

**Bericht 2015
über Untersuchungen
unterjurassischer Brachiopoden
auf Blatt NL 33-02-01 Kirchdorf an
der Krems**

MILOŠ SIBLÍK
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Data on Mesozoic brachiopods from sheet NL 33-02-01 Kirchdorf an der Krems are very scarce. Only one hopeful Jurassic brachiopod locality was recently discovered during the mapping works by Thomas Hornung (GWU Salzburg). My field works were made between 14. and 21. September 2015 and were focused on the fossiliferous site (around the point 47.824768–14.192856, near the end of the forest road), which is situated SE of the town Klaus an der Pyhrnbahn, about WSW of the spot height 1158 Windberg. The well-exposed succession on the slope is about 4 m high and reaches the length of nearly 60 m. It shows bedded, very hard dark grey and reddish micritic crinoidal limestones (massive “Crinoidenspalkalke”) of the Hierlatzkalk type, which contain rare thin marly intercalations. Fossil content is very rich, represented practically only by brachiopods accumulated to densely packed lumachelles. Additionally, two fragments of smooth indeterminable lamellibranches were ascertained only. Preservation of the material is relatively poor. The shells are often fragmented and their interior details destroyed by the recrystallization, so that the study of their interiors was almost impossible. Due to the absence of preserved internal details, general shape and some other external characters were used for the evaluation of generic relationships. The separation of the specimens from their carbonate matrix is very difficult due to the very hard character of the compact rock and most of specimens are crushed and incomplete or split to pieces.

The sampled 211 brachiopod specimens (incl. also fragmentary shells) consist of 13 genera and 20 species. The order Terebratulida is dominant representing 39.3 % of the fauna, it includes 5 genera and 8 species (incl. aff. species). The most common genus is *Zeilleria* with 4 species. Specimens of the order Rhynchonellida are less numerous (28.9 % of all specimens) than those of Terebratulida but their specific composition is much more variable. They belong to 7 genera with 10 species. Order Spiriferida (31.8 % of all specimens) is represented by 1 genus only

with 2 species, preserved nearly 100 % as pedicle valves only.

The following species were determined: *Jakubirhynchia latifrons* (STUR in GEYER, 1889), *Prionorhynchia* aff. *flabellum* (GEMMELLARO, 1874), *Prionorhynchia polyptycha* (OPPEL, 1861), *Prionorhynchia greppini* (OPPEL, 1861), *Prionorhynchia* cf. *greppini* (OPPEL, 1861), *Prionorhynchia* aff. *belemnitica* (QUENSTEDT, 1858), *Cirpa fronto* (QUENSTEDT, 1871), *Cirpa* cf. *fronto* (QUENSTEDT, 1871), *Pisirhynchia inversa* (OPPEL, 1861), *Cuneirhynchia retusifrons* (OPPEL, 1861), *Salgirella* aff. *albertii* (OPPEL, 1861), „*Rhynchonella*“ sp. (? = *Calcirhynchia plicatissima* (QUENSTEDT) in DULAI, 2003, Pl. 3, Figs. 16–18), *Lobothyris andleri* (OPPEL, 1861), ?*Lobothyris* sp., *Linguithyris aspasia* (ZITTEL, 1869), *Bakonythyris ewaldi* (OPPEL, 1861), *Bakonythyris* aff. *thurwieseri* (BÖSE, 1897), *Securina partschi* (OPPEL, 1861), *Zeilleria batilla* (GEYER, 1889), *Zeilleria alpina* (GEYER, 1889), *Zeilleria mutabilis* (OPPEL, 1861), *Zeilleria* aff. *mutabilis* (OPPEL, 1861), *Zeilleria* cf. *mutabilis* (OPPEL, 1861), *Zeilleria* cf. *stapia* (OPPEL, 1861), *Zeilleria* sp., *Liospiriferina alpina* (OPPEL, 1861), *Liospiriferina* cf. *alpina* (OPPEL, 1861), *Liospiriferina* aff. *obtusata* (OPPEL, 1861), *Liospiriferina* sp., *Liospiriferina* sp. (? young specimens), moreover fragmentary or indeterminate rhynchonellids, terebratulids and spiriferinids. The studied brachiopod fauna is not so diverse if compared with that of seemingly same age, well studied in the Totes Gebirge on the near map sheet 97 Bad Mitterndorf. There occurs a large number of well preserved and variable brachiopods (cf. MANDL et al., 2010). The comparison with that fauna clearly shows that the age of here studied brachiopods from the vicinity of Kirchdorf could be well stated as Middle–Upper Sinemurian. The unique occurrence of Lower Jurassic brachiopods in the whole area, accumulation of their often fragmentary shells, and spiriferinids with prevailing specimens with only pedicle valves clearly document the transport of the fauna before the deposition.

