

Exkursionen

Exkursion E1 – Südrand des Dunkelsteinerwaldes Montag, 23.09.2013

M. LINNER & H.G. KRENMAYR



Übersichtskarte mit Exkursionsstopps: Ausschnitt aus der ÖK 1:200.000, AMAP.

Themen: Charakteristische Gesteine des Gföhl-Deckensystems im Moldanubikum.
Mauer-Formation (submarine Megabrekzie).

Geologischer Überblick über das Kristallin des Dunkelsteinerwaldes

Im Dunkelsteinerwald ist der südöstlichste Teil des Moldanubikums, einer internen großtektonischen Einheit des Variszischen Orogens, aufgeschlossen. Südlich von Melk - St. Pölten sind die kristallinen Gesteine durch oligozäne bis miozäne Formationen der Autochthonen Molassezone überlagert. Nach Süden setzen sie sich im Untergrund bis weit unter die Decken des Alpidischen Orogens fort (WESSELY, 1987; KRÖLL et al., 2001). Im Folgenden wird die regionale Verteilung und Lagerung der kristallinen Gesteine am Südrand des Dunkelsteinerwaldes

kurz dargestellt. Eine ausführliche Diskussion der Metamorphoseentwicklung und des Deckenbaues im südöstlichen Moldanubikum findet sich an anderer Stelle dieses Tagungsbandes (LINNER, 2013).

Hochmetamorphe Gesteine des Gföhl-Deckensystems dominieren den Südostrand des Moldanubikums. Die Moldanubischen Granulite der Granulit-Decke des Dunkelsteinerwaldes sind bis in das Gebiet Hafnerbach – Karlstetten, nordwestlich von St. Pölten, zu verfolgen. In den vorwiegend sauren Granuliten treten wiederholt eingeschuppte, serpentinisierte Peridotite auf. Die Granulite fallen generell mittelsteil in südliche Richtung ein und die Streckungslineare streichen in W-E Richtung (MATURA, 1984; NEUBAUER, 1990). Der Granulitkörper ist im Südwesten, zwischen Hafnerbach und Dunkelstein, durch NW-SE streichende, steilstehende Serpentinite begrenzt. Es schließen mächtige Gesteinszüge aus Pyroxen-Amphibolit, hellen Migmatiten und Kalksilikatgesteinen an, wobei die Lagerung in mittelsteil südwestlich einfallend übergeht.

Die Grenze zum, durch Marmor und Grafit (HOLZER, 1964) gekennzeichneten, Drosendorf-Deckensystem ist nordwestlich der Ortschaft Stein durch Syenitgneis markiert. Dieser ist wie der Wolfshofer Syenitgneis als syntektonische Intrusion des variszischen Deckenbaues zu interpretieren (FUCHS & MATURA, 1976; FRANK et al., 1990). Bei anhaltend südwestlichem Einfallen überlagert in diesem Bereich das Drosendorf-Deckensystem die Granulit-Decke des Gföhl-Deckensystems. Damit erscheint der gesamte Bereich zwischen den südlich einfallenden Granuliten und dem südwestlich einfallenden Drosendorf-Deckensystem tektonisch invertiert. Gegen Südwesten ist das Drosendorf-Deckensystem in normaler Lagerung durch migmatische Paragneise und Amphibolite des Gföhl-Deckensystems überlagert. Dieser Gesteinskomplex erstreckt sich bis zum Pielachtal am Westende des Dunkelsteinerwaldes, mittelsteil südwestlich einfallend und NW-SE streichend.

Haltepunkt E1/1:

Granulit-Steinbruch der Firma Marchart in Karlstetten

ÖK 37 Mautern, Rosenthal nordöstlich Karlstetten (BMN M34 R: 692159, H: 348250, WGS84 E: 15°33'11,3", N: 48°16'11,7")

Thema: Granulite des Dunkelsteinerwaldes.

Lithologie: Granulit, serpentinisierter Peridotit.

Tektonische Einheit: Moldanubikum, Gföhl-Deckensystem.

Alter: Granulit, Ordovizium (magmatisch), frühes Karbon (metamorph).

Im Rosenthal nördlich von Karlstetten betreibt die Firma Marchart Steinbrüche zur Erzeugung von Split- und Schottermaterial. Der Großteil des Materials wird derzeit am Rücken nordwestlich vom Rosenthal im sogenannten Waldbruch (Abb. 1) gewonnen. In diesem Gebiet sind serpentinisierte Peridotite in den Granulit eingeschuppt.



Abb. 1: Granulit-Steinbruch der Firma Marchart nördlich von Karlstetten. Rechts der Bildmitte ist eine dunkle Linse aus serpentinisierten Peridotit zu erkennen (Datum der Aufnahme, 11.04.2013).

Die Moldanubischen Granulite sind sehr helle, feinkörnige, oft weiß-grauviolett gebänderte Gesteine mit mylonitischer Deformation. Diese außergewöhnliche Lithologie zeichnet sich durch ihren hohen Gehalt an Feldspat und Quarz, nur sehr wenig Biotit und eine spezifische Mineralparagenese aus. Dabei belegen Granat, Kyanit und ternärer Feldspat (Abb. 2a) den Höhepunkt der Metamorphose unter Hochtemperatur-Hochdruck-Bedingungen bei 1,6 GPa und 1.000° C (CARSWELL & O'BRIEN, 1993). Das Alter dieser Metamorphoseprägung ist durch Granat und Zirkon-Datierungen auf 345 bis 335 Ma eingegrenzt (BECKER, 1997b; FRIEDL et al., 2011). Die Umwandlung von Kyanit in Sillimanit belegt eine nachfolgende Rekrystallisation unter deutlich geringerem Druck (P 0,65 GPa T 725° C, CARSWELL & O'BRIEN, 1993). Die damit verbundene Rekrystallisation des Gefüges ist meist auch makroskopisch erkennbar. Die Zusammensetzung der Granulite weist auf fraktionierte I-Typ Granite als Ausgangsmaterial (VELLMER, 1992; JANOUŠEK et al., 2004), für die prämetamorphe Zirkonkerne ein ordovizisches Intrusionsalter (430-460 Ma, FRIEDL et al., 2011) anzeigen.

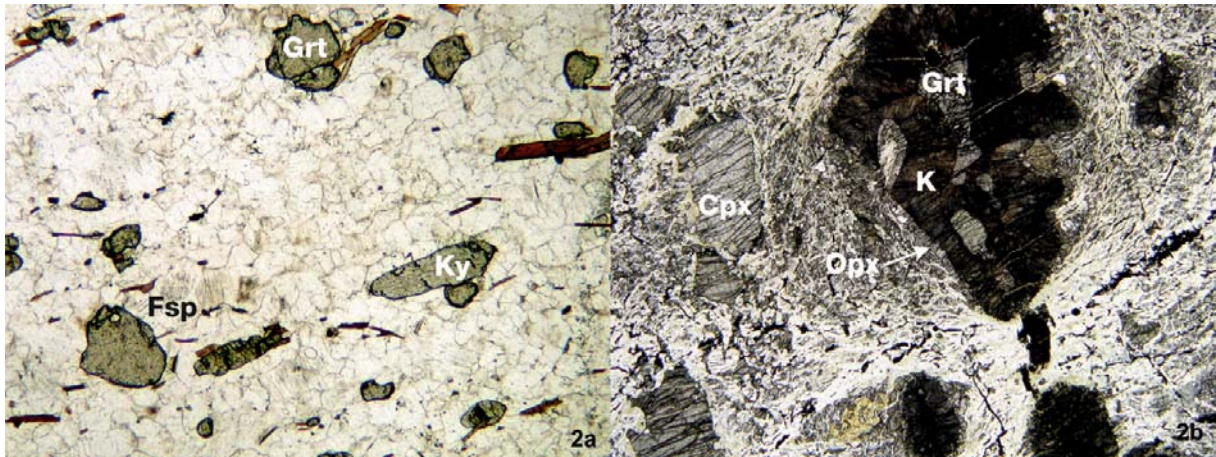


Abb. 2a (links): Moldanubischer Granulit: Granat [Grt], Kyanit [Ky] und ternärer Feldspat [Fsp] repräsentieren die Hochtemperatur-Hochdruck-Paragenese. Zu beachten sind die mesoperthitische Entmischung der Feldspate und der geringe Biotitgehalt (Probe ML12-37-4A, Bildbreite 5 mm).

Abb. 2b (rechts): Serpentinisierter Peridotit: Granat [Grt] mit Kelyphit [K] aus Ortho- und Klinopyroxen sowie einer Korona aus Orthopyroxen [Opx]. Während auch Klinopyroxen-Einsprenglinge [Cpx] gut erhalten sein können, ist die feinkörnige Matrix aus Olivin und Orthopyroxen weitgehend in Serpentin umgewandelt (Probe ML12-37-5B, Bildbreite 11,7 mm).

Die eingeschuppten Peridotite sind großteils serpentinisiert. Es handelt sich um Granat-Lherzolite sowie Granat und Spinell führende Harzburgite (BECKER, 1996). Granat ist fast vollständig in Kelyphit mit einer Korona aus Orthopyroxen umgewandelt (Abb. 2b). Olivin und Orthopyroxen sind weitgehend zu Serpentin hydratisiert, nur Klinopyroxen und Spinell haben sich besser erhalten. Die Peridotite lassen eine initiale Equilibrierung im Erdmantel bei etwa 3 bis 3,5 GPa und 1.100° C erkennen (BECKER, 1997a), gefolgt von nahezu isothermaler Dekompression zu Bedingungen vergleichbar dem Metamorphosehöhepunkt der Granulite. So sind die Peridotite auch ein guter Beleg dafür, dass die Granulit-Decken von der Basis einer verdickten Kruste stammen.

Die Schieferung der Granulite und Serpentinite zeigt im Bereich des Steinbruches eine durchwegs flache Lagerung mit vorwiegend südwestlichem Einfallen. Die zugehörige schwache Streckungslineation fällt flach westsüdwestlich ein. Die Serpentinlinsen weisen auch mittelsteil südostgerichtete Schieferungsflächen auf. Diese könnten, wie die vergleichbare Orientierung der Serpentinlinsen selbst, einer älteren Strukturprägung, möglicherweise der Einschuppung der Peridotite, entsprechen.

