

10184,0'



3. Österreichischer
Sedimentologen
Workshop

Seewalchen am Attersee, 14. November 1998

Programm
Kurzfassungen
Teilnehmer

Organisation:
Michael Wagreeich & Michael Rasser

PROGRAMM

- 9.30 - 9.45 KAMELGER, A.: Numerische Simulation und Massenbilanzierung von Erosionsprozessen
- 9.45 - 10.00 NEUBAUER, F. HANDLER, R. & HILBERG, S.: Detritische Minerale und mesozoische Paläogeographie: neue Daten von den Florianikogelschichten, der Gosau und der Flyschzone
- 10.00 - 10.15 SPÖTL, Ch., MANGINI, A., BURNS, S.J., PAVUZA, R., KRAINER, K., FRANK, N., RAMSEYER, K., KUTSCHERA, W.: Höhlensinter als Klima-Archive (Projekt-Vorstellung)
- 10.15 - 10.30 OTTNER, F. & HASEKE, H.: Höhlenlehme der Rettenbachhöhle und Schwebstoffe in Quellen des Nationalparks Kalkalpen OÖ
- 10.30 - 11.00 Kaffepause
- 11.00 - 11.15 MAURER, F.: Wachstumsanalyse einer mitteltriadischen Karbonatplattform in den westlichen Dolomiten (Südalpen)
- 11.15 - 11.30 KEIM, L.: Drowning einer karnischen Karbonatplattform (O-Trias, Dolomiten)
- 11.30 - 11.45 SÄTTLER, U.^{4c}: Sedimentologische und Mikrofazielle Untersuchungen einer Obertriadischen Karbonatplattform in den Julischen Alpen/Slowenien
- 11.45 - 12.00 KRYSZYN, L. & LEIN, R.: Zum Nachweis maskierter Sequenzgrenzen in Flachwasserkarbonaten am Beispiel des triassischen "Pantokratorkalkes" von Hydra (Griechenland)
- 12.00 - 12.15 LEIN, R., GAWLICK, H.-J., SCHAUER, M. & THUM, S.: Zur tektonischen Stellung des Hochkönig – Neuergebnisse auf der Grundlage von stratigraphischen, fazialen und Conodont Colour Alteration Index (CAI) Daten (Nördliche Kalkalpen)
- 12.15 - 12.30 RANTITSCH, G. & RUSSEGGER, B.: Neue Daten zur thermischen Geschichte des Drauzuges (Ostalpen)
- 12.30 - 14.00 Mittagspause
- 14.00 - 14.15 BARON-SZABO, R., HRADECKÁ, L., LOBITZER, H., OTTNER, F., SACHSENHOFER, R., SCHLAGINTWEIT, F., SIEGL-FARKAS, A., SVÁBENICKÁ, L., SZENTE, I. & ZORN, I.: Fazies und Biostratigraphie der Weissenbachalm-Gosau bei Bad Aussee - Vorläufige Ergebnisse.
- 14.15 - 14.30 SANDERS, D. & PONS, J.-M.: Faziesanalyse eines gemischt siliziklastisch-karbonatischen Schelfs im externen Bereich eines Orogens (Santon, Südpirenäen, Spanien).
- 14.30 - 14.45 SANDERS, D. & PONS, J.-M.: Ein Karbonat-"Mikroschelf" am Top einer submarinen Rutschmasse (Santon, Collades des Basturs, Südpirenäen).
- 14.45 - 15.00 LATAL, Ch.: Das Kreide-Tertiär Profil in Cerbara (Nordumbrien, Italien)
- 15.00 - 15.30 Kaffeepause
- 15.30 - 15.45 EBNER, F. & MALI, H.: Tuffe im Miozän des Steirischen Beckens
- 15.45 - 16.00 GROSS, M., HUBMANN, B. & REISINGER, J.: Gammastrahlungscharakteristik der "Kapfensteiner Schotter" (Obermiozän, Steirisches Becken/Österreich)
- 16.00 - 16.15 GROSS, M. & PILLER, W.E.: Ostracoden als Environmentindikatoren - Fallstudie Bad Deutsch Altenburg (E-Rand des Wiener Beckens, Oberbadenum)
- 16.15 - ? Diskussion

FAZIES UND BIOSTRATIGRAPHIE DER WEISSENBACHALM-GOSAU BEI BAD AUSSEE –VORLÄUFIGE ERGEBNISSE

**BARON-SZABO, R., HRADECKÁ, L., LOBITZER, H., OTTNER, F., SACHSENHOFER, R.,
SCHLAGINTWEIT, F., SIEGL-FARKAS, Á., SVÁBENICKÁ, L., SZENTE, I. & ZORN, I.**

Eine kurze Erwähnung findet das kleine Gosauvorkommen der Ausseer Weissenbachalm bereits in der berühmten Pionierarbeit von SEDGWICK & MURCHISON (1831) „A Sketch of the Structure of the Eastern Alps“, während die erste kursorische Bearbeitung auf PETERS (1852, Abh. GRA, 1) sowie REUSS (1854) zurückgeht. Abgesehen von der monographischen Bearbeitung der arten- und individuenreichen Foraminiferenfauna durch TOLLMANN (1960, Jb. GBA, 103), dem wir auch eine Übersichtskartierung dieses Gebietes verdanken, findet die Ausseer Weissenbachalm-Gosau lediglich gelegentliche Erwähnung als Fossilfundpunkt (z.B. in HAUER 1858, STUR 1871, REDTENBACHER 1873, BEAUVAIS 1982) sowie in Exkursionsführern (z.B. KOLLMANN & SUMMESBERGER 1982).

Unsere Arbeitsgruppe hat nun begonnen, dieses fossilreiche (aber leider sehr Ammoniten-arme) Gosauvorkommen detailliert zu bearbeiten; die hier präsentierten Ergebnisse haben lediglich vorläufigen Charakter.

Über einem schlecht korngößensortierten Basiskonglomerat (nicht bearbeitet) steht an der südlichen Hangseite des Weissenbachs eine über 30m mächtige Serie grauer weicher Kalkmergel an, während entlang der Forststraße N des Weissenbachs graue biomikritische Kalke anstehen, die von KOLLMANN & SUMMESBERGER (1982) treffend als Rudisten-Korallen-Brachiopoden-Fazies bezeichnet wurden. Ebenfalls am Hang nördlich des Weissenbachs steht ein ca. 80cm mächtiges Kohlen(ton)flöz an, das direkt einem hier gut geschichtetem Konglomerat auflagert, das dem oberen Konglomerathorizont im Sinne von PETERS (1852) entsprechen könnte.

Die **Kohle** zeigt eine Vitrinitreflexion von 0,44% Rr (Glanzbraunkohlenstadium) und liegt damit am unteren Rand von Reflexionswerten benachbarter Gosauvorkommen. Die Palynomorphen-Assoziation ist reich an schlecht erhaltenen Normapolles. Die Gesamtmineralanalyse der Kohle zeigt etwas Quarz, relativ viel Gips, etwas Pyrit und Kaolinit. Im Kohleton ist viel Kalzit vorhanden, auch etwas Gips und ein sehr hoher Pyritanteil.

Über dem Basiskonglomerat setzen mit scharfer, diskordanter Grenze die über 30m mächtigen und durchgehend aufgeschlossenen **grauen Mergel** ein, aus deren (vermeintlichem) Liegendabschnitt TOLLMANN (1960) eine ungemein reiche Foraminiferenfauna beschrieb. Gesamtmineralanalysen zeigen nun, daß die basalen Mergel einen höheren Quarz-, Plagioklas- und Muskowitanteil sowie etwas Gips aufweisen und sowohl nanno-, als auch foraminiferensteril sind. Die gesamte hangend folgende feinklastische Serie wird von Kalkmergeln repräsentiert, die einen ziemlich einheitlichen Mineralbestand aufweisen, der auf eine eher gleichmäßige Karbonatproduktion schließen läßt. Geringe Mengen an Quarz, Muskowit, Plagioklas, Kalifeldspat, Kaolinit und Chlorit weisen auf geringfügigen terrestrischen Einfluß hin.

Eine Besonderheit stellen korallenführende Mergel dar, die erhöhten Gipsanteil sowie eine sehr gut erhaltene Vergesellschaftung von Normapolles und Farnsporen aufweisen. Die Nannofossil-Assoziation erlaubt eine Einstufung in die Nannozone CC 13 B (O.-Turon - U.-Coniac), während die Foraminiferen-Assoziation festlandnäheres Neritikum im Sinne von WAGREICH & FAUPL (1994) mit Wassertiefen von ca. 10-20m anzeigt; dafür spricht auch das Ostracoden-Spektrum. Vereinzelt Funde von Scolecodonten sowie auch von *Botryococcus*.

Der mittlere Kalkmergelbereich kann der Nannozone CC 14 zugeordnet werden (M.-Coniac – unt. O.-Coniac). Die Foraminiferen-Assoziation zeigt mit einem Plankton:Benthos-Verhältnis von 40:60% bereits Ablagerungsbedingungen des mittleren Neritikums, d.h. Wassertiefen von ca. 30-100m an.

Die hangenden Kalkmergel sind in den unteren Anteil der Nannozone CC 15 zu stellen, d.h. Oberconiac bzw. Coniac/Santon-Grenzbereich. Die sehr gut erhaltene und artenreiche Foraminiferenfauna wird von Plankton (ca. 60%) dominiert. Es finden sich aber auch mehrere benthische Indexfossilien der Gattung *Gavelinella*. Paläobathymetrisch sprechen die Foraminiferen-, aber auch die Ostracoden-Assoziationen für Tiefneritikum, d.h. Wassertiefen bis zu etwa 200m. Die festlandsferneren Palynomorphen-Assoziationen zeigen gute Erhaltung sowie neben Normapolles und Farnsporen auch Dinoflagellaten-Zysten.

Entlang der Forststraße stehen östlich der Weissenbachalm bzw. nördlich des Weissenbachs graue mikritische Kalksteine an, die gelb anwittern, knollig aufgelöst und oft stark rekristallisiert sind. Diese „Riffschuttkalke“ („**Rudisten-Korallen-Brachiopoden-Kalk**“) stellen bislang – trotz ihres immensen Fossilreichtums – ein stratigraphisches Problem dar. Die mikrofazielle Bearbeitung zeigt praktisch ausschließlich stratigraphische Durchläufer. Lediglich die Solenoporacee *Parachaetetes lichenoides* ELLIOTT könnte auf Turon (??) hinweisen. Die ziemlich reiche Bivalvenfauna umfaßt u.a. *Vaccinites sulcatus* (DEFRANCE 1821), *V. inaequicostatus* (MÜNSTER 1840), *Plagioptychus* cf. *toucasii* MATHERON 1842 sowie ? *P.* cf. *paradoxus* MATHERON 1842. Diese Vergesellschaftung läßt eine Einstufung älter als Coniac unwahrscheinlich erscheinen (?Santon?). Die Korallenvergesellschaftung ist wenig divers und bildete eine lockere Biozönose und sicher keine massive Riffstruktur. Die individuenreiche und wohl sehr artenarme Brachiopodenfauna fand bislang keinen Bearbeiter. Weiters fanden sich Serpel-Aufwüchse sowie zwei Seeigel.

TUFFE IM MIOZÄN DES STEIRISCHEN BECKENS

Fritz EBNER & Heinrich MALI

Montanuniversität Leoben, Institut für Geowissenschaften

Im Zuge der Inventur heimischer Rohstoffe wurden Tuffe/Tuffite (Glastuffe mit unterschiedlichem Grad der Bentonitisierung) im Miozän des Steirischen Beckens und entlang der Norischen Linie von über 100 Fundpunktgruppen bekannt. Optionen für mögliche technische Verwertungen liegen in den Bereichen "Bentonit" und "Puzzolan". Die stratigraphische Einstufung der Tuffe mit Karpat/Baden erfolgt nur indirekt und ist nur dann zwingend, wenn sie tatsächlich mit dem Steirischen miozänen Vulkanismus in Zusammenhang stehen.

