

Bericht 2016 über geologische Aufnahmen im Bereich Schnabelberg auf Blatt NL 33-02-03 Waidhofen an der Ybbs

GERHARD BRYDA

Im Sommer 2016 wurden bestehende Kartierungen im Bereich der Schnabelberg-Synklinale (Frankenfels-Decke) südwestlich Waidhofen an der Ybbs und des tektonisch liegenden Klippenraumes überarbeitet und ergänzt. Die Arbeiten schließen an das im Sommer 2015 kartierte Gebiet südlich Redtenberg an (BRYDA, 2016). Für die Kartierung konnte auf zahlreiche Kartenmanuskripte und Publikationen zurückgegriffen werden, die kurz genannt werden sollen. Klippenraum: ABERER (1951); SCHNABEL (1970); ESTERLUS (1989); DECKER (1990); ZILLER (1997). Frankenfels-Decke: SCHNABEL (1970); Arbeitsgruppe HENRICH (Kartierungen ALEKSEEV, 2010; CAHIR, 2010; HENRICH, 2011).

Lithostratigrafie und Tektonik der Frankenfels-Decke

Die Überschiebung der Frankenfels-Decke auf die tektonisch liegenden, vergleichsweise inkompetenten Gesteine der Ybbsitz- und Gresten-Klippenzone ist am Nordabhang des Schnabelberges und Redtenberges morphologisch deutlich sichtbar. Die Überschiebungsbahn wird durch variabel mächtige, gelblich anwitternde Opponitzer Rauwacken markiert, die den stark tektonisch beanspruchten Hauptdolomit beinahe überall unterlagern oder in diesen eingeschaltet sind. Das Schichtfallen im Hauptdolomit folgt dabei annähernd dem Streichen der Überschiebungsbahn. Im Unterlauf des Redtenbachtals, südwestlich Waidhofen/Ybbs, fällt der Hauptdolomit mittelsteil nach Süden ein. Ab der Bachwirtsiedlung schwenkt das Redtenbachtal nach WSW und auch die Schichtflächen im Hauptdolomit fallen mittelsteil nach SE ein.

Der Hauptdolomit an der Nordflanke des Schnabel- und Redtenberges bildet den aufrechten Liegendschenkel der Schnabelberg-Synklinale. Diese stellt den Kern einer lang anhaltenden, WSW–ENE streichenden, enggepressten und in sich zerscherten überkippten Faltenstruktur dar, deren Schichtfolge vom Hauptdolomit über eine vielfältige Juraschichtfolge bis in die Tannheim-Losenstein-Formation der Unterkreide reicht.

Innerhalb des Liegendschenkels folgt direkt über dem Hauptdolomit typisch ausgebildete Kössen-Formation. Diese setzt an scharfer Grenze über dem Dolomit als Wechselfolge dunkelgrauer Mergel mit zwischengeschalteten Lumachellenkalkbänken ein, die nördlich Unterreithbauer ca. 40–50 m Mächtigkeit erreichen. Im Hangenden folgt ein variabel 20–50 cm gebankter, dunkler Kalk, der nur mehr geringmächtige Mergelzwischenlagen enthält und im Gelände Felsrippen bildet. Im Gestein sind zahlreiche Korallenbruchstücke und große Korallenstöcke, die sich vermutlich noch in Lebensstellung befinden, erkennbar. Dieser „Hauptlithodendronkalk“ erreicht nördlich Un-

terreithbauer wieder ca. 50 m Mächtigkeit. Generell unterliegt die Mächtigkeit der Kössen-Formation im Streichen der Schnabelberg-Synklinale jedoch größeren, tektonisch bedingten Schwankungen und ist schwer abzuschätzen. Sicher ist jedoch, dass die Werte im Liegendschenkel der Schnabelberg-Synklinale größer sind, als in deren überkipptem Hangendschenkel. Im Grenzbereich der Kössen-Formation zu den auflagernden, kieseligen Fleckenmergeln der Allgäu-Formation treten im Liegendschenkel an mehreren Stellen weinrote Tonsteine der Schattwalder Schichten auf. Diese erreichen maximal 2–4 m Mächtigkeit und sind nur an wenigen Stellen aufgeschlossen. So unterhalb der Schnabelbergstraße östlich Hochpöchl in ca. 710 m Seehöhe, am Forstweg, der in den Taleinschnitt nördlich Unterreithbauer führt, in ca. 620 m Seehöhe und schließlich nördlich Spindeleben an einem Forstweg zwischen 750 und 760 m Seehöhe.