Haltepunkt E1/2:**Felsrippe westlich der Ruine Hohenegg**

ÖK 55 Ober-Grafendorf, westlich der Ruine Hohenegg (BMN M34 R: 686329, H: 344268, WGS84 E: 15°28'30,2", N: 48°14'01,1")

Thema: Migmatite und migmatische Paragneise.

Lithologie: Migmatit mit Kalksilikat-Schollen, migmatischer Paragneis.

Tektonische Einheit: Moldanubikum, Gföhl-Deckensystem.

Alter: ? Neoproterozoikum-Kambrium (sedimentär), frühes Karbon (metamorph).

In einer Felsrippe im Wald westlich der Ruine Hohenegg sind Migmatite des Gföhl-Deckensystems prächtig aufgeschlossen. Die teilweise aufgelockerten Wollsackfelsen bestehen aus sehr stark aufgeschmolzenen hellen Migmatit mit nicht aufgeschmolzenen Lagen und Schollen aus Kalksilikatgestein (Abb. 3a). Die Kalksilikatgesteine sind aufgrund des hohen Calcitgehaltes stark ausgewittert (Abb. 3b).



Abb. 3a: Felsrippe mit Wollsackfelsen aus Migmatit: Heller Migmatit mit nicht aufgeschmolzenen dunklen Kalksilikatlagen.

Das helle Neosom (Schmelze) besteht hauptsächlich aus Alkalifeldspat und führt reichlich Apatit. In den nicht aufgeschmolzenen Kalksilikatgesteinen sind als Hauptbestandteile Diopsid, Aktinolith und Calcit signifikant (Abb. 4a). Neben diesem in der Zusammensetzung außergewöhnlichen Migmatit sind auch für das Gföhl-Deckensystem typische migmatische

Paragneise aufgeschlossen. Diese sind weniger stark migmatisch, mit gebändertem Gefüge aus dunkleren feinkörnigen Paragneislagen und heller grobkörniger Schmelze (Neosom), die teilweise auch quergreift. In biotitreichen Lagen führen die migmatischen Paragneise etwas Granat und im Dünnschliff ist der druckbedingte Abbau von Granat zu Plagioklas zu erkennen (Abb. 4b). Diese typische Reaktion lässt die Migmatisierung der Exhumierung und der damit verbundenen Dekompression zuordnen. Für den Höhepunkt der Metamorphose sind für Paragneise des Gföhl-Deckensystems Bedingungen von etwa 0,8 bis 1,1 GPa und 700-800° C (PETRAKAKIS, 1997) anzunehmen.



Abb. 3b: In Schollen aufgelöste Kalksilikatlagen in einem Neosom (Schmelze), das sehr reich an Alkalifeldspat ist. Die Schollen sind je nach Calcitgehalt mehr oder weniger stark ausgewittert.

Die Schieferung der Kalksilikatlagen und der migmatischen Paragneise fallen ebenfalls mittelsteil gegen Südwesten ein, die prä-migmatischen Streckungslineare flach gegen Südsüdwesten. Steiler in westliche Richtung einfallend sind Scherbänder, die mit Boudinierung und quergreifendem Neosom verbunden sind.

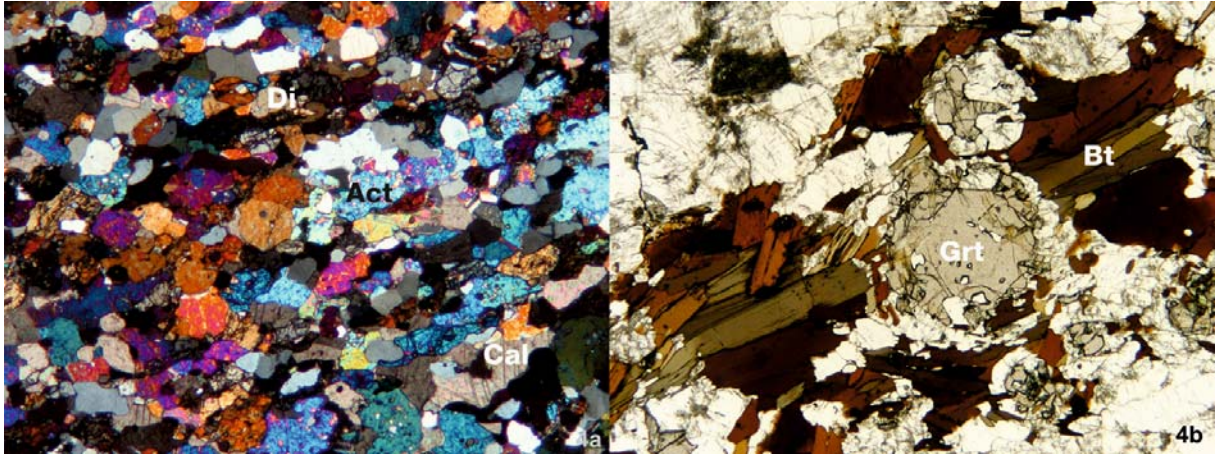


Abb. 4a (links): Kalksilikatgestein: Gleichkörnig rekristallisiertes Gemenge aus Diopsid [Di], Aktinolith [Act], Calcit [Cal] und Quarz (Probe ML12-55-3, Bildbreite 5,9 mm, gekreuzte Polarisatoren).

Abb. 4b (rechts): Migmatischer Paragneiss: In den biotitreichen Lagen belegt eine Reaktionstextur den druckbedingten Abbau von Granat [Grt] zu Plagioklas (helle Korona) und Biotit [Bt]. (Probe ML13-55-5, Bildbreite 7,5 mm).

Allgemeine Einführung zur Mauer-Formation

Stratigrafischer Rahmen in der autochthonen Molasse

Im Verbreitungsgebiet der Mauer-Formation wird ein ausgeprägtes präoligozänes Relief des kristallinen Untergrundes teilweise von Sedimenten des Kiscellium, Egerium und Ottnangium verhüllt (Abb. 5). Die Schichtfolge des Kiscellium bis Egerium setzt sich aus der limnisch bis brackisch-marinen Pielach-Formation und der seichtmarinen „Linz-Melk-Formation“ (invalider Formationsname) zusammen, diese wiederum werden von der mergeligen Beckenfazies des Älteren Schliers überlagert. Diese oligozänen bis basal-miozänen Sedimente sind von einer intensiven Horst- und Grabentektonik betroffen, die in den Sedimenten des unteren Ottnangium (oberes Unter-Miozän) im Hangenden der Schichtfolge nicht feststellbar ist. Nach einer bedeutenden Diskordanz wurden im unteren Unter-Eggenburgium fossilreiche Sande und Kalksandsteine (Fels-Formation) abgelagert, die aber aufgrund einer weiteren Erosionsphase nur mehr als resedimentierte Blöcke in der jüngeren Mauer-Formation nachweisbar sind. Über der Diskordanz folgen als jüngste Schichtglieder der autochthonen Molasse dieses Raumes die marinen Sedimente des Unteren Ottnangium, wobei drei Formationen unterschieden werden: In proximaler Position befindet sich die Mauer-Formation (1), die u.a. Riesenblockwerk aus Kristallinmaterial enthält, beckenwärts findet eine Verzahnung mit der Prinzersdorf-Formation (2) und der distalen Beckenfazies des Robulus-Schliers (3, feinsandig-siltige Mergel) statt. Die Sedimente der Mauer-Formation können auf der Hochstraße nördlich von Mauer bis auf über 400 m Seehöhe verfolgt werden. Sie könnten ursprünglich aber auch in noch höherer Position vorhanden gewesen sein. Eine Strand- oder Klifflinie konnte bislang nicht ausfindig gemacht werden.

Schichtfolge im Nordabschnitt der autochthonen Molasse zwischen Melk und St. Pölten

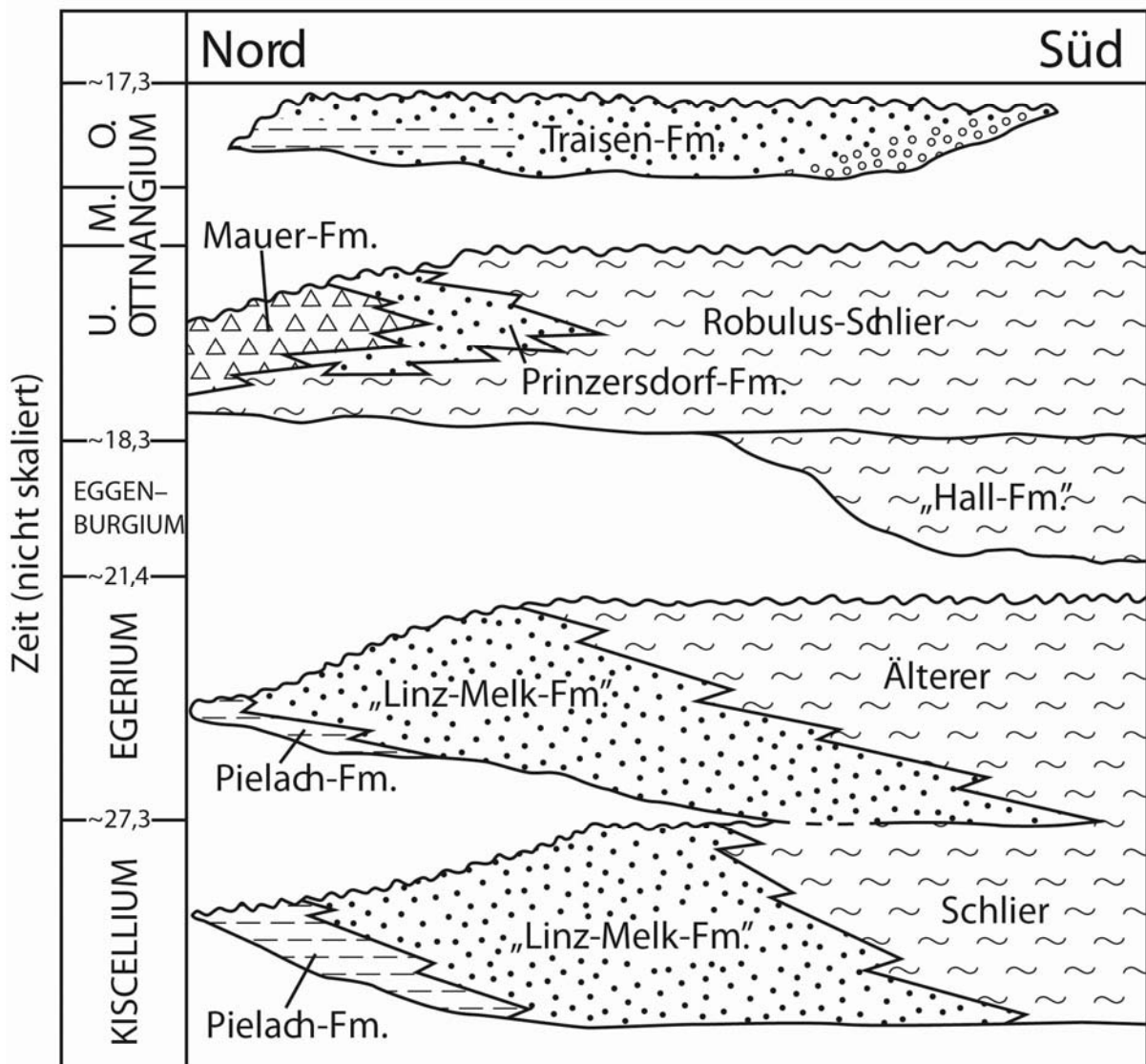


Abb. 5: Schichtfolge im Nordabschnitt der autochthonen Molasse zwischen Melk und St. Pölten. Absolute Altersangaben nach PILLER et al. (2007).

