

Offene Fragen werden diskutiert.

Literatur:

- BRAUN, R. (1998): - Nationalpark Berchtesgaden, Forschungsbericht, **40**: 1-192, Berchtesgaden.  
DIERSCHKE, V. (1980): - Geotekt. Forsch., **58**: 1-217, Stuttgart.  
GAWLICK, H.-J. (1996): - Mitt. Ges. Geol. Berbaustud. Österr., **39**: 119-186, Wien.  
GAWLICK, H.-J. & SUZUKI, H. (1999): - N.Jb. Geol.-Paläont. Abh., **211**: 233-262, Stuttgart.  
GAWLICK, H.-J., VESCEI, A., STEIGER, T., FRISCH, W. & BÖHM, F. (1999): - Geolog. Rdsch., **87**: 644-657, Berlin.  
PLÖCHINGER, B. (1996): - Jb. Geol. B.-A., **139**: 497-504, Wien.  
SCHLAGER, W. & SCHLAGER, M. (1973): - Sedimentology, **20**: 65-89, Amsterdam.  
SCHWEIGL, J. & NEUBAUER, F. (1997): - Eclogae Geologicae Helvetiae, **90**: 2: 303-324, Zürich.  
GAWLICK, H.-J., SUZUKI, H., VORTISCH, W. & WEGENER, E. (1999): - Terra Nostra, Schriften der Alfred-Wegener-Stiftung, **99/4**: 72-75, Köln.

**INKOHLUNGSUNTERSUCHUNGEN IM  
OSTABSCHNITT DER ÖSTLICHEN  
FLYSCHZONE IM BEREICH DES  
WIENERWALDES UND DEN FLYSCHANTEILEN  
NÖRDLICH DER DONAU – ERGEBNISSE EINER  
DIPLOMARBEIT**

GMACH, H.

Montanuniversität Leoben, Institut für Geowissenschaften,  
Peter-Tunner-Strasse 5, A-8700 Leoben

Die Flyschzone der Ostalpen erstreckt sich als schmales Band zwischen 5 und 25 km Breite am Nordrand der Alpen vom Rheintal 500 Kilometer bis zur Donau bei Wien. Die Sedimente dieser auch als Rheno-Danubische Flyschzone bezeichnete tektonische Einheit wurden von der Unterkreide bis in das mittlere Eozän als Turbitite in die an der Forderfront des alpidischen Orogens gebildeten Flyschtröge des penninischen Ozeans abgelagert, dann aufgrund der nord-gerichteten Bewegung der Nördlichen Kalkalpen im oberen Eocene bis Miozän weit nach Norden transportiert, dabei tektonisch verkürzt, und schließlich über die Sedimente des Helvetikums und der Molassezone geschoben, während sie selbst in den südlichen Anteilen von den Nördlichen Kalkalpen überschoben wurden. Nördlich der Donau setzt sich die Flyschzone obertags im Bisamberg- und Rohrwaldzug fort, während ein Großteil durch die Bildung des Wiener Beckens im Neogen, ein pull-apart Becken an einer nordost-streichenden Störung, eine Absenkung erfahren hat, und heute unter neogenen Sedimentbedeckungen im Untergrund des Wiener Beckens liegt, wo sich der Übergang in die Flyschzone der Westkarpaten vollzieht. Während der schmale Westteil der Flyschzone der Ostalpen bis zum Westen Niederösterreichs mehr oder weniger nur aus einer Decke (Hauptflyschdecke) besteht, verbreitert sich die Flyschzone im Bereich des Wienerwaldes und hat eine weit komplexere Struktur. Es wird zwischen drei Decken unterschieden, die sich sowohl stratigraphisch als auch faziell voneinander unterscheiden. Es sind dies die Greifensteiner Decke im Norden, die Laaber Decke im Süden und die Kahlenberger Decke im Südosten. Als weitere eigene tektonische Einheit wird die Nordrandzone angesehen. Ziel dieser Arbeit war es, die einzelnen Decken hinsichtlich ihrer Inkohlung zu untersuchen, um Versenkungsgeschichte und tektonische Ereignisse rekonstruieren zu können. Hierzu wurden die einzelnen Decken flächenhaft auf organisch reiche Sedimente beprobt und mittels Vitrinitreflexion und Rock-Eval-Pyrolyse auf ihre thermische Reife hin eingestuft. Weiters liegen aus einer in Arbeit befindlichen Dissertation der Tübingerin Britta Trautwein neueste Daten von Apatit-Spaltspuren-Analysen vor, die gleichzeitig und völlig unabhängig zu vergleichbaren Aussagen bezüglich

der Inkohlung führten.

