

Der Rosengarten zeigt in beeindruckender Weise die Plattformentwicklung über eine Zeitspanne von vier Ammonitenzonen. Das Wachstum beginnt im Illyr 2 (Reitzi-Zone) mit starker Aggradation; im Fassan (Nevadites- und Curionii-Zone) nimmt die Subsidenz ab und die Sedimentation wechselt vom Vertikalwachstum zur Progradation. Das basale Langobard (Gredleri-Zone) ist charakterisiert von rascher Progradation mit starkem Eintrag von Plattformbreccien ins Becken (Punta Masaré, Südende des Rosengartenmassivs). Das plötzliche Ende des Plattformwachstums - bedingt durch vulkanische Tätigkeit am Beginn der Archelaus-Zone - kann am Ostende der Plattform im Fassatal beobachtet werden.

Jüngst wurden Tuffite an der Basis und am Top der gleichaltrigen Buchensteiner Schichten von einer Forschergruppe um P. BRACK (ETH Zürich) radiometrisch datiert. Diese Daten bilden die grundlegende Voraussetzung dafür, die verschiedenen Wachstumsstadien zeitlich abgrenzen zu können.

Mit Hilfe von sedimentologischen Detailuntersuchungen (Korrelation der clinoforms des Schlerndolomits mit den Buchensteiner Schichten) und der Alterseinstufung der Beckensedimente mittels Conodonten sollen in dieser Arbeit folgende Werte ermittelt werden:

- Wende Aggradation/Progradation
- Wachstumspotential (Maximalwerte des Vertikalwachstums)
- Sedimentationsraten für die Progradation (highstand shedding)

Für das Wachstumspotential werden Extremwerte erwartet, führt doch die starke Subsidenz und der relative Meeresspiegelanstieg (insgesamt über 800 m in weniger als 5 Ma) in der Mitteltrias zu einer enormen Streßsituation für das südalpine Ökosystem. Tatsächlich konnten einige Karbonatplattformen weiter im Osten (Cenera, zentrale Dolomiten; Cadore und westliche karnische Alpen) der starken Subsidenz nicht standhalten und ertranken bereits im Anis/Ladin-Grenzbereich.

Aus langjährigen Untersuchungen an Karbonatsystemen hat sich gezeigt, daß die Sedimentationsraten umso mehr ansteigen, desto kürzer die Zeitspanne ist, die man beobachtet (W. SCHLAGER, mündliche Mitteilung). Ob zwischen der Karbonatsedimentation in der Mitteltrias und rezenten Systemen (Bahamas, Great Barrier Reef) auch solche Unterschiede auftreten, soll in dieser Untersuchung ebenfalls erörtert werden.

VERFORMUNG VON UNVERFESTIGTEN SEDIMENTEN: DIE UNTERANGERBERGER SCHICHTEN, UNTERINTALER TERTIÄR, TIROL

Hugo ORTNER

Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Innsbruck

Die Unterangerberger Schichten wurden während des spätesten Rupel (Oligozän) in einem Pull Apart Becken an der Inntalstörung abgelagert. Sie bilden die Prodeltafazies zu dem von Osten her nach Westen vorstoßenden Flußsystem der Oberangerberger Schichten aus den Zentralalpen, das über die pelagischen Zementmergel progradiert. Es wurde eine Wechsellagerung feinklastischer Sedimente (Tone, Silte, Mergel; Schlammurbidite) mit turbiditische Sandsteinen abgelagert.

Über einer m-mächtigen Scherzone, welche die Unterangerberger Schichten durchschneidet, finden sich an den Bankunterseiten der Sandsteinbänke am Kontakt zu Mergellagen auffällige Runzeln, die über den gesamten Bereich ihres Auftretens konstant orientiert sind.

Nach DZULINSKY & SIMPSON (1966; Geol. Rom. V, 197 - 215) entstehen solche Runzeln, wenn zwei Schichten mit inversem Dichtegradienten aufeinander abgelagert werden und die obere Schichte eine geringere Viskosität hat als die untere. Die länglichen Formen entstehen durch Slumping des Materials kurz nach der

Ablagerung. In unbewegtem Sediment entstehen in einem solchen Fall polygonale Zellen (ähnlich wie Load Casts). Die Dimensionen dieser Wülste entspricht in etwa der Dicke der Schichten, in denen die Strukturen entstehen. Eine weitere Möglichkeit, solche Runzeln zu erzeugen, sind konvektionsartige Bewegungen der Partikel im Turbiditstrom während der Ablagerung (ANKETELL et al. 1970; Roc. Polsk. Tow. Geol. XL).