Litho- und Biostratigrafie, Fossilinhalt

Die Mauer-Formation wurde von KRENMAYR (2003a) formell als lithostratigrafische Einheit definiert. Zusätzliche Details finden sich in KRENMAYR (2003b). Erste Beschreibungen der blockführenden Sedimente stammen von HÖDL (1901) und ABEL (1904), die die „Blockschichten“ als Faziestyp der aquitanen „Melker Schichten“ ansahen. Auch ELLISON (1936, 1942) teilte diese Ansicht. Er interpretierte die „Blockschichten“ als Küstenfazies und versuchte anhand ihrer höchstgelegenen Vorkommen die ehemalige Strandlinie zu rekonstruieren. GRILL (1957: 29) sprach von den „blockführenden Schichten“ und erkannte anhand mikropaläontologischer Untersuchungen ihr miozänes Alter. FUCHS (1964, 1972) kartierte schließlich das gesamte Verbreitungsgebiet der „Blockmuren von Mauer“ (FUCHS, 1972: 208, Tabelle 1) und interpretierte die Fazies als submarine Murstromablagerungen (l.c., S. 216). Er selbst schreibt diese Interpretation zwar bereits GRILL (1957) zu, dies lässt sich dort jedoch nicht nachvollziehen.

GRILL (1957: 29f.) konnte auf Basis seiner mikropaläontologischen Untersuchungen noch nicht entscheiden ob die „blockführenden Schichten“ mit dem oberösterreichischen Haller Schlier oder Robulus-Schlier korreliert werden sollten. Vom Hohlweg nördlich von Rohr bestimmte er unter anderem *Robulus inornatus*, *Planularia* sp., *Globigerina* sp. und *Cibicides* aff. *dutemplei*. FUCHS (1964) sprach sich vorerst für eine Korrelation des miozänen Schliers (er nannte dieses mit den „Blockschichten von Mauer“ verzahnende Umgebungssediment „Jüngerer Schlier“) mit dem Haller Schlier aus. Nach weiteren Vergleichsstudien der Mikrofauna (FUCHS, 1972: 215) nahm er aber eine Parallelisierung mit dem *Robulus*-Schlier vor, der ins untere Ottnangium gestellt wird (NN3-NN4, in PILLER et al., 2007). Das von C. RUPP (pers. Mitt.) bestimmte Probenmaterial aus der Mauer-Formation zeigte eine reiche, z.T. auch diverse Foraminiferen-Fauna. *Bolivina scitula* HOFMANN aus einem Intraklasten der Typuslokalität zeigt ein Ottnangium-Alter an. Schwammnadeln und Radiolarien sind selten.

Makrofossilien finden sich in umgelagerten Komponenten von Kalksandsteinen des unteren Eggenburgium, die eine reiche Molluskenfauna enthalten und in der Literatur schon früh beschrieben wurden (z.B. ABEL, 1904: 114). FUCHS (1964: 287) bezieht sich auf Bestimmungen von F. STEININGER und erwähnt *Glycymeris* (*Gl.*) *cor*, *Isocardia subtransversa major*, *Cardium* (*C.*) *edule felsense* und *Diloma* (*O.*) *amedei*. Jüngere Studien dieser Fauna stammen von AMRY (1994) und MANDIC & STEININGER (2003). Die nächstgelegenen anstehenden Vorkommen dieser Kalksandsteine finden sich 35 Kilometer entfernt im Nordosten der Mauer-Formation in Form der Fels-Formation (STEININGER, 1963a, b; 1971: 157ff.), nahe Fels am Wagram. Vom Hohlweg nördlich Rohr beschreibt ABEL (1904: 113) eine Lage mit reichlich *Ostrea fimbrioides* ROLLE, die aus heutiger Sicht aus der Pielach-Formation stammen müssen. Große Schollen aus der Pielach-Formation wurden jedenfalls wiederholt in der Mauer-Formation als Komponenten des Riesenblockwerks angetroffen.

Sedimentologie des Riesenblockwerks in der Mauer-Formation

Die Mauer-Formation wird zu großen Teilen von chaotischem, komponentengestütztem Riesenblockwerk mit Einzelblöcken bis über 6 m Durchmesser aufgebaut. Es gibt keine Schichtung, keine Gradierung und die Sortierung ist extrem schlecht. Die Komponenten sind größtenteils vollkommen eckig, z.T. auch kantengerundet bis sehr gut gerundet, wobei auch größere Blöcke keine Ausnahme bilden. Die Matrix besteht einerseits aus dem Grus von zur Zeit der Sedimentation offenbar bereits stark verwittertem Kristallinmaterial, andererseits aus submarin erodiertem *Robulus*-Schlier. Dieser tritt auch in Form plastisch verformter Schollen mit erhaltenen Sedimentstrukturen innerhalb des Riesenblockwerks auf. Außerdem finden sich große Schollen der unterlagernden Pielach-Formation sowie des Älteren Schliers des Egeriums. Letzterer ist gegenwärtig erst im Beckeninneren wieder im Anstehenden bekannt. Weiters gibt es makrofossil-führende Blöcke aus Kalksandsteinen der Fels-Formation des unteren Eggenburgiums, wie sie erst 35 km weiter im Nordosten im Anstehenden bekannt ist. Die chaotischen Riesenblockwerk-Ablagerungen können als submarine „debris flows“ interpretiert werden. Eine Analyse der kristallinen Komponenten zeigt, dass das Material in den jeweiligen Aufschlusslokalitäten immer aus den nächstliegenden kristallinen Rahmengesteinen ableitbar ist. Entsprechend korrelieren auch die Schüttungsrichtungen mit dem heutigen Kristallinrelief, das gegenüber den Verhältnissen zur Zeit des Ottnangiums vermutlich nur wenig abgeflacht ist.

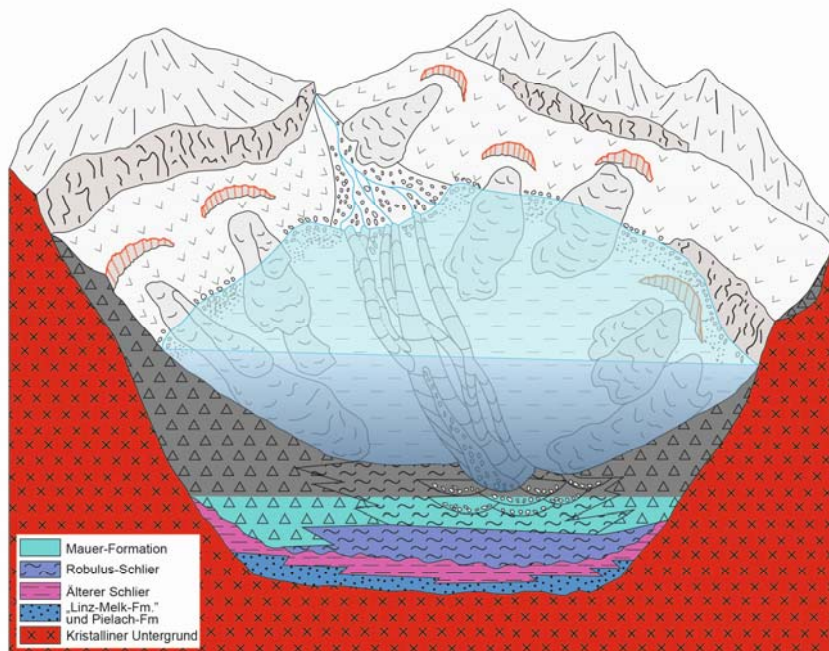


Abb. 6: Schematische Rekonstruktion des sedimentären Environments und der faziellen Beziehungen der Mauer-Formation.

Begleitfazies des Riesenblockwerks

Das Riesenblockwerk steht in direktem Kontakt mit verschiedenen geschichteten, sandig und kiesig dominierten Faziestypen (Abb. 6) die im Bereich nördlich Mauer (Hochstraße), wo reichlich gut gerundeter Feinkies in der Mauer-Formation auftritt, den Einfluss eines nahegelegenen fluviatilen Schüttungszentrums erkennen lassen. ELLISON (1942) und FUCHS (1964) kartierten aufgrund dieser Feinkiesvorkommen auf der Hochstraße fälschlich einen besonders hochgelegenen und alten, fluviatilen Kieskörper. Von besonderer Aussagekraft ist eine submarine Rinnenfazies (siehe Exkursionspunkt Pielachhäuser) aus mehrfach sich verschneidenden Rinnenfüllungskörpern mit z.T. ideal entwickelten "fining-upward" Abfolgen. Diese Rinnen zeigen, ebenso wie der regionale Korngrößentrend, einen Materialtransport gegen Ost-südost an. Ungestört lagernder *Robulus*-Schlier findet sich ebenfalls im Nahbereich des Riesenblockschutts und verzahnt mit diesem (KRENMAYR, 2003b). Ebenso zeigt das Auftreten von kompakten Schlierpaketen in der sandig-kiesigen Rinnenfazies, dass die feinklastische Sedimentation nicht an distale Faziesbereiche gebunden war.

