



universität
wien

MASTERARBEIT / MASTER'S THESIS

Titel der Masterarbeit / Title of the Master's Thesis

Die Rekonstruktion der geochemischen Bedingungen bei
der Dolomitbildung auf einer karnischen Sabkha mittels
 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Isotopen in der Travenanzes-Formation,
Norditalien

verfasst von / submitted by

Rieder Maximilian (BSc)

angestrebter akademischer Grad / in partial fulfilment of the requirements for the degree of

Master of Science (MSc)

Wien, 2017 / Vienna 2017

Studienkennzahl lt. Studienblatt /
degree programme code as it appears on
the student record sheet:

A 066815

Studienrichtung lt. Studienblatt /
degree programme as it appears on
the student record sheet:

Erdwissenschaften

Betreut von / Supervisor:

Univ.-Prof. Dr. Patrick Meister

Danksagung

An dieser Stelle möchte ich mich bei meinem Betreuer Patrick Meister für das Thema der Masterarbeit sowie für die Hilfestellungen bedanken. Zudem möchte ich mich herzlichst für die Finanzierung aus dem Marie-Curie-Forschungsprojekt bedanken, ohne dem die Isotopen-Analysen nicht möglich gewesen wären.

Ein besonderer Dank gilt auch Urs Klötzli für die Genehmigung der Benutzung der Labore des Department of Lithospheric Research. Bedanken möchte ich mich auch bei Monika Horschninegg und Wencke Wegner für die Zusammenarbeit im Labor, seien es Aufbereitungsmethoden, Laborarbeiten oder die Bedienung der TIMS-Maschine.

Für die Erklärungen vor Ort, sowie das Abgehen des Profils *Refugio-Dibona* möchte ich mich auch bei Nereo Preto und Kollegen bedanken. Ein weiterer Dank gilt Susanne Gier für das Messen unserer Proben am Röntgendiffraktometer.

Des Weiteren möchte ich mich natürlich bei meinen Studienkollegen (vor allem Gerhard, Philip, Johann und Sebastian) und Universitätsmitarbeiter Sebastian Viehmann für kleinere Hilfestellungen bei der Arbeit, Diskussionen und etwas Spaß während den Mittagspausen danken.

Zu guter Letzt möchte ich noch meiner Familie und meiner Freundin einerseits für das Korrekturlesen und andererseits für die schöne Zeit außerhalb der Uni danken.

Eigenständigkeitserklärung

Hiermit bestätige ich, dass ich die vorliegende Arbeit selbständig verfasst und keine anderen als die angegebenen Hilfsmittel benutzt habe. Die Stellen der Arbeit, die dem Wortlaut oder dem Sinn nach anderen Werken (dazu zählen auch Internetquellen) entnommen sind, wurden unter Angabe der Quelle kenntlich gemacht.

Inhaltsverzeichnis

Danksagung	2
Abstract	7
Zusammenfassung	9
1. Einleitung	11
1.1 Dolomitbildung	11
1.2 Dolomitbildung in der Trias	13
1.3 Dolomit Ausfällung in rezenten Systemen	14
1.3.1 Sabkha-Dolomit	14
1.3.2 Dolomitbildung in Verdunstungsseen (Coorong Modell)	15
1.3.3 Alkalines See Modell	16
1.4 Ansatz und Ziel der Studie	16
2. Regionale Geologie	18
2.1 Travenanzes-Formation	19
2.2 Paläogeographie, geologische Situation während der Ablagerung	20
2.2.1 Äquivalente Ablagerungen zur Travenanzes-Formation in den Südalpen	21
3. Material und Methoden	23
3.1 Probennahme	23
3.2 Petrographische Untersuchung & Mineralidentifikation	23
3.3 Röntgendiffraktometrie (XRD)	24
3.4 Organische und anorganische Kohlenstoffmessungen	24
3.5 Nasschemische Aufschlüsse und Elementanalyse	25
3.6 Strontium Isotopen Analyse	25
3.6.1 Sequenzielles Auflösen der Minerale	25
3.6.2 Sequenzielles Auflösen der Tonproben	26
3.6.3 Auflösen der reinen Dolomit-Proben und der rezenten Proben	26
3.6.4 Kolonnenchemie und TIMS	27
4. Ergebnisse	28

4.1 Petrographie	28
4.1.1 Tonablagerungen.....	28
4.1.2 Dolomit-Knollen	29
4.1.3 Lamierte Dolomite	30
4.1.4 Homogene Dolomitbänke	35
4.1.5 Dolomit im Germanischen Keuper	39
4.2 Mineralogie	40
4.3 Kohlenstoffgehalte der Ton-Proben	43
4.4 Elementkonzentrationen in Dolomit und Ton	43
4.5 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse	44
4.5.1 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Evolution in der sequentiellen Auflösung der Testminerale	44
4.5.2 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Entwicklung durch sequentielles Auflösen der Dolomitgesteine der Travenanzes-Formation	45
4.5.3 Gebohrte Dolomite der Travenanzes-Formation und des Keupers.....	45
4.5.4 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Isotopie aus den Tonen	46
4.5.5 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse der rezenten Proben (Deep Springs Lake, Coorong Region)	46
5. Diskussion	48
5.1 Rekonstruktion der Ablagerungsbedingungen	48
5.1.1 Homogene Dolomitbildung in seichten Lagunen	48
5.1.2 Überflutungsebene mit dryland river System und Paläobodenbildung.....	50
5.1.3 Lamierte Dolomitablagerungen durch wechselnde Sedimentationsbedingungen	53
5.2 Rekonstruktion der geochemischen Bedingungen auf der triassischen Plattform und mögliche Dolomit-Bildungsmodelle.....	56
5.2.1 Dolomitbildung in evaporativen, ephemerischen Seen.....	60
5.2.2 Dolomit-Fällung in hypersalinen Lagunen bzw. im intertidalen Bereich.....	62
5.2.3 Dolomitbildung auf der supratidalen Sabkha.....	64
5.2.4 Dolomitbildung in Paläoböden in ariden bis semiariden Klimabedingungen	66
5.2.5 Dolomitbildung im Germanischen Becken (Keuper)	67
5.3 Klima im späteren Karnium	70
5.4 Diagenetische Beanspruchung	71

5.4.1 Frühdiagenetische Entwicklung.....	71
5.4.2 Spätdiagenetische Überprägung.....	73
6. Conclusio.....	75
Literaturverzeichnis.....	77
Anhang	85

Abstract

The geochemical conditions conducive to primary dolomite formation in shallow evaporitic environments along the Triassic Tethyan margin are still poorly understood. Most of the Triassic dolomites in the Austroalpine and the South Alpine realm are mostly affected by diagenetic or hydrothermal overprint, but previous studies provide evidence of primary dolomites, based on nano-crystal aggregates observed under the transmission electron microscope. These dolomites of the Travenanzes Formation in the Southern Alps are intercalated in a 100-m-thick sequence of clay, deposited on a semi-arid coastal plain in the Late Carnian (Tuvalian II). Therefore, they may serve as a geochemical archive of evaporative brine composition at the time of dolomite formation. Petrographic and field observations revealed that dolomites occur in three different settings, (1) nodules associated with palaeosols, (2) mm-scale laminated (stromatolitic) beds and (3) dm- to m-thick homogenous beds. In all three, the Ca-rich dolomicrite is stoichiometrically and structurally well ordered. Homogeneous dolomites occasionally show peloidal structure and fenestral fabric indicating subaerial exposure. Soft sediment deformation or brittle deformation with dolomicrite infill show that the dolomitic sediment was largely unlithified at the time of deposition. We analysed the dolomites under the scanning electron microscope using backscattered electron imaging and observed largely anhedral structures with grain sizes in a range of 2 to 5 μm . The laminated dolomites consist of mm- to cm-scale clay-dolomite alternations and, therefore, we suggest a sedimentary origin, and not an in-situ precipitation within a microbial mat. Dolomite laminae were produced during arid conditions, whereas clay indicates seasonally humid climate.

We measured strontium isotope ratios ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) as an indicator for the source of fluids which were driving dolomite precipitation. Our data are in a range between 0.707672 (homogenous dolomite) and 0.707976 (nodular dolomite), indicating different types of dolomite precipitation. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of homogenous dolomite beds and peloidal grainstone plot near the seawater curve, show that a formation of dolomite in a lagoonal or intertidal environment was influenced by evaporating sea water. Dolomites from ephemeral lakes of the Coorong Region have stored similar values compared to modern seawater. This result would confirm a marine source for dolomite precipitation during evaporation of a brine. Otherwise leaching processes in Pleistocene carbonates could supply the groundwater with marine $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios. Sr-isotope ratios in laminated dolomites are slightly more radiogenic than in late Carnian seawater, implying an influence of continental groundwater in parts of the Triassic Sabkha system. Synsedimentary deformation and reworking of some laminae may show tidal currents or storm events. Cuspate-upward deformed lamination may result from desiccation cracks. More radiogenic values occur in

the nodular dolomites associated with palaeosols and large amounts of clay. Presumably, these palaeosols formed at times of seawater lowstand when the supratidal flat was subject to more continental influence. In contrast, dolomites from the Germanic Keuper Basin (also Upper Triassic) are much more radiogenic and were clearly formed by continental groundwater as an ionic source in a playa lake system. Radiogenic $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -ratios also occur in a highly alkaline playa lake, the Deep Springs Lake in eastern California and indicate a leaching process of granites through continental groundwater but no interactions with Precambrian carbonates, which are exposed near the lake.

Zusammenfassung

Die geochemischen Bedingungen, die während der synsedimentären Dolomitbildung in den seichten, hypersalinen Milieus der triassischen Tethys herrschten, sind bis heute kaum verstanden. Grund dafür sind hydrothermale bzw. diagenetische Überprägungen der Karbonatgesteine, wodurch die Informationen der oberflächlichen Bildung gelöscht wurden. Neueste Studien zeigen jedoch nm-große primäre (bei der Sedimentation ausgefallene) Dolomitekristalle, welche unter dem Transmissionselektronenmikroskop identifiziert wurden und die als geochemisches Archiv für die Zusammensetzung der Lösungen zur Zeit der Dolomitbildung dienen können. Diese Dolomite der Travenanzes-Formation befinden sich in den Südalpen und sind in mächtigen Tonablagerungen eingebettet, die wie ein Schutzschild vor hydrothermalen Fluiden wirkten und die Dolomite schützten. In der Travenanzes-Formation, die im späten Karnium (Tuvalium II) abgelagert wurde, konnten drei verschiedene Dolomit-Typen bestimmt werden: (1) Dolomit-Knollen assoziiert mit Paläoböden, (2) laminierte Dolomite mit einer Wechsellagerung aus Ton und Dolomit und (3) dm- bis m-dicke homogene Dolomitbänke. Am Rasterelektronenmikroskop wurde im backscattered electron (BSE)-Modus ein feinkörniger Dolomikrit identifiziert, der aus anhedralen $\leq 5 \mu\text{m}$ -großen Kristallen besteht. Fenstergefüge in den homogenen Dolomitbänken sowie in den laminierten Dolomiten deuten auf eine Ablagerung im seichten Gewässer und auf eine subaerische Exposition hin. Dolomikrit-Füllungen zwischen Flat-Pebbles weisen auf ein unverfestigtes Sediment zum Zeitpunkt der Ablagerung hin. Zudem können die laminierten Dolomite durch wechselnde Klimabedingungen entstehen und müssen nicht zwingend Mikroben-Matten darstellen. Die Dolomit-Laminae wurden unter semiariden Bedingungen aus verdunsteten Springfluten gebildet, wohingegen die Tone saisonale feuchte Perioden anzeigen.

Die gemessenen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse in der Travenanzes-Formation zeigen die Quelle der Fluide an, welche für die Dolomitbildung verantwortlich waren. So liegen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse in den homogenen Dolomitbänken nahe an der Meerwasserkurve, wodurch die Bildung durch verdunstetes Meerwasser in seichten Lagunenbereichen oder im intertidalen Bereich möglich war. Die rezenten Dolomite in den ephemerischen Seen der Coorong-Region haben ein ähnliches Sr-Verhältnis wie das heutige Meerwasser. Dies würde ebenfalls eine marine Quelle für die Dolomitbildung in der Region befürworten, jedoch kann auch verdunstetes Grundwasser ein marines $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis durch Leaching-Prozesse in pleistozänen Karbonaten aufnehmen und zur Dolomitbildung beitragen. Die laminierten Dolomite der Travenanzes-Formation sind in ihren $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnissen eine Spur radiogener als die karnischen Meerwasserwerte und deuten auf geringe Einflüsse

kontinentaler Grundwässer in der Sabkha hin. Deutlich radiogener sind teilweise die Dolomit-Knollen in den Paläoböden, die sich während eines Meeresspiegeltiefstands bildeten und als kontinentales Grundwasser die Alkalinität zur Dolomitbildung lieferte.

Die zur gleichen Zeit abgelagerten Dolomite des Germanischen Keupers sind hingegen um ein Vielfaches radiogener und wurden eindeutig in Playa-Seen durch kontinentales Grundwasser gebildet. Stark radiogene $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse gegenüber dem heutigen Meerwasser zeigen die Dolomite im Deep-Springs Lake, ein alkaliner Playa-See in Ost-Kalifornien. Die Sr-Ionen werden in diesem Fall von Graniten angeliefert und nicht von präkambrischen Karbonaten, die in der Nähe des Sees aufgeschlossen sind.

1. Einleitung

1.1 Dolomitbildung

Die Bildung von Dolomit $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ bei Oberflächenbedingungen ist nach wie vor nicht vollständig verstanden. Um Dolomit zu bilden, benötigt es nicht nur eine Übersättigung der Lösung, sondern es müssen zusätzlich kinetische Barrieren überwunden werden um eine Fällung zu bewirken (Land, 1998). Eine erfolgreiche Dolomit-Nukleation unter Atmosphärendruck, bei niedrigen Temperaturen und ohne bakterielle Hilfe, beschrieben erstmals Liebermann (1967) und später Deelman (1999) durch eine ständige Variation des pH-Wertes, wodurch Dolomit in eine stabile Phase übergeht; jedoch wurden die Laborbedingungen – wie die konstanten Temperaturbedingungen von knapp 40 °C und die Variation des pH-Werts von 5.3 bis 8.85 - während der Experimente oft kritisiert, da diese mit keinem natürlich vorkommenden Environment vergleichbar sein sollen. Dennoch beobachtet man periodische Änderungen des pH-Wertes in natürlichen Systemen, wie zum Beispiel die saisonalen Änderungen im Wasserchemismus, Einströmungen von CO_2 -reichen Wässern oder die täglichen Änderungen durch die Fotosynthese in Algen (Deelman, 1999). So besitzt das heutige Meerwasser ein molares Mg/Ca Verhältnis von 5.2, wodurch marine Lösungen die einzigen Quellen sind, die genügend Mg-Ionen liefern um große Volumen an Dolomit zu bilden. Im modernen Ozean fällt trotz der hohen Mg-Konzentrationen jedoch kein Dolomit aus. Lippmann (1982) zeigte, dass dieser Übersättigungszustand lange anhalten kann und er führte dieses Phänomen auf die starke elektrostatische Bindung von Mg-Ionen und Wasser zurück. Das bedeutet, dass die Hydrat-Hülle um das Mg-Ion so stark an diesem anhaftet, dass die Bildung von Bindungen zwischen dem Mg-Ion und dem Karbonat-Ion gehemmt ist. Daher ist das Mg von Reaktionen ausgeschlossen und verbleibt im Wasser. Folglich fällt im heutigen Ozean hauptsächlich Aragonit aus und der Dolomit ist kinetisch gehemmt (Hardie, 1987). Je höher die Mg-Konzentration in den hypersalinen Wässern ist, desto leichter kann die durch die Hydrat-Hülle erzeugte kinetische Barriere überwunden werden und Dolomit ausfallen.

Experimente zeigen, dass durch bakterielle Aktivität die beschriebene Reaktionskinetik verringert wird und in Folge Dolomit ausfällt (Nadson, 1928; Neher & Rohrer, 1958; Vasconcelos et al., 1995). Daher stellten Wissenschaftler das Mikroben-Modell zur Dolomitbildung auf und beobachteten an rezenten Orten die Fällung von Dolomit. Solch ein Ort ist Lagoa Vermelha, ein See mit stark schwankender Salinität und Dolomitbildung in Sedimenten, die reich an organischem Material sind (Vasconcelos et al., 1997). Die

Dolomitbildung erfolgt im anoxischen Sediment und könnte mit den sulfatreduzierenden Bakterien *Desulfovibrio* in Zusammenhang stehen. Van Lith et al. (2003a) produzierten mit Hilfe von Bakterien Dolomite und machten ein besonderes Mikroenvironment um die Bakterienzelle für die Dolomit-Fällung verantwortlich. Die Nukleation erfolgt dabei an den extrazellulären polymeren Substanzen (EPS), die die Reaktionskinetik herabsetzen können. Ausschlaggebend könnte das Anhaften von Ca- und Mg-Ionen an den Zelloberflächen sein, wodurch sich die Konzentration an Ionen in diesem Bereich erhöht. Sulfatreduzierende Bakterien nehmen nur die Sulfat-Ionen auf, indem sie $(\text{MgSO}_4)^0$ -Ionenpaare dissoziieren. Dabei erhöht sich nicht nur die Mg-Konzentration an der Zelloberfläche, sondern durch die Sulfatreduktion werden zusätzlich Bikarbonat-Ionen produziert, wodurch sich Dolomite bilden können (Van Lith et al., 2003b). Auch im intertidalen Bereich der Sabkha von Abu Dhabi bildet sich Dolomit, eingebettet in exopolymerer Substanz (EPS) der Bakterien (Bontognali et al., 2010). Die genauen Mechanismen, die zur Bildung führen, sind jedoch bis heute nicht genau verstanden. Vor kurzem gelangen Rodriguez-Blanco et al. (2015) eine direkte Ausfällung von Dolomit aus einer wässrigen Lösung, wobei sich der Dolomit in einem dreistufigen Prozess durch Nanopartikel eines Mg-armen Kalzium-Karbonats, welches in einen nicht stöchiometrischen Proto-Dolomit übergeht, bildete.

Trotz dieser Beobachtungen ist es nicht geklärt, durch welche Mechanismen solch große Dolomitablagerungen in der Natur gebildet wurden. Geochemische Signaturen, wie stabile Isotope (C, O), Sr-Isotopie und Fluideinschlüsse lassen darauf schließen, dass die Mehrheit an Dolomitgestein während der Diagenese durch Dolomitisierung von Kalkstein entstand und nicht 'primären' (bei der Sedimentation ausgefällten) Dolomit enthält (Machel, 2004). Berechnungen zufolge mussten dafür gigantische Mengen an Mg-reichen-Wasser durch die Gesteine fließen um Karbonate effizient zu dolomitisieren. In bestimmten Phasen der Erdgeschichte könnten dennoch größere Mengen an Dolomit eine oberflächennahe Bildung erfahren haben (Given & Wilkinson, 1987; Iannace & Frisia, 1994; Warren, 2000). Given & Wilkinson (1987) stellten die Häufigkeit von Dolomitgestein durch das Phanerozoikum dar und stellten fest, dass ein hoher Meeresspiegel, höhere pCO_2 Level in der Atmosphäre und eine niedrige Kalzit-Sättigung die Dolomitisierung in flachmarinen Bereichen begünstigen konnten. Die Autoren erklärten dadurch die relativ großen Dolomitablagerungen in der Unterkreide, während niedrige Mg/Ca-Verhältnisse und ein 'Kalzit'-Ozean herrschten. Eine wichtige Rolle spielte wahrscheinlich die verstärkte Silikatverwitterung, die bei einem hohen CO_2 -Partialdruck ansteigt. Durch den Flusseintrag der Verwitterungsprodukte erhöhte sich die Alkalinität im Ozean wodurch die Karbonatsättigung ansteigen konnte (Berner et al., 1983). Hohe Spreading-Raten können

die Mg/Ca-Verhältnisse durch Serpentinisierung senken und führen wahrscheinlich zu einem erhöhten CO₂-Partialdruck (pCO₂) im Ozean sowie in der Atmosphäre (Sandberg, 1985). Burns et al. (2000) schlugen auf Grund der Verteilung mariner Dolomitablagerungen im Phanerozoikum vor, dass die Bildung eine komplexe Kombination von Änderungen in den Spreading-Raten der Ozeanböden, Änderungen im pCO₂ in den Ozeanen, Meerwasser Mg/Ca-Verhältnissen, sowie Sulfat-Konzentrationen und Aktivitäten von Mikroben darstellen. Die Autoren machten vor allem niedrige Sauerstoff-Gehalte in den Ozeanen und in der Atmosphäre für die vermehrte Dolomitbildung verantwortlich, da in diesen Zeiten eine erhöhte Aktivität von anaeroben Mikroben und sulfatreduzierenden Bakterien herrschte. Iannace & Frisia (1994) zeigten hingegen, dass in der Trias, als der Hauptdolomit abgelagert wurde, ebenfalls große Dolomitbildungen an der Oberfläche stattfanden. Die Dolomitbildung in der Tethys war wahrscheinlich durch ein arides Klima und einen veränderten Chemismus auf den riesigen Plattformen, die sich in der Obertrias bildeten, möglich. Bestärkt wird die These durch Untersuchungen von Preto et al. (2015), die nm-große ('primäre') Dolomitkristalle in der obertriassischen Travenanzes-Formation fanden.

1.2 Dolomitbildung in der Trias

Schon Déodat de Dolomieu (1750-1801), dem zu Ehren das Mineral und das Gestein Dolomit benannt wurden, beschäftigte sich intensiv mit den Unterschieden von Dolomit zu Kalzit und den möglichen Bildungsmechanismen des Minerals. Bis heute herrscht keine Einigkeit über die Menge an primärer Dolomitbildung, die an der Oberfläche auf den großen Seichtwasser-Karbonatplattformen in der Trias stattfand. Die massiven Ablagerungen in der triassischen Tethys sind durch mehrstufige Dolomitierungsprozesse entstanden. Die verschiedenen Prozesse reichen von Oberflächenbildung bis hin zu diagenetischen Überprägungen, die durch geochemische Signaturen und Mikrofazies unterschieden werden können (Frisia & Wenk, 1993). In der Travenanzes-Formation fanden Preto et al. (2015) euhedrale nm-große Dolomitkristalle durch Untersuchungen am Transmissionselektronenmikroskop, welche sie als 'primäre' Ausfällungen interpretierten. Die Nukleation, so schlagen die Autoren vor, sei durch die Aktivität der sulfatreduzierenden Bakterien erfolgt. Da die großen Mengen an Ton wie ein Schutzschild vor hydrothermalen Fluiden wirkten, erfuhren die an der Oberfläche gebildeten Kristalle in weiterer Folge kaum eine diagenetische Überprägung (Breda & Preto, 2011; Preto et al., 2015). Iannace & Frisia (1994) führten oberflächliche Dolomitierungsprozesse in den Dolomiten auf ein hohes Mg/Ca Verhältnis durch geringe Ozeanbodenspreizung, ein

warmes Klima und hohe Evaporationsraten auf den großen Schelfgebieten der Tethys im Norium zurück. Im Rhaetium entwickelte sich ein humides Klima und die Dolomitbildung an der Oberfläche stoppte. So stellt sich die Frage, welches rezente Modell am besten zu den triassischen Dolomiten passt und mit welchem Modell die Ablagerungen am besten zu erklären sind.

1.3 Dolomit Ausfällung in rezenten Systemen

In den holozänen Sedimenten ist Dolomit ein kaum vorhandenes Mineral und nur in seltenen Fällen wird eine direkte Ausfällung beobachtet, wie im Deep Springs Lake (Kalifornien; Peterson et al., 1963; Meister et al., 2011), in der Coorong Lagune (Südaustralien; von der Borch, 1965) oder in der Sabkha von Abu Dhabi (Hsü et al., 1973). Die chemischen Milieus der Dolomitbildung sind vielfältig und reichen von evaporativen Gezeitebenen (Sabkhas; McKenzie et al., 1980), hypersalinen Lagunen (z.B. Lagoa Vermelha, Vasconcelos et al., 1995), alkalinen Playa-Seen (Deep Springs Lake; Meister et al., 2011) bis hin zu diagenetischen Zonen (Kaldi et al., 1982). Die Ionen, die in die Dolomite eingebaut werden, können daher aus verschiedenen geologischen Quellen, wie Meerwasser, kontinentalem Wasser oder einer hypersalinen Sole, stammen und die chemische Signatur wird im Mineral gespeichert. Die rezenten Orte der synsedimentären Dolomitbildungen sind von besonderer Bedeutung und können als mögliche analoge Bildungsmechanismen für die 'primäre' Dolomitbildung in der Trias herangezogen werden (vgl. Meister et al., 2013). In der Literatur werden die verschiedenen Bildungstypen in verschiedene Kategorien eingeteilt:

1.3.1 Sabkha-Dolomit

Das Sabkha-Modell wurde durch die intensive Forschung am Persischen Golf in den Sabkhas von Abu Dhabi erstellt (Hsü & Siegenthaler, 1969; McKenzie et al., 1980; McKenzie, 1981; Wenk et al., 1993). Friedman & Sanders (1967) beobachteten wie Dolomit aus hypersalinen Solen ausfällt und bezeichneten Dolomit als eine Evaporitablagerung. Um die Dolomitbildung in der Sabkha zu erklären, gibt es zwei verschiedene hydrologische Modelle: (1) das *seepage reflux* Modell nach Adams & Rhodes (1960) und (2) *evaporative pumping* nach Hsü & Siegenthaler (1969). Adams & Rhodes (1960) erklärten die Dolomitbildung als Alteration von metastabilen Karbonaten durch warme, hoch-alkaline und Mg-reiche Solen, die sich in Lagunen mit Evaporationsphasen bilden. Diese hypersalinen Wässer versickern in den Boden der

Lagune und fließen als Grundwasser zurück ins Meer. Dabei entsteht eine Umgebung in der viele Mg-Ionen angeliefert und gleichzeitig Ca-Ionen ausgetragen werden. Beim *evaporative pumping* Effekt entsteht ebenfalls eine hypersaline Sole durch Evaporation von Meer- und Grundwasser, aus der es zur Dolomit-Ausfällung kommt (Hsü & Siegenthaler, 1969). Damit dieser unter diesen Bedingungen ausfällt, muss sich das Mg/Ca Verhältnis der Sole erhöhen. Dies passiert durch Ausfällung von Gips (CaSO_4) und Anhydrit ($\text{CaSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$), wodurch Ca-Ionen effektiv entfernt werden und das Mg/Ca Verhältnis ansteigt. McKenzie et al. (1980) erklärten die Dolomitisierung in der Sabkha von Abu Dhabi durch die Bildung Ca-reicher Dolomite aus instabilen Kalzium-Karbonat-Phasen, wie Aragonit und Mg-reichen Kalzit durch den Einbau von Mg-Ionen in das Kristallgitter. Wenk et al. (1993) zeigten durch TEM Studien, dass geordneter Dolomit auch direkt aus Fluiden in den Porenräumen ausfällt. Wood et al. (2002) erklärten die Dolomitbildung durch das *ascending brine* Modell, wobei die Quelle der gelösten Ionen aus aufsteigenden kontinentalen Solen stammt, da das geochemische Muster im Grundwasserleiter mit den darunterliegenden Formationen übereinstimmt. Das Regenwasser löst Evaporitminerale an der Oberfläche und sinkt durch die erhöhte Dichte ab, wo es mit aufsteigenden Solen in Kontakt kommt. Durch den Kapillardruck kommt die Sole zurück an die Oberfläche und Dolomit fällt aus.

1.3.2 Dolomitbildung in Verdunstungsseen (Coorong Modell)

Dieser Typ von Dolomitbildung wird in Süd-Australien in den Coorong Regionen in ephemeren Seen beobachtet. In sogenannten schizohalinen Seen, die eine starke Variation in der Salinität zeigen, fällt saisonal bedingt Dolomit aus. Mawson (1929) beschrieb bereits die Bildung des Minerals in alkalinen, ephemeren Seen in der Coorong Region. Das Klima in der Region entspricht einem mediterranen Klima mit sehr heißen und trockenen Sommern und kalten Wintern, wodurch den ganzen Sommer hindurch Evaporation stattfindet. Von der Borch (1976) erstellte die ersten Modelle und zeigte, dass die Dolomitbildung mit den unterschiedlichen Niederschlagsmengen in Zusammenhang steht. Von der Borch et al. (1979) leiteten aus den Beobachtungen ein hydrologisches Modell ab, wobei sie erkannten, dass die Evaporationsraten in den Sommermonaten den Grundwasserzufluss deutlich übersteigen. Dadurch trocknen die Seen aus und die Solen, die dabei entstehen, fließen mit dem Grundwasserleiter meerwärts. Dolomit und andere Karbonate fallen aus und bleiben zurück, während Evaporit-Minerale wie Halit durch das Grundwasser ausgewaschen werden. Die Nukleation findet nahe der Sediment-Wasser-Grenze statt und das Wachstum ist stark von

der Mg-Verfügbarkeit abhängig (Van der Borch, 1976).

1.3.3 *Alkalines See Modell*

Dolomit-Fällungen aus übersättigten Lösungen sind auch in hoch alkalinen Playa Seen zu beobachten, wie zum Beispiel im Deep Springs Lake, Kalifornien (Jones, 1965; Meister et al., 2011). Dabei bildet sich ein unverfestigter idiomorpher Dolomitschlamm, der aus einer oberflächlichen Sole ausfällt. In diesen Seen kann die Auswirkung von Mikroben auf Änderungen in der Alkalinität oder im pH-Wert als vernachlässigbar angesehen werden, jedoch können auch hier EPS oder organische Substanzen die Nukleation fördern. Im Deep Springs Lake herrscht eine niedrige Konzentration an Ca- und Mg-Ionen und dieser Mangel könnte verhindern, dass der Dolomit in eine instabile Phase übergeht. Durch Isotopen-Analysen ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$) konnten Meister et al. (2011) zudem zeigen, dass die Dolomite primäre Ausfällungen darstellen und sich nicht durch Überprägung oder durch einen Reifungs-Prozess bilden. Die Dolomite fallen wahrscheinlich direkt aus der hoch alkalinen Lösung aus, denn nur die Oberflächenwässer haben eine ausreichende Mg- und Ca-Konzentration um Dolomit zu produzieren und lagern sich als feinkörniger Dolomitschlamm ab (Meister et al., 2011).

1.4 Ansatz und Ziel der Studie

In dieser Studie wurden Dolomite der Travenanzes-Formation petrographisch untersucht, um die sedimentären Bedingungen während der Dolomitbildung in einer triassischen Sabkha- bzw. Schwemmlandebene am Rand der Tethys zu rekonstruieren. Das Material, welches für diese Arbeit zur Verfügung stand, bzw. im Refugio-Dibona-Profil beprobt wurde, weist eine geringe diagenetische Überprägung auf (Preto et al., 2015), weshalb es sich für eine Rekonstruktion der Paläo-Umweltbedingungen am besten eignet. Für Untersuchungen der Gesteine im μm -Maßstab wurde der Dolomikrit am Rasterelektronenmikroskop genauer untersucht und mittels EDX-Analysen wurden neben Dolomit verschiedenste siliziklastische Minerale, insbesondere Tone, sowie Pyrit, Baryt und Coelestin identifiziert. Durch BSE-Bilder konnten neben den Strukturen auch die Textur bzw. die Kristallform des Dolomikrits untersucht werden. Dadurch konnte im Zuge dieser Arbeit die Abfolge der sedimentären und diagenetischen Ereignisse studiert und bestimmt werden sowie mögliche primäre Strukturen identifizieren werden. Einen weiteren Einblick in die Entstehung der Dolomite der Travenanzes-Formation liefert die

Röntgendiffraktometrie, wodurch der Ordnungsgrad und die Stöchiometrie der Dolomite berechnet wurden und Aussagen über eventuelle Reifungs- und frühdiagenetische Prozesse getroffen werden konnten.

Des Weiteren wurden radiogene Sr-Isotopen-Analysen durchgeführt, um die Herkunft der Ionen, die während der Dolomitisierung eingebaut wurden, und die Quelle der Alkalinität zu bestimmen. Die Dolomite können ein marines Sr-Signal anzeigen oder sie haben ein radiogenes $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis eingebaut und wurden durch kontinentale Wässer gebildet. Studien, wie jene von Müller et al. (1990a), zeigen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse als gute geochemische Indikatoren, um die Quelle der Fluide/Lösungen, aus denen Dolomite ausfallen, zu bestimmen. Die Resultate ermöglichen einen weiteren Einblick in die Bildungsprozesse und welche Fluide bei der Entstehung der triassischen Dolomite beteiligt waren.

Um hochauflösende $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse aus den Dolomiten zu erhalten, wurde feinkörniger, tonfreier Dolomikrit im BSE-Modus unter dem REM identifiziert, mit dem Dünnschliffklötzchen abgeglichen und mit einem Mikrobohrer herausgebohrt. Die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Meerwasserwerte aus dem Karnium sind bekannt, sodass wir die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse aus den Dolomiten mit diesen vergleichen können (Korte et al., 2003). Die Basis der Travenanzes-Formation ist zudem gut untersucht und befindet sich innerhalb der Tuvalium II-Biochronozone, die sich von 232.5 bis 231 Mio. Jahren erstreckt (Preto, pers. comm.). Um die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse besser interpretieren zu können, wurden zusätzlich Elementkonzentrationen in Ton-Proben während einer sequentiellen Extraktion gemessen um das Verhalten der Tone in verschiedenen Säuren zu studieren und die Entwicklung in den Sr-Verhältnissen zu sehen.

Aus den gewonnenen Daten können Vergleiche mit rezenten Dolomitbildungsmodellen aufgestellt werden, wobei in dieser Arbeit auch $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse aus den rezenten Dolomiten des Deep Springs Lake in Kalifornien und aus der Coorong Lagune in Südaustralien gemessen wurden. Zudem wurden die Dolomite aus dem deutschen Keuper petrographisch untersucht und ihre $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse bestimmt, wodurch zwei unterschiedliche Orte, an denen sich in der Obertrias Dolomit bildete, verglichen werden konnten. Damit sollen neue Erkenntnisse zur Dolomitbildung und zu den Umweltbedingungen in evaporativen Systemen in früheren Zeiten der Erdgeschichte gewonnen werden.

2. Regionale Geologie

Die Travenanzes-Formation (in Österreich Raibl-Formation) befindet sich in den Dolomiten, wobei sich die Ablagerungen nahezu im gesamten alpinen Raum verfolgen lassen. Kennzeichnend für diese Ablagerungen ist ein großes Spektrum verschiedener Sedimente und ein Wechsel zwischen Dolomit, Mergel, klastischen Sedimenten wie Tonen, Evaporite und Sandsteine (Kraus, 1969). Die geographische Lage des untersuchten Profils ist in Abb. 1 darstellt.

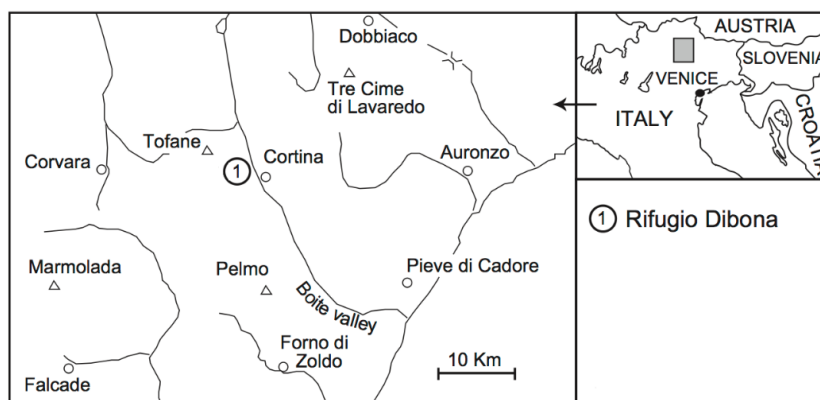
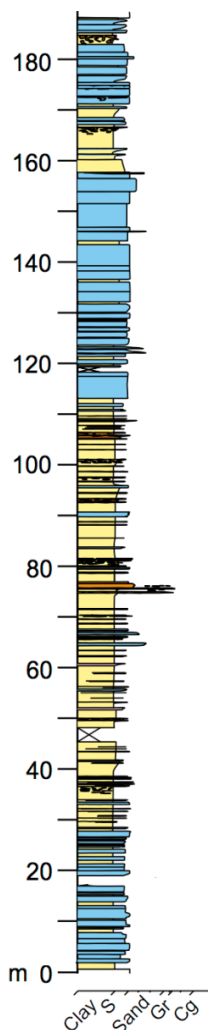


Abbildung 1:
Geographische Lage des
Profils *Refugio-Dibona*.
Der Aufschluss befindet
sich gleich in der Nähe
der Hütte *Refugio
Dibona*. Modifiziert nach
Preto et al. (2015)

In der Dolomiten-Region können viele tektonische Ereignisse seit der variszischen Orogenese beobachtet werden. Für die Travenanzes-Formation wichtig sind: (1) die permische und triassische Rifting Phase; (2) eine Flower-Struktur Bildung im Basement während der mittleren Trias; (3) prä-neogene O-W Verkürzung in den Dolomiten mit einer Verkürzung von rund 10 km, wobei ab dieser Zeit Vorgänge an der Insubrischen-Linie die Tektonik in den Dolomiten bestimmen; (4) neogene Hebung in den Dolomiten um 3-5 km, wobei sich die Sedimente rund 5 km N-S verkürzten. Durch die Ausbildung der Valsugana Störung bildete sich eine ca. 60 km breite Pop-up Struktur, wodurch die Dolomiten nie in eine große Tiefe versenkt wurden oder eine metamorphe Überprägung erfuhren (Doglioni, 1987). Im Zuge der alpinen Orogenese wirkte die adriatische Platte durch die NNW gerichtete Bewegung wie ein Indenter gegen die Ostalpen und die penninischen Einheiten. Diese Bewegung wurde durch eine Rotation von Adria im Gegenuhreigersinn erzeugt und als Folge öffnete sich das Tyrrhenische Meer (Ratschbacher et al., 1991, Handy et al., 2010). Durch diese Rotation befindet sich die Tiefwasser-Fazies der Tethys heute nördlich der Dolomiten, obwohl sich der Ozean zur Zeit der Ablagerung im Osten befand (Handy et al., 2010).

