

DIE ORDOVIZISCHEN SEDIMENTE IM NÖRDLICHEN PUNA-HOCHLAND NW-ARGENTINIENS UND N-CHILES: EFFEKTE SEDIMENTOLOGISCHER UND TEKTONISCHER EREIGNISSE IN EINEM "BACK-ARC"-BECKEN IM ZUSAMMENSPIEL MIT GLOBALEN MEERESSPIEGELSCHWANKUNGEN

H. Bahlburg, Berlin

In den südlichen Zentralanden von NW-Argentinien und N-Chile kommen Klastite ordovizischen Alters im Bereich der argentinischen Ostkordillere in Schelf-Fazies, im westlich angrenzenden Puna-Hochland (Abb. 1) hingegen überwiegend in tiefmariner Turbidit-Fazies vor. Die Aufnahme sedimentologischer Profile sowie zahlreiche neue Graptolithenfunde in den Turbiditen der nördlichen Puna ermöglichen eine detailliertere sequenzstratigraphische Gliederung der ca. 7000 m mächtigen Sedimentserien (Abb. 2), die im "back-arc"-Bereich einer zumindest im älteren Ordovizium aktiven, ostfallenden Subduktionszone abgelagert wurden.

Die Sedimentationsgeschichte des Ordoviziums begann im östlichen Teil der nördlichen Puna im Tremadoc mit einer transgressiven Sequenz: Verbreitet "herring-bone"-kreuzgeschichtete Quarzarenite mit eingeschalteten "pebbly mudstones" werden auf einer nach Westen geneigten Plattform gebildet und bereits im ausklingenden Tremadoc von Turbiditen überlagert, die eine relativ rasche Senkung der Plattform belegen. Im westlichen Teil der chilenisch-argentinischen Puna haben die ältesten Gesteine ein mittelarenigisches Alter (BREITKREUZ, 1986). Es handelt sich um eine bis zu ca. 4000 m mächtige, zum Hangenden hin feiner werdende vulkanoklastische Abfolge.

Im basalen, bis zu 1000 m mächtigen Teil kommen z. T. blasenführende basische Laven, feinkiesig-grobsandige gradierte Konglomerate sowie mono- und polymikte basische und saure Tuffbrekzien vor. Letztere enthalten in einer trachytischen Grundmasse häufig plastisch deformierte, fein laminierte Aschtuffklasten. Die Sedimente dieses Abschnittes wurden von vulkanoklastischen Turbidit- und Schuttströmen abgelagert. Der hangende Teil der Serie besteht aus 20-50 cm mächtigen parallel und konvolut laminierten sauren Aschtuffen sowie grob- und feinkörnigen, z. T. gradierten Epiklastiten. Komponenten nicht-vulkanischer Herkunft kommen nur vereinzelt vor. Die Gesteine dürften von Turbiditströmen hoher und niedriger

Dichte, im Fall der Aschtuffe auch von niedrigkonzentrierten Luitströmen, abgelagert worden sein. Der Ablagerungsraum der gesamten Abfolge kann als submariner vulkanoklastischer Fächer einer (mittel)arenigischen Kette vermutlich subaerischer Vulkane beschrieben werden. Geochemische Eigenschaften der basischen Laven und sauren Aschtuffe deuten auf eine mit einem "volcanic arc" (einer ostfallenden Subduktionszone) verknüpften Entstehung der Gesteine (BREITKREUZ et al., 1989). Nach dem Arenig ist im Ordovizium kein aktiver Vulkanismus dokumentiert.

Im östlich anschließenden "back-arc"-Bereich kam es noch im ausklingenden Arenig, vor allem aber vom Llanvirn an zu andauernder epiklastischer Turbidit-sedimentation. In die Herkunftsgebiete des Detritus wurden untergeordnet auch Aufbrüche von Grundgebirgs- und Sedimentgesteinen einbezogen, die vor allem in der Ostkordillere zu suchen sind. Den Hauptanteil des klastischen Materials bildet jedoch Erosionsschutt des arenigischen "volcanic arc" (BAHLBURG et al., 1988).

Die Turbidit-sedimentation begann an der Wende Arenig-Llanvirn mit einer bis zu 700 m mächtigen Folge mit ausgeprägter Kornvergrößerungstendenz. Diese wurde durch das Einschneiden eines Kanals des mittleren Fächers in Ablagerungsloben des äußeren Fächers sowie der Randbereiche des mittleren Fächers hervorgerufen. Gleichzeitig mit dieser Entwicklung beginnt ein anhaltender Aufstieg der Ostkordillere (Guandacol-Ereignis, SALTIFY et al., 1984), der im Verlauf des Llanvirn zu ihrem Auftauchen führt. Diese tektonische Aktivität und die hohe Sedimentationsrate treffen mit einer globalen Regression zusammen (Abb. 2) (FORTEY, 1984). Im Zuge des Llanvirns (parallel zum Auftauchen der Ostkordillere) und möglicherweise des unteren Llandeilo wird die Kornvergrößerende Zyklusfolge von einer ca. 2000 m mächtigen Kornverfeinerungstendenz abgelöst, die aus 4 zusammengesetzten Großzyklen besteht und eine episodische Energieabnahme im Fächersystem anzeigt. Im Topbereich der

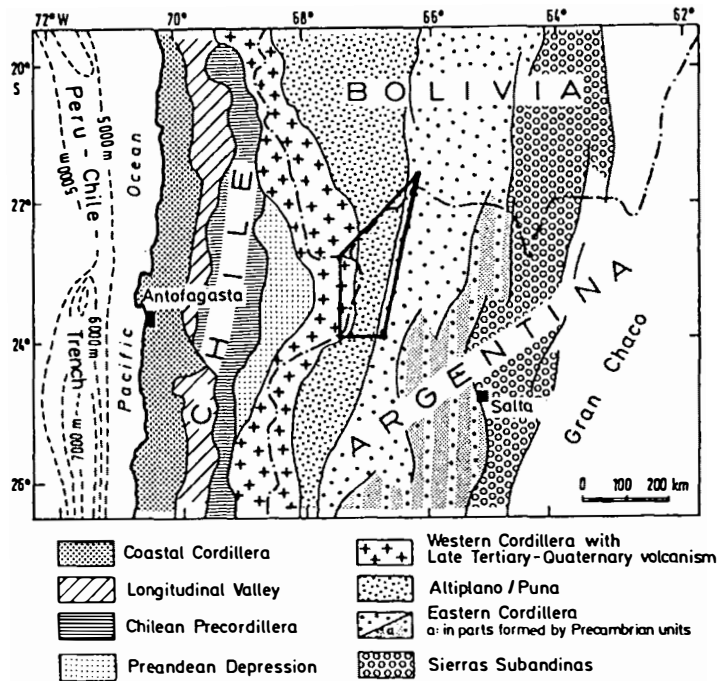


Abb. 1:

Vereinfachte Karte der morphostrukturellen Einheiten der südlichen Zentralanden zwischen 20° und 26°S. Der Kasten zeigt das Arbeitsgebiet.

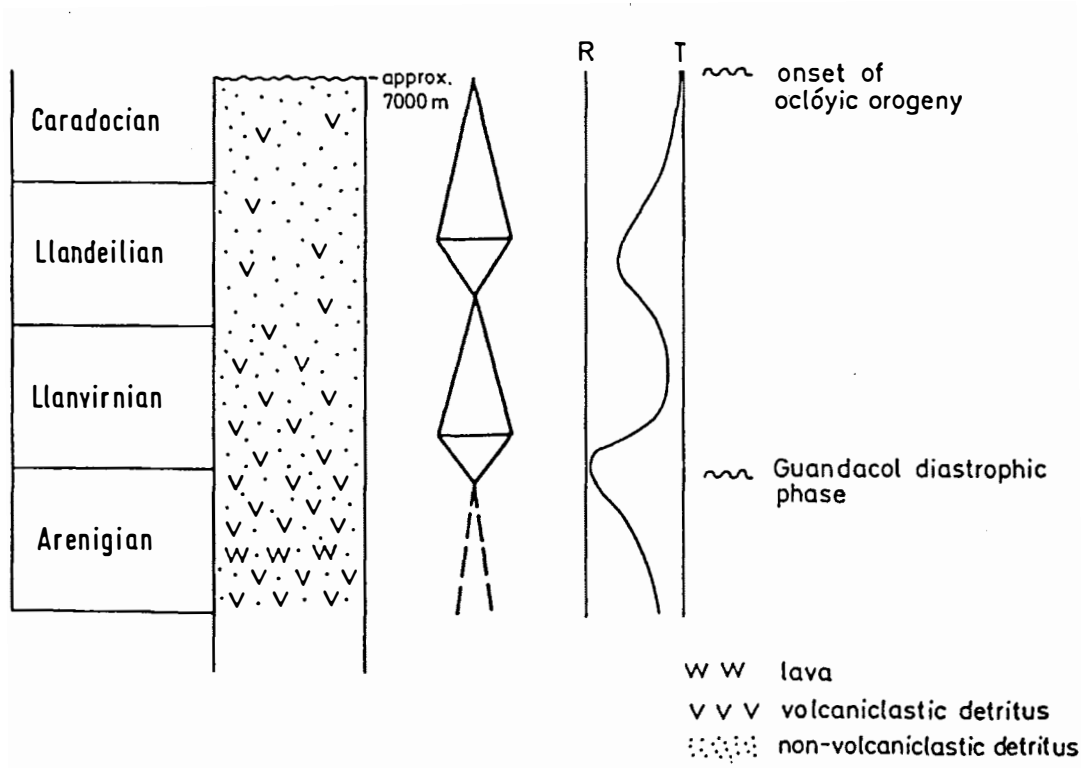


Abb. 2:

Korrelation sedimentologischer, eustatischer und tektonischer Ereignisse auf der Basis neuer und bekannter (ACEÑOLAZA & BALDIS, 1987) biostratigraphischer Daten. Kurve eustatischer Meeresspiegelschwankungen nach FORTEY (1984).

Sequenz werden mit (hemi)pelagischen Peliten Faziestypen der Beckenebene erreicht. Dies geht einher mit einer weltweiten Transgressionsphase, die im älteren Llandeilo in eine weniger ausgeprägte Regression mündet (FORTEY, 1984). Dieses Ereignis könnte zeitgleich mit einem mächtigen Kornvergrößerungszyklus gewesen sein, der allerdings stratigraphisch schlecht eingegrenzt ist. Ein ausgeprägtes tektonisches Ereignis ist für diesen Zeitraum nicht bekannt.

Eine bis ins untere Caradoc reichende Kornverfeinerungstendenz bildet den stratigraphisch höchsten Teil der aufgeschlossenen Serie. Er trifft mit einer Phase weltweiter Transgression zusammen (Abb. 2). Den Abschluß der ordovizischen Ereignisse bildet die Oclóyische Orogenese an der Wende zum Silur. Sie legt die nach Kompaktion und Lithifizierung ca. 7000 m mächtige Beckenfüllung in etwa N-S-streichende Falten ohne dominante Vergenz.

Die Turbidite der beschriebenen Serie zeigen meist eine deutliche laterale Kontinuität. Kanalkomplexe erreichen bis zu 200 m Mächtigkeit. Der Sedimenttransport erfolgte relativ einheitlich nach NNW. Die Abfolge ist den langgestreckten Turbiditsystemen MUTTI (Typ 1, 1985) vergleichbar, in denen Sand effizient bis in distale Fächerregionen transportiert wird. Schlechte Sortierung und Unreife der Turbiditarenite in Kornvergrößerungs- wie Kornverfeinerungszyklen bezeugen verhältnismäßig kurze Transportwege und höchstens geringfügige Aufarbeitung in Schelfgebieten während beider Großzyklusregime. Schelfregionen und flache Küstenländer waren infolge tektonischer Aktivität in Ostkordillere und "volcanic arc"-Bereich wahrscheinlich gering ausgebildet.

Sedimentäre Trends und relative Meeresspiegelschwankungen wurden hauptsächlich durch tektonische Instabilität der Liefer- und Randgebiete sowie Wirkung distensiver Tektonik innerhalb des Beckens hervorgeru-

fen. Sie dürften zumindest im älteren Ordovizium mit aktiver Subduktion unter den ostpazifischen Kontinentalrand Gondwanas in Zusammenhang gestanden haben. Die unterschiedlichen globalen Meeresspiegelschwankungen übten offenbar nur komplementierenden Einfluß aus.

Literatur

- ACEÑOLAZA, F. G. & BALDIS, B. (1987): The Ordovician system of South America. Correlation chart and explanatory notes. - *Int. Union Geol. Sci. Publ.*, **22**, 68 S.
- BAHLBURG, H., BREITKREUZ, C. & ZEIL, W. (1988): Geology of the Coquena Formation (Arenigian-Llanvirnian) in the NW Argentine Puna: constraints on geodynamic interpretation. - *Lect. Notes Earth Sci.*, **17**, 71–86, Heidelberg.
- BREITKREUZ, C. (1986): Das Paläozoikum in den Kordilleren Nordchiles (21°–25°S). - *Geotekt. Forsch.*, **70**, 88 S., Stuttgart.
- BREITKREUZ, C., BAHLBURG, H., DELAKOWITZ, B. & PICHOWIAK, S. (1989): Volcanic events in the Paleozoic central Andes. - *Jour. of South Amer. Earth Sci.*, **2**, London (in Druck).
- FORTEY, R. A. (1984): Global Earlier Ordovician transgressions and regressions and their biological implications. - In: D. L. BRUTON (ed.): *Aspects of the Ordovician System*. - *Paleont. Contrib. Univ. of Oslo*, **295**, 37–50, Oslo.
- MUTTI, E. (1985): Turbidite systems and their relations to depositional sequences. - In: G. G. ZUFFA (ed.): *Provenance of Arenites*. - *NATA ASI Series C*, **148**, 65–93, Utrecht.
- SALFITY, J. A., MALANCA, S., BRANDAN, M. E., MONALDI, C. R. & MOYA, C. (1984): La Fase Guandacol en el norte de la Argentina. - *9. Congreso Geológico Argentina Actas*, **1**, 555–567, Bariloche.

KARBONATE NAHE DER ARKTIS: REZENTE FLACHWASSERKARBONATE AUF DER SPITSBERGENBANK (BARENTSSCHELF)

T. Bickert & R. Henrich, Kiel

Flachwasserkarbonate werden gemeinhin assoziiert mit warmen, tropischen oder subtropischen Gewässern. Umso überraschender war die Entdeckung eines ausgedehnten Karbonatvorkommens auf der Spitsbergenbank (westlicher Barentsschelf) zwischen 70 und 74°N (BJØRLYKKE et al., 1978). Die vorgetragene Arbeit beschäftigte sich mit der Untersuchung dieser Kaltwasserkarbonate aus 33 Oberflächensedimentproben unter sedimentologischen, ökologischen und historischen Aspekten.

Die Spitsbergenbank ist gekennzeichnet durch ihre Lage am Schelfrand in 30–300 m Wassertiefe, abseits von jeglichem terrigenem Sedimenteintrag. Die groben Mittelwerte der Korngrößenverteilungen im Feinkies/Grobsandbereich, das weitgehende Fehlen der Feinfraktion und die gute Sortierung vor allem der groben Proben zeigen die postglaziale Restsedimentbildung aus glazigenen Diamiktiten auf den oberen Partien der Bank (<120 m) an, die heute noch infolge der Welleneinwirkung und der starken Strömungen anhält.

Die Grobfraktionsanalyse der Sedimente zeigt, daß den reliktschen lithoklastischen Komponenten aus den Glazialsedimenten bis zu 95 Gew.-% biogene Partikel beigemischt sind, die überwiegend aus Schalenfragmenten von Balaniden, Muscheln, Bryozoen und benthischen Foraminiferen, daneben von Echiniden und Brachiopoden bestehen und somit in ihrer Faunenzusammensetzung denen anderer Karbonatvorkommen in borealen Breiten gleichen.

Die clusteranalytische Auswertung der Grobfraktionsdaten ergibt eine bathymetrisch orientierte Fazieszonierung nach den dominierenden biogenen Komponenten in drei Bereiche:

- | | | | |
|------|-----------------------------------|----------|-------------|
| I. | <i>B. crenatus</i> - Schillfazies | 27–43 m | weiß |
| II. | <i>B. balanus</i> - Schillfazies | 40–73 m | beigefarben |
| III. | Muschel-Schillfazies | 64–200 m | olivgrün |

Die ersten beiden Faziesbereiche sind durch eine epifaunistische Hartsubstratfauna, die dritte durch eine

Weichbodenfauna gekennzeichnet. Zum Norden der Bank hin nimmt generell der Anteil biogener Komponenten ab, möglicherweise durch das Abdrehen der die Spitsbergenbank umgebenden ozeanischen Polarfront und durch die saisonal längere Packeisbedeckung dieses Areals.

Die Zerstörung des Schalenmaterials wird, wie REM-Untersuchungen zeigen, vor allem durch Bioerosion durch endolithische Algen, bohrende Schwämme und fräsende Schnecken und Echiniden bewirkt. Anzeichen für eine chemische Lösung wurden nicht gefunden, mechanischer Abrieb erfolgt nur in den obersten Partien der Bank unter Welleneinwirkung.

Die rostbraune bzw. schwarze Färbung, vor allem von Seepockenschalen, die nach ICP-AES-Messungen auf bis zu 8-fache Fe-Konzentrationen (gegenüber Normalwerten) zurückzuführen ist, entsteht durch die Fällung von Eisen aus metallreichen Lösungen, die möglicherweise dem Auftrieb atlantischen Wassers an der Polarfront entstammen. In tieferen Horizonten bioklastischer Sedimente (>15 cm) werden die Eisenoxide unter reduzierenden Bedingungen in Eisensulfide umgewandelt.

Die Entwicklung der Karbonate der Spitsbergenbank steht in einem engen Zusammenhang mit der postglazialen Entwicklung des Barentsschelfs und der damit verbundenen Faunenabfolge. ¹⁴C-Datierungen markieren das Einsetzen einer Weichbodenfauna nach dem Rückzug des Barentsschelfeises und der Entwicklung offener mariner Bedingungen bei 8700 J.BP. Infolge der Auswaschung glazialer Sedimente, die noch verstärkt wurde durch die relative isostatische Hebung des Untergrundes um ca. 60 m, setzt sich auf den oberen Partien der Bank ab 2500 J. BP eine von Balaniden dominierte Hartsubstratfauna durch, die bis heute die Weichbodenfauna bis in 70 m Wassertiefe zurückgedrängt hat. Die Abwesenheit borealer Faunenelemente deutet darauf hin, daß die Spitsbergenbank während ihrer ganzen postglazialen Entwicklung im Einflußbereich des kalten, arktischen Wassers lag.

PALINSPASTIK DER SÜDOST-TETHYS: WOHER KOMMEN DIE OBEREN HAWASINA-DECKEN (OMAN)?

W. Blendinger, Dusslingen

Die Hawasina-Decken des Oman-Gebirges sind nach S bis SW auf den arabischen Kontinent überschobene Sedimente der südöstlichen Neotethys. Sie lassen sich grob in 2 Stockwerke unterteilen:

- Die *unteren* Hawasina-Decken überliefern proximale (Hamrat Duru Formationsgruppe) und distale (Wahrah Formation) Tiefwasser-Sedimente. Ihnen gemeinsam ist eine **oberpermische** Basis, z. T. von MORB-Basalten.

- Die *oberen* Hawasina-Decken (Al Aridh Formation, "Oman Exotics" Flachwasserkarbonate, Haliw-Formation) zeigen vollkommen unterschiedliche Ausbildung. Sie haben eine **obertriassische** Basis von Alkalibasalten, zeugen von ausgeprägtem Riffwachstum in der Obertrias, und das jüngere Mesozoikum ist, bis auf jurassische Kalkturbidite in der Al Aridh-Formation, generell radiolaritisch.

Bisher ging man in palaeogeographischen Rekonstruktionen davon aus, daß die oberen Hawasina-Einheiten ozeanwärts (im NE) der unteren Einheiten abgelagert wurden. Bei der Abwicklung der Decken ergeben sich jedoch folgende Schwierigkeiten:

- Die zum Teil extrem grobklastischen Sedimentschüttungen der oberen Hawasina-Decken kommen von S, müßten also die distalen unteren Hawasina-Einheiten passiert haben ohne dort Spuren zu hinterlassen.
- Die stratigraphische Entwicklung schließt aus, daß die oberen Hawasina-Decken als "out-of-sequence" Decken vom proximalen Teil des omanischen Kontinentalrandes her zu beziehen sind.

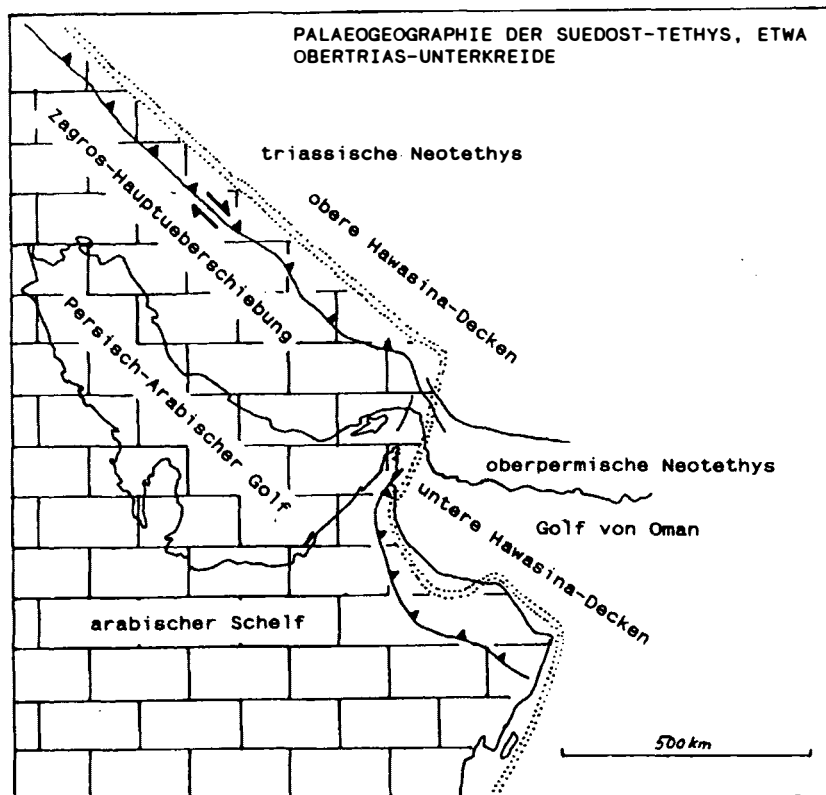


Abb. 1

Daraus folgt, daß die oberen Hawasina-Decken nicht durch einfachen Deckentransport rechtwinklig zum Streichen des omanischen Kontinentalrandes herzuleiten sind. Sie sind besser als "**displaced terranes**" zu deuten. Für ihre ursprüngliche Position gibt es 2 Möglichkeiten:

- *Die oberen Hawasina-Decken sind von einer östlichen Verlängerung des omanischen Kontinentalrandes herzuleiten.*

Diese Interpretation ist wenig wahrscheinlich, weil der Ostrand der arabischen Platte schon mesozoisch angelegt war.

- *Die oberen Hawasina-Decken stammen von einem Gebiet, das paläogeographisch im NW der omanischen Tethys, am SE-Rand der obertriassischen Neotethys des Zagros lag.*

Für diese Möglichkeit sprechen der rechtssinnige Charakter der Zagros-Hauptüberschiebung, der Versatz des Südrandes der triassischen Neotethys des Zagros gegenüber dem Südrand der oberpermischen Neotethys des Oman um mindestens 300 km, und die stratigraphischen Ähnlichkeiten zwischen den Hawasina-Decken des nördlichen Oman-Gebirges und der Al-Aridh-Formation (Abb. 1).

MIKROFAZIELLE CHARAKTERISTIKA DES LUXEMBURGER SANDSTEINS

H. Bock, Aachen

Im Unteren Lias (Hettangium/Sinemurium s.s.) drang die diachrone Fazies des Luxemburger Sandsteins (Wechselagerung von Sanden, Kalksandsteinen und sandigen Kalken) von Norden durch die Eifeler Nord-Süd-Zone nach Süden in den NE des Pariser Beckens vor. Diese Sande, die sich in die Mergel/Kalk-Sequenzen der umgebenden Lothringischen Fazies einschneiden, wurden in subtidalen, flachmarinen Sandbarren bzw. Sandwellen akkumuliert (BERNERS, 1985). Das diachrone Vordringen dieser sandigen Fazies nach Westen entlang dem Ardennensüdrand erfolgte in Verbindung mit der Ausdehnung der Eifeler Nord-Süd-Zone (BOCK, 1989) durch gezeiteninduzierte, küstenparallele Strömungen (BERNERS, 1985). Die Akkumulation dieser Sandbarren auf dem flachen Schelf war an eine die Subsidenzrate übersteigende Sedimentationsrate geknüpft. Dies führte bei einer zum Top der Sandwellen gerichteten Kornvergrößerung zur Auffüllung und Verflachung des Beckens. Die Sandbarren erreichen im proximalen, hettangischen Teil der Schüttung in der S-Eifel und im Luxemburger Gutland eine Höhe von max. 20 m, und ihre Bildungsdauer kann eine Ammonitenzone umfassen (BERNERS, 1985).

Die von BERNERS (1985) im proximalen Bereich der Schüttung in der S-Eifel und in Luxemburg durch sedimentologische und paläontologische Unterschiede definierten drei Subfaziesseinheiten bzw. Phasen der Sandbarrenentwicklung - initiale Barrenfußphase, Sandbarrenphase, Sandbankphase - sind in distaler Ausbildung am Ardennensüdrand bis in den Raum Sedan/Charleville, den die Schüttung erst in der *bucklandi*-Zone erreicht, verfolgbar (BOCK, 1989). Die mikrofaziellen Merkmale der drei Barrenphasen sind im gesamten Verbreitungsgebiet des Luxemburger Sandsteins sehr einheitlich entwickelt (BOCK, 1989; BERNERS, 1985) und gestatten eine gute Charakterisierung der einzelnen Evolutionsabschnitte.

Für die karbonatischen Ablagerungen der niedrigerenergetischen Lothringischen Fazies sind **Mud- und Wackestones**, die auf einem Schelf mit offener Wasserzirkulation an der Untergrenze der normalen Wellenbasis akkumuliert wurden, typisch. Gelegentliche **Packstones** mit

einer schlechten Sortierung der Komponenten können auf höherenergetische Phasen zurückgeführt werden, die zu Rutschbewegungen mit der Umlagerung von Bioklasten und anderen Allochemen führten. Teilweise sind die Karbonate durch **höhere siliziklastische Anteile** gekennzeichnet, die von den sich in der umgebenden Lothringischen Fazies vorbauenden benachbarten Sandwellen des Luxemburger Sandsteins (BOCK, 1989; BERNERS, 1985) zugeführt wurden. Im Extremfall treten Silt- oder Feinsandsteine auf. Die Schichtung der Ablagerungen ist häufig durch Bioturbation zerstört.

Die Ablagerungen der **Barrenfußphase** werden noch stark durch die Sedimentationsmechanismen der umgebenden Lothringischen Fazies beeinflusst. Es treten niedrigerenergetische **Wackestones, Packstones** und **höherenergetische Feinsandsteine** auf. Die ehemals mikritische Matrix ist häufig diagenetisch in Mikrospatit umgewandelt. Die Allocheme sind entweder autochthon bzw. parautochthon (Foraminiferen, Ostracoden, Lamellibranchiaten, Kotpillen) - dies gilt besonders für die durch die Lothringische Fazies noch stark beeinflussten Wackestones -, oder sie sind allochthon aus der Sandbarren- oder Sandbankphase benachbarter Sandwellen des Luxemburger Sandsteins umgelagert (Lamellibranchiaten, Echinodermen, Pelloide).

Die in der Barrenentwicklung folgendes **Sandbarrenphase** kennzeichnet die eigentliche Phase des Barrenaufbaus. Die Ablagerungen dieses Sedimentationsabschnittes sind vorwiegend durch **sparitisch zementierte Sandsteine** charakterisiert. Korrespondierend mit der starken Bioturbation herrschen als Allocheme **Kotpillen** vor. Seltener sind **Pelloide** und **randlich mikritisierte Bioklasten** (Lamellibranchiaten, Gastropoden, Echinodermen). Diese wurden vermutlich aus der Sandbankphase benachbarter Sandwellen umgelagert, da die Sandbarrenphase mit ihrer häufigen Sedimentumlagerung für diese Organismengruppe zu lebensfeindlich war (BOCK, 1989; BERNERS, 1985). Die Karbonatkomponenten der Sandsteine zeigen eine den Siliziklastika vergleichbare gute Sortierung. Bei sturminduzierten **Schwallagen** (=swell

lags), bei denen die Siliziklastika abgeführt werden und sich die Allocheme anreichern, entwickelten sich in der Sandbarrenphase **bioklastische Grainstones**.

Die mikrofazialen Merkmale der im flachsten Subtidal nahe der Niedrigwasserlinie abgelagerten Sedimente der finalen **Sandbankphase**, in der die Zufuhr von Siliziklastika reduziert ist (BERNERS, 1985), dokumentieren die Heterogenität der Flachwasserfazies. Hochenergetische, gut sortierte **Grainstones** mit aufgearbeiteten, häufig **randlich mikritisierten Bioklasten** und **Ooiden** sowie **Peloiden** sind kennzeichnend für die migrierenden Megarippeln und sich verlagernden Rinnen, durch die die Karbonatflächen intensiv aufgearbeitet und umgelagert wurden. Die weniger frequenten, teilweise gut gerundeten **detritischen Quarze** haben häufig eine **Mikrithülle**. Die randlich oder vollständig mikritisierten Allocheme und die mit einer Mikrithülle umgebenen detritischen Quarzkörner belegen auf oder zwischen den Sandbänken das Vorhandensein geschützter Areale mit stark reduzierter oder sogar fehlender Sedimentation, in denen die Anbohrung der karbonatischen Komponenten durch Mikroorganismen und die Anlagerung von **Mikrithüllen** durch kalkabscheidende Algen erfolgen konnte. In den distalen Sandbankphasen im Raum Charleville stellen sich gelegentlich auch an Kotpillen reichere Sandsteine ein, die oft nur schwer von den Sedimenten der Sandbarrenphase zu unterscheiden sind.

Als **Zementtypen** sind im Luxemburger Sandstein **mariner Palisadenzement** und mikrosparitischer oder sparitischer **Blockzement** zu beobachten. Der Blockzement wird vorwiegend als diagenetisches Umwandlungsprodukt gedeutet. In einzelnen Karbonaten und Kalksandsteinen der Sandbankphase füllt der Blockzement die nach der marinen Zementationsphase verbleibenden Resthohlräume aus. Sofern dieses Muster nicht zufällig sekundär durch beginnende diagenetische Umwandlungsprozesse vorgetäuscht wird, weist der Blockzement als zweite ursprüngliche Zementgeneration auf ein gelegentliches Trockenfallen der Sandwellen und einen damit verbundenen Süßwassereinfluß bei der Zementation hin.

Literatur

- BERNERS, H.-P. (1985): Der Einfluß der Siercker Schwelle auf die Faziesverteilungen meso-känozoischer Sedimente im NE des Pariser Beckens. Ein Sedimentationsmodell zum Luxemburger Sandstein (Lias), spezielle Aspekte zur strukturellen Änderung der Beckenkonfiguration und zum naturräumlichen Potential. - Diss. R.W.T.H. Aachen, 320 S., 100 Abb., 24 Tab., Aachen.
- BOCK, H. (1989): Ein Modell zur Beckenausdehnung und Fazieszonierung am Westrand der Eifeler Nord-Süd-Zone während der Trias und zur Transgression des Unteren Lias am Ardennensüdrand. - Diss. R.W.T.H. Aachen, 417 S., 114 Abb., 36 Tab., 22 Taf., Aachen.

WERFENER SCHICHTEN UND PERM-TRIAS-GRENZE IN DEN ÖSTLICHEN KARNISCHEN ALPEN UND WESTKARAWANKEN

K. Boeckelmann, Berlin

Die Werfener Schichten der östlichen Karnischen Alpen und Westkarawanken lassen sich - entsprechend den Verhältnissen in den westlichen Südalpen (BROGLIO LORIGA, 1983) - nach transgressiven und regressiven Ereignissen lithologisch gliedern. Es handelt sich um kalkig-dolomitisch-mergelige Sedimente eines epikontinentalen Schelfmeeres mit marinen, endemischen Faunengemeinschaften. Die Sedimentation wurde beherrscht von Strömungs- und Wellenaktivität. Ähnlichkeiten und Übereinstimmungen mit den von AIGNER (1985) beschriebenen Schelfzyklen des Oberen Muschelkalks im Germanischen Becken sind offensichtlich.

Im Arbeitsgebiet beträgt die Mächtigkeit der untertriassischen Sedimente etwa 300-400 m. Infolge der oberanisischen Erosion sind zahlreiche Profile nicht vollständig. Im Vergleich mit den küstennäher abgelagerten Sedimenten der Dolomiten sind die faziellen Verhältnisse etwas ausgeglichener, die sedimentären Zyklen werden weniger scharf abgebildet und sind nicht immer durch charakteristische Regressionsphasen voneinander getrennt. Dennoch lassen sich folgende Einheiten unterscheiden (liegend-hangend): Tesero Horizont, Mazzin-Member, Seis-Mb., Campil-M., Val-Badia-Mb., Cencenighe-Mb.

Die mittleren und oberen Bellerophonschichten des Oberperm, überwiegend niedrigenergetische Biomikrite des flachen, küstenfernen Innenschelfs, enthalten eine hochdiverse, normalmarine Fauna und Flora. In den meisten der untersuchten Profile folgt darüber das Mazzin Mb. der Werfener Schichten. Im Kern der Forschungsbohrung "Gartnerkofel" wurden im Liegenden des Mazzin Mb. oolithische Gesteine angetroffen, die mit den Tesero-Oolithen verglichen werden. Im Gegensatz zu den westlichen Südalpen sind in den Karnischen Alpen und Karawanken geringmächtige Oolithlagen an der P/T-Grenze lediglich lokal entwickelt. Charakteristische Mischfauna innerhalb des Tesero-Horizontes wurden von NOÉ (1986) im Profil Dierico entdeckt. Im vorliegenden Material sind solche Faunen nicht erhalten, die exakte Lage der P/T-Grenze ist daher unbekannt.

Mit dem Einsetzen triassischer Sedimente beginnt der Wechsel zwischen niedrig-energetischen Kalkschlamm-Ablagerungen und höher- bis höchstenergetischen Kalkareniten. Letztere lassen sich in vielen Fällen in distale (Mazzin Mb.) und proximale Tempestite (Seis-Mb. bis Cencenighe-Mb.) gliedern.

Faziesbereiche

Tesero-Hz.: flacher, subtidaler Innenschelf; niedrige, nur zeitweise höhere Wasserenergie.

Mazzin-Mb.: flacher, subtidaler Innenschelf, geringer klastischer Eintrag, niedrig-energetische Background-Sedimente, überwiegend distale Sturmlagen mit zunehmender Proximalität.

Seis-Mb.: flacher subtidaler, im oberen Teil zeitweise intertidaler Sedimentationsraum; stetig zunehmende klastische Beeinflussung sowie zunehmende Proximalität der Tempestite; gradueller Übergang zum Campil-Mb.

Campil-Mb.: inter-bis supratidaler Sedimentationsraum mit starker klastischer Beeinflussung; häufige Emersionsphasen. Charakteristisch sind Evaporite, Trockenrisse, "tepee"-Strukturen, "flat pebble"-Konglomerate. Graduel-ler Übergang zum Val-Badia-Mb.

Val-Badia-Mb.: flaches Subtidal, nun aber mit einer ungestörteren Verbindung zum offenen Schelf; dadurch Besiedlung durch normalmarine Faunen (neue Foraminiferen und Ostrakoden, Auftreten von Cephalopoden).

Cencenighe-Mb.: bunte, stark terrigen beeinflusste Sedimente des Peritidal, reich an Echinodermen und Foraminiferen. Weiterhin freier Austausch mit dem offenen Schelf; insgesamt regressiver Trend.

Faziesentwicklung

Eine erste deutliche Regression mit anschließender Transgression liegt im Bereich der P/T-Grenze. Eine weitere Regression (Campil-R.) ist im Übergang Seis- zu Campil-Mb. festzustellen (Entwicklung von subtidalen zu zeitweise supratidalen Sedimentationsbedingungen). Entscheidend für die Entwicklung eines normalmarinen Milieus im Oberskyth ist die Badia-Transgression im Übergang Cam-

pil- zu Val-Badia-Member, die die Einwanderung neuer Faunenelemente ermöglichte und deren Bedeutung von BRANDNER (1984) erkannt wurde.

Die unteren Werfener Schichten (Tesero-Hz. - Campil-Mb.) gehören einem übergeordneten transgressiv-regressiven Zyklus an, der weiterhin die Grödener Schichten (Mittelperm) und die Bellerophonschichten (Oberperm) umfaßt. Mit der Badia-Transgression beginnt ein weiterer Zyklus, der erst mit der oberanisischen Faziesdifferenzierung im Zuge von Riftbewegungen beendet wird.

Ein Sedimentationsmodell, welches beiden Zyklen zugrundegelegt werden kann, ist das einer nach E geneigten Karbonatrampe, deren Geschichte demnach im Mittelperm beginnt (erste marine Ingressionen über Grödener Red Beds) und die bis in das Oberanis verfolgt werden kann.

Literatur

- AIGNER, T. (1985): Storm depositional systems. - Lect. Notes Earth Sci. 3, 174 S., Berlin-Heidelberg-New York (Springer).
- BRANDNER, R. (1984): Meeresspiegelschwankungen und Tektonik in der Trias der NW-Tethys. - Jb. Geol. B.-A., 126/4, 435-475, Wien.
- BROGLIO LORIGA, C., MASETTI, D. & NERI, C. (1983): La formazione di Werfen (Scitico) delle Dolomiti occidentali. - Riv. Ital. Paleont., 88/4, 501-598, Milano.
- NOE, S. (1986): The Permian-Triassic boundary at Dierico section. - Field conference on Permian and Permian-Triassic boundary in the South-Alpine segment of the western Tethys. Excursion Guidebook, (Soc. Geol. Ital.) Brescia.

FAZIESWECHSEL IM LIAS DER OSTERHORNGRUPPE - EUSTATIK ODER TEKTONIK? (NÖRDLICHE KALKALPEN, SALZBURG, ÖSTERREICH)

F. Böhm, Erlangen

Der Übergang von der hochproduktiven Obertrias-Karbonatplattform zur stark verminderten, tiefpelagischen Lias-Sedimentation der Nördlichen Kalkalpen ist als Adneter Wende bekannt. Der Ablauf dieser stratigraphischen Wende ist in der Umgebung von Adnet (Osterhorngruppe, Salzburg) in gut datierten Profilen detailliert zu verfolgen. Das Gebiet befand sich während des unteren Lias im nach Norden hin einfallenden tiefen Hangbereich einer großräumigen Schwellenstruktur. Dies folgt sowohl aus der Interpretation der Faziestypen und ihrer räumlichen Verteilung, als auch aus den Mächtigkeitsgradienten.

Während im Hangenden von rhätischen Reef Mounds die besagte Wende durch eine bis in das obere Hettang reichende Schichtlücke markiert wird (beginnend eventuell bereits im obersten Rhät), ist schon an den Mound-Flanken eine mehr oder weniger kondensierte, aber kontinuierliche Faziesabfolge zu beobachten. Die normale Sedimentation mit Adneter Kalk und Hornsteinkalken setzte sowohl im ehemaligen Mound-Bereich, als auch in den Beckenregionen gleichzeitig mit dem unteren Sinemur ein.

Auch an anderen Stellen der (Kalk-)Alpen findet an der Basis des Sinemur ein Sedimentationsumschwung statt. Im Lias von Nordostbayern ist zur selben Zeit ein kräftiger Meeresvorstoß zu verzeichnen. Dies weist auf ein überregionales Ereignis, möglicherweise im Zusammenhang mit einem kräftigen Meeresspiegelanstieg hin. Andererseits deuten viele Anzeichen in den Kalkalpen auf eine starke syndesimentäre Tektonik im Hettang.

Der nächste Einschnitt erfolgte nach einer Zeit relativ gleichmäßiger Sedimentation im Oberpliensbach/Untertoarc. Er beendete die Ablagerung der unterliassischen Faziestypen durch Erosion und Breccienschüttungen. Die hangend folgenden kondensierten Rotmergelkalke des Toarc stellen einen neuen Faziestyp dar. Auch dieser Sedimentationswechsel ist in weiten Teilen der Alpen, sowie außeralpin zu beobachten. Wiederum finden sich Belege für eine erhöhte tektonische Aktivität. Andererseits sind aus dem gleichen Zeitraum viele Anzeichen von Meeresspiegelfluktuationen bekannt.

Soweit die stratigraphische Einengung der geologischen Verhältnisse es zu beurteilen erlaubt, treffen Meeresspiegelschwankungen und tektonische Aktivitäten in Hettang/Sinemur und Pliensbach/Toarc zeitlich zusammen.

DIE KIESELSCHWAMM-"ALGENKRUSTEN"-ASSOZIATION (JURA): EIN DURCHLÄUFER IM BATHYMETRISCHEN SINNE

Th. Brachert, Erlangen

Das Bildungsmilieu der oberjurassischen Schichtfolge Süddeutschlands ist umstritten. Neben der paläontologischen Analyse von Ammoniten- und Schwammfaunen sprechen auch Vergleiche mit den Verhältnissen im Oxfordium des Schweizer Juras für eine Entstehung der berühmten Kieselschwammbioherme und der sie begleitenden Kalk-Mergel-wechselfolgen in einer tieferen Schelfposition. In unmittelbarem Gegensatz dazu stehen jedoch Belege frühdiagenetischer, meteorischer Exposition einzelner Hochzonen.

Anhand zweier Fallstudien aus der Fränkischen Alb soll gezeigt werden, daß die biohermbildende Schwamm-Cyanobakterien-Assoziation durch Zeit und Raum jedoch innerhalb eines breiten bathymetrischen Gürtels aufgetreten ist. Der obige, scheinbare Widerspruch wird somit entkräftet.

Beispiel 1 (Mitteloxford, Stbr. Mittersthal): In ein 8,5 m mächtiges Profil gut gebankter, Cephalopoden-führender Kalke sind kleine, um 1,5 m mächtige linsenförmige Schwamm-Bioherme eingeschaltet. Die Bankkalke stellen eine monotone Abfolge aus Mud- bis Wackestones, die nur im Bereich zweier "Doppelmergelhorizonte" Abweichungen erfährt. Hierbei handelt es sich um Cephalopoden-("Ammonitenseife") und Endoklasten-reiche Floatstones mit reichlich Glaukonit, Fe-Imprägnationen und Globuligerinen. In ihrem Gefolge wird die Biohermentwicklung zweimal unterbrochen. Die Biohermkalke weisen, jeweils bis zu ihrer Unterbrechung, eine gerichtete Entwicklung auf: Über Intra- und Bioklasten-reichen Wackestones folgen Schwamm-Floatstones und später "Algenkrusten"-Schwamm-Bindstones, die die Hauptmasse der Bioherme ausmachen. Die Krusten wurden während ihrer Bildung nie gewendet; das Fehlen von Birds eyes ist charakteristisch.

Beispiel 2 (Mittelkimmeridge, Felsen bei Konstein): In 36 m mächtige, hochenergetische, teils oolithische Karbonatsandsteine sind 6 m Schwammkalk eingeschaltet. Erstere enthalten typische Komponenten des flachen Wassers, wie koloniebildende Korallen. Die Schwammkalke besitzen jedoch nur innerhalb ihres obersten Abschnittes

durch das Auftreten dicker stromatolithischer Krusten auf Kieselschwämmen in mikritischer Matrix, eine fazielle Verwandtschaft mit den Biohermkalken des ersten Beispiels aus dem unteren Malm. Im tieferen Abschnitt sind dagegen schlecht ausgewaschene Grainstones bishin zu Wackestones typisch, die mit Ausnahme ihrer Schwammführung, in ihrem Komponentenbestand noch weitgehend dem Liegenden entsprechen. Unregelmäßige Hohlraum-systeme durch Sackungsvorgänge um gelöste Kieselschwammenskelette sind weiters charakteristisch. Die Schwammfazies wird abrupt von basal Ammoniten-reichen Grainstones zugedeckt.

Diskussion und Schlußfolgerungen: Das erstere Beispiel aus dem Mitteloxford ist durch seine typisch offenmarine Fauna, bei gleichzeitigem Fehlen jeglicher herkömmlicher Flachwasserkomponenten, mechanischer Aufarbeitungsvorgänger u. ä. als Bildung eines tieferen Schelfbereiches anzusprechen. Die Ursachen des zyklischen Zusammenbruchs der Riffentwicklung sind offen, könnten aber beispielsweise in wechselnden Auftriebsmustern mit periodischer Überdüngung der Wassersäule begründet sein.

Die Plattformkarbonate im Liegenden und Hangenden des zweiten Beispiels sind als Megarippeln mit zwischengeschalteten Gezeitenkanälen anzusprechen und dürften damit in nur wenigen Metern Wassertiefe entstanden sein. Entsprechend ist das Bildungsmilieu der Schwammkalke, die kontinuierlich aus ihrem Liegenden hervorgehen, einige Meter bis Zehnermeter tiefer, unterhalb der Wellenbasis anzunehmen. Dieser Fazieswechsel ist kaum auf ein Migrieren von Faziesräumen zurückzuführen, da aus der Schwäbischen Alb analoge Vorkommen in gleicher stratigraphischer Position bekannt sind und damit auf eine allgemeine Vertiefung des Sedimentationsraumes hindeuten.

Zusammenfassend läßt sich aus der Interpretation beider Fallstudien folgern, daß die im Jura Europas verbreitete Kieselschwamm-Cyanobakterien-Assoziation in recht unterschiedlichen Bildungstiefen angetroffen werden kann. Vor Pauschalurteilen über das Bildungsmilieu dieser Megafazies wird deswegen gewarnt.

REZENTE UND TRIADISCHE RIFFHANG-"STROMATOLITHE" (ROTES MEER/SÜDALPEN)

Th. Brachert, W.-Ch. Dullo, Erlangen & R. Brandner, Innsbruck

Ziel der Forschungsfahrt Metoka-IV in das mittlere Rote Meer war eine vergleichende Untersuchung der Vorriffmorphologien und -fazies unter Einsatz des Tauchbootes "GEO". Dabei stellte sich heraus, daß die drei topographischen Rifftypen Saumriff, Barriereriff und Schelfatoll auch hinsichtlich der Ausbildung ihrer tiefen Vorriffbereiche unterschieden werden können, obwohl überall die gleiche, bathymetrisch kontrollierte Faunengemeinschaft auftritt.

Die Saumriffhänge sind mit nur einer Ausnahme flach geneigt (unter 40°) und großteils mit Lockersediment bedeckt.

Die Flanken von Schelfatollen und Barriereriffen sind dagegen auf ihren Luvseiten extrem steil. Zwischen -200 m Tiefe und -90 m liegen meist lotrechte Kliffs vor, während darüber eine deutliche Terrasse bis -70 m Tiefe reicht. Der Vorriffhang darüber weist ebenfalls eine sehr große Steilheit auf, ohne vertikale Anteile. Den Leeseiten fehlen zumeist die vertikalen Kliffs; sie sind vielmehr mehrfach deutlich getreppert bei einer durchschnittlichen Neigung um 50°.

Unterhalb der Siedlungsgrenze krustiger Rotalgen, die zwischen -120 m und -140 m Wassertiefe pendelt, ist die Kliffoberfläche durch mit dem Hang einfallende, wellblechartige Verbiegungen im Meterbereich gekennzeichnet. In den Tälern dieser an spur- und groove-Systeme des Flachwasserbereichs erinnernden Erscheinung ist die Kliffoberfläche nicht nur oft glatt poliert, sondern mit scharfen, nur wenige cm breiten und tiefen Furchen versehen. Auf den dazugehörigen Rücken ist die Wand jedoch kleinteilig gegliedert durch das Auftreten von balkonartig vorgebauten Karbonatgesteinsleisten und Nasen auf denen sich Lockersediment ansammelt. An ihren Unterseiten gedeihen die verschiedensten Epizoen (Serpuliden, Bryozoen, Foraminiferen und Korallen), aber auch Bohrer (Clioniden, Bohrmuscheln). An nicht mit Lockersediment bedeckten Partien sind bis zu 5 cm dicke laminare Mikritkrusten, Riffhang-"Stromatolithe", entwickelt. Eine echte Lamination, ausgelöst durch wechselnde Kornfraktionen tritt nur untergeordnet auf. Häufiger ist dagegen die Staffe-

lung seitlich nicht persistenter Mikrohardgründe mit Fe-Hydroxidimprägnationen, die aber keine Komponenten kappen.

Die Mikritkrusten finden sich nur auf der Oberseite der Balkonstrukturen und lagern mit deutlicher Diskontinuität ihrem Substrat auf, das von Bryozoenkolonien, azooxanthellaten Korallen und krustosen Rotalgen hergeleitet werden kann, wenn diese auch meist durch eine mehrphaseige Zerbohrung kaum noch erkannt werden können. ¹⁴C-Altersdatierungen an azooxanthellaten Korallen haben Alter von 10500 a ergeben was eine durchschnittliche Bildungsrate von maximal 5 mm/1000 a ergibt.

Nicht durch Internsdimente verfüllte Porosität ist meist durch aragonitische Faserzemente plombiert. Neben meistens allseitigen, fibrösen Zementsäumen treten auch botryoidale Fächer auf, die oft nur von wenigen Punkten innerhalb einer Pore ausstrahlen. Dabei ist eine Beschränkung der Zementation auf das Dach der Poren nach Art gravitativer Zemente häufig zu beobachten. Wir führen dies auf endolithisch lebende Organismen zurück, die große Hohlraumssysteme freihalten. Mg-Kalzitemente sind weitaus seltener ausgebildet.

Am Civetta-Riff (Dolomiten, Italien) ermöglicht die geringe tektonische Deformation und Plombierung der mitteltriadischen Riffmorphologie durch vulkanoklastische Serien ein Kartierung der Fazieszonen vom Riff bis hinein ins Becken mit deren bathymetrischer Stellung. Im mittleren Hangbereich treten spongiostromate Kalke auf, die unserem rezenten Material weitgehend entsprechen. Auch nach Analyse allochthoner Blöcke (Cipit-Blöcke) zu schließen, kommen am Hang des Schlern-Riffes (Tschappittales, Seiser Alm) pelagische Mikritkrusten vor. Proben aus Karbonatdebriten, die in vulkanoklastische Lagen eingebettet sind haben nach ihrer Oberflächenmorphologie und Fazies sehr ähnliche Stromatolithe erbracht. Diese allochthonen Karbonate haben ihre ursprüngliche Struktur noch sehr gut bewahrt, aragonitische Zemente sind, wenn auch in Blockkalzit transformiert, noch gut an ihrer ursprünglichen Struktur erkennbar. Die Bindstones behär-

bergen in ihren unterschiedlich dicht laminierten Lagen mikritische Röhren (Wohnröhren?), inkrustierte Foraminiferen und Tubiphyten sowie seltener Kalkschwämme. Anbohrungen und Wiederanbohrungen oder teilweises Freihalten von Hohlräumen (angezeigt durch konzentrische Mikritanlagerung) tritt ebenfalls auf. Auffallend ist das Vorkommen zweier Zementtypen: botryoidaler Aragonit-zement und drusiger Mosaikzement. Letzterer kann als zweite Generation auf botryoidalem Aragonit aufwachsen oder aber als erste und einzige Generation Hohlräume direkt verfüllen. Dieses deutet auf ein unterschiedliches Alter der Poren hin. Der fächerförmige Aragonit-zement ist ebenfalls oft auf die Dachpartien von Hohlräumen beschränkt, weswegen wir eine ähnliche Entstehung wie in

unserem rezenten Material annehmen, nicht aber eine solche als Speleothem (flowstone).

Aus der Wechsellagerung der Debrite mit Low stand fan Ablagerungen (Marmolada Konglomerat) schließen wir auf eine Entstehung bei steigendem Meeresspiegel, wie es auch für unsere rezenten Krusten wahrscheinlich ist. Altersdatierungen der Krustensubstrate haben bei letzteren Alter um 10500 a ergeben. Das ist weniger als der Beginn des letzten starken Meeresspiegelanstieges im Quartär um ca. 18000 a vor heute. Für diesen werden Beträge bis zu 120 m angenommen, was durch den Nachweis von Rotalgenkrusten in situ unter pelagischen Mikritkrusten, noch in -215 m Wassertiefe, d. h. 75 m unter der heutigen Verbreitung, belegt werden kann.

STRUKTURELLE UND SEDIMENTOLOGISCHE ENTWICKLUNG AUSGEWÄHLTER GRABENSTRUKTUREN IM ZENTRALSUDAN

R. Bussert & P. O. Reynolds, Berlin

Bis vor wenigen Jahren galten die im Zentralsudan weiträumig verbreiteten kretazischen bis quartären Ablagerungen als eine bis wenige hundert Meter mächtige Sedimentdecke, die das nur schwach gegliederte und oberflächennahe Relief des Grundgebirges ausgeglichen hatte. Erst mit Beginn umfangreicher Erdölexplorationstätigkeit konnten verschiedene, teilweise mehrere 100 km lange und bis zu 15 km tiefe Riftbecken definiert werden.

Diese Grabenstrukturen bilden den östlichen Teil des West-Zentralafrikanischen Riftsystems, das den Kontinent in E-W-Richtung durchkreuzt und genetisch mit der Öffnung des Südatlantik in Zusammenhang gebracht wird. Im Sudan stellt das Abu-Gabra-Becken den nach SE abknickenden Arm des Zentralafrikanischen Riftsystems dar, in dessen struktureller Verlängerung - vom Ostafrikanischen Riftsystem überlagert - der Anza-Graben in Kenia in den Indischen Ozean ausstreicht.

Zu Beginn der Kreide/Oberjura setzte im Sudan eine erste weiträumige Extensionsphase ein, in deren Verlauf die kontinentale Plattform in einzelne Blöcke zergliedert wurde. Unter dem Regime eines etwa NE-SW gerichteten Dehnungsstressses entwickelte sich hieraus ein präkambrisch beeinflusstes Strukturmuster, bestehend aus zumeist NW-SE streichenden Grundgebirgshoch- und tiefschollen. Vertikalbewegungen unterschiedlichster Intensität und Dauer, an den die einzelnen Blöcke voneinander abgrenzenden Störungen, konnten bis ins Miozän nachgewiesen werden. Je nach Größe der Zugkräfte und des subsequenten isostatischen Ausgleichs bildeten sich weitere Störungssysteme, die nicht im Grundgebirge verwurzelt sind. Alle tektonischen Bewegungen führten letztendlich zur Bildung vieler Teilbecken, die häufig unterschiedliche Entwicklungen durchliefen, deren sedimentäre Verfüllung jedoch einheitlich aus lakustrinen Ton- und

Siltsteinen sowie fluviatilen und alluvialen Sandsteinen und Konglomeraten besteht. Anhand eines Beispiels wird die Interpretation der an der Oberfläche aufgeschlossenen Sedimente eines Beckens aus dem Nordsudan gezeigt.

Geophysikalische Untersuchungen lassen die Annahme zu, daß sich in dem Arbeitsgebiet eine mehrere tausend Meter tiefe Grabenstruktur befindet.

Die im Gelände aufgeschlossenen Sedimente sind in der finalen Sackungsphase der Grabenentwicklung abgelagert worden. Die in einer Gesamtmächtigkeit von ca. 250 m vorliegende Sedimentabfolge besteht ausschließlich aus kontinentalen Sedimenten, überwiegend Sand-, untergeordnet auch Silt- und Tonsteinen. Eine erste grobe Alterseinstufung der Sedimente in die oberste Unterkreide und in die Oberkreide erfolgte mit Hilfe von Pollen und Sporen sowie mit Wirbeltierresten.

Die Sedimentabfolge wird von verschiedenen fluviatilen Faziestypen dominiert, daneben treten lakustrine Sedimente und Paläoböden auf. Die laterale Faziesdifferenzierung des Sedimentationsraumes ist durch grobkörnigere, höherenergetische fluviatile Sedimente in den Beckenrandbereichen und durch feinkörnigere, z. T. lakustrine Sedimente im Beckenzentrum mit maximalen Subsidenzraten gekennzeichnet.

Eine laterale und vertikale Faziesdifferenzierung zeigt sich auch anhand der unterschiedlichen fluviatilen Faziestypen, die von durch Sandbank- und Rinnensedimente charakterisierten Ablagerungen verflochtener Flußsysteme bis zu Sedimenten stärker mäandrierender Flüsse mit ausgeprägten feinsandigen und siltig-tonigen Überflutungsebenensedimenten reicht.

Der Einfluß synsedimentärer Tektonik auf den Sedimentationsraum zeigt sich im Auftreten synsedimentärer Störungen und lokaler Diskordanzen.

PLATTENTEKTONISCHE EINFLÜSSE AUF DIE FAZIESENTWICKLUNG VON TIEFSEESSEDIMENTEN: OBERJURA UND NEOKOMSEDIMENTE DER YBBSITZER KLIPPENZONE (NIEDERÖSTERREICH)

K. Decker, Tübingen

Die pelagischen Sedimente der Ybbsitzer Klippenzone sind Teil einer Ophiolitserie, die Serpentine, Pillowbasalte, Radiolarite, Calpionellenkalke und Flysch beinhaltet.

Die Faziesentwicklung der pelagischen Abfolge von karbonatfreien, amorphen Cherts, karbonatischen Radiolariten und Calpionellenkalken (Abb. 1) wird von zwei Hauptfaktoren gesteuert:

(1) von der sich verändernden plattentektonischen Position des Ablagerungsgebietes und (2) von der deutlichen Absenkung der CCD im obersten Jura durch die explosionsartige Ausbreitung des kalkigen Planktons.

Die ältesten Sedimente der Ybbsitzer Klippen sind Chert-Ton-Rhythmite, die unter der CCD abgelagert wurden (Abb. 2). Charakteristisch für diese Serien sind sedimentäre Fe-Mn-Vererzungen in Form von Krusten auf den Bankoberflächen der Cherts. Sehr geringe Gehalte an Co, Ni, und Cu und hohe Fe_2O_3/TiO_2 - und MnO/TiO_2 -Verhältnisse belegen eine hydrothermale Entstehung im Umfeld eines mittelozeanischen Rückens.

Der hydrothermale Einfluß erlischt durch das Wegdriften des Ablagerungsraumes von diesem Rücken. Gleichzeitig führt die im obersten Jura einsetzende Absenkung der CCD in topographisch höheren Bereichen des Raumes zur Ablagerung von karbonathaltigen Sedimenten, die zum Teil durch turbidity currents unter die CCD verfrachtet werden. Dadurch entsteht eine Wechsellagerung von karbonatfreien Cherts und karbonatischen Radiolariten. Die Radiolarite dieser Serie zeigen Sedimentstrukturen pelagischer Turbidite wie gradierte Laminae, Rippelschichtung und Erosivstrukturen.

Das fortschreitende Absinken der CCD führt im gesamten paläogeographischen Raum zur Ablagerung karbonathaltiger Radiolarite und schließlich von Calpionellenkalken. Dabei wird die Subsidenz des Basements, das sich vom ozeanischen Rücken wegbewegt, von der Absenkung der CCD kompensiert.

An der Jura-Kreide-Grenze nähert sich der Ablagerungsraum durch die Plattenbewegung einem Detritus lie-

fernden Kontinentalrand. Dieser Vorgang erzeugt eine coarsening-upward-Abfolge, die mit Einschaltungen von distalen Turbiditen und einzelnen Breccienbänken in den Calpionellenkalken beginnt. Das Komponentenspektrum der Klastika umfaßt umgelagerte Kontinentalhang- und Seichtwassersedimente, terrigene Komponenten von einem granitisch-metamorphen Kristallin, sowie triassische und jurassische Karbonate. Die Zunahme der klastischen Sedimentation führt schließlich zur Ablagerung des überlagernden Ybbsitzer Flysches.

Abb. 1:

Schichtfolge der pelagischen Sedimente der Ybbsitzer Klippenzone (Oberjura bis Berias). Die Serie zeigt eine generelle Zunahme der Karbonatgehalte gegen das Hangende. Die Wechsellagerung karbonatischer und karbonatfreier Sedimente der Übergangsserie entsteht durch turbiditische Umlagerung karbonathaltiger Sedimente unter die CCD.

Abb. 2:

Faziesentwicklung der pelagischen Sedimente der Ybbsitzer Klippenzone.

- 1: Ablagerung karbonatfreier, hydrothermal vererzter Cherts in der Nähe eines mittelozeanischen Rückens.
- 2: Der Ablagerungsraum driftet aus dem hydrothermal beeinflussten Bereich. Absenkung der CCD und turbiditische Umlagerung karbonathaltiger Sedimente unter die CCD.
- 3: Das weitere Absinken der CCD führt zur Ablagerung karbonatischer Radiolarite im gesamten Raum. Die Radiolarite werden teilweise turbiditisch resedimentiert.
- 4: Der Ablagerungsraum gelangt durch Plattenbewegung in den Einfluß eines Kontinentalrandes, von dem radiolarienreiche Hangsedimente, Seichtwasserkomponenten (Ooide) und terrigener Detritus geliefert werden.

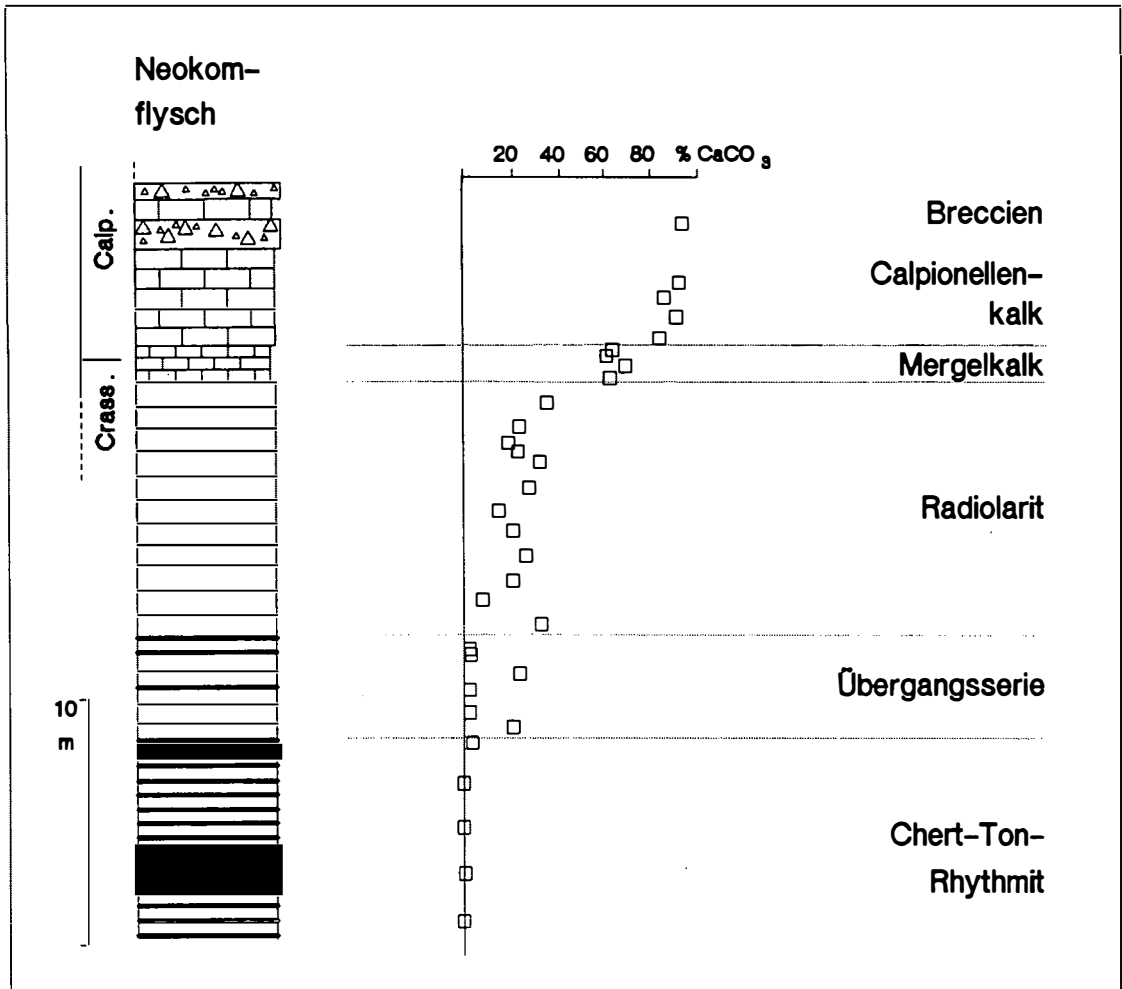


Abb. 1

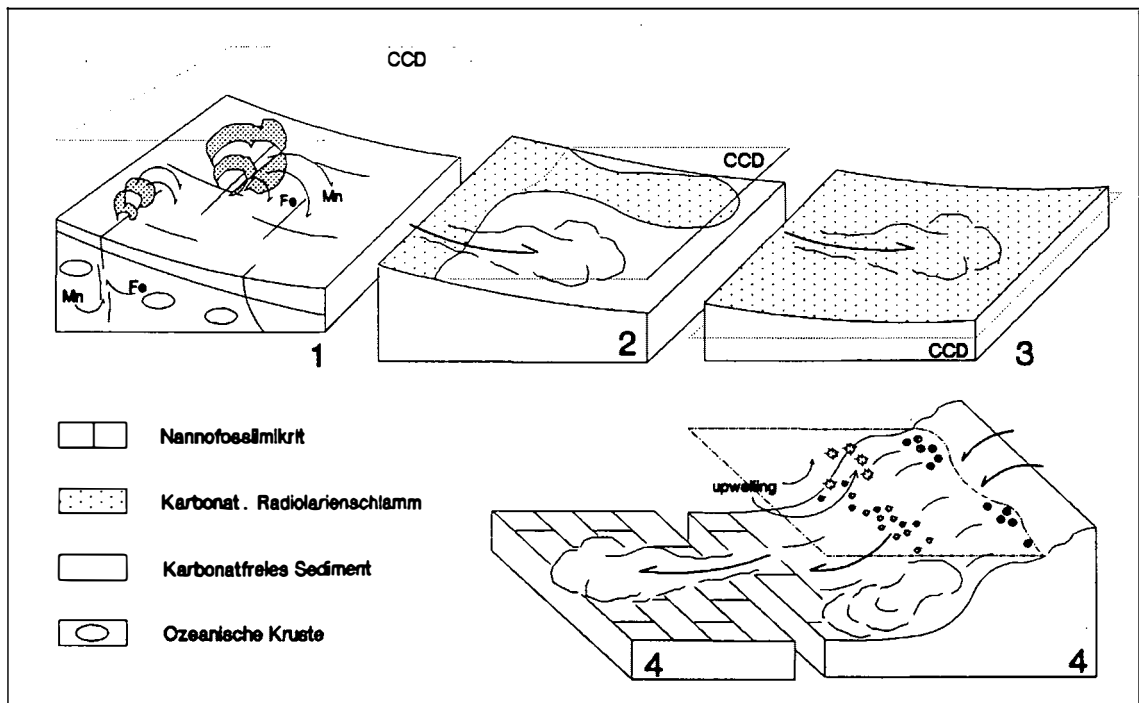


Abb. 2

EXTREME LITHOLOGISCHE GEGENSÄTZE IN EINER QUARTÄREN SEDIMENTABFOLGE AUS DEM EUROPÄISCHEN NORDMEER - PALÄOOZEOGRAPHISCHE IMPLIKATIONEN

A. Dettmer, Kiel

Die Lage des Europäischen Nordmeeres in hohen Breiten führt zu äußerst starken kurz- und langfristigen Änderungen der Ozeanographie und des Klimas in diesem Gebiet. Es ist deshalb eines der Meeresgebiete mit den stärksten Veränderungen der Sedimentationsverhältnisse während des Quartärs.

Das beschriebene Sedimentprofil stammt von einem Seamount der alten Jan Mayen Fracture Zone aus 2299 m Wassertiefe. Schon äußerlich fallen drastische Unterschiede auf. Die Farbe variiert von fast weiß über gelblich-braun bis zu dunkelgrau. In den helleren Sedimenten lassen sich größere Foraminiferen, in den dunkleren dagegen häufig Dropstones identifizieren. Anzeichen für starke Bioturbation finden sich hauptsächlich in den hellen Sedimenten.

Die Auswertung von Radiographieaufnahmen läßt detaillierte Aussagen über die Häufigkeit, Verteilung und Zusammensetzung eistransportierten Materials zu. Danach sind in den dunkelsten Horizonten häufig zahlreiche Dropstones und Mudclasts angereichert. Besonders in dem Abschnitt zwischen 3 und 5 m finden sich zahlreiche dieser dunklen Horizonte. Hellere grünlich-gelbbraune Abschnitte finden sich dazwischen. Nach Interpretation der Radiographieaufnahmen läßt sich diese Wechsellagerung zunächst als Ergebnis der Fluktuation im Eintrag eistransportierten Materials auffassen.

Die starke Variabilität der Sedimente spiegelt sich auch in den geochemischen Werten wider. Der CaCO_3 -Gehalt schwankt zwischen 0 und 71,2 %. Fünf der helleren Kernabschnitte zeigen ausgeprägte CaCO_3 -Maxima >40%, während die Minima eindeutig den dunklen Horizonten zuzuordnen sind. Die C_{org} -Werte liegen zwischen 0,17 und 1,25%. Die entsprechende Kurve ist der CaCO_3 -Kurve antikorelliert.

Eine Analyse der Fraktion 125-500 μm zeigt schließlich, daß die Grobfraction durch schwankende Gehalte von terrigenen und biogenen Komponenten gekennzeichnet ist. Die hellen Sedimente mit hohen Karbonatgehalten zeigen dabei ebenfalls Maxima im Grobfractionanteil, die auf einen hohen Prozentsatz planktischer Foraminiferen in der Grobfraction zurückzuführen sind. Die

Abschnitte, in denen terrigenes, eistransportiertes Material dominiert, zeigen dagegen eine große Schwankungsbreite des Grobfractionanteils (siehe Abb. 1). Die oben hervorgehobene Wechsellagerung ist nicht nur durch die Fluktuationen des Eintrags eistransportierten Materials sondern auch durch gelegentlich gesteigerten Anteil biogener Komponenten charakterisiert.

Aus ODP-Bohrungen (Leg 104) und zahlreichen weiteren Sedimentprofilen aus dem Europäischen Nordmeer wurde ein Modell für verschiedene Sedimentationsverhältnisse entwickelt (u. a. in HENRICH et al., 1989). Dabei gingen weitere Parameter wie Karbonatlösung und -akkumulationsraten, Anteil der Subpolarfauna und Isotopen-Daten ein. Danach kann man sechs Lithofaziestypen unterscheiden, die sich einzelnen Phasen der Entwicklung von Eisschilden auf der nördlichen Hemisphäre zuordnen lassen.

Die helleren, karbonatreichen Sedimente sind in Inter-glazialen unter den heutigen vergleichbaren ozeanographischen Verhältnissen entstanden. Der Einstrom relativ warmen, salzreichen Atlantikwassers in der Verlängerung des Golfstromes und die dadurch mitgesteuerte Bildung von Tiefenwasser im Europäischen Nordmeer sind die die Sedimentation steuernden ozeanographischen Einflüsse.

Glazialzeiten sind durch eine Reihe von Lithofaziestypen vertreten, welche verschiedene Phasen in der Entwicklung von Eisschilden auf den das Europäische Nordmeer umgebenden Land- und Schelfgebieten entsprechen. Dabei können die dunklen, C_{org} -reichen Horizonte als Sedimente während Abschmelzperioden mit Surgeprozessen interpretiert werden.

Nach dem von HENRICH (HENRICH et al., 1989) entwickelten Modell ist die Entstehung dieser Sedimente auf Erwärmungsphasen mit verstärkter Advektion von Atlantikwasser zurückzuführen. Durch diesen Einfluß können kurzfristig Surgeprozesse ausgelöst werden. Diese führen zu einer drastischen Erhöhung des Eintrags eistransportierten Materials, stabiler Schichtung durch Schmelzwasser und Stagnation der Tiefwasserbildung.

Meteor 2/2 core 23063

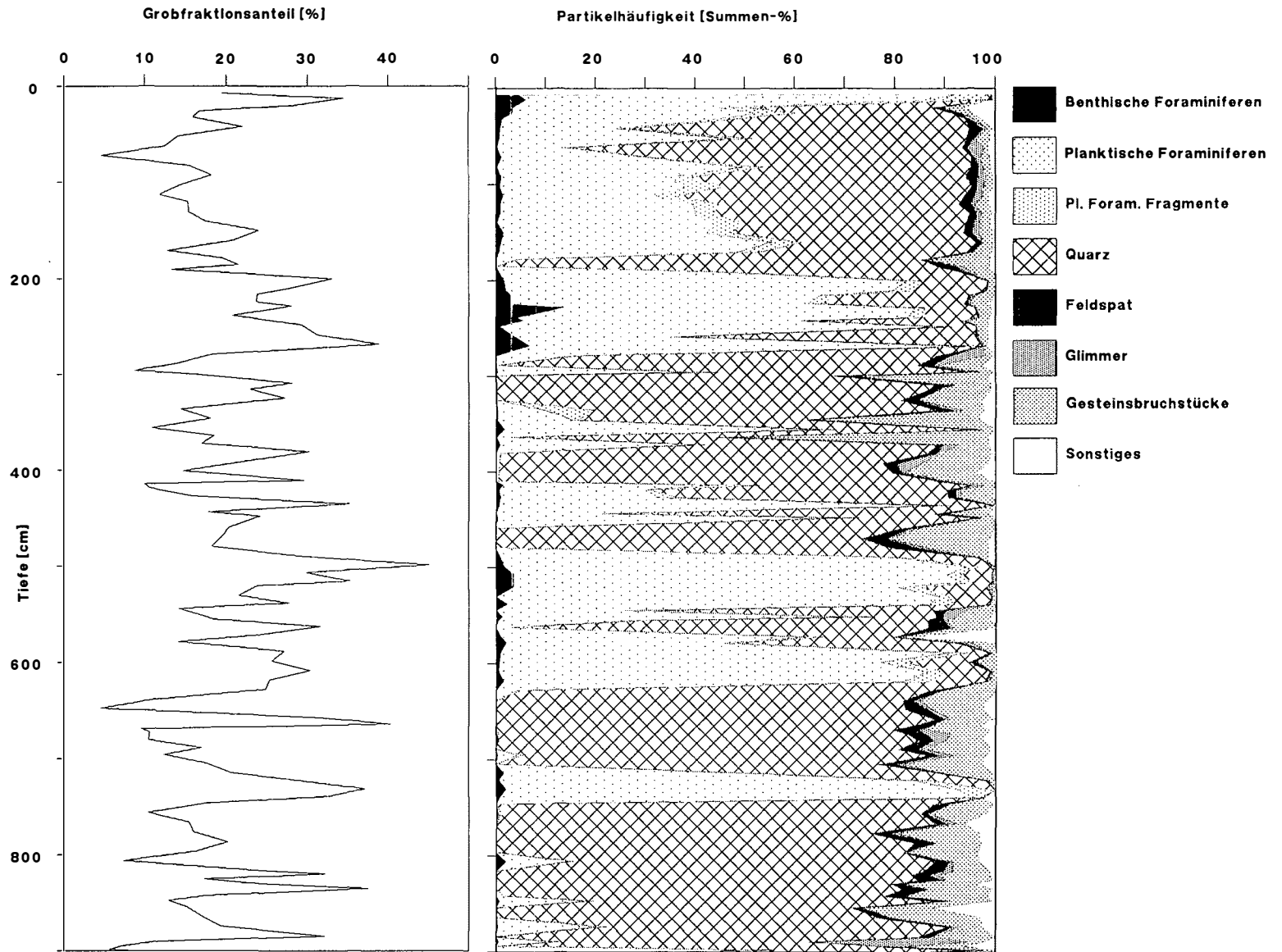


Abb. 1:
Grobfraktionsanteil (>63 µm) und Partikelhäufigkeiten der Fraktion 125–500 µm

Hellere, zwischen den beiden extremen Lithofaziestypen vermittelnde Sedimente der Glazialzeiten repräsentieren Zeiten mit dem Vorrücken der Gletscher, die mitunter auch weite Teile des Schelfs bedecken. Auch Zeiten, in denen der Schelf bereits weitgehend gletscherfrei ist, die Eisschilde an Land jedoch noch weitverbreitet sind, sind durch einen ähnlichen Lithofaziestyp vertreten.

Die Untersuchung längerer Kerne, in denen mehrere der Eiszeitzyklen erfaßt werden, zeigt, daß die Ausprägung einzelner Glaziale und Interglaziale deutlich differiert. So kann z. B. für Isotopenstadium 6 (im vorgestellten Kern etwa dem Abschnitt 3–5 m entsprechend) eine sehr ausgedehnte Vereisung des Schelfs angenommen werden. Dies deckt sich mit den Ergebnissen von KING et al. (1987), die anhand von seismischen Profilen die Strukturen submariner Gletscherablagerungen bis in 800–1000 m Wassertiefe feststellen konnten. Auch ihre Ergebnisse deuten für das Isotopenstadium 6 die extremste Ausdehnung der Schelfgletscher an.

Literatur

- DETTMER, A. (1988): Ein Beitrag zur Rekonstruktion der spätquartären Entwicklung der zentralen Norwegisch-Grönländischen See anhand des Meteor-Kernes GIK 23063-3. - Unveröff. Diplomarbeit CAU Kiel
- HENRICH, R., KASSENS, H., VOGELSANG, E. & THIEDE, J. (1989): The sedimentary facies record of glacial/interglacial cycles: Paleoceanography and paleoclimate of the Norwegian Sea during the last 350 ky. - Marine Geol., in press.
- KING, L. H., ROKOENGEN, K. & GUNLEIKSRUD, T. (1987): Quaternary seismostratigraphy of the Mid Norwegian Shelf, 65°–67°33'N - A till tongue stratigraphy. - IKW Sintef Group 114.

GRANULOMETRIE UND REM-SANDKORNMORPHOSKOPIE ALPNER GLETSCHERABLAGERUNGEN

B. Diekmann, Köln

Glaziale Ablagerungen aus den Alpen wurden sedimentologisch bearbeitet (DIEKMANN, 1989), wobei schwerpunktmäßig die textuellen Merkmale erfaßt wurden. Die Untersuchungen erfolgten an rezenten Gletscherablagerungen und pleistozänen Grundmoränen. Beprobte wurden neben den Seiten-, Stirn-, Ober- und Grundmoränen des Gepatschferners (Öztaler Alpen), des Glacier de Moiry (Walliser Alpen) sowie Rhone- und Steingletscher (Uner Alpen) auch die assoziierten glaziofluvialen Sande und lakustrischen Silte. Darüber hinaus wurden Eisproben genommen und Gletschermilch aufgefangen. Pleistozänes Grundmoränenmaterial konnte von den Erdpyramiden am Ritten bei Bozen (Grundmoräne aus dem Würm) und aus dem Lepsiusstollen bei Innsbruck (Liegendmoräne der Höttinger Breccie) gewonnen werden.

Die Lockerproben wurden in $1/2 \phi$ -Schritten naß gesiebt und umfassen das Mittel-Feinkies-/Sandspektrum ($\phi-4$ bis $+4$). Die Korngrößenverteilung der Silt-/Tonfraktion ($\phi > 4$ bis 8) wurde mit der Pipettmethode bestimmt. Die Ergebnisse sind in vereinfachter Form in einem ternären Diagramm mit den Endgliedern Mittel-/Feinkies-Sand-Silt/Ton (Abb. 1) dargestellt. Es zeigt sich, daß die Grundmoränen einen etwa gleichen Anteil aller drei Kornfraktionen aufweisen, was für ihre Polymodalität spricht. Demgegenüber weisen die Stirn- und Obermoränen einen erhöhten Anteil grober Komponenten ($\pm 65\%$), einen hohen Sandteil ($\pm 30\%$) und einen geringen Feinanteil (max. 10%) auf. Letzteres unterscheidet sie deutlich von den Grundmoränen. Die Seitenmoränen nehmen eine Zwischenstellung ein. Die glaziofluvialen Sedimente zeichnen sich durch eine zunehmende Sanddominanz mit größerem Abstand zum Gletschertor aus, was durch die Pfeile in Abb. 1 verdeutlicht wird. Die lakustrinen Proben sind vorwiegend feinkörnig.

Aus den Kornsummenkurven wurden graphisch Percentilwerte ermittelt und die statistischen Parameter nach FOLK & WARD (1957) berechnet. Im Diagramm der Abb. 2 ist die mittlere Korngröße gegen die Sortierung aufgetragen. Wie in Abb. 1, lassen sich wieder klar einzelne Felder ausgliedern. Bei den Moränen ist ein linearer Trend erkennbar. Ausgehend von den Stirn- und Obermo-

ränen über die Seitenmoränen zu den Grundmoränen nehmen der mittlere Korndurchmesser und die Sortierung ab, eine Tatsache die durch den zunehmenden Feinanteil in gleicher Richtung zu erklären ist. Die glaziofluvialen Proben zeigen mit zunehmender Entfernung zum Gletschertor (Pfeile) eine Verbesserung der Sortierung und Abnahme der mittleren Korngröße.

Die aufgeführten Parameter reflektieren das Sedimentangebot, die Transportmechanismen und die Ablagerungsbedingungen der verschiedenen Morärentypen und glaziofluvialen Sedimente. Talgletscher erhalten ihre Sedimentfracht von den umgebenden, aufragenden Gebirgskämmen in Form von Bergstürzen, Rutschungen und Muren. Dieser Schutt stürzt auf die Gletscheroberfläche und ist bereits primär schlecht sortiert. Einiges davon gelangt durch Spalten und Mühlen an die Gletscherosohle, wo dem Gletscher hauptsächlich durch Abrasion und Erosion Material zugeführt wird, das ebenso ein breites Korngrößenpektrum aufweist. Der supraglazial talabwärts transportierte Schutt wird wegen der starken Durchfeuchtung (Niederschläge, supraglaziale Schmelzwässer) relativ stark ausgewaschen, d. h. der Feinanteil verringert sich. Beim subglazialen Transport wird der Schutt intensiv geschrammt, geschliffen und zerrieben, was zu einer Anreicherung von feinkörnigem Gesteinsmehl führt. Die genannten Mechanismen dürfen jedoch nicht allzu scharf getrennt werden, weil supraglaziales Material sub- oder inglazial werden kann oder subglazialer Schutt an Scherflächen im Gletscher an die Oberfläche gelangen kann, was häufig an der Gletscherfront zu beobachten ist. Die letztendlich abgelagerten Moränen stellen also stets Mischformen sub- und supraglazial transportierten Materials dar.

Wie die granulometrischen Ergebnisse zeigen, überwiegt in der Grundmoräne auf Grund des höheren Feinanteils der subglazial, in den Stirn- und Obermoränen (geringer Feinanteil) der supraglazial transportierte Schutt. Die Seitenmoränen sind vermutlich supraglazialen Ursprungs, aber nicht so stark ausgewaschen worden. Die glaziofluvialen Sedimente weisen zwar in Gletschernähe eine relativ schlechte Sortierung auf, die jedoch mit zunehmendem Abstand besser wird und mit einer Abnahme der mitt-

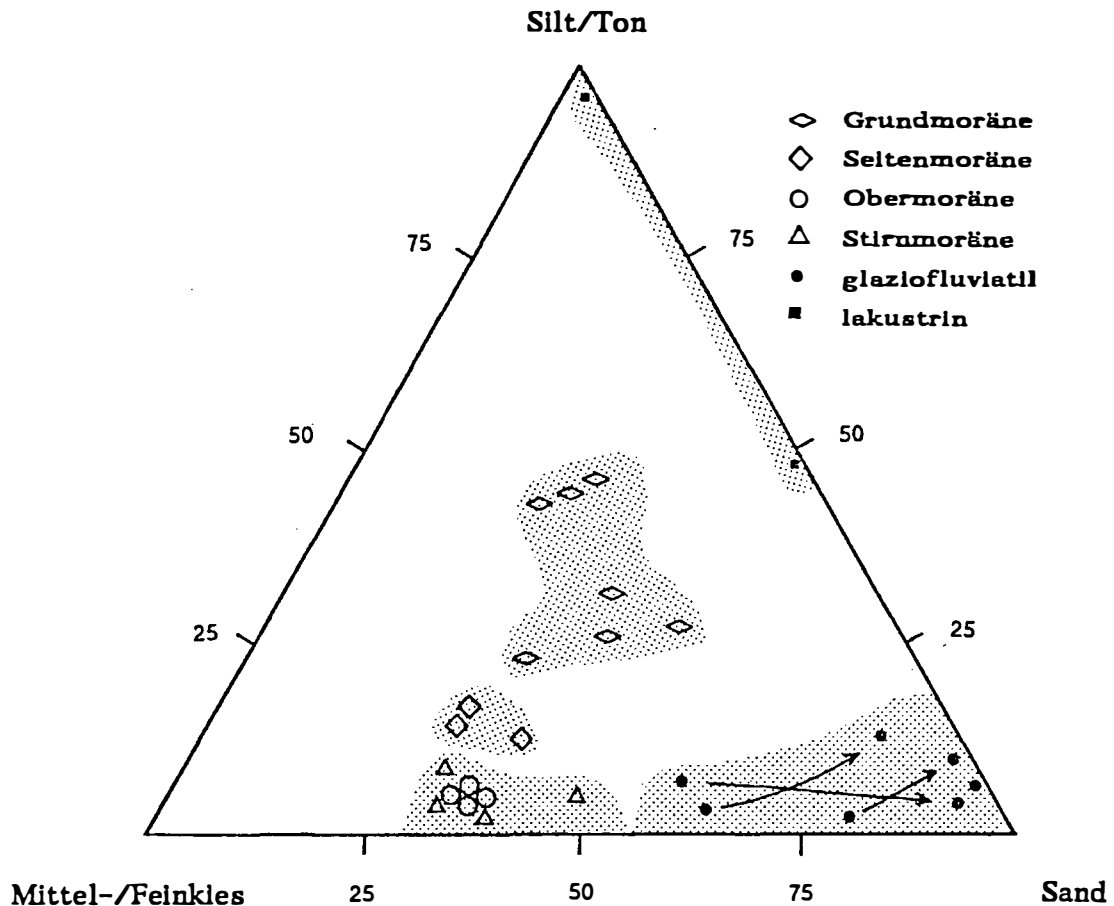


Abb. 1:

Anteile der Korngrößenklassen [Gew.-%] der verschiedenen Glazialsedimenttypen. Die Pfeile im Diagramm zeigen die zunehmende Entfernung vom Gletschertor bei den glaziofluvialen Ablagerungen an.

leren Korngröße einhergeht. Dies ist mit der zunehmenden Aufarbeitung im aquatischen Milieu zu erklären: Abfuhr der Suspensionsfracht, nachlassende Schleppkraft und Dominanz der Saltationsfracht.

Die Sandfraktion wurde mit Hilfe des Rasterelektronen-Mikroskops (REM) morphoskopisch untersucht, wobei schwerpunktmäßig die auftretenden Oberflächentexturen erfaßt werden sollten. Es können die Merkmale bestätigt werden, die in der Literatur (MARGOLIS & KENNEDY, 1971; KRINSLEY & DOORNKAMP, 1973; LE RIBAULT, 1977) als typisch für glazial überprägte Quarzkörner angesehen werden. Demnach weisen sie meistens ein akzentuiertes Relief auf, verursacht durch die in Größe und Gestalt variierenden Muschel- und Treppenbrüche sowie abstehenden Blöcke. Auffällig ist weiterhin die extreme Scharfkantigkeit, das gelegentliche Auftreten von Kratzungen und anhaftendem Gesteinsmehl in einspringenden Winkeln. Glaziofluviale Quarzkörner weisen die gleichen Eigenschaften auf, sind aber abgestumpfter und zeigen manchmal undeutlich ausgeprägte V-Marken.

Eigene Analysen erbrachten, daß keine signifikante Unterscheidung bezüglich der Oberflächentexturen von Quarzkörnern zwischen den verschiedenen Moränentypen möglich ist. Die extreme Scharfkantigkeit gilt nur für die Körner der Siltfraktion. In den gröbereren Fraktionen sind an gleichen Individuen scharfe, abgestumpfte und gekerbte Kanten zu beobachten. Diese unterschiedliche Abnutzung ist bei Feldspatkörnern noch ausgeprägter. So kann man Exemplare beobachten, die komplett aus rauen Oberflächen bestehen, jedoch eine abgeschliffene Fläche mit aufsitzenden "rundhöckerähnlichen" Gebilden besitzen. Auf solchen Flächen sind zudem oft Kratzungen und aneinandergereihte halbmondförmige Ausbrüche zu erkennen. Glaziofluviale Feldspäte sind in der Regel stärker zugestumpft als die Quarzkörner und weisen als Relikte der glazialen Prägung lediglich Kratzungen auf.

Bei der Beurteilung der Oberflächentexturen ist zu beachten, daß die Quarz- und Feldspatkörner, die dem Gletscher zugeführt werden bereits eine primäre Rauigkeit und Scharfkantigkeit besitzen. Ausgewitterte Quarz-

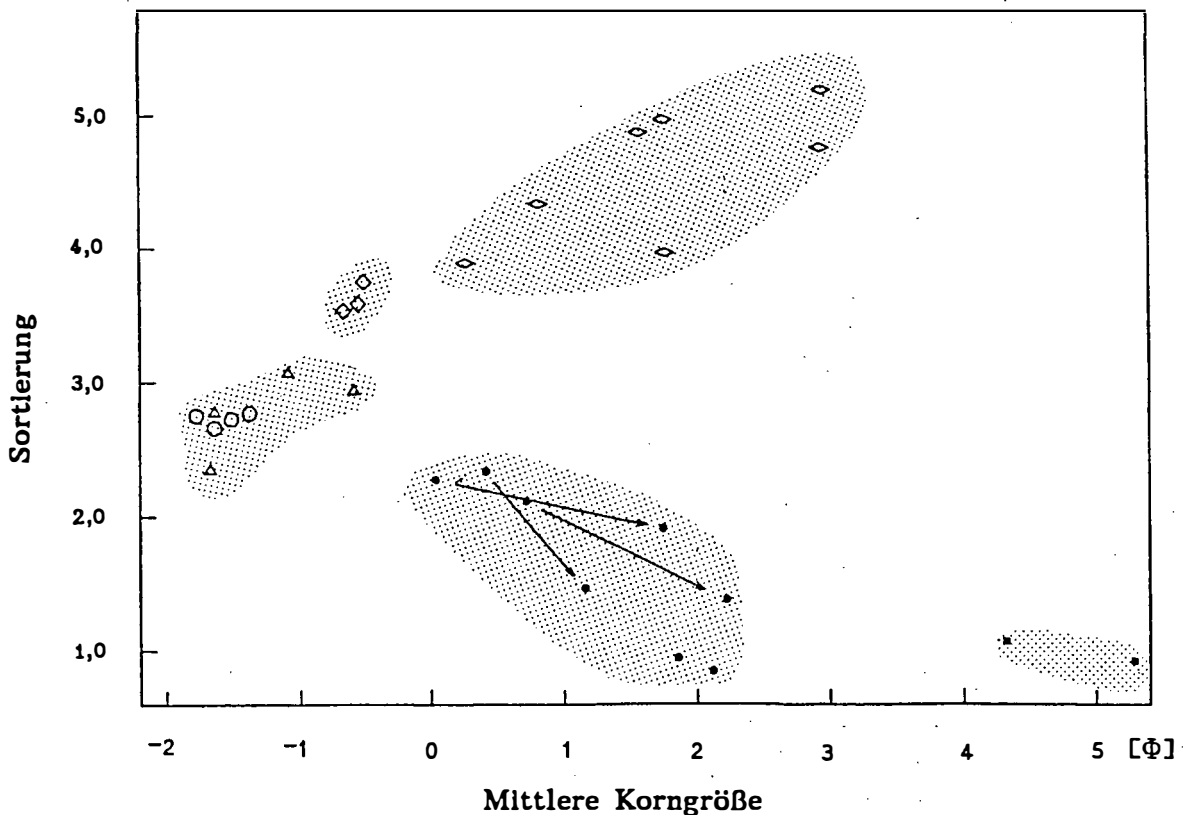


Abb. 2:

Statistische Parameter der verschiedenen Glazialsedimenttypen. Im Diagramm ist die mittlere Korngröße gegen die Sortierung aufgetragen (Legende siehe Abb. 1)

körner aus einem kristallinen Gesteinsverband besitzen bereits muschelige Brüche, die ihnen beispielsweise während der Kristallisation bei der α - β -Quarz-Transformation, durch Tektonik oder Metamorphose zugefügt werden können. So behalten supra- und inglazial transportierte Körner, die wenig modifiziert werden, solche Oberflächentexturen bei. Sie sind aber zahlreichen Texturen ähnlich, die bei einer glazialen Überprägung neu entstehen.

Bei der mechanischen Beanspruchung im Gletscher, wo zumeist gerichtete punktuelle Drucke herrschen (besonders im subglazialen Bereich), reagiert der Quarz bei Korn/Korn-, bzw. Korn/Untergrund-Kontakten auf Grund seiner unvollkommenen Spaltbarkeit spröde und neigt zum Zersplittern. Dadurch entstehen erneut muschelige Bruchmuster und scharfe Kanten, die aber nicht gleichzeitig dem gesamten Korn aufgeprägt werden, sodaß ältere, durch Gesteinsmehl angeschliffene und gekerbte Kanten und frische scharfe Kanten nebeneinander auftreten. Der Feldspat wird bei glazialer Beanspruchung wegen seiner geringeren Härte und besseren Spaltbarkeit als Quarz im wesentlichen abgeschliffen und gekritzelt. Dies geschieht jedoch genauso ungleichmäßig wie beim Quarz.

Im glaziofluvialen Bereich werden die Körner der aquatischen Abrasion ausgesetzt, was zu ihrer gleichmäßi-

gen Abnutzung führt. Der Quarz erhält dabei seine typischen Schlagmarken (V-Marken), die als Erkennungszeichen einer aquatischen Beanspruchung gelten.

Literatur

- DIEKMANN, B. (1989): Vergleichende sedimentologische Untersuchungen von rezenten, pleistozänen und permokarbonischen Glazialsedimenten. - Unveröff. Diplomarbeit, Geol. Inst. Univers. Köln.
- FOLK, R. L. & WARD, W. (1957): Brazos River bar, a study in the significance of grain size parameters. - *J. Sed. Petrol.*, **27**, 3-26, Tulsa/Oklahoma.
- KRINSLEY, D. H. & DOORNKAMP, J. C. (1973): Atlas of quartz sand surface textures. - 91 S., 123 Abb., Cambridge (University press).
- LE RIBAUT, L. (1977): L'Exoscopie des Quartz. - 150 S., 29 Abb., 8 Tab., 30 Taf., Paris (Masson).
- MARGOLIS, S. V. & KENNEDY, J. P. (1971): Cenozoic paleoglacial history of Antarctica recorded in sub-antarctic deep sea cores. - *Am. J. Science*, **271**, 1-36, New York.

MINERALOGISCHE UND GEOCHEMISCHE UNTERSUCHUNGEN ZUR PYRITISIERUNG IM GRENZBEREICH APT-BARREME DES NIEDERSÄCHSISCHEN BECKENS

H. Dill & E. Kemper, Hannover

Im Niedersächsischen Becken wurden vier Bohrungen (Benkeloh, Wiechendorf, Hoheneggelsen und Ahlum) untersucht. Diese Bohrungen erschließen in der aufgeführten Reihenfolge eine Sequenz von Profilen durch eine marine Apt-Barreme-Lithologie vom Beckenrand zum Beckenzentrum. Das Barreme besteht in diesem Teil des niedersächsischen Beckens überwiegend aus dunklen, an Pyrit reichen Tonsteinen. Im untersten Apt hingegen treten die geringmächtigen, laminierten, kohlenstoffreichen "Fischschiefer" auf, und darüber folgen die "Hedbergellen-Mergel".

Die mineralogische Analyse mit Hilfe von Dünn- und Anschliffen, sowie dem Einsatz der SEM-Technik erbrachte sechs verschiedene Pyrittypen, die eine unterschiedliche Verteilung in diesen Profilen aufweisen: Typ I: globulare Stengelpyrite, Typ II: gut aggregierte Stengelpyrite, Typ III: isometrische Kristallaggregate, Typ IV: Fossilpseudomorphosen, Typ V: sternförmige Konkretionen, Typ VI: haarförmige Verwachsungen von Markasit-Pyrit. Als Begleiter treten in untergeordneten Mengen Fe-Mg-Karbonate, Chalkopyrit, Sphalerit und dessen hexagonale Modifikation Wurtzit auf. Die Pyrittypen I und II sind vorwiegend in wenig laminierten, z. T. Wickelgefüge aufweisenden Tonsteinen zu finden. Eine Besonderheit ist die zum Beckeninneren hin zunehmende Verdrängung dieses vom Oktaeder dominierten Pyrits durch Anazim. Der Pyrittyp III, der sich graduell aus den vorher genannten entwickelt, zeigt eine Dominanz des Würfels in z. T. komplex verwachsenen Pyritaggregaten. Besonders dort, wo der Würfel noch deutlich in den Oktaeder-Würfel-Kombinationen in Erscheinung tritt, sind diese Aggregate stark durch Porenwasser korrodiert worden. Pyrittyp IV liegt etwas außerhalb dieser Sequenz und wird aufgrund seiner fast rein oktaedrischen Tracht als eine frühe Bildung angesehen. Diese Pyritisierung erstreckt sich vor allem auf Fossilreste von Foraminiferen und Radiolarien ("Kugelpyrite"). Dies gilt auch für die sternförmigen Konkretionen (Typ V), welche Füllungen von unregelmäßig gestalteten Hohlräumen bilden. Sie werden von einem Bleichungshof im Tonstein gesäumt und haben viel gemeinsam mit den

sogenannten "Fischaugen". Nadelige Pyrite, wie in den Kristallkombinationen des Typs VI angetroffen, sind überaus selten. Wahrscheinlich tritt zu den Oktaedern, Würfeln auch noch das Rhombendodekaeder auf. Petrographisch-kristallographische Untersuchungen erlauben eine Altersfestlegung, beginnend mit oktaedrisch dominierten Pyriten bis hin zu würfeligen Kristallverwachsungen.

"Cross plots" von DOP (=degree of pyritization) gegen organisch-C-Gehalt legen das Vorhandensein frühdiagenetisch gebildeten FeS₂ neben spätdiagenetischen FeS₂ nahe. Trotz der z. T. sehr niedrigen Spurenelementgehalte (z. B. Au, Se, Te, Tl, Co), was im Einklang steht mit der sedimentär-diagenetischen Natur dieser Pyrite, lassen sich die Gehalte von As, Ni, Mn, Cu, Sb und Ag im Pyrit für genetische Fragestellungen heranziehen.

As und Ni nehmen im Verlauf der Umkristallisation ab (Pyrit I ---> Pyrit III) und unterstützen die durch kristallographische Analyse gewonnenen Resultate einer Alterssequenz vom Oktaeder zum Würfel. Innerhalb eines bestimmten Pyrittyps jedoch nehmen beide Elemente beckenwärts zu, was mit einem verringerten Sauerstoffgehalt im Beckeninneren erklärt werden kann. Anders als bei den sehr pyritreichen Posidonienschiefern handelt es sich hierbei jedoch nicht um eine bituminöse Fazies, die unterbrochen wird von Perioden besserer Beckendurchlüftung, sondern es liegen umgekehrte Verhältnisse vor, wo bei mäßig hohen Sauerstoffgehalten es nur vorübergehend zu einer Ausbildung einer Schwarzschieferfazies kam. Die Mikrofauna korreliert mit den Schwermetallgehalten im Pyrit. Mit Zunahme der As- und Ni-Gehalte stellt sich eine artenarme Foraminiferenfauna ein, während bei Schwermetallverminderung (< 80 ppm As) die Verschiedenartigkeit der Mikrofossilien zunimmt.

Cu, Sb und Ag sind Elemente, die im Pyrit an die Feinstverwachsungen mit Kupferkies gebunden sind. Mangan nimmt eine besondere Stellung ein. Es zeigt weder eine Beziehung zum Pyritgitter noch eine ausgeprägte paläogeographische Kontrolle. Nimmt man jedoch die separierten Pyrite als Ganzes, so findet man eine ausgeprägte

stratigraphisch kontrollierte Mn-Anomalie - nicht erkennbar in der Gesamtgesteinsgeochemie. Diese Mn-Anomalie liegt unmittelbar oberhalb der Grenze Barreme-Apt. Diese beckenweit zu verfolgende Mn-Anreicherung ist möglicherweise auf eine zeitlich engräumige, tuffogene Einschüttung zurückzuführen.

Die einzelnen Pyrittypen gehen z. T. auf Organismen zurück, die als Bodenwühler (Typen I-III) oder

planktonische Organismen (Typ IV) in diesem Becken lebten. Die Typen V und VI jedoch lassen eine derartige "organische Wurzel" nicht mehr erkennen. Sie gehen vor allem auf die Wanderung sulfathaltiger Lösungen entlang von Schichtfugen und Schrumpfungsrissen zurück. Die Grenzzone Apt-Barreme ist eine Zone erhöhter Permeabilität und begünstigte diesen "Arten- und Individuenreichtum" im FeS₂-System, im niedersächsischen Becken.

ZEMENTSTRATIGRAPHIE UND DOLOMITISIERUNG IN SPIRIFERENSCHALEN: AUFTAUCH- UND VERSENKUNGSGESCHICHTE DES OBEREMS DER EIFEL

W.-Ch. Dullo, Erlangen & U. Rehfeld, Heidelberg

Im Grenzbereich Wetteldorfer Sandstein/Heisdorfschichten (Oberems, *Polygnathus-serotinus patulus*-Zone) der Prümer und der Salmerwald-Mulde der Eifel finden sich eisenschüssige, karbonatisch gebundene Silt- und Sandsteine. Sie sind lagenweise schillartig angereichert mit Spiriferen und Gastropoden. Besonders Hohlraumstrukturen innerhalb der kräftigen Zahnstützen und Schloßplatten der Spiriferen sind nicht mit Sediment verfüllt, sondern mit Zementen ausgekleidet worden. Fehlende Kompaktion in den biogenen Hohlräumen ermöglichte eine gute Erhaltung der wechselnden Zement- und Dolomitierungsergebnisse, die diese Gesteine seit dem Oberems durchlaufen haben:

1. Stadium: Unvollständige marine Zementation der Hohlräume
2. Stadium: Neomorphose der instabilen biogenen Karbonate
3. Stadium: Marine Zemente werden durch Ankerit verdrängt
4. Stadium: Dedolomitierung des Ankerits, teilweise Verfüllung von Lösungshohlräumen mit vadosem Silt
5. Stadium: Dolomitierung der kalzischen Schalen und von Teilen des Dedolomits
6. Stadium: Beginn der Zementation der Resthohlräume
7. Stadium: Fortsetzung der Zementation der Resthohlräume und Umkristallisation des Dolomits
8. Stadium: Teilweise Auskleidung der noch verbliebenen Poren mit Silt

Nach unserer Interpretation fallen die Stadien 1-3 in die Früh- bis frühe Spätdiagenese. Die Neomorphose der

instabilen Biogene vollzog sich im Süßwasser-phreatischen Milieu ohne große Überlagerung, während die ankeritische Verdrängung der ehemals marinen Zemente unter shallow-burial-Bedingungen stattfand.

Das vierte Stadium gehört in das vadoses Milieu und ließe sich zeitlich mit einer unterkarbonischen Verkarstung in Zusammenhang bringen. In den Übergangsbereich vados/Süßwasser-phreatisch fällt dann das Stadium 5.

Stadium 6, mit hell luminiszierenden (hohes Mn/Fe Verhältnis), gebänderten Kalzizementen, wird dem shallow burial Bereich zugeordnet, Stadium 7 mit nur schwach luminiszierenden Kalziten (niedriges Mn/Fe-Verhältnis) und maximal zwei Bänderungen dagegen dem deep-burial-Bereich. Ebenso im Verlauf dieser Spätdiagenese, die zeitlich mit der an der Grenze Unter-/Oberkarbon festgestellten größten Versenkungstiefe zusammenfällt (TEICHMÜLLER & TEICHMÜLLER, 1979), kommt es zur Umkristallisation des Dolomits, der in seiner Zusammensetzung stöchiometrisch ist.

Stadium 8 ist zeitlich problematisch zu fixieren. Das Vorhandensein eines Siltbelages ließe erneut ein vadoses Milieu vermuten, doch darüberhinausgehende Belege, wie gravitative Zemente, fehlen.

Literatur

TEICHMÜLLER, M. & TEICHMÜLLER, R. (1979): Ein Inkohlungsprofil entlang der linksrheinischen Geotraverse von Schleiden nach Aachen und die Inkohlung in der Nord-Süd-Zone der Eifel. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 27, 323-355, Krefeld.

IN SITU ENTSTANDENE KARBONATPARTIKEL: BENTHISCHE OOIDE, PELOIDE UND AGGREGATKÖRNER HYPERSALINER MIKROBENMATTEN (LANZAROTE, KANARISCHE INSELN)

K. Dunajtschik, G. Gerdes, W. E. Krumbein & H.-E. Reineck,
Oldenburg/Wilhelmshaven

Benthische Mikrobenmatten (potentielle Stromatolithe) aus dem hypersalinen Stillwassermilieu (Salinen von Janubio, Lanzarote) zeigen charakteristische Mineralisationsleistungen und Gefügeformen. Durch Anfärben der organischen Substanz mit Toluidin-Blau treten in situ entstandene Karbonatpartikel (Aragonit) innerhalb der biogenen Schichten deutlicher hervor.

Morphologisch lassen sich diese Partikel den Ooiden, Peloiden und Aggregatkörnern zuordnen. Die Ooide zeigen eine radialstrahlige Anordnung der Kristalle.

Ihre Genese innerhalb der Biolaminatsequenz wird, bei fehlender allochthoner Karbonatsedimentation, durch folgende Beobachtungen belegt:

- Erstes Auftreten wenige Millimeter unterhalb der Oberfläche (obere phototroph oxygene Zone)
- Enge morphologische Verknüpfung mit dem feinen Geflecht der Mikrobenmatten
- Hoher Anteil partikelintern erhaltener Mikroorganismen (s.u.).

Bei fortschreitendem Größenwachstum der Karbonatpartikel kommt es zu allseitiger Deformation des biogenen, laminierten Gefüges und schließlich zur Ausbildung typischer Wachstumsstrukturen.

Hinweise auf strukturbestimmende mikrobielle Prozesse bei der syngenetischen Entstehung der Ooide, Peloiden und Aggregatkörner liefern partikelintern erhaltene Zellen, Kapseln und Zellstrukturen kokkoider Cyanobakterien sowie eingebaute Diatomeen. Andere Formen der Aggregatmorphologien sind wahrscheinlich auf fädige Cyanobakterien und Chloroflexaceae zurückzuführen.

Dieser ausgeprägte morphologische Einfluß der Mikroorganismen führt zu wesentlichen Unterschieden im Vergleich zu den "klassischen" Ooiden. Deshalb wird vorgeschlagen:

- den Begriff "Ooid" rein beschreibend, nichtgenetisch zu verwenden, und
- die innerhalb der benthischen Mikrobenmatten in situ entstandenen Ooide als "**benthische Ooide**" zu bezeichnen und sie den klassischen, im Bewegtwasser entstandenen (?) "**planktischen**" Ooiden gegenüberzustellen!

DIE STEINPLATTE (OBERRHÄTKALK) BEI WAIDRING/TIROL: KEIN RIFF-MODELL

E. Flügel, Erlangen & R. J. Stanton, College Station/USA

Die obertriadischen Kalke der Steinplatte bei Waidring gelten seit den Arbeiten von VORTISCH (1926), OHLEN (1959) und PILLER (1981) als klassisches Beispiel für einen am Rand einer Karbonatplattform gebildeten Riffkomplex ("framebuilt reef rim" - Typ; WILSON, 1975).

Die Überführung der stratigraphischen Verhältnisse, die Untersuchung von drei Profilen durch die West- und Südwand der Steinplatte und die Auswertung von mikrofaziellen, paläontologischen und geochemischen Daten von über 400 Proben führt zu einer stark abweichenden Interpretation der Ablagerungsgeschichte:

Bioklastische Sedimentation auf einer Karbonatrampe ohne ausgedehnte Riffstrukturen (obere Kössener Schichten und unterer Oberrhätalk), aus der sich ein (Plattform-)Hang (obere ORK) entwickelt. Die höchsten ORK (mit flächig ausgebreiteten Korallenrasen) lagern sich fächerförmig an ein hügelartiges Relief an.

Aufbau und Interpretation

Die Steinplatte besteht aus drei Ablagerungseinheiten: (1) Kössen Facies, (2) Mound Facies ("massiger" ORK) und (3) Capping Facies (gebankte Deckschichten, höchster ORK).

Die Kalke der *Kössen Facies* entsprechen vorwiegend feinkörnigen lithobioklastischen Packstones. Wechsel in den Mikrofaziestypen und in Sedimentstrukturen zeigen einen zeitlichen Wechsel von niedrig- zu hochenergetischen Ablagerungsbedingungen an. Die in einem einheitlichen stratigraphischen Horizont gebildeten biostromalen Strukturen mit unterschiedlichem Fossilinhalt ("A-, B-, und C-Riff" nach OHLEN, 1959; Mounds an der Basis der Felswand) beeinflussten die Sedimentation nur gering. Eine Ausnahme bildet ein Mound an der SW-Ecke der Steinplatte-Wand, dessen Wachstum die Schaffung eines gegen Norden abfallenden Reliefs bedingte.

Die *Mound Facies* beinhaltet fein- und mittelkörnige bioklastische Karbonatsande, Muschel/Brachiopoden-Lumachellen sowie kleindimensionierte autochthone Buildups, die zumeist aus Kalkschwämmen, Tabulozoen

und biogenen Krusten bestehen. Diese Buildups treten einzeln an der Basis der Mound Facies am Fuß der Felswand und häufiger, zum Teil übereinandergesetzt, im Profil der Steinplatte-Südwand auf. Dendroide Korallen ("Thecosmilien") sind in der Mound Facies selten. Der in der Mound Facies beobachtete "Korallenschutt" läßt sich nicht von den in dieser Fazies vorwiegend solitären und plattigen Korallen ableiten, sondern dürfte zu einem beträchtlichen Teil Einschüttungen aus höheren (in ihrer Position nicht bekannten) Hangbereichen mit lokalen Korallenrasen entsprechen.

Mehrere Lumachellen-Bänke sowie eine auffallende "Weiße Bank" ermöglichen eine zeitlich-räumliche Gliederung der Mound Facies.

Sedimentation auf einer Rampe und einem Hang (vor bzw. nach der Bildung von Shell Bed III und des White Bed) wird durch die in Profilen der Westwand bevorzugt nordwärtsfallenden Bänke angezeigt. Westlich vom Wieslochsteig in der Südwand überwiegt horizontale Lagerung, was für den höheren Abschnitt der Mound Facies einen Übergang vom Hang zum "Plattform"-Rand anzeigen kann.

Bei den an das Relief der Mound Facies angelagerten gebankten Karbonaten der *Capping Facies* handelt es sich um bioklastische Grainstones mit häufigen Algen und um Korallen-Kalke ("Fischer's Coral Garden" an der Steinplatte-Nordflanke; Korallenrasen an der Plattenkugel-Ostflanke).

Kennzeichnend für die Capping Facies sind ökologische und mikrofaziale Zonierungsmuster, deutliche Hinweise auf allochthone Sedimentation sowie deutliche Anzeichen von Verflachung und Süßwasserdiagenese.

Eine Steuerung der Sedimentation durch *Meerespiegelschwankungen* (abgeleitet aus der Existenz von Zonierungsmustern am Hang, übereinandergesetzten Buildups und Süßwasserdiagenese) ist für die Mound Facies und die Capping Facies wahrscheinlich.

Gegen eine Deutung der Mound Facies als "Riff" sprechen:

- a) Fehlen eines sedimentären Reliefs sowohl bei Kalkschwamm- als auch bei Thecosmilien-Buildups;
- b) keine Beeinflussung der Sedimentation durch Kalkschwamm-Buildups;
- c) Fehlen eines organogenen Gerüsts bei Thecosmilien-Buildups;
- d) Fehlen einer ökologischen Zonierung innerhalb der Mound Facies;
- e) Dominanz von parautochthonen und allochthonen Bioklasten (Mollusken, Echinodermen; Korallen) als Sedimentbestandteile.

Wesentliche Unterschiede zu früheren Sedimentationsmodellen (OHLEN, 1959; PILLER, 1981)

- (1) Erkennung einer Bankung im gesamten Bereich der "massigen" Oberrhätkalke (Mound Facies)
- (2) Erkennung von Leitbänken, die eine zeitliche Gliederung der Mound Facies gestatten (darunter die "Weiße Bank", die einen Sedimentationsumschwung markiert)
- (3) Erkennung der Anlagerungsstruktur der Caping Facies
- (4) Zeitliche Differenzierung einer Hang-Fazies (Rampe/Hang-Entwicklung)
- (5) Interpretation der Rolle der sessilen Organismen (eher Sedimentproduzenten als Gerüstbildner)
- (6) Interpretation der Lumachellen (kein Substrat für Rifforganismen; z. T. Tempestite)

(7) Interpretation der Buildups in den oberen Kössener Schichten (ohne Einfluß auf die Sedimentation und auf die nachfolgende Ausbildung der Mound Facies)

(8) Interpretation der Mound Facies als Anhäufung von allochthonen und autochthonen, vorwiegend biogenen Karbonatsanden (keine Riffe, kein "Riffschutt")

Übereinstimmung mit früheren Sedimentationsmodellen

(1) Unterscheidung von zeitlichen Ablagerungsstadien innerhalb der Oberrhätkalke

(2) Gradueller Übergang Kössen Facies - Oberrhätkalk

(3) Zonierung innerhalb der höchsten Oberrhätkalke

(4) Interpretation (des stratigraphisch höheren Abschnittes) der Steinplatte als Teil eines Plattform-Komplexes (PILLER, 1981)

(5) Fehlen einer "Vorriff-Brekzie"

Allgemeine, für die Untersuchung fossiler "Riffe" wichtige Ergebnisse

(1) Die Existenz von potentiellen "Riffbildnern" ist kein eindeutiger Hinweis auf die Existenz von biogenen Riffstrukturen.

(2) Als Bioklasten vorliegende "Riffbildner" (z. B. Korallen-Detritus) müssen nicht unbedingt als "Riff-Schutt" gedeutet werden

(3) Verstärkte biogene Karbonatproduktion im oberen Rampenbereich und an Plattformrändern stellt einen Faktor, durch den Modellvorstellungen über Plattformrandentwicklungen wesentlich modifiziert werden.

DIE SPONGIOLITHISCHE BIOSTROM- UND BIOHERMFAZIES IM MITTELJURA DES KELITBERIKUMS (SPANIEN)

A. Friebe, Stuttgart

In den Aragonesischen und Teilen der Kastilischen Ketten des Keltiberikums Spaniens (Abb. 1) werden die Karbonate der Bajociums von spongiolithischen Biostromen und Biohermen aufgebaut. Stratigraphisch setzt die Verschwammung in der *humphriesianum*-Zone ein, und endet in der *parkinsoni*-Zone. Im südlichen Gebiet bei Chelva hingegen setzen erste Poriferen schon in der *sauzei*-Zone ein.

In den Montes Universales de Albarracin sind im Bajocium spongiolithische Bioherme ausgebildet. Nur in der *subfurcatum*-Zone sind es Biostrome mit Faziesübergängen zu biodetritischen Bankkalken. Die Mächtigkeit der verschwammten Kalke erreicht etwa 40–50 m. In die angrenzenden nördlichen und östlichen Gebiete verzahnt die Fazies mit spongiolithischen Biostromen oder tuberoolithischen Karbonaten, die insgesamt 10–50 m mächtig sind. Biomikritische, nicht verschwammte Bankkalke mit Mächtigkeiten bis zu 120 m schließen im westlichen Gebiet an. Die Erstbesiedlung durch Schwämme erfolgt auf Detritus mit hohen Anteilen von Echinodermen- und Crinoidenschutt, oder auf sessilen sedimentstabilisierenden Epibionten (Blaugrünalgen und Serpeln), die Krypto-Hartgründe bilden. In der Schwammfauna dominieren in den unteren Abschnitten der Profile dictyide und lychniskide Trichter- oder Tellerschwämme, während in den oberen Abschnitten der Profile lithistide Tellerschämme häufiger zu finden sind. Die Schwämme sind ausschließlich calcitisch erhalten und von dünnen Kalkkrusten bedeckt. Neben den Poriferen sind als Begleitfauna Brachiopoden (sehr häufig), Crinoiden- und Echinoidenreste (sehr häufig), Muscheln (häufig), ahemathypische Einzelkorallen (selten), untergeordnet Gastropoden und Belemniten, zu nennen.