Am Beispiel eines im Rahmen eines FWF-Forschungsbündels (Kohlenbecken von Voitsberg/Köflach) im Detail untersuchten Tuffniveaus (Lobmingberg Member der Stallhofen Fm.) wird die Petrographie, Geochemie und Sedimentologie einer dieser primär aus feinem vulkanischen Glas bestehenden Tufflagen dokumentiert und Fragen ihrer Eruptions- und Anreicherungsmechanismen, Alteration zu Bentonit und Eignung für eine Tephrochronologie diskutiert.

Das bis 5 m mächtige Lombmingberg Member wurde mit messerscharfer Grenze über einem siltig/sandigen niederenergetischen Basis-Member der Stallhofen Fm. abgelagert. Eine regional beständige Mächtigkeit von 60 cm zeigt ein liegender Abschnitt mit Lagen akkretionärer Lapilli. Darüberliegende mit Sedimentmaterial eines metamorphen Hinterlandes vermengte Tuffe/Tuffite sind unterschiedlich mächtig (bis 420 cm) und häufig durch die nachfolgende fluviatile Entwicklung (sandige Kiese) des Eckwirt Members erosiv reduziert. Wichtig für die Unterscheidung der primär als Fallablagerung in einem Stillwasserraum abgesetzten basalen Tufflage und der umgelagerten Tuffite ist das Auftreten der keinen fluviatilen Transport vertragenden akkretionären Lapilli, die Schwermineralspektren, Korngrößenverteilungen und diverse Sedimentstrukturen. Die primäre Falloutlage ist gut sortiert und besitzt einen Korngrößenanteil $< 63\mu\text{m}$ zwischen 60 und 85 %.

Die Glastuffe sind unterschiedlich zu smektitischen Tonmineralen mit wechselnd illitischem und chloritischem Anteil umgewandelt. Besonders häufig tritt diese Bentonitisierung in cm- bis dm-Mächtigkeit an der Basis der primären Tufflage (Basisbentonit) auf.

Der Gesamtchemismus der von einem rhyolithisch/dazitischen Magma derzeit noch unsicherer Herkunft ableitbaren Tuffe ist aufgrund der starken Alteration, der Sedimentbeimengungen und äolischer Frachtsonderung kaum zur Identifizierung des Liefergebites geeignet. Ein gutes Maß für den Grad der Alteration, die durch Abfuhr von SiO_2 und der Alkalien und Zunahme von Al_2O_3 und MgO bestimmt wird ist, ist der Glühverlust.

Altersdatierungen, die bisher nur an den dafür anscheinend zu stark alterierten magmatischen Biotiten durchgeführt wurden, brachten keine Ergebnisse. U/Pb-Datierungen an Zirkonen und Apatit/Zirkon Spaltspurendatierungen werden zur Zeit getestet. Bei einem Versagen absoluter Datierungsmethoden bieten sich für eine Tephrochronologie primärer Tufflagen nur folgende Parameter an:

- die Gehalte von Elementen, die keinem Korngrößen- und Alterationseffekt unterliegen,
- der Bestand und Chemismus (Mikrosonde) primärer Phänokristalle, isolierter Glaskomponenten und von Glaseinschlüssen in Phänokristallen,
- die rasterelektronenoptische Charakterisierung pyroklastischer Partikel und
- die Morphometrie und Zusammensetzung akkretionärer Lapilli.

Die Untersuchungen sollen im Rahmen des Projektes "Tuffe im Miozän am Alpenostrand: Ansatz für eine Tephrochronologie" weiter fortgesetzt werden.

OSTRACODEN ALS ENVIRONMENTINDIKATOREN - FALLSTUDIE BAD DEUTSCH ALTENBURG (E-RAND DES WIENER BECKENS, OBERBADENIUM)

Martin GROSS & Werner E. PILLER

Institut für Geologie und Paläontologie, Karl-Franzens Universität Graz

Die Hainburger Berge (Unterostalpin, Hochtatrium) bilden zusammen mit den Kleinen Karpaten den Ostrand des Wiener Beckens ca. 40 km östlich von Wien. Hainburger und Brucker Pforte vermitteln zum östlich anschließenden Pannonischen Becken. Durch die randliche Position sind die badenischen Sedimente in diesem Gebiet faziell stark differenziert. Ein umfangreiches Bohrprogramm im Rahmen der Voruntersuchungen zur Errichtung des Donaukraftwerkes Hainburg bietet die Möglichkeit die Beziehungen unterschiedlicher Environments auf engstem Raum zu studieren. Ostracoden, die in nahezu allen aquatischen Milieus auftreten, reagieren durch ihre vorwiegend benthonische Lebensweise und damit enge Bindung an den Lebensraum sensibel auf Änderungen im Ökosystem (Salinität, Bathymetrie, terrigene Beeinflussung, etc.). Anhand der Faunenassoziationen dieser Mikrofossilgruppe soll eine paläökologische Analyse durchgeführt werden (FWF-Projekt 12229 GEO).

Die Bohrprofile lassen eine Fortsetzung (obertags z.B. am Kirchberg und Pfaffenberg) aufgeschlossener) mitteltriadischer Kalke und Dolomite (Kristan-Tollmann & Spendlingwimmer 1978) unter der quartären Bedeckung gegen NW erkennen. Im SW ist dieser Karbonatsporn von einer NW-SE-streichenden Störung ("Deutsch Altenburger Bruch", Gangl 1988) begrenzt. Auf dieses Relief transgredieren mit basalem Aufarbeitungshorizont (v.a. Dolomitgerölle, teilweise von Corallinaceen umkrustet) oberbadenische Sedimente. Corallinaceen, Foraminiferen und Ostracoden weisen auf vollmarine Bedingungen hin. Direkt an der vom Karbonatsporn gebildeten Hochzone entwickeln sich einige Meter mächtige Corallinaceenkalk mit untergeordneten Sand- und Mergellagen. Südwestlich der Hochzone gelangen vorwiegend mergelige Sedimente ("Badener Tegel") zur Ablagerung. Starke klastische Schüttungen (Fandelta?) aus dem Hinterland zeigen beckenwärts (NW bis SW) an Mächtigkeit abnehmende Sandpakete an. Frühere Untersuchungen der Ostracodenfauna (Danielopol et. al. 1991) weisen ebenfalls auf diesen fluviatilen Sedimenteintrag hin. Das NE-Areal ist durch Corallinaceenkalk-Mergel-Wechselfolgen charakterisiert. Sandige Partien sind in diesem Bereich geringmächtig entwickelt.

Die vorläufige Auswertung der Ostracodenfaunen aus einer 96,40 m tiefen Bohrung (HA 66) zeigt ein für das Badenium der zentralen Paratethys typisches Artenspektrum mit vorwiegend vollmarinen Formen des litoral bis epineritischen Bereiches. Vertreter tieferer Ablagerungsräume konnten nur vereinzelt nachgewiesen werden. In allen Proben dominieren Arten der Gattung *Aurila* Pokorny, die bevorzugt in seichten, randlichen, eher sandigen Arealen auftreten (Cernajsek 1972). Die Korngröße und Häufigkeit der Leithakalkbänke nimmt gegen das Hangende ab. Diesen Trend zeichnet auch der Rückgang des Anteiles von *Aurila* Pokorny nach und unterstützt damit die Interpretation einer zunehmenden Vertiefung des Ablagerungsraumes.

Literatur:

- Cernajsek, T. (1972): Zur Palökologie der Ostracodenfaunen am Westrand des Wiener Beckens.- Verh. Geol. B.-A., 172, 2, 237-246, Wien.
- Danielopol, D.L., Piller, W.E. & Huber, T. (1991): *Pseudolimnocythere hainburgensis* n. sp. (Ostracoda, Loxoconchidae) aus dem Miozän (Badenium) des Wiener Beckens.- N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1991, 8, 458-469, Stuttgart.
- Gangl, G. (1988): Geologische und hydrogeologische Voruntersuchungen zum Bau des Kraftwerkes Hainburg.- Mitt. Baugeol. Geomech., 1, 233-247, Wien.
- Kristan-Tollmann, E. & Spendlingwimmer, R. (1978): Crinoiden im Anis (Mitteltrias) der Tatrigen der Hainburger Berge (Niederösterreich).- Mitt. Österr. Geol. Ges., 1975, 68, 59-77, Wien.

GAMMASTRAHLUNGSSCHARAKTERISTIK DER "KAPFENSTEINER SCHOTTER" (OBERMIOZÄN, STEIRISCHES BECKEN/ÖSTERREICH)

Martin GROSS, Bernhard HUBMANN & Johannes REISINGER

Inst. für Geologie & Paläontologie, Universität Graz; E-mail: johannes.reisinger@kfunigraz.ac.at

Limnisch-fluviatile Sedimente des Pannoniums (Obermiozän) bilden flächenmäßig weite Anteile des am Alpenostrand gelegenen Oststeirischen Neogenbeckens.

Nach einem bis an die Beckenränder nachgewiesenen Vorstoß des "Pannonischen Sees" (= Teil der ausgesüßten zentralen Paratethys) leiten regressive Tendenzen das Progradieren kiesig-sandiger Mäanderflüsse in distaler Beckenposition (Gnaser Teilbecken) ein. Sedimente dieser Entwicklung, die von grobklastischen Rinnenfüllungen und begleitenden Feinklastika der Überschwemmungsebene aufgebaut werden, bilden kartographisch nicht trennbare Einheiten, die in der Literatur unter dem Begriff "Kapfensteiner Schotter" zusammengefaßt werden.

An Hand einer architekturelement-analytisch aufgenommenen Aufschlußfront wird die Gammastrahlungscharakteristik dieser fluviatilen Sedimente dargestellt.

In äquidistanten Profilen aufgenommene Gammalogs werden mit Grenzflächen, externer und interner Geometrie sowie lithofaziellen Veränderungen korreliert. Mittels rasterförmiger Meßpunktanordnung erfolgt die Erfassung der internen Variabilität der Gammastrahlung der einzelnen Sedimentkörper sowie deren Diskriminierung untereinander.

DROWNING EINER KARNISCHEN KARBONATPLATTFORM (O-TRIAS, DOLOMITEN)

Lorenz KEIM

Institut für Geologie/Paläontologie, Universität Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck

Das Wachstumsvermögen von Karbonatplattformen wird gesteuert durch Faktoren wie Licht, Temperatur, Salinität und Nährstoffangebot. Die Geometrie von Plattformrändern wie bspw. Aggradation, Progradation, backstepping, drowning, empty bucket oder subaerische Exposition läßt sich im wesentlichen auf das Zusammenwirken von zwei Parametern zurückführen: accommodation (potentieller Ablagerungsraum) und supply (Sedimentzufuhr) (Schlager, 1993). Neben eustatischen und tektonisch gesteuerten, regionalen Meeresspiegelschwankungen spielt die Veränderung von Umweltfaktoren bei der Ausbildung von Ablagerungssequenzen eine wichtige Rolle. Beispiele aus der geologischen Vergangenheit zeigen, daß sowohl subaerische Exposition als auch Versenkung unter die photische Zone (drowning) das Absterben von Riffen und Karbonatplattformen bewirken. Die Ursachen von drowning sind vielfältig, scheinen aber häufig mit reduziertem Wachstumsvermögen durch Umweltstress zusammenzuhängen (Hallock & Schlager, 1986).