2.1 Travenanzes-Formation

Die Travenanzes-Formation ist die Ablagerung eines terrestrischen bis seicht-marinen Ablagerungsraumes und besteht aus siliziklastischen und karbonatischen Abfolgen (Abb. 2, Abb. 3). Ihre Dicke beträgt rund 200 Meter und sie besteht aus Dolomit und Tonen, der in verschiedenen Farben auftritt, mit Sandstein oder Konglomerat zwischengeschaltet und mit vereinzelt Lagen aus Evaporitmineralen. Die Travenanzes-Formation wurde in den



östlichen Südalpen abgelagert. Der Fazies Wechsel im Feld zeigt eine Verzahnung zwischen einer Schwemmlandebene (alluvial plain) und Lagunen bzw. einer Sabkha. Dabei gibt es einen allgemeinen Trend von terrestrischer zu mariner Fazies von Süden nach Norden (Breda & Preto, 2011). Die Basis der Travenanzes-Formation (Profil *Refugio-Dibona* Abb. 2, geographische Lage siehe Abb. 1) ist innerhalb der *Tropites subbullatus* Biochronozone. Fossilfunde von Ammoniten an der Basis des *Refugio-Dibona* Profils sprechen für einen Beginn der Ablagerung im frühen Tuvalium II (Preto, personal communicated). In der Zeitskala von Gradstein ‘The Geologic Time Scale 2012‘ erstreckt sich das Tuvalium II Intervall zwischen 232.5 bis 231 Millionen Jahren (Ogg, 2012). Die Travenanzes-Formation liegt stratigraphisch über der Heiligkreuz-Formation, die im unteren Karnium abgelagert wurde und unterhalb der Dolomia Principale (Hauptdolomit), die sich ab dem spätesten Karnium und über das gesamte Norium bildete (Bosellini et al., 1982). Der Übergang von der Travenanzes-Formation zur Dolomia Principale ist scharf und durch das Fehlen der siliziklastischen Sedimente gekennzeichnet (Gianolla et al., 1998).

Abbildung 2: Stratigraphische Aufnahme des *Refugio-Dibona* Profils. Blau sind marine Dolomitbänke gekennzeichnet, gelb die kontinentalen Tonablagerungen. Modifiziert nach Preto et al. (2015)

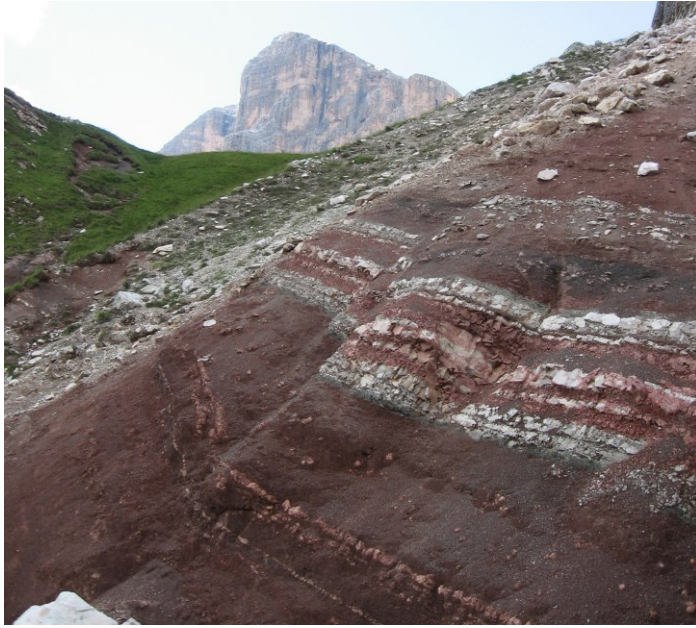


Abbildung 3: Profil *Refugio-Dibona* mit den mächtigen Tonbänken und zwischengeschalteten Dolomitbänken. Im Hintergrund ist der Hauptdolomit zu sehen.

2.2 Paläogeographie, geologische Situation während der Ablagerung

Die terrestrischen Ablagerungen der Travenanzes-Formation setzen sich aus einem sogenannten '*dryland river system*' zusammen. Diese Flussläufe trockneten Richtung Meer hin periodisch aus und die mitgeführten Sedimente lagerten sich ab, noch bevor sie die Küstenlinie erreichten (Preto et al., 2015). Öfters auftretende Paläoböden in der Travenanzes-Formation zeigen ein arides bis semiarides Klima an und besonders häufig sind Bodenbildungsprozesse an Überflutungsbecken (*flood basin*) gebunden (Breda & Preto, 2011). Der Übergang von terrestrischer zu mariner Fazies ist durch Überschwemmungsebenen und Wattgebieten charakterisiert. Desweiteren findet man immer wieder typische Sabkha Ablagerungen. Die marinen Anteile der Travenanzes-Formation bestehen aus Karbonaten, die sich in seichten Lagunen oder im Gezeitenbereich gebildet haben. Allgemein zeigt die Travenanzes-Formation ein transgressives Muster mit drei karbonatisch-siliziklastischen Zyklen, die selbst aus Sequenzen mit höheren Frequenzen bestehen (Breda & Preto, 2011).

Der Ablagerungsraum der Travenanzes-Formation war ein flaches Küstengebiet mit hypersalinen Bedingungen in den Lagunen, die auch austrocknen konnten, wodurch kaum biostratigraphische Marker im Profil zu finden sind (Breda & Preto, 2011). Während der späten Trias waren die Südalpen am südwestlichen Rand des Tethys-Ozeans gelegen (Abb. 4) (Stampfli & Borel, 2002). Zu dieser Zeit befanden sich die Südalpen in tropischen Breiten und waren von den nördlichen Tropen beeinflusst (Muttoni et al., 2003). Im frühen Karnium waren die östlichen Südalpen noch durch eine komplexe Topographie gekennzeichnet, wobei es einzelne Plattformen wie die Cassian Plattform gab und

dazwischenliegend tiefe Becken (Von Mojsisovics, 1879). Die Becken wurden mit der Zeit von Material der Plattformen oder des kontinentalen Abhangs gefüllt und die Topographie anschließend durch Seichtwassersedimente der Heiligkreuz-Formation eingeebnet (Keim et al., 2006).

Am Ende des frühen Karniums änderte sich das Klima und humide Bedingungen stellten sich ein. Während dieses Klimawandels, der durch große Niederschlagsmengen gekennzeichnet war, fand die 'Carnian Pluvial Episode' statt. Zu dieser Zeit brach die Karbonat-Produktion ein und es lagerten sich große Mengen an siliziklastischem Material im westlichen Teil der Tethys ab. Als Ursache für die 'Carnian Pluvial Episode' wird das Rifting von Pangea und die damit verbundene Änderung in der Ozeanzirkulation verantwortlich gemacht (Simms & Ruffell, 1989). Im späten Karnium änderte sich das Klima hin zu semiariden Bedingungen und in dieser Zeit lagerte sich auch die Travenanzes-Formation ab. Wie oben beschrieben, besteht die Travenanzes-Formation aus einer Abfolge von Karbonaten, welche marines Environment widerspiegelt, und siliziklastischen Ablagerungen, Material aus dem Hinterland. Meerwärts zeigen sich zyklische Ablagerungen von peritidalen Karbonaten auf einer epikontinentalen Karbonat-Plattform (Breda & Preto 2011).

Ablagerungsräume am Küstengebiet sind stark geprägt von den Sedimentanlieferungen aus dem Kontinent. Das Liefergebiet für die klastischen Sedimente der Travenanzes-Formation war weiter südlich gelegen und würde heutzutage der Po-Ebene entsprechen (*the Southern Mobile Belt*; Brusca et al., 1982). In diesem Gürtel herrschte massive vulkanische Aktivität und er erstreckte sich von der Lombardei bis in die Karnischen Alpen und hatte somit Einfluss auf die gesamten Südalpen.

2.2.1 Äquivalente Ablagerungen zur Travenanzes-Formation in den Südalpen

Nicht nur in den Dolomiten gibt es Ablagerungen, die ähnlich jener der Travenanzes-Formation sind und ebenfalls im späten Karnium abgelagert wurden. In den Lombardischen Alpen ist die Obere San Giovanni Bianco-Formation (USGB) ähnlicher Lithologie und Fazies (Garzanti et al., 1995). Im Osten gibt es vergleichbare Einheiten, die aus Siltsteinen, Evaporiten und Drusen von Dolomit bestehen und als Monticello-Formation definiert sind (Carulli et al., 1998). Ein Vergleich mit den Regionen der Lombardei und den Karnien lässt die Vermutung zu, dass sich im Karnium ein ausgedehntes Küstengebiet in NW-SO-Richtung erstreckt hatte und durch das Hinterland im Süden mit klastischen Sedimenten gespeist wurde. Richtung Norden und Nordosten hatten die Südalpen einen offenen Zugang zum Tethys-Ozean. Die Entwicklung der beiden

Liefergebiete für Sedimente, einerseits das Meer mit marinen Sedimenten und andererseits der Kontinent mit klastischen Sedimenten, ist in der Oberen San Giovanni Bianco-Formation gut dokumentiert und studiert (Garzanti et al., 1995). An der Basis dieser Formation befinden sich im Süden die Karbonat-Siliziklastischen Ablagerungen einer ehemaligen Küstenebene und im Norden die Ablagerungen einer Lagune. Im oberen Teil nimmt die siliziklastische Sedimentation rapide ab und marine Ablagerungen dominieren. Überlagert ist die USGB anschließend von der Dolomia Principale, die unter aride Bedingungen abgelagert wurde (Garzanti et al. 1995).

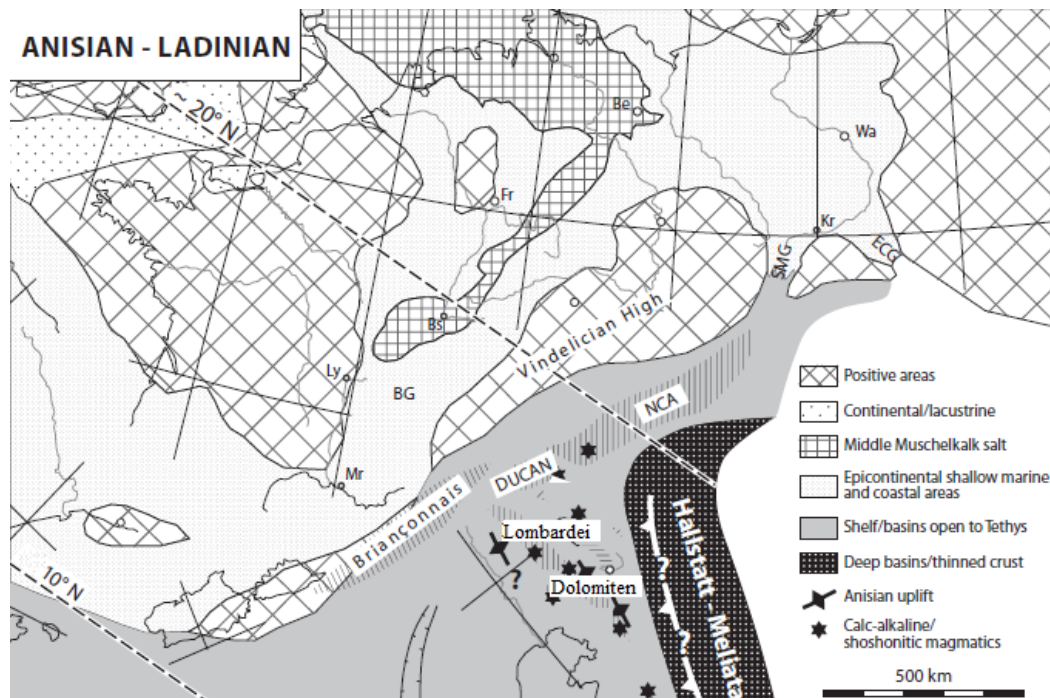


Abbildung 4: Vereinfachte Paläogeographische Situation in der mittleren Trias. NAC: Northern Calcareous Alps. Stadtabkürzungen: Wa: Warschau, Kr: Krakau, Be: Berlin, Fr: Freiburg, Bs: Basel, Ly: Lyon und Mr: Marseille. Modifiziert nach Brack & Rieber (1999).

3. Material und Methoden

3.1 Probennahme

Die Handstücke wurden dem Profil *Refugio-Dibona* im September 2014 und im September 2016 entnommen (geographische Lage, siehe Abb. 1, GPS: 46.532727"N 12.067161"O). Das Profil zeigt die gesamte Ablagerung der Travenanzes-Formation und wurde bereits von Breda & Preto (2011); Preto et al. (2015) stratigraphisch und sedimentologisch detailliert aufgenommen (siehe Abb. 2). Poröse Handstücke mussten in Alufolie eingewickelt werden, um die Orientierung der Proben nicht zu verlieren und wurden später in ein Harz eingelegt. Im nächsten Schritt wurden die Gesteine mit der Säge in kleinere Stücke getrennt und Dünnschliffe angefertigt.

3.2 Petrographische Untersuchung & Mineralidentifikation

Um die verschiedensten Minerale der Travenanzes-Formation zu bestimmen, wurden speziell polierte und mit Kohlenstoff bedampfte Schliffe unter einem Rasterelektronenmikroskop (REM) der Firma 'Thermo Fisher Scientific' aus der Reihe FEI Inspect S-50 analysiert. Die Funktionsweise des REM sowie die Vorteile der BSE-Bilder sind ausführlich in Oatley et al. (1966) und Goldstein et al. (2003) beschrieben. Mit den BSE-Bildern konnten einerseits Dolomite von anderen Mineralen unterschieden und andererseits die Korngrenzen bestimmt werden. Mit der Software TEAM™ EDS Analysis der Firma EDAX wurden Punktanalysen an Mineralen durchgeführt. Die Analysen wurden unter Hochvakuum bei *spot size*: 5.0 und *beam voltage* 12,5 kV durchgeführt. Diese Einstellungen wurden auch zur EDX-Analyse verwendet. Die besonders reinen Dolomitbereiche wurden mit dem Dünnschliffklötzchen abgeglichen und mit einem Mikrobohrer angebohrt. Um die Mikrobohrungen durchzuführen, wurde ein Mikroskop der Firma Olympus SZ61, an dem ein MicroMill Sampling System der Firma Electro Scientific Industries angebracht ist, verwendet. Die im REM festgelegten Bereiche wurden mit dem Dünnschliffklötzchen abgeglichen und mit dem Auflichtmikroskop konnten die Bereiche präzise angebohrt werden. Dazu wurde ein Tropfen Wasser über die Bohrstelle pipettiert und über das Programm die gewünschte Bohrstelle angebohrt. Das Bohrprogramm wurde mit einem Drill Speed von 60%, Scan Speed von 200 µm/sec und einer Bohrtiefe von 350 µm festgelegt. Meistens wurde in Form eines Rasters, bei Laminiten in einer Linie, gebohrt. Der Wassertropfen mit dem gebohrten Material wurde

mit der Pipette in Zentrifugenröhrchen überführt.

3.3 Röntgendiffraktometrie (XRD)

Die Handstücke wurden mit dem Hammer zerkleinert, in der Schwingmühle homogenisiert und für die Analyse auf die Probenhalter aufgebracht. Zur genauen Identifikation der Tonminerale wurden die Proben, nach dem Zerkleinern durch den Hammer, in 250 ml 25%iger CH_3COOH aufgelöst. Der Lösungsschritt wurde bei jeder Probe drei Mal durchgeführt, wobei die Säure jeweils nach 24 Stunden abdekantiert wurde und die Proben in neuer 25%iger CH_3COOH gelöst wurden. Nach dem letzten Lösungsschritt wurde die Essigsäure erneut abdekantiert, und die Proben wurden drei Mal mit Wasser gewaschen und abzentrifugiert. Anschließend wurden die Proben in den Atterberg-Zylinder übergeführt, um die Korngrößen-Fraktion kleiner $2\text{ }\mu\text{m}$ abzutrennen. Nach ca. zwanzig Stunden wurden die Tone aus dem Zylinder entnommen, im Trockenschrank getrocknet und gemörsert. Auf jeden Probenhalter kamen 10 mg Tonmaterial, welches in 1 ml Reinstwasser auf den Probenhalter pipettiert wurde. Um quellfähige Tonminerale zu analysieren, wurde die Probe zusätzlich mit Ethylenglycol gesättigt und erneut gemessen.

Die XRD-Analyse wurde mit einem PANalytical PW 2040/60 X'Pert Pro Röntgendiffraktometer durchgeführt, wobei eine Cu K- α Strahlung mit 40 kV als Röntgenstrahlung diente. Die Messungen wurden in einem 2θ Winkel von 1.76° bis 70° mit einer Rate von $5^\circ/\text{sek}$ und einer Schrittweite von 0.0167° gescannt. Die Funktionsweise ist in ausführlicher Form aus Allman (1994) zu entnehmen.

3.4 Organische und anorganische Kohlenstoffmessungen

Für Kohlenstoffmessungen wurden sieben Tonproben aus der Travenanzes-Formation entnommen und in ein feines Pulver gemahlen. Mit dem Gerät 'LECO RC-612' kann der organische und anorganische (karbonatische) Kohlenstoff-Gehalt einer Probe bestimmt werden. Da das Gerät zwei CO_2 Messzellen besitzt, mussten vor der eigentlichen Messung zwei Kalibrationen durchgeführt werden. Um das Gerät für hohe Kohlenstoff-Gehalte zu kalibrieren, wurde reines CaCO_3 mit 12 % Kohlenstoff bei 1000°C verbrannt, für Kohlenstoff-Messungen bei geringen Konzentrationen wurde Kalziumoxalat mit 1% Kohlenstoff verwendet. Die Genauigkeit der Kohlenstoffmessung beträgt 50 ppm. Mit der Programmauswahl 'Ramp' wurden jeweils 0.2 g an Tonmaterial in das Gerät eingeführt

und eine Aufheizrate von 70°C pro Minute eingestellt, um den organischen Kohlenstoff vom anorganischen Kohlenstoff zu unterscheiden.

3.5 Nasschemische Aufschlüsse und Elementanalyse

Die Gesteinsproben wurden in der Achatmühle gemahlen, homogenisiert und 100 mg in Zentrifugenröhrchen eingewogen. Die Proben wurden jeweils in 10 ml 0.1 N CH₃COOH aufgenommen und über das Wochenende auf den Rüttler gestellt und abzentrifugiert. Anschließend wurden die Proben in 10 ml 1 N CH₃COOH gelöst (24 Stunden) und ebenfalls abzentrifugiert. 5 ml der 0.1 N CH₃COOH- und 1 N CH₃COOH-Lösungen wurden für Konzentrationsmessungen bereitgestellt, 2 ml für Sr-Isotopenmessungen abgenommen. Die nicht gelösten Anteile der 1 N CH₃COOH wurden anschließend in 6 N HCl gelöst (von dieser Fraktion gibt es jedoch keine Konzentrationsmessungen). Zeitgleich wurde auch ein Lösungsversuch mit 1 molarer NaCl durchgeführt, wobei nur die ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Verhältnisse gemessen wurden – jedoch keine Konzentrationen.

Die 5 ml Lösungen wurden auf einer Heizplatte eingedampft und die Rückstände in 5 ml 2.5 N HNO₃ aufgenommen und erneut eingedampft. Im letzten Schritt wurden die Proben in 5 ml 5%iger HNO₃ aufgenommen. Die Konzentrationsmessungen wurden mit einem Perkin Elmer ICP-OES 5300 DV (Departement für Umweltgeowissenschaften) durchgeführt. Die Elementkonzentrationen in den Tonproben wurden ebenfalls gemessen, und jeweils 1 ml Lösung aus der sequentiellen Auflösungen (Kapitel 3.6.2) wurde für Konzentrationsmessungen bereitgestellt. Die Nachweisgrenzen für die Elemente liegen bei (mg/L) Al: 0.05, Ca: 0.01, Fe:0.05, K: 0.01, Mg: 0.01, Mn: 0.001, Na:0.001, P:0.01, Ti:0.001, Ba: 0.001, Sr: 0.001, Rb: 0.01. Die relative Standardabweichung (RSD) der Messungen beträgt für die Elemente Al, K, Mg, Ti, Ba und Sr ≤ 0.9 % und für die Elemente Fe, Mn, Na, Rb, P ≤ 6.8 %.

3.6 Strontium Isotopen Analyse

3.6.1 Sequenzielles Auflösen der Minerale

Reine Dolomit-, Coelestin- und Baryt-Minerale wurden im Fachhandel gekauft und gemahlen. In einem Zentrifugenröhrchen wurden alle drei Phasen in einem Verhältnis wie sie auch in der Travenanzes-Formation vorkommen gemischt. In die restlichen Zentrifugenröhrchen wurden die drei Minerale je einzeln eingewogen. Im ersten Schritt

wurden die Proben jeweils zwei Mal mit 2 ml 1 molare NaCl-Lösung versetzt, wobei der zweite Lösungsschritt für die Isotopenanalyse abzentrifugiert und entnommen wurde. Anschließend wurden die Proben in 2*2 ml Wasser gewaschen, in 2*2 ml 3 molarer NaCl-Lösung gelöst (zweiter Lösungsschritt für Isotopie abgenommen) und wieder mit 2*2 ml H₂O gewaschen. Dieses Prozedere wurde mit 2*2 ml 3.3 molarer KCl, 2*2 ml 0.1 N CH₃COOH, 2*2 ml 1 N CH₃COOH und 1*2 ml 6 N HCl weitergeführt (Ergebnisse in Tabelle 2). Dabei wurden die Proben vor jeder neuen Säurebehandlung mit Wasser gewaschen. Nach diesen Lösungsversuchen an reinen Mineralphasen wurden Tests mit Gesamtgesteinsproben der Travenanzes-Formation durchgeführt. Makroskopisch reine Dolomit Bereiche im Handstück wurden mit dem Hammer zerkleinert und in der Schwingmühle homogenisiert, wobei rund 0.014 g für die Isotopenuntersuchung eingewogen wurden. Die Sequenz der Lösungsversuche an den Dolomitgesteinen lautet: 8* 2 ml 1 molare NaCl, mit Wasser spülen, 2*2 ml 3.3 molare KCl, mit Wasser spülen und 4*2 ml 0.1 N CH₃COOH (Ergebnisse in Tabelle 2).

3.6.2 Sequentielles Auflösen der Tonproben

Die zwei Tonproben mit den geringsten Konzentrationen an Kohlenstoff wurden gemörsert und 0.03 g für die Untersuchungen eingewogen. Die Proben wurden anschließend in 2 ml Wasser gewaschen und in 2*2 ml 0.1 N CH₃COOH gelöst. Der zweite Lösungsschritt wurde abzentrifugiert und für die Isotopenanalyse abgenommen. Nach diesem Schritt folgten 2*2 ml 1 N CH₃COOH wobei wieder der zweite Schritt für Strontium-Analyse aufbereitet wurde. Danach folgte ein mehrmaliges Waschen mit Wasser um die Reste der Essigsäure zu beseitigen, da die Tone im letzten Schritt in 2*2 ml 6 N HCl gelöst wurden und der zweite Lösungsschritt zur Isotopenanalyse abgenommen wurde (Ergebnisse, siehe Tabelle 2). Die Lösungen wurden nicht nur zur Isotopenanalyse aufbereitet, sondern es wurden auch Konzentrationsmessungen (Kapitel 3.5) durchgeführt.

3.6.3 Auflösen der reinen Dolomit-Proben und der rezenten Proben

Die gebohrten Proben (elf Dolomite aus der Travenanzes-Formation und zwei weitere aus dem Keuper) wurden in 2*2 ml 0.1 N CH₃COOH gelöst, wobei der zweite Lösungsschritt für die ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr Analyse aufbereitet wurde. Die rezenten Dolomite der Coorong Lakes (Milne Lake) und Deep Springs Lake (Site 3; Meister et al., 2011) wurden zuerst in Wasser gewaschen und anschließend zwei Mal in 5 ml 0.1 N CH₃COOH gelöst. Der erste Lösungsschritt betrug 10 Minuten und der zweite 10 Stunden. Beide Schritte wurden anschließend für die Isotopenanalyse aufbereitet (Ergebnisse siehe, Tabelle 2).

3.6.4 Kolonnenchemie und TIMS

Die abgenommenen Lösungen wurden in spezielle Tiegel pipettiert und über Nacht eingedampft. Die Rückstände wurden in 6 N HCl-Säure gelöst, um die Probe in Chlorid-Form umzuwandeln. Die Lösung der 6 N HCl wurde ebenfalls über einer Heizplatte eingedampft und der Rückstand mit 2 ml 2,5 N HCl gelöst. Diese 2 ml Lösung wurden über die Kolonnen pipettiert. Die Kolonne besteht aus einem Ionenaustauscher Harz (BIO RAD AG 50W-X8 Resin, 200-400 Mesh Hydrogen Form). Die Netzweite des Harzes beträgt 63-150 μm . Nach dem ersten 2 ml-Gang wurden erneut 2 ml 2.5 N HCl über die Kolonnen pipettiert. Anschließend kamen 51 ml 2.5 N HCl über die Kolonnen und benötigten rund zwei Stunden um durch das Harz zu fließen. Nachdem diese Fraktion die Kolonne durchlaufen hatte, wurden 7 ml 2.5 N HCl über die Kolonne pipettiert und in einem sauberen Tiegel unten wieder aufgefangen. Der Tiegel mit den 7 ml 2.5 N HCl wurde anschließend auf die Heizplatte gestellt und eingedampft. Zur Messung der Strontium Isotopie wurde ein Thermal Ionisation Massenspektrometer (TIMS) der Marke 'Thermo Finnigan Triton TI' verwendet. Der große Vorteil eines TIMS ist, dass es möglich ist schwere (nicht flüchtige) Isotope, wie die des Strontiums, zu messen (Makishima, 2016). Das Probenmaterial wurde mit 1 μl Wasser auf das Rhenium-Filament pipettiert und auf eine Position des Turrets angebracht. Damit sich die Sr-Ionen leichter vom Filament lösen können, wurde die sogenannte 'double filament' Methode benutzt, wobei gegenüber dem geladenen Filament ein ungeladenes Filament - ein sogenanntes IONI - montiert ist. In der Probenkammer herrschte ein Hochvakuum von $\leq 2 \cdot 10^{-7}$ mbar und im Bereich des Detektors erreicht das Hochvakuum $\leq 3 \cdot 10^{-9}$ mbar. Um exakte $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Verhältnisse zu erhalten, mussten einige spezifische Einstellungen am Gerät durchgeführt werden. Die Cup Konfiguration lautet: 84, 85 (Center Cup), 86, 87, 88. In den einzelnen Cups werden die verschiedenen Isotope gemessen und gezählt. Da Rubidium ein Isotop der Masse ^{87}Rb besitzt, gelangen an den Cub 87 nicht nur ^{87}Sr -Isotope. Daher wurde eine Interferenz-Element-Korrektur mit $^{87}\text{Rb}/^{85}\text{Rb}$ von 0.386 durchgeführt. Der Standard NBS987 (n=40) hat ein $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis von $0.710272 \pm 4 \cdot 10^{-6}$.

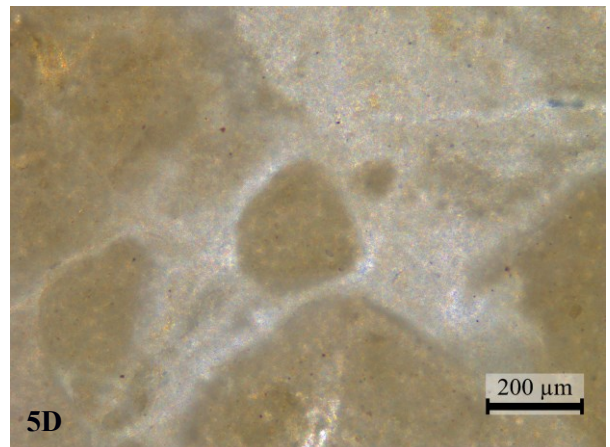
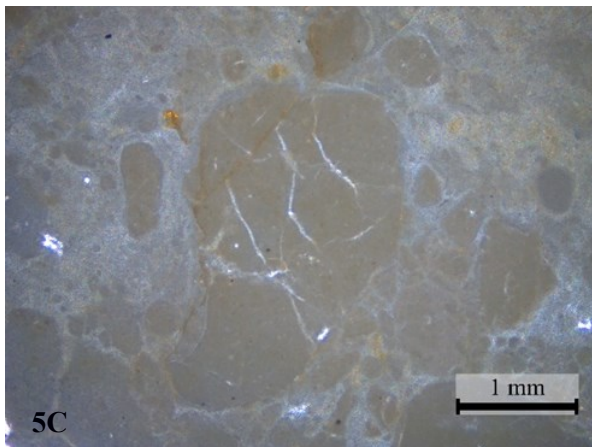
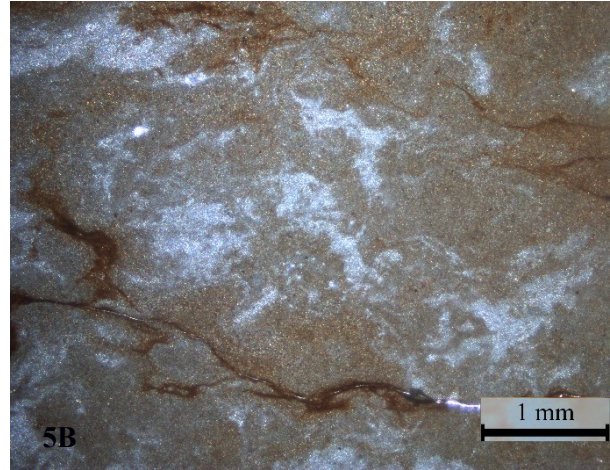
4. Ergebnisse

4.1 Petrographie

Die Dolomite der Travenanzes-Formation lassen sich makroskopisch in einen knolligen Dolomit (Abb. 5A), laminierten Dolomit (Abb. 6A) und einen gebankten Dolomit (Abb. 7A und B) einteilen.

4.1.1 Tonablagerungen

Im Profil *Refugio-Dibona* gibt es massive dunkelrote und teilweise dunkelgrüne Tonablagerungen (Abb. 3). Die Dolomite sind in den mächtigen Tonen eingebettet, jedoch häufen sich im oberen Bereich des Profils die Dolomitablagerungen und der Anteil an Tonen geht zurück bis in der Dolomia Principale die Tone ausbleiben. Im Profil wurden drei karbonatisch-siliziklastische Zyklen kartiert, die Transgressions- und Regressions-Zyklen entsprechen. Im oberen Teil des Profils werden die Tone zunehmend grau bzw. dunkelgrün. Graue Tone sind (1) in den subhorizontalen Spalten der Paläoböden (Abb. 5A), (2) unter und über den laminierten Dolomiten (Abb. 6A) und (3) unter und über den homogenen Dolomitbänken (Abb. 7A) zu beobachten.



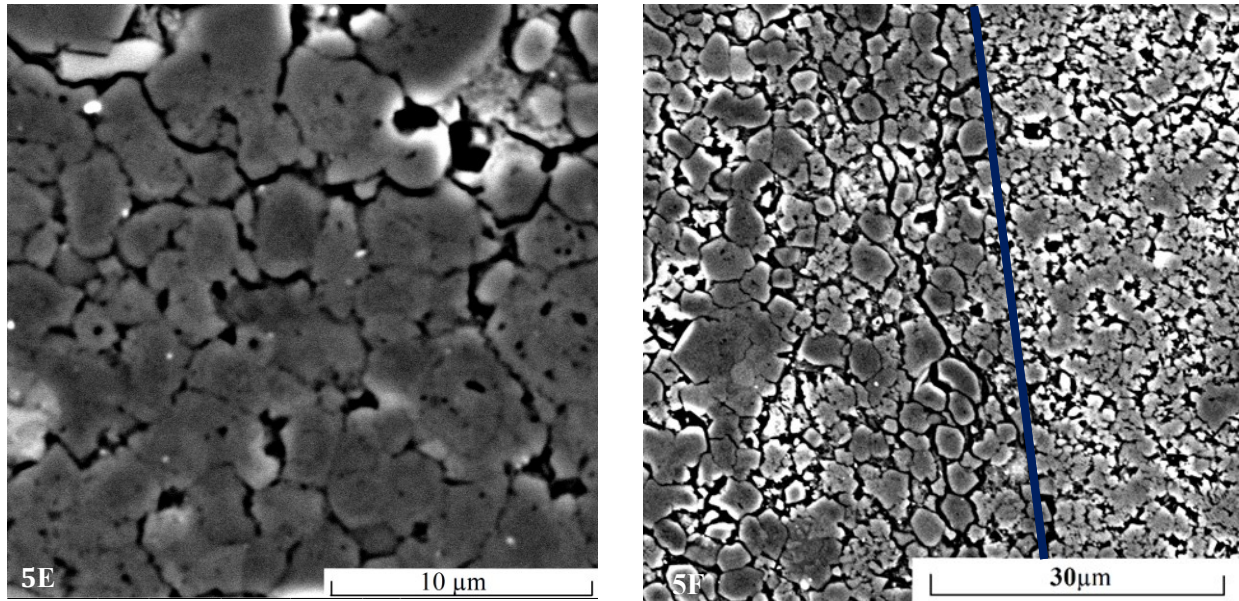


Abbildung 5: A) Dolomit-Knollen, die in roten Tonablagerungen eingebettet sind. Darüber sind dunkle Tonfüllungen zu beobachten; bei 80 m. Der Hammerkopf als Maßstab ist 15 cm lang. B) Weiße und rote Bereiche, die diffus ausgeprägt sind. Die Korngrößen im weißen Bereich sind selbst bei hohen Vergrößerung am Durchlichtmikroskop nicht erkennbar. Die Probe ist eine Dolomit-Knolle aus einem Paläoboden (DP14/3). C) Dolomit-Knolle, die intern zerbrochen ist und die Spalten mit Dolomikrit bzw. Ton verfüllt sind (DP14/13). D) Detailaufnahme einer zerbrochenen Dolomit-Knolle, die von Dolomikrit umgeben ist (DP14/13). E) Anhedrale, $\leq 5 \mu\text{m}$ große Kristalle des Dolomikrits in den Dolomit-Knollen eines Paläobodens (DP13/3). F) Übergang von einer Dolomit-Knolle in die Dolomikrit-Matrix. Auf der rechten Seite des Bildes (rechts vom blauen Strich) ist eine sehr feinkörnige Dolomit-Knolle erkennbar und links ist der Dolomikrit, der zwischen die Spalten der Knollen eingedrungen ist, zu sehen (DP14/13).

4.1.2 Dolomit-Knollen

Die Dolomit-Knollen sind rot gefärbt und können eine Größe von mehreren cm bis zu einem dm erreichen (Abb. 5A). Die Knollen sind sehr spröde. Fossilien oder eine Lamination fehlen vollständig. Im Profil kommt dieser Dolomit-Typ in Lagen oder sporadisch verteilt in meterdicken Tonablagerungen vor. Knollen-artige Dolomit-Klasten wurden auch in Dolomitbänken beobachtet, dabei schließen die roten Tone die Dolomite vollständig ein (Abb. 7I).

Die Proben DP14/2 und DP14/3 (Dünnschliffscan in Anhang, Abb. 19B) bestehen aus den oben beschriebenen cm-großen Dolomit-Knollen (Abb. 5A). Im Mikroskop lassen sich jedoch rote und weiße Bereiche unterscheiden (Abb. 5B). Die weißen Bereiche zeigen, genauso wie die roten Bereiche, eine mikritische Ausbildung und aufgrund der kleinen Korngrößen sind bei einer höheren Vergrößerung die Korngrenzen der einzelnen Kristalle kaum zu erkennen. Die Ausbildung der unterschiedlichen Bereiche ist diffus und richtet sich nicht entlang der dicken Tonbänder im Gestein. Die Knollen sowie die Matrix sind aus einem homogenen Dolomikrit bzw. Mikrosparit aufgebaut, wodurch sich nach

Dunham (1962) ein Mudstone und nach Flügel (2010) die SMF 23 (Non-laminated homogenous micrite or microsparite without fossils) ergibt (vgl. Niebergall 2016, unpubl. Bsc. Arbeit). Unter dem REM zeigen die roten Bereiche des Gesteins einen Dolomikrit mit anhedralen, $\leq 5 \mu\text{m}$ großen Dolomitkristallen und eine xenotopische Textur (Abb. 5E). Die Kristalle des Dolomikrits zeigen in den EDX-Analysen einen höheren Ca- als Mg-Gehalt (Anhang, Tabelle 3). Solch ein roter Dolomit-Bereich wurde für die Mikrobohrung ausgewählt und für die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Messung herausgebohrt (Bohrbereich siehe Anhang: Abb. 19B, sowie Tabelle 6). Die weißen Bereiche bestehen aus geringfügig größeren Korngrößen, jedoch wurde auch hier kaum eine Zementation beobachtet. Die gesamte Dolomit-Knolle besteht daher aus anhedralen bis subhedralen Kristallen, die eine xenotopische bis hypidiotopische Textur entstehen lassen.

In der Gesteinsprobe DP14/13 (Dünnschliffscan in Anhang, Abb. 19K) besitzen die Dolomit-Knollen einen Durchmesser von mehreren mm bis hin zu einem cm und sind meist intern zerbrochen, wodurch kleinere Knollen entstehen (Abb. 5C). Im REM wurde eine dieser Knollen identifiziert und mit dem Mikrobohrer angebohrt um die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse zu messen (Bohrbereich siehe Anhang: Abb. 19K, sowie Tabelle 6). Nach Dunham (1962) ist es ein Wacke- bis Packstone, wobei die Knollen selbst aber aus einem Mudstone bestehen, und nach Flügel (2010) ist das Gestein der SMF 24 (Lithoclastic floatstones, rudstones and breccias) und der SMF 23 zuzuordnen. Zwischen den einzelnen Bruchstellen ist meistens Dolomikrit eingedrungen (Abb. 5D), es wurden jedoch auch Tonminerale oder Mikrosparit in den Spalten zwischen den Knollen gefunden. In den Knollen bestehen die Kristalle aus feinkörnigem, anedral bis subhedralem Dolomikrit mit einer Kristallgröße $\leq 5 \mu\text{m}$ (wie in Abb. 5E). Vereinzelt gibt es in den Knollen Dolomitkristalle mit einem Durchmesser von 6 bis 7 μm , die ebenfalls anedral ausgeprägt sind. Zwischen den Spalten der zerbrochenen Knollen ist die Korngröße bis zu 10 μm groß und die Kristalle sind ebenfalls anedral ausgebildet (siehe Abb. 5F). Die Textur ist generell xenotopisch bis hypidiotopisch.

4.1.3 Laminierte Dolomite

Der laminierte Dolomit zeigt einen bräunlichen Farbton und die Lamination ist planar bzw. leicht gewellt ausgeprägt (Abb. 6A). Die mm-dicke Lamination zeigt eine Wechsellagerung zwischen dunklen und helleren Dolomit-Laminae und Tonlagen (Abb. 6B). Charakteristisch sind *Flat Pebbles*, die auseinandergerissene Laminae darstellen (Abb. 6C).

