

keinen großen jahreszeitlichen Schwankungen unterworfen und entspricht ca. dem jährlichen Mittelwert des Bodens über dem Höhlensystems (FORD & WILLIAMS 1989).

Der Isotopenverteilungskoeffizient für das System Calcit–Wasser, $a = (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{Calcit}} / (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{Wasser}}$ ist hauptsächlich temperaturabhängig. Bei höheren Temperaturen Calcit wird relativ zu Wasser an ^{18}O angereichert. Dadurch ist die Isotopenverteilung in Tropfsteinen ein Mittel um klimatische Schwankungen in der Vergangenheit nachzuweisen (SCHWARCZ 1986). Tropfsteine mit Durchmessern von 17 bis 60 cm wurden senkrecht zur Längserstreckung geschnitten und poliert. Der Probenabstand entlang eines radialen Profils beträgt 5 mm. Die Proben sind am Stabile Isotope Labor der Karl – Franzens – Universität Graz mittels einer vollautomatischen Linie aufbereitet und in einem Delta plus Massenspektrometer auf C und O – Isotope analysiert worden.

Peggau, Steiermark:

Deutlich zu erkennen sind starke Schwankungen der $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ Verhältnisse. Zwischen der Sauerstoff und Kohlenstoff Verteilung gibt es keine Korrelation. Dieser Faktor ist ein wichtiges Indiz, daß die $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ Verhältnisse durch Temperaturschwankungen und weniger durch Entgasungsungleichgewichte hervorgerufen werden.

Piatra Höhle, Dobrogea, Rumänien

Die analysierten Tropfsteine zeigen starke $\delta^{18}\text{O}$ Schwankungen entlang der analysierte Profile. Diese haben eine Amplitude von ungefähr 2.5 ‰. Die Tropfsteine aus dieser Höhle zeigen 3 bzw. 2 peaks. Diese peaks sind mit dünnen grauen Schichten und gelben Calcit in Verbindung und deuten auf geringe Fällungsraten oder Wachstumsstillstand hin.

Entlang dreier Wachstums Lamellen wurden ca. 60 Proben analysiert. Die statistisch signifikante Korrelation zwischen $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^{13}\text{C}$ deuten eine rasche CO_2 Entgasung und Fraktionierung zwischen CO_2 und HCO_3^- während der Calcit Ausfällung an (HENDY 1971, SCHWARCZ 1986; BAR-MATTHEWS 1996). Nichtsdestoweniger führte die Fraktionierung nur zu einer Variation von 0.5 ‰ für $\delta^{18}\text{O}$ und bis 1 ‰ für $\delta^{13}\text{C}$.

Durch die großen Variationen der $\delta^{18}\text{O}$ Isotope können diese Tropfsteine als Paläoklimaindikatoren angewendet werden. Um sie mit anderen Klimaindikatoren und Kälte-/Wärmeperioden zu korrelieren sind U-Th Datierungen notwendig. Eine Änderung von 1 °C in der Fällungstemperatur vergrößert die ^{18}O Fraktionierung von Calcit und Wasser um ca. 0.24 ‰ (HANDY & WILLIAMS 1968, O'NEIL et al. 1969). Eine Variation von 2.5 ‰ wie in diesen Tropfsteinen entspricht demnach einer Schwankung der durchschnittlichen Temperatur von ca. 10 °C.

GENESEN ZYLINDRISCHER STRUKTUREN IN SEDIMENTGESTEINEN

FENNINGER, A.

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

Wenngleich zylindrische Strukturen seit dem Präkambrium bekannt sind, wurden sie aufgrund ihres geringen Erhaltungspotentials vor allem aus rezenten bis subrezenten Sedimenten bekanntgemacht. Die Genese derartiger Strukturen ist sehr vielfältig. Prinzipiell können sie jede Raumlage einnehmen und verdanken ihrer Entstehung biologischen oder sedimentologischen Ursachen. Sowohl in ihrer Zusammensetzung (die Größe der Komponenten schwankt von der Ton- bis zur Geröllfraktion) als auch in ihren Dimensionen (mm bis 100-te m) zeigen sie ein sehr breites Spektrum.

Sedimentologisch bedingte zylindrische Strukturen verdanken ihre Entstehung anthropogenen oder geogenen Prozessen; sie werden häufig mit Vorläuferphänomenen wie z. B. Dammbürchen,

Rutschungen, Erdbeben etc. in Zusammenhang gebracht.

Von zahlreichen Theorien über die Genese zylindrischer Strukturen, die in den letzten Jahrzehnten vorgestellt wurden, werden vier herausgegriffen, und zwar solche in Zusammenhang mit Bodenbildungen, in Form von "penetrative calcretes" in semiariden Klimaten, Eiskeilen, sowie "Plugs and Plug Circles" in Permafrost-Gebieten.

