

¹ Geoteam, Ges.m.b.H., Weizerstraße 19, A-8200 Gleisdorf;

² Institut für Geologie und Paläontologie, Karl-Franzens-Universität Graz, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz

Seit Jahren bemühte sich die Marktgemeinde Ilz (Oststeiermark, Bezirk Fürstenfeld) um die Niederbringung einer Thermalwasserbohrung zur Nutzung geothermischer Energie aus den Karbonatgesteinen des paläozoischen Untergrundes des Steirischen Beckens. Nach wasserrechtlicher und bergrechtlicher Bewilligung konnte Ende Februar 1998 mit der Realisierung des Geothermieprojektes begonnen werden.

Der Aufschlagpunkt der 1906 m tiefen Bohrung Ilz 1 befindet sich im westlichen Fürstenfelder Becken, das vom Gnaser Becken durch die Auersbacher Schwelle getrennt ist. Sie setzt in wenigen Metern mächtigen quartären Sedimenten an und durchteuft bis 1465 m neogene Sedimente. Die übrige Schichtfolge wird von Karbonatgesteinen der "Arnwiesener Gruppe" (nach KRÖLL et al. 1988: Grazer Paläozoikum!) aufgebaut.

Die Gliederung des Bohrprofils erfolgt aufgrund der Bohrlochlogs (Gamma, Widerstand, Potential), der Lithologie und der Korrelation mit benachbarten Tiefbohrungen (Arnwiesen, Fürstenfeld). Die Bezeichnung der Gesteinspakete orientiert sich an vorhandenen Gliederungen anderer Tiefbohrungen (vgl. KOLLMANN 1965, GOLDBRUNNER 1988). Es werden vor allem chrono- und biostratigraphische Termini benutzt, obwohl entsprechende Untersuchungen fehlen. Diese "angewandten Gliederungen" weichen stark vom Konzept der Lithostratigraphie ab. Weiterführende Untersuchungen sollen eine Eingliederung dieses Tiefenaufschlusses in die Lithostratigraphie im Oststeirischen Becken und eine fundierte biostratigraphische Einstufung ermöglichen.

Die obersten 320 m der Bohrung können durch lithologische Vergleiche und regionalgeologische Überlegungen mit obertags aufgeschlossenen Gesteinseinheiten korreliert werden. Dieser Abschnitt des Bohrprofils wird exemplarisch dargestellt. Für die übrige neogene Schichtfolge müssen vorerst aus lithostratigraphischer Sicht unzulängliche Bezeichnungen (z. B.: "Mittelbaden") beibehalten werden. Hier sind dringend lithostratigraphische Einheiten zu definieren.

Die Schichtfolge bis 75 m kann der Feldbach-Fm. zugewiesen werden, die chronostratigraphisch ins Untere Pannonium gestellt wird. Auch in diesem Bereich des Oststeirischen Beckens kann die Feldbach-Fm. in zwei Subformationen aufgegliedert werden: die vorwiegend aus pelitischen Sedimenten aufgebaute Eisengraben-SbFm. (75-64 m) und die lithologisch (Ton-Silt-Sand-Kies) stärker differenzierte Sieglegg-SbFm. (64-0 m).

Liegend der Feldbach-Fm. folgt die Gleisdorf-Fm. (75-307 m). Die Oberkante eines 3 m mächtigen, grobklastischen Gesteinspaketes, das dem "Mühdorfer Schotter" entsprechen könnte, bildet hier die Grenze zwischen beiden Formationen. Die Sedimentfolge der Gleisdorf-Fm. ist durch siliziklastisch-karbonatische Wechselfolgen gekennzeichnet. Typisch sind Oolithkalk, die scharf von pelitischen Sedimenten überlagert werden und Ausdruck des oszillierenden Meeresspiegels sind. Die Liegendgrenze markiert ein 13 m mächtiges Kies-Sandpaket (307-320 m), das dem "Carinthischen Schotter" (WINKLER-HERMADEN 1951) entsprechen dürfte. Biostratigraphisch wird die Gleisdorf-Fm. ins Obere Sarmatium eingestuft. Die hangendsten Anteile reichen vermutlich noch bis ins Unterste Pannonium.

Unterbadensische Vulkanite wurden nicht durchteuft, obwohl aufgrund geophysikalischer Prognosen eine Durchörterung erwartet wurde.

Der paläozoische Untergrund besteht hauptsächlich aus fossilfreien Dolomiten. Vergleichbare in Bohrungen des Oststeirischen Beckens angetroffene Gesteine wurden mit der Dolomitsandsteinfolge des Grazer Paläozoikums in Beziehung gebracht. Die angefahrenen dolomitischen wacke/packstones (bei 1670 m) könnten den "dunklen Dolomiten" des "hangenden Members" (HUBMANN & HASENHÜTTL 1995) der Dolomitsandsteinfolge entsprechen.