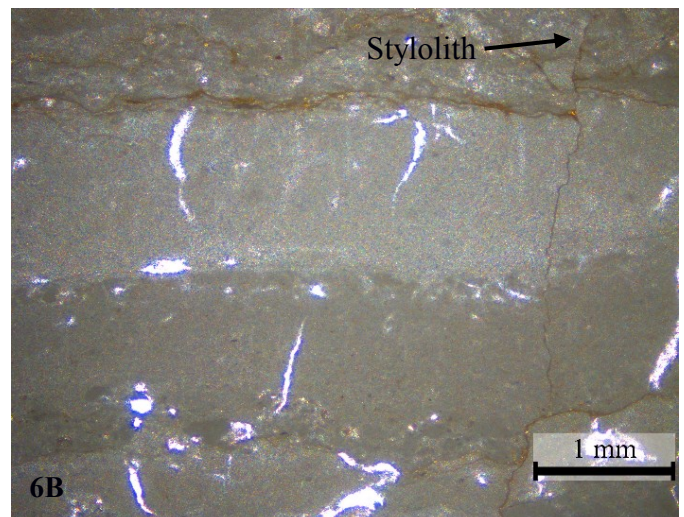
In der Probe DP14/11 (Dünnschliffscan: Anhang, Abb. 19I) gibt es mehrere horizontale

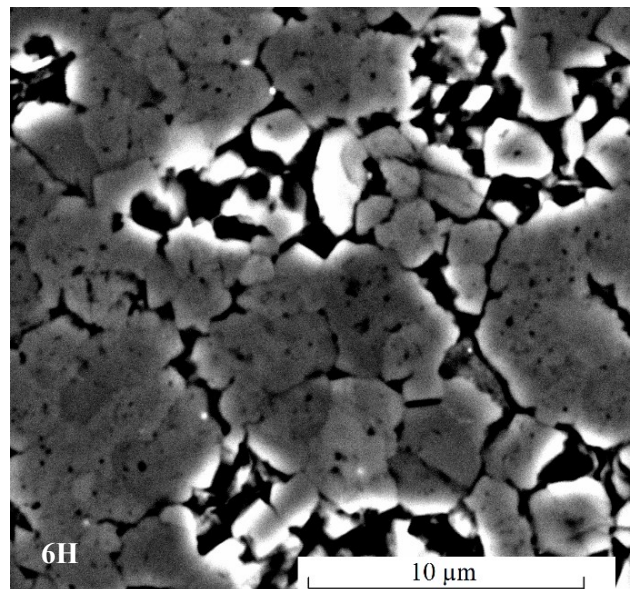
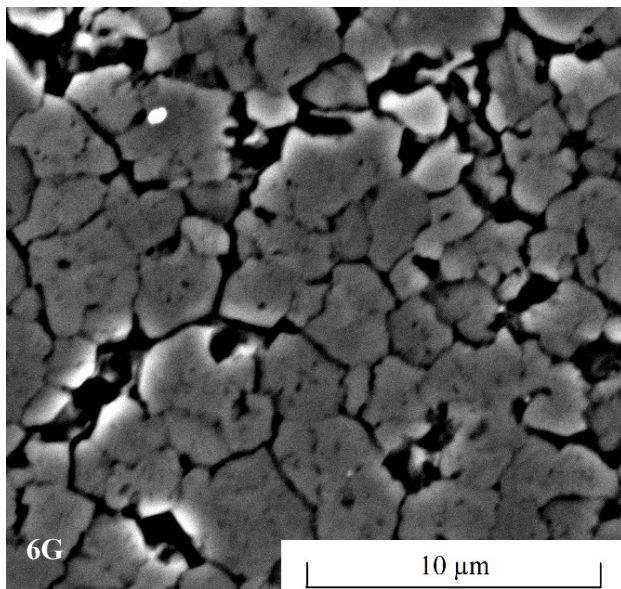
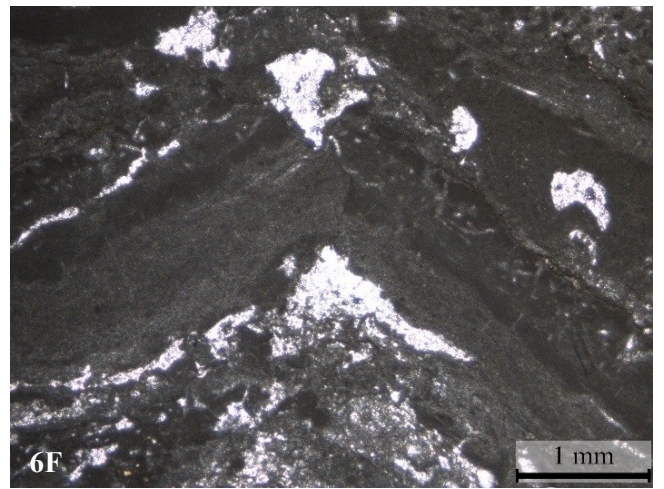
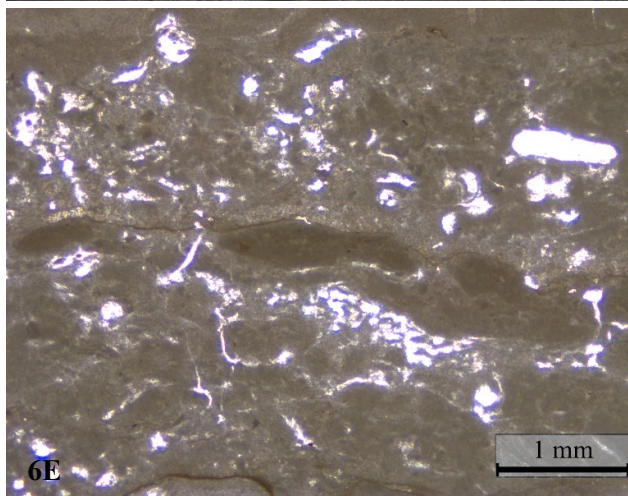
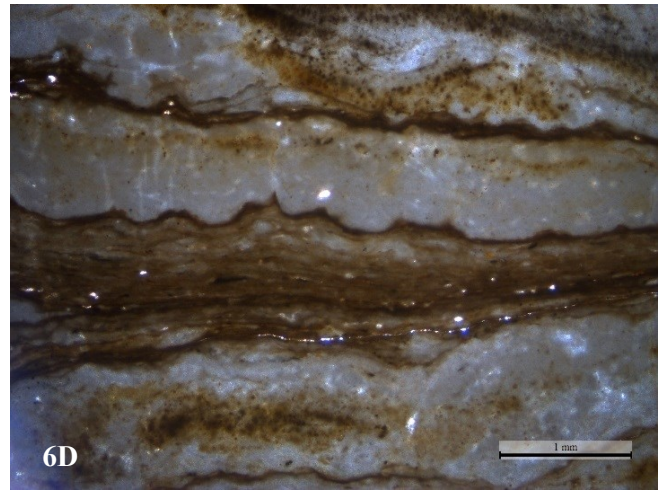
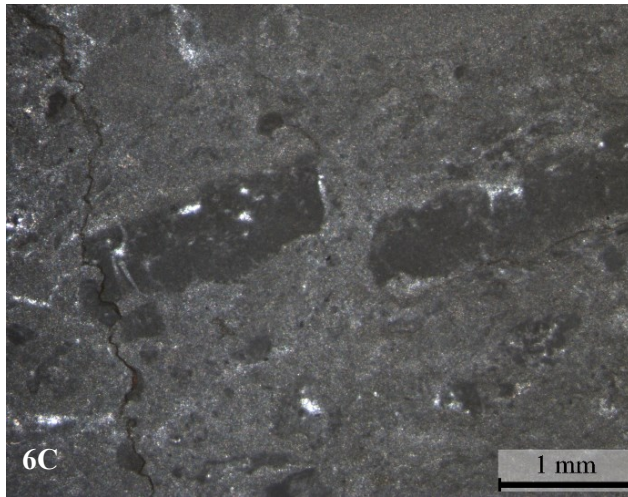
Tonlagen, wobei die oberste Lage eine Wölbung mit einer scharfen Spitze nach oben und einer flachen konvexen Krümmung im unteren Bereich aufweist (Abb. 6D). Dabei entsteht eine Wechsellagerung von Dolomit-Laminae und Tonlagen, welche die oben beschriebenen Strukturen bilden. Vertikale Brüche in den Dolomit-Laminae, die mit Zement gefüllt sind, wurden in dieser Probe nicht beobachtet und der Anteil an Flat-Pebbles ist gering. Im Zuge der Mikrobohrung für die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Analyse wurde eine ungestörte Dolomit-Lamina beprobt (Bohrstellenbeschreibung: siehe Anhang Abb. 19I, sowie Tabelle 6). In gewissen Bereichen sind die Dolomit-Laminae nicht mehr durchgehend verbunden bzw. zerrissen und es entstehen Flat Pebbles, wobei der Zwischenraum mit Dolomikrit verfüllt ist und nur selten bildet sich ein Zement aus (siehe Abb. 6C). Da die Dolomit-Laminae und der Dolomikrit sehr feinkörnig sind, lassen sich die laminierten Dolomite in einen Mudstone (Dunham, 1962) und nach Flügel (2010) in die SMF 20 (**Laminated stromatolitic mudstones**/bindstones) bzw. SMF 25 (Laminated evaporite-carbonate mudstone) (vgl. Niebergall 2016, unpubl. Bsc. Arbeit) einteilen. Die Dolomit-Laminae bestehen aus feinkörnigen, $\leq 5 \mu\text{m}$ großen, anhedralen Kristallen und die Textur in den Laminae ist xenotopisch (Abb. 6G).

In den Proben DP14/6, DP14/9 und DP14/10 (Dünnschliffscan: Anhang, Abb. 19D, 19G, 19H) wurden vermehrt Hohlräume zwischen den *Flat Pebbles*, die meist mit sparitischem Zement verfüllt sind, beobachtet (Anhang, Abb. 18A, 18C). Verfüllungen der Zwischenräume mit Dolomikrit sind deutlich seltener als bei der Gesteinsprobe DP14/11. Bei all diesen drei Proben wurden die Mikrobohrungen aus *Flat Pebbles* entnommen um die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse zu analysieren (Bohrstellenbeschreibung: Anhang, Abb. 19D, 19G, 19H und Tabelle 6). Laminare Fenstergefüge oder Birdseyes sind im Dolomikrit ausgebildet, wobei die Gefüge als Hohlräume vorhanden sind und nur selten mit sparitischen Zementen gefüllt sind (Abb. 6E). Die Fenstergefüge besitzen einen mehreren Millimeter großen Querschnitt, wobei sie in Größe und Form variieren. Die Anordnung der *Flat Pebbles* kann sehr chaotisch ausgeprägt sein, wobei die *Flat Pebbles* nicht mehr horizontal orientiert sind, sondern vertikal bzw. subvertikal. Des Weiteren gibt es Dolomit-Laminae, die eine Aufwölbung direkt oberhalb einer Zementkristallisation zeigen (Abb. 6F). Im Dünnschliff ist diese Struktur zweidimensional, jedoch könnte die Struktur im dreidimensionalen Raum kegelförmig ausgebildet sein. Versetzte Dolomit-Laminae deuten Drucklösungshorizonte im Gestein an und direkt am Versatzbereich sind Stylolithen in Form von Tonbändern ausgebildet (Abb. 6B). Ansammlungen von Peloiden in der Dolomikrit-Matrix sind ebenfalls gelegentlich zu beobachten (Anhang, Abb. 18B). Die drei Gesteinsproben (DP14/6, 9 und 10) sind nach Dunham (1962) einem Mudstone bzw. Packstone und nach Flügel (2010) sind die Gesteine der SMF 20 (**Laminated**

stromatolitic mudstones/bindstones) bzw. SMF 25 (Laminated evaporite-carbonate mudstone) zuzuordnen. Die REM-Aufnahmen zeigen, dass der Dolomikrit zwischen den Dolomit-Laminae aus anhedralen, $\leq 5 \mu\text{m}$ großen Kristallen besteht, wobei sich oft Aggregate aus mehreren sub- bis anhedralen Kristallen bilden (Abb. 6H). Bei diesen Aggregaten sind im BSE-Bild die Korngrenzen noch sehr gut erkennbar, können jedoch stellenweise verschwinden. Die Textur in den Dolomit-Laminae und in den Flat Pebbles ist xenotopisch bzw. hypidiotopisch ausgeprägt.

Neben den typischen sparitischen Zementen gibt es in den Hohlräumen der laminierten Dolomite häufig Baryte, die in Coelestin eingeschlossen sind (Abb. 6I; EDX-Werte in Anhang, Tabelle 3). Coelestin wurde nur in der Probe DP14/9 gefunden und ist ebenfalls in Hohlräumen zu finden (Abb. 6I; EDX-Analyse im Anhang Tabelle 3). Die Dolomitekristalle ändern ihre Gestalt geringfügig am direkten Kontakt zu den Tonlagen, wobei sich eine Kante der Kristalle in die Tonlagen hineinkrümmt (Abb. 6J). Dadurch entsteht der Eindruck, dass die Kristalle die Tonbänder nach oben drücken. Direkt in den Tonlagen werden Sphäroid-ähnliche Dolomite beobachtet, welche aber nicht aus einem einzelnen, sondern aus mehreren Dolomitekristallen aufgebaut sind (Abb. 6J). Vor allem die Probe DP14/6 ist charakterisiert durch größere Hohlraumfüllungen, die durch subhedrale bis euhedrale, zonierte und bis zu $25 \mu\text{m}$ große Dolomitekristalle aufgefüllt werden (Abb. 6K). Die EDX-Analysen in den hellen Bereichen der Hohlräume zeigen nur geringe Mg-Gehalte an und könnten daher aus Mg-reichen Kalziten bestehen. Zonierte Dolomitekristalle zeigen bei den EDX-Analysen unterschiedliche Ca- und Mg-Gehalte in den einzelnen Bereichen der Zonierungen und gelegentlich wurde Fe in den äußeren Bereichen gemessen (Abb. 6L; EDX-Analyse in Anhang, Tabelle 3). In der Probe DP14/6 wurden zudem Pyrit-Ansammlungen in den Hohlräumen beobachtet (Anhang, Abb. 18D; EDX-Analyse: Anhang Tabelle 3).





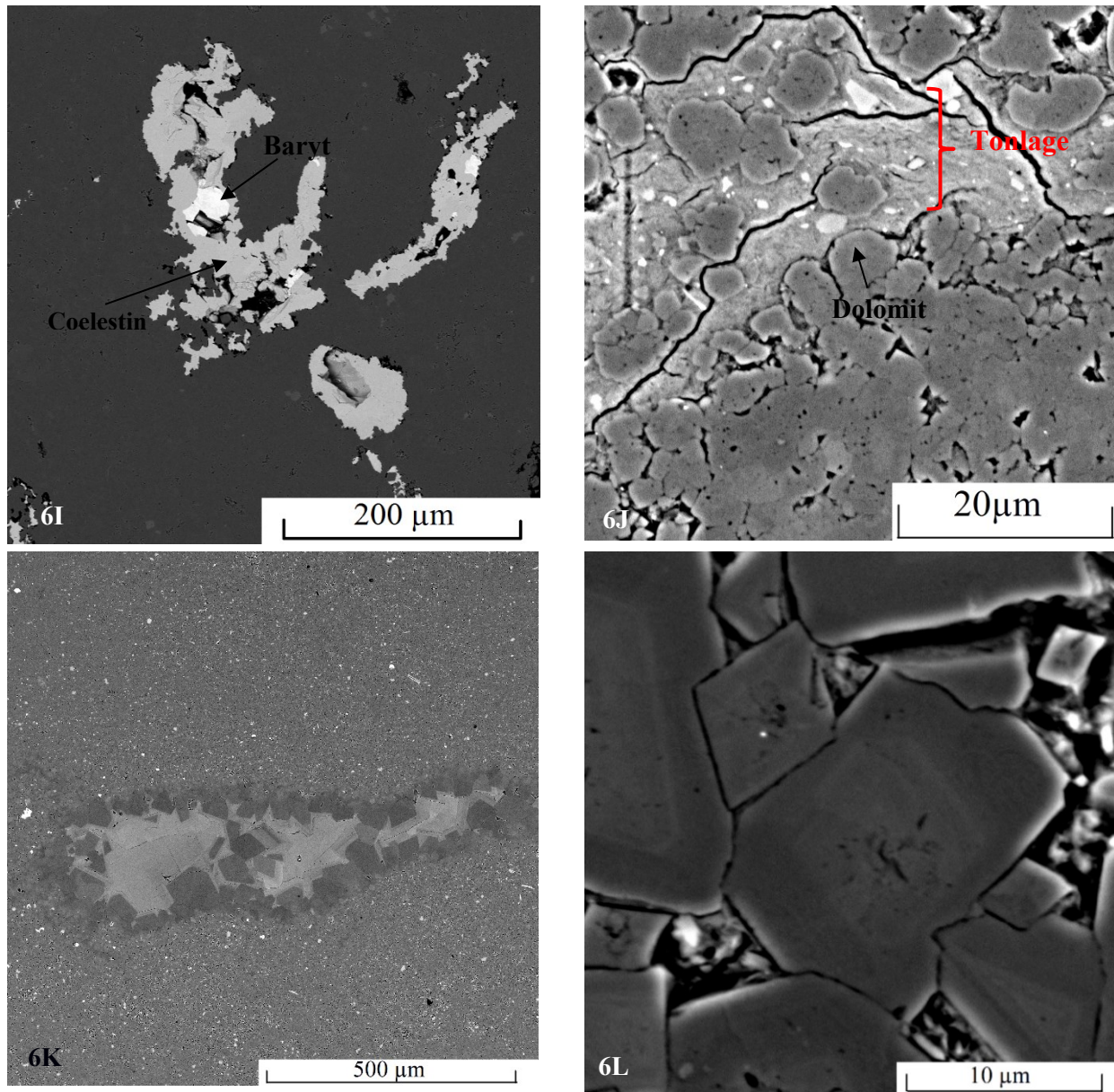


Abbildung 6: **A)** Laminierter Dolomit mit einer Wechsellagerung von Dolomit und Ton im mm-Bereich, bei 106 m. **B)** Wechsellagerung zwischen hellen und dunklen Dolomit-Laminae sowie Tonlagen. Die Dolomit-Laminae sind oft versetzt und zeigen am Versatzort Stylolithe (DP14/9). **C)** Zerbrochene Lamina und Flat-Pebble Bildung. Der Zwischenraum ist mit Dolomikrit (unverfestigter Dolomitschlamm) wiederverfüllt (DP14/11). **D)** Entwässerungsstrukturen (Pseudo-Teepee-Struktur) in einer Ton-reichen Schichtung eines laminierten Dolomits. Die Dolomit-Laminae sind meist ungestört (DP14/11). **E)** Fenstergefüge und Bidseyes in den laminierten Dolomiten. Das Gefüge ist meist ein Hohlraum ohne Zementfüllung. Zudem sind Flat Pebbles zu erkennen (DP14/10). **F)** Pseudo-Teepee-Strukturen in einem laminierten Dolomit. Unterhalb der Laminae ist sparitischer Zement auskristallisiert (DP14/9). **G)** Typisches Erscheinungsbild einer Flat Pebble/Dolomit-Lamina, mit anhedralen bis subhedralen Kristallen bei einer Größe von $\leq 5 \mu\text{m}$ (Probe DP14/11). **H)** Dolomikrit mit anhedralen Kristallen (DP14/9). **I)** Baryt (BaSO_4) (Pfeil) umrundet von Coelestin (SrSO_4) als Hohlraumfüllung in einem laminierten Dolomit (DP14/9). **J)** Die Dolomitkristalle drücken die Tonlagen nach oben und bilden dabei eine gekrümmte Kristallkante aus. In den Tonlagen bilden sich sphärische Dolomit-Aggregate aus (DP14/9). **K)** Sparitische Zementbildung in einem Hohlraum mit rund $30 \mu\text{m}$ -großen, euhedralen Dolomitkristallen (DP14/10). **L)** Nahaufnahme von sub- bis euhedralen und zonierten Dolomiten am Rand eines Hohlraums (DP14/6).

4.1.4 Homogene Dolomitbänke

Die grauen Dolomitbänke sind mehrere dm- bis m-mächtig im Profil ausgeprägt (Abb. 7A, 7B). Fossil-führende Tempestite wurden ebenfalls im Profil Refugio-Dibona beobachtet (Abb. 7B; 89-90 m Profiltiefe). Der Tongehalt und der Anteil an siliziklastischem Material sind um ein Vielfaches geringer als bei den anderen Dolomit-Typen. Die Dolomitbänke können zudem als einziger Typ eine hohe Porosität erreichen (Abb. 7F).

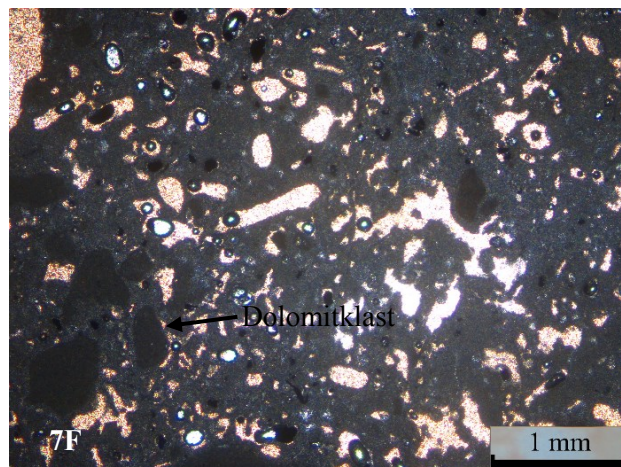
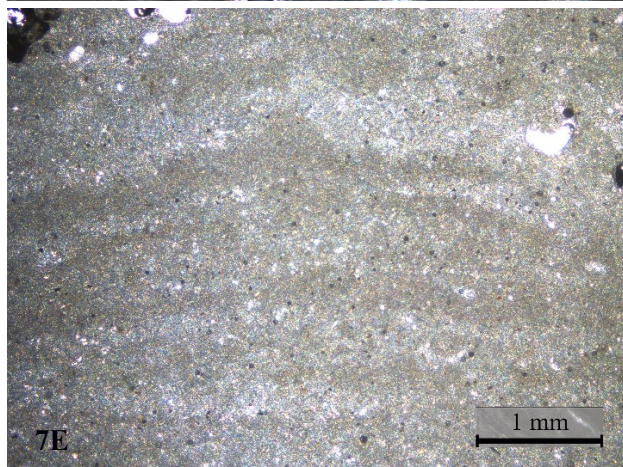
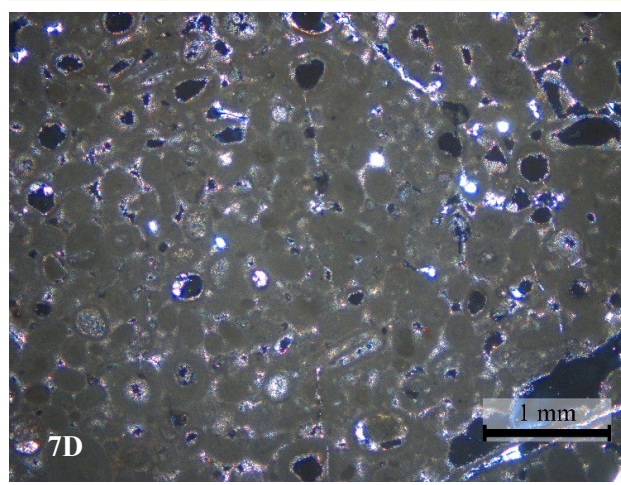
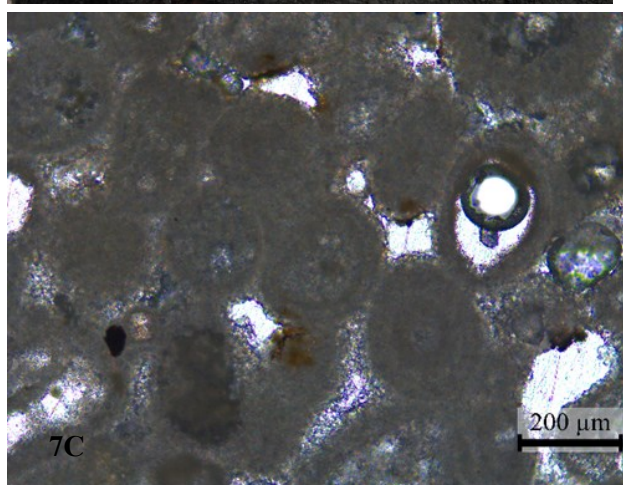
In der Probe DP14/4 (Dünnschliffscan: Anhang, Abb. 19C) besteht der Dolomit zwischen den Löchern hauptsächlich aus einer peloidalen Struktur, wobei das Fehlen der Feinfraktion auffällig ist (Abb. 7C). Die Peloiden sind mit einem isopachen sparitischen Zementsaum umgeben, wodurch sich ein Pelsparit bildet. Die Peloiden sind meist vollständig erhalten und aus Dolomikrit aufgebaut. Gelegentlich treten auch konzentrische Ooide auf, wobei das Innere dieser hohl sein kann und die Hohlräume sind mit einem blockigen Sparit gefüllt. Im cm-Maßstab bilden die Hohlräume ein Fenstergefüge, wobei nur der Rand von einem Zementsaum umgeben ist (Abb. 7D). Das Gestein zeigt nach unten einen abrupten Übergang zu einem homogenen Dolomikrit mit einer leichten Gradierung und eingebetteten Peloiden (Abb. 7E). Aus dem homogenen Dolomikrit wurde das Material für die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Isotopie herausgebohrt (Bohrstelle siehe Anhang, Abb. 19C und Tabelle 6). Der Pelsparit ist nach Dunham (1962) ein Grainstone, wobei die Peloiden aus Mudstone bestehen und nach Flügel (2010) die SMF 16 (Non-laminated peloidal grainstone and packstone) und der homogene Dolomikrit ein Mudstone (Dunham, 1962) und SMF 23 (Non-laminated homogeneous micrite and microsparite without fossils; vgl. Niebergall 2016, unpubl. Bsc Arbeit). Unter dem REM bestehen die Peloiden und Ooide aus $\leq 5 \mu\text{m}$ großen, anhedralen Kristallen (wie Abb. 7K). Am Rand der Peloiden, am Übergang zur Zementphase, wurden Anwachsstrukturen an bestimmten Kristallkanten beobachtet, wodurch sich eine subhedrale Kristallgestalt bildet (Abb. 7J). Auffällig sind dabei der zentrale Bereich, der eine Vielzahl von Löchern aufweist und die Kristallkanten, die unzerstört ausgebildet sind. Der isopache Zementsaum besteht aus euhedralen Kristallen, die rund $15 \mu\text{m}$ groß sind. Da keine Überwachungsstrukturen beobachtet wurden, ist die Textur xenotopisch bis hypidiotopisch.

Die Probe DP14/12 (Dünnschliff-Scan: Anhang, Abb. 19J) zeigt ein Fenstergefüge, wie in Abb. 7F zu sehen ist. Die Umrisse einiger Hohlräume können zerbrochenen Schalenresten ähneln (Abb. 7G). Innerhalb des Dolomikrits gibt es dunklere, mäßig

gerundete Dolomit-Klasten, die ebenfalls dolomikritisch aufgebaut sind (Abb. 7F). Solch ein dunkler Dolomit-Klast wurde angebohrt und für die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Isotopie aufbereitet (Bohrstelle: Anhang, Abb. 19J und Tabelle 6). Die Probe DP14/12 ist nach Dunham (1962) ein Mudstone und nach Flügel (2010) kann das Gestein der SMF 23, sowie der SMF 24 (Lithoclastic floatstones, rudstones and breccias) zugeordnet werden. In den dunklen Klasten bestehen die $\leq 5\text{ }\mu\text{m}$ großen Kristalle aus einer anhedralen Gestalt und bilden eine xenotopische Textur. Der Dolomikrit zwischen den Hohlräumen besteht ebenfalls aus anhedralen, $\leq 5\text{ }\mu\text{m}$ großen Kristallen, die Ausbildung eines Zements mit subhedralen bis euhedralen Kristallen wurde kaum beobachtet.

Die Gesteinsprobe DP14/1 (Abb. 7A; Dünnschliffscan Anhang: Abb. 19A) besteht hauptsächlich aus Dolomikrit, in dem vereinzelt dunkle Dolomit-Klasten (ähnlich wie in Probe DP14/12) vorkommen, die ebenfalls aus Dolomikrit bestehen (Abb. 7H). Für die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Analyse wurde ein reiner Dolomikrit-Bereich zwischen zwei Dolomit-Klasten angebohrt (Bohrstelle: Anhang, Abb. 19A und Tabelle 6). Tone durchziehen diese Dolomitbank selten, dafür gibt es häufig Apatit-Minerae, die durch EDX-Analysen identifiziert wurden (Anhang, Tabelle 3). Die Gesteinsprobe DP14/1 bildet einen Mudstone aus (Dunham, 1962) bzw. nach Flügel (2010) die SMF 23 aus (vgl. Niebergall 2016, unpubl. Bac. Arbeit). Sowohl der homogene Dolomikrit als auch die Dolomitklasten bestehen aus anhedralen, $\leq 5\text{ }\mu\text{m}$ großen Kristallen (Abb. 7K) und bilden eine xenotopische Textur.

Die Proben DP14/7 und DP14/8 (Scan, Anhang: Abb. 19E und 19F) sind zwar homogene Dolomitbänke, können aber mm-große knollige Dolomit-Klasten bilden, die in roten Tonen eingebettet sind (Abb. 7I). Der Tongehalt ist in diesen Gesteinsproben deutlich höher als bei den anderen Dolomitbänken. Mikroskopisch bestehen diese aus homogenem Dolomikrit und sind vollständig von Tonen umgeben. Der Ton besitzt eine intensive dunkelrote Farbe und durchzieht gewisse Bereiche des Gesteins vollständig. Bei beiden Proben wurden diese Dolomit-Klasten angebohrt und für die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Analyse aufbereitet (Bohrstelle: Anhang, Abb. 19E und 19F und Tabelle 6). Die beiden Gesteinsproben sind nach Dunham (1962) ein Mudstone und nach Flügel (2010) der SMF 23 zuzuordnen. Der homogene Dolomikrit zeigt anhedrale, teilweise subhedrale Struktur mit einer durchschnittlichen Korngröße von $\leq 5\text{ }\mu\text{m}$ (Abb. 7L). Hohlraumfüllungen durch subhedrale Dolomitkristalle sind selten und die Textur ist xenotopisch ausgeprägt.



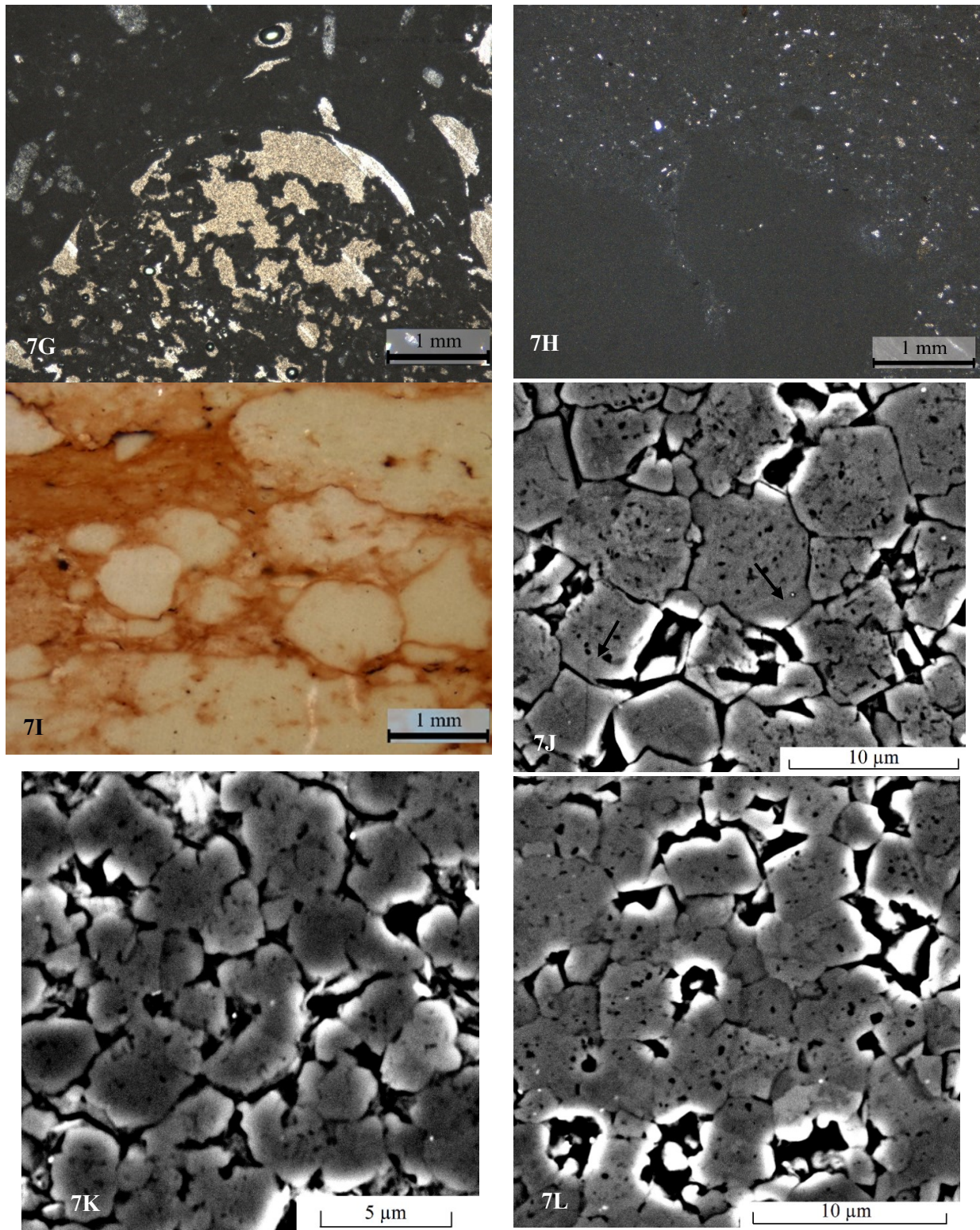


Abbildung 7: A) Homogene Dolomitbank bei 33 m B) Ebenfalls eine Dolomitbank (Tempestit), die Bivalven (Megalodontidae) und weitere Schalenfragmente führt, 89-90 m; C) Peloides mit einem isopachen Zementsaum (=Pelsparit), wobei auch Ooide vorkommen. Die Hohlräume bilden im größeren Maßstab ein Fenstergefüge (DP14/4). D) Ebenfalls Probe DP14/4 bei geringerer Vergrößerung: Fenstergefüge und Birdseyes werden im Pelsparit sichtbar. Aufnahme mit gekreuzten Polarisatoren. E) Homogener Dolomikrit mit leichter Gradierung (DP14/4). F) Fenstergefüge und Birdseyes im Dolomikrit. Besonders auffällig sind die dunklen Dolomitklasen in der Dolomikrit-Matrix, die mäßig gerundet sind (siehe Pfeil, DP14/12). G) Umriss einer fragmentierten Schale in einer Tempestitbank (DP14/12). H) Feinkörnige Dolomit-Klasten in einem homogenen Dolomikrit. In diesem Gestein sind Apatite sehr häufig in der Matrix zu finden (DP14/1). I) Knollen-ähnliche Dolomitklasen umgeben von roten Tonbändern. In Ton-freien Bereichen bildet sich ein homogener

Dolomikrit aus (DP14/7). **J**) Anwachsstrukturen (siehe Pfeil) am Rand eines Peloids am Übergang zum isopachen Zementsaum. Der äußere Rand bzw. die Kanten zeigen keine Löcher, der Innenbereich ist jedoch durchlöchert (DP14/4). **K**) Ausbildung von anhedralen Kristallen im homogenen Dolomikrit (DP14/1). **L**) Körnigkeit eines knollen-ähnlichen Dolomit-Klasten in einer Dolomitbank (DP14/7).

4.1.5 Dolomit im Germanischen Keuper

Die braune Dolomitbank Keu1-2B aus dem Steinmergelkeuper (Mittlere Graue-Serie, Lokalität: Krähenberg) (Scan: Anhang: Abb. 19L) zeigt einerseits eine feine Lamination im mm-Bereich (Anhang, Abb. 18E) und andererseits *Flat Pebbles* im unteren Bereich (Abb. 8A). Für die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Analyse dieses Gesteins wurde ein Flat Pebble angebohrt, da sich in der Lamination viele siliziklastische Minerale befinden (Bohrstelle: Anhang Abb. 19L, sowie Tabelle 6). Zwischen den einzelnen Laminae und den *Flat Pebbles* gibt es viele siliziklastische Minerale, wobei Phosphatminerale dominieren. Die *Flat Pebbles* sind unregelmäßig angeordnet und können eine Größe von mehreren Millimetern erreichen. Das Gestein lässt sich in einen Mudstone (Dunham, 1962) mit der SMF 20 (**Laminated stromatolitic mudstones**/bindstones) und einen Rudstone mit der SMF 24 (Lithoclastic floatstones, rudstones and breccias; Flügel, 2010) unterteilen. Die Dolomite sind in der Regel subhedral ausgebildet und $\leq 5\text{ }\mu\text{m}$ groß (Abb. 8C), jedoch gibt es vereinzelt subhedrale Dolomite die größer sind und eine hypidiotopische Textur bilden. Die Dolomite in der Matrix besitzen eine subhedrale Kristallgestalt, gleichzeitig gibt es auch hier mehrere Hohlräume die von großen, euhedralen Kristallen aufgefüllt werden.

Die Dolomitbank aus den Lehrbergsschichten (Mittlere Lehrbergbank) (Probenname: Lehr) in Deutschland ist sehr spröde und besitzt eine hohe Porosität. Das Gestein besteht hauptsächlich aus Ooiden (in seltenen Fällen auch Peloiden) mit sparitischem Zement in den Zwischenräumen (Abb. 8B). Die subhedralen bis euhedralen Dolomitekristalle in den Ooiden besitzen einen Durchmesser von rund $5\text{ }\mu\text{m}$, können aber auch geringfügig größer sein (Abb. 8D). Am Rand der Ooide können die euhedralen Kristalle auch größer ausgebildet sein. Die Textur ist generell hypidiotopische Textur, da keine Überwachungen beobachtet wurden. Für die Sr-Isotopie wurde ein Bereich mit Ooiden ausgewählt, die möglichst wenig Zement am Rand besitzen (Bohrstelle: Anhang Abb. 19M, sowie Tabelle 6). Das Gestein ist nach Dunham (1962) ein Grainstone, wobei die Ooide selbst ein Mudstone sind, mit der SMF 17 (Aggregate-grain grainstone) (Flügel, 2010).