Hinzuweisen ist des Weiteren auf konkretionäre Bildungen in Zusammenhang mit kalzitgesättigten Grundwasserströmen.

Die wohl bekanntesten zylindrischen Strukturen stellen Schlammrespektive Sandvulkane dar, die häufig in Zusammenhang mit Rutschungen und Gleitungen und den daraus resultierenden "circular jets" gebracht werden.

Zuletzt sei noch auf Verfüllungen von Strudellöchern verwiesen. Beispiele aus der oberkarbonen Auerniggruppe der Karnischen Alpen und aus rezenten Sedimenten der Mur (Steiermark) werden vorgestellt.

DIE RADIOLARITBECKEN (GENESE, ALTERSSTELLUNG, BREKZIEN) DES MITTEL- UND OBER-JURA IN DEN NÖRDLICHEN KALKALPEN – STAND DER FORSCHUNG UND OFFENE FRAGEN

GAWLICK, H.-J. ¹, WEGERER, E. ¹, SUZUKI, H. ², MISSONI, S. ¹, JANAUSCHEK, W. ¹, PÖTTLER, D. ¹ & DIERSCHKE, V. ³

¹ Montanuniversität Leoben, Institut für Geowissenschaften: Prospektion und Angewandte Sedimentologie, Peter-Tunner-Strasse 5, A-8700 Leoben; ² Department of Earth and Environmental Sciences, Faculty of Science, Yamagata University, Yamagata 990, Japan; ³ Peuntgraben 14, D-97320 Sulzfeld/Main

Die Genese und die sedimentäre Füllung der mittel- bis oberjurassischen Radiolaritbecken in den Nördlichen Kalkalpen ist für das Verständnis der geodynamischen Vorgänge im höheren Jura von entscheidender Bedeutung. Im zentralen Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen ist entlang einer Nord-Süd-Traversal von der Osterhorngruppe im Norden bis zum Tennengebirge im Süden die zeitliche Aufeinanderfolge der Radiolaritbeckenentwicklung gut dokumentiert. Die zeitliche Aufeinanderfolge der Becken- und Schwellenentwicklungen und die sedimentären Beckenfüllungen (Lammer Becken, Trattberg Schwelle und Tauglboden Becken) zeigt den genauen Verlauf dieser Entwicklung.

Da zur Zeit die erste Platznahme des Juvavikums, d. h. des Tiefjuvavikums (= Hallstätter Gesteine) und besonders des Hochjuvavikums (= Kalkhochalpin, z. B. Berchtesgadener Decke, Dachstein Decke) kontrovers diskutiert wird (z. B. Platznahme zur Zeit des Kimmeridgium – BRAUN 1998 – cum lit. (gesamter Göll-Komplex als Juvavikum), der höheren Unter-Kreide – SCHWEIGL & NEUBAUER 1997 – cum lit., des Tithonium – PLÖCHINGER 1996 – cum lit., des Oxfordium – GAWLICK 1996 – cum lit.), ist für die Bestimmung des zeitlichen Rahmens der Platznahme des Juvavikums und dabei besonders des Hochjuvavikums einerseits die stratigraphische Einstufung der im Liegenden auftretenden Radiolarit-sedimente und andererseits eine detaillierte Komponentenbestandsanalyse der in die Radiolarite bzw. Kieselsedimente eingeschalteten Brekzienkörper unerlässlich. Eine Einstufung der Kieselsedimente ist einerseits durch die direkte stratigraphische Einstufung mit Hilfe der Radiolarien und andererseits über Komponentenbestandsanalysen von eingelagerten Brekzienkörpern möglich. Mit Hilfe dieser Untersuchungen ist es dann möglich, die auftretenden Kieselsedimente den aus dem zentralen Mittelabschnitt bekannten Radiolaritbecken zuzuordnen:

- 1) dem Lammer Becken (Callovium – mittleres Oxfordium) im südlichen Bereich und

- 2) dem Tauglboden Becken (?höheres Oxfordium – tieferes Tithonium) im zentralen Bereich und einem
- 3) heute noch weitgehend unbekanntem Becken (?Bathonium – Callovium).