Das nun vorliegende Ergebnis zeigt folgendes Inkohlungsbild: Generell ist eine Zunahme der Inkohlung von Nordenwesten nach Südenosten sichtbar, wobei die Vitrinitreflexionswerte der Sedimente der Greifensteiner Decke von 0,34 bis 0,66 %Ro reichen. Etwas höher sind die Werte in der Kahlenberger Decke, die hier zwischen 0,59 % und 0,67 %Ro liegen. Ein markanter Sprung ist im Südabschnitt des Bisambergzuges, jener Anteil der Kahlenberger Decke nördlich der Donau, sichtbar, wo die Inkohlung mit einem Wert von 0,30 %Ro um Vieles niedriger ist. Die Anteile der Greifensteiner Decke im Bisambergzug sind mit den Werten des Südabschnittes der Greifensteiner Decke südlich der Donau vergleichbar (0,53 %, 0,54 %).

Die Inkohlungswerte der Laaber Decke reichen von 0,76% Ro im Nordwesten bis 1,12 %Ro im Südosten, wobei sich die höchsten Werte unmittelbar vor der Überschiebungsfrent der nördlichen Kalkalpen befinden. Ein Inkohlungssprung zu Gosausedimenten südlich der Überschiebung, die Vitrinitreflexionswerte zwischen 0,60 und 0,72 %Ro aufweisen, zeigt, daß die hohe Inkohlung im Südabschnitt der Laaber Decke auf ein thermisches Ereignis zurückzuführen ist, von dem nur die Laaber Decke beeinflusst wurde.

Die Vitrinitreflexionswerte korrelieren sehr gut mit den T<sub>max</sub> – Werten der Rock-Eval-Pyrolyse.

Apatit-Spaltspurendatierungen zeigen eine Abkühlung unter 100 °C der Kahlenberger und Laaber Decke zwischen 18,2 ± 1,1 Ma und 26,7 ± 2,8 Ma, während die Greifensteiner Decke durch dieses junge Ereignis nicht überprägt wurde, was in der geringen Inkohlung auch sichtbar ist.

**BECKENBILDUNG UND KOHLENFAZIES:  
ERSTE ERGEBNISSE AUS DEM FOHNSDORFER  
UND SEEGRABENER TERTIÄR**

GRUBER, W. & SACHSENHOFER, R.F.

Montanuniversität Leoben, Institut für Geowissenschaften,  
Peter-Tunner-Strasse 5, A-8700 Leoben

Die Bildung von Kohle steht in engem Zusammenhang mit der Tektonik und der sedimentologischen Entwicklung eines Beckens. Kohlenflöze wurden in Mooren gebildet. Kontrollierende Faktoren bei der Moorbildung sind die Evolution entsprechender Florengemeinschaften, das Klima und die geographische und strukturelle Position des Bildungsraumes. Sowohl für die Bildung eines mächtigen Torfprofils, als auch für einen Abschluß gegen atmosphärischen Sauerstoff ist ein kontinuierlich hoher Grundwasserspiegel erforderlich. Am effektivsten wird dies durch eine mäßige Subsidenzrate erreicht, welche ungefähr der Torf-Akkumulationsrate entspricht. Selbstverständlich hemmt der Eintrag anorganischen Materials die Kohlebildung. Es besteht daher eine enge genetische Beziehung zwischen der Kohle und der Fazies der Nebengesteine. Kohle ist in ihrer Zusammensetzung sehr heterogen, weil sie sowohl die Vielfalt des Ausgangsmaterials als auch die Charakteristika des Ablagerungsraumes widerspiegelt. Aus ihrer mikropetrographischen Analyse kann folglich auf das Ablagerungsmilieu geschlossen werden. Die mikroskopisch unterscheidbaren Kohlenbestandteile (Macerale) lassen sich dabei in die Gruppen Vitrinit, Liptinit und Inertinit gliedern. Interpretiert werden nicht nur die Häufigkeit oder die Form eines bestimmten Macerals, sondern auch aus der Maceralverteilung berechnete Faziesindikatoren. Der Gelifizierungsindex GI als Verhältnis vergelter zu unvergelter Vitrinite liefert, ebenso wie der Grundwasserindex GWI, Aussagen über die Feuchtigkeit im Moor. Für den Vegetationsindex VI werden erhaltene und degradierte Pflanzengewebe ins Verhältnis gesetzt. Er ist ein Maß für den relativen Anteil an Nadelhölzern. Im Folgenden werden die Zusammenhänge zwischen Beckenbildung und Kohlengese am Beispiel des Fohnsdorfer

und Seegrabener Tertiärs diskutiert.