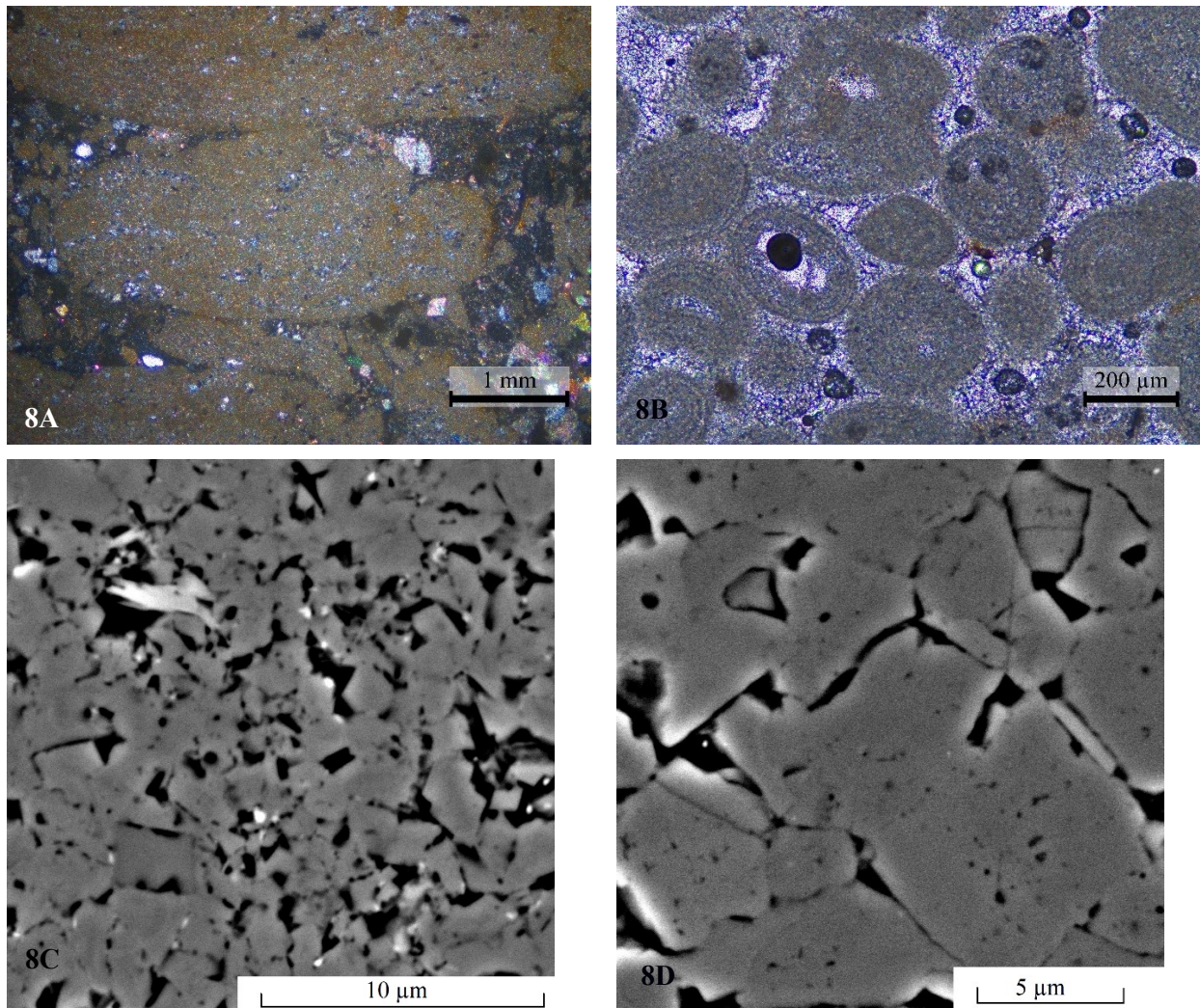


Abbildung 8: **A)** Flat Pebble Bildung mit einem hohen Anteil an siliziklastischen Komponenten im Zwischenraum und großen Apatit-Kristallen (helle Rhomboeder) (Keu1-2B). **B)** Ooide mit sparitischem Zement in Hohlräumen, wobei die Feinfraktion fehlt (Lehrbergsschichten). **C)** Dolomitkristalle einer Flat-Pebble. Die Kristalle sind subhedral bis euhedral ausgebildet (Keu1-2 B). **D)** Subhedrale bis euhedrale Kristallgestalt in den Ooiden des Keupers (Lehrbergsschichten).

4.2 Mineralogie

Das Diffraktogramm der unbehandelten Gesteinsproben (DP14/9 und DP14/1) zeigt einen gut strukturierten und auskristallisierten Dolomit (Abb. 9). Der Dolomit (104) Hauptpeak ergibt einen d-Wert von 2.89144 Å. Mit der Gleichung von Lumsden (1979) ergeben sich ein Ca-Gehalt von 51.81% und ein Mg-Gehalt von 48.19% in den Dolomiten der Travenanzes-Formation. Der Ordnungsgrad (nach Füchtbauer & Goldschmidt, 1966) ergibt sich aus dem (015) Ordnungspeak mit einer Intensität von 741.11 counts per second und dem (110) Ordnungspeak von 1637.68. Das ergibt ein Höhenverhältnis von 0.4525. Die Datenbank der PANalytical X'Pert Pros gibt einen strukturell gut geordneten Dolomit mit einem Höhenverhältnis von 0.519 an. Da die Differenz nicht groß ist, können die Dolomite der Travenanzes-Formation als strukturell gut geordnet angesehen werden.

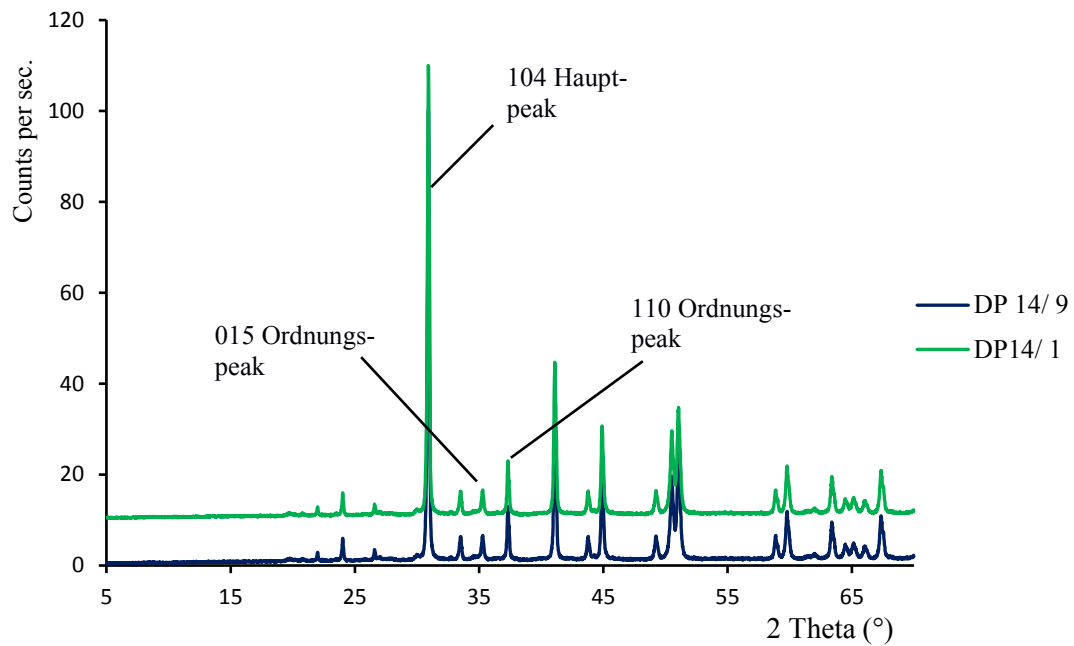


Abbildung 9: Diffraktogramm der unbehandelten Dolomit-Proben (Cu-K α Strahlung) der XRD Analyse und Zuordnung der Ordnungspeaks

Bei jenen Gesteinsproben, die in 25% CH₃COOH gelöst wurden, konnten die Tonminerale mittels Pulverdiffraktometrie bestimmt werden. Die Peaks repräsentieren die d-Werte von Illit und einem R3 geordneten Illit/Smektit Mixed-Layer Tonmineral (Abb. 10) (Moore & Reynolds, 1997). Die Illit-Peaks sind in jeder Probe vorhanden. In der Gesteinsprobe DP14/9 (ein laminierter Dolomit) ist nach der Ethylenglycol-Behandlung (EG) die Aufweitung der Zwischenschicht (=Änderung im d-Abstand) in einem R3 geordneten Illit/Smektit Mixed-Layer Tonmineral auf 11.7 Å sichtbar (Abb. 10B; roter Pfeil). In den restlichen Proben ist diese Aufweitung nicht zu erkennen.

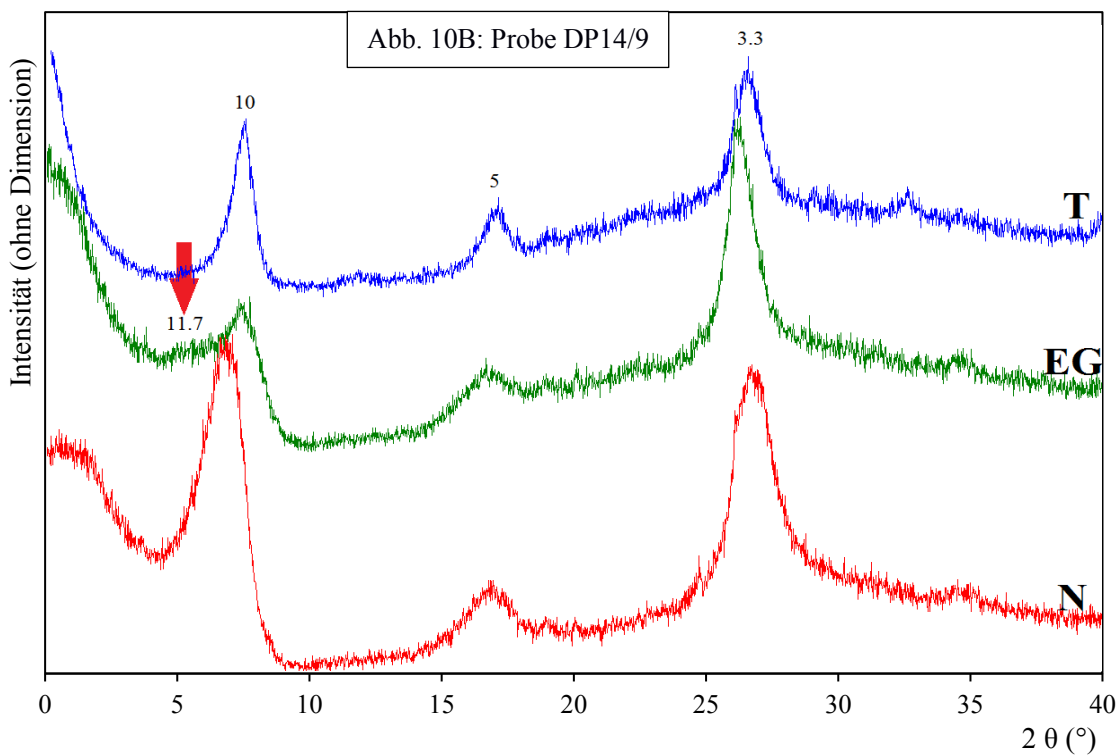
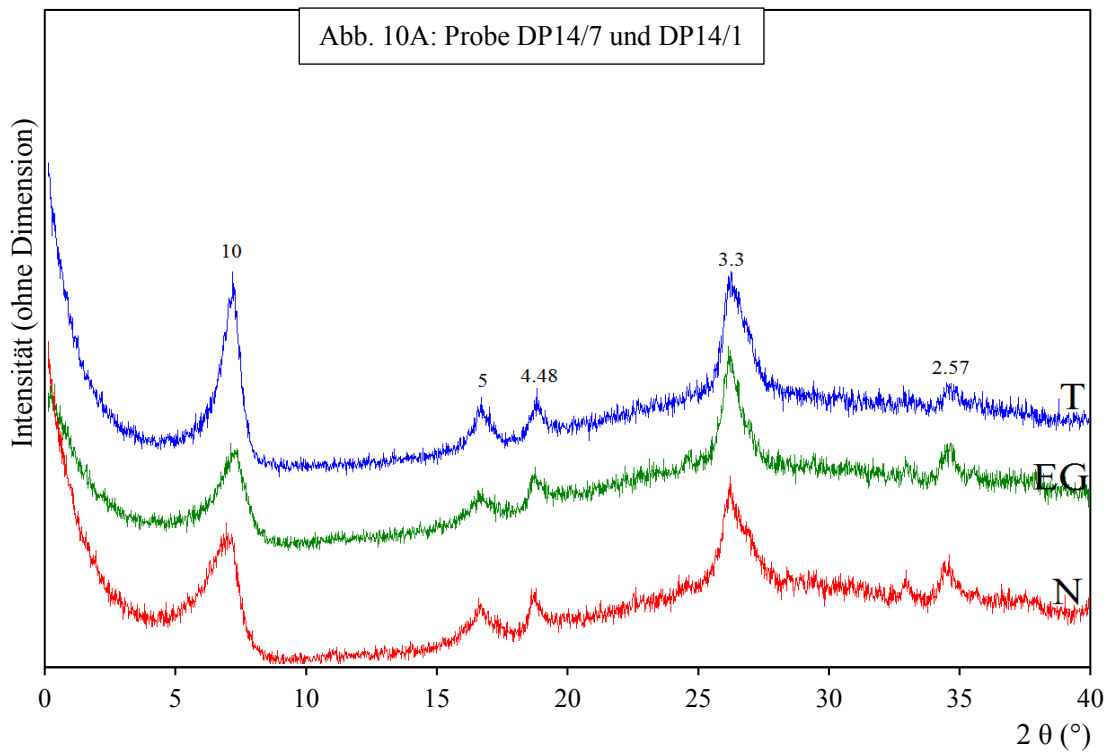


Abbildung 10: Pulverdiffraktometrie-Ergebnisse der in 25%iger CH_3COOH behandelten Proben. **Abb. 10A:** Illit-Peaks in den Proben DP14/1 und DP14/7; **Abb. 10B:** Nach der Behandlung mit Ethylenglycol ist in der Probe DP14/9 neben Illit ein R3 geordnetes Illit/Smektit Mixed-Layer-Tonmineral (roter Pfeil) erkennbar.

Abkürzungen: N: in 25%iger CH_3COOH behandelte Probe; EG: in 25%iger CH_3COOH behandelt und zusätzlich mit Ethylenglycol gesättigt; T: in 25%iger CH_3COOH behandelt und bei 550°C erhitzt.

4.3 Kohlenstoffgehalte der Ton-Proben

Die Ergebnisse zeigen einen Kohlenstoff-Gehalt im Bereich von 0.06-0.51 Gew.% an. Die Proben DP16-1 und DP16-19B besitzen die geringsten Kohlenstoffgehalte mit 0.06 und 0.12 Gew.%, wodurch diese Proben für $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Messungen herangezogen wurden. Die TOC-Werte sind in einem Bereich von 0.05 - 0.16 Gew.%, die TIC-Werte variieren etwas mehr und erreichen einen Wert von 0.46 Gew.%.

Probe	Einwaage (g)	Carbon %	TOC%	TIC%
TZ16- 1	0,20	0,06	0,05	0,02
TZ16- 19B	0,21	0,12	0,11	0,02
TZ16- 5	0,20	0,16	0,05	0,12
TZ16- 19A	0,21	0,34	0,10	0,25
TZ16- 14	0,20	0,42	0,16	0,27
TZ16- 18	0,20	0,50	0,07	0,43
TZ16- 16	0,20	0,51	0,05	0,46

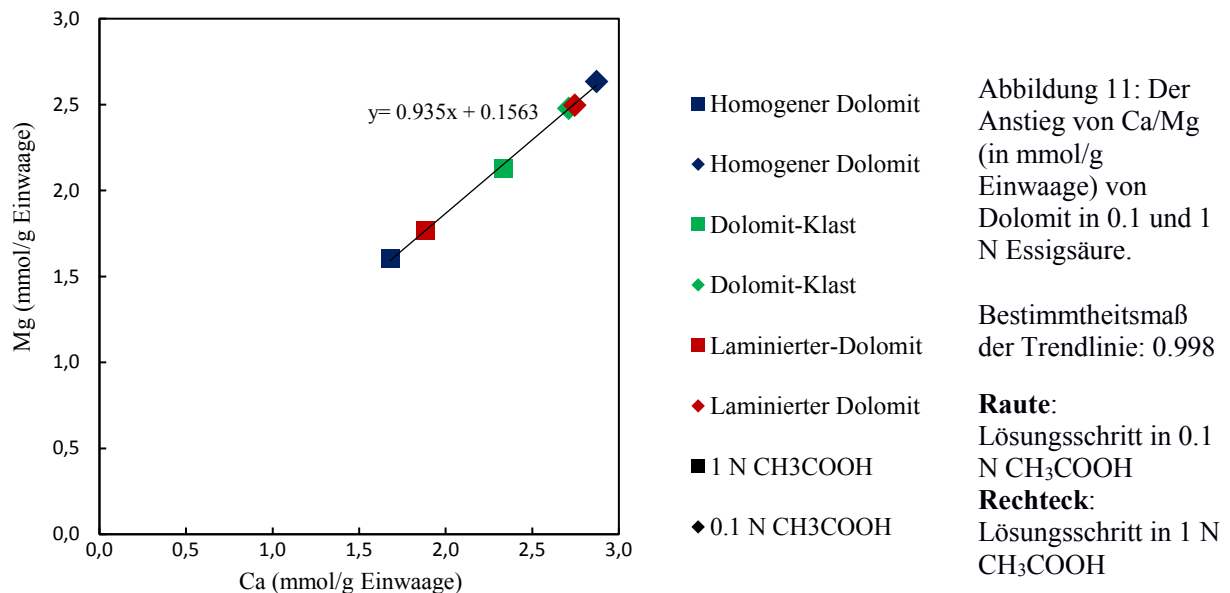
Tabelle 1: Kohlenstoffmessungen der Tonproben aus der Travenanzes-Formation.

4.4 Elementkonzentrationen in Dolomit und Ton

In allen gemessenen Proben konnte mit dem ICP-OES kein Rubidium gemessen werden da die Werte unter der Nachweisgrenze (<0.05 ppm) liegen (Anhang, Tabelle 4 und 5). Die Proben DP14/9 und DP14/1 zeigen in der sequenziellen Auflösung bei allen Elementkonzentrationen die gleichen Trends. Die Probe DP14/7 zeigt hingegen eine andere Entwicklung in den Elementkonzentrationen und ist nur bei den Elementen Ca, Mg, Mn und Na mit den anderen Proben im gleichen Trend. Die Gesteinsprobe DP14/9 besitzt im 1 N CH_3COOH -Lösungsschritt mit Abstand den höchsten Strontium Gehalt (0.035 mmol/g-Einwaage), wobei in der 0.1 N CH_3COOH Fraktion alle drei Proben ähnliche Sr-Konzentrationen aufweisen (Anhang, Tabelle 4). Die geplotteten Elementkonzentrationen von Ca und Mg (in mmol/g Einwaage) zeigen einen Anstieg von 0.935, da die Ca-Werte etwas höher sind (Abb. 11). Der Dolomit-Einkristall zeigt eine Ein- und Auswaage Differenz von 48 Gew.%, nachdem dieser in 0.1 N CH_3COOH gelöst wurde. In den Proben DP14/9 und DP14/1 steigt die Sr-Konzentration gemeinsam mit jenen von Ca und Mg, die Probe DP14/7 zeigt einen gegenteiligen Trend (Anhang, Abb. 20).

Die Konzentrationsmessungen in den Tonen zeigen, dass in der 0.1 N CH_3COOH und der 1 N CH_3COOH keine großen Sprünge in den Elementkonzentrationen erfolgen

(Anhang, Tabelle 5). Die Dolomite liefern in den Lösungsversuchen eine höhere Sr-Konzentration als die Tonminerale. So lösen sich im 0.1 N CH₃COOH Sequenzschritt in den Tonen maximal 0.0002 mmol Sr/g Einwaage, in den Dolomitproben sind es 0.001 mmol Sr/g Einwaage.



4.5 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Verhältnisse

4.5.1 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr Evolution in der sequentiellen Auflösung der Testminerale

Die Ergebnisse der Einzelkristalle im Laufe der Sequenz sind in Tabelle 2 (unter Testminerale) aufgelistet. Das ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Verhältnis im Dolomit wurde nach dem Lösungsvorgang in der 0.1 N CH₃COOH gemessen und liegt bei 0.709942. Die ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Verhältnisse in der reinen Baryt-Phase sinken im Laufe der Sequenz ab und dadurch ist die Isotopie in der 0.1 N CH₃COOH-Fraktion höher als in 6 N HCl. Der Coelestin wurde nur in der 1 molaren NaCl Fraktion gemessen und zeigt dabei den gleichen ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Wert wie die Baryt-Coelestin-Dolomit-Mischung in der 1 molaren NaCl-Lösung. Der Coelestin löst sich in der NaCl-Lösung und ist spätestens nach der 3.3 molaren KCl-Lösung vollständig gelöst. Die ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Verhältnisse in der Mischung aus Baryt, Coelestin und Dolomit beträgt im 1 molaren NaCl-Lösungsschritt noch 0.708038 und steigt anschließend auf 0.709901 in der 0.1 N CH₃COOH (Tabelle 2). Neben den Sequenzen sind weitere ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr Tests mit einzelnen Mineralphasen erprobt worden. Da die Mikrobohrungen wenig Dolomit Material liefern, wurden 0.00341 g an Dolomit

eingewogen und in 0.1 N CH₃COOH gelöst, wobei das ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Verhältnis bei 0.710557 +/- 1.1*10⁻⁵ liegt. Die Standardabweichung erhöht sich um eine Zehnerpotenz im Vergleich zu den anderen Messungen, befindet sich aber noch im Toleranzbereich.

4.5.2 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Entwicklung durch sequentielles Auflösen der Dolomitgesteine der Travenanzes-Formation

Beide Proben (DP14/1 und DP14/9; Sequenz nach Kapitel 3.6.1) zeigen einen Trend in den ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Verhältnissen zu geringeren Werten. Die ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Isotopie ist nach der NaCl Fraktion am höchsten und verringert sich mit den stärkeren Säuren (Tabelle 2). Das ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Verhältnis sinkt vor allem in der Probe DP14/1 von 0.708125 auf 0.707666 deutlich. In der Probe DP14/9 ist der Trend nicht so stark ausgeprägt und das Verhältnis bleibt nahezu konstant. Nach dem letzten 0.1 N CH₃COOH Lösungsschritt wurde der Rest nochmals in einem vierten 2 ml 0.1 N CH₃COOH Schritt gelöst. Die ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Isotopie steigt stark an und erreicht bei DP14/9 ein Verhältnis von 0.7192266 +/- 4.55*10⁻⁴ und bei der Probe DP14/1 einen Wert von 0.715417 +/- 2.5*10⁻⁴. Die Standardabweichung ist deutlich höher als bei den anderen Messungen und deutet auf eine geringe Materiallösung hin.

Parallel zu den Konzentrationsmessungen wurden auch die ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Verhältnisse gemessen (Sequenz: siehe Kapitel 3.5). Die Sequenzschritte sind ident mit der oben beschriebenen Sequenzreihe, allerdings wurden hier die ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Verhältnisse in der 1 N CH₃COOH-Fraktion sowie in der 6 N HCl-Fraktion gemessen. Die Entwicklung der Verhältnisse ist bei den schwachen Säuren gleich wie in der Sequenzreihe (siehe Tabelle 2, Konzentrationsmessungen). Der Lösungsversuch mit 1 molarer NaCl zeigt bei allen Proben die höchsten ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Verhältnisse und diese sinken im Lauf der Sequenz ab. So sind die ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Verhältnisse in der 1 N CH₃COOH-Sequenz bei allen Proben am niedrigsten. In der 6 N HCl-Fraktion steigen die ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr Verhältnisse stark an und erreichen Werte von 0.730453 +/- 5*10⁻⁶ (Probe DP14/7).

4.5.3 Gebohrte Dolomite der Travenanzes-Formation und des Keupers

Die elf gebohrten Dolomit Proben wurden aus möglichst reinen Dolomit-Stellen entnommen und in 0.1 N CH₃COOH gelöst. REM-Detailaufnahmen sowie eine kurze Beschreibung der Bohrstellen sind im Anhang (Anhang, Tabelle 6) zu entnehmen. Der Bohrstellenbereich ist in den Dünnschliffscans als Rechteck markiert (Anhang: Abb. 19A-M). Den höchsten Wert zeigt die Probe DP14/3 mit einem ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Verhältnis von

0.707976, den Geringsten die Probe DP14/1 mit einem Verhältnis von 0.707672. Die Dolomite des Germanischen Keupers besitzen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse von 0.709805 bzw. 0.709303 (siehe Tabelle 2, unter Bohrproben).

4.5.4 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Isotopie aus den Tonen

Die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse in den Ton-Proben der Travenanzes-Formation erhöhen sich mit der sequentiellen Auflösung (Kapitel 3.6.2) und sind ebenfalls der Tabelle 2 zu entnehmen (unter Tonproben). In der 0.1 N CH_3COOH -Säure zeigen die Tonproben die niedrigsten $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse, welche sich in der 1 N CH_3COOH leicht erhöhen. In der 6 N HCl steigen die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse massiv an und erreichen Werte von $0.722998 \pm 24 \cdot 10^{-6}$ und $0.733910 \pm 18 \cdot 10^{-4}$.

4.5.5 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse der rezenten Proben (Deep Springs Lake, Coorong Region)

Die Dolomite des Deep Springs Lake zeigen eindeutig radiogene Verhältnisse und sind gegenüber dem heutigen Meerwasser, welches ein $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis von $0.709234 \pm 9 \cdot 10^{-6}$ besitzt, deutlich erhöht (DePaolo & Ingram, 1985). Die Dolomite aus der Coorong Lagune (Milne Lake) sind mit einem $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis von 0.709251 dem rezenten Meerwasser sehr ähnlich. Die beiden Lösungsschritte, einerseits 5 min und andererseits 10 Stunden in 0.1 N CH_3COOH , haben keinen Einfluss auf die Ergebnisse der Isotopie und die Verhältnisse bleiben nahezu konstant (Tabelle 2).

Tabelle 2: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse der Testminerale, Travenanzes-Formation, des Germanischen Keupers sowie der rezenten Proben Deep Springs Lake und Coorong Lagune.

Probe	Profiltiefe	Lösungsschritt	Säure	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$2\sigma (10^{-6})$	Kommentar
Testminerale						
Coelestin		2*2ml	1 molar NaCl	0,708037	5	Sequenz
Dolomit, Coelestin, Baryt		2*2ml	1 molar NaCl	0,708038	5	
Dolomit, Coelestin, Baryt		2*2ml	0.1 N CH_3COOH	0,709501	3	
Baryt		2*2ml	0.1 N CH_3COOH	0,708887	9	
Baryt		1*2ml	6 N HCl	0,707564	9	
Dolomit		2*2ml	0.1 N CH_3COOH	0,709942	7	
Dolomit		2 ml	0.1 N CH_3COOH	0,710557	11	0.0034 g Einwaage
Dolomit-EK		10 ml	1 molar NaCl	0,707735	6	Konzentrations- messung
Dolomit-EK		10 ml	0.1 N CH_3COOH	0,708401	40	
Dolomit-EK		10 ml	1 N CH_3COOH	0,707666	6	

Probe	Profiltiefe	Lösungsschritt	Säure	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	2σ (10 ⁻⁶)	Kommentar
Travenanzes-Formation						
DP14/1	33 m	2*2ml	1 molar NaCl	0,708125	12	Sequenz
DP14/1	33 m	3*2ml	0.1 N CH ₃ COOH	0,707666	4	
DP14/1	33 m	4*2ml	0.1 N CH ₃ COOH	0,715417	250	
DP14/9	95 m	2*2ml	1 molar NaCl	0,707880	4	Sequenz
DP14/9	95 m	3*2ml	0.1 N CH ₃ COOH	0,707817	5	
DP14/9	95 m	4*2ml	0.1 N CH ₃ COOH	0,719226	455	
DP14/ 1	33 m	10 ml	1 molar NaCl	0,708096	4	Konzentrations- messung
DP14/ 1	33 m	10 ml	0.1 N CH ₃ COOH	0,707812	3	
DP14/ 1	33 m	10 ml	1 N CH ₃ COOH	0,707670	5	
DP14/1	33 m	5 ml	6 N HCl	0,710403	6	
DP14/ 7	26 m	10 ml	1 molar NaCl	0,707883	4	Konzentrations- messung
DP14/ 7	26 m	10 ml	0.1 N CH ₃ COOH	0,707801	4	
DP14/ 7	26 m	10 ml	1 N CH ₃ COOH	0,707719	4	
DP14/7	26 m	5 ml	6 N HCl	0,730453	5	
DP14/ 9	95 m	10 ml	1 molar NaCl	0,707869	3	Konzentrations- messung
DP14/ 9	95 m	10 ml	0.1 N CH ₃ COOH	0,707862	3	
DP14/ 9	95 m	10 ml	1 N CH ₃ COOH	0,707813	3	
DP14/ 9	95 m	5 ml	6 N HCl	0,708464	4	
						Bohrproben
DP14/1	33 m	2 ml	0.1 N CH ₃ COOH	0,707672	3	
DP14/4	65 m	2 ml	0.1 N CH ₃ COOH	0,707711	4	
DP14/7	26 m	2 ml	0.1 N CH ₃ COOH	0,707775	6	
DP14/11	111 m	2 ml	0.1 N CH ₃ COOH	0,707787	4	
DP14/9	95 m	2 ml	0.1 N CH ₃ COOH	0,707813	149	
DP14/8	21 m	2 ml	0.1 N CH ₃ COOH	0,707821	4	
DP14/6	4 m	2 ml	0.1 N CH ₃ COOH	0,707830	4	
DP14/12	89 m	2 ml	0.1 N CH ₃ COOH	0,707848	4	
DP14/13	100 m	2 ml	0.1 N CH ₃ COOH	0,707872	4	
DP14/10b	107 m	2 ml	0.1 N CH ₃ COOH	0,707886	4	
DP14/3	36 m	2 ml	0.1 N CH ₃ COOH	0,707976	4	
DP16/1	32 m	2 ml	0.1 N CH ₃ COOH	0,707771	4	Tonproben
DP16/1	32 m	2 ml	1 N CH ₃ COOH	0,707768	4	
DP16/1	32 m	2 ml	6 N HCl	0,722998	12	
DP16/19B	110 m	2 ml	0.1 N CH ₃ COOH	0,708299	8	
DP16/19B	110 m	2 ml	1 N CH ₃ COOH	0,708582	8	
DP16/19B	110 m	2 ml	6 N HCl	0,733910	24	
Keuper						
Keu 1-2 B		2 ml	0.1 N CH ₃ COOH	0,709805	4	Bohrproben
Lehr		2 ml	0.1 N CH ₃ COOH	0,709303	6	
Deep Springs Lake						
		10 ml	0.1 N CH ₃ COOH	0,713086	4	10 h
		10 ml	0.1 N CH ₃ COOH	0,713207	4	10 min
Coorong Lagune						
		10 ml	0.1 N CH ₃ COOH	0,709275	4	10 h
		10 ml	0.1 N CH ₃ COOH	0,709251	3	10 min
		10 ml	0.1 N CH ₃ COOH	0,709275	4	10 h gelöst
		10 ml	0.1 N CH ₃ COOH	0,709251	3	10 min gelöst

5. Diskussion

5.1 Rekonstruktion der Ablagerungsbedingungen

5.1.1 Homogene Dolomitbildung in seichten Lagunen

Die homogenen Dolomitbänke bei 20 m, 26 m, 33 m, 65 m und 89 m im Profil *Refugio-Dibona* zeichnen sich hauptsächlich durch die Dominanz von feinkörnigem Dolomikrit aus (Abb. 7E, F, H, K und L). Mikrit entsteht meist durch die autochthone Bildung, welche durch biochemische und physikochemische Faktoren gesteuert wird und besteht aus feinkörnigem Karbonatschlamm, Erosionsprodukten von kalkigen Algen, Ablagerungen von Skelettmaterial oder einer Akkumulation von kalkigem Plankton (Folk, 1959). Der Dolomikrit aus der Tiefwasser-Fazies der triassischen Tethys wurde von Preto et al. (2009) als hemipelagische Ablagerung interpretiert und beinhaltet Bilvalvenschalen, Radiolarien und Ammoniten. Schlager & Reijmer (2009) erklärten die feinkörnige Karbonatbildung als direkte Ausfällung aus der Wassersäule mit Hilfe bakterieller Aktivität, wobei der Mikrit durch Wasserbewegungen leicht umgelagert wird. In der Trias, so meinen die Autoren, entstanden mikritische Karbonate in Mikrobenmatten, die anschließend von den Plattformen abgeführt wurden.

Im unteren Teil des Profils bestehen die homogenen Dolomitbänke (Probe DP14/1, DP14/7) aus feinkörnigem Dolomikrit (Abb. 7H, 7K und 7L) und weisen kaum peloidale Strukturen auf. Die Peloiden häufen sich in einer Dolomitbank bei der Profiltiefe 65 m (Bsp.: Pelsparit in DP14/4: Abb. 7C und D), nehmen aber nach oben hin wieder ab. Der Anteil an siliziklastischen Komponenten, vor allem an Tonen, ist im Vergleich zu den anderen Dolomit-Typen gering. Dies zeigt eine geringere Sedimentanlieferung von Flüssen in die Lagunen der westlichen Tethys an. Die Anlieferung der Tone erfolgte wahrscheinlich durch ephemerische Flüsse, wobei Silt- und Sand-Partikel die Küste nicht erreichten (Breda & Preto, 2011). Die Dolomitbänke im unteren Teil des Profils (bis 33 m), und die roten Tonablagerungen zeigen generell ein trockenes, arides bis semiarides Klima während der Ablagerung an. Die intensive rote Färbung der Tone deutet auf subaerische Bedingungen während der Ablagerung hin. Die Flüsse lieferten wenig Wasser an die Küste und trockneten regelmäßig aus, wodurch oxidierende Verhältnisse herrschten (vgl. dryland river-System; Breda & Preto, 2011).

Die Dolomitbänke, die aus der SMF 23 (Non-laminated homogeneous micrite and

microsparite without fossils) und SMF 24 (Lithoclastic floatstones, rudstones and breccias) bestehen, deuten auf eine Ablagerung in einer ariden Lagune oder Gezeitenebene hin (Flügel, 2010). Durch Evaporation und einer eingeschränkten Verbindung zur offenen Tethys kam es zur Ausbildung einer seichten Lagune. Das aride bis semiaride Klima führte in den Lagunen und im tidalen Bereich zu hypersalinen Bedingungen, wodurch die Bildung der Dolomitbänke möglich war. Aufgrund der Dominanz des feinkörnigen Dolomikrits in der Lagune herrschten geringe Wasserenergien und das Wasser war wahrscheinlich starken Schwankungen in Salinität und Temperatur ausgesetzt (Demicco & Hardie, 1994). Die dunklen, mäßig gerundeten Dolomit-Klasten, welche in der Matrix eingebettet sind, weisen zumindest auf zeitweise erhöhte Wasserbewegungen durch Gezeitenströmungen hin, die stark genug waren, um das Sediment umzulagern und zu bewegen (Abb. 7F, 7H). Der feinkörnige Dolomikrit deutet jedoch geringe Wasserbewegungen während der Ablagerung des Dolomitschlammes an, wodurch Lagunen bzw. Tümpel mit reduzierenden Bedingungen dominierten. Die dunkle Farbe der Tone, direkt unterhalb der Dolomitbänke (Abb. 7A), zeigt ebenfalls reduzierende Bedingungen im Sediment an und ist ein Indiz für eine triassische Lagune mit einer eingeschränkten Zirkulation, wenig gelösten Sauerstoff sowie mögliche anoxische Bereiche im Sediment.

Ebenfalls in einer Lagune, aber unter höheren Wasserenergien, fanden Umlagerungsprozesse statt, welche die im Sediment beobachtete Lamination mit schwacher Gradierung bilden konnten (Abb. 7E). Dabei wurde der Dolomikrit, bestehend aus unverfestigtem Dolomitschlamm, umgelagert und an einem anderen Ort wieder abgelagert, wobei sich durch Sedimentation eine leichte Gradierung bildete (Flügel, 2010). In rezenten, tropischen Seichtwassergebieten in Süd-Florida erzeugen Sturm- bzw. Schönwetterwellen und Gezeitenströmungen hohe Wasserenergien und lagern den unverfestigten Dolomitschlamm am Boden der Lagune um, wobei die Wiederablagerung und Akkumulation meist landeinwärts erfolgt (Ginsburg, 1971). Durch ähnliche Mechanismen, wie etwa Gezeitenströmungen, konnten erhöhte Wasserbewegungen in den triassischen Lagunen und Gezeitenebenen den Dolomitschlamm umlagern und dabei bildete sich die schwache Gradierung aus. Der Pelsparit mit fehlender Feinfraktion weist ebenfalls auf eine höhere Wasserenergie in den triassischen Lagunen hin (Abb. 7C und 7D). Pelloide können entweder durch die Kalzifizierung von Cyanobakterien-Matten entstehen, oder sie repräsentieren Kotpillen von Organismen (Kazmierczak et al., 1996; Adams et al., 1984). Für die Umlagerung der Pelloide am Lagunenboden war eine höhere Wasserenergie notwendig als für losen Dolomikrit, wodurch Gezeiten letzteren ausschwemmten und Pelloide akkumulierten (Flügel, 2010). Stellen die Pelloide fossile Kotpillen dar, wäre eine Ablagerung im Niedrigenergie-Milieu ebenfalls möglich gewesen. So produzieren

Salinenkrebse Fäkal-Pellets, die aus Dolomit bestehen und im Deep Springs Lake sedimentieren (Meister et al., 2011). Daher konnten sich die Peloide auch in Seichtwassergebieten mit niedriger Wasserenergie bilden und akkumulieren. Da das Gestein jedoch nicht nur aus Peloiden besteht, sondern auch aus Ooiden – deren Bildung im bewegten Wasser erfolgte und deren Kern hohl ist (Abb. 7C) - war eine Bildung in einer Lagune mit leichten Wasserbewegungen wahrscheinlich (Flügel, 2010). Der Kern der Ooide konnte aus Aragonit bestehen, welcher sich später auflöste (Tucker & Wright, 1990).

