10x Nx GiRo I



Diese Ooide sind erst nach der Verkieselung zerbrochen und nur um einen geringen Betrag gegeneinander versetzt worden. Gut ist noch zu erkennen, wie die Ooidbruchstücke ursprünglich zusammengehangen haben. Der entstandene Spalt ist sowohl durch mitgeschleppte, inzwischen detritische Quarzkristalle als auch durch in situ gebildeten kalzitischen Mikrit verfüllt.

Probe LP1/Dia 839 4x Nx

Tafel 43: Alizarin-S Anschliffe



7.4. Petrographisch-geochemische Bearbeitung am REM

Zur Ergänzung der Dünnschliffauswertung wurden REM-Untersuchungen (siehe Kap. 5.5.) an gebrochenen, HCl-behandelten Proben (Tafel 44, 45) und an isolierten Quarzen aus mikritisierten Ooiden (Tafel 46) durchgeführt. Chemical Mappings (Tafel 47) sowie eine Auswahl von Spotanalysen stammen aus C-bedampften Dünnschliffen (Tafel 48).

Die detaillierten Bildbeschreibungen der Tafeln sollen hier zusammengefaßt werden:

Der Gegensatz zwischen idiomorphen bis hypidiomorphen Quarzen des intergranularen Porenraumes und ebenfalls hypidiomorphen Quarzen, die in die Ooide hineingewachsen sind, ist extrem auffällig und zeigt die starke Wuchsbehinderung bei der Verdrängung von Mikrit. Die isolierten Quarze der mikritisierten Ooide enthüllen eine breite Variabilität der Ausbildung. Es lassen sich nahezu perfekte Quarzkristalle neben solchen mit erheblichen Wuchsstörungen finden. Auch kann die Wachstumsbehinderung bis zum Stocken des Quarzwachstums führen. Insgesamt bestätigen die Rasterbilder die Aussagen der Dünnschliffpetrographie.

Die Beispiele des chemical Mappings sollen die sehr regionale Verteilung der Fe-Krusten in einer ziemlich stark verkieselten Probe (TC 56) zeigen.

Die Fe-Rinden sind mit deutlich unterschiedlicher Intensität um individuelle Ooide gefällt worden und lassen erkennen, daß feinste Einzelheiten (vgl. parallele Rindensegmente in der TC 56-Übersicht [O]) durch eine Fe-Kruste nachgezeichnet wurden. Aus der stark unterschiedlichen Dicke der Fe-Krusten innerhalb eines sehr kleinen Bereiches (Ausschnitt TC 56-Übersicht entspricht 2,1 mm x 2,8 mm) kann auf ein streng lokales Kanal-System geschlossen werden: bei wiederholten Fe-Fällungsvorgängen wurden meist nur die sehr permeablen Kanäle des Ooliths mehrphasig mit Fe-Krusten ausgekleidet bzw. verengt.

Die Sammlung der Spot-Analysen soll zwei Tatsachen belegen:

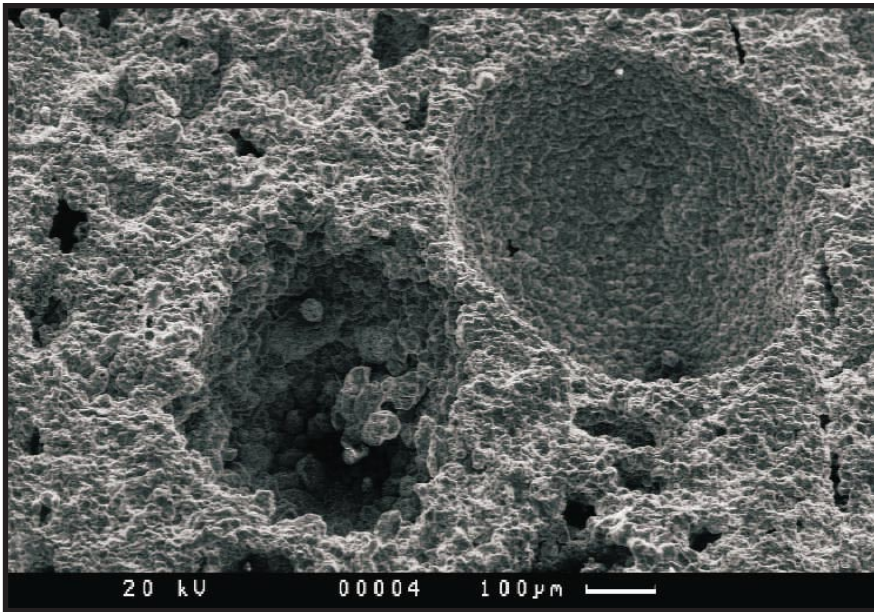
1. Der Al-Gehalt des Goethit ist sehr gering und deutet auf eine Lösungslieferung aus nahezu vollständig lateritisierendem Gesteinsmaterial des Hinterlandes, denn die hauptsächliche Al-Quelle aus dem Zersatz von

Alumosilikaten ist bereits weitgehend versiegt – oder – die Migrationsweite der Lösungen ist sehr hoch ($>> 10$ km), so daß der Hauptanteil an Al „unterwegs“ bereits als Sekundärmineral fixiert wurde. Bei der regionalen Enge des Bildungsgebietes ist letztere Erklärung eher unwahrscheinlich.

Wenn man die RFA-Daten (siehe Anhang) hinsichtlich des Fe/Al-Verhältnisses auswertet, ergeben sich maximale Al-Gehalte im Goethit zwischen 0 und etwa 10 %. Dieses Ergebnis reicht jedoch aus, um eine Herkunft der Fe/Si-haltigen Lösungen aus chemischen Verwitterungsvorgängen zu untermauern.

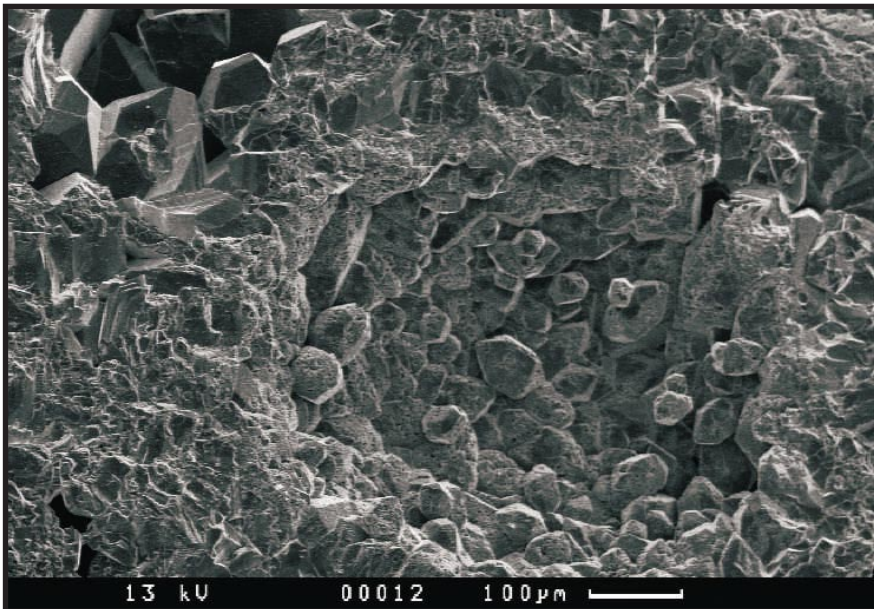
2. Die Goethite sind eng verknüpft mit einem beträchtlichen, im Goethit feinst verteiltem SiO_2 -Gehalt, was im Lichtmikroskop nicht mehr sichtbar ist. Dieses unterstreicht die „Starterrolle“ des Goethit für die Silifizierung.

Tafel 44: REM Bilder I



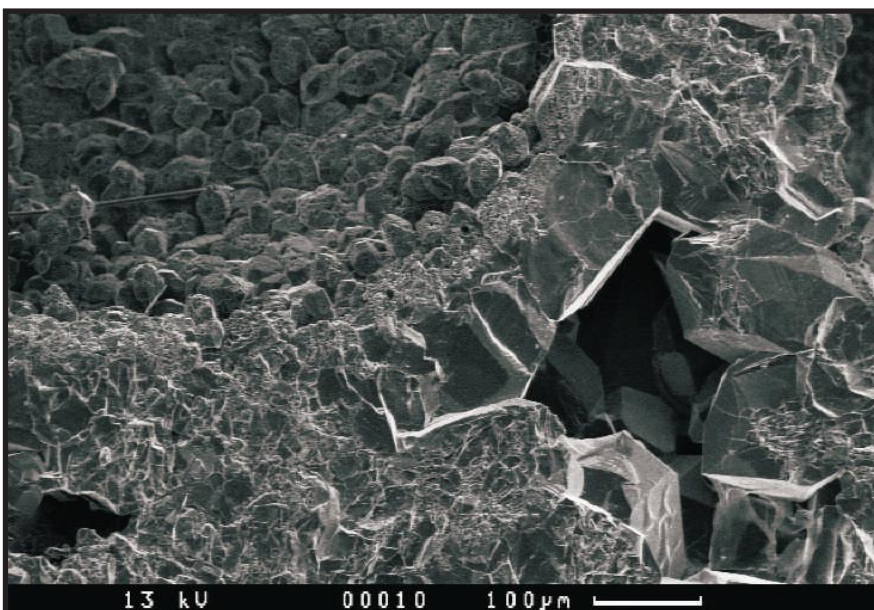
Probe X1:

Die Lösungshohlräume nach der HCl-Behandlung zeigen den Gegensatz zwischen sparitischen Ooiden (= hohle Halbkugel) und mikritisierten Komponenten mit stark unregelmäßigem Umriß und verästelten Quarzimprägnationen.



Probe R1:

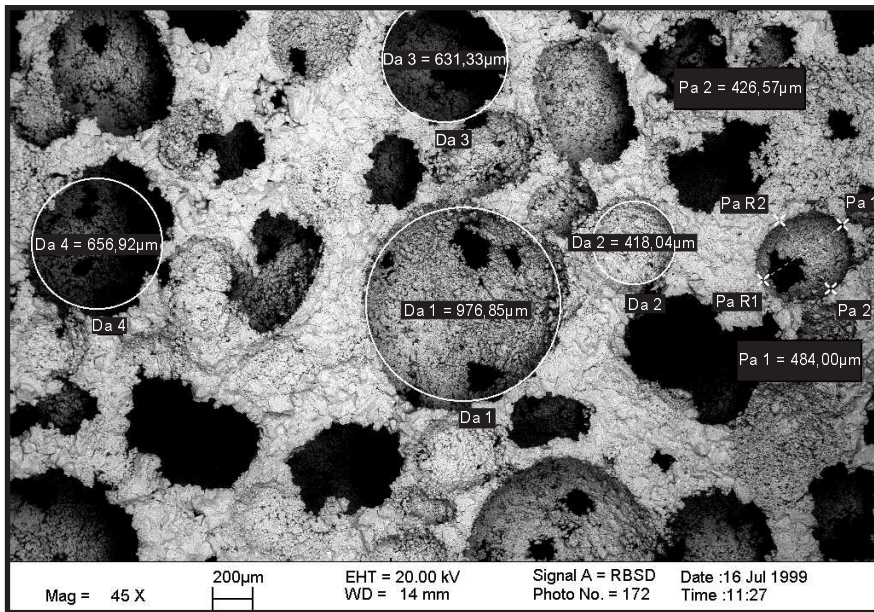
Schon bei geringer Vergrößerung ist zu erkennen, daß die Quarze, die in mikritisierte Ooide (HCL-bedingter Hohlraum) hineinwuchsen, zwar Wachstumsstörungen aufweisen, generell aber zumindest hypidiomorph ausgebildetsind.



Probe R1:

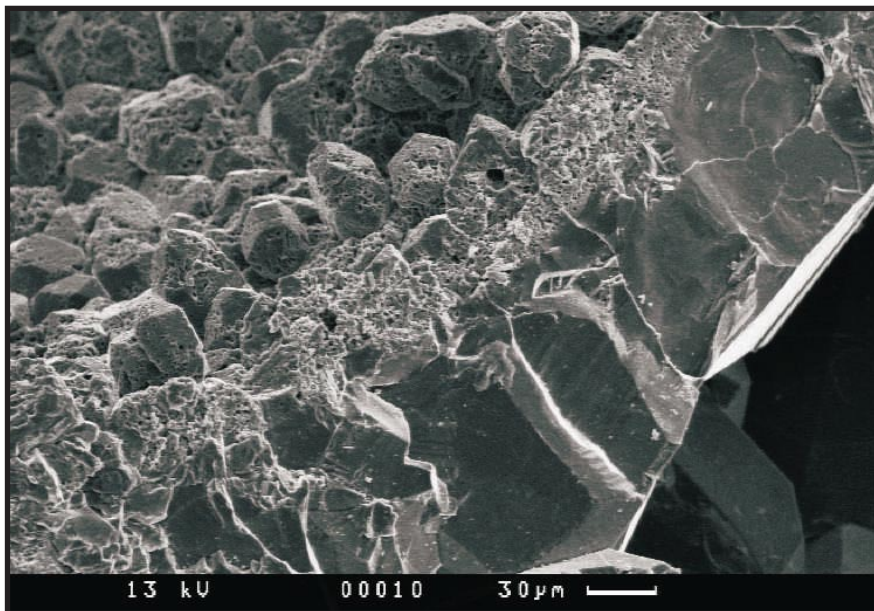
Das zentrale, schmale Quarzband des Zementes zeigt deutlich den "löchrigen" Anteil des Quarzkristallbereiches, der in ein mikritisiertes Ooid hineingewachsen war (vgl. Dia 109, Tafel 23).

