

## FAZIES UND DIAGENESE TRAISSISCHER/JURASSISCHER PLATTFORMKARBONATE DER TRIPOLITZA-SERIE (SE-LAKONIEN/PELOPONNES)

S. Zeeh, Freiburg

Innerhalb des Deckenbaues des Peloponnes nimmt die Tripolitza-Serie ein mittleres Strukturstockwerk ein. Zu ihrem ursprünglichen Unterlager, den Tyros-Schichten (Klastika, Karbonate, Vulkanite) bestehen allerdings meist nur flache tektonische Kontakte. Beide Gesteinseinheiten sind auf die hochdruckmetamorphe Phyllit-Serie (Metaklastite, Metavulkanite, Karbonate) überschoben, die ihrerseits - getrennt durch eine Deckenbahn - auf der parautochthonen Plattenkalk-Serie lagert. Auf die Tripolitza-Serie folgen getrennt durch eine Deckenbahn die Gesteine der Olonos-Pindos-Serie, die das höchste erhaltene Deckenstockwerk auf dem Peloponnes (ohne Argolis) darstellt.

Die Karbonate der Tripolitza-Serie (Trias-Eozän) wurden auf einer sich NNW-SSE erstreckenden Karbonatplattform abgelagert.

Für die triassischen Anteile der Tripolitza-Serie beschreiben THIEBAULT (1982) und JACOBSHAGEN (1986) fein- und grobkristalline Dolomite, für den unteren Jura z. T. fossilreiche (Dasycladaceen, Megalodonten) Karbonate mit partiellen Dolomitierungen.

Die starke tektonische Beanspruchung (Verschuppung, neogene/quartäre Bruchtektonik) dieser basalen Abfolgen verhindert weitgehend die Aufnahme kleinmaßstäblicher Profile. Problematisch erscheint auch die genaue Erfassung der Trias-/Jura-Grenze.

Das Arbeitsgebiet befindet sich NW der Stadt Neapolis in SE-Lakonien. Die das Neogenbecken von Neapolis umgebenden Höhenzüge werden überwiegend von Karbonaten der Tripolitza-Serie aufgebaut. Gesteine der Tyros-Schichten sind in diese Karbonate eingeschuppt. Neogene/quartäre Sedimente lagern diskordant auf diesen präneogenen Gesteinen.

Besonders günstige Aufschlußverhältnisse am Höhenzug des Megali Tourla lassen im Arbeitsgebiet vom Liegenden zum Hangenden folgende Gesteinseinheiten unterscheiden.

- A) feinkristalline Dolomite
- B) grobkristalline Dolomite
- C) Kalke und dolomitische Kalke

zu A)

Innerhalb der - mit bis zu 200 m Mächtigkeit aufgeschlossenen - dunkelgrauen, feinkristallinen Dolomite treten Mudstones, Peloid-Wacke-/Packstones, Stromatolithen-Bindstones, Lithoclastic Wackestones, Rindenkorn-Packstones und Laminite mit slumping-Strukturen auf. Aus vergleichbaren Dolomiten werden aus der Umgebung von Velanidia von MAHLAU (1987) auch Caliche-Krusten und -Pisolithe, sowie Lithoclastic Grainstones beschrieben. An Fossilien konnten Gastropoden, Ostrakoden, Megalodonten, *Glomospira* sp., *Ophthalmidium* sp., *Involuntina* sp. und schlecht erhaltene Dasycladaceen nachgewiesen werden. LF-Gefüge und Fossillösungsporositäten werden durch "saddle" Dolomit (i. S. v. RADKE & MATHER, 1980) verschlossen. In den bei Velanidia auftretenden Lithoclastic Grainstones tritt in den Intergranularhöhlen als erste Zementgeneration radiaxial-fibröser Calcit auf (MAHLAU, 1987). Die Restporosität wird auch hier durch "saddle" Dolomit verfüllt.