Literatur

EBNER, F. (1988): Das Paläozoikum in den RAG-Bohrungen Blumau 1, 1a und Arnwiesen 1 (Oststeirisches Tertiärbecken). - Jb. Geol. B.-A., 131: 563-573, 4 Abb., Wien.

GOLDBRUNNER, J.E. (1988): Tiefengrundwässer im Oberösterreichischen Molassebecken und im Steirischen Becken. - Steir. Beitr. z. Hydrogeologie, 39: 5-94, Graz.

HUBMANN, B. & HASENHÜTTL, C. (1995): Zur Entwicklung der hohen Deckengruppe des Grazer Paläozoikums. Exkursionspunkte zu ausgewählten Profilen. - Exkursionsführer zur 2. Tagung Österr. Paläont. Ges., 1-43, 13 Abb., Graz.

KOLLMANN, K. (1965): Jungtertiär im Steirischen Becken. - Mitt. Geol. Ges. Wien, 57: 479-632, 2 Abb., 6 Taf., Wien.

KRÖLL, A., FLÜGEL, H.W., SEIBERL, W., WEBER, F., WALACH, G. & ZYCH, D. (1988): Erläuterungen zu den Karten über den prätertiären Untergrund des Steirischen Beckens und der Südburgenländischen Schwelle. - 49 S., 5 Abb., Geol. B.-A., Wien.

WINKLER-HERMADEN, A. (1951): Die jungtertiären Ablagerungen an der Ostabdachung der Zentralalpen und das inneralpine Tertiär. - (In: SCHAFFER, F.X. (Hrsg.): Geologie von Österreich), 414-424, (Deuticke) Wien.

KIPPSCHOLLENTEKTONIK IM OBERJURA UND DER TIEFEREN UNTERKREIDE IM BEREICH DES HALLSTÄTTER SCHOLLENKRANZES ("LÄRCHBERG SCHICHTEN"; SALZBURGER KALKALPEN)

SCHLAGINTWEIT, F. ¹ & EBLI, O. ²

¹ Lerchenauerstr. 167, D-80935 München; ² c/o Institut für Paläontologie und Historische Geologie, Richard-Wagnerstraße 2, D- 80333 München

Im Raum Lofer treten "oberjurassische" Flachwasserablagerungen im Bereich des tiefjuvavischen "Hallstätter Schollenkranzes" auf. Die Bezeichnungen "Loferer Schichten" (tieferer Abschnitt) und "Lerchkogelkalk" (höherer Abschnitt) gehen auf HAHN (1910) zurück. Von früheren Bearbeitern wurden sie zumeist in die Obertrias (Nor) bzw. in die Oberkreide (Gosau) gestellt. Genauere stratigraphischen Angaben gehen auf FERNECK (1962) zurück, der sie dem Jura-/Kreide-Grenzbereich zuordnete. Aufgrund der „fehlenden scharfen lithologischen Trennung“ der "Loferer Schichten" vom "Lerchkogelkalk" und der „stratigraphischen Neueinstufung“ schlug FERNECK die Bezeichnung "Lärchberg Schichten" vor. In jüngeren Arbeiten (DARGA & SCHLAGINTWEIT 1991, DYA 1991) werden zwar ansatzweise Unterschiede (z. B. Mikrobenthos/Mikroflora und Riffbildner) zur Plassen-Formation diskutiert, eine genaue Abgrenzung beider Schichtglieder ist aber bislang nicht näher definiert worden. Die "Lärchberg Schichten" lagern transgressiv auf triadischen Gesteinen des Tiefjuvavikums. Zusammen mit diesen bilden sie Deckschollen, die allochthon den neokomen Schrambach Schichten des Tirolikums auflagern. In einem Umkreis von rd. 15 km treten die "Lärchberg Schichten" in klotzartig aufragenden Bergen auf, welche Südost - Nordwest angeordnet sind (Litzelkogel-Gerhardstein, Rauchenberg, Lärchberghöndl, Dietrichshorn).