Die Kössen-Formation im inversen Hangendschenkel der Schnabelberg-Synklinale setzt wieder mit einer Kalk-Mergel-Wechselfolge mit typischen Lumachellenkalken über dem Hauptdolomit ein. Im Hangenden folgt jedoch ein ziemlich kompakter, dickbankiger und nun gelblich bis hellgrau gefärbter Kalk, der dem Oberrhätalk ähnelt und wiederum große Korallenstöcke enthält. Am Rücken, der vom Schnabelberg nach ENE zieht, sind in diesem Kalk in Aufschlüssen bei 840 m Seehöhe unterhalb der Forststraße große Megalodonten anzutreffen, die einen Umschlag zu lagunären Ablagerungsbedingungen anzeigen. Auch an der Asphaltstraße auf den Schnabelberg sind, knapp vor der Parkmöglichkeit am Ende der Straße, gute Aufschlüsse innerhalb des gelblichgrauen Korallenkalkes vorhanden. Am Kamm, der oberhalb nach Westen zum Redtenberg zieht, trifft man auf die Lumachellenkalke, die wiederum im Liegendabschnitt der Kössen-Formation auftreten.

Die im Liegendschenkel und inversen Hangendschenkel der Schnabelberg-Synklinale unterschiedliche Obertrias-Faziesentwicklung setzt sich in den auf die Kössen-Formation und den Oberrhätalk folgenden Juraschichtfolgen fort.

Im Liegendschenkel folgen über den Schattwalder Schichten dunkle, kieselige Fleckenmergel und schwarze Kieselkalke der Allgäu-Formation, die meist schlecht aufgeschlossen sind. Im hangenden Teil der Schichtfolge treten teilweise Hornsteinknollen führende, hellere wellig-schichtig-plattige, 5–15 cm gebankte Kalke mit maximal wenige Zentimeter mächtigen, bräunlichgrauen Mergellagen auf, die bereits an die Chiemgauer Schichten erinnern (Aufschlüsse an Forststraßen nördlich Unterreithbauer und im Graben südlich Gehöft Hof). Im Dünnschliff ist die Allgäu-Formation als stark bioturbierter Mikrit mit einem variablen Gehalt an Radiolarien, Schwammnadeln und feinen Schalenbruchstücken zu charakterisieren (entspricht Biomikrit, Mud- bis Wackestone). Nach TRAUTH (1922: 160) reicht die Schichtfolge der Allgäu-Formation in der Frankenfels-Decke maximal bis in das Aalenium (unterster Mitteljura) empor. Die Äquivalente der Chiemgau-Formation im hangenden Anteil der Schichtfolge könnten jedoch noch weiter in den Mitteljura emporreichen (Bajocium?).

Über diesen folgt ein geringmächtiger ($\leq 1-3$ m) hellroter, teilweise auch grünlichweißer, wellig-schichtiger, variabel von wenigen Zentimetern bis ca. 20 cm gebankter Crinoidenspatkalk mit roten Mergel-Zwischenlagen und knollig-linsigen Kalkbänken. Vergleichbare Kalke in der Frankenfels-Decke wurden bereits von TRAUTH (1922: 227) beschrieben und dem Vilser Kalk zugeordnet. Die stratigrafische Reichweite des Vilser Kalkes erstreckt sich über den Zeitraum Bajocium? bis Callovium?

Im Hangenden geht der Crinoidenspatkalk entweder in einen gelblichgrau-weißen, dichten mikritischen, undeutlich gebankten Kalk oder einen rosa-hellrot gefärbten, deutlich mittelbankig-knolligen, mikritischen Kalk über.