Die Mikrofaunen aus den Schlierschollen in den Riesenblockwerk-Ablagerungen sowie aus den anstehenden Schlierarealen im Bereich der Mauer-Formation haben alle Flachwassercharakter (seichtes Sublitoral), allerdings bei z.T. ungewöhnlich hohen Anteilen an planktonischen Foraminiferen (pers. Mitt. C. RUPP). Dadurch unterscheiden sie sich klar vom *Robulus*-Schlier des Beckenbereiches, der Faunen des tiefen Sublitorals enthält. In ihrem südöstlichen Verbreitungsgebiet verzahnt die Mauer-Formation mit der Prinzersdorf-Formation, die eine sandige Rinnen- und Gezeitenfazies repräsentiert und selbst in enger Wechsellagerung mit dem *Robulus*-Schlier steht. Mikropaläontologische Befunde ergeben für diesen einen flach- bis mindestens tiefneritischen Ablagerungsbereich, wodurch auch der Spielraum für die bathymetrische Interpretation der Mauer-Formation und der Prinzersdorfer Sande entsprechend eingengt ist. Die Litoralfazies des unteren Ottnangiums am Kristallinrand wurde vollkommen erodiert.

Schwermineralogie

Eine Serie von sechs Schwermineralproben aus der Mauer-Formation und der Prinzersdorf-Formation (Bearbeitung C. PORPACZY) ergab in allen Proben einen hohen Granatanteil zwischen 34 % und 53 %, außerdem deutliche Gehalte von Apatit (4 bis 17 %), Hornblende (6 bis 12 %) und Staurolith (6 bis 11 %). Weiteres findet sich in allen Proben mit jeweils einigen Prozentpunkten Rutil und Turmalin; nicht in allen Proben vertreten sind Zirkon, Kyanit, Chlorit, Epidot und Zoisit. Mit Ausnahme des Stauroliths können alle genannten Schwerminerale aus den kristallinen Rahmengesteinen des näheren Umfeldes abgeleitet werden. Staurolith kommt erst viel weiter im Norden, in der Glimmerschieferzone im Grenzbereich Moldanubikum/Moravikum, sowie innerhalb des Moravikums im anstehenden Kristallin vor. Allerdings enthalten auch bestimmte Abschnitte der „Linz-Melk-Formation“ Staurolith (u.a. in der Sandgrube am Wachberg bei Melk, ROETZEL et al., 1983). Sowohl sandig aufbereitete Sedimente der „Linz-Melk-Formation“ als auch der heute im Raum Melk völlig erodierten Fels-Formation wurden

mit Sicherheit in großem Ausmaß in die Mauer- und Prinzersdorf-Formation umgelagert. Der Staurolith kann daher auch aus dieser Quelle abgeleitet werden. Vergleichsproben aus dem *Robulus*-Schlier und der „Hall-Formation“ (Bearbeitung ebenfalls durch C. PORPACZY) zeigen trotz des – zumindest im Falle der „Hall-Formation“ – eindeutig unterschiedlichen Liefergebietes aus dem Alpenkörper keine ins Auge springenden Unterschiede. Die Granatgehalte sind meist noch höher (über 50%) und die meisten übrigen Phasen sind in ähnlichen Anteilen vertreten wie im Falle der Sedimente am Massivrand. Nur Chlorit fehlt in der „Hall-Formation“ immer und im *Robulus*-Schlier in manchen Proben, während Glaukonit in manchen Proben der „Hall-Formation“ hinzutritt. Offenbar hat der wenig stabile Chlorit den längeren fluviatilen Transportprozess vom Ostalpinen Kristallin über die Decken der Kalkalpen und Flyschzone hinweg bis ins Molassebecken nicht überdauert.

Tektonisch-eustatische Deutung der stratigrafischen Abfolge in Umfeld der Mauer-Formation

Es lassen sich fünf einzelne Schritte unterscheiden, die hier näher erläutert werden (siehe Schemazeichnungen in Abb. 7):

Schritt 1: Egerium (ohne Schemazeichnung)

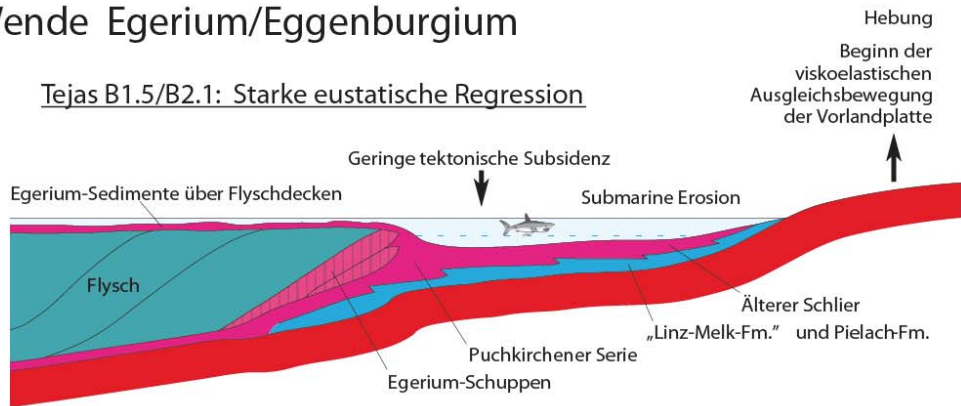
Aktive Deckentektonik bei der u.a. die Egerium-Schuppen der allochthonen Molasse bei laufender, syntektonisch aktiver Sedimentation gebildet werden. Die Vorlandplatte wird durch den vorrückenden Deckenstapel belastet und in die Tiefe gedrückt. Im Bereich des südlich gelegenen Orogenkeils findet über den Decken der nördlichen Kalkalpen im Egerium fluviatile Sedimentation statt („Augenstein-Landschaft“). Sehr grobe Schüttungen mit ungeschichtetem, teilweise eckigem Blockwerk aus der Flyschzone und den Kalkalpen, etwas weiter gegen Nordosten, im Bereich Neulengbach (Ollersbach Konglomerat), belegen aber zumindest für diesen Bereich die Existenz eines alpinen Reliefs im nahen Hinterland (GEBHARDT et al., 2008).

Schritt 2: Wende Egerium/Eggenburgium

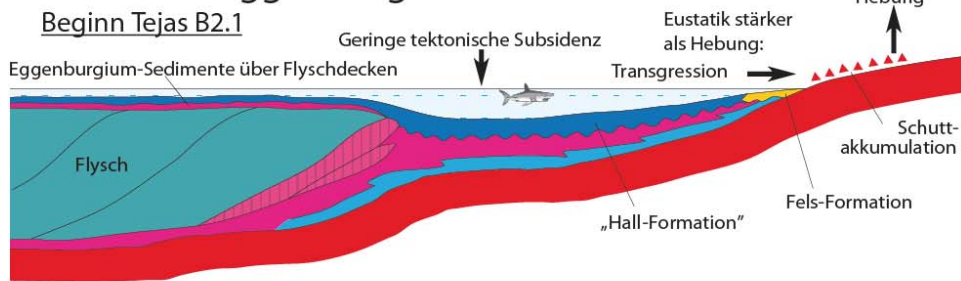
Der Nordschub des alpinen Deckenstapels ist zur Ruhe gekommen. In der Folge konnte entsprechend dem Modell von ZWEIGEL (1998) eine viskoelastische Ausgleichsbewegung der Vorlandplatte einsetzen: An der Orogenfront findet nur mehr eine geringe tektonische Subsidenz statt, während am Nordrand der Paratethys Hebung einsetzt. Gleichzeitig führt eine starke eustatisch bedingte Regression (zwischen den sequenzstratigrafischen Zyklen Tejas B 1.5 und Tejas B 2.1, vgl. HAQ, 1991) zur Ausbildung einer ausgeprägten, beckenweiten Diskordanz, wobei auch submarine Erosion stattfindet (vgl. dazu in Bezug auf die Verhältnisse in der Molassezone von Oberösterreich WAGNER, 1996). Die Darstellung eines flachmarinen Sedimentationsraumes über den Flyschdecken in der Schemazeichnung ist hypothetisch.

1. Egerium syndimentär aktive Deckentektonik

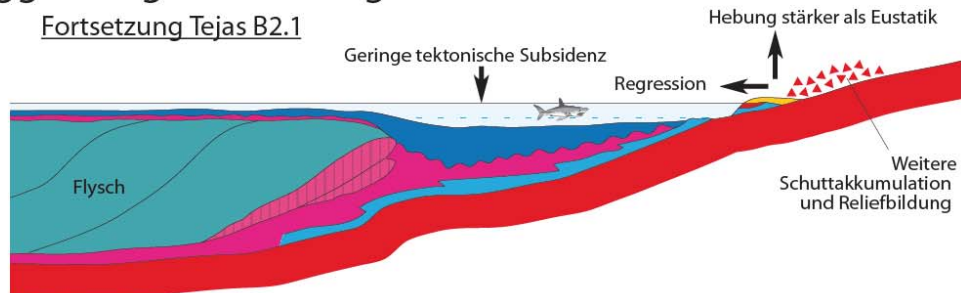
2. Wende Egerium/Eggenburgium



3. Unteres Unter-Eggenburgium



4. Eggenburgium/Ottnangium



5. Unteres Ottnangium

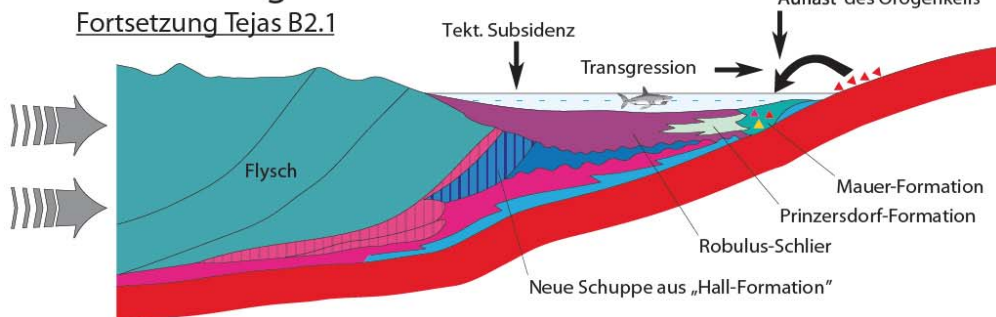


Abb. 7: Tektonisch-eustatische Deutung der stratigrafischen Abfolge im Umfeld der Mauer Formation (Erläuterung im Text).