Tafel 45: REM Bilder II

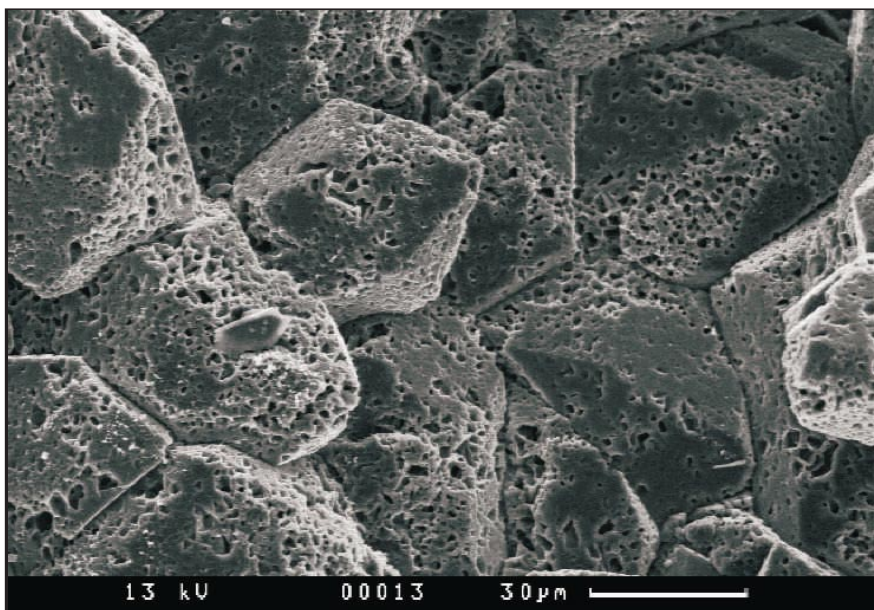


Probe LP1:
Einige Beispiele für die Dimensionen der Ooide. Hierbei wurden nur solche Hohlräume ausgewählt, die etwa zentral "geschnitten" sind.

Aufnahme erstellt mit einem REM vom Typ LEO 1450 VP.

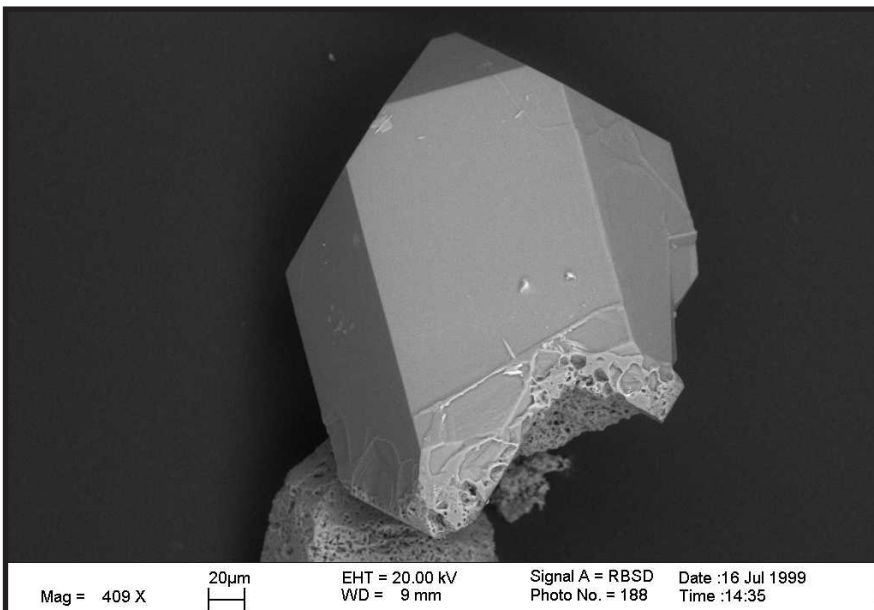
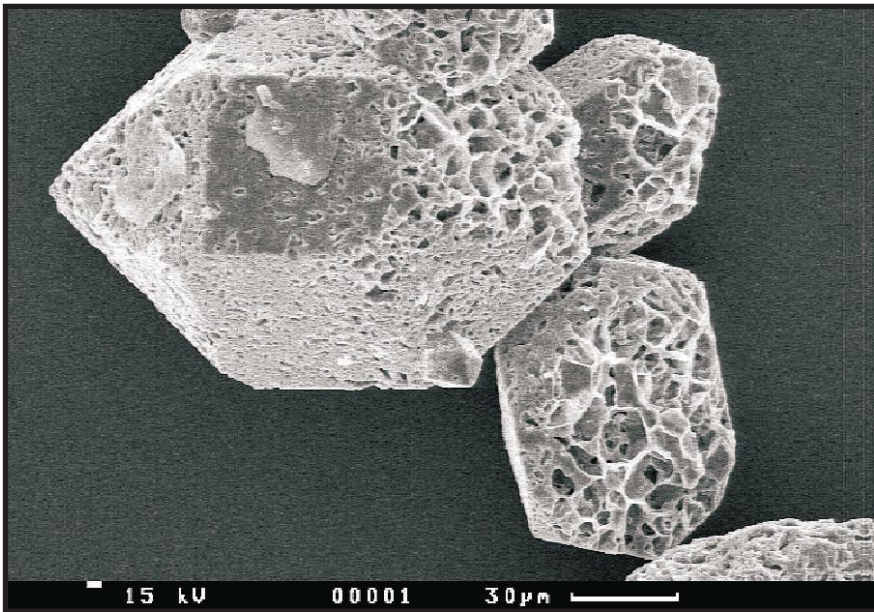
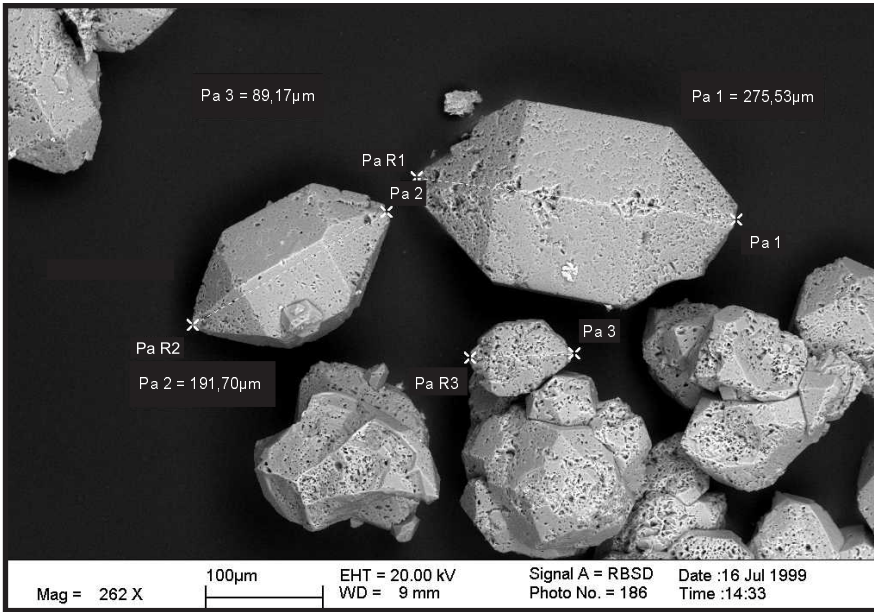


Probe R1 (vgl. Tafel 44):
Durch den unterschiedlichen Kristallwuchs im intergranularen Porenraum (= Verdrängung eines sparitischen Kalzitvorläuferzements) und im mikritisierten Ooid (= Verdrängung beliebig orientierter Mikritkristalle) wird die scharfe Grenze des Ooids betont.



Probe R1:
Diese Detailaufnahme aus dem Innenrand des teilprägnierten Mikritoids zeigt die starken Wachstumsstörungen der hypidiomorphen Quarzkristalle.

Tafel 46: REM Bilder III



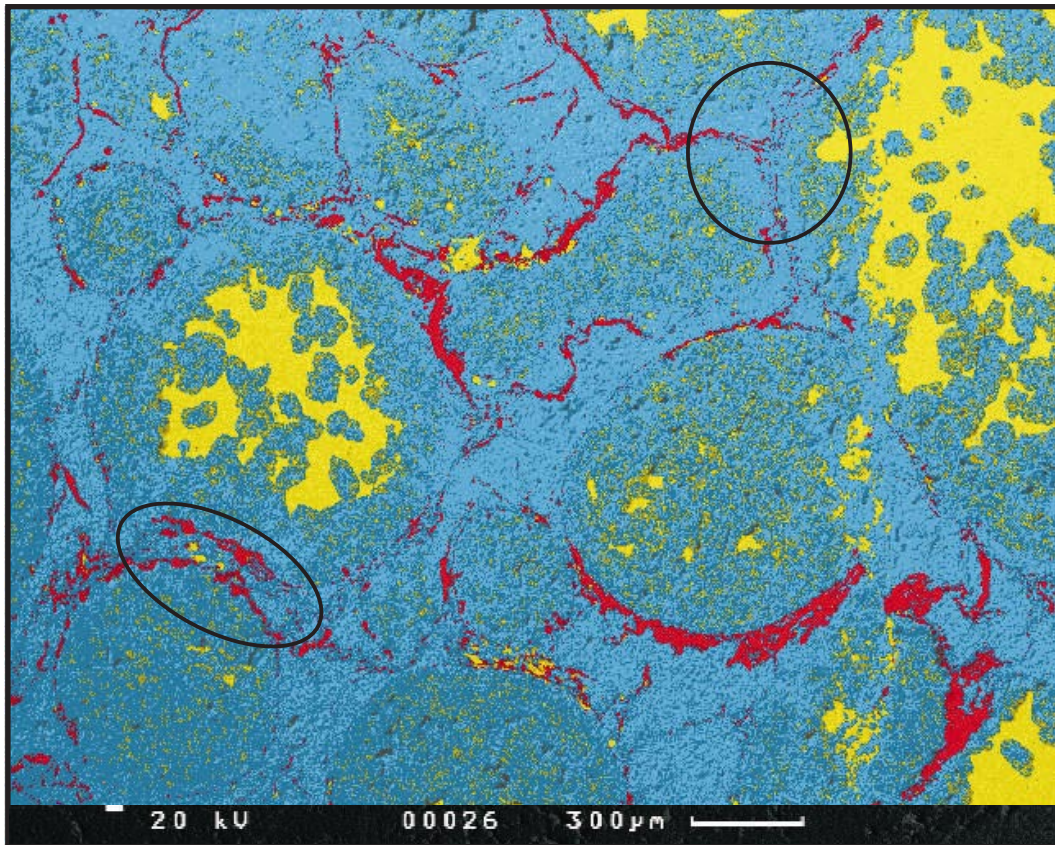
Probe 7:

Alle Quarze dieser Tafel stammen aus mikritisierten Ooiden der Probe 7 und wurden durch Herauslösen mit HCl freigelegt.

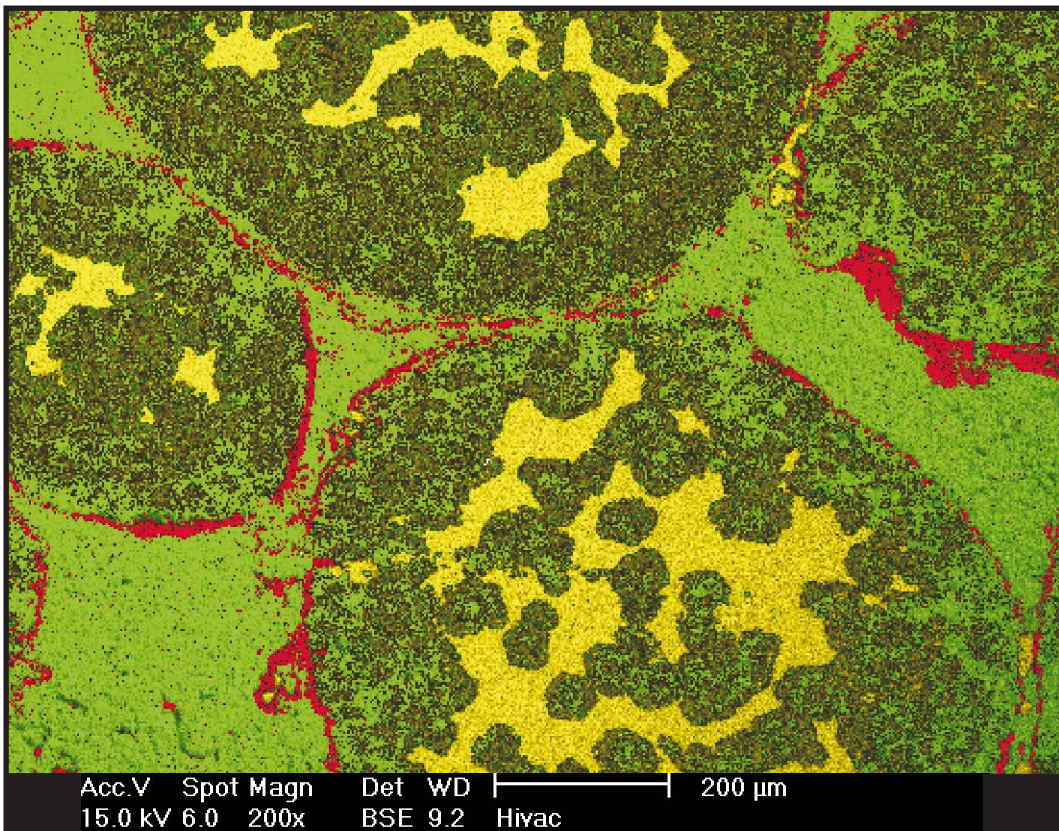
Die Beispiele der "Imprägnationspopulation" reichen von idiomorphen Quarzen bis zu polykristallinen Quarzaggregaten. Das obere Bild enthält einige Längenangaben von Doppelter-Quarzen. Es folgt ein Beispiel für Quarzkristalle, deren idiomorphe Ausbildung durch "grobe" Mikrit blockiert wurde. Die teilweise Quarz-umkleideten Hohlformen lassen die völlig ungeordnete Orientierung der ehemaligen Mikritkalzite erkennen. Den Abschluß bildet ein Kristall, dessen Flächen nahezu störungsfrei ausgebildet sind. (In der Probe waren unter dem Binokular insgesamt vier "wasserklaare" idiomorphe Quarze zu erkennen.)