Die spongiolithischen "mud mound"-Bildungen setzen sich aus kleinen Biohermen zusammen und zeigen die Mikrofaziestypen "boundstone" und "grainstone", deren Matrix zu 70% aus Mikrit besteht. In ihr sind die eingesedi-mentierten Schwämme vielfach in Lebensstellung zu finden. Diese Komplexe erreichen in den Montes Universales de Albarracin und den Seitentälern des Rio Ebro Durch-

messer bis 25 m und Mächtigkeiten bis 7 m. Die Spongiolithe der Biostrome zeigen die Mikrofaziestypen "mudstone" oder "packstone-wackestone" mit wenigen isolierten kleinen Becherschwämmen in Mergelfugen. Die Bankkalke enthalten in situ Schwammrasen, Tuberoide, und durch Strömungen umgekippte Schwämme. Neben den biologischen Komponenten der Biofaziestypen sind lithologisch Siliciumdioxid und Glaukonit vorhanden, jedoch mit untergeordneten Anteilen in den Biohermen. Regionale Glaukonitanreicherungen sind in den Biostromen bei La Olmeda, Villed und im nördlichen Gebiet bei Muniesa und Belchite zu finden. Lagige Kieselfolgen kennzeichnen die Karbonate des Bajociums in der Sierra de Camarena und Kieselknollen (cherts) die südöstlichen Profile der Montes Universales de Albarracin.

In Profilen der Montes Universales de Albarracin ist im oberen Bajocium das Aussetzen der Poriferenfauna an Aufarbeitungs- und Umlagerungshorizonten erkennbar. Das dokumentieren

1) der Faunenwechsel in der *subfurcatum*-Zone zur dominierenden Poriferen/Crinoidengemeinschaft der *garantiana*-Zone

2) Tuberoide (allochthoner Schutt erodierter Bioherme) und damit Hinweis auf erhöhte Wasserbewegung,

3) im Horizont der Mikrofaziestyp "floatstone", der von West nach Ost mit "packstone" verzahnt.

In den liefergebietnahen Profilen beträgt der Tuberoideanteil an den Komponenten 38%. In den liefergebietfernen Profilen Javaloyas und Hontanar hingegen beträgt der Tuberoideanteil an den Komponenten 10–15%, es sind Fetzen die 0,5 cm dick und etwa 1,5–2,0 cm lang sind. In den weiteren angrenzenden Gebieten ist Crinoidenschutt die wesentlichste Komponente im Umlagerungshorizont.

In den letzten Metern der Karbonate des Bajociums endet die spongiolithische Fazies (in der *parkinsoni*-Zone), und wechselt in eine Onkolith-/Oolithfazies.

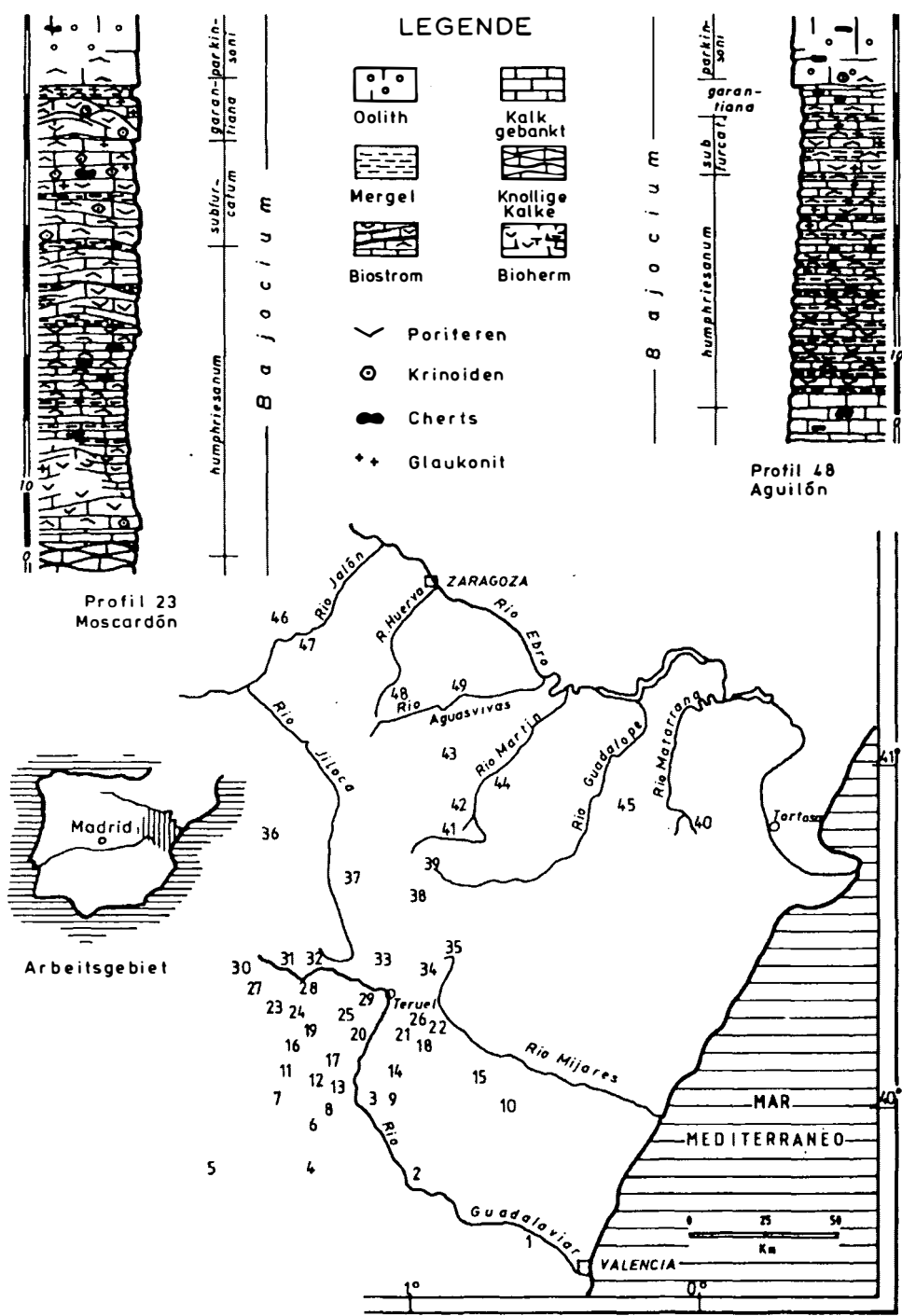


Abb. 1:
Lage der Profile

FAZIES UND PALÄO GEOGRAPHIE DER LEITHAKALKKAREALE DER MITTELSTEIRISCHEN SCHWELLE (BADENIEN; STEIERMARK)

J.G. Friebe, Graz

Der marine Sedimentationsraum der Weststeiermark läßt sich grob in eine Schwellenzone (Mittelsteirische = Sausal-Schwelle) und zwei marine Ingressionsbuchten (Gamlitzer Bucht, Florianer Bucht) gliedern. Im Schwellenbereich selbst werden anhand fazieller Kriterien unterschieden:

- 1) Das Leithakalkareal von Wildon (Obere OLZ bis BBZ)*
- 2) Korallenriffe an der Ostflanke des Sausal nordwestlich Leibnitz (ULZ, OLZ)
- 3) Das Leithakalkareal südlich Leibnitz mit Fleckenriffen (Retznei) (ULZ, OLZ)
- 4) "Leithakonglomerat" und Leithakalk am Rande der Gamlitzer Bucht (ULZ, OLZ)
- 5) Das Leithakalkareal von Graßnitzberg (Obere OLZ, SZ)

Im folgenden soll das Gebiet zwischen Leibnitz und der Staatsgrenze näher betrachtet werden.

Das Leithakalkareal südlich Leibnitz zerfällt in zwei Teilbereiche: das Fleckenriff von Retznei und, nördlich anschließend, die Algenschuttkalke von Aflenz. Die Entwicklungsgeschichte ist durch ein vorgegebenes Relief bestimmt (Untiefe mit Eintiefung gegen Süden).

Die Basisentwicklung im Steinbruch Retznei zeigt eine Zonierung: Seegraswiese im Zentrum der Untiefe, daran anschließend Rhodolithengürtel, außen Korallenrasen. Im Zuge der unterbadenschen Transgression erobern die Korallen die gesamte Untiefe und bilden ein lockeres Riffgerüst mit folgenden Kleinbereichen:

- kleine, ästige *Porites*-Kolonien, die zusammen mit wenigen Stöcken von *Montastrea* sp. und *Tarbellastrea* sp. ein lockeres Gerüst bilden. Inkrustierende Algen sind häufig.

* Im Text werden folgende Abkürzungen verwendet:
ULZ, OLZ: Untere bzw. Obere Lagenidenzone (unteres Badenien)

SZ: Sandschalerzone (mittleres Badenien)

BBZ: Bulimina-Bolivina-Zone (oberes Badenien)

- massige *Porites*-Stöcke zusammen mit *Tarbellastrea* sp. und seltener *Montastrea* sp., vereinzelt Rhodolithen und Algenschutt.
- große (ca. 1 m Durchmesser) Stöcke von *Montastrea* sp., daneben *Porites* sp. und Algen in der Außenzone des Riffs.

- kleine, massige *Porites*-Kolonien, algenumkrustet, gemeinsam mit großen, ästigen Rhodolithen kennzeichnen den Abschluß der Riffentwicklung.

Es folgt ein Algenschuttkalk, der in seichem Wasser, im Brandungsmilieu entstanden ist. Darüber leitet ein mergeliger Rhodolithenkalk (mit flachen, inkrustierenden Kolonien von *Porites* sp.) eine stärkere Transgressionsphase ein. Tonmergel und Feinsand (turbiditartig: T_{a-c}-Zyklen) schließen die aufgeschlossene Schichtfolge ab.

Nördlich Retznei werden in der ULZ Feinsande (teilweise Seegraswiesen) und darüber sandiger Algenschuttkalk abgelagert (kontinuierlicher Übergang durch Abnahme des Sandanteils).

Die mächtigen Algenschuttkalke im Hangenden ("Aflenzer Stein") weisen auf eine geringe Wassertiefe an der Grenze ULZ/OLZ hin. Darüber folgen mergelige Rhodolithenkalke, dann Feinsand. Das Verbreitungsgebiet des "Aflenzer Steins" ist gegen Osten durch Sandbarrén begrenzt.

Im Raum Ehrenhausen-Gamlitz bestand zu Beginn des Badenien ebenfalls ein ausgeprägtes Relief: tieferes Wasser südlich Retznei, eine Hochzone bei Gamlitz, gegen Südosten wiederum tieferes Wasser. In diesem Raum bauen sich von Westen marine Schuttfächer von Braid (?) Deltas vor (Kreuzberg-Formation). Die distalen Anteile reichen etwa bis zur Linie Ehrenhausen-Spielfeld. Gravitativer Transport (grain flow, turbidity currents etc.) überwiegt, der Einfluß der Wellen ist gering. Eine Regression Ende ULZ ermöglicht das Wachstum von Rotalgen. Der Hauptanteil des Leithakalkes zeigt keinen oder nur geringen Einfluß der siliziklastischen Schüttung, während im Südteil des Verbreitungsgebietes stark sandiger und kiesiger Algenschuttkalk dominiert.

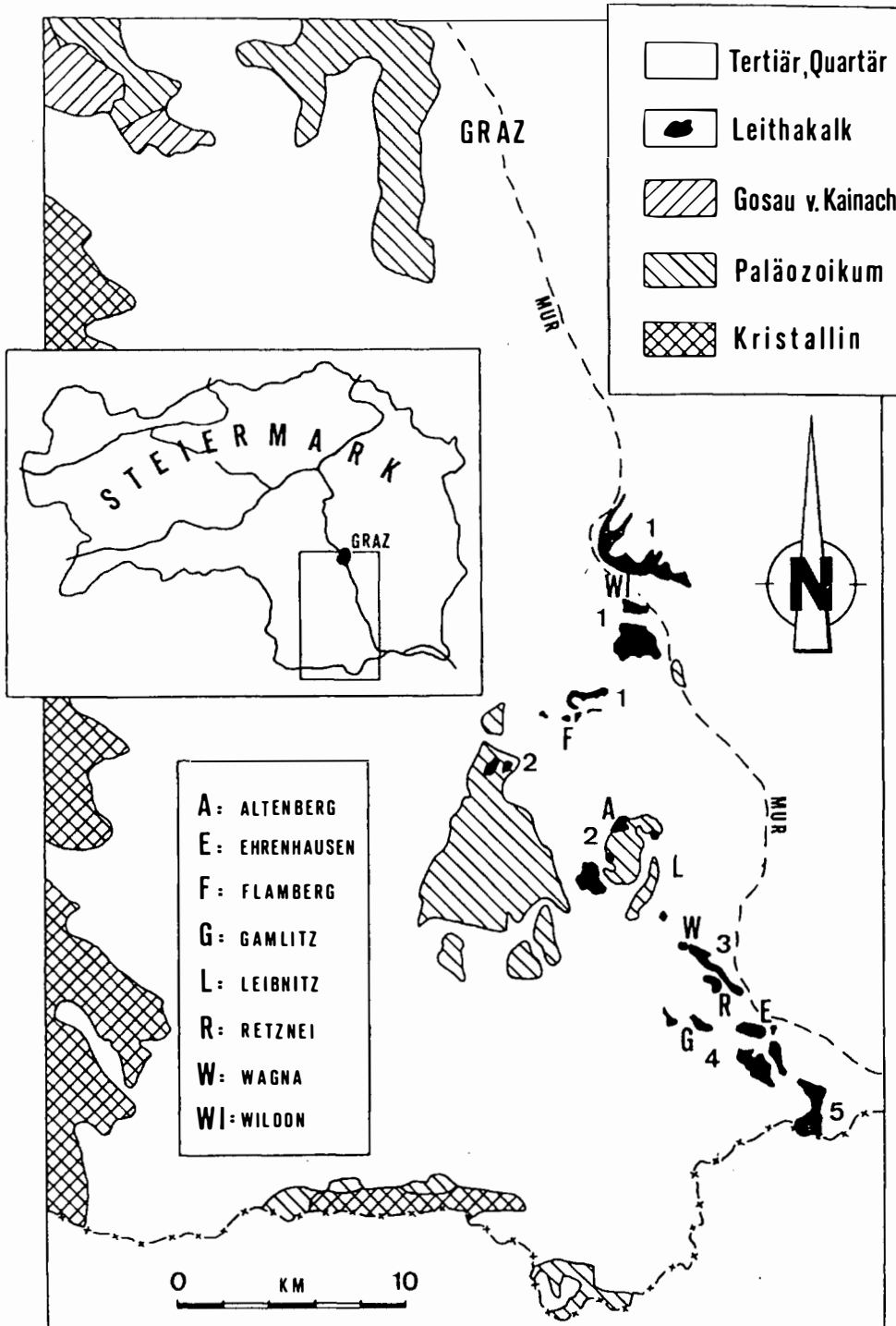


Abb. 1

Der Leithakalk wird von foraminiferenreichen Tonmergeln der OLZ überlagert ("Gamlitzer Schlier"). Die Foraminiferenfauna weist auf tieferes Wasser hin. Der Einfluß der Kreuzberg-Formation ist gering. Das Hangende bilden Küstensande ("Spielfelder Sande"). An der Grenze OLZ/SZ erfolgt ein weiterer Vorstoß der Konglomerate der Kreuzberg-Formation nach Osten ("Urler Blockschutt").

In der SZ leiten die Leithakalke von Graßnitzberg (in unterschiedlicher Fazies: Rhodolithenkalke, Algenschuttkalke, mergelige Heterosteginen-Schuttkalke etc. eine mittelbadenische Transgression ein.

Schlußfolgerungen

Die "Steirische Phase" der alpidischen Orogenese (Faltung des "Steirischen Schlier") und die damit verbundene

Abtragung führen zu einem ausgeprägten Relief, das die unterbadenische Sedimentation kontrolliert. Die ULZ ist transgressiv entwickelt (Fleckenriff von Retznei). An der Grenze ULZ/OLZ wird diese Transgression kurz unterbrochen ("Aflenzer Stein", Leithakalkareal Gamlitz-Ehrenhausen). Weitere regressive Tendenzen treten in der höheren OLZ auf.

Das Wechselspiel zwischen regressiven und transgressiven Phasen spiegelt sich in der Gamlitzer Bucht durch einen Wechsel von terrigenen Schottern und Konglomeraten, Flachwasserkalken und Tonmergeln größerer Wassertiefe wieder.

Der transgressive Trend in der LZ wird durch die Entwicklung der Korallenriffe des Sausal unterstrichen. Die Regression an der Grenze OLZ/SZ kann im Leithakalkareal von Wildon ebenfalls beobachtet werden.

PLEISTOZÄNE KARBONATSATURATIONS-ZYKLEN IM WESTLICHEN PAZIFIK

J. Grötsch, G. Wu, Erlangen & W. Berger, San Diego

Erhaltungs-Indizes von pleistozänen Tiefseekarbonaten sind, mit Hilfe von GEOSECS-Messungen in der Wassersäule, gegen die Karbonatsättigung kalibriert. Der daraus entstehende objektive Index, der "Apparent Saturation Level" (ASL), erlaubt erstmals einen Vergleich von unterschiedlichen Datensätzen aus verschiedenen Regionen.

Die Spektralanalyse von Daten des Gravitationskernes V28-238 (Ontong-Java-Plateau, westlicher äquatorialer Pazifik) zeigt eine deutliche Reaktion des ASL im Bereich des 100 kyr- und des 23 kyr- Milankovitch-Orbitalzyklus. Des weiteren kann man eine beständige Zeitverzö-

gerung des ASL von etwa 14 kyr in bezug auf das $\delta^{18}\text{O}$ -Signal beobachten.

Es besteht eine sehr gute Übereinstimmung zwischen den Erhaltungszuständen im Pazifik (V28-238) und im Indischen Ozean (V34-53) für die letzten 800 kyr. Dabei lassen sich in ersterem leicht höhere Amplituden der ASL Änderungen nachweisen.

Nach unseren Berechnungen hat im westlichen Pazifik die Karbonat-Lysokline (Saturation = 1.0) in den letzten 1 Million Jahren im Bereich +/- 750 m fluktuiert.

KIESELIGE SEDIMENTGESTEINE IM NICOYA-OPHIOLITH-KOMPLEX VON COSTA RICA (ZENTRALAMERIKA)

H.-J. Gursky, Marburg/Lahn

In den ophiolithischen Nicoya-Komplex im südlichen Zentralamerika, der hauptsächlich aus basischen Magmatiten und vulkanoklastischen Brekzien besteht und sich vom Jura bis ins Alttertiär bildete, schalten sich biokieselige Sedimentgesteine mit etwa 1 bis 2 % Anteil am Gesamtvolumen ein. Diese Sedimente wurden geländegeologisch, sedimentologisch, petrographisch, röntgendiffraktometrisch und geochemisch untersucht, wobei der Schwerpunkt auf der Halbinsel Nicoya (Costa Rica) lag und auf den übrigen pazifischen Halbinseln Costa Ricas und West-Panamas ergänzende Untersuchungen durchgeführt wurden.

Die kieseligen Sedimenteinschlüsse treten in sieben verschiedenen Typen im Komplex auf: Interpillow-Sedimente, Xenolithe, intrusive Körper, tektonisch umgrenzte Körper und aufgearbeitete Komponenten in Vulkanoklastika.

Radiolarite bilden den volumsmäßig vorherrschenden Typ der feinkörnigen Sedimentgesteine und kommen in bis etwa 45 m mächtigen Profilen hauptsächlich des Callovium bis Cenoman vor. Sie überlagern an sedimentären Kontakten Basalte des Unteren Nicoya-Komplexes oder werden von basaltischen Lagergängen im Zuge der Bildung des Oberen Nicoya-Komplexes unterfahren und von entsprechenden Basalten überflossen, wobei auch schichtparallele und querschlägige Gänge auftreten.

Die Radiolaritsequenzen werden überwiegend aus dünnbankigen monotonen rhythmischen Wechselfolgen bräunlich-roter harter Kieselgesteinsbänke und weichen kieseligen Tonsteinlagen aufgebaut, die sich teilweise aus Vulkanodetritus-reichen Basishorizonten entwickeln. Nach Schichtdicken, Mengenverhältnis zwischen Radiolaritbänken und Tonsteinzwischenmitteln sowie Lithologie lassen sich acht Bankungstypen unterscheiden. Lokal schalten sich Manganknollen- und bituminöse Horizonte ein. An- und Abswellen der Schichten auf Grund diagenetischer Effekte ist typisch. Neben Parallellamination mit Gradierungen ist homogene Schichtung häufig. Vereinzelt tritt Wechselschichtung von biogenen kieseligen und vulkanogenen feinklastischen Lagen auf. Die La-

minationen werden auf den Einfluß schwacher Turbidite oder Bodenströmungen zurückgeführt, die Schichtungsrhythmik auf überregionale zyklische Schwankungen z. B. in der Produktion und Sedimentation der Radiolarien oder in den physiko-chemischen Eigenschaften des Meerwassers.

Mineralogisch bestehen die Radiolarite hauptsächlich aus Quarz/Chalcedon mit variablen Beimengungen von Hämatit, Magnetit, Goethit, Plagioklas, Chlorit, Smektit, Illit, Illit/Smektit-Wechselagerung und Zeolithen. Mikroskopische Hauptbestandteile sind Radiolarien; feinkörniger vulkanogener Detritus tritt sehr untergeordnet hinzu. Nach Mineralart und Kornverwachsungsgefügen der Radiolarienharteile und ihrer Füllungen werden zahlreiche Erhaltungstypen unterschieden; der Grad thermischer Beeinflussung wird in vier Stufen abnehmender Erhaltungsqualität der Radiolarien bis zur völligen Auslöschung sedimentärer Gefüge ausgedrückt. Typische Deformationsgefüge sind: Sammelkristallisation, kontaktmetamorphe (Chlorit, Magnetit, Diopsid, Epidot u. a.) und hydrothermale Mineralneubildungen (Baryt, Zeolithe, Hämatit, Manganerze u. a.), Drucklösung, Brekziierungen und Veränderungen der Quarzkristallinität. Letztere weist bei thermisch nicht bis schwach beeinflussten Kieselgesteinen Werte zwischen 1.7 und 3.4 auf und steigt in Kontaktzonen zu Basaltgängen graduell auf 6.6 bis über 10 an. Mikroskopisch werden nach Stoffbestand, Primär- und Deformationsgefügen sowie einigen Schichtungseigenschaften neun Mikrolithotypen unterschieden, in deren Ausbildung sich hauptsächlich Faziesverhältnisse, sedimentäres Stoffangebot, Diageneseablauf und thermische Geschichte widerspiegeln.

Chemisch unterscheiden sich die Radiolaritserien deutlich von den anderen Kieselgesteinen des Nicoya-Komplexes und seines Auflagers. Es sind mehr SiO₂-reiche (Radiolaritbänke 88 bis 95 %, Tonsteine 54 bis 75 %), meist MnO-arme Gesteine mit variablen Fe₂O₃-Gehalten zwischen 0.5 und 3 % in den Radiolaritbänken und bis über 8 % in den Tonsteinen. Die übrigen Hauptelementgehalte hängen mit variierenden silikatischen Verunreinigungen

zusammen. Die Ba-Anteile sind wegen der hydrothermalen Baryt-Mineralisation relativ hoch (bis ca. 0.63 %). Die Gesteine werden als Mischungen "biogener" (Hauptanteil der SiO₂-Gehalte), "lithogener" (z. B. TiO₂, Al₂O₃, Na₂O, K₂O) und "ozeanisch-hydrothermal" (Fe₂O₃, MnO) Anteile angesehen.

Die Radiolarite werden als weit unterhalb der CCD, vermutlich im östlichen Pazifik, gebildete Ablagerungen gedeutet. Auf Grund der großen Reinheit der biogenen Gesteine, der weitgehenden Abwesenheit von terrigenem Detritus, des relativ hohen Hämatitgehaltes, des Auftretens von Manganknollen-Horizonten, der Einflüsse schwacher turbiditischer und/oder Bodenströmungen und des sehr geringen Blasengehaltes der begleitenden Basalte wird ein O₂-reiches, ruhiges, tiefmarines Beckenmilieu angenommen. Morphologische Unterschiede im Ablagerungsraum bewirkten Rutschungsgefüge (vor allem Falten), deren Verlauf auf eine etwa N-S-Orientierung des Paläoreliefs schließen läßt.

Detritus-reiche Kieselgesteine kommen insbesondere als geringmächtige Linsen in Basalten und Brekzien aller stratigraphischer Niveaus des Nicoya-Komplexes vor. Es sind überwiegend blaß-bräunliche und grau-grünliche, homogen geschichtete oder unregelmäßig laminierte Gesteine, die sich durch hohe Gehalte feinkörniger Vulkanoklasten und relativ geringe Radiolariengehalte auszeichnen. Neben Plagioklas wurden hauptsächlich Pyroxen, Hämatit, Pyrit und Goethit nachgewiesen; chemisch bilden die Gesteine eine eigenständige Gruppe, die eine deutliche Zwischenstellung zwischen Radiolariten und vulkanogenen Gesteinen einnimmt. Sie werden als lokale Bildungen in kleinen Senken im vulkanischen Untergrund

gedeutet, in denen feinklastisches Material lokaler Herkunft und biogene pelagische Partikel von schwachen Strömungen zusammengeschwemmt wurden.

Die Radiolarite lagerten sich zwischen Callovium und Cenoman in der Tiefsee auf ozeanischer Kruste des Unteren Nicoya-Komplexes ab, der sich wahrscheinlich an einem ostpazifischen aktiven Rücken gebildet hatte. Während der magmatischen Ereignisse im Zuge der Bildung des Oberen Nicoya-Komplexes in der Ober-Kreide wurden sie teilweise erheblich deformiert. Die Ozeanische Serie des Oberen Komplexes repräsentiert eine erneute Phase von Bildung ozeanischer Kruste, die vermutlich mit dem "Great Flood Basalt Event" der Karibik zusammenhängt, während sich die Primitive Inselbogen-Serie nach Beginn der Subduktion längs des spätoberkretazischen Mittelamerika-Grabens bildete. Während der Entwicklung beider Serien kam es in reliefreichen tiefmarinen Milieus zur Entstehung ausgedehnter vulkanoklastischer Brekzien und lokaler Detritus-reicher Kieselgesteine. Lokale gangförmige Vorkommen ungeschichteter Kieselgesteine bildeten sich wohl auch zu dieser Zeit. Während des Ausklingsens der magmatischen Aktivitäten insbesondere der Primitiven Inselbogen-Serie kamen pelagische Kalksteine als Einschaltungen in letzte Komplex-Magmatite und -Vulkanoklastika zur Ablagerung.

Literatur

GURSKY, H.-J. (1988): Gefüge, Zusammensetzung und Genese der Radiolarite im ophiolithischen Nicoya-Komplex (Costa Rica). - Münster. Forsch. Geol. Paläont., 68, 189 S., Münster.

OLISTHOSTROMATISCHE UMLAGERUNGEN IM PALÄOGEN DES SALZBURG-REICHENHALLER BECKENS ALS AUSDRUCK VERSTÄRKTER OROGENER GEODYNAMIK

D. Herm, R. Höfling & E. Moussavian, München

Im Oberkreide-Alttertiär-Becken von Reichenhall-Salzburg setzte nach Ablagerung vielgestaltiger Transgressions-Flachwasser-Sedimente im Obersanton eine allgemeine Vertiefung ein, die zu einer ruhigen pelagischen Sedimentation, den Nierentaler Schichten, führte und über die Maastricht-Paleozängrenze anhielt. Neufunde von Spaltenfüllungen in obertriadischen Karbonaten der Hallstätter Zone geben durch ihre polymikte Zusammensetzung Hinweise auf eine im unteren Ilerd (*velascoensis*-Zone) einsetzende tektonische Unruhe, die einerseits Erosion und im kleinräumigen Vergleich andererseits weitere Absenkungen anzeigen. Olisthostromatische Bildungen ver-

füllen die Spalten und dehnen sich distal in der pelagischen Sedimentation als Turbidite aus.

Die Lithoklasten (außer dem Lokalschutt) lassen auf südliche Liefergebiete mit metamorphen und kristallinen Serien schließen.

Bioklasten zeigen starke Umlagerung der Oberkreide an, dokumentieren aber auch zeitgleiche Flachwasserkarbonate (reich an Corallinaceen).

Vergleiche mit ähnlichen Bildungen in anderen Gebieten des östlichen Kalkalpins (z.B. Kaisergebirge) stellen diese tektonische Aktivität in einen größeren Rahmen.

ORGANOKLASTISCHE SEDIMENTATION IN FLOOD-PLAIN-ABLAGERUNGEN IM ORINOCO-DELTA, VENEZUELA

Chr.-Ch. Hofmann, Heidelberg

Sedimentation und Erhaltung von organischem und klastischem Material am Cano Macareo werden stark von der lateral wechselnden Hydrodynamik dieses Canos gesteuert. Die Wasserenergie des Hauptverteilers ist von den jährlichen Trocken- und Regenzeiten abhängig. Die Bioproduktion ist auf Grund des tropischen Klimas und der Fertilität des Bodens sehr groß.

Beobachtungen an pflanzlichem Material aus Flood-Plain-Sedimenten des Cano Macareo geben Einblick in das dynamische System Orinoco-Delta. Die Sedimentabfolgen lassen auf unterschiedliche Ablagerungsbedingungen schließen, wie sie rezent an der Oberfläche zu beobachten sind.

Lokalität 1, Cano Guayara im obersten Teil der oberen Deltaebene:

Es handelt sich um einen Nebenarm des Macareo, der sich in eine Flood Plain eingräbt. Der Mündungsbereich ist durch mehrere Inseln in Kanäle gegliedert. Die Bohrungen wurden im Intertidalbereich der Inseln abgeteuft (Profil s. Abb. 1). Die Untersuchung der Pflanzenteile in den "organischen Lagen" (78-88 cm und 48-65 cm) ergab eine parautochthone Herkunft der Gramineencuticulen, Gramineeninternodien und dem Fasermaterial von im Wasser lebenden Pflanzenassoziationen. Sie werden mit den "floating meadows" der Varzea Seen des Amazonas verglichen (vergl. JUNK, 1985; WILLIAMS & JUNK, 1976).

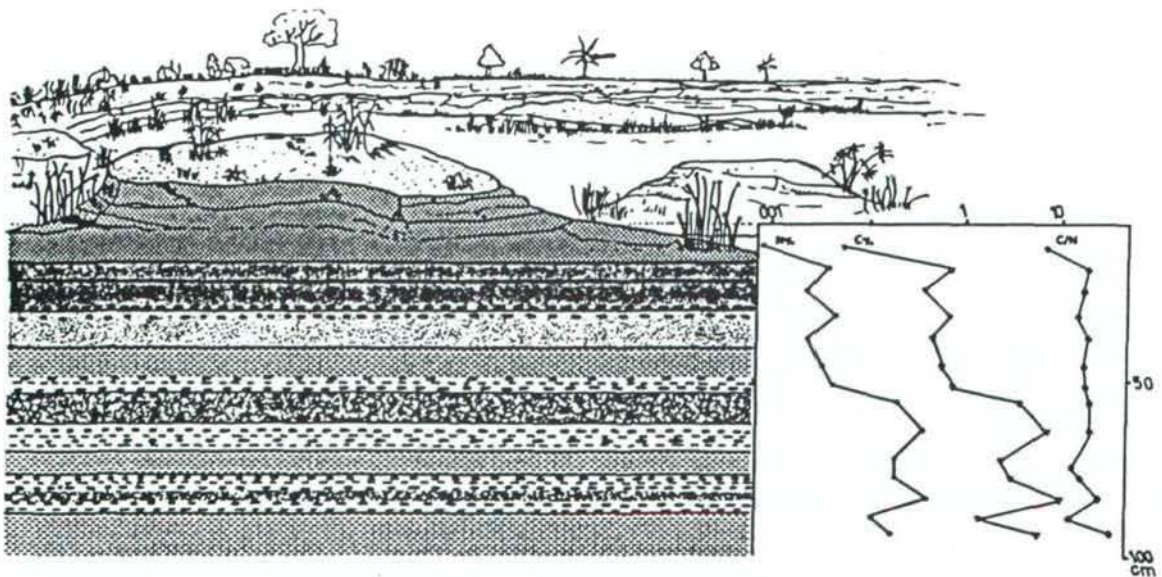


Abb. 1

Die allochthone Komponente setzt sich aus mechanisch und biochemisch stark aufgearbeiteten Blättern von Laubbäumen zusammen. Möglicherweise stammt das Material aus Gebieten, die flußaufwärts am Macareo liegen. Mit dem allochthonen Pflanzenhäcksel wurden auch die größeren Klastika eingetragen. Die ganze Sequenz wird als Ablagerung eines Flood Basin Lake mit Einschaltungen von Hochwassersedimenten außergewöhnlicher Fluten gedeutet. Diese treten als bekannte 20-Jahres-Fluten oder als extreme 100-Jahres-Fluten auf (PFEFFERKORN et al., 1988).

det wurde. Die darauffolgenden schluffigen und feinsandigen Klastika zeigen eine Änderung der Ablagerungsbedingungen. Sie sind Ausläufer der rezenten Dammuferseimente des Macareo, der sein Bett in diesem Gebiet lateral verlagert hat (VAN ANDEL, 1967). Wurzelstrukturen und organischer Gehalt weisen auf Bodenbildung durch Primärvegetation an, die sich zu der heute bestehenden Palmensavanne weiterentwickelte.

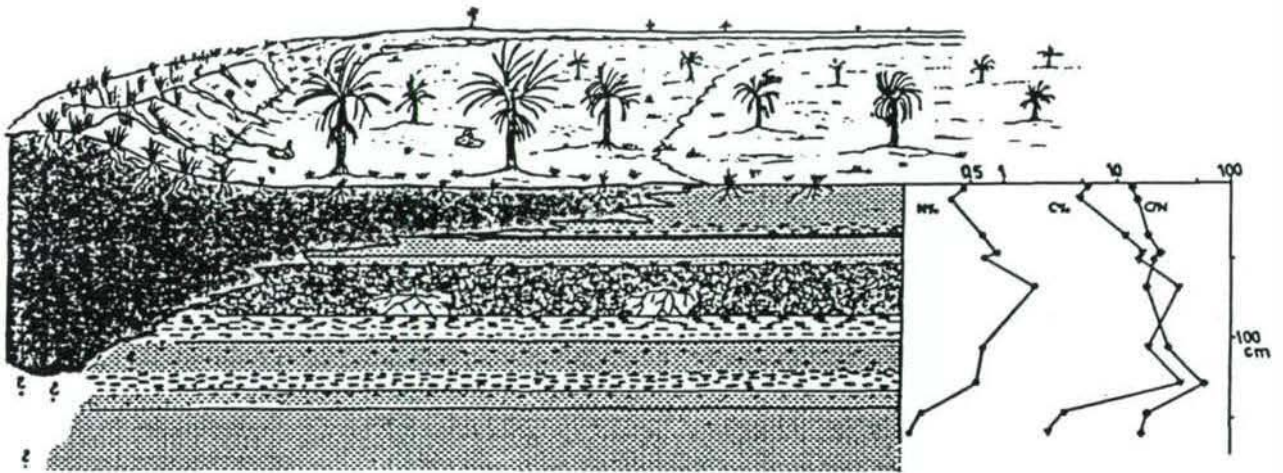


Abb. 2

Lokalität 2, Palmenfeuchtsavanne im unteren Teil der oberen Deltaebene:

Die natürlichen Dammufer in diesem Gebiet sind relativ niedrig und zu beiden Seiten flach abfallend. Die Bohrungen wurden ca. 2 km vom natural levee entfernt abgeteuft (Profil s. Abb. 2). Die unteren 60 cm setzen sich aus reinen Tonlagen zusammen, die in einigen Horizonten mit pflanzlichem Detritus angereichert sind. Dieser Abschnitt wird analog zu Lokalität 1 als Ablagerung in einem Flood Basin Lake gedeutet. In 1 m Tiefe zeigt sich eine deutliche Zunahme von Pflanzenmaterial und Wurzelstrukturen. Das stilkige Material des organisch reichen Horizonts besteht hauptsächlich aus Gramineencuticulen, Wurzelfragmenten und Humuskolloiden. Diese Zusammensetzung läßt auf ein ehemaliges Grasmoor schließen, dessen Wachstum durch einen Schub feinkörniger Klastika been-

Literatur

- HECHT, C.A. (1988): Subrezente Entwicklung flußarmgebundener Sedimente am Cano Macareo, Venezuela. - Unpubl. Dipl. Arb., Heidelberg.
- HOWARD-WILLIAMS, C. & JUNK, W.J. (1976): The decomposition of aquatic macrophytes in the floating meadows of a central Amazonian varzea lake. - *Biogeographica*, 7, 115-123.
- JUNK, W.J. (1985): The Amazon floodplain - a sink or source for organic carbon. - *Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg, SCOPE/UNEP Sonderband*, 58, 267-283, Hamburg.
- PFEFFERKORN et al. (1988): Recent geology and taphonomy of the Orinoco Delta - Overview and field observations. - *Heidelb. Geowiss. Abh.*, 20, 21-56, Heidelberg.
- Van ANDEL, T.H. (1967): The Orinoco delta. - *Jour. sed. petrol.*, 37, 297-310, Tulsa.

DRUCKLÖSUNGSTEXTUREN IM SÜDDEUTSCHEN MALM

S. Huber, Karlsruhe

Eine reizvolle Aufgabe der Karbonatpetrographie ist die Frage nach der Entstehung von gebankten Kalken. In vielen Fällen weisen Sedimentstrukturen auf eine primäre Bildung dieser Bankung hin (Tempestite, Turbidite). Fehlen jedoch sedimentologische Hinweise für "event-deposition", sind andere Modelle für die primäre Entstehung von Bankung, wie periodische, großräumige Regressionen (unter Zunahme von terrigenem Influx) oder ein periodisch schwankendes Klima (unterschiedliche Karbonatproduktion) oft nur schwer nachweisbar. "Diagenetische", oder polygen orientierte Entstehungsmodelle wurden dann häufig beschrieben. Eine einführende Darstellung der verschiedenen Modelle zur Entstehung von Bankung gaben EINSELE & SEILACHER (1982).

Für den Malm Süddeutschlands gibt es bisher keine überzeugenden Hinweise auf eine primäre Bildung der Kalk/Mergel-Wechselfolgen. Eine Besonderheit sprach hier immer gegen eine primäre Entstehung: Der Oxford 1 bis Kimmeridge 2.2 (Weißjura α bis $\delta 2$) ist im allgemeinen frei von Schwämmen, es treten jedoch lokal Bioherme auf, die intensiv verschwammt sind. Die Mergellagen durchziehen diese sogenannten "Schwammstotzen", ohne daß eine Änderung der Biohermentwicklung zu erkennen wäre (z.B. FRITZ, 1958). RICKEN (1986) formulierte mit seinem Modell des "Diagenetic Bedding" einen Prozeß der Umverteilung von Karbonat in einem geschlossenen System und wandte dieses Modell für die Bildung der "wohlgebankten Kalke" (Oxford 2, bzw. Weißjura β) an.

Mit der (vollständig gekernt) Bohrung TB-3 SAULGAU wurden nun direkte Hinweisedafür gefunden, daß die Kalk/Mergel-Wechselagerungen im süddeutschen Malm auf spätdiagenetische Drucklösungsprozesse zurückzuführen sind (HUBER, 1986). Die mergeligen Partien des Bohrkerns hatten eine ausreichende Festigkeit und konnten mittels Folienabzügen und Dünnschliffen untersucht werden. Es stellte sich heraus, daß Drucklösungsprozesse für die Bildung der Mergel verantwortlich waren. Als Hinweis gilt:

1. Suturierte Stylolithsäume gehen in breite Stylolithenschwämme über.

2. In mergeliger Matrix liegen häufig längliche Mikritinseln vor.
3. Resistente karbonatische Komponenten sind in mergeliger Matrix gegenüber mikritischer Matrix stets angereichert.
4. In einer mergeligen Matrix liegt in "geschützten" Bereichen von Komponenten, wie z.B. unterhalb von gewölbten Molluskenschalen, oder im Zentralraum von Schwämmen, stets Mikrit vor.
5. Klüfte werden durch Stylolithsäume versetzt.

Diese Gefügebilder zeichnen nicht das primäre Gefüge nach, da sich Mergel auch in "geschützten" Bereichen, wie im Zentralraum von Schwämmen oder in Molluskenschalen absetzen würde. Es handelt sich offensichtlich um Bereiche im "Druckschatten" von resistenten Komponenten.

Spezifische karbonatische Komponenten wiesen eine spezifische Resistenz gegenüber Drucklösung auf. Sie können in eine Reihe mit abnehmender Drucklösungsresistenz geordnet werden:

- Komponentengruppe 1: Echinodermenbruchstücke
- Komponentengruppe 2: Molluskenschalen
- Komponentengruppe 3: Schwämme
- Komponentengruppe 4: Cyanobakterienkrusten und Tuberoide
- Komponentengruppe 5: Mikritische Matrix

Die Untersuchungen an der TB-3 SAULGAU zeigen, daß die Schichtmächtigkeiten des Oxford 1 und des Kimmeridge 1 durch Drucklösung stark reduziert wurden. Der Vergleich von Tongehalten in drucklösungsbedingten Mergeln und in reliktschen Bereichen mit primär mikritischer Matrix (halbquantitative Abschätzung, quantitative Analyse isolierter Bereiche) ergab eine Erhöhung des Tongehaltes von ursprünglich 10 auf 40 %. Für den gesamten Oxford 1 und Kimmeridge 1 resultiert hieraus bei Abschätzung eine Reduzierung der Mächtigkeiten auf Grund von Drucklösung um zwei Drittel.

Wo gingen die großen Mengen an gelöstem Karbonat hin? Hinweise sprechen dafür, daß die Drucklösungsprozesse erst nach der Lithifizierung des Sedimentes erfolgten (Versatz von Klüften durch Stylolithsäume). Demnach wäre ein "offenes System" anzunehmen, da für ein geschlossenes System nur ein nicht-lithifiziertes Sediment die geforderte Reservoirkapazität aufbringen könnte.

Literatur

EINSELE, G. & SEILACHER, A. (1982): Cyclic and Event Stratification. - Berlin, Heidelberg, New York (Springer).

FRITZ, G. (1958): Schwammstotzen, Tuberolithe und Schuttkörper im Weißen Jura der Schwäbischen Alb. - Arb. Geol. Paläont. Inst. TH Stuttgart, 13.

HUBER, S. (1986): Mikrofazies und Diagenese des Oxford 1 - Kimmeridge 2,3 der Bohrung TB-3 SAULGAU (Oberschwaben). - Unveröff. Dipl. Arb., Univ. Heidelberg.

RICKEN, W. (1986): Diagenetic Bedding. - Lect. Notes Earth Sci., 6, Berlin, Heidelberg, New York (Springer).

TIEFWASSER-KARBONATE IM ZECHSTEIN 2 VON SÜD-OLDENBURG

P. Huttel, Berlin

Zur Zeit der Karbonat-Ablagerung im Zechstein 2 (Oberes Perm) bestand im Raum Süd-Oldenburg die Hunte-Schwelle, die sich von der Rheinischen Masse nach Norden bis in den Oldenburger Raum hinein in das Zechstein-Becken erstreckte. Auf der Hunte-Schwelle bildeten sich Flachwasser-Karbonate. Am Fuß der Hunte-Schwelle hingegen lagerten sich in tiefem Wasser Karbonate unter hyperhalinen und euxinischen Bedingungen ab. Diese Karbonate habe ich anhand von Bohrkernen aus neun Tiefbohrungen untersucht. Fünf Fazies (Fazies A bis E) ließen sich unterscheiden, die stratigraphisch übereinander folgen und den Übergang von einer Becken- zu einer Hangfazies dokumentieren.

Fazies A

Fazies A bildet die Basis der Zechstein-2-Karbonate im Untersuchungsgebiet und überlagert unmittelbar die Anhydrite des Zechstein 1. Sie besteht aus dunklen, äußerst fein laminierten Mudstones. Die Lamination wird im unteren Teil der Fazies A durch den Wechsel von dunklen Karbonat- und hellen Anhydritlagen erzeugt. Nach oben setzen die Anhydrit-Laminae aus, stattdessen treten helle Karbonatlagen auf. In die laminierten Mudstones schalten sich geringmächtige distale Anhydrit-/Karbonat-Turbidite ein. Die Turbidite zeichnen sich durch erosives Einschneiden, gradierte Schichtung und Schrägschichtung aus. Insgesamt repräsentiert Fazies A eine pelagische Beckensedimentation unterhalb der Sturmwellenbasis.

Fazies B

Recht abrupt setzen über Fazies A dm- bis m-dicke Lagen aus massiven bis undeutlich geschichteten Mudstones der Fazies B ein. Selten sind zwischen die hellen massiven Mudstones dünne Schichten aus dunklen Laminiten vom Typ der Fazies A eingeschaltet. Die hellen Mudstones wurden sehr häufig in plastischem Zustand durch Rutschfaltung deformiert. Nach der selektiven Lithifizierung der hellen Lagen kam es an vielen Stellen zu sedimentärer Boudinage. Die hellen Lagen werden aufgrund

- a) ihrer stratigraphischen Position in der Gesamtabfolge der Fazies,
- b) ihrer Wechsellagerung mit typischen Beckensedimenten (Laminite und
- c) ihrer postsedimentären Deformation als turbiditische Ablagerungen am Hangfuß interpretiert.

Fazies C

Fazies C besteht aus Wackestones, die von "coated grains" und Peloiden aufgebaut sind. Wackestone-Lagen sind einige cm bis über 1 m mächtig. Viele Lagen sind normal, manche auch mehrfach gradiert. Mehrfach-Gradiierung deutet auf Amalgamierung hin. Nur selten haben sich Wackestones in ihre Unterlagen eingeschnitten. Die Wackestones treten ausschließlich in hellen Mudstones der Fazies B auf und haben die gleiche Deformation wie die Mudstones der Fazies B erlitten. Ich sehe die Wackestones ebenfalls als Turbidite an, die sich am Hangfuß abgelagerten.

Fazies D

Durch Reduktion der Mächtigkeit der hellen Mudstone-Lagen und Zunahme der Laminit-Einschaltungen entwickelt sich Fazies D allmählich aus Fazies B. Auf diese Weise entsteht eine Wechsellagerung von 1 bis 3 cm dicken hellen Mudstone- und mm- bis wenige cm mächtigen Laminit-Lagen. Die hellen Mudstone-Lagen sind massiv oder gradiert, einige haben sich erosiv in die Laminite eingeschnitten. Sie wurden nach Beginn ihrer Lithifikation sehr häufig boudiniert. Boudinage führte an einigen Stellen zur völligen Zerstörung der primären Gefüge und Bildung von Internbrekzien. Ich sehe die hellen Mudstone-Lagen als distale Ablagerungen von Trübesrömen an, die eine ruhige Hintergrund-Sedimentation (Laminite) unterbrochen haben.

Fazies E

Fazies E bildet in allen untersuchten Bohrungen die stratigraphisch höchste Einheit. Sie besteht aus mm- bis cm-geschichteten Mudstones, in die sich nur selten mehrere

cm dicke, gradierte Lagen einschalten. Die Mudstones sind häufig syndiagenetisch deformiert. Rutschfalten, "pull-apart structures", Boudinage und Internbrekzien belegen eindeutig den Hangcharakter dieser Karbonate.

Die Abfolge von Becken-, über Hangfuß- zu Hangsedimenten zeigt, daß sich die Fazies im Verlaufe der Zechstein-2-Karbonat-Sedimentation von der Schwelle in

Richtung Becken verlagerten. Mit der Veränderung der Sedimente und primären Sedimentstrukturen ging eine Veränderung der postsedimentären Deformationsstrukturen einher. Herrschte in Fazies B und C noch eindeutig plastische Deformation vor, so wurde die postsedimentäre Verformung in den höheren Teilen der Profile (Fazies D und E) ruptuell.

FAZIESINDIKATIVE ELEMENTVERTEILUNGEN IN FLUVIATIL/FLACHMARINEN SEDIMENTEN DER "NUBISCHEN GRUPPE" (NW-SUDAN)

Ch. Jas, Berlin

Die bei den geologischen Feldarbeiten im Rahmen des Sonderforschungsbereiches SFB 69 im Nordwest-Sudan bearbeiteten Sedimente (früher: "Nubischer Sandstein") konnten mittlerweile anhand von Pflanzen- und Spurenfossilien stratigraphisch gegliedert werden. Bei der Faziesinterpretation der paläozoischen und mesozoischen fluviatilen und flachmarinen Sedimente ergeben sich jedoch im Gelände auf Grund der unvollständigen Entwicklung der flachmarinen Sequenzen immer wieder Probleme. Diese extrem randlich marine Entwicklung tritt in mehreren Einschaltungen zwischen den hauptsächlich fluviatilen und teilweise lakustrinen Sedimenten vom Silur bis zur Oberkreide auf. Paläontologisch belegt sind die marinen Sedimente durch das Auftreten bestimmter Spurenfossilien.

Zur Überprüfung der durch feldgeologische Befunde gewonnenen Faziesansprache wurden geochemisch-mineralogische Untersuchungen an der Tonfraktion zahlreicher Proben durchgeführt. Auf Grund der Fähigkeit, Spurenelemente adsorptiv zu binden oder in das Kristallgitter einzubauen, sind innerhalb der Sedimente allein die Tonminerale Träger faziesrelevanter geochemischer Informationen. Da die Spurenelemente nicht für sich allein betrachtet werden können, müssen in jedem Fall Korrelationsrechnungen zwischen den gemessenen Tonmineralanteilen einerseits, und den Haupt- und Spurenelementgehalten andererseits durchgeführt werden. Doch selbst bei der Auswahl signifikanter faziesrelevanter Spurenelemente bleibt eine Interpretation der Analysendaten auf Grund einer fehlenden Kalibrierung an eindeutigen Faziesanzeigern (Faziesfossilien) mit Unsicherheiten behaftet.

Um über die geochemisch-mineralogischen Analysendaten zu einer besseren Problemlösung zu gelangen,

wurde ein Vergleichsprofil aus dem Bereich Muschelkalk/Keuper (Hessische Senke) herangezogen. Hier vollzieht sich innerhalb weniger 10er-Meter ein Fazieswechsel von vollmariner hin zu vorwiegend kontinentaler Sedimentation, bestehend aus fluviatilen und lakustrinen Ablagerungen mit kurzen zwischengelagerten randlich marinen Einschüben. Der Fazieswechsel ist durch Fossilmaterial (Pflanzen, Muscheln, Mikrofossilien) gut belegt. Nach einer Durchsicht der neueren Literatur nach bekannten signifikanten Spurenelementen erfolgten zunächst einige Voruntersuchungen zwecks Auswahl eines geeigneten Aufschlußverfahrens. Kriterien hierfür waren die Meßgenauigkeit, die Vergleichbarkeit mit anderen Aufschlußverfahren sowie die Verträglichkeit für die Meßapparatur.

Die gemessenen und mit den Tonmineralien korrelierten Haupt- und Spurenelemente wurden an dem vorhandenen Fossilmaterial kalibriert. Mit diesen über den scheinbaren Umweg an einem Vergleichsprofil ausgewählten Spurenelementen und ihren Beziehungen zum Ablagerungsmilieu konnte auch die Faziesinterpretation der wesentlich fossilärmeren Sedimente des Nordwest-Sudans aussagekräftiger gestaltet werden.

In Verbindung mit einer Beschreibung der Sedimentserien des Nordwest-Sudans erfolgt eine erste fazielle Ansprache anhand feldgeologischer Befunde. Nach der Vorstellung eines Vergleichsprofils wird die durchgeführte tonmineralogisch-geochemische Analytik kurz skizziert. Es werden die Zusammenhänge zwischen Haupt- und Spurenelementgehalten, Tonmineralvergesellschaftungen und dem Ablagerungsmilieu aufgezeigt. Sie werden auf die geologische Situation im Nordwest-Sudan übertragen und im Zusammenhang mit einer Vertiefung der Faziesbereiche diskutiert.

PALÄOTOPOGRAPHIE AM BEISPIEL DONGCHUAN, SÜDCHINA

A. Jiang, Heidelberg

Einführung

Im nördlichen Teil (Dongchuan-Distrikt) der Yunnan-Provinz liegt eine violette Turbiditserie (Yinmin-Formation, proterozoisch) direkt auf einer submarin exhalativen Cu-Fe-Lagerstätte (JIANG et al., 1989).

Die suspendierten Frachten in Turbiditströmen werden bei Abnahme der Strömungsgeschwindigkeit abgesetzt, wobei die submarine Topographie sowohl im Tiefwasser-Environment (BOUMA, 1962) als auch am Schelf (HAYES, 1967) eine entscheidende Rolle spielt. Die abgelagerten Turbidite nehmen in der Regel den stabilsten Gravitationszustand ein und sind durch den "cut and fill"-Effekt (WALKER, 1985) charakterisiert. Es ist anzunehmen, daß die obere Fläche einer Turbiditserie (außer der Kanalfazies) fast ganz horizontal liegt und die Mächtigkeiten der Turbidite an verschiedenen Orten das primäre Relief des Untergrundes markieren, sofern der "cut"-Effekt nicht deutlich ausgeprägt ist oder im Vergleich mit dem stark ausgeprägten Relief der Paläotopographie nicht berücksichtigt werden kann.

Die Turbiditserie

Die violette Turbiditserie ist 30-360 m mächtig und lateral mehr als 60 km zu verfolgen. Das Liegende sind meistens metamorphe vulkanoklastische Gesteine. Nach oben gehen die Turbidite über eine "Übergangszone" (10-40 m mächtig) in stromatolithische Dolomite über. Die "Übergangszone" ist hauptsächlich "foreshore"-Fazies, charakterisiert durch dolomitisierte "beach laminated sands" und Salzpsedomorphosen.

Die gradierte Schichtung der Turbidite und die einzelnen Bänke sind lateral z. T. über Kilometer zu verfolgen. Der untere Teil der Turbidite besteht aus sehr dünnen (0.5-5 cm) Wechsellagerungen von sandführenden Siltsteinen und silthaltigen Schiefen, die den Bouma-Abschnitten D+E, C+D+E, in der Richtung zum Hangenden auch B->E-Divisions, entsprechen (BOUMA, 1962). Das Silt:Ton-Verhältnis ist oft < 1. Der obere Teil der Turbidite besteht aus Wechsellagerungen von dicken siltigen Sand-Bänken (3-40 cm) und dünnen siltigen Schieferla-

gen. In den Sandbänken treten gradierte Schichtung, parallele Lamination und besonders die gradierten Rhythmite auf, wobei B- und A-Divisions überwiegend vorkommen (Abb. 1). Das Sand:Ton-Verhältnis ist stets > 5. Zum Hangenden werden die Bänke immer dicker und der Tongehalt nimmt allmählich ab. Rippelmarken sind gelegentlich zu finden.

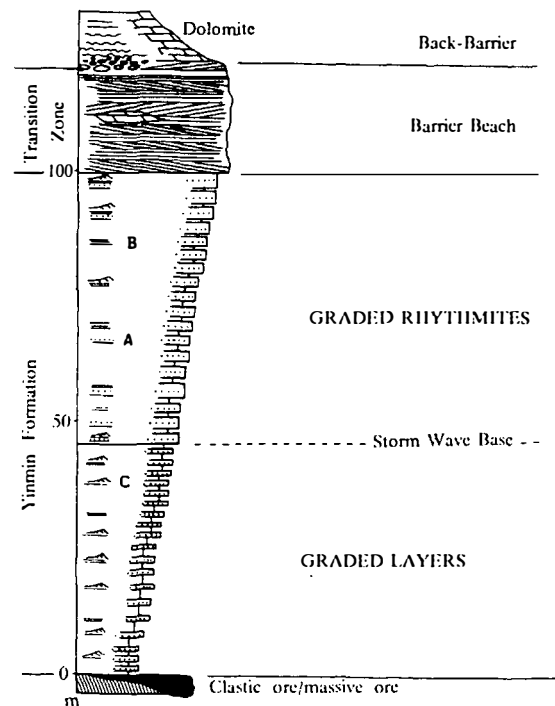
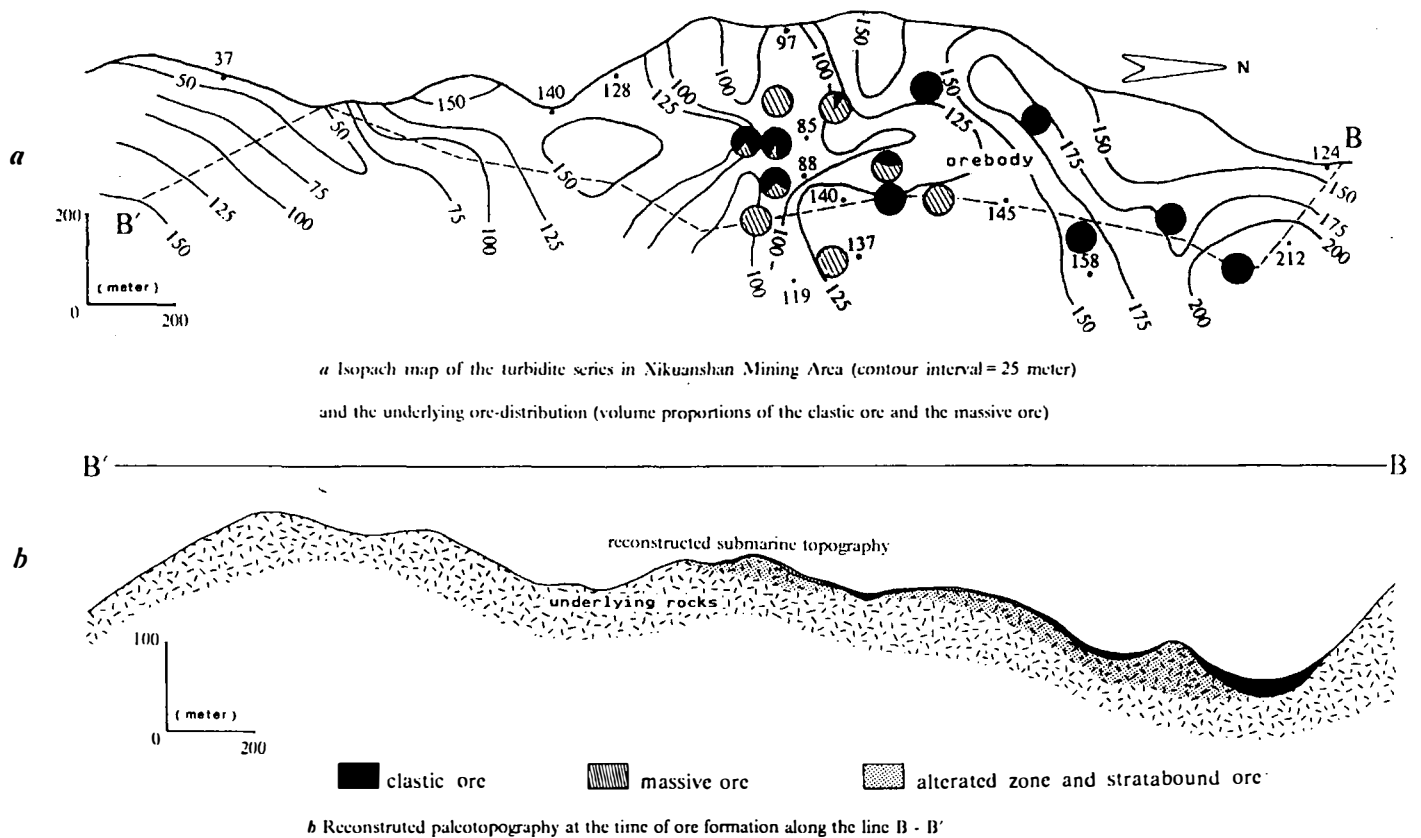


Abb. 1:

Die aufwärts dicker werdende Turbiditabfolge und das Ablagerungsmilieu

Die Turbidite im unteren Teil sind als Ablagerungen des "lower fan" unter der "storm wave base" anzusehen. Der obere Teil der Turbiditserie dürfte im Vergleich mit ähnlichen Erscheinungen der rezenten "storm generated turbidites" (GADOW & REINECK, 1969) im "offshore"- und "shoreface"-Bereich abgelagert worden sein, denn die gradierten Rhythmite sind wohl als Interferenz zwischen



a Isopach map of the turbidite series in Nikuanshan Mining Area (contour interval = 25 meter) and the underlying ore-distribution (volume proportions of the clastic ore and the massive ore)

b Reconstructed paleotopography at the time of ore formation along the line B - B'

Abb. 2:

- a: Mächtigkeit der Turbiditserie (Kontur-Distanz = 25 m) und die unterliegende Erzverteilung (Mengenverhältnis der klastischen und massiven Erze)
 b: Rekonstruierte Paläotopographie zur Zeit der Erzbildung entlang der Linie B-B'

Wellen und Turbiditströmen entstanden (AIGNER & REINECK, 1982; REINECK & SINGH, 1972).

Die Paläotopographie

Die Mächtigkeit der Turbiditserie ändert sich auf kurze Distanz (Abb. 2a). Dies ist nur auf das stark ausgeprägte Paläorelief zurückzuführen. Die Mächtigkeit der Turbidite entspricht der Größe der Vertiefungen des Untergrundes, auf dem bereits massives Erz abgelagert wurde (Abb. 2b). Ein Zusammenhang zwischen der Mächtigkeit der Turbidite und der Erzverteilung ist deutlich zu erkennen: Die Anhäufung des klastischen Erzes ist auf eine Dampfexplosion durch massives Erz zurückzuführen. Dieses Erz ist in lokalen Niederungen abgelagert worden (JIANG et al.,

1989), an den Stellen, wo die Turbiditserie mächtiger ist. Diese Beobachtung, d.h. die rekonstruierte Paläotopographie, ist somit eine nützliche Explorationshilfe.

Literatur

- AIGNER, T. & REINECK, H.-E. (1982): Proximity trends in modern storm sands from the Helgoland Bight (North Sea) and their implications for basin analysis. - *Senckenbergiana marit.*, **14**, 183-215.
 BOUMA, A.H. (1962): *Sedimentology of some flysch deposits*. - 168 S., Amsterdam (Elsevier).
 GADOW, S. & REINECK, H.-E. (1969): Ablandiger Sandtransport bei Sturmfluten. - *Senckenbergiana marit.*, **1**, 63-78.
 HAYES, M.O. (1967): Hurricanes as geological agents, South Texas Coast. - *AAPG Bull.*, **51**, 937-942.

- JIANG, A., AMSTUTZ, G.C. & XIE, H. (1989): Geometrical aspects of the submarine exhalative origin of the Xikuanshan copper and iron deposit, Dongchuan, Southern China. - In: R. VALERA (ed.): Metallogenic theory in the last 20 years: a case history (in press).
- REINECK, H.-E. & SINGH, I.B. (1972): Genesis of laminated sand and graded rhythmites in storm-sand layers of shelf mud. - *Sedimentology*, **18**, 123–128.
- WALKER, R.G. (1984): Shelf and shallow marine sands. - In: R.G. WALKER (ed.): *Facies models*. 2nd ed., Reprint Series, **1**, 141–170.
- WALKER, R.G. (1985): Cardium Formation at Ricinus Field, Alberta: A channel cut and filled by turbidity currents in Cretaceous Western Interior Seaway. - *AAPG Bull.*, **69**, 1963–1981.

ZEITREIHENANALYTISCHE TRENDS DER GEOPHYSIKALISCHEN UND ANALYTISCH-SEDIMENTOLOGISCHEN DATEN IN DER FORSCHUNGSBOHRUNG "FRENZER STAFFEL 1 (1985)" (OBERKARBON, AACHENER STEINKOHLNREVIER)

D. Klauser, A. Muller, I. Setyadharna & B. Steingrobe, Aachen

Einleitung

Die Forschungsbohrung "Frenzer Staffel 1 (1985)" wurde in der Inde-Mulde (Aachener Steinkohlenrevier) abgeteuft. Aufgrund sporologischer Analysen ist die gekerkte, 234 m bankrecht mächtige Schichtenfolge, mit ihren 29 Flözen oder Flözniveaus, ins Obere Westfalium A zu stellen. Das tektonisch wenig gestörte Profil ermöglicht auf der Grundlage von Zeitreihenanalysen Trendentwicklungen geophysikalischer und granulometrischer Daten vorzustellen.

Einsatz von Zeitreihenanalysen in der Bohrung "Frenzer Staffel 1 (1985)"

Als Zeitreihe wird eine (zeitlich) geordnete Folge von Beobachtungen eines Merkmales bezeichnet (SCHLITTGEN & STREITBERG, 1987). Bei der Bearbeitung sedimentologischer Daten aus der "Frenzer Staffel 1 (1985)" bezieht sich die geordnete Folge von Beobachtungen nicht direkt auf die Zeit, sondern auf äquidistante Abstände im Bohrprofil. Eine solche Zeitreihe wird als relative Zeitreihe bezeichnet (MILLER & KAHN, 1962).

Zur Analyse einer Zeitreihe können verschiedene Verfahren verwendet werden. Im vorliegenden Fall erwies sich die Moving-Average-Methode als besonders geeignet. Der Moving Average, der die Eigenschaft eines Filters besitzt, wird folgendermaßen berechnet (DAVIS, 1973):

$$Y_i = \frac{\sum_{j=i-k}^{j=i+k} Y_j}{m}, \quad k = (m-1)/2$$

Y_i = der berechnete Trend an der Stelle i
 Y_j = der Beobachtungswert an der Stelle j
 m = die Ordnung des Moving Average

Aus der Zeitreihenanalyse sind Fluktuationen und ggf. übergeordnete Trends zu ermitteln. Übergeordnete Trends zeichnen sich durch ein nicht stationäres Verhalten der Zeitreihenkurve aus. In Abhängigkeit der Intervalllänge (=Ordnung) wird eine Glättung der Fluktuationen der Zeitreihenkurve herbeigeführt. Je höher die Ordnung, desto glatter und kürzer der Trend.

Bei der Zeitreihenanalyse in der Bohrung "Frenzer Staffel 1 (1985)" wurden die geophysikalischen Daten äquidistant in 0,50-m-Abständen gelesen. Die granulometrischen Daten dagegen wurden auf äquidistante Abstände interpoliert. Der in der 15. Ordnung gewählte Moving Average gewährleistet, mögliche Trends zu erkennen, wobei der Trendverlauf am Profilanfang und am Profilende dementsprechend um 3,5 m gekürzt wird.

Zeitreihenanalyse geophysikalischer Bohrlochdaten

In der Forschungsbohrung "Frenzer Staffel 1 (1985)" beziehen sich die zeitreihenanalytischen Untersuchungen auf Gamma-Ray-Werte (API) und auf Widerstandswerte (Ωm), letztere wurden durch ein Focussed Electric Log (FEL) gemessen. Die gemessenen Werte der natürlichen Gammastrahlung schwanken im nicht verrohrten Abschnitt der Bohrung, unterhalb 294 m, zwischen Maximalwerten von 220 API (Tonsteine) und Minimalwerten von 20 API (Sandsteine). In dem oberen verrohrten Abschnitt sind die Werte generell niedriger. Die Widerstandswerte, die ausschließlich aus dem nicht verrohrten Abschnitt vorliegen, schwanken zwischen Maximalwerten von 800 Ωm (quarzitische Sandsteine) und Minimalwerten um 40 Ωm (Tonsteine). Kohlenflöze weisen in der Bohrung Werte um 300 Ωm auf.

Die Zeitreihenanalyse der geglätteten Gamma-Ray-Werte ($i=15$) läßt keine übergeordneten Trends erkennen (Abb. 1). Die Werte für den unteren nicht verrohrten Abschnitt schwanken um 160 API, während im oberen verrohrten Abschnitt durchschnittliche Werte um 90 API auftreten. Das resp. stationäre Verhalten der Zeitreihenkurve wird durch Ausschläge mit minimalen Werten unter 50 API bei 380 m, 294 m und 200 m Bohrteufe unterbrochen. Somit läßt sich die Kurve in vier zyklische Abschnitte gliedern. Von den Minimalwerten ausgehend, entwickeln sich die Abschnitte allmählich zu den höheren API-Werten, pendeln längere Zeit um den Mittelwert und springen plötzlich zu dem nächsten Minimalwert zurück.

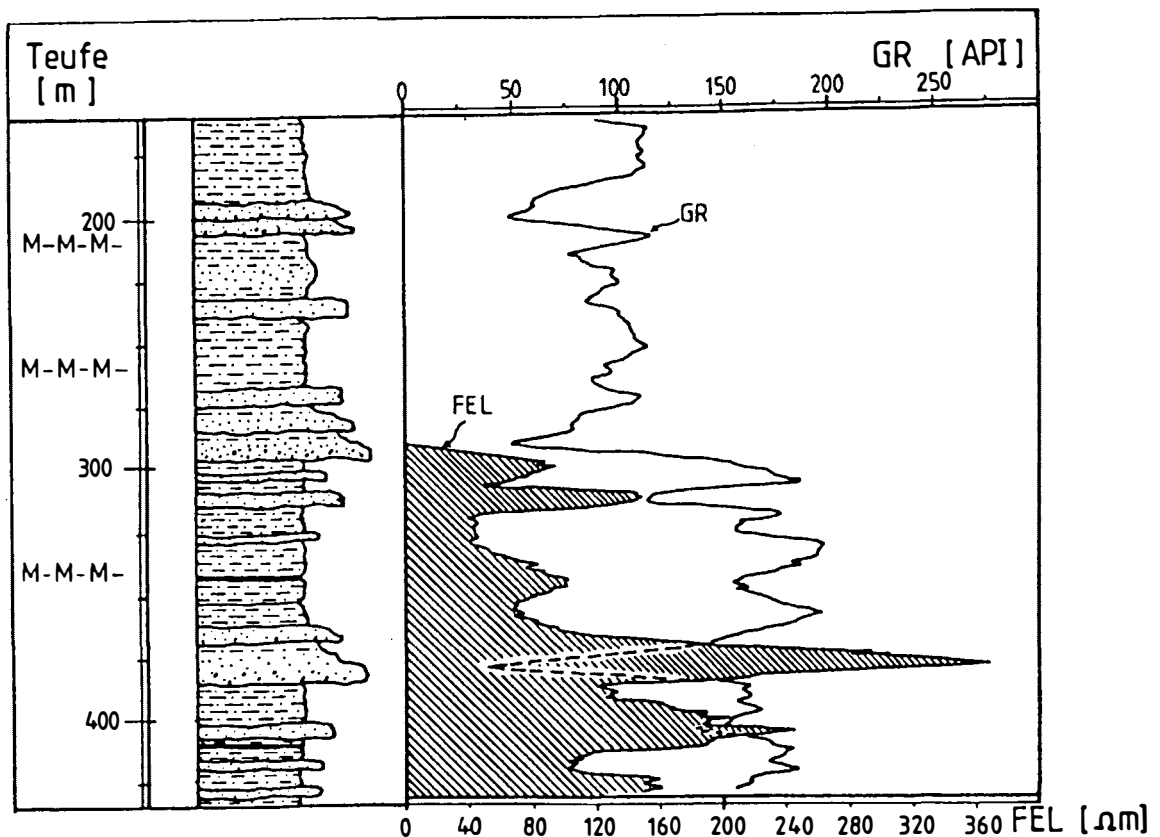


Abb. 1:

Zeitreihenanalytische Trenduntersuchungen von geophysikalischen Bohrlochdaten (Gamma Ray Log, Focussed Electric Log) aus der Forschungsbohrung "Frenzer Staffel 1 (1985)"

Die Zeitreihenanalyse der Ωm -Werte (Abb. 1) ist generell der Gamma Ray Kurve gegenläufig. Die Maximalausschläge der geglätteten Kurve erreichen Spitzenwerte um $360\ \Omega\text{m}$ und Minimalwerte von $30\ \Omega\text{m}$. Auch bei dieser Zeitreihenanalyse fehlt ein übergeordneter Trend. Die Kurve läßt sich in drei untergeordnete Trends gliedern. Im liegenden Abschnitt zwischen 434 und 375 m zeigt die Kurve einen zögernd ansteigenden Trend, der abschließend auf $360\ \Omega\text{m}$ emporschnellt. Im zweiten Abschnitt zwischen 375 und 320 m geht die Kurve langsam auf $30\ \Omega\text{m}$ zurück. Der Kurvenverlauf in hangenden Abschnitt, von 320 m bis zum obersten Meßpunkt bei 294 m, ist durch die Intervall-Länge des gleitenden Mittels methodisch nicht mehr korrekt zu fassen. Anstelle der Werte um $60\ \Omega\text{m}$ sollten die im Hangenden nicht mehr erfaßten Sandsteine deutlich höhere Werte anzeigen.

Zeitreihenanalyse der granulometrischen Daten

Die Zeitreihe der granulometrischen Daten baut auf 153 untersuchten Proben auf. Hiervon wurden 41 im Dünnschliff und 112 im Labor granulometrisch in $\phi/2$ -Schritten analysiert. Beispielhaft werden die Entwicklungen der Fraktionen $< 5,5\ \mu\text{m}$ und $> 125\ \mu\text{m}$ diskutiert (Abb. 2).

Die geglätteten prozentualen Anteile der Fraktionen $< 5,5\ \mu\text{m}$ zeigen einen übergeordneten Trend zwischen 350 und 205 m, wobei der Anteil der Feinstfraktion von 58% auf 15% abnimmt (Abb. 2). Im Liegenden dieses Trends zwischen 434 und 375 m verbleiben die Werte stationär um 30%. Zwischen 375 und 350 m steigen sie kontinuierlich an und erreichen den Maximalwert von 58%. Im Hangenden des übergeordneten Trends erfolgt erneut eine Zunahme des Anteils der Fraktionen $< 5,5\ \mu\text{m}$.

Die Siltfraktionen zwischen $5,5$ und $63\ \mu\text{m}$ sind statistisch mit ca. 50%, die sehr feinen Sande (63 – $125\ \mu\text{m}$) mit ca. 10% an der Sedimentzusammensetzung beteiligt.

Besonders signifikante zeitreihenanalytische Schwankungen werden durch die Fraktionen $> 125\ \mu\text{m}$ hervorgerufen (Abb. 2). Maximalwerten von 45% stehen minimale Werte von lediglich 1% gegenüber. Es ist zwar kein übergeordneter Trend abzuleiten, dennoch treten vier starke Fluktuationen auf, die das sedimentologische Geschehen beherrschen. Die einzelnen Maxima zeigen ein asymmetrisches Verhalten.

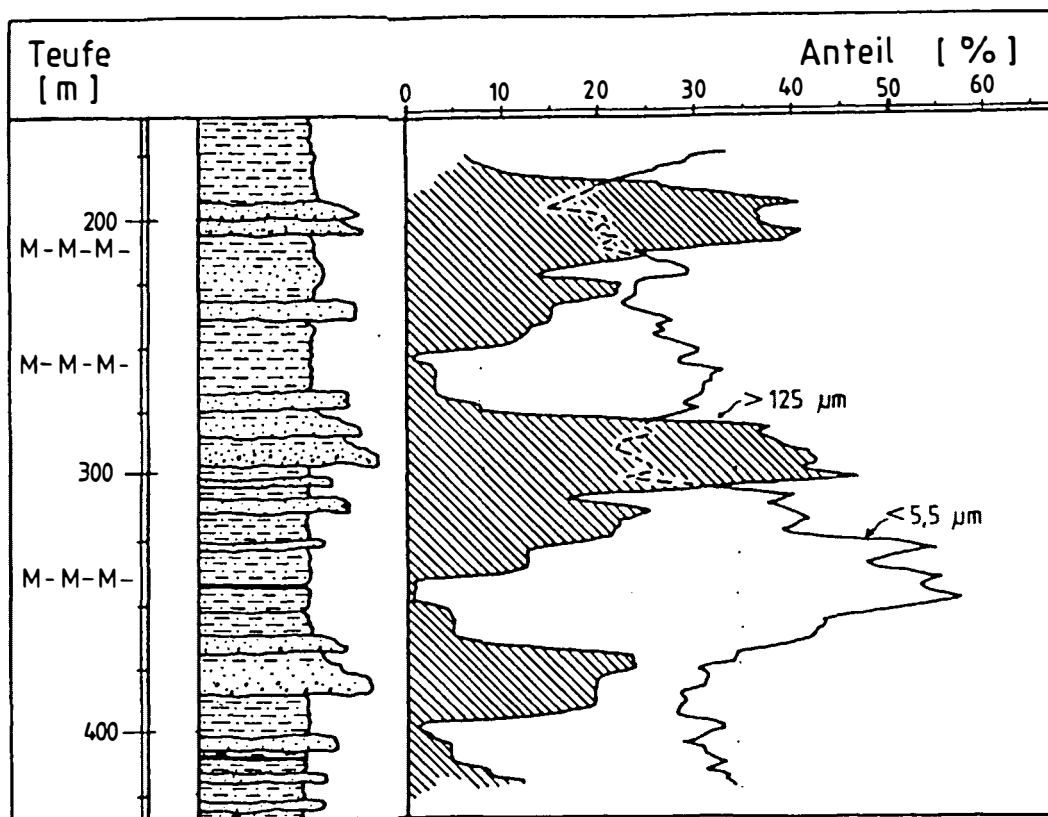


Abb. 2:

Zeitreihenanalytische Trenduntersuchungen von granulometrischen Daten (Fraktionen $> 125 \mu\text{m}$ sowie $< 5,5 \mu\text{m}$) aus der Forschungsbohrung "Frenzer Staffel 1 (1985)"

Deutung der Untersuchungsergebnisse

Auch für die durch die Zeitreihenanalyse geglätteten Werte gilt generell, daß hohen Anteilen an den Fraktionen $> 125 \mu\text{m}$ hohe Ωm -Werte, niedrige API-Werte und niedrige Anteile der Fraktionen $< 5,5 \mu\text{m}$ entsprechen. Die geophysikalischen Daten werden demnach weitgehend durch die Granulometrie bestimmt.

Die Fluktuationen der GR-Kurve und der Fraktionen $> 125 \mu\text{m}$ entbehren eindeutig eines übergeordneten Trends, der auf eine grundlegende Verlagerung des Sedimentationsareals schließen lassen könnte. Beide sind vielmehr zyklisch gegliedert, wie dies z. B. zwischen Bohrmeter 300 und 200 nachzuvollziehen ist. In die Überflutungsebene schneiden sich erosiv Flüsse ein (HENS et al., in diesem Band). Die Überflutungsebene sinkt pulsierend ein und erreicht bei Bohrmeter 250 ihre tiefste marine Lage. Anschließend verflacht - ebenfalls pulsierend - das Sedimentationsareal, in das sich erneut ab 200 m Bohrtiefe im Litoralbereich Flüsse einschneiden. Ein ähnlicher Zyklus liegt zwischen 380 und 300 m vor.

Auf der unteren Deltaebene waren somit Subsidenz und Sedimentakkumulation, in der Dimension von 100 m mächtigen Großzyklen, im Gleichgewicht. Es ist zu erwar-

ten, daß ebenfalls die Schwankungen der Ωm -Werte diesen Zyklen unterworfen sind. Bedingt durch die fehlende Vermessung im oberen Bohrabschnitt sind sie jedoch methodisch nicht zu fassen. Die Werte für die Fraktionen $< 55 \mu\text{m}$ fassen zwei Großzyklen zu einem übergeordneten Trend zusammen.

Literatur

- DAVIS, J. C. (1973): *Statistics and Data Analysis in Geology*. - 550 p., J. Wiley & Sons Inc., New York.
- HENS, Th., KLAUSER, D., MEYER, H., MULLER, A. & STEINGROBE, B. (1989): *Faziesseinheiten in der Forschungsbohrung "Frenzer Staffel 1 (1985)"*. - in diesem Band.
- MILLER, R. L. & KAHN, J. S. (1962): *Statistical Analysis in the Geological Sciences*. - 483 p., J. Wiley & Sons Inc., New York.
- SCHLITTGEN, R. & STREITBERG, J. (1987): *Zeitreihenanalyse*. - 505 S., R. Oldenburg-Verlag, München.

SEDIMENTATIONS-DISKONTINUITÄTEN IM "WELLENKALK" (ANIS, MITTELTRIAS)

W. Klotz, Darmstadt

In den letzten Jahren wurden im Oberen Muschelkalk grundlegende Erkenntnisse zur Genese und Dynamik von Sedimentabfolgen erarbeitet (z. B. AIGNER, 1979, 1984, 1985; RÖHL, 1988), sowie wichtige palökologische Zusammenhänge erkannt (z. B. HAGDORN, 1978, 1982).

Im Unteren Muschelkalk wurden nur wenige derartige Untersuchungen durchgeführt. Die Genesevorstellungen über dieses Sediment stützen sich bisher hauptsächlich auf die Arbeit von SCHWARZ (1970). Dem "Wellenkalk" wird dort eine intertidale fazielle Stellung zugeordnet. Von vielen Muschelkalk-Bearbeitern wird inzwischen der intertidale Charakter des "Wellenkalks" angezweifelt.

Rezentbeobachtungen aus den klassischen Karbonatgebieten, wie z. B. dem Persischen Golf, und neuere sedimentologische-palökologische Daten sind in die Vorstellungen zur Genese des "Wellenkalks" noch nicht eingebracht worden.

In den bisherigen Bearbeitungen lag das Hauptgewicht der Untersuchungen auf der Stratigraphie der sparitischen Leitbänke. Der Ansatz zu einer genetischen Interpretation des Unteren Muschelkalks liegt aber in dem in der Sedimentabfolge dominierenden "Wellenkalk".

Seit 1986 wurden in Osthessen, Franken und dem nördlichsten Baden-Württemberg zahlreiche feinstratigraphische Profile des Unteren Muschelkalks aufgenommen. Dabei konnte die "Wellenkalk"-Abfolge durch im Gestein vorliegende, deutlichere Schichtgrenzflächen vertikal gegliedert werden. Diese Sedimentations-Diskontinuitäten unterteilen das Gestein in sich wiederholenden Abständen in einzelne "Wellenkalk"-Pakete, innerhalb derer die Fazies des "Wellenkalks" nahezu einheitlich bleibt. Im Vergleich der einzelnen Pakete untereinander ergeben sich aber sedimentologische und fazielle Unterschiede (Schichtdicke, Lagerung, Ausbildung).

Somit sind nicht, wie oft in der Literatur zu lesen, "sämtliche Übergänge möglich", sondern der "Wellenkalk" weist eine deutliche vertikale fazielle Ordnung und Gliederung auf. Durch ihre relative Horizontbeständigkeit ist zumindest lokal eine stratigraphische Verwertbarkeit der "Wellenkalkpakete" gegeben.

Weiterhin sind direkt an das Vorkommen der Diskontinuitätsflächen viele bekannte Merkmale und Erscheinungen des "Wellenkalks" gebunden. Nur hier wurden fossil überlieferte Sedimentstrukturen wie primäre Rippelmarken, Strömungsmarken und Auskohlungsmarken (pot und gutter casts) beobachtet.

Horizontal können sich "Wellenkalkpakete" gegenseitig vollständig ersetzen. Eine lateral trennende Diskontinuitätsfläche zwischen zwei Paketen setzt spitzwinklig an der oberen begrenzenden Diskontinuitätsfläche ein und vereinigt sich bogenförmig mit der unteren ("Rinnen", "Priele"). Die Feinschichtung des zeitlich jüngeren "Wellenkalkpaketes" verläuft grundsätzlich parallel zu seiner unteren Diskontinuitätsfläche.

Nur selten greifen mehrere Pakete ineinander und bilden ein System, das aber wiederum am Top und an der Basis von horizontalen Diskontinuitätsflächen eingeschlossen ist.

Besonders die Fauna zeigt eine grundsätzliche Abhängigkeit von den Diskontinuitätsflächen und unterstreicht damit deren primäre Bedeutung. Die in der "Wellenkalkfolge" eingeschalteten Fest- und Hartgründe sind mit ihrem Spektrum an spezifischen Erscheinungsformen nur in der beschriebenen Position anzutreffen. In Lebensstellung überlieferte filtrierende Epi- und Infauna findet sich fossil nur, je nach Lebensweise, ebenfalls in Abhängigkeit zu diesen Flächen.

Grabende Organismen wie z. B. die Verursacher von rhizocorallinen Spreitenbauten orientierten sich unter der Oberfläche horizontal im Sediment an frühdiagenetisch verfestigten Schichtflächen, deren Top jeweils eine Diskontinuitätsfläche darstellt.

Allochthone Infauna-Schillbänkchen ("Dreiflorenbänke", "Tempestite") werden ebenfalls nur an den Diskontinuitätsflächen und nicht innerhalb der "Wellenkalkpakete" beobachtet.

Die Sedimentations-Diskontinuitäten begrenzen auch die selten ausgebildeten idealen Kleinzyklen des Unteren Muschelkalks (vgl. "Kleinfaziesfolgen" nach SCHWARZ). Ergänzend zeigt sich öfters im Profil inner-

SEDIMENTATIONS - DISKONTINUITÄTEN

DES "WELLENKALKES" IM SCHEMATISCHEN BLOCKBILD

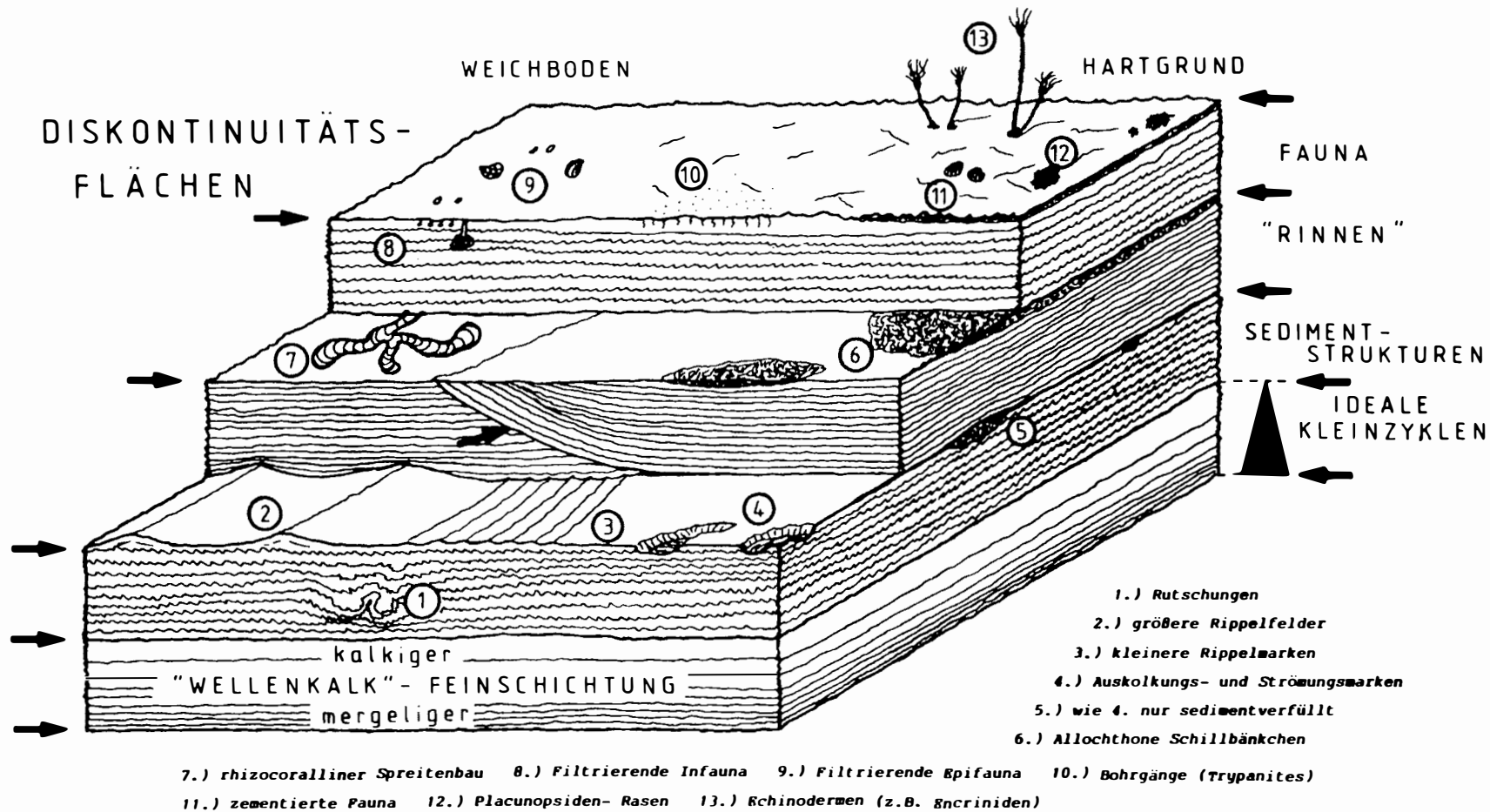


Abb. 1

halb der "Wellenkalkpakete" ein unterer, etwas tonigerer Sedimentationsbeginn und ein etwas kalkiger, massiver oberer Abschluß.

In engem Zusammenhang damit steht die zyklische Gliederung der gesamten Sedimentabfolge. So zeigen vertikale Abfolgen von "Wellenkalkpaketen" überregional gleichgerichtete fazielle Entwicklungen, die als Zyklen der nächst übergeordneten Ordnung gedeutet werden (echte Zeitmarken). Diesen wiederum übergeordnet zeigen sich die bekannten Sedimentationszyklen nach FIEGE und SCHULZ mit ihren sparitischen Leitbänken (siehe auch LUKAS; dieser Band), sowie die karbonatchemischen Zyklen nach JUBITZ und HALTENHOF.

Dies bedeutet, daß mit Hilfe der Sedimentations-Diskontinuitäten primäre kleinzyklische Sedimenteinheiten im "Wellenkalk" erkannt werden können, ohne daß diese im Normalfall im Sediment vollständig überliefert wurden.

Zusammenfassend zeigen alle beschriebenen Beobachtungen, daß es sich bei den Sedimentations-Diskontinuitäten um im Sedimentkörper überlieferte Omissions- und Erosionsphasen in einem strömungsgeprägten, subtidalen Karbonatschlamm-Milieu handelt. Zusammen mit vielen anderen Beobachtungen, wie z. B. dem erstmaligen Auffinden von Biohermen (KLOTZ & LUKAS, 1988), ist mit diesem Ansatz zu einem schlüssigen Genesemodell des "Wellenkalks" zu gelangen (KLOTZ, in prep.)

Literatur

- KLOTZ, W. & LUKAS, V. (1988): Bioherme im Unteren Muschelkalk (Trias) Südostthessens. - N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 1988 (11): 661-669, 4 Abb., 1 Tab., Stuttgart.
- SCHWARZ, H. U. (1970): Zur Sedimentologie und Fazies des Unteren Muschelkalkes in Südwestdeutschland und angrenzenden Gebieten. - Diss. Arb. Univ. Tübingen: 1-297, 199 Abb., 14 Taf., Tübingen.

SEDIMENTATIONSDYNAMIK EINES OFFENEN SCHELFSYSTEMS IM NEOGEN SW-NICARAGUAS

W. Kolb, Mainz

Im Laufe des Miozäns bildeten sich im "Forearc"-Bereich des südlichen zentralamerikanischen Inselbogens mehrere tektonisch kontrollierte flachmarine Sedimentationsbecken. Im Gegensatz zu der an der Pazifikflanke Costa Ricas vorherrschenden Entwicklung von relativ schmalen und kleinen Buchten (s. H. SCHMIDT, dieser Tagungsband), bestand das El-Fraile-Becken in SW-Nicaragua aus einem ungliederten offenen Schelf-Strand-System. Zentraler Ansatzpunkt der Analyse ist neben sedimentologischen und palökologischen Untersuchungen die Anwendung des von VAIL und Kollegen (VAIL et al., 1977) entwickelten Konzepts der Sequenzstratigraphie. Ihm liegt die Beobachtung zugrunde, daß die phanerozoischen Sedimentgesteine aus einer Folge genetisch verwandter Schichtstapel, den Ablagerungssequenzen, bestehen, welche durch von eustatischen Meeresspiegelschwankungen hervorgerufenen - Diskordanzen oder ihren korrelierbaren Konkordanzen begrenzt werden. Damit bietet sich hier die Möglichkeit, die Profile trotz unterschiedlicher fazieller Ausbildung bei z. T. wenig exakter biostratigraphischer Kontrolle zu korrelieren.

Die miozänen bis pliozänen Ablagerungen des El-Fraile-Beckens bilden den oberen Teil der ca. 1000 m mächtigen cenomanen bis jungtertiären Sedimentserie, welche in SW-Nicaragua den Nicaragua-Trog füllt. El Fraile setzt sich im wesentlichen aus grob- bis feinkörnigen Sandsteinen, Konglomeraten und vulkanoklastischen Brekzien zusammen. Die entlang den Pazifikküsten SW-Nicaraguas untersuchten Aufschlüsse sind in drei Übersichtsprofilen zusammengefaßt (s. Abb. 1). Die sequenzstratigraphische Interpretation ergibt eine Gliederung in drei Ablagerungssequenzen, welche sich mit den TB 1/TB 2- und TB 2/TB 3-Supercycle-Grenzen von HAQ et al. (1988) korrelieren lassen (s. Abb. 2). Die fazielle Ausbildung beinhaltet Ablagerungsmilieus vom flachen Schelf bis zur Küstenebene.

Ablagerungssequenz I:

Die basale Grenze dieser Ablagerungssequenz ist im Profil "Casares" zu beobachten. Während eines Niedrigstandes

des Meeresspiegels kam es im Zusammenhang mit lokaler Tektonik zur Ausbildung eines Fan-Delta-Komplexes, welcher sich in feinklastische ältere Sedimentserien erosiv eingeschnitten hat. Kontinentale pyroklastische Ablagerungen bildeten sich auf einer Küstenebene im Profil "El Velero".

Die beginnende Transgression ist in beiden Profilen durch einen "Fining Upward"-Trend belegt. Im Profil "El Velero" kam es zur Ausbildung einer 15 m mächtigen Delta-Front-Abfolge. Die Abnahme der Korngröße und der Anzahl tempestitischer Zwischenlagen nach oben hin, sowie das Fehlen von auf Wellenbewegung zurückzuführenden Sedimentstrukturen deuten auf eine Zunahme der Wassertiefe bis unter die Schlechtwetterwellenbasis. Im Profil "Casares" ist die Transgression durch Sedimente von Verteilungskanälen und Mündungsbarren, sowie Delta-Front-Ablagerungen gekennzeichnet.

Nach diesem Anstieg des Meeresspiegels werden über einem scharfen Kontakt bei Hochstand bzw. beginnendem Abfall in den Profilen "Casares" und "El Velero" feinklastische Prodelta- bzw. Schelf-Sedimente abgelagert. Im Profil "Playa Hermosa" entstehen während dieser Phase Ablagerungen der Küstenebene, hier spiegelt sich die landwärtigste Position innerhalb des Beckens wider.

Ablagerungssequenz II:

Die abrupte Auflagerung grobklastischer Sedimente des "Shoreface"- bzw. Delta-Front-Bereiches, welche während eines erneuten Meeresspiegelanstieges abgelagert wurden, markiert die Sequenzgrenze zwischen den Ablagerungssequenzen I und II. Im gesamten El-Fraile-Becken ist diese Sequenzgrenze als marine Erosionsfläche ausgebildet, die während des vorhergehenden Meeresspiegelabfalles entstand. Die unterschiedliche Mächtigkeit dieser Ablagerungen in den einzelnen Profilen erklärt sich durch ihre unterschiedliche geographische Position innerhalb des Sedimentationsbeckens.

Ein nachfolgender Meeresspiegelanstieg ist durch den deutlichen Fazieswechsel von grobklastischen Delta-Front- bzw. "Shoreface"-Ablagerungen zu feinklastischen

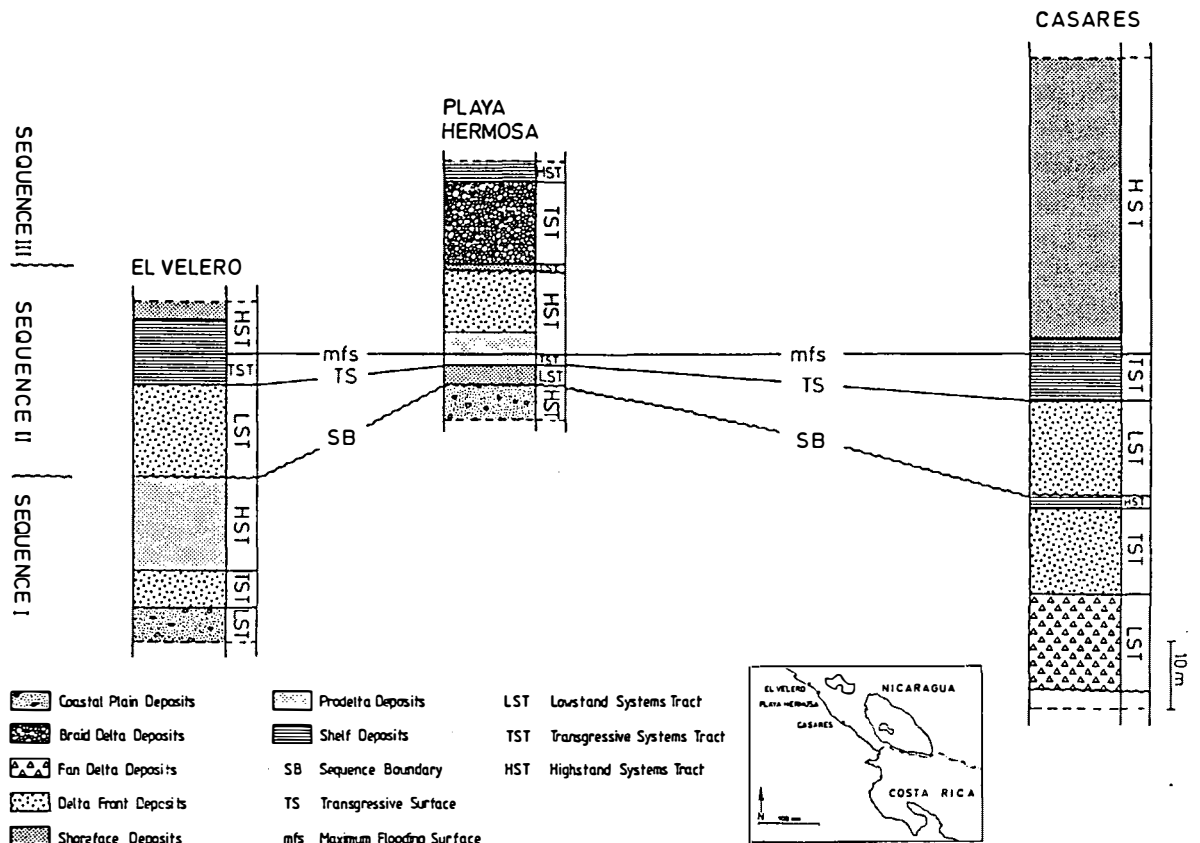


Abb. 1:

Sequenzstratigraphische Korrelation der Übersichtsprofile

Schelf- und Prodelta-Sedimenten dokumentiert. Die Fläche der maximalen Überflutung ist in allen drei Profilen durch einen z. T. bernsteinführenden Konglomerathorizont gekennzeichnet, welcher sich während des Meeresspiegelanstieges aufgrund von Erosion und Umlagerung küstennaher Sedimente gebildet hat.

Während die Sedimente des Meeresspiegel-Hochstandes und beginnenden -Abfalles im Profil "El Veleró" nur in einer Mächtigkeit von nur 5 m aufgeschlossen sind - das Profil endet danach -, sind im Profil "Playa Hermosa" und "Casares" 23 m bzw. 40 m mächtige "Shoreface"- und Delta-Front-Sedimente ausgebildet. Die relativ hohe Mächtigkeit der Ablagerungen des Meeresspiegel-Hochstandes, vor allem in den Profilen "Casares" und "Playa Hermosa", ist auf unterschiedliche Sedimentzufuhr und lokale Tektonik zurückzuführen. Über dem bernsteinführenden Konglomerathorizont (Fläche der maximalen Überflutung) werden im Profil "Playa Hermosa" zunächst noch feinklastische Prodelta-Sedimente gebildet. Diese werden dann rasch von grobklastischen Sedimenten eines progradierenden Delta-Systemes überlagert, die eine hohe Sedimentzufuhr reflektieren. Die erhöhte Sedimentzufuhr ist wahrscheinlich auf Hebungen im Hinterland zurückzuführen. Im Bereich von Casares dagegen muß die erhöhte Sedimentzufuhr mit einer Absenkung des Sedimentati-

onsraumes Schritt gehalten haben, sodaß sich eine Folge von 40 m mächtigen "Shoreface"-Ablagerungen bilden konnte.

Ablagerungssequenz III:

Die Sequenzgrenze zwischen den Ablagerungssequenzen II und III bildete sich während des nächsten Meeresspiegel - Abfalles und ist im Profil "Playa Hermosa" durch einen erosiven Kontakt gekennzeichnet. Hier kam es während des Meeresspiegel-Niedrigstandes zur Ablagerung von geringmächtigen "Shoreface"-Sedimenten, die beim nachfolgenden Meeresspiegelanstieg von einem 10 m mächtigen Braid-Delta-Komplex überlagert werden. Im Top dieser Braid-Delta-Ablagerungen befinden sich Sedimente eines macrotidalen Gezeitenbereiches mit bis zu 3 m mächtigen Tidal-Bundle-Sets.

Abrupter Fazieswechsel von grob- zu feinklastisch kennzeichnet die Fläche der maximalen Überflutung der Ablagerungssequenz III. Während eines relativen Meeresspiegel-Hochstandes sedimentierten hier feinsandige Schelf-Ablagerungen.

Aufgrund der lateralen und vertikalen Faziesverteilung und der sequenzstratigraphischen Interpretation läßt sich die morphotektonische Entwicklung des küstennahen Bereiches des El-Fraile-Beckens rekonstruieren.

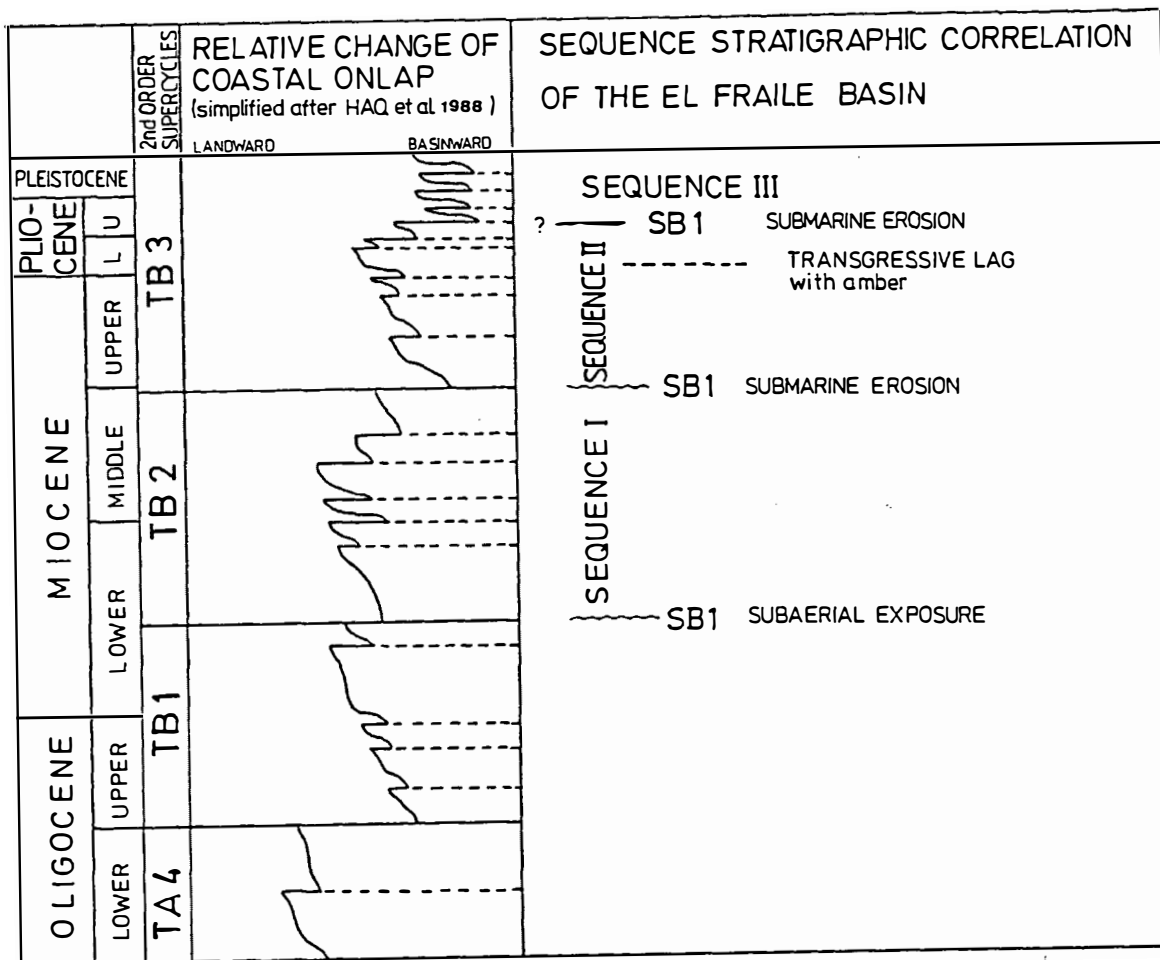


Abb. 2:

Sequenzstratigraphische Korrelation der Sequenzgrenzen im El-Fraile-Becken

Während des Meeresspiegelabfalles im unteren Miozän (21 mio a) (s. auch Abb. 2) fiel der Meeresspiegel bis unter den Schelfrand. Auf dem freigelegten Schelf werden pyroklastische und alluviale Sedimente abgelagert. In Bereichen mit tektonischer Hebung bilden sich Fan Deltas, die sich in den Schelfrand einschneiden. Eine hohe Sedimentzufuhr hat zur Folge, daß sich trotz des nachfolgend ansteigenden Meeresspiegels Delta-Systeme entwickeln. Im oberen Mittelmiozän hat der Meeresspiegel seinen Höchststand erlangt und die Küste reicht weit in das Hinterland hinein. Es werden Prodelta- und Schelf-Sedimente und, im landwärtigen Bereich, Sedimente der Küstenebene abgelagert. Während des Meeresspiegelabfalles an der Wende Mittel-/Obermiozän (16,5 mio a) und während des danach folgenden Niedrigstandes des Meeresspiegels lagern sich im distalen Bereich progradierende Delta-Systeme ab. Beim abermaligen Meeresspiegelanstieg bildet sich im Bereich der Küstenebene ein verflochtenes Fluß-System aus, das als Braid Delta ins Meer mündet.

Literatur

- HAQ, B. U., HARDENBROL, J., VAIL, P. R., WRIGHT, R. C., STOVER, L. E., BAUM, G., LOUITT, T., GOMBOS, A., DAVIES, T., PFLUM, C., ROMINE, K., POSAMENTIER, H. & DU CHENE, R. J. (1988): Mesocoic-Cenocoic cycle chart, Cenocoic.- Fig. 4-4, Short course in conjunction with the "sequence, stratigraphy, sedimentology: surface and subsurface" conference, course notes, Can. Soc. Petrol. Geol., Calgary, Sept. 1988.
- VAIL, P. R., MITCHUM, R. M Jr., TOD, R. G., WIDMIER, J. M., THOMPSON, S. III, SANGREE, J. R., DUBB, J. N. & HASLID, W. G. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea-level.- In: PAYTON, C. E. (Ed.): Seismic stratigraphy-applications to hydrocarbon exploration: 49-205, AAPG Memoir 26, Tulsa, Oklahoma.

NEUE ASPEKTE ZUR SEDIMENTOLOGIE UND BECKENENTWICKLUNG IM SW-STEIRISCHEN MIOZÄN-BECKEN

B. Krainer, Graz

Das Steirische Miozänbecken ist ein zwischen Ostalpen und Pannonischem Becken gelegenes, bis zu 3.000 m tiefes Extensionsbecken. Das SW-Steirische Teilbecken (siehe Abb. 1) ist besonders für die frühen Ereignisse der Beckenentwicklung von Bedeutung. Für die Einbeziehung dieses Bereichs in eine Gesamtbeckenanalyse fehlen jedoch eine klare (Litho-)Stratigraphie und eine zeitgemäße sedimentologische Bearbeitung.

Das SW-Steirische Becken wird von einer über 4.000 m mächtigen Schichtfolge erfüllt, die sich intern aus mehreren, zum Teil durch Diskordanzen getrennten Ablagerungszyklen zusammensetzt. Die Schichtfolge (siehe Abb. 2) beginnt im höheren Untermiozän mit grobklastischen Schuttbildungen (Radl-Wildbach-Schutt, Schichten von Hl. Geist), die in weiterer Folge von faziell vielfältigeren Ablagerungen (z. B. kohleführende Eibiswalder Schichten) überlagert werden. Gegen Osten (Hauptbecken) hin nehmen die Faziesdifferenzierungen zu, während im Westen (Grundgebirgsrand) der grobklastische Einfluß stärker erhalten bleibt. Einzelne Grobklastikahorizonte (z.B. Urlers Blockschutt) treten jedoch auch im Osten auf. Die älteren Schichtglieder (Ottangien) und die weitere Entwicklung im Westteil unterlagen terrestrisch-limnischen, die jüngere beckennähere Entwicklung marin-brackischen Ablagerungsbedingungen.

Erste Untersuchungsergebnisse zeigen gravierende Probleme bezüglich des vorgegebenen Kenntnisstandes der "Einheiten" des SW-Steirischen Beckens, welche im wesentlichen auf lokalen (=tradierten) Geländebezeichnungen und informellen Arbeitsbegriffen beruhen. Beispielsweise seien folgende Schwerpunkte herausgegriffen:

- Genese der untermiozänen Grobklastika: die bisherige Interpretation dieser Ablagerungen als Wildbach-, (umgelagerter) Hang- und Murenschutt ist in Frage zu stellen. Größere Anteile dieser Einheiten (Radl-Wildbach-Schutt, Schichten von Hl. Geist, unterste Eibiswalder Schichten, Arnfelser Konglomerate) sind Produkte subaquatischer Massenbewegungen (z. T. high density turbidity currents).

- Abgrenzung bzw. Korrelation der Schichteinheiten: etliche "Grenzbeziehungen" sind sedimentologisch-faziell nicht nachvollziehbar. Zyklizität, proximal-distal-Trends, interne Faziesdifferenzierungen etc. der entsprechenden Ablagerungssysteme wurden bisher kaum berücksichtigt. Direkte Übergänge liegen z. B. zwischen den Schichten von Hl. Geist - Untere Eibiswalder Schichten oder Arnfelser Konglomerate - Steirischer Schlier vor. Einzelne "Einheiten" sind in ihrer bestehenden Form aufzulösen (z. B. Urlers Blockschutt).
- Tektonik: bisherige tektonische Vorstellungen lehnen sich z. T. noch an ein (Faltungs-)Phasenkonzept im Sinne STILLES an ("Steirische Phase"). Als Arbeitshypothese wird im Untermiozän ein rasch absinkendes Grabensystem entlang gestaffelten Abschiebungen angenommen; ein dieses Extensions-tektonik belegendes Gefügeinventar ist in verschiedenen Einheiten anzutreffen (z. B. Radl-Wildbach-Schutt, Schichten von Hl. Geist, Arnfelser Konglomerate).

Die Ergebnisse bieten erste Ansätze zur Neugliederung des SW-Steirischen Teilbeckens im Sinne einer genetischen (Litho-)Stratigraphie, welche auf den einzelnen Ablagerungssystemen bzw. deren Kontrolle durch verschiedene, raum-zeitlich hierarchisch abgestufte Prozessebenen beruht, um so eine Einbeziehung dieses Bereichs in eine Gesamtbeckenanalyse zu ermöglichen.

Literatur

- KOLLMANN, K. (1965): Mitt. Geol. Ges. Wien, 57/2, 479-632, Wien.
- NEBERT, K. (1983): Jb. Geol. B.-A., 126/2, 259-285, Wien.
- WINKLER-HERMADEN, A. (1927): Denkschr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., 101, 89-130, Wien.
- WINKLER-HERMADEN, A. (1929): Jb. Geol. B.-A., 79, 479-530, Wien.

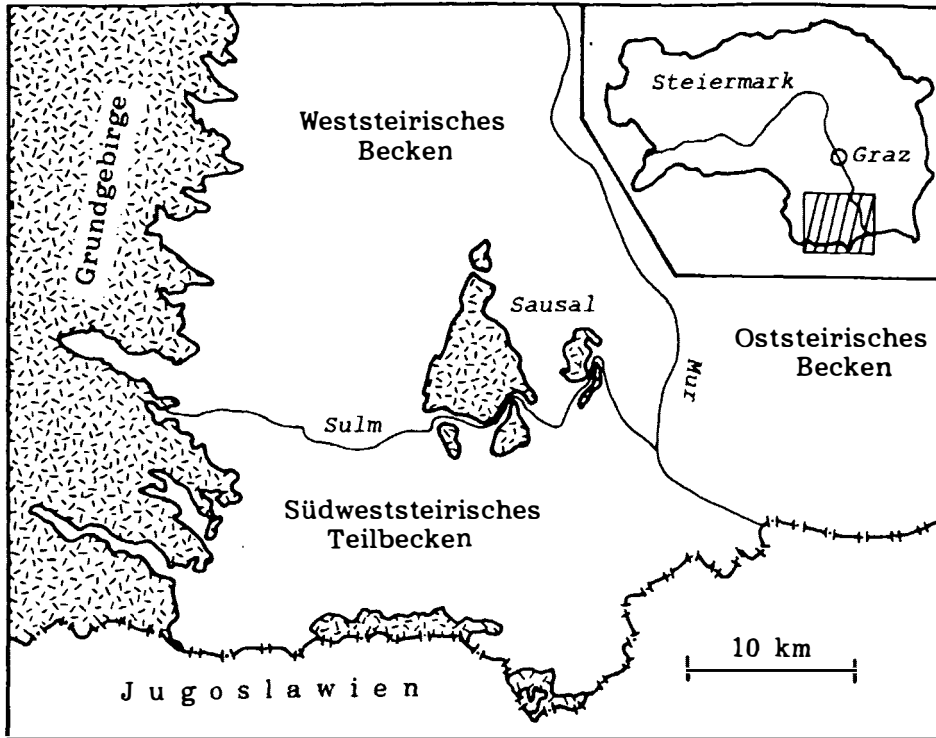


Abb. 1:

Lage und Übersichtsskizze des Südweststeirischen Beckens

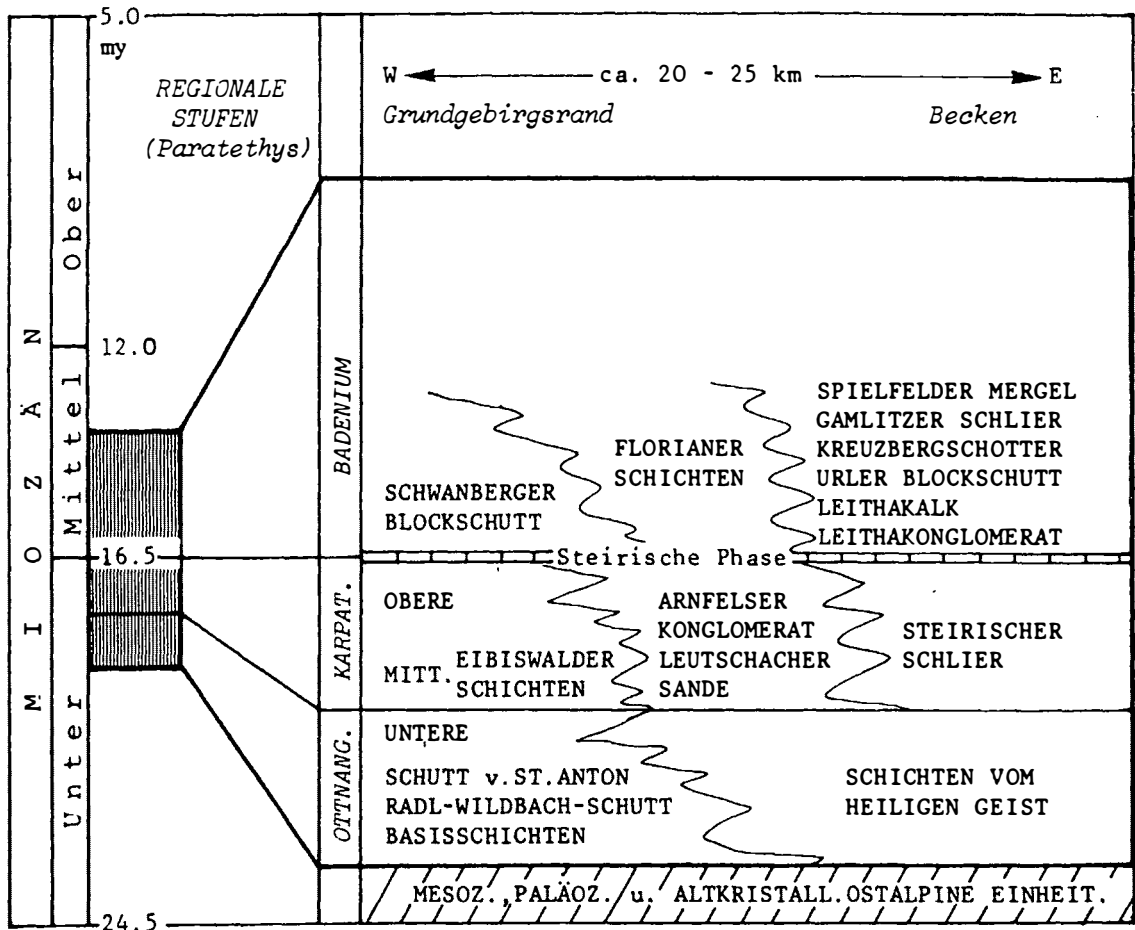


Abb. 2:

Übersicht der lithostratigraphischen Einheiten im Südweststeirischen Teilbecken (vereinfacht)

FLUVIO-LAKUSTRINE PERMISCHE SEQUENZEN IN TANZANIA UND DEREN ÄQUIVALENTE IM SÜDLICHEN UND ÖSTLICHEN AFRIKA

T. Kreuser, Köln

Nach Abklingen der panafrikanischen Orogenese und kratonaler Konsolidierung großer Areale im südlichen Afrika, die vom aktiven Cape Fold Belt im Süden begrenzt wird, kam es zu Dehnungsbewegungen im ausgehenden Oberkarbon. Der nun einsetzende Karoo-Ablagerungszyklus erfaßte großräumig weite Teile des afrikanischen Kontinents und wurde erst mit dem Beginn der Fraktionierung Gondwanas beendet. Typische Ablagerungsfoci waren glazial übertiefte Täler und Depressionen auf der prä-Karoo-Oberfläche, die während des Perm durch tektonisch kontrollierte Absenkungsgebiete und zu Beginn der Trias in Grabenkonfigurationen einmündeten. Asymmetrische Absenkungen und durch Konglomerate belegte Erosionsphasen zeigen bereits im unteren Perm Ausweitungen des Ablagerungsgebietes an, die z. T. großräumig korreliert werden können. Die aus Südafrika und Zimbabwe bekannten mächtigen frühjurassischen Vulkanite sind in Tanzania nicht aufgeschlossen, einige post-Karoo-Gänge und Ringstrukturen sind die einzigen Zeugen späterer vulkanischer Aktivität.