Das schnell absinkende Fohnsdorfer Becken wird durch eine transgressive Abfolge mit fluviatilen (Liegendsschichten) und limnischen Ablagerungen (Hangendschichten) charakterisiert. Das bis 12 m mächtige Glanzbraunkohleflöz markiert den Übergang vom fluviatilen zum limnischen Milieu. Ein ungewöhnlich hoher Schwefelgehalt (bis 10 %), sowie das Auftreten von Congerien deuten eine gewisse Salinität des Sees an. Die Petrographie der Kohle (z. B. gegen das Hangende ansteigende GWI-Werte) steht mit dem Ertrinken des Moores im Einklang. Mehrere GWI-Zyklen im aschereichen oberen Teil des Flözes zeigen, daß die Überflutung des Moores kein kontinuierlicher Vorgang war. VI-Trends belegen, daß die Baumdichte mit zunehmender Überflutung abgenommen hat. Das unmittelbar Hangende des Flözes bildet Congerien-Kalk oder ein algenreicher Sapropelit (Brandschiefer).

Im Tertiärbecken von Seegraben bei Leoben lagert das Kohleflöz nur stellenweise geringmächtigen Konglomeraten auf und ist sonst als Grundflöz ausgebildet. Die Überlagerung bildet eine coarsening-upward Sequenz, die mit (limnischen ?) Mergeln beginnt. Die bis max. 20 m mächtige Kohle unterscheidet sich von jener des Fohnsdorfer Beckens im niedrigen Aschen- und Schwefelgehalt, der nur zum überlagernden bituminösen Tonschiefer hin leicht ansteigt (max. 1 %). Der geringe Schwefelgehalt deutet auf extrem saure Bedingungen. Von Interesse ist auch ein im liegenden Flözabschnitt festgestellter erhöhter Prozentsatz anorganischen Kohlenstoffs, welcher auf epigenetischen Calcit zurückzuführen ist. Syngenetischer Siderit tritt im oberen Teil des Flözes auf. Ergebnisse der mikropetrographischen Analyse liegen zur Zeit noch nicht vor.

Ausblick: Mit der vorliegenden Arbeit wird die enge Verbindung der Kohlebildung mit dem Sedimentationsregime hervorgehoben. Durch geplante strukturgeologische Arbeiten im Bereich Seegraben und mit der Studie des nicht kohleführenden Trofaiacher Beckens soll die Kenntnis des Einflusses des tektonischen Regimes auf die Kohlenfazies weiter vertieft werden.

## GUTE KARTEN GEGEN DIE NIEDERTRACHT DER DIAGENESE

HUBMANN, B.

Institut für Geologie und Paläontologie, Karl-Franzens-Universität Graz, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz; e-mail: bernhard.hubmann@kfunigraz.ac.at

In vielen Fällen erweisen sich Karbonatgesteine in der Dünnschliffuntersuchung als "diagenetisch zu stark überprägt", um einer mikrofaziellen oder stratigraphisch/paläontologischen Fragestellung zu genügen. Möglichkeiten dennoch die gewünschten Details sichtbar zu machen, beginnen beim Einfärben, ätzen, etc. und enden bei der Kathodolumineszenz-Mikroskopie. Nicht selten aber bringen diese durchaus zeitaufwendigen Methoden dennoch nicht den gewünschten Erfolg.

Wenig verbreitet findet die als "white-chart"-Methode beschriebene Praktik in der Dünnschliff-Untersuchung Anwendung. Diese Methodik wurde vor allem an der besseren Erfassung opaker Mineralphasen und der Verteilung organischer Substanzen in "normalen" Karbonatdünnschliffen getestet (DELGADO 1977, FOLK 1987, ZENGER 1979).