In den Dolomitbänken bildeten sich oft Fenstergefüge (Abb. 7D und 7F). Die Fenstergefüge sind Indikatoren für Meeresspiegelschwankungen im Seichtwasser- bzw. im tidalen Bereich und können in den Dolomiten der Travenanzes-Formation durch folgende Mechanismen erzeugt worden sein: (1) Die Subaerische Exposition öffnete Porenräume durch das Austrocknen des Sedimentkörpers und in weiterer Folge schrumpfte das Volumen der Sedimente, da die Porenwässer verdampften (Fischer, 1964). (2) Lufteinschlüsse bildeten sich während der subaerischen Exposition, verhärteten anschließend und die Hohlräume blieben erhalten (Deelman, 1972). (3) Glasblasen bildeten sich durch den Abbau von organischer Materie (Shinn, 1968b). (4) Die Hohlräume können auch eine sekundäre Porosität darstellen und Lösungsvorgänge waren für die Entstehung der Poren verantwortlich. Dabei lösten sich im Laufe der Diagenese Evaporitminerale und eventuell Aragonit durch Fluidzirkulation auf und zurück blieb ein Hohlraum, wobei Mg- und Sulfat-Ionen durch Porenwässer abtransportiert wurden (Schaad, 1995). Die Fenstergefüge in den Dolomitbänken der Travenanzes-Formation bildeten sich wahrscheinlich infolge subaerischer Exposition im intertidalen Bereich bzw. in den seichten Lagunen. Die Hohlräume in den Ooiden sind wahrscheinlich durch Lösungsvorgänge entstanden, wobei sich Evaporite oder sogar Aragonit lösten. In der Probe DP14/12 deutet die Gestalt einiger Hohlräume auf fragmentierte und möglicherweise zusammengeschwemmte Schalenreste hin, welche später aufgelöst wurden (Abb. 7G). Eine genaue Identifikation der Schalenumrisse ist aufgrund der Fragmentierung nicht möglich, jedoch können die Umrisse von Bivalven (Megalodontidae), Ostrakoden und Gastropoden stammen, welche eine hypersaline Fauna andeuten und stärkere Schwankungen im Salzgehalt der Lagune tolerierten (De Dekker et al., 1999; Niu et al., 2011). Breda & Preto (2011) stellten eine ähnliche Vergesellschaftung im obersten Bereich des Refugio-Dibona Profils (bei 155-156 m fest) fest.

5.1.2 Überflutungsebene mit dryland river System und Paläobodenbildung

Die roten Tone sind einerseits als Tonablagerungen im Profil zu sehen (Abb. 3), andererseits sind sie auch in den Dolomit-Knollen zu finden (Abb. 5A, 5B). Die rote Farbe

deutet auf eine Ablagerung unter subaerischen Bedingungen in trockenen Perioden hin, als oxidierende Bedingungen dominierten. Dennoch musste genügend Wasser in den Flussläufen vorhanden sein, um diese großen Mengen an Tonen anzuliefern. So konnten saisonale Regenfälle für den nötigen Wassertransport aufkommen. Die Flusswässer mussten schnell verdunsten, damit eine ausreichende Luftzufuhr stattfand und es zur Rotfärbung der Tone kam (Breda & Preto, 2011). Möglich ist so eine Tonablagerung in einem *dryland river* System mit flachen Überflutungsgebieten, auf denen das Wasser schnell verdunstete. Die rötlichen Tone lagerten sich dabei im distalen Bereich der *dryland river* Systeme ab und deuten zudem einen sinkenden Meeresspiegelstand an. Erhöhter Sedimenteintrag wird vor allem unter semiariden Klimabedingungen beobachtet, wenn eine erhöhte chemische Verwitterung im Hinterland herrscht, die Vegetation gering ist und periodische Regenfälle genügend Wasser liefern, um die Sedimente zu transportieren (Schumm, 1993).

Die dunklen Tone, die meist in der Nähe von laminierten Dolomitablagerungen oder Dolomitbänken zu finden sind (Abb. 6A und 7A), können Ablagerungen in supratidalen Bereichen bzw. in seichten Lagunen darstellen und deuten auf periodische Phasen hin, in denen es feuchter wurde und es zu Schwankungen im Wasserspiegel kam. Die dunkeln Tonablagerungen, die im *Refugio-Dibona* Profil nach oben hin häufiger werden, deuten zudem wassergesättigte Bedingungen während der Ablagerung an (Wright & Sandler, 1994). Die dunklen Tone beinhalten in der Regel auch den höheren organischen Kohlenstoffgehalt und erreichen Werte von bis zu 0.16 % TOC, während rote Tone sehr geringe Werte zeigen (Tabelle 1).

Das Liefergebiet für die siliziklastischen Komponenten befand sich in der heutigen Po Ebene und wird als *Southern Mobile Belt* bezeichnet. In diesem Gebiet herrschte in der Trias eine hohe vulkanische Aktivität und durch Erosion und Flusstransport gelangten die Siliziklastika an die Küste der westlichen Tethys (Brusca et al., 1982). Diese Flüsse erreichten vermutlich aufgrund der geringen Wassermengen die Küstenlinie nicht, wodurch grobkörnige klastische Sedimente noch vor dem Erreichen der Küstenlinie abgelagert wurden (Breda & Preto, 2011).

Die mehrere cm-großen, roten Dolomit-Knollen sind in den Tonen der Überflutungsebenen eingebettet (Abb. 5A und Abb. 12) und werden als Ortsteine (*hardpan*) in Paläoböden interpretiert (Retallack, 1988). Breda & Preto (2011) kartierten insgesamt drei voll ausgeprägte Paläoboden-Horizonte im Profil *Refugio-Dibona* und definierten diese als Vertisol-Böden, deren Bildung in Regionen mit jahreszeitlich stark schwankenden Regenfällen beobachtet wird (Driese & Mora, 1993; Bajnoczi et al., 2006). In den Bodenhorizonten oberhalb der Dolomit-Knollen befinden sich in den roten Tonen

subhorizontale Spalten, die mit dunklen Tönen aufgefüllt sind (Abb. 12). Diese dunklen Töne deuten auf eine Bioturbation durch Pflanzenwurzeln hin (Breda & Preto, 2011). Während Perioden eines tiefen Meeresspiegelstands und saisonaler Regenfälle, setzte in der Küstenregion eine Bodenbildung ein und eine Pflanzenbedeckung entstand. Die Gestalt der Wurzeln, welche nun durch dunkle Töne gefüllt sind, zeigen den Abbau der organischen Substanz und die dadurch entstandenen reduzierenden Bedingungen an (Bajnóczi et al., 2006).

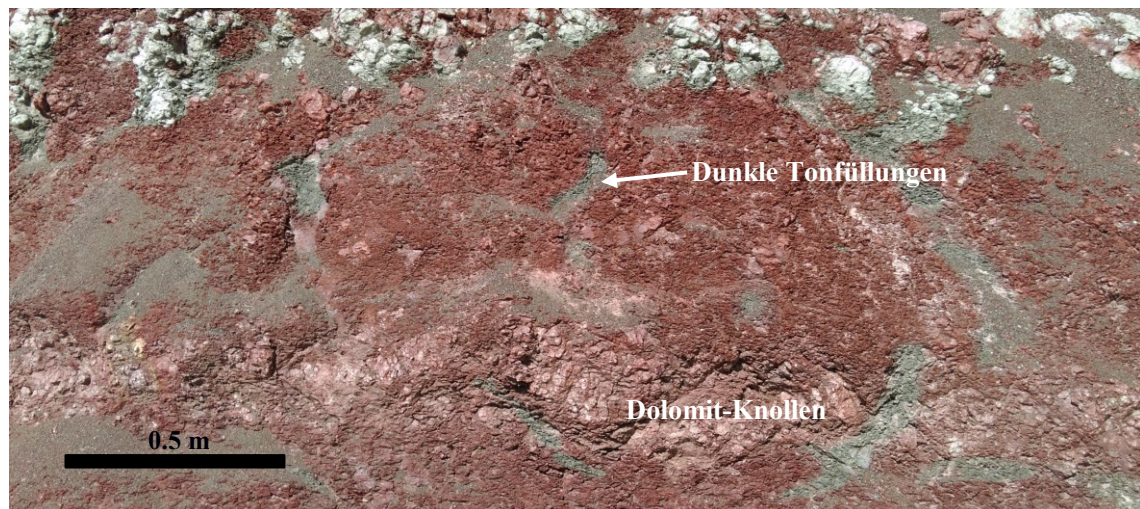


Abbildung 12: Paläoboden im Profil *Refugio-Dibona* bei 98 m. Dolomit-Knollen, die als Ortstein bezeichnet werden (Englisch: hardpan) und subhorizontale Spaltenfüllungen durch dunkle Töne.

Die zerbrochenen Dolomit-Knollen in der Probe DP14/13 (Profiltiefe 98-100 m; Abb. 5C, 5D), welche ebenfalls einem Paläoboden entnommen wurden, deuten auf starke saisonale Änderungen im Klima hin. Die Dolomit-Knollen zerbrachen vermutlich durch saisonales Austrocknen und Aufquellen der tonreichen Böden. Anschließend füllten der Dolomikrit und die Töne die Spalten auf. Die Füllung der Spalten passierte somit in einem frühen Stadium, als sich die Spalten saisonal öffneten und Material aus dem oberen Horizont eindrang (Breda & Preto, 2011). Hornung & Aigner (2002) erklärten die Bildung von Ortsteinen in den Böden von Schwemmlandebenen durch Zementation des Porenraums. Durch Leaching-Prozesse kommt es zu Karbonat-Akkumulationen in den tieferen Teilen des Bodens und in trockenen Perioden kann Evaporation eine Ausfällung der Dolomit-Knollen bewirken (Ghosh et al., 2006; Retallack, 1988). Solche Leaching-Prozesse kommen durch chemische Verwitterung an der Bodenoberfläche zustande. Die Bildung solcher Dolomit-Knollen ist jedoch komplex und kann durch verschiedene pedogenetische Prozesse und chemische Reaktionen mit dem Grundwasser entstehen (Achyuthan et al., 2012). Die Dolomit-Knollen in der Travenanzes-Formation entstanden wahrscheinlich in Folge einer Bodenbildung auf den supratidalen Bereichen während evaporativen Phasen

unter semiariden Klimabedingungen (vgl. Breda & Preto, 2011). Dadurch kam es zum kapillaren Aufstieg des Grundwassers und Evaporite wie Gips fielen aus, wodurch Ca-Ionen verbraucht wurden und Mg-Ionen akkumulierten. Der *evaporative pumping*-Prozess wurde auf der Sabkha von Abu Dhabi beschrieben, wo durch Evaporation Mg-Ionen angereichert werden und eine Dolomitbildung möglich ist (Hsü & Siegenthaler, 1969).

5.1.3 Laminierter Dolomitablagerungen durch wechselnde Sedimentationsbedingungen

Die laminierten Dolomitablagerungen in der Travenanzes-Formation (Abb. 6A) können einerseits fossile biogene Strukturen (Mikrobenlaminite) darstellen, die sich durch mikrobielle Aktivität bildeten (Kalkowsky, 1908; Fischer, 1964), andererseits könnte die Lamination durch einen periodischen Wechsel in den Ablagerungsbedingungen eines Seichtwassergebiets verursacht worden sein (Flügel, 2010). In der vorliegenden Arbeit steht der Begriff *Stromatolith* für „*Stromatolites are laminated benthic microbial deposits*“, definiert durch Riding (1999).

Im Aufschluss zeigen die laminierten Dolomite der Travenanzes-Formation eine planare, leicht undulierende Lamination (Abb. 6A), was eine Sedimentation unter Wasser andeutet. Die SMF 20 (**Laminated stromatolitic mudstones**/bindstones) bzw. SMF 25 (Laminated evaporite-carbonate mudstone) deuten eine Ablagerung im intertidalen- bzw. im supratidalen Environment an (Flügel, 2010). Die Dolomit-Laminae bildeten sich vermutlich im intertidalen- bis supratidalen Bereich während das Meerwasser verdunstete und der Mg-Gehalt anstieg. Ähnlich wurde die Dolomitbildung in der Sabkha von Abu Dhabi beschrieben, wo der supratidale Bereich geflutet wird und durch Verdunstung Dolomite gebildet werden (McKenzie et al., 1980). Der Ton wurde in humiden Perioden in die Küstenregion eingetragen und sedimentierte im Niedrigenergie-Milieu der Sabkha. Die gelegentlich vorkommenden Pelloide (Anhang, Abb. 18B) deuten auf sporadische Zuflüsse durch schwache Strömungen hin oder sie repräsentieren fossile Kotpillen und wurden ebenfalls in einem Niedrigenergie-Milieu abgelagert. Die Lamination resultiert somit aus einer Wechsellagerung von Ton und Dolomit im mm-Bereich (Abb. 6B), bedingt durch periodische Änderungen im Ablagerungsumwelt. Dolomit-Laminae bildeten sich vermutlich in ariden Phasen während die Tone in humiden Perioden eingeschwemmt wurden (Flügel, 2010). In mikrobiellen Matten kann es ebenfalls zum Eintrag von siliziklastischen Material kommen. Die Wechsellagerung von Dolomit und Ton ist jedoch nicht mit Mikrobienmatten zu erklären und die Mächtigkeit der Lamination im Profil spricht für ein Absetzen der Sedimente aus der Wassersäule der Springfluten. Die Wassersäule

betrug dabei höchstens wenige dm. Zusätzlich repräsentiert der feinkörnige Dolomikrit, der aus anhedralen und $\leq 5 \mu\text{m}$ -großen Kristallen besteht (Abb. 6G und H), einen unverfestigten Dolomitschlamm, der sich am Boden ablagerte und anschließend kompaktiert wurde. In Stromatolithen werden die Dolomit-Laminae früh zementiert, wodurch die Struktur gut erhaltungsfähig ist, jedoch wurde eine solche Zementation nicht beobachtet (Logan, 1964). Die leicht wellige Gestalt in der Lamination (Abb. 6A) ist auf die Kompaktion nach der Ablagerung zurückzuführen.

Die Verfüllungen von dolomikritischem Material zwischen den *Flat Pebbles* (Abb. 6C) deuten darauf hin, dass der Sedimentkörper noch nicht verfestigt bzw. kompaktiert war, als es zur Bildung der *Flat Pebbles* kam. Diese auseinandergerissenen Dolomit-Laminae deuten auf intermediäre bis hohe Strömungsenergien hin, die durch Überflutungen bei Sturmereignissen oder Gezeitenströmungen im supratidalen Bereich entstanden (Breda & Preto, 2011). In den Zwischenräumen der *Flat Pebbles* lagerte sich der unverfestigte Dolomikrit unter subaquatischen Bedingungen ab. Die Einbettung der *Flat Pebbles* passierte somit wahrscheinlich an der Sediment-Wasser-Grenze. Pseudo-Teepee Strukturen in den Dolomit-Laminae, die nach oben hin gewölbt sind (Abb. 6F), können (1) auf Fluid-Strömungen in den Sedimenten nach der Ablagerung hinweisen (Assereto et al., 1977). Die sogenannten *Fluid-Escape* Strukturen entstanden durch den Druck von Zementen. Dabei strömten die Fluide zuerst durch die gebildete Spalte in den Laminae und bildeten anschließend die sparitische Hohlraumfüllungen unterhalb der Laminae. Der Zement presste bei der Kristallisation die Dolomit-Laminae in die Höhe und bildete die Satteldach-ähnliche Struktur (Breda & Preto, 2011). (2) Pseudo-Teepee Strukturen konnten sich durch das laterale Wachstum der Dolomit-Laminae bilden, da diese durch fortschreitende Kristallisation an Volumen zunahmen und sich aufgrund von Platzmangel gegenseitig in die Höhe drückten (Reineck et al., 1990; Aref et al., 2014). (3) Pseudo-Teepee Strukturen konnten sich auch durch Trockenrisse infolge subaerischer Exposition bilden, da es zu einem Volumenverlust durch den Entzug von Feuchtigkeit kam (Flügel, 2010). In der Travenanzes-Formation werden die Pseudo-Teepee Strukturen in den Dolomit-Laminae als Trockenrisse interpretiert, die sich im supratidalen Bereich einer Sabkha bildeten, als subaerische Bedingungen herrschten. Genauso weisen die Pseudo-Teepee-artige Strukturen in den Tonlagen der laminierten Dolomite (Abb. 6D) auf eine flachmarine oder supratidale Bildung in einer triassischen Sabkha hin (Warren, 1982). Durch das Austrocknen und Schrumpfen von Tonlagen bilden sich in rezenten Systemen ebenfalls polygonale Teepee-artige Strukturen (Kindle, 1917; Alsharhan & Kendall, 2003).

Auch die häufig vorkommenden laminaren Fenstergefüge in den laminierten Dolomiten konnten sich durch wiederholte subaerische Exposition bilden (Abb. 6E). Im tidalen

Bereich trocknete das Sediment periodisch aus und der damit verbundene Volumenverlust erzeugte die Hohlräume in den Dolomiten (Shinn, 1968b). Gezeitenströmungen drückten die Wassermassen auf den supratidalen Bereich, wo es anschließend zur Evaporation des Meerwassers bzw. der Porenwässer im Sediment kam. Dadurch bildeten sich Evaporite, wie Gips (CaSO_4), und das Mg/Ca Verhältnis stieg an (*evaporative pumping* vgl. Hsü & Siegenthaler, 1969). Dieser Prozess bildete vermutlich die Dolomit-Laminae in der triassischen Sabkha, ähnlich wie es heute in der Sabkha von Abu Dhabi beobachtet wird (McKenzie et al., 1981).

Wenn die laminierten Dolomite Stromatolithe darstellen und aus fossilen bakteriellen Matten bestehen, wie Preto et al. (2015) die Lamination erklärte, könnte es sich um supratidale Stromatolithe handeln. Die Autoren machten für die Bildung der ‘primären Dolomitminerale’ in der Travenanzes-Formation sulfatreduzierende Bakterien verantwortlich (Preto et al., 2015). Die Reaktion trägt dazu bei, die kinetische Barriere der Dolomitbildung an der Oberfläche zu überwinden, da die Reaktion HCO_3^- Ionen liefert und SO_4^{2-} Ionen konsumiert (Baker & Kastner, 1981). Jedoch ist es unwahrscheinlich, dass die Sulfatreduktion genügend Sulfat verbrauchte, um die Konzentration in der Sabkha stark zu reduzieren. Die periodischen Überflutungen im supratidalen Bereich - wie sie in der Sabkha von Abu Dhabi vorkommen - lieferten immer neues Meerwasser und brachten somit auch neues Sulfat in die triassische Sabkha (vgl. Wood et al., 2002). Bontognali et al. (2010) erklärten im intertidalen Bereich der Sabkha von Abu Dhabi die Dolomitbildung an EPS der aktiven Mikrobematten, konnten jedoch keine Verbindung zur Dolomitbildung im supratidalen Bereich feststellen. In diesem Bereich kommt die Dolomitfällung durch starke Evaporation zustande, wodurch eine starke Übersättigung erreicht wird (McKenzie et al., 1980). Dennoch könnten auch hier EPS aus inaktiven Mikrobematten die Dolomit-Nukleation katalysieren. Die periodischen Wechsellagerungen von Dolomit und Tonlagen in der Travenanzes-Formation deuten allerdings auf eine Ablagerung durch wechselnde Umweltbedingungen hin. Trotzdem konnten auch in der Obertrias die EPS der Mikroben oder der Abbau von organischem Material die Dolomit-Nukleation in der Sabkha katalysieren (Mastandrea et al., 2004).

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass die Petrographie Travenanzes-Formation einen Ablagerungsraum einer ariden bis semiariden Küste mit Evaporationsphasen darstellt, wo sich Dolomite in seichten, hypersalinen Lagunen bis in supratidalen Sabkhas bildeten. So deuten die homogenen Dolomitbänke auf seichte Lagunen bis ephemerische Seen hin, die in Niedrigenergie-Milieus abgelagert wurden. Die roten Tonablagerungen zeigen zudem einen hohen Einfluss aus dem Hinterland. Das Profil der Travenanzes-Formation zeigt drei

karbonatische-siliziklastische Zyklen (Abb. 2), die Transgressionen und Regressionen entsprechen, wobei der Anteil an Karbonaten - bedingt durch eine erhöhte marine Dominanz - im oberen Bereich zunimmt (siehe Abb. 15 in Breda & Preto, 2011). Zusätzlich deuten die dunkeln Tonablagerungen, die im *Refugio-Dibona* Profil nach oben häufiger werden, auf wassergesättigte Bedingungen während der Ablagerung hin (Preto et al., 2015). Der Anteil an laminierten Dolomiten nimmt ebenfalls nach oben hin zu und deutet die Ausbildung von Sabkhas an. Somit nehmen die marinen Einflüsse in der Travenanzes-Formation zu, bis anschließend die Dolomia Principale keinen siliziklastischen Input beinhaltet und eine voll marine Sabkha darstellt (Breda & Preto, 2011).

5.2 Rekonstruktion der geochemischen Bedingungen auf der triassischen Plattform und mögliche Dolomit-Bildungsmodelle

Studien zeigen, dass radiogene $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse auf die Quelle der in den synsedimentären/primären Dolomiten eingebauten Ionen hinweisen können (Müller et al., 1990a, Müller et al., 1990b). Das Verhältnis von $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ wird ohne Isotopen-Fraktionierung in die Minerale eingebaut, unabhängig davon ob die Minerale chemisch oder biologisch gebildet werden (Veizer, 1989). In den Ozeanen variieren die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse mit der Zeit, wodurch marine Ablagerungen weltweit korreliert werden können (Veizer et al., 1999). Die Ursachen der Variationen lassen sich auf zwei Hauptursachen zurückführen: (1) durch den Zufluss von Flüssen, die vermehrt radiogenes ^{87}Sr aus der kontinentalen Verwitterung in die Meere einbringen (Peterman et al., 1970; Taylor et al., 1999); (2) durch Sr aus dem Erdmantel, welches durch hydrothermale Systeme und Zirkulation an den Mittelozeanischen Rücken in die Ozeane gelangt. Hohe Spreading Raten führen zu einem höheren Zufluss an ^{86}Sr , die das $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis senken (Taylor et al., 1999) (Abb. 13). Die erhöhten $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse entstehen durch die Verwitterung von Silikaten, vor allem von Feldspäten, die bis zu 5000 ppm Sr einbauen (Rhodes, 1969). Der Kalifeldspat erreicht im Durchschnitt einen Rb-Gehalt von 400 ppm, wobei der Sr-Gehalt deutlich höher ist (Murray & Rogers, 1973). Granite können Sr-Gehalte bis zu 645 ppm im Gesamtgestein aufweisen, wobei sich das Sr vor allem in den Feldspäten und Glimmern befindet (Hall, 1967). In Graniten erreichen die K-Feldspäte eine Rb-Konzentration von rund 335 ppm und die Plagioklase bauen rund 160 ppm Rb ein (Janoušek et al. 2014). ^{87}Rb zerfällt durch den radioaktiven Zerfall mit einer Halbwertszeit von $4.81 \cdot 10^{10}$ Jahren zu ^{87}Sr , wodurch über den Flusstransport hauptsächlich ^{87}Sr in die Ozeane transportiert wird (Veizer, 1989).

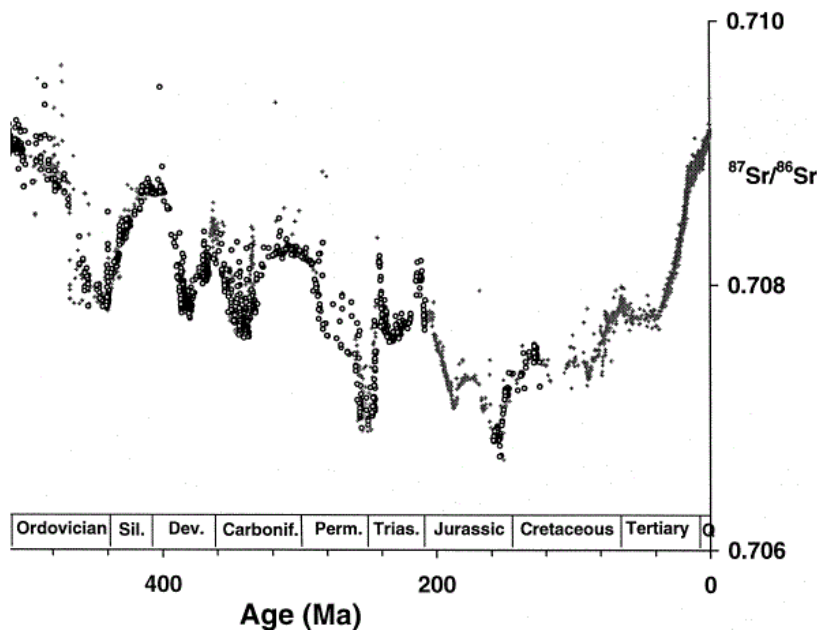


Abbildung 13:
 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse
 des Meerwassers im
 Phanerozoikum. Die
 Daten wurden aus den
 Kalkschalen mariner
 Organismen
 (Brachiopoden,
 Belemniten,
 Conodonten und
 Foraminiferen)
 entnommen.
 Abbildung nach
 Veizer et al., 1999.

In dieser Studie werden die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse mit jenen von Korte et al. (2003) verglichen. Diese Meerwasserkurve basiert hauptsächlich auf den $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Daten von Conodonten und Brachiopoden, die mit dem Alter von Harland et al. (1990) korreliert wurden. Die Grundannahme für die Korrelation mariner Sedimente ist, dass die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse homogen in den Weltmeeren verteilt sind. Diese Annahme ist plausibel, da die Durchmischung des Ozeans 10^3 Jahre benötigt und die Residenzzeit des Strontiums im Meer bei 10^6 Jahren liegt (Veizer, 1989). Somit kann angenommen werden, dass zu einem bestimmten Zeitpunkt in der Erdgeschichte das Isotopenverhältnis $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in den Meeren überall gleich verteilt war. Selbst große, abgeschlossene Becken, wie die Hudson Bay, zeigen die gleiche Strontium-Signatur wie der offene Ozean (De Paolo & Ingram, 1985).

Für die Erstellung der $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Meerwasserkurve sollten hauptsächlich Schalen mariner Organismen herangezogen und Gesamtgesteinsaufschlüsse vermieden werden (McArthur et al., 2012). Die Ergebnisse der $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse bei den Testmineralen zeigen jedoch, dass die erstellte Sequenzreihe, trotz Beimengungen von Coelestin und Baryt (ohne Tonminerale), eine repräsentative $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Isotopie des Dolomits ermöglicht (Tabelle 2). Der Coelestin löst sich in den NaCl- sowie KCl-Lösungen vollständig und der Dolomit wird bereits in der 0.1 N CH_3COOH effektiv angegriffen, wobei sich der Baryt kaum löst (Putnis et al., 1995).

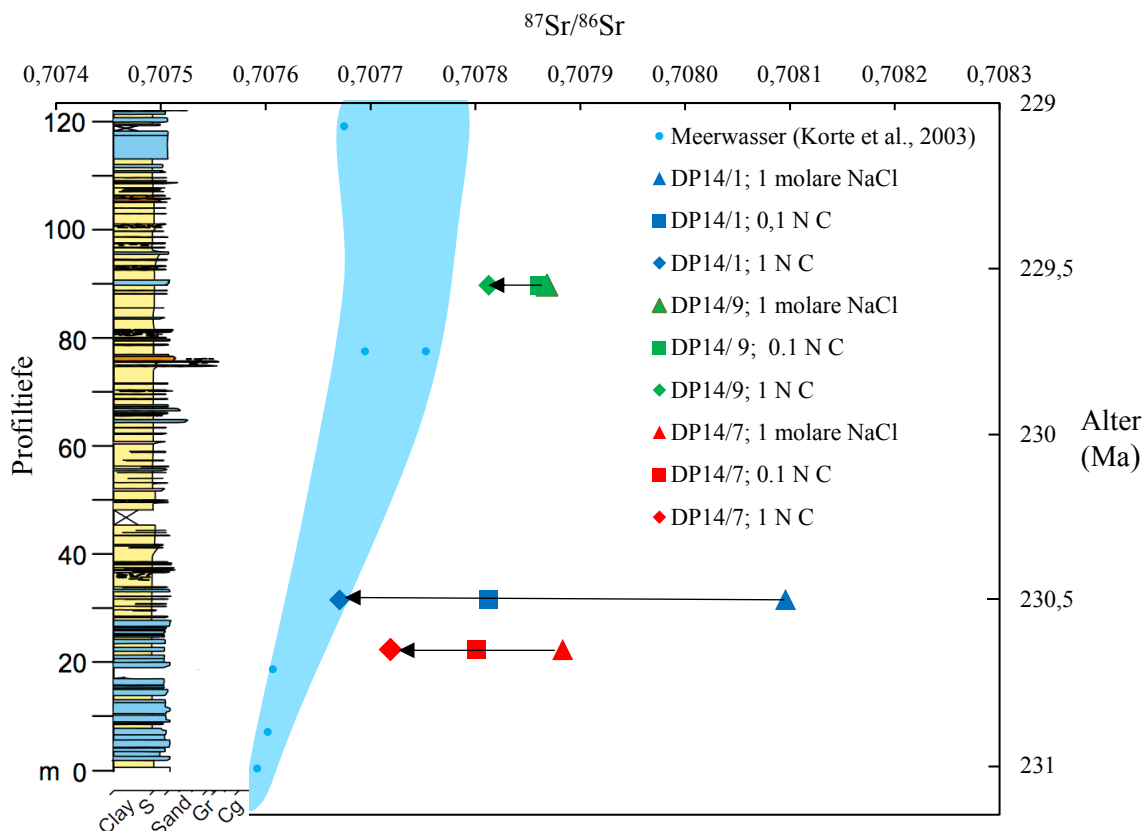


Abbildung 14: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse in der sequenziellen Auflösung des Gesamtgesteins. Die NaCl-Fractionen (Dreiecke) besitzen die höchsten Verhältnisse. Die 0.1 N CH_3COOH -Fraktion ist mit einem Rechteck markiert und die 1 N CH_3COOH -Fraktion mit einer Raute. Die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse der 6 N HCl Lösungsversuche sind hier nicht geplottet, da diese zu radiogen sind, um die Trends zu visualisieren.

Legende: C = CH_3COOH .

In den Dolomiten der Travenanzes-Formation sind Coelestin und Baryt nur in wenigen Proben enthalten und konnten durch die Mikrobohrungen effizient beseitigt werden, jedoch sind die häufig vorkommenden Tonminerale problematisch, da Studien eine Sorption von Sr-Ionen an Illit/Smektit Mixed-Layer-Tonmineralen zeigen (Missana et al., 2008). In der Travenanzes-Formation konnte ein solches Tonmineral durch XRD identifiziert werden (Abb. 10B). Eine Kontamination der Verhältnisse durch den radioaktiven Zerfall von ^{87}Rb zu ^{87}Sr kann bei allen Dolomit- sowie Ton-Proben als vernachlässigbar angesehen werden, da die Konzentrationen unterhalb der Nachweisgrenze liegen und die Proben weniger als 0.05 ppm Rb enthalten (siehe Tabelle 4 und 5).

Die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse werden im Laufe der Sequenz (1 molare NaCl $\rightarrow$ 0.1 N CH_3COOH $\rightarrow$ 1 N CH_3COOH) immer niedriger und steigen erst wieder in der 6 N HCl-Säure an (Abb. 14). In der NaCl-Fraktion löst sich kaum Dolomit und das $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis kommt aus dem Coelestin und anderen Evaporiten. In der 0.1 N CH_3COOH -Fraktion wurden vor allem die Dolomitminerale gelöst. Daher sinkt das $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis. Leaching-Prozesse an Tonen, vor allem an der Oberfläche, können nicht ausgeschlossen werden. Der 1 N CH_3COOH -Lösungsschritt ergibt bei allen Proben die niedrigsten

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse und diese können fast so niedrig wie die Ergebnisse in den Mikrobohrungen sein (Abb. 15). Das $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis stammt in diesem Lösungsschritt ausschließlich aus Dolomit-Mineralen. Die Probe DP14/7 (eine tonreiche Dolomitbank; Abb. 7I) zeigt in diesem Sequenzschritt sogar einen niedrigeren Wert als in der Mikrobohrung (Tabelle 2; siehe auch Abb. 16). Grund dafür könnten die Tone sein, die sich im Probenmaterial der Mikrobohrung befanden und in der 0.1 N CH_3COOH angelöst wurden. Die Probe DP14/9, ein laminierter Dolomit, zeigt sowohl in der Mikrobohrung, als auch im 1 N CH_3COOH -Sequenzschritt des Gesamtgesteins exakt die gleiche $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Isotopie von 0.707813 (Tabelle 2).

Die Tone werden vor allem in der 6 N HCl aufgelöst (siehe Anhang, Tabelle 5). Die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse der Tone sind um ein Vielfaches höher als die Verhältnisse in den Dolomiten (Tabelle 2). Die These, dass Tonminerale unter marinen Bedingungen - bei einem hohen Meeresspiegelstand - Sr mit dem Meerwasser austauschten und deshalb Meerwasserverhältnisse zeigen, kann somit nicht angenommen werden. Ein Vergleich zwischen Gesamtgestein und Tonproben in der 6 N HCl-Fraktion zeigt, dass die Tone höhere $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse besitzen, jedoch die Probe TZ14/7 (eine Dolomitbank) mit 0.730453 den höchsten Wert erreicht (Tabelle 2). Dies könnte durch die hohen Tongehalte in der Probe bedingt sein.

Ein Vergleich der $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Ergebnisse zwischen Mikrobohrung und Gesamtgestein, beide gelöst in 0.1 N CH_3COOH , zeigt, dass die geringeren Werte in den Bohrungen durch das Fehlen der Tonminerale bedingt ist (Abb. 15). Konzentrationsmessungen an den Dolomiten zeigen zudem, dass in bestimmten Proben Sr inhomogen verteilt ist. So steigt in Probe DP14/7 zwar der Mg- und Ca-Gehalt an, jedoch sinkt der Sr-Gehalt. In den Proben DP14/1 und DP14/9 steigen die Sr-Gehalte mit jenen von Mg und Ca an (Anhang, Abb. 20 und Tabelle 4).

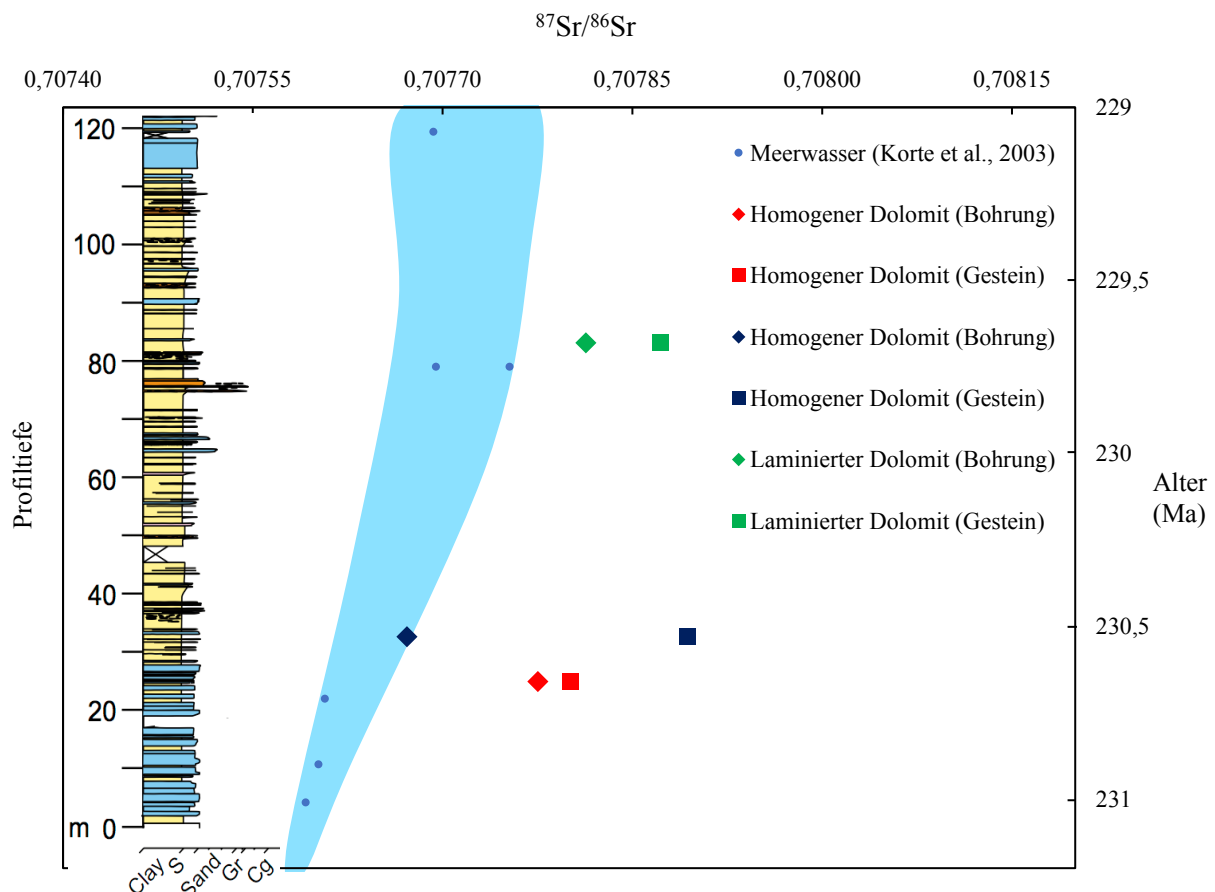


Abbildung 15: Vergleich der $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse von Mikrobohrung und Gesamtgestein, beide aufgelöst in 0.1 N CH_3COOH .

Rechteck: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse im Gesamtgestein; Raute: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse in der Mikrobohrung Die hellblaue Schattierung zeigt jenen Bereich, in dem die Werte von Korte et al. (2003) liegen.

5.2.1 Dolomitbildung in evaporativen, ephemeren Seen

Die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse sind vor allem im unteren Bereich um eine Spur radiogener als das Meerwassersignal, zeigen aber einen Trend zu geringeren Abständen an die Meerwasserkurve (Abb. 16). Die Ergebnisse der Mikrobohrungen aus den knollen-ähnlichen Dolomit-Klasten der Dolomitbänke DP14/7 und DP14/8 (Abb. 7I) zeigen ein leicht erhöhtes $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Signal im Vergleich zu den Meerwasserwerten von Korte et al. (2003). Somit wäre in diesem Fall eine Dolomitbildung, ähnlich wie man sie heute in der Coorong-Region beobachtet, möglich, wo sich im Zuge einer holozänen Regression ephemere Seen bildeten, die durch das Grundwasser gespeist werden (Van der Borch et al., 1975). Die Coorong-Proben (Milne Lake) zeigen jedoch fast rezente $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Meerwasserverhältnisse an (Abb. 17 und Tabelle 2). Von der Borch et al. (1975) zeigten jedoch, dass das Grundwasser durch ein Pleistozänes Karbonat-Aquifer fließt, bevor das Grundwasser die Küstenregion erreicht. Dadurch ist es sehr wahrscheinlich, dass das

kontinentale Grundwasser die Ionen aus den Karbonaten, die marine Isotopen-Signale enthalten, aufnehmen und anschließend in den ephemeren Seen durch Evaporation verdampfen. Die gebildeten Dolomite täuschen somit eine marine Isotopie vor, erhielten die Alkalinität jedoch aus verdampften kontinentalen Wässern. Eine Anlieferung der Ionen aus dem Meerwasser, wodurch die Mechanismen in der Sabkha von Abu Dhabi und in der Coorong Region gleich ablaufen würden und durch Evaporation des Meerwassers Dolomite entstehen, ist sehr unwahrscheinlich.