Das große Karoo-Becken in Südafrika war zu Anfang im südlichen Teil marin geprägt, im Beaufort jedoch sind nur noch kontinentale Ablagerungen bekannt. Die übrigen Karoo-Ablagerungen in Zimbabwe, Zambia, Zaire, Mozambique und großteils auch in Kenia und Tanzania sind gänzlich kontinental geprägt. Die einzige Ausnahme bildet Madagaskar, wo bereits im oberen Perm marine Inkursionen kontinentale Serien unterbrechen und teilweise auch zusammenhängende permo-triadische marine Abfolgen aufbauen. Deren mögliche westliche Äquivalente sind im Küstenbereich Tanzanias und Kenias bekannt, wenn gleich dort faunistisch nur sehr unzureichend belegt.

In Tanzania wurde in den letzten 5 Jahren ein nahezu vollständiges Profil kontinentaler Sedimente erstellt, welches eine Zeitspanne von oberstem Karbon bis Lias umfaßt. Als Referenzprofile gelten hier das Ruhuhu-Becken in SW- sowie das Luwegu-Becken in SE-Tanzania (KREUSER et al., in Druck; KREUSER & MARKWORT, 1988; KREUSER, in Druck; HANKEL, 1986; 1987).

Die ältesten Karoo-Sedimente in Tanzania sind glaziale und periglaziale Ablagerungen die von einer dorsalen Achse, die etwa von Transvaal bis zum östlichen Kongo-Becken verlief, abzuleiten sind. Tillite und Rhythmite mit drop stones sind aus nahezu allen Ländern im südlichen-östlichen und zentralen Afrika bekannt. Die heutige Verbreitung ist auf die Randbereiche der schmalen, abortiven Halbgräben beschränkt, die durch jurassische und spätere Verkippung nach S und E entblößt wurden. Im großen Karoo-Becken treten sie ebenfalls in randlichen Positionen auf. Für Tanzania wurden diese Tillite und Rhythmite erstmalig von WOPFNER & KREUSER (1986) und KREUSER (1987) nachgewiesen.

Nach dem Rückzug der permokarbonischen Gletscher und zunehmender Erwärmung kam es zu günstigen Ablagerungsbedingungen für Torfsümpfe, welche die mächtigen Eccla-Kohlen des unteren Perm in vielen afrikanischen Ländern entwickelten. Über einem braided-stream-Milieu bildeten sich Kohlen in abgeschnittenen Mäanderbögen und Flutebenen mit arenitischen Zwischenmitteln, welche deutlich zyklisch aufgebaut sind. Dieses Milieu verändert sich zu niedrig energetischen mäandrierenden Serien, die auch lakustrine Bedingungen erfuhren und bevorzugt Brandschiefer ausbildeten. Diese Faziesentwicklung wurde in den Kohlebecken Tanzanias (Ketewaka-Mchuchuma), Mozambiques (Moatize-Minjore) und Südafrikas (Witbank) nachgewiesen und dürfte sowohl klimatische wie tektonische Ursachen haben. Lokal rasch wechselnde Faziesvariationen waren allerdings ebenfalls im Vergleich benachbarter Kohlebecken in Tanzania existent, was auf hydraulisch-chemisch unterschiedliche Ablagerungsbedingungen zurückzuführen sein dürfte. Bohrdaten in einigen tanzanischen Kohlebecken zeigen durchaus verschiedene Beckenmorphologien und tektonische Entwicklungen an, die zu einer Beurteilung der Wirtschaftlichkeit dieser Kohlebecken wesentlich beigetragen haben. Das Mchuchuma-Ketewaka Kohlebecken im NW-Teil des Ruhuhu-Troges birgt insgesamt 6 Flöze mit Mächtigkeiten bis 7,5 m, deren Geometrie, Mazeralzusammensetzung und Temperaturgeschichte den Kohlen des Witbank-Feldes bei Pretoria sehr ähnlich sind.

Abb. 1

Mio. J.	SACS, 1980 Smith, Im Druck	SUDAFRIKA	TANZANIA Ruhuhu Krauser, Im Druck	TANZANIA Mikumi Krauser, 1983, 1984	TANZANIA Luwegu Mankel, 1987	MADAGASKAR Morondava Bessaris, 1953, 1972	KENTIA	ZIMBABWE Thompson, 1976, 1981	ZAMBIA Lilling, 1976	ZAIRE Boutahoff, 1968 Bose & Meneshwar, 1971
JURASSIC	LIAS	Drakensberg Basalt Formation			Nandaga Form.	ISALO III (marin)	Sherba Grit	Batoka Basalts		
TRIASSIC	RHAT.	CLARENS F. (Cave Sst) ELLIOT F. (Red Beds) MOLTENO F.			Madaba Formation	ISALO II	Mazeras Sandst. + Shale ?	Forest Sandstone		
	NOR.			Mikuu Formation (red beds)			Upper			
	KAR.			Mbarangandu Form.	Luwegu Formation		ISALO I	Marikant Sandstone	?	Upper Grit Formation
PERMIAN	LADIB.	TARKASTAD SUBGROUP	SW SE NE		Mahogo Formation		Lower			
	ANIS.		Otterburn	Erosionsgrenze	Luhambiro Formation	S	Upper Shale & Flagstone Group (marine?)	Pebby Arkose	Red Marl	Assise de gres rouge couches bitumineuses
	SKYTH.		Burgersdorp	K8 Manda Beds	Rufiji Formation	A	Arpillures a nodules	Red Marly Sandstone	Mlawere Formation	
	250		Katberg Belmont	K7 Kingari Sandst.	Ruhumbi Beds (marine horizon)	E		Rippled Flags	Escarpment Grit	
PERMIAN	TATAR.	ADELAIDE SUBGROUP	Balfour Estcourt	K6 Lower Bone Beds	Rusha Member	N	Schistes/Gres Horizon marin	f-Upper		b. Argill. marines rouges, blanches
	KAZAN.		Teekloof	K5 Ruhuhu Beds	Sumbadzi Mem.	A	Schistes/Gres intercal. calcaires	e Madumabisa		Assise de schistes rouges
	KUNGLUR.		Middleton	K4 Upper Coal measures	Pangani Mem.	S	Calcaires marins	c Middle Mudstone	Madumabisa Mudstone	a. Gres calcareux et congl., lits de charbon
	ARTINSK.		Abrahamskraal Koonap	K3 Intermediate Sand/Mudst.	Ndaka Beds	A	Serie rouge inferieure	d Lower a (coal)		Assise de transition Assise p couches de houille
	200		Waterford Volksrust Fort Brown	K2 Lower Coal measures	Precambrium	K		K4 Upper Wankie Sandstone	Mpwezhi Carbonaceous Member	Assise des schistes noirs de Lukuga
KARBONIFER	SAKMAR.	ECCA	Laignsburg Ripon Vryheid Veshkui			O	Couches a charbon	Black Shale		Assise des schistes noirs de Wankale
	ASSE.		Collingham Whitehall Pretoria Prince Albert	K1 Basal Beds		A	Schistes noirs & lites	K Coal Seam No. 1	Makumba Siltstone	Assise de la Lova
KARBONIFER		DWYKA						2 Wankie Main Coal Seam	Musipizi Conglomerate (Mafic)	Assise de Mbiri
								Lower Wankie Sandst. Glacial Beds		Assise des lites
								Precambrian	Precambrian	

Die Kohlebildung wird von einer deltaischen Abfolge beendet, die dann überleitet in fluviatile Sequenzen unterschiedlicher Energielagen, die zum Hangenden in mächtige Rotsedimente eines Playa-Milieus wechseln. Frische Feldspäte und hydroplastische Sedimentverformung deuten auf geringe Transportweiten und hohe Akkumulationsraten in einem rasch absinkenden Becken. Zunehmende Humidität und Erwärmung führen im Oberperm zu einer kurzfristig auftretenden, jedoch lokal begrenzten Brandschieferentwicklung, die dann übergeht in mächtige (ca. 700–1000 m) lakustrine Abfolgen. Es handelte sich um relativ flache Seen mit zahlreichen Stromatolithhorizonten, Oolithbänken und häufiger marginaler fluviatiler Beeinflussung. Rhythmite nehmen nur einen geringen Teil innerhalb der Abfolge ein, Schwarzschiefer sind unbekannt, dunkle Pelite treten allerdings durchaus auf und enthalten hohe Anteile an organischem Material. Meist handelt es sich um grüne Silte und Tonsteine, Mergel und gelegentliche Kalkbänke. Lithofaziell sehr ähnliche Sedimente sind aus Zimbabwe und Zambia bekannt (Madumabisa Mudstone), auch in Kenia (Maji ya Chumwi Beds), Malawi, Mozambique sind ähnliche Serien in vergleichbaren stratigraphischen Niveaus beschrieben worden. Die Ausmaße dieser oberpermischen Seen sind durchaus vergleichbar mit denen der heutigen ostafrikanischen Riftseen, wenngleich diese teilweise auf Grund ihrer Entstehung wesentlich tiefer sind. Rezente Beispiele vergleichbarer Milieus können im Rukwa-See beobachtet werden, der enorm fluktuierende Wasserspiegelstände und bedeutende fluviatile Beeinflussung aufweist.

Zunehmende Aridität und Temperaturerhöhung und beginnende tektonische Instabilität kündigt den Umbruch im tektono-sedimentären Ablagerungsprozeß des Ruhuhu-Beckens zum ausgehenden Perm an. Die lakustrinen Verhältnisse treten zurück, Playaablagerungen, unterbrochen von Schichtflutereignissen, dominieren, der See trocknete aus. Die Grenze Perm/Trias wird durch eine Ero-

sionsdiskordanz mit Tongeröllkonglomerat charakterisiert, ein Hiatus unbekannter Dauer ist darin eingeschlossen. Die Triassedimente sind mächtige, fluviatile Serien, die eine bedeutende Ausweitung des Ablagerungsraumes und beginnende Riftbildung dokumentieren. Dieses Ereignis ist in Nachbarländern als Escarpment Grit, "Molteno Stage", Assises de Grès rouges oder Tarkastadt Subgroup überliefert und deutet auf ein großräumig einsetzendes Sedimentationsereignis an der Grenze Perm/Trias hin.

Literatur

- HANKEL, O. (1987): Lithostratigraphic subdivision of the Karoo rocks of the Luwegu Basin, Tanzania and their biostratigraphic classification based on microflora, macroflora, fossil woods and vertebrates. - *Geol. Rdsch.*, **76**, 2, 539–566, Stuttgart.
- KREUSER, T. (1987): Late Paleozoic glacial sediments and transition to coal bearing lower Permian in Tanzania. - *Facies*, **17**, 149–158, Erlangen.
- KREUSER, T. & MARKWORT, S. (1988): Facies evolution of a fluvio-lacustrine Permo-Triassic basin in Tanzania. - *Zbl. Geol. Paläont.*, Teil 1, H. 7/8, Stuttgart.
- KREUSER, T., WOPFNER, H., KAAYA, C.Z., SEMKIWA, P.M. & ASLANIDIS, P. (in press): Depositional evolution of a Permo-Triassic basin in Tanzania with reference to their economical potential. - *I.G.C.P. 210, contr. Mem. afr. Cont. Sed., J. Afr. Earth Sci.*, Pergamon Press, Oxford.
- KREUSER, T. (in Druck): Lithologisch-strukturelle Entwicklung der Permo-Trias am Beispiel des Ruhuhu-Beckens in SW-Tanzania im Rahmen der Karoo-Ablagerungsgeschichte des südlichen und östlichen Afrika. - *Sonderveröff. Geol. Inst. Köln*.
- WOPFNER, H. & KREUSER, T. (1986): Evidence for late Palaeozoic glaciation in southern Tanzania. - *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, **56**, 269–275, Amsterdam.

DIE BASALEN KLASTISCHEN GESTEINE IM BRENNERMESOZOIKUM (STUBAIER ALPEN / TIROL)

P. Krois, Innsbruck

Im Bereich des Brennermesozoikums wurden in den basalen klastischen Gesteinen ("Verrucano" der älteren Literatur) an acht Profilen sedimentpetrographische und fazielle Untersuchungen durchgeführt. Das Brennermesozoikum besteht aus einer ungefähr 1200 m mächtigen Abfolge von überwiegend karbonatischen Sedimenten, die dem polymetamorphen Ötztal-Stubai-Alt-kristallinkomplex (Mittelostalpin sensu TOLLMANN) an dessen Ost- rand zwischen dem Inntal und dem Pflerschtal größtenteils autochthon auflagen. Die tektonische Position dieses Grundgebirgskomplexes und des ihm auflagernden Mesozoikums in zentralalpiner Fazies ist einer der großen "Zankäpfel" der Ostalpengeologie (vgl. FRANK, 1987; TOLLMANN, 1987).

Die mesozoischen Abfolgen, deren Alter wahrscheinlich vom Skyth bis ins Neokom reicht, wurden von einer alpidischen (oberkretazischen) Metamorphose erfaßt, die Temperaturen von 450° bis 500° (von Norden nach Süden sukzessive ansteigend) und Drücke von 3,5–4 kbar erreichte (DIETRICH, 1983).

Die Metamorphose führte in den maximal 15 m mächtigen, basalen klastischen Gesteinen zu teilweisen Quarzkristallisationen, zu einer tektonischen Längung von Geröllen und zu Mineralneubildungen (Albit, Muskovit, Biotit, Chlorit). Die klastischen Sedimente liegen heute als Metakonglomerate, Quarzite, Muskovitschiefer und Karbonatquarzite vor. Darüber hinaus kam es zu einem teilweisen Verwischen primärer sedimentärer Gefüge. Damit sind sedimentologische Aussagen mit einem gewissen Unsicherheitsgrad behaftet.

Während der Bereich des Oberostalpins durch ein lokal bereits oberkarbones, spätestens aber unterpermisches Einsetzen der postvariszischen Sedimentation gekennzeichnet ist, verbleibt das Mittelostalpin in einer Hochposition ("Zentrale Schwellenzone"). Diese Lage als stabile Hochzone äußert sich auch in einer geringen mesozoischen Subsidenz und einer dadurch bedingten, im Vergleich zum Oberostalpin geringeren Sedimentmächtigkeit.

Das variszisch metamorph gewordene Alt-kristallin lag im Oberperm bis Unterskyth als penplain-artige Flä-

che mit geringen Reliefunterschieden vor. Durch die Einwirkung der Atmosphären kam es zu einer Verwitterung der Kristallinoberfläche (siehe KROIS et al., 1989).

Auf dieser Verwitterungszone kam es zur Ablagerung erster klastischer Sedimente. Der Beginn der Sedimentation ist wahrscheinlich auf klimatische Ursachen zurückzuführen. Humide Bedingungen führten zu einer stärkeren Verwitterung, dadurch kam es zu einer größeren Materialbereitstellung, erhöhtes Wasserangebot verbesserte die Transportmöglichkeiten. An der Basis finden sich lateral auskeilende, komponenten- und matrixgestützte Ortho- bzw. Parakonglomerate. Daneben treten trogförmig schräggeschichtete Sandsteine und Feinkonglomerate, dezimetergebante massige Sandsteine, Tonschieferlagen, sowie horizontal laminierte Sandsteine auf. Diese Faziesvergesellschaftung spricht für Ablagerungen eines alluvialen Schuttfächers und/oder eines Fan-Deltas in einem mikrotidalen Environment. Die geringe Mächtigkeit dieser Abfolgen (< 10 m) und die faziiell unterschiedliche Entwicklung der einzelnen Profile, sowie der rasche Fazieswechsel innerhalb der Profile lassen auf Fächer mit geringer Ausdehnung schließen, die lokal von kleinen Erhebungen geschüttet wurden. Auf mögliche marine Einflüsse könnten in zwei Profilen auftretende Karbonateinlagerungen hinweisen. Petrographisch spiegelt sich die Aufarbeitung des Verwitterungshorizontes wider. Es treten überwiegend Quarzkonglomerate und Quarzsande auf, nur sehr vereinzelt finden sich Feldspäte (überwiegend Kalifeldspat). Das Schwermineralspektrum (ohne Opake und metamorphe Neubildungen) ist sehr stark verdünnt (etwa 0,05–0,2 Gew.-%) und besteht überwiegend aus Zirkon.

Sicher marine Ablagerungen finden sich in den hangendsten Abschnitten der unteren Profilabschnitte. Hier treten Strandkonglomerate und als Strandseifen gedeutete Anreicherungen von Erzmineralien auf (Magnetit).

Ein plötzlicher Sedimentationsumschwung weist auf eine Transgression hin (wahrscheinlich mit der Badiatransgression der Nord- und Südalpen korrelierbar). In den meisten Profilen kommt es zu einer cm-geschichteten karbonatisch-siliziklastischen Wechsellagerung, wobei der karbonatische Einfluß nach oben hin deutlich zu-

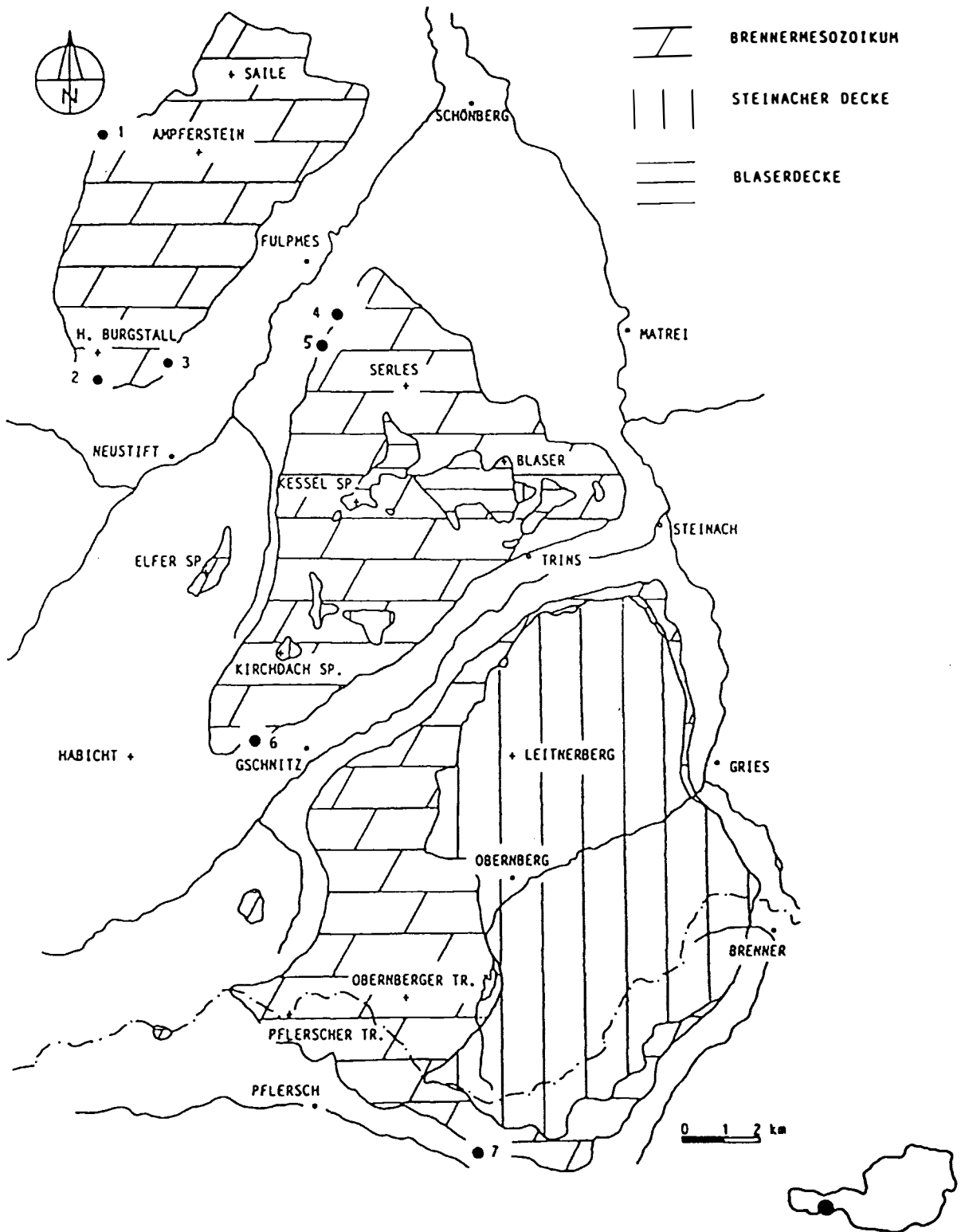


Abb. 1:

Vereinfachte geologische Übersichtskarte (aus Literaturdaten) über das Brennermesozoikum. Punkte bezeichnen die Lage der aufgenommenen Profile

nimmt. Die Klastika sind teilweise lagenweise angereichert und könnten sturminduziert sein. In diesen siliziklastischen Lagen auftretende relativ frische Feldspäte (Kalifeldspat und Plagioklas) weisen auf einen Input aus einem unverwitterten Hinterland hin. Vereinzelt treten Crinoiden auf, die auf ein wahrscheinlich oberskythisches Alter hinweisen. Diese Sedimente werden als Ablagerungen des Schelfbereichs interpretiert. Mit einer scharfen Grenze setzt darüber der sogenannte Basisdolomit ein, der nur noch leicht klastisch beeinflusst ist und in seinem liegendsten Bereichen bereits *Dadocrinus gracilis* (VON BUCH) führt, der allerdings keine genauere zeitliche Einstufung als Hydasp-Pelson erlaubt. Das Einsetzen des Basisdolomits ist auf eine neuerliche Transgression zurückzuführen.

In zwei Profilen tritt eine faziell etwas andersartige Entwicklung auf. Hier folgen auf die Strandseifen etwa 1/2 m mächtige schräggeschichtete Sedimentkörper, die als Küstenbarren gedeutet werden. Über diesen setzt eine ebenfalls siliziklastisch-karbonatische Wechsellagerung ein, die allerdings einen hohen Gehalt an C_{org} aufweist. Dies läßt auf eine eingeschränkte Wasserzirkulation schließen und könnte auf einen lagunären Ablagerungsbereich hinweisen. Ein über diesen Wechsellagerungen folgender, geringmächtiger Tonschieferhorizont weist auf

zeitweilige Stillwasserbedingungen hin. Über diesem Horizont folgt dann der Basisdolomit.

Zusammenfassend liegt hier eine transgressive Abfolge vor, die vom kontinentalen Bereich über ein randmarines Environment bis in den Schelfbereich führt.

Literatur

- DIETRICH, H. : Zur Petrologie und Metamorphose des Brennermesozoikums (Stubai Alpen, Tirol). - *TMPM*, 31, 235–257, Wien, 1983.
- FRANK, W.: Evolution of the Austroalpine Elements in the Cretaceous. - In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Hrsg.): *Geodynamics of the Eastern Alps*. - 379–407, Wien (Deuticke) 1987.
- KROIS, P., PURTSCHELLER, F., STINGL, V. & VELTMAN, C.B.: Eine metamorphe Verwitterungszone an der Basis des Brennermesozoikums (Stubaital, Tirol). - Posterpräsentation, Kurzfassung (dieser Band), Innsbruck, 1989.
- KÜBLER, H. & MÜLLER, W.E.: Die Geologie des Brenner - Mesozoikums zwischen Stubai- und Pflerschtal (Tirol). - *Jb.Geol.B.-A.*, 105, 173–242, Wien, 1962.
- TOLLMANN, A.: Neue Wege in der Ostalpengeologie und die Beziehung zum Ostmediterrän. - *Mitt.österr.geol.Ges.*, 80, 47–113, Wien, 1987.

INTERDISZIPLINÄRE ANSÄTZE ZUR INTERPRETATION VON GEOMETRIEN IN VON MIKROBENMATTEN GEPRÄGTEN SEDIMENTEN UND GESTEINEN

W. E. Krumbein, H.-J. Schellnhuber, A. Block & G. Gerdes, Oldenburg

Die Litoralbereiche der Meere stellen als Austauschgebiete von Hydrosphäre, Atmosphäre, Geosphäre und Biosphäre die vielleicht verwickeltsten dynamischen Systeme unseres Planeten dar. Diese Aussage gilt in noch stärkerer Form für das Wattenmeer und seine etwa 10 Teilsysteme, wo unter dem Einfluß von physikalischen Kräften, geochemische Reaktionen und biologische Aktivitäten unablässig Systeme höchster funktionaler und geometrischer Komplexität und geophysiologischer Wirksamkeit gebildet, transformiert und abgebaut werden. Hier ist an erster Stelle zu nennen die oberste, ca. 1 m dicke Schicht des küstennahen Sediments, welche u. a. als eine poröse, durch unterschiedlichste Tiergänge zusätzlich hochstrukturierte, geologische Membran für umfangreiche organische und anorganische Materieflüsse wirkt. Spezifische lokale oder globale Eigenschaften eines solchen Megasystems sind von hoher Bedeutung für das Gesamtverhalten des biologisch dynamisierten Erdkörpers. Welche sorptiven, friktiven und reaktiven Kapazitäten im Hinblick auf Schadstoffimmissionen durch Flüsse, Schiffe oder Atmosphäre besitzen beispielsweise die extrem belebten Schlickfelder des Wattenmeeres?

Es liegt auf der Hand, daß eine Bewältigung dieser und verwandter Fragestellungen nicht innerhalb der traditionellen Grenzen nur einer naturwissenschaftlichen Einzeldisziplin geleistet werden kann, sondern intensive Kooperation zwischen den Fächern Sedimentologie, Mikrobiologie, Geochemie und Physik erfordert. Ebenso ist klar, daß sich die unter dem permanenten Antrieb von Wind, Gezeiten, Strahlung und chemischen bzw. biologischen Gradienten erzwungenen komplexen Morphologien mariner Systeme den üblichen Homogenitätsannahmen weitgehend entziehen und möglicherweise anomale Eigenschaften (Transport, Stabilität, Katalyse etc.) implizieren. Bis vor wenigen Jahren erschienen entscheidende Fortschritte im Verständnis typisch hochstrukturierter Objekte wie Mikrobenmatten, Sedimentgesteine oder "verfingerten" Schadstoff-Fronten zweifelhaft aufgrund des Fehlens eines von Mathematik und Physik bereitzustellenden theoretisch-quantitativen Fundaments: Solche Systeme

sind im Prinzip "mesoskopisch", d. h. nicht durch eine dominierende "charakteristische Länge" gekennzeichnet, sondern durch "Struktur auf allen Skalen". Weder kann die Geometrie dieser Objekte im Rahmen der klassischen "differenzierbaren" Mathematik beschrieben werden, noch ihre Genese und Dynamik im Rahmen der traditionellen "linearen reversiblen" Physik: Die sonst erfolgreichen vereinfachenden Arbeitshypothesen - absolut regelmäßige Ordnung oder völlige Amorphizität - sind nicht anwendbar; eine quantenmechanisch exakte Betrachtung auf einer atomaren Längenskala ist ebensowenig sinnvoll wie eine thermo-dynamisch-mechanische in "Alltagsgrößenordnungen".

In jüngster Zeit haben jedoch neben den neuen Hypothesen über den Bioplaneten sowohl in der Mathematik als auch in der Physik wissenschaftliche Durchbrüche stattgefunden, die eine methodische Basis für die quantitative Analyse mesoskopischer Systeme als Teilelemente eines geophysiologischen Geschehens geschaffen haben. Geophysikologie wird hier als die Physik solcher Planeten bezeichnet, die in ihrer eigenen Dynamik und ihren atmosphärischen, geochemischen und tektonischen Systemen von Lebensprozessen beherrscht sind. Der Analyse solcher Bioide oder Bioplaneten dienen:

1. Die Entwicklung der sog. Fraktalkalküls, womit eine wohldefinierte mathematische Beschreibung und Klassifikation hochstrukturierter Objekte durchgeführt werden kann. Im Verbund mit neueren Resultaten hinsichtlich der Charakterisierung von topologischer und kompositioneller "Unordnung" gestattet dieses Kalkül eine präzise geometrische Analyse von so komplexen Systemen wie porösen Sedimentgesteinen.
2. Die Entdeckung fundamentaler morphogenetischer Prinzipien im Rahmen der Physik nichtlinearer dynamischer Systeme und getriebener irreversibler Prozesse. Massive Fortschritte in diesem Bereich haben insbesondere bewirkt, daß die Entstehung natürlicher komplexer Systeme wie etwa Zellkolonien heute mittels Wachstumsmodellen verstanden oder doch wenigstens computersimuliert werden kann.

3. Die Entwicklung von neuen Methoden und Ansätzen der Geophysikologie und Mikrobiologie in der Erforschung von immobilisierten Mikroorganismen, Mikrobenmatten und anderen Komplex-Systemen des Küsten- und Flachmeerbereiches und hierdurch
4. Die Entdeckung, daß mikrobielle Prozesse in weit stärkerem Maße als je zuvor vermutet sämtliche geochemischen und energetischen Reservoirs, Pools und Umwälzungen zumindest von Atmosphäre, Hydrosphäre und der Erdkruste kontrollieren.

In allen angesprochenen Bereichen ist noch umfangreiche Grundlagenarbeit zu leisten; dies gilt noch mehr für das Verständnis der teilweise spektakulären physikalischen, chemischen und biologischen Eigenschaften von Systemen mit "fraktaler" Morphologie, wie z. B. "Marine Snow", "Fecal Pellets" und "Microbial Mats". Die derzeit verfügbaren Methoden garantieren jedoch bereits einen völlig neuen mathematisch-physikalischen und somit auch mikrobiologischen Zugang zur Meeresforschung. Im Mittelpunkt der Erforschung der Prozesse an, um und in den drei genannten "Fabriken" oder Durchgangs-Systemen durch Wassersäule und Sediment stehen Fragen nach:

- Entstehung, Feinstruktur und Diagenese von küstennahen Sedimenten und Sedimentgesteinen
- Transport- und Filtereigenschaften fraktal-poröser Sedimente
- Geometrie und Dynamik von Mikrobenmatten
- Biogener Metalleanreicherung und Agglomerationsprozessen in der Wassersäule
- Wechselwirkung von Mikroorganismen und Makromolekülen mit hochstrukturierten Festkörpern
- Schadstoffausbreitung (anthropogene Stoffe) in raumzeitlich turbulenten Medien
- Natürlicher Ausbreitung und Fixierung von Energie und Stoffen in bioaktiven Sedimenten und während ihrer Diagenese

Einige der vorwiegend angestrebten Arbeitsthemen sollen im folgenden kurz vorgestellt werden. Es sei erwähnt, daß es sich hier nahezu immer um kooperative Projekte zwischen Mikrobiologen, Geologen, Sedimentologen, Chemikern, Mathematikern und Physikern in wechselnden Kombinationen handelt, die sich wieder und wieder mit dem benthischen System der Mikrobenmatten befassen sollen. Im Vordergrund unserer Bemühungen standen und stehen vor allem folgende Themen:

- Geometrische Charakterisierung ("Fraktalkartierung") rezenter und fossiler Sedimente (Biolaminite) im Flachmeerbereich
- Erforschung von Morphologie-, Dichte- und Energiegehaltänderungen sowie der chemischen Veränderung

rezenter Sedimente unter zunehmendem Druck, geochemischer und bioaktiver Transformation

- Neumodellierung der Transport- und Reaktionseigenschaften hochstrukturierter mariner Systeme
- Theoretische Beschreibung und experimentelle Überprüfung globaler Speicher- und Austauschprozesse im Flachmeerbereich unter besonderer Berücksichtigung geometrischer Determinanten

Im einzelnen

- Entstehung, Feinstruktur und Diagenese von küstennahen Sedimenten und Sedimentgesteinen
- Transport- und Filtereigenschaften fraktal-poröser Sedimente
- Geometrie und Dynamik von Mikrobenmatten
- Biogene Metalleanreicherung und Agglomerationsprozesse in der Wassersäule
- Wechselwirkung von Mikroorganismen und Makromolekülen mit hochstrukturierten Festkörpern
- Stoff- und Schadstoffausbreitung in raumzeitlich turbulenten Medien
- natürliche (geophysikalische) globale Bilanzen zwischen Sediment, Wassersäule und Atmosphäre im Küstenbereich unter Berücksichtigung fossiler Biosphären im Vergleich zu deren anthropogener Beeinflussung
- Erforschung der Flachwasser- und Küstenökosysteme
- Untersuchung der biogeochemischen und geochemischen Stoffkreisläufe im Wattenmeer und in benthischen Biolaminiten
- Experimentelle Untersuchungen und Modellentwicklung der Einbindung der Lebensprozesse mariner Organismen in die Physik und Chemie benthischer Systeme
- Beitrag zur biologischen Überwachung des Wattenmeeres
- Forschungen zum Verbleib und zur Dynamik von Schadstoffen
- Erforschung der für das Küsteningenieurwesen bedeutsamen Naturprozesse an der deutschen Nordseeküste.

Über die Frage der Sorption und Desorption von chemischen Verbindungen an den Mineralpartikeln der Sedimente kann auch ein Beitrag zur Erforschung des Verbleibs von Umweltbelastungen im Küstenbereich erwartet werden. Hierzu können insbesondere neue biogeophysikalische und geophysikalische Modelle beitragen. Diese werden oftmals mit teils der Kolloidalchemie teils der Oberflächophysik entlehnten Techniken und Rechenprozessen gelöst werden müssen.

Eine Art "fraktaler Kartographie" in Abhängigkeit von Standort, Material, Schichttiefe und den ablaufenden mikrobiologischen Prozessen durch die fast ausschließlich immobilisierten marinen Mikroorganismen müßte entwickelt werden. In weiteren Schritten sollte der Sedimentationsprozeß unter verschiedenen Randbedingungen und die Biogenese von Porosität (z. B. aufgrund der Einlagerung und Umwandlung von Schleimstrukturen und Organismenspuren) untersucht werden, um die möglichen Zusammenhänge zwischen Bildungsbedingungen von Flachmeerablagerungen und Biomineralisationen in ihnen und daraus entstehender Feinstruktur zu erhellen. Ein in die Diagenese reichendes Teilziel geophysilogischer Forschung ist die Untersuchung der Morphologie- und Dichteänderungen von Sedimentlagen unter dem zunehmenden Druck neugebildeter Schichten und fortschreitender interner physikalischer, geochemischer und bioaktiver Transformation. Auch diese Prozesse und Zusammenhänge müssen in der Folge berücksichtigt werden, ehe ein Gesamtbild der Geophysilogie rezenter Sedimente und der aus ihnen entstehenden Gesteine entworfen werden könnte. Daraus folgen Fragen nach

1. Fließen, Sickers, Diffundieren von Substanzen durch poröse Substrate (also z. B. Schadstoffausbreitung im Sediment),
2. Nährstoff- und Lichtzufuhr bei Mikrobematten,
3. lateralem Transport von unterschiedlich schweren und beweglichen Materialien über biologisch aktive und inaktive Meeresböden von gegebener (fraktaler) Rauigkeit,
4. dem Sorptionsverhalten feinkörniger Schichten (z. B. Filtrationsfähigkeit von Sandlagen, Absaugeffekt von Schllick),
5. den Austauschraten und Eindringtiefen von Sauerstoff und anderen biogenen Elementen innerhalb des Sedi-

ments und den sie auslösenden und steuernden mikrobiellen Prozessen,

6. den Lebensbedingungen (Beweglichkeit, Nahrungsfluß, Botenstoffausbreitung) von Mikroorganismen/Mikrofauna in labyrinthartigen Biotopen,
7. der raum-zeitlichen Dynamik von chemischen Reaktionen im Wattediment als heterogenem katalytischen Substrat.

Um zu globaleren und gleichzeitig verlässlicheren Werten über die Umwälzung relevanter Substanzen in bestimmten Regionen des Flachmeeres und insbesondere seiner Produkte (Böden und Sedimente) zu gelangen, muß neben den Transporteigenschaften der festen oder schleimigen Substrate komplementär die mesoskalige Dynamik der Wassersäule und des Direktüberganges in die Atmosphäre berücksichtigt werden. Wie kürzlich gezeigt wurde sind die Lagrangesch Trajektorien von Flüssigkeitsteilchen im allgemeinen fraktale Pfade, deren Dimension davon abhängt, ob die Strömungsverhältnisse deterministisch-turbulenten oder stochastisch-turbulenten Charakter besitzen. Ein längerfristiges Ziel im Zusammenhang mit den oben skizzierten Fragestellungen sollte somit die experimentelle und theoretische Untersuchung der Stoffaustauschverhältnisse zwischen Sedimenten, Mikrobematten, Detritus Kotbällchen, Wurm- und Organismengängen und Gangmündungen und der Wassersäule sein. Letzteres aber nach Maßgabe ihrer statischen und dynamischen Geometrien.

Als Fernziel ist die Bilanzierung der Geophysilogie planetärer Prozesse unter Berücksichtigung der biogeochemischen Umsetzung im sedimentären System und ihrer Auswirkung auf die globalen Speichermechanismen von natürlichen Energieträgern und Stoffen (Stoff- und Energiereservoir und deren turnover in geologischen Zeiträumen) zu sehen.

GROBKLASTISCHE SEDIMENTATION IM HANGENDEN DER SARDISCHEN DISKORDANZ (? MITTLERES/OBERES ORDOVIZIUM, SW-SARDINIEN)

R. Laske & Th. Bechstädt, Freiburg

Im Altpaläozoikum SW-Sardiniens tritt eine markante Winkeldiskordanz auf, die nach neueren Erkenntnissen zwischen Tremadoc und Caradoc (BARCA et al., 1987) liegt. Sie geht auf ein "kaledonisches Ereignis" zurück, dem STILLE (1939) die Bezeichnung "sardische Phase" gab. Diese besaß in SW-Sardinien keinen echten orogenen Charakter: Es kam nur zu schwacher Verfaltung und bruchhafter Verstellung der kambrisch-frühordovizischen Schichtfolge (s. Tab. 1) begleitet von großflächiger Heraushebung und Abtragung. Die Stellung dieses Kompressionsereignisses im Zusammenhang mit plattentektonischen Vorgängen wird noch diskutiert.

Die post-sardische Schichtenfolge wurde durch LASKE & BECHSTÄDT (1987) in einzelne Einheiten gegliedert (Abb. 1). Sie beginnt mit einer 30-150 m mächtigen, vorwiegend rot gefärbten, fossilereeren Abfolge von Konglomeraten, Siltsteinen und Sandsteinen. In Basisnähe treten lokal auch Kalkbreccien auf (Einheit A). Diese bildet in allen Profilen eine Fining-Upward(FU)-Megasequenz, die oft aus mehreren (meist 2-3) FU-Kleinsequenzen (A1, A2 in Abb.1) aufgebaut wird. Darüber folgen lokal fossilführende, graue Ton-, Silt- und Sandsteine (Einheit B), überlagert von erneut fossilereeren, roten und grünen Siltsteinen und Sandsteinen mit einzelnen feinkonglomeratischen Einschaltungen (Einheit C).

Die Einheiten A-C können aufgrund des Fehlens biostratigraphisch verwertbarer Fossilien nicht genau datiert werden. Nach dem stratigraphischen Verband dürften die Schichten jedoch nicht viel älter als Caradoc sein, da sie unmittelbar von den in Caradoc bis Ashgill (COCOZZA et al., 1974) zu stellenden Sandsteinen, Tonschiefern und kalkigen Tonschiefern der Einheiten D-F überlagert werden.

Im folgenden werden die zu unterschiedlichen Zeiten auftretenden gröberklastischen Bildungen im Hangenden der sardischen Diskordanz näher beschrieben und faziell interpretiert.

A) Breccien und Konglomerate der Einheit A (Abb. 2)
(a) Kalkbreccien (z. T. dolomitisiert), ausschließlich an der Basis der Einheit A auftretend, erreichen Mächtigkeiten von bis zu 20 m und lassen sich meist nur wenige m bis 10er m verfolgen. Die zumeist monomikten Breccien aus Fragmenten des Wachskalkes der Gonessa Fm. sind karbonatisch zementiert. Eine rote Ton/Siltmatrix kann lokal vorhanden sein, örtlich sind Verzahnungen mit Debris-Flow- bzw. ?Braided-Stream-Konglomeraten, vereinzelt auch mit roten Siltsteinen zu beobachten.

Rekristallisation und Dolomitisierung verschleiern häufig die ehemalige Brecciennatur. Dies erklärt die bisherige Interpretation als Erosionsreste oder umgelagerte Riesenblöcke ("Olistolithe") kambrischer Karbonate. An der Entstehung als terrestrisch gebildete, teils rinnen-, teils deckenförmige Kalkschuttmassen kann jedoch nicht gezweifelt werden. Diese wurden aus einem fast ausschließlich aus Wachskalk der Gonessa-Fm. bestehenden Liefergebiet geschüttet.

(b) Debris-Flow-Konglomerate an der Basis der Einheit A besitzen folgende Merkmale: durchwegs schlecht sortierte, massige Grob- und Blockkiese (mit übergroßen Klasten bis max. 3,5 m), gelegentlich inverse oder invers-normale Gradierung; Matrix meist sandig bis feinkiesig, Gefüge teils klasten-, teils matrixgestützt, schichtungsparallele aber auch vertikale Orientierung länglicher Gerölle, schlechte bis mäßige Klastenrundung; /Bankunter- und -oberseiten meist eben bis leicht wellig, selten rinnenartige Erosionsformen; nur vereinzelte geringmächtige Einschaltungen massiger bis horizontalgeschichteter Grobsandsteine sowie von Siltsteinen. Es handelt sich wahrscheinlich vorwiegend um nicht-kohäsive, relativ "wäßrige" Debris Flows in proximalen Bereichen alluvialer Schwemmfächer.

(c) Stream-Channel-Konglomerate haben folgende Merkmale: meist Grobkiese mit Fein- bis Grobsand als Matrix; klastengestütztes, relativ gut sortiertes Gefüge, gute Rundung der Klasten, nur gelegentliche Imbrikation; massige Schichtung und normale Gradierung, sandreiche Lagen am Top normal gradiert Bankabschnitte häufig mit pla-

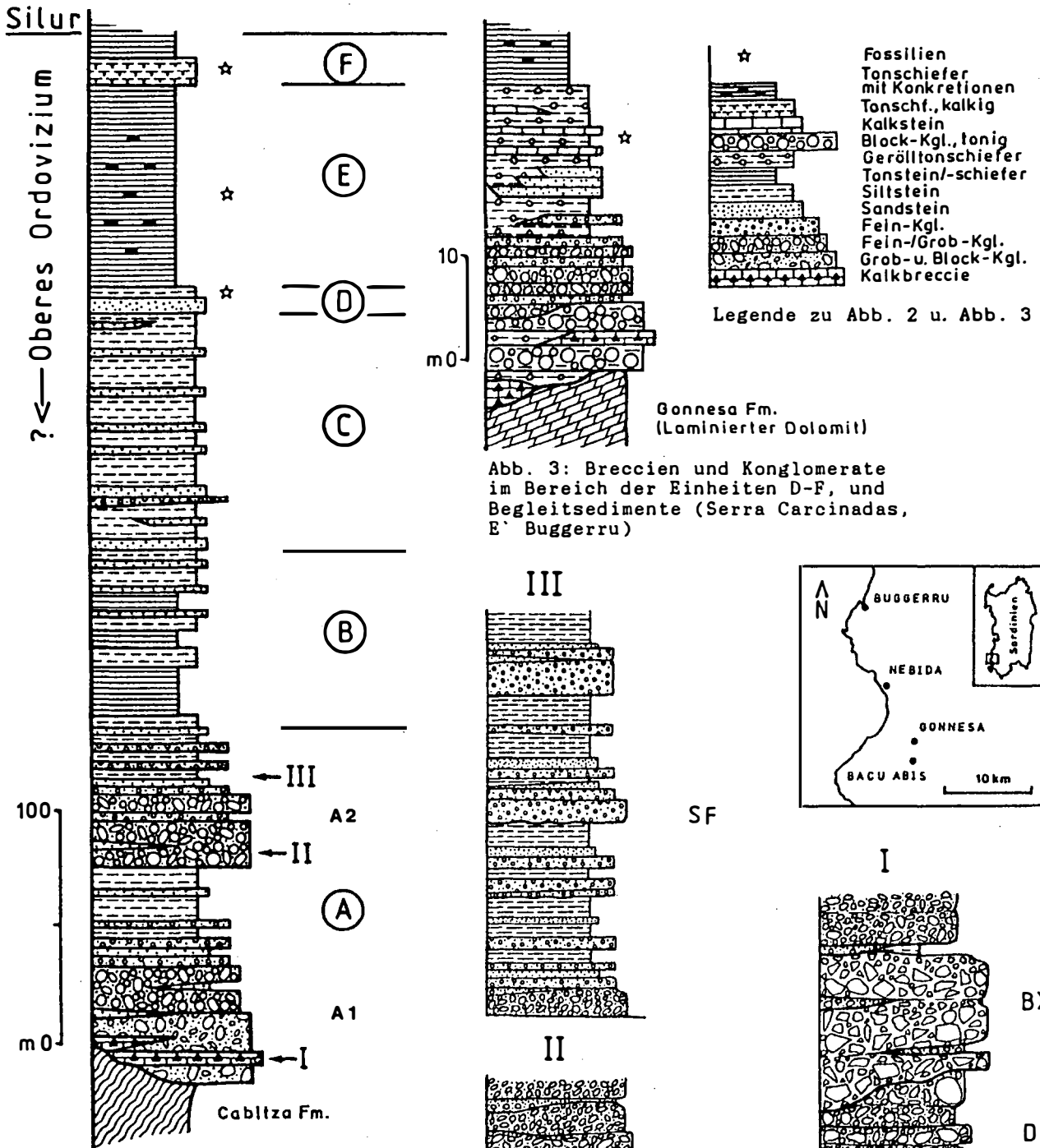


Abb. 1: Profil der post-sardischen ordovizischen Schichtenfolge im Gebiet zwischen Nebida und Gonnesa/Bacu Abis)

ORD.	Trenadoc	
K A M B R I U M	Ober-	Cabltza Fm. (Schiefer + Sandsteine)
	Mittel-	Campo Pisano Fm. (Knollenkalk)
	Unter-	Gonnesa Fm. (Wachskalk; Massiger + Laminiertes Dolomit)
		Nebida Fm. (Sand-, Silt- und Tonsteine + Karbonate)

Tab. 1: Stratigraphie der kambrisch-frühordovizischen Schichtenfolge

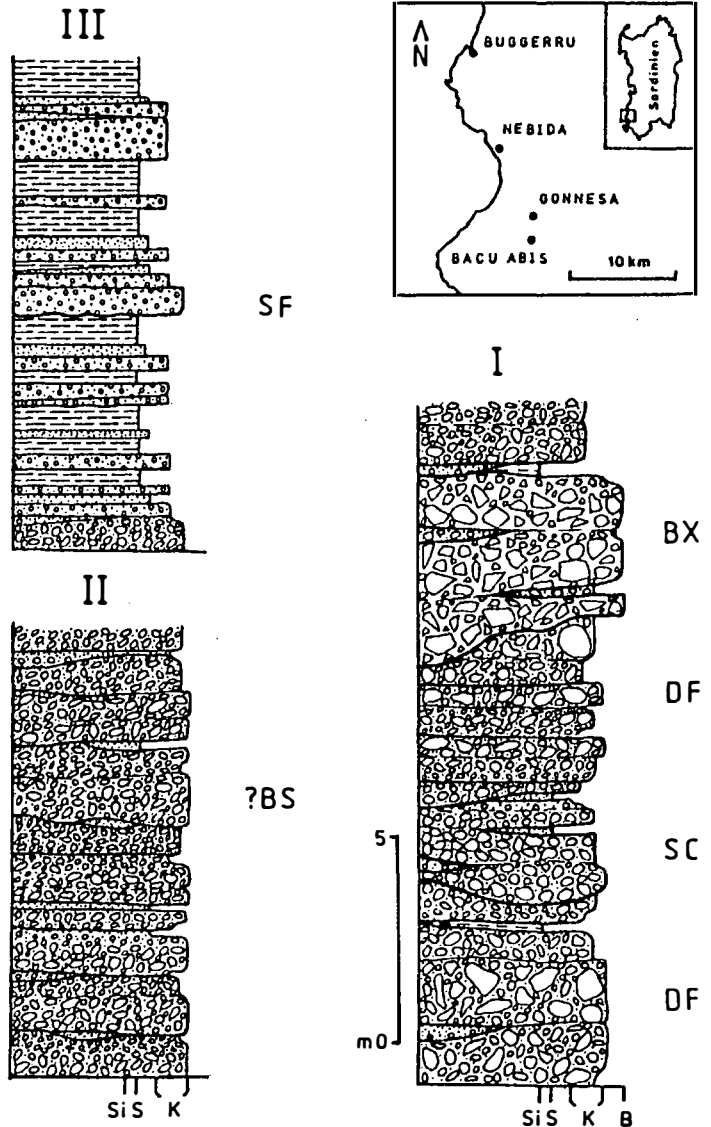


Abb. 2: Grob- und feinklastische Lithofaziesassoziationen der Einheit A (B-Breccie, K-Fein- bis Blockkonglomerat, S-Sandstein, Si-Siltstein; BX: Kalkbreccie, DF: Debris Flow, SC: Stream Channel, ?BS: ?Braided Stream, SF: Sheet Flow/Sheet-Debris Flow)

narer bis flach trogförmiger Schrägschichtung; Rinnen-geometrie.

Nach den genannten Merkmalen und aufgrund der Assoziation mit Debris Flows handelt es sich um fluviale Rinnensedimente, die ebenfalls auf proximalen Fächerbereichen abgelagert wurden.

(d) ?Braided-Stream-Konglomerate, vor allem in unteren bis mittleren Abschnitten der Einheit A sind charakterisiert durch: Grob- bis Feinkiese ohne übergroße Gerölle; mäßig, seltener gut sortiert, klastengestützt (jedoch of matrixreich); vorwiegend massige Schichtung, gelegentlich Klastenimbrikation und Invers- oder Invers-Normal-Gradierung; Bankunter- und -oberseiten größtenteils eben, nur selten schwache Erosion an der Basis; unregelmäßige Einschaltungen geringmächtiger Grobsandsteinlinsen, meist massig, seltener planar schräggeschichtet mit häufig leicht erosiver Basis, vereinzelt auch Siltsteinlinsen.

Diese Konglomerate können als Bildungen verzweigter Rinnensysteme bzw. von gering-viskosen, nicht-kohäsiven Mass Flow/Debris Flows auf mittleren Bereichen alluvialer Schwemmfächer angesehen werden. Die Einschaltungen von Sand- und Siltsteinen weisen auf episodischen, hoch- bis niedrigerenergetischen Wasserabfluß hin.

(e) Sheet-Flow/Sheet-Debris-Flow-Konglomerate im höheren Teil der Einheit A bzw. am Top von FU-Kleinsequenzen sind gekennzeichnet durch: relative Feinkörnigkeit (im Mittel 0,5-2 cm), recht gute Sortierung, meist massiges, durchwegs klastengestütztes Gefüge mit gelegentlicher Normalgradierung; Bankunter- und -oberseiten meist auffallend eben, nur selten deutlich erosiv; Wechsellagerung mit massigen Siltsteinen bzw. massigen bis horizontallaminierten Fein- bis Grobsandsteinen.

Diese Konglomerate werden als Ablagerungen niedrig-viskoser, nicht-kohäsiver Sheetflows bzw. Sheet-Debris Flows distaler Fächerbereiche angesprochen. Die Sandstein-/Siltsteinlagen am Top mancher Konglomeratbänke werden auf echte, mit feinklastischer Sedimentfracht beladene Schichtfluten (Sheetflood) zurückgeführt. Gelegentlich auftretende horizontale Grabgänge sowie Fehlen von Austrocknungserscheinungen in den Siltsteinen lassen lokal lakustrische Bedingungen möglich erscheinen.

B) Breccien und Konglomerate im Bereich der Einheiten D-F (Abb. 3)

Im NW-Iglesiente treten in stratigraphisch höherer Position Grobklastika auf mit Mächtigkeiten von bis zu 35 m. Auf verkarstetem Wachskalk bzw. laminiertem Dolomit der Gonessa Fm. liegen tonmatrixreiche, schlecht sortierte Breccien und Blockkonglomerate von grauer Farbe. Sie

werden überlagert von sandmatrixreichen, besser sortierten Grob- und Feinkonglomeraten, die auch direkt der Diskordanzfläche auflagen können. Darüber folgen dunkelgraue, fossilreiche, zunächst Geröll-führende Tonschiefer mit lokalen Einschaltungen von Kalksandsteinen (z. T. mit Gezeitenschrägschichtung), mikritischen Kalken und quarzsandigen Biokalkareniten. Die in den Schiefen enthaltene Fauna besteht aus Bryozoen, Brachiopoden, Crinoiden, Gastropoden, rugosen und tabulaten Korallen. Sie ist weitgehend identisch mit der auch andernorts in den Einheiten D-F auftretenden Caradoc/Ashgill-Fauna.

Die Blockkonglomerate werden als vorwiegend subaquatisch abgelagerte Schutt-Ansammlungen entlang felsiger Küstenabschnitte gedeutet, die lokal auch in tiefer gelegene Bereiche abrutschen. Die feinerkörnigen Konglomerate könnten im Mündungsgebiet kiesreicher Flüsse abgelagert worden sein. Für Küstennähe sprechen die darüber folgende Fauna und die Gezeitenschrägschichtung.

Die beschriebenen Sedimente sind häufig stark verrieselt bis hin zur völligen Verwischung des sedimentären Gefüges. Die frühere Interpretation als kontinentale Quarzkrusten ist zu revidieren.

C) Faziesmodell und Paläogeographie

Die frühere Interpretation der Grobklastika der Einheit A ("Puddinga", "sardisches Konglomerat") reicht von fluvialen und kontinental-deltaischen Sedimenten über marin-küstennahe und marin-küstenferne Ablagerungen bis hin zu Wildflysch und tektonischen Breccien. Das sardische Konglomerat und seine unmittelbaren Hangendschichten erfahren in fazieller Hinsicht eine Neuinterpretation (vgl. auch LASKE & BECHSTÄDT, 1987; OGGIANO et al., 1986): Es handelt sich um proximale bis distale Sedimente alluvialer Schwemmfächer und begleitender ?Braided Streams (Einheit A).

Die stärkste Heraushebung und Abtragung des sardischen Festlandes fand in der Nachbarschaft des westlichen und nördlichen Iglesias statt. Hierauf weist die dort besonders hohe Mächtigkeit und relativ grobe Ausbildung der basalen Abschnitte der Konglomeratabfolge. Im östlichen Iglesias ist das sardische Konglomerat nur sehr geringmächtig entwickelt; dies kann mit größerer Entfernung zum Liefergebiet, einem niedrigeren Relief in diesem Bereich oder einer dort generell erst später einsetzenden Sedimentation erklärt werden.

Das sardische Konglomerat wird von Lagunensedimenten überlagert (Einheit B) als Folge einer kurzfristigen marinen Ingression. Die Sedimente der Einheit C werden als Ablagerung einer Küstenebene mit ?mäandrierenden Flüssen interpretiert. Kleinere Teile des nordwestlichen Iglesias blieben anscheinend bis ins Caradoc/Ashgill

Abtragungsgebiet. Hier fehlen die Schichten der Einheiten A-C; über kambrischen Karbonaten folgen direkt oberordovizische Transgressionssedimente (Einheiten D-F), deren stratigraphisch jüngere Stellung durch die oben erwähnte Fauna belegt ist. Spätestens ab Ashgill ist im Iglésiente das durch die sardische Phase geschaffene Relief vollkommen ausgeglichen. Hinweise auf glazigen einflußte Sedimente, die andernorts aus dem Ashgill beschrieben werden, fehlen in SW-Sardinien.

Literatur

- BARCA, S., COCOZZA, T., DEL RIO, M., PILLOLA, L. & PITTAU DEMILIA, P. (1987): C. R. Acad. Sci. Paris, **305**, 1109–1113.
- COCOZZA, T., JACOBACCI, A., NARDI, R. & SALVADORI, I. (1974): Mem. Soc. Geol. It., **13**, 85–186.
- OGGIANO, G., MARTINI, J. P. & TONGIORGI, M. (1986): IGCP Project No. 5: Correlation of Prevariscan events in the Alpine-Mediterranean mountain belts. Final Meeting, Sardinia, May 25-31, 1986, Abstracts of papers, p. 61, Cagliari.
- LASKE, R. & BECHSTÄDT, T. (1987): Heidelberg Geowiss. Abh., **8**, 141–143.
- STILLE, H. (1939): Z. dt. geol. Ges., **91**, 771–773.

Neufassung des Begriffes Raminger Kalk (Oberladin – Unterkarn) auf mikrofazieller Grundlage

Richard LEIN*

Die Bezeichnung „Raminger Kalk“ wurde von TOLLMANN 1966 für dickbankige Kalke ladinischen bis cordevolischen Alters eingeführt, welche er als lithofazielles Bindeglied zwischen den den welligflächigen, dünnbankigen, hornsteinführenden dunkleren Reiflinger Schichten und den dickbankigen bis massigen hellen Wettersteinkalk verstand. In ähnlichem Sinn hatte vordem bereits SPENGLER (1931) derartige Gesteine im Bereich der Türritzer Voralpen erfaßt und kartierungsmäßig abgetrennt. Als nachteilig für eine generelle und konsequente Anwendung dieses neuen Begriffes hat sich die ausschließlich auf makroskopische Kriterien gestützte Definierung dieser lithostratigraphischen Formation erwiesen, welche in der Praxis dazu geführt hat, daß unter der Bezeichnung Raminger Kalk faziell und genetisch differente Gesteine vereinigt wurden. Aus diesem Grund schien eine mikrofazielle Bestandsaufnahme dieses Schichtgliedes dringend nötig, welche zugleich die stratigraphische Reichweite von dessen Hauptmikrofaziestypen und deren räumliche Verteilung erfassen sollte.

Im Bereich der namensgebenden Reichraminger Dekke sowie in den höheren Einheiten der anschließenden Kalkvoralpen östlich der Weyerer Bögen bis nach Wien erwies sich der Raminger Kalk als eine ausschließlich aus allodapischen Kalken zusammengesetzte, ein bis mehrere Dekameter mächtige Serie, welche im obersten Abschnitt der Reiflinger Schichtengruppe auftritt und hinsichtlich ihres Altersumfanges auf den kurzen Zeitabschnitt von Langobard 2 bis Cordevol beschränkt ist.

Hinsichtlich seiner lithologischen Zusammensetzung, bestehend aus groben Talusbrekzien, echten Kalkturbiditen und Schlammbrakzien sind im Raminger Kalk alle Stadien des gravitativen Massentransportes dokumentiert.

In paläogeographischer Hinsicht ist der Raminger Kalk an die Randbereiche der ab dem oberen Ladin rasch progradierenden Seichtwasserplattformen des Oberen Wettersteinkalkes gebunden und stellt dessen weitflächigen Schuttfächer dar. Ähnlich wie bei dem Tressensteinkalk des höheren Malm, mit welchem der Raminger Kalk genetisch gut vergleichbar ist, erscheint seine Abgrenzung als eigenständiges Schichtglied berechtigt und sinnvoll.

Während in den Kalkvoralpen nur der distale Anteil dieses Schuttfächers vorliegt und vielfach der fazielle Zusammenhang tektonisch gestört ist, können in den Kalkhochalpen (Schneeberg/Rax, Hochschwab) die pro-

ximalen Glieder des Raminger Kalkes erfaßt und teilweise auch die Verzahnungsbereiche zur progradierenden Plattform erfaßt werden.

Ebenfalls den Raminger Kalken zuzuordnen sind die gleichaltrigen allodapischen Slopesedimente im Mittel- und Westabschnitt der Nördlichen Kalkalpen. Dazu zu zählen ist dabei ebenso die von BECHSTÄDT & MOSTLER (1976) aus dem Nordtiroler Raum beschriebene Variante der ebenflächigen Reiflinger Bankkalke, wie die zuletzt von HENRICH (1983) erwähnten Kalkturbidite vom Nordabfall des Hochstaufen.

Weitere Vorkommen außerhalb der Nördlichen Kalkalpen sind in den St. Pauler Bergen, im Drauzug und in den östlichen Nordkarawanken aufgeschlossen. Im Bereich der letzteren müssen die von CERNY (1977, 1978) und BAUER (1981) fälschlich für oberladinisch gehaltenen allodapischen Bankkalke der „oberen Schichtengruppe des Muschelkalkes“ dem Raminger Kalk zugeordnet werden. Vergleichbare Kalkturbidite des gleichen Zeitintervalles sind ferner in den Westkarpaten (Choc-Decke), in den Apuseniden und in der Dobruzscha entwickelt und werden dort schon lange unter der Bezeichnung Raminger Kalke geführt.

Für die künftige Praxis sei angemerkt, daß bloß dickbankig entwickelte Reiflinger Radiolarien-Filament-Mikrite dagegen keinesfalls zu den Raminger Kalken gestellt werden sollten, auch wenn eine derartige Vorgangsweise in der nur makroskopische Kriterien berücksichtigenden Originaldefinition von TOLLMANN (1966: 124–125, 1976:129) vorgesehen war.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß unter der Bezeichnung Raminger Kalk gravitative Slopesedimente (allodapische Kalke sensu MEISCHNER 1964) zu verstehen sind, deren mengenmäßig beträchtlicher allochthoner Sedimentanteil von den benachbarten, rasch progradierenden Plattformarealen des Oberen Wettersteinkalkes geschützt wurde.

Für die Fassung des Begriffes Raminger Kalk soll es unerheblich sein, in welche Art von Beckensedimenten (Reiflinger Schichten, Partnach Schichten, Hallstätter Kalk) diese Schuttkörper eingeschaltet sind.

Das im gesamten Nordbereich des westlichen Tethysozeans auf ein kurzes Zeitintervall beschränkte Auftreten des Raminger Kalkes markiert einen „event“, der durch eine Kombination von rascher Wasserspiegelabsenkung verbunden mit rascher Subsidenz gesteuert wurde.

*) Institut für Geologie Universität Wien, Universitätsstraße 7, A-1010 Wien

- BAUER, F.K. (ed.), 1981: Geologische Karte der Karawanken, Ostteil, 1:25.000. – Wien (Geol. B.-A.).
- BECHSTÄDT, T. & MOSTLER, H., 1974: Mikrofazies und Mikrofauna mitteltriadischer Beckensedimente der Nördlichen Kalkalpen Tirols. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 5/5–6, 74 S., 3 Taf., 4 Abb., Innsbruck.
- CERNY, I., 1977: Zur Fazies- und Blei/Zink-Verteilung im „Anis“ der Karawanken. – Carinthia II, N.F., 87, 59–78, 7 Abb., Klagenfurt.
- , 1978: Geochemie „anisischer“ Sedimentgesteine in den Nordkarawanken (Raum Eisenkappel, Kärnten). – Carinthia II, N.F., 88, 50–70, 8 Abb., 10 Tab., Klagenfurt.
- HENRICH, R., 1983: Der Wettersteinkalk am Nordwestrand des tirolischen Bogens in den Nördlichen Kalkalpen: der jüngste Vorstoß einer Flachwasserplattform am Beginn der Obertrias. – Geologica et Paleontologica, 17, 137–177, 9 Taf., 7 Abb., 2 Tab., Marburg.
- MEISCHNER, D., 1964: Allodapische Kalke, Turbidite in riffnahen Sedimentationsbecken. – In: BOUMA, A.H. & BROUWER, A. (eds.): Turbidites. Developments in Sedimentology, 3, 156–191, Amsterdam.
- SPENGLER, E., 1931: Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Schneeberg – St. Ägyd. – 108 S., 1 Taf., Wien (Geol. B.-A.).
- TOLLMANN, A., 1966: Geologie der Kalkvorlpen im Ötscherland als Beispiel alpiner Deckentektonik. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 58 (1965), 103–207, Taf. 1–4, Wien.
- , 1976: Analyse des klassischen Nordalpinen Mesozoikums. – 580 S., 3 Taf., 256 Abb., Wien (Franz Deuticke).

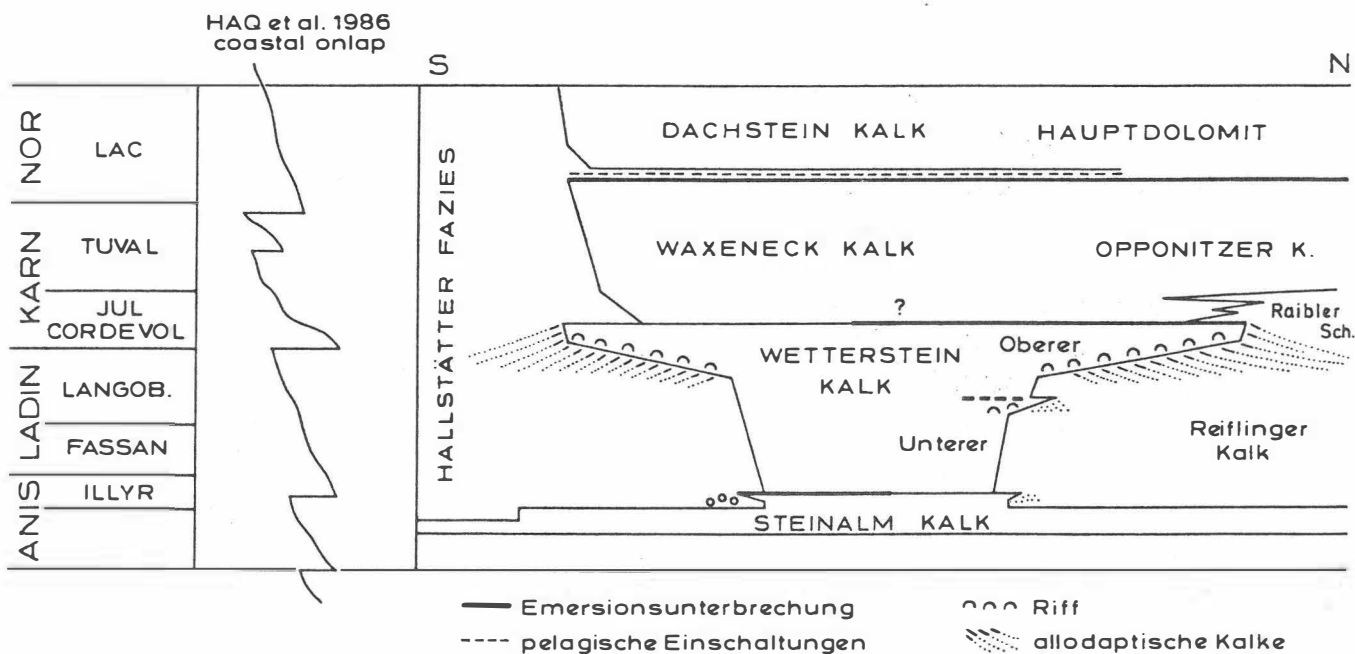


Abb. 1: Paläogeographische Position des Raminger Kalkes (= punktierte Schuttfächer im Bereich Oberladin–Unterkarn) in einem nicht maßstäblichen Schnitt durch den Ostabschnitt der Nördlichen Kalkalpen.

ZUR FAZIESENTWICKLUNG DES WESTLICHEN GERMANISCHEN BECKENS IM UNTEREN MUSCHELKALK (ANIS)

V. Lukas

1. Einleitung

Im Unteren Muschelkalk entstand im Germanischen Becken ein ausgedehntes Flachmeer, in dem vorwiegend Karbonate sedimentiert wurden. Zwischen tiefermarinen mergeligen Kalken in Zentral-Polen (GLAZEK et al., 1973) und Sabkha-Sedimenten in den Niederlanden und im Nordseeraum (RUEGG, 1981; BRENNAND, 1975) vermittelt die sog. Wellenkalkfazies im westlichen Germanischen Becken. Diese Fazies besteht vorwiegend aus bioturbaten Mudstones, denen überregional korrelierbare bioklastenreiche Leitbänke zwischengeschaltet sind, die zu der klassischen lithostratigraphischen Leitbank - Gliederung des Unteren Muschelkalk im westlichen Germanischen Becken geführt haben (FRANTZEN, 1889; FRANTZEN & KOENEN, 1889) (Abb. 1A). Die Genese dieser Bänke war aber bislang unklar.

Am Beispiel des Terebratel-Bank Horizontes Südniedersachsens, Hessens und Nordost-Bayerns sollen Aufbau, Entwicklung und Ursache der Leitbänke des höheren Unteren Muschelkalk diskutiert werden.

2. Terebratel-Bänke

Der Horizont der Terebratel-Bänke besteht im gesamten Arbeitsgebiet aus zwei karbonatsandreichen Einheiten (Untere- und Obere Terebratel-Bank), die jeweils mit scharfer Grenze von bioturbaten Mudstones ("Wellenkalk") unter- und überlagert werden. Hinweise auf starke Erosion an den Untergrenzen der Bänke fehlen. Die Fauna der Wellenkalk beschränkt sich im wesentlichen auf Vertreter der Cruziana-Ichnofaunenassoziation; die Terebratel-Bänke enthalten eine differenzierte und zumeist stenohaline Fauna. Die namengebenden Terebrateln sind aber nur auf bestimmte Fazieseinheiten beschränkt (s. u.).

Zur Ablagerungszeit der beiden Terebratel-Bänke bestand jeweils auf der Westflanke der Hessischen Senke eine ausgedehnte karbonatsanddominierte Rampe (vgl. LUKAS, 1989). Auf dieser Rampe bildeten sich in Abhängigkeit von der Wassertiefe von NNW nach SSE folgende Fazieszonen (Abb. 1B):

- Inter- bis Supratidale dolomitische Mudstones
- lagunäre ostracodenführende Peloid- Grainstones und Wackestones

- Ooid- und Muschel- Schillsande, die zu flachen Barren akkumulieren können
- Trochiten-Floatstones und Hartgründe
- Brachiopoden-Schille, die flache Barren bilden können
- auf der tiefen Rampe eine Kalkstein/Mergel-Wechselfolge, in die einzelne Tempestite eingeschaltet sind.

Diese Fazieszonen erstrecken sich in NE-SW Richtung und sind in ihrem Verlauf nicht durch eine "Rheinische Insel" beeinflusst (Abb. 1B).

Hinweise auf die Dauer einer solchen sanddominierten Rampensituation ergeben die fazielle Entwicklung der Terebratel-Bänke und der Aufbau des gesamten Unteren Muschelkalk.

Die Profile der Unteren Terebratel-Bank spiegeln eine transgressive Entwicklung wider (Abb. 1C). Die vertikale Profilabfolge der Oberen Terebratel-Bank zeigt i. d. R. keine Faziesänderung; nur in wenigen Profilen deutet sich eine transgressive Tendenz an.

Die gesamte Abfolge des Unteren Muschelkalk ist durch zyklische Meeresspiegelschwankungen gekennzeichnet (SCHULZ, 1972). Als Dauer eines Transgressions-Regressionzyklus kann entsprechend der Sedimentationsrate für den Unteren Muschelkalk auch SCHRÖDER (1982) ein Zeitraum von etwa 100 000 bis 150 000 J. abgeschätzt werden.

Abb. 1

A: Profil des Unteren Muschelkalkes Nordhessens und die Stellung der Terebratel-Bänke bezüglich des Aufbaus des Unteren Muschelkalkes.

Meeresspiegelkurve nur schematisch (T = Transgression, R = Regression)
(schwarz = Leitbänke; weiß = Wellenkalk; Schrägschraffur = inter- bis supratidale Sedimente)

B: Fazieskarte der basalen Unteren Terebratel-Bank (Punktsignatur mit ? = "Rheinische Insel")
(GÖ = Göttingen; KS = Kassel; GI = Gießen; FD = Fulda; WÜ = Würzburg)

C: Schematisches Querprofil der westlichen Hessischen Senke während der Unteren Terebratel-Bank. Durch eine Transgression progradieren die Fazieseinheiten nach NW.

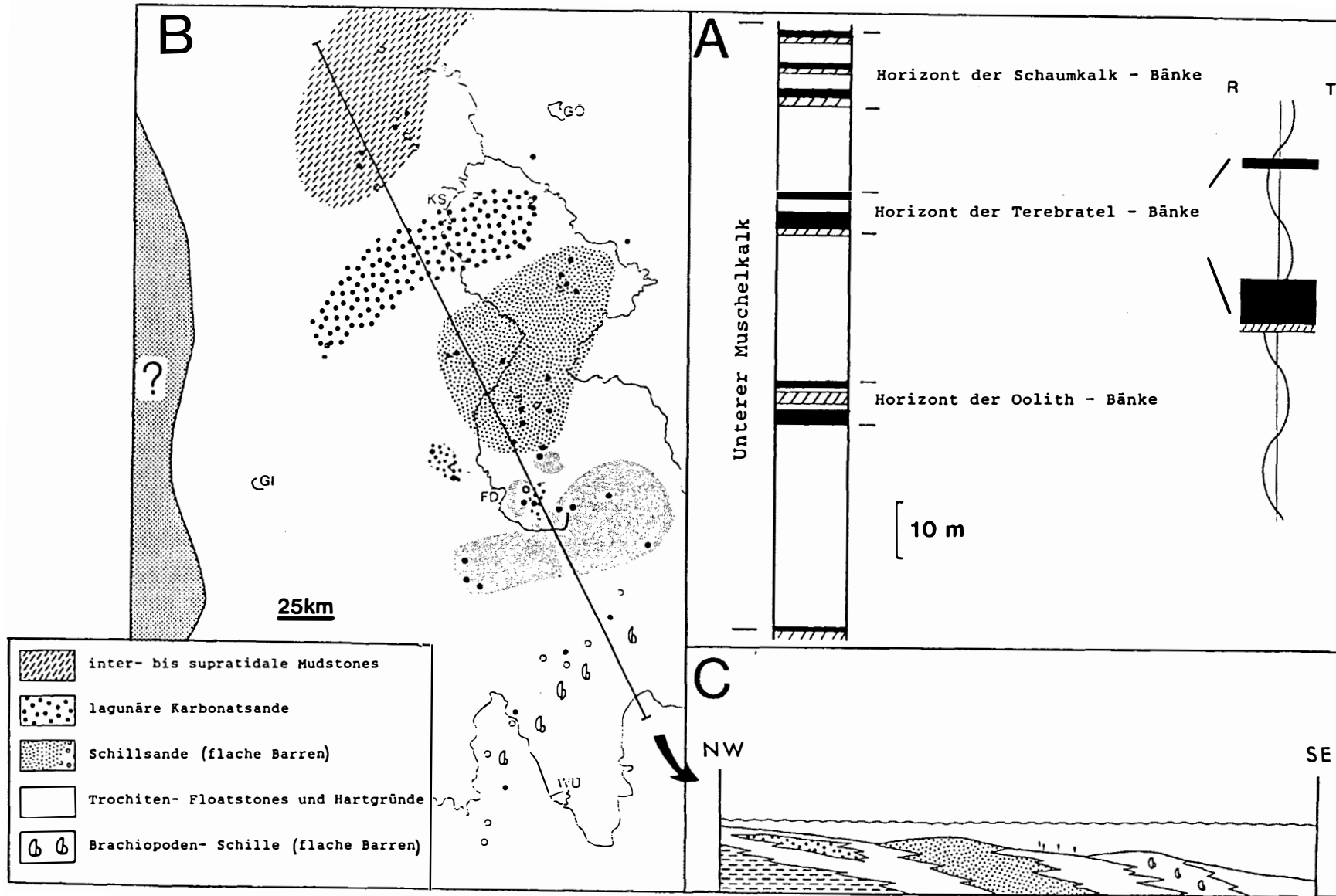














Abb. 1

-  terrigene Klastika
-  Mergel
-  Sabkha- Sedimente
-  inter- bis supratidale Karbonate
-  "Wellenkalke"; selten Karbonatsande
-  faunenreiche mergelige Karbonate
-  Karbonatsande; Barrensande

-  Festland
-  heutige Küstenlinie
-  Verbindung des Germanischen Beckens mit der Tethys
-  eingeschränkte Zirkulation
-  gute Zirkulation

- L = London
- H = Hamburg
- F = Frankfurt
- B = Berlin
- W = Warschau

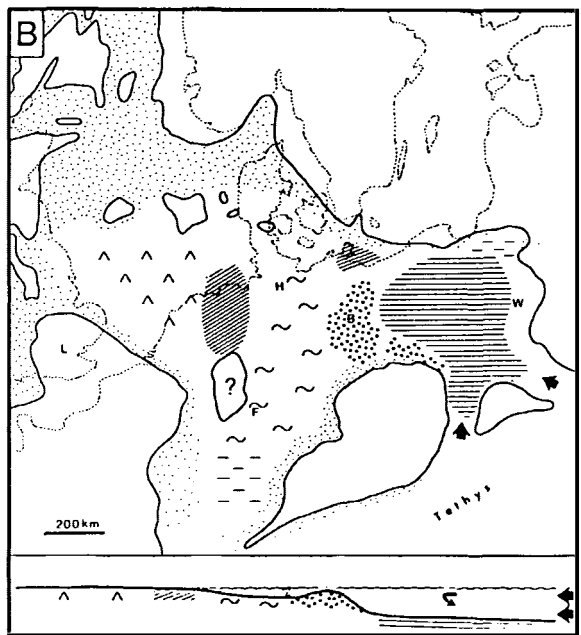
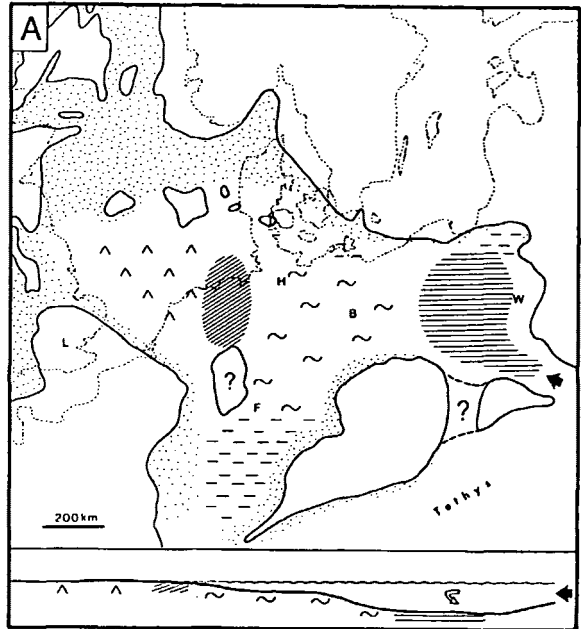


Abb. 2:

Fazieskarte des Germanischen Beckens im tieferen (A) und höheren (B) Unteren Muschelkalk. Zusammengestellt nach Literaturdaten.

Die beiden Terebratel-Bänke umfassen aber jeweils nur einen Teil (?) aus dem transgressiven Ast einen solchen Zyklus (s.o.).

Die beiden Terebratel-Bänke reflektieren also kurze Zeiträume, in denen das hydrodynamische Gleichgewicht auf der gesamten Rampe von Karbonat-Schlamm (Wellenkalke) zu Karbonat-Sanden hin verschoben war und stenohaline Bedingungen herrschten. So konnte sich eine reiche Karbonatsand-produzierende Fauna entwickeln.

3. Ursache der Leitbänke im höheren Unteren Muschelkalk

Die Ursache für die Terebratel-Bänke ist in kurzen Zirkulations- "events" zu suchen, die im westlichen Germanischen Becken zu verstärkten Strömungen und besseren Lebensbedingungen geführt haben. Die fazielle Entwicklung innerhalb der Bänke ist zwar durch zyklische Meeresspiegelschwankungen verursacht, diese können aber nicht die Ursache für die Leitbänke sein, denn Leitbänke treten im Unteren Muschelkalk unabhängig von diesen Zyklen auf (Abb. 1A).

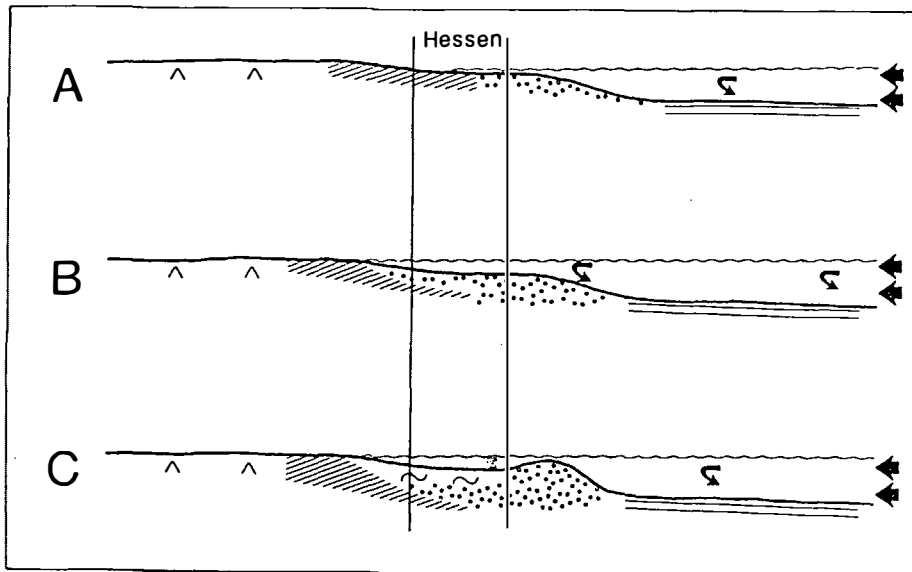


Abb. 3:

Modell zur Genese der Unteren Terebratel-Bank und der Schaumkalk-Bänke des Unteren Muschelkalkes (Legende siehe Abb. 2)

Die Zirkulation im westlichen Germanischen Becken dürfte vielmehr durch die Gesamtkonfiguration und Entwicklung des Germanischen Beckens gesteuert sein:

Im tieferen Unteren Muschelkalk (Abb. 2A) bestand nur über die Ostkarpaten-Pforte eine Verbindung des Germanischen Beckens zur Tethys (KOZUR, 1974; SENKOWICZOWA & SZYPERKO-SLIWCZYNSKA, 1975). Im Becken wurden bei eingeschränkter Zirkulation vorwiegend Karbonatschlämme sedimentiert (Abb. 2A). Im höheren Unteren Muschelkalk verstärkte sich die Zirkulation durch eine zusätzliche Verbindung über die Oberschlesische Pforte (KOZUR, 1974; SENKOWICZOWA & SZYPERKO-SLIWCZYNSKA, 1975) (Abb. 2B). Im Raum Berlin/Brandenburg entstanden im höheren Unteren Muschelkalk ausgedehnte Karbonatsandbarren, die Pelloide, Trochiten und auch Korallen führen (ZWENGER, 1985). Die Intensität der Zirkulation und damit die Sedimente (Karbonatschlamm oder -sand) im westlich davon gelegenen Teil des Germanischen Beckens dürfte durch diese Barren gesteuert worden sein, wie rezente Beispiele zeigen. Rezente Karbonatplattformen mit offener Zirkulation, d. h. ohne ausgedehnte Barren oder Rifffkomplexe am Plattformrand, sind sanddominiert (Persischer Golf, Süd-Belize); Plattformen mit eingeschränkter Zirkulation sind schlammdominiert (Bahamas, Florida) (MATTHEWS, 1984; SELLWOOD, 1986).

Für die Genese der Leitbänke im höheren Unteren Muschelkalk läßt sich folgendes Modell ableiten:

Die Untere Terebratel-Bank und auch die Schaumkalk-Bänke setzen nach einem Regressionsmaximum ein (Abb. 3A), das durch inter- bis supratidale Sedimente an deren Basis belegt ist. Eine eingeschränkte Akkumulation von Karbonatsand im Gebiet der Barren und/oder die Erosion der Barren während dieser Regressionsmaxima,

könnten in der darauffolgenden transgressiven Phase eine kurzfristig verstärkte Zirkulation im westlichen Germanischen Becken ermöglicht und damit zur Bildung der Leitbänke geführt haben (Abb. 3B). Sobald die Barren danach wieder ihre ursprüngliche Ausdehnung erreicht hatten, sedimentierten im westlichen Germanischen Becken wieder Karbonatschlämme (Abb. 3C). Kurzfristige Zirkulations-"events" (z. B. Obere Terebratel-Bank) können aber auch durch Erosion und Umlagerung der Barren bei starken Stürmen bewirkt worden sein.

Literatur

- BRENNAND (1975): in WOODLAND: Petroleum and the continental shelf of NW Europe.
 FRANTZEN (1889): Jb. kgl. preuß. L. Anst., 453-497, Berlin
 FRANTZEN & KOENEN (1889): Jb. kgl. preuß. geol. L. Anst., 440-452, Berlin.
 GLAZEK et al. (1973): Acta geol. Polon., 23, 3, 463-486, Warszawa.
 LUKAS (1989): Zbl. Geol. Paläont. (in Druck).
 MATTHEWS (1984): Dynamic Stratigraphy, Prentice Hall.
 KOZUR (1974): Freiburger Forsch. H. C280.
 RUEGG (1981): Rapport No. 63, Rijks. Geol. Dienst, Haarlem.
 SCHRÖDER (1982): Geol. Rdsch., 71, 3, 783-794.
 SCHULZ (1972): Mitt. geol. Pal. Inst. Univ. Hamburg, 41: 133-170.
 SENKOWICZOWA & SZYPERKO-SLIWCZYNSKA (1975): Geol. Inst. Bull., 252, 131-147, Warszawa.
 ZWENGER (1985): Wiss. Z., 34, 4, 17-20, Greifswald.

UMWELTGEOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN AN REZENTEN SEDIMENTEN DER MUR (STEIERMARCK, ÖSTERREICH)

P. Manser, N. Plass & R. Scholger, Graz

Im Rahmen des Forschungsprogrammes zur Untersuchung steirischer Oberflächengewässer wird der Flußabschnitt von Judenburg bis Spielfeld umweltgeologisch bearbeitet. Ergebnisse der derzeit laufenden Arbeiten werden an 3 Beispielen vorgestellt.

Schwermetalluntersuchungen

Nach Auswertung der Längsprofilbeprobung von Mursedimenten im Herbst 1987 (73 Probenpunkte; 186 Fluß-km) stellte sich die Frage, inwieweit die stark schwankenden Schwermetallgehalte antropogen oder geogen (Vererzungen) bedingt sind. Zusätzlich mußte noch der Einfluß der verschiedenen Sedimentparameter (Korngrößenverteilung, Mineralbestand, org. Anteil und Hauptelementzusammensetzung) sowie der angewandten Labormethodik (Trockentemperatur, Aufschlußart) untersucht werden. Analysiert wurden die Schwermetalle Pb, Ni, Cu, Cr, Zn, Co und Hg.

Die im Frühjahr 1988 durchgeführte Detailbeprobung läßt sich bezüglich Schwermetallgehalten in folgende Untersuchungsbereiche gliedern:

1. Jahreszeitliche Schwankungen
2. Kleineräumige Variationen in zwei Stauräumen und einem Querprofil.
3. Erfassung des geogenen Backgrounds durch Beprobung subrezenter Ausedimente, kleiner Nebenbäche und am Fluß anstehender Gesteine.
4. Kernprobennahme in einem Stauraubereich um die vertikale Änderung der Schwermetallgehalte in Abhängigkeit von der Sedimentzusammensetzung und deren jahreszeitlichen Zuordnung festzustellen.

Aus den beiden Beprobungsreihen geht hervor, daß die durch den antropogenen Eintrag bedingte Schwermetallerhöhung in den Sedimenten bedeutend höher als die durch Vererzung bedingte ist. Der Einfluß der Mineralogie und der Korngrößenverteilung auf die Vergleichbarkeit der einzelnen Proben läßt sich durch Wahl einer günstigen Fraktion (< 40 µm) und Berücksichtigung der Hauptelementzusammensetzung minimieren.

Stauraumkartierung

Ein Schwerpunkt bei der Untersuchung von Stauräumen liegt in einer detaillierten Stauraumkartierung. Unter Zuhilfenahme von Echolotaufzeichnungen und der Beprobung des Sediments durch ein Sedimentkernentnahmegesäß (Kolbenlot) wird der Versuch unternommen, die Sedimentan-, und umlagerungen im gestauten Flußabschnitt zu erfassen.

Der Stauraum wird an festgelegten Querprofilen mehrmals während eines Jahres mit dem Echolot befahren, um so jahreszeitliche Schwankungen der Sedimentanlagerung festzuhalten. Da es sich im konkreten Fall um einen noch jüngeren "aktiven" Stauraum handelt ist mit Sedimentbewegungen zu rechnen. Auch zeigen sich noch keine Verlandungszonen, die ersten Anzeichen einer "Stabilisierung" des Staubereiches. Im Vergleich zu älteren Aufnahmen konnten beträchtliche Anlagerungen im Gleithangbereich bzw. die Verlagerung der Fließrinne beobachtet werden.

Zusätzlich werden durch Entnahme von Sedimentkernen Änderungen im jahreszeitlichen Sedimentationsrhythmus untersucht. In Hinblick auf parallel laufende Schwermetalluntersuchungen ergibt sich die Notwendigkeit auf die mineralogisch-petrologische, sowie die geochemische und sedimentologische Zusammensetzung des Flußsediments verstärkt einzugehen. Diese umfassenden Analysen zeigen außerdem, ob das Sediment als Rohstoffquelle für eine wirtschaftliche Verwendung in Frage kommt.

In weiterer Folge können auch Massenbilanzen des Sedimenttransportes erstellt werden (z. B. Entwicklung der Sedimentanlagerung seit Staubeginn, alljährliche Sedimentfracht), die für die (Weiter-)Entwicklung eines Stauraumes von Interesse sind.

Gefügeanalysen

Die Anisotropie physikalischer, insbesondere magnetischer Eigenschaften der Gesteine wurde mehrfach als Hilfsmittel für die Erfassung von Strukturelementen herangezogen. Die geologisch-strukturelle Interpretation der

Anisotropie basiert auf Modellvorstellungen zum Orientierungsmechanismus der magnetische wirksamen Mineralanteile (Druck-, Temperaturbedingungen, geochemische Prozesse).

Im Rahmen der sedimentgeologischen Untersuchungen von Mursedimenten wurde die bisher nur in Festgesteinen angewandte Methode an unkonsolidierten Sedimenten (Korngröße < 2 mm) erprobt. An rezenten Flußsedimenten konnten syngenetische Gefüge als Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität (AMS) nachgewiesen werden. Daneben wurden mittels Kolbenlotprobennahme subrezente Sedimente erschlossen und der Einfluß der Überlagerung auf das Gefüge untersucht.

Die Raumlage der Ablagerungsebene, wie auch der Anisotropiegrad der Lockersedimente stehen in unmittel-

barem Zusammenhang mit den Strömungsverhältnissen. Wechselnde mineralogische Zusammensetzung und Korngrößenverteilung beeinflussen die Aussagekraft der Methode geringfügig. Für die statistische Auswertung der AMS sind die bekannten Verfahren der Richtungs- und Gefügestatistik in Festgesteinen im vollen Umfang anwendbar.

Die wesentlichen Vorteile bei der Anwendung der AMS für die Erfassung von Strukturen in Lockersedimenten sind der ökonomische Arbeitsaufwand und die Möglichkeit, Gefügeelemente ohne subjektive Zuordnung im Gelände direkt an der Probe dreidimensional mit hoher Meßgenauigkeit erfassen zu können. Als Bezugssystem dient die Raumlage der Probe.

CALCRETES ALS KLIMA- UND MILIEUINDIKATOREN IN DER UNTEREN TRIAS (ANIS), RUHUHU BECKEN, TANZANIA

S. Markwort, Köln

Mit der Sedimentation des Kingori Sandsteins (K 7) und der Manda Beds (K 8) zeichnet sich in der Karoo Abfolge im Ruhuhu Becken der Übergang vom Perm zur Trias ab. Der abrupte Wechsel in der Ausbildung der Sedimente, von Mergeln, Silt- und Tonsteinen der unterlagernden K 6 zu Konglomeraten und grobkörnigen Sandsteinen des Kingori Sandsteins, resultiert aus einer drastischen Veränderung im tektono-klimatischen Umfeld.

Nach WOPFNER (in press) entwickelte sich das Paläoklima von heißen, semiariden Bedingungen während des höchsten Perm (K 6) zu warm humiden bis hyperhumiden Konditionen (K 7), welche im Anis wiederum ein Ansteigen der Temperatur, verknüpft mit abnehmenden Niederschlägen (K 8), verzeichneten.

Aussagen über die Entwicklung des Paläoklimas in den Manda Beds stützen sich u. a. auf Informationen, die durch lateral verfolgbare Kalkkrusten (Calcretes) geliefert werden. Die in Abb. 1a dargestellte Sequenz von der Basis der K 8 weist drei Horizonte von Calcretes auf, welche stets in roten Silt- und Tonsteinen anzutreffen sind. Die massiven Rotlagen sind bis zu 25 m mächtig und können genetisch in den "overbank" Bereich fluviatil dominierter Deltaablagerungen eingestuft werden. Alle 3 Horizonte präsentieren Calcretes unterschiedlicher Ausbildung, die von einfachen, t. w. verbackenen, Knollenaggregaten in cm Bereich über pisolithische Krusten von 7-10 cm Stärke

(Abb. 1b) bis hin zu unidirektionalen Kalzitfaserumkrustungen (Abb. 1c) reichen. Als einzige Karbonatphase konnte Kalzit analysiert werden. Daneben bilden Quarz, Albit, Montmorillonit und in wenigen Fällen auch Baryt die Begleitminerale. Kalzit liegt meist in mikrokristalliner Form (in Pellets) vor. Er wird dann im Porenraum zunehmend grobkörniger und zementiert schließlich als sparitischer Kalzit das Substrat. Aufgearbeitete Calcretefragmente wurden lateral umgelagert und als Komponenten einer neuen Kalkkruste einverleibt. Fossilisierte Wurzelkanäle deuten neben Aggregatzertrümmerungen in den Knollen auf intensive pedogene Prozesse während der Calcretegenese hin. Die Bildung der vorliegenden Calcretes erfolgte monogenetisch im exponierten, nicht verfestigten Sediment unter dem Einfluß Ca-reicher Grundwässer bei Temperaturen, wie sie heute im mediterranen Raum vorliegen, verbunden mit Niederschlägen, welche unter 500 mm/a gelegen haben dürften (REEVES, 1976).

Literatur

- REEVES, C. C. (1976): Caliche, Estacado Books, Lubbock, Texas, 223 p.
WOPFNER, H., (in press): Palaeoclimate and depositional control of the Karoo sequence in Southern Tanzania: Transact. XI Int. Congress on Carboniferous Stratigr. and Geol., Beijing 1987, P. R. China.

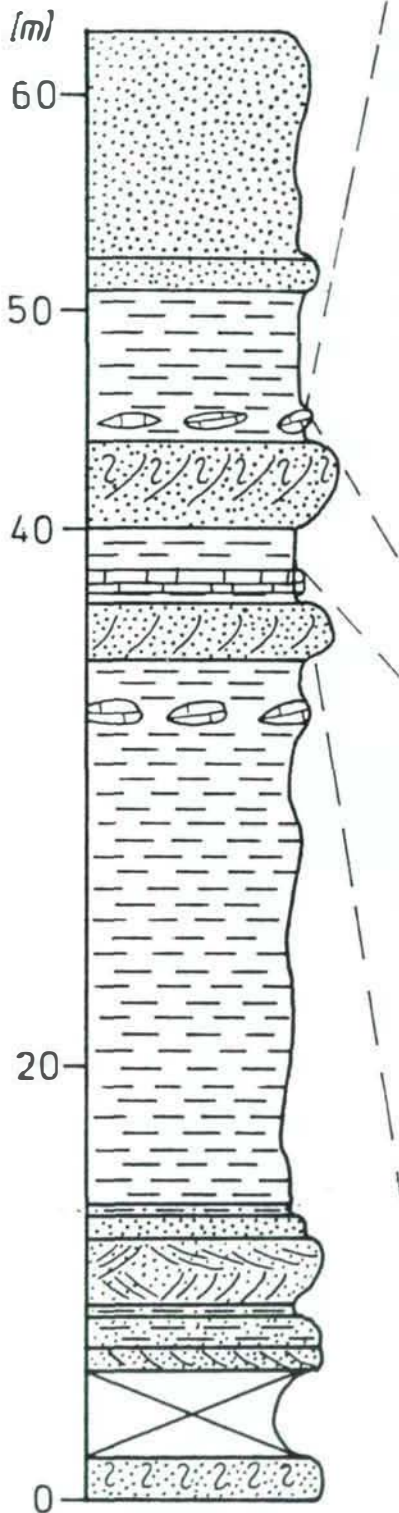


Abb. 1a:
Lithologisches Säulenprofil der Basis K 8

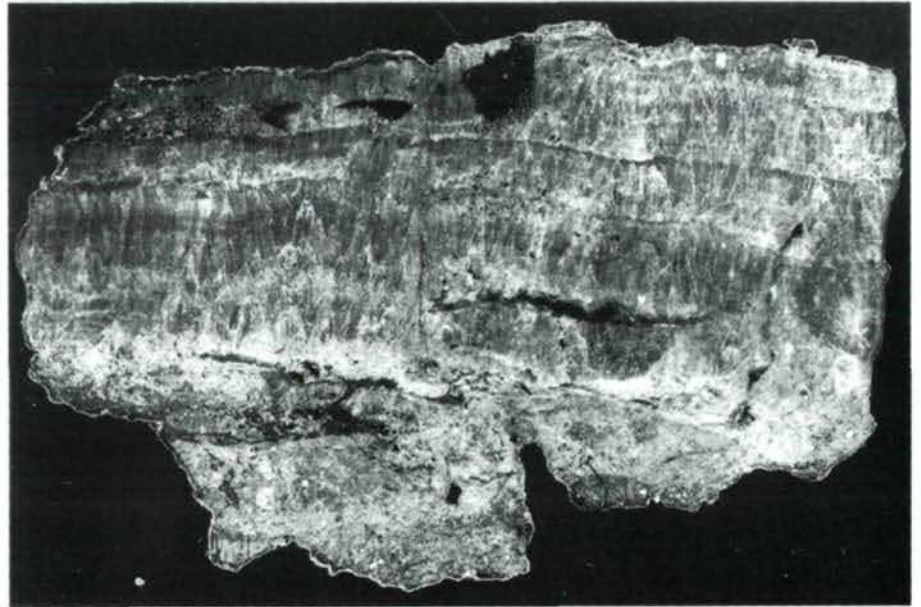


Abb. 1c:
Acetatabzug einer Kalkfaserkruste

1 cm

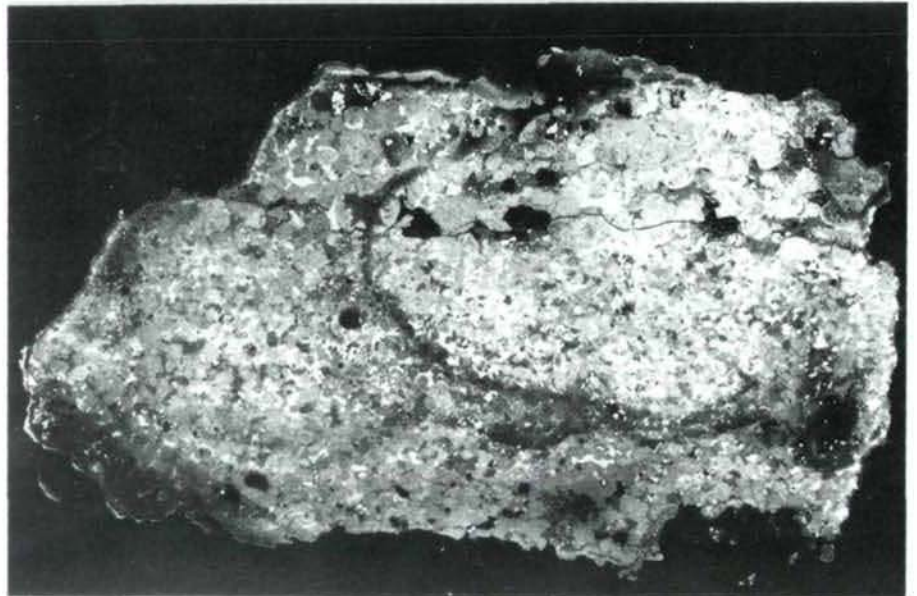


Abb. 1b:
Acetatabzug einer aus Pisolithen aufgebauten Kalkkruste

1 cm

ÜBERLEGUNGEN ZUR JURASSISCHEN BECKENENTWICKLUNG IN DEN NÖRDLICHEN KALKALPEN

H. Mostler, K. Krainer & V. Stingl, Innsbruck

Einer der Verfasser hat sich seit zwei Jahren intensiv mit Mikrofaunen jurassischer Sedimente der Nördlichen Kalkalpen und außeralpiner Randbereiche befaßt. Vergleichsweise wurden aus den Südalpen horizontal aufgesammelte Proben untersucht. Ein besonderes Anliegen war es, mit Hilfe von Radiolarienskelettelementen, von Kieselschwämmen und solchen von Echinodermaten, insbesondere Holothurienskleriten, über ein Bündel von Ökofaktoren einen Beitrag zur Rekonstruktion jurassischer Sedimentationsräume, insbesondere zur Bathymetrie dieser zu leisten. Da Ammoniten in den alpinen Sedimenten eher spärlich überliefert sind, in bestimmten Beckenarealen fehlen, war es auch notwendig, eine Parachronologie mit Hilfe von Radiolarien einerseits und Holothurien andererseits aufzubauen. So läßt sich z.B. der Lias mit Hilfe von Radiolarien in 5 Zonen gliedern, was aber nur für Beckensedimente möglich ist, die Rotkalke als Tief-schwellensedimente sind im Lias durch 3 Assemblage-Zonen von Holothurienskleriten erfaßbar.

Grundlage für die mikrofaunistischen Untersuchungen sind genaue Profilaufnahmen (von jeder Probe wurde auch ein Dünnschliff für die mikrofazielle Analyse angefertigt), die vor allem im West- und Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen aufgenommen wurden. Auf diese Weise gelang es, alle Übergänge von sehr flachen Hangbereichen zu steileren und schließlich durch Brüche verursachten Absenkungen einzelner Karbonatplattformsegmente mit der Besiedelung von Kieselschwämmen und Echinodermaten zu studieren.

Ein Hiatus in der Kieselporiferenfauna zwischen obertriadischen Faunen aus Beckensedimenten und solchen des Hettangien in der Schwellenkalkfazies ergibt sich nur aus Gründen der neu angebotenen Siedlungsgebiete, nicht aber dort, wo z.B. über Zlambachschichten Liasfleckenmergel folgen. Dort geht die artenreiche Kieselschwammproduktion voll mit dem gleichen phylogenetischen Druck weiter. Das Angebot an neuen Siedlungsgebieten führt je nach Wassertiefe nach einem tektonischen Ereignis zu einer neuen Besiedelung (Pionierbesiedelung). Durch den Nachweis einer artenreichen charakteri-

stischen Kieselporiferenfauna an der Typlokalität des Kirchsteinkalkes, der knallhart auf oberrhätischem Dachsteinkalk aufliegt, läßt sich eine abrupte Absenkung eines Dachsteinkalksegmentes von mindestens 200 m nachweisen.

Nachdem eine ganze Reihe von Daten über belegbare Absenkungsraten vorlagen, wurde nach Gebieten mit gut aufgeschlossenen und überblickbaren Jura-Beckensedimenten Ausschau gehalten. Die oben angeführte Arbeitsgruppe hat sich dafür den Raum zwischen Lofer und Saalfelden (Salzburg) ausgewählt. Das Untersuchungsergebnis soll im folgenden kurz dargelegt werden.

Nach einer Dehnungsphase, die zur Spaltenfüllung führte und durch unterliassische Rotsedimente plombiert wurde, kam es im oberen Hettangien zu einem gewaltigen Einbruch (scarp fault) mit in NE-SW-Orientierung, steil gegen NW einfallender Bruchfläche) und damit zur Herausgestaltung eines Riftbeckens mit Halbgrabenstruktur. Die Sedimente setzen sich aus allen denkbaren debris-flow-Typen zusammen, insbesondere sind Dachsteinkalkblöcke bis zu einer Mächtigkeit von 500 m daran beteiligt (Olistolithe von mehr als 1000 m Längserstreckung und zwischen 200 und 500 m Mächtigkeit betragend). Auf einem der Dachsteinkalkblöcke im hangendsten Bereich der scarp-Breccie sind noch kondensierte Rotkalke mit Ammoniten des oberen Hettangien und unteren Sinemurien erhalten. Plombiert werden die über 1000 m mächtigen debris flows durch ein Manganeerzband bzw. durch Manganschiefer des unteren Toarc, übergehend in Fleckenmergel. Die Fleckenmergel werden von Dogger-Kieselkalken, die allmählich in "echte" Radiolarite überleiten, überlagert und schließlich von über 400 m mächtigen Aptychenkalken abgelöst. In dieser genannten Schichtfolge sind keine Spuren von tektonischer Aktivität beobachtbar.

Nicht einmal 10 km nördlich davon in der Unkener Mulde, aber noch in derselben tektonischen Einheit, fehlen nach WÄCHTER (1987) im Lias einschneidende tektonische Ereignisse nachzuweisen; es ist eher eine tektonische Ruhezeit. Auf tektonisch hohe Aktivität im selben

Gebiet weisen die im unteren Malm einsetzenden Breccienbildungen hin, die sich bis in den oberen Malm (Aptychenschichten) hinein fortsetzen. Derart unterschiedliche tektonische Aktivität und davon abhängige Sedimentation sprechen klar für die Anlage zweier Becken.

Gerade die Unterschiede der tektonischen Aktivität im Lias des Südbeckens und eine solche im Oberjura (Nordbecken) führen zu Schwierigkeiten in der Handhabung der Terminologie "Rift- und post-Rift-Sedimentation".

Es steht außer Zweifel, daß ein Rifting bereits im Lias einsetzt, doch werden bei der Halbgrabenbildung in dieser Zeit nur die höchsten Schichtglieder des prä-Rift-Stadiums angeschnitten (Dachsteinkalk und Hauptdolomit). Bei der Riftbeckenbildung im Oberjura wird auch der tiefere Teil der Trias bloßgelegt, z.T. sind in den scarp-Breccien auch permische Sedimente und Schiefer der Grauwackenzone mitbeteiligt (scarp-Breccien nördlich Königsee).

Gerade das Anschneiden von Perm und der Unterlage (Grauwackenzone) in diesem Raum dürfte wohl auf das triadische Rifting, das zu dieser Zeit zu einer starken Ausdehnung der Kruste geführt hat, zurückzuführen sein. Nur so ist das Bloßlegen des tieferen Anteils besser verständlich. Während die liassischen tektonischen Ereignisse sich an der ererbten Anlage der Trias orientieren, werden durch die oberjurassischen Bewegungen (Ruhpoldinger Wende) die vorgegebenen Strukturen glatt durchschnitten.

Die Untersuchungen, die auf weitere Teile der Nördlichen Kalkalpen ausgedehnt wurden (siehe Arbeitsgruppe Brandner & Spieler einerseits und die oben angeführten Autoren andererseits) haben ergeben, daß eine ganze Reihe von Riftbecken innerhalb der Nördlichen Kalkalpen entwickelt ist, deren fault scarps im Westabschnitt der Nördlichen Kalkalpen gegen Nordwesten einfallen, also in Richtung zum Penninischen Ozean, während diese im Mittelabschnitt nach SE bzw. nach S (BÖHM, 1989) und im östlichen Kalkalpenanteil wiederum gegen NW, in der Dachsteindecke und Höllengebirgsdecke nach SE eintauchen. Dies gibt Anlaß, nach den Ursachen für eine derartige Anlage von Riftbecken zu suchen.

Während der Trias lassen sich im kalkalpinen Ablagerungsraum mehrere Riftereignisse nachweisen. Der letzte Riftzyklus endet mit weit ausgreifenden Obertrias-Karbonatplattformen; eine Ausnahme bildet der Hallstätter Raum. Mit der Öffnung des zentralen Abschnittes des Nordatlantiks im Lias beginnt ein neues Riftereignis, das zu einer Zerstückelung des westmediterranen Raumes führte. Etwa zu Beginn des Dogger entstand durch Rifting und transform faults eine Wasserstraße, die eine Verbindung vom Atlantik zum Tethysozean herstellte, wodurch

neue Lithosphärenplatten entstanden. Von dieser Wasserstraße, die zum Ligurischen Ozean wird, entwickelte sich ein Riftsystem östlich davon, das auf die gesamten Südalpen übergriff, wobei es wesentlich ist, gleich darauf aufmerksam zu machen, daß das erste Rifting nicht vom Ligurischen Ozean ausging, sondern im Lombardischen Becken seinen Ausgang nahm (im Pliensbachien sind nach WINTERER & BOSELLINI, 1981, im Lombardischen Becken drei steile scarp faults, die nach E einfallen, entwickelt, und ebenso mit gleich einfallender Richtung im Bellunotrog feststellbar). Das initiale Rifting beginnt im zentralen Teil des Kontinentalrandes und wandert von dort in Richtung des entstehenden Ozeans. Analoges hat EBERLI (1988) von den austroalpinen Einheiten Graubündens beschrieben, nur ist dort das Einfallen der scarp faults entgegen dem Ozean noch deutlicher ausgebildet. Nur am äußersten Kontinentalrand im unteren Austroalpin der Err-Einheit sind fault scarps entwickelt, die zum entstehenden Ozean hin einfallen. Dieselbe Einfallrichtung hat einer der Verfasser aus der höchsten Einheit des Südpenninikums (Klammkalkdecke) feststellen können.

EBERLI (1988) weist mit aller Deutlichkeit darauf hin, daß nicht nur die scarp faults kontinentwärts gerichtet sind, sondern daß die progressive Zerlegung vom Kontinent in Richtung Ozean verläuft und schließlich die Position des letzten Niederbrechens nicht mit dem ältesten Riftbecken zusammenfällt, und damit drei Merkmale herausgearbeitet wurden, die in krassem Gegensatz zu den symmetrischen Extensionsmodellen passiver Kontinentalränder stehen. Das von EBERLI (1988) erkannte Muster in den austroalpinen Decken Graubündens ist weder mit dem Zerlegungsmuster zur jurassischen Zeit in den Südalpen, noch mit den Nördlichen Kalkalpen direkt vergleichbar. Während in den Südalpen ein starker Unterschied, vor allem im Hinblick auf die intensivere Dehnung besteht, d.h. dort werden nur wenige, aber breit angelegte Becken, z.T. richtige Gräben, entwickelt, vermitteln die Nördlichen Kalkalpen zwischen dem Zerlegungsmuster der Südalpen und dem Kontinentalrand im zentralostalpinen Querschnitt.

In den Nördlichen Kalkalpen wäre es denkbar, daß die Verlagerung des Manteldiapirs, der in der Trias besonders aktiv war, nach N bzw. NW verantwortlich für diese Tektonik ist, zumal es keine sicheren Anzeichen dafür gibt, daß sich z.B. die Einfallrichtung der scarp faults im Oberjura gegenüber jenen des Lias ändert, obwohl eine derartige Überprägung eine solche Änderung verlangen würde. Trifft letzteres zu, dann ist es unbedingt erforderlich, daß man es mit zwei Arten von flachen detachment faults (basale detachments) zu tun hat, einer, die im Lias in einem höheren Stockwerk verläuft, einer anderen, die im Oberjura wesentlich tiefer angelegt worden sein müßte.

Literatur

- BÖHM, F. (1989): Fazieswechsel im Lias der Osterhorngruppe - Eustatik oder Tektonik? (Nördliche Kalkalpen, Salzburg, Österreich). - Vortragskurzfassung, dieser Band.
- EBERLI, G.P. (1988): The evolution of the southern continental margin of the Jurassic Tethys Ocean as recorded in the Allgäu Formation of the Austroalpine Nappes of Graubünden (Switzerland). - *Eclogae geol. Helv.*, **81**, 1, 175–214, Basel.
- WÄCHTER, J. (1987): Jurassische Massflow- und Internbreccien und ihr sedimentär-tektonisches Umfeld im mittleren Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen. - *Bochumer geol. u. geotechn. Arb.*, **27**, 239 S., Bochum.
- WINTERER, E.L. & BOSELLINI, A. (1981): Subsidence and sedimentation on Jurassic passive continental margin, Southern Alps, Italy. - *AAPG Bull.*, **65**, 394–421.

DER EINFLUSS OZEANISCHER STRÖMUNGEN IN DER SEDIMENTATION DES MITTELDEVONS VON EUROPA

M. Oczlon, Heidelberg

Ende der 60er Jahre wies PUSCHMANN erstmals darauf hin, daß das Mitteldevon in Südspanien komplett und ohne Diskordanz fehlt. Eine überregionale Betrachtung bestätigt diese Schichtlücke in ähnlichem Umfang wie auch im Frankenwald (a), Thüringen (b), Vogtland (c), Nossen-Wilsdruffer Schiefergebirge (d), Koneprusy-Region des barrandiums (e), Nördliche Grauwackenzone (f), Gurktaler Alpen (g), östl. Armorikanisches Massiv (h-k), Kantabrien (l), Katalonien/östl. Pyrenäen (n), Kalabrien (o), Chios, Ägäis (p), SE-Türkei, N-Irak und Iran (q) (Fig. 1, Zitate entfallen aus Platzgründen).

Kennzeichnend für die Kontakte Unter-/Oberdevon sind häufig Parakonformität und das Fehlen (grob-)klastischer Basalbildungen, manchmal ist nicht einmal ein Unterschied in der Sedimentation zu beobachten. Im heutigen Schelf-/Slope-Bereich treten derartige Erscheinungen als Folge ozeanischer Oberflächenströmungen auf, die bis zu 1000 m oder tiefer reichen, dabei den Meeresboden vom Sediment freihalten und ihn z.T. erodieren. Ein Beispiel hierfür ist der Golfstrom über dem Blake Plateau vor der Ostküste Nordamerikas.

Entlang seiner Fließrichtung liegt eine bis zu 300 km breite Zone, in der nicht sedimentiert und teilweise in Kanälen bis zum Alttertiär abgetragen wird. Sowohl in Küsten- als auch in Ozeanrichtung folgt eine 50-100 km breite Kondensationszone, bevor wieder eine unbeeinflusste Sedimentation einsetzt.

In Bereichen mit Erosion können auch Erosionsdiskordanzen entstehen, wie sie seismisch unter dem Blake Plateau im Oligozän entdeckt wurden. Auch im Devon SW-Spaniens ("Valle", Prov. Sevilla) läßt sich im Verband mit parakonformen Übergängen ein (erosions-) diskordanter Kontakt nachweisen. Faltung oder Schleppung an Störungen kann ausgeschlossen werden.

Kondensierte Mitteldevon-Abfolgen treten teilweise marginal zu Schichtlücken auf. Insgesamt sind kondensierte Profile von N-Marokko (r), S-Portugal (s), S-Sardinien (t), östl. Karnische Alpen (u) und den Westsudeten (v) bekannt (Fig. 1).

Sie leiten über zu relativ vollständigen Profilen in Nordafrika (Marokko-Ägypten, A), Kantabrien (B), Zen-

tral-Pyrenäen (C), Montagne Noire (D), Westl. Armorikanisches Massiv (E), Karnische Alpen (F), Barrandium (G), S-Türkei (H) (Fig. 1).

Es sind jedoch nur selten Schichtlücken, Kondensationen und vollständige Profile eindeutig untereinander in Beziehung zu setzen. Am deutlichsten erscheint die Abfolge N-Spanien (komplett) - S-Spanien (Schichtlücke) - N-Marokko (kondensiert) - Zentralmarokko (komplett) (Fig. 1). Hierbei müssen jedoch auch variscische und alpidische Bewegungen berücksichtigt werden. Erwähnenswert ist, daß in keinem der betrachteten Profile irgendwelche Anzeichen von Vulkanismus zu finden sind.

Eine weitere Auswirkung von Strömungen sind ihre Ablagerungen, die man als Contourite bezeichnet, welche hauptsächlich im Rezentbereich untersucht sind. Nach LOVELL & STOW (Geology 1981: 349) versteht man darunter "eine Schicht, die durch eine Strömung abgelagert oder deutlich aufgearbeitet wurde, wobei die Strömung hangparallel in relativ tiefem Wasser (sicher unterhalb der Wellenbasis) in konstanten räumlichen und zeitlichen Verhältnissen fließt". Wichtige sedimentologische Kennzeichen, die jedoch nicht immer entwickelt sein müssen, sind: Schrägschichtung, laminierte Schichtung, scharfe Ober- und Untergrenzen einer Schicht, gut sortierte Feinsandsteine und Siltsteine, Schichtmächtigkeit im cm-Bereich (seltener 10-20 cm), starke Bioturbation einzelner Lagen, hoher nicht-detritischer CaCO₃-Gehalt (bis 40% oder mehr).