Am Fallbeispiel einer karnischen Karbonatplattform der Südtiroler Dolomiten soll das Wachstumsende des Riffkörpers durch veränderte Umweltbedingungen im Vorfeld des Raibler Ereignisses diskutiert werden. Am Fuße des Piz Lavarella (3055m, östl. Dolomiten) ist ein progradierender Plattformrand aufgeschlossen, der mit den Beckensedimenten der Cassian Formation verzahnt. Die Hangschichten sind maximal 20° geneigt und weisen die typisch tangential auslaufenden Clinofolien eines unteren Hanges auf. Die Beckensedimente sind im wesentlichen aus Tonschiefern bis Kalkmergeln, mudstones und Karbonatdetritusschüttungen aufgebaut, die sich in Zyklen mehrerer Ordnungen unterteilen lassen (Masetti et al., 1991). Die Karbonatplattform wird von Sedimenten der Raibler Gruppe überlagert, die sich aus Muschelschillbänken, bio- und lithoklastischen pack-grainstones, die z.T. stark pflanzenführend sind und schwarzen Tonschiefern wechsellagernd mit bituminösen, feinflaminierten Dolomiten zusammensetzen.

Die heutige Morphologie des Riffkörpers verdeutlicht den Wachstumsstillstand der Karbonatplattform und zeigt einen "eingefrorenen", karnischen Paläohang. Die obersten Clinofolien werden von gut geschichteten, mehreren dm bis wenigen Metern mächtigen Dolomitbänken überlagert. Diese Bänke füllen zu Beginn vorhandene Reliefunterschiede am Riffhang auf und umhüllen in Folge einzelne Hangblöcke, wobei sich sogar überhängende Karbonatlagen bilden. Die relieffüllenden Bänke und "Hüllgesteine" sind gekennzeichnet durch stark eingeschränkte Faunenassoziation und bestehen hauptsächlich aus bioturbaten wacke-pelletal packstones, z.T. reichhaltig an Ostrakoden, algal filamental bindstones (Codiacean bindstones) und microbial bindstones. Die Karbonatbänke sind über den gesamten Riffhang vorhanden und zeigen kaum bathimetrisch bedingten Faziesunterschiede. Mikrobielle Karbonatfällung scheint für die rasche Lithifizierung und demnach auch die Ausbildung von steil bis überhängenden Schichten verantwortlich zu sein. Gelegentlich dominiert ein *in situ* Gerüstwerk aus Codiaceen Filamenten die Gesteinszusammensetzung. Trotz des gegebenen, steilen Karbonathanges fehlen in diesen gut gebankten "Hüllgesteinen" jegliche Anzeichen von Umlagerungsprozessen, die üblicherweise im unteren Abschnitt eines progradierenden Riffkörpers auftreten.

Die relieffüllenden Dolomitbänke dokumentieren das Wachstumsende der Karbonatplattform noch vor der Bedeckung mit Sedimenten der Raibler Gruppe. Eine mögliche Erklärung für das Absterben des Riffkörpers ist in veränderten Umweltbedingungen wie Überdüngung (nutrient excess) zu suchen. Der vermehrte Eintrag von Nährstoffen könnte mit den Sedimenten der Raibler Gruppe zusammenhängen, die in der näheren Umgebung des Lavarella Riffes stark siliziklastisch entwickelt sind. Hallock und Schlager (1986) zeigten, daß sich gerade im Vorfeld eines siliziklastischen Eintrages der Nährstoffgehalt stark erhöht. Eine weitere Ursache für den Wachstumsstillstand der Plattform könnte in eingeschränkten Wasserzirkulationen liegen, die durch das allseitige Zuwachsen der Beckenränder verursacht wird. Die Schwarzschiefer und bituminösen Laminite über dem Riffkörper deuten auf anoxische Bedingungen hin.

Literatur:

- Hallock, P. & Schlager, W. (1986) Nutrient excess and the demise of coral reefs and carbonate platforms. *Palaios*, 1, 389-398.
- Masetti, D., Neri, C. & Bosellini, A. (1991) Deep-water asymmetric cycles and progradation of carbonate platforms governed by high-frequency eustatic oscillation (Triassic of the Dolomites, Italy). *Geology*, 19, 336-339.
- Schlager, W. (1993) Accommodation and supply - a dual control on stratigraphic sequences. *Sed. Geology*, 86, 111-136.

ZUM NACHWEIS MASKIERTER SEQUENZGRENZEN IN FLACHWASSERKARBONATEN AM BEISPIEL DES TRIASSISCHEN "PANTOKRATORKALKES" VON HYDRA (GRIECHENLAND)

Leopold KRYSZTYN¹ & Richard LEIN²

¹ Institut für Paläontologie, Univ. Wien, Althanstr. 14, 1090 Wien,

² Institut für Geologie, Univ. Wien, Althanstr. 14, 1090 Wien

Von der Insel Hydra wird eine die höhere und Mittel- und Obertrias (Ladin-Rhät) umfassende progradierende Karbonatplattform beschrieben (RÖMERMANN 1968, RICHTER & FÜCHTBAUER 1981, SENOWBARI-DARYAN & SCHÄFER 1983, ANGIOLINI et al. 1992). Ungewöhnlich an diesem Vorgang konsequenter Progradation, unbeeinflusst von Schwankungen des Meeresspiegels, ist dabei das Fehlen des für die westliche Tethys so typischen Raibler Terrigenintervalles, durch welches sonst die mittel- und obertriadischen Karbonatplattformen in zwei gut getrennte Stockwerke zerlegt werden. Auffallenderweise werden von Hydra aber innerhalb der als durchlaufend postulierten Flachwasserentwicklung ("Pantokratorkalk" nach SCHÄFER & SENOWBARI-DARYAN 1982 und ANGIOLINI et al. 1992) pelagische Einschaltungen mit obertriadischen Plattformconodonten beschrieben (DÜRKOOP et al. 1986), die üblicherweise nur aus tiefmarinen Beckensedimenten bekannt sind. Diesem Widerspruch gingen wir nach.

Eine detaillierte Fazieskartierung erbrachte ein differenziertes, von den bisherigen Erklärungsmodellen abweichendes Bild. Prinzipiell sind auch in Hydra zwei Stockwerke unterscheidbar, die jeweils eine Faziesdifferenzierung von Plattformrand-nahen (im SW) zu Plattform-internen Bereichen (im NE) aufweisen. Diese beiden Stockwerke sind lithologisch schwer unterscheidbar, aber an Hand der bloß punktförmig auftretenden kleinräumigen pelagischen Sedimentvorkommen (Spalten - bzw. Höhlenfüllungen) kartierungsmäßig gut trennbar, wobei die Verbreitung letzterer paläogeographisch der Ausdehnung der Riffentwicklung im oberen (= zweiten) Stockwerk entspricht. Erschwert wird die Unterscheidung der beiden Plattformen durch das Fehlen von Residualsedimenten entlang der Trennfuge. Die oberkarnischen pelagischen Sedimente könnten aber Füllungen eines während der Emersionsphase angelegten Höhlensystems gedeutet werden. Unabhängig davon durchzieht ein kleinräumiges, mehrere Zehnermeter tief in die Unterlage eingreifendes Verkarstungssystem die untere (= erste) Karbonatplattform, welche mit vadosen Silten verfüllt ist. Die Grenze zwischen den beiden Karbonatplattformen ist offensichtlich so unauffällig, bzw. so gut maskiert, daß sie von allen bisherigen Bearbeitern übersehen wurde. Ihr Nachweis gelingt im wesentlichen indirekt, einerseits durch die sedimentären Produkte der ersten subaerischen Verkarstungsphase (vadoses Milien) und andererseits durch die allerdings nur lokal erhaltene pelagische Überlagerung einer kurzen Flutungsphase vor der Wiederausbreitung einer neuen (= zweiten) Karbonatplattform.

Im Vergleich mit den Nördlichen Kalkalpen entspricht der untere, durch Conodonten als ladinisch bis unterkarnisch datierte Karbonatkomplex der Wettersteinkalk-Plattform und der obere Komplex der Dachsteinkalk-Plattform, wobei die durch die Auftauchphase bedingte Schichtlücke mit der Reingrabener Wende zusammenfällt. In beiden räumlich entfernten Regionen treten demnach idente Phänomene zeitgleich auf. Eine Phase hoher Karbonatproduktion im Unterkarn folgt eine Periode der Trockenlegung und Verkarstung, die allerdings nicht flächig, sondern nur in Form von Karsthohlräumen nachweisbar ist. Bei der nachfolgenden Flutung der trockengelegten (unteren) Plattform hinkt zunächst die Karbonatsedimentation dem Anstieg des Meeresspiegels nach. Während dieser kurzfristigen Abtiefung wurden Teile des Plattformrandes geflutet und es gelangten punktuell pelagische Sedimente zum Absatz.

Vergleichbare Verhältnisse sind wahrscheinlich auch aus anderen Abschnitten der Erdgeschichte mit lang anhaltender Produktion von Seichtwasserkarbonaten zu erwarten.

Literatur:

Angiolini, L. et al. 1982: Riv. Ital. Paleont. Strat., 98/2, 137-180.

Dürkoop, A. et al. 1986: Facies, 14, 105-150.

Richter, D. K. & Füchtbauer, H. 1981: Z. dt. geol. Ges., 132, 451-501.

Schäfer, P. & Senowbari-Daryan, B. 1982: Facies, 6, 147-164.

Senowbari-Daryan, B. & Schäfer, P. 1983: Geologica et Paleontologica, 17, 179-205.

DAS KREIDE-TERTIÄR PROFIL IN CERBARA (NORDUMBRIEN, ITALIEN)

Christine LATAL

Institut für Geologie und Paläontologie, Karl-Franzens-Universität Graz, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz

Im Rahmen des FWF-Projektes P 12643-GEO wird das Kreide-Tertiär (K/T) Profil von Cerbara (43°36,18' N; 12° 33,67' E), Nordumbrien, Italien, magnetostratigraphisch und zyκλοstratigraphisch bearbeitet.

Im nordöstlichen Apennin liegt die K/T-Grenze im mittleren Teil der pelagischen Scaglia Rossa Formation (Oberkreide bis Eozän). Die Formation wird aus vorwiegend roten, homogenen Kalken und mergeligen Kalken aufgebaut, mit dünnen Zwischenlagen aus Ton. Im unteren Teil der Formation und im frühen Miozän treten Hornsteine innerhalb der Kalke auf. Die Scaglia Rossa Formation ist ein pelagischer Coccolithen-Foraminiferen-Kalk, der in einem absinkenden epirogenen Becken, eingeschlossen zwischen der Karbonatplattform der Adriatischen Platte im Norden, Osten und Süden und der Plattform des Ligurischen Ozeans im Westen, abgelagert wurde (Montanari et al 1989). Extensionsbewegungen und Reaktivierung jurassischer Störungen zeigen sich im episodischen Vorkommen von kalkigen Turbiditen und synsedimentären Rutschungen. Die Scaglia Rossa Formation zeigt drei sedimentäre Faziesbereiche, eine proximale turbiditische, eine distale turbiditische und eine turbiditfreie Fazies (Montanari et al 1989). Das Ereignis an der K/T-Grenze trat jedoch in einer tektonischen Ruhephase mit pelagischer Sedimentation auf. Die Paläotiefe des Scaglia Rossa Beckens wird mit einer Maximaltiefe von 4500 m und einer Minimaltiefe von 1500 m angegeben, sodaß die Scaglia Rossa Formation ein tieferes bathyales bis abyssales Environment widerspiegelt (Montanari 1991).

Das Profil von Cerbara, ungefähr 30 km nördlich von Gubbio, liegt wie das Profil von Gubbio in der turbiditfreien Fazies der Scaglia Rossa Formation. Es ist ca. 30 m lang, wobei die Kreide ca. 23 m umfaßt. Im Gelände konnten im Profil einige kleinere Störungen beobachtet werden, die Gesteine der Umgebung sind teilweise verfaltet.