Aufgrund eindeutiger Faziesrekurrenzen und stratigraphischer Übereinstimmung zur Plassen-Formation, lassen sich die Lärchberg Schichten nicht als eigenständige Formation definieren. Lediglich die randmarinen, z. T. brackischen Loferer Schichten sind in dieser Ausbildung bisher nicht aus den basalen Anteilen der Plassen-Formation bekannt gemacht worden. Es wird daher vorgeschlagen diese als eine Subformation (Member) auszuscheiden. Das transgressive und an der Basis klastische Lofer Member umfaßt den Zeitbereich (oberes) Kimmeridge bis Obertithon/tieferes Berrias und zeigt ein Südost-Nordwest gerichtetes Übergreifen auf den triadischen Untergrund. Das Alter der Transgressionsbasis wird hierbei von Südosten nach Nordwesten jünger (Gerhardstein: (oberes) Kimmeridge; Lärchberghöndl: unteres/mittleres Tithon;

Dietrichshorn: Obertithon/tieferes Berrias). Die stratigraphische Reichweite des hangenden "Lerchkogelkalkes", eingestuft mit Hilfe von Dasycladaceen und Benthosforaminiferen, umfaßt das obere Kimmeridge bis mittlere/obere Berrias. Zwischen den einzelnen Vorkommen ist eine deutliche diachrone Fazieszonierung der ehemaligen Karbonatplattform festzustellen (z. B. zeitgleich "Upper slope"-Fazies im Südosten, externe Plattform im mittleren Bereich und randmarine Fazies im Nordwesten).

Aus den o. a. Beobachtungen ist zu folgern, daß die oberjurassisch-unterkretazischen Plattformkarbonate des tiefjuvavischen Hallstätter Schollenkranzes auf einer zusammenhängenden und nach Südosten flach geneigten Kippscholle (homoklinale Rampe) sedimentiert wurden. Die steile nordwestliche Begrenzung war vermutlich als "by-pass margin" ausgebildet. Der Ablagerung der Plattformkarbonate muß ein relativer rascher Uplift der Kippscholle – im Zusammenhang mit der "Hallstatt-Vardar-Konvergenz" (e. g. GAWLICK et al. 1999) - über das Meeresspiegelniveau vorausgegangen sein, gefolgt von einer allmählichen Subsidenz. Im Laufe des Berrias erfolgte ein rasches "drowning" verbunden mit einem partiellen Zerbrechen der Plattform. Im Valangin treten bereits submarin-ersedimentierte Klaster von Lerchkogelkalk in den klastischen Lackbach Schichten, einem Äquivalent der Rossfeld Schichten auf (DARGA & WEIDICH 1986). Die basalen Anteile der Plassen-Formation des Untersberges (hochjuvavisches Berchtesgadener Decke) sind in das obere Kimmeridge einzustufen und lassen aufgrund der Lithostratigraphie eine südöstliche Paläoposition, direkt im Anschluß an die Loferer Kippscholle vermuten. Aufgrund der Faziesausbildung der in den Barmsteinkalken der Typlokalität auftretenden Klaster und anderer Überlegungen (z. B. nach NNE einfallende Komponente) wird das Liefergebiet derselben in den Plattformkarbonaten der Loferer Kippscholle gesehen.

Literatur

- DARGA, R. & SCHLAGINTWEIT, F. (1991): - Jb. Geol. B.-A., **134**: 205-226, Wien
DARGA, R. & WEIDICH, K.F. (1986): - Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. Hist. Geol., **26**: 93-112, München.
DVA, M. (1991): - Unveröff. Diss. TU Berlin, 1-137.
FERNECK (1962): - Unveröff. Diss. TH München, 1-107.
GAWLICK, H.-J. et al. (1999): - Geol. Rdsch., **87**: 644-657, Stuttgart.
HAHN, F.F. (1910): - Jb. Geol. R.-A., **60**: 637-712, Wien.

STRATIGRAPHISCHE SIMULATION IM WIENER BECKEN – FALLBEISPIELE SYNTEKTONISCHER SEDIMENTATION

SCHMID, H.P. & MICHAEL WAGREICH, M.

Institut für Geologie, Universität Wien, Althanstraße 14, 1090 Wien

Im Rahmen des FWF (Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung)-Projekts P 13740 GEO „Stratigraphic Simulation in Neogene basins of Austria: The influence of synsedimentary tectonics on stratigraphic sequences“ wird eine Dissertation zu dieser Thematik im Wr. Becken durchgeführt.

Als Teilprojekt des FWF-Bündels „Changes in Eastern Alpine Ecosystems and their Geodynamic Control“ soll die Erfassung syntektonischer Sedimentation an einzelnen Störungen einen neuen Ansatz zur Auflösung des komplexen Zusammenspiels von Eustasie, Tektonik und Sedimentantransport liefern. Mit Hilfe der computerunterstützten Methode des *forward modellings* von Stratigraphie und Sedimentologie (Software Pakete: PHIL 5.4™ und SEDPAK) wird anhand von ausgewählten *cross sections* innerhalb des Beckens das bereits umfangreich bestehende Datenmaterial (Sedimentologie, Tektonik, Paläontologie) neu bearbeitet.

GLAZIGENE KARBONATE – EIN FALLBEISPIEL VOM HINTERTUXER GLETSCHER, TIROL

SPÖTL, C.