I am grateful for the guidance by Thomas Hornung who showed me the place and accompanied me in the field. The financial support of the study by the Geological Survey of Austria in Vienna is heartily acknowledged.

Reference

MANDL, G.W., DULAI, A., SCHLÖGL, J., SIBLÍK, M., SZABÓ, J., SZENTE, I. & VÖRÖS, A. (2010): Erste Ergebnisse zu Stratigraphie und Faunen-Inhalt der Jura-Gesteine zwischen Bad Mitterndorf und Toplitzsee (Salzkammergut, Österreich). – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **65**, 77–134, Wien.

Blatt NL 33-02-03 Waidhofen an der Ybbs

**Bericht 2015
über geologische Aufnahmen
im Bereich Kleingschnaidt nördlich Gaflenz
auf Blatt NL 33-02-03
Waidhofen an der Ybbs**

GERHARD BRYDA

Im Berichtsjahr wurden auf dem Kartenblatt NL 33-02-03 Waidhofen an der Ybbs (nationale Blattnummer: 4203) bestehende Kartierungen im Bereich des Kleingschnaidt-

baches nördlich Gaflenz überarbeitet und Teile des Sonnberges neu aufgenommen. Dabei konnte die Deckengrenze zwischen der liegenden Frankenfels- und hangenden Lunz-Decke anhand der nun flächig auskartierten Lunzer Schichten genau festgelegt werden. Zusätzlich wurden stratigrafische Fehleinstufungen korrigiert und die Grenzen zwischen einigen lithostratigrafischen Einheiten neu kartiert. Die quartäre Bedeckung konnte anhand des digitalen Höhenmodells des Landes Oberösterreich genauer abgegrenzt und zahlreiche Massenbewegungen in die Karte neu eingetragen werden.

Lithostratigrafie, Tektonik der Frankenfels-Decke

Die Nordflanke des Kleingschaidtbach-Tales wird durch die Gesteine der tektonisch liegenden Frankenfels-Decke aufgebaut. Als tektonisch hangendstes Bauelement dieser Decke ist im unteren Teil der Talflanke eine geringmächtige, dem Talverlauf folgende, mittelsteil nach Südosten einfallende Schuppe aufgeschlossen. Diese beinhaltet eine invers lagernde Schichtfolge, die vom norischen Hauptdolomit bis zu stratigrafisch auflagernden Kalken des Rhätiums reicht. Im Hangenden des typisch ausgebildeten Hauptdolomits tritt zuerst ein gelblichbraun gefärbter, teilweise noch etwas dolomitischer Bankkalk auf. Dieser ist bereits im Handstück als Grainstone, der zum überwiegenden Teil aus Ooiden besteht, erkennbar. Im Dünnschliff sind neben den dominierenden, sparitisch zementierten, radial aufgebauten Ooiden auch noch randlich mikritisierte Schalenbruchstücke ein häufiger Bestandteil des Sedimentes. Die Kerne der Ooide sind meist durch Fe-Oxide gelblichbraun bis rotbraun verfärbt. Kalke dieses Typs wurden mit Vorbehalt in das Niveau des Plattenkalkes gestellt.

Über diesem Bankkalk, möglicherweise auch unter lateralem Übergang mit diesem verbunden, folgt entweder ein gelblichbraun bis grau gefärbter, dickbankiger Kalk mit Brachiopodenlumachellen und Gerüstbildner-Bruchstücken (Kalkschwämme, Korallen), oder ein feinkörnig bis mikritisch wirkender Kalk, der im Dünnschliff zahlreiche, für das Rhätium typische Foraminiferen (*Triasina hantkeni* MAJZON) und Zysten von Grünalgen enthält. Auch bioturbierete dunklere mikritische Kalktypen kommen vor, die bereits der Kössen-Formation nahestehen. Typische Mergel der Kössen-Formation konnten jedoch nicht nachgewiesen werden. Die beschriebenen Kalktypen werden vorläufig unter dem Begriff „Puchenstubener Schichten“ (TOLLMANN, 1966: 135ff.) zusammengefasst.