Die Kreide wird aus den für die Scaglia Rossa Formation typischen homogenen roten Kalken mit Bankmächtigkeiten von 5 - 30 cm aufgebaut. Die K/T-Grenze wird repräsentiert durch eine ungefähr 3 cm dicke Tonschicht, bestehend aus einer grünen und einer roten Lage. Im Tertiär gehen die Kalke in mergelige Kalke über mit Bankmächtigkeiten von 5 - 20 cm. Zwischen den Kalkbänken sind zumeist dünne Tonlagen (wenige mm) eingeschaltet. Auffällig ist eine starke Styolithisierung der Kalkbänke, meist parallel zur Bankung.

Für die magnetostratigraphische und zyκλοstratigraphische Bearbeitung des Profils wurde aus jeder Kalkbank ein orientierter Bohrkern und zusätzlich aus den etwas dickeren (1-2 cm) Tonzwischenlagen nicht orientierte Proben entnommen.

Erste Messungen magnetischer Parameter wurden durchgeführt; an allen Bohrkernproben wurde die natürliche remanente Magnetisierung (NRM) und die magnetische Suszeptibilität gemessen. An den Proben ungefähr jeder 2. Bank wurde die Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität (AMS) zur Erfassung des Gefüges der magnetischen Minerale im Gestein bestimmt. Weiters wurden 23 Testproben thermisch abmagnetisiert.

Die Remanenzrichtungen der Hochtemperaturkomponente der thermisch abmagnetisierten Proben weisen eine Abweichung von fast 40° von West bis Nordwest auf, wobei die Proben in mehrere Gruppen unterteilt werden können. Im Oberkreideprofil der "Furlo Upper Road", 15 km östlich von Cerbara, ergaben die magnetostratigraphischen Untersuchungen ebenfalls Bereiche mit einer Rotation der Deklination bis zu 60° (Alvarez & Lowrie 1984). Diese Bereiche werden als kohärente Rutschmassen interpretiert (Alvarez et al. 1984). Solche Rutschkörper ohne merkliche innere Deformation, die um eine Achse senkrecht zur Schichtung während der Bewegung rotiert sind, können in Profilen häufig nur durch die Richtungsänderung der paläomagnetischen Deklination erkannt werden (Alvarez et al. 1985).

Neben dem Verhalten der Remanenzrichtungen spiegeln auch die AMS-Daten des K/T-Profiles von Cerbara denselben Trend, nämlich eine Rotation um 40° wider. Diese Rotation der Schichtflächen in der Vertikalen um fast 40° wurde mittels zweier unabhängiger Meßmethoden erfaßt. Dadurch können die paläomagnetischen Daten konsistent rückrotiert und die im Gelände nicht ersichtliche tektonische Verstellung somit vollständig korrigiert werden.

Literatur:

Alvarez, W., Lowrie, W. (1984): Magnetic stratigraphy applied to synsedimentary slumps, turbidites, and basin analysis: The Scaglia Limestone at Furlo (Italy).- Geol. Soc. America Bull., v. 95, p. 324-336

Alvarez, W., Colacicchi, R., Montanari, A. (1985): Synsedimentary slides and bedding formation in Apennine pelagic limestones.- Journal of Sedimentary Petrology, v. 55, p. 720-734

Montanari, A., Lung, S.C., Alvarez, W. (1989): Synsedimentary tectonics in the Late Cretaceous-Early Tertiary pelagic basin of the northeastern Apennines, in Crevello, P., Wilson, J.L., Sarg, R., and Reed, F., eds., Controls on Carbonate Platform and Basin Development, SEPM Special Publication no. 44, p.380-399

Montanari, A. (1991): Authigenesis of impact spherules in the K/T boundary clay from Italy: new constraints for high-resolution stratigraphy of terminal cretaceous events.- Journal of Sedimentary Petrology, v. 61, p. 315-339

NUMERISCHE SIMULATION UND MASSENBLANZIERUNG VON EROSIONSPROZESSEN

Achim KAMELGER

Geologisch-Paläontologisches Institut, Univ. Basel, Bernoullistr. 32, CH-4056 Basel,
Email:kamelger@ubaclu.unibas.ch

In den letzten Jahren wurde zunehmend versucht, die Dynamik von Erosionsprozessen mittels numerischer Simulation zu erfassen. Die Aktualität dieses Themas zeigt sich an der Vielzahl neuer Publikationen und Tagungen, die sich mit diesem Themenkreis befassen ("Erosion processes and landform evolution", 1997, Bonn; "Elementare geologische Prozesse", 1997, Jülich; "EUG-9 Tagung: European Union of Geosciences", 1997, Strasbourg; Symposien: "Climatic, Oceanographic and Tectonic Forcing of Sedimentary Systems", "Modern Modelling Trends in Tectonics", "Basin Evolution and 3D-Models"; "Mechanics of the mountain belts", 1995, Lausanne).

Die Schwerpunkte der Forschungsarbeiten reichen von Modellrechnungen für große Gebiete (Beaumont, Fullsack et al. 1992; Kooi and Beaumont 1994; Slingerland, Harbaugh et al. 1994; Tucker and Slingerland 1996; Jean Braun & Van der Beek, 1997; Hay, 1997; Adams 1980) bis zu sehr detaillierten, auf kleine Gebiete beschränkte Erosionsmodelle. Zudem wurde verschiedentlich versucht, die Erosionsprozesse an Modellen im Labor zu untersuchen (Schumm 1977; Schumm 1981).

Ziel meiner Arbeit ist es, aufbauend auf diesen Studien, anhand von Modellrechnungen mit synthetischen Geländemodellen sowie mit ausgewählten alpinen Ablagerungsräumen die räumliche und zeitliche Bedeutung einzelner, an der Erosion beteiligter Prozesse, zu quantifizieren. Insbesondere soll eruiert werden, ab welcher Gebietsgröße die beteiligten Prozesse für die geomorphologische Gesamtentwicklung einer Landschaft von besonderem Einfluss sind.

Für kurzfristige und kleinräumige Aspekte spielen vor allem Lithologie und Klima eine Rolle, während für die langfristige geomorphologische Entwicklung einer Landschaft vor allem die tektonische Vertikalbewegung ausschlaggebend ist.

Aufgrund des Vergleiches von Simulationsresultaten mit den realen Daten kann das Modell verbessert werden, um letztlich bessere Erkenntnis über den durch Klimaveränderungen, tektonische Vorgänge und anthropogene Einflüsse veränderten Sedimentaustrag zu gewinnen.

Literatur:

- Adams, J. (1980). "Contemporary uplift and erosion of the Southern Alps, New Zealand: Summary." *Geological Society of America Bulletin* 91: 1-114.
- Ahnert, F. (1970). "Functional relationships between denudation, relief, and uplift in large mid-latitude drainage basins." *American Journal of Science* 268: 243-263.
- Ahnert, F. (1994). "Equilibrium, scale and inheritance in geomorphology." *Geomorphology* 11: 125-140.
- Beaumont, C., P. Fullsack, et al. (1992). *Erosional control of active compressional orogens. Thrust Tectonics*. K. R. McClay. London, Chapman & Hall: 1-18.
- Braun, J. and M. Sambridge (1997). "Modelling landscape evolution on geological time scales: a new method based on irregular spatial discretization." *Basin Research* 9: 27-52.
- Hay, W. W., C. A. Shaw, et al. (1989). "Mass-balanced paleogeographic reconstructions." *Geologische Rundschau* 78(1): 207-242.
- Kirkby, M. (1990). "The landscape viewed through models." *Zeitschrift für Geomorphologie, Neue Folge, Supplement-Band* 79:63-81.
- Kirkby, M. J. (1986). *Mathematical models for solutal development of landforms. Solute Processes*. S. T. Trudgill. Chichester, John Wiley & Sons: 439-495.
- Kooi, H. and C. Beaumont (1994). *Large-Scale Geomorphology: Classical Concepts Reconciled and Integrated with Contemporary Ideas via a Surface Process Model*.
- Meade, R. H. (1988). *Movement and storage of sediment in river systems. Physical and Chemical Weathering in Geochemical Cycles*. A. Lerman and M. Meybeck. Dordrecht, Kluwer Academic Publisher: 165-179.
- Rinaldo, A., W. E. Dietrich, et al. (1995). "Geomorphological signatures of varying climate." *Nature* 374(632-635).
- Schumm, S. (1981). "Evolution and response of the fluvial system, sedimentologic implications." *Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ.* 31: 19-29.
- Schumm, S. A. (1977). *The fluvial system*. New York, John Wiley & Sons.
- Slingerland, R., J. W. Harbaugh, et al. (1994). *Simulating clastic sedimentary basins*. New Jersey, Prentice Hall.
- Tucker, G. E. and R. Slingerland (1996). "Predicting sediment flux from fold and thrust belts." *Basin Research* 8: 329-349.

ZUR TEKTONISCHEN STELLUNG DES HOCHKÖNIG – NEUERGEREBNISSE AUF DER GRUNDLAGE VON STRATIGRAPHISCHEN, FAZIELLEN UND CONODONT COLOUR ALTERATION INDEX (CAI) DATEN (NÖRDLICHE KALKALPEN)

Richard LEIN¹, Hans-Jürgen GAWLIK², Martin SCHAUER³ & Sebastian THUM¹

¹ Institut für Geologie der Universität Wien, Geozentrum Althanstrasse, 1090 Wien; ² Montanuniversität Leoben, Institut für Geowissenschaften: Prospektion und Angewandte Sedimentologie, Peter-Tunner Strasse 5, 8700 Leoben; ³ Institut für Paläontologie der Universität Wien, Geozentrum Althanstrasse, 1090 Wien

Das Dachsteinkalk-Riff des Hochkönigs in den südlichen Salzburger Kalkalpen gilt tektonisch allgemein als Teil des Tirolikums (z. B. Tollmann 1985 – cum lit.) und wird demnach als Teil des die obertriassische Dachsteinkalkkarbonatplattform nach Süden hin begrenzenden Riffgürtels gesehen. Demgegenüber stellen Gawlick, Krystyn & Lein (1994) den Hochkönig mit seiner hohen Temperaturüberprägung mit CAI-Werten von CAI 6.0 und höher tektonisch zum Juvavikum.

In dieser Arbeit wird eine flächige Conodont Colour Alteration Index (CAI) Karte des gesamten Bereiches Hochkönig – Blühnbachtal – Hagengebirgsüdrand vorgestellt, die auf mehr als 180 flächig gestreuten Conodontenproben beruht. Dabei konnten in dieser Region zwei sich im Ausmaß ihrer Temperaturüberprägung stark unterscheidende Bereiche festgestellt werden: Die Obertrias Sedimente des Hochkönigs und des Hagengebirgsüdlandes (Riffgesteine, Vorriffgesteine, pelagische Einschaltungen) weisen mit CAI-Werten von CAI 6.0 und höher eine einheitlich hohe Temperaturüberprägung auf. Im Bereich der Hallstätter Zone und der Werfener Schuppenzone im Blühnbachtal stehen hoch temperaturüberprägte Schichtfolgen mit CAI-Werten von CAI 6.0, z. T. auch CAI 7.0, sehr niedrig temperaturüberprägten Schichtfolgen mit CAI-Werten von CAI 1.0 und CAI 1.5-2.0 gegenüber, welche von uns als meist ortsfremde tektonische Einheiten (meist Hallstätter Schichtfolgen) angesehen werden. Daneben sind in der Schichtfolge des Hochkönig-Südlandes auch Sprünge in der Temperaturüberprägung bzw. eine Temperaturinversion festzustellen, die wahrscheinlich tektonisch bedingt sind:

1. Die unterkarnischen Leckkogelschichten weisen eine einheitliche Temperaturüberprägung mit CAI-Werten von CAI 5.0 bis CAI >5.0 auf.
2. Die über den Leckkogelschichten folgenden tuvalischen Plattenkalke zeigen CAI-Werte von CAI 5.5.
3. Die norischen und rhätischen Plattform- und Slopesedimente (Dachsteinkalk und Mannlwandschichten) zeigen einheitlich hohe CAI-Werte von CAI 6.0 und höher.