Contourite können leicht mit Flysch oder "flyschoiden" Sedimenten, aber auch mit Tempestiten verwechselt werden, was zu völlig falschen Schlußfolgerungen führt. Sie sind eher an ruhige, stabile Verhältnisse am Kontinentalrand gebunden. Sedimente mit o. a. Kennzeichen erscheinen in Menorca, Kabylei, N-Marokko (vor dem Beginn alpidischer Bewegungen zusammenhängend als Alboranblock, 1), Kantabrien (2), westl. Armorikanisches Massiv (3), Görlitzer Schiefergebirge (4), Ostsudeten (5), Barrandium (6) (Fig. 1). Sie sind als Contourite einzustufen und auf das Mitteldevon beschränkt.

Die beschriebenen Gebiete (Saxothuringikum + mediterranes Paläozoikum) werden auf Grund ihrer Ähnlich-

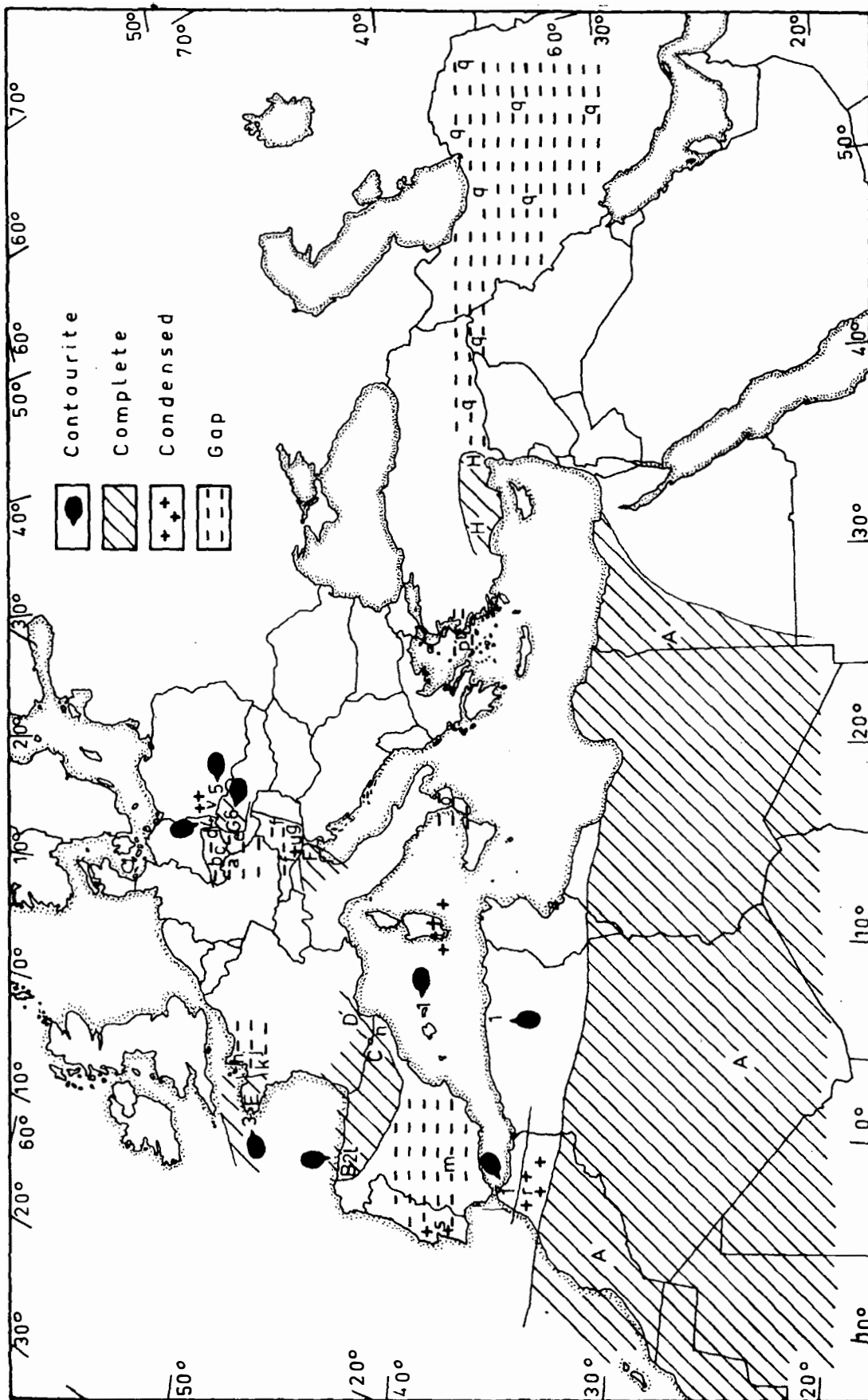


Fig. 1:

Betrachtete Abfolgen mit Nordgondwana-Mitteldevon; a-q: Schichtlücken; r-v: Kondensationen; A-H: hauptsächlich vollständig; 1-6: Abfolgen mit Contouriten

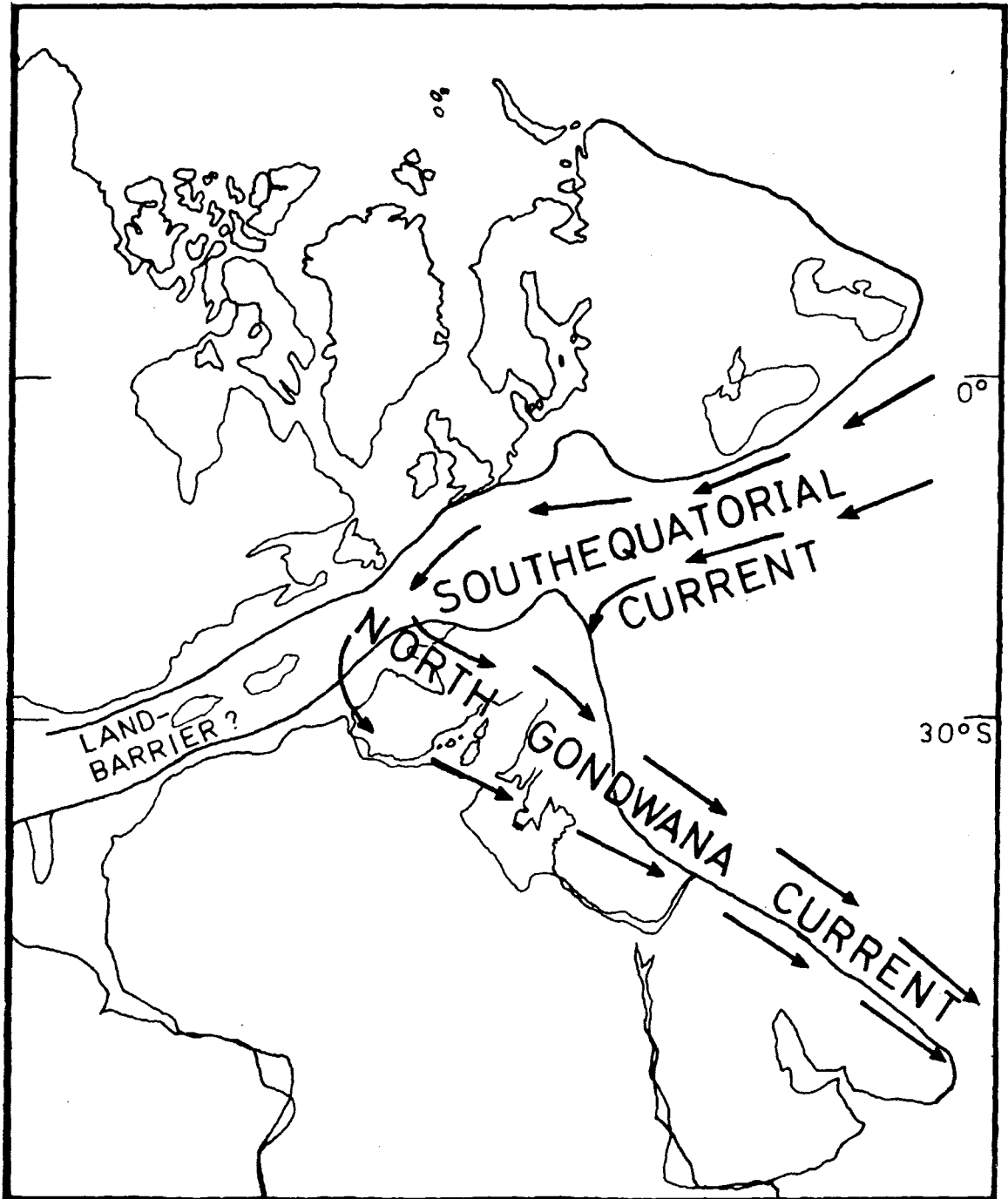


Fig. 2:

Rekonstruktion von Gondwana und Laurussia im Mitteldevon. Die Begrenzung der Superkontinente (dicke Linie) stellt die heute sichtbare Grenze zwischen Gondwana- und Laurussia-Paläozoikum dar. Die relative Position der verschiedenen Nordgondwana-Fragmente (heute Mittel- und Südeuropal untereinander und in bezug auf das kratonische Afrika) ist unsicher und mit einer Toleranz von mehreren 100 km zu betrachten. Das Strömungssystem auf der Südhalbkugel ergibt sich analog zum rezenten System Nordäquatorialstrom/Golfstrom.

keit als Nordgondwana-Paläozoikum zusammengefaßt und einem Laurussischen Paläozoikum gegenübergestellt (spätestens ab Silur). Letzteres enthält ein immer vollständiges, mächtiges und z. T. vulkanisches Mitteldevon eines aktiven Kontinentalrandes.

Paläomagnetische Messungen zeigen, daß zwischen dem Südrand von Laurussia (0–10°S, Rheinisches Schiefergebirge, S-England) und dem Gondwana-Nordrand

(35–40°S für S-Portugal) noch im Mittel-/Oberdevon eine beträchtliche Lücke bestand (Fig. 2).

Dieser Raum bietet genug Platz für ein Strömungssystem analog dem heutigen Nordäquatorialstrom/Golfstrom (zw. 10 u. 35°N) mit allen rezent erkannten Sedimentationsphänomenen, die auch in der Zeitdauer (15–20 Ma) vergleichbar sind.

SEDIMENTOLOGIE UND FAZIES IN DER BUCHT VON SAFAGA (ROTES MEER, ÄGYPTEN)

W. E. Piller, Wien & A. M. Mansour, Qena/Egypt

Im Rahmen einer aktuopaläontologischen Studie in der Nördlichen Bucht von Safaga (Rotes Meer, Ägypten) wurden - als Grundlage für die aktuopaläontologischen Untersuchungen - sowohl Feldstudien (PILLER & PERVESLER, 1989) als auch verschiedene Sedimentuntersuchungen durchgeführt.

Aufgrund der topographischen Gegebenheiten kann die Nördliche Bucht von Safaga in 4 Bereiche gegliedert werden: Der "Ostteil" erreicht bis 55 m Wassertiefe und wird durch eine submarine Schwelle bzw. ein Reihe von Untiefen gegen das offene Meer hin abgegrenzt. Der "Nordteil" repräsentiert ein ausgedehntes Flachwasserareal, das durch einen intertidalen Rücken gegliedert wird. Der "Westteil" wird durch ein scharf begrenztes Becken (Wassertiefe 30-38 m) mit, vor allem am Ostrand, steil ansteigenden Flanken charakterisiert. Dieses Becken verengt sich gegen SW und geht kontinuierlich in den "Südwestkanal" über. Letzterer verflacht Richtung Süden zunehmend und leitet mit einer Untiefe und Engstelle in die Südliche Bucht von Safaga über.

Die Wassertemperatur zeigt eine jahreszeitliche Abhängigkeit (Sommer: ca. 28-29°C, Winter: ca. 22-23°C), aber keine schichtungsbedingten Unterschiede; ähnliches gilt für die Salinität (Sommer: 42-46‰, Winter: 40-43‰). Die Wasserströmung verläuft am Außenrand der Bucht küstenparallel in N-S-Richtung, in der Bucht selbst bewirkt die Morphologie ein komplexes Strömungsmuster.

Die Kartierung des Meeresbodens innerhalb der Bucht läßt eine Gliederung in verschiedene Bodenfaziesbereiche zu: Unter den **Korallenriffen** konnten nach Position, Größe und Form drei Typen unterschieden werden (Saumriffe; Fleckenriffe mit Säulenriffen, einem Plattformriff und einem Miniatoll; Buckelriffe; - Terminologie sensu GEISTER, 1983). Weite Flächen der Bucht sind mit einem mehr oder minder dichten **Korallenrasen** (coral carpet) überzogen, wo die Korallenbesiedlung, im Unterschied zu den Riffen, keine deutliche Zonierung erkennen läßt. Abnehmende Besiedlungsdichte durch Steinkorallen leitet gegen das tiefere Wasser in subtidale **Felsböden** über. Diese zeigen neben fleckenhafter Sedimentbedeckung einen unterschiedlich dichten Bestand an Weich-

korallen. Die größte Mannigfaltigkeit weisen **Sandböden** auf, wobei reine Sande hauptsächlich im unmittelbaren Küstenbereich - meist mit erhöhtem Terrigengehalt - auftreten. Weit verbreitet sind Sandböden mit unterschiedlich dichtem Vorkommen von Buckelriffen und/oder Seegräsern. In Wassertiefen unter 50-55 m ist am östlichen Ausenrand der Bucht Sand mit Makroiden ausgebildet. Die Makroiden werden aus acervuliniden Foraminiferen, Corallinaceen und Bryozoen aufgebaut. In den tieferen und geschützten Bereichen der Bucht weisen die Sande erhöhten Feinanteil auf und können als schlammige Sande kartiert werden. Wird der Meeresboden durch dichten Seegrasbestand bedeckt, wurde er als eigene Kategorie - **Seegrasboden** - ausgeschieden. Das relativ abgeschlossene Becken des "Westteiles" weist einen **Schlamm Boden** auf. Im Küstenbereich existieren weite, als Felswatt ausgebildete Flächen und am Westrand der Insel Safaga ist ein **Mangrove-Streifen** entwickelt.

Im wesentlichen wird die Verteilung dieser Bodentypen durch die topographischen und hydrodynamischen Verhältnisse innerhalb der Bucht bewirkt (vgl. PILLER & PERVESLER, 1989).

Zur besseren Charakterisierung der Sedimente wurden Korngrößenverteilung (148 Proben), Komponentbestand (123 Proben), mineralogische Zusammensetzung (146 Proben), einige Spurenelemente (146 Proben) und die Oberflächen von Quarzkörnern (25 Proben) untersucht.

Von einigen Einzelproben abgesehen, läßt die Korngrößenverteilung - basierend auf einer Clusteranalyse - eine Einteilung in 4 verschiedene Gruppen zu. Verglichen mit der Verteilung der Bodenfaziesbereiche umfaßt jene Gruppe, die durch einen höheren grobkörnigen Sedimentanteil charakterisiert wird, die Proben aus den Korallenriffen, den Korallenrasen, den Felsböden und den Sanden mit Buckelriffen. Die Gruppe mit hohem Silt- und Tonanteil entspricht den schlammigen Sandböden und dem Schlamm Boden. Gut sortierte Sande dominieren im Küstenbereich, entsprechend dem Vorkommen von reinen Sandböden. Schlecht sortierte Sande mit unterschiedlichem Anteil an Schlamm stehen im Zusammenhang mit dem Vorkommen von Seegras.

Bei der Untersuchung der Komponentenverteilung wurden 17 Komponenten-kategorien unterschieden, von denen nur 11 in nennenswerten Häufigkeiten vorkommen. Ausgezählt wurden die 7 groben Fraktionen (> 250 µm) aus den Siebanalysen. Am augenfälligsten ist die starke Dominanz der Mollusken in der überwiegenden Zahl der Proben. Daneben sind Korallen und Corallinaceen in unterschiedlichem Verhältnis in den Proben aus den Korallenriffen, den Korallenrasen, den Felsböden, sowie den Sandböden mit Buckelriffen bzw. mit Makroiden charakteristisch. Für Sande mit höherem Anteil an Feinsedimenten sind hohe Werte von *Operculina* diagnostisch, das häufige Vorkommen von soritinen Foraminiferen spiegelt Böden mit Seegrasbewuchs wider. In küstennahen Sandböden wird durch die Komponentenbestimmung der hohe Anteil an Terrigenmaterial (Quarz und Feldspat) bestätigt. Wenige Proben werden durch Aggregatkörner charakterisiert; in dieser Kategorie sind sowohl Komponenten im Sinne von grapestones oder lumps als auch Lithoklaste zusammengefaßt. Obwohl Echinodermenreste insgesamt keine hohen Prozentsätze erreichen, sind sie in einigen Proben aus dem Schlamm Boden, neben Mollusken und Foraminiferen, relativ häufig. Im Gegensatz zu den meisten anderen tropisch-subtropischen Karbonatbereichen ist *Halimeda* ausgesprochen selten anzutreffen, nur in einer einzigen Probe ist sie dominant.

Bei den mineralogischen Untersuchungen konnten neben den Karbonatmineralien nur Quarz, Plagioklas und Alkalifeldspat nachgewiesen werden; auch in Proben mit hohem Anteil an Feinsediment fehlen Tonmineralien. Unter den Karbonaten erreicht Mg-Kalzit die größten Häufigkeiten, gefolgt von Aragonit und - mit deutlichem Abstand - von Kalzit. Aragonit zeigt eine positive Korrelation zum Auftreten von Korallen und - damit im Zusammenhang - zu gröberkörnigem Sediment. Höhere Werte für Kalzit sind vor allem im küstennahen Bereich - wahrscheinlich detritären Ursprunges - oder am Außenrand der Bucht - vielleicht durch das häufigere Auftreten von Plankton - vorhanden. Sowohl Kalzit als auch Mg-Kalzit zeigen eine positive Korrelation zum feinkörnigen Sedimentanteil. Die generell sehr hohen Werte für Mg-Kalzit (meist > 40 %) könnten zum Teil auf frühdiagenetische Zemente zurückgehen.

Unter den Spurenelementen zeigt - wie erwartet - Strontium eine hohe Korrelation zum Vorkommen von

Korallen, während die höheren Werte für Eisen und Mangan an die feinkörnigen Sedimente der Beckenbereiche bzw. an den "Südwestkanal" gebunden sind.

Basierend auf einer Clusteranalyse, lassen sich in der Nördlichen Bucht von Safaga anhand dieser sedimentologischen Daten - als vorläufiges Ergebnis - 8 Faziesbereiche unterscheiden:

Korallen/Corallinaceen Fazies: Verglichen mit der Verteilung der Bodentypen umfaßt diese Fazies einen Großteil der Proben aus den Riffen, den Korallenrasen, den Felsböden und den Sanden mit Buckelriffen bzw. Makroiden.

Mollusken-Fazies: Im wesentlichen beinhaltet diese Fazies Proben aus den schlammigen Sandböden.

Operculinen-Fazies: Dazu sind jene Proben aus dem schlammigen Sandboden zu zählen, die nicht in die Mollusken Fazies gestellt werden.

Soritinen-Fazies: Die Verteilung dieser Fazies korrespondiert sehr gut mit jener der Seegrasböden.

Aggregatkorn-Fazies: Die beiden Proben dieser Fazies kommen von seichten Sandböden.

Halimeda-Fazies: Sie ist nur durch eine einzige Probe aus einem schlammigen Sandboden mit dichtem *Halimeda*-Bewuchs, innerhalb eines Korallenrasens, repräsentiert.

Schlamm-Fazies: Die Proben dieser Fazies stammen zum überwiegenden Teil aus dem Bodentypus "Schlamm Boden", daneben sind aber auch Proben aus dem schlammigen Sandboden sowie isolierte Vorkommen innerhalb von Korallenrasen inkludiert.

Terrigensand-Fazies: Das Vorkommen dieser Fazies ist auf die engeren Küstenbereiche beschränkt.

Dieses Ergebnis zeigt, daß bei Anwendung der dargestellten Methoden ein Großteil der bei der Meeresbodenkartierung unterscheidbaren Bodenbereiche im Sediment dermaßen dokumentiert ist, daß die Verteilung der Bodentypen mit jener der Sedimentfazies-Bereiche weitgehend übereinstimmt.

Literatur

- GEISTER, J. (1983): Holozäne westindische Korallenriffe: Geomorphologie, Ökologie und Fazies. - Fazies 9, 173-284, Taf. 25-35, 57 Abb., Erlangen.
- PILLER, W. E. & PERVESLER, P. (1989): The Northern Bay of Safaga (Red Sea, Egypt) - an actiopalaontological approach. I. Topography and Bottom Facies. - Beitr. Paläont. Österr. 15, in Druck.

BILDUNGSMODELL UND GESCHICHTE DER Pb/Zn-LAGERSTÄTTEN DER WESTLICHEN NÖRDLICHEN KALKALPEN, TIROL

D. Sanders, Zürich & R. Brandner, Innsbruck

Systeme von spätdiagenetisch verdrängtem Kalk und mit Sulfiden (Zinkblende, Bleiglanz) vererzte, mit Satteldolomit/Kalzitspat (untergeordnet Fluorit, Anhydrit) zementierte Gänge wurden vom Niveau der Formationsgruppe des "Alpinen Muschelkalkes" (AMK) bis zum Top Wettersteinkalk verfolgt, wo das Vererzungssystem an scharfer Grenze unmittelbar im Liegenden des 1. Raibler Schiefertones aussetzt.

Von den auftretenden Gangmineralen Dolomit, Kalzit, Quarz, Anhydrit und Fluorit zeigen die ersteren vier eine Tiefenzonierung hinsichtlich der Art des Auftretens und der Häufigkeit (Abb. 1). Nonplanarer Dolomit und Kalzit sind die stark überwiegenden Gangarten im beobachteten Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen.

Verdrängung von Kalk tritt vor allem im Niveau des AMK auf als (1) bevorzugt schichtungsparallele, untergeordnet auch podiforme, selektive, nonplanare Dolomitisation, (2) schichtungsparallele bis podiforme, selektive, bis einige Meter große Verquarzungen und (3) podiforme Fluoritisation. Die ausgedehnte schichtungsparallele Dolomitisation und die dazu volumetrisch stark untergeordnete Verquarzung sind auf den AMK beschränkt.

Eine spätdiagenetische Entstehung des Dolomits ist angezeigt durch die relativ großen, nonplanaren Kristalle, die scharfen Dolomit/Kalk-Grenzen, scharf abgegrenzte Podiforme von Dolomit, Quarz und Fluorit, und hohe Fe, Mn- gegen niedrige Sr-Gehalte im Dolomit (Fe: $\times 10^3$ ppm, Mn: $\times 10^2$ - 10^3 ppm, Sr: $\times 10^1$ ppm).

Satteldolomit tritt am häufigsten als Aderfüllung oder Brekzienzement innerhalb der Dolomitisation auf, oder als nicht-selektive Verdrängung von AMK. Der Wettersteinkalk zeigt nur örtlich, angrenzend an Gänge und Kavernen, eine oft unvollständige, selektive Dolomitisation, während der Hauptteil der Mineralisation innerhalb eines Systems von Gängen und Kavernen auftritt (Abb. 2).

Einfache mineralisierte Adern von mm- bis cm-Weiten zeigen stets eine Abfolge von Kalkstein-Sulfiderz-karbonatische Gangart (Satteldolomit, Kalzitspat) zum Inneren der Ader hin, wogegen in dm- bis m-weiten Gängen komplexe Gefüge von Sulfiderz/Gangart auftreten. Wesentlich seltener tritt Fluorit als Hohlraumfüllung auf.

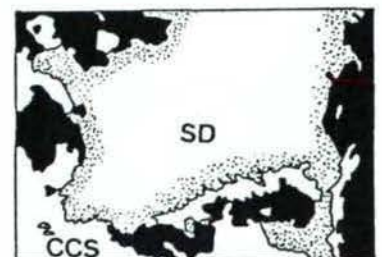
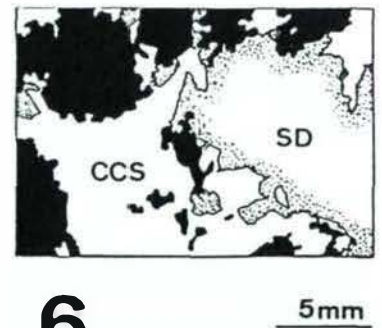
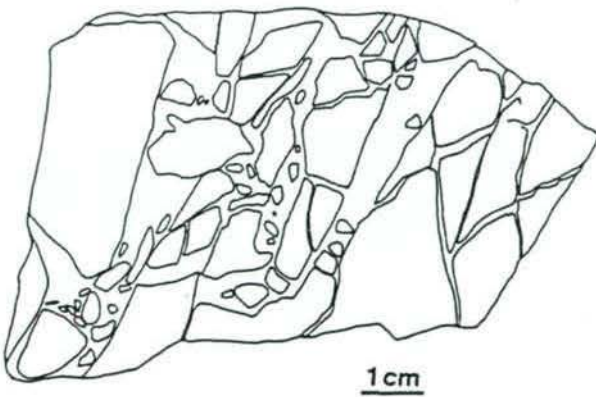
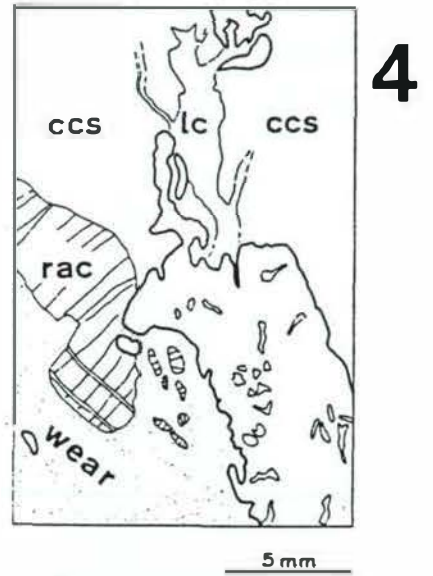
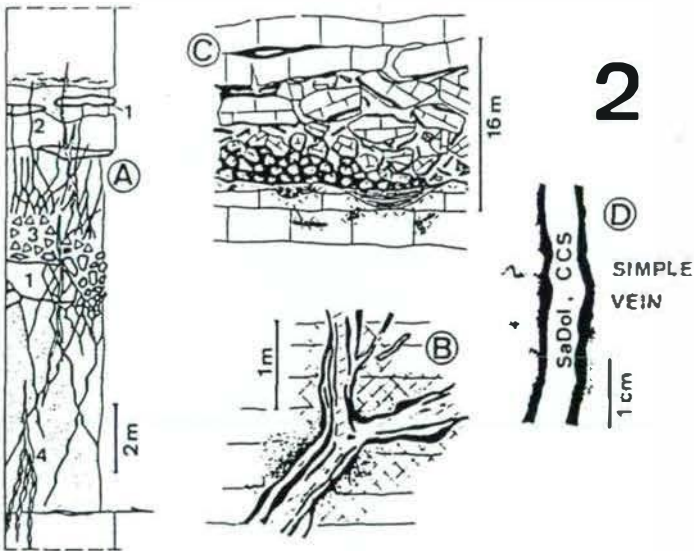
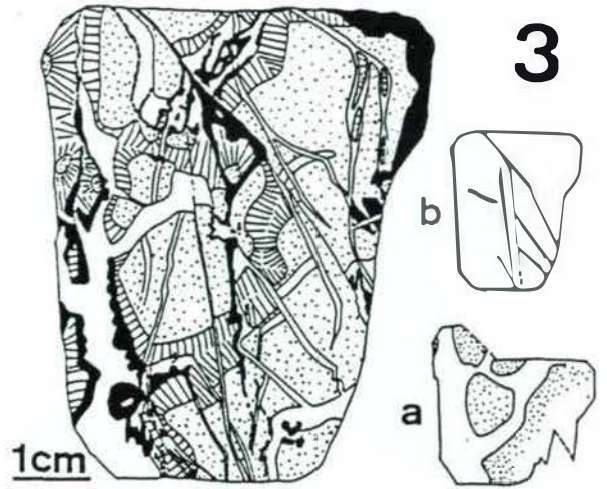
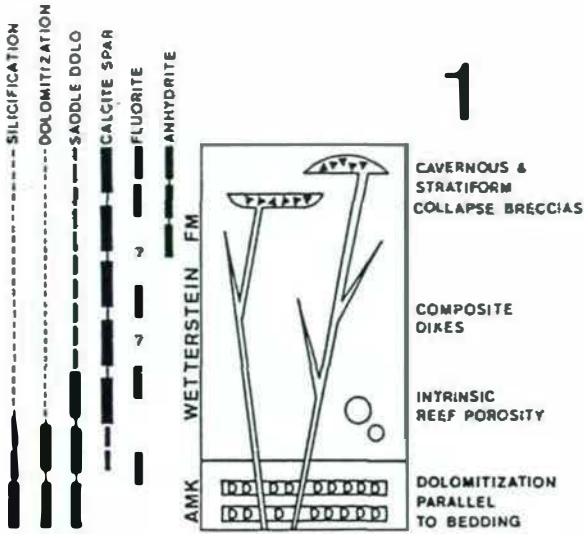
Korrosion des Wirtsgesteines am Kontakt zu Erz/Gangart ist ein durchgehendes und genetisch wesentliches Merkmal der Lagerstätten vom Dünnschliff- bis in den Aufschlußbereich, wobei auch für Kavernen die Abfolge Kalkstein-Sulfiderz-karbonatische Gangart zum Inneren des Hohlraumes bezeichnend ist (Abb. 2).

Merkmale von Translation vor und während der Vererzung sind hingegen nachträglich mineralisierte Kataklastithorizonte, mineralisierte Translationsfrakturen und interne Scherungsbrekzien, welche eine Verbindung zwischen tektonischen Bewegungen und Mineralisation belegen (Abb. 3, 4, 5).

Vom tiefsten Wettersteinkalk an setzt in vererzten Hohlräumen grober Kalzitspat neben dem Satteldolomit ein, und wird zum Top Wettersteinkalk zunehmend häufiger auf Kosten des Satteldolomits, welcher sich typischerweise als korrodierte Reste im Kalzitspat oder randlich zu kalzitementierten Gängen findet. Dünnschliff, Kathodolumineszenz und Mikrosonde belegen weiters die Korrosion des Satteldolomits, d. h. der Kalzitspat ist zumindest teilweise als Dedolomit anzusehen (Abb. 6).

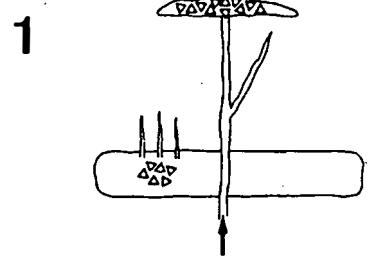
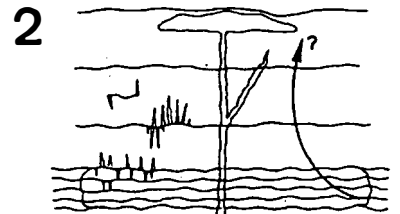
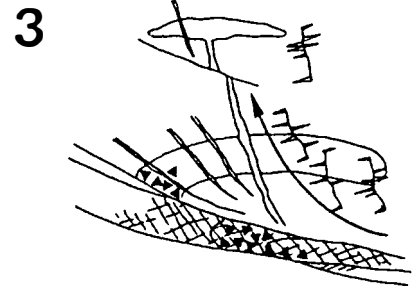
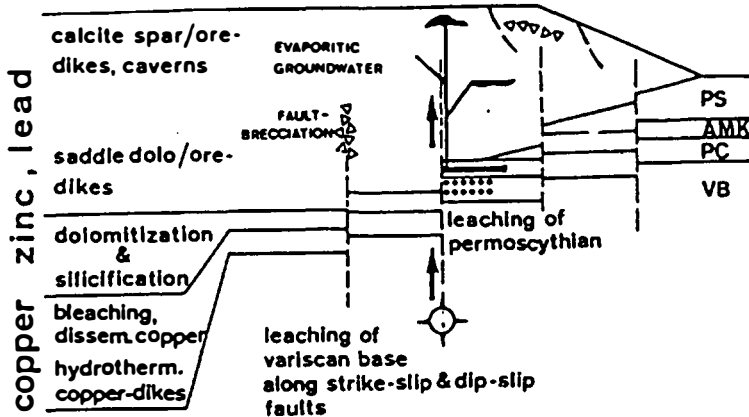
Mit abnehmender Höhe innerhalb der Schichtsäule zeigen sowohl Satteldolomit als auch Kalzitspat einen Trend zu abnehmendem Fe, Mn und zunehmendem Sr, sowie ein vertikales Zusammenlaufen der absoluten Fe-, Mn-, Sr-Werte in beiden Karbonaten.

Spätere Remobilisation von Dolomit, möglicherweise in Verbindung mit Drucklösung und tektonische verursachtem Porenlösungsfluß, führte zu Korrosion und Mikrofrakturierung und Mikrobrekzierung in der früheren Satteldolomitphase. Daran anschließend wurde der Satteldolomit 1 von einem Satteldolomit 2 in optischer Kontinuität überwachsen. Die Satteldolomite wiederum zeigen korrosive Kontakte zu einem anschließenden Kalzitement (Abb. 7). Tektonisch verursachter Strain in Verbindung mit Porenlösungsfluß wird auch als Ursache von Mikrofrakturierung im Sulfiderz angesehen, mit Korrosion des Erzes und der karbonatischen Gangart und anschließender Zementation durch reaktivierten Dolomit oder Kalzit.





WETTERSTEIN
CARBONATE PLATFORM



8

9

Abb. 1:

Verteilung und relative Häufigkeit der Gangarten im "Alpinen Muschelkalk" (AMK) und Wettersteinkalk in den westlichen Nördlichen Kalkalpen, und Schema der mineralisierten Schichtsäule mit typischem Auftreten von Erz/Gangart.

Abb. 2:

Ausgeschiedene Grundmuster des Auftretens von Erz/Gangart (man beachte den Maßstab):

- A: Profil durch dolomitisierten AMK mit Verquarzung (1), Satteldolomit-zementierter Aderung (2) und satteldolomitsch zementierten Internbrekzien (3) sowie telogenetischen Kristallsilt/Calcizement-Adern (4).
- B: diskordanter Gang mit komplexen Erz/Gangart-Gefügen, mit Rekristallisation und/oder teilweiser Dolomitisation (schraffiert) und sulfidischer Verdrängung des Kalkes ("Sprenkelerz") nahe dem Gang.
- C: Kollapskaverne mit Bodensedimenten ("880 m-Lager", Lafatsch). Die Sulfide (schwarz) treten meist am Kontakt zu den korrodierten Kalksteinklasten auf, Zemente (weiß) sind zuerst grober Calcitspat und anschließend Anhydritspat.
- D: Einfache Ader mit der Abfolge von Kalkstein - Sulfiderz - karbonatische Gangart (seltener auch Fluorit) zum Inneren hin. Diese Abfolge in einfachen Adern tritt durch die gesamte Schichtfolge und im ganzen beobachteten Bereich unverändert auf.

Abb. 3, 4:

Beispiele von Translation und Korrosion von Kalk während der Mineralisation. In Abb. 3 sind die Bewegungsbahnen vereinfacht wiedergegeben und zeigen die Scherflächen im Handstückbereich. Abb. 4: wear = rekristallisierte Kataklasit, RAC = Rest von radiaxialen Kalzit, dicke Linie = gebänderte Zinkblende, CCS = grober Calcitspat, LC = späterer Kalzit, welcher den groben Calcitspat und die Zinkblende korrodiert.

Abb. 5:

Unvererzte, kalzitisch zementierte Scherungsbrekzie aus der Mineralisation des Oberen Wettersteinkalkes

Abb. 6:

Gefüge zwischen Zinkblende (schwarz), Satteldolomit und Kalzitpat, zeigt die unregelmäßigen Korrosionsgrenzen des Kalzitspates nach Satteldolomit.

Abb. 7:

(Vereinfacht nach Kat.-lum. bild) Beispiel von Mikrofrakturierung in Verdrängungsdolomit (unterer Bildbereich, stärker ausgezogen) und Satteldolomit 1, mit Überwachsung durch zonierte Satteldolomit 2. Späterer Kalzit (cc) zeigt Korrosionsgrenzen gegen den Satteldolomit. Man beachte die Mikrorisse mit typischem unregelmäßigen Verlauf, welche von den breiteren Adern in den Verdrängungsdolomit laufen. Sehr ähnliche Gefüge wurden von FRISIA et al. (1989) im Zusammenhang mit dem Durchgang warmer Fluide und hydrofracturing im Begrabungsstadium von den Südalpen beschrieben.

Abb. 8:

Synthesemodell der Pb/Zn-Mineralisation. Als wichtige Komponente innerhalb des weiteren extensiven tektonischen Umfeldes werden en echelon Brüche im Rahmen eines strike-slip-Störungssystemes angesehen, da diese im Zusammenspiel mit seichter Extensionsfrakturierung und primär gebildeten Hohlraumssystemen der Karbonatplattform den raschen Aufstieg (vgl. CATHLES & SMITH, 1983) sehr großer Fluidmengen (SIBSON, 1981, 1986, 1987) ermöglichen. Aktuogeologische Untersuchungen, welche innerhalb eines extensiven Umfeldes die Extensions- von der strike-slip-Komponente trennen, zeigen die Wichtigkeit von strike-slip-Störungen für den Fluidaufstieg (z. B. SIBSON, 1981; RAMBOZ, 1989). Die Mineralisation setzt in der Trias nach Ende der Wettersteinkalk-Entwicklung ein und erstreckt sich (mit Unterbrechungen?) über einen Zeitraum von noch unbekannter Dauer.

Abb. 9:

Geschichte der Mineralisation, gefaßt und unterteilt in drei Stufen

- 1: Einsetzen der Vererzung mit Ausbildung der Dolomitisation und Anlage der Geometrien der Erz/Gangart-Körper in einem weitgehend lithifizierten Schichtstapel. Allmähliches Einsetzen der Drucklösung durch Überlagerung.
- 2: Begrabungsstadium mit Aufheizung, Zirkulation von erwärmten Porenwässern wahrscheinlich. Fortdauer der Drucklösung führt zu Aderung und Umlagerung von Gangart und ?Erz. Satteldolomit 2 und späterer Kalzitement, Mikrofrakturierung/Mikrobrekzierung. Weitere Zufuhr von mineralisierender Lösung ist in diesem Stadium derzeit nicht auszuschließen.
- 3: Während der alpinen Kompression kommt es durch orogene Aufheizung (vgl. KRALIK et al., 1987) und Deformation zu Fluidtransport vorwiegend in Frakturpermeabilität, zu tektonischer Drucklösung und damit verbundener Umlagerung und in Bereichen starker Deformation - zu Kataklase (schwarze Dreiecke) und Intrusion von "gouge" in das Nebengestein.

Die verquarzten und dolomitisierten Partien des AMK zeigen sowohl bankungsparallele als auch tektonische Stylolithen- und Slickolithenflächen, aber auch in der karbonatischen Gangart sind interkristalline Drucksuturen häufig. Stark deformierte Bereiche der Mineralisation (erzführender, dolomitierter AMK in tektonisch tiefer Position) zeigen eine Aderung mit tw. antitaxialem Dolomitement, welcher progressiven Strain mit Änderung der Strainrichtung anzeigt.

Diese oft bis einige cm weiten Adern und Scherhorizonte werden von alpidischen Slickolithen und Harnischen mit fibrösem Dolomitement häufig in steilem Winkel durchsetzt, was wahrscheinlich durch syntektonische Gleitscherung parallel zur Drucklösungfläche während desselben Bewegungsaktes hervorgerufen wurde.

Das telogenetische Stadium (uplift) ist durch korrosive, mehrphasig geöffnete, wechselnd Kristallsilt-/Zement-verfüllte Kalzitadern belegt, welche die tektonischen Stylolithenflächen und alpidische Bewegungsbahnen durchsetzen.

Eine Ableitung der mineralisierenden Lösung aus Porenwässern des Partnachbeckens ("basinal brine models"; JACKSON & BEALES, 1967) erscheint sowohl (1) von Feldbefunden aus Gebieten mit dolomitiertem AKM, überlagert von Partnachschieferton und Partnachkalk, als auch (2) aus Gründen der Massenbilanz und des zeitlich-sedimentologischen Rahmens sehr unwahr-

scheinlich (SANDERS, 1988). Wo durchgehend dolomitisierte Reifflinger Kalke in ihren hangendsten Teilen mit Partnachtonen im dm-Bereich wechsellagern, erweist sich der Schieferton als wirksame Lösungssperre.

Die Verteilung der Gangarten in der Schichtsäule, die Gefügebeziehungen zwischen Satteldolomit, Kalzitapat und Anhydritapat, und die Spurenelementtrends der karbonatischen Gangart belegen eine vertikale Änderung der Gangart-Fällungsphase wahrscheinlich durch Lösungsmischung und -entwicklung, wogegen die Art des Auftretens der Sulfide grundsätzlich über die ganze Höhe gleich bleibt als vor allem "Sprenkelierz", "Reicherzfälle" (massive Gefüge aus gebänderter Zinkblende und Bleiglanz), "Bodenerz" mit örtlichen Sedimentationsstrukturen und, sehr häufig, "gebänderte Zinkblende" mit eingelagertem Bleiglanz.

Korrosion von Karbonat (Kalk, Dolomit), hervorgerufen durch Untersättigung für Karbonat in der Mischungszone zwischen Mineralisierer und marinem Grundwasser durch Lösungsmischungseffekte (Temperatureffekt, Ionenstärke-Effekt, Neuverteilung von Komplexen und gelösten Spezies), führt im eigentlichen Fällungsbereich zu signifikanter Störung im Lösungsgleichgewicht des Mineralisierers, und wird daher als ein wesentlicher Faktor in der Erzfällung angesehen (SANDERS, 1988; in prep.).

Die angeführten Daten sind Hinweise für eine ascendente Injektion der mineralisierenden Lösung in die von Störungen zerschnittene Karbonatplattform. Untersuchungen des Sedimentationsablaufes und der Faziesverteilung in den Nördlichen Kalkalpen belegen eine Extensionstektonik in der Trias (BECHSTÄDT et al., 1978; BRANDNER, 1984), wobei neuere Arbeiten eine signifikante strike-slip-Komponente betonen (KINDLE, 1989). Wie durch Pb-Isotope belegt, entstammt das Pb, und damit wahrscheinlich auch das Zn, dem variszischen Untergrund (KÖPPEL & SCHROLL, 1985) und wahrscheinlich auch dessen Abtragungsprodukten, den permoskythischen red beds (SANDERS, 1988). Pb und Znd wurden durch tektonisch verursachten Fluid-aufstieg entlang dem strike-slip/dip-slip-Störungssystem in die Karbonatplattform eingebracht (Abb. 8).

Die Befunde sprechen für ein Einsetzen der Mineralisation im Verlaufe der Trias wahrscheinlich bereits ab höherem Cordevol, jedoch sind anhaltende Mobilisationen von noch unbekanntem Gesamtumfang von der Gangart her angezeigt (siehe auch MAUL et al., 1989) und auch für die Erze wahrscheinlich (vgl. dazu KAPPEL & SCHROLL, 1982).

Für das frühe Einsetzen der Mineralisation spricht: (1) Gegen das Hangende der Wettersteinkalk-Plattform werden zunehmend primäre Hohlräumgefüge von den mineralisierenden Lösungen erfaßt, was letztlich zur Bezeichnung "stratiforme Pb-Zn-Lagerstätte" (SCHULZ, 1981) geführt hat. (2) Grobe, den Satteldolomit verdrängende Kalzitspate werden von prä-Raibler Internsedimenten plombiert. (3) Die Internsedimentationsgefüge sind völlig parallel zum ss des Wettersteinkalkes. (4) Präraibler Alter des quer zur Wettersteinkalk-Plattform streichenden Bruchsystems (heute ca. NNE/SSW), an das die Mineralisation gebunden ist (BRANDNER, 1978).

Eine ausschließlich kretazische Mineralisation durch Fluidtransport an Deckenbahnen (FRIEDRICH, 1948; HENRICH & ZANKL, 1986) wird jedoch durch die Gefüge der Mineralisation und den Vergleich mit den Südalpen ausgeschlossen (SANDERS, 1988).

In der Synthese (Abb. 8) wird die Cu-Mineralisation des Permoskyth in prinzipiell denselben genetischen Rahmen wie die Pb/Zn-Mineralisation gestellt, was im Hinblick auf die Bedingungen des Metalltransportes, aber auch auf die im Permoskyth auftretenden Erz- und Gangarten (vgl. KRÄINER, 1982; STINGL, 1982) ein geschlossenes Modell ergibt (SANDERS, 1988; SANDERS & BRANDNER, 1989). Die Geschichte der Mineralisation vom Eindringen der mineralisierenden Lösungen bis zur alpinen Deformation ist, soweit es dem jetzigen Kenntnisstand entspricht, schematisch in Abb. 9 angelegt.

Literatur

- BECHSTÄDT, T., BRANDNER, R., MOSTLER, H. & SCHMIDT, K. (1978): Aborted rifting in the Triassic of the Eastern and Southern Alps. - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 156/2, 157-178.
- BRANDNER, R. (1978): Tektonisch kontrollierter Sedimentationsablauf im Ladin und Unterkarn der westlichen Nördlichen Kalkalpen. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 8, 317-354, 22 Abb., Fototaf. 1-5, Innsbruck 1978.
- BRANDNER, R. (1984): Meeresspiegelschwankungen und Tektonik in der Trias der NW-Tethys. - Jb. Geol. B.-A., 126, 4, 435-475.
- CATHLES, L. M., SMITH, A. T. (1983): Thermal Constraints of the Formation of Mississippi Valley - Type Lead - Zinc Deposits and Their Implication for Episodic Basin Dewatering and Deposit Genesis. - Econ. Geol., 78, 983-1002.
- FRIEDRICH, O. M. (1948): Überschiebungsbahnen als Vererzungsflächen. - BHM der Montanistischen Hochschule Leoben, 93, 1/3, 13-15.
- FRISIA, S., JADOUL, F., & WEISSERT, H. (1989): Late diagenetic overprint in a Middle Triassic carbonate buildup: The Esino Limestone (Southern Calcareous Alps). - Sedimentology, in press.
- HENRICH, R., ZANKL, H. (1986): Diagenesis of Upper Triassic Wetterstein Reefs of the Bavarian Alps. - In: Reef Diagenesis of Upper Triassic Wetterstein Reefs of the Bavarian Alps. Ed. by J. H. SCHROEDER & P. H. PURSER, Springer-Verlag.
- JACKSON, S. A., BEALES, F. W. (1967): An aspect of sedimentary basin evolution: The concentration of Mississippi-Valley-Type ore during late stages of diagenesis. - Bull. Can. Petrol. Geol., 15, 383-433.
- KAPPEL, F., SCHROLL, E. (1982): Ablauf und Bildungstemperatur der Blei-Zink-Vererzung von Bleiberg-Kreuth/Kärnten. - Carinthia II, 49-62.
- KINDLE, P. J. (1989): Tektono-sedimentäre Prozesse an evolvierenden Kontinentalrändern - tektonisch kontrollierte geothermale Alterationen und Neubildungen in Syn-Rift-Sedimenten am Beispiel der Nördlichen Kalkalpen. - Unpubl. Dissertation, Geol. Inst., ETH Zürich.
- KÖPPEL, V., SCHROLL, E. (1985): Herkunft des Pb der triassischen Pb-Zn-Vererzungen in den Ost- und Südalpen. - Archiv f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., 215-222.
- KRÄINER, K. (1982): Zur Sedimentologie und Vererzung der "Hangendquarzite" im Stanzertal/Arlberggebiet (Tirol). - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 12, 4, 81-94.
- KRALIK, M., KRUMM, H., SCHRAMM, J. M. (1987): Low Grade and Very Low Grade Metamorphism in the Northern Calcareous Alps and in the Greywacke Zone: Illite Crystallinity Data and Isotopic Ages. -

- In: H. W. FLÜGEL, P. FAUPL (eds), *Geodynamics of the Eastern Alps*, 164–178, Deuticke-Verlag, Vienna, 1987.
- MAUL, B., ZEEH, S., BECHSTÄDT, T., MCKENZIE, J., KINDLE, P., RIEKEN, R., RICHTER, D. K. (1989): Cement-Stratigraphy of the Triassic upper Wetterstein-Limestone of parts of the Eastern Alps: Clue to the timing of lead-zinc mineralisation. - *Terra Abstracts*, **1**, 1, 420.
- RAMBOZ, C. C. (1989): Conditions of Fluid Circulation in Rifts: Comparisons between the Subalpine Basin and Central Red Sea. - *Terra Abstracts*, **1**, 1, 202.
- SANDERS, D. (1988): Spätdiagenetische Verdrängung von Kalkstein und Bildung eines Pb/Zn vererzten Satteldolomit/Calcitpat-Gangsystems im Wannigstock, Mieminger Berge, Tirol. - Unveröff. Diplomarbeit, Geol. Inst., Universität Innsbruck.
- SANDERS, D. & BRANDNER, R. (1989): Genetic model for Mississippi Valley Type Deposits. - *Terra abstracts*, **1**, 1, 125.
- SCHULZ, O. (1981): Die Pb-Zn-Erzlagerstätte Lafatsch-Vomperloch (Karwendelgebirge, Tirol). - *Veröff. Mus. Ferdinandeum*, **61**, 55–103, 24 Abb., 4 Tab., Innsbruck, 1981.
- SIBSON, R. H. (1981): Fluid Flow Accompanying Faulting: Field Evidence and Models. - In: D. W. SIMPSON & P. G. RICHARDS (eds), *Earthquake prediction: An international review*. American Geophysical Union, Maurice Ewing Series **4**, 593–603.
- SIBSON, R. H. (1986): Brecciation Processes in Fault Zones: Inferences from Earthquake Rupturing. - *Jour. Geophys. Res.*, **124**, 1/2, 159–175.
- SIBSON, R. H. (1987): Earthquake rupturing as a mineralizing agent in hydrothermal systems. - *Geology*, **15**, 701–704.
- STINGL, V. (1982): Sedimentologie und Vererzung des Alpenen Verrucano im Stanzertal (Tirol). - *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **12**, 4, 71–80.

REZENTE BEACHROCKBILDUNGEN AN DEN KÜSTEN GRIECHENLANDS

R. W. Schillings & D. K. Richter, Bochum

Beachrocks sind "in situ" zementierte Strandsedimente. Als Zemente sind Aragonit und Mg-Calcit bekannt. Die Kristallisation der Karbonatzemente im Strandsediment wird auf unterschiedliche Mechanismen zurückgeführt:

- Die Mischung meteorischen und marinen Wassers (SCHMALZ, 1971)
- Kristallisation aus eindunstenden Porenwässern zyklisch trockenfallender Strandbereiche (TIETZ & MÜLLER, 1971)
- gezeitenbedingten CO₂-Entzug des Grundwassers (HANOR, 1978)

und

- organogene Beeinflussung (KRUMBEIN, 1979).

In der vorliegenden Studie werden zwei griechische Lokalitäten mit rezenter Beachrockbildung vorgestellt. In beiden Fällen findet die Ausscheidung der Karbonatzemente im meteorisch-marinen Mischbereich im Strandsediment statt, was durch hydrochemische Untersuchungen belegt ist.

Meerwasser und meteorisches Wasser unterscheiden sich u. a. in den Häufigkeiten und Konzentrationen der enthaltenen gelösten Bestandteile. Die untersuchten meteorischen Wässer besitzen um das 20-60-fache geringere Ionenstärken als das Meerwasser (wodurch den in Lösung befindlichen Ionen eine größere Beweglichkeit zukommt) und weisen im Vergleich zum Meerwasser um ein vielfaches höhere Konzentrationen an HCO₃⁻- und/oder CO₃²⁻-Ionen, als notwendige Bausteine für Karbonatzemente, auf. Im Meerwasser hingegen sind die Zementbausteine Ca⁺⁺ und Mg⁺⁺ stark angereichert.

In Abb. 1a ist der meteorisch-marine Mischbereich im Strandsediment einer Lokalität an der Westküste der Perachora-Halbinsel (Korinth/Griechenland; vgl. Abb. 2) anhand einiger gelöster Bestandteile dargestellt. Offensichtlich handelt es sich um eine reine Mischung der beiden Wässer; die Zusammensetzung des Grundwassers wird nicht durch Lösungs- und/oder Fällungsprozesse beeinflusst.

Die Abbildungen 1b und 1c spiegeln die Konzentrationen von Ca⁺⁺- und Mg⁺⁺-Ionen im meteorisch-marinen Mischbereich zweier Lokalitäten mit aktiver aragonitischer (Abb. 1b) und aktiver hoch-Mg-calcitischer (Abb. 1c) Kristallisation wider.

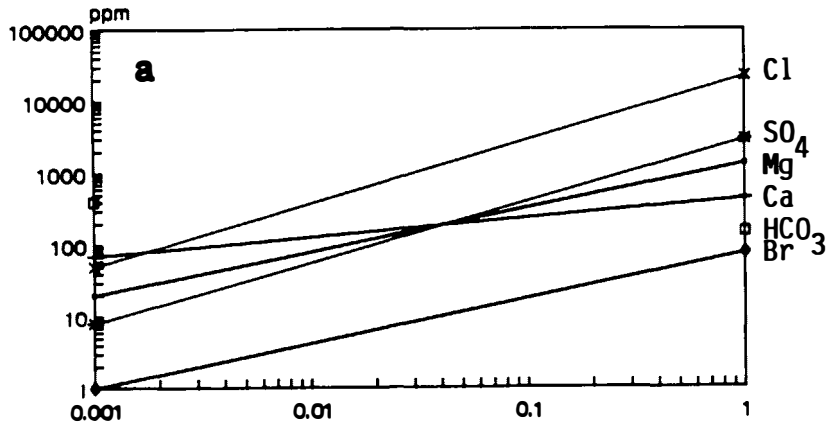
Die Lokalität des Aragonit-Beachrocks (Abb. 1b) liegt an der Nordküste der Perachora-Halbinsel E des Mavrolimni (vgl. Abb. 2). Das meerwärts fließende Grundwasser weist ein molares Mg/Ca-Verhältnis von 8 auf (bedingt durch serpentinitisierte Ophiolith-Gesteine im Hinterland); pH-Werte liegen bei 9.00, womit CO₃²⁻-Ionen als Spezies des gelösten CO₂ auftreten. Sowohl im Stranggrundwasser als auch im flachmarinen Bereich ist eine stetige CO₂-Entgasung zu beobachten. Die Zone der aktiven Beachrock-Bildung ist durch eine deutliche Abnahme der Ca⁺⁺-Ionenkonzentrationen gekennzeichnet, die ein Ansteigen des molaren Mg/Ca-Verhältnisses auf über 15 bedingt (Abb. 1b). Die rezente Aragonitfällung ist des weiteren durch den homogenen Verteilungskoeffizienten für Sr/Ca-Verhältnisse (Kristall/Grundwasser) von 1.16 belegt (vgl. VEIZER, 1983).

Zement-Isotopen-Daten für δ¹⁸O/δ¹³C liegen bei -2.3/-6.25‰ und dokumentieren den meteorischen Einfluß. Der Sr-Gehalt von 7500 ppm im Aragonit spiegelt den marinen Einfluß im Kristallisations-Environment wider, da in landeinwärts vorkommenden meteorischen Aragoniten Sr-Gehalte von 500-900 ppm typisch sind (RICHTER & ZINKERNAGEL, 1981, Tab. 1).

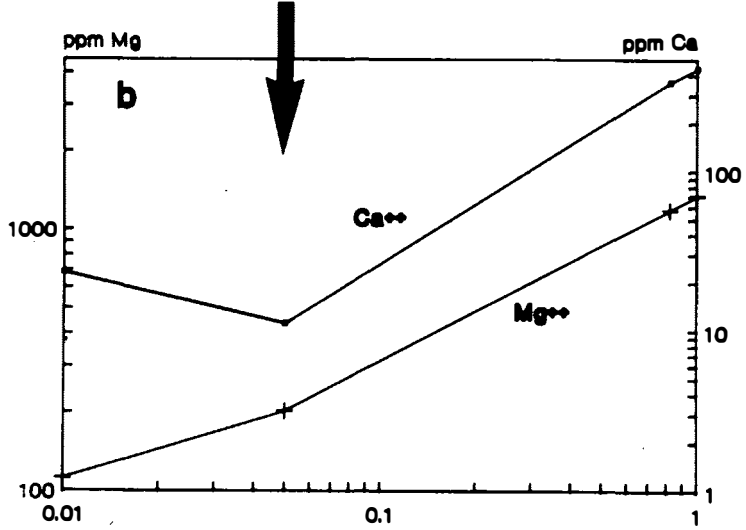
Die Beachrocks der Lokalität Ag. Dimitrios (20 km SE Athen; vgl. Abb. 2) sind durch Mg₁₄-Calcit verfestigt. Hier sinken im rezenten Kristallisationsbereich Ca⁺⁺- und Mg⁺⁺-Ionenkonzentrationen ab (Abb. 1c).

Das landseitig zufließende Grundwasser besitzt ein molares Mg/Ca-Verhältnis < 1; die pH-Werte dieses Wassers liegen bei 7.6, womit HCO₃⁻-Ionen als dominierende Spezies des gelösten CO₂ im Wasser enthalten sind.

In beiden vorgestellten Fällen ist die Zementation an eine bestimmte Zone im Mischbereich meteorischen und marinen Grundwassers im Strandsediment gebunden, die durch hohe Ionenaktivitätsprodukte von Ca⁺⁺- und



aragonitische Zementation



Mg-calcitische Zementation

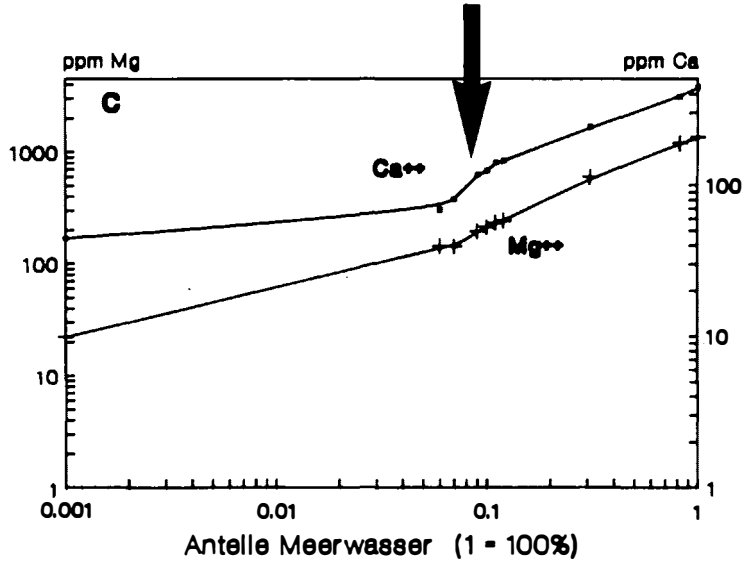


Abb. 1

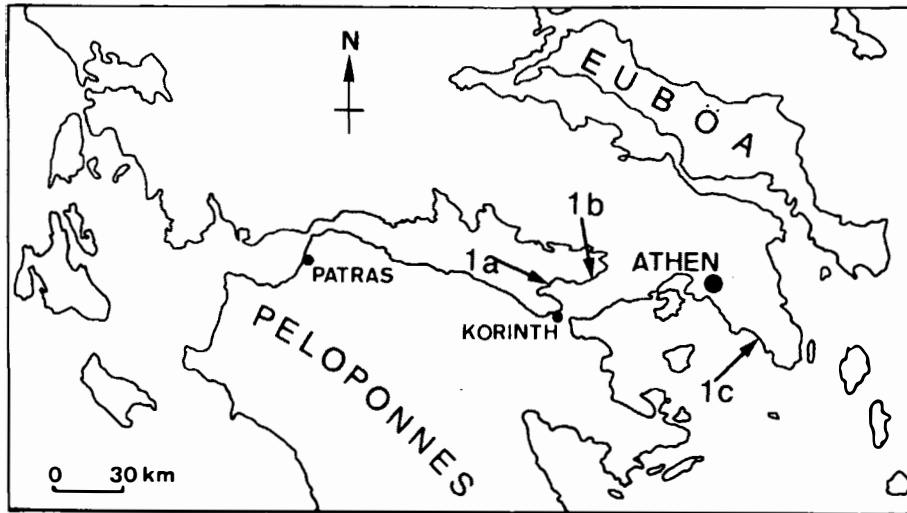


Abb. 2

HCO_3^{--} - oder CO_3^{--} charakterisiert ist. Die Bevorzugung aragonitischer gegenüber Mg-calcitischer Kristallisation im meteorisch-marinen Mischbereich hängt neben dem Mg/Ca-Verhältnis des meteorischen Grundwassers (DUNKEL et al., 1988) besonders von der Verfügbarkeit der Bausteine ab: bei stark durch CO_2 -Entzug induzierter Übersättigung und dem direkten Vorliegen von CO_3^{--} -Bausteinen ist eine hohe Wachstumsrate gegeben, die eine Aragonitbildung fördert.

Literatur :

- DUNKEL, E., RICHTER, D. K. & SCHILLINGS, R. W. (1988): Aragonit versus Mg-Calcit-Zement in holozänen Beachrocks der Perachora-Halbinsel (Korinth/Griechenland) als Ausdruck der Petrovarianz des Hinterlandes. - *Bochumer geol. u. geotechn. Arb.*, **29**, 40–42.
- HANOR, J. S. (1978): Precipitation of beachrock cements; mixing of meteoric and marine waters vs. CO_2 degassing. - *Jour. Sed. Petrol.*, **48**, 489–501.
- KRUMBEIN, W. E. (1979): Photolithotrophic and chemorganotrophic activity of bacteria and algae as related to beachrock formation and degradation (Gulf of Aquaba). - *Geomicrobiology Jour.*, **1**, 139–203.
- RICHTER, D. K. & ZINKERNAGEL, U. (1981): Zur Anwendung der Kathodenlumineszenz in der Karbonatpetrographie. - *Geol. Rdsch.*, **70**, 1276–1302, Stuttgart.
- SCHMALZ, R. F. (1971): Beachrockformation on Eniwetok Atoll. - (In:) BRICKER, O. P. (ed.): *Carbonate Cements*. - *Studies in Geology*, **19**, 17–24.
- TIETZ, G. & MÜLLER, G. (1971): High-magnesian calcite and Aragonite cementation in Recent beachrocks, Fuerteventura, Canary Island, Spain. - (In:) BRICKER, O. P. (ed.): *Carbonate Cements*. - *Studies in Geology*, **19**, 4–8.
- VEIZER, J. (1983): Chemical diagnosis of carbonates: theory and application of trace element technique. - (In:) ARTHUR, M. A. et al. (eds.): *Stable Isotopes in Sedimentary Geology*. - *SEPM Short Course*, **10**.

DIE DYNAMIK DES NEOGENEN INSELBOGEN-SCHELFES IM "FOREARC"-BEREICH COSTA RICAS UND NICARAGUAS: SEQUENZSTRATIGRAPHIE AN EINEM KONVERGENTEN PLATTENRAND

H. Schmidt, Mainz

Während des Oligozäns begann die tektonische Umstrukturierung des südlichen zentralamerikanischen Inselbogensystems und die Bildung des heutigen "Arc-Trench"-Systems. Infolge der Umgestaltung bildeten sich im "Forearc"-Bereich teilweise gleichzeitig, teilweise nacheinander verschiedene kleinere, tektonisch kontrollierte Becken und Buchten heraus. Die siliziklastische neritische Schichtfolge dieser Becken zeigt ein reichhaltiges Spektrum an Faziestypen, die Ablagerungsräume vom Schelf bis in die Küstenebenen wiedergeben. Die Geometrie dieser Becken wurde im wesentlichen von Abschiebungen und "Strike-Slip"-Systemen kontrolliert. Die Rekonstruktion der Entwicklungsgeschichte der flachmarinen Becken läßt eine eigenständige sedimentäre Entwicklung jedes dieser Becken erkennen.

Das "El Fraile-Becken" (Südwest-Nicaragua) zeigt eine einfache Verfüllung mit Sedimenten, die in einem ungegliederten offenen Schelf-Strand-System abgelagert wurden. Das "Malpaís-Becken" (Südwest-Nicaragua, Costa Rica) wurde wiederholt von tektonischen Hebungen und Kippungen betroffen, so daß eine Folge stark reduzierter Sequenzen entstand. Die "Punta Carballo-Bucht" (Zentral-Costa Rica) bestand nur relativ kurze Zeit und ist im wesentlichen durch eine gezeitenbeeinflusste Sedimentation gekennzeichnet. Das "Punta Leona-Tarcolitos-Becken" (Zentral-Costa Rica) zeigt eine deutliche zweigegliederte Entwicklung. Der basale Anteil bildete sich in einem ungegliederten offenen Schelf-Strand-System, während die sedimentäre Entwicklung des höheren Anteils eine Differenzierung des Ablagerungsraumes zeigt. Das "Parrita-Becken" (Zentral-Costa Rica) ist durch mehrphasige Transgressions-Regressions-Zyklen und Ausbildung kompletter Parasequenzen gekennzeichnet. Die "Dominical-Bucht" (Süd-Costa Rica) wiederum zeigt eine einfache Entwicklung von einem ungegliederten offenen Schelf-Strand-System zu einer kleinen Bucht.

Die sequenzstratigraphische Interpretation eines jeden Beckens ergab, daß die Architektur der verschiedenen Ablagerungssequenzen in allen Becken Gemeinsamkeiten aufweist. Damit war es möglich, trotz unterschiedlicher lithologischer Ausbildung und nur weniger exakter biostratigraphischer Datierungen, eine Korrelation der Beckenfüllungen bis auf das Niveau von Parasequenzen durchzuführen.

Laterale und vertikale Faziesverzahnungen innerhalb der Systemzüge zeigen folgende Beziehungen zwischen Hebung, Subsidenz, Sedimentationsrate und Meeresspiegelschwankungen:

- a) Hebung > Meeresspiegelanstieg = Bildung von Fan Deltas, die sich lateral mit Schelf-Sedimenten verzahnen
- b) Subsidenz = Meeresspiegelanstieg + hohe Sedimentationsrate = Bildung mächtiger progradierender oder aggradierender Delta-Systeme
- c) Subsidenz < Meeresspiegelanstieg = Bildung von transgressiven Schelfablagerungen



Abb. 1:

Geographische Lage der Becken

- (A) El Fraile-Becken, (B) Malpaís-Becken, (C) Punta Carballo-Bucht, (D) Punta Leona-Tarcolitos-Becken, (E) Parrita-Becken, (F) Dominical-Bucht

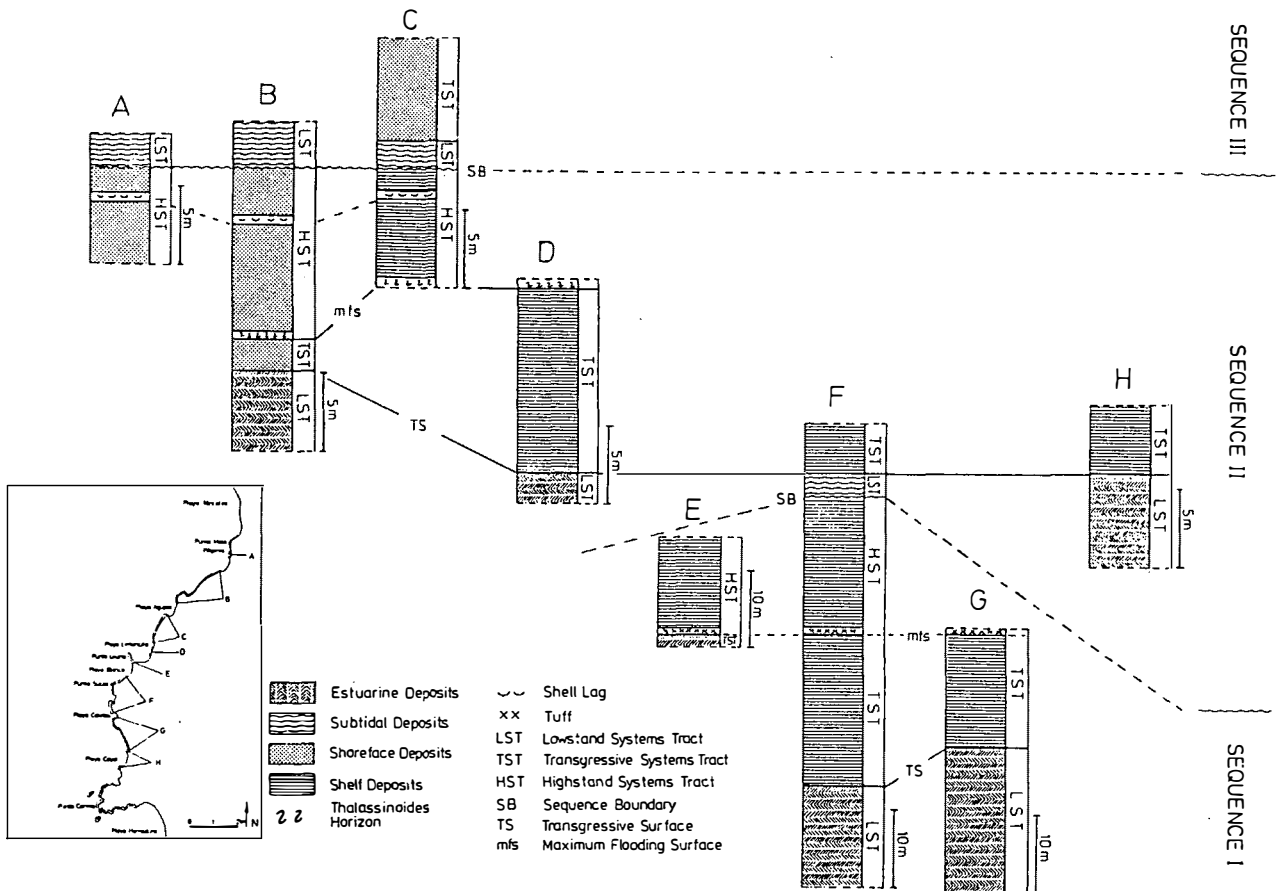


Abb. 2:

Als Beispiel für eine sequenzstratigraphische Korrelation innerhalb eines Beckens: die Schichtfolge des Punta Leon-Tarcolitos-Becken (Sequenz I - oberes Oligozän bis mittleres Untermiozän, Sequenz II - mittleres Untermiozän bis Mittelmiozän, Sequenz III - Mittelmiozän bis Unter-Pliozän)

- d) Subsidenz > Meeresspiegelanstieg = Bildung des Thalassinoides-Horizontes
 - e) Hebung + Meeresspiegelabfall = Bildung von Küstenebenen mit Braid-Delta-Systemen
 - f) Subsidenz = Meeresspiegelabfall + hohe Sedimentationsrate = mächtige aggradierende "Shoreface"-Ablagerungen
 - g) Subsidenz < Meeresspiegelabfall = Bildung von Schelf-Küste-Progradationssystemen
- Beckenübergreifend sind 3 Ablagerungssequenzen von eustatischen Zyklen zweiter Ordnung ("2nd Order Su-

percycles") zu unterscheiden, deren Sequenzgrenzen als teilweise auch winkeldiskordante - Typ 1-Sequenzgrenzen ausgebildet sind. Die Ausbildung dieser Sequenzen und ihrer Grenzen wird im wesentlichen von eustatischen Meeresspiegelschwankungen bestimmt.

Faziescharakter und Geometrie von Systemzügen und untergeordneten Sequenzen dagegen reflektieren die Wechselwirkung von tektonischer Hebung, Subsidenz, Sedimentanlieferung und Meeresspiegelschwankungen.

SEDIMENTLOGISCHER NACHWEIS EINES SÜDLICHEN LIEFERGEBIETES FÜR DEN GRÖDENER SANDSTEIN AM PASSO ROLLE

M. Schmitz, Köln

In dem Gebiet nördlich und südlich des Passo Rolle (Provinz Trient/Italien; Abb. 1) wurden zwei Profile (Serpentinen-Profil und Juribello-Profil) des terrestrischen Grödener Sandsteins (Perm) detailliert beprobt und granulometrisch ausgewertet. Aufgrund der Geländebeobachtungen und den granulometrischen Aussagen konnten 5 Lithofaziestypen definiert werden:

- Lithofaziestyp 1 → Schlammstromablagerungen
- Lithofaziestyp 2 → Sturzflutsedimente
- Lithofaziestyp 3 → Gerinnesande
- Lithofaziestyp 4 → Ablagerungen in Tonpfannen
- Lithofaziestyp 5 → marine Dolomitmergel

Die Ausbildung der beiden bearbeiteten Profile wird, wie im folgenden beschrieben, durch die unter-

schiedliche Sequenz der 5 Lithofaziestypen bestimmt.

Bei dem Serpentine-Profil handelt es sich um ein Teilprofil von 66 m Mächtigkeit, wo nur die unteren und mittleren Partien des Grödener Sandsteins aufgeschlossen sind. Die Hangendbereiche mit dem Übergang zu den Belerophon-Schichten fehlen.

Über dem unteren Profilbereich, der hauptsächlich von Gesteinen der Lithofaziestypen 1 und 2 aufgebaut wird, folgt ein Übergangsbereich (10-32 m) der von nur geringmächtigen Ablagerungen der Lithofaziestypen 1 bis 4 bestimmt wird. Im dritten Profilabschnitt dominieren die Lithofaziestypen 3 und 4. Zum Hangenden hin nehmen die Mächtigkeiten des Lithofaziestyps 4 gegenüber denen des Lithofaziestyps 3 zu. Nur einmal (bei Profilmeter 63) ist eine 40 cm mächtige Ablagerung des Lithofaziestyps 5 zwischengeschaltet (Abb. 2).

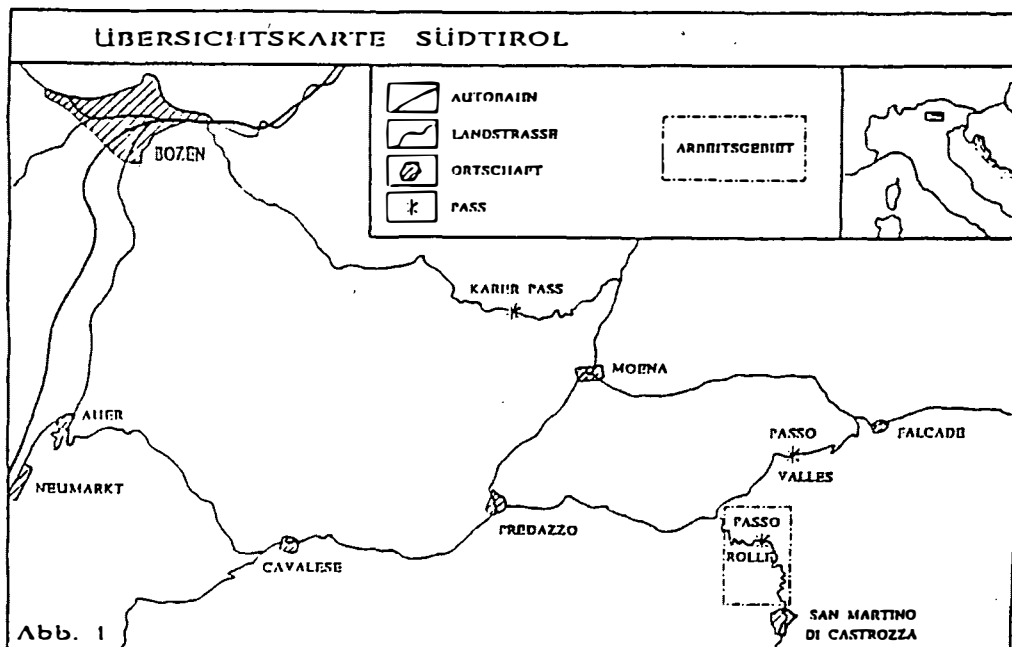


Abb. 1

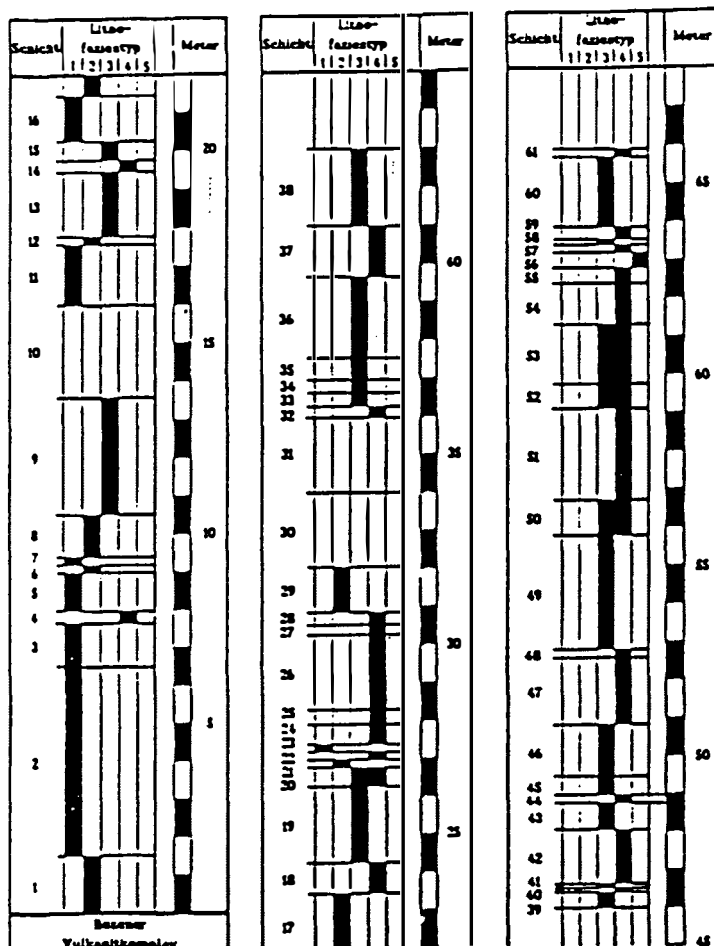


Abb. 2
Das Serpentin-Profil

Entlang dem Rio Iuribello ist der Grödener Sandstein von der Liegend- bis zur Hangendgrenze (oberste Rotlage) fast vollständig aufgeschlossen. Das ca. 110 m mächtige Gesamtprofil läßt sich grob in vier Teile gliedern:

Der untere Teil (0–28 m) wird größtenteils von den Lithofaziestypen 1 und 2 gebildet. Nur bei Profilmeter 16 gibt es eine geringmächtige Zwischenschaltung der Lithofaziestypen 3 und 4.

Der zweite Profilabschnitt (28–43 m) ist gekennzeichnet durch eine Wechsellagerung geringmächtiger Sedimente der Lithofaziestypen 1 bis 4 sowie häufig auftretenden Calcretes.

Ab Profilmeter 43 bis Profilmeter 86 dominieren die Lithofaziestypen 3 und 4. Die Wechselfrequenz der Lithofaziestypen untereinander ist gering, dafür sind die Mächtigkeiten der einzelnen Ablagerungen umso größer.

Der vierte und oberste Profilteil wird beherrscht von Ablagerungen des Lithofaziestyps 5, dem nur zweimal der Lithofaziestyp 4 zwischengeschaltet ist.

Die unterschiedliche Komposition der Lithofaziestypen in den Teilbereichen der Profile lassen sich gut in das Modell eines alluvialen Fächers nach BLISSENBACH (1954) einpassen. So dokumentieren die unteren Teile der Profile einen proximalen Fächerbereich, der darauf folgende "Übergangsbereich" einen Midfan-Bereich und der dritte Profilabschnitt den distalen Fächerbereich. Der 4. Teil des Iuribello-Profiles dokumentiert die allmähliche Transgression des Bellerophon-Meeres über die proximalen Bereiche des postulierten alluvialen Fächers.

Viele Indizien (z. B. die Ausbildung der Basis, die Lithofazies des distalen Fächerbereichs, die marinen Ingressionen) deuten darauf hin, daß das Serpentin-Profil eine morphologisch höhere Position einnimmt sowie näher am Apex des Fächers gelegen ist, als das Iuribello-Profil. Die marine Ingression des Bellerophon-Meeres scheint sich zunächst hauptsächlich über die äußeren Fächerbereiche (Iuribello-Profil) ausgedehnt zu haben, bevor sie die nahe des Apex gelegenen Gebiete (Serpentin-Profil) erreichte.

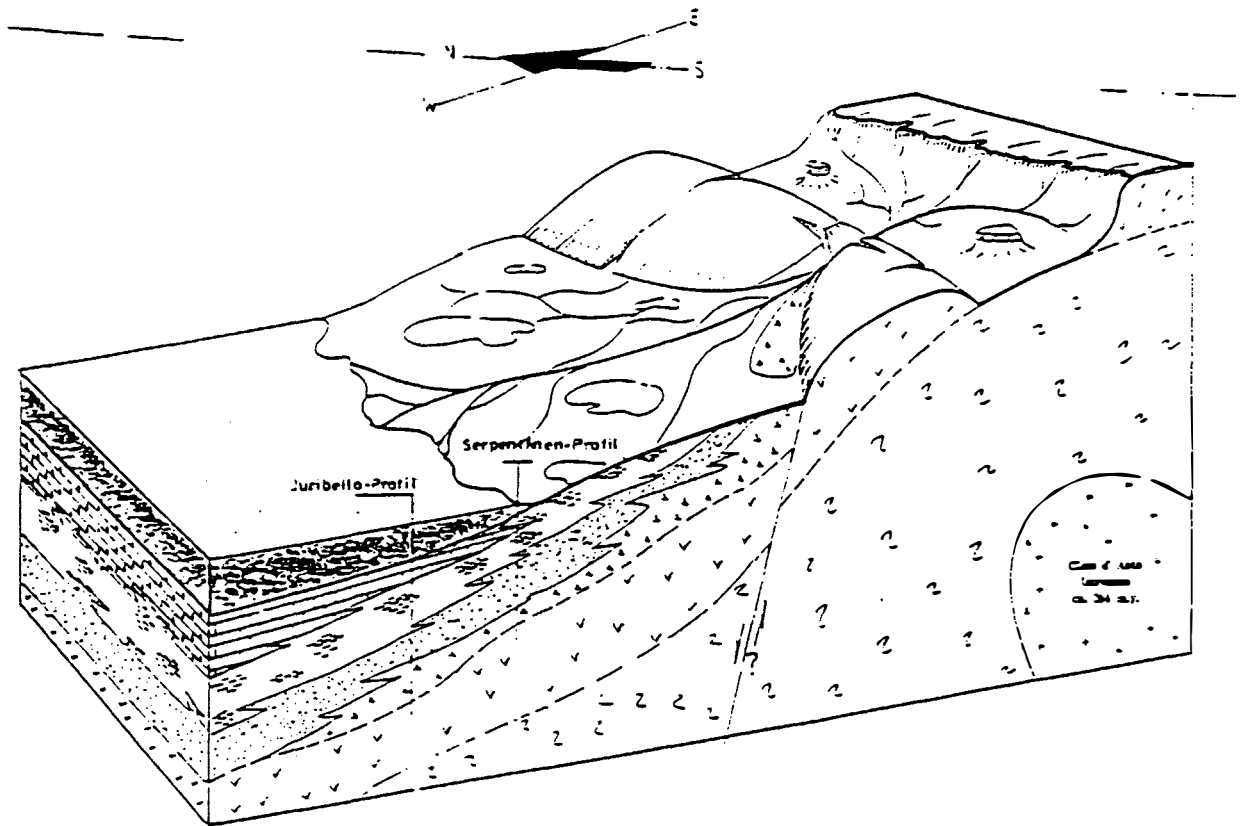


Abb. 3
Paläogeographisches Modell

Die Paläogeographie dieses Gebietes wird bestimmt durch alluviale Fächer, die sich beim Austritt von Gebirgsflüssen in eine Ebene bildeten. Die Position dieses, aus den Ablagerungen des alluvialen Fächers postulierten, Hochgebietes ist unklar, jedoch scheinen die faziellen Unterschiede innerhalb der beiden Profile die Existenz dieses Hochgebietes zumindest anzudeuten. Das Juribello-Profil liegt ca. 3,5 km NNW' des Serpentin-Profiles. Letzteres wird als Ablagerung im proximalen Bereich innerhalb des Fächers interpretiert, so daß das angesprochene Hochgebiet südlich des Passo Rolle gelegen haben muß. Der Grödner Sandstein besteht zum größten Teil aus aufgearbeiteten Detritus des Bozener Vulkanitkomplexes. Es ist zu vermuten, daß das an den alluvialen Fächer angrenzende südliche Hochgebiet aus Gesteinen des Bozener Vulkanitkomplexes aufgebaut war.

Das Auftreten von Quarzphyllitbruchstücken (Grundgebirge) in basalen Abfolgen des Grödner Sandsteins deutet eine Ausweitung des Erosionsgebietes nach Süden an. Diese rückschreitende Erosion der Flußsysteme konnte somit rasch Bereiche des Grundgebirges erfassen. Somit scheint das variszische Grundgebirge nur unweit des Passo Rolle zum Zeitpunkt der Ablagerung dieser ba-

salen Abfolgen gelegen zu haben.

FARROKH (1989) beschreibt für die basalen Grödner Schichten im Fleimstal aufgrund von Ergebnissen aus Schwermineraluntersuchungen (Granat) ein im Süden gelegenes metamorphes Terrain, von dem die Schüttungen ausgingen. Beide Beobachtungen legen die Vermutung nahe, daß aufgrund des Aufdringens des Cima-d'Asta-Massivs 30 - 40 km SSW' des Passo Rolle das variszische Grundgebirge (südlich des Passo Rolle anstehend) schon früh als Sedimentlieferant fungiert. Die radiometrische Datierung der Intrusion des Cima-d'Asta-Massivs auf ± 264 mio. Jahre (BORSI et al., 1974) zeigt an, daß diese Intrusion kogenetisch mit der Ablagerung der Vulkanite stattfand. Die Intrusion führte zu einer Aufwölbung der variszischen Ummantelung, begleitet von einer Mächtigkeitsverminderung der zeitgleich abgelagerten Vulkanite. Die Erosion des Lakkolithdaches wurde durch Längs- und Radialbrüche erleichtert, so daß die Flußsysteme, bedingt durch rückschreitende Erosion nach Süden, bereits zu Beginn der Ablagerungen des Grödner Sandsteins den Detritus des Lakkolithdaches (Quarzphyllit) in größerer Entfernung (z. B. Passo Rolle) ablagern konnten (Abb. 3).

Literatur

- BLISSENBACH, E. (1954): Geology of alluvial fans in semiarid regions. - Bull. Geol. Soc. Am. Vol. 66, S. 175–190.
- BORSI, S., D'AMICO, C. & DEL MORO, A. (1974): Studio radiometrico delle rocce intrusive del massiccio di Cima d'Asta (Trentino). - Mem. Soc. Geol. It., 13, 1, 145–159.
- FARROKH, F. (1989): Schwerminerale, Tonminerale und Paläoböden im Grödner Sandstein (Perm) von Südtirol (Italien). - 134 S., 47 Abb., 20 Tab., Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln, 65, Köln.

SEDIMENTE IN ÖSTERREICHISCHEN VORALPENSEEN - ZEUGEN DER UMWELTENTWICKLUNG IN VERGANGENHEIT UND ZUKUNFT

J. Schneider, Göttingen

Österreichische Voralpenseen haben seit der letzten Eiszeit eine vielfältige Geschichte durchlaufen. Die See-Sedimente sind das "Gedächtnis" dieser Seen, in dem die wechselnden Umweltbedingungen gespeichert sind und aus dem sie wie aus einem Geschichtsbuch abgelesen werden können. Diese Seen - empfindliche Ökosysteme - sind in ihrer jüngeren Geschichte zunehmend vom Menschen beeinträchtigt worden. Aus der Kenntnis der vergangenen Entwicklung und des gegenwärtigen Zustandes kann die

künftige Entwicklung vorausgesagt werden. Aus der Analyse ergibt sich die Frage, ob es uns gelingt, die Qualität der Seen als Ökosysteme, als Forschungsobjekte, als Trinkwasser- und Fisch-Reservoirs, als Erholungsgebiete und als ästhetische Landschaftsteile zu erhalten, wenn bei wachsendem Schadstoffeintrag als Folge einer wachsenden Ökonomie die Belastung trotz technischer Umweltschutzmaßnahmen weiter steigt.

UNTERSUCHUNGEN ZUR VERBREITUNG UND GENESE EXOGENER EISEN- ANREICHERUNGEN IN SEDIMENTEN DER "NUBISCHEN GRUPPE" DES NORD-SUDANS

T. Schwarz, K. Fischer & K. Germann, Berlin

Die kontinentalen bis marginal-marinen oberkretazischen Sedimente des nördlichen Sudans enthalten auffallend häufig Horizonte mit hohen Fe_2O_3 -Gehalten. Das Spektrum reicht von eisenschüssigen Paläobodenhorizonten bis hin zur dm-dicken Sandsteinlagen mit goethitisch-hämatitischer Matrix. Die höchsten Eisengehalte finden sich in oolithischen Eisenerzen, die sowohl in marginal-marinen als auch in limnisch-fluviatilen Sedimentsequenzen vorkommen. Als jüngere Bildungen treten in verschiedenen geomorphologischen Positionen bis zu mehrere Meter mächtige lateritische Eisenkrusten auf.

Oolithische Eisenerzlagertstätten und -vorkommen sind seit langem aus dem Oberramtalbecken zwischen Assuan und Wadi Halfa bekannt. Diese oberkretazischen (Coniac-Santon) Erze wurden in einem marginal-marinen Ablagerungsraum gebildet. Ihr Stoffbestand leitet sich aus supergener Voranreicherung infolge lateritischer Verwitterungsbedingungen auf dem angrenzenden Festland her (GERMANN et al., 1987). In den überwiegend kontinentalen oberkretazischen Sedimenten des Sudan treten häufiger als bisher angenommen ebenfalls oolithische Eisenerze auf. Potentielle Lagerstätten stellen die ausgedehnten Vorkommen von Wadi Halfa am Nasser-See sowie die bei Kutum nördlich des Marra-Massivs (MARELLE & ABDULLA, 1970) dar. Daneben gibt es jedoch eine Reihe kleinerer Vorkommen, denen für die Rekonstruktion von Ablagerungsräumen und Bildungsbedingungen oolithischer Eisenerze unter kontinentalen Bedingungen eine wichtige Rolle zukommt. Zu diesen Vorkommen gehören die oolithischen Eisenerze bei Shendi und am NE-Rand des Abyad-Plateaus sowie die weiter südlich in der Nähe von Muglad (Provinz Kordofan) gelegenen Eisenoolithe. Aufgrund ihrer Gefügemerkmale, wie Korngröße und Sortierungsgrad, sowie ihrer Spurenelementgehalte können die Eisenoolithe typenmäßig klassifiziert werden. Allen Vorkommen gemeinsam ist die Zusammensetzung des Hauptminerals Goethit. Dieser enthält durchschnittlich 8 Mol-% $AlOOH$ im Kristallgitter und unterscheidet sich damit deutlich von den Goethiten aus Lateriten mit ihren wesentlich höheren $AlOOH$ -Gehalten.

Das Auftreten oolithischer Eisenerze deutet darauf hin, daß während der Oberkreide besondere, die Eisenakkumulation begünstigende Bedingungen geherrscht haben. Diese sind auch für die Imprägnation von überwiegend schlecht sortierten Sand- sowie Siltsteinen verantwortlich. Teilweise ist in diesen Sedimenten eine Erweiterung des primären Porenraums durch Anlösung der Quarzkörner zu beobachten.

Als Produkte lateritischer Verwitterung sowohl in der Oberkreide als auch im Tertiär sind die vielfältigen und weitverbreiteten Eisenkrusten anzusehen, die massigen oder auch konkretionären Charakter haben und überwiegend in morphologisch kontrollierten Positionen auftreten. Im Süden des Sudan wird von ANDREW (1952) eine alttertiäre Verebnungsfläche beschrieben, die durch eine mehrere Meter mächtige Eisenkruste gekennzeichnet ist. Relikte dieser Eisenkruste lassen sich auf Inselbergen auch im Nord-Sudan beobachten. Am Beispiel eines Profils in der Provinz Kordofan kann gezeigt werden, daß der Prozeß der Eisenkrustenbildung nicht das Ergebnis einer Residualanreicherung ist, sondern die Folge einer absoluten Akkumulation durch Eisenoxid-Imprägnationsprozesse ist.

Die unterschiedlichen Prozesse der Eisenakkumulation spiegeln sich deutlich in der Zusammensetzung der Goethits wider. Während bei lateritischen Residualanreicherungen der $AlOOH$ -Anteil im Goethitgitter bei durchschnittlich 15 Mol-% liegt, ist er in imprägnativ gebildeten Eisenkrusten generell niedriger. Die geringsten $AlOOH$ -Gehalte besitzen die Goethite aus oolithischen Eisenerzen. Diese Unterschiede werden durch die mehrphasige Lösung und Wiederausfällung des Goethits erzeugt, wobei zunehmend weniger Aluminium ins Gitter eingebaut wird. Eisenkrusten und Eisenoolithe können somit als terrestrische und marginal-marine Folgeprodukte einer Voranreicherung durch lateritische Verwitterungsprozesse angesehen werden.

Literatur

ANDREW, G. (1952): Iron ores in the Anglo-Egyptian Sudan. - XIX. Congr. géol. inter., Symp. Gisements de Fer du Monde, I, 187-189, Alger.

GERMANN, K., MÜCKE, A., DOERING, T. & FISCHER, K. (1987): Late Cretaceous laterite-

derived sedimentary deposits (oolitic ironstones, kaolins, bauxites) in Upper Egypt. - Berl. geowiss. Abh. (A), 75.3, 727-758, Berlin.

MARELLE, A. & ABDULLA, M. A. (1970): Iron ore deposits of Africa. - in: Survey of World Iron Ore Resources. - 62-98; New York (U. N.)

ZUSAMMENHÄNGE ZWISCHEN FAZIES UND BORGEHALTEN IM NORDWESTDEUTSCHEN OBERKARBON-BECKEN

V. Selter, F. David & T. Kraft, Bochum

Die oberkarbonische Schichtenfolge im nordwestdeutschen Becken und im Ruhrgebiet umfaßt stratigraphische Einheiten vom Namur bis zum Stefan. Die paläogeographische Entwicklung zeigt eine allmähliche Abnahme mariner Einflüsse zu jüngeren Schichten hin. Die spärliche Fossilführung, vor allem in den Rotsedimenten des Westfal D und Stefan, erschwert häufig eine fazielle Eingliederung bestimmter Schichtfolgen.

Neben sedimentologischen Kriterien kann der Borgehalt des Gesteins als ein Milieuindikator bzw. als Anzeiger der Paläosalinität dienen. GOLDSCHMIDT & PEETERS (1932) stellten in ersten Untersuchungen fest, daß der Hauptanteil des Bors in sedimentären Ablagerungen zu finden ist. Dabei weisen, durch das erhöhte Borangebot im Meerwasser bedingt, marine Sedimente höhere Borgehalte als terrestrische auf. Auch zunehmende evaporitische Einflüsse, z. B. in ariden Zonen, können zu einer Erhöhung des Borgehaltes führen (vgl. ERNST, 1962).

Feinklastische Sedimente zeigen deutlich höhere Borgehalte als Sandsteine. Vor allem Illite haben eine hohe Bereitschaft, Bor zu adsorbieren. In den vorliegenden Untersuchungen wurden die Ergebnisse verfälschende Einflüsse, z. B. borhaltige Schwermineralanreicherungen in gröberen Kornfraktionen eingeschränkt, indem die Boranalyse ausschließlich auf Proben der Tonmineralfraktion ($< 2 \mu\text{m}$) begrenzt worden ist. Die Bestimmung des Borgehaltes erfolgte photometrisch, wobei das Bornach dem Extraktionsverfahren von TROLL & SAURER (1985) isoliert wurde. Der Borgehalt eines Sedimentgesteines berechnet sich nach folgender Formel:

$$\frac{\text{Borgehalt (ppm)} \times 100}{\text{Illitgehalt (\%)}} = \text{Borgehalt, bezogen auf Illit}$$

Die untersuchten Proben stammen aus folgenden Environments: Delta, Lagune (lagoon, bay), Überflutungsebene (flood plain), Böden (soils).

Aus Literaturdaten sind z. T. differierende Grenzwerte für die Übergänge zwischen den verschiedenen Environments bekannt (Tab. 1).

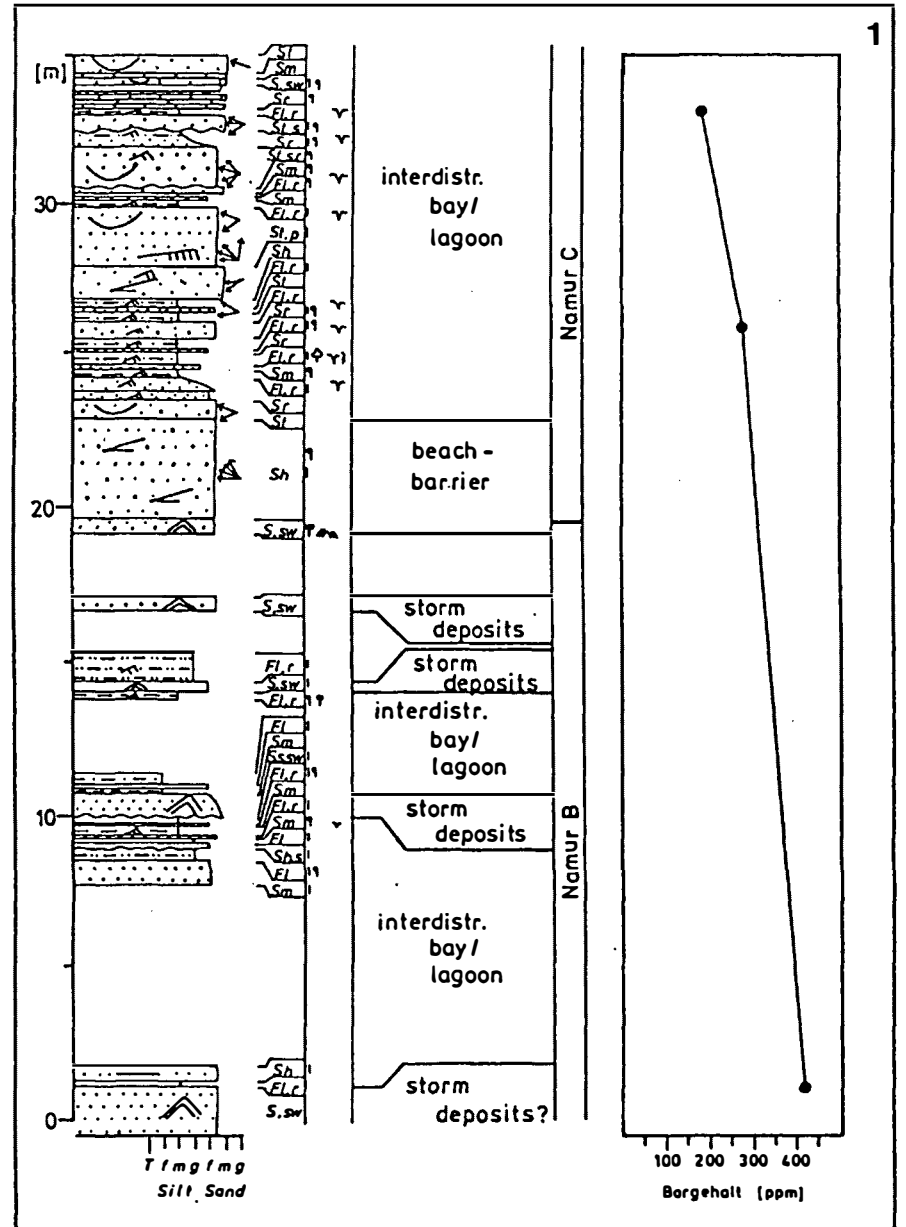
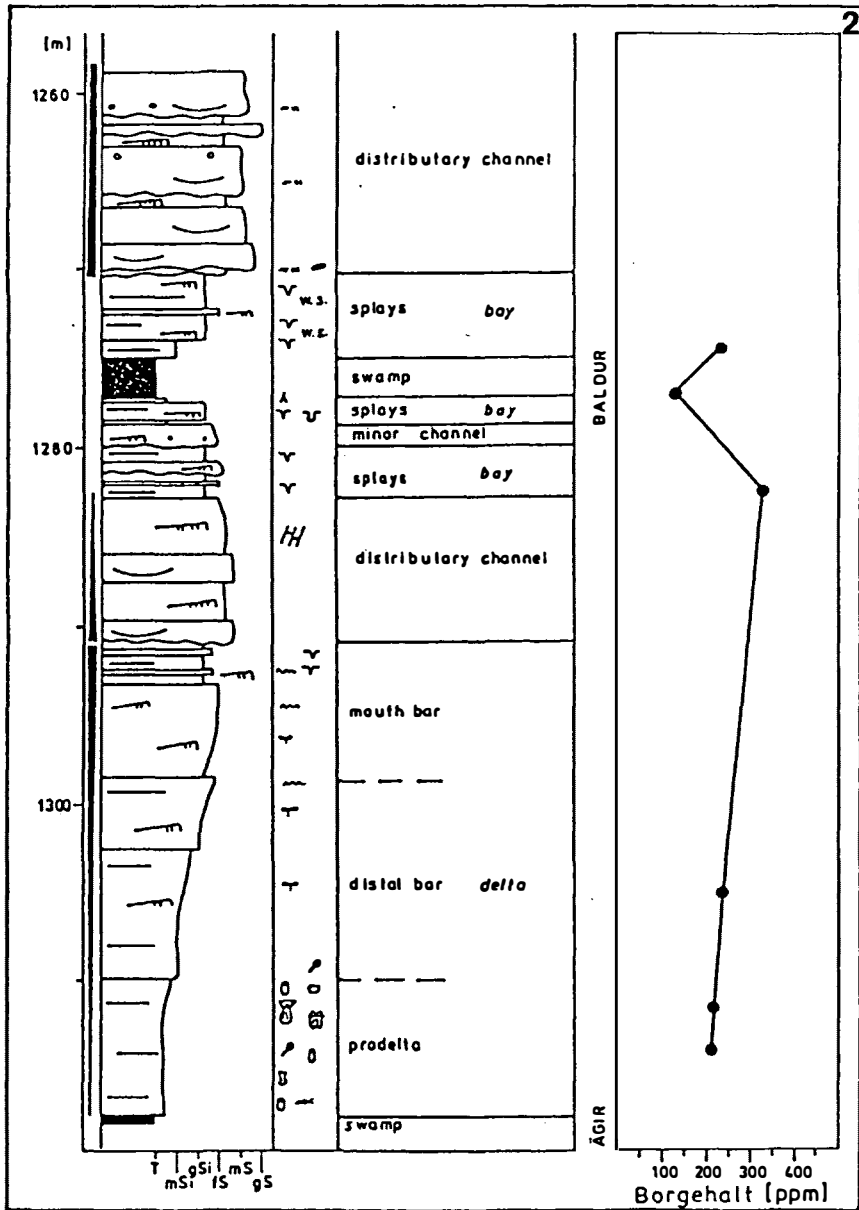
Wird die Messung an Proben aus der Tonmineralfraktion vorgenommen, so werden die Borgehaltswerte gegenüber den Werten aus herkömmlichen Bestimmungen (Tab. 1) verdoppelt (BAUMANN & ERNST, 1973).

Ein Teil der bearbeiteten Profile erfaßt eine bis 250 m mächtige Schichtenfolge des oberen Namur B und unteren Namur C im Ruhrgebiet. Graue, sehr tonige Siltsteine werden einem interdistributary bay/lagoon-Environment zugeordnet (Abb. 1). Charakteristisch für diese Fazies sind Borgehalte zwischen 180 und 412 ppm. Eingelagerte, geringmächtige Sandsteine werden als distale bis proximale splays benachbarter Flüsse gedeutet. Daneben können Sturmsandlagen (storm deposits) auftreten.

Der marine Ägir-Horizont tritt an der Basis des Westfal C auf und repräsentiert die letzte vollmarine Transgression im nordwestdeutschen Oberkarbonbecken. Er wird von einer Delta-Sequenz überlagert, in die sich ein distributary channel eingeschnitten hat (Abb. 2). Nach Verlagerung der Flußrinne kommt es zur Ablagerung von Lagunen-Sedimenten (bay). Schließlich verlandet die Lagune und die Torfbildung setzt ein. Über dem Flöz Baldur treten wieder Lagunen-Ablagerungen auf, was darauf hindeutet, daß das ehemalige Moor ertrunken ist (vgl. STREHLAU & DAVID, 1989).

Die Borgehalte betragen in den prodelta-, distal bay- und bay-Sedimenten 210-325 ppm, was auf einen marinen Einfluß hindeutet. In dem Wurzelboden unter dem Flöz Baldur gehen die Borgehalte durch die Verlandung der Lagune auf 131 ppm zurück.

In den vorwiegend roten Sedimenten des Westfal D und Stefan fehlen marine Einschaltungen. Neben vereinzelt Ablagerungen von Schwemmfächern überwiegen fluviatile Sedimente. In den Überflutungsebenen (flood plain) mäandrierender (meandering) oder verzweigter (braided) Flußsysteme kommen vorwiegend feinklastische Sedimente vor (Abb. 3). Auch die Borgehalte zeigen Werte, wie sie für limnische Environments typisch sind (Abb. 3). Zum Stefan ist ein leichter Anstieg des Borgehaltes festzustellen, was auf zunehmende evaporitische Einflüsse zurückzuführen ist. So zeigen auch die Paläoböden



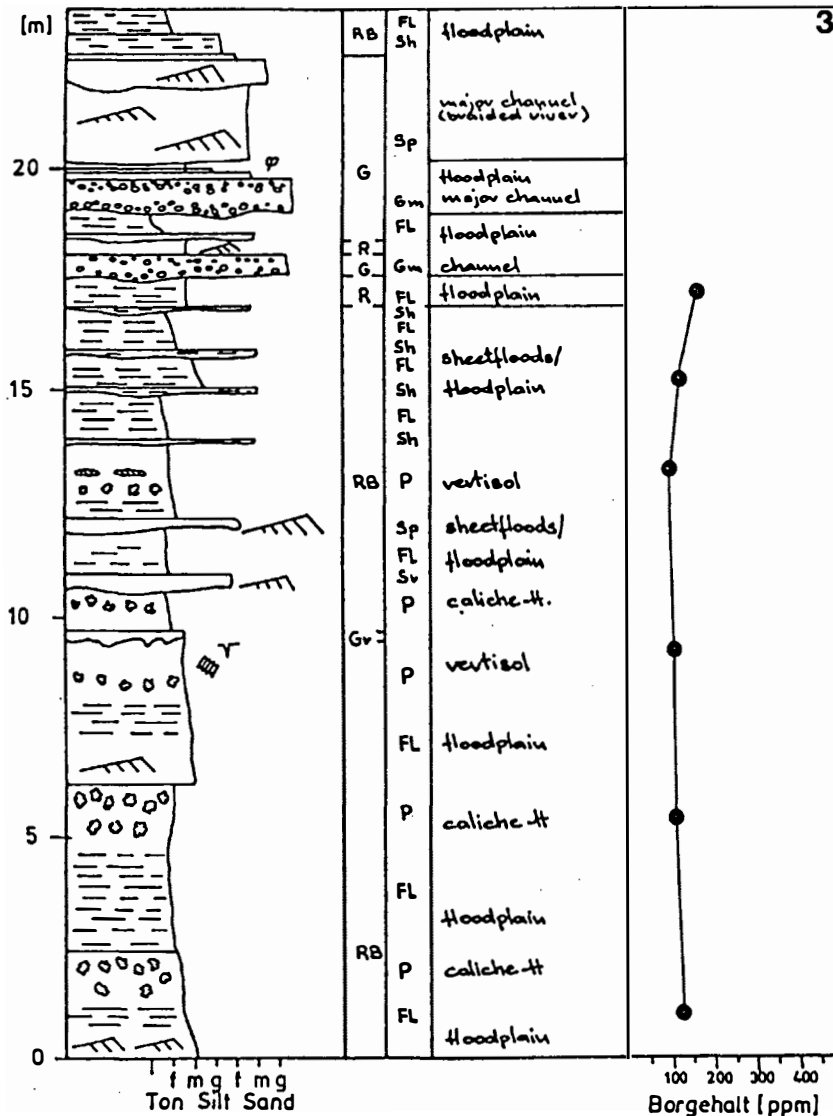


Abb. 1:
Sedimentologisches Profil aus dem Namur mit Borgehalten (in ppm)

Abb. 2:
Sedimentologisches Profil aus dem Unteren Westfal C mit Borgehalten (in ppm)

Abb. 3:
Sedimentologisches Profil aus dem Westfal D/Stefan mit Borgehalten (in ppm)

AUTOR(EN)/ ABLAGERUNGSRAUM	ENVIRONMENT			
	marin	brackisch	limnisch	evaporitisch
1) Oberkarbon: - NW-Deutschland				
ERNST et al. (1958)	100-200	100-45	15-45	
ERNST & WERNER (1960)	110	110-80	80	
PORRENGA (1963)	205	-	90	355

Tab. 1:

Abgrenzung verschiedener Environments mit Hilfe des Borgehaltes (Angaben in ppm Bor) nach verschiedenen Autoren

durch eine Entwicklung von Wurzelböden über Ferralsole hin zur Vertisolen und Caliche-Horizonten eine Zunahme arider Klimabedingungen an.

Literatur

- BAUMANN, A. & ERNST, W. (1973): Geochemisch-paläogeographische Untersuchungen im süddeutschen Molassebecken. - Z. Deutsch. Geol. Ges., **124**, S. 363–378, Hannover.
- ERNST, W., KREJCI-GRAF, K. & WERNER, H. (1958): Parallelisierung von Leithorizonten im Ruhrkarbon mit Hilfe des Bor-Gehaltes. - Geochim. Cosmochim. Acta, **14**, S. 211–222, London.
- ERNST, W. & WERNER, H. (1960): Die Bestimmung der Salinitätsfazies mit Hilfe der Bormethode. - Glückauf, **96**, S. 1064–1070.
- ERNST, W. (1962): Die fazielle und stratigraphische Bedeutung der Bor-Gehalte im jüngsten Oberkarbon und Rotliegenden Nordwestdeutschlands. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **3**, S. 423–428, Krefeld.
- GOLDSCHMIDT, V. M. & PETERS, C. (1932): Zur Geochemie des Bors, Teil 2. - Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, **32**, S. 528–545.
- PORRENGA, D. H. (1963): Bor in Sedimenten als Indiz für den Salinitätsgrad. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **10**, S. 257–270, Krefeld.
- STREHLAU, K. & DAVID, F. (im Druck): Sedimentologie und Flözfazies im Westfal C des nördlichen Ruhrkarbons. - Z. dt. geol. Ges., **140**, **2**, Hannover.
- TROLL, G. & SAURER, A. (1985): Determination of Trace Amounts of Boron in Geological Samples with Carminic Acid after Extraction with 2-Ethylhexane-1,3-diol. - Analyst., March 1985, **10**, S. 283–286.

MIKROFAZIES UND EDV-METHODIK - IHRE BEDEUTUNG FÜR DIE PRAXIS VERANSCHAULICHT AM BEISPIEL DER WÜLFRATHER KALKSTEINLAGERSTÄTTE (DEVON, RHEINISCHES SCHIEFERGEBIRGE)

Th. Städter, Heidelberg

Die Wülfrather Kalksteinlagerstätte im Rheinischen Schiefergebirge dokumentiert eine bis 350 m-mächtige devonische (oberstes Mitteldevon bis unteres Oberdevon) Karbonatabfolge.

Profil- und laterale Beprobung bilden neben 5 Kernbohrungen und 80 weiteren Bohrungen die Ausgangsbasis der folgenden Untersuchung. Die Interpretation der Mikrofazies-Typen (MF-1 bis MF-13) spricht für einen "back-reef"-Bereich als Ablagerungsraum der Karbonate im Arbeitsgebiet. Die Riffentwicklung beinhaltet ein Stabilisations-, Kolonisations-, Diversifikations- und Extinctionsstadium; mikrofaziale und geochemische Daten sprechen für einen verstärkten detritischen Eintrag in den Sedimentationsraum als Ursache des Riffsterbens (Abb. 2). Diese Entwicklung wird Riffentwicklungsmodellen, die aus der Literatur bekannt sind, gegenübergestellt.

Die verwendete "Nomogramm"-Darstellung der geochemischen Daten (SiO_2 , SO_3 , Fe_2O_3 , CaCO_3 und MgCO_3) für die einzelnen Kernbohrungen ist ein Hilfsmittel für die Lagerstättengesamtplanung sowie für räumlich und zeitlich begrenzte Teilplanungen. Des Weiteren wird die Nomogramm-Darstellung als zusätzliches Hilfsmittel (neben der Mikrofazies-Analyse) für die Korrelation der Bohrungen verwendet.

Die theoretische Grundlage zur Konstruktion eines Nomogramms ist der Umstand, daß man den Analysenwerten Richtungen zuteilt.

Bei dem hier auf EDV-Basis weiterentwickelten Verfahren wird der Analysenwert für einen bestimmten Tiefenbereich folgendermaßen abgegriffen: Ausgehend von der Tiefenachse ist der Anfangs- und Endpunkt des Bereiches auf der Kurve zu markieren. Die Linie, die die

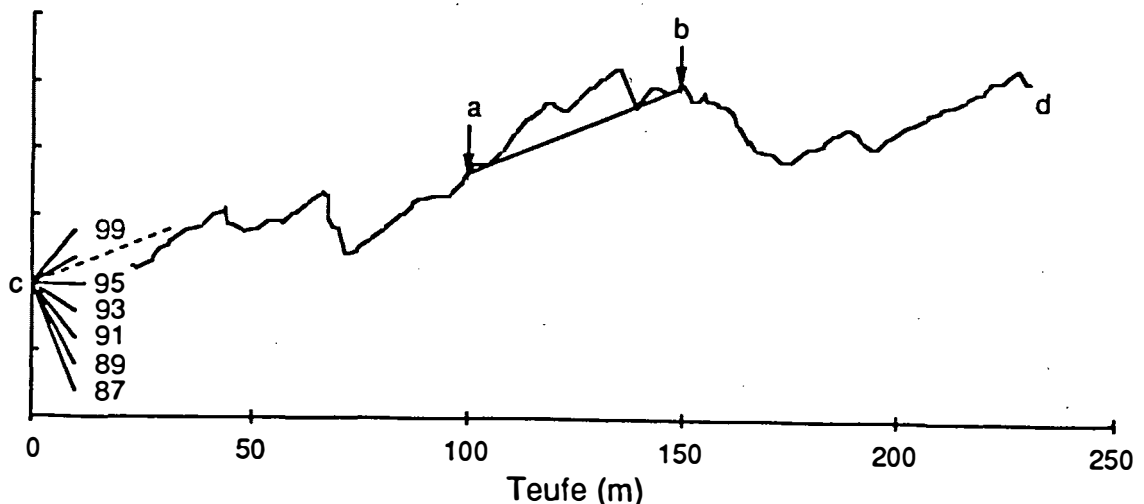
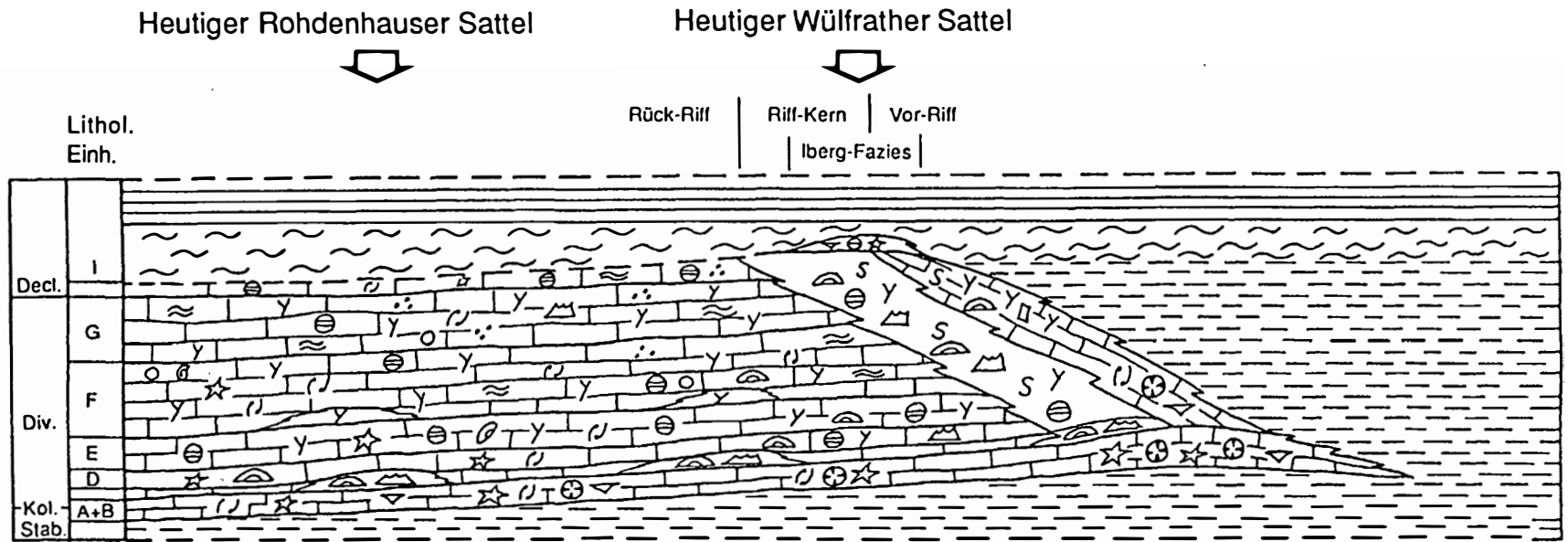


Abb. 1:

Beispiel eines Nomogramms

Abb. 2:



Vertikaler Maßstab 1 : 10000
 Horizontaler Maßstab 1 : 50000
 Heutige Entfernung der Sättel: ca. 2350m
 Ehemalige Ausdehnung: ca. 3500m

Legende:

- | | | |
|---------------------------|---------------------|-------------------|
| S - massige Stromatoporen | ⚑ - Stromatactis | ≈ - Cyanophyceen |
| ⌒ - lagige Stromatoporen | ☆ - Crinoiden | ○ - Calcisphären |
| Y - ästige Stromatoporen | ⊙ - Mollusken | ⊖ - Foraminiferen |
| ⊕ - rugose Korallen | ⊖ - Ostracoden | ∴ - Pellets |
| ⊖ - tabulate Korallen | ▽ - Brachiopoden | ⌈ - Intraklasten |
| - Velberter Schichten | - Massenkalk | |
| - Hangende Flinzschiefer | - Liegende Schiefer | |

beiden Punkte verbindet, ist anschließend durch Parallelverschiebung in den Skalenursprung zu bringen; der Analysenwert kann dann abgelesen werden (z. B. in Abb. 1 - Bereich a-b: 96,5 % CaCO₃; Durchschnittsanalyse der Bohrung, Bereich c-d: 95,7 % CaCO₃).