In den Unterangerberger Schichten gehen einige der Runzeln über in kleine Aufschiebungen, an denen die Sandsteinbänke z. T. dachziegelartig übereinander gestapelt werden. Die Aufschiebungsrichtung ist Top nach SW. Im Bereich dieser Aufschiebungen sind die Sandsteinbänke gelegentlich plastisch verformt, die Oberkanten der Sandsteinbänke sind jedoch eben. Die Scherflächen verschwinden meistens innerhalb der Sandsteinbank. Die verformten Sandsteinbänke werden von Dehnungsspalten durchschlagen, die ebenfalls parallel zu den Runzeln orientiert sind. Die C- und O-Isotopen der Zemente in den Spalten deuten ebenfalls auf eine frühe Entstehung der Spalten. Da die Runzelstrukturen nicht parallel zum Slumping, sondern quer dazu stehen und die Dimensionen der Runzeln nicht an die Dicke der Sandbänke, in denen sie auftreten, gebunden sind, wird eine tektonische Entstehung der Runzeln vermutet. Ein weiteres Indiz für tektonische Entstehung ist ihr Fehlen unterhalb der Aufschiebung in den Unterangerberger Schichten.



Abb. 1: Flute Casts an einer Bankunterseite werden von Aufschiebungen schräg abgeschnitten. Die schräge Orientierung der Rampen kommt durch die gleichzeitige Aktivität des Slumping zustande.

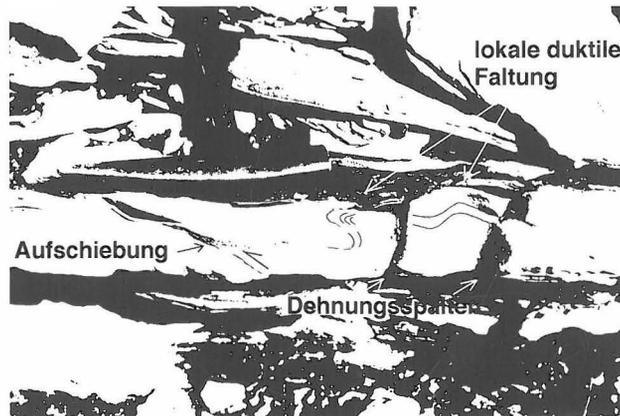


Abb. 2: Rampenbildung, Faltung und Dehnungsspalten in einer Sandsteinbank

Es wird folgendes Modell vorgeschlagen: Eine Rampen - Flachbahnstruktur kompensiert synsedimentäre Verkürzung im Ablagerungsbereich.

gerungsraum der Unterangerberger Schichten. Kommt das Sediment zur ersten Rampe, so kommt es zur Einengung und Ausbildung von Runzeln an den Bankunterseiten. Beim Erreichen der ersten Flachbahn wird das Sediment wieder gedehnt, und es entstehen Dehnungsspalten, die die älteren Einengungsstrukturen durchschlagen. Zwischen zwei Rampenantiklinalen könnte es zur Kanalisierung von Turbiditströmen kommen, was die gleiche Ausrichtung von Strömungsmarken und Runzeln erklären würde. Die Top nach SW Aufschiebung ist, nachdem sie gerade abgelagertes, noch weiches Sediment überprägt, in ihrem Alter auf das mittlere Oligozän, oberes Rupel datierbar.

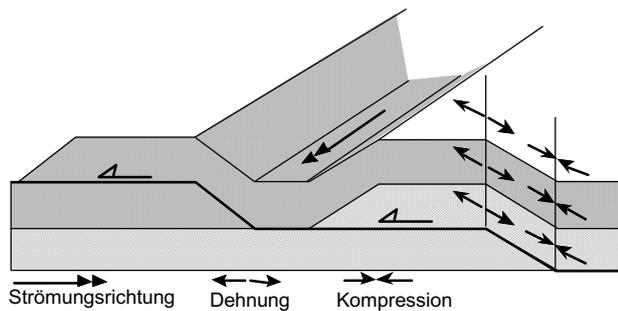


Abb. 3: Modell der Deformation der Unterangerberger Schichten

PALÄO GEOGRAPHIE UND PALÄO BIOGEOGRAPHIE IM OSTMEDITERRAN UND WESTLICHEN INDOPAZIFIK IM ZEITRAUM OBEROLIGOZAN/UNTERMIOZAN

Werner E. PILLER, Jürgen SCHLAF, Oleg MANDIC, Fritz F. STEININGER, Ulrike WIELANDT, Mathias HARZHAUSER, James H. NEBELSICK & Frithjof SCHUSTER

Institut für Paläontologie, Universität Wien; Forschungsinstitut und Museum Senckenberg, Frankfurt; Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Tübingen

Während des Oligozäns kam es zu einer weltweiten Abkühlung, was zur Bildung mächtiger Eisschilder auf dem antarktischen Kontinent und einem globalen Absinken des Meeresspiegels führte. Durch die Meeresspiegelabsenkung in Verbindung mit Kontinentalbewegung und regionaler Tektonik kam es außerdem zu einer Unterbrechung von Meeresverbindungen und einem Verschwinden der Tethys. Dies führte zur Entstehung zweier großer mariner Provinzen, der Atlantischen und der Indopazifischen, zwischen denen die Wanderung mariner Organismen unterbrochen war. An der Wende vom Oligozän zum Miozän (ca. 24 Millionen Jahre vor heute) begann eine neuerliche Erwärmungsphase, die zu einem deutlichen Meeresspiegelanstieg führte und damit zu einer großflächigen Überflutung von Landbereichen. Dies eröffnete neue Wanderwege für marine Organismen. Eine solche Verbindung wird im Gebiet des heutigen Zagros Gebirges und dessen Vorland angenommen. Da dieser Raum bisher völlig unzureichend untersucht wurde, ist aber weder die genaue Position dieser Meeresverbindung noch ihre exakte zeitliche Existenz noch deren paläobiogeographische Auswirkung bekannt.