Die Vorstellung einer kontinuierlichen Abnahme der Temperaturüberprägung innerhalb der kalkalpinen Schichtfolge bzw. des kalkalpinen Deckenstapels vom Liegende ins Hangende bzw. von Süden nach Norden i. S. von Kralik et al. (1987) kann durch die auftretenden CAI-Werte nicht bestätigt werden. Die Temperaturüberprägung innerhalb der heute vorliegenden tektonischen Einheiten muß aufgrund der CAI-Werte vor deren Platznahme erfolgt sein. Es handelt sich somit nicht um eine von Süden in den kalkalpinen Deckenstapel hineinreichende, sondern um eine transportierte Metamorphose.

Literatur:

Gawlick, H.-J., Krystyn, L. & Lein, R. (1994): CAI-Paleotemperatures and metamorphism in the Northern Calcareous Alps - a general view. - Geol. Rdschau 83: 660-664, 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: Illit-Crystallinity Data and Isotopic Ages. - [In (Ed.): Flügel, H.W. & Faupl, P.: Geodynamics of the Eastern Alps], 164-178, (Deuticke) Wien.

Tollmann, A. (1985): Geologie von Österreich, Band 2. - 1-710, (Deuticke) Wien.

WACHSTUMSANALYSE EINER MITTELTRIADISCHEN KARBONATPLATTFORM IN DEN WESTLICHEN DOLOMITEN (SÜDALPEN)

Florian MAURER

Institut für Geologie der Universität, Althanstr. 14, 1090 Wien

Die Kombination von geologischer Detailkartierung (1:10.000) und Korrelation von Plattform- und Beckenkarbonaten an Aufschlüssen seismischen Maßstabs in den westlichen Dolomiten (Schlern- und Rosengartengebiet) ermöglicht eine dreidimensionale Rekonstruktion des Wachstums einer mitteltriadischen (oberanisch – oberladinischen) Karbonatplattform über einen Zeitraum von fünf Ammonitenzonen.

Als Hauptkorrelationswerkzeug wurden Tuffitlagen ("*pietra verde*") herangezogen, die sich sowohl in den Beckensedimenten (Buchensteiner Schichten), als auch in den Slopesedimenten (Schlerndolomit) verfolgen lassen und eine radiometrisch erfaßte Abgrenzung des Plattformwachstums (< 4.7 Ma) erlauben (Brack et al., 1996).

Die Plattform zeigt ein starkes Vertikalwachstum von ca. 600 – 700 Metern im Oberanis und basalen Unterladin (Reitzi und Secedensis Zone), einen Übergang in Progradation (Curionii Zone) und eine rasche Progradation von über drei Kilometern im Oberladin (Gredleri und basale Archelaus Zone). Bis zum Wachstumsende (oberladinisches Vulkanitereignis) erreicht die Plattform eine Gesamtmächtigkeit von über 850 Meter und eine Gesamtprogradation von ca. 5,5 Kilometern (Abb.1).

Die für die initiale Aggradation (Reitzi und Secedensis-Zone) errechneten Sedimentationsraten bewegen sich zwischen 250 und 300 Bubnoffs (m/Ma bzw. mm/1000a); in der oberladinischen Progradationsphase bewegte sich der Plattformrand mit einer Rate von ca. 2200 Bubnoffs (über 2 m/1000a) beckenwärts.

Vulkanische Ascheneruptionen (Ablagerung von *pietra verde*-Tuffen) scheinen einen wesentlichen Impakt auf die Karbonatproduktion gehabt zu haben; ein starker Rückgang von Flachwasserdetritus am Toe of Slope nach einem Aschenausfall läßt eine starke Hemmung der Karbonatproduktion durch dieses physikalische Ereignis vermuten. Auch die Entstehung von Klinoformen wird damit in Verbindung gebracht.

Als wesentlicher Steuerungsfaktor für die Wachstumsgeometrie der Plattform können Veränderungen des relativen Meeresspiegels gesehen werden. So wird die rasche Aggradation im Oberanis/Unterladin als Transgressive Systems Tract interpretiert; ein sich allmählich einstellender Meeresspiegelhochstand schuf die Voraussetzung für eine rasche Progradation im Oberladin (Highstand Systems Tract).

Die Meeresspiegelschwankungen in der Mitteltrias der Südalpen sind in hohem Maße tektonisch kontrolliert. Dies wird durch die unterschiedlichen Sedimentmächtigkeiten altersäquivalenter Karbonatplattformen im basalen Unterladin deutlich. Während die Plattformen der westlichen Dolomiten (Schlern/Rosengarten, Geisler, Latemar) im Anis/Ladin-Grenzbereich eine Mächtigkeit von 300 Metern erreichten, wuchsen Äquivalente in den östlichen Südalpen (Cernera, Bivera/Clapsavon) aufgrund der erhöhten Subsidenz bis zu einer Mächtigkeit von 500 Metern empor. Da diese Plattformen im basalen Unterladin ertranken, können die dort produzierten Sedimentmengen als Grenzwerte für das Wachstumspotential angesehen werden.

Aus dem mitteltriadischen Beispiel wird deutlich, daß sich sequenzstratigraphische Analysen in tektonisch betonten Regimen (z.B. alpine Trias) nicht zur Erarbeitung von Kurven mit globalen Meeresspiegelschwankungen eignen.

Literatur:

Brack, P. & Rieber, H. (1993): Towards a better definition of the Anisian/Ladinian boundary: New biostratigraphical data and correlations of boundary sections from the Southern Alps. *Eclogae geol. Helv.*, 86, 415-527.

Brack, P., Mundil, R., Oberli, F., Meier, M. & Rieber, H. (1996): Biostratigraphic and radiometric age data question the Milankovitch characteristics of the Latemar cycles (Southern Alps, Italy). *Geology*, 24, 371-375.

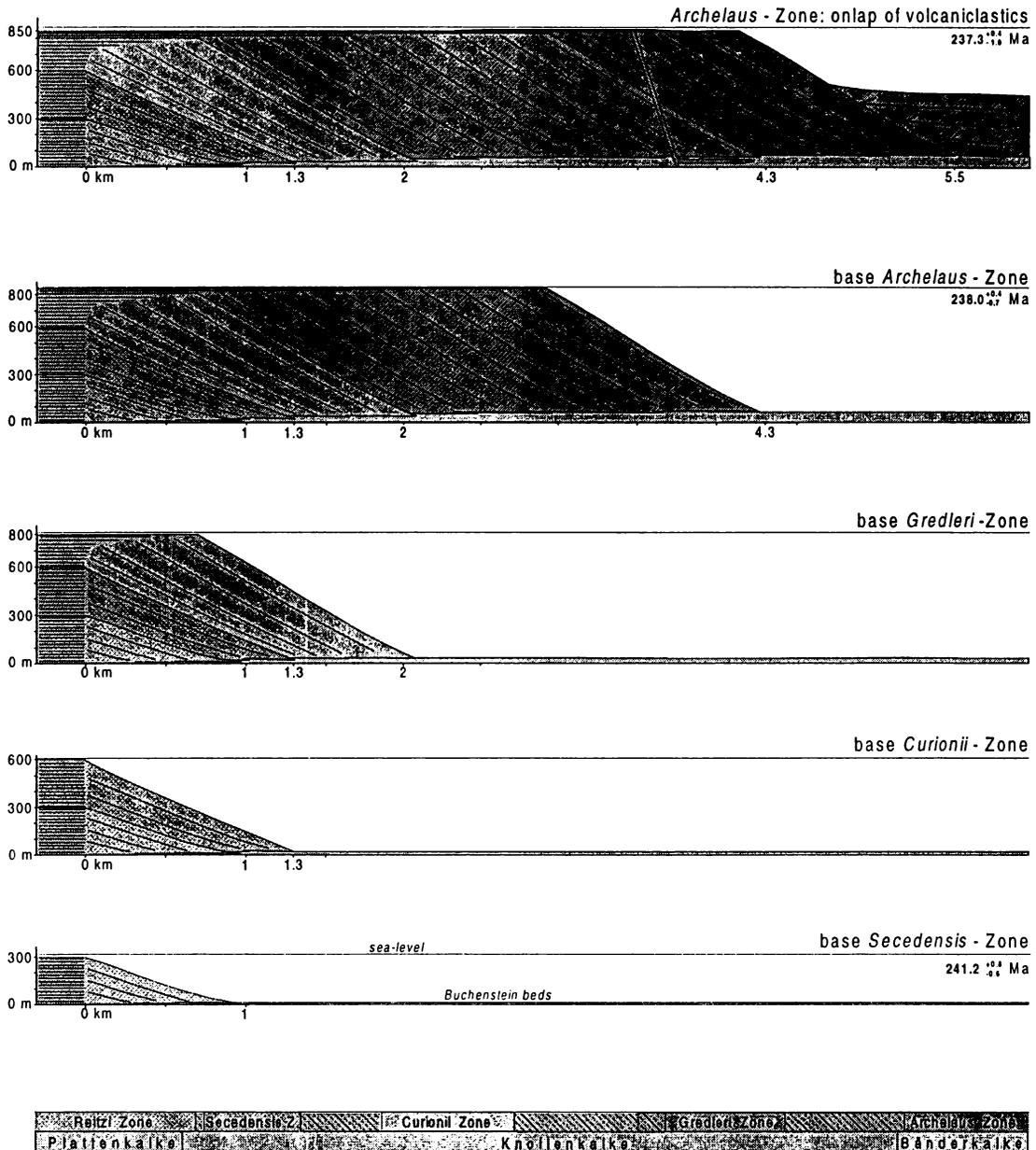


Abb. 1: Entwicklung der Schlern/Rosengarten-Karbonatplattform über einen Zeitraum von fünf Ammonitenzonen; biostratigraphische Gliederung nach Brack & Rieber (1993), radiometrische Daten nach Brack et al. (1996).

HÖHLENLEHME DER RETTENBACHHÖHLE UND SCHWEBSTOFFE IN QUELLEN DES NATIONALPARKES KALKALPEN OÖ

Franz OTTNER¹ & Harald HASEKE²

¹ Institut für Angewandte Geologie Univ. f. Bodenkultur Wien, ² Nationalpark Kalkalpen

Im Rahmen des Karst Forschungs Programmes (HASEKE et al.1997) wurden Feinkornsedimente der Rettenbachhöhle bei Windischgarsten und Schwebstoffe von Quellen und Flüssen des Nationalparkes Kalkalpen beprobt und untersucht (OTTNER 1998). Es wurde die mineralogische und tonmineralogische Zusammensetzung, die Korngrößenverteilung sowie die Menge der Schwebstoffe bestimmt. Trotz der wenigen zur Verfügung gestandenen Proben und der zum Teil sehr geringen Probenmengen, konnte aber eine grosse Vielfalt in der qualitativen und quantitativen mineralogischen Zusammensetzung der Schwebstoffproben gefunden werden.

Wie für das hauptsächlich aus Trias- und Jurakalken bzw.aus Hauptdolomit aufgebaute Einzugsgebiet zu erwarten ist, kommen in beinahe allen Gewässern des Nationalparkes die beiden Karbonatminerale Kalzit und Dolomit in unterschiedlichen Mengen vor. Quarz ist als Durchläufer in allen Proben zu finden. Schichtsilikate treten in wechselnden Quantitäten in vielen Schwebstoffen auf.

So weisen z.B. die Schwebstoffe der einem Karströhrensystem entspringenden „Maulauflochquelle“ sehr hohe Schichtsilikatanteile auf, was auf hohen erosiven Eintrag aus den Almböden des Einzugsgebietes hinweisen könnte. In einer Probe der Grossweissenbachquelle dagegen konnten neben dem dominierenden Dolomit überhaupt keine Schichtsilikate nachgewiesen werden. Das Einzugsgebiet dieser beständigen Kluftquelle ist ein dolomitisches, von Mischwald bestocktes Vorbergmassiv.