Der gelblichgrau-weiß gefärbte Kalk entspricht dabei makroskopisch vollkommen dem Mikritonkoidkalk, enthält aber nicht immer Mikritonkoide, sondern kann auch als mikritischer Kalk mit Radiolarien als dominanter Biogenkomponente auftreten. Kalke dieses Typs sind besonders im inversen Schenkel der Schnabelberg-Synklinale wandbildend aufgeschlossen. So im Hangendbereich der Wandstufe, die zuerst entlang der Höhe haltenden Forststraße zwischen der Spindeleben und dem Schnabelberg verläuft und danach, teilweise schuttüberrollt, bis zum Muldenabschluss oberhalb des Schwarzenbach-Grabens absteigt.

Im Liegendschenkel der Schnabelberg-Synklinale geht der gelblichgrau-weiße, Radiolarien führende Kalk im Streichen in einen hellroten, mikritischen Bank- bis Knollenkalk über. Dieser Trend ist besonders ab dem Taleinschnitt westlich des ehemaligen Gasthofes Hochpöchl gut zu verfolgen. Ab hier wird der „Mikritoidkalk“ durch diesen Kalktyp vertreten und ist, über eine größere Strecke, zumindest bis in den Wandbereich südwestlich Gehöft Schaufl verfolgbar. Im Dünnschliff ist der hellrote Bank- bis Knollenkalk als Biomikrit, Wackestone mit zahlreich vorhandenen Protoglobigerinen und feinen Schalenbruchstücken (beide teilweise mikritisch-onkoidisch umkrustet), Radiolarien, Kotpillen, randlich mikritisierten Echinodermenbruchstücken, Ammonitenbrut und Kleingastropoden zu charakterisieren. Zusätzlich zu von Stylolithsäumen begrenzten Knollen (beginnende Knollenfaserung durch selektive Zementation und Drucklösung), sind im Dünnschliff auch echte Klaster aus resedimentiertem Material (Schlammklaster) zu beobachten. Aufgrund der lithologischen Ausbildung des Kalkes und seiner Stellung innerhalb der Schichtfolge, scheint die Verwendung des Begriffes „Rotsteinkalk“ gerechtfertigt.

Die Mächtigkeit des Mikritoidkalkes kann mit maximal 35–40 m (Hangendschenkel der Schnabelberg-Synklinale) und seiner zeitlichen, aber lithologisch und faziell unterschiedlichen Äquivalente – gelblichgrau-weißer, undeutlich gebankter Kalk mit Radiolarien und Kotpillen, rosa-hellrot gefärbter Bankkalk-Knollenkalk – mit ca. 20 m (im Liegendschenkel der Schnabelberg-Synklinale) abgeschätzt werden. Im Streichen können beide Kalke inklusive der stratigrafisch verbundenen kompetenten Anteile jedoch tektonisch reduziert oder vollständig abgesichert worden sein. Der stratigrafische Umfang der Kalke reicht vermutlich vom obersten Mitteljura (Callovium) bis in den Grenzbereich Oxfordium/Kimmeridium.

Im Hangenden gehen sowohl der Mikritoidkalk wie auch seine Äquivalente auf kurze Distanz über deutlich gebankte hellrot gefärbte Kalke in einen geringmächtigen hellroten

Knollenfaserkalk über. Dieser enthält häufig sehr schlecht erhaltene Ammonitensteinkerne, Aptychen und Schwebcrinoiden.

Anhand des vorhandenen Probenmaterials kann in diesem Teil der Schichtfolge bisher nicht zwischen Tegernseer Kalk oder Haselbergkalk (Tithonfaserkalk) unterschieden werden. Im Gegensatz zum Haselbergkalk, der auf das Tithonium bis Berriasium beschränkt ist, setzt der Tegernseer Kalk bereits im Kimmeridium ein und reicht bis in das Tithonium. Im Handstück-Dünnschliff zeichnet er sich durch einen besonderen Reichtum an Schwebcrinoiden aus.

Die Mächtigkeit des Flaserkalkes liegt bei ca. 4 m. Darüber folgen in allen Profilen typische hell gelblichgraue bis grünlichgrau gefärbte, dünnbankige mergelige Kalke und Mergel (Aptychenkalke), die bereits zur Schrambach-Formation gehören. Im Dünnschliff können diese als Calpionellenmikrit angesprochen werden.