Das obere und das untere Bild dieser Seite wurden erstellt mit einem REM vom Typ LEO 1450 VP.

Tafel 47: Chemical Mapping



TC 56
Übersicht

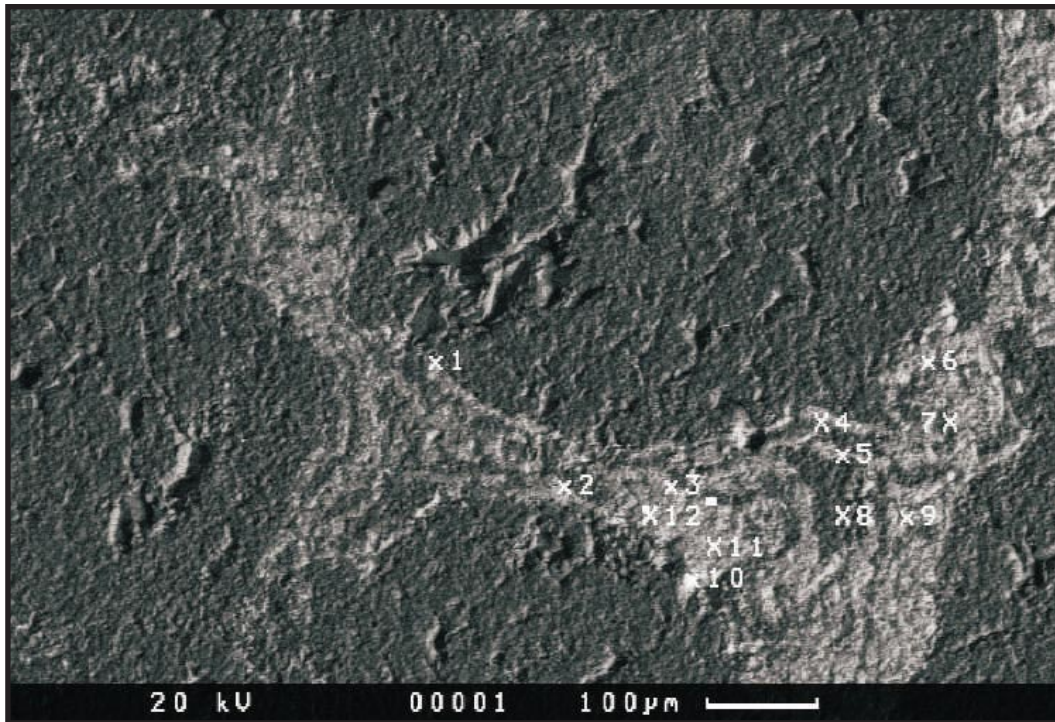


TC 56

Detail-Mapping



Tafel 48: REM-Spot-Analysen



BEI-Bild von LT 6 mit den Spotmesspunkten.

Spotmessungen in den Goethitriden in Probe LT 6 in At. %

Spot	Al	Fe	Si	Ca
1	0,89	81,29	16,79	1,03
2	0,50	92,08	6,44	0,98
3	2,34	82,81	14,00	0,85
4	1,57	89,99	7,40	1,04
5	1,21	87,54	10,18	1,07
6	0,57	90,65	7,86	0,29
7	---	95,06	3,68	1,26
8	1,64	0,74	97,13	0,49
9	0,53	91,74	7,02	0,71
10	1,16	81,31	16,45	1,08
11	0,81	91,47	6,64	1,08
12	1,48	85,20	12,27	1,05

Tabelle 5: Spotmessungen

7.5. Resumée der petrographischen Ergebnisse

Die Vielzahl der hier vorgestellten Beispiele kann zwanglos mit ähnlichen Abbildungen aus Arbeiten über chert nodules verglichen werden. Selbst die vordringende Verkieselung in Mikritoiden durch mehr oder weniger isolierte Quarzkristalle wurde aus rein marinen Ablagerungen beschrieben (LEHNER, 1992).

Damit wird zwangsläufig die Frage nach signifikanten Unterschieden zu dem hier vorgestellten Material aufgeworfen.

Die Antwort läßt sich erst geben, wenn man die jeweiligen Kennzeichen der grundverschiedenen Bildungsräume kurz auflistet.

In „chert nodules“ und ähnlichen, rein marinen Bildungsräumen hat man eine ständig funktionierende und ständig aktive Siliziumquelle: biogen gebildete, amorphe Kieselsäure (sehr oft als Schwamm spiculae). In Evaporiten wirkt teilweise die gleiche Siliziumquelle, kann aber verstärkt werden durch Zutritt Si-haltiger Lösungen aus der terrestrischen Verwitterung von Silikaten (WHITTLE et al., 1994). Nach dem Modell von LANDMESSER (1998) ist das biogene Material zugleich Quelle und Keim einer Silifizierung. An einer Stelle kann es gelöst werden und wandert über Diffusionsvorgänge zu einer neu gebildeten, stabilen Komponente, in welcher sich dann Chalcedon oder ein Vorläufer abscheidet. Hat dieser Vorgang erst einmal begonnen, läuft er selbständig weiter bis das Quellenmaterial aufgebraucht ist.

Im Ergebnis gleichen derartige Bildungen den hier Vorgestellten, da der Mechanismus der Siliziumwanderung weitgehend unbeeinflusst abläuft. In der Regel haben chert nodules etwas weniger häufig Megaquarz, meist beschränkt auf letzte Verdrängungsphasen im intergranularen Porenraum.

Im vorgestellten Beispiel der silifizierten Rippen fehlt amorphes Silikatmaterial und damit in erster Linie der „Starter“. Die hier wirkende Siliziumquelle ist herzuleiten aus der terrestrischen, chemischen Verwitterung existierender Silikate (ein Lateritisierungsvorgang). Aber auch diese lateritischen Lösungen brauchen zur Abscheidung selbst geringer Si-Konzentrationen einen Keim. Dieser Keim wird nun geliefert durch den Eisengehalt der lateritischen Lösungen. Werden Fe-Hydroxide gefällt, reißen sie Silizium als Ko-Präzipitat

mit und liefern dadurch Keime eines zunächst ebenfalls amorphen Silikates (HARDER, 1994).

Nach dem bereits mehrfach zitierten Modell von LANDMESSER (1998) sind derartige Keime grundsätzlich Attraktionspunkte für gelöstes Silizium. Es müssen zwangsläufig die gleichen Diffusion- und Fällungsreaktionen einsetzen wie bei chert nodules. Nur dadurch kann sich Silizium zu größeren SiO₂-Massen ansammeln. Mit dem flächigen Areal (ca. 1 km²) im W der Rambla Seca repräsentieren die räumlichen Dimensionen der silifizierten Rippen und ihre lokale Verbreitung ein erhebliches Silikatpotential, das – bei Fehlen sedimenteigener Quellen – nur aus einer aktiven chemischen Verwitterung (Lateritisierung) im terrigenen Hinterland beschafft werden konnte. Mit Hilfe des gleichzeitig mitgewanderten Eisens wurde Silizium gefällt und damit ortsfest fixiert. Bildeten zunächst Fe-hydroxidfällungen den Starter für Kieselsäureabscheidungen, so konserviert und schützt nun die inzwischen weitgehend zu Quarz stabilisierte Kieselsäure die Goethit- und Hämatitriden vor rezenter Verwitterung.

Nachdem hier (nochmals) die fundamentale „Mittler“-rolle von Fe-hydroxiden herausgestellt wurde, seien die signifikanten Unterschiede des hier bearbeiteten Silifizierungsvorkommens gegen marin-diagenetische und/oder marin-evaporitische Vorkommen zusammengestellt und damit die eingangs aufgeworfene Frage beantwortet:

1. Es fehlen jegliche „ghost structures“ (Fossilien, Sulfatminerale) in den massigen Silcretekrusten. Sie stellen eigenständige Bildungen dar und sind nicht aus Vorläuferstadien entstanden. Darüber hinaus gibt es keinerlei (!) Dolomitkristalle oder deren Reste. Das wäre definitiv kennzeichnend für ein evaporitisches Entstehungsmodell (WHITTLE et al., 1994).
2. Die Verknüpfung zwischen Fe und Si kann sich nur bei ungestörtem Sauerstoffkontakt (= oxidierendes Milieu) entwickeln.
3. Die Fülle petrographischer Merkmale (z.B. dog-teeth-Kalzite, Art und Ausbildung der Fe-Krusten, eindeutige Korrosionsspuren an Ooiden) kennzeichnet Veränderungen unter vorherrschend meteorischen Diagenesebedingungen.

4. Die Untersuchungen zur Kathodoluminiszenz wurden bislang nicht erwähnt, weil sie negativ verliefen. Nicht-luminiszierende Kalzitemente weisen jedoch auf „non-burial diagenesis“ hin. Das paßt zu dem hier entwickelten Bildungsmodell hervorragend. Ebenso kennzeichnet fehlende undulöse Auslöschung bei Megaquarz eine streißfreie Bildung, wie sie z.B. für vulkanogene Quarze typisch ist und auch aus den Silcretebildungen des Jos Plateaus / Nigeria (BAGEHORN, 1991, LEUKEFELD, 1991) beschrieben wurde.

8. Ausdeutung der Ergebnisse

Jede Deutung der hier vorgestellten Untersuchungen und daraus abgeleiteter Ergebnisse muß sich zunächst mit den relevanten Arbeiten anderer, vorwiegend spanischer Geologen auseinandersetzen.

Die silifizierten Bereiche in den U-jurassischen Ooidkalcken um bzw. N – NE von Vélez-Blanco sind seit Längerem bekannt (z.B. kurze Erwähnung bei SEYFRIED, 1978) und erst kürzlich (BUSTILLO et al., 1996, 1997) ausführlich bearbeitet worden. Dabei hat man jedoch weder die Verknüpfung von Silifizierung mit Brekzien, noch die Bindung der Schuttbereiche an Karstspalten erkannt. Es werden zwar silifizierte Proben aus der Rambla Seca beschrieben, aber unerwähnt bleibt das auffällig flächenhafte Auftreten von eigenständigen (= nicht durch Verdrängung entstandenen) Kieselkrusten im W dieses Areal. Weiterhin fehlt in den Dünnschliffbeschreibungen jeder Hinweis auf mikritische Goethitriden um Ooide und andere Komponenten. All diese hier aufgezählten Unterlassungen liefern jedoch für die Deutung der Untersuchungsergebnisse wichtige Hinweise (s. u.).

Kernpunkt der Arbeiten der BUSTILLO-Gruppe (BUSTILLO et al., 1996, 1997) ist die Frage nach der Siliziumquelle der Verkieselungen. Grundsätzlich wird in marinen, teilweise verkieselten Karbonatsedimenten die Siliziumquelle in kieseligem Biogenmaterial gesehen – leider finden auch die spanischen Geologen nicht die geringsten Zeugnisse (etwa entsprechende Geisterstrukturen und/oder Fossilreste) derartiger Biogene – ABER: in O-Jura Sedimenten, die lokal die U-jurassischen Ooidkalke direkt überlagern, treten Radiolarien gesteinsbildend auf. Es lag daher nahe, daß die BUSTILLO-Gruppe versuchen würde, die silifizierten Oolithbereiche mit diesen Radiolariten als Siliziumquelle zu verknüpfen. Man versuchte, eine derartige, dann natürlich spät-ober-jurassische bis U-kretazische Silifizierung durch Isotopenanalysen aus verkieseltem Material zu untermauern. Doch leider ergaben sich dabei einige Probleme:

Bei einer Ausdeutung der Isotopenuntersuchungen als phreatisch – meteorische Wässer ergibt sich eine Temperaturbereich von 15 – 20°C. Damit wäre eine Silcretebildung naheliegend; störend ist jedoch nur die Tatsache,

daß das betroffene Gebiet seit Ablagerung der O-Jurasedimente im marinen Bereich lag.

Eine Berechnung der Isotopendaten für marine Wässer ergab jedoch einen überraschend hohen Temperaturbereich zwischen 20 – 55°C. Derartig hohe Bildungstemperaturen des Silikates wurden mit erhöhten geothermischen Gradienten (40 – 50°C/km) und Zutritt hydrothermalen (Si-beladener) Wässer aufwendig erklärt.