Der Kontakt der Rhätiumkalke zu den stratigrafisch hangenden, tektonisch liegenden Sedimenten des Oberjura und der Unterkreide ist scharf ausgebildet und entspricht einer Schuppengrenze. Meist grenzen die grünlichgrau gefärbten, dünnbankigen Mergel der Schrambach-Formation (Unterkreide) tektonisch an die überlagernden Rhätiumkalke. Im stratigrafisch Liegenden sind sie über einen hellrot bis rot gefärbten, mikritischen Knollenflaserkalk und Bankkalk, der dem Haselbergkalk (Tithonflaserkalk, Oberjura) entspricht, mit einem hellbeige gefärbten, massiv wirkenden Kalk stratigrafisch verbunden. Dieser zeigt unter dem Mikroskop verschiedene Mikrofaziestypen. Einerseits handelt es sich um einen Grainstone bis Floatstone, der dichtgepackte, mikrosparitisch zementierte Mikrooikoide (pelagische „Ooide“) und mikritische Partien mit Echinodermenbruchstücken, Ostracodenschalen sowie seltene Foraminiferen enthält, andererseits kommen teilweise Hornstein führende Kalke vor, die zum überwiegenden Teil aus dichtgepackten kleinen Echinodermenbruchstücken (teilweise Schwebcrinoiden?) und Ostracodenschalen bestehen. Zusätzlich treten im Übergang zum Haselbergkalk mikritische Kalke mit Schwebcrinoiden, Radiolarien und Ammonitenbrut auf. Alle diese, offenbar eng miteinander verbunden Mikrofaziestypen wurden in der Karte unter dem Begriff „Mikritoidkalk“ zusammengefasst.

Diese stratigrafisch aufrechte Oberjura- bis Unterkreide-Schichtfolge bildet eine geringmächtige und teilweise zerscherte eigenständige Schuppe im Liegenden der beschriebenen inversen Obertrias-Schuppe. Sie grenzt

wiederrum tektonisch an die inverse Schichtfolge aus Schrambach-Formation und Tannheim- sowie Losenstein-Formation (Unterkreide bis frühe Oberkreide), die als Füllung einer überkippten Synklinale dem Jura und Hauptdolomit der Schnabelberg-Redtenberg-Antiklinale überschoben worden ist. Die beiderseits des Baches östlich Schwaigberg an der Grenze zwischen Schrambach- und Losenstein-Formation schlecht aufgeschlossenen, dünnblättrig spaltenden grünlichgrauen Mergel können nur mit Vorbehalt der Tannheim-Formation zugeordnet werden. Sie führen teilweise Pflanzenhäcksel und werden von den Sandsteinbänken der Losenstein-Formation überlagert.

Aus vorhandenen Karten (HENRICH, 2011) lässt sich auch für den Hauptdolomit und die stratigrafisch verbundenen Rhätiumkalke im Bereich der Spindeleben (1.066 m ü. A.) eine inverse Lagerung ableiten. Die inverse Hauptdolomit-Rhätiumkalk-Schuppe im unteren Teil der nördlichen Talflanke des Kleingschaidtbach-Tales stellt jedoch eine eigenständige Schuppe dar, deren Streichrichtung der Deckenüberschiebung der südlich anschließenden Lunz-Decke folgt. Sie wurde vermutlich im Verlauf dieser Überschiebung von der nördlichen Spindeleben-Schuppe abgetrennt und dieser, gemeinsam mit den Oberjura- und Unterkreide-Gesteinen zwischen Reith und Schwaigberg überschoben. Dadurch wurden auch die im Bereich östlich Schwaigberg aufgeschlossenen Sandsteine der Losenstein-Formation tektonisch eingespießt.

Lithostratigrafie, Tektonik der Lunz-Decke

Südlich des Kleingschaidtbaches wird die Frankenfels-Decke von der Lunz-Decke überlagert. Die Deckengrenze wird durch ein schmales Band aus braun verwitterndem Sandstein der Lunzer Schichten markiert. Dieses erreicht an der Einmündung des Baches in den Großschaidtbach den Talboden und verläuft dann am Südhang, knapp oberhalb des Bachlaufes, bis es ca. 350 m unterhalb des Gehöftes Thalbauer den Bachlauf quert. Danach ist es über die beiden Einsattelungen (ca. 800 m ü. A.) unmittelbar nördlich und nordöstlich Gehöft Thalbauer bis in den Taleinschnitt bei dem Gehöft Untersteinriegl verfolgbar. Ab dieser Stelle spaltet sich das Band aus Lunzer Sandstein in zwei Teilbänder auf, die parallel über den Sattel nordöstlich des Gehöftes Obersteinriegel in das Lugerbach Tal streichen.