Die leicht erhöhten $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse in den tonreichen Dolomitbänken (Abb. 16, bei Meter 21 und 26 im Profil) zeigen einen kontinentalen Einfluss an. In der Obertrias konnten sich somit vermutlich ephemere Seen bilden, die von Grundwasser beeinflusst waren. Da die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse nur leicht erhöht sind und kein reines kontinentales Signal anzeigen, wäre es möglich, dass der Grundwasserleiter durch einen Karbonat-Aquifer strömte und von diesem die Sr-Ionen aufnahm. So konnte eine differentielle Subsidenz im Hinterland ein Herausheben einzelner Teile der Riffe aus der Cassian Plattform (spätes Ladinium-Karnium; Russo et al., 1997) bewirken. Grund- bzw. Flusswässer hätten diese Karbonate angelöst und hätten somit marine $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse in die Playa-Seen geliefert. Wenn die Sr-Verhältnisse aus den Karbonaten des späten Ladiniums bis frühen Karniums in die Seen gelangten und nach dem Verdunsten in die Dolomite eingebaut wurden, müssten die Dolomite der Travenanzes-Formation niedrigere Verhältnisse als das spät-karnische Meerwasser anzeigen (Korte et al., 2003). Dies ist jedoch nicht der Fall, da die Verhältnisse in den Dolomiten leicht erhöht sind (Abb. 16). Folglich ist es unwahrscheinlich, dass diese Kalke über größere Flächen aufgeschlossen waren und marine Isotopen in ephemere Seen brachten.

An der triassischen Küste der westlichen Tethys konnten sich jedoch ephemere Seen bilden, da das Wasser aus den dryland river System das Meer nicht erreichte und in Tümpeln verdampfte. Dadurch entstanden in der Trias vermutlich Seen in denen sich Dolomite ablagerten, die zumindest teilweise von der Tethys isoliert waren. Meerwasser konnte vermutlich als Grundwasser in das Landesinnere gelangen, durch kapillare Evaporation aufsteigen und somit marine Sr-Isotopen in die Seen liefern (vgl. evaporative pumping Effekt nach Hsü & Siegenthaler, 1969). Dadurch zeigen die Dolomitbänke ein $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Mischsignal, da die Ionen und Alkalinität aus Mischwässern stammen. Die Coorong Lagune wurde von den Autoren in eine Meerwasser-, eine Gemischtwasser- und eine Grundwasser-dominierte Zone unterteilt (Van der Borch et al., 1979; siehe Fig. 3). So konnten sich auch in der Travenanzes-Formation verschiedene Zonen bilden. Mögliche mikrobielle Aktivitäten, die zur Dolomit-Nukleation in der Travenanzes-Formation beitrugen, können nicht ausgeschlossen werden, jedoch gibt es keine Indizien für eine

mikrobiell induzierte Dolomitbildung. Es wäre aber durchaus möglich, dass partikuläres oder gelöstes organisches Material eine wichtige Rolle bei der Nukleation gespielt hat, um die kinetische Barriere zu vermindern.

Das Ergebnis des 1 N CH_3COOH -Lösungsschritts in der Sequenz zeigt bei der Probe DP14/7 (homogene Dolomitbank, siehe Abb. 16, bei 26 m im Profil) ein $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis an, welches sehr nahe an den Meerwasserverhältnissen von Korte et al. (2003) plottet. Somit wäre eine Bildung in einer triassischen Lagune bzw. im intertidalen Bereich ebenfalls möglich, wo marine Bedingungen herrschten.

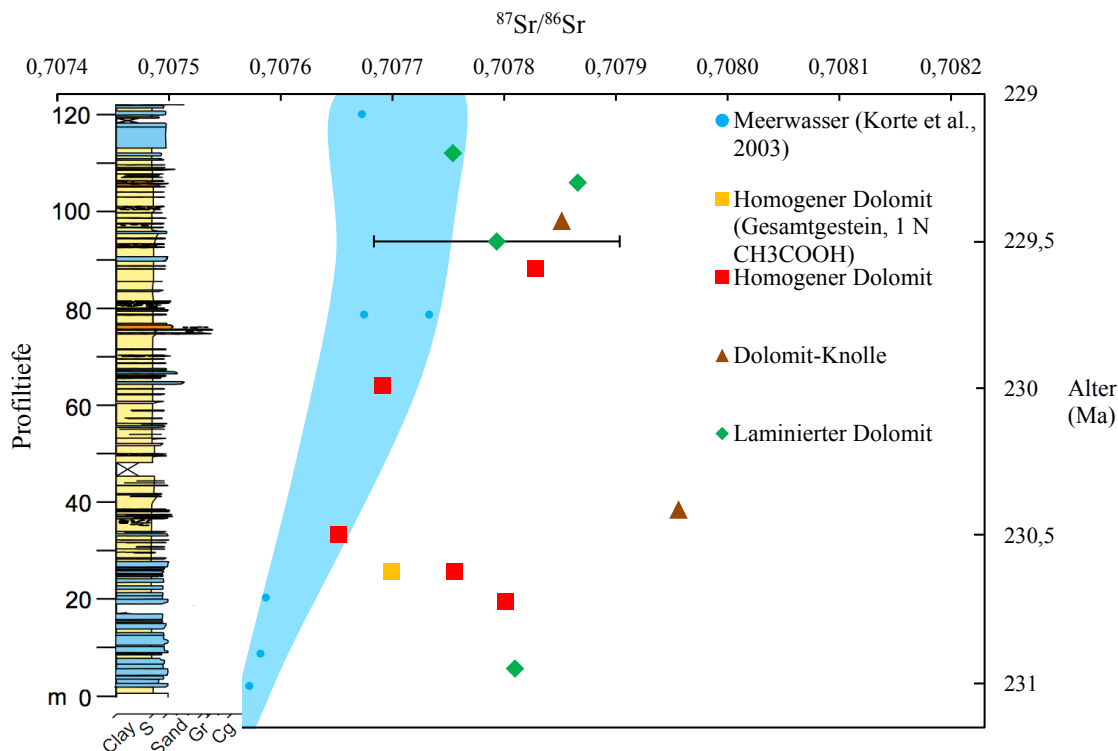


Abbildung 16: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse aus den gebohrten Dolomit-Proben der Travenanzes-Formation (gelöst in 0.1 N CH_3COOH) im Vergleich mit den triassischen Meerwasserwerten von Korte et al. (2003). Das hellblaue Polygon deckt den Bereich des damaligen Meerwassers ab. Rechteck: homogene Dolomitbank; Raute: Laminierter Dolomit; Dreieck: Dolomit-Knolle. Fehlerbalken bei der Probe DP14/9 (bei 95 m) ist durch den Verlust von Probenmaterial bedingt. Bei den restlichen Proben ist die Standardabweichung so groß wie die Markierung.

5.2.2 Dolomit-Fällung in hypersalinen Lagunen bzw. im intertidalen Bereich

Die Sr-Isotopenverhältnisse aus den Mikrobohrungen der dm- bis m-mächtigen Dolomitbänke sind den $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Daten der Tethys aus Korte et al. (2003) sehr ähnlich (Abb. 16, Profiltiefe: 33 m, 64 m und 89 m). Für die Dolomitbank (DP14/7) bei rund 26 m

im Profil kann aufgrund der niedrigen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse in der 1 N CH_3COOH -Lösung ebenfalls eine Bildung in einer hypersalinen Lagune möglich gewesen sein (Abb. 13: oranges Rechteck). Die Bänke bildeten sich in Phasen eines Meeresspiegelhochstandes oder während kurzfristiger Transgressionen der Tethys (Breda & Preto, 2011). Da die Dolomitbänke kaum siliziklastisches Material im Gestein aufweisen (Abb. 7E, 7F), war das Klima zu dieser Zeit trockener, wodurch der Einfluss von Flüssen abnahm und weniger siliziklastisches Material in die westliche Tethys gelangte.

Auch wenn die homogenen Dolomite selten aus euhedralen Kristallen bestehen und meist aus an- bis subhedralen Kristallen aufgebaut sind (Abb. 7K und 7L), wäre die Dolomit-Nukleation im Wasser oder an der Wasser-Sediment-Grenze möglich gewesen, wie es die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse im Dolomikrit (DP14/1: 33 m und DP14/4: 64 m) zeigen (Abb. 16). In den ariden bis semiariden Perioden erreichten die hypersalinen Lagunen der westlichen Tethys wahrscheinlich hohe Temperaturen und durch Evaporation kam es zur Übersättigung an Dolomit. Zusätzlich konnte ein ähnlicher Wasserchemismus, wie jener im Norium auf den großen Schelfgebieten, die Dolomitbildung im seichten hypersalinen Wasser bzw. an der Wasser-Sediment Grenze ermöglicht haben (Iannace & Frisia, 1994; Meister et al., 2013). Die Autoren postulierten, dass die riesigen norischen Seichtwassergebiete der Tethys nicht nur hypersalin und warm waren, sondern auch ein hohes Mg/Ca-Verhältnis und eine erhöhte Alkalinität hatten. Erst im Rhaetium änderten sich die Bedingungen am Schelfbereich und humides Klima stoppte die Dolomitbildung an der Oberfläche sowie die Ablagerung von Evaporiten. Der Ozeanchemismus des Karniums und des Noriums konnte in Bezug auf die Alkalinität, Temperatur und Salinität durchaus ähnlich gewesen sein, solange die Klimaverhältnisse im Karnium arid bis semiarid waren. Dadurch war eine Bildung der Dolomitbänke in den seichten Lagunen möglich. Auf ein arides bis semiarides Klima mit starker Evaporation deuten auch die Fenstergefüge in den Dolomitbänken hin (Abb. 7D und Abb. 7F). Diese bildeten sich wahrscheinlich im tidalen Bereich durch starke Evaporation oder bei Gezeitenströmungen während das Sediment austrocknete (Fischer, 1964). In den wiederkehrenden humiden Phasen stoppte im Karnium, ähnlich wie im Rhaetium, die Karbonat-Produktion und die Tone lagerten sich ab.

In der Tempestit-Bank (DP14/12, 89-90 m) wurde nicht der Dolomikrit angebohrt, sondern einer der mäßig gerundeten Klasten (Abb. 7F, Bohrstelle siehe Anhang Abb. 19J), die ebenfalls eine *Flat Pebble*-artige Struktur zeigen können. Diese Klasten, die auch in der Probe DP14/1 (bei Profiltiefe: 33 m und Abb. 7H) vorhanden sind, liegen knapp außerhalb der $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Meerwasserkurve von Korte et al. (2003). Die Klasten könnten aus einem supratidalen Environment stammen, wo sie sich unter Sabkha-ähnlichen Bedingungen bildeten und durch Strömungen transportiert wurden. Die Tempestite bildeten sich durch

den Transport während starker Gezeitenströmungen oder Sturmfluten und die mäßig gerundeten Dolomitklasten wurden bei solchen Events wahrscheinlich in die Matrix eingebettet (Flügel, 2010).

5.2.3 Dolomitbildung auf der supratidalen Sabkha

Die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse aus den Mikrobohrungen der mm-mächtigen Lamination aus Dolomit und Ton sind minimal radiogener bzw. stimmen nahezu mit den Meerwasserwerten von Korte et al. (2003) überein (Abb. 16). Diese Ergebnisse weisen auf eine Dolomitbildung aus marinen Lösungen hin, da aber die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse der *Flat Pebbles* (Probe DP14/9: bei 94 - 95 m und DP14/10: 107 m) minimal radiogener sind, können kontinentale Einflüsse nicht ausgeschlossen werden. Eine mögliche Kontamination durch Baryt oder Coelestin, die in den laminierten Dolomiten vorkommen (Abb. 6I), konnte durch die Mikrobohrungen ausgeschlossen werden. Die Ein- und Auswaagedifferenz des Dolomit-Einkristalls im 0.1 N CH_3COOH -Lösungsschritt zeigt, dass sich bis zu 48 Gew.% des Dolomits lösen. Die Mg/Ca-Verhältnisse in den Proben der Travenanzes-Formation (Abb. 11) deuten ebenfalls auf ein effektives Lösen der Dolomite in der 0.1 N und 1 N CH_3COOH -Säure hin. Der Anstieg von 0.935 zeigt zwar kein perfektes 1:1 Verhältnis in den Mg/Ca Konzentrationen, jedoch könnte dies durch die Ca-reichen Dolomite (Ca-Gehalt von 51.81%) der Travenanzes-Formation bedingt sein, die durch den d-Abstand des (104) Peaks nach Lumsden (1979) abgeleitet wurden (Abb. 9). Da die Steigung 0.935 beträgt, müssen noch andere Minerale gelöst worden sein, die Ca-Ionen lieferten. In der 0.1 N CH_3COOH wurde im Durchschnitt 0.511 mol% $\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Mg})$ gelöst und in der 1 N CH_3COOH waren es rund 0.522 mol% $\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Mg})$. Eine geringe Menge an Ca-Ionen, die aus den Tonen herausgelöst wurden, könnte den Ca-Überschuss erklären. Zusätzlich wurden vermutlich Apatite angelöst, die ebenfalls Ca-Ionen liefern.

Die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse aus Probe DP14/11 (Profiltiefe 110-111m) einer ungestörten Dolomit-Lamina (Abb. 6D), liegen innerhalb der Meereskurve von Korte et al. (2003). Die Probe DP14/9, bei 95-95m Tiefe im Profil, liegt ebenfalls sehr nahe an den marinen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnissen der Obertrias (Abb. 16). Dieses Ergebnis deutet auf eine Dolomitbildung aus marinen Lösungen hin, wobei die Bildung an der Sediment-Wasser-Grenze oder sogar direkt aus einer hypersalinen Sole erfolgen konnte. Somit wäre eine Sabkha-Ebene, die durch Gezeitenströmungen mit Meerwasser geflutet wurde, als Bildungsort möglich (vgl. *Sabkha von Abu Dhabi*, McKenzie et al., 1980). Ähnliche Beobachtungen machten Müller et al. (1990b) im Zuge einer Sr-Isotopen Studie in der Sabkha von Abu Dhabi. Die Autoren zeigten, dass die Kationen bei der Dolomit-Fällung

aus verdunstetem Meerwasser stammen, wohingegen Evaporite landeinwärts kontinentale $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Isotopensignaturen einbauen und unterschieden daher eine marine-, mischende- und kontinentale Zone. So konnte sich eine triassische Sabkha-Ebene bilden, als die Tethys während einer Regression zurückwich und Gezeiten das Meerwasser auf den supratidalen Bereich drückten. Die Poren im Sediment wurden mit marinen Wässern gefüllt und durch fortlaufende Evaporation kam es durch den *evaporative pumping*-Effekt zu Evaporit-Ausfällungen. Diese Ausfällungen erhöhten das Mg/Ca-Verhältnis und es bildeten sich hypersaline Solen wobei in weiterer Folge bevorzugt Dolomit ausfiel (Hsü & Siegenthaler, 1969). Durch den möglichen Wasserchemismus auf den Plattformen der Tethys, charakterisiert durch ein hohes Mg/Ca Verhältnis und einer erhöhten Alkalinität, konnte die Dolomitbildung an der Oberfläche zusätzlich begünstigt gewesen sein (Iannace & Frisia, 1994). Die Nukleation setzte vermutlich ein, sobald das Meerwasser verdunstete und ein Übersättigungszustand erreicht wurde. Die Kristalle sanken anschließend ab und sammelten sich als unverfestigter Dolomitschlamm am Boden an. Durch Änderungen in den Ablagerungsbedingungen, wie kurzfristige humide Perioden, lagerten sich die Tonlagen ab. Ob bei der Dolomit-Nukleation Extrazelluläre Polymerische Substanzen, generell organisches Material (gelöst oder als Partikel in Suspension) oder Tonmineralien einen katalysierenden Effekt hatten, und somit die kinetische Energie überwinden halfen, kann nicht ausgeschlossen werden. Studien zeigten, dass vor allem quellfähige Minerale organische Moleküle adsorbieren können (Barrer, 1978). So konnten die organischen Komponenten, die an der Oberfläche der Tone hafteten, eine wichtige Rolle in der Dolomitbildung auf der triassischen Sabkha-Ebene gespielt haben.

Das Wachstum sowie ein Ca-Mg Ordnungsprozess der Protodolomite findet im Sediment der Sabkha von Abu Dhabi statt, nachdem sie aus der marinen hypersalinen Sole ausfallen (McKenzie et al., 1980). Wenk & Frisia (1993) hingegen argumentierten, dass in der Sabkha von Abu Dhabi geordnete Dolomite wahrscheinlich direkt aus den Porenfluiden ausfallen und nur geringe Mengen an Ca-reichen Dolomiten durch die Überwachsung von Aragonit entstehen. Frisia & Wenk (1993) untersuchten die Dolomitkristalle in der Dolomia Principale unter dem TEM und unterschieden aufgrund von Mikrostrukturen und Kristallgrößen insgesamt sechs Dolomit-Texturen, die zwei verschiedene Bildungsumgebungen darstellen. Dolomite mit einer Korngröße von bis zu 200 µm und einer modulierten Mikrostruktur wurden als Ausfällungen bzw. Überwachsungen von instabilen Mineralphasen am Sedimentboden bzw. knapp unterhalb der Sedimentoberfläche interpretiert. Größere Kristalle, die bis zu 500 µm erreichen, wurden wahrscheinlich im Zuge der Versenkung und Diagenese gebildet (siehe Tabelle 1; Frisia & Wenk (1993)). Unter dem REM können zwar keine Mikrostrukturen untersucht werden, die Kristalle des

Dolomikrits aus der Travenanzes-Formation ähneln aber aufgrund der Größe und Gestalt den oberflächennahen Dolomit-Ausfällungen aus der Arbeit von Frisia und Wenk (1993). Der Dolomikrit in den laminierten Dolomiten der Travenanzes-Formation besitzt eine Korngröße von $\leq 5 \mu\text{m}$ (siehe Abb. 6G) und wurde wahrscheinlich an der Sedimentoberfläche gebildet. Ob es Überwachungen von Aragonit oder Mg-reichen Kalzit in der Travenanzes-Formation gab, kann nicht ausgeschlossen werden, jedoch konnten die primären Dolomite bereits in der dm-mächtigen Wassersäule im supratidalen Bereich gebildet worden sein und anschließend als Dolomitschlamm am Boden akkumulieren (siehe oberen Absatz). Am Sedimentboden bzw. knapp unterhalb fand wahrscheinlich ein weiteres Wachstum der Kristalle sowie ein Mg-Ca Ordnungsprozess durch Ostwald-Reifung statt. Während des schnellen Wachstums konnten Sr-Ionen auf ungeordnete Weise ins Mineral eingebaut werden, da die Sr-Isotope schlecht in die Gitterplätze des Dolomits passen und somit kaum Ca-Kationen im Dolomit substituieren. Daher liegen die Sr-Konzentrationen meist im hohen zweistelligen bzw. im niedrigen dreistelligen ppm Bereich (Vahrenkamp & Swart, 1990). Im Zuge dieses Wachstums konnten auch Sr-Ionen aufsteigender Grundwässer – bedingt durch den evaporative pumping Effekt – in die Dolomite eingebaut werden und die leicht erhöhten $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse verursachen. Müller et al. (1990b) konnten eine sehr geringe vertikale Abnahme in den $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnissen der Dolomite aus Abu Dhabi feststellen, die durch aufsteigende kontinentale Wässer verursacht werden. Das Grundwasser löst wahrscheinlich die älteren Karbonate unterhalb der Sabkha, die ein niedrigeres $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis besitzen und steigt durch den Verdunstungsprozess auf. Das kontinentale Wasser hat in diesem Fall keine hohen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse, da die marinen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse seit dem Oligozän stetig ansteigen, wodurch das Grundwasser das unradiogene Sr-Signal der älteren Karbonate aufnimmt (Depaolo & Ingram, 1985). In der Horizontalen gibt es eine stärkere Änderung in den $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnissen der Sabkha von Abu Dhabi (Table 2, Müller et al., 1990b). Die Autoren erklären die horizontale Änderung durch einen stärkeren Einfluss des Grundwassers, sowie durch den Eintrag von Aerosole, die vom Kontinent eingetragen werden. Diese zwei Faktoren konnten ebenfalls für die leichte Abweichung der triassischen Dolomite gegenüber dem karnischen Meerwasser verantwortlich sein.

5.2.4 Dolomitbildung in Paläoböden in ariden bis semiariden Klimabedingungen

Das höchste $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis zeigt die cm-große, intensiv rot gefärbte Dolomit-Knolle (sogenannter *Ortstein*, engl.: *hardpan*) (DP14/3; bei 36 - 37 m im Profil, Abb. 16) aus einem Paläoboden der Travenanzes-Formation (Abb. 12 und Tabelle 2). Dieses Ergebnis

zeigt einen kontinentalen Einfluss während der Bodenbildung zu Zeiten eines Meeresspiegeltiefstandes. Da sich das Meer zurückzog, stammen die Ionen und die Alkalinität zur Dolomitbildung hauptsächlich aus kontinentalem Grundwasser und diese Signatur wurde in den Dolomit-Knollen eingebaut. Die Sr-Verhältnisse zeigen jedoch, dass marine Lösungen auch in Zeiten der Bodenbildung eine wichtige Rolle für die Dolomitbildung spielten, da die Werte kein reines kontinentales Signal anzeigen. Die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse der Tonproben in der 6 N HCl-Fraktion liegen bei 0.722998 bzw. 0.733910 (Tabelle 2). Derart radiogene Verhältnisse wurden nicht in die Dolomit-Knollen eingebaut, wodurch ein mariner Einfluss vorhanden war. Das $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis in den Dolomit-Knollen der Probe DP14/13 (bei Profiltiefe 98-99 m) liegt näher an den marinen Werten von Korte et al. (2003), jedoch lieferten auch hier kontinentale Wässer Ionen, welche in den Dolomit eingebaut wurden (Abb. 16). Ein Grund für die nur leicht erhöhten $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse in diesem Boden konnte durch eine geringe Verwitterungsrate bei der Bildung des Paläobodens sein, wodurch weniger kontinentales ^{87}Sr an die Küste gelangte. Yang et al. (2000) zeigten, dass $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse in Paläoböden durch klimatisch bedingte Verwitterung variieren. So steigen die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse in humiden Phasen durch erhöhten Regenfall und erhöhte chemische Verwitterung an, da mehr ^{87}Sr aus den Silikaten gelöst wird. Im Gegensatz dazu werden in trockenen Phasen die Silikate weniger stark verwittert, daher sinkt das $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis in den Karbonaten der Böden (angewendet in Lössböden; Yang et al. 2000).

Die Leaching-Prozesse im oberen Bereich der Böden und die Akkumulation der Karbonat-Ionen im unteren Bereich fanden in humiden Phasen statt (Hornung & Aigner, 2002). Sobald aber semiaride Bedingungen herrschten, verdunstete durch Evaporation das Grundwasser bzw. mariner Porenwasser (*evaporative pumping* Effekt nach Hsü & Siegenthaler, 1969). Somit stieg einerseits die Alkalinität und andererseits die Mg-Konzentration durch Gips-Ausfällungen an, wodurch sich die Dolomit-Knollen der Paläoböden bildeten. Da sowohl verdunstetes marines, als auch kontinentales Wasser beteiligt waren, bauten die Dolomite ein $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Mischsignal ein.

5.2.5 Dolomitbildung im Germanischen Becken (Keuper)

In der mittleren bis späten Trias lagerten sich im Bereich des germanischen Beckens tonreiche Schichten des Keupers ab (Franz et al., 2014). Das germanische Becken war zu dieser Zeit vom Tethys-Ozean durch das Vindelizische Land weitgehend getrennt und wurde zeitweise vom Norden her durch das Meer überflutet. Im Keuper zog sich das Meer in den Norden zurück, wobei die Region stark von Monsunen geprägt war und sich durch

erhöhte kontinentale Einflüsse ein System aus Playa-Seen entwickelte (Reinhardt & Ricken, 2000). Erst im Rhaetium setzte wieder eine größere Transgression ein und bildete ein seichtes epikontinentales Meer (Franz et al., 2014). Der Keuper zeigt im Feld eine ähnliche Fazies wie die Dolomite der Travenanzes-Formation und könnte daher unter ähnlichen Bedingungen gebildet worden sein.

Die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse der obertriassischen Tethys, gewonnen aus den Schalen mariner Organismen (0.7076-0.7080; Korte et al., 2003), sind um ein Vielfaches niedriger als die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse des Germanischen Keupers mit 0.709303 (Lehrbergsschichten) und 0.709805 (Keu 1-2B; Steinmergelkeuper) (Abb. 17). Diese Werte, wenn sie keine hydrothermale Dolomitisierung anzeigen, weisen eindeutig auf starke kontinentale Einflüsse hin. Die Kristallgestalt des Dolomikrits im Keuper ist meist subhedral, die Korngröße ist jedoch ähnlich jenen Kristallen der Travenanzes-Formation (Abb. 8C, 8D). Daher ist auch für diese Gesteine eine spätdiagenetische Überprägung nicht wahrscheinlich. Fischer et al. (2012, *Tabelle 1*) erhielten ähnliche $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse aus rhaetischen Apatit-Mineralen in Haifischzähnen, wobei sie aufgrund der $\delta^{18}\text{O}$ und Sr-Isotopen auf eine Lebensweise der Haie im Süßwasser schließen. Die radiogenen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse in den zwei Gesteinsproben des Keupers deuten auf einen hohen kontinentalen Einfluss hin. Die Gesteine zeigen teilweise einen hohen Anteil an siliziklastischem Material zwischen den *Flat Pebbles* und in der Lamination (Abb. 8A; Anhang, Abb. 18E), die durch Flüsse in die Seen gelangten. Durch die Zufuhr von kontinentalen Wässern, die vermehrt ^{87}Sr -Isotope anlieferten, konnten sich Playa-Seen mit kontinentalen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Signaturen bilden, als sich die Dolomitminerale ablagerten. Reinhardt & Ricken (2000) zeigten die Bildung von Playa-Seen im Steinmergelkeuper unter trockenen Bedingungen mit intensiven Monsun-Aktivitäten im germanischen Becken, wodurch große Mengen an Verwitterungsprodukten aus dem Hinterland angeliefert wurden. Durch den Monsun war genügend kontinentales Wasser vorhanden um Playa-ähnliche Seen zu bilden, die anschließend während den trockenen Phasen verdunsteten. Seegis (1997) beschrieb die Lehrbergsschichten als Ablagerungen in meromiktischen Seen, als eine starke Verdunstung herrschte und sich ebenfalls Playa Seen bilden konnten. Der Autor erklärte das Auftreten der Ooide (Abb. 8B) nahe der Barre und im tieferen Bereich der offenen Seen. Da die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse sehr radiogen sind, waren marine Wässer nicht an der Dolomitbildung beteiligt. Die Alkalinität in den Seen konnte einerseits durch verdunstendes Oberflächenwasser bzw. Grundwasser und andererseits durch den Abbau von organischem Material steigen (Mastandrea et al., 2006; Meister et al., 2013).

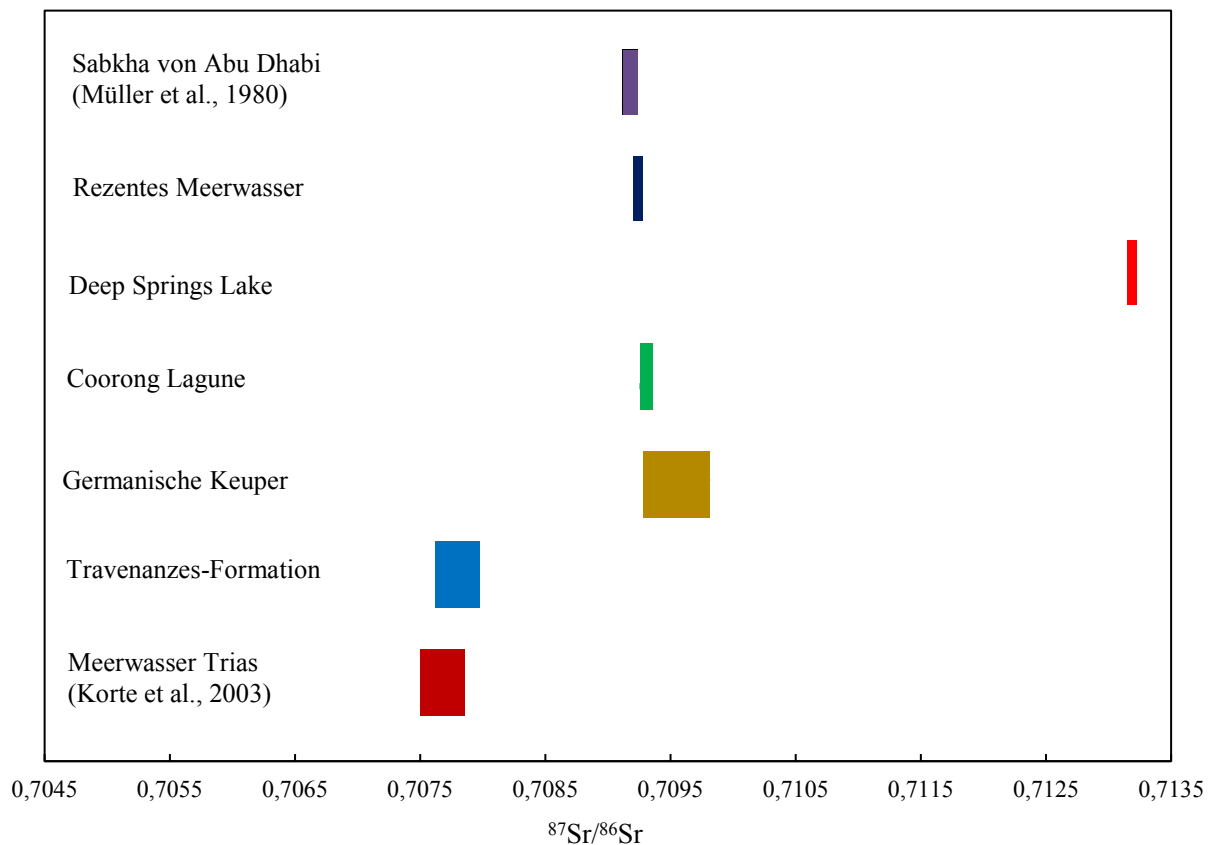


Abbildung 17: Gegenüberstellung der $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse aus den verschiedenen Ablagerungsorten. Das $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis des rezenten Meerwassers wurde aus DePaolo & Ingram (1985) entnommen.

Die Proben aus dem kalifornischen Deep Springs Lake, einem hoch alkalinen Playa-See, zeigen ebenfalls stark radiogene Sr-Signale gegenüber dem rezenten Meerwasser (Abb. 17). Da die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse im Deep Springs Lake stark radiogen sind, stammen diese hauptsächlich aus der Silikatverwitterung granitische Gesteine oder aus hydrothermalen Systemen. Daher ist davon auszugehen, dass die Alkalinität im See ebenfalls aus der Verwitterung der Silikate stammt und durch Grundwasser in den See gelangt. Im Deep Springs Lake fallen die Dolomite bei einer Limitierung von Mg- und Ca-Ionen, möglicherweise in der Wassersäule, aus und lagern sich als euhedrale Kristalle ab. Eine Zufuhr von Ionen aus den umliegenden präkambrische bis kambrische Karbonaten, die durch Regenwasser oder Grundwasser gelöst werden, kann ausgeschlossen werden (Jones, 1965). Würden diese Karbonate durch das Grundwasser korrodiert werden und die Ionen anschließend in den Dolomiten eingebaut werden, wären die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse in den Dolomiten des Deep Springs Lake um ein Vielfaches niedriger. So zeigen präkambrische Karbonate wenig radiogene $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse (~ 0.706), da die Verhältnisse im Meerwasser zu dieser Zeit gering waren. Dies wird durch die geringeren Kontinentmassen und die daraus resultierende geringere Verwitterung im Präkambrium erklärt (Veizer &

Compston, 1976).

5.3 Klima im späteren Karnium

Im Kapitel 5.2 wird bereits kurz auf die klimatischen Bedingungen eingegangen, unter welchen sich Dolomite in der Travenanzes-Formation gebildet hatten. Im späteren Karnium waren aride bis semiaride Phasen dominant, in denen sich Dolomite, Evaporite sowie die roten Tone im Bereich der westlichen Tethys ablagerten und sich Paläoböden bildeten (siehe Profil *Refugio-Dibona*, Abb. 2). Die im Profil nach oben öfters vorkommenden - aber bei weitem nicht so mächtigen - dunklen Tonablagerungen deuten entweder wiederkehrende humide Bedingungen an, die durch Niederschläge saisonal größere Mengen an Wasser lieferten, oder sie weisen auf Gezeitenströmungen hin, die Gebiete längere Zeit unter Wasser setzten. Die dunkle Farbe der Tone resultiert aufgrund von wassergesättigten und reduzierenden Bedingungen während der Ablagerung (Wright & Sandler, 1994; Breda & Preto, 2011). Ähnlich erklärte Besly (1988) die dunklen Tone in permischen *redbeds* durch die Ablagerung während stärkerer Schwankungen im Wasserspiegel, als größere Gebiete unter Wasser standen. Da in der Travenanzes-Formation die dunklen Tone meist mit den laminierten Dolomiten assoziiert sind (Abb. 6A), die sich wahrscheinlich in einer semiariden bis ariden Sabkha ablagerten, wäre die Sedimentation der dunklen Tone während starker Gezeiten möglich, wodurch der supratidale Bereich längere Zeit wassergesättigt war. Die Wechsellagerung von Dolomit und Ton in den laminierten Dolomiten ist vermutlich durch periodische Änderungen im Klima bedingt. Dolomit-Laminae weisen auf semiaride bis aride Bedingungen während der Ablagerung hin, da starke Evaporationsphasen notwendig waren um die Dolomite zu bilden (Hsü & Siegenthaler, 1969). Die Tone hingegen wurden in humiden Phasen eingeschwemmt und lagerten sich in der Sabkha ab. Lagunen-artige Systeme, in denen sich die homogenen Dolomitbänke der Travenanzes-Formation bildeten (Abb. 7A), zeigen ebenfalls ein heißes arides bis semiarides Klima im Karnium an.

Die sogenannte *carnian pluvial Episode*, welche im mittleren bis späten Karnium stattfand, wird als ein episodisches Event mit erhöhten Regenmengen beschrieben und beeinflusste die Tethys maßgeblich (Breda et al., 2009). Während der humiden Klimabedingungen lagerten sich vor allem Siliziklastika im Schelfbereich ab. Die marinen Karbonate, die sich zu dieser Zeit bildeten, zeigen eine massive ^{13}C -Abreicherung, bedingt durch erhöhten Süßwassereintrag (Simms & Ruffel, 1989). Auch wenn die *Carnian pluvial Episode* laut Breda et al. (2009) vor Beginn der Ablagerung der Travenanzes-Formation

stattfind, konnten saisonale humide Phasen die Tonablagerungen im unteren Bereich des Profils erzeugen. Die Niederschläge lieferten genügend Wasser, um Verwitterungsprodukte in den Flüssen zu transportieren. Anschließend aride Bedingungen führten zur Bildung von dryland-river Systemen, wodurch das Wasser verdampfte und die roten Tone unter subaerischen Bedingungen abgelagert wurden (Breda & Preto, 2011) (Abb. 3). Die Bildung der Paläoböden auf den trockengefallenen supratidalen Ebenen deuten auf eine Regression der Tethys hin, sowie auf saisonale Niederschläge, die ein Pflanzenwachstum ermöglichten (Breda & Preto 2011; Massari & Neri, 1997). Die Besiedlung der Pflanzen ist durch die Erhaltung der Umrisse von Wurzeln erkennbar (Abb. 12). $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse in den Dolomit-Knollen der Paläoböden zeigen jedoch auch, dass Kationen mit marinem Ursprung in den supratidalen Bereich gelangten und an der Dolomitbildung beteiligt waren (Abb. 16). Die Dolomit-Knollen in den Böden implizieren semiaride Klimaphasen, in denen durch Evaporation Mischwässer, aus Meer- bzw. Grundwasser, aufstiegen und eine Dolomitbildung möglich war (Alsharhan & Kendall, 2003).

5.4 Diagenetische Beanspruchung

5.4.1 Frühdiagenetische Entwicklung

Der Dolomikrit in der Travenanzes-Formation besteht im Wesentlichen aus anhedralen, selten aus subhedralen, $\leq 5 \mu\text{m}$ großen Dolomitkristallen (Abb. 5E, 6G, 6H, 7K, 7L). Zudem zeigen die Dolomite einen Ca-Überschuss (Ca-Gehalt von 51.81%) und sie besitzen eine gute stöchiometrische Ordnung (Abb. 9). Diese Beobachtungen deuten auf Dolomitierungsprozesse an der Sedimentoberfläche bzw. in den oberen Sedimentschichten hin. Wenk & Frisia (1993) zeigten, dass in der Sabkha von Abu Dhabi geordneter, Ca-reicher Dolomit direkt aus den Porenfluiden ausfällt, wobei keine Ordnungsprozesse ablaufen. Die geordneten Dolomite entstehen aufgrund des direkten Wachstums durch Auflösung und Ausfällung und nicht durch Ordnungsprozesse in ungeordneten Protodolomiten. So konnten sich auch in der Travenanzes-Formation Dolomitkristalle direkt aus den hypersalinen Solen bilden und die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse dieser Fluide einbauen. Dadurch sind die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse der Fluide, die zur Bildung der ‚primären‘ Dolomiten beigetragen haben, im Kristall gespeichert. Im Sediment konnte anschließend ein mehrstufiger Dolomitierungsprozess - ähnlich wie in der Dolomia Principale – stattfinden wo die Dolomite der Travenanzes-Formation nach der Nukleation wuchsen (vgl. Frisia & Wenk, 1993).