In der jüngeren Arbeit (BUSTILLO et al., 1997) wird das Modell dahingehend abgewandelt, daß meteorische Wässer in aufgetauchten O-Jura-Radiolariten versickerten, beim descendenten Durchsickern der Sedimente Silizium aus den Radiolarien aufnehmen und im Aquifer des U-Jura Ooidkalles das Silizium als Verkieselung ausscheiden.

Wenn dieses Modell zuträfe, dann wären die aufgefundenen Kieselkrusten zwangsweise Verdrängungsbildungen (= chert nodules) – obwohl sie keinerlei Geisterstrukturen irgendwelchen Vorgängermaterials enthalten, - obwohl eindeutige Schrumpfungsrisse vorkommen (s. Tafel 6), die zudem teilweise mit silifiziertem Feinstdetritus und isolierten Ooiden gefüllt sind (s. Tafel 6 und 32). Derartige Schrumpfungsrisse dürfen aber in einer Druckdominierten Überdeckungsdiagenese einfach nicht vorkommen.

Ebenfalls unerklärbar wäre dann das weit verbreitete Auftreten von Fe-Hydroxiden; denn unter den Bedingungen dieses Modells könnte Eisen nur in zweiwertiger Form, vorzugsweise als Pyrit, vorkommen. Schließlich spricht auch das mit zunehmender Silifizierung von Komponenten- zu Matrixgestützt wechselnde Sedimentgefüge gegen „burial diagenesis“.

Aus diesen Darstellungen wird deutlich, daß das Modell der BUSTILLO-Gruppe nicht gelten kann und daher als falsch abzulehnen ist.

Wesentlich wichtiger für ein Einpassen der eigenen Ergebnisse in den geologischen Rahmen des Subbeticum sind die Arbeiten von BENKE (1981) und García-Hernández et al., (1989). BENKE befaßte sich mit der Entwicklung der NW-Keltiberischen Ketten an der Wende Dogger zu Malm und faßt die bis dahin vorliegenden Informationen zusammen: im Jura stellte das Subbeticum ein relativ schmales aber dafür langgezogenes Meeresbecken dar. Für die Ausdehnung des Beckens von N nach S, ohne den Bereich des

Präbetikums, nimmt SEYFRIED (1980) eine maximale Ausdehnung von nur 60 bis 80 km an. Den nördlichen Rand dieses Beckens bildete das iberische Festland (Mesetablock bei BENKE, 1981). Im Süden lag – mit weitgehend ungeklärtem Küstenlinienverlauf – das „alboranische“ oder auch „betische“ Land (DERCOURT et al., 1986). Wie in den Einleitungskapiteln dieser Arbeit bereits erwähnt, war das Arbeitsgebiet Teil dieser Meeresstraße, die durch lebhafteste Bruchtektonik gekennzeichnet war. Erste Hinweise auf kontinentale Verhältnisse zur Zeit des Dogger für das Gebiet südlich von Vélez Rubio, knapp 10 km südlich von Vélez-Blanco, stammen von GEEL (1973). In der Fazieskarte von BENKE (1981, Abb. 13) fällt das Arbeitsgebiet in eine Schichtlücke, was in der einfachsten Weise als Hinweis für ein Auftauchen dieses Bereiches gedeutet werden kann. BENKE (1981) beschreibt die Situation sehr treffend:

Am Ende des Callovium zieht sich das Meer vornehmlich am Mesetarand weiträumig zurück. Auf der freigelegten Calloviumplattform entstehen in der westlichen Sierra de los Cameros Caliche und Bodenabfolgen. Entgegen früheren Annahmen verbleibt bis ins Unter-Kimmeridgium ein von Norden nach Süden zusammenhängendes Restmeer, in dem vom Ober-Callovium an, besonders aber im Unter- und örtlich noch bis ins Mittel-Oxfordium andauernd eine allgemein verbreitete, extreme Stagnation in der Sedimentzufuhr und -bildung herrscht. Aus der dünnen Restschichtfolge sind noch folgende paläogeographische Einzelereignisse und Gebiete ablesbar: das extrem reliefarme Hinterland liefert nur wenig Sedimente. Im Unter-Oxfordium sorgt lateritische Verwitterung auf der freigelegten Landfläche für eine fortwährende Eisenzufuhr in das Restmeer.

Anzeiger derartiger Verhältnisse in den korrelierten Sedimenten sind Eisenkrusten und Eisenooide (SEYFRIED, 1978; GÜNTHER, 1991; JOPPE, 1991; OLSSON, 1991), auch das färbende Material der oft beschriebenen Rotkalke wird aus eisenhaltigen Lateritlösungen des Festlandes stammen. Eine recht anschauliche Darstellung liefert GARCÍA-HERNÁNDEZ et al., (1986):

The most significant events in the Jurassic evolution (which are often registered with gaps) are the following:

- 1. Lower Liassic: Generalized development of shallow water platform carbonates (pre-rift period of the paleomargin).*
- 2. Middle Liassic: Individualization of the great paleogeographical realms. In the Subbetic there is a generalization of the pelagic facies after a gap and a differentiation of paleogeographic realms of troughs and swells (External, Middle and Internal Subbetic)*

3. *Upper Liassic and Middle Jurassic: Subbetic Zone: Progressive differentiation of the paleogeographic realms. Episodes of block movements with local emersions and formation of greater gaps.*
4. *Beginning of the Upper Jurassic: Generalization of the pelagic facies in the paleomargin as a result of the tectono-eustatic transgression of the beginning of the Atlantic and Ligur expansion.*
5. *Jurassic-Cretaceous Boundary: Subbetic Zone: Progressive diminution in troughs and swells. Action of thermic subsidence. Heterochronological termination of the Jurassic cycle between the Berriasian and the lower Valanginian.*

Damit steht vom Callovien bis ins untere Oxford mit ca. 5 – 8 Ma (HARLAND et al., 1982) ein völlig ausreichender Zeitraum zur Verfügung, um aufgetauchte Bereiche der U-jurassischen Ooidkalke zu erodieren, teilweise zu verkarsten und durch Fe / Si-haltige Verwitterungslösungen des lokal angrenzenden Festlandes silifizieren zu lassen. Eine derartige Deutung wird gestützt durch die jüngst erfolgte Wiederbearbeitung einiger zeitgleicher (Dogger) „sinkhole-type“ Karst-Bauxittaschen N von Zarzadilla de Totana (ALIAS et al., 1972; FRIEDRICHS, 1999), knapp 38 km NE des Arbeitsgebietes.

Die Geländearbeit bietet einige Hinweise zur lateralen Ausdehnung der silifizierten Vorkommen und zur post-jurassischen Entwicklung dieses lokalen Raumes. Der offiziellen geologischen Karte (Blatt Vélez-Blanco) ist zu entnehmen, daß die U-jurassischen Ooidkalke als Decke auf tertiäre Sedimente aufgeschoben sind. Bei der Probennahme zeigte sich, daß der Südteil der Piedras Bermejas überkippt aufgeschoben wurde (vgl. Geländebeschreibung, Kap. 7.1.), da die schuttgefüllten Karstspalten an der Basis sehr breit sind und nach oben hin ausdünnen, die Spalten also „auf dem Kopf“ stehen. An der breiten Basis sind außerdem die Verkieselungen sehr intensiv ausgebildet; dies ist grundsätzlich ein Hinweis auf den Topbereich eines Silcreteprofils. Dagegen liegen die Verhältnisse im Bereich der NE Flanke der Piedras Bermejas genau umgekehrt: Spaltenöffnungen und Silcrete liegen in Originalposition. Das Gleiche gilt für das flächenhafte Silcretevorkommen im W der Rambla Seca. In der regional-tektonischen Karte (s. Abb. 13) gehört der Gabar zur gleichen Decke wie Piedras Bermejas und Rambla Seca; es gibt jedoch im Bereich des Gabar keinerlei Hinweise auf eine Verkieselung.

Das kann nur darauf hindeuten, daß der Gabar nicht Teil der Decke ist, der die Piedras Bermejas und die Rambla Seca angehören. Allerdings treten am westlichen Rand der Sierra del Gigante zwei isolierte, silifizierte Ooidvorkommen auf, im übrigen Bereich der Sierra del Gigante sind aber keine weiteren Verkieselungen festzustellen. Dies könnte bedeuten, daß der westliche Rand der Sierra del Gigante eigentlich zur Decke der Piedras Bermejas zugehörig angesehen werden müßte. Gleichzeitig wird damit aber auch eindringlich dokumentiert, daß die Verkieselung bzw. die kontinental beeinflusste Auftauchzone der Ooidkalke streng lokal kleinräumig begrenzt war und damit völlig dem Bild einer stark zerschnittenen Blockstruktur entspricht.

Wenn bisher gezeigt wurde, daß sich die Entwicklung von Verkarstung und Verkieselung der U-jurassischen Ooidkalke sehr anschaulich in die von zahlreichen Autoren akzeptierte Vorstellungen zur paläogeographischen Situation des Raumes für Dogger und (zumindest) U-Malm einpassen läßt, so kann der Ablauf dieser Entwicklung zu nachstehender Modellvorstellung zusammengefaßt werden:

I: im Lias:

Ooide und Onkoide werden als Grainstone-Fazies auf einem flachmarinen, teilweise lagunärem Schelfabschnitt abgelagert und (zumindest teilweise) mit typisch marinen Zementen zu Oolith verfestigt.

II: Lias / Dogger:

Im Verlauf anhaltender Bruchtektonik kommt es zum Auftauchen einzelner Ooidkalkblöcke, die lokal Kontakt / Anschluß an das „betische“ Land gewinnen können. Nach dem Auftauchen entwickelt sich eine meteorische Diagenese der Ooidkalke; die Bruchtektonik bleibt weiterhin aktiv und wird belegt durch starke Erosion als Folge ständiger Reliefveränderung. In einem wechselfeuchten, tropischem Klima repräsentieren fleckenhaft verteilte kalzit-mikritische Bildungen die saisonalen Trockenzeiten und intensive Verkarstung ist das Merkmal der wahrscheinlich zeitlich dominanten, saisonalen Regenzeiten. Generell werden Ooid-Resedimente und Brekzienschutt in die morphologischen Tiefs, die Karstspalten, verfrachtet. Über und in die aufgetauchten Ooidkalke wird das kontinentale Hinterland in den Vorfluter „subbetische Meerestraße“ entwässert. Die Fe und

Si-Ionenfracht dieser Wässer kennzeichnet aktive chemische Verwitterung (Lateritisierung) des Festlandes. Schon 1984 hatte LASCHET betont, daß die wesentlichste Quelle für das Silizium umfangreicher Chert-Bildungen budgetmäßig nur aus intensiver, terrestrischer, chemischer Verwitterung stammen kann. Zeitweise (während der Regenzeit) fluten und verfüllen diese Wässer schubweise die Karstspalten; der Wechsel zu Trockenzeiten wird markiert durch Fällungen von Fe-hydroxiden, die Kieselsäure mitreißen und damit langsam eine Silifizierung durch Megaquarz in Gang setzen. In einzelnen Spalten kommt es an der Basis zu +/- lateralen, meist schmalen Imprägnationszonen (vgl. Tafel 2). Die Zementation mit Megaquarz versiegelt langsam das Schuttmaterial der Karstspalten. Dadurch kann sich in den oberen Bereichen des Spaltenschutts allmählich Evaporation und damit Konzentrierung des Siliziumgehaltes bis zur phasenweisen Abscheidung von Siliziumgel und dessen Alterung zu Chalcedon entwickeln. Die Kontinuität dieser Vorgänge wird durch die saisonale Lösungslieferung der Regenzeiten gewährleistet. Ähnliche Vorgänge haben sich auch außerhalb der Spalten in flachen Depressionen der verkarsteten Oolithoberfläche abgespielt. Dokumentiert sind solche Vorgänge durch die Verfrachtung verkieselten Schutts und scharfkantiger Silcretebruchstücke in manche Topbereiche von Karstspalten. Schließlich kann die Verkieselung bis zur Ausbildung +/- kleinräumig zusammenhängender Silcretekrusten mit charakteristischen Merkmalen einer eigenständigen Bildung führen (im W der Rambla Seca). Die chemischen Analysen der verkieselten Bereiche verraten, daß die Fe/Si-Lösungen aus einer Spätphase der Lateritisierung stammen, da keinerlei Alkali und Erdalkalieinträge (z.B. Mg) zu erkennen sind und auch die Al-Gehalte extrem niedrig liegen (= der Zeratz von Alumosilikaten war bereits weitgehend abgeschlossen). Das mag erklären, warum in den evaporitisch beeinflussten Abschnitten der Silcretebildungen keine typischen Evaporitminerale entstanden sind. Insgesamt wird das silifizierte Material dominiert von Megaquarz-Zementation, ausgehend von der Starterfunktion der Goethitriden.

Streng genommen muß diese Entwicklung von der Silcrete-Bildung getrennt werden, da die Megaquarzzemente ohne ausgeprägte Ausbildung einer +/- kohärenten Kruste ablaufen.

Erst die Konzentrierung des Siliziums durch Evaporation in flachen Tümpeln führt zu „echtem“ Silcrete, d.h. zur Kieselkrustenbildung.

III:U-Malm:

Im Oxford wurde die Silcretebildung durch einsetzende Meerestransgression beendet. Das anhaltend wechselfeuchte, tropische Klima lieferte aus dem festländischen Hinterland weiterhin Silizium- und Fe-haltige Wässer. Während nun das Eisen spätestens im zugehörigen Litoralbereich fixiert wurde, konnte Silizium in gelöster Form ins Meer wandern und führte zu einer plötzlichen Aktivierung Si-verbrauchender Organismen, die als markante Radiolarite fossil überliefert wurden.