Das W-E streichende Lammer-Becken liegt innerhalb der tirolischen Staufen-Höllengebirgs-Decke. Es wird im Norden von der Osterhorngruppe und im Süden vom Hagengebirge und vom Tennengebirge begrenzt. Der stratigraphische Umfang der 1500 m mächtigen Strubbergsschichten (= Lammer Beckenfüllung) umfaßt tieferes Callovium bis unteres/mittleres Oxfordium (GAWLICK & SUZUKI 1999). Lithologisch und lithofaziell bestehen die Strubbergsschichten aus sehr heterogen zusammengesetzten Sedimenttypen: a) Kalke, Kieselkalke und Radiolarite, b) Mergel und Mergelkalke, Manganschiefer, c) Resedimente, d) grobarenitische, gradierte Folgen und Feinbrekzien und e) polymikte Grobbrekzien und Gleitschollen, f) Manganschiefer.

Das Material der polymikten Brekzienkörper bzw. die Gleitschollen stammen ausschließlich aus dem Kalkhochalpinen Raum (Hallstätter Zone i. w. S. - GAWLICK 1996). Eine detaillierte Analyse des Sedimentationsverlaufes im Lammer Becken zeigt, daß zuerst die Gesteine der distalen Bereiche des Kontinentalrandes, das Meliatikum und der Hallstätter Salzbergfaziesraum, mobilisiert und umgelagert wurden. Danach wurden die Gesteine des Zlambachfaziesraumes und schließlich des Kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesraumes mobilisiert und in das Lammer Becken umgelagert.

Der Sedimentationsverlauf: Im basalen Abschnitt der Lammer Beckenfüllung werden Kieselkalke, Radiolarite und Mergel abgelagert. Darüber folgen zuerst geringmächtige Turbidite und schließlich verschiedene Typen von Brekzienkörpern, die z. T. komponentengestützt und z. T. matrixgestützt sind. Das Komponentenmaterial der ersten Brekzienkörpergeneration stammt aus dem proximalen Zlambachfaziesbereich (Karn bis Nor). Darüber folgen Brekzien, die neben Komponenten und Megaolistolithen aus dem proximalen Zlambachfaziesbereich (Anis bis Lias) auch einige wenige resedimentierte Komponenten aus dem Hallstätter Salzbergfaziesbereich führen. Im mittleren Abschnitt der Lammer Beckenfüllung dominieren Megaolistolithe und große Gleitschollen. Zuerst treten Schollen aus Werfener Schichten (Skyth) auf, die überlagert werden von Großschollen, die aus dem proximalen Zlambachfaziesraum stammen (Karn bis Nor). Brekzien, die diese Großschollen überlagern, führen Hallstätter Kalke (Komponenten bis Megaolistolithe) und Komponenten des Meliatikum. Daß diese Brekzien huckepack auf dem Rücken der Schollen aus dem proximalen Zlambachfaziesraum transportiert worden sind, belegt die Überlagerung durch Brekzien, deren Komponentenmaterial aus dem distalen Zlambachfaziesbereich stammt (Karn bis Nor). Der hangende Abschnitt der Lammer Beckenfüllung schließlich ist gekennzeichnet durch die Ablagerung von Brekzien und Großschollen, zuerst aus dem eingeschränkten Hallstätter Salzbergfaziesbereich (Karn bis Rhät) mit vereinzelt Komponenten aus dem Kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesbereich. Über diesen Brekzien und Schollen folgen Großschollen aus dem Kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesbereich (Skyth bis Lias). Diese Großschollen, die die Größe von Decken erreichen, werden überlagert von Schollen, die aus dem typischen Hallstätter Salzbergfaziesbereich stammen (Anis bis Nor). Gleichzeitig mit der Platznahme der Schollen aus dem Kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesraum erfolgt die Platznahme von Schollen aus dem Hallstätter Salzbergfaziesbereich, die eine Mitteltemperatur-Hochdruck-Metamorphose aufweisen. Die Sedimentation im Lammer Becken endet im Ober-Oxfordium, gleichzeitig entstehen die Trattberg Schwelle, die als Deckenfront interpretiert wird, und das Tauglboden Becken (Oxfordium/Kimmeridgium-Grenzbereich bis Unter-Tithonium) weiter im Norden. In das Tauglboden Becken werden Brekzien und Gleitschollen sedimentiert, die von der Trattberg Schwelle stammen und nach Norden geschüttet wurden.

Das sich ab dem Oxfordium/Kimmeridgium-Grenzbereich bildende Tauglboden Becken liegt im Bereich der inneren Osterhorngruppe, die zum Tirolikum zu stellen ist. Das Tauglboden Becken

weist wie das Lammer Becken eine W-E streichende Achse auf und liegt zwischen der Trattberg Schwelle im Süden und Salzburg im Norden (SCHLAGER & SCHLAGER 1973, DIERSCHKE 1980). Die Füllung des Tauglboden Beckens (Tauglbodenschichten und Oberalmer Schichten) erreicht 1000 m Mächtigkeit. Die Tauglbodenschichten selbst erreichen im Süden (Nordrand der Trattberg Schwelle) Mächtigkeiten bis zu 500 m und umfassen stratigraphisch ?Ober-Oxfordium bis Unter-Tithonium (GAWLICK et al. 1999). Sie bestehen lithologisch und lithofaziell aus: a) Kalken, Kieselkalken und Radiolariten, b) Mergel und Mergelkalken, c) Resedimenten, d) grobarenitischen, gradierten Folgen und Feinbrekzien, e) polymikten Brekzienkörpern und Gleitschollen und f) grauen bis graugrünen Metabentonitlagen.