Die in dieser Einheit auftretenden Mikrofaziestypen und der Fauneninhalt deuten auf eine Bildung dieser Karbonate im sub- bis intertidalen, z. T. auch supratidalen Bereich hin. Nach den von FÜCHTBAUER & GOLDSCHMIDT (1965) genannten Kriterien sind sie als frühdiagenetisch gebildete Dolomite anzusprechen. Lithologische Vergleiche mit Profilen von THIEBAULT (1982) und auch die Fauna lassen diese Abfolge der Obertrias zuordnen.

zu B)

Innerhalb der hellgrauen, 100 - 200 m mächtigen, grobkristallinen Dolomite lassen sich zwei Ausbildungen unterscheiden:

- I. Vor allem am Übergang von den feinkristallinen zu den grobkristallinen Dolomiten aber auch weiter im Hangenden treten mittel- bis grobkristalline Dolomite mit einem inäquigranularen Gefüge auf. Die einzelnen Kristalle besitzen zahlreiche Einschlüsse. Teilweise sind auch noch Sedimentrelikte frühdiagenetischer Dolomite zu erkennen, von denen aus-

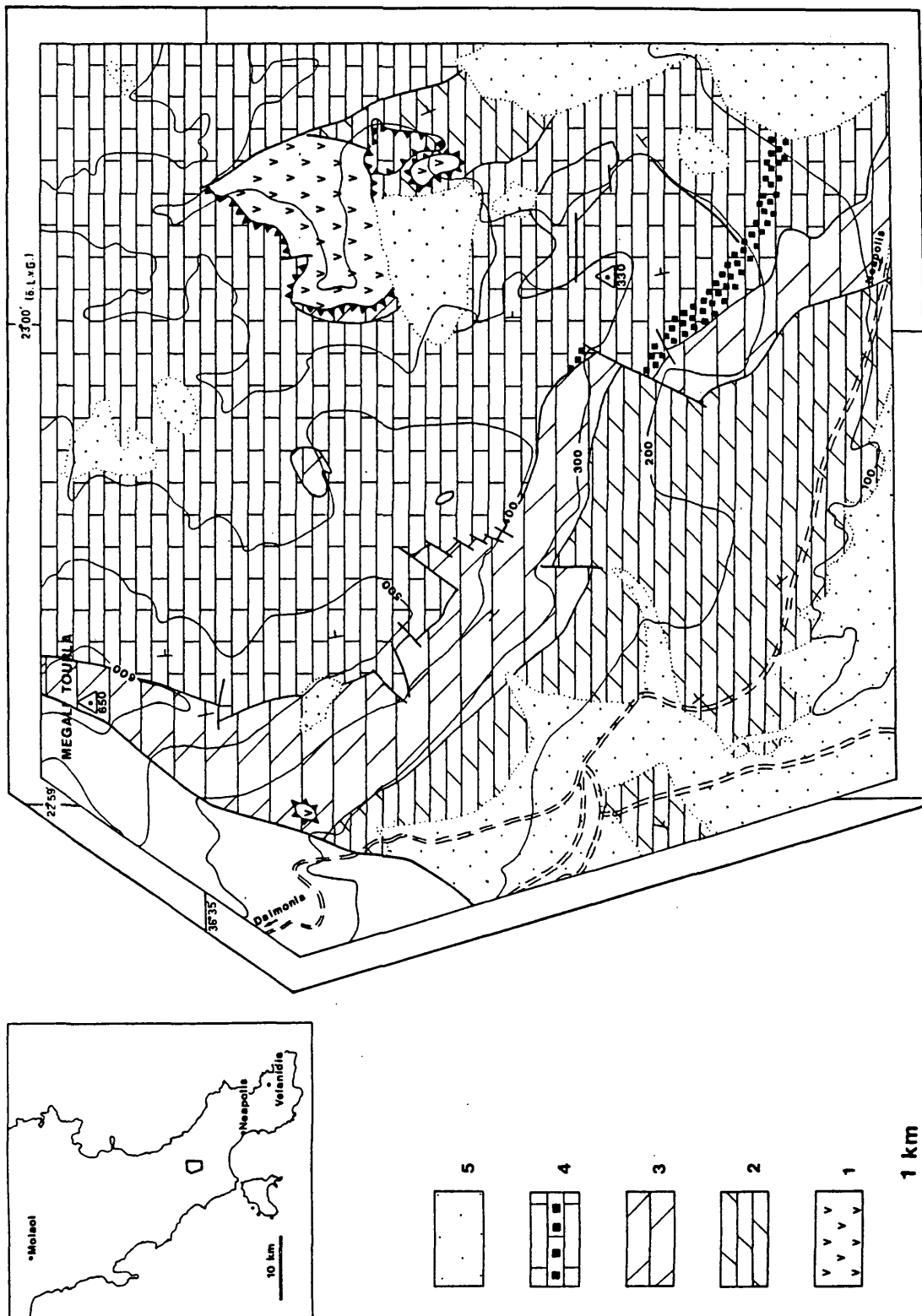


Abb. 1: Geologische Karte des Arbeitsgebietes  
 1 Tyros-Schichten (Vulkanite, Klastika, Karbonate); 2 feinkristalline Dolomite; 3 grobkristalline Dolomite; 4 Kalke (■ Evaporitpseudomorphosen); 5 neogene/quartäre Sedimente

gehend eine deutliche Kristallgrößenzunahme erfolgt. Diese Gefüge werden als das Resultat einer intensiven Sammelkristallisation gedeutet.

- II. Der überwiegende Teil dieser Gesteinseinheit wird von grobkristallinen Dolomiten mit einem xenotopischen bis hypidiotopischen Gefüge gebildet. Die einzelnen an- bis subhedralen Kristalle zeigen eine mehr oder minder starke undulöse Auslöschung und z. T. schwach gekrümmte Kristallflächen, wie sie für "saddle" Dolomite typisch sind. Innerhalb dieses Dolomittyps ist eine generelle Kristallgrößenzunahme von der Basis zum Top (von 0,1 mm bis auf 0,5 mm) festzustellen.