Diese Ausdeutung begann mit einer Diskussion der Arbeiten der BUSTILLO-Gruppe und es mag das Kapitel abrunden, wenn es mit einem neuerlichen Hinweis auf ihre Arbeiten schließt:

Es entspricht dem Prinzip der Einfachheit, daß die Radiolarite des O-Jura eher Spätfolgen und marine Zeugen chemischer Verwitterungsvorgänge eines benachbarten Festlandes sind, wo sie durch Silcretebildung repräsentiert werden, als daß die Radiolarite „Vorläufer“ und Siliziumquelle einer auf diese Weise nur schwer erklärbaren Silifizierung sind.

9. Zusammenfassung

Das Arbeitsgebiet dieser Dissertation liegt NE von Vélez-Blanco im nördlichen Bereich der Provinz Almeria (SE-Spanien). Geologisch wird es zur Internzone des Subbetikums gezählt. Die auf kretazischen Sedimenten überschobenen Decken sind überwiegend aus Ooidkalk aufgebaut, der stratigrafisch dem unteren bis mittleren Jura angehört.

Im Gelände fallen bräunliche „Rippen“ innerhalb der oben erwähnten Ooidkalke auf. Diese Rippen wurden als schuttgefüllte Karstspalten erkannt. Der Schutt dieser Karstspalten besteht aus Quarz-zementierten Ooiden und teils kalzitischen, teils silifizierten Oolithbrekzien. In dieser Arbeit wird versucht, die Genese dieses Quarzzementes zu klären und – daraus abgeleitet – die Bedeutung der kieseligen Abschnitte für die Entwicklung der regionalen Geologie herauszustellen.

Es wurden 15 Profile beprobt und diverse Einzelproben gesammelt. Zumindest im Bereich der Piedras Bermejas und Sierra Larga sind alle quarz-zementierten Ooidkalkvorkommen durch Proben repräsentiert. Grundlage der Bearbeitung war eine Erfassung petrographischer Eigenheiten an mehr als 100 Dünnschliffen und – gekoppelt mit Geländebeobachtungen – eine Ausdeutung der Ergebnisse.

In allen quarz-zementierten Ooidkalken gibt es nur grobkristalline, anhedrale-euhedrale Megaquarze. Der zweifellos interessanteste Zement ist die erste Quarzgeneration, welche die kalkigen Ooide umschließt: erst in den durch HCl freigeätzten Schliffbereichen wird deutlich, daß die Quarzkristallindividuen, die den (ursprünglichen) isopachous Kalzitzement ersetzen, teilweise den mikritischen Kalk der Ooide verdrängen oder umwachsen und derart „behindert“ in das Ooid hineinwachsen. In mikritischen, ehemals aragonitischen Ooiden „schwimmen“ isolierte, idiomorphe Quarzkristalle, die zunächst zahlreiche Baufehler durch umwachsene Mikritkalzite aufweisen und erst bei deutlicher Intensivierung der Silifizierung glatte (d.h. ungestörte) euhedrale Flächen entwickeln. Gegen den Topbereich der Karstspalten wird Megaquarz zunehmend von Chalcedon verdrängt. Die Verkieselung kulminiert in der Bildung charakteristischer, eigenständiger Silcretekrusten, die die

ganze Bandbreite von Chalcedonformen enthalten können. Charakteristisch für die bearbeitete Silifizierung ist eine Koppelung von Megaquarz und Chalcedon an das Auftreten von Goethit- und Hämatitriden um Ooide und andere Komponenten. Durch Hinweise in Arbeiten zur Achatgenese war es möglich, in diesen Eisenfällungen den Motor für die Silifizierung zu erkennen: bei der Fällung von Fe-hydroxid kann Silizium mitgerissen werden und wird bei geringer Si-Konzentration der umgebenden Lösungen in direkter Abhängigkeit von der Verfügbarkeit gelösten Siliziums als Megaquarz weiterwachsen. Bei zunehmender Erhöhung der Si-Konzentration – etwa durch Evaporation – kann es zur Abscheidung von Siliziumgel und anschließender Alterung zu Chalcedon kommen. Gesteuert werden derartige Bildungen durch sehr langsame Diffusionsvorgänge, die allmählich den Wassergehalt der Silikatvorlaufphasen gegen Chalcedon / Quarz austauschen.

Mit Hilfe dieser Modellvorstellung war es möglich, die verkieselten Bereiche als Silcretebildung auf teilweise verkarsteten, calichierten Ooidkalcken zu deuten.

Bedeutung für die regionale Geologie:

Die verbreitete Meinung einiger spanischer Geologen, daß die Bildung der Ooidkalke ungliederbar ab Dogger bis zur Jura/Kreidegrenze anhielt und die Verkieselung auf eine Siliziumverlagerung aus überlagernden Radiolariten zurückzuführen sei, ist mit dem Caliche - Verkarstung – Silcrete Modell unvereinbar. Eine Verkarstungsphase im Malm ist mit Untersuchungen von Bochumer Kollegen wesentlich besser korrelierbar.

Die schuttgefüllten und Quarz-stabilisierten Karstspalten sind durch den späteren Deckenbau an der SE-Flanke der Piedras Bermejas und Sierra Larga „auf den Kopf“ gestellt, also überkippt wurden, d.h. sie sind oft breit an der Basis und ausdünnend gegen das Hangende. Dagegen haben Spalten und flächenhafte Vorkommen von Kieselkrusten an der NW-Flanke der Piedras Bermejas und im Bereich der Rambla Seca ihre originale Position beibehalten, sind also nicht überkippt worden. Schließlich muß die Verknüpfung des Gabar mit der Decke der Piedras Bermejas und Sierra Larga sehr kritisch gesehen werden: im Bereich des Gabar ist keine Spur silifizierter

Ooidkalke gefunden worden. Aber der NE-Sporn der Sierra de Maria-Decke und der westliche Rand der Sierra del Gigante enthalten lokal ebenfalls silifizierte Ooidrippen. Es wäre daher plausibel, den isolierten Sporn der Sierra de Maria und den westlichen Rand der Sierra del Gigante zu einer Decke zu zählen, anstatt für drei verschiedene Decken jeweils eine, dann mehr oder weniger eigenständige Silifizierung zu fordern. Außerdem sind silifizierte Ooidkalke in den beiden letztgenannten Decken nur auf die angegebenen Bereiche beschränkt.

10. Literaturverzeichnis

- ALEVA, G.J.J., (Compiler) (1994): Laterites, Concepts, geology, morphology and chemistry. ISRIC, Wageningen, 153 S., 8 Tafeln.
- ALIAS, L.J., ORTIZ, R., RODRIGUEZ GALLEGU, M. (1972): Mineralogia de un yacimiento de bauxite situado al Norte de Zarzadilla de Totana (Prov. Murcia). – *Estudios Geológicos*, **28**, 209-215
- AMBROSE, G.J. & FLINT, R.B. (1981): A regressive Miocene lake system and silified strandlines in northern South Australia: Implications for regional stratigraphie and silcrete. – 82-94 S., J. Geol. Soc. Austral.
- AUGUSTITHIS, S.S. (1982): Atlas of the Sphaeroidal Textures and Structures and their Genetic Significance. – 329 S., Theophrastus Pub.; Athens.
- AZÉMA, J. (1972): Nouvelles données sur le Crétacé prébétique entre Cieza et Salinas (Provinces d'Alicante et de Murcie, Espagne). – 110 – 119 S., Bull. Soc. géol. France, (7), **14**; Paris.
- AZÉMA, J.; FOUCAULT, A.; FOURCADE, E., GARCIA-HERNANDEZ, M.; GONZALES-DONOSO, J. M.; LINARES, A.; LINARES, D.; LOPEZ-GARRIDO, A. C.; RIVAS, P. & Vera, J. A. (1979): Las microfacies del Jurásico y Cretácico de las zonas externas de las Cordilleras Béticas. – Granada.
- BAGEHORN, A. (1991): Kieselgele und deren Rekristallisation, am Beispiel eines Silcretes vom Jos Plateau in Zentralnigeria. – Diplomarbeit (unveröffentl.), 82 S., Geol. Pal. Inst. d. Univ. Hamburg.
- BATES, R.L., JACKSON, J. (Edtrs.) (1980/1978): Glossary of Geology,- Amer. Geol. Inst., Falls Church, Virg., 751 S.
- BEHMEL, H. (1970): Beiträge zur Stratigraphie und Paläontologie des Juras von Ostspanien(V.) Stratigraphie und Facies im präbeticen Jura von Albacete und Nord-Murcia. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 137, 1: 1 – 102 S.; Stuttgart.
- BENKE, K. (1981): Die Dogger / Malm-Wende in den NW-keltiberischen Ketten (Spanien) und angrenzenden Gebieten – Sedimentologie, Stratigraphie und Paläogeographie. – Facies, 4: 95 – 164 S.; Erlangen.
- BERNOULLI, D. & JENKINS, H. C. (1974): Alpine, Mediterranean and Central Atlantic Mesozoic facies in relation to the early evolution of the Thetys. – Soc. Econ. Petr. Min. Spec. Publ., 19: 129 – 160 S.; Tulsa, Oklahoma.
- BERNOULLI, D. (1971): Redeposited pelagic sediments in the Jurassic of the central mediterranean area. – Ann. Inst. Geol. Publ. Hung., 54, 2: 71 – 89 S.; Budapest.
- BRAND, U.; VEIZER, J. (1993): Origin of Coated Grains: Trace Element Constraints. – 9 – 26 S., In: Coated Grains (Ed. T. Peryt) 655S., Springer, Berlin – Heidelberg – New York.

- BUSTILLO, M. A.; REY, J.; DELGADO, A. & RUIZ-ORTIZ, P. A. (1997): Silificaciones jurásicas en calizas oolíticas: genesis y significado paleogeográfico (Vélez-Blanco, Subbético Interno). – Bol. Geol. y Min. Vol 108-4y5 (351 – 365): 23 – 37 S.
- BUSTILLO, M. A.; REY, J.; DELGADO, A. & RUIZ-ORTIZ, P. A. (1996): Silificaciones de calizas oolíticas del Dogger en el Subbético Interno Oriental: ¿silcretas freáticas?. – Geogaceta, 20: 639 – 642 S.; Granada.
- CORRENS, C.W. (1949): Einführung in die Mineralogie – 414 S., Springer, Heidelberg.
- DAHANAYAKE, K.; GERDES, G. & KRUMBEIN, W. E. (1985): Stromatolites, oncolites and oolites biogenically formed in situ. – Naturwiss., 72: 513 – 518 S.
- DE SMET, M. E. M. (1984): Wrenching in the external zone of the Betic Cordilleras, southern Spain. – Tectonophysics, 107: 57 – 79 S.; Amsterdam.
- DERCOURT, J.; ZONENSHAIN, L.P.; RICOU, L.-E.; KAZMIN, Y.G.; LE PICHON, X.; KNIPPER, A.L.; GRANDJAQUET, C.; SBORTSHIKOV, I.M.; GEYSSANT, J.; LEPVRIER, C.; PECHERSKY, D.H.; BOULIN, J.; SIBUET, J.-C.; SAVOSTIN, L.A.; SOROKHTIN, O.; WESTPHAL, M.; BAZHENOV, M.L.; LAUER, J.P.; BIJU-DUVAL, B. (1986): Geological Evolution of the Thetys Belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. – Tectonophys., 123: 241 – 315 S.; Elsevier, Amsterdam.
- DUBAR, G.; MAGNÉ, J.; PAQUET, J. (1967): Données nouvelles sur le Jurassique du Subbétique interne, au N de la Sierra Espuña. – 71 – 76 S., Ann Soc. géol. Nord, **87**, Lille.
- FALCONER, J.D. (1921): Geology of the Jos Plateau. – 55 S., Geol. Surv. Of Nigeria, Bull. Nr. 1, Nigeria National Press, Lagos.
- FELS, A. & SEYFRIED, H. (1993): „A la recherche du temps perdu“: On geological condensation, with examples from the Jurassic Subbetic Plateau in Southeastern Spain. – 13 – 31 S., N. Jahrb. Geol Paläont. Abh., Bd. 189; Stuttgart.
- FELS, A. (1990): Der pelagische Jura im Subbeticum der Sierra del Reclot: eine Faziesanalyse unter besonderer Berücksichtigung goethitischer Diskontinuitätsflächen. – 150 S., Diplomarbeit (unveröffentl.), Inst. für Geowissensch. Univ. Mainz; Mainz.
- FELS, A. (1995): Prozesse und Produkte geologischer Kondensation im Jura der westlichen Thetys. – 363 – 472 S., Profil Bd. 8; Stuttgart.
- FLÖRKE, O.W., KOHLER-HERBERTZ, B., LANGER, K., TÖNGES, I. (1982): Water in microcrystalline quartz of Volcanic origin: Agates. *Contr. Mineral. Petrol.*, **80**, 324-333.
- FLÜGEL, E. (1978/1982): Microfacielle Untersuchungsmethoden von Kalken. – 454 S.; Springer Berlin Heidelberg New York.
- FLÜGEL, E.; KIRCHMAYER, M. (1962): Zur Terminologie der Ooide und Pseudoooide. – 113 – 123 S., N. Jb. Geol. Paläont. MH. 1962/3.
- FOLK, R.L. (1974): The natural history of crystalline calcium carbonate: effect of magnesium content and alinity. – 40 – 53 S., J. Sed. Petrol. 44/1, Tulsa.