Man findet als Brekzienkomponenten bzw. große Schollen norischen Dachsteinkalk, Kössener Schichten, rhätischen Dachsteinkalk, Lias-Fleckenmergel bzw. Allgäuschichten, Rotkalk der Adneter Formation, schwarzen und roter Radiolarit. In den höheren Partien treten darüberhinaus Flachwasserkalkkomponenten (Plassenkalk i. w. S.) und feinkörnige Quarzsandlagen auf. Die Komponentengröße der Flachwasserkarbonatkomponenten nimmt dabei von Süden (Sillenköpfe, Königsbachgraben) nach Norden (Krautkasergraben, Hochlenzer) ab. Der Unterschied zu den Brekzien der Strubbergsschichten besteht in der Herkunft der Komponenten. In den Tauglbodenschichten dominiert Komponentenmaterial aus dem Kalkvoralpinen Faziesraum, das von der Trattberg Schwelle stammt.

Weiter im Westen (Berchtesgadener Raum) ist diese Beckenkonfiguration durch die tektonischen Prozesse, die zum heutigen Bau der Nördlichen Kalkalpen geführt haben, zerrissen. Neue Untersuchungen (Brekzienanalysen und Radiolariendatierungen) zeigen, daß die Torrener-Joch-Zone mit Hohem Brett und Jenner dem Lammer Becken entsprechen. Der Hohe Göll und Kehlstein entsprechen der Trattberg Schwelle. Dabei wird der Dürreckerberg als überkippte Falte interpretiert. Das Berchtesgadener-Kühroint-Becken (DIERSCHKE 1980 = Tauglboden Becken) kann somit auf der Basis von Neuergebnissen (Radiolariendatierungen, Brekzienanalysen) untergliedert werden: Der nördliche Teil entspricht wahrscheinlich dem Lammer Becken (Hallein – Berchtesgadener Hallstätter Zone), der zentrale Teil im Bereich Hoher Göll dem Tauglboden Becken, der Teil im Bereich der Torrener-Joch-Zone entspricht dem Lammer Becken. Südlich davon schließt sich ein Becken an, das z. Zt. stratigraphisch noch nicht genau erfaßt wurde. Hier tritt in den Brekzien ausschließlich kalkvoralpines Komponentenmaterial neben jurassischen Flachwasserkomponenten auf (?Tauglboden Becken). In den Berchtesgadener Alpen wird damit das Lammer Becken im Norden und im Süden vom Tauglboden Becken tektonisch begrenzt.

Im Osten, im Salzkammergut kann aufgrund von neuen Untersuchungen (Brekzienanalysen und Radiolariendatierungen) das Gebiet nördlich einer Linie Sandling – Fludergraben dem Tauglboden Becken zugeordnet werden. Im Fludergraben selbst ist dabei der Kontakt zwischen dem Lammer Becken im Süden (mit Brekzienkörpern, deren Material aus dem Hallstätter Faziesbereich stammt) und dem Tauglboden Becken im Norden (mit Brekzienkörpern, deren Material lokaler Natur ist, z. B. Knerzenalm, Ischler Hütte) aufgeschlossen. Das Gebiet Rettenbachgraben, Rötgraben und Ischler Hütte ist dem Tauglboden Becken zuzuordnen. Nach Süden wird das Lammer Becken an der Linie Klausalmgraben (westlich Hallstatt) – Echerntal – Grimming Nordseite von einem Becken begrenzt, in dem die Kieselsedimentation im Bathonium/Callovium-Grenzbereich einsetzt, datiert durch Radiolarien. Im höheren Callovium treten Brekzienkörper mit ausschließlich kalkvoralpinem Komponentenmaterial auf. Lithologisch entspricht diese Sedimentation der im Tauglboden Becken, ist aber deutlich älter. Im Salzkammergut wird wie in den Berchtesgadener Alpen das Lammer Becken vom Tauglboden Becken tektonisch begrenzt. Äquivalente der Trattberg Schwelle können in diesem Raum bisher nicht nachgewiesen werden.

Fragen der geodynamischen Entwicklung und der Platznahme der Radiolaritbecken werden angesprochen und zur Diskussion gestellt.

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_{max} – 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