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

Im Zuge von Geländebegehungen wurden im Vorfeld des westlichen Hintertuxer Gletschers (Gefrorene-Wand-Kees) weit verbreitete glazigene Karbonatbildungen festgestellt. Der Gletscher liegt hier auf gut gebanktem und verkarstem Hochstegenmarmor, der intensiv geschrammt und gekritzelt ist. Auf Grund von Analysen topografischer Karten kann gefolgert werden, daß das Gebiet, in dem diese glazigenen Karbonate heute auftreten, erst nach 1930 und z. T. erst nach etwa 1965 eisfrei geworden ist. Es kommen zwei Typen von glazigenen Karbonaten vor, hellbraune Mikrite und - etwas seltener - weiße bis hellgraue Sparite. Beide Typen bilden dünne Krusten auf glazial überprägten Oberflächen und sind stets streng in Fließrichtung orientiert. Ihre Bildung ist stets an die ehemalige Lee-Seite von kleinen Unebenheiten des Marmors (z. B. sichelförmige Ausbrüche) gebunden. Wichtig erscheint die Beobachtung, daß diese Karbonatbildungen keinerlei Spuren nachträglicher Gletschererosion aufweisen, d. h. sie sind stets jünger als die weit verbreiteten Schrammen. Das Vorkommen dieser Karbonate ist an den Hochstegenmarmor, einem Kalkmarmor, gebunden. Im östlich angrenzenden Gletschervorfeld, das von Zentralgneis eingenommen wird, fehlen diese Bildungen vollkommen und kurzzeitig zugängliche subglaziale Aufschlüsse in einer nahen Gletscherhöhle zeigten ebenfalls keine Karbonatbildungen auf Gneisuntergrund.

Röntgendiffraktometrische Pulveraufnahmen ergaben, daß die Mikrite aus Kalzit bestehen (verunreinigt durch Quarz und Hellglimmer); die Sparite hingegen bestehen aus einem variablen Aragonit-Kalzit-Gemenge. Unter dem Binokular zeigen die Mikritkrusten eine Lamination.

Analysen der stabilen Kohlenstoff- und Sauerstoffwerte ergaben folgendes Bild: Beide Karbonattypen haben deutlich niedrigere $\delta^{18}\text{O}$ Werte als das Muttergestein. Dies ist ein klarer Beweis dafür, daß diese Krusten nicht einfach fein zerriebenen Detritus darstellen, sondern authigene Bildungen sind. Die $\delta^{18}\text{O}$ Werte der Mikrite sind konsistent niedriger als die der Sparite, während letztere ihrerseits etwas höhere $\delta^{13}\text{C}$ Werte aufweisen als die Mikrite. Diese Differenz (im Mittel 1,7 Promill) steht im Einklang mit der experimentell ermittelten $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ Fraktionierung zwischen Aragonit und Kalzit von $1,7 \pm 0,4$ Promill (ROMANEK et al., GCA, 56, 1992). Die Bildung dieser Karbonate fand in einem subglazialen Environment statt, und zwar gesteuert durch die oszillierenden Vorgänge des Austauens und Wiedergefrierens (Regelation) beim basalen Gleiten eines temperierten Gletschers über die Unebenheiten des Untergrundes. Im Zuge des sukzessiven Wiedergefrierens des basalen Wasserfilms auf der Lee-Seite von Hindernissen kommt es zur Aufkonzentration der Lösung und in weiterer Folge nach Überschreiten des Löslichkeitsproduktes zur Ausfällung von Kalzit und/oder Aragonit. Untersuchungen an anderen temperierten Gletschern (z. B. Glacier de Tsanfleuron, Wallis; Blackfoot Glacier, Montana) haben gezeigt, daß zuerst Sparit unter Bedingungen eines offenen Systems auskristallisiert und erst bei zunehmend geschlossenen Bedingungen (d. h. nur noch ein geringer Anteil des Wassers ist in flüssigem Zustand) und entsprechend hoher Übersättigung Mikrit ausfällt. Dieser Prozess des sukzessiven Ausfrierens (und forcierten Ausfällens von Karbonatmineralen) spiegelt sich auch in den Sauerstoffisotopenwerten unserer Proben wider: Sparite kristallisieren in annäherndem Gleichgewicht mit dem umgebenden Wasser des Regulationseises aus. Da Eis bei seiner Bildung bevorzugt das Isotop ^{18}O einbaut, sinkt der $\delta^{18}\text{O}$ Wert des residualen Wasser (Rayleigh-Prozeß), sodaß die finalen Mikrite die mit Abstand niedrigsten $\delta^{18}\text{O}$ Werte aufweisen. Diese kinetisch kontrollierten Isotopenaustauschprozesse sind auch der Grund dafür, daß ursprüngliche Hoffnungen,