Der Wechsel von den grobkristallinen Dolomiten zu den darauflagernden Kalken und dolomitischen Kalken ist sehr scharf ausgeprägt und tritt im Gelände morphologisch durch eine Steilkante deutlich hervor. Der Kontakt zwischen diesen beiden Karbonateinheiten verläuft allerdings winklig zur Schichtung und ist durch einzelne domartige Aufwölbungen des Dolomitkörpers gekennzeichnet. Teilweise kann dieser Kontakt auch tektonisch überprägt sein.

zu C)

Bei den an der Basis dieser Einheit auftretenden dolomitischen Kalken ist das Sediment durch einzelne euhedrale Dolomitrhomboeder (die z. T. auch wieder dedolomitiert wurden) partiell verdrängt. Ein sehr charakteristischer ca. 10 m mächtiger Horizont mit Evaporitpseudomorphosen, die im Gelände als dunkelgraue "Flecken" hervorstechen, ist ebenfalls an der Basis dieser Einheit ausgebildet. Ansonsten herrschen feinkristalline, hellgraue Kalke vor. An Mikrofaziestypen konnten Peloid-Wacke-/Packstones, Lithoclastic Wackestones, Mudstones, Bioclastic Wacke-/Packstones und selten auch Oo-Packstones (mit Mikritoiden) nachgewiesen werden. Durch das Auftreten von *Palaeodasycladus mediterraneus* PIA 1920 ist eine biostratigraphische Einstufung dieser Karbonate in den Lias möglich. Neben diesen Dasycladaceen ist vor allem das gehäufte Vorkommen von *Thaumatoporella parvovesiculifera* RAINERI 1922 charakteristisch. Weiterhin zu erwähnen sind Megalodonten, Foraminiferen (Textulariidae) und Echinodermenbruchstücke.