Die Ammergau-Formation ist meist nur im Ausmaß weniger Meter schlecht aufgeschlossen, weil sie in den inversen Profilen durch grobblockigen Hangschutt aus der Wandstufe mit Mikritoidkalk und Äquivalenten überschüttet wird, oder in den aufrechten Profilen im Liegendschenkel durch Verwitterungsprodukte (Ton, Sandsteinbruchstücke) der Tannheim-Losenstein-Formation regelrecht überflossen wird. Akzeptable Aufschlüsse finden sich an der Schnabelbergstraße ab 840–860 m Seehöhe, im Streichen unterhalb der Wandstufe ca. 200 m westlich der letzten Kehre der Schnabelbergstraße, in mehreren Aufschlüssen in den Flanken des Grabens unterhalb des Jagdhauses nördlich Spindeleben.

Als jüngstes Schichtglied treten im Kern der Schnabelberg-Synklinale dunkle Mergel und Sandsteine der Tannheim-Losenstein-Formation auf. Diese sind aufgrund der meist schlechten Aufschlussverhältnisse nicht voneinander zu trennen. Grobsandsteine mit mehreren Zentimeter großen Geröllen der Losenstein-Formation sind besonders in den Gräben nordwestlich Redtenstein aufgeschlossen, dunkle, grünlichgraue Mergel am Forstweg, der mitten der Mulde vom Oberreithbauer nach Westen verläuft. Sandsteine auch am Weg SSE Hochpöchl.

Betrachtet man den tektonischen Bau der Schnabelberg-Synklinale, so zeigt sich, dass diese nicht nur über einen überkippten, mit ca. 50–60° steil nach Südosten einfallenden Hangendschenkel verfügt, sondern dass dieser auch die liegenden Teile unter Abscherung seiner rhätischen und jurassischen Schichtglieder überfährt. Die wandbildenden Jurakalke im Liegendschenkel der Schnabelberg-Synklinale sind zwischen Unterreitbauer und südöstlich Schaufl teilweise verdoppelt. Diese Struktur wurde bereits von SCHNABEL (1970: 181) beschrieben und als lokale Aufschubung / Schuppung erkannt (siehe auch Kartenmanuskript von HENRICH, 2011). Durch die nun viel besseren topografischen Grundlagen ist die Struktur zwischen Ober- und Unterreitbauer als kleinräumige Synklinale im Rotkalk mit einem Abscherhorizont an dessen Basis zu erkennen. Südöstlich Schaufl ist diese jedoch durchgeschert und Teile davon an NW–SE streichenden Störungen gehoben.

Im Süden schließt sich an die extrem enggepresste, azyklische Redtenberg-Schnabelberg-Antiklinale eine weitere Synklinale mit Jura-Kreide-Schichtfolge an (siehe Auf-

nahmsbericht BRYDA, 2016). Diese setzt sich über den Sattel östlich Gehöft Sulz bis in den Graben nordwestlich der Luger Berghütte fort. Im aufrechten Liegendschenkel tritt typischer Mikritoidkalk (im Dünnschliff reiner Packstone mit Mikritoiden) auf, der im Hangenden wiederum von roten Flaserkalken, Aptychenkalken mit Calpionellen und schließlich klastischer Tannheim-Losenstein-Formation überlagert wird. Die Tannheim-Losenstein-Formation der Synklinale grenzt im Norden tektonisch an den Hauptdolomit der Schnabelberg-Antiklinale und ist dieser überschoben. Die Schubfläche kann über die Senke unmittelbar südlich des Schnabelberges bis in den Taleinschnitt westlich Wh. Untergrasberg verfolgt werden und ist durch Rauwacken markiert.

Lithostratigrafie und Tektonik des Klippenraumes

Wie bereits von ESTERLUS (1989) erkannt worden ist, treten im Liegenden der Frankenfels-Decke beiderseits des Redtenbachtals Gesteine der Ybbsitz-Klippenzone auf. Diese setzen sich im hinteren Redtenbachtal aus einer Wechselfolge von kalkig-kieseligen Silt-Feinsandsteinen mit kieseligen Tonsteinen und Mergeln im Hangenden und vermutlich stratigrafisch unterlagernden hellen Aptychenkalken der Fasslgraben-Formation zusammen.