Genese silifizierter Partien jurassischer Ooidkalke im Raum Vélez-Blanco

- FOLK, R.L., PITTMAN, J.S. (1971): Length-slow chalcedony: a new testament for vanished evaporites. – *J. Sedim. Petrol.*, **41,4**, 1045-1058.
- FOUCAULT, A. & PAQUET, J. (1971): Sur L'importance d'une tectogenèse hercynienne dans la région centrale des Cordillères Bétiques (S-Sierra Arana, Prov. Grenade, Espagne). – 2756 – 2758 S., C.R. Acad. Sci., Paris.
- FOUCAULT, A. (1971a): Le Jurassique dans la partie orientale des zones externes des Cordillères Bétiques: Le Prébetique et le Subbetique de Cazorla á Huéscar. – 137 – 156 S., Cuad. Geol. ibér., 2, Madrid.
- FOUCAULT, A. (1971b): Étude géologique des environs des sources du Guadalquivir (Provinces de Jáen et de Grenade, Espagne méridional). – 633 S., Dissertation Univ. Paris, Paris.
- FOUCAULT, A. (1976): Compléments sur la géologie de l'Ouest de la Sierra Arana et de ses environs (province de Grenade, Espagne). – Bull. Soc. géol. France, (7), **18**, 3, 659 – 658 S., Paris.
- FRIEDMAN, G.M. (1975): The making and unmaking of Limestones or the downs and ups of porosity. – 379 – 398 S., *J. Sed. Petrol.*, Tulsa.
- FRIEDMANN, G.M. (1994): Paleosols in shallow marine carbonate sequences – discussion. – 135 – 137 S., *Earth-Sci. Rev.*, Band 37.
- FRIEDRICH O. (1999): Geochemisch-mineralogische Untersuchungen an Karstbauxiten des Subbetikums, Südostspanien, (Prov. Murcia), 74 Seiten und 11 S Datenanhang, *unveröffentl. Diplomarbeit* Univ. Hamburg
- FÜCHTBAUER, H. (1974): Sediments and Sedimentary Rocks., - In: Engelhardt, W.v.; Füchtbauer, H.; Müller, G.: *Sedimentary Petrology*, part II, 464 S., Schweizerbart, Stuttgart.
- GAO, G. & LAND, L.S. (1991): Nodular chert from the Arbuckle Group, Slick Hills, SW Oklahoma: a combined field, petrographic and isotopic study. *Sedimentology*, **38**, 857 – 870.
- GARCÍA-HERNANDEZ, M.; LÓPEZ-GARRIDO, A. C.; MARTÍN-ALGARRA, A.; MOLINA, J. M., RUIZ-ORTIZ, P. A. & VERA, J. A. (1989): Las discontinuidades mayores del Jurásico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas: análisis e interpretación de los ciclos sedimentarios. – *Cuad. Geol. Ibérica*, **13**: 35 – 52 S.; Madrid.
- GARCÍA-HERNANDEZ, M.; LÓPEZ-GARRIDO, A. C.; RIVAS, P., SANZ DE GALDEANO, C. & VERA, J. A. (1980): Mesozoic palaeogeographic evolution of the external zones of the Betic Cordillera. – *Geol. en Mijnbouw.*, **59**, 2: 155 – 168 S.; 's-Gravenhage.
- GEEL, T. (1973): The Geology of the Betic of Malaga, the Subbetic, and the zone between these two units in the Velez Rubio Area (SE-Spain). – *GUA Papers Geol.*, (1), **5**; 179 S.; Amsterdam.
- GEYER, O. F. (1967): Zur faziellen Entwicklung des subbetischen Jura in Südspanien. – *Geol. Rdsch.*, **56**: 973 – 992 S.; Stuttgart.

- GEYER, O. F.; BEHMEL, H. & HINKELBEIN, K. (1974): Die Grenzoolithe im Jura von Ostspanien – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 145: 17 – 57 S.; Stuttgart.
- GEYER, O.F. & ROSENDAHL, S. (1988): Geologie der Iberischen Halbinsel. – Unpubl. Exkursionsführer Univ. Stuttgart, 109 pp.
- GOLDSTEIN, J.I., NEWBURY, D.E.; ECHLIN, P.; JOY, D.C.; ROMIG, A.D.; LYMAN, C.E.; FIORI, C.; LIFSHIN, E. (1992): Scanning Elektron Microscopy and X-Ray Microanalysis. – 820 S., Plenum Press, New York.
- GOUDIE, A.S. (1973): Duricrusts in tropical and subtropical landscapes. – 174 S., Oxford University Press; Oxford.
- GOUDIE, A.S. (1983): Calcrete , p 93 – 131 – in: Goudie, A.S., Pye, K. (Edt.): *Chemical sediments and geomorphology: precipitates and residua in the near-surface environment*, 439 S, Academic Press, London – New York.
- GÜNTHER, A. (1991): Geochemische und petrographische Untersuchungen an goethitreichen Kondensationshorizonten des subbetischen Lias der Sierra del Reclot (Provinz Alicante, SE-Spanien). (unveröff. Diplomarbeit) Geol. Paläont. Inst. d. Univ. Hamburg. 74 S.; Hamburg.
- GÜNTHER, A. (1991): Kartierung der Sierra del Reclot (Ostteil) Provinz Alicante, SE Spanien. – (unveröff. Diplom-Kartierung) Geol.-Paläont. Inst. d. Univ. Hamburg. 21 S.; Hamburg.
- GUTIERRES MAS, J.M., MARTÍN ALGARRA, A., DOMÍNGUEZ BELLA, S. & MORAL CARDONA, J.P. (1991): Introduccion a la Geologia de la provincia Cadiz. – Serv. Publ. Univ. Cadiz, 315 pp.
- HAQ, B. U.; HARDENBOL, J. & VAIL, P. R. (1987): Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. – Science, 235: 1156 – 1167 S.; Washington D.C.
- HARDER, H. (1994): Achat als Nebenprodukt der Tonmineralbildung. *Z. Dt. Gemmol. Ges.*, **43**, 1/ 2, 19-37.
- HARLAND, W.B., COX, A.V., LLEWELLYN, P.G., PICKTON, C.A.G., SMITH, A.G., WALTERS, R. (1982): *A Geologic time scale*. Cambridge University Press, 131 S
- HAY, W. W.; BARRON, E. J.; SLOAN, J. L. & SOUTHAM (1981): Continental drift and the global pattern of sedimentation. – Geol. Rdsch., 70: 302 – 305 S.
- HUTTON, J.T., TWIDALE, C.R. & MILNES, A.R. (1978): Characteristics and origin of some Australian silcretes. - In: Silcrete in Australia (Ed. by T. Langford-Smith), pp. 19-40. Department of Geography, University of New England.
- INSTITUTO GEOGRAFICO NATIONAL (1992): MAPA TOPOGRAFICO NATIONAL DE ESPAÑA; EL SABINAR 952-I (47 – 75), 1:25.000.
- INSTITUTO GEOGRAFICO NATIONAL (1993): MAPA TOPOGRAFICO NATIONAL DE ESPAÑA; VÉLEZ-BLANCO 952-III (23 – 76), 1:25.000.

Genese silifizierter Partien jurassischer Ooidkalke im Raum Vélez-Blanco

- INSTITUTO GEOLOGICO MENERO DE ESPAÑA (1976): MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA; VÉLEZ-BLANCO 952 (24 – 38), 1:50.000.
- JENKYNS, H. C. (1970): Growth and desintegration of a carbonate platform. – N. Jb. Geol. Pläont., Mh, 6: 325 – 344 S.; Stuttgart.
- JOACHIM, H. (1988): Mineralogische Untersuchungen an Sil- und Ferricretes aus dem Kapland (Südafrika). – 122 S., Dissertation, Karlsruhe.
- JOPPE, C. (1991): Geochemische und sedimentologische Untersuchungen an Fe-Mn-Knollen und Krusten aus dem subbetischen Jura SE-Spaniens (Sierra del Lugar / Provinz Murcia), Diplomarbeit (unveröff.). – Geol. Paläont. Inst. d. Univ. Hamburg, 135 S.; Hamburg.
- KIMBERLEY, M.M. (1979): Origin of oolitic iron formations. – 111 – 132 S., J. Sedim. Petrol. Vol 49.
- KIRKER, A.I. (1994): Kinematics and rotational deformation of the Betic-Rif arc in southwestern Spain. – Unpubl. Ph.D. thesis, Univ. of Oxford, U.K., 75 pp.
- KLEBER, W. (1961): Einführung in die Kristallographie. – 366 S., 5. Aufl., VEB-Verlag Technik, Berlin.
- KOLCKMANN, C.-J. (1992): Vergleichende Untersuchungen an jurassischen Kalkoolithen der zentralen Südalpen. – 131 – 225 S., Profil Bd. 3; Stuttgart.
- KRAUSKOPF, K.B. (1985): *Introduction to Geochemistry*, 2nd Edt., , McGraw-Hill Book Company, International, *Sedimentology*, **27**, 305-316.
- KÜHNE, W.G. (1985): Paläontologische Silexforschung. – 4 – 19 S., I. Aufschluß 36.
- LANDMESSER, M (1984): Das Problem der Achatgenese, *Mitt. Pollichia*, **72**, 5-137, Bad Dürkheim/Pfalz.
- LANDMESSER, M. (1987): Das Rätsel Achat. – 65 – 88 S., Offizieller Katalog, Mineralientage München; München.
- LANDMESSER, M. (1995): Mobility by Metastability: Silica Transport and Accumulation at Low Temperature.- *Chemie d. Erde*, **55**, 149-176.
- LANDMESSER, M. (1998): „Mobility by Metastability“ in Sedimentary and Agate Petrology: Applications. *Chemie d. Erde*, **58**, 1-22.
- LANGFORD-SMITH, T. (1978): A select review of silcrete research in Australia. – In: Silcrete in Australia (Ed. by T. Langford-Smith), pp. 1-12. Department of Geography, University of New England.
- LASCHET, C. (1984): On the origin of cherts. – 257 – 290 S., Facies Bd. 10, Erlangen.
- LAUTENSACH, H. (1964): Iberische Halbinsel – Geogr. Handbücher, Keyser, München.
- LEBLANC, D. & OLIVIER, P. H. (1984): Role of Strike – Slip Faults in the Betic-Rifian Orogeny. – *Tectonophysics*, 101: 345 – 355 S.; Amsterdam.

- MALIVA, R.G. & SIEVER, R. (1989a): Chertification histories of some Late Mesozoic and Middle Paleozoic platform carbonates. *Sedimentology*, 36, 907-926.
- MALIVA, R.G. & SIEVER, R. (1989b): Nodular chert formation in carbonate rocks. *J. Geol.*, 97, 421-433.
- MILLIMAN, J. D. (1974): *Marine Carbonates, Recent Sedimentary Carbonates, Part 1.. – 375 S.*, Springer, Berlin – Heidelberg – New York.
- MILLIMAN, J.D. & BARRETTO, H.T. (1975): Relict magnesian calcite oolite and subsidence of the Amazon shelf. – *Sedimentology*, 22, 137 – 145 S.
- MOREY, G.W.; FOURNIER, R.O.; ROWE, J.J. (1962): The solubility of quartz in water in temperatur interval from 25 to 300 degrees C. – 1029 – 1043 S., *Geochem. cosmochim. Acta* 26.
- MULLIS, J. (1982): Sternquarz, *Schweizer Strahler*, 6, 125-140.
- MURAWSKI, H. (1983/1977): *Geologisches Wörterbuch*. – 8. Auflage, 281 S., Enke; Stuttgart.
- NEY, P. (1986): *Gesteinsaufbereitung im Labor*. – 157 S., Enke; Stuttgart.
- NIGGLI, P.(1952): *Gesteine und Minerallagerstätten*, Bd. 2, Birkhäuser, Basel, 557 S.
- OLSSON, D. & JOPPE, C. (1991): Diplomkartierung der Sierra del Lugar – Provinz Murcia (SE-Spanien). (Diplomkartierung unveröff.) *Geol. Paläont. Inst. d. Univ. Hamburg*. 37 S.; Hamburg.
- OLSSON, D. (1991): Sedimentologische und geochemische Untersuchungen an goethitreichen Kondensationshorizonten des subbätischen Jura in SE-Spanien (Provinz Murcia). (unveröff. Diplomarbeit), *Geol.-Paläont. Inst. d. Univ. Hamburg*, 80 S.; Hamburg.
- OTTEMANN, J. & KIRCHMAYER, M. (1967): Über Höhlenperlen und die Microanalyse von Ooiden mit der Elektronensonde. – 360 – 365 S., *Die Naturwissenschaften*, Heft 14.
- PAQUET, J. (1969a): Étude géologique de l'Ouest de la province de Murcie (Espagne). – 270 S., *Mém., Soc. géol. France, N.S.*, 48, Nr. 111; Paris.
- PAQUET, J. (1969b): Précisions sur le style tectonique du Subbétique. – 167 – 173 S., *Ann. Soc. géol. Nord*, 89, 2; Lille.
- PERYT, T. [Ed.] (1983): *Coated grains*. – 655 S., Springer; Berlin – Heidelberg – New York
- PIA, J. (1933): Die rezenten Kalksteine. *Min. Petr. Mittlg. N.F.* Ergänzungsband, 422 S, 22 Abb. , 1 Tab. 4Taf. , Leipzig.
- POLVECHE, J. (1962): Tectonique et Trias dans la région d'Alicante. – *Ann. Soc. géol. Nord.*, 82: 155 – 160 S.; Lille.
- REICHERTER, K. (1999): *Geländepraktikum Andalusien 99*. – Exkursionsführer (unveröffentl.), 194 S., *Geol. Pal. Inst. d. Univ. Hamburg*.