Die Analytik der Röntgenfluoreszenzanalyse liefert elementspezifische quantitative Daten. Durch röntgen-diffraktometrische Untersuchungen ausgewählter Proben sowie Dünnschliffanalysen und durch die folgende statistische Auswertung (Faktorenanalyse) können diese Daten qualitativ (Mineral-Phasen) zugeordnet werden (Abb. 3). Daraus ergeben sich wertvolle Hinweise zur geochemischen Charakterisierung der MF-Typen (Abb. 4) und zur diagenetischen Entwicklung der untersuchten Karbonate.

Die Auswertung mikrofazieller und geochemischer Daten mit Hilfe einer CAD-Anlage liefert ein dreidimensionales Bild der Teillagerstätte Rohdenhaus-Süd (Abb. 5). Die räumliche Faziesverteilung, die mit dieser Methodik in die Lagerstätte umgesetzt wird, kann einen zukünftigen, Primärfazies-gesteuerten Abbau auf verschiedene Gesteinsqualitäten ermöglichen.

Eine Zusammenfassung der Ergebnisse der vorliegenden Untersuchung macht eine neue geotektonische Interpretation des Arbeitsgebietes notwendig (Abb. 6).

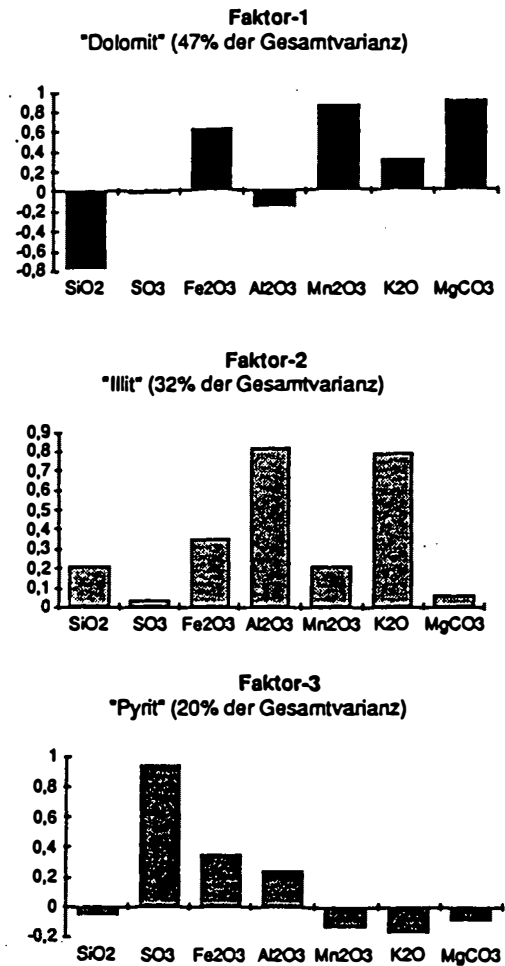


Abb. 3:

Faktorenladungen der gesamten geochemischen Daten (n=550) auf CaCO₃-freier Basis

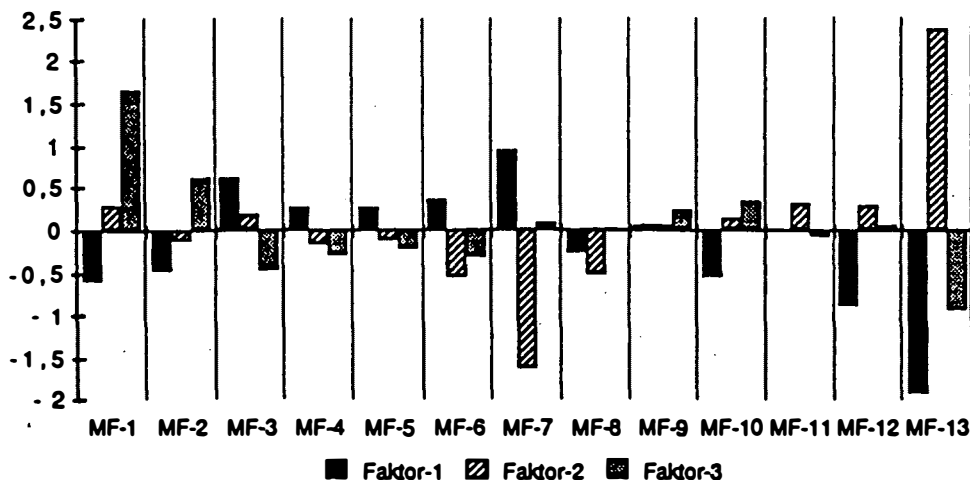


Abb. 4:

Gemittelte Faktorenwerte für die einzelnen MF-Typen

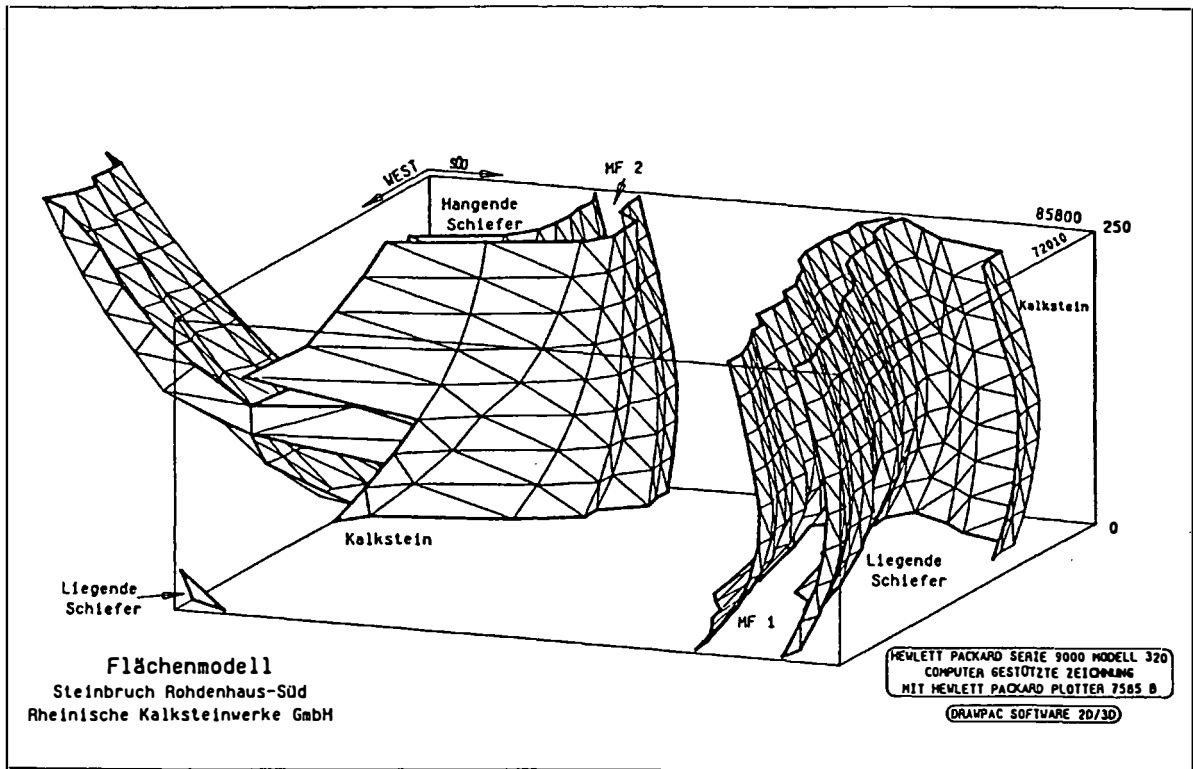


Abb. 5:
Blick von 'SW auf den Lagerstättenkörper Rohdenhaus-Süd

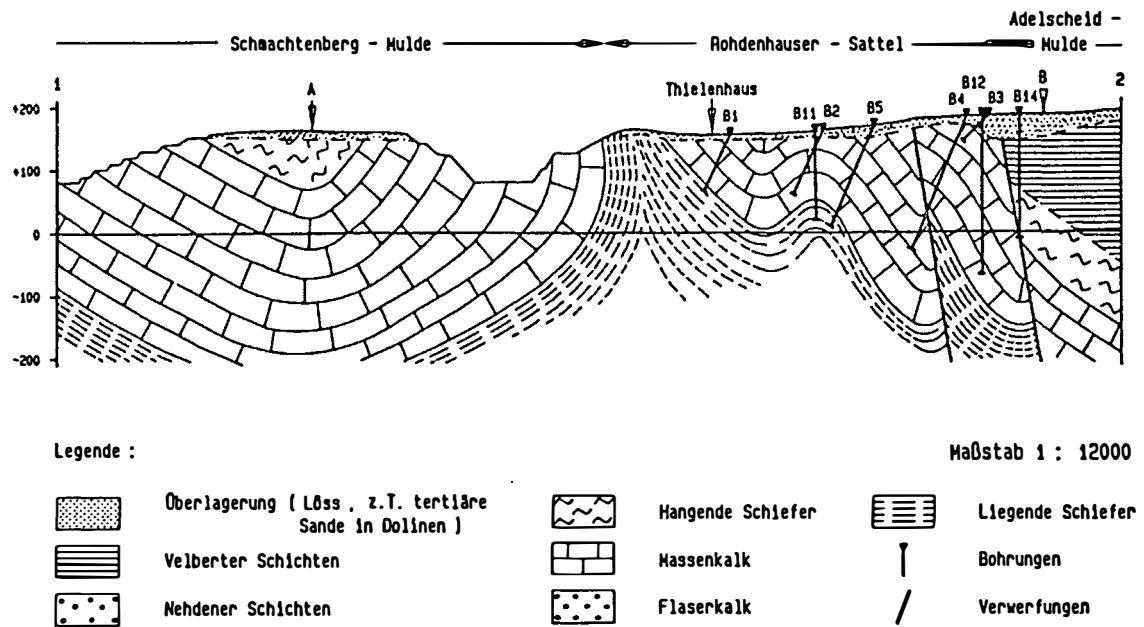


Abb. 6:
Geologisches Querprofil durch die Würfrather Kalksteinlagerstätte; Lagerungsverhältnisse im Lagerstättenkörper Silberberg (Bereich Rohdenhauser Sattel bis Adelscheid-Mulde)

STATISTISCHE AUSWERTUNG GEOCHEMISCHER DATEN AUS DER GARTNERKOFEL-FORSCHUNGSBOHRUNG (PERM/TRIAS-GRENZE; KARNISCHE ALPEN)

K. Stattegger, Graz

Das Ziel der statistischen Analyse geochemischer Daten aus der Kernbohrung Gartnerkofel liegt in der

- genauen geochemischen Unterscheidung zwischen den in der Bohrung erfaßten stratigraphischen Einheiten mittels Diskriminanzanalyse
- Charakterisierung der daraus resultierenden Probengruppen mit explorativer Datenanalyse und Korrelationsanalyse
- Untersuchung von Anomalien und "events" der sensitiven Variablen mittels Zeitreihenanalyse.

Für die Untersuchung standen zwei Datensätze zur Verfügung:

- (1) generelle Geochemie aller 332 analysierten Proben mit 20 Variablen inklusive $\delta^{13}\text{C}$ und $\delta^{18}\text{O}$ -Isotopen.
- (2) INAA-Daten von 72 Proben mit 25 Variablen.

Der Einsatz der schrittweisen linearen Diskriminanzanalyse ermöglicht eine hochsignifikante Unterscheidung der sechs stratigraphisch definierten Probengruppen. 12 Variablen tragen wesentlich zur Gruppentrennung bei: $\delta^{13}\text{C}$, P, $\delta^{18}\text{O}$, V, Mn, Ba, Ni, S, Zn, Fe, C, K. Mehr als 90% aller Proben sind richtig klassifiziert, nur die hangenden Proben des Seis-Member sind teilweise dem Campil-Member zugeordnet. Das Diskriminanzmodell wird mit den zwei wichtigsten kanonischen Variablen, das sind Linearkombinationen der Original-Variablen, als Koordinatenachsen dargestellt (vgl. Abb. 1). Das Probengruppen-Verteilungsmuster zeigt deutlich stratigraphische Trends: Vom Liegenden (Mittlere Bellerophon-Formation) bis zum Mazzin-Member nimmt die erste kanonische Variable ab, das bedeutet eine generelle Abnahme der Gehalte von $\delta^{13}\text{C}$, V, Mn, S, sowie eine Zunahme von C und K. Vom Mazzin-Member bis zum Top (Campil-Member) nimmt die zweite kanonische Variable zu, dies entspricht einer Zunahme der Gehalte von P, Zn, Fe und einer Abnahme von $\delta^{18}\text{O}$, Ba, Ni. Die Diskriminanzanalyse der INAA-Daten, die wegen der geringen Probenzahl nur in vier Gruppen unterteilt wurden, erbrachte ebenfalls eine signifikante Gruppentrennung mit den Variablen Eu-152, Na-24, U-235, La-140, Cr-51, V-52. Das Diskriminanzmodell zeigt wiederum zwei stratigraphische Trends: von

der Bellerophon-Formation bis zum Mazzin-Member nehmen U-235 und Cr-51 mit der ersten kanonischen Variablen ab, vom Mazzin-Member bis zum Top (Seis/Campil) nimmt Eu-152 zu. Der "Wendepunkt" dieser stratigraphischen Trends im Mazzin-Member, der in beiden Datensätzen zum Ausdruck kommt, ist nach den geochemischen logs auf zwei Anomalie-Bereiche zurückzuführen, die markanten Veränderungen in den geochemischen Entwicklungstrends bewirken (s. unten).

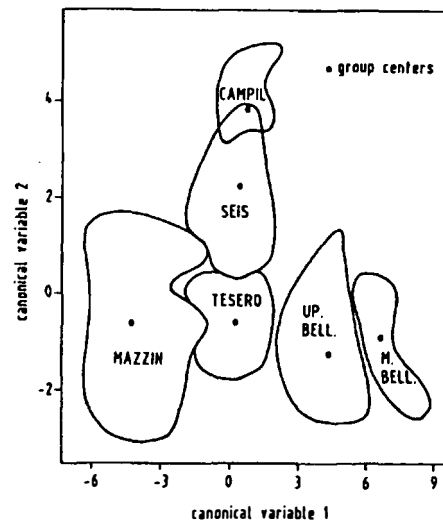


Abb. 1:

Diskriminanzmodell der sechs stratigraphisch definierten Probengruppen (M. BELL. = Middle Bellerophon; U. BELL. = Upper Bellerophon).

Ausgehend vom Probenverteilungsmuster der Diskriminanzanalysen werden die wichtigsten geochemischen Variablen mit box-plots, 3 Variablen-3D-plots sowie ihren Korrelationsstrukturen für die einzelnen stratigraphischen Probengruppen dargestellt, um deren Unterschiede genauer zu erfassen.

Die Datenverläufe der relevanten geochemischen Variablen im Intervall der Anomalien (oberster Abschnitt der Bellerophon-Formation bis zum Top des Mazzin-

Member) zeigen teilweise einen sehr unregelmäßigen Verlauf, bedingt durch zahlreiche Oszillationen im Kleinbereich. Glättung durch ungewichtete gleitende Mittelwerte macht die stratigraphischen Trends leichter erkennbar. Zwei Anomalie-Bereiche größerer Mächtigkeit sind vorhanden: der erste liegt im basalen Anteil, der zweite im Hangenteil des Mazzin-Member. Beide Anomalien lassen sich mit Autokorrelationsanalysen nachweisen, am deutlichsten für $\delta^{13}\text{C}$, S, Ba, K, Mn, Ni, P.

Aus den statistischen Untersuchungen läßt sich ein generell instabiles Verhalten geochemischer Parameter im Perm/Trias Grenzbereich und in der basalen Trias ableiten, das zusätzlich durch zwei Anomalie-Bereiche verstärkt wird. Dabei erfolgt eine bedeutende Änderung stratigraphischer geochemischer Trends.

ABLAGERUNGSBEDINGUNGEN C_{org} -REICHER MARINER SEDIMENTE: ERGEBNISSE AUS UNTERSUCHUNGEN AN DSDP/ODP-KERNMATERIAL

R. Stein, Gießen

"Normale" Sedimente des offenen Ozeans zeichnen sich durch einen sehr geringen Gehalt an organischen Kohlenstoff aus ($C_{org} < 0.3\%$). Um C_{org} -reiche Sedimente zu akkumulieren, sind besondere Ablagerungsbedingungen erforderlich. Die wichtigsten Mechanismen, die zu C_{org} -reichen Sedimenten (C_{org} -Gehalte bis 20 %) führen können, sind in Abb. 1 zusammengefaßt. Diese unterschiedlichen Ablagerungsmilieus und Mechanismen können an Probenmaterial, das im Rahmen des "Deep-Sea Drilling Projects/Ocean Drilling Program (DSDP/ODP)" genommen wurde, untersucht werden (Abb. 2):

(I) Gebiete erhöhter Produktion organischer Substanz (Upwelling-Gebiete): ODP-Legs 108, 112 und 117 (Beispiel Peru-Upwelling Site 679, Abb. 3);

(II) Gebiete mit erhöhter Erhaltungsrate organischer Substanz (anoxische Becken): DSDP-Leg 42, ODP-Legs 107, 124 und 128;

(III) Gebiete mit erhöhter Zufuhr terrigener organischer Substanz: DSDP-Leg 90 und ODP-Leg 105;

(IV) erhöhte Erhaltungsrate von organischer Substanz in Turbiditen: ODP-Leg 108 (Beispiel Site 657, Abb. 4).

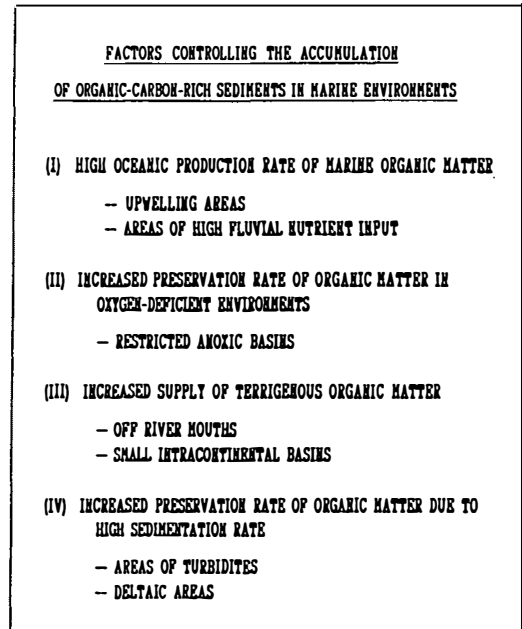


Abb. 1

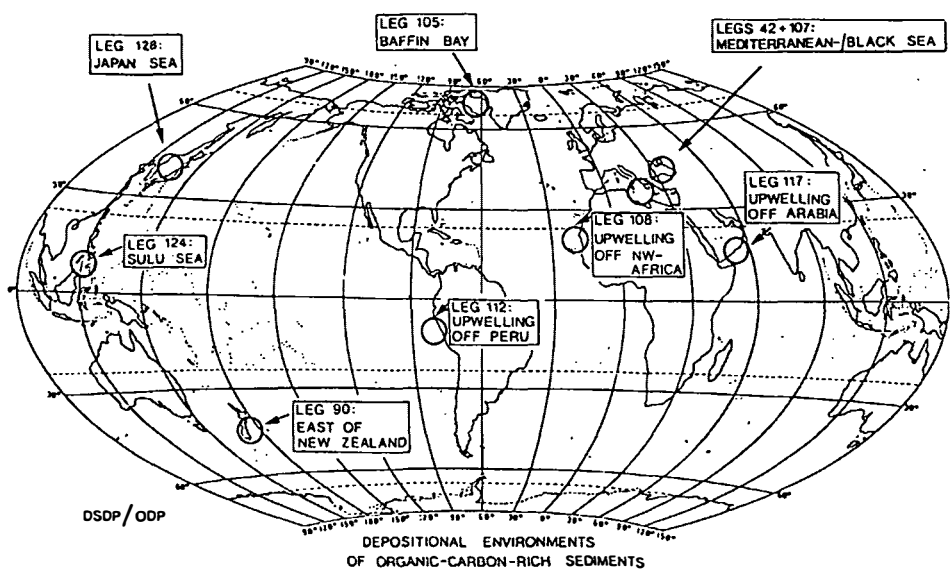


Abb. 2

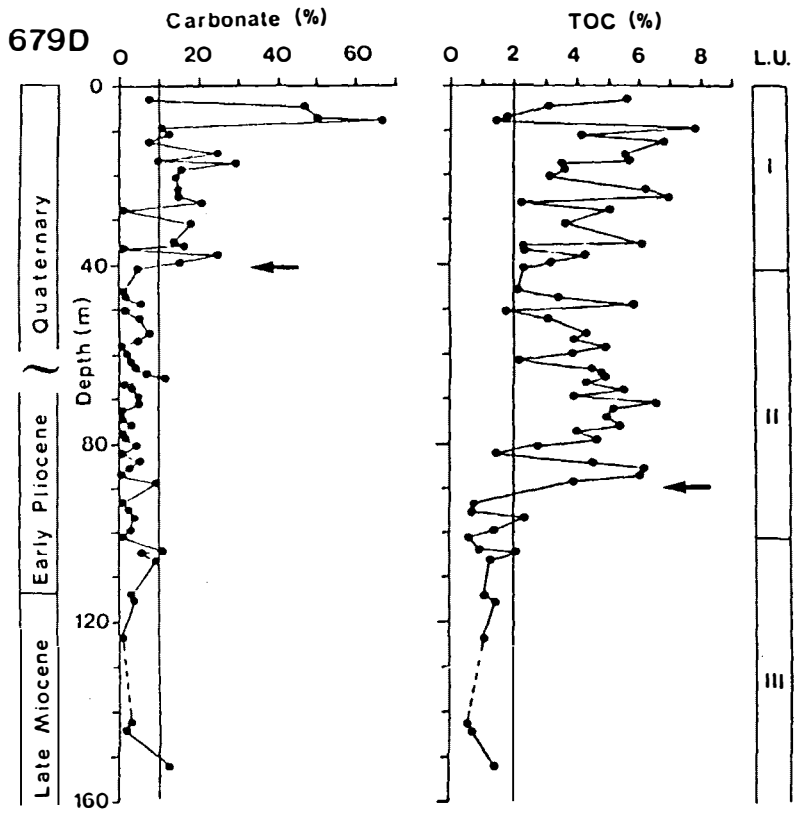


Abb. 3

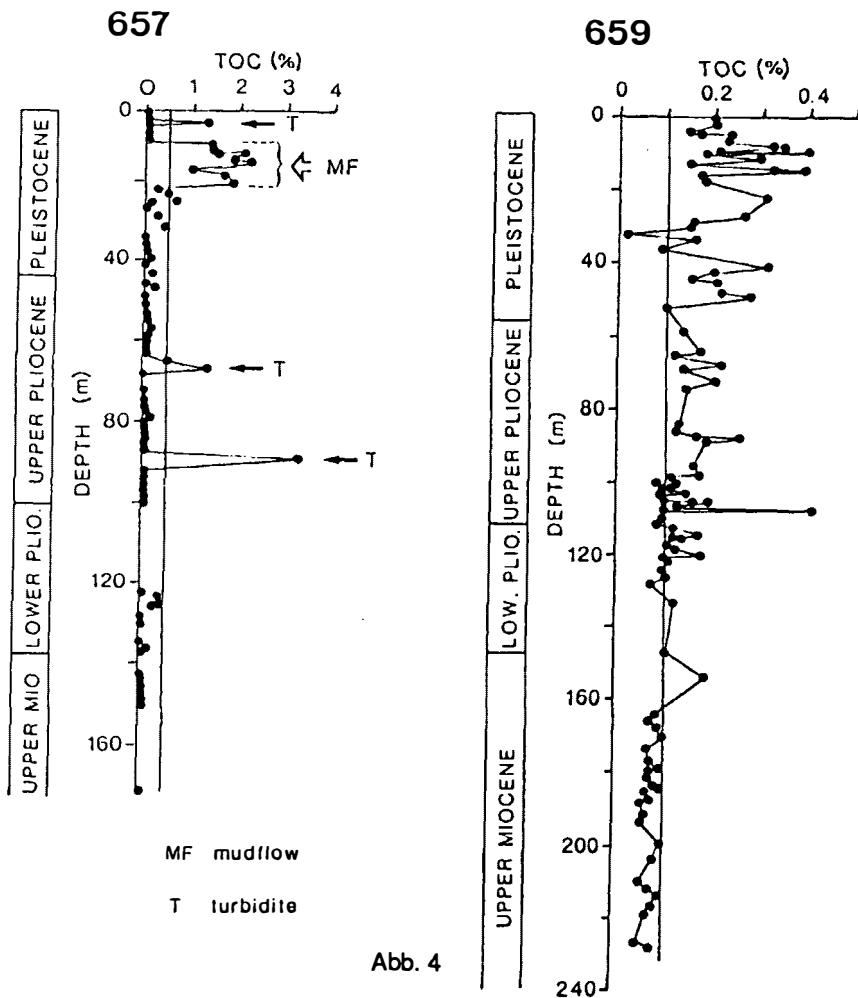


Abb. 4

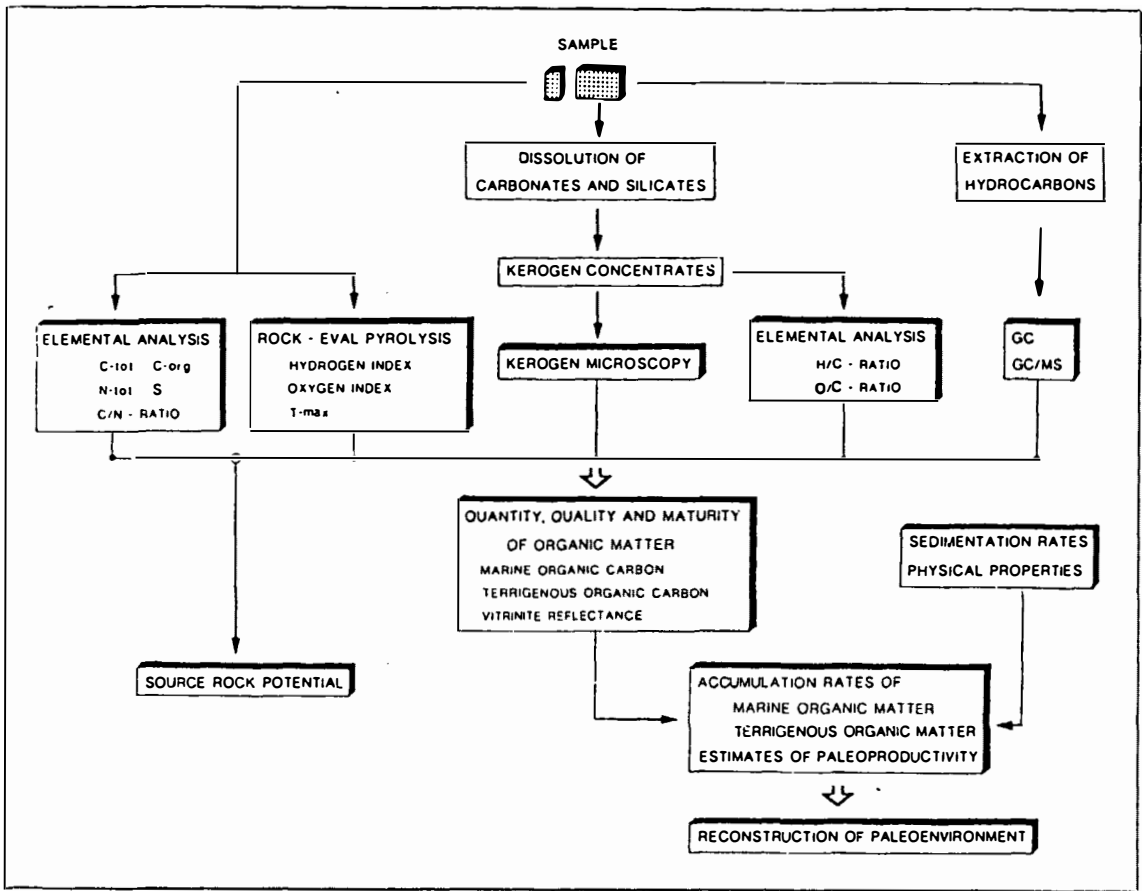


Abb. 5

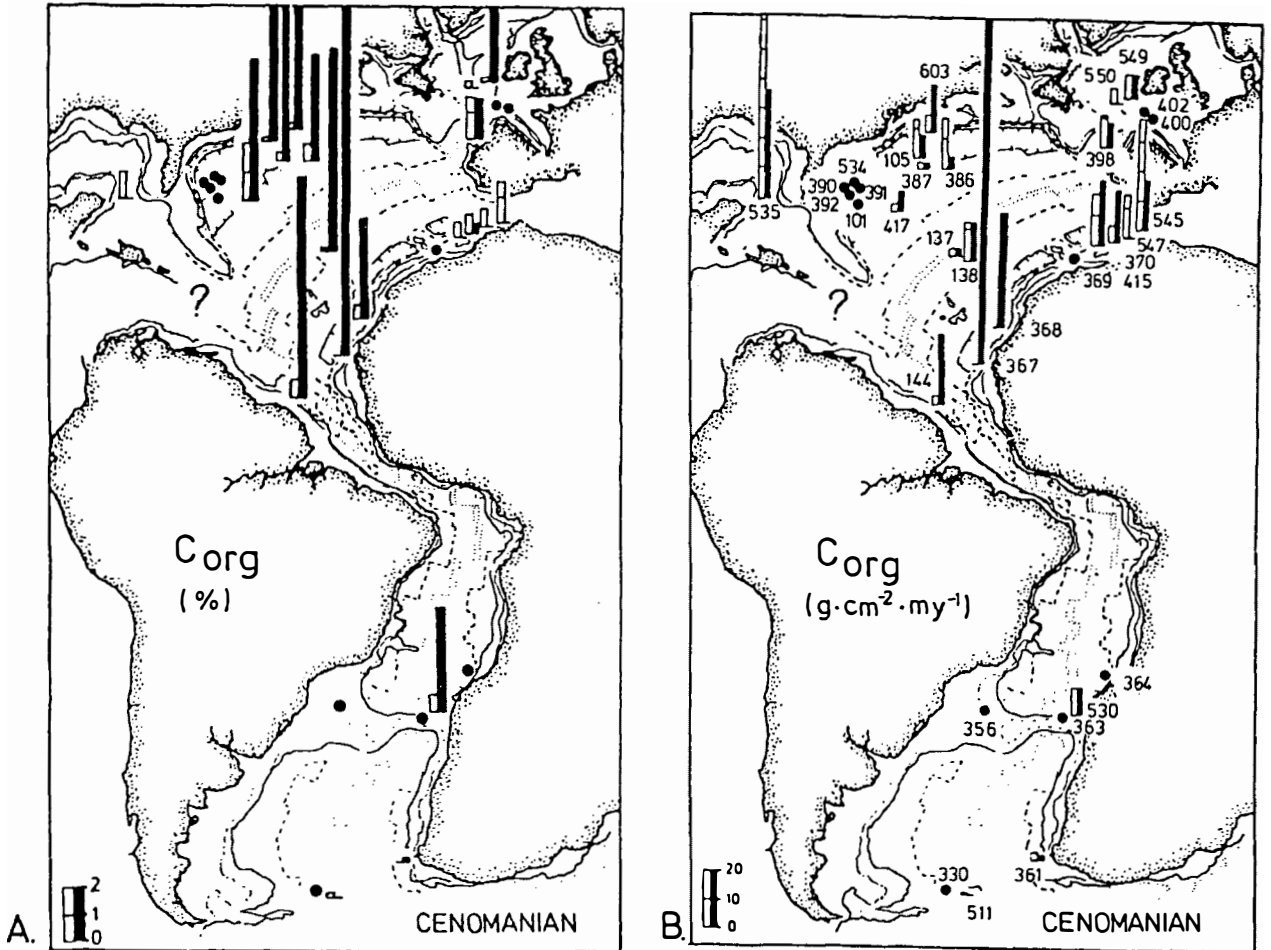


Abb. 6

Um eine Rekonstruktion der Ablagerungsbedingungen C_{org} -reicher Sedimente durchführen zu können, sind detaillierte Untersuchungen von Quantität (Akkumulationsraten) und Qualität (marin vs. terrigen) der im Sediment erhaltenen organischen Substanz erforderlich (Abb. 5).

Die aus den Untersuchungen an quartären und neogenen DSDP/ODP-Sedimenten gewonnenen Erkenntnisse/Modelle sollen dann benutzt werden, um die Genese

fossiler Schwarzschiefer zu erklären. Schwerpunktmäßig sind dabei DSDP-Schwarzschiefer ("black shales") aus dem Atlantik untersucht worden, die im Apt/Alb und Cenoman/Turon besonders weit verbreitet waren und C_{org} -Gehalte von bis zu 30% haben können (Beispiel Cenoman, Abb. 6; schwarze Balken: Daten von Schwarzschieferintervallen, offene Balken: Daten von Tonstein/Karbonatintervallen; schwarze Punkte: keine Daten = Schichtlücken).

ZUR GENESE DES SARDISCHEN KONGLOMERATES (IGLESIENTE, SW-SARDINIEN): EIN RESEDIMENTATIONSPRODUKT MIT ÜBERREGIONALER BEDEUTUNG

G. Theodoridis, Heidelberg

Das Sardische Konglomerat ist Teil des seit dem Unterkambrium fast lückenlos überlieferten Altpaläozoikums SW-Sardiniens (Iglesiente), dem sogen. "Autochthon" bzw. der "Extern-Zone" (COCOZZA, 1979). Es liegt diskordant und transgressiv auf der mittelkambrischen bis unterordovizischen "Cabitza-Formation" und es bildete die Basis für die von STILLE (1939) aufgestellte "Sardische Diskordanz" bzw. "Sardische Phase". Das fossilere Sardische Konglomerat wird im unmittelbaren Hangenden durch fossilführende "Caradoc-Schiefer" überlagert.

Aufgrund neuer biostratigraphischer Ergebnisse im Liegenden (BARCA et al., 1987) und Hangenden (Dr. W. HAMMANN, pers. Mitteil.) ist das Sardische Konglomerat in das Untere Caradoc einzustufen. Demzufolge muß die Sardische Phase STILLES (1939), bisher an die Grenze Kambrium-Ordovizium gelegt, auf den Zeitraum Llanvirn/Llandeilo eingegrenzt werden.

Im Gegensatz zu SW-Sardinien beginnt die klastische Sedimentation in SE- und Zentral-Sardinien nach neuen Acritarchenfunden erst ab dem Mittelkambrium und endet ebenfalls im unteren Ordovizium (GANDIN et al., 1987). Die abgelagerten Sedimente stellen mit Sicherheit ein zeitliches Äquivalent zu der Cabitza-Formation SW-Sardiniens dar, doch wurden sie im Gegensatz zu dieser in einem tieferen Meeresbecken abgelagert.

Darüber folgen generell saure Vulkanite und vulkanoklastische Gesteine mit zahlreichen Konglomerateinschlüssen, wobei lokal eine zu SW-Sardinien entsprechende Winkeldiskordanz angenommen wird. Diese sogen. "Sarrabus-Diskordanz" ist aber stark umstritten. Den Abschluß der kambroordovizischen Sedimentation bildet eine zu SW-Sardinien äquivalente fossilreiche oberordovizische vorwiegend klastische Abfolge. Insgesamt gesehen sind zeitliche und fazielle Äquivalente auch in SE- und Zentral-Sardinien zu finden (CARMIGNANI et al., 1981; GANDIN, 1987; SCHNEIDER, 1974), wobei dort allerdings ein markanter saurer Vulkanismus hinzutritt. Diese "Intern-Zone", das sogen. "Allochthon" ist durch eine starke tektonische Beanspruchung mit zahlreichen Überschiebungen und einen höheren Metamorphosegrad gegenüber SW-Sardinien gekennzeichnet.

Im 110 m mächtigen Idealprofil des Sardischen Konglomerates bei Nebida (Iglesiente, SW-Sardinien) können entsprechend der Einteilung von PICKERING et al. (1986) sechs verschiedene Einheiten aufgegliedert werden (Abb. 1):

Die etwa 15 m mächtige Einheit I besteht aus unsortierten clastsupported Basalbrekzien und Konglomeraten.

Ebenfalls 15 m mächtig wird die Einheit II, welche durch unsortierte, matrixsupported Konglomerate gekennzeichnet ist, wobei hier große "Kalkolistolithe" mit Brekziengefüge anzutreffen sind. Die nur 10 m mächtige Einheit III ist vor allem durch den höheren Matrixgehalt der Konglomerate gekennzeichnet. Die rote Matrix besteht zum Großteil aus Quarz, Hämatit und Tonmineralien.

Diese Einheiten I bis III sind nicht überall im Iglesiasiente entwickelt und bestehen zum Großteil aus Wachskalkgeröllen (Oberstes Unterkambrium bis Unterstes Mittelkambrium), die nicht das normale stratigraphische Liegende (Cabitza-Schiefer) des Sardischen Konglomerates bilden. Diese basalen Einheiten des Idealprofils sind meist durch debris flows entstanden. Die "Olistolithe" können auch teilweise aus rock falls hervorgegangen sein.

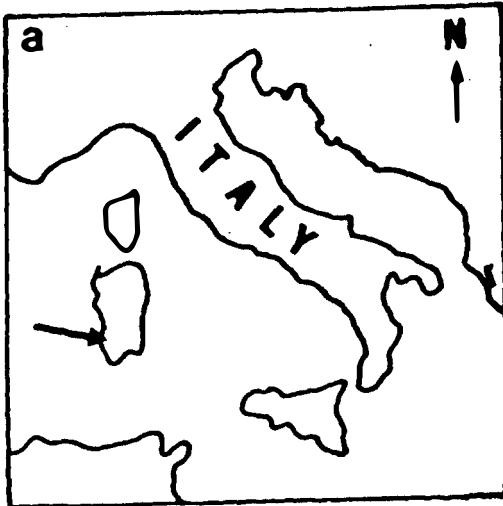
Für die folgenden Einheiten IV (40 m), V (20 m) und VI (10 m) kommen nur noch high concentrated turbidity currents in Frage, wobei die Gerölle in der Hauptsache aus Cabitza-Schiefern bestehen und sie einen erhöhten Sortierungs- und Rundungsgrad aufweisen.

Diese Gerölldifferenzierung (Wachskalkgerölle - Cabitza-Schiefer) ist für das Sardische Konglomerat sehr typisch.

Die Einheit IV ist vor allem durch die unterschiedlichen Arten des graded bedding charakterisiert. Nach oben hin (Einheit V und VI) schalten sich immer mehr Mikrokonglomerate und tonig-siltig-sandige Zwischenlagen ein und die rote Farbe verschwindet allmählich.

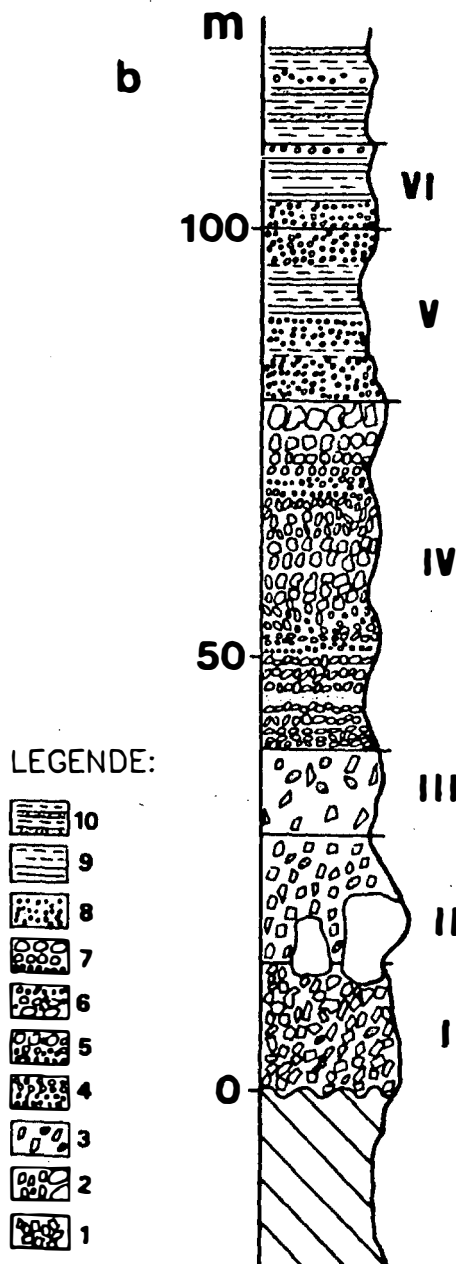
Insgesamt gesehen ist das Profil durch einen nach oben hin erkennbaren fining upward-cycle mit zahlreichen vertikalateralen Faziesunterschieden gekennzeichnet. Auffällig ist auch das Fehlen von biostatigraphisch verwertbaren Fossilien innerhalb des eigentlichen Konglomerates. Aber unmittelbar in seinem Hangenden folgen konkordant die fossilführenden "Caradoc-Schiefer".

Abb. 1:



a: Lage des Idealprofils

b: Das Idealprofil des Sardischen Konglomerates bei Nebida (1 = Basalbrekzie; 2 = matrix-supported, unsortierte Konglomerate mit Olistolithen; 3 = unsortierte, tonreiche Konglomerate; 1-3 bestehen zu 75% aus Wachskalkgeröllen; ab 4 herrschen nur noch Cabitza-Schiefer-Gerölle vor; 4 = geschichtete Konglomerate; 5 = in-vert gradiente Konglomerate; 6 = normal gradiente Konglomerate; 7 = gradiert geschichtete Konglomerate; 8 = Mikrokonglomerate; 9 = Ton-Siltstein; 10 = Ton-Silt-Sandstein; Erläuterungen der Einheiten siehe Text)



Die Sedimentation muß relativ schnell und ohne mehrmalige zyklische Wiederholungen der einzelnen Einheiten erfolgt sein. Entsprechend dem Faziesmodell von WALKER (1975) liegt der Hauptablagerungsbereich dieser grobklastischen Sedimente hauptsächlich im slope und oberen fan-Bereich.

Doch unter Berücksichtigung der tektonischen Ereignisse kann es sich um keinen klassischen submarine fan handeln.

Diese oben beschriebenen Sedimente belegen daher die folgende Genese (Abb. 2):

a+b: Nach dem Arenig wurde die klastische Sedimentation durch die "Sardische Tektonik" (Bruchschollenbildung und Heraushebung) unterbrochen. Es folgte in SW-Sardinien im Zeitraum Llanvirn-Llandeilo ("Sardische Phase") eine Erosions- und Akkumulationszeit von Cabitza-Schiefer- und Wachskalkgeröllen entlang einer Steilküste. Der eigentliche Schelf wurde dabei eliminiert und es bildete sich ein sogen. "faulted slope apron" (STOW, 1986). SE- und Zentral-Sardinien sind dagegen durch den kontinentalen sauren Vulkanismus geprägt worden.

c: Die eigentliche Ablagerung des Sardischen Konglomerates erfolgte dann im Unteren Caradoc durch Resedimentationsprozesse (rock fall, debris flow und turbidity currents) entlang dem relativ küstennahen slope, in Form von submarine canyons und mäandrierenden feeder-channels.

Auf ähnliche Resedimentationsvorgänge können auch die in SE- und Zentral-Sardinien auftretenden zeitlich und z. T. faziell äquivalenten Konglomerate zurückgeführt werden, die aber stark vulkanogen beeinflusst sind. Eine Vermischung beider Konglomerattypen ist, insbesondere für SE-Sardinien nicht auszuschließen.

Der saure Vulkanismus, der in SW-Sardinien fehlt entspricht zeitlich der Sardischen Phase SW-Sardiniens und dieser könnte nicht nur subaerisch sondern auch submarin entstanden sein.

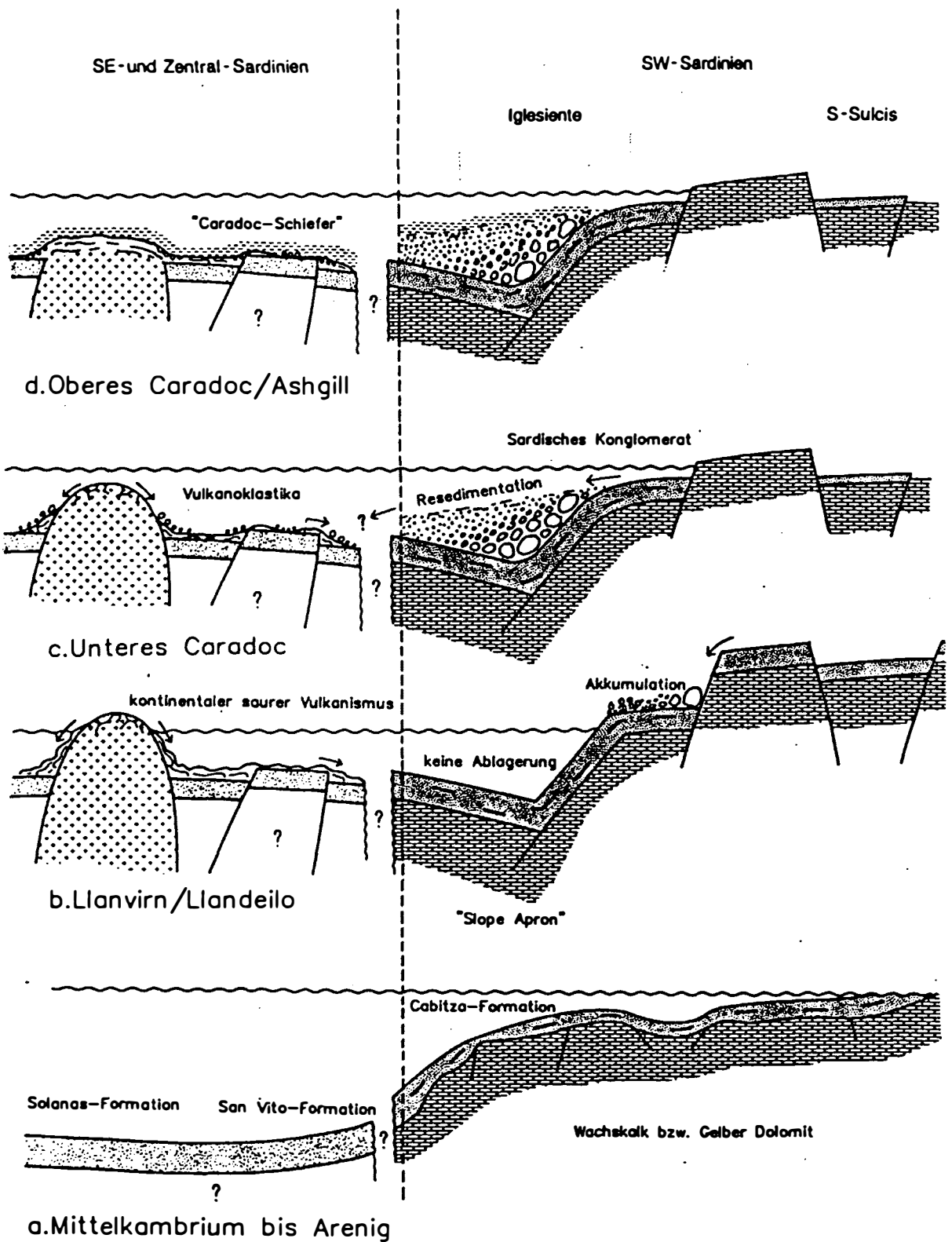


Abb. 2:

Sedimentationsgeschichte vom Mittelkambrium bis Oberen Ordovizium (Erläuterungen im Text)

d: Nach der Auffüllung des Slope apron-beckens herrschten wieder einheitliche flachmarine Bedingungen vor (schon ab Einheit V erkennbar) und es kam zur Ablagerung der "Caradoc-Schiefer".

Das Sardische Konglomerat ist also nicht, wie in den letzten Jahren durch OGGIANO et al. (1986) und LASKE & BECHSTÄDT (1987) angenommen, als eine kontinentale Bildung ("alluvial fans") anzusehen, sondern als ein Resedimentationsprodukt zu interpretieren, welches im marinen Milieu abgelagert wurde.

Für diese "verdoppelte" Genese des Sardischen Konglomerates sprechen vor allem:

1. Die durch Faziesunterschiede gekennzeichnete vertikalo-laterale Abfolge (siehe oben), u. a. mit Geröll-differenzierung und graded bedding.
2. Die durch Bruchtektonik und Heraushebung gekennzeichnete sedimentationsfreie Zeit des Llanvirn/Llandeilo ("Sardische Phase"), die im Grunde eine Erosions- und Akkumulationsphase darstellt.
3. Die äquivalenten Konglomerate in SE- und Zentral-Sardinien in Verbindung mit dem sauren Vulkanismus.

Darüberhinaus zeigen die Geländebefunde, daß es sich bei der Sardischen Phase, um keine echte orogene Phase im klassischen Sinne handelt. Es dominierten Bruchbildung, Verkipfung und Heraushebung. Aufgrund der überregionalen und unterschiedlichen Einstufung des Begriffs Sardische Phase, ist es besser von "Sardischen Bewegungen" zu sprechen (vgl. H. H. SCHNEIDER, 1974).

Nur eine aktualistische und mobilistische Betrachtung, wie sie die Plattentektonik ermöglicht, kann solche Ereignisse erklären. Mit Sicherheit beherrschte bis zum Arenig eine Art "Rifting" das Sedimentationsgeschehen, was auch z. B. das Fehlen des Unterkambriums SE- und Zentral-Sardiniens erklärt.

Eine genaue Rekonstruktion der geotektonischen Ereignisse und ihre zeitliche Abfolge ist noch erforderlich, insbesondere für den Zeitraum Llanvirn/Llandeilo. Dabei sollte die überregionale Verbreitung (Pyrenäen, Montagne Noire u. a.) von äquivalenten Konglomeraten aus dieser Zeit mitberücksichtigt werden.

Literatur

- BARCA, S., COCOZZA, T., DEL RIO, M., PILLOLA, G. L. & PITTAU DEMELIA, P. (1987): Datedation de l'Ordovicien inférieur par *Dictyonema flabelliforma* et Acritarches dans la partie supérieure de la Formation "cambrienne" de Cabitza (SW de la Sardaigne, Italie): conséquences géodynamiques. - C. R. Acad. Sci. Paris, 305, Serie II, 1109-1113.
- CARMIGNANI, L., COCOZZA, T., MINZONI, N. & PERTUSATI, P. C. (1981): Structural and palaeogeographic lineaments of the Variscan cycle in Sardinia. - In: ZWART, H. J. & DORNSIEPEN, U. F. (eds.): The Variscan Orogen in Europe, Geol. en Mijnb. spec. Issue, 60, 171-181.
- COCOZZA, T. (1979): The Cambrian of Sardinia. - Mem. Soc. Geol. Ital., 20, 163-187.
- GANDIN, A., MINZONI, N. & COURJAULT-RADE, F. and P. (1987): Shelf to basin transition in the Cambrian-Lower Ordovician of Sardinia (Italy). - Geol. Rdsch., 76 (3), 827-836.
- LASKE, R. & BECHSTÄDT, T. (1987): Alluviale Fächer und flachmarine Sedimentabfolgen im Hangenden der sardischen Diskordanz (Ordovizium SW-Sardiniens). - Heidelberger Geowissenschaftl. Abh., 8: 141143, Heidelberg.
- OGGIANO, G., MARTINI, I. P. & TONGIORGI, M. (1986): Sedimentology of the Ordovician "Pudding" Formation (SW-Sardinia). - IGCP Project No. 5: Correlation of Prevariscan and Variscan events in the Alpine-Mediterranean mountain belts. Final Meeting, Sardinia, May 25-31, 1986, Abstracts of papers, 67-68, Cagliari.
- PICKERING, K., STOW, D., WATSON, M. & HISCOTT, R. (1986): Deep-Water Facies, Processes and Models: A Review and Classification Scheme of Modern and Ancient Sediments. - Earth Sci. Rev., 23, 75-174.
- SCHNEIDER, H. H. (1974): Revision des Altpaläozoikums Sardiniens insbesondere des sardischen Konglomerates. - N. Jb. Geol. Pal. Abh., 146 (1), 78-103.
- STILLE, H. (1939): Bemerkungen betreffend die "sardische" Faltung und den Ausdruck "ophiolitisch". - Z. dt. geol. Ges., 91, 771-773, Berlin.
- STOW, D. A. V. (1986): Deep clastic systems. - In: READING, H. G. (ed.): Sedimentary Environments and Facies, rev. ed. Blackwell, London, S. 399-444.
- WALKER, R. G. (1975): Generalized facies models forresedimented conglomerates of turbidite association. - Bull. Geol. Soc. Am., 86, 737-748.

SILIZIKLASTISCHE UND KALKIGE TEMPESTITFAZIES IN DER GOSAUGRUPPE (KALKALPEN, OBERÖSTERREICH)

M. Wagreich, Wien

Innerhalb der Seichtwasserabfolgen der Gosauschichtgruppe der Nördlichen Kalkalpen sind Mergel mit Sturm-sedimentlagen (Tempestite) eine häufige Faziesausbildung. Untersuchungen an den Lokalitäten Gosau-Rußbach (Streiteck-, Grabenbach-, Hochmoos- und Bibereckschichten) und Bad Ischl-Nussensee lassen genauere Aufschlüsse über die Sedimentologie und Bildungsbedingungen dieser Sedimente zu.

Gemeinsam ist diesen Vorkommen die Wechsellaagerung pelitischer Gesteine (Mergel bzw. siltig-sandige Mergel) mit größeren Bänken. Diese Tempestitbänke lassen ein Fazieskontinuum von biogenen Schillagen über gemischte biogen-siliziklastische Lagen zu reinen siliziklastischen Grobsilt-Feinsandsteinlagen erkennen. Die Mächtigkeiten der Einzellagen erreichen 60 cm.

Die biogenführenden Lagen (z. B. Untere Hochmoos-schichten) zeigen einen basalen, gradierten Biogenabschnitt, übergehend in einen hangenden Sandsteinabschnitt mit ebener Lamination, Hummocky Cross-stratification, selten Rippelschichtung und Wellenrippelmarken auf der Hangendfläche. An Spurenfossilien finden sich vor allem *Ophiomorpha* und *Thalassinoides*.

Die siliziklastischen Lagen (z. B. Grabenbachschichten, Nussenseegebiet, vgl. Abb. 1) weisen auf der Unterfläche orientierte Mergelklasten, Kolktrinnen und Kolkhöfe, Strömungsmarken, enge Strömungstreifung, Schleif- und Gegenstandsmarken sowie Spurenfossilien (v. a. *Thalassinoides*) auf. Intern zeigen die Bänke nur selten eine basale Gradierung. Darüber folgt ebene Lamination mit Strömungsriefung, wellige Lamination, Hummocky Cross-stratification vom "pinch and swell"-Typus, Strömungs- und Wellenrippelschichtung und Wickelschichtung. Am Top sind manchmal Wellenrippelmarken erhalten. Die Schichtungstypen belegen sowohl den Einfluß einer gerichteten Strömung (Strömungsgeschwindigkeiten größer 60-80 cm/sec auf Grund der gerichteten Sohlmarken und ebener Lamination des oberen Fließregimes) als auch einer oszillierenden Strömung (HCS, Wellenrippel) während des Transportes und der Sedimentation. Für Wellenrippel aus den Grabenbachschichten kann bei Annah-

me ozeanischer Bedingungen ein Bildungsbereich bei Wellenperioden größer 4-5 sec und möglichen Wassertiefen zwischen 10 und 150 m rekonstruiert werden.

Die Ausbildung dieser Lagen innerhalb von Mergelabfolgen läßt auf hochenergetische Sturmereignisse, ablandigem Sedimenttransport und Ablagerung unter Einfluß von Sturmwellen schließen. Die Mikrofaunen der Mergel belegen für die biogenführende Fazies seichtere, küstennahe bzw. riffnahe Ablagerungsbereiche im Vergleich mit den planktonreichen Mikrofaunen des "mittleren bis äußeren Schelfs" der Mergel der siliziklastischen Fazies.

Die gemittelte Auftrithäufigkeit dieser sedimentbringenden Ereignisse liegen zwischen 2.000 und 20.000 Jahren. Die Sedimentationsraten schwanken zwischen 5 und 25 cm/1.000 Jahre.

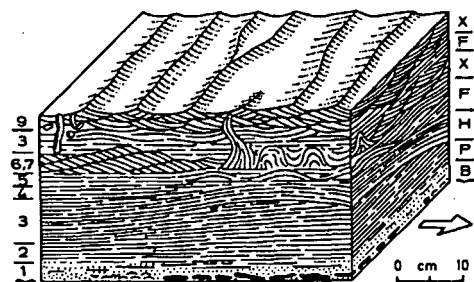


Abb. 1:

Schematisches Modell der siliziklastischen Tempestitbänke der Grabenbachschichten von Gosau. (1) Gradierte Basis mit Mergelklasten oder Biogenfragmenten, (2) ebene Lamination mit Strömungsriefung, (3) Hummocky Cross-stratification, (4) ebene Lamination, (5) wellige Lamination, (6, 7) Strömungsrippel, Wickelschichtung, (8) ebene bis flachwellige Lamination, (9) Wellenrippel. Pfeil zeigt in Strömungsrichtung.

AUSWIRKUNGEN VON MEERESSPIEGELSCHWANKUNGEN, TEKTONIK UND SEDIMENTANGEBOT IN OBERKRETAZISCHEN UND TERTIÄREN TURBIDITSYSTEMEN DES SÜDLICHEN ZENTRALAMERIKAS

J. Winsemann, Mainz

Das frühe Inselbogen-System des südlichen Zentralamerikas (Oberkreide-Eozän) wird durch mächtige Turbiditkomplexe charakterisiert, die in relativ kleinen, strukturellen Becken des inneren Forearc-Bereiches abgelagert wurden. Diese Turbiditsysteme bestehen aus vier beckenweit korrelierbaren Ablagerungssequenzen, die durch Diskordanzen oder korrelative Konkordanzen begrenzt werden (vgl. Abb. 1). Die Progradationszyklen der Ablagerungssequenzen zeigen generelle "thickening and coarsening upward"-Trends und können deshalb auf langfristig wirksame globale Meeresspiegelschwankungen zurückgeführt werden.

System-Trakte, Parasequenzen und Faziesassoziationen innerhalb der Ablagerungssequenzen weisen in ihrer Ausbildung große lokale Variationen auf und liegen meist nur in reduzierter Form vor. Die Ablagerungssequenzen werden deshalb durch eine Wiederholung bestimmter Faziesassoziationen charakterisiert, die die komplexen Beziehungen zwischen Sedimentangebot, Sedimenttyp, Tektonik und globalen Meeresspiegelschwankungen zu einer bestimmten Zeit reflektieren. Jede Ablagerungssequenz besitzt somit eine individuelle Ausbildung, in der sich die räumliche und zeitliche Entwicklung der Beckensysteme widerspiegelt. Durch den Vergleich des internen Aufbau-

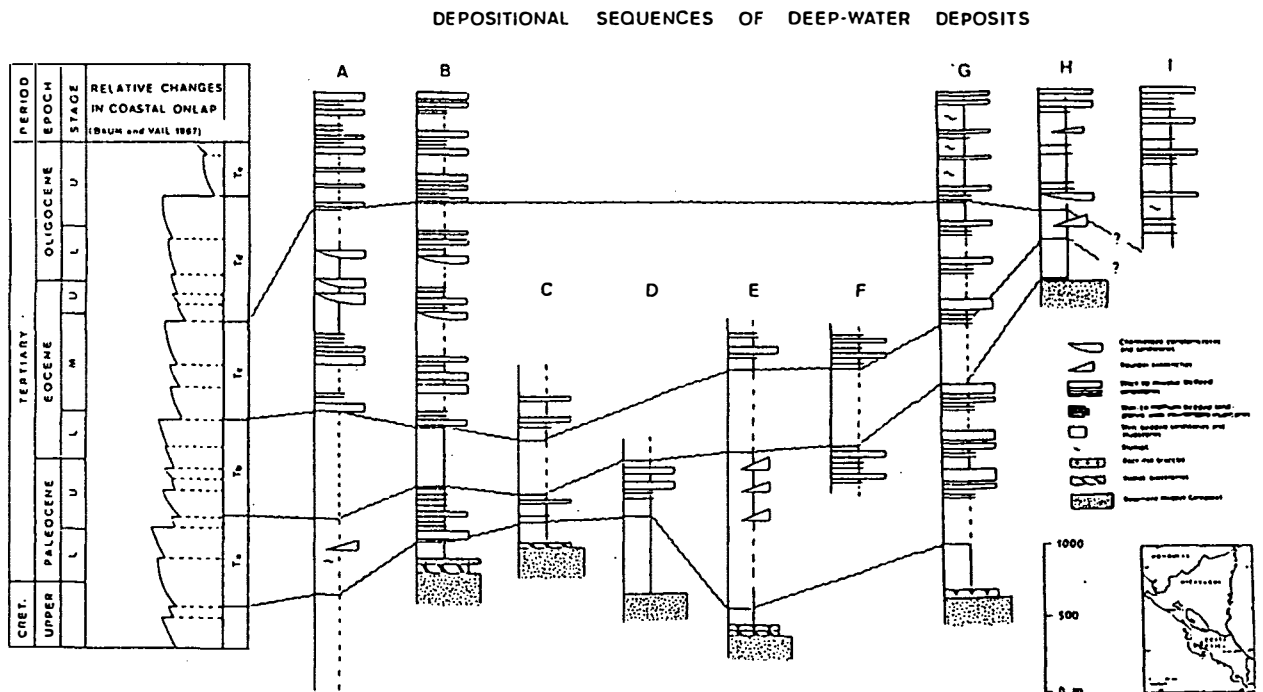


Abb. 1:
Beckenweite Korrelation von Tiefwasser-Ablagerungssequenzen

es der einzelnen Ablagerungssequenzen ist es deshalb möglich, die heterogenen Beckenfüllungen zu korrelieren und die Sedimentationsraten sowie die differentiellen Hebungen und Absenkungen innerhalb des alten Inselbogen-Systemes zu rekonstruieren.

Im Zeitraum von der Oberkreide bis zum Paleozän besaß der frühe Inselbogen bereits einen relativ differenzierten Forearc-Bereich mit schmalen, langgestreckten Trögen, die durch strukturelle Hochgebiete voneinander getrennt wurden.

Das erstmalige Auftreten von grobklastischen Turbiditkomplexen im Maastricht/Unterpaleozän (Ta-Ablagerungssequenz) läßt sich auf die Kombination von einem globalen Meeresspiegelabfall und gleichzeitig stattfindenden starken tektonischen Hebungen im Bereich des Inselbogens zurückführen. Zusätzlich müssen hohe Sedimentationsraten auf Grund von ausgedehnten tabularen Sandkörpern gefordert werden. Solche Lobensysteme sind normalerweise nur im Zusammenhang mit größeren fluviatilen oder deltaischen Sedimentations-Systemen zu erwarten. Da dies für den frühen Inselbogen relativ unwahrscheinlich ist, müssen zumindest genügend große Schelfareale existiert haben, die in der Lage waren, vorsortiertes sand- und schlammreiches Material zu akkumulieren.

Die Ablagerungssequenz Tb (vgl. Abb. 1) besteht in allen Becken ausschließlich aus feinklastischen, dünngebankten Turbiditserien und Kieselkalken, die ein Absinken des gesamten Inselbogenkomplexes anzeigen. Diese Subsidenz war in der Lage die Effekte von globalen Meeresspiegelschwankungen zu kompensieren. Ursache der

Subsidenz war vermutlich die erhebliche Geschwindigkeitsverminderung der "Farallon-Platte", die zu einer zeitweiligen Inaktivierung der Subduktion im Bereich des zentralamerikanischen Inselbogens führte.

Die erneut an der Wende Mitteleozän/Oberozän einsetzende tektonische und vulkanische Aktivität verursachte eine weitere Zergliederung des Forearc-Bereiches in relativ kleine Becken mit angrenzenden Hochgebieten. Ein steiles Hinterland und das Fehlen von größeren Schelfgebieten führten zur Bildung von extrem grobklastischen und kurzlebigen Kanal-Loben-Systemen (Ablagerungssequenz Tc, vgl. Abb. 1), die über Fan-Deltas oder Kliffsysteme gespeist wurden. Im Gebiet des zentralen Costa Riccas entwickelte sich in diesem Zusammenhang ein neues Störungssystem, das bis in die Gegenwart hinein immer wieder in Erscheinung tritt.

Die Entwicklung von "slope-apron"-Systemen in den Ablagerungssequenzen Td (vgl. Abb. 1) zeigt einen allmählichen Reliefausgleich mit einer Homogenisierung der Ablagerungsräume an. Hohe Sedimentationsraten in Verbindung mit einem globalen Meeresspiegelanstieg ließen im Bereich der Schelfe gemischt klastisch-karbonatische Systeme entstehen, deren Ablagerungen periodisch direkt über den Schelfrand in die vorgelagerten Becken geschüttet wurden. Erneute Hebungen im Oligozän in Verbindung mit dem drastischen Meeresspiegelabfall an der Wende Rupel/Chatt führten zu einer raschen Auffüllung der Becken durch progradierende Slope- und Schelfsysteme.

ASPEKTE KRATONALER SEDIMENTATION: SEQUENZENTWICKLUNG FLUVIATILER/FLACHMARINER ABLAGERUNGEN AUF DEM OSTSAHARA- KRATON (S-ÄGYPTEN/N-SUDAN)

P. Wycisk, Berlin

Die kontinentalen Sedimente NW-Sudans und SW-Ägyptens wurden seit dem Silur überwiegend aus fluviatilen Serien aufgebaut, die wiederholt von schnell nach Süden fortschreitenden Transgressionen während des Ordoviziums, Silurs, Karbons sowie der Unter-/Oberkreide und des Tertiärs kurzfristig unterbrochen wurden. Aufgrund von nur schwachen Krustenverbiegungen kam es in den weitgespannten, nach Süden flach auslaufenden Becken (Kufra-, Dakhla- und Abyad-Becken) zur überwiegend einheitlichen Entwicklung von bis zu 1000 km weit aushaltenden, deckenförmigen Sandstein-Serien.

Diese "cratonic sheet sandstones" werden überwiegend von:

- a) sich vertikal und lateral anlagernden fluviatilen Sandsteinkörpern verflochtener Flußsysteme sowie von Flüssen mit geringer Sinuosität aufgebaut.
- b) Die Amalgamierung von Rinnensandsteinen und die Ablagerungen verflochtener Flußsysteme mit flachmarinen strandnahen Sedimenten dokumentiert sich in einer unvollständigen, z. T. rudimentären Entwicklung der flachmarinen Sequenzen, ihrer weitflächigen und geringmächtigen Verbreitung und durch das Auftreten von folgenden Lebensspuren: *Skolithos*, *Thalassinoides*, *Rhizocorallium*, *Polycladichnus* sowie *Cruziana* und *Harlania*.

Die faziesstabilen fluviatil/flachmarinen Serien treten überwiegend im Silur bis Unterkarbon, sowie in der Unter- und Oberkreide auf.

Der zweite sich deutlich unterscheidende Baustil in der Sequenz-Entwicklung der Sedimente kann als "alluvial clastic wedges" bezeichnet werden und ist nur untergeordnet vertreten. Die Entstehung alluvialer Sedimentfächer im Übergang zu alluvialen Ebenen ist in der Regel an reaktivierte Störungszonen und vertikale Blockbewegungen in intrakratonalen Gräben gebunden. Eine ausgeprägte laterale Faziesentwicklung ist bezeichnend und prägt die Sedimente der Permo-Trias bis Unterjura und z. T. auch des Oberjura.

Innerhalb eines erarbeiteten Modells werden die Sedimentserien dieser Region bezüglich ihrer Ablagerungsgeschichte im Zusammenhang mit den sie kontrollierenden Faktoren diskutiert. Die Hauptfaktoren wie Subsidenz, Reaktivierung von Störungszonen, Faziesstabilität, mineralogische Reife, Sedimentfracht und Bodenbildung werden in dem Modell miteinander in Beziehung gesetzt und geben Einblick in die sedimentologische Entwicklungsgeschichte auf dem Ostsahara-Kraton.

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 (Verschupfung, 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 & MATHIS, 1980) verschlossen. In den bei Velanidia auftretenden Lithoclastic Grainstones tritt in den Intergranularhöhlen als erste Zementgeneration radial-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-

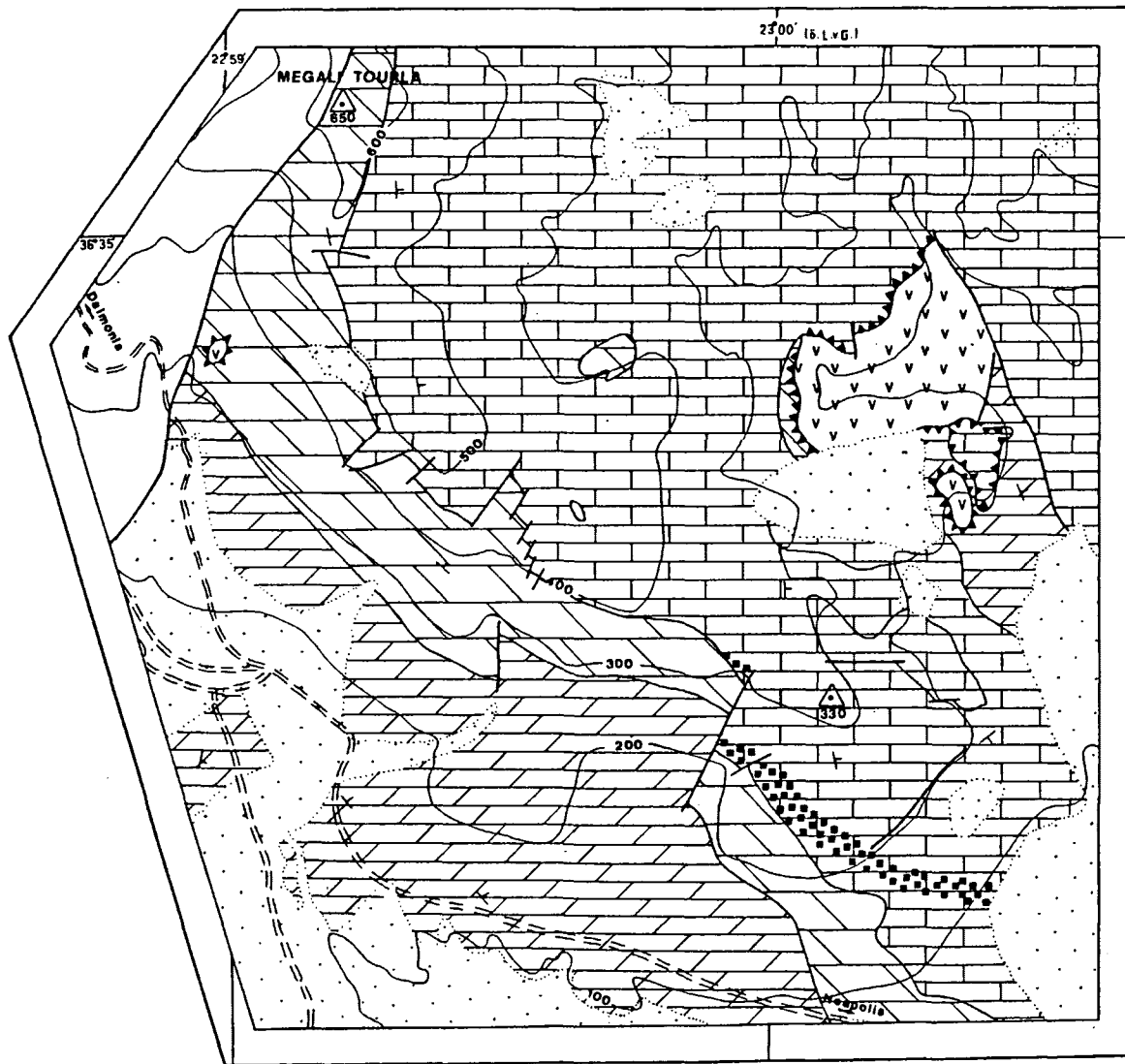
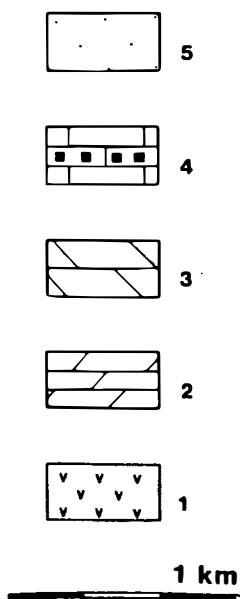
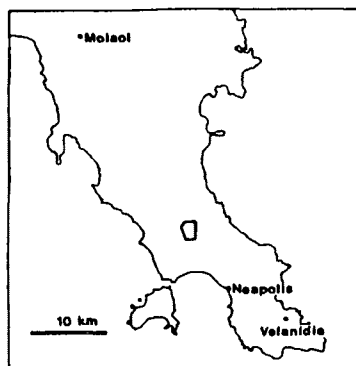


Abb. 1: Geologische Karte des Arbeitsgebietes
 1 Tyros-Schichten (Vulkanite, Klastika, Karbonate); 2 feinkristalline Dolomite; 3 grob-
 kristalline Dolomite; 4 Kalke (■ Evaporitpseudomorphosen); 5 neogene/quartäre Sedimente

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 darauf lagernden 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 frühdiaagenetische Dolomite als Ausgangskarbonat anzunehmen, die im Zuge der spätdiaagenetischen Dolomitisierung eine Kornvergrößerung erfahren haben. Hinweis darauf bilden die im Schliffbereich beobachteten Übergänge von frühdiaagenetischen 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 spätdiaagenetische 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.

DIE BLEI-ZINK-ERZE IM WETTERSTEINKALK DER OSTALPEN: EINE JURASSISCH-KRETAZISCHE VERERZUNG

S. Zeeh & T. Bechstäd, Freiburg

Die spätdiagenetische zementstratigraphische Entwicklung des Wettersteinkalkes (vgl. MAUL et al., 1988 und dieser Band) ist sehr einheitlich. Sie beginnt mit Dolomitierungen von Grundmasse und frühen Zementen, gefolgt von Satteldolomit I, calcitischem Blockzement I, Satteldolomit II und calcitischem Blockzement II. Flüssigkeitseinschlüsse belegen für diese Zementgenerationen relativ hohe Bildungstemperaturen. Die Homogenisierungstemperaturen (T_h) erreichen bis zu 180°C für Satteldolomit I, bis zu 200°C für Blockzement I. Dies bedeutet (druckkorrigiert) Bildungstemperaturen von über 200°C. Blockzement II erreicht Bildungstemperaturen von bis zu 300°C. Parallel zu dieser Temperaturzunahme werden die $\delta^{18}\text{O}$ -Isotopenwerte zunehmend negativer, von -5,5‰ (Satteldolomit I) zu -17‰ PDB (calcitischer Blockzement II). Gleichzeitig treten, vor allem in Verbindung mit den beiden Generationen calcitischer Blockzemente, starke Korrosionserscheinungen auf (vgl. MAUL et al., dieser Band).

Während die Diagenesegenerationen sowohl in den Nördlichen Kalkalpen als auch im Drauzug weitgehend einheitlich sind, sind die Vererzungen auf bestimmte Gebiete konzentriert, vorwiegend den Bereich paläogeographischer Hochzonen ("Bleiberger Fazies" sensu HOLLER, 1936) mit höherer Porosität.

Durch die Gezeitenfazies und das Auftreten von Emersionsphasen in der "Bleiberger Fazies" des Wettersteinkalkes ist die von verschiedenen Autoren (z. B. SCHNEIDER, 1964; SCHULZ, 1964) angenommene submarine, synsedimentäre Erzausfällung auszuschließen. Nach BÄCKER (1973) sind "eine niedrige exogene Sedimentationsrate und eine Fallenstruktur, in der sich die Erzlösung über längere Zeit (einige tausend Jahre) halten kann" die Haupterfordernisse für die Bildung von synsedimentären Lagerstätten. Diese Ansprüche erfüllt aber die "Bleiberger Fazies" auf keinen Fall, da hier weder niedrige Sedimentationsraten vorlagen, noch die Möglichkeit einer Fallenstruktur sich (z. B. während der Emersionsphasen) über längere Zeiträume zu erhalten. Auch FINLOW-BATES & LARGE (1978) bei derartig geringen Wassertiefen nur disseminierte Vererzungen bilden könnten.

Die als Beweis für extern sedimentäre Anlagerung der Erze angeführten erzreichen "Sedimente" (sog. "Bodenerz") stellen interne Hohlraumfüllungen dar (BECHSTÄDT, 1975). Überdies sind die erzreichen Sedimente dolomitisiert, aber auch dedolomitisiert bzw. fluoritisiert; es liegt also kein ursprüngliches, erzreiches (externes oder internes) Sediment vor, sondern dieses wurde diagenetisch verändert. Interne Sedimente sind überdies in verschiedenen Stadien der Diageneseabfolge zu beobachten: Letzte Internsedimente folgen auf den Satteldolomit II.

Als Argument für die Platznahme der Erze kann deshalb ausschließlich die Bindung von Vererzungen an bestimmte Diagenesegenerationen herangezogen werden. Die frühesten beobachteten Vererzungen treten nach dem Satteldolomit I in Verbindung mit den darauffolgenden spätdiagenetischen Zementgenerationen auf.

Die Erze stammen nach KÖPPEL & SCHROLL (1988) zum überwiegenden Teil aus den Metasedimenten des ostalpinen Altkristallins. Die während des Bildungszeitraumes des calcitischen Blockzements II erreichten Temperaturen stehen offensichtlich mit der unterkretazischen "ostalpinen Metamorphose" in Verbindung (vgl. KRÁLIK et al., 1987). Diese erreicht jedoch nur bereichsweise, vorwiegend im S der Nördlichen Kalkalpen, die höhere Anchizone, d. h. Temperaturen von etwa 300°C. In weiten Gebieten des Oberostalpins liegen die Temperaturen wesentlich niedriger (vgl. auch KRUMM et al., 1988). Die von unserer Arbeitsgruppe beobachteten heißen, spätdiagenetischen Phasen (vgl. auch MAUL et al., dieser Band) treten sowohl in Gebieten mit niedrigen wie mit hohen Vitritreflexionswerten auf. Dies weist darauf hin, daß die mit diesem thermischen Ereignis zusammenhängenden heißen Fluide nicht direkt mit der Aufheizung des Nebengesteins zusammenhängen, sondern mit der Aufheizung tieferer Stockwerke und daß sie von dort entlang von Wegsamkeiten aufgestiegen sind. Diese Aufheizung stellt den wesentlichen Motor der Vererzung dar, sie steht anscheinend mit den von der Trias bis in die frühe Kreide anhaltenden Dehnungsbewegungen in Verbindung, vielleicht auch noch mit der in der Kreide einsetzenden Kom-

pression. Die oben genannte Temperaturentwicklung weist darauf hin, daß die Erze im Zeitraum von Jura (?oberster Trias) bis zur Unterkreide Platz genommen haben.

Literatur

- BÄCKER, H. (1973): Rezente hydrothermal-sedimentäre Lagerstättenbildung. - *Erzmetall*, **26**, 544–555, Weinheim.
- BECHSTÄDT, T. (1975): Lead-zinc-ores dependent on cyclic Sedimentation. - *Mineral. Deposita*, **10**, 234–248, Berlin.
- FINLOW-BATES, T. & LARGE, D. E. (1978): Water depth as major control on the formation of submarine exhalative ore deposits. - *Geol. Jb.*, **30**, 27–39, Hannover.
- FINLOW-BATES, T. & TISCHLER, S. E. (1983): Controls on alpidic mineralization styles. - In: SCHNEIDER, H.-J. (ed.): *Mineral deposits of the Alps and of the Alpine epoch in Europe*, 7–18, Berlin, Heidelberg (Springer).
- HOLLER, H. (1936): Die Tektonik der Bleiberger Lagerstätte. - *Carinthia II*, Sh. 7, 1–82, Klagenfurt.
- KÖPPEL, V. & SCHROLL, E. (1988): Pb-isotope evidence for the origin of lead in strata-bound Pb-Zn deposits in Triassic carbonates of the Eastern and Southern Alps. - *Mineral. Deposita*, **23**, 96–103, Berlin.
- KRALIK, M., KRUMM, H. & SCHRAMM, J. M. (1987): Low grade and very low grade metamorphism in the Northern Calcareous Alps and in the Greywacke Zone: Illite-crystallinity data and isotopic ages. - in: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (eds.): *Geodynamics of the Eastern Alps*, 164–178, Wien (Deuticke).
- KRUMM, H., PETSCHICK, R. & WOLF, M. (1988): From diagenesis to anchimetamorphism, upper Austroalpine sedimentary cover in Bavaria and Tyrol. - *Geodynamica Acta*, **2**, 33–47, Paris.
- MAUL, B., BECHSTÄDT, T., RICHTER, D.-K. & ZEEH, S. (1988): Zementstratigraphie im Oberen Wettersteinkalk der Nördlichen Kalkalpen und des Drauzugs. - *Bochumer geol. u. geotechn. Arb.*, **29**, 128–130, Bochum.
- SCHNEIDER, H.-J. (1964): facies differentiation and controlling factors for the depositional Lead-Zinc concentration in the Ladinian Geosyncline of the Eastern Alps. - *Dev. Sed.*, **2**, 29–45, Amsterdam (Elsevier).
- SCHULZ, O. (1964): Lead-zinc deposits in the Calcareous Alps as an example of submarine-hydrothermal formation of mineral deposits. - *Dev. Sed.*, **2**, 47–52, Amsterdam (Elsevier).

APHOTISCHE KORALLEN-MOUNDS AUS DEM ALTERTIÄR (DAN) VON FAKSE, DÄNEMARK: FAZIES UND ABLAGERUNGSMILIEU EINES NICHTTROPISCHEN TIEFWASSERKORALLEN-KALKES

M. Bernecker & O. Weidlich, Erlangen

Riffwachstum beschränkt sich nicht nur auf warme Flachmeere. Im Rahmen des Forschungsprojekts "Evolution von Riffen" wurde ein fossiles Korallenriff untersucht, das im tieferen und kühlen Wasser entstanden ist.

Fragestellung

Durch welche Kriterien lassen sich fossile Tiefwasser-Korallenriffe erkennen?

Definitionen

SCHUHMACHER & ZIBROWIUS (1984) unterscheiden "azooxanthellate" und "zooxanthellate" Korallen (ohne und mit Algen-Symbiose) sowie "constructional" und "non-constructional" (im Hinblick auf die Fähigkeit der Korallen, biogene Gerüste zu bilden). Tiefwasserkorallen sind azooxanthellat und constructional oder non-constructional.

Rezente Beispiele

Durch azooxanthellate Korallen aufgebaute biogene Strukturen finden sich im östlichen und westlichen Atlantik sowie im Pazifik und im Roten Meer im Schelfbereich und auf Seamounts in Wassertiefen zwischen 50 und 1500 m. (STANLEY & CAIRNS, 1988).

Steuernde Faktoren für Entstehung und Verbreitung rezenter "Tiefwasser"-Korallen-Mounds sind: Existenz von Hartsubstraten; starke Strömungen und damit verbundene Nährstoffzufuhr; niedrige Wassertemperaturen.

Fossile Beispiele

Beispiele fossiler Tiefwasser-Korallenbänke sind selten (Trias von Nordamerika und Europa, Oberkreide von New Mexico, Paläozän von Grönland und Dänemark, Jungtertiär von Neuseeland und North Carolina, Pleistozän von Florida).

Die obertriadischen Beispiele beziehen sich auf Thecosmilien-Kalke der nordalpinen Obertrias und auf Korallenbioherme im Karn von Slowenien.

Die Korallen-Mounds von Fakse

Vorkommen (Abb. 1 und 2)

Während des Dan C entstanden auf einer Horstscholle im Norwegisch-Dänischen Becken Korallen- und Bryozoen-"Riffe". Außer Fakse sind noch weitere Lokalitäten (z. B. Linhamn, Schweden) bekannt.

Organismen

- (1) Unter den Korallen dominieren *Dendrophyllia*, *Faksephyllia* und *Oculina*. Diese Gattungen waren azooxanthellat (abgeleitet aus dem Rezentvergleich) und constructional (abgeleitet aus der filtrierenden Lebensweise angepassten buschförmigen Kolonieform mit weitstehenden Kelchen). Weitere Gerüstbildner sind azooxanthellate Hydrozoen und Oktokorallen.
- (2) Die Korallen-Diversität (ausgedrückt durch den Shannon-Weaver-Index) ist mit Werten zwischen 0 und 1 im Vergleich mit tropischen Riffen (Werte zwischen 1 und 3; DULLO et al., 1987) gering.
- (3) Die Diversität der Begleitfauna ist hoch.
- (4) Bioerosion stellt einen wesentlichen Faktor beim Abbau der Gerüstbildner dar. Strömung erzeugte nur geringmächtige Schuttlagen.
- (5) Algen und zooxanthellate Gerüstbildner fehlen.
- (6) Eine Zonierung drückt sich in der Dominanz einer bestimmten Korallengattung aus, nicht in einer charakteristischen Faunenassoziation.
- (7) Das Sediment setzt sich aus parautochthonem Schutt der Gerüstbildner und aus pelagischen Organismen (Globigerinen, Ostracoden, Coccolithen) zusammen.
- (8) Das einzige zur Verfügung stehende Hartsubstrat waren Hartteile von Organismen. Das Sediment war nicht lithifiziert (angezeigt durch Fehlen von Inkrustationen und Bohrungen); die Existenz von Weichböden zwischen den Gerüstbildnern wird durch Bioturbation, grabende Muscheln und Wohnbauten von Krebsen wahrscheinlich gemacht.

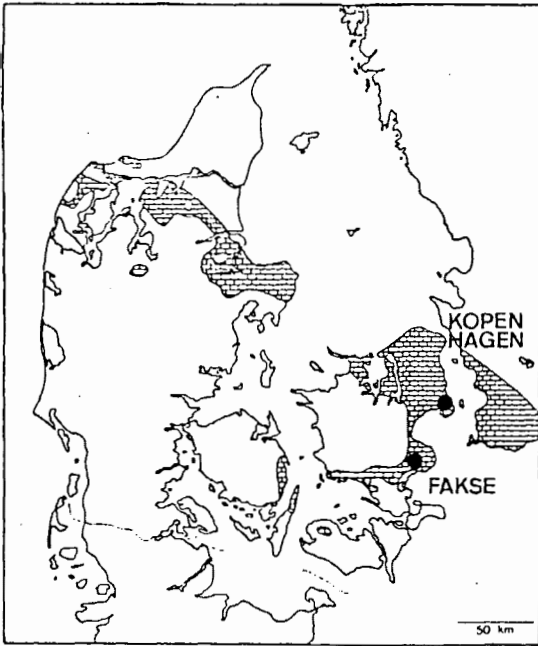


Abb. 1:

Verbreitung des Dan in Südkandinavien

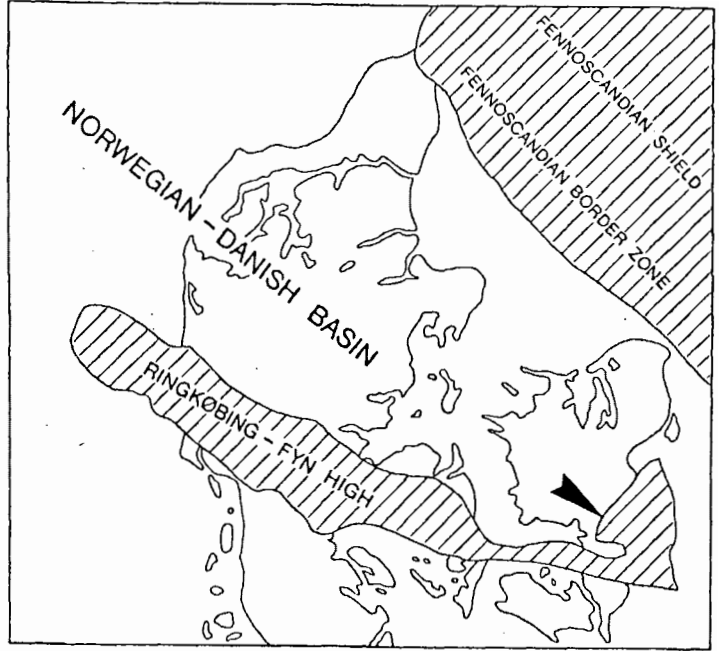
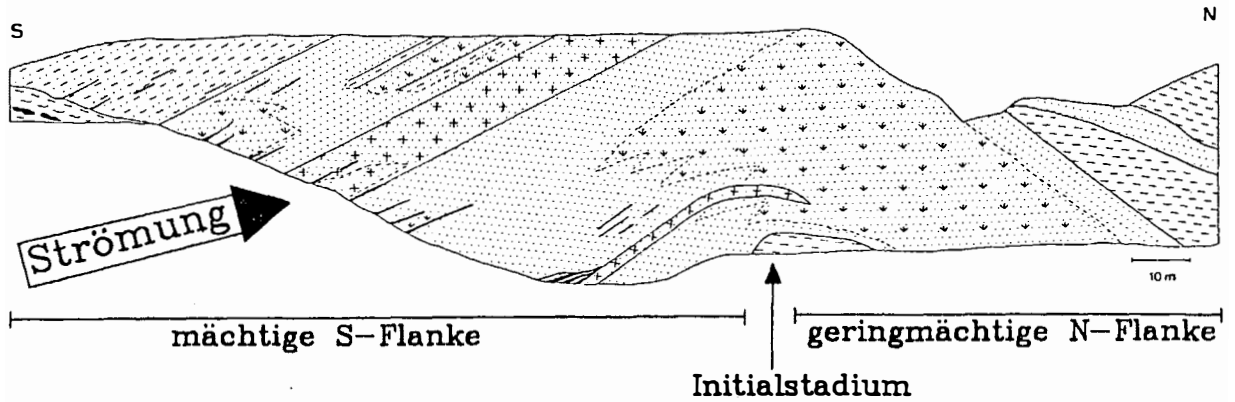


Abb. 2:

Strukturkarte des Dan (nach RASMUSSEN, 1978)

Längsschnitt:



Querschnitt:

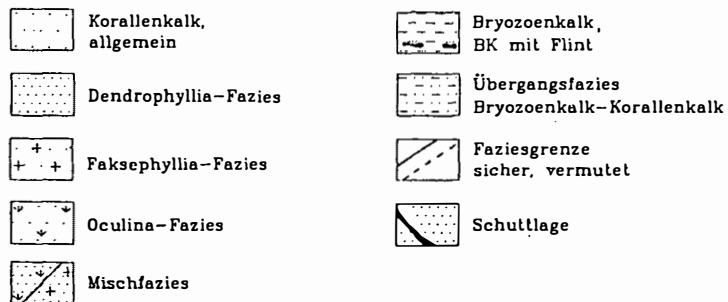
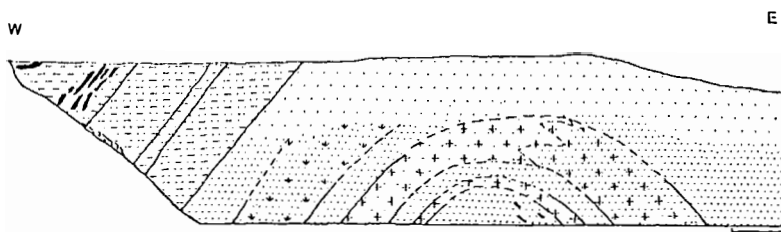


Abb. 3:

Zonierung eines Korallenmounds von Fakse

Mound-Entwicklung (Abb. 3)

Das Wachstum begann auf einem vorgegebenen Relief. Der Mound wuchs asymmetrisch der Strömung entgegen. Die strömungsexponierte Flanke ist mächtiger als die strömungsabgewandte Flanke. Insgesamt entstand ein linsenförmiger Körper mit elliptischer Grundfläche.

Der Korallenkalk ist von Bryozoenkalk umgeben. Die beiden Faziestypen verzahnen sich. In der Übergangsfazies Korallenkalk/Bryozoenkalk ist das Verhältnis Korallen:Bryozoen < 1. Bryozoen treten auch im Korallenkalk auf.

Für die Entstehung der Bryozoenkalke werden Wassertiefen zwischen 80 und 150 m angenommen (THOMSEN, 1976). Da rezente Tiefwasserkorallen (z. B. *Lophelien*) in tieferem Wasser auftreten als Bryozoen (SCOFFIN et al., 1980) könnten die Korallen-Mounds von Fälschung auch in Tiefen < 150 m entstanden sein.

Kriterien für die Erkennung fossiler Tiefwasserkorallen-Bänke

Die Mehrzahl der von TEICHERT (1958), MULLINS et al. (1981) und CAIRNS & STANLEY (1982) zusammengestellten Merkmale für Tiefwasserkorallen-Bänke trifft auch für Fälschung zu:

(1) Fehlen von Algen; (2) Fehlen einer ausgedehnten lateralen Flachwasserfazies; (3) Zerstörung der Korallengerüste überwiegend durch Bioerosion, nur untergeordnet durch Wellenbewegung; (4) Gering diverse Korallenfauna; (5) Hochdiverse Begleitfauna; (6) Gemeinsames Vorkommen von Korallen und offenmarinen, pelagischen Biogenen; (7) Linsenförmig-hügelförmige Gestalt der "Riffe".

Literatur

- DULLO, W. C., SÜSSMEIER, G. & TIETZ, G.-F. (1987): Diversity and distributional patterns of reef building scleractinians in recent lagoonal patch reefs on the coast of Kenya. - *Facies*, 16, 1–10, Taf. 1, 5 Abb., 2 Tab., Erlangen.
- CAIRNS, S. D. & STANLEY, G. D., Jr. (1982): Ahermatypic coral banks: living and fossil counterparts. - *Proc. 4th Internat. Coral Reef Symposium*, 1, 611–618, Miami.
- MULLINS, H. T., NEWTON, C. R., HEATH, K. & VAN BUREN, H. M. (1981): Modern deep-water coral mounds north of the Little Bahama Bank: criteria for recognition of deep-water coral bioherms in the rock record. - *J. Sed. Petrol.*, 51, 999–1013, 7 Abb., 1 Tab., Tulsa.
- SCOFFIN, P. T., ALEXANDERSSON, E. T., BOWES, G. E., CLOCKIE, J. J., FARROW, G. E. & MILLMAN, J. D. (1980): Recent, temperate, sub-photic, carbonate sedimentation: Rockall Bank, Northeast Atlantic. - *J. Sed. Petrol.*, 50, 2, 19 Abb., 3 Tab., Tulsa.
- SCHUHMACHER, H. & ZIBROWIUS, H. (1985): What is hermatypic? A redefinition of ecological groups in corals and other organisms. - *Coral Reefs*, 4, 1–9, 1 Tab., Berlin.
- STANLEY, G. D. Jr. (1988): Constructional azoocanthellate coral communities: An overview with implications for the fossil record. - *Palaios*, 3, 233–242, 3 Abb., 1 Tab., Ann Arbor.
- TEICHERT, C. (1958): Cold and deep-water coral banks. - *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, 42, 5, 1064–1082, 3 Abb., 1 Tab., Tulsa.
- THOMSEN, E. (1976): Depositional environment and development of Danian bryozoan biomicrite mounds (Karlby Klint, Denmark). - *Sedimentology*, 23, 485–509, 14 Abb., Oxford.

EINE AUTOCHTHONE FORAMINIFERENVERGESELLSCHAFTUNG LIASSISCHER KLEINHÖHLEN AUS DEN LIENZER DOLOMITEN

J. Blau, Gießen

Einleitung

Die obertriassischen Karbonatplattformen zerbrachen im Ost- und Südalpin endgültig während des Unterlias. Das Ergebnis dieser Entwicklung ist in den Lienzer Dolomiten (Österreich, Osttirol, Kärnten) gut nachweisbar. Hier können zwei nach Westen gekippte Bruchschollen rekonstruiert werden (BLAU & SCHMIDT, 1988; siehe auch SCHMIDT & BLAU, dieses Heft).

Die Sedimente der westlichen Scholle reflektieren eine zunehmende Eintiefung des Beckens nach Westen. Auf dem östlichen Teil der Scholle bewirkte synsedimentäre Tektonik eine in-situ-Brecciiierung von (Flachwasser-) Karbonaten (Lavanter Breccie) und sedimentäre Gänge im unterlagernden Oberrhätkalk, die mit roten (Bio-) Mikriten verfüllt wurden. Die Auswirkungen der synsedimentären Tektonik verlieren sich gegen Westen, wo die Breccie von der Übergangsfazies der Bunten Kalke und diese schließlich von der Beckenfazies der Lias-Fleckenmergel abgelöst wird.

Die Lavanter Breccie

Die Lavanter Breccie erreicht eine Mächtigkeit von maximal ca. 20 m. Es handelt sich um mehrphasig, in situ brecciierte rote, rot-violette, gelbe und graue (Bio-) Mikrite. Teile des Gesteinsinventars enthalten bis 1 cm große Onkoide und zeigen damit Flachwassermilieu an. Die Mikrite führen stellenweise unterliassische Foraminiferen, vorwiegend solche aus der Unterordnung Involutinina (BLAU, 1987 b).

Mehrere Generationen von sedimentären Gängen durchziehen das Gestein und zerlegen es in Komponenten. Die Gänge sind mit feingeschichtetem Mikrit verfüllt und können Komponenten des oben beschriebenen Gesteinsinventars sowie Oberrhätkalkklasten enthalten. Auch ältere Gangfüllungen können wiederum als Komponenten vorliegen.

Hohlräume

Bei der Brecciiierung entstanden verschiedene Typen von Hohlräumen. Zum einen kam es zur Bildung mehr oder

weniger schichtparalleler Spalten, zum anderen entstanden durch Korninteraktion Hohlräume zwischen Breccienkomponenten. Diese Spalten und Hohlräume standen über längere Zeit offen (Ausfüllung des Hohlräumlumens durch oft mehrere Zementgenerationen) oder wurden phasenweise verfüllt. Das Internsediment einiger Gangsysteme zeigt eindeutig an, daß es durch Strömungen eintransportiert wurde, es zeigen sich ähnliche Auffüllungsstrukturen, wie sie SEILACHER (1967) für Ceratitengehäuse gezeigt hat.

Das Internsediment ist oft bioturbat, insbesondere in größeren Spalten finden sich häufig Wühlspuren.

Die Wände solcher über längere Zeit offenstehender Hohlräume bzw. der Breccienkomponenten sind oft mit braunroten "stromatolithischen" Krusten überzogen. Solche Krusten markieren aber auch ehemalige Sedimentoberflächen des Internsediments (Abb. 1) und zeigen damit die verschiedenen Füllungsphasen an.

Neben den Erzeugern der Bioturbation wurden die Hohlräume von Foraminiferen besiedelt. Die Foraminiferen bewohnten sowohl die Wände der Kleinhöhlen als auch die Oberfläche des Internsediments. Sie sind oft in Lebendstellung konserviert. Für eine Konservierung in Lebendstellung spricht die Orientierung der Foraminiferen mit der Umbilikalseite zum Substrat; unabhängig von der geometrischen Lage des Substrates in dem jeweiligen Hohlräumssystem (Abb. 2, 3). Die Besiedlungsdichte ist teilweise sehr hoch, es konnte eine maximale Dichte von vier bis fünf Individuen pro mm Schlifflänge beobachtet werden (Abb. 3). Nach dem Absterben wurden die Foraminiferen von den stromatolithischen Krusten überzogen und dadurch in ihrer Lage fixiert. Foraminiferen finden sich aber nicht nur inkrustiert, sondern es finden sich auch solche Formen, die den Krusten selbst aufwachsen. Bei diesen Formen handelt es sich vermutlich um Nubecularien. Diese Befunde sind deutliche Hinweise auf die gleichzeitige Besiedelung durch Foraminiferen einerseits und das Wachstum der Krusten andererseits. Die Verge-sellschaftung ist demnach als eine echte Lebensgemeinschaft anzusehen.

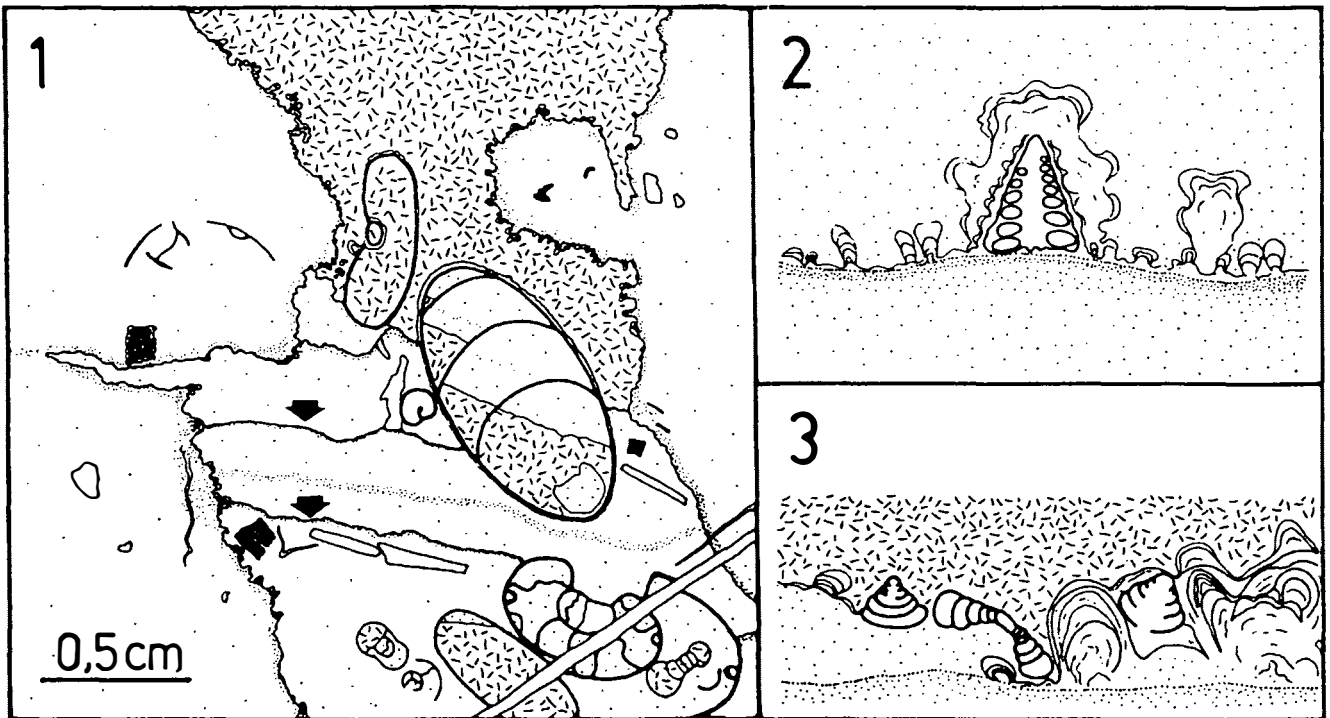


Abb. 1:

Eine syndimentäre Spalte aus der Lavanter Breccie, ehemalige Oberflächen des Internsediments sind durch Pfeile markiert.

Abb. 2:

Trocholina turris FRENTZEN, die Foraminifere wurde nach dem Absterben von den stromatolithischen Krusten überzogen, später wurde der Hohlraum mit Internsediment verfüllt; Höhe der Foraminifere: 250 Mikron.

Abb. 3:

Besiedelung einer Hohlraumwand durch Foraminiferen. Diese sind zum Teil inkrustiert, z. T. wurden sie nicht überkrustet. Dargestellt sind *Turrspirillina* sp. sowie Vertreter der Lagenina.

Die Fauna

Die Fauna der Höhlen besitzt eine spezifische Zusammensetzung. Der Großteil der gefundenen Foraminiferen gehört zur Unterordnung Involutinina (HOHENEGGER & PILLER) und wird von den Genera *Trocholina* und *Turrspirillina* gestellt. Selten sind sehr kleine Foraminiferen unsicherer systematischer Stellung (? *Nubecularia* sp.) sowie Vertreter der Lagenina.

Auffällig ist die geringer Größe der Foraminiferen. So hat die häufig vorkommende *Trocholina turris* (vgl. Abb. 2) eine Höhe von etwa 200-300 Mikrometer, während uns aus Rotkalken vom Fonsjoch solche mit über 500 Mikrometer Höhe bekannt sind. Für diese Unterschiede dürften ökologische Faktoren verantwortlich sein.

Folgende Arten konnten identifiziert werden:

Trocholina turris FRENTZEN

Turrspirillina conoidea (PAALZOW) PIRINI

Turrspirillina licia variabilis BLAU

Semiinvoluta(?) bicarinata BLAU

? *Nubecularia* sp.

gen. et sp. ind. ex fam. Lagenina

Bei *Semiinvoluta (?) bicarinata* BLAU, von der nur ein Exemplar gefunden wurde, ist die Autochthonie allerdings unsicher. Das Exemplar könnte auch eingespült worden sein.

Die meisten der genannten Formen sind Vertreter des vagilen Benthos. Sessile Formen sind in den Kleinhöhlen selten. Diese besiedelten vorwiegend das ursprüngliche Substrat und wurden dann inkrustiert. Wie bereits beschrieben, konnten sessile Formen aber auch den stromatolithischen Krusten aufwachsen.

Literatur

BLAU, J. (1987 a): Neue Foraminiferen aus dem Lias der Lienzer Dolomiten. - Teil I: Die Foraminiferenfauna einer roten Spaltenfüllung in Oberrhätalkalken. - Jb. Geol. B.-A., 129, 3-4, 495-523, 2 Abb., 7 Taf., Wien.

- BLAU, J. (1987 b): Neue Foraminiferen aus dem Lias der Lienzer Dolomiten. - Teil II (Schluß): Foraminiferen (Involutinina, Spirillinina) aus der Lavanter Breccie (Lienzer Dolomiten) und den Nördlichen Kalkalpen. - Jb. Geol. B.-A., **130**, 1, 5–23, 1 Abb., 5 Taf., Wien.
- BLAU, J. & SCHMIDT, T. (1988): Tektonisch kontrollierte Sedimentation im Unterlias der Lienzer Dolomiten (Österreich, Osttirol, Kärnten). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **34/35**, 185–207, 3 Abb., 4 Taf., Wien.
- HOHENEGGER, J. & PILLER, W. (1975): Wandstrukturen und Großgliederung der Foraminiferen. - Österr. Akad. Wiss. Sitzber., mat.-natw. Kl., Abt. 1, **184**, 67–96, Wien.
- HOHENEGGER, J. & PILLER, W. (1977): Die Stellung der Involutinidae BÜTSCHLI und Spirillinidae REUSS im System der Foraminiferen. - N. Jb. Geol. Pal. Mh., **1977**, 7, 407–418, Stuttgart.
- PILLER, W. (1978): Involutinacea (Foraminifera) der Trias und des Lias. - Beitr. Paläont. Österr., **5**, 1–164, Wien.
- PIRINI, C. (1966): Alcuni Foraminiferi dei calcari liassici di Montemerano - Grosseto. - Paleontogr. Ital., **60**, n. ser. 30, (1965), 89–98, Pisa.
- SEILACHER, A. (1968): Sedimentationsprozesse in Ammonitengehäusen. - Akad. Wiss. Lit., Abh. Math. Natw. Kl., **1967**, 9, 191–203, Mainz.

PALÄOGEOGRAPHIE DES LIAS DER NÖRDLICHEN KALKALPEN

F. Böhm, Erlangen

Während der oberen Trias begann die Karbonatplattform der Nördlichen Kalkalpen zu zerbrechen. Es bildeten sich von Ooidbarren und Reef-Mounds begrenzte Senken im Inneren der Plattform. Im unteren Lias verstärkte sich der Zerfall. Die Rhätischen Becken verbanden sich zu einem langgestreckten, schmalen, EW-streichenden Trog, der sich möglicherweise über die gesamte Länge der östlichen Kalkalpen von Salzburg bis Wien verfolgen läßt. Der Trogverlauf wird deutlich, wenn man die Faziesverteilung des Lias in eine palinspastisch entzerrte Karte einträgt.

Die liassischen Beckensedimente werden in drei verschiedene Faziestypen untergliedert, die auf den Flanken (spiculitische Mergel und dünnbankige Hornsteinkalke) bzw. im Trog (Fleckenmergel) abgelagert wurden. Mass Flows und Slumping sind häufig.

Auf den Schwellen zu beiden Seiten des Troges entstanden durch Kondensation und Omission rote Crinoidenmikrite mit Eisen-Mangankrusten. Auf steilen Abhängen verzahnten dickbankige, brachiopodenreiche Encrinuriten mit den spiculitischen Kieselmergeln. Dagegen gingen auf sanfteren Hängen rote Adneter Knollenkalke allmählich in die grauen Hornsteinkalke über.

Die Verteilung der Faziestypen deutet eine Asymmetrie des Beckens mit einem Steilhang im Norden und einer flach einfallenden Schulter im Süden an. Bei einer Interpretation als Halbgraben würde dies ein Einfallen der Abschiebungsfläche nach Süden bedeuten.

SEDIMENTOLOGIE EINES ALLUVIALEN SCHÜTTUNGSFÄCHERS IM BEREICH DER OBERKREIDE VON PARKSTEIN (NE-BAYERN): EIN BEITRAG ZUR ABTRAGUNGSGESCHICHTE IM OSTBAYERISCHEN GRUNDGEBIRGE

H. Dill, Hannover

Das 175 m lange Profil bei Erbdorf/Oberpfalz erschließt eine Oberkreide-Tertiär(?) -Abfolge durch einen alluvialen Schüttungsfächer unmittelbar am SW-Rand des NE-bayerischen Grundgebirges. Innerhalb des Lithologs ist ein markanter Farbwechsel von grau nach violett, der von einer Abnahme in C_{org} -Gehalt begleitet wird, feststellbar. In den dunklen glimmerreichen siltigen Sedimenten, die Ausdruck einer Ablagerung in einer Sumpflandschaft sind, lassen sich Pflanzenabdrücke nachweisen. Gegen das stratigraphisch Hangende ist in ihnen eine zunehmende Einschaltung konglomeratischer Lagen feststellbar. Es handelt sich um einen prograden alluvialen Schüttungsfächer, der sich "deltaartig" in die kohlenstoffreichen Sedimentablagerungen vorbaut. Alle Klastite weisen eine Unterversorgung an Sand auf. Korngrößenanalysen über die gesamte Profillänge erbrachten typisch bimodale Klastite, die den Eintragungen in C/M-Diagramme zufolge einen Übergang von "mud flows" hin zu "stream channels" dokumentieren. Innerhalb der Grobsedimentschüttungen lassen sich weder im Widerstandslog noch in den spärlichen Übertageaufschlüssen Gradierungen erkennen. Die matrix- und korngestützten Geröllpackungen, die relativ scharf über den grauen Siltiten einsetzen, zeigen keine Internschichtung.

Im Tonmineralspektrum (Kaolinit, Illit, Smektit, Illit-Smektit-Mixed-Layer) nehmen mit dem verstärkten Einsetzen der "stream channel deposits" auch die Smektit-Anteile zu. Dieser Übergang läßt sich auch in den anderen Klastenspektren (Schwerminerale, Geröllspektrum) wiederfinden. Während unterhalb dieser Grenzzone, in den "mud flows", Granat, Rutil, Turmalin und Chlorit vorherrschen, treten in den jüngeren Ablagerungen abrupt Klinozoisit, Amphibol und Biotit auf. Das für die Gesamtheit dieser kretazischen Sedimente typische Schwermineralist

der Disthen, der in wechselnden Mengen in allen Lagen anzutreffen ist.

Ähnlich bunt wie die Schwermineralassoziationen ist das Geröllspektrum, dessen Korngrößenmaximum nahe einem Durchmesser von 0,5 m liegen. In dem untersuchten Profil lassen sich 11 Hauptgruppen ausgliedern, unter denen die Quarzgerölle mit max. 60% die Hauptmasse darstellen. In abnehmender Häufigkeit treten Quarzite, Kieselschiefer, Quarzphyllite, Graphitphyllite, Gneise, Metabasite, Pyroxengranulite, Granite, Arenite und Vulkanite auf. Die bereits genannte markante Grenzzone im Klastenspektrum äußert sich bei den Geröllen in einem Übergang von einer stabilen zu einer instabilen Assoziation, mit Quarz, Quarzit, Quarzphyllit im Liegenden und dem verstärkten Auftreten von Granit, Gneis und Vulkaniten im Hangenden. Dieser markante Wechsel im Klastenspektrum spiegelt eine Änderung im Abtragsgebiet wider.

In der ältern Ablagerung wurden vornehmlich saxothuringische Gesteinsareale angeschnitten mit niedriggradig regional-metamorph überprägten arenitischen und siltigen Sedimenten, wogegen zu jüngeren Serien hin verstärkt auch moldanubische Metamorphitareale von der Erosion erfaßt worden sind. Sie beinhalten mittel- bis hochgradig metamorphosierte Gesteine. Auffallend ist eine Armut an Metabasitgeröllen bei gleichzeitig starkem Vorherrschen für solche Gesteine typischer Tonminerale (Smektit) und Schwerminerale (Klinozoisit-Epidot, Amphibol). Die Schüttung erfolgt im Uhrzeigersinn, beginnend im NW, und verlagert sich durch die verstärkte Heraushebung zunehmend nach SE. Mit dieser Verlagerung nach SE ging auch eine Zerschneidung des permokarbonen Vulkanitstockwerkes einher.

DIE ENTWICKLUNG DES OBERDEVONISCHEN FLYSCHBECKENS AM E-RAND DES RHEINISCHEN SCHIEFERGEBIRGES

W. Dörr, Gießen

Einleitung

Am SE-Rand des Rheinischen Schiefergebirges bilden W' von Gießen paläozoische Grauwacken eine 250 km² große, zusammenhängende Tafel, die als "Gießener Grauwacke" bezeichnet wird. Ihre monotone Abfolge, bestehend aus Grauwacken und Tonschiefern und ihre übergreifende Lagerung auf die tektonisch und lithologisch reich gegliederte Lahnmulde läßt sie als Fremdkörper innerhalb des E' Rheinischen Schiefergebirges erscheinen. Lithologische Ähnlichkeiten mit dem Flözleeren an Ruhr und Saar und Andeutungen von Steinkohleflözen veranlaßten die ersten Bearbeiter, die "Gießener Grauwacke" in das Oberkarbon zu stellen. Ein Vergleich der an der Basis der "Gießener Grauwacke" auftretenden Kiesel-schiefer mit denen des Kulms und eine Überprüfung der Flora der "Gießener Grauwacke" führten zur Einstufung ins Kulm (KEGEL, 1925). Die übergreifende Lagerung wurde auf das gesamte Kulm ausgeweitet und durch eine Diskordanz erklärt, die auf die bretonische Phase zurückgeführt wurde.

Oberdevonische Conodonten ließen Zweifel an dieser Einstufung aufkommen. Deshalb wurden stratigraphische, sedimentologische und petrographische Untersuchungen durchgeführt. Die Ergebnisse lassen die geologischen Verhältnisse der Gießener Grauwacke in einem völlig neuen Licht erscheinen.

Die Untersuchungen zeigten, daß die Gießener Grauwacke in zwei Formationen gegliedert werden kann. Die sonst nirgends im Rheinischen Schiefergebirge bekannten devonischen Schichten an der Basis der Gießener Grauwacke erhalten den Formationsnamen Krofdorfer Schichten. Die Grauwacken mit einem ?hochoberdevonischen bis unterkarbonischen Alter werden im Folgenden als Jüngere Grauwacke bezeichnet.

Krofdorfer Schichten

Lithologie: Die Krofdorfer Schichten setzen mit schwarzen, gebänderten Tonschiefern ein, denen grüne, kieselige Tonschiefer folgen. Stellenweise werden sie von Rotschiefern vertreten. Die Mächtigkeit schwankt zwischen 20 bis 40 m. Darüber folgen schwarze Kiesel- und Alaun-

schiefer mit Radiolariten, deren Mächtigkeit auf ca. 5 bis 15 m geschätzt wird. In die mitteldevonischen Schiefer sind stellenweise Diabase und Tuffitlagen eingeschaltet, deren Spurenelementchemismus sie als MOR-Typ-Basalte ausweist. Erste Grauwacken treten schon innerhalb der oberdevonischen Kiesel-schiefer auf, die stellenweise von gebänderten, grünen Tonschiefern vertreten werden. Den Abschluß bildet eine Wechselfolge von Quarzwacken, Grauwacken und Tonschiefern, deren Mächtigkeit zwischen 10 und 100 m schwankt. Es handelt sich hierbei um relativ distale Turbidite.