Die Sandsteinserie ist im Gelände zum überwiegenden Teil als Wechsellagerung von grauen, harten Mergeln mit variabel gebankten (wenige cm bis ca. 40 cm), kalkig-kieseligen, splittrig brechenden, teilweise dunkle Hornsteinlagen führenden, dunkelgrauen, sandigen Kalken und Feinsandsteinen anzusprechen. Im Dünnschliff besteht das Gestein aus Lagen mit dicht gepackten Schwammnadeln, Radiolarien und in die Schichtung eingeregelteten Filamenten, die mit gradierten Lagen aus angularen Quarzkörnern, dunklen, mikritischen Karbonatklasten und Bioklasten (Crinoidendetritus, selten Foraminiferen) wechsellagern. Die Mergel, Kieselkalke und Feinsandsteine fallen beiderseits des Redtenbachtals mittelsteil bis steil nach Süden bis SSE ein, sind jedoch meist schlecht aufgeschlossen.

Aufgrund der beschriebenen lithologischen Eigenschaften der Sandstein-Mergel-Abfolge und deren Position im Hangenden der Fasslgraben-Formation kann diese der Glosbach-Formation oder Haselgraben-Formation der Ybbsitz-Klippenzone (siehe Glosbachschichten, Haselgrabenschichten in HOMAYOUN & FAUPL, 1992) zugeordnet werden. Vermutlich ist zumindest für den hangenden Abschnitt der Schichtfolge im Redtenbachtal der Vergleich mit den Haselgrabenschichten zutreffender, weil sich diese von den Glosbachschichten durch einen höheren Anteil an Ton-Mergellagen und siliziklastischem Detritus unterscheiden sollen. Die Sandstein-Mergel-Abfolge erreicht im Redtenbachtal jedoch eine weitaus größere Mächtigkeit, als die von HOMAYOUN & FAUPL (1992) für die Glosbachschichten bzw. Haselgrabenschichten angegebenen Werte von 200 bzw. 150 m. Grund dafür könnte einerseits eine Verschuppung der Schichtfolge durch die alpidische Deckentektonik, andererseits auch ein größerer Schichtumfang der Sandstein-Mergel-Abfolge sein (Glosbach- und Haselgraben-Formation?).

Leider liegen bisher zu den Nannoplankton- und Schwermineralproben aus dem Gebiet noch keine Ergebnisse vor. Nach HOMAYOUN & FAUPL (1992) sind die Glosbachschichten in die „Tiefere Unterkreide“ und die Haselgrabenschichten in das Albium einzustufen.

Die den Feinsandstein unterlagernden, hellgrauen Aptychenkalke der Fasslgraben-Formation (Oberjura bis Unterkreide) sind entlang des Redtenbaches als schmaler Zug bis ca. 500 m ENE Eckerwirt (Kapelle gegenüber dem Bauernhof) verfolgbar. Ein weiteres, bisher unbekanntes Vorkommen ist als vermutlich tektonisch abgetrennte Scholle am westlichen Prallhang des Falkengrabens, ca. 170 m oberhalb der Einmündung in den Redtenbach, aufgeschlossen.

Lithologisch ist die Fasslgraben-Formation als dünnschichtiger, ebenflächig bis welligschichtiger, plattig zerfallender, intern feingeschichteter, mittelgrau bis hellbrau-gelblich-weißer, mikritischer, mergeliger Kalk anzusprechen. Entlang der Bankfugen treten meist geringmächtige (Millimeter bis 2 cm) dunkelgraue Mergelzwischenlagen auf. Im Dünnschliff zeigt sich der Kalk als Radiolarien, untergeordnet Filamente führender Mikrit-Mudstone bis Wackestone mit zahlreichen schichtparallelen, dunkler gefärbten, tonigen Lagen. Die Fasslgraben-Formation ist entlang des Redtenbaches – besonders am orografisch rechten Prallhang des Baches oberhalb des Sägewerkes SE Erlach – gut aufgeschlossen.

Östlich Erlach setzt sich die Fasslgraben-Formation innerhalb einer schmalen Zone im Liegenden der Überschiebungsbahn der Frankenfels-Decke fort. Lithologisch treten in diesem Bereich auch stärker bioturbirte Typen auf, die im Dünnschliff als reine Radiolarien führende Mikrite zu bezeichnen sind. Gute Aufschlüsse sind hier beiderseits des Talausganges westlich des Gehöftes Hinterholz vorhanden.