Frisia & Wenk (1993) beschrieben durch TEM-Studien eine Serie von Rekristallisationsevents im feinkörnigen Dolomikrit der Dolomia Principale. Die anhedralen bis subhedralen, $\leq 5 \mu\text{m}$ großen Kristalle aus dem Dolomikrit der Travenanzes-Formation (Abb. 7K, 7L, 6H, 6G, 5E) sind jenen Kristallen aus Frisia & Wenk (1993) ähnlich, die sie als oberflächennahe Bildungen interpretierten. Die Autoren stellten durch Mikrostrukturen fest, dass sich die feinkörnigen Dolomitkristalle vermutlich durch Überwachungen von instabilen Phasen nahe der Sedimentoberfläche bildeten. Die „primären“ Dolomite der Travenanzes-Formation fielen wahrscheinlich direkt aus der dm-mächtigen Wassersäule in sehr seichten Lagunen bzw. in supratidalen Sabkhas aus. Dabei kam es durch arides Klima zur Verdunstung, wodurch eine Übersättigung erreicht wurde und die Kristalle lagerten sich am Sedimentboden ab (Hsü & Siegenthaler, 1969). Bevor die Tone über den Dolomitschlamm sedimentiert wurden, lag dieser an der Sedimentoberfläche und es gab eine hohe Anlieferung an Mg-Ionen durch die hypersalinen Solen infolge regelmäßiger Überflutungen. Sobald sich in humiden Perioden impermeable Tonlagen über den Dolomit-Laminae und Dolomitbänken ablagerten, wurde die Zufuhr von Mg-Ionen durch verdunstetes Meerwasser stärker unterbunden. Die Dolomitkristalle wuchsen vermutlich solange, bis die Mg-Ionen ein limitierender Faktor wurden. Durch dieses Wachstum konnten die „primären“ (aus der dm-mächtigen Wassersäule ausgefallenen) Dolomite teilweise überwachsen worden sein. Die anhedrale Ausbildung im Dolomikrit kann das Resultat eines möglichen Platzmangels während des Wachstums sein, da die Kristalle sich beim Wachstum gegenseitig behinderten. An den Grenzflächen der Dolomitlagen zu den Tonlagen bilden sich sphäroidale Dolomit-Aggregate in den Tonlagen (Abb. 6J). Dies ist möglicherweise ebenfalls auf Platzmangel zurückzuführen. Durch die großen Tonmengen, die wie ein Schutzschild wirkten, wurde eine hydrothermale Dolomitisierung bzw. eine spätdiagenetische Überprägung des Dolomikrits verhindert (Preto et al., 2015). Somit ist es möglich, dass die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse im Dolomikrit die Herkunft der Fluide anzeigen, aus denen die Dolomite an der Oberfläche bzw. in der obersten Sedimentschicht gebildet wurden.

Anwachsstrukturen an den Dolomitkristallen (Abb. 7J) und Zonierungen (Abb. 6L) entstanden ebenfalls nach der Ablagerung. Nach der Sedimentation der nm-großen Kristalle konnten Wasserbewegungen und Gezeitenströmungen diese leicht in Suspension befördern. Durch solch einen Effekt entstehen die zonierten Kristalle im Deep Springs Lake, wo bereits gebildete Kristalle in Suspension gelangen (Peterson et al., 1963). Die Lithifizierung der Gesteine aus der Travenanzes-Formation erfolgte wahrscheinlich erst nach der Bildung jener Flat Pebbles, bei denen die Zwischenräume mit Dolomikrit gefüllt sind (Abb. 6C). Wenn der Zwischenraum mit Zement verfüllt wäre, hätten sich die Flat Pebbles erst nach

der Lithifizierung gebildet als das Gestein verfestigt war und keine duktile Bewegung mehr möglich war. Da dies nicht der Fall ist, bildeten sich die Flat Pebbles durch Gezeitenströmungen, welche die Dolomit-Laminae auseinanderrissen. Anschließend wurden die Flat Pebbles in den unverfestigten Dolomikrit eingebettet. Durch die Überlagerung der weiteren Sedimente kam es allmählich zur Kompaktion der Gesteine. In diesem Stadium bildeten sich jene Flat Pebble-Strukturen, welche sparitischen Zement im Zwischenraum haben (Abb. 18A, 18C). Stylolithen, direkt an versetzten Dolomit-Laminae (Abb. 6B), deuten Drucklösungsvorgänge im Gestein an und bildeten sich im Laufe der Kompaktion (Kumm, 1928). Die synsedimentären Strukturen, sowie die primären Dolomite können jedoch Aufschluss auf die Bedingungen während der Ablagerung liefern.

Euhedrale Kristalle (wie in Abb. 6L) können ein langsames Kristallwachstum bei einer direkten Ausfällung aus einer übersättigten Lösung andeuten, wie es im Deep Springs Lake zu beobachten ist (Meister et al., 2011). In diesem Playa-See bilden sich die euhedralen Dolomitekristalle bei sehr niedrigen Kristallisationsraten, da der See an Kationen limitiert ist. Ein anderer Ort für die Bildung von euhedralen Kristallen sind hypersaline Environments (Wenk & Frisia, 1993). Die anhedralen bis subhedralen Kristalle des Dolomikrits (Abb. 6G, 6H), der Dolomit-Laminae und der *Flat Pebbles* in der Travenanzes-Formation, die alle eine xenotopische bis hypidiotopische Textur zeigen, weisen auf diagenetisch alterierte Karbonate oder auf chemisch ausgefallenes Sediment hin (Friedman, 1965). Da in der Travenanzes-Formation eine spätdiagenetische Überprägung ausgeschlossen wird, weisen die an- bis subhedralen Kristalle auf eine frühdiaagenetische Bildung und einen Platzmangel während des Wachstums hin.

5.4.2 Spätdiagenetische Überprägung

Die Hohlräume in den Gesteinen in der Travenanzes-Formation sind meist durch rund 30 µm große sub- bis euhedrale Dolomitekristalle gefüllt (Abb. 6K). Zusätzlich zeigen einige Kristalle eine Zonierung, die auf Unterschiede im Ca- und Mg-Gehalt in den einzelnen Bereichen zurückzuführen sind (Tabelle 3; EDX-Werte). Die Zonierung in den Zementkristallen kann vermutlich durch unterschiedliche Zusammensetzungen in den Fluidphasen zustande kommen. Zusätzlich zeigen die EDX-Messungen in den äußeren Zonierungen der Zemente geringe Konzentrationen an Fe (EDX-Werte: Tabelle 3). Dies weist auf diagenetische Fluide hin, die ein anderes Redox-Potential als die Ursprungsfluide hatten (Barnaby & Rimstidt, 1989). So konnten die geringen Fe-Gehalte durch Grundwasserfluide, die gelöstes Fe²⁺ mitführten, in die Hohlräume der Gesteine gelangen und in die Zementphasen eingebaut werden. Baryt in Hohlräumen der laminierten Dolomite

(Abb. 6I) zeigen eine Mischung von Barium- und Sulfat-reichen Fluiden während der Diagenese an, wodurch Baryte auskristallisierten (Gluyas et al., 1997). Ebenfalls in den Hohlräumen findet man Coelestin (Abb. 6I), die sich nach der Auflösung von Aragonit bilden konnten. Aragonit kann hohe Sr-Konzentrationen im Kristallgitter einbauen, da in diesem Fall die Ca-Ionen gut substituiert werden können (Allison et al., 2005). Wenn sich die gebildeten Aragonite frühdiagenetisch auflösten, wurde eine größere Menge an Sr-Ionen an die Umgebung abgegeben und diese konnten eine Coelestin-Bildung in den Hohlräumen der laminierten Dolomite bewirken.

Im Zuge der Diagenese und der Versenkung verändern sich Tonminerale oder können neue Minerale bilden. So ist das Tonmineral Illit ein Indikator für die Tiefenversenkung von Sedimentgesteinen aufgrund der Veränderung in der Kristallinität (Ferreiro Mählmann, 1995). In der Travenanzes-Formation ist das Vorkommen von Illit nicht durch diagenetische Prozesse zu erklären, vielmehr wurde Illit als Detritus durch Flüsse an die triassischen Küstengebiete geliefert und lagerte sich dort ab. Die gesamte Dolomiten-Region ist aufgrund der Pop-Up Struktur nie in große Tiefen versenkt worden und daher ist eine Bildung von Illit durch eine Versenkung unwahrscheinlich (Doglioni, 1987). Dadurch findet man in der Tofane-Gruppe, die aus Hauptdolomit aufgebaut ist und westlich von Cortina d'Ampezzo aufgeschlossen ist, Conodonten, welche einen „Conodont Alteration Index“ von 1 besitzen und somit kaum eine thermische Überprägung erfuhren (Preto et al., 2015). Um die Auswirkung der Diagenese auf $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse zu untersuchen, analysierten Geske et al. (2012) unterschiedliche Kristallgestalten im Hauptdolomit. Die anhedralen $\leq 10\text{ }\mu\text{m}$ -großen Dolomitkristalle des Hauptdolomits enthalten $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse, die auf verdunstetes triassisches Meerwasser hinweisen. Die grobkörnigen Dolomitbereiche, bestehend aus bis zu $300\text{ }\mu\text{m}$ -großen, subhedralen Kristallen, wurden diagenetisch gebildet und auch die hohen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse zeigen ein Wachstum durch hydrothermale bzw. diagenetische Fluide an. Dadurch bestätigt sich die Annahme, dass sich der Dolomikrit der Travenanzes-Formation früh bildete und die Sr-Isotopie in feinkörnigen Bereichen nicht hydrothermal überprägt wurde.

6. Conclusio

Die komplexe Wechsellagerung von verschiedenen Dolomit-Typen und siliziklastischen Ablagerungen ist durch eine Vielzahl von Faktoren wie Meeresspiegelschwankungen und Klimaänderungen geprägt. Die homogenen Dolomitbänke der Travenanzes-Fm. wurden wahrscheinlich durch verdunstendes Meerwasser in Lagunen oder im intertidalen Bereich gebildet. Fördernd waren einerseits aride Klimabedingungen, andererseits ein möglicher veränderter Ozeanchemismus, charakterisiert durch ein hohes Mg/Ca-Verhältnis und eine erhöhte Alkalinität auf den Plattformen im Karnium. Wahrscheinlich bildeten sich zeitweise auch Playa-Seen bzw. Tümpel aus, in denen sich Grund- und Meerwasser vermischen konnten und anschließend durch Verdunstung homogene Dolomite ausfielen.

Die laminierten Dolomite, welche eine mm-mächtige Wechsellagerung von Dolomit-Laminae und Tonlagen zeigen, bildeten sich in einer triassischen Sabkha, wobei die Dolomitkristalle vermutlich ebenfalls aus verdunsteten Meerwasser im supratidalen Bereich ausfielen. Die Tone konnten durch periodisch ändernde Ablagerungsbedingungen eingeschwemmt werden, wobei sie unter saisonal humiden Klimabedingungen sedimentierten.

Der dritte Dolomit-Typ der Travenanzes-Formation, bestehend aus Dolomit-Knollen, ist mit Paläoböden assoziiert, die sich in Zeiten eines niedrigen Meeresspiegelstands in den supratidalen Bereichen bildeten. Die Ionen für die Dolomitbildung stammen größtenteils aus kontinentalem Grundwasser, welches unter semiariden Bedingungen verdampfte. Ein gewisser Einfluss von marinem Grundwasser ist aber auch in den Dolomit-Knollen durch die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse sichtbar.

Die obertriassischen Dolomitablagerungen des Germanischen Keupers (Lehrbergsschichten und Steinmergelkeuper) weisen auf eine Fällung in Playa-ähnlichen Seen hin, die stark von kontinentalen Fluss- und Grundwässern beeinflusst waren. Rezente Dolomite aus dem kalifornischen Deep Springs Lake zeigen ebenfalls, dass die Ionen aus kontinentalen Wässern stammen. Komplexer sind die Ionen-Anlieferungen in den Dolomiten in der Coorong Lagune zu erklären, wobei die Dolomite eine marine Sr-Isotopie anzeigen, jedoch aus kontinentalen Grundwässern ausfallen. Dabei werden die ephemeren Seen durch kontinentale Wässer gespeist, die einen pleistozänen Karbonat-Aquifer durchlaufen, Ionen herauslösen und eine marine Signatur erhalten.

Somit kann grundsätzlich behauptet werden, dass die karnische Travenanzes-Plattform hauptsächlich marin beeinflusst war. Die Dolomite bildeten sich aus verdunstendem Meerwasser, wobei teilweise auch ein kontinentaler Einfluss herrschen konnte. Im Gegensatz dazu stehen die Dolomite des Germanischen Keupers, die sich in Playa-Seen ablagerten. In diesem Fall wurden die Ionen sowie die Alkalinität von kontinentalen Wasser angeliefert. Dieser Vergleich zeigt, wie zwei unterschiedliche Milieus eine Dolomitbildung mit ähnlicher Fazies erzeugten.

Literaturverzeichnis

- Achyuthan, H., Shankar, N., Braida, M., & Ahmad, S. M., 2012. Geochemistry of calcretes (calciic palaeosols and hardpan), Coimbatore, Southern India: Formation and Paleoenvironment. *Quaternary International*, 265, p. 155-169.
- Adams, A. E., MacKenzie, W. S., & Guilford, C., 1984. Atlas of sedimentary rocks under the microscope. Longman; Wiley.
- Adams, J.E. and Rhodes, M.L., 1960. Dolomitization by seepage refluxion. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 44, 1912–1921.
- Allison, N., Finch, A. A., Newville, M., & Sutton, S. R., 2005. Strontium in coral aragonite: 3. Sr coordination and geochemistry in relation to skeletal architecture. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69, 3801-3811.
- Allmann R., 1994. Röntgenpulverdiffraktometrie- Rechnergestützte Auswertung, Phasenanalyse und Strukturbestimmung. Verlag Sven von Loga / Springer. ISBN 10: 3540624937.
- Alsharhan A.S., Kendall C.G.St.C., 2003. Holocene coastal carbonates and evaporites of the southern Arabian Gulf and their ancient analogues. *Earth Sci Rev* 61. P.191–243.
- Assereto, R. L., & Kendall, C. G., 1977. Nature, origin and classification of peritidal tepee structures and related breccias. *Sedimentology*, 24, 153-210.
- Aref, M.A., Basyoni, M.H., Bachmann, G.H., 2014. Microbial and physical sedimentary structures in modern evaporitic coastal environments of Saudi Arabia and Egypt. *Facies*, 60, p. 371-388.
- Bajnóczi, B., Horváth, Z., Demeny, A., & Mindszenty, A., 2006. Stable isotope geochemistry of calcrete nodules and septarian concretions in a Quaternary 'red clay' paleovertisol from Hungary. *Isotopes in environmental and health studies*, 42, p. 335-350.
- Baker, P. A., & Kastner, M., 1981. Constraints on the formation of sedimentary dolomite. *Science*, 213, p. 214-216.
- Barrer, R. M., 1978. Zeolites and clay minerals as sorbents and molecular sieves. Academic press.
- Barnaby, R. J., & Rimstidt, J. D., 1989. Redox conditions of calcite cementation interpreted from Mn and Fe contents of authigenic calcites. *Geological Society of America Bulletin*, 101, 795-804.
- Berner, R. A., Lasaga, A. C., & Garrels, R.M., 1983. The carbonate-silicate geochemical cycle and its effect on atmospheric carbon dioxide over the past 100 million years. *Am. Jour. Sci*, 283, 641-683.
- Besly, B.M., 1988. Paleogeographic implications of late Westphalian to early Permian red-beds, central England. In: *Sedimentation in a Synorogenic Basin Complex: The Upper Carboniferous of Northwest Europe* (Eds B.M. Besly and G. Kelling), pp. 200–221. Blackie, Glasgow.
- Bontognali, T.R.R., Vasconcelos, C., Warthmann, R.J., Bernasconi, S.M., Dupraz, C., Strohmenger, C.J., McKenzie, J.A., 2010. Dolomite formation within microbial mats in the coastal sabkha of Abu Dhabi (United Arab Emirates). *Sedimentology*, 57, 824–844.
- Bosellini, A., Masetti, D. and Neri, C., 1982. La geologia del passo del Falzarego. In: *Guida alla Geologia del Sudalpino centro-orientale* (Eds A. Castellarin and G.B. Vai), Guide Geol. Reg. (I serie) Soc. Geol. Ital., 273–278.
- Von der Borch, C.C. and Lock, D., 1979. Geological significance of Coorong dolomites. *Sedimentology*, 26, 813–824.
- Von der Borch, C. C., 1976. Stratigraphy and formation of Holocene dolomitic carbonate deposits of the Coorong area, South Australia. *Journal of Sedimentary Research*, 46. P. 952-966.

- Von der Borch, C. C., Lock, D. E., & Schwebel, D., 1975. Ground-water formation of dolomite in the Coorong region of South Australia. *Geology*, 3, 283-285.
- Von Der Borch, C., 1965. The distribution and preliminary geochemistry of modern carbonate sediments of the Coorong area. South Australia, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 29, 781-799.
- Burns, S.J., McKenzie, J.A., Vasconcelos, C., 2000. Dolomite formation and biogeochemical cycles in the Phanerozoic. *Sedimentology* 47, 49–61.
- Brack, P., Rieber, H., & Urlichs, M., 1999. Pelagic successions in the Southern Alps and their correlation with the Germanic Middle Triassic. *Zentralbl. Geol. Paläontol. Teil I*, 7–8, 853–876.
- Breda, A., Preto, N., 2011. Anatomy of an Upper Triassic continental to marginal-marine system: the mixed siliciclastic–carbonate Travenanzes Formation (Dolomites, Northern Italy). *Sedimentology* 58, 1613-1647.
- Breda, A., Preto, N., Roghi, G., Furin, S., Meneguolo, R., Ragazzi, E., ... & Gianolla, P. 2009. The Carnian Pluvial Event in the Tofane area (Cortina d'Ampezzo, Dolomites, Italy). *Geo Alp*, 6, p. 80-115.
- Brusca, C., Gaetani, M., Jadoul, F. and Viel, G., 1982. Paleo- geografia ladinico-carnica e metallogenesi del Sudalpino. *Soc. Geol. Ital. Mem.*, 22, 65–82.
- Carulli, G.B., Fantoni, R., Masetti, D., Ponton, M., Trincianti, E., Trombetta, G.L. and Venturini, S., 1998. Analisi di facies e proposta di revisione stratigrafica del Triassico Superiore del Subalpino Orientale. *Atti Tic. Sc. Terra*, 7, 159–183.
- De Deckker, P., Chivas, A. R., & Shelley, J. M. G., 1999. Uptake of Mg and Sr in the euryhaline ostracod *Cyprideis* determined from in vitro experiments. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 148, 105-116.
- Deelman, J. C., 1999. Low-temperature nucleation of magnesite and dolomite. *Neues Jahrbuch für Mineralogie (Stuttgart), Monatshefte*, 1999: p. 289-302.
- Deelman, J.C., 1972. On mechanisms causing birdseye structures. – *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte*, 1972, p. 582-595.
- Demicco, R.V. and Hardie, L.A., 1994. Sedimentary structures and early diagenetic features of shallow marine carbonate deposits. *SEPM Atlas Ser.*, 1, 265.
- DePaolo, D.J., Ingram, B., 1985. High-resolution stratigraphy with strontium isotopes. *Science* 227, 938-941.
- Doglioni, C., 1987. Tectonics of the Dolomites (Southern Alps-Northern Italy): *Journal of Structural Geology*, v. 9, p. 181–193.
- Dunham, R.J., 1962. Classification of Carbonate Rocks According to Depositional Texture. In: Ham, W.E., Ed., *Classification of Carbonate Rocks*, American Association of Petroleum Geologists Memoir, Tulsa, p. 108-121.
- Driese, S.G., Mora, C.I., 1993. Physico-chemical environment of pedogenic carbonate formation in Devonian vertic paleosols, Central Appalachians, USA. *Sedimentology* 40, p. 199–216.
- Ferreiro Mählmann, R., 1995. Das Diagenese-Metamorphose-Muster von Vitrinitreflexion und Illit- "Kristallinität" in Mittelbünden und im Oberhalbstein. Teil 1: Bezüge zur Stockwerktektonik. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 75, 85-122.
- Fischer, A.G., 1964. The Lofer cyclothems of the Alpine Triassic. – *Kansas Geol. Surv. Bull.*, 169, p. 107-149
- Fischer, J., Voigt, S., Franz, M., Schneider, J.W., Joachimski, M.M., Tichomirowa, M., Götze, J., Furrer, H., 2012. Palaeoenvironment of the late Triassic Rhaetian Sea: implications from

- oxygen and strontium isotopes of hybodont shark teeth. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 353–355, 60–72.
- Flügel E., 2010. *Microfacies of Carbonate Rocks- Analysis, Interpretation and Application* 2nd Edition. Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- Folk, R.L., 1959. Practical petrographical classification of limestones. – *Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 43, 1–38
- Franz, M., Nowak, K., Berner, U., Heunisch, C., Bandel, K., Röhling, H. G., & Wolfgramm, M., 2014. Eustatic control on epicontinental basins: the example of the Stuttgart Formation in the Central European Basin (Middle Keuper, Late Triassic). *Global and Planetary Change*, 122, 305–329.
- Friedman, G. M., 1965. Terminology of crystallization textures and fabrics in sedimentary rocks. *Journal of Sedimentary Research*, 35, p. 643–655.
- Friedman, G.M. and Sanders, J.E., 1967. Origin and Occurrence of Dolostones. *Carbonate Rocks* (Eds G.V. Chilingar, H.J. Bissel and R.W. Fairbridge), pp. 267–348. Elsevier, Amsterdam.
- Frisia, S. & Wenk, H.-R., 1993. TEM and AEM study of pervasive, multi-step dolomitization of the upper Triassic Dolomia Principale (Northern Italy). *J. Sed. Petrol.*, 63, p.1049–1058.
- Füchtbauer, H., Goldschmidt, H., 1966. Beziehungen zwischen Calcium-gehalt und Bildungsbedingungen der Dolomite. *Geologische Rundschau* 55, p. 29–40.
- Garzanti, E., Gnaccolini, M. and Jadoul, F., 1995. Anatomy of a semiarid coastal system: the Upper Carnian of Lombardy (Italy). *Riv. Ital. Paleontol. Stratigr.*, 101(1), 17–36.
- Geske, A., Zorlu, J., Richter, D. K., Buhl, D., Niedermayr, A., & Immenhauser, A., 2012. Impact of diagenesis and low grade metamorphism on isotope ($\delta^{26}\text{Mg}$, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ and $87\text{Sr}/86\text{Sr}$) and elemental (Ca, Mg, Mn, Fe and Sr) signatures of Triassic sabkha dolomites. *Chemical Geology*, 332, 45–64.
- Ghosh, P., Sarkar, S. and Maulik, P., 2006. Sedimentology of a muddy alluvial deposit: Triassic Denwa Formation, India. *Sed. Geol.*, 191, p. 3–36.
- Gianolla, P., De Zanche, V. and Mietto, P., 1998. Triassic sequence stratigraphy in the Southern Alps (Northern Italy): definition of sequences and basin evolution. In: *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins* (Eds deGraciansky P.-C., J. Hardenbol, T. Jacquin and P.R. Vail), SEPM Spec. Publ., 60, 719–747.
- Ginsburg, R.N., 1971. Landward movement of carbonate mud: new model for regressive cycles in carbonates (abs.). *AAPG Bull.*, 55, 340.
- Given, R. K., & Wilkinson, B. H., 1987. Dolomite Abundance and Stratigraphic Age: Constraints on Rates and Mechanisms of Phanerozoic Dolostone Formation: PERSPECTIVES. *Journal of Sedimentary Research*, 57, p 1068–1078.
- Gluyas, J., Jolley, L., & Primmer, T., 1997. Element mobility during diagenesis: sulphate cementation of Rotliegend sandstones, Southern North Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 14, 1001–1011.
- Goldstein, J., Newbury, D.E., Joy, D.C., Lyman, C.E., Echlin, P., Lifshin, E., Sawyer, L., Michael, J.R., 2003. *Scanning Electron Microscopy and X-Ray Microanalysis* Springer-Third Edition.
- Hall, A., 1967. The distribution of some major and trace elements in feldspars from the Rosses and Ardara granite complexes, Donegal, Ireland. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Volume 31, p. 835–847
- Iannace, A. and Frisia, S., 1994. Changing dolomitization styles from Norian to Rhaetian in southern Tethys realm. In: *A Volume in Honour of Dolomieu* (Eds B. Purser M. Tucker and D. Zenger), *Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ.*, 21, 75–89.

- Handy, M.R., Schmid, S.S., Bousquet, R., Kissling E., Bernoulli D., 2010. Recoiling plate-tectonic reconstructions of Alpine Tethys with the geological-geophysical record of spreading and subduction in the Alps. *Earth-Science Reviews* 102, p.121-158.
- Hardie, L.A., 1987. Perspectives–dolomitization: a critical view of some current views. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 57, p. 166-183.
- Harland W.B., Armstrong R.L., Cox A.V., Craig L.E., Smith A.G., Smith D.G., 1990. A Geologic Time Scale 1989. Cambridge Univ. Press, Cambridge, p. 263.
- Hsü, K.J., Siegenthaler C., 1969. Preliminary experiments on hydrodynamic movement induced by evaporation and their bearing on the dolomite problem. *Sedimentology*, v. 12, no. 1-2, p. 11-25.
- Hsü, K.J., Schneider, J., 1973. Progress report on dolomitization hydrology of Abu Dhabi Sabkhas, Arabian Gulf. *The Persian Gulf*. Springer, New York, pp. 409–422.
- Hornung, J. and Aigner, T. 2002. Reservoir architecture in a terminal alluvial plain: an outcrop analogue study (Upper Triassic, Southern Germany). Part II: cyclicity, controls and models. *J. Petrol. Geol.*, 25, 151–178.
- Janoušek, V., Navrátil, T., Trubač, J., Strnad, L., Laufek, F., & Minařík, L., 2014. Distribution of elements among minerals of a single (muscovite-) biotite granite sample—an optimal approach and general implications. *Geologica Carpathica*, 65, 257-272.
- Jones, B.F., 1965. The Hydrology and Mineralogy of Deep Springs Lake, Inyo County, California. *US Geol. Surv. Prof. Paper*, 502, 56. Paper, 502-A, 56.
- Kaldi, J., Gidman, J., 1982. Early diagenetic dolomite cements: examples from the Permian Lower Magnesian Limestone of England and the Pleistocene carbonates of the Bahamas. *J. Sediment. Petrol.* 52, 1073–1085.
- Kalkowsky, E., 1908. Oolith und Stromatolith im norddeutschen Buntsandstein. *Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft*, p. 68-125.
- Kazmierczak, J., Coleman, M.L., Gruszczynski, M., Kempe, S., 1996. Cyanobacterial key to the genesis of micritic and peloidal limestones in ancient seas. *Acta Palaeontologica Polonica*, 41, 319-338
- Keim, L., Spötl, C. and Brandner, R., 2006. The aftermath of the Carnian carbonate platform demise: a basinal perspective (Dolomites, Southern Alps). *Sedimentology*, 53, 361–386.
- Kindle, E. M., 1917. Some Factors Affecting the Development of Mud-Cracks. *Journal of Geology*. 25, p.135–144.
- Korte, C., Kozur, H. W., Bruckschen, P., & Veizer, J., 2003. Strontium isotope evolution of Late Permian and Triassic seawater. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67, 47-62.
- Kraus, O., 1969. Die Raibler Schichten des Drauzuges (Südliche Kalkalpen). Lithofazielle, sedimentpetrographische und paläogeographische Untersuchungen. *Jb. Geol. B.-A*, 112, 81-152.
- Kumm, A., 1928. Symmetrische Stylolithen, Guilielmites und Druckzapfen. *Geologische Rundschau*, 19, 448-463.
- Land, L.S., 1998. Failure to precipitate dolomite at 25°C from dilute solution despite 1000-fold oversaturation after 32 years. *Aquat. Geochem.*, 4, 361–368.
- Liebermann, O. 1967. Synthesis of dolomite. *Nature*, 213, 241-245.
- Van Lith, Y., Warthmann, R., Vasconcelos, C., McKenzie, J.A., 2003a. Sulphate-reducing bacteria induce low-temperature Ca-dolomite and high Mg-calcite formation. *Geobiology*, 1, 71–79.

- Van Lith, Y., Warthmann, R., Vasconcelos, C., McKenzie, J.A., 2003b. Microbial fossilization in carbonate sediments: a result of the bacterial surface involvement in carbonate precipitation. *Sedimentology*, 50, 237–245.
- Lippmann F., 1982. Stable and metastable solubility diagrams for the system $\text{CaCO}_3\text{-MgCO}_3\text{-H}_2\text{O}$ at ordinary temperatures. *Bull. Mineral.* 105, 273-279.
- Logan, B.W., Rezak, R., Ginsburg, R.N., 1964. Classification and environmental significance of algal stromatolites. *Journal of Geology*, 72, 68-83
- Lumsden, D.N., 1979. Discrepancy between thin-section and X-ray estimates of dolomite in limestone. *J. Sed. Petrol.*, 49, 429–435.
- Machel, H. G., 2004. Concepts and models of dolomitization: a critical reappraisal. Geological Society, London, Special Publications, 235, 7-63.
- Makishima A., 2016. Thermal Ionization Mass Spectrometry (TIMS): Silicate Digestion, Separation, Measurement. Wiley-VCH Verlag GmbH & Co
- Massari, F. and Neri, C., 1997. The infill of a supradetachment(?) basin: the continental to shallow-marine Upper Permian succession in the Dolomites and Carnia (Italy). *Sed. Geol.*, p. 110, 181–221.
- Mastandrea, A., Perri, E., Russo, F., Spadafora, A., Tucker, M., 2006. Microbial primary dolomite from a Norian carbonate platform: northern Calabria, southern Italy. *Sedimentology*, 53, 465–480.
- Mawson, S.D., 1929. Some South Australian limestones in the process of formation. *Q. J. Geol. Soc. London* 85, 613–623.
- McArthur J.M., Howarth R.J. and Shield G.A. 2012. Strontium Isotope Stratigraphy. The Geologic Time Scale, 2012. Gredstein FM, Ogg J.G., Schmotz M.D. and Ogg G.M. Elsevier, Vol 1 of 2, 1144 pp.
- McKenzie, J., 1981. Holocene dolomitization of calcium carbonate sediments from the coastal sabkhas of Abu Dhabi, U.A.E. *J. Geol.* 89, 185–198.
- McKenzie, J., Hsu, K.J., Schneider, J.F., 1980. Movement of subsurface waters under the sabkha, Abu Dhabi, UAE and its relation to evaporative dolomite genesis. *Spec. Publ.-SEPM* 28, 11–30.
- Meister, P., Reyes, C., Beaumont, W., Rincon, M., Collins, L., Berelson, W., Stott, L., Corsetti, F. and Nealson, K.H., 2011. Calcium- and magnesium-limited dolomite precipitation at Deep Springs Lake, California. *Sedimentology*, 58, 1810– 1830.
- Meister, P., McLenzie, J. A., Bernasconi, S. M., Brack, P., 2013. Dolomite formation in the shallow seas of the Alpine Triassic. *Sedimentology*, 60, p. 270-291.
- Missana, T., Garcia-Gutierrez, M., & Alonso, U., 2008. Sorption of strontium onto illite/smectite mixed clays. *Physics and Chemistry of the Earth* 33, p. 156-S162.
- Von Mojsisovics, E., 1879. Die Dolomit-Riffe von Südtirol und Venetien. *Beitr. Bildungsgesc. Alp.*, 13, 552 pp. Wien.
- Moore, D.M., Reynolds, R.C., 1997. X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals, 2nd ed. +378pp. Oxford, New York: Oxford University Press.
- Müller, D.W., Mueller, P.A., and McKenzie, J.A., 1990a. Strontium isotopic ratios as fluid tracers in Messinian evaporites of the Tyrrhenian Sea (western Mediterranean Sea). In Kastens, K.A., Mascle, J., et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, 107: College Station, TX (Ocean Drilling Program), p. 603–614.

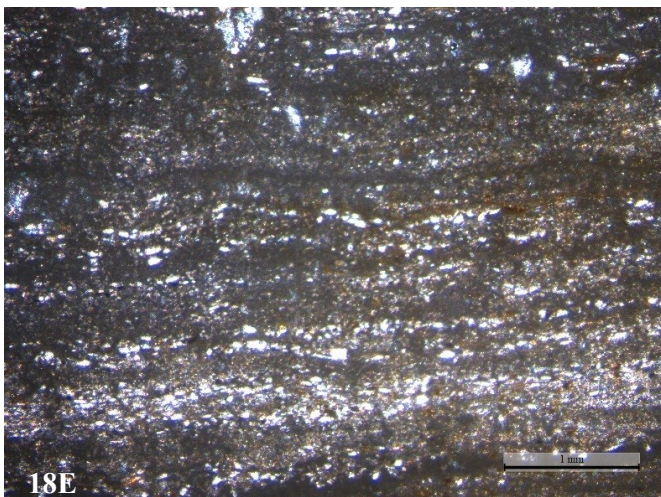
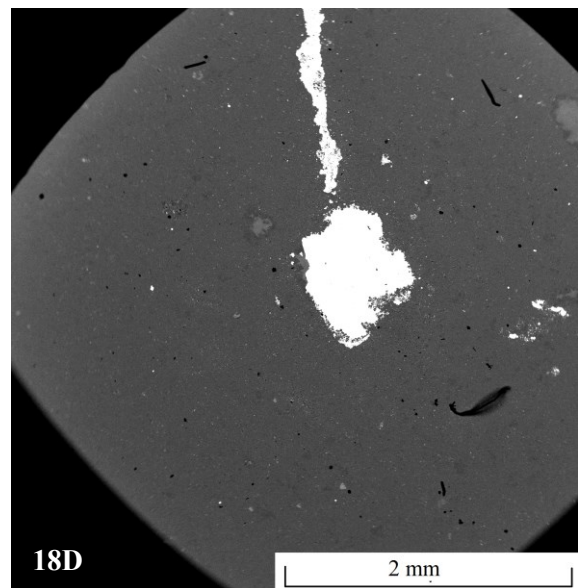
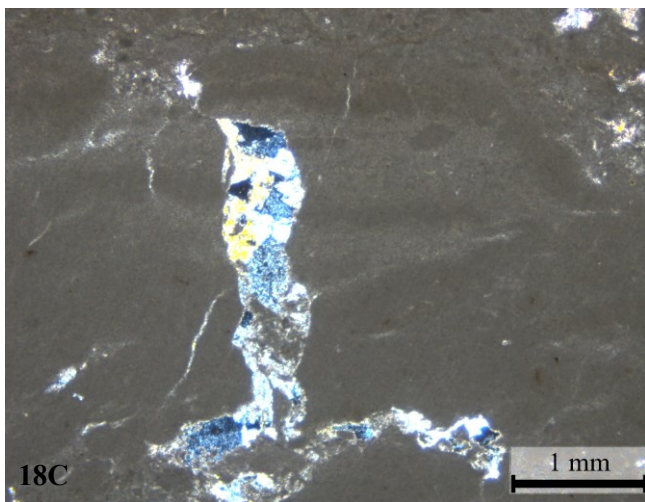
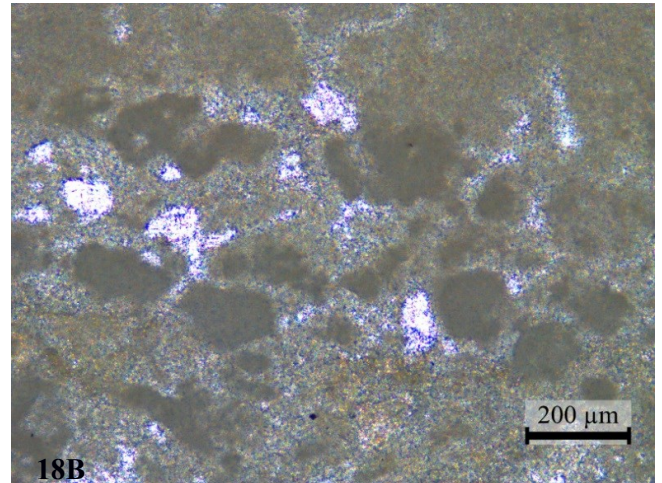
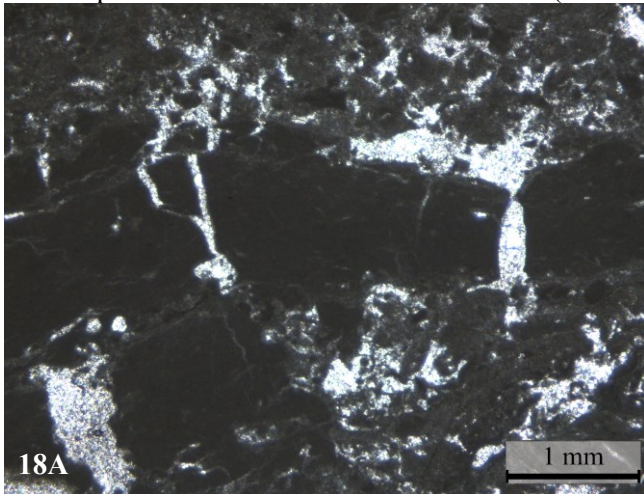
- Müller, D. W., McKenzie, J. A., & Mueller, P. A. 1990b. Abu Dhabi sabkha, Persian Gulf, revisited: application of strontium isotopes to test an early dolomitization model. *Geology*, 18, 618-621.
- Muttoni, G., Kent, D.V., Garzanti, E., Brack, P., Abrahamsen, N. and Gaetani, M., 2003. Early Permian Pangea 'B' to Late Permian Pangea 'A'. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 215, 379–394.
- Murray, M. M., & Rogers, J. J., 1973. Distribution of rubidium and strontium in the potassium feldspars of two granite batholiths. *Geochemical Journal*, 6, 117-130.
- Nadson, G. A., 1928. Beitrag zur Kenntnis der bakteriogenen Kalkablagerungen. *Archiv fuer Hydrobiologie*, 19, 154-164. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- Neher, J. and Rohrer, E., 1958. Dolomitbildung unter Mitwirkung von Bakterien. *Eclogae Geol. Helv.*, 51, 213–215.
- Niebergall, S., 2016. Mikrofaziesanalyse von Dolomit-Einschaltungen in siliziklastischen Alluvial/Sabkha-Ablagerungen der karnischen Travenanzes-Formation (Dolomiten, Südalpen). *Bac. Thesis*.
- Niu, Y., Jiang, B., & Huang, H., 2011. Triassic marine biogeography constrains the palaeogeographic reconstruction of Tibet and adjacent areas. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 306, p. 160-175.
- Oatley, C. W., Nixon W. C., Pease R.F.W., 1966. The scanning electron microscope. *Science Progress*, 54: 483-495.
- Ogg, J.G., 2012. Triassic. In: Gradstein, F. M., Ogg, J. G., Schmitz, M., & Ogg, G. (Eds.). (2012). *The geologic time scale 2012*. Elsevier. Cambridge University Press, Cambridge, p. 681-730.
- Peterman Z. E., Hedge C. E., and Tourtelot H. A., 1970. Isotopic composition of strontium in seawater throughout Phanerozoic time. *Geochim. Cosmochim. Acta* 34, 105–120.
- Peterson, M.N.A., Bien, G.S., Berner, R.A., 1963. Radiocarbon studies of recent dolomite from Deep Springs Lake, California. *J. Geophys. Res.*, 68, 6493–6505.
- Preto, N., Spötl, C., & Guaiumi, C., 2009. Evaluation of bulk carbonate $\delta^{13}\text{C}$ data from Triassic hemipelagites and the initial composition of carbonate mud. *Sedimentology*, 56, 1329-1345.
- Preto, N., Breda, A., Corso, J. D., Spötl, C., Zorzi, F., Frisia, S., 2015. Primary dolomite in the Late Triassic Travenanzes Formation, dolomites, Northern Italy: facies control and possible bacterial influence. *Sedimentology*, 62, 697-716.
- Putnis, A., Junta-Rosso, J. L., & Hochella, M. F. 1995. Dissolution of barite by a chelating ligand: An atomic force microscopy study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59, p. 4623-4632.
- Ratschbacher, L., Merle O., Davy P, Cobbold P., 1991. Lateral Extrusion in the Eastern Alps, Part 1: Boundary conditions and experiments scaled for gravity. *Tectonics* 10(2). P.245 – 256.
- Reineck H.E, Gerdes G., Claes M., Dunajtschik K., Riege H., Krumbein W.E., 1990. Microbial modification of sedimentary surface structures. In: Heling D, Rothe P, Forstner U, Stoffers P (eds) *Sediments and environmental geochemistry*. Springer, Berlin Heidelberg New York, p. 254–276
- Reinhardt, L., & Ricken, W., 2000. The stratigraphic and geochemical record of Playa Cycles: monitoring a Pangaean monsoon-like system (Triassic, Middle Keuper, S. Germany). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 161, 205-227.
- Retallack, G.J., 1988. Field recognition of paleosols. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*, 216, 1–20.
- Rhodes, J.M., 1969. On the chemistry of potassium feldspars in granitic rocks. *Chem. Geol.* 4, 373–392.
- Riding, R.E., 1999. The term stromatolites: towards an essential definition. – *Lethaia*, 32, 321-330

- Rodriguez-Blanco, J.D., Shaw, S. and Benning, L.G., 2015. A route for the direct crystallization of dolomite. *American Mineralogist*, Vol. 100, 1172-1181.
- Russo, F., Neri, C., Mastandrea, A., & Baracca, A., 1997. The mud mound nature of the Cassian Platform Margins of the Dolomites A case history: the Cipit boulders from Punta Grohmann (Sasso Piatto Massif, northern Italy). *Facies*, 36, 25-36.
- Sandberg, P. A., 1985. Nonskeletal aragonite and pCO₂ in the Phanerozoic and Proterozoic. *The Carbon Cycle and Atmospheric CO: Natural Variations Archean to Present*, Amer. Geophys. Union Monogr., 32, 585-594.
- Schaad, W., 1995. Die Entstehung von Rauhwacken durch die Verkarstung von Gips. *Eclogae geol. Helv*, 88, 59-90.
- Schlager, W., & Reijmer, J. J., 2009. Carbonate platform slopes of the Alpine Triassic and the Neogene—a comparison. *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, 102, 4-14.
- Schumm, S.A., 1993. River response to base-level change; implications for sequence stratigraphy. *J. Geol.* 101, 279–294.
- Seegis, D., 1997. Die Lehrbergschichten im Mittleren Keuper von Süddeutschland—Stratigraphie. Petrographie, Paläontologie, Genese, Ph.D. Thesis, Univ. of Stuttgart.
- Shinn, E.A., 1968b. Practical significance of birdseyes structures in carbonate rocks. — *J. Sed. Petrol.*, 38, p. 215-223.
- Simms, M.J. and Ruffell, A.H., 1989. Synchronicity of climatic change and extinctions in the Late Triassic. *Geology*, 17, 265–268.
- Stampfli, G.M. and Borel, G.D., 2002. A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 196, 17–33.
- Taylor A. S. and Lasaga A. C., 1999. The role of basalt weathering in the Sr isotope budget of the oceans. *Chem. Geol.* 161, 199 –214.
- Tucker, M. E., & Wright, V. P., 1990. Carbonate sediments and limestones. Blackwell Publishing Ltd. Oxford.
- Vasconcelos, C., McKenzie, J.A. 1997. Microbial mediation of modern dolomite precipitation and diagenesis under anoxic conditions, Lagoa Vermelha, Rio de Janeiro, Brazil). *J. Sed. Res.*, 67, 378–390.
- Vasconcelos, C., McKenzie, J.A., Bernasconi, S., Grujic, D., Tien, A.J., 1995. Microbial mediation as a possible mechanism for natural dolomite formation at low temperatures. *Nature*, 377, 220–222.
- Vahrenkamp, V. C., & Swart, P. K., 1990. New distribution coefficient for the incorporation of strontium into dolomite and its implications for the formation of ancient dolomites. *Geology*, 18, 387-391.
- Veizer, J., & Compston, W., 1976. ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr in Precambrian carbonates as an index of crustal evolution. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 40, 905-914.
- Veizer, J., 1989. Strontium isotopes in seawater through time. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 17, p. 141-167.
- Veizer, J., Ala, D., Azmy, K., Bruckschen, P., Buhl, D., Bruhn, F., Carden, G.A.F., Diener, A., Ebner, S., Godderis, Y., Jasper, T., Korte, C., Pawellek, F., Podlaha, O.G., Strauss, H., 1999. ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater. *Chemical geology*, 161, 59-88.