Stratigraphie: Die basalen Tonschiefer setzten im Emsium ein und reichen bis in die Givet-Stufe. Die Rotschiefer werden in die Eifel-Stufe gestellt. Aus den kieseligen Schiefen entwickeln sich im oberen Teil der Givet-Stufe die Kiesel- und Alaunschiefer, die bis in die mittlere Adorf-Stufe reichen. Die gebänderten Tonschiefer setzten in der tiefen Adorf-Stufe ein und reichen bis in die Nehden-Stufe. Lokale Grauwackeneinschaltungen treten in der tiefen Adorf-Stufe auf. Die Grauwacken/Tonschiefer-Wechselfolge beginnt in der mittleren Adorf-Stufe. Eine Datierung der Wechselfolge jünger als Nehden ist nicht bekannt.

Jüngere Grauwacke

Lithologie: Die Jüngere Grauwacke setzt sich aus einer Wechselfolge von mittelkörnigen bis feinkonglomeratischen Grauwacken mit Tonschiefern zusammen. Die Bankmächtigkeit der Grauwacken schwankt zwischen 30 cm (vollständige Turbidite) bis 10 m bei gekappten Turbiditen. Ansonsten weisen die Grauwacken alle typischen Merkmale von relativ proximalen Turbiditen auf. Als Komponenten der groben Grauwacken treten vorwiegend Kristallingerölle auf. Typisch ist ein höher Granatgehalt. Die wesentlich seltener auftretenden Sedimentgerölle leiten sich von aufgearbeitetem Paläozoikum ab. Die Mächtigkeit der gesamten Abfolge läßt sich nur schätzen, dürfte aber bei mehreren hundert Meter liegen.

Stratigraphie: Unterkarbonisches Alter belegt durch Pflanzenfunde (KEGEL, 1925; HENNINGSEN, 1961). Wahrscheinlich in das tiefere Kulm gehörend, ähnlich wie am

Hüttenberg unweit vom S-Rand der Gießener Grauwacke. Das Einsetzen der Jüngeren Grauwacke im höheren Oberdevon ist nicht belegt, doch machen petrographische Vergleiche mit den Grauwacken des südlichen Kellerwaldes dies wahrscheinlich.

Sedimentologie

Krofdorfer Schichten

Vollständig ausgebildete Boumazyklen finden sich selten. Sie setzen an der Basis mit einem strukturlos ausgebildeten Teil A eines Boumazykus ein und gehen ohne wesentlichen Korngrößenwechsel in den Abschnitt C des Boumazykus über. Ein Abschnitt B ist nicht erkennbar. Zur Bankoberseite hin nimmt die Korngröße langsam ab und geht in laminierte Siltsteine über (Bouma D), denen dann unter Zurücktreten des Siltanteils Tonschiefer (Bouma E) mit Conodonten folgen. Typisch für diese Turbidite der Adorf-Stufe ist die langsame Abnahme der Korngröße von Bankunter- zur -oberseite. Das Fehlen einer deutlichen Gradierung läßt sich durch die Anlieferung von relativ gut sortiertem Material erklären. Eine Gradierung mit deutlich größeren Körnern an der Basis findet sich selten. Weitaus öfter treten leicht gradierte oder strukturlose Turbidite auf, denen die Abschnitte C und D der Boumasequenz fehlen und direkt die pelagischen Tone (Bouma E) folgen. Die bisher besprochenen Turbidite setzen sich aus den Boumazyklen A(B)CDE oder AE zusammen, die mit einer scharf begrenzten, ebenen Basis einsetzen. Bankunterseiten mit Strömungsmarken finden sich selten. Die Bankmächtigkeit beträgt etwa 40 cm, kann aber zwischen 10 cm bis z. T. 1 m schwanken. Das Sand/Ton-Verhältnis variiert von 6:1 bis 3:1. Alle bisher beschriebenen Merkmale lassen eine Zuordnung dieser Turbidite nach WALKER & MUTTI (1973) in den Faziestyp C (klassischer "proximaler" Turbidit) zu.

Neben den Turbiditen des Faziestyps C treten auch Grauwacken auf, denen an der Basis der Bouma-Abschnitt A oder A und B fehlen. Meist mit nur geringen Korngrößenunterschieden von der Basis zur Bankoberseite sind sie selten leicht gradiert. Typisch sind Flaserstrukturen (Ripfelschichtung), die an der Basis einsetzen. Die Bankdicke reicht von 1 cm bis 40 cm. Es überwiegen ca. 3 cm mächtige, geflaserte oder laminierte Siltsteine (Bouma CD) mit scharf einsetzender, ebener Basis, die zum Top in pelagische Tone (Bouma E) übergehen. Das Sand/Tonverhältnis in solchen Abfolgen ist geringer als 1:1. Turbidite mit Bouma-Sequenzen CDE oder DE und den oben beschriebenen Merkmalen sind typisch für die klassischen "distalen" Turbidite der Fazies D (WALKER & MUTTI, 1973). Distal kann hierbei nicht nur auf das Liefergebiet, sondern auch auf die Lage im Verhältnis zum Zentrum des Schüttungskörpers bezogen werden.

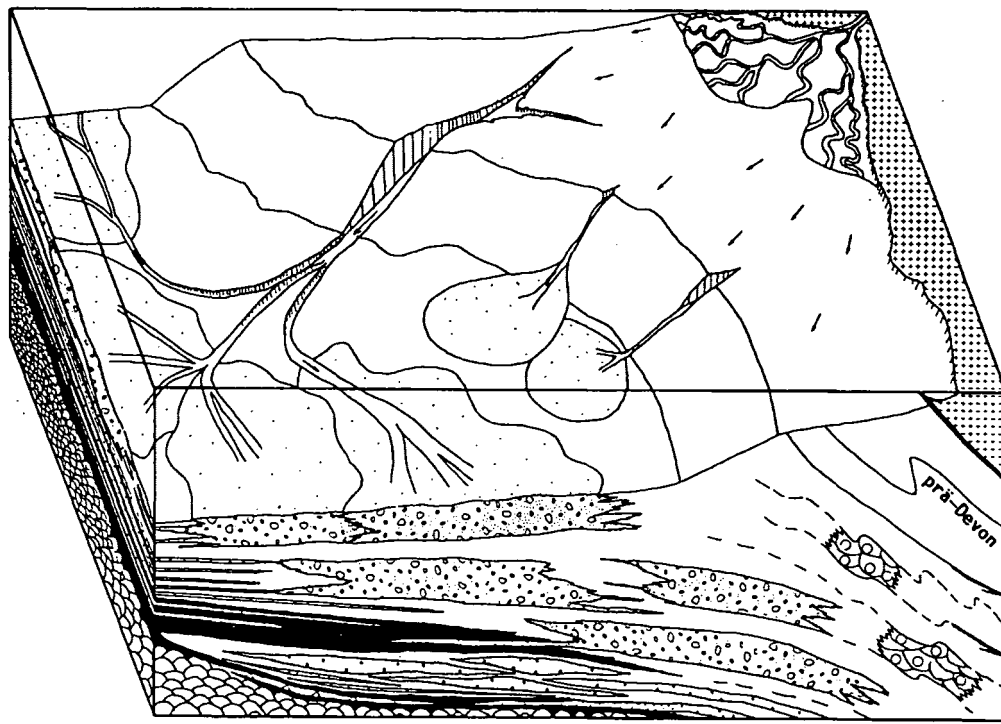
Mit den dominierend auftretenden Turbiditfazies C und D und einem durchschnittlichen Sand/Ton-Verhältnis 1,6:1 gehören die Turbidite der Krofdorfer Schichten nach WALKER & MUTTI (1973) in die Faziesassoziation 3B des mittleren Fächers mit auffingernden Loben. Ein durchgehendes Profil mit pelagischen Tönen in unmittelbarer Nähe zu distalen Turbiditen deutet auf den Übergang zum unteren Teil eines Turbiditfächers hin.

Jüngere Grauwacke

Auch hier finden sich selten vollständig ausgebildete Bouma-Sequenzen (A-E), wobei die pelagischen Tonschiefer oft fehlen und der untere laminierte Horizont nicht erkennbar ist. Weitaus häufiger sind dagegen deutlich gradierte Turbidite (Bouma A) mit direkt folgendem pelagischem Ton (Bouma E). Nur selten ist noch ein laminiertes Silthorizont (Bouma D) ausgebildet. Die maximale Korngröße liegt im Feinkiesbereich und ist auf die unteren cm des Turbidits beschränkt. Die Bankdicke reicht von 20 cm bis 3 m. Die Basis der Turbidite setzt scharf ein und weist zahlreiche Strömungs- und Setzungsmarken auf. Das Sand/Ton-Verhältnis schwankt von 5:1 bis 10:1. Das vorwiegende Auftreten von AE und AD Bouma-Abschnitten mit den oben beschriebenen Merkmalen läßt eine Zuordnung dieser Turbidite in die Fazies C nach WALKER & MUTTI (1973) zu.

Typisch für die Turbidite der Jüngeren Grauwacke sind gekappte Boumazyklen, die nur aus Abschnitt A bestehen. Es handelt sich um deutlich gradierte oder strukturlose Kiese, die sich z. T. nicht mehr als eine Bouma-Sequenz beschreiben lassen. Die einzelnen Schüttungen sind miteinander verschweißt und bilden Bänke, die Mächtigkeiten von 2 m bis über Aufschlußgröße (ca. 25 m) erreichen. An der Basis auftretende Wickelstrukturen deuten auf ein begrenztes Fließen des Sediments nach der Ablagerung hin. Der durch die gekappten Bouma-Sequenzen belegte, erosive Charakter der Turbidite zeigt sich auch in der Aufnahme von Tonklasten bis 10 cm Länge in die obere Hälfte der Bänke. Legt man die Kriterien von WALKER & MUTTI (1973) zugrunde, dann bestehen diese Turbidite aus einer Mischfazies von gekappter Fazies C (proximale Turbidite) über strukturlose, verschweißte Sandsteine der Fazies B2 bis hin zu gradierten Turbiditen im Kiesbereich der Fazies A4.

Das durchschnittliche Sand/Ton-Verhältnis von 9,6:1 und das Auftreten von Fazies C mit der Mischfazies (C-B2-A4) deuten nach WALKER & MUTTI (1973) auf die Faziesassoziation 3A (mittlerer Fächerbereich mit Kanälen) hin.



PALÄO GEOGRAPHISCHES MODELL DES FLYSCHBECKNES IM TIEFSTEN UNTERKARBON

- | | | |
|---------------------------|-----------------------------|------------|
| ■ Mitteldeutsche Schwelle | ■ Turbidite | KROFDORFER |
| ○ Kanalfüllungen | ■ pelagische Tone | SCHICHTEN |
| ● Proximale Turbidite | ▲ Diabase (MOR-Typ-Basalte) | |
| | JÜNGERE GRAUWACKE | |

Abb. 1:

Paläogeographisches Modell des Flyschbeckens im tiefsten Unterkarbon

Sedimentpetrographie

Die Turbidite der Krofdorfer Schichten lassen sich anhand ihres Verhältnisses von Quarz/Feldspat/Gesteinsbruchstücken als Quarzwacken und lithische Grauwacken klassifizieren. Ihr Geröllspektrum unterscheidet sich deutlich von dem der Jüngeren Grauwacke. Sie führen vorwiegend sedimentäre Gesteinsbruchstücke. Tonschiefer, meist sandige, überwiegen. Bei den Sandsteinklasten handelt es sich meist um Quarzwacken. Die Magmatite, die nur ein Drittel der Prozentwerte der Sedimentite erreichen, werden hauptsächlich von sauren Tiefengesteinen gestellt. Metamorphite treten gegenüber den anderen Gesteinstypen zurück. Im obersten Teil der Turbidite der Krofdorfer Schichten sind lithische Grauwacken eingeschaltet, die zu denen der Jüngeren Grauwacke überleiten. Doch unterscheiden sie sich, wie auch alle anderen Grauwacken der Krofdorfer Schichten, deutlich durch ihr stabiles Schwermineralspektrum (Zirkon/Rutil/Turmalin; 4:2:1) von den Jüngeren Grauwacken, die als dominierendes Schwermineral Granat führen.

Die Turbidite der Jüngeren Grauwacke lassen sich ebenfalls als lithische Grauwacken klassifizieren. Doch besitzen sie einen deutlich höheren Gehalt an Gesteinsbruchstücken. Ihr Geröllbestand weicht deutlich von den Grauwacken der Krofdorfer Schichten ab. Er ist durch hohe Metamorphitanteile gekennzeichnet. Der Anteil der Sedimentite ist erheblich niedriger, doch treten wesentlich mehr verschiedene Sedimenttypen auf (Quarzarenite bis Grauwacken, Radiolarite, Crinoidenkalke, Tentakulitenkalke usw.).

Beckenentwicklung

Die Lage und Ausdehnung des Flyschbeckens läßt sich heute nur noch abschätzen. Nach heutigem Kenntnisstand muß es sicherlich S' des Rheinischen Schiefergebirges (= RS) im nördlichen Vorfeld der Mitteldeutschen Kristallinschwelle (= MDS) entstanden sein. Gleich alte Flysche lassen sich nach NE über den Kellerwald (E' RS), das Werra-Grauwackengebirge (Hessische Senke) bis in den S-Harz verfolgen. Nach W finden sich noch im Guldenbach-

tal (Hunsrück) oberdevonische Flysche. Eine Verbindung zu einem Flyschbecken nach S-England (Carrick-Decke) wird diskutiert. Zur Öffnung des Beckens muß es vor dem Emsium (höheres Unterdevon) gekommen sein, da die ältesten pelagischen Tone dieses Alter besitzen. Die ersten MOR-Typ Basalte treten in der Eifel-Stufe (unteres Mitteldevon) auf, doch muß für die pelagischen Tone eine basaltische Unterlage mit einem unterdevonischen Alter (prä-Emsium) angenommen werden. Keratophyr-Tuffe im klastischen Unterdevon des RS belegen ebenso eine Dehnung der Kruste zu diesem Zeitpunkt. Die pelagische Fazies hält vom Unterdevon durch das Mitteldevon bis in die untere Adorf-Stufe mit ihrer typisch geringen Sedimentationsrate an. Parallel dazu werden im Zentralbereich des Beckens basaltische Laven (MORB) gefördert. Schlammstromsedimente mit altpaläozoischen Olistolithen (BIRKELBACH et al., 1988) markieren das Einsetzen der Schließung des Beckens durch Subduktion in der Eifel-Stufe. Den ersten Vorstoß der Flyschsedimentation in das Becken belegt eine Grauwackenbank, die in die Radiolarite der unteren Adorf-Stufe eingeschaltet ist. Terrigen beeinflusste Bänderschiefer beenden in der mittleren Adorf-Stufe die rein pelagische Fazies. Tuffhorizonte, vergesellschaftet mit dünnen Siltlagen (distale Turbidite), innerhalb der Bänderschiefer beweisen einen Vulkanismus im Bereich der MDS und damit tektonische Aktivität. Die kontinuierliche Zunahme von distalen gefolgt von proximalen Turbiditen in der oberen Adorf-Stufe zeigen das Vorrücken der Flyschsedimentation in das Becken und somit den Aufstieg der MDS in den Bereich der Erosion an. Es werden erst die Hülschichten erodiert, die als Sedimentklasten in den Basisgrauwacken auftreten. Dann erfolgt der Eintrag

von für die MDS typischem Detritus (Granite, Quarzite). In der oberen Nehden-Stufe ist der erste Vorstoß der Flyschsedimentation in das Becken beendet. Es werden schwarze Tone sedimentiert, in die sich im höheren Oberdevon lokal Turbidite einschalten (JAHNKE & PAUL, 1968).

Etwa an der Grenze Devon/Karbon setzt schlagartig die Flyschsedimentation (Jüngere Grauwacke) erneut ein. Es sind proximale Turbidite mit groben Kanalfüllungen, deren Schwermineralspektrum bis zu 90% Granat enthält und so anzeigt, daß tiefere, höher metamorphe Bereiche (Granat-Glimmer-Schiefer) der MDS erodiert werden. Klasten von aufgearbeiteten devonischen Kalken (Tentakuliten-Kalk) deuten auf die Akkretionierung von paläozoischen Schichten im Vorland der MDS hin. Im höheren Unterkarbon erreicht die Flyschsedimentation den ehemaligen Schelfrand des kaledonisch konsolidierten Nordkontinentes und zeigt so die Schließung des im Unterdevon entstandenen Beckens an.

Literatur

- BIRKELBACH, M. et al. (1988): Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F. **70**, 43-74.
- HENNINGSEN, D. (1961): Die "Giessener Grauwacke". - Diss., Giessen.
- JAHNKE, H. & PAUL, J. (1968): Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **96**, 68-84.
- KEGEL, W. (1925): Jb. preuss. geol. L.-Anst., **45**, 287-306, Berlin.
- WALKER, R. G. & MUTTI, E. (1973): Soc. Econ. Paleont. Mineral., Pacific Section, Short Course, 119-157, Anaheim.

TURBIDITSEDIMENTATION IM PERM DER NÖRDLICHEN SIERRA MADRE ORIENTAL, MEXIKO

H. J. Gursky, Marburg/Lahn & D. Michalzik, Linares/N. L. Mexiko

Der nur auf ca. 200 km² ausstreichende Kern des Huizachal-Peregrina-Antiklinoriums in der Sierra Madre Oriental (Raum Ciudad Victoria, Bundesstaat Tamaulipas) ist eines der wenigen Gebiete in Nordost-Mexiko, in denen **präkambrisch-paläozoisches Basement** zutage tritt, nämlich jungpräkambrische **Geneise** sowie paläozoische Schiefer und unzusammenhängende Sedimentserien. Die ältesten paläozoischen Sedimente sind isolierte Vorkommen silurischer klastisch gebänderter Flachwasser-Kalksteine mit Korallen, Brachiopoden und Trilobiten (Formation Cañon de Caballeros). Älteres Unter-Karbon ist in Form einer Serie von Sand- und Tonsteinen mit Brachiopoden vertreten (Fm. Vicente Guerrero), älteres Ober-Karbon in Form mächtiger, oft massiger und stark karbonatischer Arenite mit Großforaminiferen (Fm. Del Monte); lokal treten jungpaläozoische saure Effusiva auf (Unidad El Aserradero).

Den Untersuchungsschwerpunkt bildete eine ca. 1.250 m mächtige Wechselfolge von teils **karbonatischen Sand- und Tonsteinen des Unter-Perms** (Fm. Guacamaya). Diese setzt sich im Richtprofil Canon Peregrina aus drei überwiegend dünnbankigen, rhythmisch geschichteten Einheiten (A, C, E) von Psammo-Peliten, einer feinklastisch gebänderten Pelit-Einheit (B) und zwei Einheiten (D, F) überwiegend massiger, dickbankiger Psammite mit Psephit-Einschaltungen zusammen. Petrographisch handelt es sich meist um "hybride" Litharenite, in denen siliziklastische Komponenten (Quarz, Feldspat, Phyllosilikate, magm./metam. Gesteinsbruchstücke) und karbonatische Partikel (u. a. Crinoiden-Fragmente, Großforaminiferen) mit wechselnden Anteilen zusammentreten; in manchen psephitischen Lagen sind vulkanogene Fragmente angereichert. Makrofauna wurde lediglich in Form von Spurenfossilien der Nereites-Assoziation gefunden.

Die **cm- bis einige dm-mächtigen Arenit-Bänke** (niederkonzentrierte Turbidite) zeigen Parallelschichtung und Laminationen, Kleinrippel-Schrägschichtung, Korngrößen-Gradierungen, teils Bouma-Sequenzen, scharfe Liegendgrenzen; dazu kommen gelegentlich Sohlmarken und Konvolutionen. Die **bis zu mehrere m dicken massi-**

gen Arenit-Bänke (hochkonzentrierte Turbidite) zeichnen sich durch homogene Schichtung bis schlecht entwickelte Parallelschichtung, interne Horizonte mit groben Tonklasten, teils chaotisch geschichtete debris-flow-Intervalle mit bis zu kopfgroßen, oft gerundeten Geröllen und meist scharfe Liegend- und Hangendkontakte aus. Rutschgefüge in Form von unregelmäßigen Falten und Schichtzerreibungen treten vereinzelt auf; gradierte Sequenzen, insbesondere vom Fining up-/Thinning up-Typ, sind häufig.

Die untersuchte Fm. Guacamaya ist als eine Abfolge episodischer überwiegend hochenergetischer Schüttungen in Form von **turbiditischen Trübeströmen und nichtturbulenten Schuttströmen** eines schwach geneigten, sehr breiten Schüttungskegels in ein tiefmarines Becken mit ansonsten pelagischer Tonsedimentation zu deuten. Die psammo-pelitischen-Einheiten A, C und E entstanden vermutlich im wesentlichen im "Lower Fan" - und "smooth Mid Fan"-Bereich und die grobpsammitischen und psephitischen Einheiten D und F im "channelled Mid Fan" - bis vielleicht unteren "Upper Fan"-Bereich, während die pelitische Einheit B die Ruhigwasser-Bedingungen einer Tiefsee-Ebene belegt.

Die stratigraphischen Verhältnisse und Lagerungsbeziehungen der paläozoischen Einheiten untereinander im Huizachal-Peregrina-Antiklinorium sind teilweise noch unklar: primäre Schichtlücken und tektonische Unterdrückungen treten auf; es könnte sich insgesamt um eine **tektonostratigraphische Abfolge** handeln mit infolgedessen schwierig zu entschlüsselnden ursprünglichen, paläogeographischen Beziehungen. Trotzdem läßt sich mit aller Vorsicht ein **transgressiver Gesamt-Trend** im Permokarbon mit progressiver Beckenvertiefung bzw. -verlagerung nachzeichnen: während im Unter-Karbon (Fm. Vicente Guerrero) noch Verhältnisse des flacheren bis mäßig tiefen Schelfs herrschten, setzten sich im Ober-Karbon (Fm. Del Monte) Bedingungen des Tiefschelfs und Kontinentalhangs durch, die dann im Unter-Perm der Fazies des tieferen Hangs und der Beckenebene (Fm. Guacamaya) wichen.

Das Paläozoikum des Huizachal-Peregrina-Antiklinoriums ist bislang nur schwer in den **überregionalen Kontext** am Südrand des prä-pangäischen Nordamerika einzuordnen. Aus der südlichen Sierra Madre Oriental (Huayacocotla-Antiklinorium) ist eine mächtige permokarbone psammopelitische Schichtfolge bekannt, deren unterpermische Anteile außer Großforaminiferen auch Brachiopoden, Lamellibranchiaten, Trilobiten und Pflanzenreste führen. Im nordmexikanischen Bundesstaat Coahuila wurde eine permokarbone Flysch- und Wildflysch-Folge, reich an Vulkanoklastika, beschrieben. In Texas und nordöstlich anschließenden USA-Südstaaten ist Jungpaläozoikum überwiegend in Form von Plattform-Karbonaten oder klassischem Flysch ("Ouachita-Fazies") vertreten. Nordost-Mexiko und der zentrale Süden der USA gehörten möglicherweise zur nördlichen und nordwestlichen Umrahmung eines nach Westen offenen "Proto-Golfs",

wobei der Bereich des Huizachal-Peregrina-Antiklinoriums relativ festlandsfern lag und vom nordamerikanischen Kontinent mit vorwiegend kristallinen, vom vorge-lagerten Flachschild mit kalkigen sowie von einem Vulkangebiet (Inselbogen ?) unbekannter Position mit vulkanischen Partikeln beliefert wurde. Im Zuge der spätvariszischen Ouachita-Marathon-Huasteca-Orogenese mit begleitenden Überschiebungen sowie späteren horizontalen Groß-Versätzen wurde anscheinend auch das nordostmexikanische Paläozoikum tektonisch zerlegt und die einzelnen Einheiten komplex gegeneinander verschoben.

Literatur

GURSKY, H.-J. & MICHALZIK, D. (1989): Lower Permian turbidites in the northern Sierra Madre Oriental, Mexico. - N. Jb. Geol. Paläont., Stuttgart (in Druck).

TROCKENE TATSACHEN AUS NASSEN ENVIRONMENTS DES ORINOCO-DELTA, VENEZUELA

Ch. A. Hecht, Ch.-Ch. Hofmann & J. M. Rabold, Heidelberg

Beobachtungen zur Pflanzentaphonomie und Sedimentologie in rezenten tropischen Ablagerungsräumen können nach dem aktualistischen Prinzip für die Deutung von Taphozoenosen in Hinblick auf die Ökologie in fossilen Beispielen des Oberkarbons verwendet werden.

Im Orinoco Delta, Venezuela, wurden Daten in verschiedenen rezenten Subenvironments gesammelt. In der oberen Deltaebene sind diese Dammbuchfächer (crevasse splays), Altarmseen (oxbow lakes), Überflutungsebenen (flood plains) Aueseen (flood basin lakes), natürliche Dammufer (natural levees), in der unteren Deltaebene Priele und Prielufer, Torfgebiete und Sumpfwälder.

Neben Luft- und Radarbildern wurden Bohrkerne und Backengreiferproben ausgewertet. Zusätzlich wurden Uferprofile und Pflanzenvergesellschaftungen aufgenommen. In flußarmgebundenen Sedimenten konnten Sedimentationsraten für die letzten 30-150 Jahre bestimmt werden.

In Dammufer-sedimenten der oberen Deltaebene sind meist Wurzeln oder Wurzelstrukturen sowie feinverteilter Pflanzenhäcksel erhalten. Tonig-schluffige Ufersedimente der unteren Deltaebene können ausgesprochene Blattlagen enthalten. Aufgrund der hohen Sedimentationsrate wird das Pflanzenmaterial im Intertidalbereich rasch eingebettet. Da das Sediment dort auch während der Trockenperiode ständig wassergesättigt ist, bestehen gute Erhaltungsbedingungen für Pflanzenteile.

Auf den tonigen Sedimenten des Gezeitenwaldes der unteren Deltaebene sind Transport und Akkumulation von Pflanzenmaterial durch die Tiden bestimmt. Das orga-

nische Material wird durch die Bodenfauna und den Tidenwechsel aufgearbeitet und gelangt nur in Form von Detritus ins Sediment. Der Detritus setzt sich aus Kutikula- und Vaskularfragmenten, Holzgeweben und Huminaggregaten zusammen.

Ein Altarmsee des Macareo in der mittleren Deltaebene wird über sein flußabwärtsgelegenes offenes Ende mit Klastika aufgefüllt. Korngröße und Sedimentationsgeschwindigkeit nehmen zum hinteren Ende ab. Blattlagen finden sich bevorzugt im mittleren Teil, während linsenförmige Akkumulationen von Blättern und Detritus von Wasserpflanzen und krautiger Ufervegetation im hinteren Teil vorherrschen.

In flood-plain-Sedimenten treten organisch reiche Horizonte entweder als rein autochthone Lagen (ehemaliges Moor) oder gemischt parautochthon-allochthon (ehemalige Aueseen) auf. In tonigen Sedimenten sind die Wurzelstöcke der ehemaligen Auewälder in situ erhalten.

Durchbruchfächer (crevasse splays) werden von Feinsanden und Schluffen aufgebaut und enthalten hauptsächlich Pflanzendetritus als organische Komponente. Rinnensandbänke sind in Richtung des einströmenden Wassers orientiert. In den Rinnen der Crevasse Splays zeigen eingeregeltere Stämme und Äste ebenfalls die Richtung des einfließenden Wassers an. Vereinzelt ragen abgestorbene Bäume aus dem Sediment.

Die Synthese der Ergebnisse dieser Arbeiten ermöglicht die Erstellung von Modellen für Ablagerungsvorgänge, die in verschiedenen tropischen Subenvironments zur Einbettung und Fossilisation von Pflanzenteilen führen.

FAZIESEINHEITEN IN DER FORSCHUNGSBOHRUNG "FRENZER STAFFEL 1 (1985)" (WESTFALIAM A, AACHENER STEINKOHLREVIER)

Th. Hens, D. Klauser, H. Meyer, A. Muller & B. Steingrobe, Aachen

Geologischer Rahmen

Das oberkarbonische Sedimentationsareal östlich des Bra-banter Massivs und nördlich der jungen Varisziden ist in drei tektonischen Großstrukturen aufgeschlossen und zwar von Süden nach Norden im Inde-Synklinorium, im Wurm-Synklinorium und im Erkelenzer Horst.

Im Inde-Revier sind oberkarbonische Sedimente vom Namurium A bis zum obersten Westfalium A belegt. Im Wurm-Synklinorium reicht die Schichtenfolge vom Namurium C bis ins Westfalium B. Die Schichtenfolge des Erkelenzer Horstes entspricht weitgehend der des Wurm-Synklinoriums, jedoch ist der Top des Westfalium B stärker erodiert.

In diesen drei Gebieten ist das Obere Westfalium A, mit den Eschweiler Binnenwerken des Inde-Synklinoriums und den altersgleichen Kohlscheider Schichten der nördlichen Reviere, besonders flözreich. Die Kohlscheider Schichten sind durch die Bergbauaktivitäten und durch zahlreiche Erkundungsbohrungen gut bekannt. Da im Inde-Revier bereits 1945 der Bergbau eingestellt wurde, sollte die Bohrung "Frenzer Staffel 1 (1985)" für die Eschweiler Binnenwerke einen ähnlich umfassenden Wissensstand erbringen.

Stand der Untersuchungen und Definition von Fazies-einheiten

Seit 1983 werden im Aachen-Erkelenzer Steinkohlenrevier beckenanalytische Untersuchungen durchgeführt, die als Ziel haben, ein umfassendes Sedimentationsmodell zu entwickeln. Hierzu wurden im Inde-Synklinorium bislang ca. 535 Proben granulometrisch untersucht, wovon 153 Proben auf die Forschungsbohrung "Frenzer Staffel 1 (1985)" entfallen. Aus dem Wurm-Revier stammen etwa 170 und aus dem Erkelenzer Revier z. Zt. 80 granulometrisch untersuchte Proben. Die Schichtenfolge ist außerdem exemplarisch tongeologisch und schwermineralogisch analysiert.

Zur Definition von Fazies-einheiten wurden mehr als 800 in $\phi/2$ -Klassen granulometrisch analysierte Sedimente faktorenanalytisch gruppiert. Bei einer Reduktion auf

5 Faktoren bilden sich gemäß der in Abb. 1 angegebenen Randbedingungen vier Sedimentbasisklassen, deren Kornverteilungslinien (Abb. 2) erste genetische Rückschlüsse ermöglichen. Die erweiterten statistischen Randbedingungen (Abb. 1) führen zur Bildung von vier den Sedimentbasisklassen korrelierten Sedimentgruppen. Die lithofaziellen Merkmale der Sedimentgruppen wurden durch stratofazielle Informationen in der Dimension des Aufschlusses, des Handstücks und insbesondere des Großschliffs sowie ggf. durch den Fossilinhalt und die Sequenzstellung ergänzt und in 12 Fazies-einheiten (Abb. 3) transformiert.

Forschungsbohrung Frenzer Staffel 1 (1985)

Die im Rahmen eines BMFT-Forschungsvorhabens (O3E6376A) abgeteufte Bohrung "Frenzer Staffel 1 (1985)" schloß eine durchgehend gekernte, 234 m bankrecht mächtige Schichtenfolge mit 29 Flözen oder Flöz-niveaus der Eschweiler Binnenwerke auf. Bei Bohrmeter 206, 253 und 337 wurden anhand von Foraminiferen marine Einflüsse nachgewiesen (RESCHER, 1986). In dem Bohrprofil wurden mit Hilfe granulometrischer und geophysikalischer Daten statistische Sequenzuntersuchungen durchgeführt (KLAUSER et al., in diesem Band). Die Schichtenfolge wurde mittels 153 Proben granulometrisch und durch je ca. 20 Sedimente stratofaziell im Großschliff, tongeologisch und schwermineralogisch analysiert.

Die Fazies-einheiten in der "Frenzer Staffel 1 (1985)"

In der Bohrung bestimmen die Fazies-einheiten der Sedimentgruppe 1 mit ca. 60% den Aufbau der Schichtenfolge. Die drei verbleibenden Sedimentgruppen sind jeweils mit etwas über 10% vertreten.

In der Sedimentgruppe 1 sind alle fünf Fazies-einheiten nachzuweisen (Abb. 3). Dichte homogene Tonsteine werden aufgrund von Foraminiferenfunden (RESCHER, 1986) als **marin-brackische Sedimente** angesprochen. Nichtmarine Fossilien wurden bislang in der Bohrung nicht nachgewiesen. Dennoch werden Sedimente mit einer engstehenden horizontalen Lamination, die im Auf-

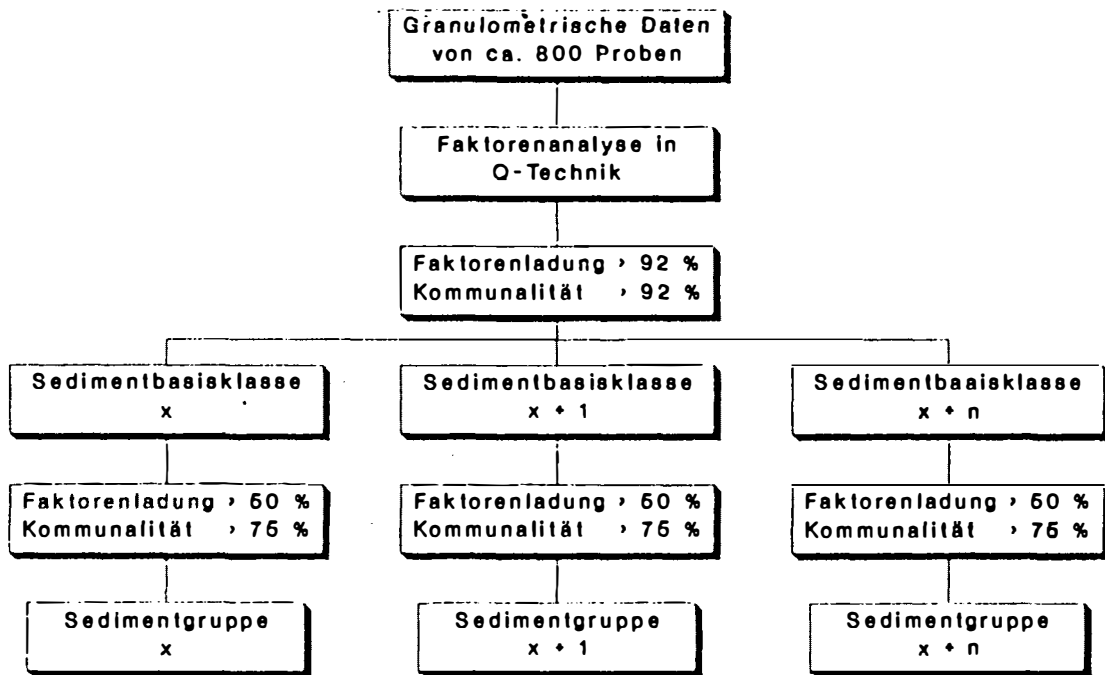


Abb. 1:

Flußdiagramm zur Bildung von Sedimentgruppen (STEINGROBE, in Vorbereitung)

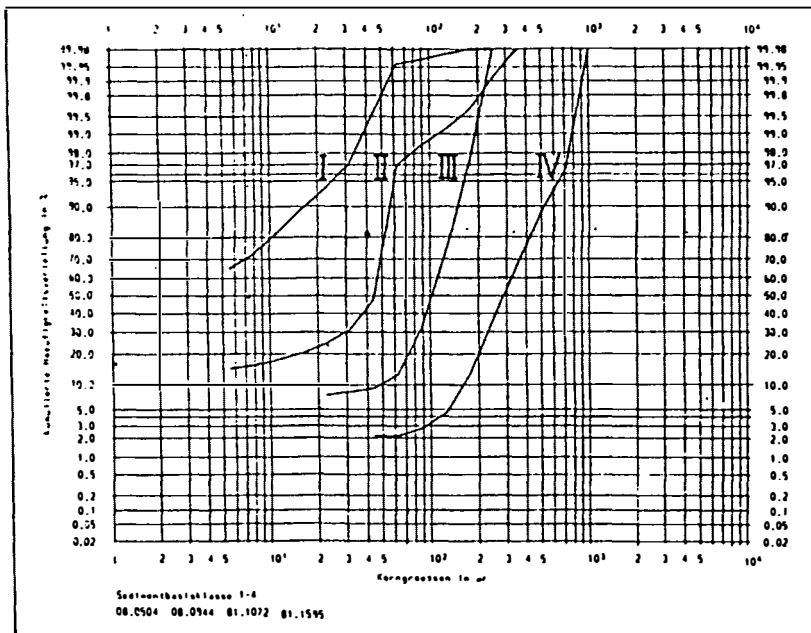


Abb. 2:

Korngrößenverteilung ausgewählter Proben der Sedimentbasisklassen 1–4 (STEINGROBE, in Vorbereitung)

schluß Stolberg HBF (Namurium C; Inde-Synklinorium) mit einer ähnlichen stratofaziellen Ausbildung *Carbonicola* beinhalten (STEINGROBE, in Vorbereitung), als lakustrine Sedimente angesprochen. Sedimente der Überflutungsebenen zeichnen sich durch ein breites Korngrößenpektrum aus, das vom Tonstein bis zum feinen Sand-

stein reicht. Diese Sedimente sind fossilfrei und nur schwach durchwurzelt. Eingeschwemmtes Pflanzenmaterial tritt in diesen Sedimenten häufig auf. Rutschungsstrukturen, wie sie z. B. an kollabierenden Rinnenrändern auftreten, sind in der Bohrung mehrfach nachzuweisen. Die Fazies der Sümpfe und Moore ist durch eine in-

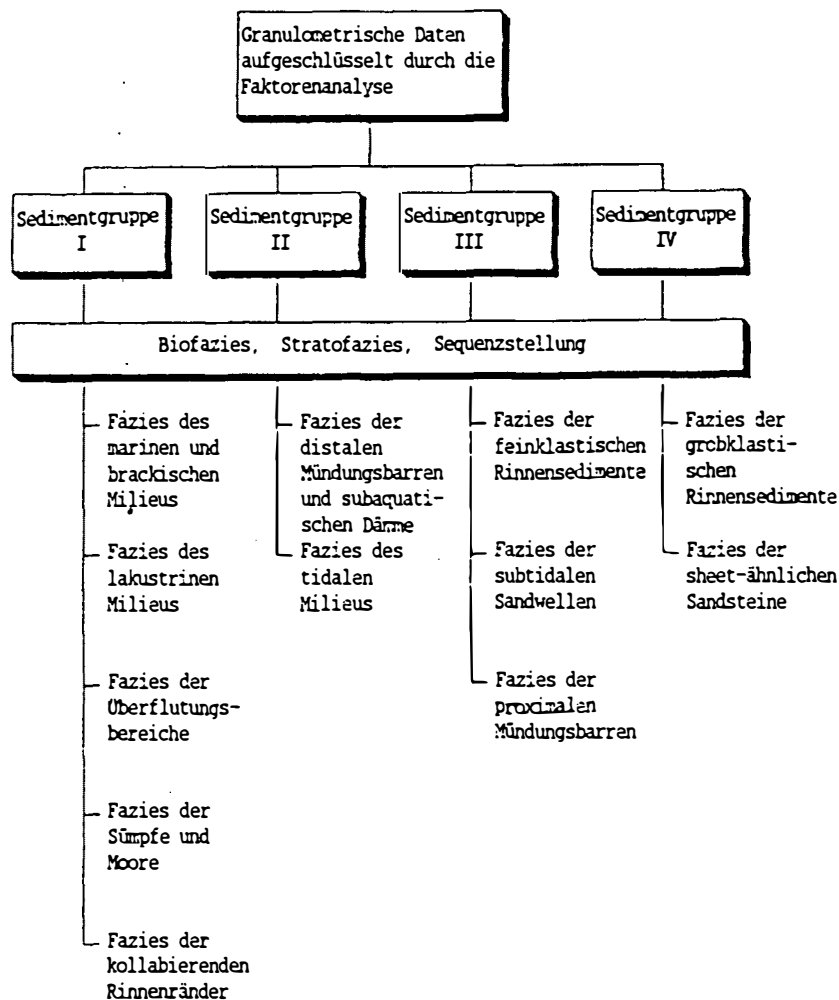


Abb. 3:

Flußdiagramm zur Definition von Faziesseinheiten (STEINGROBE, in Vorbereitung)

tensive Durchwurzelung der entsprechenden Sedimente und Flözbildungen belegt.

Die Faziesseinheiten der Sedimentgruppe 2 (Abb. 3) sind durch schnelle Wechselfolgen von Tonsteinen bis zu sehr feinen Sandsteinen, gelegentlich mit Entwässerungsstrukturen und synsedimentären Rutschungen charakterisiert. Die Sedimentgruppe 3 (Abb. 3) ist im Aufschluß durch großdimensionale Schrägschichtungen zu erfassen. Im Großschliff ist heterogene Schrägschichtung seltener, die Flaserung der Sandsteine durch Pelite und kohlige Partikel allerdings häufiger zu beobachten.

Aus der Sedimentgruppe 4 (Abb. 3) sind fluviatile Fein- bis Mittelsande anzuführen, die sequenziell gröberklastische Rinnensedimente überlagern. Diese Sedimente erscheinen im Großschliff homogen, zeigen aber auch lagig eingeschwemmte, diskrete Partikel von kohligem Substrat und aufbereitetes Toneisensteinmaterial.

Zusammenfassung

In der Schichtenfolge der Bohrung "Frenzer Staffel 1 (1985)" dominieren Sedimente der Gruppe 1 insbesondere mit Ablagerungen der Überflutungsebene. Sedimente der Gruppen 2 bis 4, vorwiegend fluviatile Sedimente unterschiedlicher Entstehung, sind in der Bohrung untergeordnet vertreten. Für das Ablagerungsumfeld im Oberen Westfalium A des Inde-Synklinoriums wird dementsprechend eine weit ausgedehnte Überflutungsebene mit einzelnen fluviatilen Rinnen postuliert. In dieser Ebene waren Moorbildungen, wie dies die 29 Flöze und Flözsniveaus belegen, häufig anzutreffen. Das Sedimentationsareal lag im marinen Einflußbereich, wie die wiederholten marinen Überflutungen verdeutlichen. Die geschilderten Sedimentationsverhältnisse dokumentieren in dieser Vergesellschaftung ein deltaisches Environment mit wiederholten Verlagerungen von der unteren zur oberen Deltaplattform.

Literatur

- KLAUSER, D., MULLER, A., SETYADHARMA, I. & STEINGROBE, B. (1989): Zeitreihenanalytische Trends der geophysikalischen und analytisch-sedimentologischen Daten in der Forschungsbohrung "Frenzer Staffel 1 (1985)" (Oberkarbon, Aachener Steinkohlenrevier). - (In diesem Band).
- RESCHER, C. K. (1986): Mikropaläozoologische Untersuchungen an Proben der Bohrung Frenzer Staffel 1. - Unveröffentl., Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld.
- STEINGROBE, B. (in Vorbereitung): Faziesseinheiten in den Sedimenten oberkarbonischen Alters des Indesynklinoriums und Vergleich zur Entstehung in anderen Bereichen des Aachen-Erkelenzer Steinkohlenreviers. - Dissertation, RWTH Aachen, in Vorbereitung.

"LOW-ANGLE DETACHMENT" UND ZYKLISCHE SEDIMENTATION IN KONTINENTALEN MIOZÄN-GRÄBEN NE-SPANIENS

E. Kiefer, Heidelberg

Der miozäne Graben von Teruel-Ademuz (NE-Spanien) sowie seine nördlichen und südlichen Ausläufer repräsentieren postgenetische Strukturelemente des Keltiberischen Aulakogens. Ihre Entwicklung geht auf eine jungtertiäre Dehnungsphase zurück, die durch das, im Oberoligozän einsetzende Rifting im westmediterranen Valencia-Trog ausgelöst wurde. Die Tekto-Sedimentationsentwicklung der Gräben wird durch eine Abfolge lakustrischer Sedimentationszyklen dokumentiert.

Ab der Oberkreide wurde das Keltiberische "failed rift" samt seiner mesozoischen Sedimentabfolge zusammengestaucht, gefaltet und angehoben. Lokal wurde dabei das Mesozoikum vom paläozoischen Basement abgeschert und in Form kleinerer Deckenkomplexe nach NE und SW transportiert. In der Scheitelzone des Falteingürtels brachen zwischen Eozän und Oligozän NNE orientierte Scherzonen auf. Entlang dieser Bruchstrukturen entwickelten sich ab dem Untermiozän langgestreckte, komplex strukturierte Grabensysteme mit mächtigen, kontinentalen Sedimentserien.

Die Füllung der Gräben besteht aus Abfolgen deformierter, asymmetrischer Sedimentkeile, die jeweils einen Tekto-Sedimentationszyklus repräsentieren. Aus Faziesentwicklung und Deformationsgeschichte dieser Zyklen läßt sich die strukturelle Evolution der Grabensysteme ableiten.

Das entlang des Rio Turia und des Rio Alfambra im Zentrum der Keltiberischen Ketten entwickelte Bruchsystem gliedert sich in einzelne, bajonettartig gegeneinander versetzte Grabenabschnitte. Sie sind etwa rhombenförmig und besitzen ein nach Westen einfallendes, mesozoisches Basement.

Die Westflanke der Gräben bilden antithetisch einfallende Basementblöcke, die treppenartig zur Grabenachse absteigen. Nach Osten einfallende Abschiebungen mit gekrümmten Flächen grenzen die Grabenrandschollen gegeneinander ab. Steile Abschiebungen und synthetisch einfallende Basementblöcke bilden die Grabenostflanke. Quer zum Streichen der Bruchzone verlaufende Schrägabschiebungen mit variierenden Sprunghöhen setzen die ein-

zelnen Grabenabschnitte am Nord- und Süden gegeneinander ab. Demnach sind die Gräben und ihr struktureller Rahmen Ausdruck eines flach nach Osten einfallenden Abschersystems (low-angle detachment system), das durch quer verlaufende Störungen mit Blattverschiebungscharakter (transfer faults) segmentiert ist.

Den Abscherhorizont bilden gipsführende, obertriassische Siltsteinserien, die von mächtigen unterjurassischen Dolomiten überlagert werden. Die Siltsteinserien sind in extremer Weise deformiert und enthalten isolierte Blöcke mitteltriassischer Karbonate. Kalksteinabfolgen von Jura und Kreide bilden die Basis der Gräben.

Die Blöcke der grabenflankierenden Schollentreppe sind durch eine Sequenz flach einfallender Erosionsflächen gekappt, deren Alter von innen nach außen abnimmt. Sie finden ihre Fortsetzung in den Diskordanzen, die die einzelnen jungtertiären Sedimentationseinheiten innerhalb des Grabens gegeneinander abgrenzen. Die älteste Diskordanz ist identisch mit der Grabenbasis.

Mit zunehmender Krustendehnung entlang der Bruchzonen kam es demnach zu einer sequenziellen Abscherung grabenparalleler Blöcke, sodaß sich der Sedimentationsraum stufenweise verbreiterte. Gekoppelt an die jeweilige Abscherphase folgte ein Sedimentationspuls, der durch grobklastische Rotsedimente eingeleitet und durch lakustrische Karbonate und Evaporite abgeschlossen wurde. Mit jeder weiteren Abscherphase wurden aber auch die Schichtenfolgen des vorangegangenen Sedimentationszyklus in Blockschollen zerlegt und entlang der Grabenränder flexurartig aufgerichtet. Dadurch kam es zu lokaler Erosion und Wiedereinspeisung älterer Grabensedimente in die Ablagerungsprozesse des nachfolgenden Zyklus.

Eine quantitative Modellbetrachtung der Grabenentwicklung zeigt, daß nicht nur eine episodische sondern auch eine kontinuierliche Krustendehnung zu einem periodisch schwankenden Volumenanstieg des Sedimentationsraumes führt. Die parallel dazu sich verändernde Sedimentationsgeschwindigkeit und die zunehmende Breite des Grabens begünstigt dabei die Entwicklung zyklisch

aufgebauter Sedimentationseinheiten, deren Mächtigkeit und Sedimentationsrate mit jedem weiteren Zyklus abnimmt.

Literatur

- GIBBS, A. D. (1984): Structural evolution of extensional basin margins. - J. Geol. Soc. London, **141**, 609–620, London.
- KIEFER, E. (1988): Facies development of a lacustrine tecto-sedimentary cycle in the Neogene Teruel-

Ademuz Graben (NE Spain). - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1988**, 327–360, Stuttgart.

- LEEDER, M. R. & GAWTHORP, R. L. (1987): Sedimentary models for extensional tilt-block/half-graben basins. In: M. P. COWARD, J. F. DEWEY & P. L. HANCOCK (eds.): Continental Extension Tectonics. - Geol. Soc. London Spec. Publ., **28**, 139–152, London.

EINE METAMORPHE VERWITTERUNGSZONE AN DER BASIS DES BRENNERMESOZOIKUMS (STUBAITAL, TIROL)

P. Krois, F. Purtscheller, V. Stingl. & C.B. Veltman, Innsbruck

Überblick

Die basalen klastischen Gesteine des Brennermesozoikums sind auf Grund ihrer teilweise reichen Eisenerzführung schon lange Gegenstand geologischer Untersuchungen. Der Erzreichtum dieser Sedimente war Grundlage der bekannten Stubai- Eisenindustrie. Die Genese der Vererzungen wird bis heute heftig diskutiert. Überwiegend wurden sie als Seifenlagerstätten interpretiert, wobei aber die Herkunft der Erzminerale bisher kaum beleuchtet wurde (z.B. HAMMER, 1928).

Das bearbeitete Profil Margarethenbach (südöstlich Fulpmes im Stubaital), am Fuß der Serles in ca. 1.400 m Höhe, umfaßt das Altkristallin und dessen sedimentäre Auflagerung. Die lithologischen Verhältnisse im Profil lassen in hervorragender Weise das postvariszische Geschehen erkennen und haben sich daher besonders für die erstmalige gemeinsame Bearbeitung von Kristallin und basalen Sedimenten angeboten. Eine geologische Übersichtsdarstellung des Brennermesozoikums findet sich in KROIS (1989: Punkt 5 bezeichnet die Lage des Profils).

Das polymetamorphe zentralalpine Ötztal-Stubai-Altkristallin (ÖAK) besteht aus mittel- bis hochgradigen Metamorphiten (Para- und Orthogneise, Metapelite, Amphibolite, Metakarbonate). Im Oberkarbon wurde das ÖAK von der polyphasen variszischen Metamorphose erfaßt (max. 4 kbar und 670°C; HOINKES et al., 1982). In der Oberkreide wurde dieses Kristallin mit den auflagernden mesozoischen Sedimenten von der niedriggradigeren alpidischen Metamorphose (3.5-4 kbar, 450-500°C) überprägt. Das transgressiv auflagernde Brennermesozoikum umfaßt eine Schichtfolge vom Oberskyth bis zum Neokom in überwiegend karbonatischer Ausbildung.

Profil Margarethenbach

Das im unteren Teil des Profils anstehende "frische" Altkristallin besteht aus einer Wechselfolge von Gneisen und Glimmerschiefern, die zum Teil eine reiche Granatführung aufweisen. Diese Gesteine wurden durch die alpidische Metamorphose retrograd überprägt (Feldspat → Serizit, Biotit → Chlorit, Rutil etc.).

Darauf folgt eine bereits im Gelände deutlich erkennbare, ca. 15 m mächtige Zone eines vergrünerten und vererzten Gesteins mit phyllitischem Habitus, das sich sukzessive aus dem Altkristallin herausentwickelt. Dieser herausstechende Bereich ist mit den überlagernden klastischen Sedimenten Gegenstand der vorliegenden Untersuchung. Im Detail werden die basalen Klastika bei KROIS (1989) behandelt.

Über Modalanalysen und EMPA-Analytik (Gesteins- und Phasenchemismus) wurde versucht, Hinweise auf die Genese dieser "Umsetzungszone" herauszuarbeiten.

Das "frische" Altkristallin ist heute – abgesehen von Quarz, Biotit, Muskowit, Chlorit und diversen Akzessorien – durch eine vom Gesteinschemismus abhängige, wechselnd starke Führung von Feldspäten und Granat gekennzeichnet. Dieser "primäre" Mineralbestand wird durch Neubildung von Serizit/Phengit, erzpigmentiertem (Fe-reichem) Phengit, grünem Biotit und Erz (Magnetit, ursprünglich Hämatit) auf Kosten von Feldspat, Granat und Glimmermineralen und untergeordnet auch Quarz in der "Umsetzungszone" teilweise ersetzt. Auffallend ist das gleichzeitige Verschwinden von Feldspat und Granat und das Auftreten von Erz und pigmentiertem Phengit sowie generell die starke Zunahme von phengitischen Hellglimmern. Texturell liegt ein kompaktes, homogenes Gestein vor, das alpidisch nicht durchbewegt wurde.

Ein vergleichbarer Trend wie in der Mineralogie spiegelt sich im Gesteinschemismus durch eine relative Zunahme von Al, K und Fe und eine gleichzeitige Abreicherung von Si, Na, Ca und Mn wider.

Die mineralogisch und geochemisch herausfallende Arkose an der Basis der Klastika wird auf Lösungszufuhr entlang eines jungen (alpidischen) Ganges zurückgeführt.

Diskussion

Ähnliche Verhältnisse (unterschiedlich mächtige Vergrünungszonen) können unterhalb des gesamten Brennermesozoikums, unabhängig von der Lithologie und der variszischen Metamorphose des Kristallins, beobachtet wer-

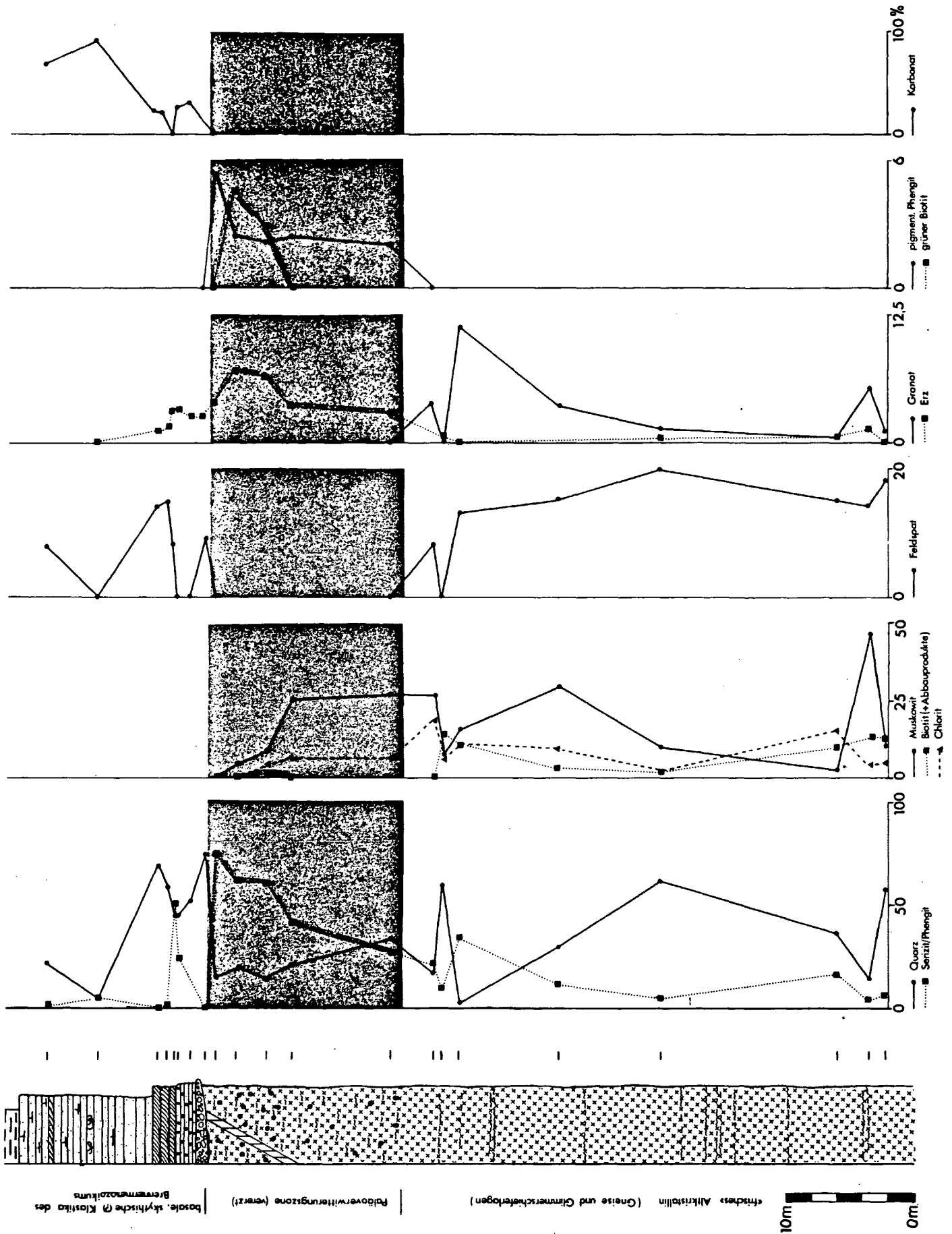


Abb. 1:
 Profil Margarethenbach: Mineralogischer Modalbestand

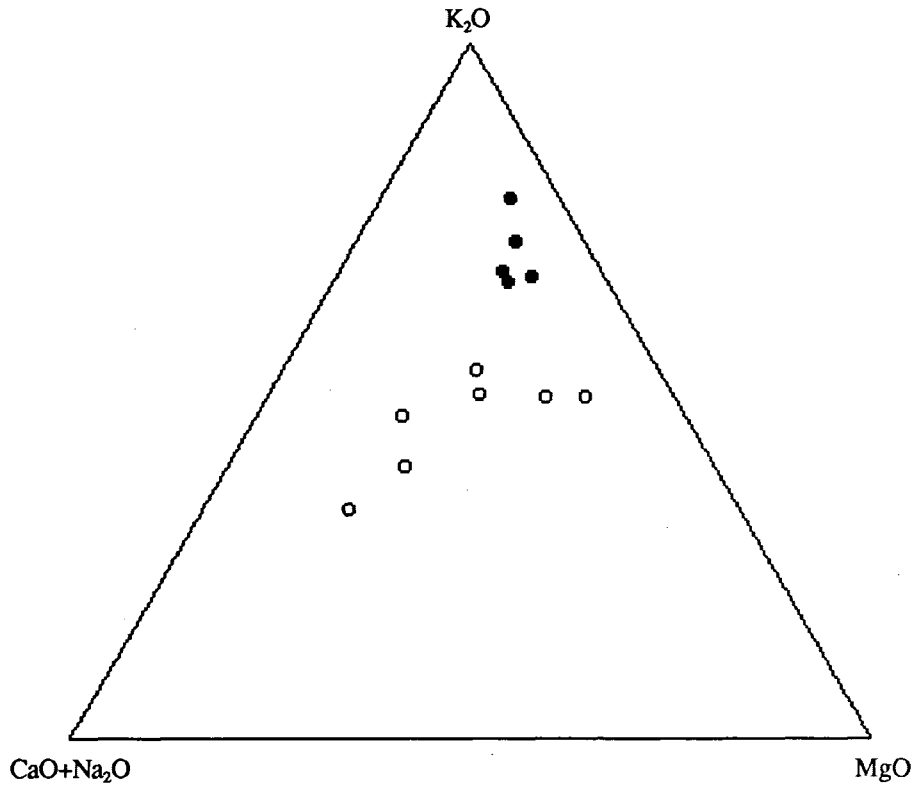


Abb. 2:

Verschiebung des pauschalen Gesteinschemismus im Diagramm $K_2O/CaO+Na_2O/MgO$; offene Symbole: unverwittertes Kristallin; geschlossene Symbole: verwittertes Kristallin

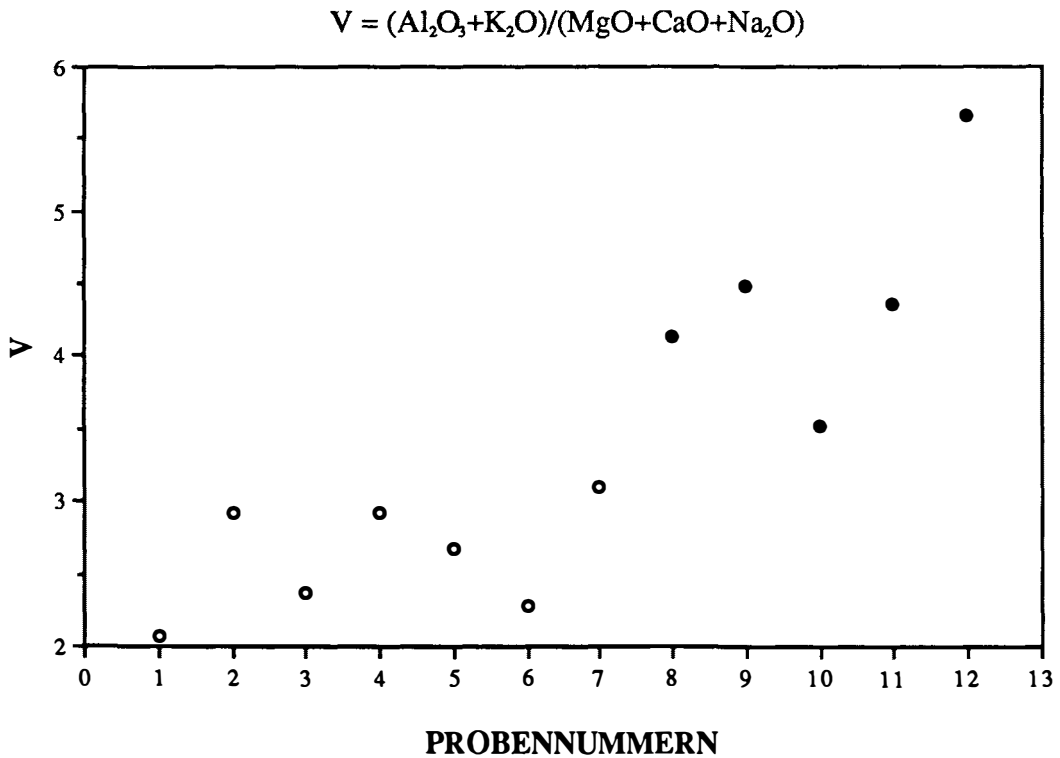


Abb. 3:

Verwitterungsindex nach VOGT (1927, cit. in HARNOIS, 1988); offene Symbole: unverwittertes Kristallin; geschlossene Symbole: verwittertes Kristallin

den, sodaß es schon aus dieser Sicht schwierig erscheint, eine hydrothermal-metasomatische Umsetzung über eine so große Fläche in Erwägung zu ziehen. Gegen eine solche Alteration kann außerdem angeführt werden, daß die überlagernden Klastika, die auf Grund ihrer Wegsamkeiten ebenfalls von Umsetzungen durch Lösungszufuhr betroffen sein müßten, keinerlei Anzeichen dafür zeigen.

Die petrographische Zusammensetzung der Klastika läßt eher auf langfristige und intensive Umsetzungsprozesse schon im Liefergebiet schließen (KROIS, 1989). Derartige Prozesse mit den entsprechenden sedimentären Produkten im kontinentalen Bereich können nur auf Verwitterung zurückgeführt werden.

Trotz der alpidisch metamorphen Überprägung lassen sich geochemische und mineralogische Trends erkennen, die mit Verwitterungsvorgängen in Zusammenhang gebracht werden. Diese Trends sind konsistent mit den Daten von KORYAKIN (1971), SCHAU & HENDERSON (1983) oder BARRIENTOS & SELVERSTONE (1987), die ebenfalls metamorph überprägte Verwitterungszonen beschreiben. Einige Punkte entsprechen aber auch durchaus jenen Daten, die von rezenter Verwitterung her bekannt sind.

Beim Abbau von Phyllosilikaten und Feldspat entstehen im wesentlichen Tonminerale, die heute als phengitische Hellglimmer vorliegen. Für die Erzbildung (ursprünglich wahrscheinlich Hämatit) war aus der Verwitterung von Granat, Biotit und Chlorit genügend Fe verfügbar. Der Hämatit wurde durch die reduzierenden Bedingungen der alpidischen Metamorphose zu Magnetit, welcher in Folge nur mehr eine Rekristallisation und Kornvergrößerung erfuhr.

Die relative Anreicherung von Al und Fe gegenüber den mobileren Elementen (Si, Mn, Ca, Na) in der Umsetzungszone läßt sich ebenfalls durch Lösungsabfuhr bei der Verwitterung erklären. Mg und Ti zeigen ein indifferentes Verhalten. Lediglich die K-Anreicherung widerspricht dem rezent beobachteten geochemischen Muster bei Verwitterungsprozessen, kann aber auf die diagenetische Illitisation und spätere metamorphe Phengitbildung auf Grund der Versenkung zurückgeführt werden (vgl. KORYAKIN, 1971, GAY & GRANDSTAFF, 1980).

Mit den Ergebnissen der Gesteinsanalysen wurde versucht, in der Literatur beschriebene Verwitterungsindizes zu rechnen (siehe HARNOIS, 1988), wobei sich in allen Fällen eine mehr oder weniger deutliche Übereinstimmung ergab, die die Interpretation als Verwitterungszone im Vergleich mit publizierten Daten unterstützt.

Eine tiefgründige Verwitterung, wie sie im Stubaital an der Basis des Brennermesozoikums vorzuliegen scheint, setzt einen längeren Zeitraum der Freilegung sowie humide Bedingungen voraus. Wie aus sedimentologisch-faziellen Untersuchungen an permoskythischen Abfolgen aus den Nord- und Südalpen bekannt ist, war das Perm eine Zeit vorwiegend arider bis semiarider Klimaverhältnisse, während sich im Skyth ein klimatischer Umschwung zu feuchteren Bedingungen abzeichnet. Nachdem der Sedimentationsbeginn im Brennermesozoikum anhand event-stratigraphischer Korrelationsversuche mit großer Sicherheit erst im Oberskyth anzusetzen ist, sind nach der Heraushebung des kristallinen Untergrundes erst ab dem Skyth entsprechende Klimaeinflüsse vorhanden, die die tiefgründigen Umsetzungsprozesse herbeigeführt haben. Aus faziellen und paläoklimatischen Überlegungen heraus ist das Alter der Verwitterungszone also im wesentlichen im mittleren bis oberen Skyth einzustufen.

Literatur

- BARRIENTOS, X. & SELVERSTONE, J. (1987): Metamorphosed soils as stratigraphic indicators in deformed terranes: An example from the Eastern Alps. - *Geology*, **15**, 841–844.
- GAY, A.L. & GRANDSTAFF, D.E. (1980): Chemistry and mineralogy of Precambrian paleosols at Elliot Lake, Ontario, Canada. - *Precamb. Res.*, **12**, 349–373, Amsterdam.
- HAMMER, W. (1928): Das Quarzkonglomerat am Hohen Burgstall im Stubai (Tirol) und seine Vererzung. - *Verh. Geol. B.-A.*, **192**, 73–85, Wien.
- HARNOIS, L. (1988): The CIW Index: A new chemical index of weathering. - *Sed. Geol.*, **55**, 319–322, Amsterdam.
- HOINKES, G., PURTSCHELLER, F. & TESSADRI, R. (1982): Polymetamorphose im Ostalpin westlich der Tauern (Ötztaler Masse, Schneeberger Zug, Brennermesozoikum). - *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **12/5**, 95–113, Innsbruck.
- KORYAKIN, A.S. (1971): Results of a study of Proterozoic weathering crusts in Karelia. - *Internat. Geology Rev.*, **13/6**, 973–980, Washington.
- KROIS, P. (1989): Die basalen klastischen Gesteine im Brennermesozoikum (Stubai Alpen, Tirol). - *Vortragskurzfassung, dieser Band*.
- SCHAU, M. & HENDERSON, J.B. (1983): Archean chemical weathering at three localities on the Canadian Shield. - *Precamb. Res.*, **20**, 189–224, Amsterdam.

ZUR HOCHDIAGENESE IN PERMOTRIADISCHEN SEDIMENTEN DER SÜDWESTLICHEN OSTALPEN

H. Kürmann & D. K. Richter, Bochum

Neue Daten zum Hochdiageneseegrad permotriadischer Sedimente des südwestlichen Austroalpins vervollständigen den Kenntnisstand über das Gebiet zwischen Zentralalpen (FREY et al., 1980), Nördlichen Kalkalpen (KRALIK et al., 1987; PETSCHIK et al., in Druck) und Brennermesozoikum (DIETRICH, 1983; KRUMM & SCHNEIDER, 1983). Als Bezugsniveau wurde der siliziklastisch-karbonatische Übergang zwischen Ruina und S-charl Formation (Schweiz) bzw. Verrucano und Reiflinger Kalken (Österreich/Südtirol) gewählt. 46 Lokationen des oberostalpinen Bereichs (bis auf AL Süd) wurden beprobt (Abb. 1). Siliziklastika dienten vor allem Inkohlungsuntersuchungen, während die Bearbeitung der Phyllosilikate an karbonatischen sowie siliziklastischen Sedimenten (220 Proben) vorgenommen wurde.

Die Illitkristallinität wurde an Texturpräparaten (dünne Präparate) der Fraktion $< 2 \mu\text{m}$ nach der Methode von WEBER (1972) mit einem quarzitischem Siltsteinplättchen als externem Standard ermittelt. Dabei kamen nurglykolisierte Präparate sensu LUDWIG (1972) zur Anwendung. 222 bzw. 125 $H_{b,rel}$ entsprechen 7 bzw. 4 mm in der KÜBLER (1968)-Skala. Das $H_{b,rel}$ -Wertepaar markiert nach LUDWIG (1972, 1973) Beginn und Ende der Anchi-zone.

Als Grad der Inkohlung konnte die Vitrinitreflexion an dispers verteiltem organischem Material nach den Angaben von TING & LO (1978) gemessen werden. Die Daten der minimalen, mittleren, zufälligen und maximalen Reflexion (R_{min} , R_{mp} , R_z und R_{max}) wurde mit $H_{b,rel}$ derselben Proben verglichen (Abb. 2). Es hatsich die bekannt po-

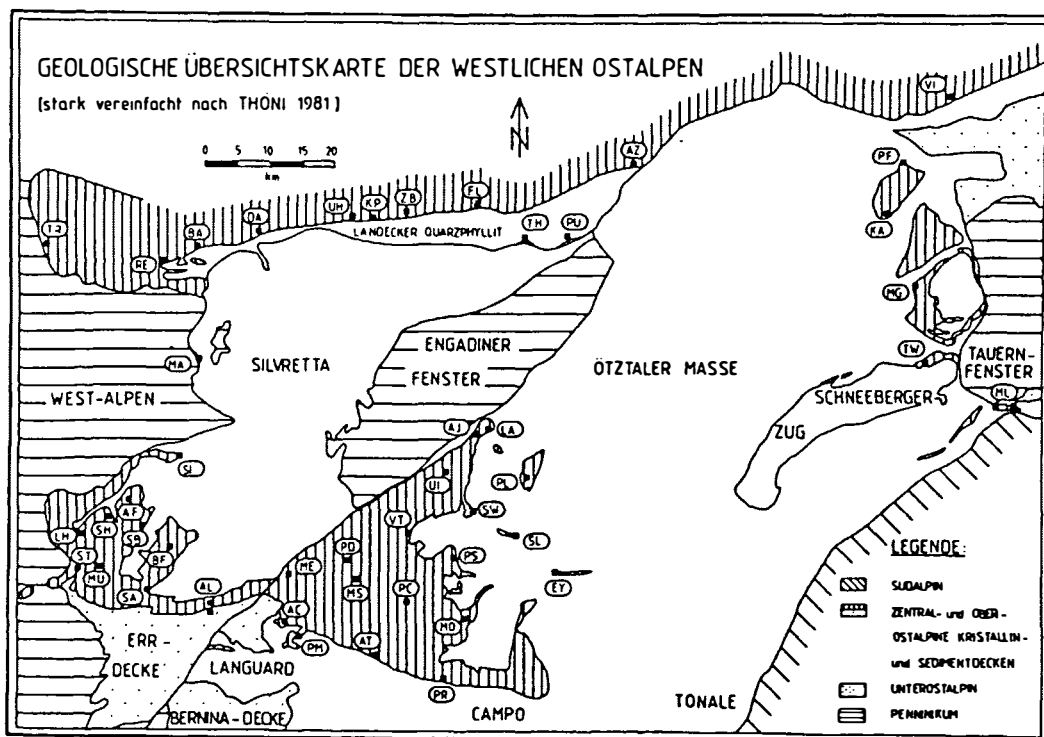


Abb.1

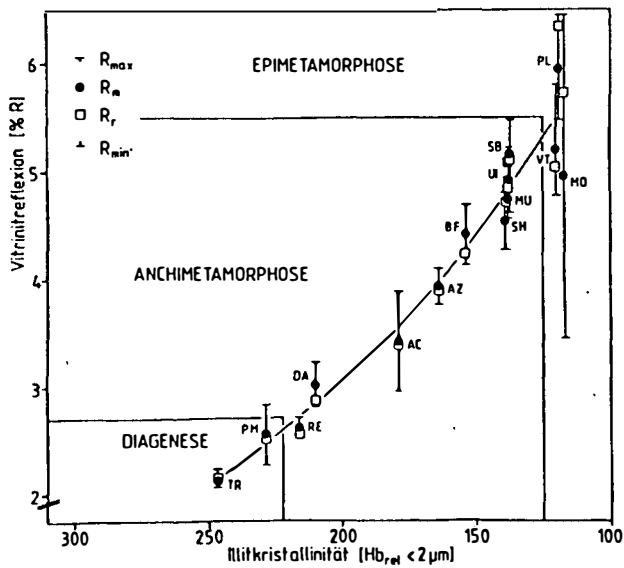


Abb. 2

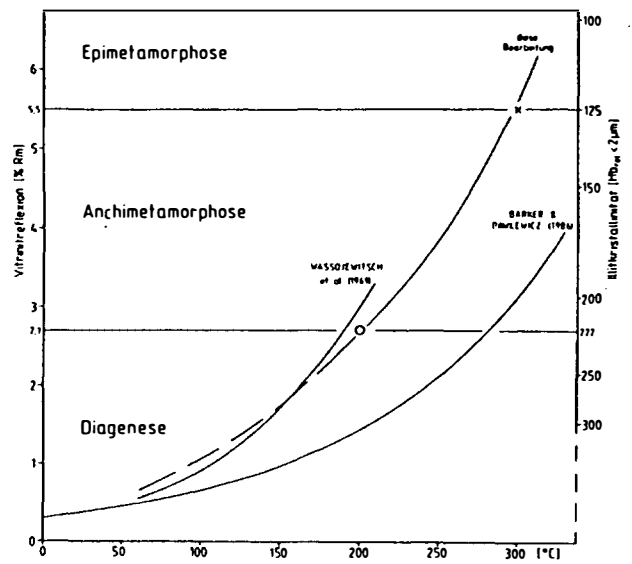


Abb. 3

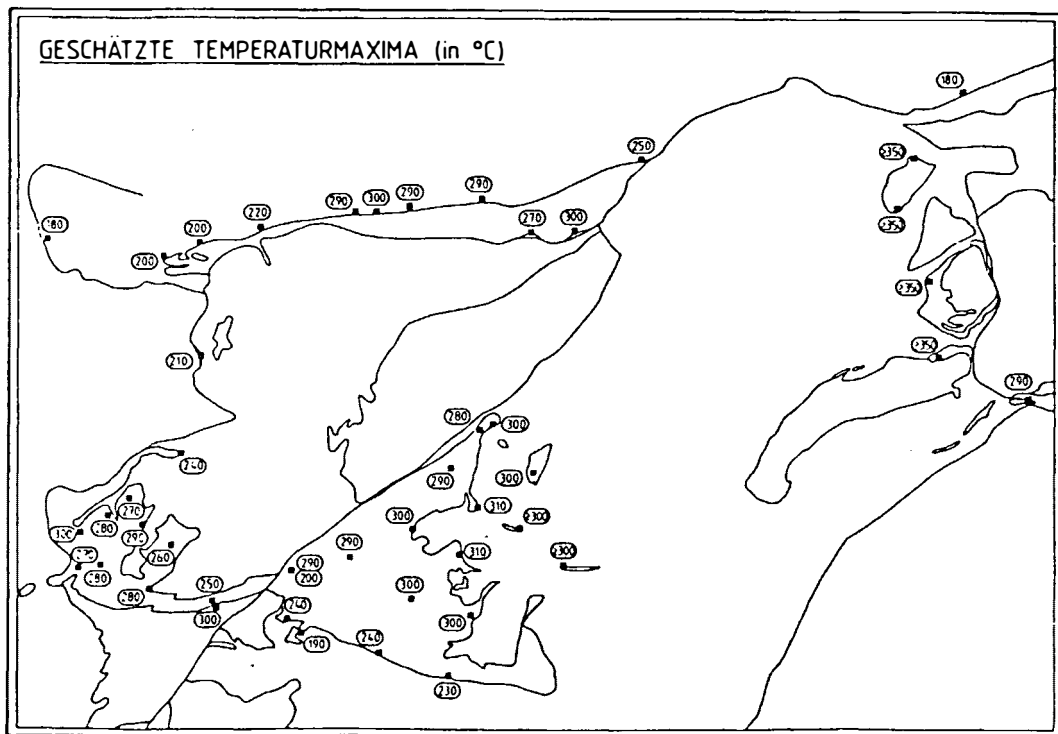


Abb. 4

sitive Korrelation (u. a. WOLF, 1975; TEICHMÜLLER et al., 1979 - mit Diskussionen zu Abweichungen) ergeben, so daß z. B. das Problem umgelagerter Kohlepartikel vernachlässigt werden kann. Die Anchizone beginnt nach KISCH (1974, 1983) bei ca. 2,7% R_m und endet nach BREITSCHMID (1982) bei 5,5 % R_m .

Die Regressionskurve für die Beziehung Illitkristallinität/Vitrinitreflexion von 14 Lokalitäten (Abb. 2)

ist nun zur Kalibrierung der Ordinatenkalierungen in Abb. 3 herangezogen worden. o und x entsprechen den Temperaturdaten von FREY (1986, 1987 b), durch die die Anchizone eingegrenzt wird. Die erstellte Kurve geht nahtlos in das Inkohlungsthermometer von WASSOJEWITSCH et al. (1969) über, während sich nach der entsprechenden Beziehung von BARKER & PAWLEWICZ (1986) zu hohe Temperaturen ergeben. Das in dieser Bear-

beitung erstellte Geothermometer hat die Hauptgrundlage für die Abschätzung der maximalen Paläotemperaturen für die permotriadischen Sedimente des Arbeitsgebietes geliefert (Abb. 4). Nach dieser Skala vollzieht sich die Umwandlung von Kaolinit (i. w. S.) in Pyrophyllit bei ca. 270°C (vgl. FREY, 1987 a).

Die Temperaturangaben der Abb. 4 spiegeln wahrscheinlich - wie die Hochdiagenesedaten in den Nördlichen Kalkalpen (KRUMM et al., in Druck) - vorwiegend die maximale Versenkungsdiagenese bzw. eoalpidische Aufheizung wider (vgl. radiometrische Daten von THÖNI, 1981, 1982). Eine postdeckentektonische tertiäre Beeinflussung ist wohl nur lokal, und zwar nördlich des Engadiner Fensters nach den radiometrischen Daten von THÖNI (1981) gegeben.

Literatur

- BARKER, C. E. & PAWLEWICZ, M. J. (1986): In: BUNTEBARTH, G. & STEGENA, L. (eds.): *Paleogeothermics*. - 79–93, Springer Verlag, Berlin.
- BREITSCHMID, A. (1982): *Eclogae geol. Helv.*, **75**, 331–380.
- DIETRICH, H. (1983): *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, **31**, 235–257.
- FREY, M. (1986): *Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt.*, **66**, 13–27.
- FREY, M. (1987 a): *Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt.*, **67**, 1–11.
- FREY, M. (1987 b): In: FREY, M. (ed.): *Low temperature metamorphism*. - 9–58, Blacky & Son Ltd., New York.
- FREY, M., TEICHMÜLLER, M., TEICHMÜLLER, R., MULLIS, J., KÜNZI, B., BREITSCHMID, A. & SCHWIZER, B. (1980): *Eclogae geol. Helv.*, **73**, 173–203.
- KISCH, H. J. (1974): *Proc. Koninkl. Nederl. Akademie van Wetenschappen, Series B*, **77**, 81–118, Amsterdam.
- KISCH, H. J. (1983): In: LARSEN, G. & CHILINGAR, G. V. (eds): *Diagenesis in sediments and sedimentary rocks*. - 2. *Developments in Sedimentology* **25 B**, 513–541, Elsevier, Amsterdam.
- KRALIK, M., KRUMM, H. & SCHRAMM, J. M. (1987): In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (eds): *Geodynamics of the Eastern Alps*. - 164–178, Deuticke, Wien.
- KRUMM, H., PETSCHICK, R. & WOLF, M. (in Druck): *Geodinamica Acta*.
- KRUMM, H. & SCHNEIDER, G. (1983): *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **12**, 14, 297–315.
- KÜBLER, B. (1968): *Bull. Centre Rech. Pau-SNPA* **2**, 385–397.
- LUDWIG, V. (1972): *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, Jg. **1972**, 546–560.
- LUDWIG, V. (1973): *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **144**, 50–103.
- TEICHMÜLLER, M., TEICHMÜLLER, R. & WEBER, K. (1979): *Fortschr. Geol. Rheinld. Westf.*, **27**, 201–276.
- THÖNI, M. (1981): *Jb. geol. Bundesanst. Wien*, **124**, 111–174.
- THÖNI, M. (1982): *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **28**, 17–34.
- TING, F. T. C. & LO, (1978): *Fuel* **57**, 717–721, London.
- WASSOJEWITSCH, N. B., KORCHAGINA, Yu. I., LOPATIN, N. V. & CHERNYSHEV, V. V. (1969): *Vestnik Mos. Univ.*, **1969**, 3–27, 1969 (transl. in *Z. angew. Geol.*, **15**, 611–621 und *Int. Geol. Rev.*, **12**, 1276–1296).
- WEBER, K. (1972): *N. Jb. Mineral. Mh.*, Jg. **1972**, 267–276.
- WOLF, M. (1975): *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, Jg. **1975**, 437–447.

SYNSEDIMENTÄRE KIPPSCHOLLENTEKTONIK: BECKEN- UND SCHWELLENFAZIES OBERJURASSISCHER KARBONATE DER CHIEMGAUER ALPEN

K. Lackschewitz, U. Grützmaker, J. Suhr & R. Heinrich, Kiel

Das Arbeitsgebiet liegt im mittleren Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen und beinhaltet Jurasequenzen von Lechtal- und Allgäu-Decke.

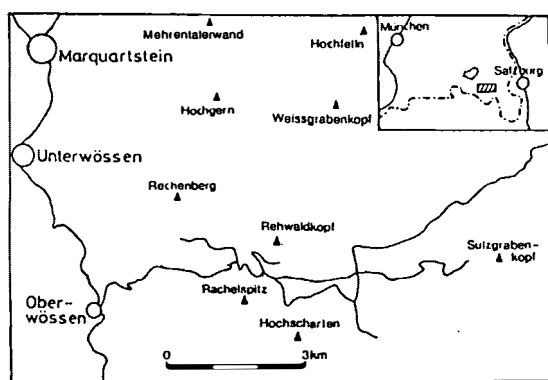


Abb. 1:
Lage des Arbeitsgebietes

Mit dem Beginn des Jura setzt eine deutliche morphologische Gliederung des submarinen Reliefs ein (Abb. 2). Im Lias bilden sich Schwellen mit kondensierten Rotkalken (Adneter Schichten) neben ausgedehnten Beckenbereichen mit mächtigen Graukalken (Fleckenmergel). Die Adneter Schichtfolge ist gekennzeichnet durch rote mikritische Knollenkalke, Echinodermenschuttkalke (Hierlatzkalke) und vereinzelt auftretende rote Kieselkalke, die eine enge Verzahnung miteinander erkennen lassen. Hardgrounds, Fe/Mn-Krusten und differentielle frühe Zementationsprozesse indizieren Sedimentationsunterbrechungen und resultieren in einer meist nur 10 m mächtigen, kondensierten Adneter Schichtfolge. Im Gegensatz dazu führten hohe Sedimentationsraten in den Becken zu einer Fleckenmergel-Mächtigkeit bis zu 150 m. Der Übergangsbereich Lias/Dogger ist charakterisiert durch das Einsetzen einer kieselig-kalkigen Sedimentation mit einem vermehrten Auftreten von Kieselschwämmen, die an den sich verstärkt absenkenden Hängen ansiedelten. Im oberen Dogger kommt es dann im mittleren und nördlichen Abschnitt des Arbeitsgebietes zu einer einheitlichen

Ablagerung von bis zu 100 m mächtigen Spatkalken, während im südlichen Abschnitt die kieselige Sedimentation bis zum Beginn des Oxford anhält. Somit erfolgte im Dogger nach zunehmender Eintiefung eine Gliederung in Schwellen und Becken durch einsetzende synsedimentäre Tektonik. Eine sedimentäre Gleitmasse mit einem eingelagerten Oberhättkalk-Olistolithen nördlich des Hochscharten zeigt die intensive synsedimentäre Tektonik im Bereich einer im Süden gelegenen Schwelle an. Am Rechenberg dokumentieren rote Knollenkalke mit intensiven intraformationellen Aufarbeitungsphänomenen (Callov/Oxford) das Abgleiten von Sedimentpaketen von einer im Einflußbereich liegenden Schwelle. Mit Beginn des Oxford setzt in den Beckenbereichen die Radiolaritsedimentation ein, während es auf den Schwellen zur Ablagerung roter Knollenflaserkalke (Ruhpoldinger Marmor) kommt, die innerhalb der Schichtfolge unterschiedliche Faziestypen aufweisen.

Die Radiolaritschichtfolge im südöstl. Bereich der Lechtaldecke (Rechenberg) zeichnet sich durch einen unterschiedlich hohen Kalkanteil aus. Das generelle Fehlen der aragonitischen Ammoniten und der calcitischen Aptychen in den kalkarmen Radiolariten spricht für eine Ablagerung nahe bzw. unterhalb der Calcitkompensationstiefe (CCD). In einem Profil vom Rechenberg wird die oberste Radiolaritschichtfolge durch Rotkalke vertreten. Raster-elektronenmikroskopische Untersuchungen zeigen zahlreiche Coccolithen in einer kalkigen Matrix und weisen hiermit auf eine flachere Ablagerung (oberhalb der CCD) dieser Rotkalke im Vergleich zu den Radiolariten. Lokal auftretende Brekzien aus dem Radiolaritniveau zeigen eine noch bestehende synsedimentäre Tektonik an.

Im Ruhpoldinger Marmor lassen sich mikrofaziell drei Coeno-Zonen nachweisen. Vom Liegenden zum Hangenden sind dies die Globigerinen-Coeno-Zone, die *Saccocoma*-Coeno-Zone und die Calpionellen-Coeno-Zone.

Der vierte Mikrofaziestyp, die "Pseudo-Peloid"-Fazies stellt eine bedeutende Sonderfazies innerhalb der Knollenflaserkalke dar.

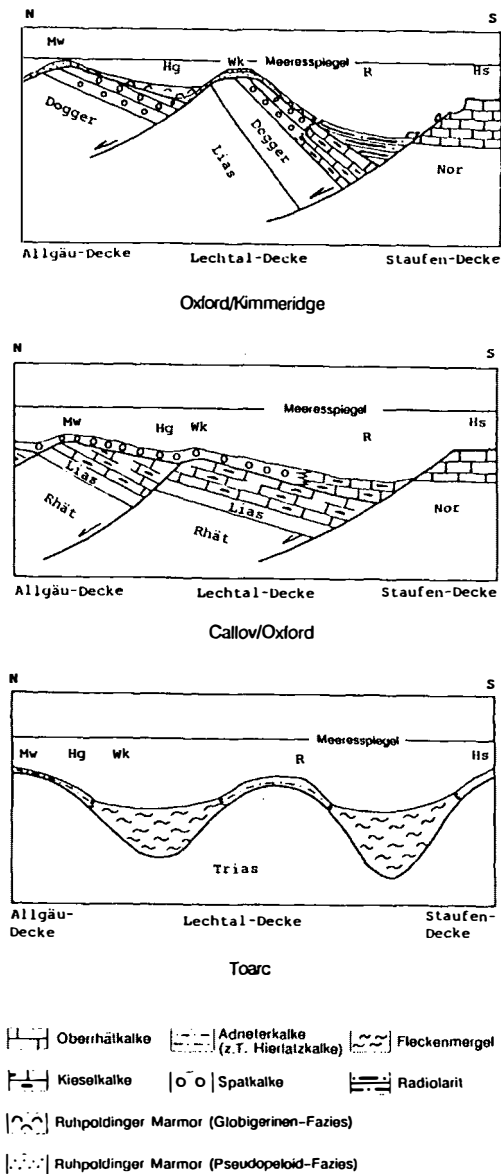


Abb. 2:

Synsedimentäre Klippschollentektonik des Mittelabschnitts der Nördlichen Kalkalpen vom Dogger bis in den Malm.

Hs = Hochscharten, R = Rechenberg, Wk = Weißgrabenkopf, Hg = Hochgern, Mw = Mehrentalerwand

Die Globigerinen-Coeno-Zone ist durch die Assoziation von Globigerinen mit Radiolarien und Chlorophycensporen (*Globochaete alpina*, LOMBARD) gekennzeichnet. Das Auftreten der benthischen Foraminiferenart *Protopenereoblis striata* WEYNSCHENK wird von STEIGER & WURM (1980) stratigraphisch mit Oxford eingestuft. Aragonitschalige juvenile Ammoniten aus einem Profil der Mehrentaler Wand belegen eine Ablagerung oberhalb der ACD.

Bestimmend für die *Saccocoma*-Coeno-Zone ist der hohe Anteil von Skelettelementen (bis 80%) der planktonischen Crinoidengattung *Saccocoma alpina* LOMBARD. Diese starke Anreicherung ist eher auf submarine Schwellen begrenzt, da solche Anhäufungen in den Bekkensedimenten des Radiolarits nicht beobachtet werden konnten. Die Ursache hierfür liegt sicherlich wieder in der Ablagerung des Radiolarits nahe der CCD. DIERSCHKE (1980) legt die stratigraphische Reichweite dieser Coeno-Zone vom Kimmeridge bis zur Basis Obertithon.

Die Calpionellen Coeno-Zone ist durch die zu der Gruppe der Tininniden zählenden Calpionellen gekennzeichnet. In den hangenden Bereichen dieser Coeno-Zone können häufig hellrosa farbene, gut gerundete Klaster beobachtet werden. Diese Klaster zeigen einen deutlich geringeren Gehalt an Calpionellen als die umgebende Matrix. Dies führt zu der Annahme, daß ein gering lithifizierter Kalkschlamm aufgrund von Gleitprozessen zerschert ist und es dabei zur Bildung von Schlickgeröllen kam, die anschließend in tieferen Bereichen resedimentiert wurden.

Die Pseudopeloid-Fazies ist durch Vorherrschen von dichtgepackten Peloiden (50-300 µm) in einem Grainstonegefüge gekennzeichnet. Die Peloiden zeigen vereinzelt biogene Komponenten wie Filamente, Globigerinen, Ostracoden und Echinodermenfragmente im Kern. Neben den Peloiden können gelegentlich tangential strukturierte Ooide beobachtet werden. Somit scheint eine primäre Entstehung von Ooiden einer sekundären Mikritisierung durch Cyanophyceen, die zur Bildung von Pseudopeloiden führte, vorausgegangen zu sein. Die diagenetisch veränderten Peloiden zeigen z. T. noch eine konzentrische als auch eine radialstrahlige Struktur, wobei letztere als eine sekundär angelegte Struktur angesehen wird. Da tangential strukturierte Ooide überwiegend unter flachmarinen Bedingungen entstehen, muß es exponierte Areale nahe dem Meeresspiegel im Bereich der Schwelle gegeben haben. Da die Ooidbildung auch an Globigerinen erfolgte, standen diese flachmarinen Bereiche unter einer offenmarinen Wasserzirkulation.

Aufgrund der differenzierten Faziesausbildung der Schwelle muß die Sedimentation auf einem unregelmäßigen Relief erfolgt sein. Die Entstehung der morphologisch gegliederten Schwelle wird auf tektonische Prozesse zurückgeführt. Die Autoren favorisieren an der Wende Callov/Oxford das Modell einer einsetzenden Klippschollentektonik (Abb. 2), bei der es in einigen Bereichen der Schwelle zu einem stapelartigen Versatz von höheren zu tieferen Niveaus kam. Somit kann das lokale Herausheben einiger Schwellenbereiche bis in die Flachwasser-Regionen und die Bildung der Ooide plausibel erklärt werden.

Literatur

- DIERSCHKE, V. (1980): Die Radiolarite des Oberjura im Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen. - Geotekt. Forsch., **50**, 1–84.
- GRÜTZMACHER, U. (1988): Großkartierung zwischen Haarlalm und Nesselauerschneid in den Chiemgauer Alpen. - Unveröff. Dipl.-Arb., Univ. Kiel, Kiel.
- STEIGER, T. & WURM, D. (1980): Faziesmuster oberjurassischer Plattform-Karbonate (Plassenkalke, Nördliche Kalkalpen, Steirisches Salzkammergut, Österreich). - *Facies*, **2**, 241–284, 8 Abb., 6 Taf., 1 Tab., Erlangen.
- SUHR, J. (1988): Die Geologie zwischen Hochgern und Mehrentaler Wand in den Nördlichen Kalkalpen unter besonderer Berücksichtigung der Mikrofazies in den jurassischen Gesteinsserien. - Unveröff. Dipl.-Arb., Univ. Kiel, Kiel.

ZUR DIAGENESE DER KARBONATE DES UNTEREN MUSCHELKALKS

V. Lukas, Gießen

1. Einleitung

Im Unteren Muschelkalk sedimentierten im westlichen Germanischen Becken unter flachmarinen Bedingungen vorwiegend Karbonatschlämme, die zumeist intensiv bioturbat sind. Diesen "Wellenkalken" sind wiederholt bioklastenreiche Karbonatsande zwischengeschaltet.

2. Diagenese der Wellenkalke

In Abb. 1 ist der Ablauf der Diagenese schematisch dargestellt.

Charakteristisch für die Wellenkalke des Unteren Muschelkalk ist ihre starke Bioturbation. Häufig sind vor allem Bauten von *Thalassinoides* sp. und *Rhizocorallium commune* SCHMIDT.

Diese Bauten haben heute, sofern sie schichtparallel orientiert sind, elliptische Querschnitte (Abb. 1B). Thalassinoiden Bauten senkrecht zur Schichtung sind hingegen kreisrund - die elliptische Form schichtparalleler Bauten ist also Ausdruck der Kompaktion.

Die Kompaktion der Bauten war früher abgeschlossen als die des Nebengesteins. Dies machen Schichtfugen in der Umgebung der Bauten deutlich (Abb. 1C).

Wellenkalke sind intensiv von unsuturierten undulierenden schichtparallelen "solution-seams" durchzogen. Unter Bauten verdicken sie sich zu bis 2 mm mächtigen Tonanreicherungen (Abb. 1C). Im Druckschatten, also seitlich der Bauten, wurde Karbonat wieder ausgefällt (Abb. 1C).

Mikrosondenprofile zeigen Ca-Maxima in 150 µm breiten Bereichen unmittelbar unter und über "solution-seams". Sie belegen, daß bei der Lösung freigesetztes CaCO₃ in unmittelbarer Nähe wieder ausgefällt wurde, also eine kleinräumige Umverteilung des CaCO₃ stattgefunden hat.

"Solution-seams" gehen z. T. lateral in schwach suturierte Stylolithen über. Neben diesen suturierten und unsuturierten (solution seams) Vertikal-Stylolithen treten in den Wellenkalken auch suturierte Horizontal-Stylolithen auf. Letztere sind durch tangentialen tektonischen Druck entstanden. Ihre Zapfen sind schichtparallel orientiert und

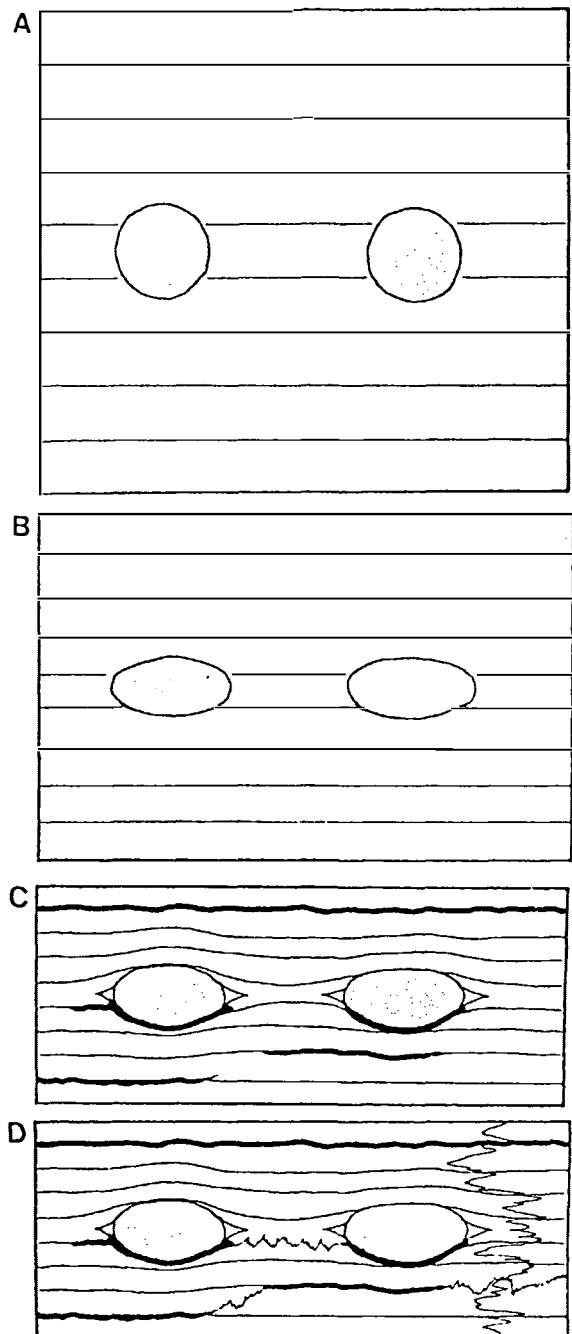


Abb. 1:

Ablauf der Diagenese in bioturbaten Wellenkalken

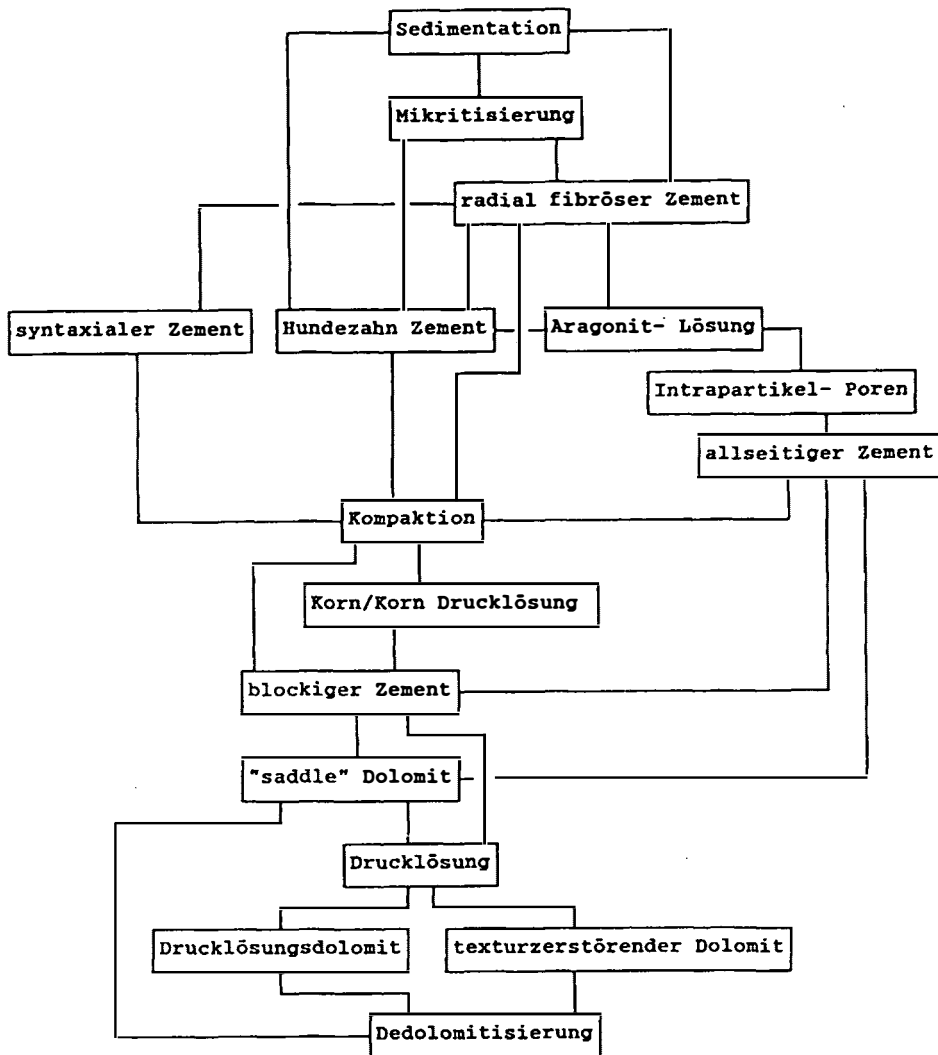


Abb. 2:

Ablauf der Diagenese in Karbonatsanden

z. T. während der jurassischen bis frühkretazischen Grabenbildung mit den Gesteinsschichten in den Hessischen Gräben verstellt (LUKAS, 1986).

Die Bildung der suturierten Horizontal-Stylolithen erfolgte sicherlich nach der Zementation der Gesteine. Vertikal-Stylolithen, die ebenfalls nach der endgültigen Zementation entstanden sind, sollten daher ebenfalls suturiert sein. Vertikal-Stylolithen treten aber überwiegend in Form von unsuturierten "solution-seams" auf, die demnach wahrscheinlich vor der endgültigen Zementation angelegt wurden.

2.1. Quantifizierung der Kompaktion der Wellenkalke

Die Kompaktion der Wellenkalke kann nach dem von RICKEN (1986) vorgeschlagenen Verfahren quantifiziert werden. Dabei wird mit Hilfe der Deformation von ehemals runden Gangquerschnitten und den Karbonatgehal-

ten von Bauten und Nebengestein die Kompaktion berechnet.

Die Deformation der Bauten läßt sich nach Messung der Achsen des Ellipsoids errechnen. Sie schwankt zwischen 30 % und 40 %. Die Kompaktion des Nebengesteins wird mit dem "Karbonat-Kompaktionsgesetz" nach RICKEN (1986) berechnet, wonach sich eine Kompaktion des Gesteins um 61-78 % ergibt. Direkte Messungen im Aufschluß (an Schichtfolgen um Bauten) ergaben Kompaktionswerte von durchschnittlich 67%.

In die nach RICKEN berechnete Kompaktion geht sowohl die mechanische Kompaktion, wie auch die chemische Kompaktion durch Drucklösung ein. Trotzdem stimmen die ermittelten Werte mit Porositäten rezenter Karbonatschlämme überein (vgl. BATHURST, 1976). Dies kann ein Hinweis auf eine Diagenese in einem geschlossenen System sein.

3. Diagenese der Karbonatsande

In Abb. 2 ist der Ablauf der Diagenese von Karbonatsanden in Form eines Flußdiagramms dargestellt. Es zeigt die relative Abfolge der verschiedenen Diageneseerscheinungen.

Karbonatsande enthalten neben Muschelschalen vorwiegend Gastropoden, Trochiten, Intraklasten und Brachiopodenschalen. Die ehemals aragonitischen Muschel- und Gastropodenschalen sind vor einer ersten Zementation randlich mikritisiert worden. Diesen Komponenten sitzt ein radial fibröser allseitiger Zement auf, der unter marin phreatischen Bedingungen gebildet wurde. Hundezahnzement sind entweder erste Zemente oder folgen auf den radial fibrösen Zement. Diese Hundezahnzemente, sowie Aragonitlösung und evtl. auch syntaxiale Zemente weisen auf ein meteorisches Diagenesestadium hin. Reste von radial fibrösen Zementen zwischen Trochiten und syntaxialen Zementen sind häufig.

Aragonitschalen sind z. T. eindeutig vor der Kompaktion bis auf die Mikritrinden gelöst worden, denn bei der Kompaktion sind diese Hohlräume kollabiert. Nicht kompaktierte und kollabierte ehemalige Aragonitschalen können auf eine zweite Aragonitlösungsphase nach der ersten Kompaktion hinweisen, oder belegen, daß das Korngerüst bei der Kompaktion schon stabil zementiert war.

Der bei der Aragonitlösung entstandene Intrapartikel-Hohlraum ist allseitig mit Zement ausgekleidet.

Bei der Korn/Korn-Drucklösung entstandene Styolithensäume reichen nicht in die mit blockigem B-Zement

gefüllten Porenräume; die Drucklösung ist also wahrscheinlich vor der B-Zementation erfolgt. A-Zemente hingegen sind in die Drucklösung mit einbezogen.

Kalzitische blockige Zemente füllen die verbliebenen Hohlräume fast vollständig. Nur die zentralen Teile großer Inter- und Intrapartikelporen blieben noch offen. Die Füllung von Inter- und Intrapartikel-Restporenräumen besteht aus eisenreichem (Mikrosonde) spät-diagenetischem "saddle"-Dolomit.

Im Zusammenhang mit spät-diagenetischer Styolithenbildung entstand Drucklösendolomit; z. T. sind die Gesteine auch von texturzerstörenden Dolomitflecken durchsetzt.

Nur selten ist eine punktuelle, wahrscheinlich spät-diagenetische Silifizierung zu beobachten. Detritische Quarze sind häufig zu idiomorphen Kristallen weitergesproßt. Dabei sind die authigenen Teile auch in Trochiten hineingewachsen.

Rezent bis subrezent erfolgt durch vadose Wässer eine Dedolomitisierung. Das dabei freiwerdende Eisen führt zu der charakteristischen Braunfärbung der Karbonatsande in Aufschlüssen.

Literatur

BATHURST, R.G.C. (1975): Dev. in *Sedimentology*, 12.
LUKAS, V. (1986): Unveröff. Dipl. Arb. Univ. Gießen
RICKEN, W. (1986): Lect. Notes in Earth Sci., 6.

ZEMENTATION UND KORROSION IM WETTERSTEINKALK UND IN DEN ARLBERGSCHICHTEN (LADIN/CORDEVOL, WESTLICHE OSTALPEN)

B. Maul, T. Schweizer, S. Zeeh & T. Bechstädt, Freiburg

Die Diageneseabfolge des Wettersteinkalkes und seiner Faziesäquivalente wurde in Teilen des Drauzuges (ZEEH) bzw. der mittleren und westlichen Nördlichen Kalkalpen (MAUL, SCHWEIZER) untersucht. Wettersteinkalk und Arlbergsschichten weisen eine äußerst komplexe diagenetische Entwicklung auf (Abb. 1, vgl. auch MAUL et al., 1988; ZEEH et al., 1988).

Frühe Zementations- und Korrosionsvorgänge

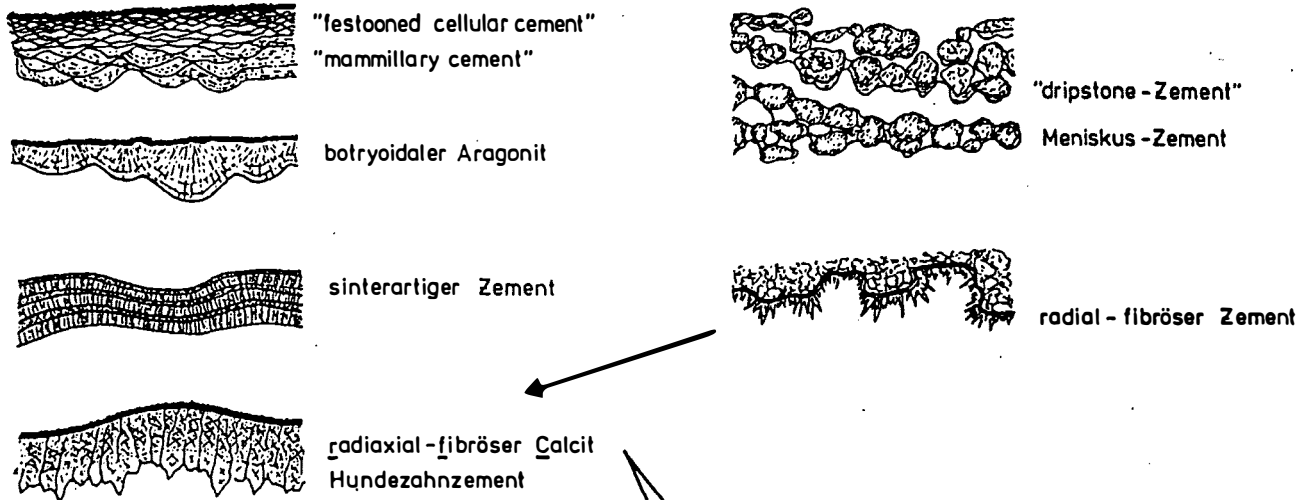
Komponenten werden im subtidalen Bereich von Mikroorganismen häufig angebohrt und erhalten eine Mikritrinde. Im Intertidal und flachen Supratidal bewirkt die wechselnde Durchfeuchtung Porenwasserverhältnisse, in denen sich aus hypersalinen, HCO_3^- -übersättigten Wässern charakteristische Zemente (z. B. "festooned cellular cement", "mammillary crusts") abscheiden, aber auch Dolomitisierung auftritt. Frühe Dolomitisierung kann aber bereichsweise auch auf Mischung mariner und meteorischer Wässer ("mixing zone") zurückgeführt werden. Im Supratidal, bzw. in den Zeiten des Trockenfallens weiter Teile der Karbonatplattform, werden die Sedimente durch meteorische Einflüsse überprägt. Sie werden einerseits korrodiert (z. B. Lösung aragonitischer Schalensubstanz), andererseits durch vadose Zemente ("dripstone" und Meniskus-Zemente) zementiert. Besonders deutlich wird das Wechselspiel von Zementation und Korrosion in den weit verbreiteten Caliche-Bildungen. Oft ist an der Unterseite von Komponenten Korrosion, an den Seiten und am Top Zementation zu erkennen. Von der Bodenbildung können auch subtidale Sedimente betroffen sein. Diese werden ebenso wie intertidale Sedimente von Wurzeln angebohrt, mit Pyrit und Mangan-Pigmenten imprägniert, von organischer Substanz verfärbt, später aufgearbeitet und durch meteorische Wässer korrodiert ("black pebble"-Bildung). Die ebenfalls während der meteorischen Überprägung entstandenen Lösungshohlräume werden zum Teil wesentlich später durch Internsediment verfüllt und mit Zementen versiegelt.

Spätdiagenetische Zementations- und Korrosionsphasen

Frühe, epigenetische Dolomitierungsphasen, deren Ursachen noch nicht geklärt sind, bewirken zum Teil beträchtliche Dolomitisierung des Gesteins und führen zur "Kornvergrößerung" früh entstandener Dolomikrite. Die für die Pb-Zn-Vererzung entscheidenden Diageneseschritte sind hingegen als spätdiagenetisch anzusprechen (vgl. ZEEH & BECHSTÄDT, dieser Band). Nach der Bildung des ersten Satteldolomit (SD) kommt es zu Lösungsphasen, die den SD korrodieren und dedolomitisieren, so daß stellenweise nur noch Leisten oder Umrisse von Dolomit-Rhomboedern zurückbleiben (Abb. 2). Die zu beobachtende Ersetzung durch Fluorit weist auf fluorhaltige, aggressive, hochsalinare Lösungen hin (Flüssigkeitseinschlüsse in Fluoriten mit bis zu 25 Gew.-% äquival. NaCl). Diese lösen und korrodieren auch calcitische Zemente, wie z. B. einzelne Kristallite in "splay crusts" aus "radialfibrösem Calcit" (RFC). Lösungen dringen auch in den Hundezahnzement ein, der zerbrochen und korrodiert werden kann (Abb. 3). Mikrokluft und Lösungshohlräume sind in der Folge mit calcitischem Blockzement I gefüllt.

Der calcitische Blockzement II wird durch wesentlich höher temperierte Lösungsphasen hervorgerufen. Dies wird dokumentiert durch δO^{18} -Isotopenwerte von -17‰ PDB und Flüssigkeitseinschlüsse mit Homogenisierungstemperaturen (T_h) von 200 bis über 250°C; druckkorrigiert bedeutet dies Bildungstemperaturen von bis zu 300°C. Diese heißen Fluide sorgen für weitere gesteinsprengende und korrosive Wirkungen an älteren Zementen, insbesondere dem SDI. Es ist zu beobachten, daß neugeformte, mehr oder weniger große Klüfte bzw. Spalten, die frühere Zemente durchschlagen, mit älteren Hohlräumen in Verbindung stehen (Abb. 4). Besonders deutlich wird die Korrosion im Vererzungsbereich, wo Nebengesteinsbruchstücke und Erze losgerissen wurden und nun in einer "Matrix" aus calcitischem Blockzement II schwimmen.