An dieser Stelle ist im Liegenden des Aptychenkalkes der Fasslgraben-Formation auch ein, meist sehr schlecht aufgeschlossener, roter und grüner Radiolarit, der Spuren einer Manganmineralisation enthält, anzutreffen. Er kann mit der Rothenberg-Formation (OŽVOLDOVÁ & FAUPL, 1993: Abb. 6 – „*Rotenbergschichten, Mittel - Callov bis Ober - Oxford*“) parallelisiert werden.

Die vielleicht besten Radiolarit-Aufschlüsse befinden sich nahe dem Bauernhof, der sich am Hang SE des Sägewerkes bei Erlach befindet, am Hang neben dem Gehöft Hinterholz sowie südlich der Gehöfte Mitterholz und Vorderholz.

Südöstlich des Gehöftes Vorderholz stehen unmittelbar oberhalb der 1. Kehre der Schnabelbergstraße hellrote und grau-beige Spatkalke und mikritische Rotkalke mit roten Hornsteinknollen und Lagen an. Im Liegenden der Kalkrippe geht diese offenbar in roten und grünen Radiolarit der Rothenberg-Formation über, oder ist mit dieser verschuppt. Vergleichbare Kalke wurden bereits von TRAUTH (1922: 242) aus dem Bereich der „Schnabelbergkanzel“ (ca. 300 m SW der Einmündung des Redtenbaches in den Waidhofenbach) beschrieben und über eine Brachiopodenfauna in das Callovium eingestuft und als Vilser Kalk bezeichnet. Die stratigrafische Einstufung der Spatkalke in das Callovium und deren möglicher stratigrafischer Zusammenhang mit dem tektonisch liegenden Radiolarit der Rothenberg-Formation spricht für eine Zuordnung der Kalkrippe zur Ybbsitz-Klippenzone. Nach SCHNABEL (1970: 180) handelt es sich bei dem Spatkalk jedoch um Mühlbergkalk (Oberjura), der Teil einer überkippten Randschuppe der Frankenfels-Decke ist.

Die Gesteine der Ybbsitz-Klippenzone sind der tektonisch unterlagernden Gresten-Klippenzone überschoben. Die Überschiebungsbahn verläuft zuerst, SW–NE streichend, im unteren Drittel der nördlichen Talflanke des Redtenbachtals und stellt dort eine steil SE fallende tektonische Fläche dar. An dieser grenzt der kalkig-kieselige Feinsandstein und Mergel der Haselgraben-Formation im SE tektonisch an braun verwitternde Hellglimmer und teilweise Glaukonit führenden Sandsteine mit exotischen Geröllen und Buntmergel der Grestener-Klippenzone. Ab etwa 200 m westlich der Einmündung des Baches nördlich des Bauerngutes Hof verläuft die Grenze zwischen den beiden Einheiten zuerst im Bereich des Talgrundes, wechselt jedoch gegenüber der Abzweigung der Konradsheimer- von der Redtenbachstraße auf die südliche Talseite. Hier verläuft die Schubfläche dann streng W–E streichend subparallel zur Überschiebungsfläche der Frankenfels-Decke auf die Ybbsitz-Klippenzone, die hier nur mehr als ca. 100–150 m breiter Schollenteppich erhalten ist. Die Gresten-Klippenzone unmittelbar nördlich der Schubfläche wird durch dunkle Mergel und Kalke der Posidonien-schichten aufgebaut, die entlang des Redtenbaches (zwischen Vorderholz und Erlach) mehrfach aufgeschlossen sind (SCHNABEL, 1970).

Literatur

ABERER, F. (1951): Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik der Randzonen der nördlichen Kalkalpen zwischen Neustift und Konradshaim. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **39–41** (1946–1948), 1–73, Wien.

ALEKSEEV, V. (2010): Geologische Neuaufnahme der Schnabelbergmulde (ÖK 70 Blatt Waidhofen an der Ybbs). – Aufnahmebericht, 2 S., GBA/Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 16690-RA/70/2010, Wien.

BRYDA, G. (2016): Bericht 2015 über geologische Aufnahmen im Bereich Kleinschnaidt nördlich Gaflenz auf Blatt NL 33-02-03 Waidhofen an der Ybbs. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156**, 336–338, Wien.