Fossillösungsporositäten werden in diesen Karbonaten durch "saddle" Dolomit und darauffolgenden calcitischen Blockzement verschlossen. In den Evaporitpseudomorphosen tritt ein pseudomorph nach Evaporitkristallen ausgebildeter Calcit und vereinzelt auch "saddle" Dolomit auf.

Die Kristallgröße und -form, Geometrie des Dolomitkörpers und die vollständige Zerstörung sedimentärer Strukturen lassen die grobkristallinen Dolomite als spät-diagenetisch gebildet einstufen (i. S. v. FÜCHTBAUER &

GOLDSCHMIDT, 1965). Nach RADKE & MATHIS (1980) kennzeichnen "saddle" Dolomite einen Temperaturbereich von 60 bis 150°C. Die Geometrie dieses Dolomitkörpers mit domartigen Aufwölbungen, die Kristallgrößenzunahme zum Top dieser Abfolge hin und auch die in den darüberfolgenden dolomitischen Kalken allmählich ausklingende Dolomitisierung lassen auf einen azendenden Verlauf dieser Dolomitisierung schließen.

Für die grobkristallinen Dolomite ist weiterhin von zwei unterschiedlichen Ausgangskarbonaten auszugehen. Für die ein Sammelkristallisationsgefüge aufweisenden grobkristallinen Dolomite sind frühdiagenetische Dolomite als Ausgangskarbonat anzunehmen, die im Zuge der spät-diagenetischen Dolomitisierung eine Kornvergrößerung erfahren haben. Hinweis darauf bilden die im Schliffbereich beobachteten Übergänge von frühdiagenetischen Dolomiten zu sammelkristallisierten Bereichen. Für die grobkristallinen Dolomite mit einem xenotopischen bis hypidiotopischen Gefüge ist nach RANDAZZO & ZACHOS (1984) auf ein primär sehr mikritreiches Karbonat zu schließen. Dieses dürfte weitgehend denen der liassischen Kalke entsprochen haben, worauf auch der winklig zur Schichtung verlaufende Kontakt zwischen grobkristallinen Dolomiten und dolomitischen Kalken hinweist. Die Trias/Jura Grenze ist demnach wahrscheinlich auch innerhalb der grobkristallinen Dolomite zu suchen. Biostratigraphische u./o. lithostratigraphische Belege für diese Grenze wurden jedoch durch die spät-diagenetische Dolomitisierung zerstört.

## Literatur

- FÜCHTBAUER, H. & GOLDSCHMIDT, H. (1965): Beziehungen zwischen Calciumgehalt und Bildungsbedingungen der Dolomite. - Geol. Rdsch., 55, 29-40, Stuttgart.
- JACOBHAGEN, V. (1986): Geologie von Griechenland. - Beiträge zur Regionalen Geologie der Erde, 19, 363 S., Berlin (Borntraeger).
- MAHLAU, P. (1987): Geologische Untersuchungen in der Umgebung von Velanidia Voion SE-Lakonien/Peloponnes (Griechenland) unter besonderer Berücksichtigung der Phyllit-Serie i. e. S. - Unveröff. Diplomarb. Univ. Frankfurt, 233 S., Frankfurt.
- RADKE, B. M. & MATHIS, R. L. (1980): On the formation and occurrence of saddle dolomite. - J. Sed. Petrol., 50, 1149-1168, Tulsa.
- RANDAZZO, A. F. & ZACHOS, L. G. (1984): Classification and description of dolomitic fabrics of rocks from the Floridan aquifer, U.S.A. - Sed. Geol., 37, 151-162, Amsterdam.
- THIEBAULT, F. (1982): Evolution géodynamique des Héliénides externes en Péloponnèse méridionale (Grèce). - Soc. geol. Nord., 6, 1-74, Villeneuve d'Asq.