Genese silifizierter Partien jurassischer Ooidkalke im Raum Vélez-Blanco

- RICHTER, D.K. (1983): Classification of coated grains: discussion. – In: Coated grains (Ed. T. Peryt) 655 S., Springer, Berlin – Heidelberg – New York.
- ROEP, T.B. (1972): Stratigraphy of the „permo-triassic“ Saladilla Formation and its tectonic setting in the Betic of Málaga (Velez Rubio tegion, SE-Spain). – 223 – 247 S., Koninkl. Nederl. Akad. Wetensch., Proc., (B); **75**,3; Amsterdam.
- ROEP, T.B. (1974): The hercynian diastrophism in the Betic of Málaga, SE-Spain: A discussion. – 245 – 247 S., Geol. En. Mijnbouw; **53**,6; 's-Gravenhage.
- RYKART, R. (1989): Quarz-Monographie. – 413 S., Ott Verlag Thun; Schweiz.
- SANDBERG, P.A. (1975): New interpretation of Great Salt Lake ooids and of ancient non-skeletal carbonate mineralogy. *Sedimentology*, **22**, 497-537.
- SANDBERG, P.A. (1983): An oscillating trend in Phanerozoic non-skeletal carbonate mineralogy. *Nature*, **305**, 19-22.
- SCHACHTSCHABEL, P.; BLUME, H.-P.; HARTGE, K. H. & SCHWERTMANN, U. (1982): Scheffer & Schachtschabel: Lehrbuch der Bodenkunde - 11. Auflage, 442 S., Enke Verl., Stuttgart.
- SCHOLLE, P.A., KINSMAN, D.J.J. (1974): Aragonitic and high-Mg-calcite caliche from the Persian Gulf – A modern analog for the Permian of Texas and New Mexico. – *J. Sedim. Petrol.*, **44**,3, 904-916.
- SCHOLLE, P.A.; JAMES, N.P.; READ, J.F. [Ed.] (1989): Carbonate Sedimentology and Petrology. – 334 S., Am. Geophys. Union, Short Course in Geology 4; Washington, D.C., USA.
- SCHÖNENBERG, R. & NEUGEBAUER, J. (1987): Einführung in die Geologie Europas. – 5. Auflage, 294 S., Rombach Verlagshaus; Freiburg / Breisgau.
- SCOFFIN, T. P. (1987): An introduction to carbonate sediments and rocks. – 274 S., Blackie & Sons, London.
- SEMENIUK, V., SEARLE, D.J. (1985): Distribution of calcrete on Holocene coastal sands in relationship to Climate, Southwestern Australia. – *J. Sedim. Petrol.*, **55**,1, 86-95
- SERVICIO GEOGRAFICO DEL EJERCITO (1970): Mapa Militar de España, 1 : 50 000.
- SEYFRIED, H. (1978): Der subbetische Jura von Murcia (Südost-Spanien). – *Geol. Jb.*, **B**, 29: 3 – 201 S.; Hannover.
- SEYFRIED, H. (1980): Über die Bildungsbereiche mediterraner Jurasedimente am Beispiel der Betischen Kordillere (SE-Spanien). – *Geol. Rdsch.*, **69**: 149 – 178 S.; Stuttgart.
- SEYFRIED, H. (1981): Genesis of „regressive“ and „transgressive“ pelagic sequences in the Thetyan Jurassic. – In: A. FARINACCI & ELMI [Eds.]: Rosso Ammonitico Symp. Proc. – 547 – 579 S.; Rom.
- SIEVER, R. (1962): Silica solubility at 0 -200°C and the diagenesis of siliceous sediments. *J. Geol.*, **70**, 127-150.

- SMALE, D. (1973): Silcretes and associated silica diagenesis in southern Africa and Australia. *J. Sedim. Petrol.*, 43, 1077-1089.
- STEPHENS, C.G. (1971): Laterite and silcrete in Australia: a study of the genetic relationships of laterites and silcrete and their companion materials and their collective significance in the formation of weathered mantle, soils, relief and drainage of the Australian continent. – 5 – 52 S., *Geoderma*, 5.
- STRASSER, A. (1986): Ooids in Purbeck limestones (lower most Cretaceous) of the Swiss and French Jura. – 711 – 727 S., *Sedimentology*, 33.
- SUMMERFIELD, M. A. (1982): Distribution, nature and probable genesis of silcrete in arid and semi-arid southern Africa. In: *Aridic Soils and Geomorphic Processes* (Ed. by D. H. Yaalon), pp. 37-65. *Catena Supplement 1*, Braunschweig.
- SUMMERFIELD, M.A. (1983a): Silcrete. - In: *Chemical Sediments and Geomorphology* (Ed. by S. Goudie and K. Pye), pp. 59-91. Academic Press, London.
- SUMMERFIELD, M.A. (1983b) Petrography and diagenesis of silcrete from the Kalahari Basin and Cape coastal zone, southern Africa. *J. Sedim. Petrol.*, 53, 895-909.
- SUMMERFIELD, M.A. (1983c): Silcrete as a palaeoclimatic indicator: evidence from southern Africa. – 65 – 79 S., *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 41.
- SUMMERFIELD, M.A. (1984): Isovolumetric weathering and silcrete Formation, southern Cape Province, South Africa. – 135 – 141 S., *Earth Surf. Processes Landforms*, 9.
- TRÖGER, W. E. (1969): *Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale, Teil 2*, Textband, Schweizerbart, Stuttgart, 822 S.
- TUCKER, M.E. (1984): Calcitic, aragonitic and mixed calcitic-aragonitic ooids from the mid-Proterozoic Belt Supergroup. *Sedimentology*, 31, 627-644.
- TUCKER, M.E.; WILSON, J.L.; CREVELLO, P.D.; SARG, J.R.; READ, J.F. [Ed.] (1990): *Carbonate Platforms: Facies, Sequences and Evolution*. – Int. Ass. of Sedimentologist, Spec. Publ. 9, , Blackwell Sci. Publ.; Oxford – London – Edinburgh.
- VICTOR, J. (1998): Vergleichende petrographisch / geochemische Untersuchungen an ausgewählten Lateritproben des Jos Plateaus (Zentral Nigeria) und aus der Kaolinlagerstätte Quilitha (Südwest Angola). – Dissertation, 105 S., Geol. Pal. Inst. d. Univ. Hamburg.
- WENDT, J. (1976): Submarine Spaltenfüllungen. – *Zbl. Geol. Paläont.*, Teil II, 5/6: 245 – 251 S.; Stuttgart.
- WHITTLE, G.L.; ALSHARAN, A.S. (1994): Dolomitization and chertification of the Early Eocene Rus Formation in Abu Dhabi, United Arab Emirates. – 273 – 285 S., *Sed. Geol.* 92.
- WILKINSON, B. H., OWEN, R. M. and CARROLL, A. R. (1985): Submarine hydrothermal weathering, global eustasy, and carbonate polymorphism in Phanerozoic marine oolites. – *J. Sed. Petr.*, 55, 2, 171-183.

Genese silifizierter Partien jurassischer Ooidkalke im Raum Vélez-Blanco

- WILLIAMS, L.A. & CRERAR, D.A. (1985a): Silica diagenesis, II: General Mechanisms. - *J. Sedim. Petrol.*, **55**, 312-321.
- WILLIAMS, L.A., PARKS, G.A. & CRERAR, D.A. (1985b): Silica diagenesis, I. Solubility controls. *J. Sedim. Petrol.*, **55**, 301-311.
- WILSON, J.L. (1975): Carbonate Facies in Geologic History. – 471 S., Springer, Berlin – Heidelberg – New York.
- WILSON, R.C.L. [Ed.] (1983): Residual Deposits: Surface Related Weathering Processes and Materials. – 258 S., Geol. Soc. London, Spec. Pub. II, , Blackwell Sci. Publ.; Oxford – London – Edinburgh.
- WOLF, K.H. (1960): Simplified limestone classification. – 1414 – 1416 S., Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. **44**.
- WOPFNER, H. (1978): Silcrete of northern South Australia and adjacent regions. In: *Silcrete in Australia* (Ed. by T. Langford-Smith), 73 – 141 S.
- WOPFNER, H.; WALTHER, H.B. (1997): Bildungsbedingungen der frühtertiären Silcretes Inland-Australiens und deren paläoklimatische Bedeutung. – 1329 – 1345 S., Zbl. Geol. Paläont. Teil I, Stuttgart.
- WRIGHT, V.P. (1994): Paleosols in shallow marine carbonate sequences – 367 – 395 S., *Earth-Sci. Rev.*, Band **35**.
- YOUNG, R.W. (1985): Silcrete distribution in eastern Australia, - 21 – 36 S., *Z. Geomorph. N.F.*, **29**.

Anhang

Genese silifizierter Partien jurassischer Ooidkalke im Raum Vélez-Blanco

GPS-Daten

Meßpunkt	Breite	Länge	Datum
001	N 37°43'26.7"	W 002°05'13.2"	31.03.98
002	N 37°43'25.7"	W 002°05'22.6"	31.03.98
003	N 37°43'30.3"	W 002°05'09.7"	31.03.98
004	N 37°43'30.3"	W 002°05'11.5"	31.03.98
005	N 37°43'31.3"	W 002°05'08.0"	31.03.98
006	N 37°43'27.3"	W 002°05'08.8"	31.03.98
007	N 37°43'25.4"	W 002°05'14.0"	31.03.98
008	N 37°43'26.6"	W 002°05'15.9"	31.03.98
009	N 37°43'36.3"	W 002°04'38.7"	31.03.98
010	N 37°43'40.2"	W 002°04'53.3"	31.03.98
011	N 37°43'40.1"	W 002°05'04.3"	31.03.98
012	N 37°43'44.2"	W 002°05'07.8"	31.03.98
013	N 37°43'45.8"	W 002°05'10.3"	31.03.98
014	N 37°43'37.5"	W 002°05'07.7"	31.03.98
015	N 37°43'43.2"	W 002°04'42.4"	31.03.98
016	N 37°43'44.8"	W 002°04'26.4"	31.03.98
017	N 37°43'49.2"	W 002°04'22.0"	31.03.98
018	N 37°43'28.9"	W 002°05'33.5"	31.03.98
019	N 37°44'09.1"	W 002°02'30.9"	01.04.98
020	N 37°44'10.1"	W 002°02'31.0"	01.04.98
021	N 37°44'11.6"	W 002°02'34.5"	01.04.98
022	N 37°44'12.8"	W 002°02'36.6"	01.04.98
023	N 37°44'11.9"	W 002°02'41.7"	01.04.98
024	N 37°44'16.7"	W 002°03'01.5"	01.04.98
025	N 37°44'17.3"	W 002°03'01.2"	01.04.98
026	N 37°44'15.7"	W 002°02'48.3"	01.04.98
027	N 37°44'16.0"	W 002°02'47.8"	01.04.98
028	N 37°44'20.6"	W 002°02'49.2"	01.04.98
029	N 37°44'17.5"	W 002°02'42.7"	01.04.98
030	N 37°44'17.4"	W 002°02'15.1"	01.04.98
031	N 37°44'16.1"	W 002°02'17.2"	01.04.98
032	N 37°44'14.0"	W 002°02'17.1"	01.04.98
033	N 37°44'34.9"	W 002°03'03.8"	01.04.98
034	N 37°44'39.8"	W 002°03'01.4"	01.04.98
035	N 37°44'44.1"	W 002°03'01.3"	01.04.98
036	N 37°44'48.7"	W 002°03'00.2"	01.04.98
037	N 37°44'53.1"	W 002°03'01.1"	01.04.98
038	N 37°44'27.1"	W 002°03'34.9"	02.04.98
039	N 37°44'24.7"	W 002°03'31.8"	02.04.98