Schritt 3: Unteres Unter-Eggenburgium

Beginn eines langen eustatischen Meeresspiegelanstiegs (Zyklus Tejas B 2.1) der im Untersuchungsgebiet die Hebung am Nordrand der Paratethys vorerst noch kompensiert bzw. übersteigt, wodurch die fossilreichen, marinen Sande und Kalksandsteine der Fels-Formation zur Ablagerung gelangen können. Diese sind rund 30 km gegen Nordosten, im Raum Fels am Wagram, ins untere Unter-Eggenburgium eingestuft, darüber folgt im oberen Unter-Eggenburgium eine pelitische Sedimentation („Äquivalent des Haller Schliers“ nach FUCHS et al., 1984). Möglicherweise beginnt nun als Ausdruck der viskoelastischen Ausgleichsbewegung der Vorlandplatte ein „forland bulge“ (vgl. z.B. EINSELE, 1998: 319) nach Süden zu wandern, der im Kristallinmassiv eine erhöhte Reliefenergie bewirkt und zu beginnender Schuttakkumulation führt. Im Becken herrscht weiterhin schwache Subsidenz und die „Hall-Formation“ wird abgelagert. Die Darstellung eines flachmarinen Sedimentationsraumes über den Flyschdecken in der Schemazeichnung ist hypothetisch. Weiter im Nordosten, im Raum Neulengbach, finden sich im Eggenburgium der allochthonen Molasse jedenfalls auch grobklastische Schüttungen aus den Flyschdecken und den Kalkalpen, die als „Fandelta“-Sedimente gedeutet werden (GEBHARDT et al., 2008).

Schritt 4: Eggenburgium-Ottnangium

Die fortgesetzte Hebung im Norden übersteigt nun den eustatischen Meeresspiegelanstieg (Fortsetzung Tejas B 2.1), der Sedimentationsraum der Fels-Formation fällt trocken und eine Aufarbeitung der Sande und Kalksandsteine findet statt. Diese zeitliche Eingrenzung beruht auf einer Parallelisierung mit dem weiter im Nordosten, im Raum Eggenburg und Maissau, an der Basis der ottnangischen Zogelsdorf-Formation nachweisbaren Erosionshiatus (ROETZEL et al., 1999: 43) und der Einstufung der Zogelsdorf-Formation ins Untere Ottnangium (PILLER et al., 2007: 155). Im Untersuchungsgebiet werden im Zuge dieser Regression Teile des kristallinen Untergrundes freigelegt. Am Kristallinmassiv erfolgt weitere Hebung, Reliefbildung und Schuttakkumulation, im Becken weiterhin langsame Subsidenz und die Sedimentation der „Hall-Formation“ beziehungsweise des *Robulus*-Schliers. Die Ursache der offenbar kräftigen, reliefbildenden Hebung im Kristallinmassiv könnte, abgesehen von der erwähnten Möglichkeit eines nach Süden wandernden „foreland buldge“, auch eine eher lokale Ursache in einer blockartigen Hebung des Krustenstücks zwischen Diendorfer Störung und der Parallelstörung im Raum Flinsbach haben. Die Darstellung eines weiterhin flachmarinen Sedimentationsraumes über den Flyschdecken in der Schemazeichnung ist hypothetisch.

Schritt 5: Unteres Ottnangium

An der Wende Eggenburgium/Ottnangium wird eine weitere Molasseschuppe aus Sedimenten der „Hall-Formation“ gebildet. Die damit verbundene Reliefgenese im alpinen Deckenkörper zeigt sich in submarinen Blockwerk-Ablagerungen innerhalb des unter-ottnangischen *Robulus*-Schliers am Beckensüdrand, südöstlich von Tulln (Blockmergel von Königstetten, Blockschichten vom Heuberg; z.B.: GÖTZINGER et al., 1954; GEBHARDT et al., 2008). Die neuerliche Auflast auf die Vorlandplatte und der fortgesetzte eustatische Trend (Meeresspiegelanstieg, Zyklus Tejas B 2.1) bewirken eine kräftige Transgression. Dadurch werden am

Beckennordrand die angesammelten Schuttmassen mobilisiert und in Form submariner Riesenblockwerk-Ströme (Mauer-Formation) verfrachtet. Fels-Formation und Älterer Schlier werden dabei am Beckenrand vollständig aufgearbeitet, geringe Reste von Pielach-Formation und „Linz-Melk-Formation“ bleiben im Liegenden der Mauer-Formation erhalten.

Schlussfolgerungen zur tektonisch-eustatischen Deutung

1. Auch am passiven Rand eines klassischen Vorlandbeckens kann durch tektonische Ursachen eine so ausgeprägte Reliefbildung stattfinden, dass es zur verbreiteten Ausbildung von Riesenblockwerk-Ablagerungen kommt.
2. Die Ursache für den mehrfachen Wechsel von kurzfristigen Trans- und Regressionen im Eggenburgium und Ottnangium der Paratethys liegt im Zusammenspiel von eustatischen und tektonischen Prozessen.
3. Die verschiedenen Trans- und Regressionen zeigen in ihrer Abfolge innerhalb enger räumlicher Grenzen (wenige 10er Kilometer) große Unterschiede, da die zugrundeliegenden tektonischen Prozesse, nämlich die phasenhafte Deckenstapelung im alpinen Orogen, im Bereich des eher kleinräumig strukturierten Musters von Hoch- und Tiefschollen im Bereich der Vorlandplatte sehr differenzierte Auswirkungen hat.
4. Wahrscheinlich werden diese differenzierten Bewegungen entlang von Schollengrenzen durch räumlich weiter gespannte viskoelastische Ausgleichsbewegungen der Vorlandplatte überlagert.

Haltepunkt E1/3:

Mauer bei Melk

ÖK 55 Ober-Grafendorf, Submarines Riesenblockwerk der Mauer-Formation (BMN M34 R: 682567, H: 343806, WGS84 E: 15°25'28,2", N: 48°13'44,5", Anriss an Forstweg östlich des Seegrabens, ca. 650 m östlich von Mauer, ca. 240 m südsüdöstlich der Pfarrkirche von Mauer).

Lithostratigrafische Einheit: Mauer-Formation (Typuslokalität).

Tektonische Einheit: Autochtone Molasse.

Alter: Unteres Ottnangium.

Lithostratigrafische Einheit: Mauer-Formation (Typuslokalität).

Beschreibung des Aufschlusses

Dieser Aufschluss zeigt die Typusfazies der Mauer-Formation (Abb. 8, 9) und wurde auch als Typuslokalität für die lithostratigrafische Definition ausgewählt (KRENMAYR, 2003a). Erschlossen ist eine chaotische Masse aus Kristallinschutt und -blockwerk in einer sandig-pelitischer Matrix, wobei alle Übergänge zwischen matrix- und komponentengestützt auftreten. Das Größenspektrum der Komponenten reicht von Feinkies bis zu Riesenblockwerk. Der größte Block des Aufschlusses misst 5 m im Durchmesser. Die Komponenten sind meist vollkommen ungerundet, selten kantengerundet bis hin zu sehr gut gerundet, wobei auch größere Blöcke nicht ausgenommen sind.

Das kristalline Komponentenspektrum der Mauer-Formation beschränkt sich, je nach ihrem Verbreitungsgebiet, auf die unmittelbar benachbarten Rahmengesteine. So treten im Gebiet um Flinsbach ausschließlich Granulit und Serpentin als Komponenten auf, während rund um Mauer Paragneis und Amphibolit dominieren, daneben treten auch Marmor und Grafit(schiefer) auf. Granulit fehlt hier hingegen vollständig!



Abb. 8: Aufschluss an der Typlokalität der Mauer-Formation.

Die Matrix besteht aus zerriebenen Komponenten, die zur Zeit der Sedimentation durch die terrestrische Verwitterung offenbar schon massiv entfestigt waren, teilweise ist auch aufgearbeiteter *Robulus*-Schlier am Matrixaufbau beteiligt. Das Sediment ist aber häufig oberflächennah so stark verwittert, dass die Matrix einheitlich lehmig ist. *Robulus*-Schlier ist auch in Form

von mehrere Meter großen, zerquetschten Schollen vorhanden, die in zahlreichen ähnlichen Aufschlüssen allerdings fehlen. Einzelne kleine Sandsteinkomponenten, die aus dem *Robulus*-Schlier resedimentiert wurden, lassen sich aber in vielen Aufschlüssen nachweisen. Stellenweise ist im Aufschluss anhand von reliktschen Sedimentstrukturen in den Schlierschollen erkennbar, dass diese die Kristallinkomponenten zähplastisch „umfließen“. Das Sediment insgesamt zeigt jedoch keinerlei Schichtung, Gradierung oder sonstige Sedimentstrukturen.

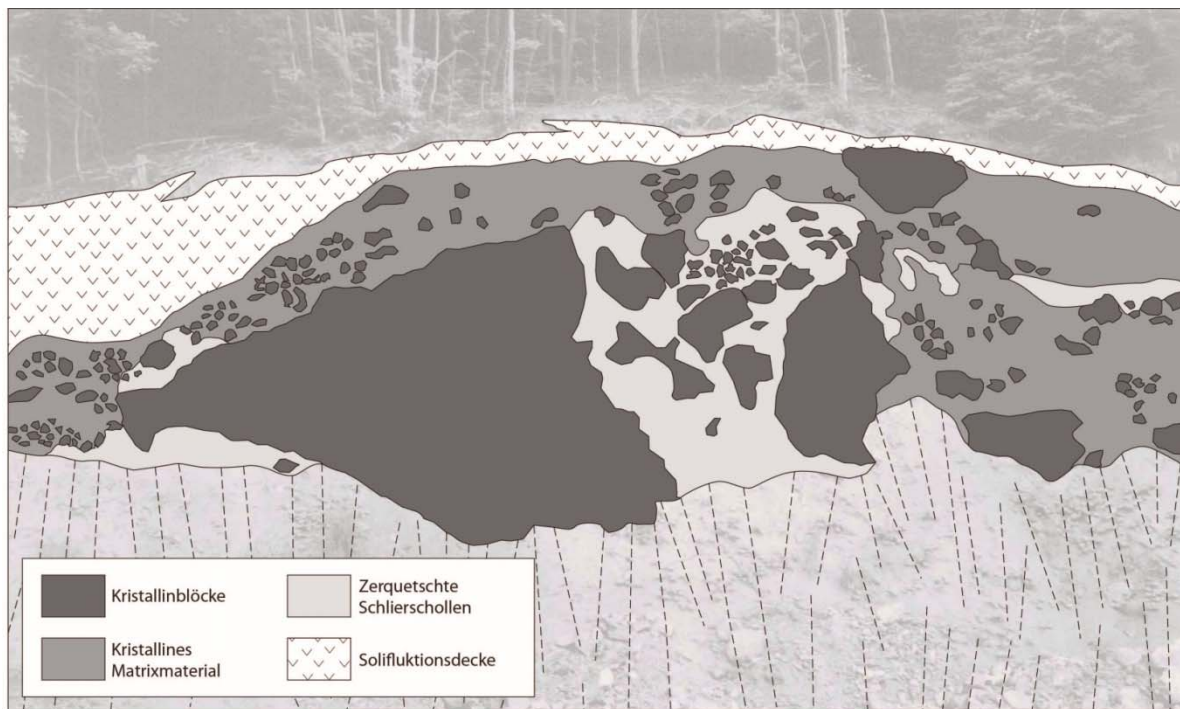


Abb. 9: Aufschlusskizze der Typuslokalität der Mauer-Formation (Grafik: P. Stromberger).