Im Hangenden wird der Lunzer Sandstein von typisch ausgebildeten Opponitzer Schichten überlagert. Im Bereich Lohnsitz bis zum Gehöft Thalbauer treten im unteren Bereich der Opponitzer Schichten überwiegend Rauwacken und Bankdolomite auf, deren Mächtigkeit jedoch im Streichen von ca. 120 m (Lohnsitz) gegen Null (Thalbauer) abnimmt. Darüber folgt bräunlichgrau gefärbter, dolomitischer Opponitzer Bankkalk, der als markante Rippe (max. 70 m mächtig) von Lohnsitz über die Gehöfte Köck, Thalbauer und Unter- Obersteinriegel verfolgt werden kann. Eine Probe, die aus dem Opponitzer Kalk am Forstweg 120 m WNW Gehöft Obersteinriegel entnommen wurde, ist im Dünnschliff als Kotpillen führender Mikrit/Mudstone anzusprechen. Die bis zu 500 µm großen, teilweise intern strukturierten, elliptischen Kotpillen sind in Lagen im feinkörnigen Mikrit (~ 10 µm) angereichert. Im Handstück erscheint der Kalk teilweise feingeschichtet bis laminiert.

Im Hangenden wird der Opponitzer Kalk von geringmächtigen Rauwacken (max. 40 m mächtig) begleitet, die auf-

grund ihrer leichteren Erodierbarkeit morphologisch zurücktreten und in den Sätteln und Rinnen nördlich der Kalkrippe anstehen. Hier sind sie oft zu ockergelb gefärbten Lehmböden verwittert und nur in Lesesteinen anzutreffen. Die beschriebenen Schichtglieder der Opponitzer Schichten sind im Arbeitsgebiet nicht immer eindeutig voneinander zu trennen und lösen einander im Streichen ab oder sind tektonisch reduziert. Die Grenze von den Opponitzer Schichten zum überlagernden Hauptdolomit ist aufgrund der morphologisch zurücktretenden Rauwacke gut zu erkennen und auch lithologisch scharf ausgebildet.

Wie aus dem Streichen und mittelsteilen Einfallen der beschriebenen Gesteine der Lunz-Decke zu erkennen ist, bilden diese am Sonnberg eine flach gegen NE absinkende Synklinale.

Quartäre Bedeckung – Massenbewegungen

Wie zu erwarten war, zeichnen sich besonders jene Areale, in denen Lunzer Sandstein, Schrambach-Formation oder Losenstein-Formation anstehen, durch eine besonders hohe Dichte an Massenbewegungen aus. In den Flanken des Rückens südlich Edtbauer sind zahlreiche muschelförmige Anrisse innerhalb der Losenstein-Formation angelegt. Diese gehören zu Gleitmassen, die in Erd-Schuttströme übergehen und sich am Hangfuß ausbreiten. Gleichartig ausgebildete Massenbewegungen sind innerhalb des tektonisch stark beanspruchten Lunzer Sandsteins an der Basis der Lunz-Decke zwischen dem Gehöften Thalbauer und Untersteinriegel und oberhalb Lugerreith anzutreffen.

Die hohe oberflächennahe Auflockerung und die wasserstauenden Eigenschaften der genannten Gesteine (Mergel-, Tonsteinlagen) begünstigen die Ausbildung flachgründiger Rutschungen und führen zur Anlage zahlreicher Erosionsrinnen mit hohem Potenzial für Murenabgänge.