040	N 37°44'20.1"	W 002°03'34.3"	02.04.98
041	N 37°44'20.3"	W 002°03'30.2"	02.04.98
042	N 37°44'22.2"	W 002°03'27.3"	02.04.98
043	N 37°44'24.1"	W 002°03'23.1"	02.04.98
044	N 37°44'26.0"	W 002°03'17.2"	02.04.98
045	N 37°44'25.2"	W 002°03'11.1"	02.04.98
046	N 37°44'22.6"	W 002°03'09.6"	02.04.98
047	N 37°44'25.1"	W 002°03'06.2"	02.04.98
048	N 37°44'26.9"	W 002°03'08.9"	02.04.98
049	N 37°44'30.2"	W 002°03'10.8"	02.04.98
050	N 37°44'30.1"	W 002°03'14.8"	02.04.98
051	N 37°44'31.5"	W 002°03'24.8"	02.04.98
053	N 37°47'21.8"	W 002°01'21.8"	03.04.98
054	N 37°47'22.4"	W 002°01'23.1"	03.04.98
055	N 37°47'21.7"	W 002°01'26.9"	03.04.98
056	N 37°47'20.0"	W 002°01'33.6"	03.04.98
057	N 37°47'12.6"	W 002°03'10.1"	03.04.98
058	N 37°47'28.4"	W 002°03'07.5"	03.04.98
059	N 37°47'23.5"	W 002°02'49.6"	03.04.98
060	N 37°45'10.4"	W 002°02'50.6"	03.04.98
061	N 37°45'08.3"	W 002°02'37.4"	03.04.98
062	N 37°45'07.8"	W 002°01'56.1"	03.04.98
063	N 37°42'11.5"	W 002°04'11.2"	04.04.98
064	N 37°42'17.3"	W 002°04'09.5"	04.04.98
065	N 37°42'21.6"	W 002°04'04.5"	04.04.98
066	N 37°44'04.8"	W 002°06'10.2"	04.04.98
067	N 37°43'59.6"	W 002°06'02.5"	04.04.98
068	N 37°43'54.8"	W 002°06'00.1"	04.04.98
069	N 37°43'54.6"	W 002°05'58.2"	04.04.98
070	N 37°43'53.9"	W 002°05'49.1"	04.04.98
071	N 37°43'55.4"	W 002°05'53.9"	04.04.98
072	N 37°43'58.8"	W 002°05'58.4"	04.04.98
073	N 37°43'46.4"	W 002°05'28.2"	04.04.98
074	N 37°43'47.4"	W 002°05'17.5"	04.04.98
075	N 37°43'47.6"	W 002°05'14.5"	04.04.98
076	N 37°43'49.3"	W 002°05'16.9"	04.04.98
077	N 37°43'49.4"	W 002°05'18.9"	04.04.98
078	N 37°43'47.2"	W 002°05'30.0"	04.04.98
079	N 37°43'48.5"	W 002°05'33.6"	04.04.98
080	N 37°44'26.6"	W 002°03'46.4"	04.04.98
081	N 37°44'31.8"	W 002°03'53.1"	04.04.98

Genese silifizierter Partien jurassischer Ooidkalke im Raum Vélez-Blanco

082	N 37°44'34.1"	W 002°03'48.2"	04.04.98
083	N 37°44'34.8"	W 002°03'53.8"	04.04.98
084	N 37°44'39.8"	W 002°03'53.0"	04.04.98
085	N 37°44'40.0"	W 002°03'53.8"	04.04.98
086	N 37°44'42.1"	W 002°03'53.4"	04.04.98
087	N 37°44'41.8"	W 002°03'53.3"	04.04.98
088	N 37°44'38.9"	W 002°03'44.1"	04.04.98
089	N 37°44'36.8"	W 002°03'44.5"	04.04.98
090	N 37°44'40.8"	W 002°03'40.6"	04.04.98
091	N 37°44'41.7"	W 002°04'27.6"	04.04.98
092	N 37°44'42.4"	W 002°04'22.3"	04.04.98
093	N 37°42'42.0"	W 002°04'29.1"	04.04.98
094	N 37°42'42.1"	W 002°04'22.1"	04.04.98
095	N 37°42'47.9"	W 002°03'27.9"	04.04.98
096	N 37°42'46.2"	W 002°03'24.6"	04.04.98
097	N 37°42'24.1"	W 002°04'51.5"	04.04.98
098	N 37°42'32.4"	W 002°05'01.9"	04.04.98
099	N 37°42'33.0"	W 002°05'03.1"	04.04.98
100	N 37°42'33.4"	W 002°05'04.1"	04.04.98

RFA-Daten ausgewählter Proben

	3a	SG2	RA1	RS6	LP6	X19	LP5	LP1	LT1
SiO ₂	39,18	30,68	0,06	90,30	55,89	61,19	88,68	61,98	43,09
Al ₂ O ₃	0,15	0,00	0,00	0,22	0,01	0,06	0,04	0,04	0,03
Fe ₂ O ₃	0,35	1,24	0,11	4,47	0,15	0,84	0,54	0,10	0,08
MnO	0,01	0,01	0,03	0,02	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01
MgO	0,35	0,34	0,61	0,21	0,25	0,25	0,13	0,34	0,37
CaO	32,84	37,72	54,56	1,06	23,71	20,31	5,70	20,33	30,52
Na ₂ O	0,02	0,02	0,03	0,05	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01
K ₂ O	0,01	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TiO ₂	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
P ₂ O ₅	0,01	0,02	0,02	0,05	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02
SO ₃	0,01	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02
H ₂ O+	27,09	30,28	44,04	2,21	19,50	16,68	4,68	16,72	25,39
H ₂ O-	0,27	0,18	0,29	0,34	0,27	0,25	0,20	0,11	0,32
Ö HE	100,31	100,51	99,81	99,03	99,82	99,62	100,01	99,68	99,83
Ö (HE+SP)	100,33	100,52	99,83	99,06	99,84	99,63	100,01	99,70	99,86
Ba	5	5	23	13	0	0	0	26	100
Ce	0	0	0	8	19	0	0	0	0
Co	41	13	3	63	25	13	19	20	21
Cr	1	2	7	0	0	1	0	2	0
Cu	1	2	9	26	3	0	1	0	4
Ga	4	4	3	0	5	0	4	2	6
La	8	6	4	1	5	0	0	17	3
Nb	8	10	11	2	8	8	2	6	10
Nd	0	0	0	0	4	0	0	0	0
Ni	0	1	0	4	2	0	0	0	0
Pb	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Rb	11	11	6	24	13	10	14	13	11
Sr	91	89	157	21	69	60	21	110	119
Th	1	7	6	3	0	0	0	0	3
U	1	3	0	0	0	2	0	0	2
V	9	17	10	45	3	10	7	3	5
Y	2	1	0	6	2	6	6	5	4
Zn	4	12	0	44	11	0	9	5	6
Zr	7	6	1	9	5	7	5	5	6

**RFA-Nachweisgrenzen für Haupt-(Gew.%)
und Spurenelemente (ppm)**

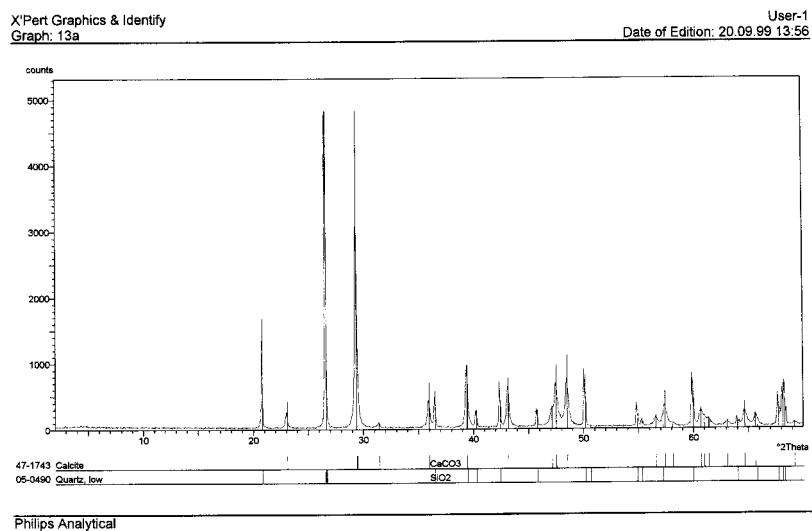
Hauptelemente	Gew. %
SiO ₂	0,004
Al ₂ O ₃	0,004
Fe ₂ O ₃	0,002
MnO	0,1
MgO	0,002
CaO	0,0004
Na ₂ O	0,3
K ₂ O	0,0003
TiO ₂	0,0001
P ₂ O ₅	0,007
SO ₃	0,004

Spurenelemente	ppm	Stdr.-Abw.
Ba	30	(18)
Ce	40	(12)
Co	7	(10)
Cr	10	(8)
Cu	14	(4)
Ga	6	(2)
La	40	(14)
Nb	7	(3)
Nd	20	(6)
Ni	7	(4)
Pb	10	(2)
Rb	3	(2)
Sr	3	(4)
Th	10	(3)
U	10	(2)
V	15	(7)
Y	8	(5)
Zn	5	(3)
Zr	9	(6)

Dünnschliffverzeichnis

X1	1	LP1	R1	RA	RV
X2	2	LP2	R2	RB	RW
X11	3a	LP3	R3	RC	RX
X12	3b	LP4	R4	RD	RY
X13	4	LP5	R5	RE	RZ
X14	5	LP6	R6	RF1	
X15	6	LP7	R7	RF2	
X16	7	LP8	R8	RG	
X17	8	LP9	R9	RH	
X18	9	LP10	R10	RI	
X19	10L	LP11	R11	RK	
X20	11		R12	RM	
X21	12		R13		
X22	13a		R14		
	13		R15		
	14				
	15				
	16				
T1	TC50	RA1	RS1	TC1	A
T2	TC51	RA2	RS2	TC2	B
T3	TC52	RA3	RS3	TC3	C
T4	TC53	RA4	RS4	TC4	D
T5	TC54	RA5	RS5	TC5	E
T6	TC55	RA6	RS6	TC6	F
T6.2	TC56	RA7			G
T7		Ra8			H
T8					
LT1	SG1	VB1	W1	C1	
LT2	SG2	VB2		C2	
LT3	SG3	VB3			
LT4	SG4				
LT5	SG5				

XRD-Daten



Lebenslauf

Name: Wiebke K.M. Hachmann

Geburtsdatum: 17. Oktober 1969

Geburtsort: Hamburg

schulischer und
beruflicher Werdegang: 1976-1980
Grundschule Ifflandstraße, Hamburg

1980-1989
Gymnasium Lerchenfeld, Hamburg

1989-1995
Studium der Geologie, Universität Hamburg
Abschluß mit Erreichen des Diploms

01.04.1995-31.03.1998
Wissenschaftl. Mitarbeiterin an der Universität Hamburg

Leitende Mitarbeit an Geländeveranstaltungen:
(In Zusammenarbeit mit Herrn Prof. Tietz)

WS 1993/1994
Workshop Nigeria / Geländearbeit (4 Wochen)

August – September 1994
USA-Exkursion (5 Wochen)

SS 1995
Anfängerkartierung Gräfenberg (12+2 Tage)

WS 1995/1996
Anfängerkartierung Gräfenberg (12+2 Tage)

SS 1996
Karnische Alpen Exkursion (14 Tage)

SS 1996
Höhlenexkursion Franken (10 Tage)

WS 1996/1997
Anfängerkartierung Gräfenberg (12+2 Tage)

WS 1996/1997
Nigeria Betreuung von Diplomanten /
Geländearbeit (4 Wochen)

SS 1997
Höhlenexkursion Franken mit der Universität
Stuttgart (7 Tage)

SS 1997
Südtirol-Exkursion (14 Tage)

WS 1997/1998
Anfängerkartierung Gräfenberg (12+2 Tage)

SS 1998
Tansania-Exkursion (5 Wochen)

SS 1999
Anfängerkartierung Gräfenberg (12+2 Tage)

SS 1999
Höhlenexkursion Franken (9 Tage)

Tagungen und Kongresse (aktive Teilnahme):

1994
Laterit-Workshop Ogun State Univ., Ago-Iwoye, Nigeria
Vortrag

1995
Sediment 95 Freiburg
Poster

1996
EURO-Lat Avairo, Portugal
Poster

1996
EVA-Tagung Berlin
Poster

1997
EMAS-Tagung Torquay, Großbritannien
Poster

1999
Sediment 99 Bremen
Poster

Veröffentlichungen:

W. HACHMANN (1994): Lateritization of a biotite-hornblende-schist near Ilesha (SW-Nigeria), Abstract Laterite Workshop, Ogun State University, Ago-Iwoye 27. Februar - 2. März 1994

HACHMANN, W.; VICTOR, J. (1995): Die Rolle von Eisen und Titan als Träger von Spurenelementen in der Chemischen Verwitterung.-77-78 S., Sediment 95, 24.-28.5. Freiberg.

HACHMANN, W. TIETZ, G., VICTOR, J. (1996a): Chemical Mapping - a modern tool combining chemical composition of minerals & rocks with petrographic features. (EUROLAT CONF. UNIVERS. AVEIRO / PORTUGAL) Revista da Universidade de Aveiro – Geociencias -Vol. 10, fasc.1, 63-87

HACHMANN, W. TIETZ, G., VICTOR, J. (1996b): Chemical Mapping - Die Methode flächenhafter Darstellung von Elementverteilungen an Beispielen frischer und verwitterter Gesteine.- Konferenzband EVA '96 Elektronische Bildverarbeitung in Kunst, Kultur, Historie, Berlin, 13. - 15. November 1996, 6 S

REICHERTER, K. und HACHMANN, W. (1998): Gold im oberen Muschelkalk von Haslach / Herrenberg (Süddeutschland). 517-529 S., Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. **80**.

HACHMANN, W. TIETZ, G. (1998): Chemical mapping of weathering stages in laterites.- Mikrochim. Acta (Suppl.) 15, 237 - 246

HACHMANN, W., TIETZ, G. F. (1999): Deutung der Quarz-Zemente in jurassischen Ooidkalke im Gebiet um Velez Blanco (Provinz Murcia / Spanien). Extend. Abstract Sediment '99, Bremen

MUTAKYAHWA, M., SCHUMANN A., HACHMANN, W. (1999): Weathering behaviour of a cristobalite bearing trachyte, N-Tanzania. 103-114 S., Mitt. Geol.-Paläont. Inst., Univ. Hamburg, Heft 83

Erklärung

Hiermit erkläre ich, daß die vorliegende Dissertationsarbeit von mir selbständig und nur mit den genannten Hilfsmitteln erstellt wurde.

Wiebke K.M. Hachmann