Um diese für die jüngere globale Entwicklung wesentliche Frage zu lösen, werden im Bereich dieser ehemaligen Meeresverbindung (Iran) und deren Fortsetzung in das Ostmediterrän (Türkei, Griechenland, Ägypten) detaillierte geologische und paläontologische Feldstudien unternommen. Da die Entwicklung nicht nur durch "einfache" Klimaänderungen sondern durch ein Zusammentreffen bzw. eine Überlagerung verschiedener Faktoren, wie z. B. Kontinentaldrift und regionaler Tektonik, bestimmt wurde,

soll für einen Lösungsansatz eine Vielzahl geologischer, stratigraphischer und paläontologischer Daten erhoben und analysiert werden.

Erste Untersuchungen wurden im Zentraliran durchgeführt, wo 3 Profile in der Qom-Formation detailliert aufgenommen wurden. In den Profilen von Chalheghareh und Qom (>300 m Mächtigkeit) (Becken von Qom) entwickeln sich über kontinentalen Sedimenten (Lower Red Formation) flachmarine siliziklastisch/karbonatische Serien, die sehr fossilreich sind (Großforaminiferen, Echiniden, Mollusken, coralline Rotalgen). Im oberen Abschnitt des Profiles kommt es zu Evaporiteinschaltungen und nach weiteren flachmarinen Sedimenten folgen wieder kontinentale Ablagerungen (Upper Red Formation). Das Profil von Abadeh (Becken von Isfahan) (>160 m) beginnt an der Basis mit nummulitenführenden Mergeln, die ebenfalls von einer abwechslungsreichen siliziklastisch-karbonatischen, sehr fossilreichen (Großforaminiferen, Korallen, Mollusken, Echiniden, coralline Rotalgen) Wechselfolge überlagert werden. Biostratigraphische Daten sind derzeit noch ausständig.

DIE OBEROZÄNEN ROTALGENKALKE ("LITHOTHAMNIENKALK") DER OBERÖSTERREICHISCHEN MOLASSEZONE

Michael RASSER & Werner E. PILLER

Institut für Paläontologie, Universität Wien

Das Obereozän der oberösterreichischen Molassezone, aus ca. 200 Bohrungen der Rohöl AG bekannt, enthält bis zu 80 m mächtige Rotalgenkalke, die unter dem Begriff "Lithothamnienkalk" bekannt sind.

Die obereozänen Sedimente transgredieren auf eine morphologisch stark differenzierte mesozoische Plattform. Die vielfältige Morphologie dieses Untergrundes wird vorwiegend durch im Zeitbereich späteste Kreide bis frühestes Alttertiär angelegte, NW-SE und NNW-SSE streichende Störungen verursacht. Eine dreidimensionale Rekonstruktion des prätertiären Untergrundes zeigt entsprechende Horst- und Grabenstrukturen, welche den obereozänen Ablagerungsraum in verschiedene Einzelbecken gliedern. Die markanteste Hochzone ist die Zentrale Schwellenzone als Verlängerung des Landshut-Neuöttinger Hochs.

Die Transgression des Obereozäns erfolgte von SW nach NE. So kommt es zur Ausbildung von limnisch-fluviatilen Sedimenten und flachmarinen Sanden, welche vor allem im NE limnischen Einfluß zeigen. Über den marinen Sanden und diesen zwischengeschaltet folgen Rotalgenkalke ("Lithothamnienkalk"). Weiter im SW, einem Bereich mit verstärkter Subsidenz, kommt es zur Bildung von mit Rotalgenkalcken verzahnten Nummulitenkalcken, Discocylinenmergeln und im Hangenden schließlich Globigerinenmergeln.

Der Übergang von den terrigenen Sedimenten in die Rotalgenkalke erfolgt in der Regel kontinuierlich. Die Wuchsformen der Corallinaceen sind in diesem Bereich im wesentlichen von der Korngröße der terrigenen Sedimente abhängig. In tonigem Sediment kommt es zur Ausbildung von Corallinaceen-Bindstones, die aus dem Sediment aufliegenden Corallinaceenkrusten bestehen; in den vorherrschenden Quarzsandsteinen hingegen kommt es zur Bildung von Corallinaceenästchen.

Die Rotalgenkalke erreichen ihre größten Mächtigkeiten im Bereich der Zentralen Schwellenzone. Entgegen der vielfach publizierten Interpretation handelt es sich dabei jedoch um kein Riff, sondern lediglich um Akkumulationen von Corallinaceenästchen (Maerl) und -knollen (Rhodolithen), die kein zusammenhängendes Gerüst bilden. Korallen kommen nur als Solitärformen vor.

Die Rückkipfung von N-S Profilen unter Berücksichtigung der tektonischen Abschiebungen ergibt Höhendifferenzen von weit über 200 m zwischen den Hoch- und Tiefzonen. Da derartige