Frühdiaogenese



Spätdiaogenese

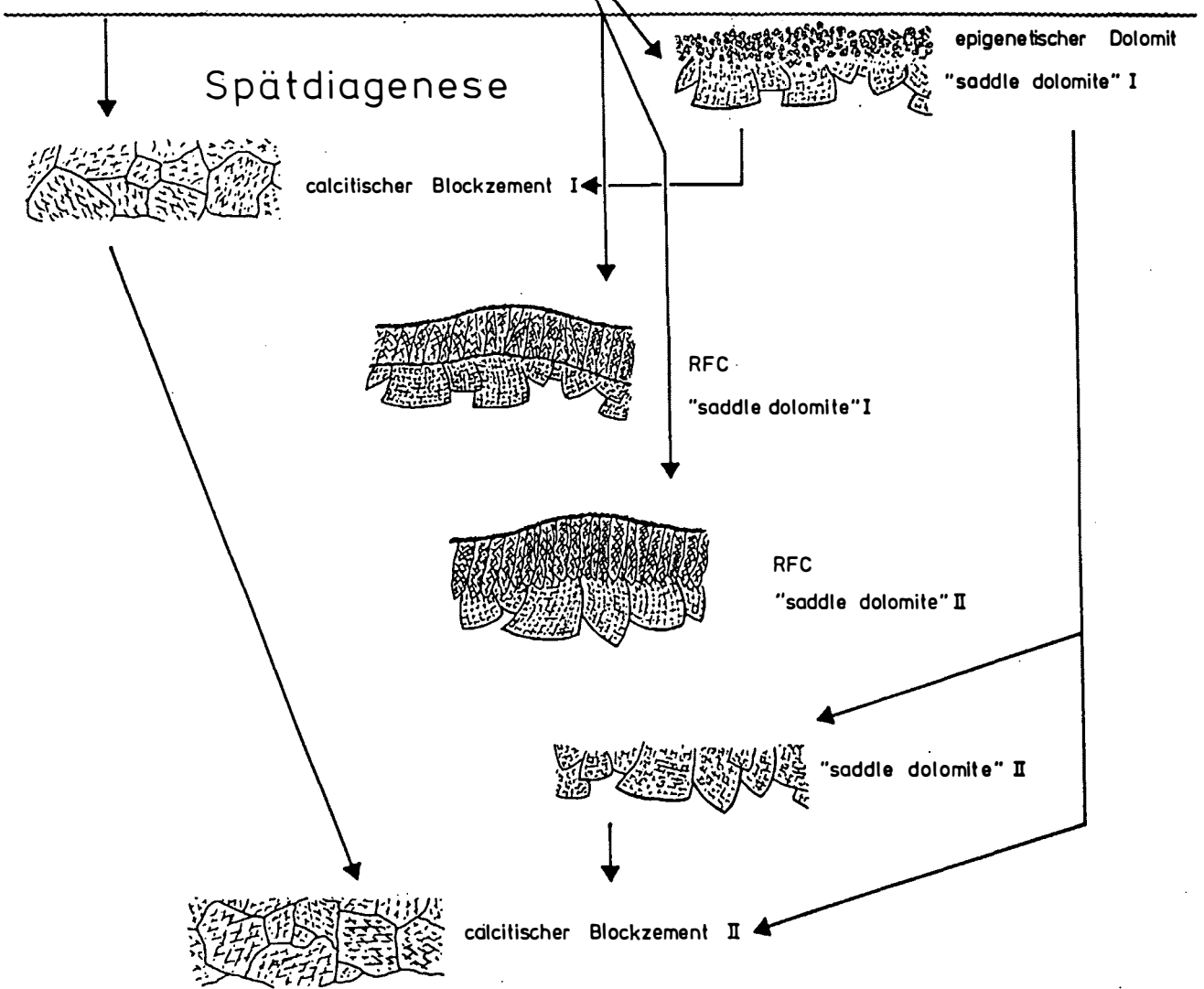


Abb. 1:

Früh- und spätdiagenetische Zemente und typische Abfolge

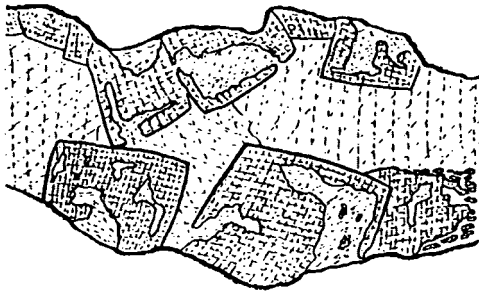


Abb. 2:

Durch calcitischen Blockzement I korrodierter SD I. Korrosion greift bevorzugt an den Spaltenlinien an und führt bis zur Auflösung in kleine "SD-Inseln" (rechts unten). Schematische Zeichnung nach einem Durchlichtbild, Bildbreite 3 mm

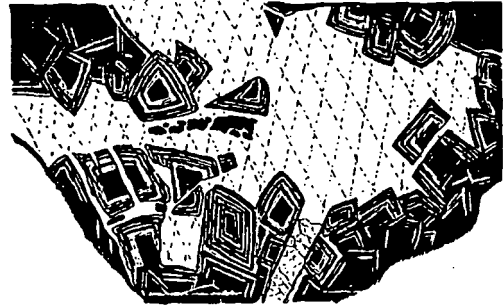


Abb. 4:

Lösungen dringen durch eine Kluft (unten Mitte) in einen Hohlraum ein, korrodieren und sprengen den SD I. Calcitischer Blockzement I - Vorgänger wird völlig assimiliert. Einheitlich luminiszierender, subhedraler calcitischer Blockzement II schließt die Restporosität des Hohlraums. Zeichnung nach einer Kathodenlumineszenz-Aufnahme, Bildbreite 3 mm

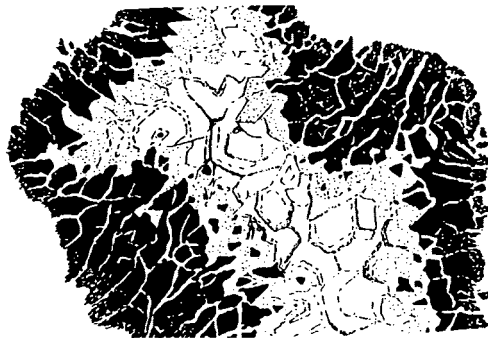


Abb. 3:

Aus ?tektonischer oder thermischer Druckeinwirkung entstandene feine Risse durchziehen den Hundezahnzement (schwarz) und werden von calc. Blockzement (punktiert/weiß) zementiert. Die Kristallspitzen des HZ zeigen Anlösungserscheinungen. Zeichnung nach einer Kathodenlumineszenz-Aufnahme, Bildbreite 3 mm

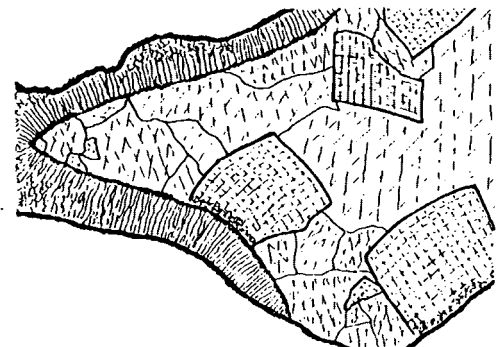


Abb. 5:

Beispiel für unvollständige, asymmetrische Auskleidung eines Hohlraums durch RFC, der an seiner Oberfläche Korrosion und Besatz mit FeS_2 aufweist. Der Resthohlraum ist mit SD I und calcitischem Blockzement I gefüllt. Zeichnung nach einem Durchlichtbild, Bildbreite 3 mm

Die Zementabfolgen sind häufig unvollständig. Die Zementation scheint in den Hohlräumen zumindest teilweise durch den Vorläuferzement bzw. das Sediment gesteuert zu sein. In dolomitischen Sedimenten tritt zumeist eine dolomitische Zementationsabfolge auf (Dolomikrit-epigenetischer Dolomit - Satteldolomit), in calcitischen Sedimenten die Abfolge radial-fibröser Calcit bzw. RFC - Hundezahnzement - calcitischer Blockzement. Dagegen sind aber auch Abfolgen wie z. B. RFC-Satteldolomit II, calcitischer Blockzement I - Satteldolomit II oder Satteldolomit I - calcitischer Blockzement II zu finden (Abb. 1).

Tritt RFC als unmittelbarer Vorläuferzement von Satteldolomit I auf, so sind korrosive Tendenzen zu erkennen, indem die Kristallenden der RFC-Kristalle gekappt

scheinen und eine "glatte" Fläche ausgebildet ist, die zusätzlich mit Pyrit belegt sein kann. Hingegen lassen sich bei der erstaunlicherweise auch relativ häufig auftretenden Abfolge RFC-Satteldolomit II keine Hinweise auf Korrosion der Kristallspitzen finden. Die RFC-Kristalle sind jedoch z.T. sogar dolomitisiert worden.

Die asymmetrische Verteilung einiger Zemente in Hohlräumen (Abb. 5) wirft auch die Frage auf, warum keine "hohlraumkonstante" Präzipitation erfolgte. Ebenfalls unbefriedigend geklärt bleiben die vielfältigen Wechselwirkungen zwischen den $CaCl$ - $MgCl$ - $NaCl$ - und weitere Ionen beinhaltenden Lösungen und dem Gestein bzw. den Zementen, insbesondere bei den hohen Temperaturen und (nicht sicher zu rekonstruierenden) Drücken.

KRALIK et al. (1987) kommen aufgrund der Illitkristallinität zur Ansicht, daß ein N-S Temperaturgefälle (mit einzelnen Wärmedomen) in den mesozoischen Sedimenten des Oberostalpins vorhanden ist. Im Wettersteinkalk des Drauzuges, der Nördlichen Kalkalpen von Kaiser-Gebirge und Hochstaufer-Gebiet bis zum Reuttener Gebiet, sowie in den Arlbergschichten zeichnen sich aber nach bisherigem Kenntnisstand keine Unterschiede in der Spät-diagenese und den Zementtypen ab. Sowohl in Proben aus dem Reuttener Gebiet, als auch in Proben aus der Vererzung in Lafatsch (Stefanistollen) und dem Drauzug wurden Flüssigkeitseinschlüsse mit T_h -Werten von mehr als 250°C gemessen. Auffälligerweise ist die Abkühlungsphase durch keinerlei Zemente dokumentiert, sie ist allenfalls durch niedriger temperierte, sekundäre Flüssigkeitseinschlüsse (um 80°–100°C) belegt.

Danksagung

Wir danken J. McKenzie und Peter Kindle, ETH Zürich, für die Untersuchung stabiler Isotope, R. Rieken, Univ. Göttingen, für die Untersuchung von Flüssigkeitseinschlüssen, D. K. Richter, RUB Bochum, für mannigfache Unterstützung.

Literatur

- KRALIK, M., KRUMM, H. & SCHRAMM, J. M. (1987): Low grade and very low grade metamorphism in the Northern Calcareous Alps and in the Grauwacke Zone: Illite - crystallinity data and isotopic ages. - in: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (eds): Geodynamics of the Eastern Alps. - 164–178, Wien (Deuticke).
- MAUL, B., BECHSTÄDT, T., RICHTER, D. K. & ZEEH, S. (1988): Zementstratigraphie im Oberen Wettersteinkalk der Nördlichen Kalkalpen. - Bochumer geol. u. geotechn. Arb., 29, 128–130, Bochum.
- ZEEH, S., BECHSTÄDT, T. & MAUL, B. (1988): Fazies und frühe Diagenese im obersten Wettersteinkalk (Drauzug, Nördliche Kalkalpen). - Bochumer geol. u. geotechn. Arb., 29, 245–247, Bochum.

ZUR ZUSAMMENSETZUNG DER MG-CALCITISCHEN HARTTEILE REZENTER SEE- UND SCHLANGENSTERNE

K. Müller & D. K. Richter, Bochum

42 Individuen von Ophiuroideen (Schlangensterne) und 48 Individuen von Asteroideen (Seesterne) rezenter Meeresbereiche wurden hinsichtlich ihrer Skelettzusammensetzung vor allem röntgendiffraktometrisch untersucht (Methodik s. RICHTER, 1984). Neben drei Lokalitäten der Ägäis (Lesbos, Palea Epidavros und Ag. Theodori; mittlere jährliche Temperatur des Oberflächenwassers: 19°C) konnten Exemplare aus dem Übergangsbereich Ärmelkanal/Atlantik (Roscoff/Bretagne; 12,5°C) und aus der Nordsee (Helgoland; 11°C) berücksichtigt werden. Bei den aus 1-3 m Wassertiefe im Sommer beprobten Stellen wich die zeitgleich gemessene Wassertemperatur natürlich vom Jahresmittel ab, während bei den Lokalitäten in 10-30 m Wassertiefe die im Sommer (Ägäis) bzw. im Winter (Roscoff) gemessenen Daten mit den Jahresmitteln übereingestimmt haben.

Der mögliche Einfluß der Wachstumszeit bzw. -geschwindigkeit (vgl. WEBER, 1973) auf die Zusammensetzung der Skelette wird nachfolgend nicht diskutiert. Generell erfolgt der Skelettaufbau im gesamten Jahr, wobei jedoch die Wachstumsraten im Sommer gegenüber dem Winter meist höher sind (SWAN, 1966).

Folgende Ergebnisse konnten erzielt werden (1-4):

(1) Der Mg-Einbau in die Skelette der Stelleroidea ist wie bei den Echinoidea art- bzw. gattungsspezifisch, was mit den Untersuchungen von CLARKE & WHEELER (1922), CHAVE (1954) und WEBER (1969, 1973) im Einklang steht. Unter den Ophiuroideen von Roscoff (Bretagne) baut *Ophioeomina nigra* mit 10.6-11.8-12.7 Mol-% $MgCO_3$ (Minimum-Mittelwert-Maximum) deutlich mehr Mg ins Skelett ein als eine nicht näher bestimmte Art von Ophiura mit 4.2-4.7-5.7 Mol-% $MgCO_3$. Bei den Asteroideen derselben Lokation unterscheidet sich *Echinaster sepositus* mit 11.7-12.0-12.3 Mol-% $MgCO_3$ von *Asterias rubens* mit 8.3-9.1-10.8 Mol-% $MgCO_3$.

(2) Die vorwiegend aus Einkristallen zusammengesetzten Skelettelemente (BECHER, 1914) von Einzelindividuen der Stelleroidea (Schlangen- und Seesterne) unterscheiden

sich im Gegensatz zur Verteilung bei Einzelindividuen der Echinoidea (neueste Übersicht RICHTER, 1984) hinsichtlich des Mg-Gehaltes nicht (vgl. WEBER, 1969: 545). Bei den Schlangensternen wurden Scheibenplatten, Mundplatten, Ambulacralwirbel, Armplatten und Stacheln berücksichtigt, während bei den Seesternen Werte von Ambulacralplatten, Adambulacralplatten, Marginalplatten, Stacheln, Mundplatten, Terminalplatten und Paxillen miteinander verglichen wurden. Beispielhaft folgte eine Auflistung der Zusammensetzung von Skelettelementen zweier Individuen (A, B) von *Astropecten aranciacus* aus der Ägäis bei Lesbos):

Skelettelement	Mol-% $MgCO_3$		
	Min.	\bar{x}	Max.
Marginalplatten (Armspitzen - AS)	A: 12.4	12.7	13.0
	B: 12.6	13.1	13.6
Marginalplatten (Armansatz - AA)	A: 13.0	13.5	14.0
	B: 12.6	13.3	14.0
Ambulacralplatten (AS)	A: 13.0	13.2	13.6
	B: 13.3	13.6	14.0
Ambulacralplatten (AA)	A: 13.0	13.1	13.3
	B: 12.6	13.6	14.5
Stacheln	A: 13.0	13.5	14.4
	B: 13.3	13.9	14.5
Mundplatten	A: 13.0	13.2	13.3
	B: nicht gemessen		
Paxillen	A: 12.6	13.4	14.4
	B: 12.6	13.5	14.4
Stachelspitzen	A: 13.3	13.7	14.4
	B: 13.6	13.9	14.0
Stachelenden	A: 12.4	12.9	13.3
	B: 12.6	13.1	13.6

Zur geringen Variation der Mg-Zusammensetzung bei den Skelettelementen eines Individuums passen die relativ schlanken Röntgenreflexe von Armen (erstes Armdrittel = Armspitze) der Stelleroideen. Während stöchiometrisch zusammengesetzte Karbonate Viertelwerts-

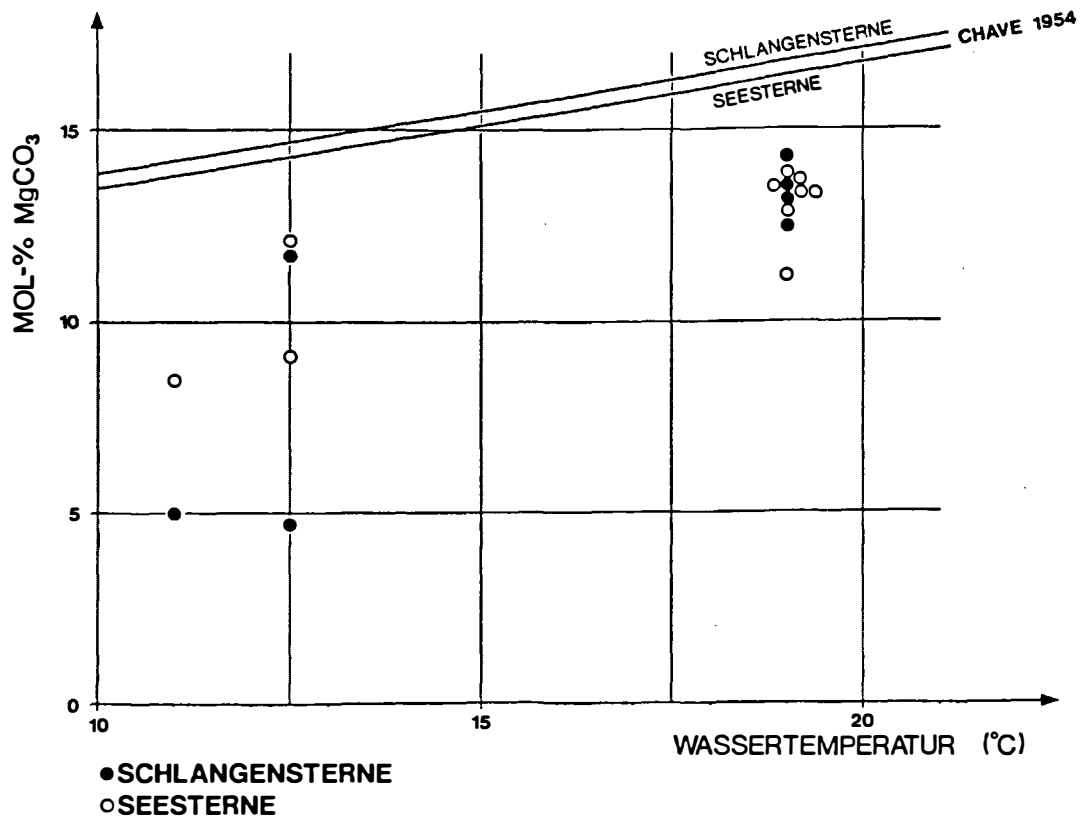


Abb. 1:

Beziehung zwischen röntgendiffraktometrisch bestimmtem Mg-Gehalt von Armspitzen der Stellerioidea (Mittelwerte) und der mittleren Jahrestemperatur des Oberflächenwassers der jeweiligen Probenlokalität (11°C - Helgoland, 12,5°C - Roscoff, 19°C - Ägäis bei Lesbos/Palea Epidavros/Ag. Theodori). Linien= Regressionsgeraden nach CHAVE, 1954.

breiten des Hauptreflexes (104) um 5 mm bei einer Halbwertsbreite des (100)-Quarzreflexes von 3,1 mm ergeben (RICHTER, 1984: 21), liegen die entsprechenden Werte der unter (1) und (3) berücksichtigten Arme vorwiegend zwischen 4,9 und 5,5 mm und nur ausnahmsweise bei maximal 6,0 mm.

(3) Der Mg-Einbau in die Skelette der Stellerioidea wird außer durch physiologische Faktoren (vgl. Punkt 1) besonders durch die Wassertemperatur gesteuert. Wie bei den Echinoidea ist der Mg-Gehalt in den Skeletten der Stellerioidea mit der Wassertemperatur der jeweiligen Lokalität positiv korreliert (Abb. 1; vgl. CHAVE, 1954 u. WEBER, 1973). Die Abweichung des Trends der Neuuntersuchung von den Ergebnissen von CHAVE (1954) ist besonders methodisch bedingt, da die Methodik von CHAVE (1952) zu hohen Mg-Werten gegenüber derjenigen von RICHTER (1984: 15f) führt.

(4) Die Bruchflächen der Stelleroidenskelette sind muschelig ausgebildet. Es ist ein ähnlich anomales Kristallgitter wie bei den Hartteilen der Echinoidea (RICHTER, 1984; KÜRMAN, 1986; KÜRMAN et al., 1986) gegeben. Das bezüglich der CO₃-Gruppen anomale enge Gitter rezenter Stellerioidea wird durch eine kurzzeitige Temperung (200°C über 2 Tage) aufgehoben, wie Beispiele von *Astropecten aranciacus* aus der Ägäis bei Ag. Theodori (Korinthas) zeigen:

$d_{(104)}$ in Å vor Temperung	$d_{(104)}$ in Å nach Temperung
2.995	3.000
2.995	2.999
2.994	2.999

Ein anomaler Kristallaufbau der Skelettelemente, der in der Natur während der frühen Diagenese aufgehoben wird (RICHTER, 1984: 17), scheint insgesamt für die Echinodermata charakteristisch zu sein. Dies ist für die Stelleroidea gegenüber den Echinoidea erstaunlich, da die Skelettelemente - beispielsweise im Gegensatz zu den Seeigelgehäusen - nur durch relativ weite "Brücken" organischer Substanz miteinander verbunden sind, wodurch keine Notwendigkeit für eine besondere Stabilisierung der Mg-calcitischen Skelette zu bestehen scheint.

Literatur

- BECHER, S. (1914): Über die Benutzung des Polarisationsmikroskops zur morphologischen Analyse des Echinodermenskeletts. - Zool. Jb. Jena (Anat.) **38**, 211–252, Jena.
- CHAVE, K. E. (1952): A solid solution between calcite and dolomite. - J. Geol. **60**, 190–192, Chicago.
- CHAVE, K. E. (1954): Aspects of the biogeochemistry of magnesium. - 1. Calcareous marine organisms. - Jb. Geol. **62**, 266–283, Chicago.
- CLARKE, F. W. & WHEELER, W. C. (1922): The inorganic constituents of marine invertebrates. - U.S. Geol. Surv. Profess. Papers **124**, 62 S., Washington.
- KÜRMAN, H. (1986): Zum Bruch-, Härte- und Temperaturverhalten natürlicher Mg-Calcite: Stacheln, Coronarplatten und Zähne von Echiniden. - Bochumer geol. u. geotechn. Arb. **23**, 1–64, Bochum.
- KÜRMAN, H., RICHTER, D. K. & HOZMAN, P. (1986): Ursachen und Auswirkungen der erhöhten Bruchfestigkeit frischer Echiniden-Calcits. - 1. Treffen deutschsprachiger Sedimentologen 7./8.3.1986, Tagungsband, 66–69, Freiburg i. Br.
- RICHTER, D. K. (1974): Zur subaerischen Diagenese von Echinidenskeletten und das relative Alter pleistozäner Karbonatterassen bei Korinth (Griechenland). - N. Jb. Geol. Pal. Abh. **146**, 51–77, Stuttgart.
- RICHTER, D. K. (1984): Zur Zusammensetzung und Diagenese natürlicher Mg-Calcite. - Bochumer geol. u. geotechn. Arb. **15**, 1–310, Bochum.
- SWAN, E. F. (1966): Growth, autonomy and regeneration. - (In:) BOOLOOTIAN, R. A. (ed.): The physiology of echinodermata. - 397–434, New York.
- WEBER, J. N. (1969): The incorporation of magnesium into skeletal calcites of echinoderms. - Am. J. Sci. **267**, 537–566, New Haven.
- WEBER, J. N. (1973): Temperature dependence of magnesium in echinoid and asteroid skeletal calcite: a reinterpretation of its significance. - J. Geol. **81**, 543–566, Chicago.

SEDIMENTOLOGIE DER OBEREN TRIAS IM NORDWESTLICHEN SICHUAN- BECKEN (ZENTRAL-CHINA): PROGRADATION EINES KONTINENTALEN FAZIESBEREICHES

G. Overbeck & H. Kulke, Clausthal

Geologischer Abriß des NW-lichen Sichuan-Beckens
Das intrakratonische, ca. 230.000 km² große Sichuan-Becken liegt im NW-lichen Teil der Yangzi-Paraplatzform (Südchina-Block). Neben dem Tarim-Kraton und dem Nordchina-Block gehört sie zu den 3 Kratonen Chinas. Der Zentralteil des Sichuan-Beckens stellt geologisch eine Plattform dar, der NW- und SE-liche Bereich dagegen eine Vortiefe. In diesen Depressionszonen hat sich seit der Trias eine rund 8000 m mächtige Sedimentabfolge abgelagert; diese ist auf der Plattform selbst nur halb so mächtig. Während die indosinische Bewegung, zu Beginn und am Ende der Obertrias wirkend, die äußere rhombenförmige Struktur des Beckens gestaltet, formte die Himalaya-Orogenese (Tertiär) die beckeninnere Struktur: es entstanden flach liegende Antiklinalen.

Das Arbeitsgebiet liegt in dem Übergangsbereich zwischen dem die Beckenumrandung bildenden Longmenshan-Störungs- und Faltengürtel und der NW-Sichuan-Vortiefenzone. In dieser Auftauchzone sind übertäglich die im Becken KWS-führenden Gesteine der Obertrias aufgeschlossen.

Während der jeweils zweimonatigen Geländeaufenthalte im Herbst '87 und '88 wurden insgesamt 5 Obertrias-Profile im NW-lichen Sichuan Becken sedimentpetrographisch aufgenommen.

Sedimentologische Entwicklung in der oberen Trias (Xujiahe Formation, T_{3x})

Die Heraushebung des Longmenshan und dessen Schub nach SE in Folge der indosinischen Bewegungen bewirkte eine Einengung des bis zum Ende der mittleren Trias als flachmarine Karbonatplattform ausgebildeten Sichuan-Beckens. Im Becken selbst herrschten zu Beginn der Obertrias noch weitgehend flachmarine bis evaporitische Sedimentationsbedingungen. Im Bereich des Arbeitsgebietes erfolgte jedoch der Übergang von flachmariner in kontinentale Sedimentation: die Karbonate und Siltsteine der unteren und mittleren Trias werden von kontinentalen Siltklastika einer Küstenebene überlagert. Über einer "in situ"-Karbonatbrekzie entstand an der Basis der oberen

Trias eine Tonstein/Feinsandstein-Wechselagerung. In den Tonsteinen befinden sich dünne, 2-3 cm mächtige Kohlelagen. Teilweise kam es aber an der Basis der oberen Trias zur Bildung eines 20-30 cm mächtigen Bodenhorizontes.

Mit Ausnahme dieser unterschiedlich ausgebildeten Basis ist in allen Profilen die **unterste Einheit** der Obertrias gleich, so daß keine differenzierte laterale Faziesentwicklung erkennbar ist. Die gut sortierten, meist in dünnen Linsen auftretenden Feinsandsteine bestehen durchschnittlich zu 70-80% aus monoklinem Quarz, ca. 5% Feldspat und 20% Lithoklasten (überwiegend Chert und magmatische Gesteinsbruchstücke). Die Komponenten sind gut gerundet. Zahlreiche horizontale und vertikale Grabgänge sowie Rippelbildungen sind die häufigsten Sedimentstrukturen.

In Abb. 1 ist der Beginn der Progradation des kontinentalen Faziesraumes im unteren Blockbild schematisch dargestellt. Die nachfolgenden Blockbilder zeigen modellhaft die Faziesänderungen infolge des weiteren beckenwärts gerichteten Schubes des Longmenshan. Die Progradation der kontinentalen Fazies führte in der zweiten Einheit der Xujiahe-Formation (T_{3x}²) zur Entstehung eines durch sandreiche mäandrierende Flüsse gekennzeichneten fluviatilen Ablagerungsraum.

Die gesamte **2. Einheit** der Xujiahe-Formation ist dreigeteilt; über einer mächtigen Abfolge von dickbankigen Sandsteinen, die erosiv auf den dünngebankten Sand- und Tonsteinen der ersten Einheit lagern, folgt eine Zwischenlage von einer Ton-/Siltstein-Wechselagerung mit zwei eingeschalteten, geringmächtigen Kohleflözen. Diese wird wieder von gebankten Sandsteinsequenzen überlagert. Die durchschnittlich 5 m mächtigen Sandsteinbänke in der unteren Abfolge und die ca. 3 m mächtigen in der oberen zeigen die typischen Sedimentstrukturen von Gleithangablagerungen: an der Basis treten häufig Rutschgefüge und Tonsteinintra-klasten (bis zu 50 cm Größe) auf; zum Hangenden der Bänke erfolgt eine geringe Korngrößenabnahme; desweiteren kommt longitudinale Schrägschichtung vor, die zum Top hin in eine trogförmige über-

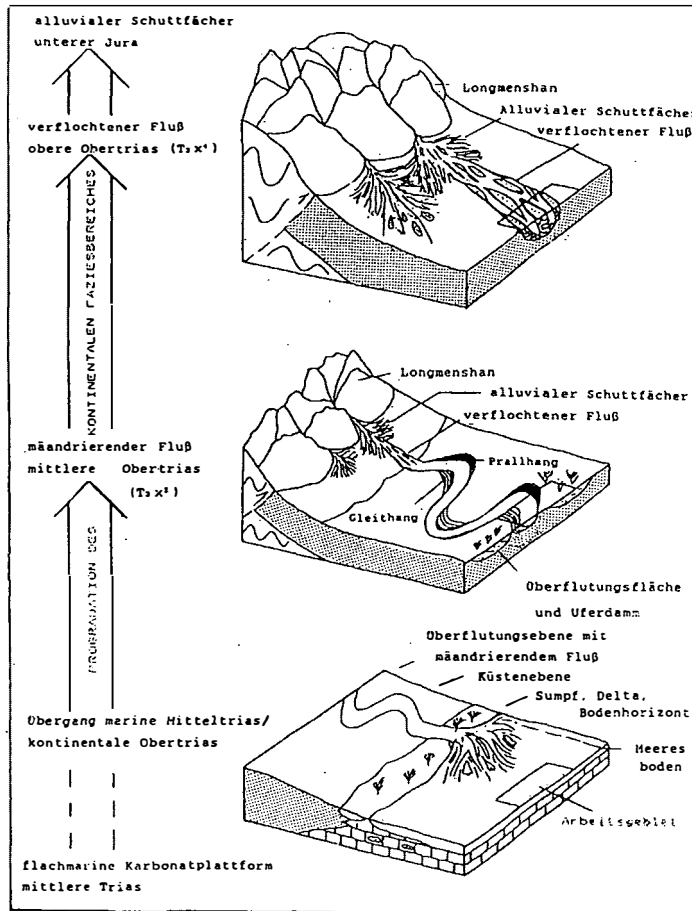


Abb. 1

Schematisierte Blockbilder zur Progradation des kontinentalen Faziesbereiches während der oberen Trias im NW-lichen Sichuan-Becken

geht; in seltenen Fällen sind feinstgeschichtete Tonsteine der Überflutungsebene am Top erhalten.

Die meist feinkörnigen lithoklastenreichen (50–60%) Sandsteine sind gut bis mäßig sortiert. Als Gesteinsbruchstücke kommen Kalksteine, Chert sowie metamorphe und magmatische Lithoklasten vor. Die Komponenten sind angerundet. Im Vergleich mit den Sandsteinen von T_3x^1 zeigen diese Gesteine eine wesentlich geringere strukturelle und kompositionelle Reife (first-cycle sandstone).

In der 3. Einheit (T_3x^3) kommt es zu einer Stagnation der Progradation, die sich schon im obersten Bereich der zweiten Einheit der Xujiahe-Formation andeutete.

Ton- bis Siltsteine mit zahlreichen Abdrücken von Holz, mit vielen eingeschwemmten Kohleschmitzen sowie Kleinrippelbildungen und einigen Grabgängen in den Siltsteinbänken, wurden im Randbereich eines Sees, sehr wahrscheinlich Süßwassersees, abgelagert.

Wenige aus Feinsandstein bestehende Barren miteinander durchschnittlichen Mächtigkeit von 4 m und einer late-

ralen Erstreckung von maximal 150 m sind in diese dünngebantkten Ton- bis Siltstein-Sequenzen eingeschaltet. Am Top der T_3x^3 -Einheit liegt in allen Profilen ein ca. 30 cm mächtiges Kohleflöz mit einem gut ausgebildetem Wurzelboden. Dickbankige, massige Fein- bis Mittelsandsteine der Basis der 4. Einheit der Xujiahe-Formation bilden das "Killerbed". Mächtigkeitsschwankungen von 40 bis 140 m in den bearbeiteten Profilen deuten an, daß im westlichen Teil des Arbeitsgebietes diese Sedimentationsbedingungen länger andauerten als im östlichen.

Mit Beginn der 4. Einheit (T_3x^4) kam es erneut zu einer stärkeren Erosion des Longmenshan infolge der verstärkten Heraushebung dieses. Kiesbarren- und Sandbarrensedimente eines auf einer alluvialen Schuttfächerebene fließenden verflochtenen Flusses sind in dieser Zeit abgelagert worden.

Der untere Bereich dieser Einheit besteht in allen Profilen aus schräggeschichtetem, lithoklastenreichem Feinsandstein. Er tritt in übereinandergelagerten, linsig geformten Bänken von durchschnittlich 5 m Mächtigkeit

und 30 m lateraler Erstreckung auf. Parallel zur Schichtung sind häufig dünne, auskeilende Kieslagen eingeschaltet.

Der Sandstein selbst ist mäßig sortiert, seine Komponenten sind angerundet. Dieser "first-cycle sandstone" ist kompositionell und strukturell noch unreifer als die T3x²-Sandsteine. Diese Gesteine sind Sandbanksedimente eines im distalen Bereich eines alluvialen Schuttfächer fließenden verflochtenen Flusses.

Eine zum Hangenden der 4. Einheit der Xujiahe-Formation verstärkte Progradation dieses alluvialen

Schuttfächers zeigt sich in den Konglomeratablagerungen (zu 80 % aus Karbonatgeröllen) im obersten Bereich dieser Einheit. Hier sind in den Mächtigkeitsunterschieden dieser Ablagerungen (im Westen bis zu 35 m, im Osten nur 5 m) laterale Differenzierungen des Ablagerungsraumes deutlich erkennbar. Ob diese Unterschiede auf verschiedene, sich überlagernde mehrere Fächer oder auf einen sich verlagernden Fächer mit unterschiedlich weiten Schüttungen zurückzuführen ist, ist ein Ziel weiterer Untersuchungen.

ARAGONITISCHE ZEMENTKRUSTEN IM SPÄTEN PROTEROZOIKUM ZENTRALOSTBRASILIENS (BAMBUI-GRUPPE, MINAS GERAIS)

T. Peryt, Warschau, A. Hoppe & Th. Bechstädt, Freiburg

Im späten Proterozoikum wurden in Zentralostbrasilien im Anschluß an eine etwa 1 Milliarde Jahre alte kontinentale Vereisung (KARFUNKEL & HOPPE, 1988) epikontinentale Karbonate und Pelite der Bambui-Gruppe abgesetzt. Nordwestlich von Belo Horizonte ist im Raum Sete Lagoas innerhalb der Pedro Leopoldo-Fazies (Abb. 1) eine Wechselfolge von laminierten, mikrosparitischen Karbonaten (meist zwischen 10 und 35 mm mächtig) und faserigen Kalken (meist zwischen 10 und 55 mm mächtig) verbreitet. Die faserigen Aggregate sind zunächst als Stromatolithe (Schöll, 1976), später als Gips-Kristalle (CASSE-DANNE, 1984) gedeutet worden.

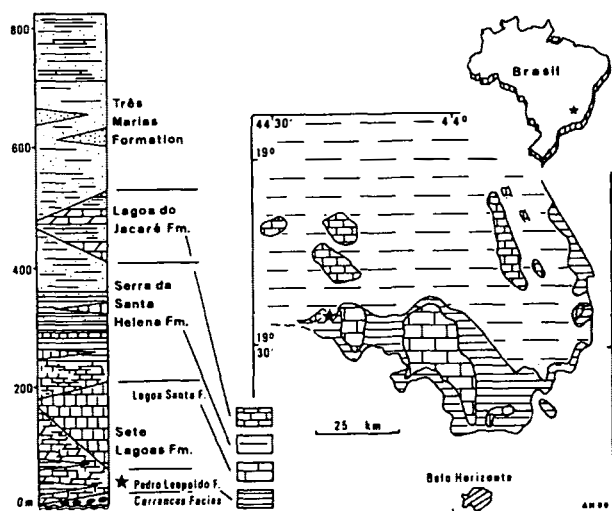


Abb. 1:

Lage des beschriebenen Vorkommens und Stratigraphie der Bambui-Gruppe (leicht verändert nach SCHÖLL, 1976). Die Lage des Steinbruches "Sambra" ist mit einem Stern markiert (Topogr. Kte. Sete Lagoas 1:100.000, Koordinaten: 565000/7852000). Bereiche mit Gesteinen, die älter als die Bambui-Gruppe sind, in weiß

Im Steinbruch "Sambra" bei Inhauma sind 5 Meter dieser Wechselfolge aufgeschlossen; sie läßt sich hier über etwa 100 Meter Längserstreckung gut studieren. Vertikal-Stylolithen sind in den mikrosparitischen Lagen recht häufig und

verhindern die Rekonstruktion möglicher sedimentärer Zyklen. Betrachtet man die Mächtigkeiten der faserigen Lagen alleine, so zeigen sie Mächtigkeitsmaxima in jeder siebten bis zehnten Lage. Diese Zyklen sind möglicherweise klimatischen Änderungen zuzuschreiben. Überlagert wird die Wechselfolge von stromatolithischen Kalken (*Conophyton*).

Die faserigen Kalke bilden fächer- und strahlenförmige Aggregate, die aus spätigen Calcit-Kristallen bestehen. Die Aggregate haben ebenflächig begrenzte Wachstumsformen und werden aufgebaut von federartigen Kristallbündeln. Phantomformen einer ursprünglich viel feiner-faserigen Ausbildung sind im Durchlicht und bei Kathodenlumineszenz-Untersuchungen klar zu erkennen. Im Schnitt sind sie hexagonal. Formen, die auf Schwalbenschwanz-Zwillinge weisen könnten, wurden nicht beobachtet.

Diese petrographischen Charakteristika sowie die sehr hohen Sr- (3924 ppm im Durchschnitt) und niedrige Mg-Gehalte (0.025%) weisen auf eine ursprünglich aragonitische Mineralogie (Abb. 2). Hohe Sr- und niedrige Mg-Gehalte treten auch in den mikrosparitischen Lagen auf und deuten dort ebenfalls auf eine aragonitische Primärzusammensetzung. Die Gehalte an organischem Kohlenstoff (bestimmt von J. Köster, Clausthal-Zellerfeld) sind mit 0.072 % in den faserigen und 0.056% in den mikrosparitischen Kalken ähnlich. Messungen stabiler Isotope (analysiert von C. Pièrre, Paris; Abb. 2) ergaben Durchschnittswerte von -7.78 und 7.89 ‰ (PDB) des $\delta^{18}\text{O}$ und -4.37 und -4.08 ‰ (PDB) des $\delta^{13}\text{C}$ in den mikrosparitischen bzw. faserigen Lagen. Die Konstanz dieser δ -Werte weist auf einheitliche Bedingungen während Sedimentation und Diagenese, d. h. die geochemischen Bedingungen blieben während Sedimentation und früher Diagenese stabil.

Die Pedro-Leopoldo-Fazies besteht insgesamt aus Karbonaten, Siltiten, Phylliten, Mergeln und unreinen, teilweise dolomitischen Kalken und kennzeichnet die Randfazies der Sete-Lagoas-Fazies (Abb. 1). Die Kristallaggregate sind wahrscheinlich an der Sediment-Wasser-Grenze gebildet worden, während die Mikrosparite an der

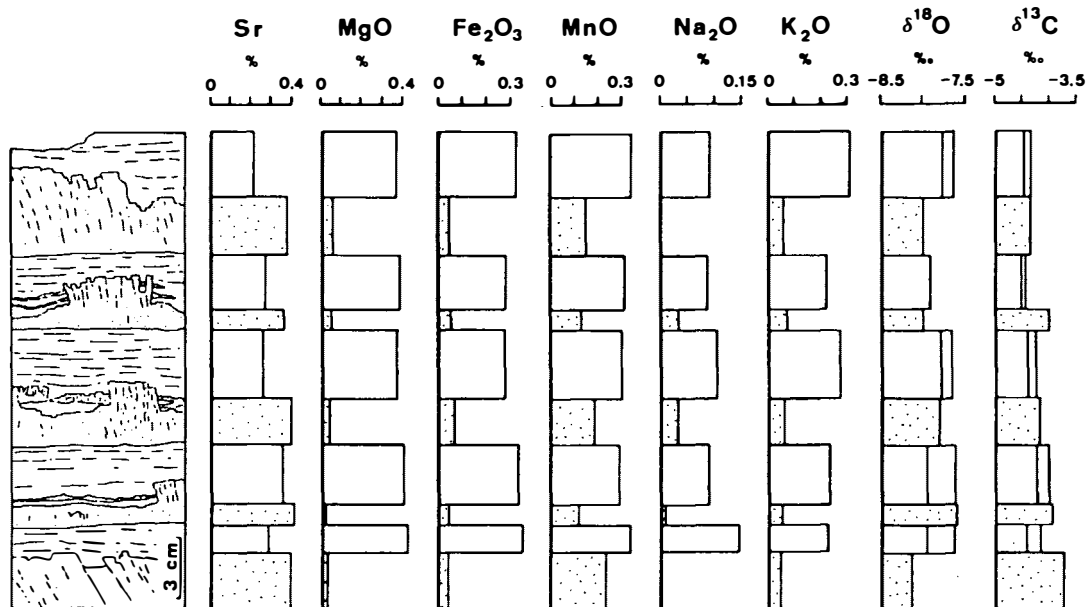


Abb. 2:

Ein Handstück (links) wurde genauer analysiert (stabile Isotope gemessen von C. Pièrre, Paris). Die faserigen Lagen sind punktiert, mikrosparitische Lagen in weiß. Zwei vertikale Linien in dem Histogramm zeigen zwei Analysen

Wasser-Luft-Grenze gefällt und auf dem Meeresboden abgelagert wurden. Das Fehlen von Emersionsstrukturen weist auf durchgehend subtidale Bedingungen in einem chemischen Umfeld, das weitverbreitete Aragonit-Fällung zuließ.

Phanerozoische Analoga solcher weitverbreiteten, aragonitischen Zementkrusten sind selten (GINSBURG & JAMES, 1976; MAZZULLO, 1980; PERYT, 1986; HOLLINGWORTH & TUCKER, 1987). Der wesentliche Unterschied dieser Bildungen zu den Aragoniten der Pedro Leopoldo-Fazies ist die Uniformität der proterozoischen Bildungen über große Flächen. Während des Phanerozoikums war eine solche Einheitlichkeit wegen der "Konkurrenz" skelettbildender Organismen, die Calciumkarbonat einbauen, nicht möglich. Andererseits kann dieses Karbonat, abhängig von der Verfügbarkeit von Karbonat-Ionen (GIVEN & WILKINSON, 1985), auch in Form von Krusten, Ooiden oder sich an Partikel anhängende Zemente gefällt worden sein. Offensichtlich war dies aber nicht der einzige Faktor. Das späte Proterozoikum war ein Zeitabschnitt, während dem in den Meeren, so wie heute, Aragonit gefällt wurde. Heute ist die Mehrheit karbonatischer Zemente in tropischen Flachmeeren aus Mg-Calcit aufgebaut, während Ooide aragonitisch sind (GIVEN & WILKINSON, 1985). Während des späten Proterozoikums scheinen dagegen sowohl Zemente als auch Ooide aragonitisch gewesen zu sein (vgl. TUCKER, 1985; SINGH, 1987).

Das Vorherrschen von Aragonit gegenüber Calcit in Karbonaten ohne Skelettbildner soll nach SANDBERG (1983, 1985) mit Zeiten eines niedrigen Meeresspiegels bzw. Vereisungsperioden einhergehen; nachgewiesen wurde eine Vergesellschaftung von aragonitischen Kalcken mit Tilliten z. B. von TUCKER (1986). Die meisten spätproterozoischen und phanerozoischen aragonitischen Zementkrusten wurden allerdings im Anschluß an eine Vereisung gebildet, also in einer Zeit steigender Temperaturen und eines steigenden Meeresspiegels. Ein Temperaturanstieg von 5° auf 37°C bedingt eine höhere Aragonit- als Calcit-Fällungsrate (BURTON & WALTER, 1987). Ein erhöhtes Mg/Ca-Verhältnis, das mit einer kontinuierlichen CaCO₃-Übersättigung des Meerwassers einherging, könnte ein weiterer Faktor sein. Dies, sowie steigende Temperaturen im Anschluß an eine Vereisung, könnte auch eine ausgedehnte, frühe Dolomitisierung präkambrischer Karbonate erklären. Die andere, häufige Erklärung, mit zunehmendem Alter steige die Wahrscheinlichkeit einer Dolomitisierung, wird durch die beschriebenen Bambuí-Aragonite und andere Beispiele (TUCKER, 1986; SINGH, 1987; ZEMPOLICH et al., 1988) in Frage gestellt.

Das spätproterozoische Meerwasser erlaubte jedenfalls sowohl die Fällung von Aragonit als auch die von Calcit, während weitverbreiteter primärer Dolomit immer noch rätselhaft ist.

Literatur

- BURTON, E. A. & WALTER, L. M. (1987): *Geology*, **15**, 111–114.
- CASSEDANNE, J. (1984): *Bull. Soc. geol. France, serie 7*, **26**, 961–969.
- GINSBURG, R. N. & JAMES, N. P. (1976): *Geology*, **4**, 431–436.
- GIVEN, R. K. & WILKINSON, B. H. (1985): *J. Sed. Petrol.*, **55**, 109–119.
- HOLLINGWORTH, N. T. J. & TUCKER, M. E. (1987), *Lecture Notes Earth Sci.*, **10**, 23–50.
- KARFUNKEL, J. & HOPPE, A. (1988): *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **65**, 1–21.
- MAZZULLO, S. J. (1980): *J. Sed. Petrol.*, **50**, 409–422.
- PERYT, T. M. (1986): *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1986**, 307–316.
- SANDBERG, P. A. (1983): *Nature* **305**, 19–22.
- SANDBERG, P. A. (1985): *Monogr. amer. geophys. Union*, **32**, 485–594.
- SCHÖLL, W. U. (1976): *Anais XXIX. Congr. brasil. Geol.*, **2**, 207–231.
- SINGH, U. (1987): *J. Sed. Petrol.*, **57**, 117–127.
- TUCKER, M. E. (1986): *J. Sed. Petrol.*, **56**, 818–830.
- ZEMPOLICH, W. G. et al. (1988): *J. Sed. Petrol.*, **58**, 656–672.

ZUR MIKRODOLOMITZUSAMMENSETZUNG IN JURASSISCHEN SEDIMENTEN DES WESTLICHEN AUSTRALPINS

D. K. Richter, H. Kürmann & V. Selter, Bochum

Mikrodolomite in Crinoiden, erster Rimzement-Generati-
on und radiaxialen Calcizementen werden bekanntlich
auf eine Umwandlung von Mg-Calcit in Calcit und homo-
axial eingelagerte, meist 1-20 µm kleine Dolomitekristalle
im geschlossenen System zurückgeführt (u. a. RICHTER,
1974 : 22; LOHMANN & MEYERS, 1977). Nach BLA-
KE et al. (1982) haben diese Tieftemperatur-Mikrodolo-
mite Ca-Überschuß und Domänen unterschiedlicher Ord-
nung (sog. "tweed structure"). Eine "Reifung" von Ca-
Dolomiten zu mehr stöchiometrisch zusammengesetzten
Dolomiten erfolgt in geologischen Zeiträumen (FÜCHT-
BAUER & GOLDSCHMIDT, 1965 : 37) oder bei erhöhter
Temperatur. Letzteres konnte von RICHTER (1985) und
RICHTER et al. (1986) für den Trochitenkalk (mo) des
Weserberglandes wahrscheinlich gemacht werden, indem
sie in den Crinoiden über der Massivreihe Bramsche-
Vlotho-Solling nur stöchiometrisch zusammengesetzte
Mikrodolomite gefunden haben, während die entspre-

chenden Dolomite außerhalb des oberkretazischen Auf-
heizungsgebiets vorwiegend einen Ca-Überschuß aufwei-
sen. Dabei hat die maximale Temperatur der Massivreihe
(ca. 300°C im Muschelkalk des Daches) immerhin 1-10
Mio a eingewirkt (vgl. BRAUCKMANN, 1984). Aber nach
BRUCKSCHEN et al. (im Druck) können auch kurz-
zeitige Temperungen (hydrothermale Einflüsse an Störun-
gen - z. B. hessische Gräben; Basaltdecken - z. B. Rhön bei
Fulda) zu einer stöchiometrischen Zusammensetzung der
Mikrodolomite führen, was regionale Betrachtungen er-
schweren kann.

Um die Allgemeingültigkeit einer temperaturbe-
dingten Umwandlung von Ca-Dolomit in stöchiometrisch
zusammengesetzten Dolomit zu prüfen, sind Experimente
oder weitere Naturbeispiele notwendig. Bei 2-tägigen La-
borexperimenten mit 200°C sind ohne Hilfsmittel keine
Einflüsse auf Ca-Dolomite festzustellen (KÜRMANN,
1986), während eine 9- bis 50-tägige Temperung eines

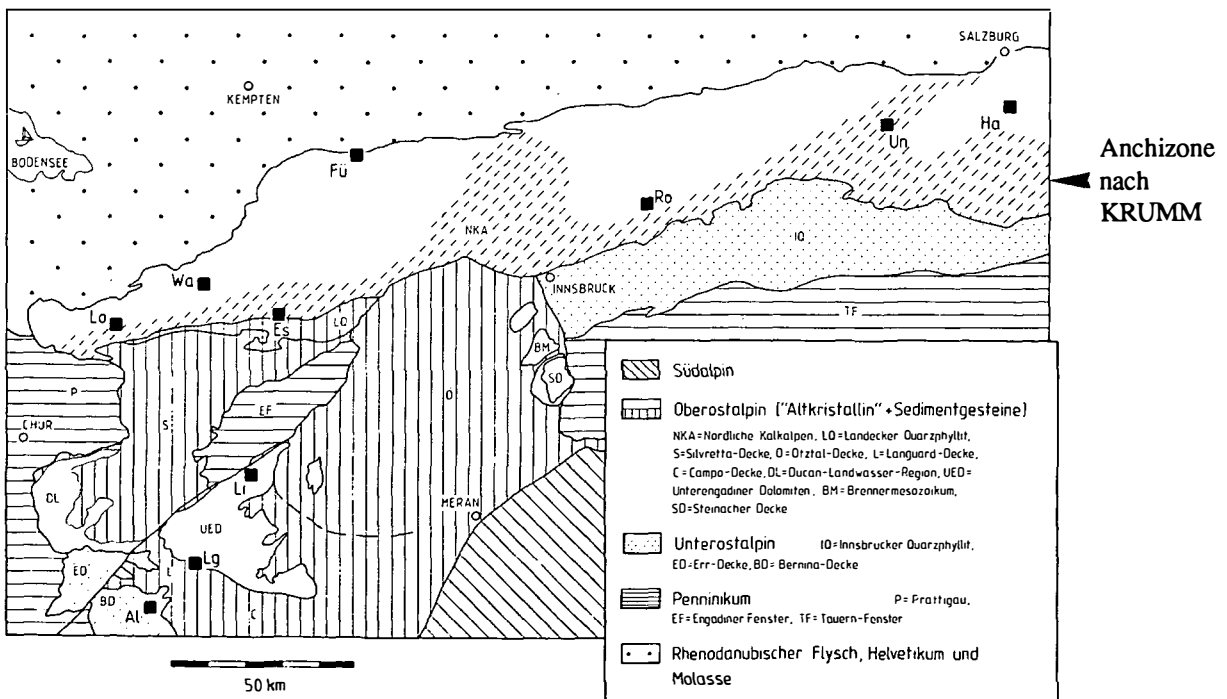


Abb. 1

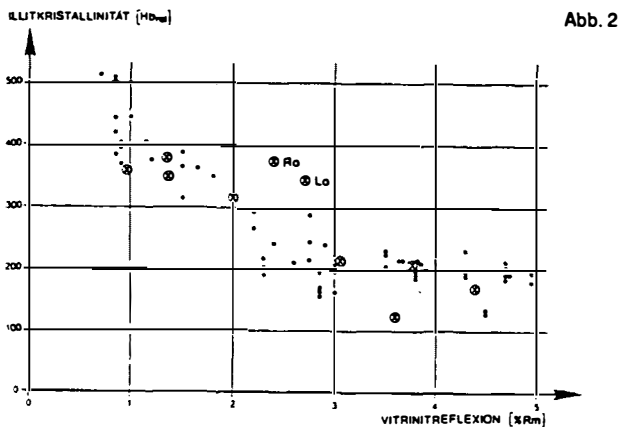


Abb. 2

CaMg-Karbonatgels bei 190-230°C zu einem stöchiometrischen Dolomit mit Überstrukturreflexen geführt hat (GRAF & GOLDSMITH, 1956: 183). Um bei natürlichen Bedingungen den Temperaturerfolg beobachten zu können, sind wir somit auf Naturbeispiele angewiesen.

Nach dem Beispiel des Trochitenkalks (mo) des Weserberglands (i. w. S.; BRUCKSCHEN et al., im Druck) haben wir nun Material aus jurassischen Schichten des westlichen Ostalpins als weitere Pilotstudie zur Erfassung des Diagenesezugs durch Mikrodolomite herangezogen. Im Fall der Nördlichen Kalkalpen haben sich nach KRUMM et al. (im Druck) Versenkungsdiagenese, anchizonale Überprägung des Kalkalpensüdrands während der Orogenese (eo-alpin) und schwächere Lokalaufheizungen in den südwestlichen Lechtaler Alpen während des Tertiärs ausgewirkt; das Zentralostalpin mit den Unterengadiner Dolomiten ist nach THÖNI (1981) westlich des Brennermesozoikums anchi- bis schwach epizonal durch die oberkretazische Schneeberger Aufheizung beeinflusst worden.

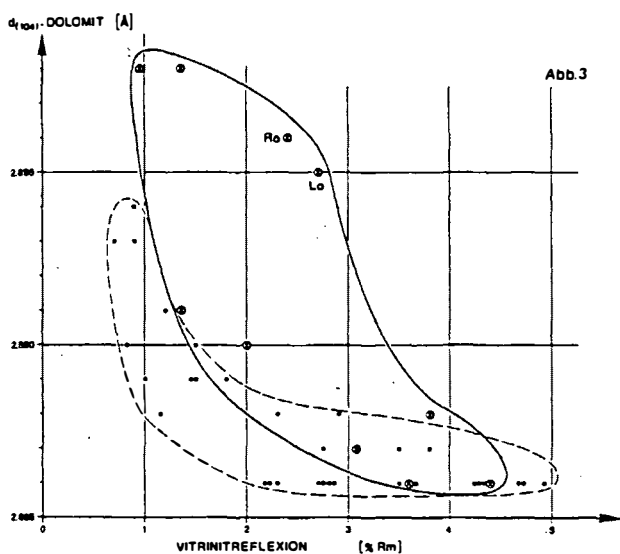


Abb. 3

Zur Untersuchung wurden 9 Lokalitäten des Oberostalpins und 1 unterostalpin Vorkommen ausgewählt (Abb. 1; Fü - Füssen, Un - Unken, Ha - Hallein, Wa - S Warth, Ro - Rofan, Lo - Lorüns, Es - Eisenspitze, Al - Piz Alv, Lg - Livigno, Li - Lischana). Rotkalk des Lias/Dogger-Bereichs haben als Bezugsniveau für die Bearbeitung der Mikrodolomit-Zusammensetzung in Crinoiden gedient (5 - 10 Exemplare pro Lokalität). Im Fall des Vorkommens Hallein (Ha) sind auch Mikrodolomite aus radialen Calcizementen des Scheck einbezogen worden: Crinoiden- und Zementwerte erwiesen sich als identisch. Die Dolomitdaten werden mit Illitkristallinität (Hb_{rel} der Fraktion $< 2 \mu m$) derselben Proben und mit Vitritreflexionswerten (% Rm) von Handstücken überlagernder mittel- bis oberjurassischer grauer Mergelkalke verglichen.

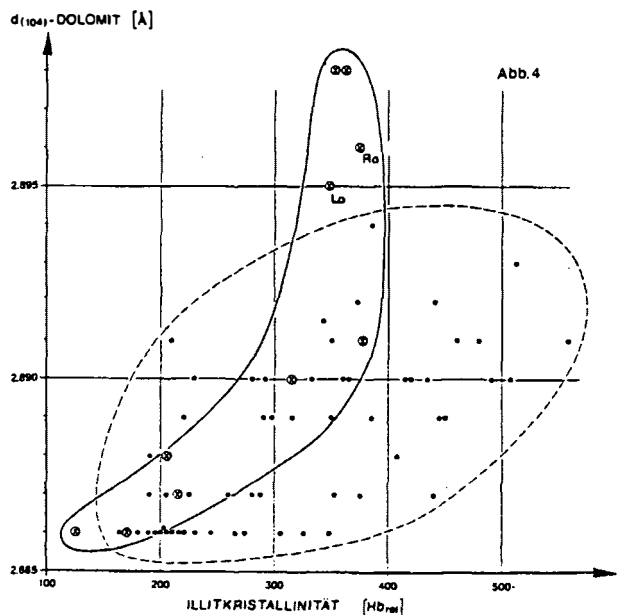


Abb. 4

Bei der Gegenüberstellung **Vitritreflexion versus Illitkristallinität** ergibt sich eine gute Übereinstimmung der Daten aus den Alpen (⊗ in Abb. 2) mit der entsprechenden Punktwolke von Trochitenkalk-Proben des Weserberglands (● in Abb. 2), was auf eine ähnliche thermische Beeinflussung (Diagenese bis hohe Anchizone bzw. niedrige Epizone) schließen läßt. Die in den Abbildungen 2-4 verwendeten Werte der Vitritreflexion und der Illitkristallinität vom Trochitenkalk wurden der Arbeit von BRAUCKMANN (1984) entnommen.

Die im Verhältnis zur Illitkristallinität relativ hohen Inkohlungswerte von Rofan und Lorüns können zur Zeit noch nicht erklärt werden. Dasselbe trifft beim Vergleich **Vitritreflexion versus Mikrodolomitzusammensetzung** zu, denn die übrigen Daten der austroalpinen Einheiten (⊗) fügen sich recht gut in den entsprechenden Trend

der Werte des oberen Muschelkalks vom Weserbergland(●) ein (Abb. 3).

Auch die Gegenüberstellung **Mikrodolomitzusammensetzung versus Illitkristallinität** zeigt eine positive Korrelation (Abb. 4; ⊗ - Alpen, ● - Weserbergland). Die Übereinstimmung wird durch zwei Fakten gestört: a) Die Punktwolke der Daten aus dem Weserbergland ist breiter, was einerseits auf lokale kurzzeitige Thermaleffekte zurückzuführen ist, die sich auf die Mikrodolomitzusammensetzung gegenüber einer Verbesserung der Illitkristallinität sensibler auswirkt (BRUCKSCHEN et al., in Druck), während andererseits regional unterschiedliche Detrituszufuhr die Illitkristallinitätswerte beeinflusst; b) die gegenüber dem Trochitenkalk des Weserberglands reiferen Illite des niedrigdiagenetischen Bereichs vom austroalpinen Jura lassen sich nur auf eine entsprechend unterschiedliche Tonminerallieferung zurückführen.

Literatur

- BLAKE, D. F., PEACOR, D. R. & WILKINSON, B. H. (1982): *J. Sed. Petrol.*, **52**, 59-70.
- BRAUCKMANN, F. J. (1984): *Bochumer geol. u. geotechn. Arb.*, **14**, 195 S.
- BRUCKSCHEN, P., NOETH, S. & RICHTER, D. K. (zum Druck eingereicht): *Sedimentology*.
- FÜCHTBAUER, H. & GOLDSCHMIDT, H. (1965), *Geol. Rdsch.*, **55**, 29-40.
- GRAF, D. L. & GOLDSMITH, H. (1956): *J. Geol.*, **64**, 173-186.
- KRUMM, H., PETSCHICK, R. & WOLF, M. (in Druck): *Geodinamica Acta*.
- KÜRMAN, H. (1986): *Bochumer geol. u. geotechn. Arb.*, **23**, 64 S.
- LOHMANN, K. C. & MEYERS, W. J. (1977): *J. Sed. Petrol.*, **47**, 1078-1088.
- RICHTER, D. K. (1974): *Contr. Sedimentology*, **2**, 1-101.
- RICHTER, D. K. (1985): *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1985**, 681-690.
- RICHTER, D. K., BRUCKSCHEN, P. & KHATRI, S. (1986): 1. Treffen deutschsprachiger Sedimentologen, Freiburg i. Br., Tagungsband, 93-96.
- THÖNI, M. (1981): *Jb. Geol. B.-A. Wien*, **124**, 111-174.

DER UNTERLIAS DER LIENZER DOLOMITEN: EIN BEISPIEL SYNTEKTONISCHER SEDIMENTATION AUF EINEM PASSIVEN KONTINENTALRAND

Th. Schmidt & J. Blau, Gießen

Die liassische Entwicklung des ost- und südalpiner Ablagerungsraumes ist gekennzeichnet durch das Zerbrechen der obertriadischen Karbonatplattform. Dieser Prozeß, ausgelöst durch das Rifting im zukünftigen südpenninischen Ozean, macht sich durch die Differenzierung des vorher wenig gegliederten Schelfes bemerkbar.

Diese in den Südalpen gut erhaltene, im ostalpinen Raum aber meist durch spätere Faltungen und Deckenüberschiebungen verschleierte Situation, ist in den Lienzer Dolomiten gut rekonstruierbar.

Jurassische Sedimente sind in den Lienzer Dolomiten bis auf kleine, isolierte Vorkommen auf der Stadelwiese und im Westen, nur in zwei schmalen Muldenstrukturen im Norden und Süden der Lienzer Hauptantiklinale erhalten geblieben. Wir beschränken uns auf die nördliche Muldenstruktur (Amlacher Wiesen Mulde) und die Stadelwiese, da sich hier zwei Beckenbereiche von einem sie trennenden Schwellenbereich unterscheiden lassen (Abb. 1). Diese Faziesdifferenzierung äußert sich auch in extremen Mächtigkeitsschwankungen (Abb. 2).

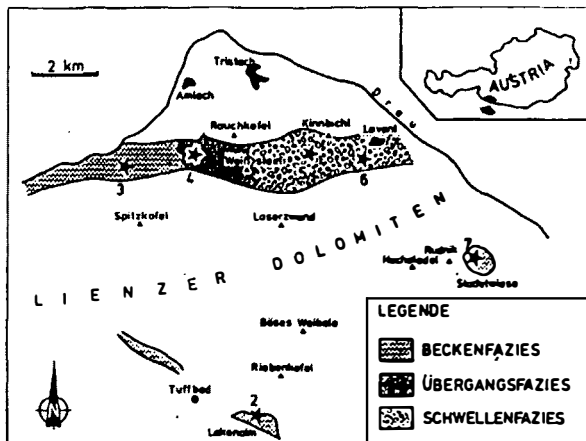


Abb. 1:

Faziesverteilung des Unterlias der Lienzer Dolomiten. Dargestellt sind die unmittelbar dem Oberrhätalk (bzw. den Kössener Schichten) auflagernden Sedimente. Die Zahlen beziehen sich auf die Profilnummern in Abb. 2.

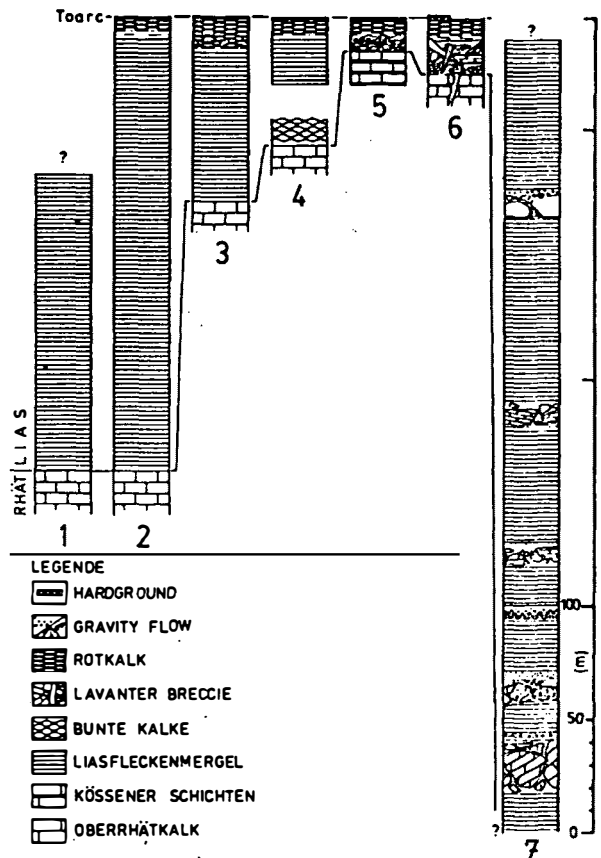


Abb. 2:

Lithologische Säulenprofile des (Unter-)Lias der Lienzer Dolomiten. Die Bezugslinie der Profile wurde an die Basis des Auftretens der *Bositra-Lumachelle* in der im Pliensbach einsetzenden Rotkalkfazies gelegt. Das Einsetzen der *Bositra-Lumachelle* ist mittels des horizontalen Fundes eines *Pseudomercaticeras* sp. als Toarc (*erbaense*-Zone) datiert. Die Lumachelle ist ein biostratigraphischer Marker, welcher in allen nicht gestörten Profilen gefunden wurde. Profil 1 stammt vom Winnebacher Kalkzug, der Westfortsetzung der Lienzer Dolomiten (nach HIPPENSTIEL, 1985).

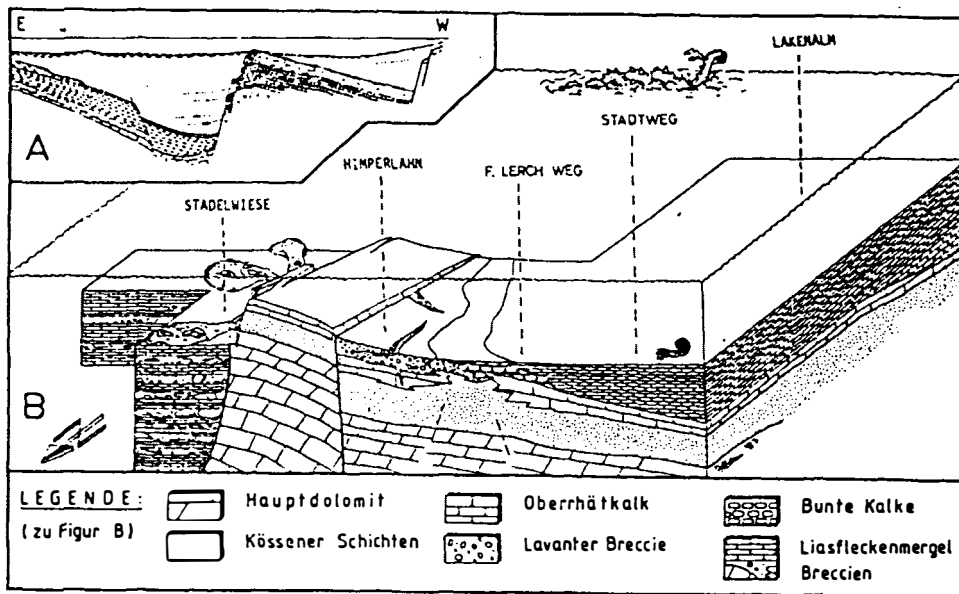


Abb. 3:

B) Paläogeographischer Rekonstruktionsversuch der Lienz Dolomiten im Unterlias
 A) Die gleiche Situation im Unterlias der Südalpen (nach BERNOULLI, 1964)

Die Schwellenfazies zeichnet sich durch geringe Mächtigkeit, Flachwassercharakter, sowie intensive in-situ-Breccierung aus. Das sie kennzeichnende Gestein ist die Lavanter Breccie. Diese ca. 20 m mächtige Breccie besteht aus roten bis rotvioletten, gelblichen und hellgrauen (Bio-)Mikriten, deren unterliassisches Alter durch Foraminiferen gesichert ist (BLAU, 1987 b). Der Flachwassercharakter wird durch Onkoid-Kalke angezeigt (BLAU & SCHMIDT, 1988). Diese Kalke sind von mehreren Generationen sedimentärer Gänge durchschlagen, die mit verschiedenfarbigen (Bio-)Mikriten verfüllt sind. Die Gänge können sich gegenseitig kreuzen, das unterschiedliche Alter der sie auslösenden distensiven Tektonik anzeigend. Hohlraumwände sind oft mit Limonitkrusten überzogen und von Foraminiferen besiedelt. Die in-situ-Breccierung wird auch durch die von derselben Tektonik betroffenen, unterlagernden Oberrhät-Kalke deutlich. Die dadurch entstandenen neptunian dykes sind ausschließlich im Verbreitungsgebiet der Breccie zu beobachten. Sie sind ebenfalls mit roten unterliassischen (Bio-)Mikriten verfüllt (BLAU, 1987 a).

Gegen Westen geht die Schwellenfazies kontinuierlich in Beckenfazies über. Dieser Bereich ist durch die Übergangsfazies der "Bunten Kalke" gekennzeichnet. Diese ca. 10 m mächtigen, konkordant auf Oberrhät-Kalk lagernden, rot bis rotvioletten, gelblichen und hellgrauen Kalke entsprechen lithologisch dem Gesteinsinventar der Lavanter Breccie. Allerdings finden sich keine Anzeiger

für Flachwassermilieu. Die Fauna ist im Vergleich zur Breccie spärlich. In den basalen Bereichen auftretende Crinoidenbruchstücke, Foraminiferen und juvenile Ammoniten verlieren sich zum Hangenden hin, wo nur noch kalzifizierte Radiolarien auftreten. Die Fauna spiegelt zunehmend tiefmarines Milieu wider.

Die "Bunten Kalke" werden von den für Beckenbereiche signifikanten Liasfleckenmergeln (Allgäu-Schichten) überlagert, die in westlicher Richtung zunehmend an Mächtigkeit gewinnen. Im Bereich des Weißsteins mit ca. 10 m Mächtigkeit einsetzend, erreichen sie im Westen der Amlacher Wiesen Mulde, hier auf Oberrhät-Kalk lagernd, ca. 100 m. Die mittelgrauen, teils gefleckten, mikritischen Kalke sind oft reich an Schwammnadeln und Radiolarien und entsprechend stark verkieselt. In die basalen Bereiche können crinoidenreiche Kalkturbidite eingeschaltet sein. Größere Resedimente fehlen, was auf ein sehr geringes Relief hindeutet. An Makrofauna finden sich Muscheln, Gastropoden und Ammoniten, die unterliassisches Alter (Sinemur) anzeigen.

Der oben geschilderten kontinuierlichen Beckeneintiefung in westlicher Richtung steht die abrupt einsetzende Beckenentwicklung in Richtung Osten gegenüber. Sie läßt sich im isolierten Vorkommen der Stadelwiese beobachten. Diskordant dem steil N-fallenden Hauptdolomit auflagernd, sind hier ca. 400 m ebenfalls steil N-fallende Liasfleckenmergel aufgeschlossen. In die Fleckenmergel eingeschaltet finden sich mehrere Grobbreccien. Es lassen

sich zwei Breccien-Typen unterscheiden. Beim Typ I handelt es sich um monomikt, nahezu matrixfreie, unsortierte, chaotische Hauptdolomitbreccien. Die Komponenten sind ungerundet, oft plattig und könne mehrere m³ groß sein. Teils sind sie in die unterlagernden Liasfleckenmergel eingedrückt. Sie werden als Talus-Breccien interpretiert. Ihr Vorkommen beschränkt sich auf die basalen Bereiche der Liasfleckenmergel im westlichsten Teil der Stadelwiese.

Im Unterschied zu diesen enthalten die Breccien vom Typ II Komponenten von Hauptdolomit, Kössener Schichten und Oberrhät-Kalk, die Hausgröße erreichen können. Sie sind relativ matrixarm und meist grain-supported. Sie finden sich hauptsächlich in den basalen Bereichen der Fleckenmergel, aber nicht nur im westlichen Teil der Stadelwiese. Sie werden als debris-flows interpretiert, die im Gegensatz zu den Talus-Breccien (rock-fall) weiter in das Becken transportiert werden konnten.

Das Vorkommen der Stadelwiese wird von uns als autochthones, von synsedimentären Bruchstufen begrenztes Becken interpretiert (vgl. hierzu die Deutungen von SCHLAGER, 1963 und van BEMMELEN & MEULENKAMP, 1965). Hierfür sprechen sowohl die große Mächtigkeit, als auch die eingeschalteten Grobbreccien.

Die oben geschilderte Faziesverteilung der unterliassischen Sedimente läßt sich am besten durch die Konfiguration zweier nach Westen gekippter Bruchschollen erklären, wie sie beispielsweise aus den Südalpen bekannt sind. Daraus ergeben sich zwanglos die einerseits allmählichen Faziesübergänge in den westlichen Beckenbereich, als auch der abrupte, durch fault scarps bedingte Fazieswechsel in östlicher Richtung (Abb. 3).

Literatur

- BEMMELEN, R. W. van & MEULENKAMP, J. E. (1965): Beiträge zur Geologie des Drauzugs (Kärnten, Österreich). (Dritter und letzter Teil). Die Lienzer Dolomiten und ihre geodynamische Bedeutung für die Ostalpen. - Jb. Geol. B.-A., 108, 213–268, Wien.
- BLAU, J. (1987 a): Neue Foraminiferen aus dem Lias der Lienzer Dolomiten. - Teil I: Die Foraminiferenfauna einer roten Spaltenfüllung in Oberrhätkalken. - Jb. Geol. B.-A., 129, 3–4, 495–523, 2 Abb., 7 Taf., Wien.
- BLAU, J. (1987 b): Neue Foraminiferen aus dem Lias der Lienzer Dolomiten. - Teil II (Schluß): Foraminiferen (Involutinina, Spirillinina) aus der Lavanter Breccie (Lienzer Dolomiten) und den Nördlichen Kalkalpen. - Jb. Geol. B.-A., 130, 1, 5–23, 1 Abb., 5 Taf., Wien.
- BLAU, J. & SCHMIDT, Th. (1988): Tektonisch kontrollierte Sedimentation im Unterlias der Lienzer Dolomiten (Österreich, Osttirol, Kärnten). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 34/35, 185–207, 3 Abb., 4 Taf., Wien.
- SCHLAGER, W. (1963): Zur Geologie der östlichen Lienzer Dolomiten. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, 13 (1962), 41–120, 4 Taf., Wien.

TIEFENVERTEILUNG VON BLEI IN EINEM WALDBODEN IM STAATSWALD SCHWETZINGER FORST NAHE SANDHAUSEN BEI HEIDELBERG

M. Schütz & H. Dörr, Heidelberg

Unter dem Aspekt, wieviel anthropogenes Blei in einem an geogenem Blei freien, leicht basischen Waldboden vorliegt, wurde in einem Bodenprofil die Bleiverteilung untersucht und auf das tiefenspezifische Trockenraumgewicht (Dichte) normiert.

Das aus der Atmosphäre eingetragene, anthropogene Blei scheint in seinem Gesamtbestand in den humifizierten Schichten der Pararendzina gespeichert zu sein. Im Ausgangssubstrat der Bodenbildung (Dünensand) und in dessen Sickerwasser konnte kein Blei gemessen werden.

Die Bleiverteilung im Oberboden resultiert daraus, daß das Blei aus den ersten beiden Zentimetern des Bodens durch Niederschläge zum Teil ausgewaschen (Auslaugungsversuch), dann an organische Substanzen gebunden mit deren Zersetzungsprodukten im Boden nach unten verlagert wird. Zusätzlich ist von einer depositionsbedingten Altersschichtung und einer emissionsbedingten Tiefenverteilung des Bleis auszugehen.

Einleitung

Die Bleikonzentration eines Bodens setzt sich aus einem natürlich vorhandenen (geogenen) und einem von zivilisatorischen Aktivitäten stammenden (anthropogenen) Anteil zusammen. Der geogene Anteil resultiert aus der physikalischen, chemischen und biologischen Verwitterung des Ausgangsgestein: saure Magmatite und Metamorphite zeigen die höchsten Bleikonzentrationen von durchschnittlich 20 mg/kg, Sedimente zeigen je nach Liefergebiet die niedrigsten Bleikonzentrationen um 0-10 mg/kg (AUBERT & PINTA, 1977). Das untersuchte Profil zeigt eine Pararendzina, die am Top einer karbonathaltigen, quarzreichen Flugsanddüne entstand. Man kann von einem geringen Bleigehalt des Ausgangsmaterials und einem daraus resultierenden geringen geogenen Bleigehalt des Bodens ausgehen. Die Bleibelastung der Böden, die über die obengenannten Werte hinausreicht, ist zu einem Großteil auf den Einfluß des Menschen und zwar auf Benzinblei zurückzuführen (SCHMIDT et al., 1987). Blei und seine Verbindungen liegt in der Luft als Aerosol vor und erreicht die Bodenoberfläche über Niederschläge und durch Ab-

setzen der Staubpartikel. Wälder sind mit ihrem Blätterdach ein idealer Filter für Aerosol; der Bleigehalt der Kronentraufe und besonders des jährlichen Laubfalls addieren sich zu der direkten nassen und trockenen Deposition. Durch die jährliche Deposition von organischem Material auf die Bodenoberfläche und den mikrobiellen Abbau des organischen Materials im gesamten Profil entsteht eine Altersschichtung (DÖRR & MÜNNICH, 1988). Da das Blei in den ersten 2 cm im Boden zu über 50% an das organische Material gebunden vorliegt, ist zu vermuten, daß das Blei auch mit dem organischen Material in die Tiefe verlagert wird. ²¹⁰Pb-Messungen am organischem Material der Probe (DÖRR & MÜNNICH, 1988) belegen diese Vermutung.

Methoden

Zur Bodenklassifizierung und zwecks Probennahme wurden Sondierungen bis in 200 cm Tiefe und Stechzylinder-Beprobungen bis 24 cm Tiefe vorgenommen.

Die Bodenacidität wurde in rein wässriger Lösung bestimmt [pH(H₂O)]. Der Gesamtkarbonatgehalt wurde nach der Scheibler-Methode ermittelt und in Gew.-% bzgl. der trockenen Probe angegeben. Das Trockenraumgewicht (Dichte) ist der Quotient aus Trockengewicht und Volumen der Zylinderprobe. Der Gehalt an organischem Material wurde aus Glühverlust und Naßoxidation ermittelt.

Zur quantitativen Bleibestimmung wurde, nach Auswertung der Testaufschlüsse und Auslaugungsreihen, 1 g jeder Probe mit 10 ml VE-Wasser und mit 10 ml 65%iger HNO₃ übergossen und 24 Std. unter Schütteln aufgeschlossen. Alle Messungen wurden mit dem AAS-Modell 3030 von Perkin-Elmer des Instituts für Sedimentforschung der Universität Heidelberg durchgeführt. Messgenauigkeit und Reproduzierbarkeit wurden überprüft. Die Fehlerrechnung ergab eine Standardabweichung von 9.5%. Die Bleikonzentrationen der Extraktionslösungen lagen immer innerhalb des optimalen Meßbereichs der Flammen-AAS.

Ergebnisse

Bodenklassifikation, -acidität, Karbonatgehalt und Gehalt an organischem Material, Dichte

Der Bodeneinschlag repräsentiert eine Pararendzina, die sich aus dem kalkhaltigen Dünen sand entwickelte. Sie ist relativ trocken mit einer geringeren Wasserkapazität als stärker verwitterte Böden. Auf Grund der ständigen Sandumlagerungen, die Dünen wanderten nachweisbar während des Mittelalters (HORMUTH, 1982), konnte sich am Top der Düne nur eine geringe Vegetationsdecke bilden. Nach dem Rohhumusstadium wurde der kalkreiche, feins bis mittelkörnige Dünen sand humifiziert und belebt. Der Kalkgehalt bewirkt, daß die Abfallstoffe der Vegetation als feinverteiltes Kalkhumat stabilisiert werden. Dadurch färbt sich der Oberboden dunkler als der gelbe Dünen sand. Der Boden zeigt ein deutliches A-C-Profil. In beiden Horizonten ist der geogene Kalk erhalten, was den Boden schwach alkalisch macht (pH (H₂O) um 8). Der Kalkgehalt steigt vom Oberboden zum Ausgangsmaterial hin an.

Der organische Gehalt eines Bodens variiert mit dem Bewuchs; der Beprobungsort ist ein Buchentyp mit vereinzelt Kiefern im Unterstand. Das Alter des Waldes liegt bei ca. 150 Jahren. Der organische Gehalt ist in den ersten 10 cm des Profils am höchsten (8,8 Gew. %), die Werte in den folgenden 20 cm schwanken um 3–4 Gew. %, um dann ab einer Tiefe von 30 cm nahezu konstant auf 1 Gew. % abzufallen. Das Ausgangssubstrat der Bodenbildung steht ab einer durchschnittlichen Tiefe von 17 cm an.

Die Dichte des Waldbodens resultiert zum Großteil aus der An- und Abreicherung von organischem Material. Die Dichte ist umgekehrt proportional zum organischen Gehalt eines Bodens. Die Verteilungskurve im Profil geht von einem Minimum (0,2 g/cm³) im ersten cm aus, dann zeichnet das Histogramm in seinem weiteren Verlauf die Abreicherung der organischen Substanz nach.

3.2. Tiefenänderung des Bleigehaltes

Das Profil zeigt bezüglich seines Bleigehalts eine typische Tiefenverteilung: ausgehend von hohen Anfangswerten in den ersten 10 cm des Profils (um 50 mg/kg), gehen die Werte innerhalb der folgenden 10 cm bis unter 1 mg/kg zurück. Ab 55 cm Tiefe ist kein Blei in den Proben meßbar, d. h. das Ausgangsmaterial der Bodenbildung, der kalkhaltige Dünen sand hat keinen meßbaren geogenen Bleianteil.

Die Tiefenverteilung des Bleis zeigt, daß der anthropogene Bleigehalt in den an organischem Material besonders reichen oberen Zentimetern am höchsten ist und von unten nach oben die zunehmende Blei emission während des letzten Jahrhunderts reflektiert.

Tiefenverlauf und Gesamtbestand des anthropogenen Bleis

Der Tiefenverlauf des anthropogenen Bleigehalts wird durch Subtraktion des geogenen Bleianteils (unter 1 mg/kg) von den Meßwerten und einer entsprechenden Korrektur bezüglich des Gehalts an organischem Material (organisches Material enthält kein geogenes Blei) nach folgender Formel bestimmt:

$$C_{\text{anthropogen}} = C_{\text{Pb}} \cdot (1 + C_{\text{org}}/100) \cdot \gamma_t$$

[γ_t = Trockenraumgewicht (Dichte)]

Folgendes konstruierte Beispiel soll die Problematik und den Sinn der Normierung der Bleiwerte auf das Trockenraumgewicht verdeutlichen: Gegeben sei je 1 m³ trockenen Sandes und Torfes, die mit je einem Liter Lösung mit einem Bleigehalt von 1000 mg/kg versetzt sei. Untersucht man nun je 1 g Sand und Torf, würde man feststellen, daß die Sandprobe einen wesentlich geringeren Bleigehalt hätte als die weniger dichte Torfprobe. Zur Bestimmung des anthropogenen Bleibestands eines Bodens und zur Vergleichbarkeit mit anderen Böden müssen die Meßergebnisse (mg/kg) auf das probenspezifische Trockenraumgewicht bezogen und über die Tiefe integriert werden.

Im Profil steigt der Bleigehalt in den oberen cm an und nimmt dann kontinuierlich bis in 17 cm Tiefe ab. Der Anstieg ist auf die Zunahme der Dichte (der organische Gehalt nimmt ab), auf ein Bleimaximum in der Luft vor etwa 15 Jahren und vermutlich auf eine Auswaschung des Bleis aus dem Oberboden (bei einer Auslaugung unter neutralen Extraktionsbedingungen wird im Oberboden bereits eine Bleifraktion von über 9 % gewonnen) zurückzuführen. Der anthropogene Bleibestand wird durch Summation der Einzelwerte über die Tiefe bestimmt und beträgt $3,6 \pm 0,9 \text{ g/m}^2$. Der Fehler ist aus den Einzelfehlern bei der Bestimmung des anthropogenen Bleigehalts abgeschätzt.

Diskussion

Die vorliegenden Untersuchungen führen zu folgenden Ergebnissen:

- Der Boden wird in cm-Schritten beprobt, um tiefenspezifische Aussagen über Dichte, Gehalt an organischem Material und Bleigehalt treffen zu können.
- Um auf den Bleieintrag schließen zu können, muß der gemessene Bleigehalt auf die Dichte der Probe normiert werden.
- Der anthropogene Bleibestand eines Bodens wird durch Summation der auf die Dichte normierten Einzelwerte bestimmt.

- Der untersuchte Waldboden hat keinen meßbaren geogenen Bleianteil.
- Das Bleiprofil zeigt einen charakteristischen Verlauf mit hohen Anfangswerten, die auf ein Maximum ansteigen und im weiteren Verlauf bis unter die Nachweisgrenze zurückgehen.
Der Tiefenverlauf des Bleis wird damit begründet, daß das Blei
 - a) mit dem Sickerwasser in mehrere cm Tiefe vordringen kann (schon unter neutralen Extraktionsbedingungen sind es über 9% des Gesamtbleigehalts);
 - b) an organische Stoffe gebunden ist und bei deren Zersetzung in die Tiefe verlagert wird;
 - c) in seinem Verlauf den Beginn und die in ihrem Andauern steigende anthropogen bedingte Bleiemission nachzeichnet.

Literatur

- AUBERT, M. & PINTA, M. (1977): Trace Elements in Soils. - Amsterdam, Oxford, New York (Elsevier).
- DÖRR, H. & MÜNNICH, K. O. (1988): Downward movement of soil organic matter and its influence of trace element transport (^{210}Pb , ^{137}Cs) in the soil. - Radiocarbon (in press).
- HORMUTH, K. F. (1951): Eine bronzezeitliche Siedlung in den Dünen bei St. Ilgen, Landkreis Heidelberg. - Badische Fundberichte, 19, 45–56, Heidelberg.
- SCHMIDT, M., MAMPEL, U. & NEUMANN, U. (1987): Gesundheitsschäden durch Luftverschmutzung. - Heidelberg (Wunderhorn).
- UBA (1987): Jahresbericht. - Berlin.









-  : MITTL. ALLGÄU-Fm. / Fleckenmergel
-  : MITTL. ALLGÄU-Fm. / Bächentaler Schichten
-  : scarp-fault-Breccien des O-PLIENSB./U-TOARC.
-  : SCHEIBELBERG-Fm.
-  : ADNETER-Fm.
-  : O-RHÄT. RIFFKALK
-  : KÖSENER-Fm.
-  : PLATTENKALK-Fm.

ABB 2

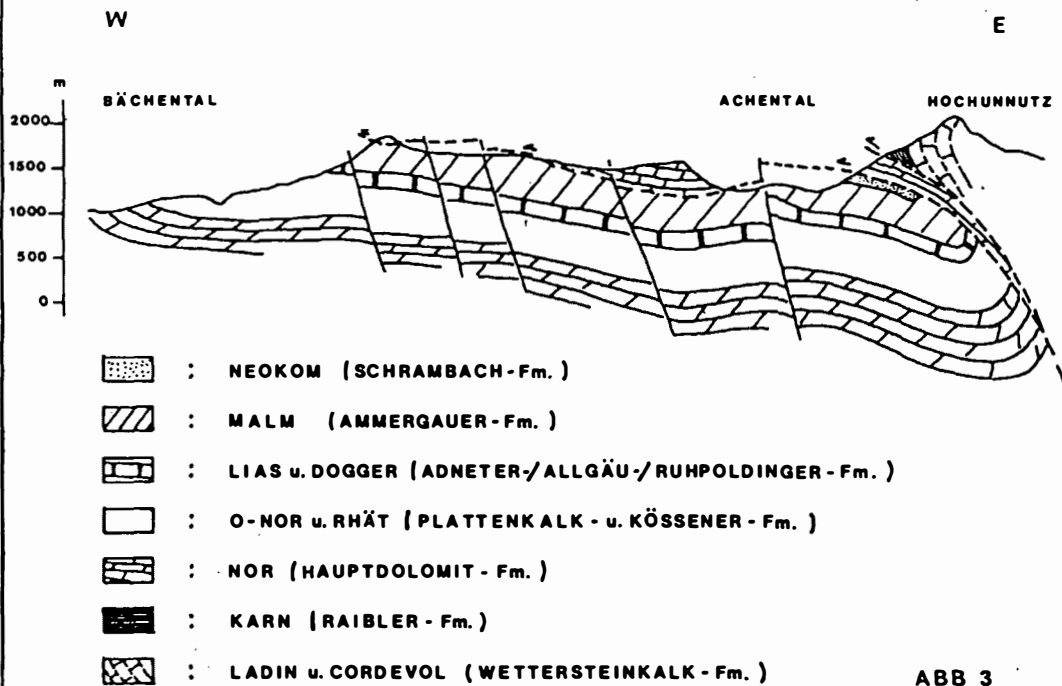
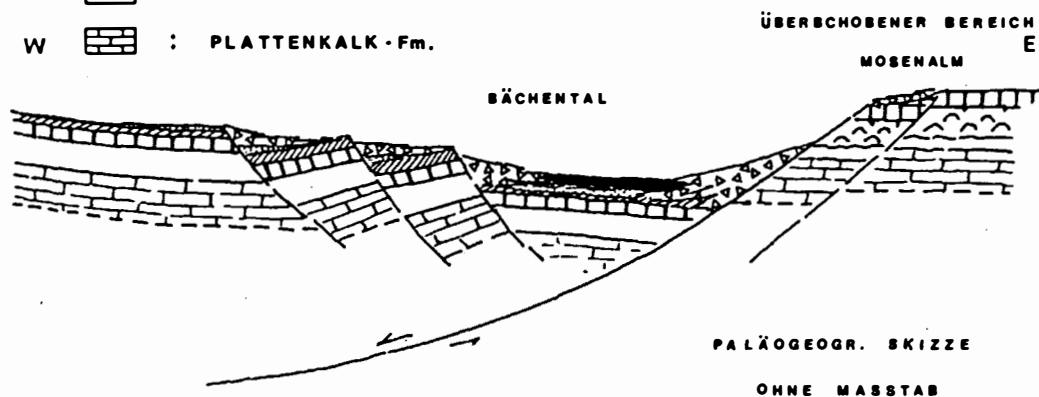


ABB 3

tion hin, die möglicherweise wiederum in Verbindung mit einer neuerlichen Temperaturabnahme steht.

Impulsartige tektonische Ereignisse

1) Ob. Hettang - Sinemur: Im Bereich der Nördlichen Kalkalpen tektonisch geprägter, markanter Sedimentationsumschwung in Verbindung mit einer deutlichen relativen Meeresspiegelhebung ("Adneter Wende", SCHLAGER & SCHÖLLNBERGER, 1973). In der östlichen Karwendelmulde Herausgestaltung des Bächentaler Halbgrabenbeckens mit vermutlich westlichem Einfallen von Abschiebungsflächen (vgl. Abb. 2).

2) Ob. Pliensbach/Unt. Toarc: Nach einem Zeitabschnitt relativer tektonischer Ruhe mit ungestörten Sedimentationsverhältnissen folgt eine Phase verstärkter tektonischer Subsidenz gekoppelt mit einem eustatischen Meeresspiegelanstieg (liassisches Transgressionsmaximum, HALLAM, 1981). Charakteristisch für diesen Abschnitt sind mass flow-Sedimente und scarp-Breccien an instabilen Beckenflanken und die überregionale Verbreitung von Schwarzschiefern in "restricted basins" (Abb. 2).

3) Ob. Toarc - Ob. Callovien/Oxford: Nach einem Abschnitt stark herabgesetzter Sedimentation im Dogger folgt mit der "Ruhpoldinger Wende" (SCHLAGER & SCHÖLLNBERGER, 1973) eine weitere tektonisch aktive "Phase" mit starker Absenkung und Ausbreitung von Radiolariten über faziell verschiedenartigen Bereichen. Dieses Ereignis ist gutkorrelierbar mit einer stark erhöhten Ozeanboden-Spreizungsrate im Nordatlantik (SHERIDAN, 1987).

4) Malm/Unterkreide: Lokale Transpression mit syn- bis postsedimentärer Faltung und Breccienbildung (z. B. Fonsjoch, Rofan-Hornsteinbreccie). Der auffallende Umschwung von Transtension zu Transpression impliziert eine regionale Änderung des Stressfeldes. Die W-vergente Überschiebung der Achentaler Schubmasse erfolgte zu postneokomer - prägosauischer Zeit und könnte möglicherweise mit dem "Roßfeld/Tannheimer Ereignis" (SCHLAGER & SCHÖLLNBERGER, 1973) der mittleren Nördlichen Kalkalpen korreliert werden. Eine genaue Datierung war bisher noch nicht möglich. Hervorzuheben ist jedoch der Umstand, daß die W-vergente Überschiebung älter ist als die generelle N-S-Einengung, belegt durch die Miteinbeziehung der Achentaler Schubmasse in den E-W-streichenden Faltenbau.

Geodynamische Entwicklung des Gebietes zwischen Thiersee- und Karwendelmulde

Von den heutigen Lagerungsverhältnissen ausgehend, sind Karwendel- und Thierseemulde zwei parallel verlaufende, E-W-streichende jedoch unabhängig voneinander entwickelte Synklinen (QUENSTEDT, 1951; NAGEL, 1974). Das bei erster Betrachtung scheinbare, zweimalige knickförmige "Umbiegen" der Karwendel- in die Thierseemulde (AMPFERER, 1941) wird durch die postneokome/prägosauische, W-vergente Aufschiebung der Achentaler Schubmasse bewirkt (damit Abscherung und Überschiebung eines großen Anteils des östlichen Bächentaler Jurabeckens, vgl. Abb. 1 und 3).

Zwischen den Sedimentationsbereichen der Karwendelmulde im S (1 in Abb. 1) und der Thierseemulde im N (2 in Abb. 1) vermittelt das obertriassisch/unterliassisch angelegte Bächentaler Becken mit heute NE-SW-streichender Halbgrabenstruktur, Kippschollentektonik und antithetischen Staffelbrüchen, die sich gegen N verstärken (3 in Abb. 1, Abb. 2). Die stärkere Absenkung im N macht sich durch zunehmende Beteiligung von resedimentierten Anteilen der Kössener Fm. in den mass-flows der Beckenflanken bemerkbar (z. B. Juifen).

Zusätzlich zur Fazieskartierung wurde die heutige, jurassische NE-SW-Streichrichtung des Bächentaler Beckens durch die Analyse der paläomagnetischen Richtungen in den verschiedenen Krustenabschnitten in Zusammenarbeit mit Dr. Jim Channell belegt (CHANNELL et al., 1989). Die gleiche Anordnung der paläomagnetischen Richtungen in der Karwendel-Synklinale 1, dem Bächentaler-Querbecken 3 und in der Thiersee-Mulde 2 (siehe Abb. 1) verweisen auf ein und denselben Ablagerungsraum. Einzige Ausnahme zeigt das Profil Kleekopf, wo eine Rotation gegen den Uhrzeigersinn die postneokome Aufschiebungstektonik der Achentaler Schubmasse bezeugt. Die Lateralbewegungszonen A und B sind als alte, jurassisch angelegte sinistrale Blattverschiebungen interpretierbar, die in Beziehung zur pull-apart-Beckenentwicklung stehen. Diese primären, tektonischen Schwächezonen werden in prägosauischer Zeit reaktiviert und dienen als "Rahmenscharniere" für die lokal auf diesen Bereich beschränkte Überschiebung der Achentaler Schubmasse. Als Überschiebungsfläche könnten rotierte jurassische Abschiebungsbrüche gedient haben. Eine ähnliche Art der Tektonik (Umfunktionierung von scarp faults zu Aufschiebungsflächen) ist auch aus Vorlandbecken des Apennin bekannt (PESCATORE & SENATORE, 1986).

Literatur

- AMPFERER, O. (1941): Tektonische Nachbarschaft Karwendel - Sonnwendgebirge. - Sitzber. d. Akad. d. Wiss. in Wien, **150**, 181–199.
- CHANNELL, J. E. T., SMATHERS, N., BRANDNER, R. & SPIELER, A. (1989): Were the Northern Calcareous Alps part of the southern margin of the Jurassic Tethys? Evidence from paleomagnetism and facies analysis. - In Druck, 28th Int. Geological Congress, Washington D.C..
- FABRICIUS, F. (1966): Beckensedimentation und Riffbildung an der Wende Trias/Jura in den Bayerisch-Tiroler Kalkalpen. - Internat. sedim. petrogr. series, **9**, 143 S., Leiden.
- FISCHER, A. G. & ARTHUR, M. A. (1977): Secular variation in the pelagic realm. - SEPM, Spec. Publ. **25**, 19–50.
- HALLAM, A. (1981): A revised sea-level curve for the early Jurassic. - J. Geol. Soc. London, **138**, 735–743.
- JENKYN, H. C. (1988): The early Toarcian (Jurassic) anoxic event: stratigraphic, sedimentary and geochemical evidence. - Am. J. Sc., **288**, 101–151.
- LOBITZER, H. et al. (1988): An organic geochemical study of Austrian bituminous rocks. - Jb. Geol. B.-A., **131**, 2, 291–300.
- NAGEL, K. H. (1974): Der Bau der Thiersee- und Karwendelmulde (Tirol) interpretiert mit Hilfe statistischer Verfahren. - Geotekton. Forsch. **48**, 1–136.
- QUENSTEDT, W. (1951): Geologische Exkursion in das Achantalgebiet (Tirol). - Geologica Bavarica, **6**, 55–64.
- PESCATORE, T. & SENATORE, M. R. (1986): A comparison between a present-day (Taranto Gulf) and a Miocene (Irpinian Basin) foredeep of the Southern Apennines (Italy). - Spec. Publ. IAS, **8**, 169–182.
- SCHLAGER, W. & SCHÖLLNBERGER, W. (1973): Das Prinzip stratigraphischer Wenden in der Schichtfolge der Nördlichen Kalkalpen. - Mitt. Geol. Ges. Wien, **66**, 166–193.
- SHERIDAN, R. E. (1987): Pulsation tectonics as control of continental break up. - Tectonophys., **143**, 59–73.
- WÄCHTER, J. (1987): Jurassische Massflow- und Internbreccien und ihr sedimentär-tektonisches Umfeld im mittleren Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen. - Bochumer geol. u. geotechn. Arb., **27**, 239 S.

REKONSTRUKTION DER ABLAGERUNGSBEDINGUNGEN VON OBERPLIOZÄNEN UND PLEISTOZÄNEN SEDIMENTEN VON ODP SITE 647, LABRADOR-SEE

R. Stax & R. Stein, Gießen

An Sedimenten von ODP Site 647 (SRIVASTAVA et al., 1987) wurden detaillierte sedimentologische Untersuchungen durchgeführt. Ziel dieser Untersuchungen ist die Rekonstruktion der Ablagerungsbedingungen dieser Sedimente in Hinblick auf Paläoklima und paläoozeanographische Verhältnisse. Ausgehend von den Ergebnissen der Grobfraktionsanalyse (vgl. auch BOHRMANN & STEIN, 1989), sind die Untersuchung von Qualität und Quantität des organischen Materials sowie die (semi-quantitative) Bestimmung der terrigenen Sedimentkomponenten wie Quarz, Dolomit, Illit, Kaolinit, Chlorit und Smektit und die Berechnung von Akkumulationsraten der einzelnen Komponenten Schwerpunkte dieser Arbeit (STAX, in Vorb.). Weiterhin wurden stabile Sauerstoffisotope bestimmt, um die Sedimentdaten Glazial- bzw. Interglazialzeiten zuzuordnen zu können.

Das Einsetzen glazialer Klimaverhältnisse im Nordpolargebiet im Oberpliozän spiegelt sich vor allem in dem ersten Auftreten von terrigener Grobfraktion (Abb. 2 b) sowie der Zunahme der Gesamttakkumulationsrate (Abb. 3 a) und der Akkumulationsrate von Quarz (Abb. 3 b), der relativen Zunahme von Chlorit und Illit (Abb. 4 a) und dem erhöhten Feldspat/Quarz-Verhältnis (Abb. 4 b) wider. Die Materialzufuhr erreicht ihr Maximum im obersten Pliozän (Abb. 3).

Parallel mit dem Einsetzen der glazialen Verhältnisse tritt Dolomit in den untersuchten Sedimenten auf. Dies wird als Hinweis auf Sedimenteintrag durch den Northwest Atlantic Mid-Ocean Channel (NAMOC) in die Labradorsee interpretiert (s. CHOUGH et al., 1987). Nach den Dolomitakkumulationsraten war der Einfluß des NAMOC auf die Sedimentbilanz vor allem zwischen 0.8 und 1.7 MA besonders hoch (Abb. 3e); einzelne Zufuhrmaxima bei 0.6, 1.2, 1.4 und 1.7 MA.

Die Sauerstoffisotopendaten zeigen, daß mit den bearbeiteten Proben hauptsächlich die glaziale Situation sowie die Übergangsstadien zum Interglazial dokumentiert werden (STAX, in Vorb.). Die relativen Anteile an Biogen- und Terrigenmaterial (Abb. 2 b) als auch die Calcitakkumulationsraten (Abb. 3 d) spiegeln die Glazial/Interglazialzyklen wider.

Literatur

- BOHRMANN, G. & STEIN, R. (1989): Biogenic silica at ODP Site 647 in the southern Labrador Sea: Occurrence, diagenesis and paleoceanographic implications. - In: SRIVASTAVA, S., ARTHUR, M. et al. (eds), Proc. ODP, 105, Part B, in Druck.
- CHOUGH, S. K., HESSE, R. & MÜLLER, J. (1987): The Northwest Atlantic Mid-Ocean Channel of the Labrador Sea. IV. Petrography and provenance of the sediments. In: Can. J. Earth Sci., 24, 731-740.
- SRIVASTAVA, S. P. & ARTHUR, M. (1989): Proc. ODP, Final Rept., 105: College Station, TX (ODP).
- SRIVASTAVA, S., ARTHUR, M., CLEMENT, B. et al. (1987): Proc., Init. Repts. (Part A), ODP, 105, 917 S.
- STAX, R. (1989): Paläoenvironment-Rekonstruktionen nach mineralogischen, granulometrischen und C_{org} -Untersuchungen an quartären und tertiären Sedimenten von ODP Site 647, Labrador-See. - Unveröff. Diplomarbeit, Universität Gießen, in Vorb.

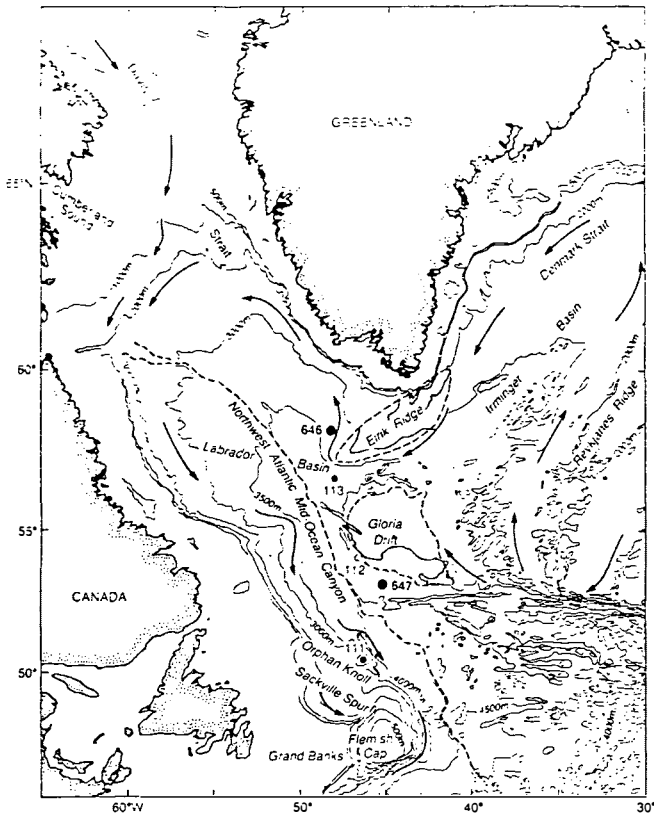


Abb. 1

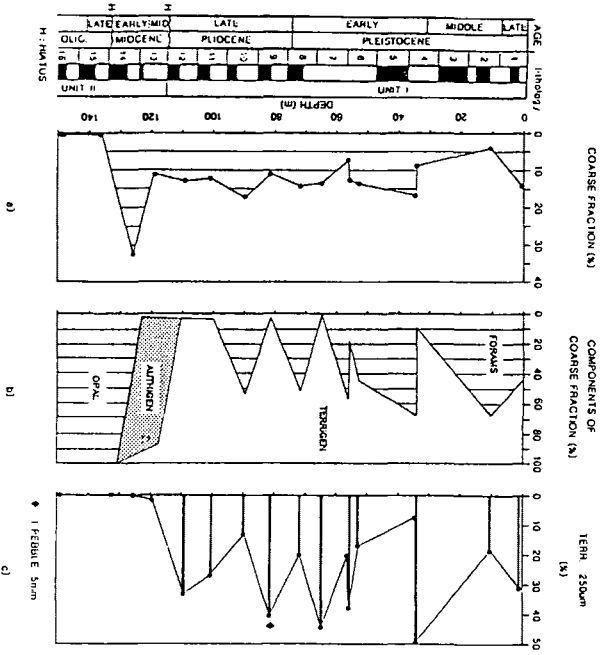


Abb. 2

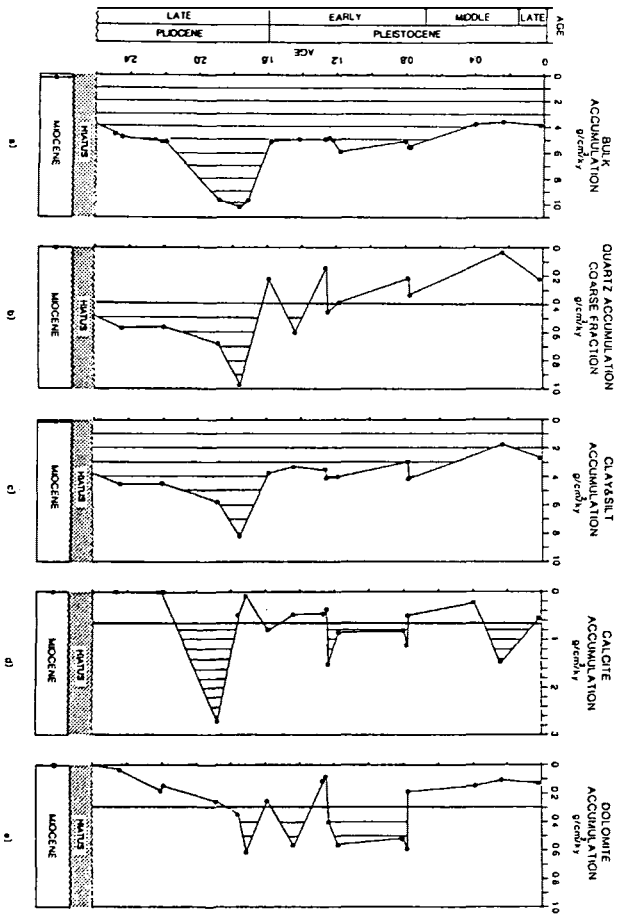


Abb. 3

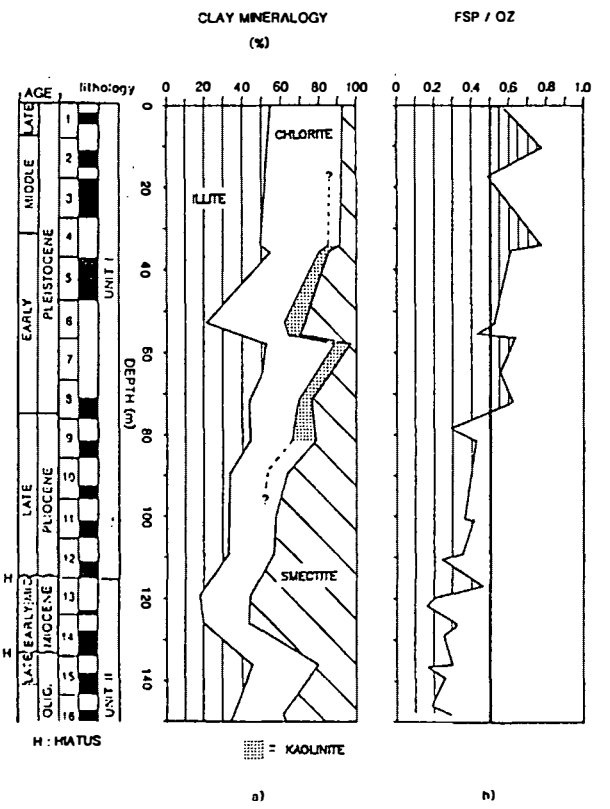


Abb. 4

C_{org}-GEHALT UND SEDIMENTATIONSRATE - EIN "PALÄOENVIRONMENT-INDIKATOR" IN MARINEN SEDIMENTEN

R. Stein, Gießen

Nach den Ergebnissen aus Untersuchungen an rezenten und subrezentem marinen Sedimenten kann das Ablagerungsmilieu dieser Sedimente u. a. über den Vergleich von Sedimentationsrate und (marinem) C_{org}-Anteil beschrieben werden (Felder A, A' und B in Fig. 1; vgl. MÜLLER & SUESS, 1979; STEIN, 1986):

(1) Unter "normalen" oxischen Ablagerungsbedingungen besteht eine positive Korrelation zwischen C_{org}-Gehalt und Sedimentationsrate (Feld A in Fig. 1). Dabei sind für die zentralen Bereiche des offenen Ozeans sehr niedrige C_{org}-Gehalte (< 0,4 %) und sehr niedrige Sedimentationsraten (0,2-1 cm/1000 yrs) typisch. In Küstenauftriebsgebieten (d. h., Gebieten stark erhöhter Produktion von organischer Substanz) dagegen sind sehr hohe C_{org}-gehalte (bis 20 %) und sehr hohe Sedimentationsraten (bis 1000 cm/1000 yrs) charakteristisch (Feld A', Fig. 1).

(2) Unter anoxischen Ablagerungsbedingungen können sehr hohe Gehalte an (mariner) organischer Substanz (20 %) auch bei sehr niedriger Sedimentationsrate (0,1 cm/1000 yrs) erhalten bleiben. Es besteht keine Korrelation zwischen C_{org}-Gehalt und Sedimentationsrate (Feld B in Fig. 1).

Diese aus (sub-)rezentem Sedimenten gewonnenen Ergebnisse werden benutzt, um die Ablagerungsbedingungen känozoischer und mesozoischer (C_{org}-reicher) DSDP/ODP-Sedimente zu charakterisieren:

- (I) C_{org}-reiche Sedimente aus Upwelling-Gebieten (ODP-Legs 108, 112 und 117; Fig. 1a);
- (II) C_{org}-reiche Sedimente aus anoxischen Becken (DSDP-Leg 42, ODP-Legs 107 und 128);
- (III) Mesozoische Schwarzschiefer (DSDP-Legs; Fig. 1b).

Dieser einfach bestimmbare C_{org}/Sedimentationsraten-Parameter wird anderen Daten, die Informationen über die Ablagerungsbedingungen C_{org}-reicher Sedimente liefern (z. B. Biogenopalgelhalte, C_{org}/Schwefel-Verhältnisse, etc.), gegenübergestellt.

Literatur

- MÜLLER, P. & SUESS, E. (1979): Productivity, sedimentation rate and sedimentary organic matter in the oceans. I.-Organic matter preservation. - *Deep-Sea Res.*, **26**, 1347-1362.
- STEIN, R. (1986): Organic carbon and sedimentation rate - further evidence for anoxic deep-water conditions in the Cenomanian/Turonian Atlantic Ocean. - *Mar. geol.*, **72**, 199-209.

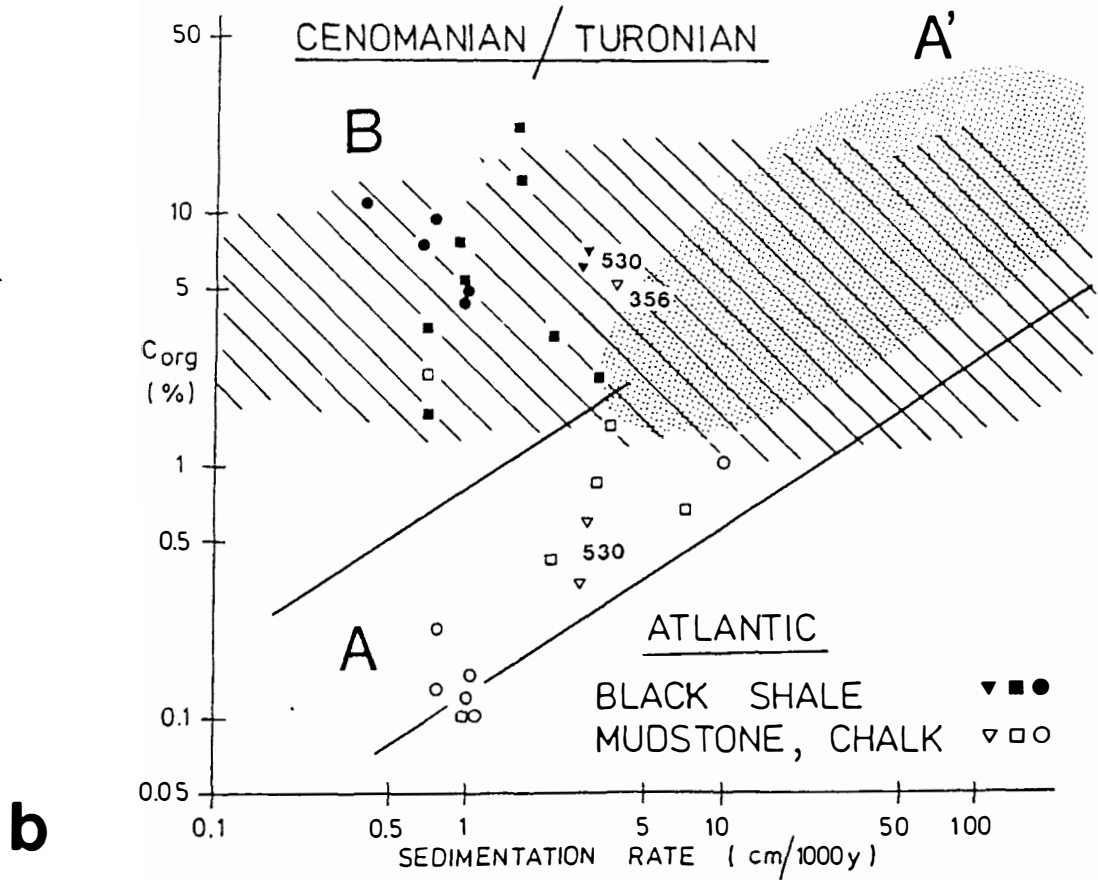
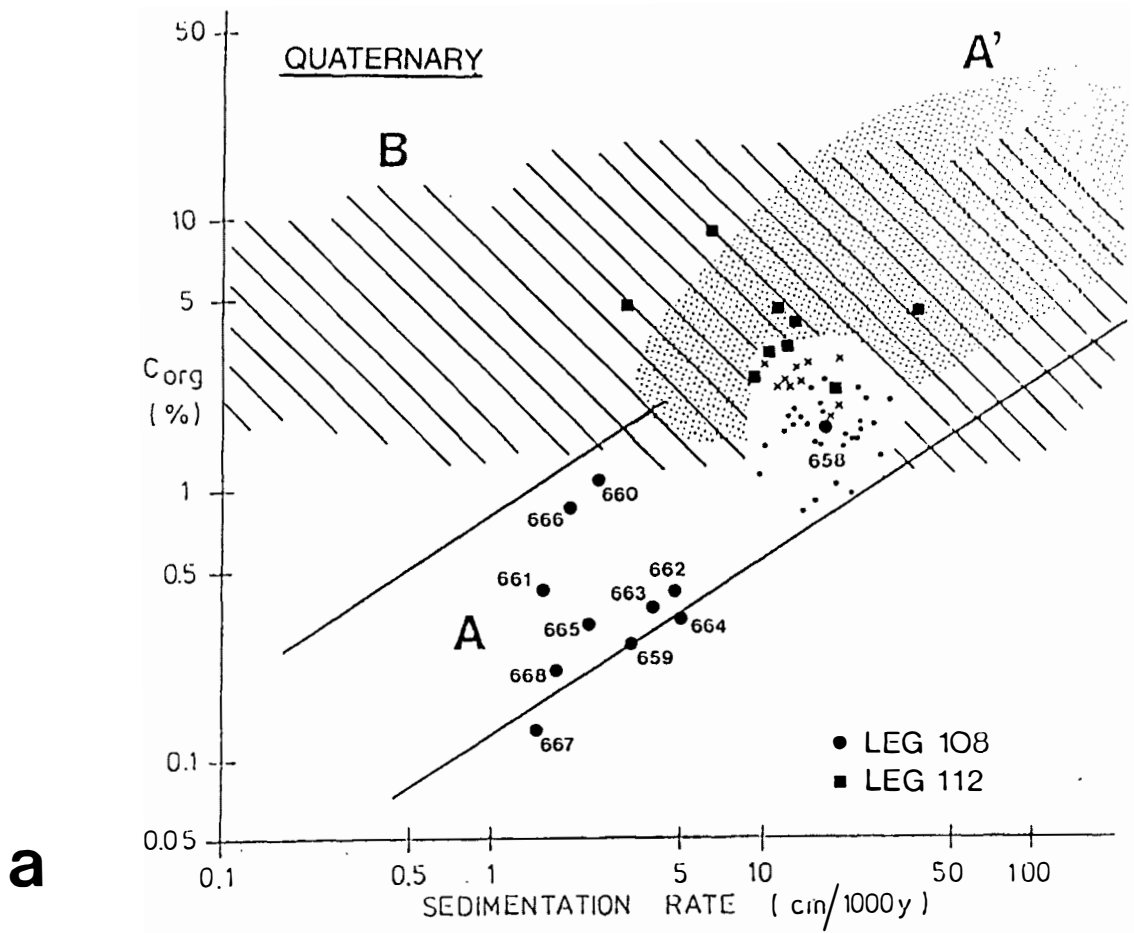


Fig. 1

EINFLÜSSE VON EMERSIONEN AUF DIE FLACHWASSER-KARBONATSEDIMENTATION IM MALM (OBERER JURA) DES BIOKOVO-GEBIRGES (SÜDKROATIEN, JUGOSLAWIEN)

J. Tišljarić, I. Velić & B. Sokač, Zagreb

Jurassische Ablagerungen sind im dinaridischen Karstgebiet durch Flachwasserkarbonate, meist verschiedene Typen von Kalken, vertreten. Sporadisch treten auch spätdiagenetische Dolomite auf. Die Ablagerungsmilieus reichen von geschützten Flachwassergebieten über lagunäre und Gezeitenmilieus bis zu supratidalen und, seltener, Riff- und riffnahen Gebieten ("patch reefs") sowie Flachwassergebieten mit bewegtem Wasser. Solche wechselhafte Bedingungen ergaben eine klar ausgeprägte zyklische und rhythmische Sedimentation. Die Gesamtmächtigkeit der jurassischen Sedimenten beträgt fast bis zu 2.000 m.

Ungeachtet der festgestellten tektonischen Bewegungen sowie der eustatischen Schwankungen des Meeresspiegels während der Jura-Zeit, sind die meisten jurassischen Ablagerungen im westlichen periadriatischen Küstengebiet durch eine kontinuierliche Flachwasser-Sedimentation gekennzeichnet. Deshalb sind die verhältnismäßig selten festgestellten, stärker ausgeprägten Sedimentationsunterbrechungen von besonderer Bedeutung. Diese sind größtenteils aus dem oberen Jura (Malm) bekannt und oft durch Bauxitvorkommen gekennzeichnet (RADOIČIĆ, 1964; POLŠAK, 1965; D'ARGENIO et al., 1971; VELIĆ & TIŠLJAR, 1988). Wie die neueren Untersuchungen gezeigt haben, gibt es im unteren Malm des Biokovo-Gebirges mehrere Sedimentationslücken, die durch ausgeprägte Paläoerosions- und Paläokarstifikationserscheinungen gekennzeichnet sind, zwar ohne Bauxitaufreten aber mit auffallend reduzierter Mächtigkeit (um 50-80 %) dieses Jura-Abschnittes im Vergleich zu anderen untersuchten Lokalitäten im adriatischen Küstengebiet.