Die mineralogische Zusammensetzung der Schwebstoffe steht in einem engen Zusammenhang mit der Korngrößenverteilung: Während Nichttonminerale wie Quarz, Kalzit, Dolomit etc. in erster Linie in den größeren Fraktionen auftreten, machen Tonminerale wie Smektit, Illit, Kaolinit etc. den überwiegenden Anteil der Tonfraktion < 2µm aus (CHAMLEY 1989). Die mineralogische Zusammensetzung der Schwebstoffe spiegelt meist die geologisch-morphologische Situation des Einzugsgebietes des Flusses wider. Insbesondere kann auf Erosions- und Umlagerungsvorgänge natürlicher oder anthropogener Natur geschlossen werden (CHAMLEY 1989, WEAVER 1989).

Allerdings sind dazu Langzeitbeobachtungen erforderlich, um den Jahresgang bei unterschiedlicher Wasserführung erfassen zu können. Innerhalb des Nationalpark-Karstprogrammes werden dzt. vierteljährliche Beprobungen durchgeführt, an einigen ausgewählten Quellen und in der Rettenbachhöhle zusätzlich „Ereigniskampagnen“ (Kurzperioden mit Intensivbeprobung) bzw. automatische Parametererfassungen mit DKM-Stationen.

Die mineralogische Zusammensetzung der Höhlenlehme ist relativ einheitlich, mit Ausnahme des Kalzit/Dolomit Verhältnisses: Während die Proben in den hinteren Bereichen der Rettenbachhöhle eine sehr ausgeprägte Dolomitdominanz zeigen, ist in den Tönen des Höhlenvorderteiles eine eindeutige Kalzitvormacht festzustellen. Die Tonminerale zeigen zwar in der quantitativen Verteilung geringe Unterschiede, können aber qualitativ als eher einheitlich bezeichnet werden. Neben durchschnittlich 30 % Chlorit, 30 % Illit und 15 % Kaolinit ist der überraschend hohe Anteil von etwa 20 % Vermikulit auffällig.

Vom Muttergestein der Rettenbachhöhle - dem Wettersteinkalk - wurde durch Lösung des Kalzites mit EDTA der unlösliche Rückstand gewonnen und untersucht. Als Ausgangssubstrat für die Höhlenlehme kommt der Wettersteinkalk nur zu einem geringen Teil in Frage, weil sich die mineralogische Zusammensetzung des unlöslichen Rückstandes (75 % Illit, 21 % Kaolinit und 4 % Chlorit) gänzlich unterscheidet und der Anteil am Gesamtgestein nur 0,07% ausmacht.

Der Grossteil der Höhlenlehme dürfte somit aus Oberflächensedimenten bestehen, die pedogenetischen Prozessen unterworfen waren (Paläoböden) und in die Karsthohlräume umgelagert wurden. Die Bodenverluste der Sengengebirgs-Hochflächen waren vor allem in der kurzfristigen Periode der Almbewirtschaftung zwischen 1850 und 1930 beträchtlich.

In der Hinteren Rettenbach Quelle (die bei Hochwasser teilweise aus der Rettenbachhöhle gespeist wird) zeigen die Schwebstoffe tonmineralogisch eindeutig eine „Höhlenlehmzusammensetzung“, die auf eine Remobilisierung und Ausschwemmung von Höhlenlehmen aus der Rettenbachhöhle hinweisen.

Literatur:

Chamley, H., 1989: Clay Sedimentology. Springer Verlag, 623 S., Berlin, New York.

Haseke and partners (1998): Nationalpark Kalkalpen (Upper Austria): Karst research Program. The Nationalpark Karst Program 1994-1998. - 53.S., unveröff. Studie i.A. des Nationalparkes Kalkalpen, Molln-Salzburg.

Homepageversion im Internet: <http://ftp-waldoek.boku.ac.at/kalkalp/>

Ottner, F., 1998: Analyse und Interpretation ereignisbezogener Schwebstoff Frachten ausgewählter Quellwässer. – Nationalpark Karstprogramm, Teilprojekt 3.2./97. Unveröff. Studie im Auftrag des Nationalparkes Kalkalpen, 32 S., Wien.

Weaver, C.E., 1989: Clays, Muds, and Shales. Developments in Sedimentology 44. 818S, Elsevier Amsterdam.

NEUE DATEN ZUR THERMISCHEN GESCHICHTE DES DRAUZUGES (OSTALPEN)

Gerd Rantitsch und Barbara Russegger

Institut für Geowissenschaften, Montanuniversität Leoben, email: rantit@unileoben.ac.at

Der ursprüngliche Ablagerungsraum des Drauzuges wurde durch die postorogene strike-slip-Tektonik in die Lienzer Dolomiten, in die Gailtaler Alpen und in die Nord-Karawanken fragmentiert. In diesen Einheiten wurde versucht durch organisch petrologische, organisch geochemische, tonmineralogische und mikrothermometrische Untersuchungen die mesozoische Paläogeothermie des Drauzuges zu erfassen. Dies kann dazu beitragen geodynamische Prozesse zu erkennen und paläogeographische Beziehungen zu rekonstruieren. Dieser Beitrag soll die vorliegende Datenlage präsentieren und erste Interpretationen zur Diskussion stellen.

Das Inkohlungsprofil des Drauzuges zeigt innerhalb der Gailtaler Alpen und der Lienzer Dolomiten in der Obertrias eine generelle Zunahme der Vitritreflexion von Osten nach Westen. Dieser Trend wird von einigen markanten Anomalien am Nordrand dieser Einheiten (Nordschenkel der Weißensee Synklinale, Westende der Lienzer Dolomiten) überlagert. Die sehr einheitliche Vitritreflexion in der Obertrias der Nord-Karawanken entspricht den Reflexionswerten am Ostende der Gailtaler Alpen.

Spätdiagenetisch geprägte Illite mit Halbwertsbreiten von 0,44 bis 1,20 °D 2Q ohne signifikante Smektitanteile charakterisieren die karnischen Raibler Schiefer. In der höheren Trias (Nor) sind Illit/Smektit-Mixedlayer-Phasen stabil. Raibler Schichten aus den Nordkarawanken zeigen im Vergleich zu den Gailtaler Alpen höhere Smektitanteile. Am Nordrand der Gailtaler Alpen ist die Illitkristallinität höher als in den internen Bereichen.

Kohlenwasserstoffhaltige Flüssigkeitseinschlüsse, die in authigenen Quarzen im Hauptdolomit des Drauzuges eingeschlossen sind, wurden durch fluoreszenzmikroskopische und gaschromatographische Methoden als niedrigmolekulares Gaskondensat charakterisiert. Durch mikrothermometrische Untersuchungen konnten deren Bildungsbedingungen mit 130° bis 180°C bei einem Druck von 35 to 70 Mpa abgeschätzt werden. In Erzmineralen (Sphalerit und Bleiglanz) der Pb/Zn-Vererzungen des Drauzuges konnten erstmals Kohlenwasserstoffphasen gaschromatographisch nachgewiesen werden. Deren chemische Zusammensetzung entspricht dem Chemismus der in den Quarzkristallen eingeschlossenen Fluids. Variable Methangehalte in den Einschlüssen werden durch lokale Variationen in der thermischen Überprägung erklärt. Daher wird für beide Fluidpopulationen eine gemeinsame Herkunft angenommen. Die ermittelten Bildungstemperaturen sind höher als die durch ein thermisches Beckenmodell abgeschätzten maximalen Formationstemperaturen.

Aus diesen Daten ergibt sich ein erstes Modell der mesozoischen Paläogeothermie im Drauzug. In diesem Modell kann hinsichtlich der thermischen Überprägung eine Anbindung der Nord-Karawanken an das Ostende der Gailtaler Alpen erkannt werden. Die heute nördlich davon befindliche mesozoische Bedeckung der Gurktaler Decke lässt sich in diese Zonierung einbinden. Die als thermische Anomalien erkannten Bereiche des Drauzuges werden durch ein mittelmittelkretazisches bis tertiäres hyperthermisches Fluidereignis erklärt.

FAZIESANALYSE EINES GEMISCHT SILIZIKLASTISCH-KARBONATISCHEN SCHELFS IM EXTERNEN BEREICH EINES OROGENS (SANTON, SÜDPYRENÄEN, SPANIEN).

Diethard Sanders¹, Josep Maria Pons²

¹ Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Innsbruck, A-6020 Innsbruck, Austria. ² Departament de Geologia, Unitat de Paleontologia, E-08193 Bellaterra (Barcelona), Espanya.

In der Basturs Formation (Santon p.p., Südpirenen, Spanien) zeigt ein Aufschluss subparallel zum ursprünglichen Schichtstreichen zwei gegenläufige proximal-distal Schelfgradienten zu einer Vertiefung auf dem Schelf. Der östliche Aufschlussteil besteht aus einer Wechsellagerung von Schelfmergeln mit Flachwasserkalken, der westliche Aufschlussteil zeigt eine Wechsellagerung von Schelfmergeln, Flachwasserkalken und hybriden Areniten. Der zwischen dem östlichen und dem westlichen Abschnitt gelegene, zentrale Abschnitt besteht grösstenteils aus Schelfmergeln, die örtlich in Rutschmassen und Rutschfalten verformt sind. Während der Späten Kreide bildeten sich im Vorland und am Rücken von Überschiebungs-Antiklinalen im externen Bereich des Pyrenäen-Orogens Karbonatplattformen und siliziklastisch-karbonatische Schelfe, die von Tiefwasserbereichen mit Turbiditen und Mergeln umgeben waren. Die Basturs Formation überlagert eine Karbonatrampenfolge (Montagut Formation; Turon-Coniac), und wird ihrerseits von tiefneritischen Mergeln (Podoga Subformation; Santon-Campan) und, entlang einer tief eingeschnittenen Winkeldiskordanz, von flachmarinen Areniten der Aren Formation (Maastricht) überlagert.

Die Basturs Formation besteht aus einer Wechsellagerung von Schelfmergeln mit vier, einigen Zehnermeter dicken Intervallen von Flachwasserkalken. Die Schelfmergel sind knollig, im Bruch bläulich, und enthalten meist Lacazina, Einzelkorallen, einzelne Stockkorallen, Seeigel, einzelne Rudisten und andere Muscheln, Armfüssler und Schnecken. Örtlich sind wellige Bänke aus bioklastischen Kalken eingeschaltet, die an ihrer Basis Kolkmarken zeigen. Jedes der Intervalle der Flachwasserkalke besteht aus einem Stapel von oben-flach Zyklen die von unten nach oben aus einer Korallen-Rudisten Konstruktion, einem Rudistenbiostrom und, am Top, einem Bankstoss von bioklastischen Kalkareniten bestehen. Innerhalb eines Zyklus ändern sich die Dicke und spezifische Ausprägung der Fazies von proximal (Ost) zu distal (West). Die beschriebenen Zyklen werden örtlich von bis über 10 Meter dicken oben-grob Bankstössen von bioklastischen Kalkareniten vertreten. Jedes der Intervalle von Flachwasserkarbonaten besteht aus einem unteren Teil A, in dem die Zyklen nach oben dünner werden und eine allgemeine Verringerung der Ablagerungstiefe anzeigen, und einem oberen Teil B in welchem die Zyklen dicker werden und eine Vertiefung anzeigen.