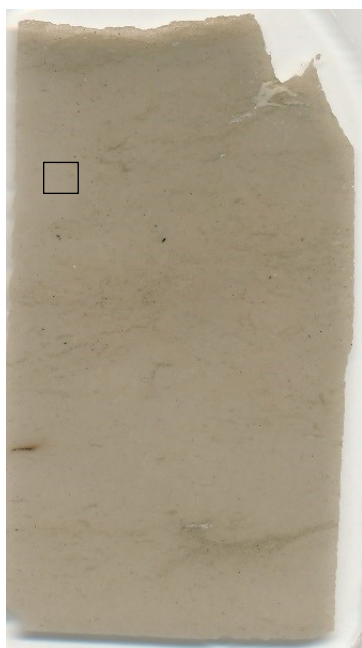
- Warren, J., 2000. Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations. *Earth-Science Reviews*, 52, 1-81.
- Warren, J. K., 1982. The hydrological significance of Holocene tepees, stromatolites, and boxwork limestones in coastal salinas in South Australia. *Journal of Sedimentary Research*, 52, p. 1171-1201.
- Wenk, H.R., Meisheng, H. and Frisia, S., 1993. Partially disordered dolomite: microstructural characterization of Abu Dhabi sabkha carbonates. *Am. Mineral.*, 78, 769–774.
- Wood, W. W., Sanford, W. E., & Al Habshi, A. R. S., 2002. Source of solutes to the coastal sabkha of Abu Dhabi. *Geological Society of America Bulletin*, 114, 259-268.
- Wright, V.P. and Sandler, A., 1994. A hydrogeological model for the early diagenesis of Late Triassic alluvial sediments. *J. Geol. Soc. London*, 151, p. 897–900.
- Yang, J., Chen, J., An, Z., Shields, G., Tao, X., Zhu, H., Chen, Y., 2000. Variations in $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of calcites in Chinese loess: a proxy for chemical weathering associated with the East Asian summer monsoon. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 157, p. 151-159.

Anhang

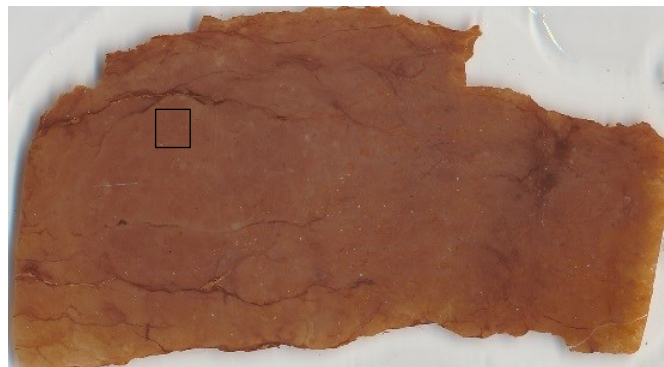
Abbildung 18: **A)** Spartitischer Zement im Zwischenraum einer auseinandergebrochenen Dolomit-Lamina (Flat Pebble) (DP14/10). **B)** Peloid-Ansammlungen in laminierten Dolomiten (DP14/9). **C)** Spartitischer Zement zwischen Dolomit-Lamina. Mit gekreuzten Polarisierungen (DP14/4). **D)** Pyrit in einem Hohlraum der Gesteinsprobe DP14/6. **E)** Lamination mit einem hohen Anteil an Apatit zwischen den einzelnen Laminae (Keu 1-2B).



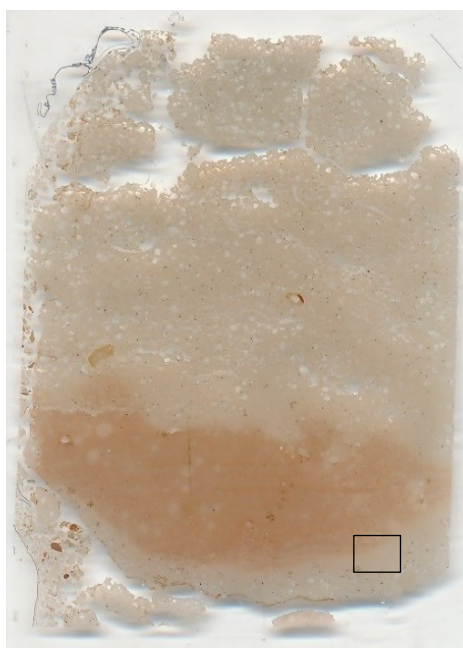
Abbildungen 19 A-M: Dünnschliffe der Dolomitgesteine aus der Travenanzes-Formation und des Keupers. Die Rechtecke in den Scans markieren die Stelle der Mikrobohrung. Aus diesen Stellen wurden anschließend die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse gemessen.



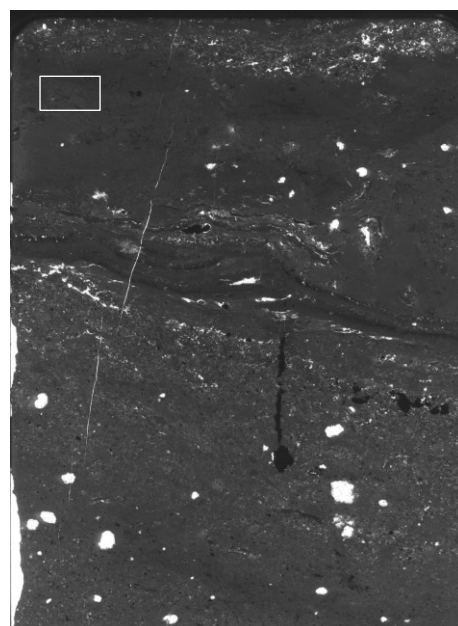
19A: DP14/1



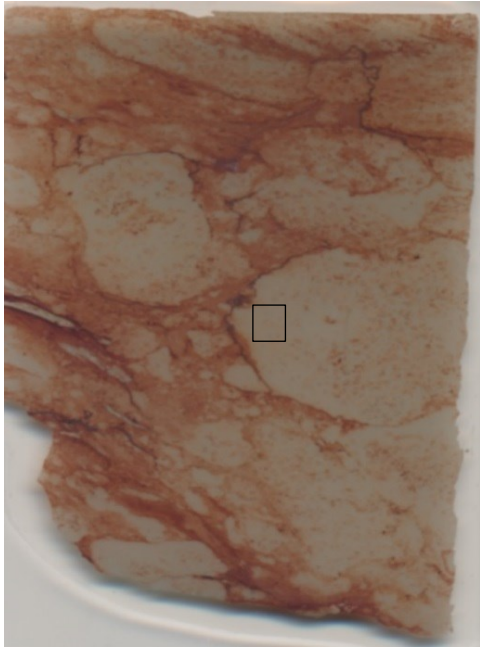
19B: DP14/3



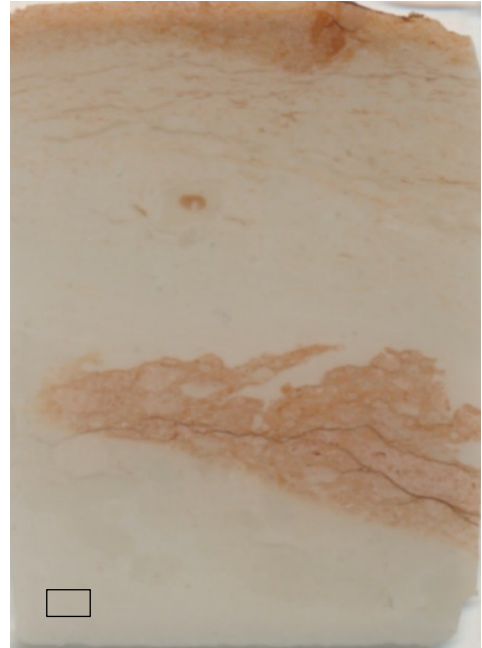
19C: DP14/4



19D: DP14/6



19E: DP14/7



19F: DP14/8



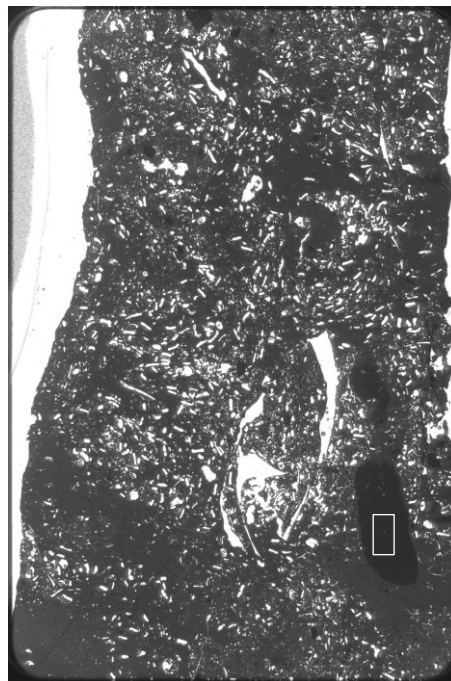
19G: DP14/9



19H: DP14/10



19I: DP14/11



19J: DP14/12



19K: DP14/13



19L: Keu 1-2



19M: Lehr

Tabelle 3: EDX-Daten aus Punktmessungen. Coelestin und Baryt in Probe DP14/9. Apatit in Probe DP14/1. Dolomit-Zement in Probe DP14/6. Pyrit aus Probe Dp14/6.

Coelestin				Baryt			
	Element	Gewichts %	Atom %		Element	Gewichts %	Atom %
	B	0,84	2,38		C	6,35	18,96
	O	30,79	59,21		O	22,97	51,46
	Na	0,43	0,58		Si	0,89	1,14
	Mg	0,76	0,96		S	11,95	13,35
	Al	0,69	0,79		Ba	57,84	15,09
	Si	1,07	1,17				
	Sr	36,91	12,96				
	P	0,31	0,30				
	S	16,10	15,45				
	Cl	0,34	0,30				
	K	0,96	0,75				
	Ca	1,14	0,87				
	Ba	3,25	0,73				
Dolomit in Dolomikrit				Apatit			
	C	7,30	12,40		C	2,97	5,79
	O	45,62	58,07		O	36,92	53,94
	Mg	12,48	10,64		F	3,35	4,12
	Ca	28,02	14,24		P	17,58	13,26
					Cl	0,55	0,36
					Ca	38,63	22,52
Dolomit-Zement				Pyrit			
	C	14,52	22,65		C	5,61	16,08
	O	49,08	57,46		F	2,87	5,21
	Mg	10,81	8,33		S	48,71	52,31
	Ca	22,54	10,54		Fe	42,81	26,40
	Fe	3,05	1,02				

Abb. 20: Ca/Sr-Verhältnisse in 0.1 N CH_3COOH (Rechteck) und in 1 N CH_3COOH (Raute). Der laminierte Dolomit zeigt in der 1 N CH_3COOH -Sequenz eine hohe Sr-Konzentration, wodurch diese nicht geplottet wurde. Die schwarzen Pfeile zeigen die Trends.

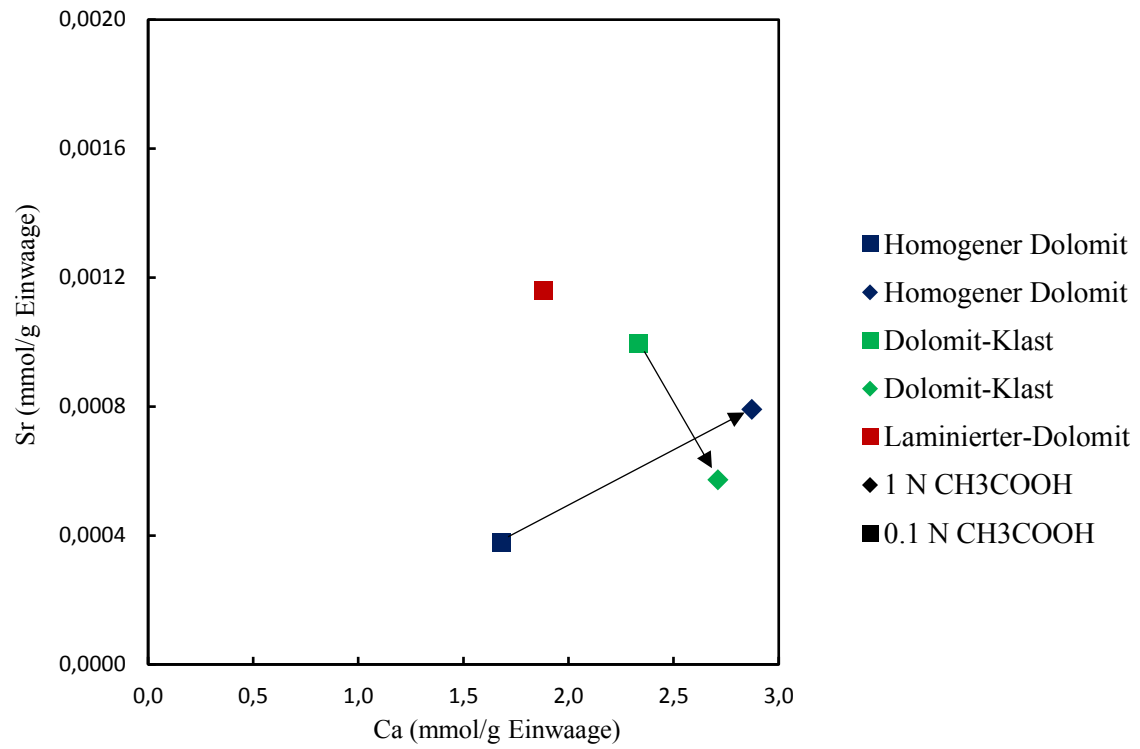
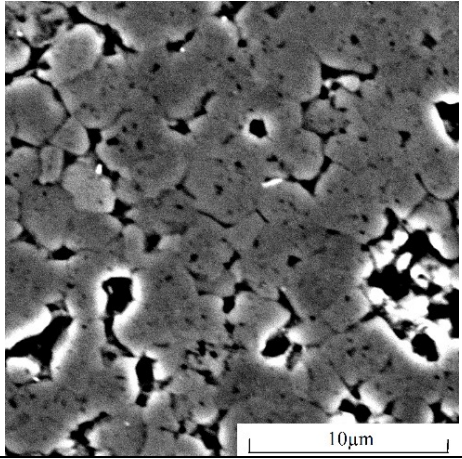
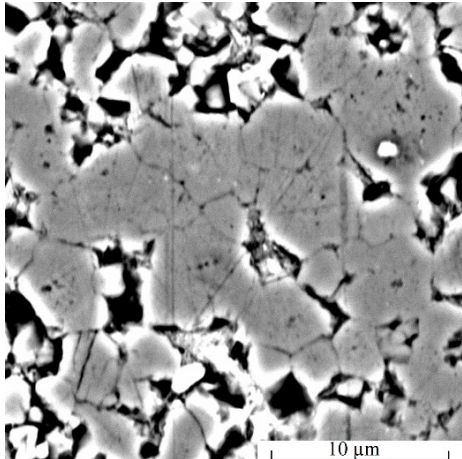
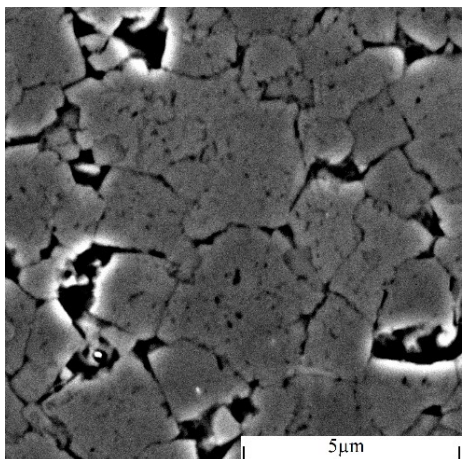


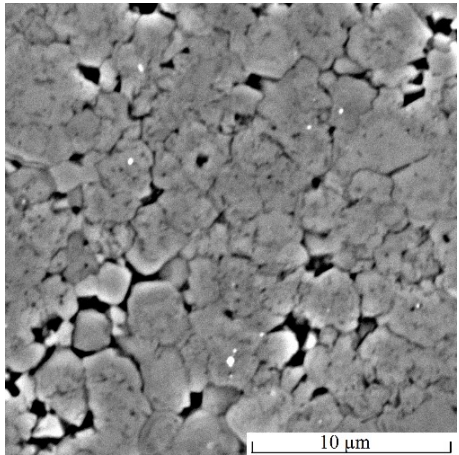
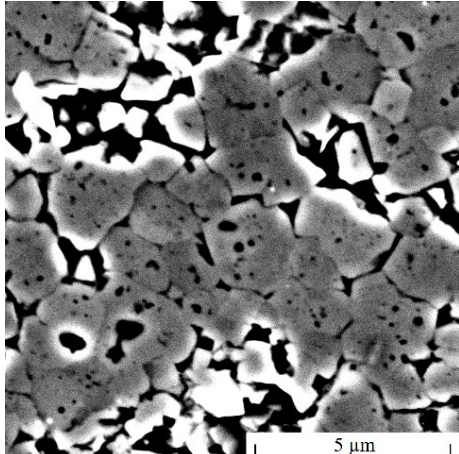
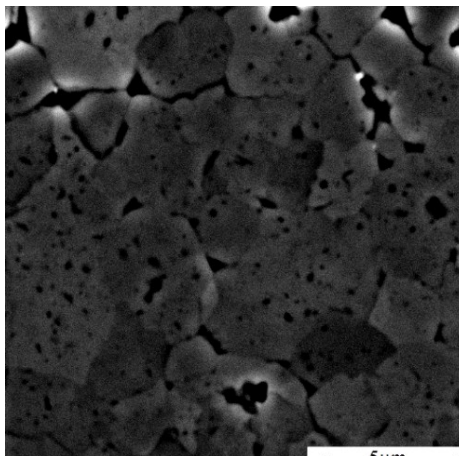
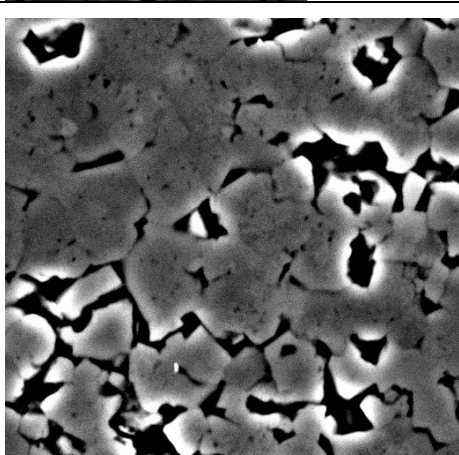
Tabelle 4: Konzentrationsmessungen der Dolomit-Proben (Dp14/1, DP14/7 und DP14/9) in den Sequenzschritten 0.1 N CH₃COOH und 1 N CH₃COOH.

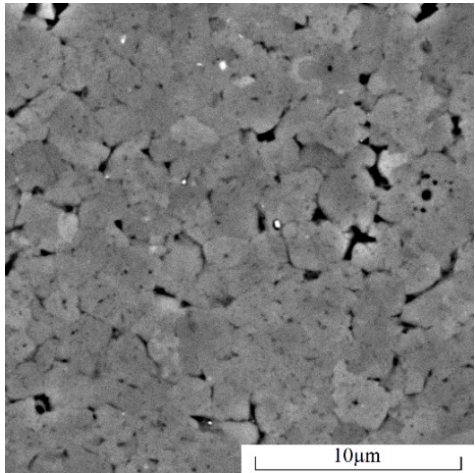
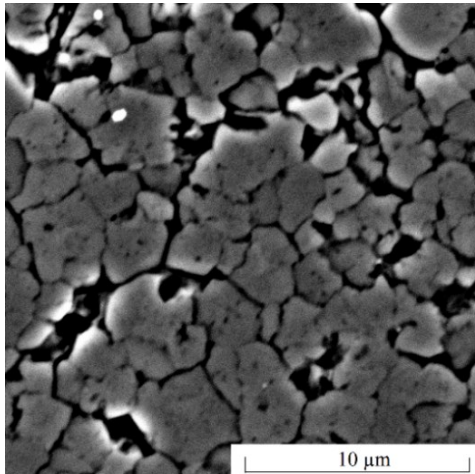
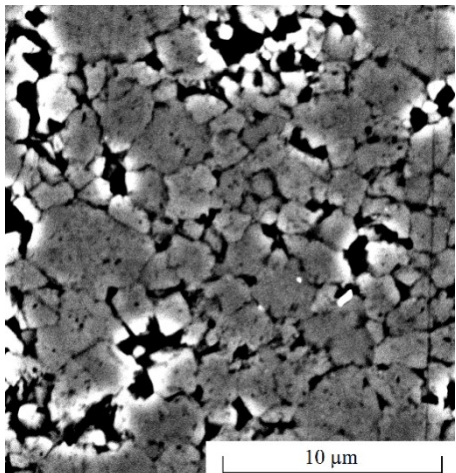
Fraktion: 0.1 N CH ₃ COOH						Fraktion: 1 N CH ₃ COOH					
Probe	Element	mg/L	mg/Probe	mg/g EW	mmol/g EW	Probe	Element	mg/L	mg/Probe	mg/g Einwaage	mmol/g EW
DP14/1 EW: 0,098 g	Al	1,74	0,02	0,18	0,01	DP14/1	Al	1,20	0,01	0,12	0,00
	Ca	661,79	6,62	67,34	1,68		Ca	1131,27	11,31	115,11	2,87
	Fe	2,73	0,03	0,28	0,005		Fe	1,12	0,01	0,11	0,002
	K	1,28	0,01	0,13	0,00		K	3,96	0,04	0,40	0,01
	Mg	383,60	3,84	39,03	1,61		Mg	629,45	6,29	64,05	2,63
	Mn	3,22	0,03	0,33	0,01		Mn	5,85	0,06	0,60	0,01
	Na	2,89	0,03	0,29	0,01		Na	3,92	0,04	0,40	0,02
	P	0,46	0,00	0,05	0,002		P	0,06	0,00	0,01	0
	Ti	<0,01	0	0	0		Ti	<0,01	0	0	0
	Ba	0,68	0,01	0,07	0,001		Ba	2,36	0,02	0,24	0,002
Dp14/7 EW: 0,127 g	Sr	0,33	0,00	0,03	0,0004	Dp14/7	Sr	0,68	0,01	0,07	0,0008
	Rb	<0,05	0	0	0		Rb	<0,05	0	0	0
	Al	1,09	0,01	0,09	0,00		Al	2,81	0,03	0,22	0,01
	Ca	1192,51	11,93	93,52	2,33		Ca	1385,67	13,86	108,66	2,71
	Fe	2,52	0,03	0,20	0,004		Fe	6,52	0,07	0,51	0,009
	K	4,84	0,05	0,38	0,01		K	2,32	0,02	0,18	0,00
	Mg	659,62	6,60	51,73	2,13		Mg	768,11	7,68	60,23	2,48
	Mn	2,50	0,02	0,20	0,00		Mn	2,60	0,03	0,20	0,004
	Na	5,56	0,06	0,44	0,02		Na	5,90	0,06	0,46	0,02
	P	<0,05	0	0	0		P	0,57	0,01	0,04	0,001
DP14/9 EW: 0,098 g	Ti	<0,01	0	0	0	DP14/9	Ti	<0,01	0	0	0
	Ba	0,05	0	0	0		Ba	0,03	0	0	0
	Sr	1,11	0,01	0,09	0,0010		Sr	0,64	0,01	0,05	0,0006
	Rb	<0,05	0	0	0		Rb	<0,05	0	0	0
	Al	3,08	0,03	0,31	0,01		Al	1,59	0,02	0,16	0,01
	Ca	745,01	7,45	75,44	1,88		Ca	1087,18	10,87	110,08	2,75
	Fe	5,88	0,06	0,60	0,01		Fe	2,77	0,03	0,28	0,01
	K	2,03	0,02	0,21	0,01		K	5,22	0,05	0,53	0,01
	Mg	424,18	4,24	42,95	1,77		Mg	599,19	5,99	60,67	2,50
	Mn	4,17	0,04	0,42	0,01		Mn	5,79	0,06	0,59	0,01
DolEK EW: 0,116 g	Na	3,93	0,04	0,40	0,02	DolEK	Na	5,29	0,05	0,54	0,02
	P	0,30	0,00	0,03	0,00		P	<0,05	0	0	0
	Ti	<0,01	0	0	0		Ti	<0,01	0	0	0
	Ba	0,65	0	0	0		Ba	1,40	0,01	0,14	0,001
	Sr	1,00	0,01	0,10	0,001		Sr	30,21	0,30	3,06	0,03
	Rb	<0,05	0	0	0		Rb	<0,05	0	0	0
	Al	0,77	0,01	0,07	0,002		Al	0,77	0,01	0,07	0,002
	Ca	943,80	9,44	80,91	2,02		Ca	943,80	9,44	80,91	2,02
	Fe	18,01	0,18	1,54	0,03		Fe	18,01	0,18	1,54	0,03
	K	0,34	0,00	0,03	0,0007		K	0,34	0,00	0,03	0,0007
	Mg	535,90	5,36	45,94	1,89		Mg	535,90	5,36	45,94	1,89
	Mn	7,88	0,08	0,68	0,012		Mn	7,88	0,08	0,68	0,012
	Na	0,40	0,00	0,03	0,001		Na	0,40	0,00	0,03	0,001
	P	<0,05	0	0	0		P	<0,05	0	0	0
	Ti	<0,01	0	0	0		Ti	<0,01	0	0	0
	Ba	<0,01	0	0	0		Ba	<0,01	0	0	0
	Sr	0,11	0,00	0,01	0,0001		Sr	0,11	0,00	0,01	0,0001
	Rb	<0,05	0	0	0		Rb	<0,05	0	0	0

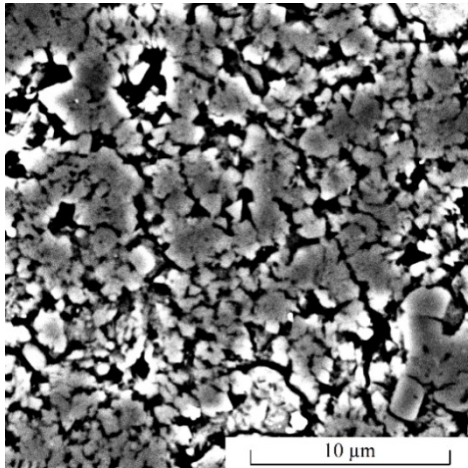
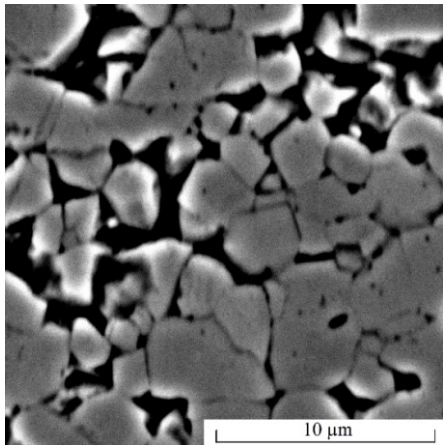
Fraktion: 0.1 N CH ₃ COOH						Fraktion: 1 N CH ₃ COOH						Fraktion: 6 N HCl					
Probe	Element	mg/L	mg/Probe	mg/g Einwaage	mmol	Probe	Element	mg/L	mg/Probe	mg/g Einwaage	mmol	Probe	Element	mg/L	mg/Probe	mg/g Einwaage	mmol
TZ16/1 EW: 0,038 g	Al	0,00	0,00	0,03	0,001	TZ16/1	Al	0,13	0,001	0,021	0,001	TZ16/1	Al	3,43	0,02	0,54	0,02
	Ca	0,01	0,01	0,38	0,010		Ca	1,08	0,007	0,170	0,004		Ca	0,09	0,00	0,01	0,0004
	Fe	0,001	0,00	0,02	0,0004		Fe	0,15	0,001	0,023	0,0004		Fe	13,47	0,081	2,1	0,038
	K	0,004	0,00	0,10	0,002		K	0,35	0,00	0,05	0,001		K	1,46	0,01	0,23	0,006
	Mg	0,004	0,00	0,10	0,004		Mg	0,35	0,002	0,054	0,002		Mg	1,91	0,01	0,30	0,012
	Mn	0	0	0	0		Mn	<0,01	0	0	0		Mn	0,03	0	0	0
	Na	0,0002	0,000	0,004	0,0002		Na	0,02	0	0,004	0,0002		Na	0,04	0	0	0
	P	0,004	0,004	0,107	0,0034		P	0,07	0	0,01	0,0003		P	<0,05	0	0	0
	Ti	0,000	0	0	0		Ti	<0,01	0	0	0		Ti	0,20	0,001	0,031	0,001
	Ba	0,000	0	0	0		Ba	<0,01	0	0	0		Ba	0,01	0	0	0
TZ16/19B EW: 0,029 g	Sr	0,001	0,00	0,02	0,0002	Sr	0,05	0	0,01	0,0001	Sr	0,00	0,00003	0,001	0,00001		
	Rb	<0,05	0	0	0	Rb	<0,05	0	0	0	Rb	<0,05	0	0	0		
	Al	0,002	0,002	0,047	0,002	Al	0,27	0,002	0,05	0,002	Al	2,25	0,013	0	0,00001		
	Ca	0,007	0,01	0,23	0,01	Ca	0,43	0,003	0,09	0,002	Ca	0,06	0	0,0000	0		
	Fe	0,001	0,001	0,050	0,001	Fe	0,31	0,002	0,06	0,001	Fe	1,60	0,010	0,0003	0,00001		
	K	0,005	0,0052	0,1764	0,0045	K	0,36	0,002	0,07	0,002	K	1,22	0,007	0,0002	0		
	Mg	0,005	0,00	0,167	0,007	Mg	0,37	0,002	0,07	0,003	Mg	1,13	0,007	0,0002	0		
	Mn	0	0	0	0	Mn	<0,01	0	0	0	Mn	<0,01	0	0	0		
	Na	0,0002	0,0002	0,0054	0,0002	Na	0,02	0,0001	0,004	0,0002	Na	0,05	0	0	0		
	P	0	0	0,017	0,001	P	<0,05	0	0	0	P	<0,05	0	0	0		
TZ16/19B EW: 0,029 g	Ti	0	0	0	0	Ti	<0,01	0	0	0	Ti	0,02	0	0	0		
	Ba	0	0	0	0	Ba	<0,01	0,0	0,0	0,0	Ba	<0,01	0	0	0		
	Sr	0,0001	0,0001	0,002	0,00002	Sr	0,00	0	0,001	0,00001	Sr	0,001	0	0	0		
	Rb	<0,05	0	0	0	Rb	<0,05	0	0	0	Rb	<0,05	0	0	0		
	Al	0,002	0,002	0,047	0,002	Al	0,27	0,002	0,05	0,002	Al	2,25	0,013	0	0,00001		
	Ca	0,007	0,01	0,23	0,01	Ca	0,43	0,003	0,09	0,002	Ca	0,06	0	0,0000	0		
	Fe	0,001	0,001	0,050	0,001	Fe	0,31	0,002	0,06	0,001	Fe	1,60	0,010	0,0003	0,00001		
	K	0,005	0,0052	0,1764	0,0045	K	0,36	0,002	0,07	0,002	K	1,22	0,007	0,0002	0		
	Mg	0,005	0,00	0,167	0,007	Mg	0,37	0,002	0,07	0,003	Mg	1,13	0,007	0,0002	0		
	Mn	0	0	0	0	Mn	<0,01	0	0	0	Mn	<0,01	0	0	0		

Tabelle 6: Erklärung des Bohrbereichs sowie die Ergebnisse der Bohrungen. Zusätzlich gibt es noch ein Detailbild der Bohrstelle.

Probe	Bohrbereich	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2σ (10^{-6})	Detailbild-Bohrstelle
DP14/1	Homogener Dolomit: Bohrbereich: Dolomikrit; Anhedrale Dolomitekristalle, die ≤ 5 μm groß sind.	0.707672	3	
DP14/3	Dolomit-Knolle: Bohrbereich: Dolomikrit; umgeben von größeren Tonmengen, anhedrale Kristallgestalt.	0.707976	4	
DP14/4	Laminierter Dolomit: Bohrbereich: Dolomit- Laminae, anhedrale, ≤ 5 μm große Dolomitekristalle. Subhedrale Ausbildung ebenfalls möglich.	0.707711	4	

DP14/6	Laminierter Dolomit: Bohrbereich: Dolomikrit; Anhedrale, bis zu 5 µm große Kristalle	0.707830	4	
DP14/7	Homogener Dolomit: Bohrbereich: Dolomit- Klast umgeben von Ton; besteht aus Dolomikrit. Anhedrale Kristalle.	0.707742	6	
DP14/8	Homogener Dolomit: Bohrbereich: Dolomikrit, ähnlich DP14/7. Anhedrale, ≤5 µm große Kristalle.	0.707821	4	
DP14/9	Laminierter Dolomit: Bohrbereich: Flat Pebble. Anhedrale, ≤5 µm große Kristalle. kreisrund Aggregate wurden öfters in der Flat Pebble beobachtet.	0.707813	149	

DP14/10	Laminierter Dolomit: Bohrbereich: Dolomit-Lamina aus anhedralen, $\leq 5 \mu\text{m}$ große Kristallen.	0.707886	4	 10 μm
DP14/11	Laminierter Dolomit: Bohrbereich: ungestörte Dolomit-Lamina, $\leq 5 \mu\text{m}$ große anhedrale bis subhedrale Kristalle.	0.707787	4	 10 μm
DP14/12	Homogener Dolomit (Tempestit): Bohrbereich: Dunkler Dolomitklast, $\leq 5 \mu\text{m}$ große Kristalle. Meist mit einer anhedralen Ausbildung.	0.707847	4	 10 μm

DP14/13	Dolomit-Knolle; Bohrbereich: Auseinandergebrochene Dolomit-Knolle, $\leq 5 \mu\text{m}$ große Kristalle, vereinzelt siliziklastische Komponenten in den Knollen.	0.707872	4	
Lehr	Bohrbereich: Ooide, euhedrale Kristalle, $\leq 5 \mu\text{m}$. Hohe Porosität in den Ooiden.	0.709303	4	
Keu1- 2B	Bohrbereich: Flat Pebble. Subhedral bis euhedrale, $\leq 5 \mu\text{m}$ große Kristalle. Zwischen den Flat Pebbles sind eine Vielzahl an siliziklastischen Komponenten zu finden.	0.709805	6	