CAHIR, H. (2010): Geländeaufnahme des Lugertals südwestlich von Waidhofen (Blatt ÖK 70 Waidhofen an der Ybbs). – Aufnahmebericht, 3 S., GBA/Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 16691-RA/70/2010, Wien.

DECKER, K. (1990): Plate tectonics and pelagic facies: Late Jurassic to Early Cretaceous deep-sea sediments of the Ybbsitz ophiolite unit (Eastern Alps, Austria). – *Sedimentary Geology*, **67**, 85–99, Amsterdam (Elsevier).

ESTERLUS, M. (1989): Ergänzende Kartierung zur kompilierten geologischen Karte der Flysch- und Klippenzone (Maßstab 1:25.000) westlich Waidhofen/Ybbs (Projekt NC9/g Naturraumpotential Amstetten-Waidhofen/Ybbs), August–September 1989. – Aufnahmebericht, 9 S., GBA/Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 07544-RA/70/1989, Wien.

HENRICH, R. (2011): Geländearbeiten im Rahmen der Erstellung einer Reinkarte des Gebietes um Glatzberg – Buchenberg – Schnabelberg – Redtenberg – Spindleben – Forstau – Lindauerberg im Maßstab 1:10.000 (ÖK 70 Blatt Waidhofen an der Ybbs). – Aufnahmebericht, 1 S., GBA/Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 16930-RA/70/2011, Wien.

HOMAYOUN, M. & FAUPL, P. (1992): Unter- und Mittelkreideflysch der Ybbsitzer Klippenzone (Niederösterreich). – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten Österreichs, **38**, 1–20, Wien.

OŽVOLDOVÁ, L. & FAUPL, P. (1993): Radiolarien aus kieseligen Schichtgliedern des Juras der Grestener und Ybbsitzer Klippenzone (Ostalpen, Niederösterreich). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **136**, 477–494, Wien.

SCHNABEL, W. (1970): Zur Geologie des Kalkalpennordrandes in der Umgebung von Waidhofen/Ybbs, Niederösterreich. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Wien, **19**, 131–188, Wien.

TRAUTH, F. (1922): Über die Stellung der „pieninischen Klippenzone“ und die Entwicklung des Jura in den niederösterreichischen Vorpalpen. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **14** (1921), 105–265, Wien.

ZILLER, M. (1997): Ingenieurgeologische Bearbeitung einer Massenbewegung im Bereich der Flyschzone/Klippenzone des westlichen Niederösterreichs. – Diplomarbeit, Universität Wien, 109 S., Wien.

Blatt NL 33-10-29 Vöcklabruck

Bericht 2017 über geologische Aufnahmen auf Blatt NL 33-10-29 Vöcklabruck

TOBIAS IBELE

(Auswärtiger Mitarbeiter)

Das Kartenblatt wird zu einem großen Teil durch das im BMN-Blattschnitt publizierte Blatt 47 Ried im Innkreis (RUPP, 2008a) abgedeckt, so dass nur im Osten geologische Neuaufnahmen durchzuführen sind (RUPP, 2013). Im Rahmen dieser geologischen Neuaufnahmen wurde im November 2016 und im März 2017 ein ca. 15 km² großes Gebiet nordwestlich Ottmang am Hausruck geologisch kartiert.

Das Kartierungsgebiet hat einen quadratischen Perimeter mit der UTM 33-Koordinate RW 349475 / HW 5332175 im Nordwesten und der Koordinate RW 398250 / HW 5328300 im Südosten. Es schließt damit zwischen Wolfharting im Norden und Ampflwang im Süden östlich an das Blatt Ried im Innkreis an. Aufgrund des anhaltend guten Wetters im März 2017 konnten die Aufnahmen nach Osten ausgedehnt und bis westlich Holzham und Mitterarming fortgesetzt werden.

Landschaftlich gliedert sich das Kartierungsgebiet in die waldbestandenen Höhenzüge des Hausruck und die durch ihn und seine Seitenäste (Riedel) umfassten Talungen mit Siedlungs- und Landwirtschaftsflächen. Der Hauptkamm des Hausruck verläuft vom Westrand des Kartierungsgebiets an den Nordrand, wo er sich in einen nach Norden und einen nach Osten verlaufenden Zweig teilt. Er trennt