Auch entlang der Bewegungsbahn zwischen der invers liegenden Obertrias-Schuppe und den unterlagernden Gesteinen des Oberjura und der Unterkreide im Bereich der unteren Talflanke des Kleingschnaidtbach-Tales sind mehrere Massenbewegungen angelegt. Südlich des Gehöftes Sulz bewegt sich eine Mischung aus entfestigter Schrambach-Formation und auflagernden Mikritoidkalk-Blöcken in Form eines Schuttstromes zu Tal. Der am Güterweg vom Gehöft Thalbauer zum Schwaigberg wandbildend aufgeschlossene Mikritoidkalk ist an mehreren Zerrspalten zerlegt. Die abgetrennten Blöcke gleiten auf den unterlagernden Mergeln der Schrambach-Formation ab oder kippen heraus. Unterhalb der Felswand existiert eine größere Blockschutthalde, die auf vergangene Felssturzereignisse hinweist. Südwestlich Reith lösen sich größere Teile der Rhätiumkalke von der unterlagernden Schrambach-Formation oder haben sich bereits abgelöst. Die entstanden Schollen und Blöcke bewegen sich als Blockstrom talwärts. Im Hauptdolomit existieren mehrere breite Scherzonen, an denen das Gestein hoch beansprucht und aufgelockert worden ist. So sind nahe des Siedlungsgebietes im unteren Bereich des Kleingschnaidtbach-Tales mehrere kleinere Anrisse und Gleitmassen im Hauptdolomit angelegt.

Literatur

HENRICH, R. (2011): Unveröffentlichte Manuskriptkarte, Archiv der Geologischen Bundesanstalt (A 16930-RA/70/2011).

TOLLMANN, A. (1966): Geologie der Kalkvoralpen im Ötscherland als Beispiel alpiner Deckentektonik. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **58**, 103–207, Wien.

Bericht 2015 über mikrofazielle Analysen ausgewählter Jura-Profile der Frankenfels-Decke auf Blatt NL 33-02-03 Waidhofen an der Ybbs

KERSTIN HANSEN

(Auswärtige Mitarbeiterin)

Im Rahmen der Neuaufnahme der Geologischen Karte Blatt NL 33-02-03 Waidhofen an der Ybbs wurden sechs Profile jurassischer Ablagerungen aufgenommen und beprobt. Die Profile lagen am Mühlberg (Mü), einem kleinen Steinbruch am Hochramskogel (Hr) am Halsberg (Ha), an einer Forststraße zum Halsberg (HaC), an der Straße nahe des Hanslbauers (Hb) und an der Weißmauer (W). Die Profilaufnahme erfolgte im Maßstab 1:50 (1 cm = 0,5 m). Es wurden dabei 89 orientierte und verzeichnete Proben genommen.

Die Proben wurden aufgesägt und mit 120er und 360er Körnung (bzw. 35 µm Diamantscheibe) geschliffen. Von allen Stücken wurden Acetatfolienabzüge (Peels) gemacht und eingescannt. Von 60 Gesteinsproben wurden zusätzlich Dünnschliffe erstellt. Die weitere Analyse erfolgte unter dem Durchlichtmikroskop bei 7- bis 90-facher Vergrößerung. Die Klassifikation erfolgte nach DUNHAM (1962) und EMBRY & KLOVAN (1972), es wurden Matrix und enthaltene Komponenten sowie deren halbquantitative, geschätzte Häufigkeit beschrieben. Anhand von biostratigrafisch nutzbaren Fossilgruppen (Globigerinen ab dem Mitteljura, *Saccocoma* ab Kimmeridgium und Calpionellen ab dem Oberjura) wurden die aufgenommenen Profilabschnitte stratigrafisch eingestuft. Anhand von Stratigrafie, lithologischer Ausprägung, Mikrofazies und der relativen Lage der einzelnen Profilabschnitte zueinander sowie Literaturvergleichen wurden die Profilabschnitte Formationen zugeordnet.

Innerhalb der aufgenommenen Profile konnten folgende Formationen erkannt werden: Allgäu Schichten (Hr und Hb), Hierlatzkalk (Hb), Vilser Kalk (Hb), Mikritoidkalk (W), Reitmauerkalk (Hr), Steinmühlkalk, teilweise als Tithonflaserkalk eingeordnet (Mü, Hr, Ha, Hb und W), Mühlbergkalk (Mü und Ha) und Oberalm-Formation (HaC, Hb und W).

Diese enthielten folgende Mikrofaziestypen mit teilweise mehreren Subtypen: In der Allgäu-Formation traten in Graufazies Spicult-Packstones (MF5) und in Echinodermen- und Filament/Bruchschill-reicher Rotfazies Crinoiden-Bruchschill-Packstones (MF28) auf. Der Hierlatzkalk enthielt die Echinodermen- und Filament/Bruchschill-reiche Rotfazies (MF26 und MF28). Der Vilser Kalk führte ebenfalls die Echinodermen- und Filament/Bruch-