Die Bearbeitung einer Mikrofossilprobe (55/103/00-KR) aus der großen Schlierscholle im Zentralbereich des Aufschlusses durch C. RUPP brachte folgende Ergebnisse (h: häufig, s: selten, ss: sehr selten):

Allgemein: Probe recht reich, schlecht erhalten, Foraminiferen angelöst und deformiert.

Stratigrafie: *Bolivina scitula* HOFMANN u. a. sprechen für Ottnangium.

Ökologische Interpretation: Flachwasserfauna (seichtes Sublitoral).

Plankton (nur untergeordnet vertreten): *Tenuitellinata angustiumbilitata*, *Globigerina praebulloides*, *G. cf. praebulloides*, *G. ottnangiensis*, *Globigerinoides primordius*, *Paragloborotalia acrostoma*, *Cassigerinella boudecensis*.

Benthos: *Semivulvulina pectinata* ss, *Lenticulina inornata* ss, *Astacolus crepidulus* ss, *Plectofrondicularia digitalis* ss, *Hyalinonetrion clavata* ss, *Fissurina laevigata* ss, *F. obtusa* ss, *Palliolatella orbignyana* ss, *Bolivina concinna* ss, *B. scitula* ss, *B. cf. trunensis* ss, *Lapugyina cf. schmidi* ss, *Globocassidulina oblonga* s, *Angulogerina angulosa* ss, *Trifarina bradyi* ss, *Pappina cf. primiformis* s, *Bulimina elongata* s, *Fursenkoina acuta* ss, *Nodogenerina scripta* ss, *Cibicoides lopjanicus* ss, *C. tenellus* ss, *Lobatula lobatula* ss, *Biapertorbis biaperturatus* ss, *Haynesina* sp. ss, *Nonion commune* ns, *Melonis pompilioides* ss, *Charltonina tangentialis* ss, *Hansenisca cf. soldanii* ss, *Hanzawaia boueana* ss, *Aubignyna* sp. ss, *Ammonia parkinsonia*

h, *A. tepida* h, *Porosononion granosum* ss, *Elphidium macellum* ss, *E. fichtelianum praeforme* ss, *E. subtypicum* ss, *E. glabratum* ss, *E. rugulosum* ss und *Elphidiella heteropora* ss.

Sedimentologische Interpretation

Das aufgeschlossene Sediment wird als Produkt eines submarinen „debris-flows“ interpretiert. Das dominierende Kristallinmaterial lag zur Zeit der Transgression im Unter-Ottnangium wohl bereits in Form von terrestrischem Verwitterungsschutt vor. Dieser wurde durch die marine Flutung mobilisiert (wobei auch ein Ausgangspunkt der „debris-flows“ im subaerischen Bereich denkbar ist) und im Zuge des Transports mit gerundetem Material aus dem Brandungsbereich vermischt. Im submarinen Anteil des Transportweges sind außerdem große Schollen aus zähplastischem Schlier als Intraklasten hinzugekommen, die zerquetscht und teilweise in die Matrix aus kristallinem Verwitterungsschutt- und Grus eingearbeitet wurden.

Zur Pfarrkirche von Mauer mit spätgotischem Schnitzaltar

Die Wallfahrtskirche Mauer ist eine römisch-katholische Wallfahrtskirche in der zur Gemeinde Dunkelsteinerwald gehörenden Katastralgemeinde Mauer bei Melk. Sie ist der heiligen Maria Namen geweiht und dem Benediktinerstift Göttweig inkorporiert. Vom ältesten Kirchenbau ist heute nichts mehr erhalten. Möglicherweise war diese Kirche ursprünglich ein Holzbau. Die Besitzungen der Pfarre Mauer wurden im 14. und 15. Jahrhundert vergrößert. Von dieser Zeit stammt wahrscheinlich der älteste Teil der Pfarrkirche. Erst im späten 15. Jahrhundert wurde der hohe Chor angefügt. Die Kirche sollte im 15. Jahrhundert größer ausgebaut werden, doch die Reformation vereitelte weitere Bautätigkeit, weil die Herren von Albrechtsberg, die zu den Förderern gehörten, die neue Lehre angenommen hatten. In der letzten Bauphase wurde der spätgotische Turm errichtet. Gleichzeitig mit dem Chor entstand die alte Sakristei in Verlängerung des nördlichen Seitenschiffes. In der Barockzeit wurde die Ausstattung der Kirche erneuert.

Von überregionaler, ja sogar internationaler Bedeutung, ist der spätgotische, mit 1509 datierte, holzsichtige Schnitzaltar, der – wohl um für den neuen Hochaltar aus 1756 Platz zu schaffen – an der inneren Nordwand, ohne die verloren gegangene Predella (Altarsockel), auf einer im 20. Jahrhundert nochmals neu errichteten Mensa steht. Dieser Altar wird häufig mit dem wesentlich bekannteren, höheren und früher datierten Retabelaltar (Retabel: Altaraufsatz) in Kefermarkt (1490-1497) im Mühlviertel in Verbindung gebracht, der ebenso durch die perfekte und höchst originelle Schnitztechnik seiner zahlreichen Figuren besticht. Das zentrale Altarbild, von unbekannter Meisterhand geschaffen, zeigt die Rosenkranzmadonna mit Jesuskind, flankiert von Gottvater und Heiligem Geist und einem über ihr schwebenden Kronenengel-paar. Unter ihr befindet sich eine äußerst lebhaft erscheinende Gruppe von Heiligen, Meister und Geselle der Schnitzwerkstatt sowie fünf Armen Seelen. Die Schnitzreliefs in den Altarflügeln, die von einem anderen Meister stammen, zeigen Szenen aus dem Leben Mariens. Der ehemals wohl eigenständige Altarauszug über dem zentralen Schrein wird einem dritten, ebenso unbekanntem Meister zugeschrieben und zeigt eine Kreuzigungsgruppe, wobei die gewohnten

Assistenzfiguren Maria und Johannes Evangelist nachträglich durch die alttestamentarischen Propheten Zacharja und Jesaja ersetzt wurden. Die hier beschriebenen Informationen wurden LECHNER (2010) und WIKIPEDIA (2013) entnommen.

Literatur

- ABEL, O. (1904): Studien in den Tertiärbildungen des Tullner Beckens. - Jb. Geol. R.-A., 53, 91-140.
- AMRY, D. (1994): Die Molluskenfauna aus dem Eggenburgium (Unter-Miozän) der „Blockschichten“ (Felsformation) vom Raum Melk-Krems (Niederösterreich). – 73 S., Unpubl. Dipl.-Arbeit, Naturwiss. Fak. Univ. Wien.
- BECKER, H. (1996): Geochemistry of garnet peridotite massifs from lower Austria and the composition of deep lithosphere beneath a Palaeozoic convergent plate margin. - Chem. Geol., 134, 49-65.
- BECKER, H. (1997a): Petrological constraints on the cooling history of high-temperature garnet peridotite massifs in lower Austria. - Contr. Miner. Petr., 128, 272-286.
- BECKER, H. (1997b): Sm-Nd garnet ages and cooling history of high-temperature garnet peridotite massifs and high-pressure granulites from Lower Austria. - Contr. Miner. Petr., 127, 224-236.
- CARSWELL, D.A. & O'BRIEN, P.J. (1993): Thermobarometry and geotectonic significance of high-pressure granulites: examples from the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif in Lower Austria. - J. Petr., 34, 427-459.
- EINSELE, G. (1998): Sedimentary Basins. Evolution, Facies, and Sediment Budget. - 628 S., Springer Verlag.
- ELLISON, F. (1936): Über das Tertiär um Loosdorf und Mauer östlich Melk, N.Ö. - Verh. Geol. B.-A., 1936, 139-143.
- ELLISON, F. (1942): Das Tertiär von Melk und Loosdorf. - Mitt. Alpenländischen Geol. Vereins, 33, 35-86.
- FRANK, W., HAMMER, S., POPP, F., SCHARBERT, S. & THÖNI, M. (1990): Isotopengeologische Neuergebnisse zur Entwicklungsgeschichte der Böhmisches Masse: Proterozoische Gesteinsserien und Variszische Hauptorogese. - Österr. Beitr. Met. Geoph., 3, 185-228.
- FRIEDL, G., COOKE, R.A., FINGER, F., McNAUGHTON, N.J. & FLETCHER, I.R. (2011): Timing of Variscan HP-HT metamorphism in the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif: U-Pb SHRIMP dating on multiply zoned zircons from a granulite from the Dunkelsteiner Wald Massif, Lower Austria. - Miner. Petrol., 102, 63-75.
- FUCHS, W. (1964): Tertiär und Quartär der Umgebung von Melk. - Verh. Geol. B.-A., 1964, 283-299.
- FUCHS, W. (1972): Tertiär und Quartär am Südostrand des Dunkelsteiner Waldes. - Jb. Geol. B.-A., 115, 205-245.
- FUCHS, G. & MATURA, A. (1976): Zur Geologie des Kristallins der südlichen Böhmisches Masse. - Jb. Geol. B.-A., 119, 1-43.
- FUCHS, W., GRILL, R., MATURA, A. & VASICEK, W. (1984): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 38 Krems. - Geol. B.-A.
- GEBHARDT, H., KRENMAYR, H.-G., ČORIĆ, S. & ROETZEL, R. (2008): Grobklastika in der allochthonen Vorlandmolasse am Ostende der Alpen. Exkursionsführer PANGEO 2008. - J. Alpine Geol., 49, 137-154.