Die "Untersuchungsanordnung" ist denkbar einfach: man legt unter das Dünnschliffpräparat ein weißes Papier und beleuchtet dieses mit einer "Gänsehals"-Beleuchtungseinrichtung in einem sehr flachen Einfallswinkel, sodaß an dem Objektträger (nahezu) Totalreflexion eintritt. Ein gutes Beobachtungsbild sollte sich aber nur dann ergeben, wenn der Dünnschliff abgedeckt ist. Ohne nennenswerte "Qualitätseinbuße" fürchten zu müssen, genügt es im allgemeinen, den Dünnschliff zu wenden, so daß das aufgeklebte Gestein auf der unterlegten Papierkarte zu liegen kommt, oder die

Gesteinsoberfläche mit einem durchgehenden Ölfilm (und gegebenenfalls mit einem Deckglas) zu versehen.

Durch die genannte Form der indirekten Beleuchtung, die in ihrer Wirkung an Ergebnisse mit Dunkelfeldkondensatoren erinnert, kann es gelingen, die Korngrenzen der "destruktiven" neomorph/diagenetisch entstandenen Kristalle "auszuschalten". Damit kommt es zu einer Verschärfung der Kontraste ursprünglicher Komponentengrenzen und -internstrukturen.

Je nach "Problemfall" können Untersuchungserfolge verbessert werden, wenn man versucht mit verschieden gefärbten Papierunterlagen zu experimentieren.

Als sehr effizient kann sich auch eine senkrechte Beleuchtung des Dünnschliffs über eine am Objektiv angebrachte Ringbeleuchtung erweisen. Wiederum muß in dieser Anordnung das Gesteinsplättchen mit einem Deckglas oder einen Ölfilm abgedeckt sein.

### Literatur

- DELGADO, F. (1977): Primary textures in dolostones and recrystallized limestones: a technique for their microscopic study. - Journ. Sediment. Petrol., 47: 1339-1341.  
 FOLK, R.L. (1987): Detection of Organic matter in thin-sections of carbonate rocks using a white card. - Sed. Geol., 54: 193-200.  
 ZENGER, D.H. (1979): Primary textures in dolostones and recrystallized limestones: a technique for their microscopic study. - Journ. Sediment. Petrol., 49: 677-678.

## HOHLRAUMBILDUNG UND ZEMENTATION IN KONDENSIERTEN ROTSEDIMENTEN AN STEILEN KARBONATHÄNGEN (O-KARBON, ASTURIEN, NW SPANIEN)

KEIM, L. & BRANDNER, R.

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

Die Bildung und Erhaltung von Hohlräumen in Karbonatsystemen ist für das Verständnis sedimentärer und diagenetischer Prozesse von entscheidender Bedeutung. Am Beispiel einer jungpaläozoischen Plattform wird die Bildung großer Hohlräumen am oberen Plattformhang diskutiert.

Im Kantabrischen Gebirge NW Spaniens (Provinz Asturien) treten Karbonatplattformen mit ausgeprägten, steilen Hängen auf. Die einzelnen Plattformen wurden während der variszischen Deformation abgesichert und um fast 90° aufgestellt, sodass die Grossgeometrien nur im Luftbild ersichtlich sind. Die Karbonatplattformen sind 1500-2000 m mächtig, zeigen Hangschichtung am natürlichen Böschungswinkel (bis zu 35°) und die intakte Verzahnung mit Beckensedimenten (BAHAMONDE et al. 1997). Eine dieser Plattformen, die Sierra de Cuera, wurde näher bearbeitet (KENTER et al. im Druck) und ist Gegenstand laufender Untersuchungen.

Der Sierra de Cuera Plattformhang kann aus der Zusammensetzung vereinfacht zweigeteilt werden: der obere Abschnitt wird im Wesentlichen aus Algen- und Bryozoen-boundstones aufgebaut, die mit einzelnen Schuttlagen und mehreren Intervallen aus kondensierten Rotsedimenten wechsellagern. Die Rotsedimente treten in Paleo-Wassertiefen bis etwa 200 m auf und sind reich an Fossilien, vor allem Crinoiden, fenestrate Bryozoen, Brachiopoden, Ammoniten, Bivalven, Foraminiferen und Schwammnadeln. Der untere Hangabschnitt ist gänzlich gekennzeichnet durch Schuttungen, deren Material vom Plattformrand und oberen Hang stammt.

Einzelne Intervalle der kondensierten Rotsedimente des oberen Hanges sind bis zu 30 m mächtig und deutlich gebankt. Auffallendstes Merkmal im Aufschluss ist die unregelmäßige, fleckig bis Netzwerk ähnliche Verteilung von roten und grauen Partien. Die Grenzen zwischen beiden Lithosomen sind deutlich ausgebildet. Die Rotsedimente sind mikritisch und als skeletal wacke-