Im westlichen Aufschlussabschnitt ist der Teil B der Flachwasserkalk-Intervalle nicht vorhanden. Im westlichen Abschnitt besteht die Basturs Formation aus Mergeln und Flachwasserkalken wie beschrieben, und aus glaukonitführenden, siliziklastisch-bioklastischen Areniten die wellige Bankung und hügelige Kreuzlamination zeigen. Bankstösse dieser hybriden Arenite überlagern den Teil A der Intervalle der Flachwasserkalke an scharfer Grenze, und gehen nach oben insgesamt graduell in die Schelfmergel über, die wiederum an einem raschen vertikalen Übergang von Flachwasserkarbonaten überlagert werden. Die Arenit-Bankstösse werden nach Westen dicker und keilen gegen Osten aus, indem die jeweils unterste Bank am weitesten gegen Osten ausgreift, die höheren Bänke aber zunehmend weiter westlich durch Ausdünnen, Vermergeln und eine Abnahme des mittleren Korndurchmessers in die seitlich benachbarten, zeitgleichen Schelfmergel übergehen. Der zentrale Aufschlussteil besteht grösstenteils aus Schelfmergeln, die örtlich in Rutschmassen und Rutschfalten verformt sind.

Die Vergenzen der Rutschfalten zeigen zwei Hanggradienten an, einen westlich einfallenden und einen östlich einfallenden. Die beschriebenen Beziehungen zeigen, dass im Aufschluss zwei proximal-distal Gradienten vorliegen, (1) ein Ost-West proximal-distal Gradient im östlichen Aufschlussbereich, und (2) ein West-Ost proximal-distal Gradient im westlichen Abschnitt. Dazwischen lag eine relative Vertiefung, in welcher Schelfmergel abgelagert wurden, die je nach lokaler Hangneigung in Rutschfalten mit westlicher bzw. östlicher Vergenz verformt wurden. Die Faziesarchitektur der Basturs Formation wird als Ergebnis von Meeresspiegelschwankungen gedeutet. Die Karbonatschelfe progradierten während eines Meeresspiegelhochstandes bis -falles. Die Sequenzgrenzen sind als Typ II Sequenzgrenzen ausgebildet. Während des Meeresspiegelanstiegs kam es zum Rückschreiten der Karbonatschelfe bei gleichzeitigem Vorrücken der Schelfmergel, bzw. im Westen zur Ablagerung der hybriden Arenite und deren Rückschreiten. Während des Meeresspiegelhochstandes wurden grossteils Schelfmergel abgelagert.

EIN KARBONAT-"MIKROSCHELF" AM TOP EINER SUBMARINEN RUTSCHMASSE (SANTON, COLLADES DES BASTURS, SÜDPYRENÄEN).

Diethard Sanders ¹, Josep Maria Pons ²

¹ Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Innsbruck, A-6020 Innsbruck, Austria. ² Departamenta de Geologia, Unitat de Paleontologia, E-08193 Bellaterra (Barcelona), Espagna.

Während der Ablagerung der Basturs Formation (Santon p.p., Collades des Basturs, Südpirenen) kam es am Dach einer submarinen Rutschmasse zur Ausbildung eines einige Hundert Meter breiten Karbonat-"Mikroschelfes" dessen Abfolge aus mehreren oben-flach Zyklen besteht, welche entlang einer Seite des Karbonat-Mikroschelfes eine Umkehr des regionalen proximal-distal Gradienten anzeigen.

Die Basturs Formation ist eine bis einige Hundert Meter dicke Abfolge die im wesentlichen aus einer Wechsellagerung von Schelfmergeln mit vier, mehrere Zehnermeter dicken Abfolgen von Flachwasserkalken besteht. In den Intervallen der Flachwasserkalke lässt sich ein deutlicher proximal-distal Gradient feststellen. Für den östlichen und den zentralen Aufschlussbereich der Collades des Basturs ist Ost "regional proximal" und West "regional distal". Eines der Intervalle der Flachwasserkalke zeigt nahe seinem distalen Ende die konkave Ausbruchsnische einer Rotationsrutschung; die Rutschmasse selbst kam einige Zehnermeter unterhalb des Abrisspunktes zum Stehen. Die Ausbruchsnische ist mit Schelfmergeln verfüllt. Am Dach der Rutschmasse findet sich ein im Aufschluss grob keilförmig umrissener Körper von Flachwasserkalken, der nach Osten und nach Westen mit Schelfmergeln verzahnt. Die dickere Seite des Keils von Flachwasserkalken ist gegen Osten (regional proximal) hin, das ausdünnende Ende nach Westen (regional distal) hin orientiert. Im paläomorphologisch höchsten Bereich der Rutschmasse liegt der Körper aus Flachwasserkalken knapp über den Kalken, die der unterliegenden Rutschmasse angehören; gegen Westen und gegen Osten hin, also zu den paläomorphologisch tieferen Bereichen der Rutschmasse und ihrer Umgebung, liegt unterhalb der Basis des Flachwasserkalk-Keils ein zunehmend dickeres Intervall von Schelfmergeln.

Der Keil aus Flachwasserkalken ist einige Hundert Meter lang, einige Zehnermeter dick, und besteht aus Korallen-Rudisten Kalken, Rudistenkalken und bioklastischen Kalkareniten. Diese Lithologien sind vertikal in oben-flach Zyklen angeordnet. Von unten nach oben besteht ein Zyklus aus einem hügelartigen Intervall von Korallen-Rudisten Kalken, einem vergleichsweise dünnen, seitlich weit anhaltenden Intervall von Rudistenkalken und einem bis mehrere Meter dicken Intervall aus bioklastischen Kalkareniten, deren Komponenten zum Top hin besser sortiert und besser gerundet werden. Die Korallen-Rudisten Hügel sowie die sie überlagernden Rudistenkalke keilen sowohl nach Osten (regional proximal) als auch nach Westen (regional distal) hin sichtbar aus, und verzahnen mit den Schelfmergeln. Die Intervalle der bioklastischen Kalkarenite greifen seitlich bis mehrere Zehnermeter weit über die Korallen-Rudisten Hügel und die Rudistenkalke aus, und bestehen aus einem Bankstoss von sigmoidalen bis schief-tangentialen Bänken, die an ihrem distalen Ende einen deutlichen downlap auf die unterlagernden Schelfmergel zeigen.

Der beschriebene Körper von Flachwasserkalken wird als ein Karbonat-"Mikroschelf" interpretiert, der sich am Dach der Rotationsrutschung ausbildete. Die Ausbildung des Karbonat-"Mikroschelfs" geht auf eine durch die submarine Rutschung hervorgerufene, lokale Erhebung des Meeresbodens zurück, wobei die vergleichsweise tiefer gelegene Umgebung der Rutschmasse (Bereich der Ausbruchsnische, und Bereich der unverformten Sedimente in regional distaler Richtung vor der Rutschung) dem morphologisch höheren Bereich der Rutschmasse gegenüberstand. Das Wasser über der Rutschmasse war seicht genug, um die Ansiedlung einer karbonatproduzierenden Lebensgemeinschaft und im weiteren die Ausbildung eines Karbonat-"Mikroschelfes" zu ermöglichen. Die asymmetrische Morphologie der Rutschung spiegelt sich in der keilförmigen Asymmetrie des Karbonat-Mikroschelfes wider. Die infolge der Rutschung verursachte Vertiefung des Meeresbodens nahe der Ausbruchsnische führte zu einer örtlichen "proximal-distal Umkehr" innerhalb des regionalen Gradienten. Diese proximal-distal Umkehr zeichnet sich in der äusseren, asymmetrischen Form sowie in den Ablagerungsgeometrien des Karbonat-Mikroschelfes ab.

SEDIMENTOLOGISCHE UND MIKROFAZIELLE UNTERSUCHUNGEN EINER OBERTRIADISCHEN KARBONATPLATTFORM IN DEN JULISCHEN ALPEN/SLOWENIEN

Ute Sattler

Institut für Geologie, Universität Wien, Althanstr. 14, A-1090 Wien, E-mail: a9100789@unet.univie.ac.at

Schlager (1981) definierte das Ertrinken von Riffen und Karbonatplattformen (=Drowning) als Event bei dem der Anstieg des relativen Meeresspiegels größer ist als die Akkumulationsrate der Flachwasserkarbonate. Die Riffe und Karbonatplattformen geraten dadurch unter die photische Zone, wodurch die Karbonatproduktion eingestellt wird. Zahlreiche Drowning-Events wurden quer durch die Erdgeschichte beschrieben. In Anbetracht der enormen Produktionsraten von Riffen und Karbonatplattformen, erscheinen langanhaltende, langsame geologische Prozesse, wie durchschnittliche Beckensubsidenz, als mögliche Drowning-Ursache unwahrscheinlich. Mögliche Gründe für das Ertrinken von Riffen und Karbonatplattformen sind nach Schlager:

1) Rapider Anstieg des relativen Meeresspiegels ausgelöst durch regionale Tektonik (relativer Meeresspiegelanstieg ist größer als die Akkumulationsrate der Riffe und Plattformen).

2) Eingeschränktes Wachstum des Benthos, durch Veränderung der Umweltbedingungen.

Ein vorangehendes Auftauchen der Seichtwasserentwicklung ist ein häufig beschriebenes Phänomen, daß ein nachfolgendes Drowning ermöglichen kann.

In der tiefen Obertrias der Julischen Alpen ist ein abrupter Fazieswechsel von Seichtwasserkalken zu pelagischen Plattenkalken weit verbreitet (SCHLAF et al. 1997). Eine dieser Abfolgen (am Razor, 2601 m) soll in dieser Arbeit sedimentologisch und mikrofaziell untersucht werden. Das Liegende dieser Schichtfolge wird von karnischen Riffkalken gebildet.

Darüber folgt eine bis zu 150 m mächtige, lagunäre Entwicklung. Bei den gut gebankten Karbonaten handelt es sich um Loferite und grapestonefazielle Onkoid-Bindstones, die peritidales Flachwasser anzeigen. Caliche-Pisoide und Krusten, Tepee-Strukturen, mit rotem Mergel-verfüllte Hohlräume, "vadose Silte" sowie black pebbles weisen auf oftmaliges Auftauchen von Teilen der Lagune hin. Die Lagunenkalke werden mit einer Faziesdiskontinuität von Plattenkalken überlagert. Die sehr scharfe Grenzfläche zeigt kein Relief. Bei den Plattenkalken handelt es sich um allodapische Pack-Grainstones, mit reicher pelagischer Fauna (Ammoniten, Conodonten, Filamente), die intern sowohl Bioturbation, als auch Lamination und Gradierung erkennen lassen. Neben den pelagischen Elementen beinhalten die Plattenkalke auch Seichtwasserkomponenten, wie Rindenkörner und Riffklasten. Der liegendste Bereich ist außerordentlich reich an Makrofossilien, vor allem Brachiopoden und Ammoniten, die in zwei dünnen Horizonten gehäuft auftreten. Insgesamt zeigen die Plattenkalke einen deutlichen Faziesprung zu tieferem, pelagisch beeinflussten Environment. Conodonten belegen ein Einsetzen der Schichtfolge im mittleren Oberkarn. Aufgrund des Fehlens von Fossilien des tiefen Oberkarns muß mit einer zeitlichen Lücke von mindestens 1,5 Ma (= 1 Ammonitenzone) zwischen unterlagernder Karbonatplattform und pelagischer Auflage gerechnet werden. Die nur 10 m mächtigen Plattenkalke umfassen eine kalkulierte Zeitdauer von 3 Ma (= 2 Ammonitenzonen), und sind daher stark kondensiert. Zum Hangenden hin geht die Serie in Riffschuttkalke (8 m mächtig) über, die schließlich von einer weiteren 70 m mächtigen Riffentwicklung ("Razor-Riffe", RAMOVS 1986) überlagert werden. Im Gipfelbereich des Razor folgt eine weitere pelagische Einschaltung in Form von Spaltenfüllungen von roten Mikriten, die Halobien und Ammoniten des höchsten Oberkarn führen.