GÖTZINGER, G., GRILL, R., KÜPPER, H., LICHTENBERGER, E. & ROSENBERG, G. (1954): Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Wien. – 150 S., Geol. B.-A.

GRILL, R. (1957): Aufnahmen 1956 auf den Blättern Krems an der Donau (38), Obergrafendorf (55) und St. Pölten (56). - Verh. Geol. B.-A., 1957, 29-32.

HAQ, B.U. (1991): Sequence stratigraphy, sea-level changes, and significance for the deep sea. - Spec. Publ. Int. Ass. Sediment., 12, 3-39.

HÖDL, R. (1901): Das untere Pielachtal, ein Beispiel eines epigenetischen Durchbruchtales. - Festschr. Gymn. VIII. Bez., 71 S., Wien.

HOLZER, H. (1964): Die Flinzgraphitvorkommen im außeralpinen Grundgebirge Ober- und Niederösterreichs. - Verh. Geol. B.-A., 1964, 360-371.

JANOŮŠEK, V., FINGER, F., ROBERTS, M.P., FRÝDA, J., PIN, C. & DOLEJŠ, D. (2004): Deciphering petrogenesis of deeply buried granites: whole-rock geochemical constraints on the origin of largely undepleted felsic granulites from the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif. - Trans. Roy. Soc. Edinburgh, Earth Sci., 95, 141-159.

KRENMAYR, H.-G. (2003a): Bericht 2000 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 55 Obergrafendorf. - Jb. Geol. B.-A., 143, 351-353.

KRENMAYR, H.-G. (2003b): Bericht 2001 und 2002 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 55 Obergrafendorf. - Jb. Geol. B.-A., 143, 461-464.

KRÖLL, A., WESSELY, G. & ZYCH, D. (2001): Strukturkarte der Molassebasis. - In: Geologische Themenkarten der Republik Österreich, Molassezone Niederösterreich und angrenzende Gebiete 1:200.000. - Geol. B.-A., Wien.

LECHNER, G.M. (2010): Der Schnitzaltar des Meisters von Mauer bei Melk. - 64 S., Verl. Schnell & Steiner, Regensburg.

LINNER, M. (2013): Metamorphoseentwicklung und Deckenbau des Moldanubikums mit Fokus auf den Raum Melk – Dunkelsteinerwald. - Dieser Band.

MANDIC, O. & STEININGER, F.F. (2003): Computer based mollusc stratigraphy - a case study from the Eggenburgian (Lower Miocene) type region (NE Austria). - Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 197, 263-291.

MATURA, A. (1984): Das Kristallin am Südostrand der Böhmisches Masse zwischen Ybbs/Donau und St. Pölten. - Jb. Geol. B.-A., 127, 13-27.

NEUBAUER, F. (1990): Kinematics of variscan deformation in the Moldanubian Zone, southern Bohemian massif: preliminary results from the Danube section. - Österr. Beitr. Met. Geoph., 3, 57-76.

PETRAKAKIS, K. (1997): Evolution of Moldanubian rocks in Austria: review and synthesis. - J. metamorphic Geol., 15, 203-222.

PILLER, W.E., HARZHAUSER, M. & MANDIC, O. (2007): Miocene Central Paratethys stratigraphy - current status and future directions. - Stratigraphy, 4, 151-168.

ROETZEL, R., HOCHULI, P. & STEININGER, F. (1983): Die Faziesentwicklung des Oligozäns in der Molassezone zwischen Krems und Wieselburg (Niederösterreich). - Jb. Geol. B.-A., 126, 129-179.

ROETZEL, R., MANDIC, O. & STEININGER, F.F. (1999): Lithostratigraphie und Chronostratigraphie der tertiären Sedimente im westlichen Weinviertel und angrenzenden Waldviertel. - In: ROETZEL, R. (Red.): Arbeitsstagung Geologische Bundesanstalt 1999. - 38-53, Geol. B.-A.

STEININGER, F. (1963a): Die Molluskenfauna aus dem Burdigal (U-Miozän) von Fels am Wagram in Niederösterreich: (Vorläufige Mitteilung). - Verh. Geol. B.-A., 1963, 33-39.

STEININGER, F. (1963b): Die Molluskenfauna aus dem Burdigal (Unter-Miozän) von Fels am Wagram In Niederösterreich. - Denkschr. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., 110 (Abh. 5), 1-88.

VELLMER, C. (1992): Stoffbestand und Petrogenese von Granuliten und granitischen Gesteinen der südlichen Böhmisches Masse in Niederösterreich. - 111 S., Diss. Univ. Göttingen.

WAGNER, L.R. (1996): Stratigraphy and hydrocarbons in the Upper Austrian Molasse Foredeep (active margin). - In: WESSELY, G. & LIEBL, W. (Eds.): Oil and Gas in Alpidic Thrustbelts and Basins of Central and Eastern Europe. - EAGE Spec. Publ., 5, 217-235.

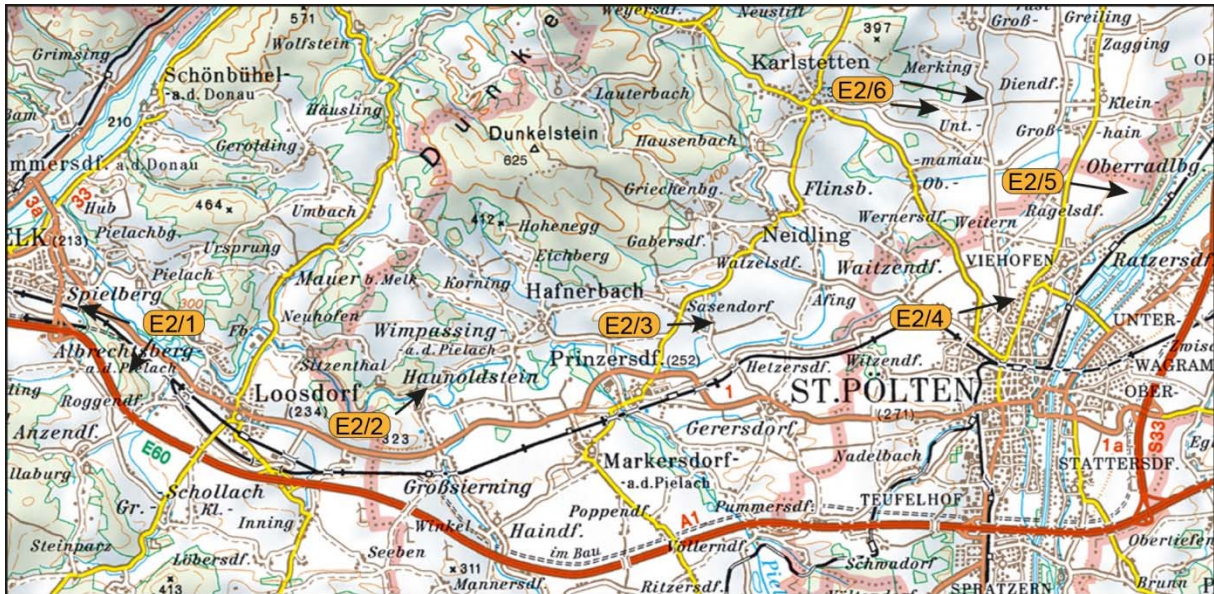
WESSELY, G. (1987): Mesozoic and Tertiary evolution of the Alpine-Carpathian foreland in eastern Austria. - Tectonophysics, 137, 45-59.

WIKIPEDIA (2013): http://de.wikipedia.org/wiki/Wallfahrtskirche_Mauer. - abgefragt am 24.07.2013.

ZWEIGEL, J. (1998): Eustatic versus tectonic control on foreland basin fill: Sequence stratigraphy, subsidence analysis, stratigraphic modelling and reservoir modelling applied to the German Molasse basin. - Contr. Sed. Geol., 20, 1-140.

Exkursion E2 – Fazies und Stratigrafie der oligozänen und miozänen Sedimente in der alpinen Vortiefe auf den Blättern 55 Ober-Grafendorf und 56 St. Pölten Mittwoch, 25.09.2013

S. ČORIĆ, R. ROETZEL, H. G. KRENMAYR & H. GEBHARDT



Übersichtskarte mit Exkursionsstopps: Ausschnitt aus der ÖK 1:200.000, AMAP.

Haltepunkt E2/1:

Melk - Wachberg - Sandgruben der Quarzwerke Österreich

(Bearbeiter: R. ROETZEL, H. G. KRENMAYR, M. HEINRICH & M. HARZHAUSER)

Ortsangabe: ÖK 55 Ober-Grafendorf.

Sandgruben der Fa. Quarzwerke am Wachberg, ca. 2.000 m südöstlich vom Stift Melk, ca. 500 m südlich von Spielberg (BMN M34 R: 677507, H: 343069, WGS84 E: 15°21'23,5", N: 48°13'18,6") und ca. 800 m nordwestlich von Roggendorf (BMN M34 R: 678512, H: 341449, WGS84 E: 15°22'13,1", N: 48°12'26,6").

Themen: Regressive Phase in Melker Sanden, Megasetts einer offenen Schelffazies.

Lithostratigrafische Einheiten: Pielach-Formation, „Linz-Melk-Formation“.

Alter: Oligozän-Untermiozän: Kiscellium, Egerium.

Einleitung

Die seichtmarinen Ablagerungen der „Linz-Melk-Formation“ (Linzer Sande, Melker Sande) aus dem Kiscellium bis Egerium (Oligozän-Untermiozän) sind am gesamten Süd- und Südostrand der Böhmisches Masse in Ober- und Niederösterreich zwischen Peuerbach und Krems verbreitet. Lokal treten im Liegenden dieser Sande pelitreiche Sedimente der „Pielach-Formation“ (Pielacher Tegel) auf.