Abgesehen von den oben erwähnten Emersionen und deren Auswirkungen auf die Sedimentation (besonders auf die Sedimentmächtigkeit), bleiben die litho- und biofaziellen Merkmale der Jura-Ablagerungen vom Biokovo-Gebirge im Grunde gleich wie diejenigen in anderen Teilen des adriatischen Küstengebietes. So kann man auch im Biokovo-Gebirge, sowie im Jura des südadriatischen Küstengebietes (TIŠLJAR et al., 1985), sieben lithofaziellen

Haupttypen unterscheiden, wobei jeder Faziestypus für ein bestimmtes Ablagerungsmilieu kennzeichnend ist. Diese Faziestypen sind die folgenden:

1. Lithofazies der fenestralen und/oder vadosen Gezeitenkalken und Gezeitenbrekzien, die für geschützte Flachwassergebiete kennzeichnend ist;
2. Lithofazies des Onkoid- und Peloid-Wackestone und Mudstone (geschützte Flachwassergebiete und Lagunen);
3. Lithofazies der skeletalen und intraklastführenden Grainstones (Flachwassergebiete mit bewegtem Wasser);
4. Lithofazies der Riff-nahen bioklastischen Grainstone/Rudstones;
5. Lithofazies der "patch-reef"-Kalken;
6. Lithofazies der Ooid-Grainstones ("oolithic shoals" and "sand bars");
7. Lithofazies der spätidiagenetischen Dolomite.

Im Biokovo-Gebirge überwiegt bei weitem der Lithofazies-Typus 2; es folgen die Typen 1 und 6, dann mit Abstand die Typen 4, 5 und 7, während der Typus 3 sehr selten vertreten ist (Abb. 1 A). Die im unteren Malm festgestellten Emersionen hatten bedeutende Auswirkungen auf die Gesamtmächtigkeit der untermalmischen Sedimente im Biokovo-Gebirge, sowie auf die zeitliche Aufeinanderfolge und die Dauer der einzelnen Lithofaziestypen. Das Auftreten dieser Emersionen, sowie deren gegenseitige Verbindung, die sich in einer Folge von mehreren wiederholt auftretenden und schwankenden Emersionen auswirkt, hinterließ klare lithologische, sedimentologische und biofazielle Spuren, besonders in den Sedimenten vom lithofaziellen Typus 1, was im detaillierten Säulenprofil in Abb. 1 B schematisch dargestellt ist.

Es handelt sich dabei nicht um eine, sondern um mehrere aufeinanderfolgende, kürzer oder länger andauernde Emersionen, die sich nicht nur bezüglich ihrer Dauer sondern auch bezüglich ihrer Intensität und deren Auswirkungen auf die Sedimentationsprozesse beachtlich unterscheiden. Als Ergebnis solcher wiederholter Schwankungen des Meeresspiegels sind mehrere Sedimentations-

und mit den mit mikrokristallinem Zement erfüllten Kavernen finden sich in den Zyklen 3 und 5 (Abb. 1 B). Verglichen mit den Untermalm-Ablagerungen in den benachbarten Gebieten auf der Adriatischen Karbonatplattform, haben diese Emersionen die Gesamtmächtigkeit des unteren Malm bis 50-80 % reduziert, was eine Mächtigkeit von nur 50 - 300 m ergibt.

Obwohl die fossile Mikroflora und Mikrofauna in den Wackestones und Mudstones im Bereich zwischen Hauptemersionen nicht besonders reichhaltig ist, so konnten dennoch die drei Malm-Abschnitte (unterer, mittlerer und oberer Malm) nachgewiesen werden. So enthält der 1. Zyklus (im Liegenden der ersten ausgeprägten Emersion) die Kalkalgenart *Salpingoporella sellii* (Crescenti), die Foraminiferen *Praekurnubia crusei* Redmond, *Kurnubia palastiniensis* Henson, *Conicokurnubia ortoliniformis* Septfontaine, *Valvulina lugeoni* Septfontaine, *Pfenderella arabica* Redmond und andere, sowie die Hydrozoenart *Cladocropsis mirabilis* Felix. Diese Fossiliengemeinschaft definiert das untermalmische Alter, das den Stufen Oxfordium bis unteres Kimmeridgium entspricht.

Im zwischen den beiden auffälligsten Emersionen gelegenen Abschnitt (d. h., in den Zyklen 4 und 5) findet sich die Alge *Heteroporella anici* (Nikler & Sokač), sowie die bereits oben erwähnten Foraminiferen (*P. crusei*, *K. palastiniensis*, *P. arabica*). Dementsprechend würde dieser, etwa 4 m mächtige Abschnitt des Säulenprofils (Abb. 1 B) dem mittleren Teil des Kimmeridgiums, d. h. dem mittleren Malm, entsprechen.

In den Stromatolithen und stromatolithischen Gezeitenbrekzien des 7. Zyklus finden sich keine Fossilien, aber die Mudstones oberhalb der zweiten Hauptemersion enthalten massenhaft Reste der Dasycladaceenart *Clypeina jurassica* Favre und die Foraminiferen *Alveosepta jaccardi* (Schrodt) und *Kurnubia palastiniensis* Henson. Diese Gemeinschaft stuft die entsprechenden Ablagerungen in den obersten Teil des Kimmeridgiums und in das Tithonium, d. h. in den oberen Malm, ein.

Literatur

- D'ARGENIO, B., RADOIČIĆ, R. & SGROSSO, I. (1971): A paleogeographic section through the italo-dinaric external zones during Jurassic and Cretaceous time. - *Nafta*, **22**, 4-5, 195-206, Zagreb.
- POLŠAK, A. (1965): Stratigrafija jurskih i krednih naslaga središnje Istre. (Stratigraphie des couches jurassiques et crétacées de l'Istrie centrale). *Geol. vjesnik*, **18**, 1, 167-184, Zagreb.
- RADOIČIĆ, R. (1964): Mikropaleontološke odlike i stratigrafska korelacija jurskih stubova spoljašnjih Dinarida. - *Nafta*, **10**, 1-10, Zagreb.
- TIŠLJAR, J., VELIĆ, I. & SOKAČ, B. (1985): Facies and environmental characteristics of the Jurassic carbonate sediments from the southern Adriatic (Yugoslavia). - 6th european regional meeting of sedimentology, IAS. Abstracts & poster abs., 686-690, Lleida (Spain).
- VELIĆ, I. & TIŠLJAR, J. (1988): Lithostratigrafske jedinice u dogeru i malmu zapadne Istre (zapadna Hrvatska, Jugoslavija). (Lithostratigraphic units in the Dogger and Malm of the western Istria). - *Geol. vjesnik*, **41**, 25-49, Zagreb.

REKONSTRUKTION DER UNTERIRDISCHEN FORMEN UND DER VERBREITUNG VON MITTELPLEISTOZÄNEN SEDIMENTKÖRPERN AUFGRUND VON GEOPHYSIKALISCHEN BOHRLOCHMESSUNGEN (LOGGING) SW VON ZAGREB

J. Velić, Zagreb

Das untersuchte Gebiet befindet sich etwa 15 km W von Zagreb, neben der Mündung des kleinen Flusses Krapina in die Save. Das Gebiet ist geebnet, mit geringen Höhenunterschieden (125 -130 m über dem Meeresspiegel). Es ist mit holozänem staubigem Sand und Humus bedeckt. Nach der regionalen neotektonischen Unterteilung befindet sich das Gebiet in der Zaprešić-Stubica Senke, die sich in Richtung Osten mit der erheblich grösseren und besser untersuchten Save-Senke verbindet, die ein eigenes Synklinorium darstellt (Abb. 1).

Auf dem untersuchten Gebiet sind zahlreiche Untersuchungen durchgeführt worden, darunter überwiegend geophysikalische Messungen (geoelektrische Sondierungen) und Bohrungen. Die Zahl der Bohrlöcher übersteigt 100 und alle sind in ihrer gesamten Länge durch Bohrkernbelegungen belegt worden. In einer kleineren Zahl von Bohrungen (etwa 15) sind auch radioaktive und elektrische Bohrlochmessungen durchgeführt worden. Parallel mit dem Fortschreiten der Bohrungen ist die lithologische Bestimmung der Bohrkernbelegungen durchgeführt und die Proben für die mikropaläontologische, petrographische und Röntgen-Analyse sind entnommen worden.

Die Untersuchungsergebnisse haben gezeigt, daß bis zur Teufe von etwa 130 m vier lithostratigraphische Einheiten vertreten sind. Es sind dies die Sedimente des unteren Pliozäns, des mittleren und oberen Pleistozäns und des Holozäns.

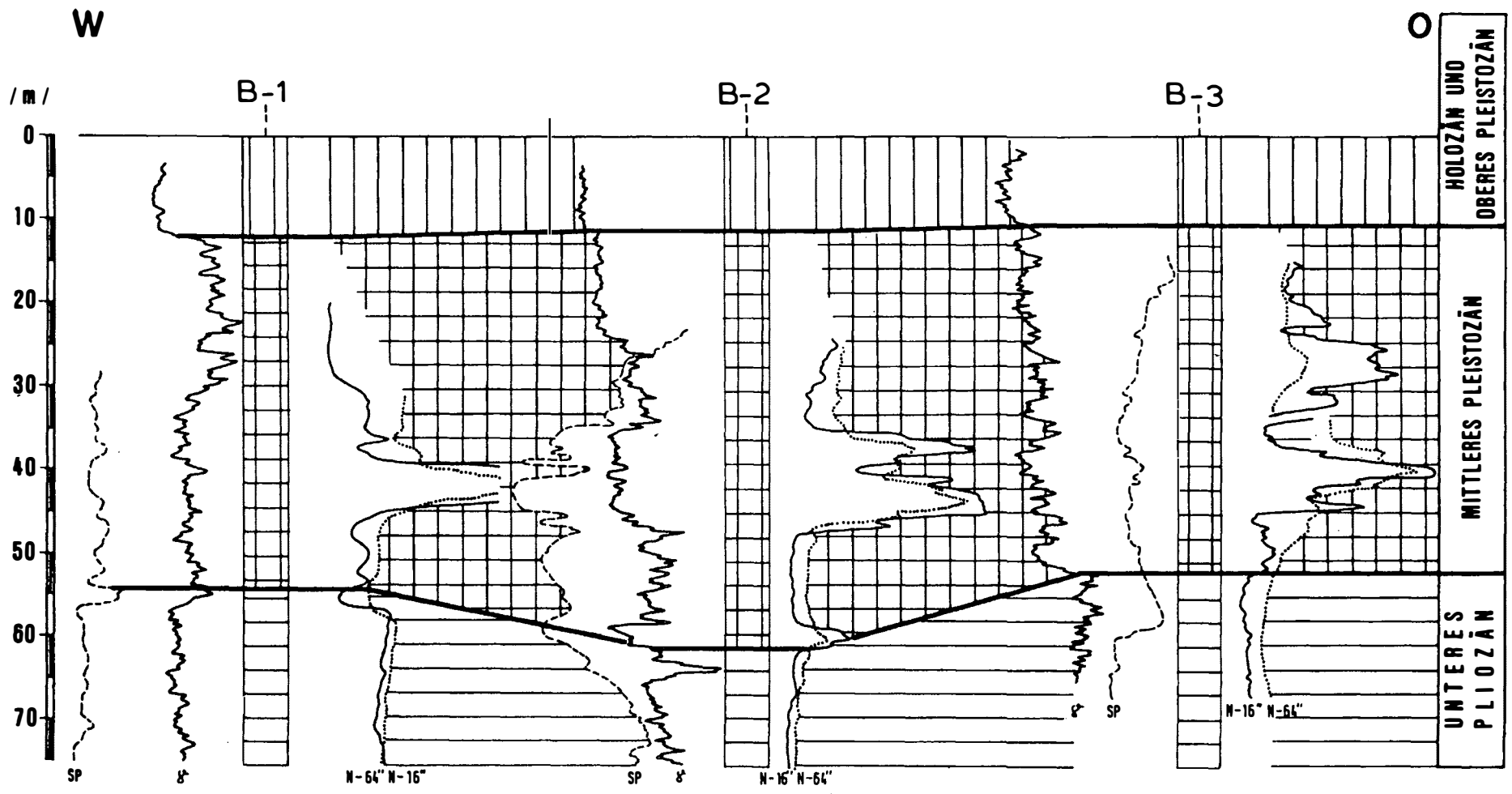
In diesem Bericht wurde besondere Aufmerksamkeit den mittelpleistozänen Ablagerungen gewidmet. Von besonderem Interesse erscheint ihr Verbreitungsmuster, da sie in mehreren, voneinander getrennten unterirdischen Vorkommen auftreten, wobei jedes Vorkommen durch spezifische lithologische und räumliche Besonderheit gekennzeichnet ist. Sie sind auch in den Bohrlochmessungsdiagrammen erkennbar (Abb. 1). Sie sind durch jüngere, oberpleistozäne Schotter von etwa 10 m Mächtigkeit abgelagert und auf der Oberfläche mit holozänem Material bedeckt.



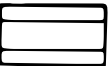
Mittelpleistozäne Sedimente liegen transgressiv über den unterpleistozänen Mergeln, Schluffen und fein-

körnigen Sanden. Sie füllen die Senken im alten Paläorelief. Zwischen dem mittleren und dem oberen Pleistozän kam es zu einem verhältnismässig kurzen Hiatus im Ablagerungsprozess, so daß die mittelpleistozänen Sedimente teilweise erodiert wurden. Sie sind lediglich an denjenigen Stellen erhalten geblieben, wo sie am mächtigsten gewesen waren, d. h. in den lokalen Senken. Einige Analysen deuten darauf hin, daß solche Senken tektonisch prädisponiert waren.

Die Mächtigkeit der mittelpleistozänen Sedimente übersteigt 100 m, so daß die Bohrungen nicht überall das Liegende erreicht haben. Dort, wo die mittelpleistozänen Ablagerungen in ihrer gesamten Mächtigkeit durchbohrt worden sind, erscheinen ihre Sedimentkörper in Form von plankonvexen Linsen, deren obere Fläche plan und die untere konvex ist. Diese Sedimentkörper sind aus heterogenen Sedimenten gebaut, wobei ziemlich klare Übergänge zwischen verschiedenen Korngrößenfraktionen zu verzeichnen sind. Es gibt graugrünliche Schotter mit grünlichem Ton, graugrünlichen tonigen Staub, grauen Sand, Wechselfolge vom Staub und feinkörnigem Sand und von Sand und Schotter in verschiedenen Anteilen. Wie die petrographischen Analysen zeigten, enthalten die Schotter keine Kalkgerölle (welche sonst die dominierende Komponente der jüngeren, überlagernden Schotter darstellen), sondern bestehen überwiegend aus Sandstein-, Quarzit- und/oder polykrystallinen Quarzgeröllen. Daraus folgt, daß die mittelpleistozänen Schotter (im Vergleich zu den jüngeren Schottern) das Ergebnis eines anderen Sedimentationsmechanismus darstellen und aus einem anderen Liefergebiet stammen, das aus mittelkörnigen klastischen Ablagerungen, wahrscheinlich von untertriassisch-paläozoischem Alter, aufgebaut worden war. Die Sedimentation fand in einem seichten Süßwassermilieu statt, das man sich höchstwahrscheinlich vorstellen darf als ein Sumpfgebiet mit vorübergehendem Zustrom von grobkörnigem Material durch reißende Bäche und Ströme.

Abb. 1 zeigt ein charakteristisches Korrelationsprofil. Generell kann gesagt werden, daß die natürliche Radioaktivität in den mittelpleistozänen Ablagerungen ent-



-  SEDIMENTE DES HOLOZÄNS UND
DES OBERES PLEISTOZÄNS
-  SEDIMENTE DES MITTLEREN PLEISTOZÄNS
-  SEDIMENTE DES UNTEREN PLIOZÄNS

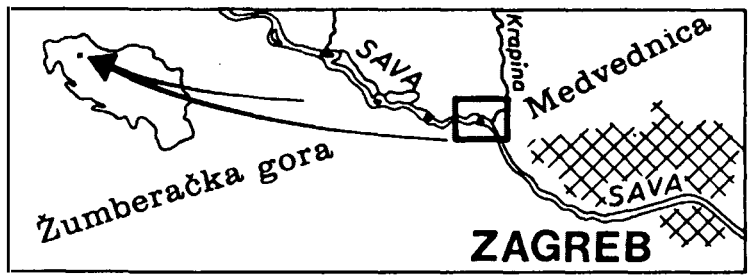


Abb. 1.

sprechenden Intervall größer als in den jüngeren Schottern, aber, im Gegensatz dazu, kleiner als in den älteren (unterpliozänen) Ablagerungen ist. Die Scheinwiderstände N-16" und N-64" zeigen eine ausgeprägte Steigerung im Vergleich zu den unter- als auch zu den überlagernden Schichten und ausgeprägte Oszillationen, die an dünnere (etwa meterdicke) tonige Einschaltungen gebunden sind.

Die abgelesenen Widerstände stellen das Ergebnis der Sättigung mit einem verhältnismäßig niedrig mineralisierten Wasser dar. Die in den Bohrlöchern geophysikalisch gemessenen Kurven deuten auf den transgressiven Charakter der beiden Grenzen Unterpliozän/Mittelpleistozän und Mittel-/Oberpleistozän hin.

ZUR OPTISCHEN IN-SITU-DARSTELLUNG VON MIKROORGANISMEN IN MIKROBENMATTEN (POTENTIELLE STROMATOLITHE)

V. Wachendörfer & W. E. Krumbein,
Oldenburg/Wilhelmshaven

Im Supralitoral der Nordseeinsel Mellum sind großflächig Mikrobenmatten ausgebildet. Diese Biolaminat-Fazies bietet die Möglichkeit, über die Untersuchung eines rezenten Ökosystems zum Verständnis von Stromatolithen beizutragen (KRUMBEIN, 1983; COHEN et al., 1984; GERDES & KRUMBEIN, 1987). In einem interdisziplinären Projekt sollen die Mattensysteme und im Vergleich dazu weitere siliziklastische Sedimente vor Mellum hinsichtlich ihrer fraktal-porösen Geometrie analysiert werden. Hierfür sind optische Darstellungen möglichst ungestörter Proben für die elektronische Bildverarbeitung unabdingbar.

Als eine wichtige Methode haben wir deshalb die Herstellung von Sediment-Dünnschliffen gewählt, da bei letzterer Schrumpfung von organischem Material, die z. B. auch bei der Präparation für das Rasterelektronenmikroskop oft unvermeidlich sind, ausgeschlossen werden können: Proben aus Mikrobenmatten wurden in Anlehnung an WATLING (1988) in Formaldehyd fixiert, schonend entwässert und dann nach JIM (1986) eingebettet und geschliffen. Durch Fixierung und vorsichtige Entwässerung im Austausch gegen Aceton bleiben die organischen Bestandteile in ihrer Lage erhalten, so daß man die Autofluoreszenz photosynthetisch aktiver Mikroorganismen wie der mattenbildenden Cyanobakterien ausnutzen kann, um die Dünnschliffe kombiniert epifluoreszenz- und lichtmikroskopisch auszuwerten. Eine weitere Möglichkeit zur Differenzierung von organischem Material bieten spezifische Farbstoffe wie z. B. Alcianblau für Kohlenhydrate. Die Beschreibung mesoskopischer Strukturen unter

Durchlicht und Epifluoreszenz bis hin zum Mikrometerbereich gelingt durch die Anwendung von Fluoreszenzfarbstoffen - erste Erfahrung mit dem DNA-spezifischen Farbstoff 4,6-Diamidino-2-phenylindol (DAPI) liegen vor: Bakterien und Sediment sind auch bei 1000-facher Vergrößerung klar voneinander zu unterscheiden und in ihrer Struktur und Lage zueinander zu erkennen. Anhand einiger Mikrofotografien soll das neue Verfahren zur Auswertung von Sediment-Dünnschliffen dargestellt und die strukturellen Wechselwirkungen zwischen Mikroorganismen und Sediment in Mattenlagen verschiedener Tiefen aufgezeigt werden.

Literatur

- COHEN, Y., CASTENHOLZ, R. W. & HALVORSON, H. O. (1984): The Interdisciplinary Approach to the Study of Microbial Mats: Perspectives for Future Research - Discussion. - In: COHEN, Y., CASTENHOLZ, R. W. & HALVORSON, H. O. (eds.): Microbial Mats - Stromatolites. Alan R. Liss, Inc., New York, 471-477.
- GERDES, G. & KRUMBEIN, W. E. (1987): Biolaminated Deposits. - Springer, Berlin, 176 S.
- JIM, C. Y. (1986): Impregnation of moist and dry unconsolidated clay samples using Spurr Resin for microstructural studies. - J. Sed. Petr. 56, 597-599.
- KRUMBEIN, W. E. (1983): Stromatolites - The challenge of a term in space and time. - Precambrian research 20, 493-531.
- WATLING, L. (1988): Small-scale features of marine sediments and their importance to the study of deposit-feeding. - Mar. Ecol. Prog. Ser. 47, 135-144.

Pseudofurnishius sosioensis n. sp., A NEW CONODONT SPECIES FROM THE LATE LADINIAN OF SOSIO VALLEY, WESTERN SICILY (ITALY)

M. Gullo, Palermo & H. Kozur, Budapest

With 2 figures and 1 plate

Abstract: *Pseudofurnishius sosioensis* n.sp., the hitherto known most primitive *Pseudofurnishius* species, is described from pelagic sediments of the uppermost *B. hungaricus*-A.-Z. of the uppermost Longobardian (Late Ladinian) age. In the type locality, there is a phylomorphogenetic line *P. sosioensis* n. sp. (smooth bi-platform type) - *P. huddlei* VAN DEN BOOGARD & SIMON (sculpturate bi-platform type) - *P. murcianus* VAN DEN BOOGARD (sculpturated mono-platform type, primitive forms still with rudimentary outer platform).

Zusammenfassung: Aus pelagischen Sedimenten der obersten *B. hungaricus* A.-Z. des jüngsten tieferen Longobard (Oberladin) wird *Pseudofurnishius sosioensis* n. sp., bislang als primitivste *Pseudofurnishius*-Art bekannt, beschrieben. An der Typuslokalität besteht eine phylomorphogenetische Linie *P. sosioensis* n. sp. (glatter Bi-Plattform-Typ) - *P. huddlei* VAN DEN BOOGARD & SIMON (skulpturierter Bi-Plattform-Typ) - *P. murcianus* VAN DEN BOOGARD (skulpturierter Mono-Plattform-Typ, primitive Formen noch mit rudimentärer äußerer Plattform).

1. Introduction

During the investigations of the Permian and Triassic of the Sosio Valley (western Sicily, Italy) by a team of the Geological Department of Palermo University in cooperation with H. Kozur (Budapest), the decisive missing link between the genera *Neogondolella* BENDER & STOPPEL and *Pseudofurnishius* VAN DEN BOOGARD,

Pseudofurnishius sosioensis n. sp., was found in pelagic Late Ladinian sediments (CATALANO et al., 1988 b).

The importance of this species for the derivation and phylogeny of the genus *Pseudofurnishius* as well as the stratigraphic importance of the complete *Pseudofurnishius* line, found in the well dated type locality (Fig. 1), are discussed in a separate paper. Here only the diagnosis of *P. sosioensis* is given.

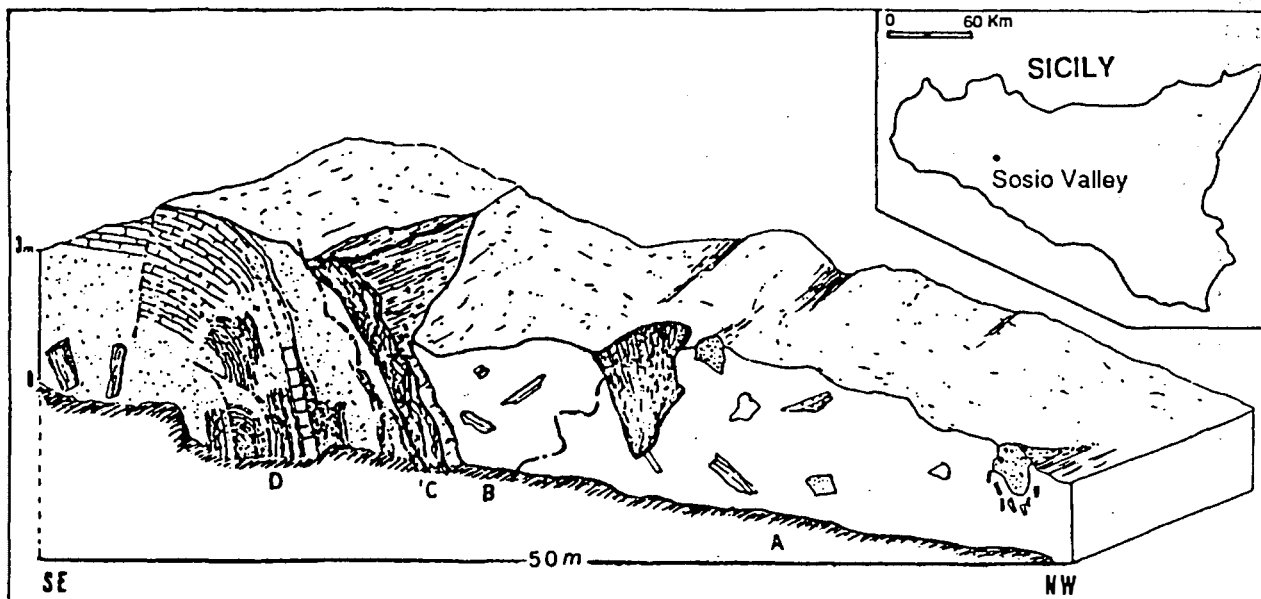


Fig. 1:

Geological sketch of the Torrente San Calogero section SW of Pietra di Salomone (Sosio Valley) (from CATALANO et al., 1988 a). From NW to SE it is possible to follow an overturned sequence of tectonic slices: A) Olistostrome unit (gray clays with olistoliths), lowermost Middle Permian. B) Red shales, higher Middle Permian-Late Permian. C) Greenish siliceous marls, siliceous limestones, tuffites and gray radiolarites, Lower Ladinian. D) Greenish-gray and red nodular cherty limestones and marls, thin red radiolarites, Late Ladinian to Cordevolian (the studied material was collected in these last deposits.).

2. Systematic description

Genus: *Pseudofurnishius* VAN DEN BOOGARD, 1966
 Type species: *Pseudofurnishius murcianus* VAN DEN BOOGARD, 1966

Pseudofurnishius sosioensis n. sp.

Pl. 1, figs. 1-7

Material: 23 specimens.

Holotype: Figured specimen in Pl. 1, figs. 1-3, Rep.-no. CK/VIII-2, collection of Dipartimento di Geologia e Geodesia, Palermo.

Derivatio nominis: According to the occurrence in the Sosio Valley.

Loc us typicus: Left bank of the Torrente San Calogero creek, SW of the Pietra di Salomone (Sosio Valley, western Sicily).

Stratum typicum: Sample 638, greenish-gray clay between greenish-gray to reddish cherty nodular limestones with *Daonella*, near the boundary between Lower and Middle Longobardian, transition between the *B. hungaricus* and *B. mungoensis* A.-Z.

Diagnosis: Blade straight or only slightly laterally curved, with 7-9 laterally compressed denticles. The denticles are high, rather broad, but only basally fused. The first 3 denticles have about the same length or their size increases only slightly in posterior direction. The size of the next denticles increases and only the last 2 denticles are considerably smaller than the foregoing ones. The first denticles are erect or only slightly inclined, then inclination increases more and more rapidly and the last denticles are strongly inclined, the posteriormost often in prolongation of the blade.

Platform narrow, quite smooth. On the outer (convex) side of the blade the platform is long, missing only in the posteriormost part. On the inner (concave) side of the blade the platform is always considerably shorter than the outer platform, sometimes it is only present in the anteriormost part of the unit.

The basal furrow is distinct and broad in the anterior half of the unit, but indistinct in the posterior part of the unit. The basal cavity lies in or somewhat behind the midlength of the unit. It is subdivided into 2 pits, the anterior one is broad and oval to roundish, the posterior one is furrow-like elongated.

Occurrence: This species is restricted to the transition between the *B. hungaricus* and *B. mungoensis* A.-Z. (see Fig. 2) sensu KOZUR (1980). Until now only known from the Torrente San Calogero section, but similar forms are known from Jordan (SADDEDIN, in prep.).

Comparisons: *Pseudofurnishius sosioensis* n. sp. is the missing link between the genera *Neogondolella* BENDER & STOPPEL and *Pseudofurnishius* VAN DEN BOOGARD. The existence of such forms were already predicted by KOZUR (1972, 1980). The platform is still smooth, like in *Neogondolella*, but at least on the inner side of the blade the platform is already strongly reduced, like in *Pseudofurnishius*. The basal cavity lies about in the midlength of the unit, like in *Pseudofurnishius*, and like in all members of the *Neogondolella* stock it is clearly separated into 2 pits.

Pseudofurnishius huddlei VAN DEN BOOGARD & SIMON (1973) is distinguished by the sculpture on the platform. All transitional forms between the two species are known in stratigraphic sequence. The most primitive

STAGE	SUBSTAGE	CONODONT STANDARD	<i>Pseudofurnishius</i> zonation
CARNIAN	CORDEVOLIAN	<i>Budurovignathus diebeli</i> Zone	upper subzone
			<i>Pseudofurnishius murcianus</i> A.Z.
LADINIAN	LONGOBARDIAN	<i>B. mungoensis</i> A.Z.	upper subzone
			lower subzone
	FASSANIAN	<i>B. hungaricus</i> A.Z.	<i>Pseudofurnishius huddlei</i> Zone
		<i>B. truempyi</i> Zone	<i>P. sosioensis</i> Zone

Fig. 2:

Comparisons of the *Pseudofurnishius* zonation with the conodont standard (from CATALANO et al., 1988 b)

representatives of *P. huddlei* have nodes only on one side of the platform, the other side is still smooth, like in *P. sosioensis*. In *P. murcianus* VAN DEN BOOGARD (1966) the platform is strongly sculpturated and the outer platform is strongly reduced or quite missing (mono-platform types).

References

- CATALANO, R., DI STEFANO, P. & KOZUR, H. (1988 a): New results in the Permian and Triassic stratigraphy of Western Sicily with special reference to the section at Torrente San Calogero SW of the Pietra di Salomone (Sosio Valley). - Atti 74° Congr. Soc. Geol. It., A, 126–135, Sorrento.
- CATALANO, R., DI STEFANO, P., GULLO, M. & KOZUR, H. (1988 b): The stratigraphic and paleogeographic significance of the rich occurrences of *Pseudofurnishius* (Conodonta) in pelagic Late Ladinian-Early Carnian sediments in Western Sicily. - Atti 74° Congr. Soc. Geol. It., A, 114–118, Sorrento.
- KOZUR, H. (1972): Die Conodontengattung *Metapoly-*

gnathus Hayashi 1968 und ihr stratigraphischer Wert. - GPM Innsbruck, 2, 11, 1–37, Innsbruck.

- KOZUR, H. (1980): Revision der Conodontenzonierung der Mittel- und Obertrias des tethyalen Faunenreiches. - GPM Innsbruck, 10, 3–4, 79–172, Innsbruck.
- VAN DEN BOOGARD, M. (1966): Post-Carboniferous conodonts from south-eastern Spain. - Proc. k. nederl. Akad. Wetensch., sér. B., 69, 5, 1–8, Amsterdam.
- VAN DEN BOOGARD, M. & SIMON, O. (1973): *Pseudofurnishius* (Conodonta) in the Triassic of Betic Cordilleras, SE Spain. - Scripta Geol., 16, 1–23, Leiden.

Authors' addresses:

Dr. Maria Gullo, Dipartimento di Geologia e Geodesia, Corso Tuköry 131, I-90134 Palermo, Italy.

Dr. Heinz Kozur, Rézsü u. 83, H-1029 Budapest, Hungary.

received: March 3, 1989

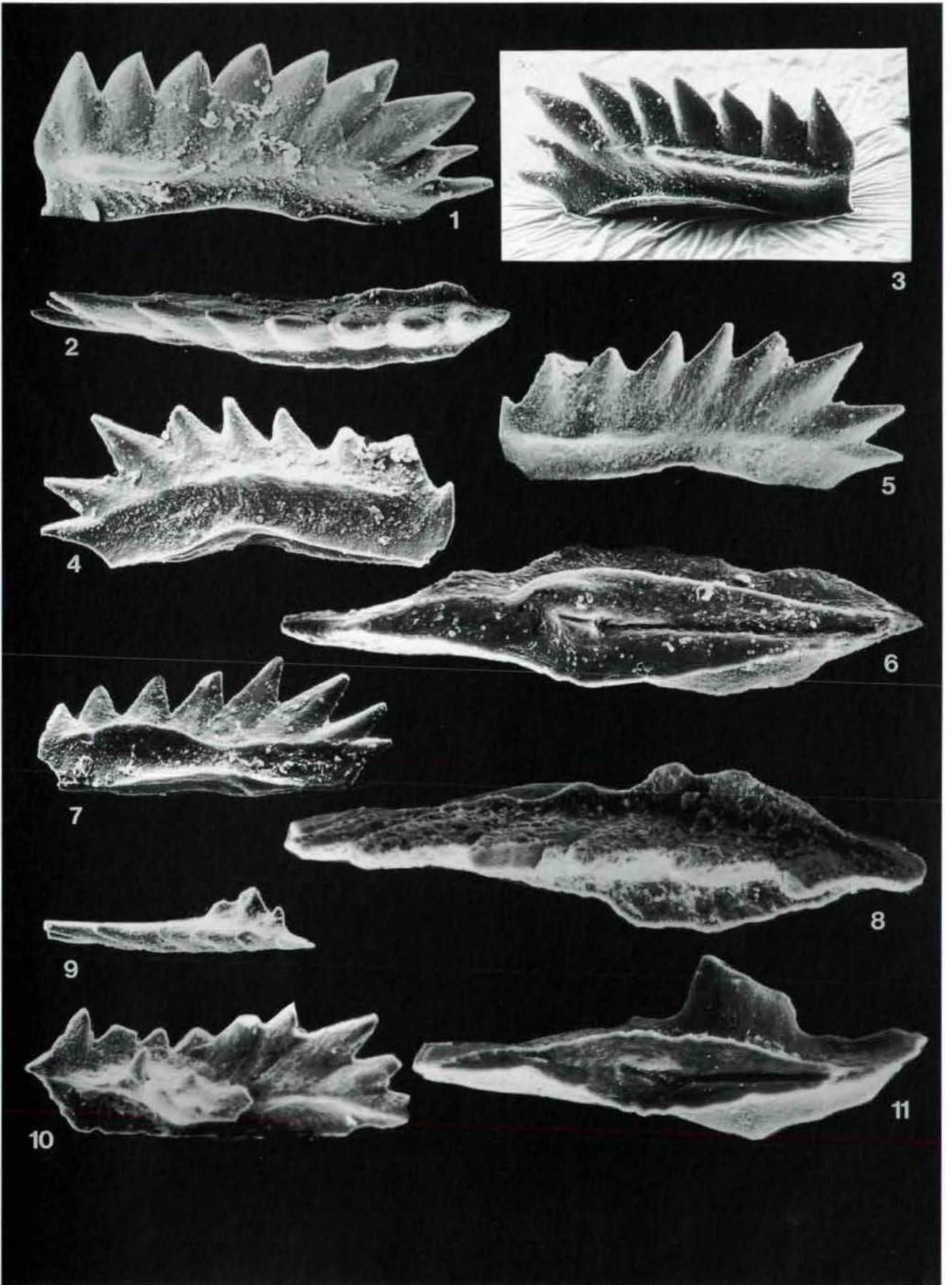
accepted: March 15, 1989

Plate 1

- Figs. 1-3: *Pseudofurnishius sosioensis*, holotype, Rep. N°CK/VIII-2, sample 638, greenish-gray clay between greenish-gray to reddish cherty nodular limestone with *Daonella*, near to the boundary between Lower and Middle Longobardian, transition between the *B. hungaricus* and *B. mungoensis* A.-Z.
Fig. 1: inner view, x 160.
Fig. 2: upper view, ca. x 170.
Fig. 3: outer view, ca. x 85.
- Figs. 4-5: *Pseudofurnishius sosioensis*, x 160, Rep. N°CK/VIII-4, sample 638 (see above).
Fig. 4: outer side.
Fig. 5: inner side.
- Figs. 6-7: *Pseudofurnishius sosioensis*, sample 638 (see above), Rep. N°CK/VIII-6.
Fig. 6: lower view, ca. x 310.
Fig. 7: inner side, x 170.
- Fig. 8: *Pseudofurnishius huddlei* VAN DEN BOOGARD & SIMON, upper view, primitive form, one side of platform is still unsculpturated as in *P. sosioensis*, x 320, Rep. N°CK/II-35, sample 510, basal Middle Longobardian, lower *B. mungoensis* A.-Z., basal *P. huddlei* Zone.
- Fig. 9: *Pseudofurnishius murcianus murcianus* VAN DEN BOOGARD, upper view, juvenile specimen, x 160, Rep. N°CK/II-41, sample 555, Middle Longobardian red clay between red nodular cherty limestones. Middle part of *B. mungoensis* A.-Z., lower subzone of *P. murcianus* A.-Z.
- Fig. 10: *Pseudofurnishius murcianus murcianus* VAN DEN BOOGARD, x 160, Rep. N°CK/II-30, sample 555 (see above), inner side.
- Fig. 11: *Pseudofurnishius murcianus* VAN DEN BOOGARD, primitive form (bi-platform type), Rep. N°CK/II-33, sample 555 (see above).

All figured specimens come from the Torrente San Calogero section, SW of the Pietra di Salomone (Sosio Valley, western Sicily).

Plate 1



LAGERSTÄTTENGEOLOGISCHES MODELL DES OBEREOZÄNS IM RAUM SATTLEDT (OBERÖSTERREICHISCHE MOLASSE)*

W. Nachtmann, Wien

Mit 9 Abbildungen

Zusammenfassung: Das Gebiet der Vorlandmolasse in Oberösterreich ist im Alttertiär durch eine den mesozoischen und kristallinen Untergrund unterschiedlich stark erfassende Abtragungsphase gekennzeichnet, durch welche das Prätertiär zu einer süd- bis südwestfallenden, leicht gewellten Fastebene eingeebnet worden ist.

Im Obereozän wird das Gebiet des Molassebeckens vom aus dem Helvetischen Trog übergreifenden Meer sukzessive überflutet. Die aus zahlreichen Bohrprofilen bekannte Abfolge des Eozäns läßt sich in Limnische Serie, Cerithien-Schichten und Lithothamnienkalk unterteilen. Diese Dreiteilung gilt auch für den Raum Sattledt im zentralen Ostteil der Molasse, wo das lokal vorliegende Oberkreiderelief für kleinräumig auftretende Fazieswechsel und teilweise -verzahnungen von limnisch über paralisch-brackisch bis flachmarin bestimmend war.

Das hier zwischen 2 und 30 m mächtige Eozän weist bis zu vier marine, über unterschiedlich weite Erstreckung korrelierbare und i. a. durch tonige Lagen voneinander getrennte Sandsteinhorizonte auf (EOS A-D). Diese können von einzelnen, lediglich lokal ausgebildeten und überwiegend fluviatilen Sandsteinen unterlagert werden (EOS E).

Über dem Eozän folgt eine mehrere 100 m mächtige Abfolge oligozäner Tonmergel.

Während des gesamten Oligozäns setzte sich die im Eozän eingeleitete asymmetrische Absenkung des Molassebeckens fort. Hand in Hand damit ging die Bildung zahlreicher, im wesentlichen W-E-streichender Zerrungsbrüche. Diese sind - wie in weiten Teilen der Molassezone - im Raum Sattledt teils für sich, teils in Kombination mit Faziesänderungen der eozänen Trägergesteine als Kohlenwasserstofffallen wirksam.

Die Sandsteine, fast durchwegs Subarkosen, sind vorrangig mittel- bis grobkörnig, seltener feinkörnig, mäßig sortiert und mit eckigen bis kantengerundeten Komponenten. Der geringe Rundungsgrad sowie die vielfach vollkörperliche Erhaltung der Kalifeldspäte und das relativ häufige Vorhandensein von nahezu idiomorphen Zirkonkörnern weisen auf einen nur sehr kurzen Transportweg von einem (gneis)granitischen Liefergebiet (Böhmische Masse) zum Ort der Ablagerung.

Aus erdölgeologischer Sicht gilt besonderes Augenmerk der Ausbildung sowie der vertikalen und horizontalen Verteilung von Porosität, Durchlässigkeit und Wassersättigung der öl- und gasführenden Sandsteine. Die detaillierte Kenntnis und Zuordnung dieser Daten stellt die Grundlage für die Erstellung einer Vielzahl von produktionsgeologisch-lagerstättentechnisch relevanten Karten dar, mit deren Hilfe eine volumetrische Erfassung des initial vorhandenen Oil in Place erfolgt und weiters ein besseres Verstehen vieler Vorgänge innerhalb des Feldes ermöglicht wird. Zusätzlich stellen diese Karten eine sehr wesentliche Entscheidungsgrundlage für den Lagerstätteningenieur hinsichtlich des weiteren Vorgehens in puncto Folgebohrungen, Wassereinpreßstrategie oder Umkomplettierung einer Fördersonde dar.

Abstract: During the lowermost Tertiary the area of the Upper Austrian Molasse was characterized by an erosional phase of differing intensity. This left the top of the Pretertiary subcrop as a gently southward dipping and slightly undulated peneplain which became progressively transgressed during the Upper Eocene. The overall threefold lithologic subdivision of the Upper Eocene into the Limnic Series at the bottom, the Cerithium Beds and the Lithothamnium Limestone at the top, is basically also valid for the Sattledt area in the central eastern part of the Molasse Basin. Here, the relief of the Upper Cretaceous was responsible for fast and local facies changes from or interfingerings of limnic over paralic to shallow marine.

The total thickness of the Eocene in Sattledt ranges between 2 and 30 meters. It contains up to four different marine sandstones (EOS A to D) that are usually separated from each other by shaly layers and which can be correlated relatively well in most wells. Locally this sequence can be underlain by limnic clays with intercalated fluvial sandstone beds (EOS E).

Only a few decimeters of sandy shales mark the transition from the Eocene to the several hundred meters thick series of Oligocene shales. Coincident with the asymmetric subsidence of the Molasse Basin, during the Oligocene, went the creation of a great number of predominantly east-west striking extensional faults. In the Sattledt area, as well as in other parts of the Molasse, these faults form major components of the Eocene hydrocarbon traps. These are either structural or combined structural-stratigraphic traps.

* Vortrag, gehalten beim Informationstreffen österreichischer Sedimentologen in Innsbruck, am 29. 4. 1988

The Eocene sandstones in the Sattledt area are mostly medium to coarse grained, moderately sorted and angular to subangular. Their mineral components are predominantly quartz and up to 40 % feldspars. In addition we find a varying amount of mica, some glauconite, rock fragments, pyrite and zircon as well as shell- and algal debris. The matrix consists either of clay minerals or of recrystallized calcite, which is partly dissolved.

The poor rounding of the components, the common almost idiomorphic preservation of potassium feldspars, and the presence of grains of zircon document the short distance of transportation from a (gneiss-)granitic origin (Bohemian Massif) to the place of deposition.

From a petroleum geological standpoint we are especially interested in the development and distribution of the porosity, permeability, and water saturation within the oil and gas bearing sandstones. The detailed knowledge of these data is the base for the construction of reservoir geological maps which are necessary for estimating the initial oil in place, for better understanding of the reservoir behaviour and for decisions for future strategies in a field.

1. Einleitung und Zielsetzung

Der in der vorliegenden Arbeit behandelte Großraum Sattledt befindet sich im zentralen Ostteil der oberösterreichischen Molassezone. Als Kohlenwasserstoffträger kommt hier vor allem das Obereozän in Betracht. In einem etwa 8 x 4,5 km großen, Nord-Süd-orientierten Gebiet reihen sich hier sieben, zwischen 1970 und 1981 entwickelte Ölfelder aneinander: Oberaustall West und Ost, Sattledt, Rappersdorf, Steinhaus, Steinhaus Nord und Nordwest. Diese Lagerstätten sind jeweils durch Brüche begrenzt und zumeist auch durch solche voneinander getrennt. Mit einem gemeinsamen Oil in Place¹⁾ von rund vier Millionen Tonnen handelt es sich bei diesem Felderkomplex nach Voitsdorf um das zweitgrößte Ölvorkommen in Oberösterreich.

Um für künftig zu setzende produktionstechnische Maßnahmen die bestmöglichen Voraussetzungen zu schaffen, wurde der Raum Oberaustall-Sattledt-Steinhaus einer ausführlichen produktionsgeologischen-lagerstättenkundlichen Be- und Überarbeitung unterzogen. Zu diesem Zweck fanden Schlumberger Logs und reichlich Kernmaterial sowie Test-, Produktions- und Druckdaten von 46 Bohrungen Berücksichtigung; die strukturellen Erkenntnisse beruhen neben den Bohrungsinformationen auf einem relativ engmaschigen Netz von Seismiklinien.

2. Regionalgeologische Situation

2.1. Paläogeographische Entwicklung

Das Gebiet der Vorlandmolasse in Oberösterreich war im Alttertiär durch eine den mesozoischen und kristallinen Untergrund unterschiedlich stark erfassende Abtragungsphase gekennzeichnet, durch welche das Prätertiär zu einer süd- bis südwestfallenden, leicht gewellten Festebene eingeebnet worden ist. Im Obereozän (Abb. 1) wurde das Gebiet des Molassebeckens vom aus dem Helvetischen Trog

QUART.	PLEISTOZÄN	ALLUVIUM DILUVIUM				0 - 300 m
TERTIÄR	PLIOZÄN	OBERPLOZÄN				0 - 300 m
		PANNON				
	MIOZÄN	SARMAT BADENIEN KARPATIEN			KOHLEFÜHRENDE SÜSSWASSERSCHICHTEN	0 - 750 m
		OTTNANGIAN			INNVIERTLER SERIE	
		EGGENBURGIAN		*	HALLER SERIE	
	OLIGOZÄN	EGERIEN (CHATT)		A A 2 A 3 A 4	OB. PUCHKIRCHENER SERIE	0 - 1050 m
				*	UNT.	0 - 1000 m
		RUPEL		*	TOMMERGEL BÄNDERMERGEL HELLE MERGELKALKE	0 - 400 m
		LATTORF			FISCHSCHIEFER	
		EOZÄN	OBEREOZÄN		*	
MESOZOIK	KREIDE	UNT. CAMPAN- TURON		*		0 - 1000 m
		CENOMAN		*		
	JURA	MALM		*		0 - 300 m
		PERMOTRIAS ?		*		0 - >230 m
PALÄOZ.	KARBON	OBERKARBON				0 - > 40 m
		KRISTALLIN	+++++			

Abb. 1:

Stratigraphische Tabelle der Molasse Oberösterreichs

übergreifenden Meer sukzessive überflutet (WAGNER, 1980).

Im Raum Sattledt schritt diese Transgression von Südwesten nach Nordosten über ein mäßig kuptiertes, z. T. durch prätertiäre Brüche mitgeformtes Erosionsrelief der Oberkreide vor. (Nord)östlich der bearbeiteten Felder bestand ein ausgeprägtes Kreidehoch, das aus dem Eozänmeer zum beträchtlichen Teil als Insel herausragte und erst im tiefsten Oligozän zur Gänze überflutet worden ist. Ein ähnliches Element stellt ein aus dem Nordwesten kommender und durch die Bohrung Aiterbach 1 (0,70 m dichtes Eozän) als südlicher Abtauchpunkt markierter Prätertiärsporn ohne eozäne Überdeckung dar, der eine indirekte Fortsetzung in dem auf der Eozän-Bruttoisopachenkarte (Abb. 2) erkennbaren Gebiet geringer Mächtigkeiten westlich der Felder Sattledt und Steinhaus bzw. nördlich von Oberaustall West findet. Aus der Mächtigkeitsverteilung der Eozänsande geht deutlich hervor, daß diese in einem flachen, Nord-Süd-orientierten und durch die oben genannte Insel im Osten bzw. die Hochzone im Westen begrenzten, bis ca. 5 km breiten Trog abgelagert worden sind. Diese paläogeographische Ausgangssituation war letztlich für die kleinräumig auftretenden Fazieswechsel

¹⁾ Oil in Place = Gesamtölinhalt des Speichergesteins einer Lagerstätte

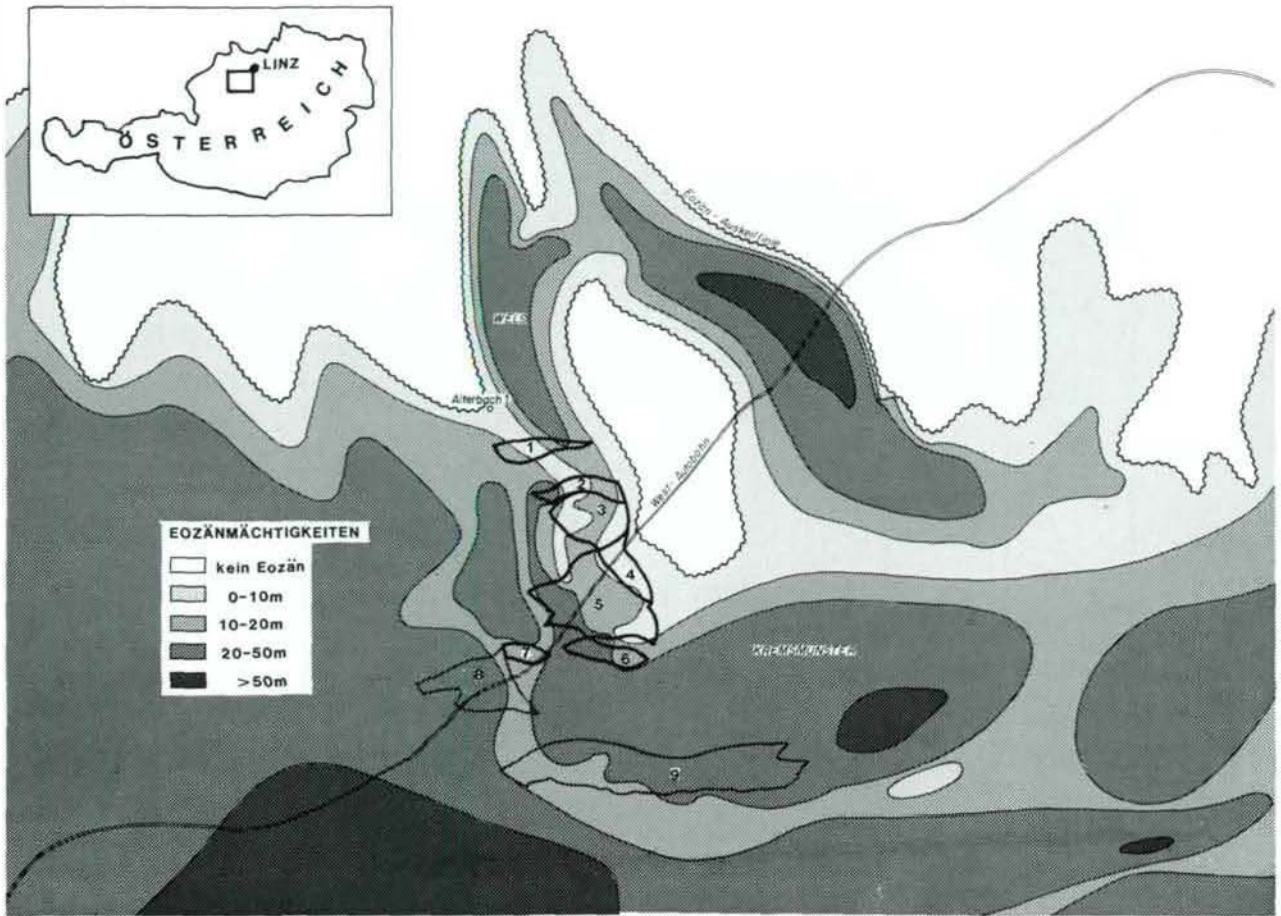


Abb. 2:

Bruttomächtigkeitsverteilung des Obereozäns. Umrandete Ölfelder: 1 = Steinhaus Nordwest (Sths NW), 2 = Steinhaus Nord (Sths N), 3 = Steinhaus (Sths), 4 = Rappersdorf (Ra), 5 = Sattledt (Sat), 6 = Oberaustall Ost (Ob), 7 = Oberaustall West (Ob), 8 = Eberstalzell (Eb), 9 = Voitsdorf (V).

und teilweise -verzahnungen von limnisch über paralisch-brackisch zu flachmarin bestimmend.

In topographisch tiefer liegenden Mulden lagerten sich im marinen Randbereich des vorrückenden Eozänmeeres bis 18 m mächtige, hellgraue bis hellgrüne, fallweise bunte limnische Tone mit Wurzelböden ab. In diese sind einzelne, fast durchwegs nur lokal ausgebildete und selten mehr als ein bis zwei Meter mächtige fluviatile Sandsteinhorizonte eingebettet.

Überlagert werden diese limnischen Sedimente bzw. - wo diese nicht vorhanden sind - die Oberkreide von dunkelgrauen Tönen bis Tonmergeln, den Cerithien Schichten. Diese sind makrofossilreich und führen auf Grund ihrer küstennahen Ablagerung in lagunärem bis wattartigem, paralischem Milieu in den meisten Bohrungen wenige cm bis dm umfassende Lager mit umgelagerter Kohle oder Kohleton. Am ehesten als Gezeitenkanalfüllungen sind die ein bis zwei nicht mächtiger als 5 m werdenden und in die Cerithien Schichten eingebetteten Sandsteine anzusprechen.

Darüber folgen im flachmarinen Küstenbereich (Foreshore) abgelagerte Sandsteine, welche mit fortschreitender Absenkung des beschriebenen Gebietes in lithothamnienführende, flachmarine Sandsteine einer größeren Lagune übergehen. Begrenzt war diese Lagune im höchsten Obereozän durch das Festland im Osten und Norden einerseits und durch Lithothamnienriffe im Südwesten (Eberstalzell) andererseits, mit welchen Teile dieser Sandsteine im Raum Oberaustall West und vor allem weiter westlich in Eberstalzell regelrecht verzahnen.

Über dem Eozän folgt mit einem nur wenige dm umfassenden sandigen Übergangsbereich der bereit seine Absenkung des Meeresbodens markierende Lattorf-Fischschiefer. Dieser ist ein dunkelgrauer bis graubrauner, uniformer und z. T. an Fischschuppen aber auch Pflanzenresten reicher, bis 10 m mächtiger Kalkmergel, der gemeinsam mit den Tonmergeln des Oligozäns eine mehrere 100 m umfassende Abdeckung und Abdichtung der eozänen Lagerstätten gewährleistet.

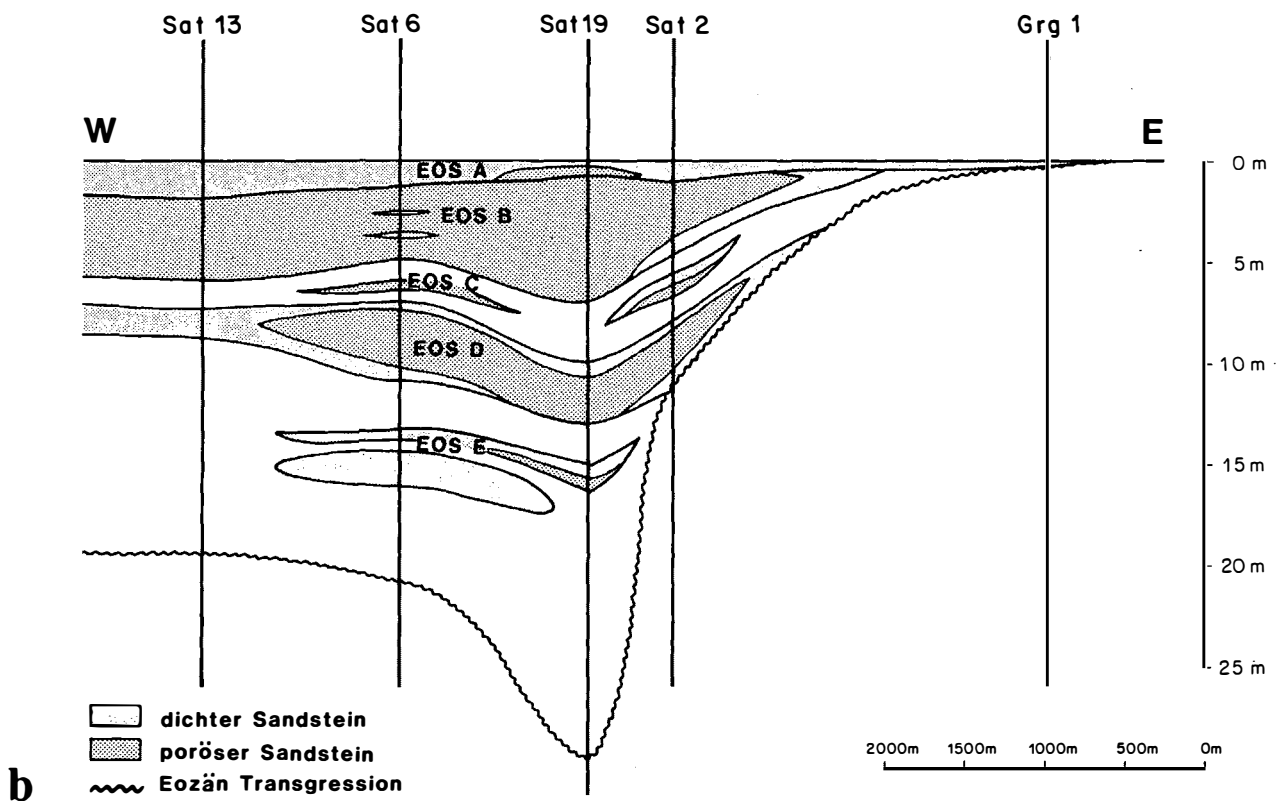
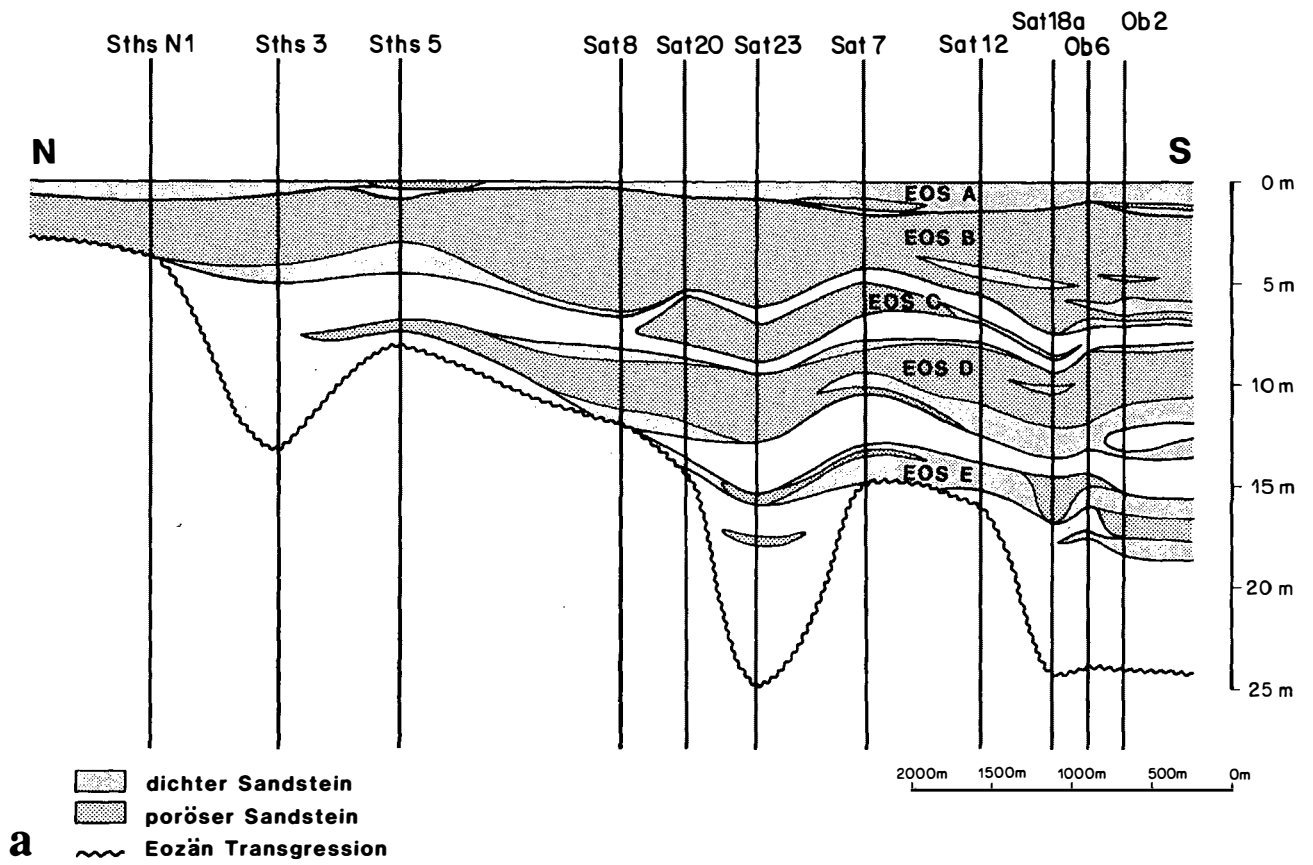


Abb. 3:
Schematische Darstellung der eozänen Sandverteilung: a = Nord-Südprofil, b = West-Ostprofil

2.2. Lithostratigraphie

Das in Sattledt zwischen 2 und 30 m mächtige Eozän weist bis zu vier, über unterschiedlich weite Erstreckung korrelierbare und i. a. durch tonige Lagen voneinander getrennte, marine Sandsteinhorizonte auf (EOS A-D, von oben beginnend). Diese können von einzelnen, zumeist nur lokal ausgebildeten, überwiegend fluviatilen Sandsteinen (als EOS E zusammengefaßt) unterlagert werden (Abb. 3).

Die Bezeichnung EOS steht für "Eozänsand in Sattledt".

2.2.1. EOS E

Hierunter werden ein bis vier in die limnischen Tone eingebettete, jeweils nur über begrenzte lokale Verbreitung verfügende, fluviatile Sandsteinlagen von 0,20–3,90 m Mächtigkeit (davon 0–2,30 m netto²⁾, verstanden. Weiters wird dazu in einzelnen Bohrungen (z. B. Sat 19, 22 und 22a) der tiefste in den Cerithien Schichten befindliche Sandstein (bis 1,30 m mächtig, bioturbiert, vereinzelt Makrofossilreste) gerechnet, der ebenfalls nur lokal entwickelt ist.

Hinsichtlich der Reservoirparameter sind die EOS E-Sandsteine vorwiegend dicht bis schwach porös (bis 12 %) und sind bezüglich ihrer Reserven und ihres Beitrages zur Gesamtproduktion vernachlässigbar. Einzig im Raum Oberaustall Ost werden Porositäten bis 18% und Luftdurchlässigkeiten bis 138 mD registriert. Hier stellt der EOS E auch ein Gutteil des Reservoirs dar.

2.2.2. EOS D

Der EOS D stellt den nach dem EOS B am weitesten verbreiteten und vom lagerstättentechnischen Standpunkt zweitwichtigsten Horizont im Großraum Oberaustall-Sattledt-Steinhaus dar. Nahezu feldeweit liegend wie hangend von Cerithien Schichten begrenzt, repräsentiert der EOS D - abhängig vom Ort des Antreffens innerhalb der Lagune - entweder die Füllung eines Gezeitenkanals oder den Bereich der Foreshore (siehe EOS B).

Die Mächtigkeiten des EOS D schwanken zwischen 0,50 und 5 m (netto 0–3,60 m), die Porositäten reichen von 12–22% (im Durchschnitt 16 %) und die Durchlässigkeiten variieren zwischen 12 und 394 mD.

2.2.3. EOS C

Dieser nur im Feld Sattledt vorhandene Sandstein umfaßt 0,20–3 m (netto 0 - 2,50 m), wurde im marinen Küstenbe-

reich abgelagert und ist faziell mit dem EOS B vergleichbar (siehe diesen). Unterlagert wird der EOS C durchwegs von Cerithien Schichten bzw. deren lateralem Äquivalent in Form von Mud Flats. Hangend finden sich entweder ähnliche Tone wie im Liegenden oder aber ein tonig-siltiger Sandstein der direkt in den EOS B überleitet. In etlichen Bohrungen (z. B. Sat 20, 22, 23) wäre daher vom lagerstättentechnischen Standpunkt eine Trennung von EOS C und B nicht erforderlich, sie wird jedoch aus Gründen der Konsequenz durchgeführt. Lediglich in Sat 19 wurde kein EOS C ausgeschieden, obwohl anzunehmen ist, daß der tiefste Teil des hier durchgehend porösen EOS B lateral mit dem EOS C in Verbindung steht.

Die Porositäten des EOS C liegen zwischen 12 und 22 (im Durchschnitt 15%), die Permeabilitätswerte für Luft betragen 1–85 mD.

2.2.4. EOS B

Der EOS B stellt mit seiner feldeweiten Verbreitung von 2–6,40 m brutto (netto 0–6,10 m) den volums- und produktionsmäßig mit Abstand wichtigsten Horizont der Region dar. Es handelt sich dabei um einen im Küstenbereich abgelagerten Sandstein. Dieser verfügt, ähnlich wie auch der EOS C und z. T. D, infolge kleinräumiger und wiederholter Fazieswanderungen in den meisten Bohrungen über Sedi-mentstrukturen sowohl der Upper Foreshore = Gezeitenbereich (mittel- bis grobkörnig, ±strukturlos bis laminiert, fein- bis dickwandige Schalenreste, häufig horizontale bis vertikale Spuren von *Ophiomorpha* = der heutigen *Callianassa* ähnlicher Krebs) wie auch der Lower Foreshore = Gebiet ständiger Wasserbedeckung (mittel- bis feinkörnig, seltener grobkörnig, zumeist tonreicher, stark bioturbiert). Im Hangenden geht der EOS B in den südwestlich und zentral gelegenen Bohrungen entsprechend der paläogeographischen Situation in einen flachmarinen Sandstein mit Lithothamniengrusführung über (siehe EOS A).

Die Porositäten des EOS B reichen von 11–22% (im Durchschnitt 17,4%), die Permeabilitäten von 3–1068 mD (durchschnittlich wenige 100 mD).

2.2.5. EOS A

Die Verbreitung des als EOS A ausgeschiedenen Horizonts ist mit jener des EOS B praktisch deckungsgleich, ausgenommen das Gebiet nördlich der Bohrungen Sths 5 und 6 wo nur mehr der EOS B vorhanden bzw. der EOS A nicht mehr abtrennbar ist. Beim EOS A handelt es sich fast durchwegs um eine flachmarin-lagunäre Weiterentwicklung des EOS B mit - je nach Entfernung von Lithotham-nien "riff" im Raum Eberstolz - unterschiedlichem Anteil von Lithothamnienschstücken.

²⁾ Netto(schichtmächtigkeit) = poröser Anteil eines Sandsteins

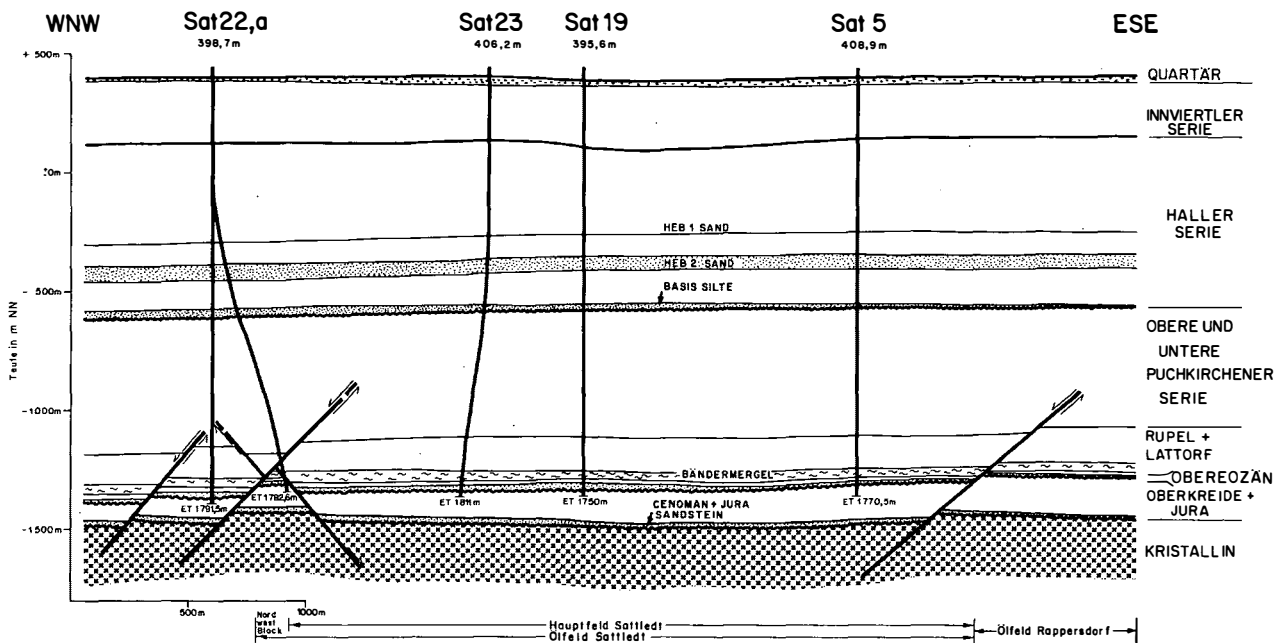


Abb. 4:
Geologisches West-Ostprofil über die Lagerstätten Sattledt und Rappersdorf

Dieser und damit das erhöhte Karbonatangebot zeichnen für die weitgehende Dichtheit des 0,20–3,60 m mächtigen EOS A verantwortlich. In etlichen südwestlichen Bohrungen (z. B. Sat 13, Ob 1) geht der EOS A zur Gänze oder teilweise in massiven Lithothamnienkalk(sandstein) über. In weiten Teilen von Sattledt geht der EOS A unmittelbar aus dem EOS B hervor, sodaß eine Trennung der beiden Horizonte nicht zwingend erscheint. In den östlichen Bohrungen von Sattledt und Oberaustall Ost schiebt sich jedoch eine bis mehrere dm mächtige Tonlage, die - infolge der Küstennähe - auch kohlige Substanz (z. B. Sat 2 und 4) führen kann, zwischen die beiden Sande. Auch ist der Südosten von Sattledt und Oberaustall Ost neben den beiden Bohrungen Sths 2 und 5 das einzige Gebiet mit Porositäten in EOS A.

Die Nettoschichtmächtigkeiten liegen zwischen 0 und 1,70 m, die Porositäten reichen von 9–22% (im Durchschnitt 16%), die Luftdurchlässigkeiten von 3–239 mD (i. a. unter 100 mD).

2.3. Tektonisches Bild

Während des Oligozäns setzte sich die im Eozän eingeleitete, durch die Last der von Süden nach Norden vorrückenden alpinen Decken bedingte asymmetrische Absenkung des Molassebeckens fort. Hand in Hand damit ging die Bildung zahlreicher, im wesentlichen West-Ost-streichender Zerrungsbrüche antithetischer wie synthetischer Natur. Diese sind - wie in weiten Teilen der Molassezone - im Gebiet Oberaustall-Sattledt-Steinhaus teils für sich, teils in Kombination mit Faziesänderungen der Trägergesteine

als Kohlenwasserstofffallen wirksam (NACHTMANN & WAGNER, 1987).

Aus Logkorrelationen wie aus Seismiklinien ist erkennbar, daß sich der beträchtlichere Teil der Bruchtätigkeit im (tieferen) Rupel und in der Zeit der Unteren Puchkirchener Serie abgespielt hat. Brüche jüngeren Datums (d. h. Zeit der Oberen Puchkirchener Serie) sind seltener, die Basis der Haller Serie wird nach seismischem Befund im beschriebenen Gebiet von keinem Bruch erreicht oder versetzt (Abb. 4).

Die von Süden nach Norden in mehreren Kulissen hintereinander angeordneten Felder Oberaustall West und Ost, Sattledt, Rappersdorf, Steinhaus, Steinhaus Nord und Nordwest sind mit Ausnahme des letztgenannten durchwegs von mehreren Brüchen geprägt (Abb. 5). Feldeintern bewirken Brüche jedoch nur in Sattledt eine blockweise Unterteilung der Lagerstätte: der im Nordwesten des Feldes, die Bohrungen Sat 10-22a-20 und (bedingt) Sat 8 umfassende horstartig herausgehobene Block weist im Laufe der produktionstechnischen Feldesgeschichte ein vom Hauptfeld wesentlich abweichendes Druckgefüge auf, das - da sedimentologisch unbegründet - nur tektonisch bedingt sein kann. Etliche weitere Brüche mit kartierbaren Sprunghöhen bis zu mehreren Zehnermetern finden sich in Sattledt und Steinhaus. Eine Beeinträchtigung des Lagerstättenflusses durch diese oder noch kleinere - seismisch und geologisch nicht erfaßbare - Verwerfungen scheint nirgends gegeben. Aufgrund der jeweils nur wenige Meter mächtigen Eozänsandsteine würde ein geringfügiger Versatz zwar schon für eine Unterbrechung der

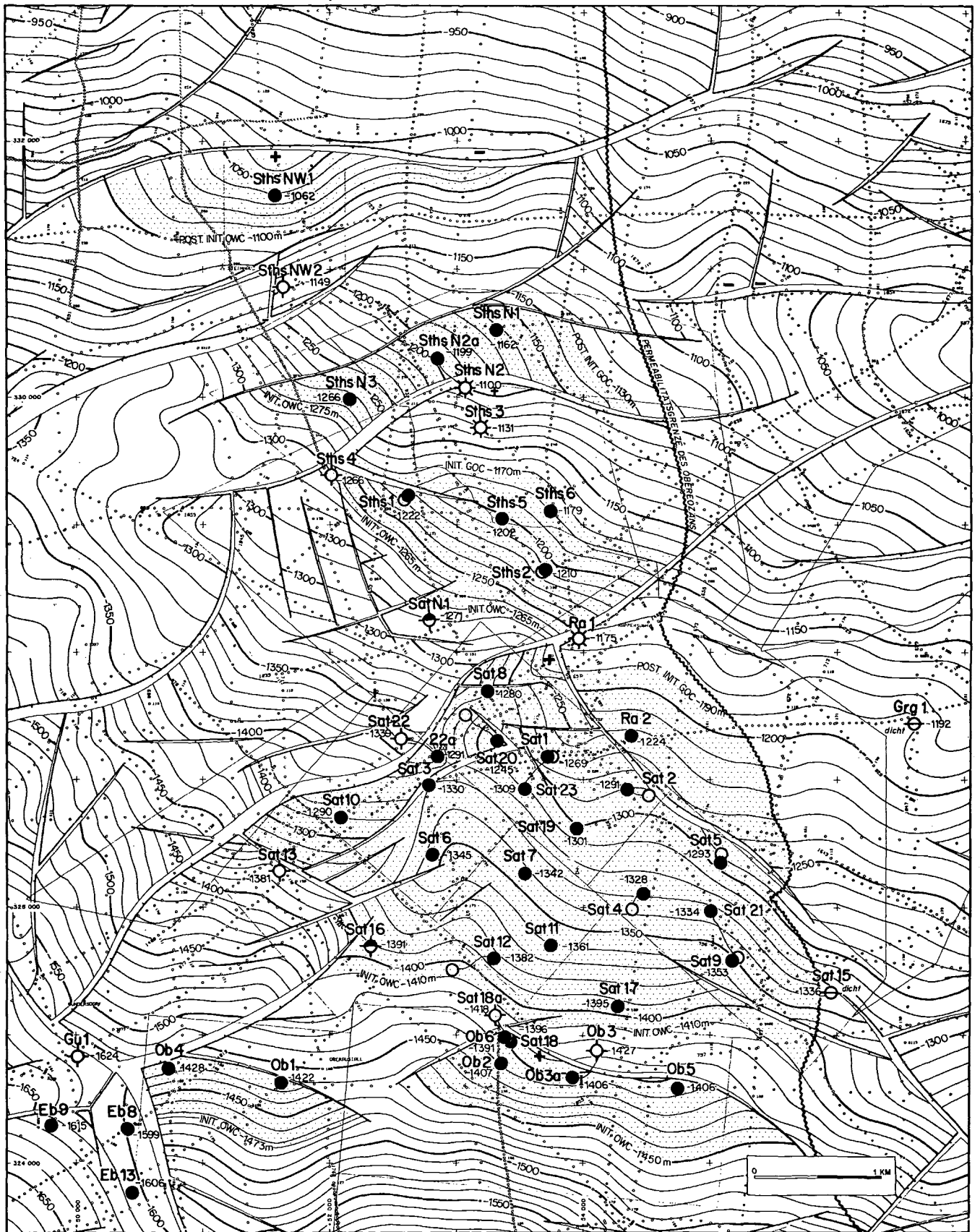


Abb. 5:
Strukturkarte der Eozänoberkante (Teufen in m NN)

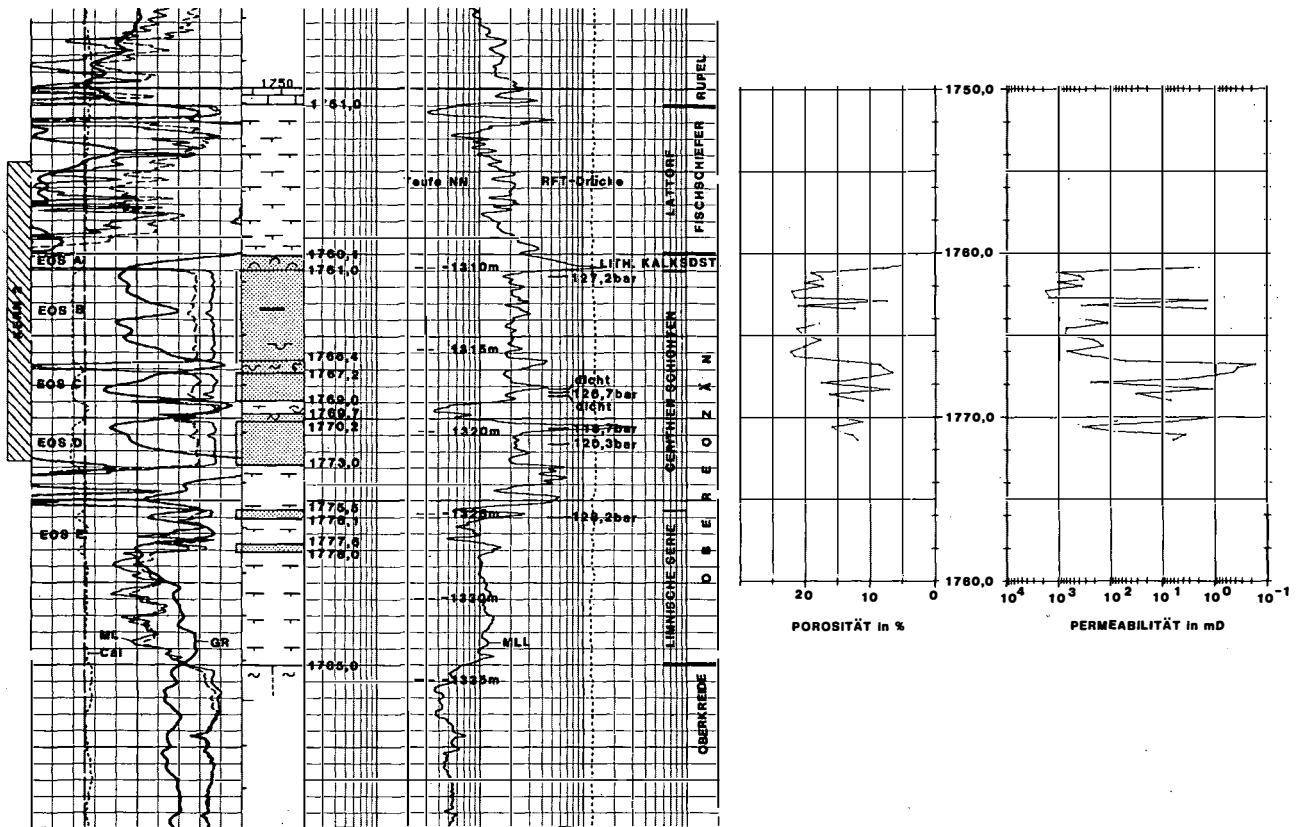


Abb. 6:

Geologische und petrophysikalische Datenübersicht am Beispiel von Sat 23: geologische Informationen stammen von Kern und Schlumbergermessungen; Porosität und Permeabilität stellen Laborwerte von Kernplugs dar.

Kommunikation ausreichen, er würde aber auch bewirken, daß ein Sandsteinhorizont über diesen Bruch miteinander in Kontakt kommen kann.

Obwohl von der sedimentologischen Anlage her zumindest die Horizonte EOS A+B+C und D sowie E feldesweit durch tonige Zwischenlagen getrennt sind (Abb. 6), verfügen sie nicht nur über einen einheitlichen Öl-Wasserkontakt sondern - wie aus den RFT-Drücken³⁾ in Sat 19, 20 und 23 hervorgeht - auch über ein einheitliches Druckgefüge. Dieses ist sicherlich vorrangig auf die oben erwähnten Bruchkontakte zurückzuführen, wurde aber durch die langjährige Praxis, alle porösen Lagen einer Bohrung gleichzeitig zu perforieren, noch unterstützt.

2.4. Lagerstättenbildung

Als Muttergestein für die eozänen Kohlenwasserstoffe kommt am wahrscheinlichsten der Lattorf-Fischschiefer in Frage (KOLLMANN & MALZER, 1980), der seine

Maturität nicht im Vorland, sondern, infolge der erhöhten Überlastung durch die alpinen Decken, erst unter diesen erreicht haben soll.

Die Ölgene und damit das Einsetzen der Migration wird nach unpublizierten Arbeiten mit nicht früher als jüngstes Eger = höchste Obere Puchkirchener Serie angesetzt. Das heißt, die Migration erfolgte erst zu einem Zeitpunkt, als das oligozäne Bruchnetz in seiner heutigen Form bereits mehr oder weniger fertig angelegt war.

Grundsätzlich ist bei fast allen Strukturen in Sattledt eine Migration bis praktisch rezent möglich, lediglich im Feld Rappersdorf scheint die reservoirgeologische Situation eine früher als spätoligozäne Migration zu erfordern: diese ringsum von dichten Brüchen bzw. der regionalen Verdonnungslinie der Eozänsandsteine begrenzte Öllagerstätte mit Gaskappe weist keinen Aquifer auf und ist von der etwas untersättigten Öllagerstätte Sattledt durch einen bis spätoligozän wirksam gewesenen und dichten NNW-SSE-streichenden Syntheter getrennt. Im Falle einer jünger als oberoligozänen Migration gibt es in Rappersdorf kaum eine plausible Erklärung dafür, auf welchem Weg das Öl eingewandert und wohin das primär vorhanden gewesene Formationswasser verdrängt worden sein könnte. Bei einer früher als spätoligozänen Migration hingegen be-

³⁾ RFT-Druck = punktförmige Messung des Lagerstättendruckes mittels "Repeatable Formation Tester" (= am datenübertragenden Kabel im Bohrloch hinabgelassenes Gerät) der Fa. Schlumberger

steht die Möglichkeit, daß Rappersdorf und Sattledt ursprünglich als eine Struktur angelegt und spätoligozän, d. h. bereits nach erfolgter Ölmigration und Lagerstättenbildung, durch den jungen Syntheter voneinander getrennt worden sind. Bei einer rekonstruierten Rückführung des Syntheters zeigt sich, daß bei Gültigkeit des derzeit angenommenen Gas-Öl-Kontaktes von Rappersdorf im Feld Sattledt lediglich der nördlichste Zwickel zwischen Sattledter Nord- und Rappersdorfer Westbegrenzung sowie der -1230 bis -1240 m Isohypsen im Bereich der ursprünglichen, möglicherweise gemeinsamen Gaskappe zu liegen kommt. Dies steht nach bisherigen Erkenntnissen nicht im Widerspruch zur lagerstättentechnischen Situation in Sattledt, sodaß Rappersdorf hinsichtlich der Möglichkeit einer früher als spätoligozänen Migration ein Schlüsselbeispiel für die gesamte oberösterreichische Molasse darstellen könnte.

Während die beiden Oberaustall-Lagerstätten jeweils bis zum Spill Point⁴⁾ mit Öl gefüllt waren, trifft dies - außer im Sonderfall Rappersdorf - in den anderen Lagerstätten des interessierenden Raumes nicht zu.

Hinsichtlich des Sättigungsgrades der Lagerstätten gilt, daß Oberaustall West und Ost sowie Sattledt und wahrscheinlich Steinhaus Nordwest untersättigt sind, während Rappersdorf, Steinhaus und Steinhaus Nord mit ihren initialen Gaskappen gesättigt sind.

3. Sedimentpetrographische Beschreibung

3.1. Gesteinszusammensetzung

Die fast durchwegs als Subarkosen ansprechbaren Sandsteine verfügen neben den zumeist undulösen oder polymorphen Quarzen über einen wechselnden Feldspatgehalt bis zu 40%. Zusätzlich findet sich ein wechselnder Anteil an Hell- und Dunkelglimmer und als Accessorien sind Glaukonit, nicht weiter zugeordnete Gesteinstrümmer (rock fragments) sowie Zirkon und bisweilen Erze (überwiegend Pyrit) vertreten. Karbonat tritt nur in Form von Calcitcement oder als Fossilreste auf: Rotalgenbruchstücke, Schalenfragmente, Foraminiferen, selten Einzelkorallen.

Die Sandsteine sind vorrangig mittel- bis grobkörnig, seltener feinkörnig, mäßig sortiert, häufig liegen zwei Korngrößenmaxima vor, mit eckigen bis kantengerundeten Komponenten. Der geringe Rundungsgrad sowie die vielfach vollkörperliche Erhaltung der Kalifeldspäte und das relativ häufige Vorhandensein von nahezu idiomorphen Zirkonkörnern sind deutliche Hinweise auf einen nur

sehr kurzen Transportweg von einem (gneis)granitischen Liefergebiet (Böhmische Masse) zum Ort der Ablagerung.

3.2. Bindemittel und Porosität

Unabhängig von der Korngröße lassen praktisch alle Dünnschliffe ein korngestütztes Gefüge erkennen, dessen Zwickel und Porenräume ursprünglich mit feinkörniger, vorwiegend toniger Matrix sedimentärer Herkunft erfüllt waren. Der heute vorliegende Tonmineralbestand im Eozän weist eine starke Dominanz von Kaolinit auf, gefolgt von Illit und untergeordnet Chlorit. In den dichter gepackten feinkörnigen Abschnitten sind die plastischeren Glimmer häufig zwischen den harten Quarz- und Feldspatkörnern regelrecht verquetscht und wirken lokal auch als Bindemittel.

Im EOS A ist feinkristalliner Calcit das überwiegende Bindemittel. In den Sanden EOS B - E tritt Calcitcement selbst im Schliffbereich nur lokal und vereinzelt auf. Fallweise ist eine graduelle "Calcitisierung" des tonigen Bindemittels zu beobachten. Ein dermaßen geringer Karbonatgehalt wird auch durch Säurelöslichkeitsbestimmungen an Kernbruchstücken aus mehreren Bohrungen bestätigt. Es kann jedoch angenommen werden, daß ein Gutteil der heute vorliegenden intergranularen Porositäten von bis zu 24 Volumsprozent des Gesteins auf frühdiagenetisch gebildeten und dann spätdiagenetisch gelösten Calcit zurückzuführen ist.

Die vor allem bei größeren Kalifeldspatkörnern, aber auch zahlreichen Biotiten bevorzugt entlang den Spaltbarkeiten auftretenden, alle Stadien, von gerade beginnend bis zur totalen Auflösung bzw. partiellen Umwandlung in Tonminerale, durchlaufenden Zersetzungsercheinungen sind Ursache für intragranulare Porositäten. Diese sind von ihrem Umfang her jedoch nur von geringer Bedeutung.

Absolut keine Porositäten liegen in den wenigen matrixgestützten Sandabschnitten mit viel tonig-siltigem Bindemittel vor.

4. Reservoircharakteristik

Auf der geologischen Korrelation und Unterteilung der Eozänsandsteine aufbauend wurden die zur petrophysikalischen Beschreibung der Lagerstätten erforderlichen Parameter ermittelt.

4.1. Porosität (\emptyset)

Aus Kernen wurde für die einzelnen Horizonte eine Durchschnittsporosität nach der Formel

$$\emptyset = \frac{\sum \emptyset_n \cdot h_n}{h}$$

⁴⁾ Spill Point = Überlaufpunkt, d. h. eine mit Öl/Gas randvoll gefüllte Struktur ist nicht mehr aufnahmefähig und zumigrierendes Öl/Gas wandert weiter

ermittelt, wobei "n" die Anzahl der vorhandenen Einzelwerte und "h" die Gesamtnettomächtigkeit je Horizont bedeutet. In Bohrungen mit Porositätslogs wurde mit deren Hilfe eine Durchschnittsporosität je Horizont errechnet, die häufig um zwei bis drei Prozentpunkte über dem entsprechenden Kernwert liegt.

Für die $\emptyset.h.(1-S_w)$ -Karten wurde für \emptyset grundsätzlich der Kernwert oder, falls kein solcher vorhanden, ein in Analogie zu gekernteten Nachbarbohrungen fallweise geringfügig modifizierter Logwert verwendet.

Als cut-off-Porosität⁹⁾ wurde anhand der durch die Punktwolke des Plots k_{Luft} versus \emptyset (aus Kernen) führenden Idealgeraden bei einer Durchlässigkeit von 1 mD eine Porosität von 9% fixiert (Abb. 7).

Die Nettoschichtmächtigkeiten, d. h. die porösen und produzierbaren Sandabschnitte, wurden in Abstimmung der Kerne mit den Logs, hier vor allem dem Mikrollog/Mikrolaterolog festgelegt. Allfällige Diskrepanzen zwischen den Kern- und Logmächtigkeiten halten sich innerhalb enger Grenzen, sodaß die verwendeten Nettoschichtmächtigkeiten \pm nicht variabel sind.

4.2. Permeabilität (k)

Nahezu allen Porositätseinzelwerten aus Kernen steht ein Durchlässigkeitswert gegen Luft gegenüber. Die lagenweise Durchschnittspermeabilität wurde analog der Formel für die Porosität errechnet. Da der Plot k_{Luft} versus \emptyset (Abb. 7) für eine vorgegebene Porosität eine Permeabilität in einer Bandbreite von bis zu drei Zehnerpotenzen zuläßt (z. B. bei $\emptyset = 15\%$ liegt k zwischen 3,5 und 220 mD), konnte dieser Plot zur Ableitung der Permeabilität bei nicht gekernteten Bohrungen nicht verwendet werden. In solchen Fällen wurde, soweit möglich, ein von ansonsten vergleichbaren Nachbarbohrungen genommener k-Wert verwendet, oder aber die Bohrung bei der Erstellung der k.h-Karte nicht berücksichtigt.

Aus der graphischen Darstellung der Kernporositäten und -permeabilitäten geht hervor, daß die Sandsteine fast durchwegs mehr oder minder inhomogen sind. Eine Feinkorrelation einzelner hochpermeabler und somit als Fließwege bevorzugter Lagen innerhalb eines EOS-Körpers von einer Bohrung zur nächsten ist somit praktisch kaum möglich.

⁹⁾ Cut off Porosität = jene Mindestporosität, ab welcher meßbare Fließbewegungen des Lagerstätteninhaltes (Gas, Öl, Wasser) erfolgen.

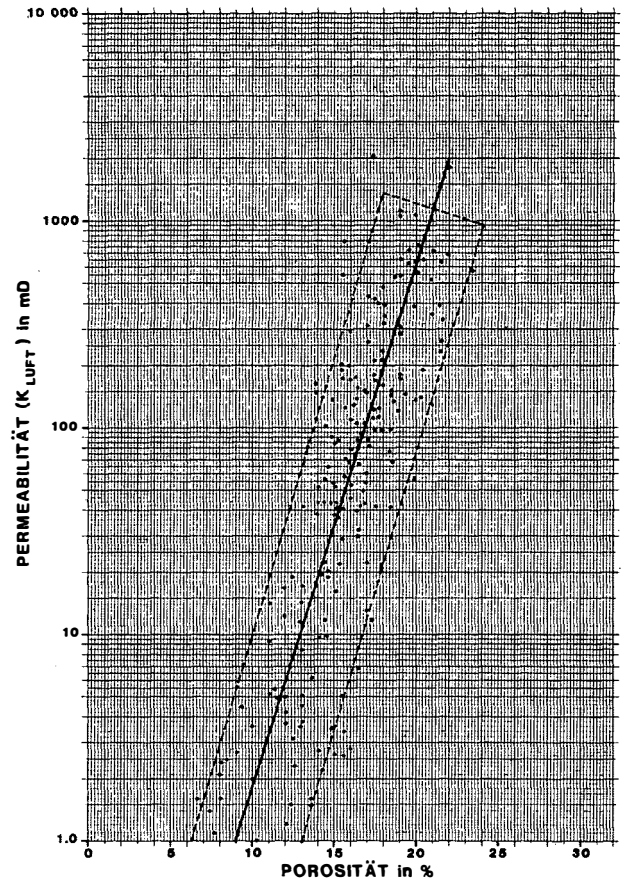


Abb. 7:
 k_{Luft} versus \emptyset Plot für den EOS B im Feld Sattledt

4.3. Wassersättigung (S_w)

Nur von einem relativ geringen Anteil der Kernproben liegen S_w -Bestimmungen vor. Wassersättigungen nach Logs stellen, ähnlich der Porosität, für die jeweilige Lage gültige Durchschnittswerte dar. Während die Logwerte in kohlenwasserstoffführenden Bereichen mit den Kernwerten gut übereinstimmen bzw. etwas höher liegen, sind gravierende Unterschiede häufig bei dünnen Lagen (wenige dm mächtig, häufig stark vertont) zu beobachten, wo die Logs infolge schichtmächtigkeitsbedingter Auflösungs-schwierigkeiten wesentlich höhere Wassersättigungen anzeigen als Kerne.

Für die Erstellung der $\emptyset.h.(1-S_w)$ -Karten wurde für S_w der mit den jeweiligen Kerndaten bzw. den Erkenntnissen aus vergleichbaren Bohrungen abgestimmte Logwert verwendet. In Einzelfällen wurde im EOS E für S_w der Erfahrungswert 0,60 angenommen.

4.4. Öl-Wasserkontakte (OWC)

Als Öl-Wasserkontakt gilt die horizontale Berührungsfläche von Öl- und Wasserführung innerhalb eines Speichergesteins. Auf Strukturkarten bezeichnet man die parallel zu den Isohypsen verlaufende Schnittlinie der Oberkante

eines solchen Trägers mit dem Wasserspiegel als äußeren und die Projektion der Schnittlinie der Unterkante als inneren OWC. Mit zunehmender Förderung aus einer Lagerstätte wandert ein initialer (äußerer wie innerer) OWC strukturaufwärts (= sekundärer OWC) da zufolge der Druckentlastung im Bereich der Ölführung Wasser aus dem expandierenden Aquifer nachdrängt. Bei entsprechender Ausdehnung und größerem Volumen des Aquifers kommt es zu einem - zumeist erwünschten - Schubmechanismus, dem Wassertrieb.

In den Feldern Sattledt und Steinhaus sind die OWCs durch Bohrungserkenntnisse (tiefste Ölführung - höchstes Wasser) fast auf den Meter genau fixierbar, für die ungefähre Lozierung des OWC in Steinhaus Nord ist das Förderverhalten der als ölführend erbohrten Sths N 3 maßgeblich. In Steinhaus Nordwest wird der initiale OWC etwa in der Mitte zwischen der ölführenden Sths NW 1 und der verwässerten Folgebohrung Sths NW 2 angenommen.

In den Feldern Oberaustall Ost und West waren alle Bohrungen initial ölführend, sodaß der Verlauf der beiden, nicht identischen OWCs durch Rückrechnung der bisherigen Kumulativförderung auf das jeweils originale Oil in Place gewonnen wurde. Aufgrund der derzeitigen Darstellung der Bruchverläufe stellen die beiden Oberaustall-OWCs die stratigraphisch nahezu tiefste Möglichkeit dar.

In Feldern mit mehr als einem produktiven Ölhorizont, das ist unter anderem Sattledt und Oberaustall Ost, wurde aufgrund der Kern- und Logdaten sowie jeweils vergleichbarer RFT-Drücke in Sat 19, 20 und 23 ein für alle Horizonte einheitlicher OWC angenommen. Lediglich in Steinhaus scheint der EOS D einen individuellen und um einige Meter tieferen OWC als der Hauptträger EOS B zu haben. Gestützt wird diese Annahme durch die kurzfristige Ölförderung aus dem EOS D in Sat N 1, während die übrigen Tests in dieser Bohrung Wasserzufluß mit Ölspuren erbrachten.

Infolge des strukturellen Einfallens des Eozäns in den jeweiligen OWC-Bereichen von größenordnungsmäßig ca. 5° und der dortigen Gesamtmächtigkeit der Schichtpakete vom Top des höchsten bis zur Basis des tiefsten Netto von nicht mehr als 10 m (z. B. Sat 17) beschränkt sich die initiale Fläche zwischen dem äußeren und inneren OWC auf einen jeweils sehr schmalen, vom initialen äußeren OWC weniger als zehn Meter strukturiert höher reichenden Streifen und ist vom lagerstättentechnischen Standpunkt vernachlässigbar.

4.5. Gas-Ölkontakte (GOC)

Die Existenz von primären Gaskappen in den Feldern Rappersdorf, Steinhaus und Steinhaus Nord ist einerseits durch Bohrergergebnisse (Ra 1, Sths 3) belegt, und anderer-

seits aus dem Förderverlauf einzelner Bohrungen (Sths 6, Sths N 1) ableitbar. Hinsichtlich der Lozierung des jeweiligen Gas-Ölkontaktes gilt:

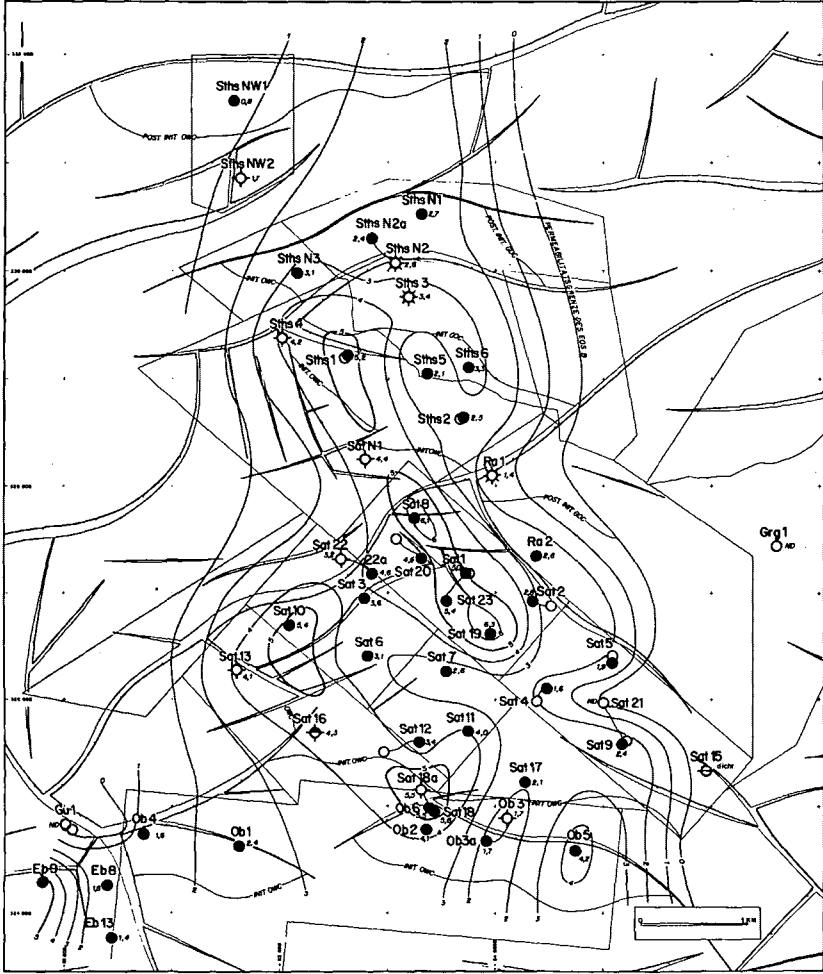
- Rappersdorf: Ra 1 hat Gas und Ra 2 Öl angetroffen, der GOC bei -1190 m NN ist ein angenommener, auf dessen wahren Verlauf derzeit aus dem Förderverhalten von Ra 2 (Ra 1 dient der Druckbeobachtung) nicht geschlossen werden kann.
- Steinhaus: mit -1170 m NN wurde der initiale GOC ursprünglich einfach auf halbem Wege zwischen der ölführenden Sths 2 und der gasführenden Sths 3 angesetzt. Der in Sths 3 beobachtete Druckverlauf in der Gaskappe sowie der Förderverlauf in Sths 6 (z. T. freie Gasproduktion) lassen auf eine Expansion der Gaskappe schließen. Dadurch kommt der sekundäre GOC bereits bei etwa -1180 m NN zu liegen.
- Steinhaus-Nord: aufgrund der initialen Ölführung in Sths N 1 bei -1162 m NN wurde in Analogie zur Existenz einer Gaskappe in Steinhaus ein möglicher GOC bei -1130 m NN angenommen. Mittlerweile weist aber die Förderungsgeschichte von Sths N 1 auf Produktion von freiem Gas hin, woraus geschlossen werden kann, daß der initiale GOC näher bei der Sonde, d. h. strukturtiefer gelegen haben könnte.

4.6. Aquifer und Wassertrieb

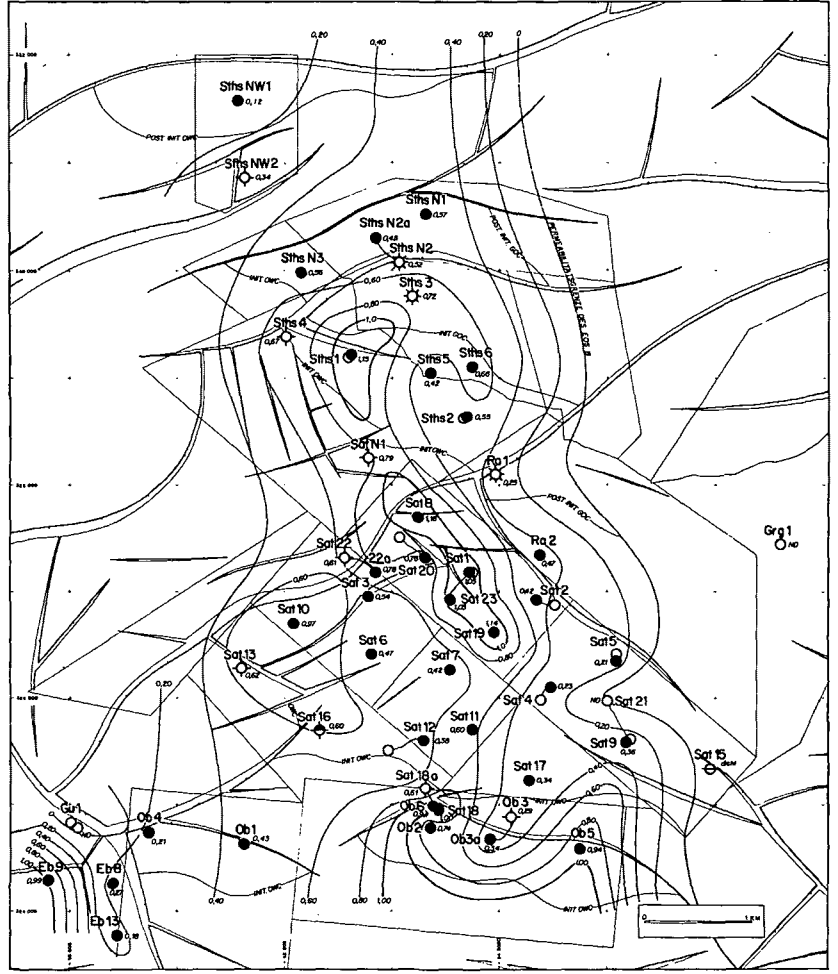
Aus der regionalen Verbreitung der Eozänsandsteine und der Konfiguration des oligozänen Bruchnetzes ergibt sich, daß ein mehrere km² großer Aquifer lediglich im Raum südlich von Oberaustall vorliegt.

In Rappersdorf ist derzeit keine Wasserführung bekannt und das Feld hat aufgrund seiner allseitigen Begrenzung keinerlei Verbindung zu einem Aquifer. Für die Felder Sattledt, Steinhaus und Steinhaus Nord bieten sich im Vergleich zu deren ölführenden Flächen nur sehr geringe Aquiferausdehnungen an, während Steinhaus Nordwest angesichts seiner Feldesgröße wiederum einen relativ großen Aquifer im Südosten und Südwesten aufweist.

In der Produktionsgeschichte und der daraus ablesbaren Wirksamkeit eines Wassertriebes in jedem der Felder spiegeln sich die Erkenntnisse aus der Aquiferverteilung deutlich wider: partieller Wassertrieb herrscht in Oberaustall West und Ost, geringfügiger in Sattledt und partiell, d. h. von Westen wirksamer in Steinhaus und Steinhaus Nord. In Steinhaus Nordwest läßt die geringe Gesamtfördermenge bislang keine Rückschlüsse auf einen allfälligen Wassertrieb zu.

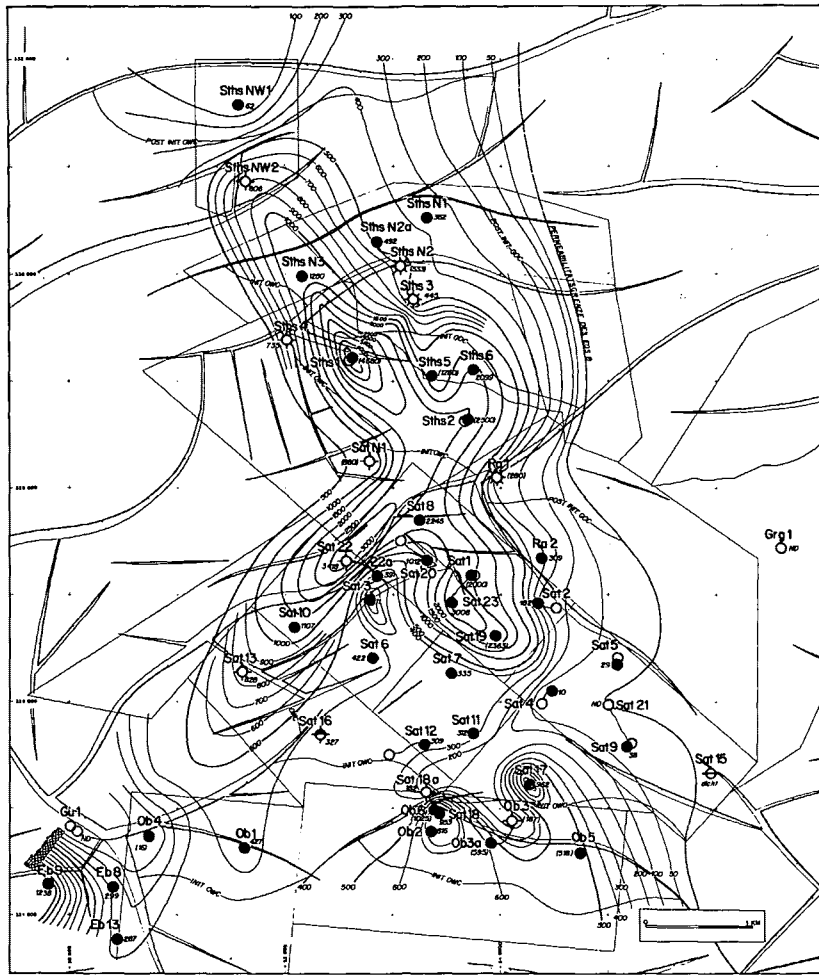


a

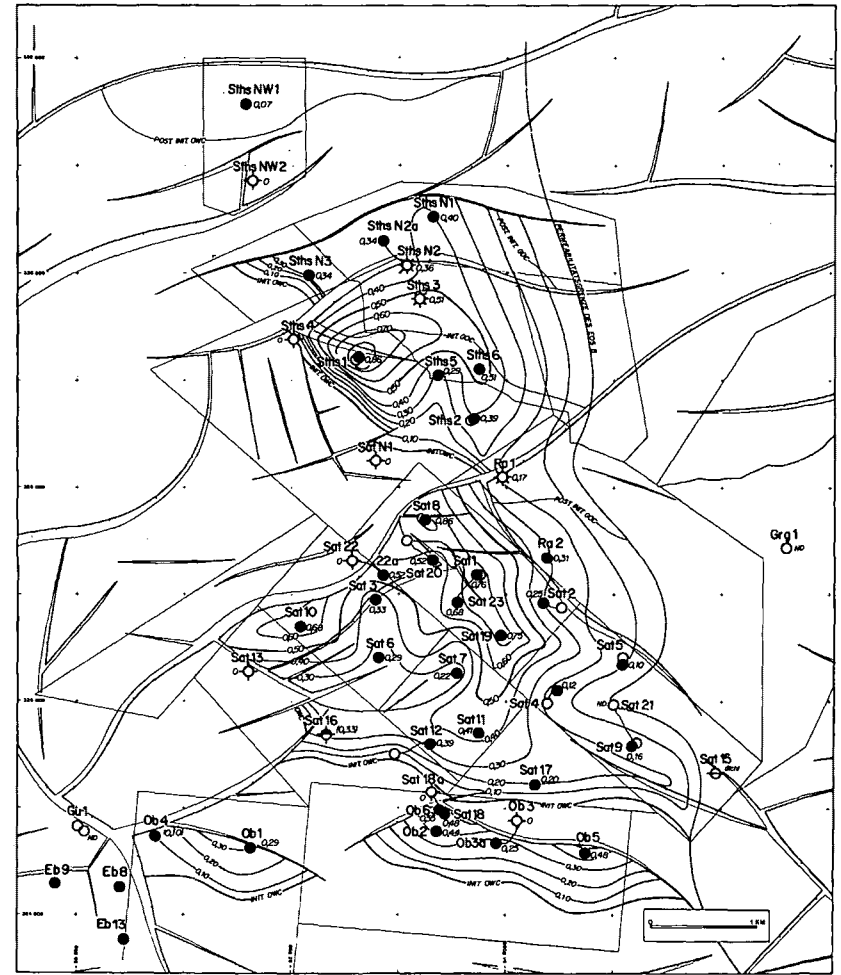


b

Abb. 8



c



d

Abb. 8:

Lagerstättenkarten des EOS B: a = Nettoisopachen (m), b = $\varnothing \cdot h \left(\frac{\% \cdot m}{100} \right)$, c = k.h (mD.m), d = $\varnothing \cdot h \cdot (1 - S_w)$

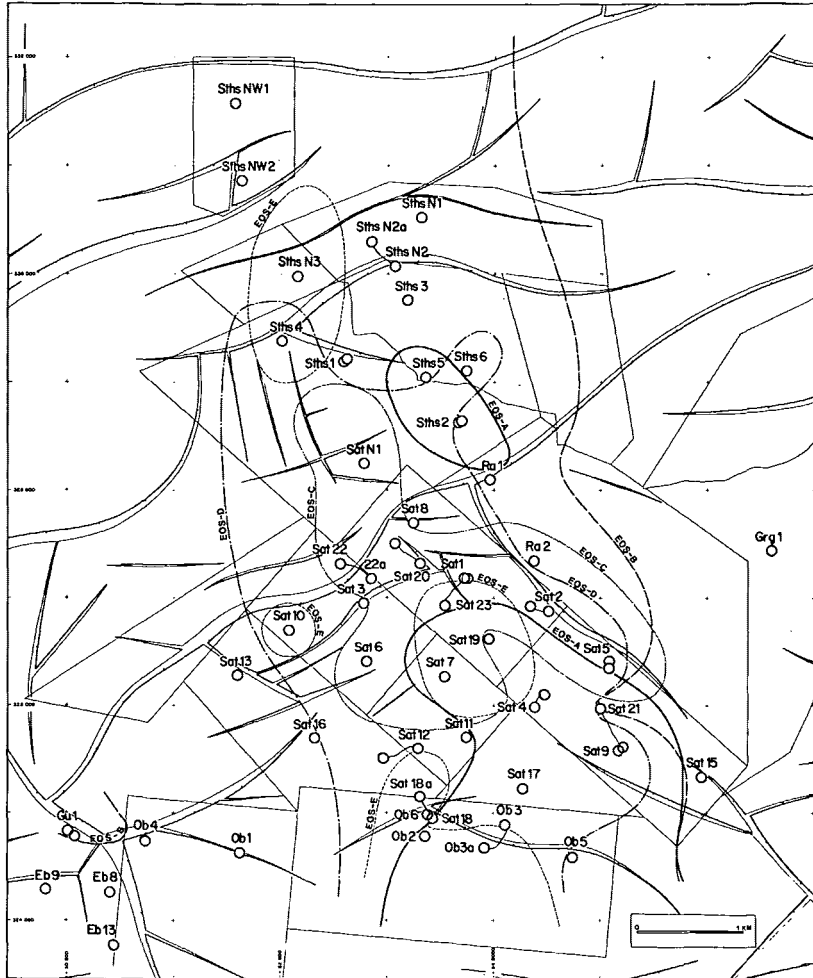


Abb. 9:
Verbreitungsübersicht der porösen EOS-Sande

5. Praktische Umsetzung der gewonnenen Erkenntnisse

Basierend auf der detaillierten Erfassung des Eozäns im Raum Oberaustall - Sattledt - Steinhaus wurden die lagerstättenbeschreibenden Parameter Nettoschichtmächtigkeit, Porosität, Permeabilität und Wassersättigung in Form von Nettisopachen, \emptyset .h-, k.h- und \emptyset .h.(1-S_w)-Karten für jeden einzelnen Sandsteinhorizont dargestellt (Abb. 8). Während die drei erstgenannten Karten jeweils Aussagen zur faziellen Entwicklung und Ausdehnung des jeweiligen Sandsteines machen, spiegeln die \emptyset .h.(1-S_w)-Karten die Größenordnung des öl/gaserfüllten Porenvolumens wider. Abb. 9 weist die Grenzen aus, innerhalb derer die einzelnen EOS-Sande porös ausgebildet und somit von Lagerstätteninteresse sind.

Das erklärte Ziel einer jeden lagerstättengeologischen Bearbeitung eines Öl- oder Gasfeldes ist es, mit dem detaillierten Wissen um die Verteilung der einzelnen seismischen, geologischen, petrophysikalischen, lagerstätten-

und fördertechnischen Daten innerhalb des Feldes ein bestmögliches Verstehen der historischen Abläufe zu gewährleisten und weiters eine geeignete Entscheidungsgrundlage zum künftigen Setzen der wirtschaftlichsten Schritte zur bestmöglichen Entölung einer Lagerstätte zu schaffen. Zu derartigen Maßnahmen zählt das Lozieren weiterer Förder- und/oder Flutsonden genauso wie Überlegungen über Komplettierungsvarianten in bestehenden Bohrungen, um durch gezieltere Förderung aus oder Injektion von Wasser oder allenfalls auch von CO₂ oder Polymeren in Teilbereiche der Lagerstätte eine möglichst hohe Ausbeute zu erlangen.

Mit einer Gesamtförderung von etwas mehr als einer Million Tonnen Rohöl aus den beschriebenen Feldern halten wir gegenwärtig - je nach Feld - bei einem Ausbeutefaktor von etwa 6 bis 32 %. Unter günstigen Voraussetzungen sollte eine Ausbeute von bis zu 40% des initialen Oil in Place möglich sein.

Danksagung

Vorliegende Arbeit stellt den geologischen Teil einer in der Lagerstättenabteilung der Rohöl-Aufsuchungs GmbH interdisziplinär erarbeiteten Feldstudie dar. Bei allen an der Aufbereitung der Daten sowie Erstellung von Text und Abbildungen beteiligten Kolleginnen und Kollegen bedanke ich mich für die gute Zusammenarbeit. Weiters gilt mein Dank der Geschäftsführung der RAG für die freundliche Genehmigung zur Veröffentlichung dieses Berichts.

Literatur

KOLLMANN, K. & MALZER, O. (1980): Die Molassezone Oberösterreichs und Salzburgs. - in F. BACHMAYER (Hrsg.): Erdöl und Erdgas in Österreich, 179-201; Verlag: Naturhistorisches Museum, Wien.

NACHTMANN, W. & WAGNER, L. (1987): Mesozoic and Early Tertiary evolution of the Alpine foreland in Upper Austria and Salzburg, Austria. - *Tectonophysics*, 137, 61-76, Amsterdam.

WAGNER, L. (1980): Geologische Charakteristik der wichtigsten Erdöl- und Erdgasträger der oberösterreichischen Molasse - Teil 1: Die Sandsteine des Obereozäns. - *Erdöl-Erdgas Zeitschrift*, 96, 338-346, Hamburg/Wien.

Anschrift des Verfassers:

Dr. Wolfgang Nachtmann, Rohöl-Aufsuchungs GmbH (RAG), Schwarzenbergplatz 16, A-1015 Wien

eingereicht: 16.3.1989

angenommen: 25.3.1989