Der abrupte Fazieswechsel von lagunären Seichtwasserkalke zu tiefermarin abgelagerten Plattenkalken weist auf ein Ertrinken der Karbonatplattform hin. Die in der Einleitung erwähnten, beiden Drowning-Ursachen erscheinen für die Abfolge am Razor unwahrscheinlich:

1) Bei einem massiven Anstieg des relativen Meeresspiegels sind retrogradierende Riffe über der Lagune zu erwarten, welche fehlen.

2) In den hangenden Bänken der Lagunenkalke konnte anhand der Mikrofazies, keine Veränderung der Umweltbedingungen festgestellt werden, welche ein Ertrinken der Plattform bei kontinuierlicher Subsidenz ermöglicht hätte.

Nach lithofaziellen Vergleichen mit dem Wettersteinkalk der Nördlichen Kalkalpen erfolgte das Absterben der karnischen Karbonatplattform in den Julischen Alpen zeitgleich mit einem Regressionsereignis, das in den Nördlichen Kalkalpen zur völligen Unterbrechung der Flachwasserkarbonatproduktion führte (Reingrabener Wende, SCHLAGER & SCHÖLLNBERGER 1974). Allerdings läßt sich ein, durch Regression bedingtes Auftauchen der Plattform am Razor nicht belegen, da Verkarstungserscheinungen sowie mikrofazielle Anzeichen meteorischer Diagenese (Caliche Pisolite, "vadose Silte", gravitative Zemente) in der hangendsten Bank der Lagunenkalke fehlen.

Literatur:

RAMOVS, A. (1986): Paläontologisch bewiesene Karn/Nor-Grenze in den Julischen Alpen. - *Newsl.Strat.*, 16, 133-138

SCHLAF, J., KRYSZYN, L. & LEIN, R. (1997): Sequenzstratigraphie obertriadischer Karbonatplattformen aus den Julischen Alpen (Slowenien). - 12. Sedimentologentreffen, Köln, Kurzfassungen, p.211

SCHLAGER, W. (1981): The paradox of drowned reefs and carbonate platforms. - *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 92, 197-211, Boulder.

SCHLAGER, W. & SCHÖLLNBERGER, W. (1974): Das Prinzip stratigraphischer Wenden in der Schichtfolge der Nördlichen Kalkalpen. - *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 66/67, 165-193, Wien.

HÖHLENSINTER ALS KLIMA-ARCHIVE

Christoph Spötl¹, Augusto Mangini², Stephen J. Burns³, Rudolf Pavuza⁴, Karl Krainer¹, Norbert Frank², Karl Ramseyer³, Walter Kutschera⁵

¹ Institut für Geologie u. Paläontologie Univ. Innsbruck, ² Heidelberger Akademie der Wissenschaften, Univ. Heidelberg, ³ Geologisches Institut Univ. Bern, ⁴ Karst- und Höhlenkundl. Abt. Naturhist. Museum Wien, ⁵ VERA, Univ. Wien

Gross angelegte internationale Untersuchungen an Tiefseebohrkernen und polaren Eiskernen haben das Wissen und Verständnis um globale Klimaschwankungen der jüngsten geologischen Vergangenheit revolutioniert. Grosser Handlungsbedarf besteht jedoch für die terrestrischen Paläoklima-Forschung in Gebieten mittlerer und niedriger Breiten. Laminierte Seesedimente stellen dort ein nahezu ideales Archiv dar, doch ist deren Anwendung räumlich auf Gebiete außerhalb der quartären Großvereisungen und zeitlich auf die letzten paar Zehntausend Jahre beschränkt (Radiokarbon Messbereich). Gerade in Gebirgsgegenden wie den Ostalpen ist es daher sehr schwierig, gute Klima-"proxy"-Daten aus Zeiten vor dem Würm-Hochglazial zu erhalten.

Höhlen und die darin gebildeten Sedimente stellen ein viel versprechendes Archiv dar, das Umweltparameter über sehr lange Zeiten aufzeichnen und vor der Erosion bewahren kann. Im Rahmen eines FWF-Forschungsprojektes werden Kalksinter aus ausgewählten ostalpinen Höhlen untersucht. Zur chronologischen Einstufung einzelner Stalagmiten und Bodensinter kommt dabei für Österreich erstmalig die hochpräzise Thermionen-Massenspektrometrie (basierend auf dem U-Th Ungleichgewicht), kurz TIMS genannt, zur Anwendung. Die Methode erlaubt es, Karbonatproben ab etwa 0.01 ppm U absolut zu datieren, wobei die maximale Reichweite bei etwa einer halben Million Jahre liegt. Es wird so vorgegangen, dass innerhalb einzelner Speleotheme mehrere TIMS Messungen vorgenommen werden, um Aussagen über den genauen zeitlichen Umfang der betreffenden Sinterbildung und deren Wachstumsdynamik zu erhalten. Parallel dazu werden hochauflösend die stabilen O- und C-Isotopenwerte gemessen und eine detaillierte petrographische Untersuchung des Materials durchgeführt. Die zu erwartenden Ergebnisse erlauben in mehrfacher Hinsicht Rückschlüsse auf Umweltveränderungen im Bereich oberhalb der Höhle: (a) Die Tatsache, dass sich während eines bestimmten Zeitfensters Sinter bilden konnten, beweist das Vorhandensein von flüssigem Wasser zu dieser Zeit (vgl. Glazialzeiten). (b) Es ist bekannt, dass warm-feuchte Klimabedingungen und die damit einhergehende ausgedehnte Bodenbildung Karstprozesse beschleunigen, was sich in relativ hohen Wachstumsraten der Speleotheme in den Höhlen darunter widerspiegelt. (c) Die O-Isotopenzusammensetzung des Speleothem-Kalzits ist primär eine Funktion des O-Isotopenwertes des mittleren Jahresniederschlages im Einzugsgebiet der Höhle und dieser ist wiederum primär durch die Lufttemperatur kontrolliert. Somit können aus den zeitlich präzise eingehängten stabilen Isotopenzeitreihen säkulare Temperaturänderungen detektiert werden. Der große Vorteil der Speleotheme besteht nicht zuletzt darin, dass das aufgezeichnete Isotopensignal dem Jahresmittelwert entspricht und die kurzfristigen Temperaturschwankungen bedingt durch die große Verweildauer in den langsam fließenden Karstkanälen effektiv ausgefiltert wird.

Vorläufige Daten aus einigen alpinen Höhlen (Obir, Spannagel) werden vorgestellt.

TEILNEHMER

Oskar EBELI
Institut für Paläontologie und historische Geologie
Richard-Wagner-Straße 10
D-80333 München

Fritz EBNER
Institut für Geowissenschaften
Montanuniversität Leoben
Peter-Tunner-Straße 5
A-8700 Leoben
fritz.ebner@unileoben.ac.at

Alois FENNINGER
Institut für Geologie und Paläontologie
Karl-Franzens-Universität Graz
Heinrichstr. 26
A-8010 Graz

Hans-Jürgen GAWLICK
Institut für Geowissenschaften
Montanuniversität Leoben
Peter-Tunner-Straße 5
A-8700 Leoben
hans-juergen.gawlick@unileoben.ac.at

Helmut GMACH
Institut für Geowissenschaften
Montanuniversität Leoben
Peter-Tunner-Straße 5
A-8700 Leoben

Martin GROSS
Institut für Geologie und Paläontologie
Karl-Franzens-Universität Graz
Heinrichstr. 26
A-8010 Graz

Bernhard HUBMANN
Institut für Geologie und Paläontologie
Karl-Franzens-Universität Graz
Heinrichstr. 26
A-8010 Graz
bernhard.hubmann@kfunigraz.ac.at

Wolfgang JANAUSCHEK
Institut für Geowissenschaften
Montanuniversität Leoben
Peter-Tunner-Straße 5
A-8700 Leoben

Achim KAMELGER
Geologisch-Paläontologisches Institut
Universität Basel
Bernoullistrasse 32
CH-4056 Basel
kamelger@ubaclu.unibas.ch

Lorenz KEIM
Institut für Geologie und Paläontologie
Universität Innsbruck
Innrain 52
A-6020 Innsbruck
lorenz.keim@uibk.ac.at

Hans-Georg KRENMAYR
Geologische Bundesanstalt
Rasumofskygasse 23
A-1031 Wien
krehan@cc.geolba.ac.at

Christine LATAL
Institut für Geologie und Paläontologie
Karl-Franzens-Universität Graz
Heinrichstr. 26
A-8010 Graz
christine.latal@kfunigraz.ac.at

Richard LEIN
Institut für Geologie
Universität Wien
Althanstraße 14
1090 Wien

Harald LOBITZER
Geologische Bundesanstalt
Rasumofskygasse 23
A-1031 Wien

Heinrich MALI
Institut für Geowissenschaften
Montanuniversität Leoben
Peter-Tunner-Straße 5
A-8700 Leoben

Florian MAURER
Institut für Geologie
Universität Wien
Althanstraße 14
1090 Wien

Sigrid MISSONI
Institut für Geowissenschaften
Montanuniversität Leoben
Peter-Tunner-Straße 5
A-8700 Leoben

Wolfgang NACHTMANN
Rohöl-Aufsuchungs AG
Produktionsgeologie
Schwarzenbergplatz 16
A-1080 Wien
wolfgang_nachtmann@email.mobil.com

Franz NEUBAUER
Institut für Geologie und Paläontologie
Universität Salzburg
Hellbrunnerstr. 34
5020 Salzburg
franz.neubauer@sbg.ac.at

Franz OTTNER
Institut fuer Angewandte Geologie
Universität für Bodenkultur
Peter Jordan Strasse 70
A-1190 Wien
ottner@mail.boku.ac.at

Werner PILLER
Institut für Geologie und Paläontologie
Karl-Franzens-Universität Graz
Heinrichstr. 26
A-8010 Graz
werner.piller@kfunigraz.ac.at

Thomas RAINER
Institut für Geowissenschaften
Montanuniversität Leoben
Peter-Tunner-Straße 5
A-8700 Leoben

Gerd RANTITSCH
Institut für Geowissenschaften
Montanuniversität Leoben
Peter-Tunner-Straße 5
A-8700 Leoben
rantit@grz08u.unileoben.ac.at

Michael RASSER
Institut für Paläontologie
Universität Wien
Althanstraße 14
1090 Wien
michael.rasser@univie.ac.at

Johannes REISINGER
Institut für Geologie und Paläontologie
Karl-Franzens-Universität Graz
Heinrichstr. 26
A-8010 Graz

Barbara RUSSEGGER
Institut für Geowissenschaften
Montanuniversität Leoben
Peter-Tunner-Straße 5
A-8700 Leoben

Reinhard SACHSENHOFER
Institut für Geowissenschaften
Montanuniversität Leoben
Peter-Tunner-Straße 5
A-8700 Leoben
sachsenh@unileoben.ac.at

Diethard SANDERS
Institut für Geologie und Paläontologie
Universität Innsbruck
Innrain 52
A-6020 Innsbruck
diethard.g.sanders@uibk.ac.at

Ute SATTLER
Institut für Geologie
Universität Wien
Althanstraße 14
1090 Wien
a9100789@unet.univie.ac.at

Felix SCHLAGINTWEIT
Lerchenauerstraße 167
D-80935 München

Christoph SPÖTL
Institut für Geologie und Paläontologie
Universität Innsbruck
Innrain 52
A-6020 Innsbruck
christoph.spöttl@uibk.ac.at

Philipp STRAUSS
Institut für Geologie
Universität Wien
Althanstraße 14
1090 Wien

Heinz TELSER
Institut für Geowissenschaften
Montanuniversität Leoben
Peter-Tunner-Straße 5
A-8700 Leoben

Michaela TRENKWALDER
Institut für Geologie und Paläontologie
Universität Innsbruck
Innrain 52
A-6020 Innsbruck
michaela.trenkwaldler@uibk.ac.at

Michael WAGREICH
Institut für Geologie
Universität Wien
Althanstraße 14
1090 Wien
michael.wagreich@univie.ac.at