Die Sande um Melk wurden erstmals im Zuge der frühen Kartierungsarbeiten (CŽJŽEK, 1853) und des Baus der Kaiserin Elisabeth-Westbahn zwischen Linz und Wien (WOLF, 1859) beschrieben. Der Begriff „Melker Sand“ fiel zum ersten Mal bei ABEL (1904: 112), wobei in dieser Arbeit auch der Begriff „Melker Schichten“ als gemeinsamer Begriff für die Sande und Tegel (später Pielacher Tegel) zum erstmals verwendet wurde (ABEL, 1904: 109). Auch ELLISON (1942) verwendete den Begriff „Melker Schichten“, fasste jedoch darin im Gebiet um Loosdorf und Mauer nicht nur Pielacher Tegel und Melker Sand, sondern auch Kalkmergel (*Älterer und Jüngerer Schlier*) und Blockschichten (*von Mauer*) zusammen. Die Zweiteilung der Melker Sande im Gebiet zwischen Krems und Loosdorf wurde erstmals von NOWACK (1921: 41, Fig. 1) bemerkt, der diese Sande in einen „Unteren Melker Sand“ und einen „Oberen Melker Sand“ gliederte. Auch GRILL (1956: 43) fand bei seiner Kartierung auf den Blättern Krems, Ober-Grafendorf und St. Pölten in den Gruben „feine, resche, etwas glimmerige weiße Quarzsande im tieferen Teil des Profils“ und „bräunlichen, groben Sand“ im „höheren Teil“. W. FUCHS interpretierte diese lokalen lithologischen Unterschiede später in chronostratigrafischer Weise und sprach in diesem Zusammenhang zuerst (FUCHS, 1962) vom „älteren, chattischen Anteil“ der Melker Sande und dann (FUCHS, 1968) von Älteren Melker Sanden und Jüngeren Melker Sanden. FUCHS (1972: 210, 212) selbst zitierte GRILL (1956) als Erstautor der Begriffe „Ältere Melker Sande“ und „Jüngere Melker Sande“, dies jedoch missverständlich, da Grill in seiner Arbeit nur von unterschiedlicher Lithologie im „tieferen Teil“ und „höheren Teil“ der Schichtfolge schrieb.

In der Arbeit von NOWACK (1921) erfolgte auch erstmals die Nennung der Pielacher Tegel (NOWACK, 1921: 38) und des Älteren Schliers. Zuvor wurden die Tegel in der Umgebung von Pielach bei Melk wegen der Einschaltungen von Kohlelagen und ihres Molluskenreichtums erwähnt und von POŠEPNÝ (1865: 165) als Tegel und sandige Tegel, bzw. von FUCHS (1868: 216) als Tertiärschichten mit *Cerithium margaritaceum* bezeichnet. Für die Linzer und Melker Sande bzw. Pielacher Tegel schlugen KRENMAYR & ROETZEL (2000b) eine lithostratigrafische Formalisierung und die Bezeichnungen „Linz-Melk-Formation“ bzw. „Pielach-Formation“ vor. Diese ist zwar bisher offiziell nicht erfolgt, die Begriffe fanden jedoch nun in der neuen geologischen Karte Blatt 55 Ober-Grafendorf bereits Verwendung (SCHNABEL et al., 2012).

Geologie am Wachberg und in den Tunneln der Neuen Bahn

Am Wachberg südöstlich von Melk befindet sich zwischen der Autobahn im Süden und dem Pielachtal im Norden ein großes, langgestrecktes Quarzsand-Vorkommen der „Linz-Melk-Formation“ (Melker Sande), das von unterpleistozänen Terrassenschottern überlagert wird. Im Bereich des Ostportals des neuen Bahntunnels liegen die Sande direkt auf Paragneis der Gföhl-Einheit und beim Ostportal des alten Tunnels wurden unter den Sanden die fossilführenden Pelite der „Pielach-Formation“ (Pielacher Tegel) angetroffen (WOLF, 1859; FUCHS, 1964). Beim Bau des neuen Tunnels wurde im Westabschnitt eine 5 bis 10 m breite, ungefähr West-Ost streichende Störungszone mit staffelförmigen Abschiebungen gegen Nord bis Nordost angefahren (WEIDINGER, 1997; FÜRLINGER & STADLMANN, 2002). Diese Störungszone trennt vermutlich einen höher gelegenen, südlichen Teil des Wachberges vom nördlichen, grabenartig eingesenkten Teil, wo in den dort mindestens 90 m mächtigen Sanden in bis zu 44 m tiefen Prospektionsbohrungen die kristalline Basis nicht erreicht wurde. Auch in dem südlich von Melk gelegenen Melker Tunnel der Neuen Bahn wurde beim Bau die komplette oligozäne Schichtfolge angetroffen (HARZHAUSER & MANDIC, 2001; FÜRLINGER & STADLMANN, 2002). Dort liegen über den im Westen aufragenden und durch die Diendorfer Störung stark zerscherten Paragneisen und Amphiboliten östlich anlagernd die Pelite der „Pielach-Formation“. Die mit 10° bis 15° gegen Ost bis Nordost einfallenden tonig-siltigen Sedimente werden nach Osten von den Sanden der „Linz-Melk-Formation“ überlagert. Die Transgressionsfläche auf das Kristallin ist durch Abschiebungen tektonisch nachbewegt. Die rund 25 m mächtigen, dunkelgrauen bis blaugrauen Tone und Silte der „Pielach-Formation“ enthalten besonders im Übergangsbereich zum Melker Sand verstärkt Einschaltungen sandiger Lagen. Kennzeichnend sind in den Peliten mehrere Schillhorizonte, die am häufigsten *Acanthocardia bojorum* und *Anadara diluvii* gemeinsam mit *Crassostrea fimbriata*, *Perna aquitana*, *Polymesoda subarata sowerbii*, *Euspira helicina* und *Calyptraea chinensis* enthalten. Zusätzlich treten Lagen mit nahezu monospezifischen Massenvorkommen aus *Hydrobia* sp., *Tympanotonos margaritaceus*, *Turritella venus*, *Perna aquitana* oder *Crassostrea fimbriata* auf (HARZHAUSER & MANDIC, 2001).

Sandgrube am Wachberg östlich Melk

In der westlichen Grube am Wachberg, nahe des westlichen Portals des alten Bahntunnels, ist eine mehr als 50 m mächtige Abfolge der „Linz-Melk-Formation“ aufgeschlossen (Abb. 1, vgl. ROETZEL et al., 1983). In dem derzeit bei der nördlichen Grubeneinfahrt aufgeschlossenen basalen Bereich beginnt die Schichtfolge mit ca. 13 m einheitlichen, gelbbraunen bis gelbgrauen Feinsanden, feinsandigen Mittelsanden und Mittelsanden. Vereinzelt sind in 30 bis 40 cm mächtigen und oft lateral auskeilenden Sandkörpern Schrägschichtungsstrukturen erhalten, die einen überwiegenden Transport gegen Südwest bis Nordwest belegen. Die Sande beinhalten 10 bis 30 cm mächtige und lateral 1 bis 3 m verfolgbare Grobsand- und Feinkieslinsen, die manchmal als Bottomsets dieser undeutlich flach schrägschichteten Körper zu erkennen sind. Dazwischen sind auch 10 bis 20 cm mächtige, vorwiegend durch *Ophiomorpha*

verwühlte Horizonte eingeschaltet. Die Verwüldichte nimmt in den oberen 2 m deutlich zu, wobei dort vor allem Spuren von Seeigeln und Einzelklappen von dickschaligen Bivalven auffallen. In einigen Bereichen dieser basalen Sande ist eine beginnende Bildung von kugelförmigen Konkretionen zu beobachten (Abb. 2).

Darüber setzt die Schichtfolge mit mehr als 4 m gelbbraunen bis gelbgrauen Mittel- bis Feinsanden fort. In diesem Abschnitt dominieren 25 bis 45 cm mächtige, intern schräggeschichtete Körpern mit grobsandig-kiesigen Bottomsets und manchmal kiesbelegten Leebältern.

Über diesem liegenden Bereich tritt ein nahezu im gesamten Grubenareal verfolgbarer, 5 bis 7 cm mächtiger, z.T. lignitischer Ton und Kohleton auf, von dem ein Wurzelhorizont in unterschiedlicher Dichte mindestens 0,5 m in den darunter liegenden Sand reicht (Abb. 1). Dieser Horizont wurde auch im neuen Bahntunnel angetroffen. Über dem lignitischen Horizont folgen, eingebettet in ca. 5 m mächtige, gut bis sehr gut sortierte Feinsande und mittelsandige Feinsande, mehrere Molluskenschillhorizonte. Die unbestimmbaren Schalen der Individuen sind vollkommen gelöst und nur mehr als limonitische Verfärbungen erhalten (Abb. 1). Auszählungen in dem unteren Schillhorizont zeigten, dass 25 % der Bivalven doppelklappig, 70 % der Einzelklappen mit der Wölbung nach unten und nur 5 % mit der Wölbung nach oben eingebettet sind. Die manchmal undeutlich schräggeschichteten Feinsande wechseln mit tonig-siltigen, z.T. lignitischen Lagen und grobsandig-kiesigen Einschaltungen, die mitunter fossile Hölzer mit *Teredo* enthalten.

In dem darüber folgenden, stark verwühlten, gelbgrauen bis graugelben, 4 bis 5 m mächtigen Feinsandhorizont sind die gehäuft vorkommenden, kugelförmigen Konkretionen mit Durchmessern bis 60 cm bemerkenswert. Diese wahrscheinlich frühdiagenetischen Konkretionen bildeten sich um organogene Kerne, meist um einen Molluskenrest oder einen großen Grabgang.

Die weitere, sehr einförmige, ca. 17 m mächtige Schichtfolge aus gelbgrauen bis gelbbraunen Fein- bis Mittelsanden wird von zwei 50 bis 80 cm mächtigen, sehr massiven Konkretionshorizonten unterbrochen. Aus diesen Horizonten stammt eine schlecht erhaltene Bivalven- und Gastropodenfauna mit *Perna aquitana*, *Glycymeris latiradiata*, *Crassostrea fimbriata*, *Habercardium tenuisulcatum*, *Arctica rotundata* und *Macrocallista beyrichi* sowie *Jujubinus* aff. *multicingulatus*, *Granulolabium plicatum*, *Tympanotonos margaritaceus*, *Euspira* cf. *helicina* und *Euthriofusus* cf. *szontaghi* (ROETZEL et al., 1983; HARZHAUSER & MANDIC, 2001).

Direkt im Liegenden des oberen Konkretionshorizonts sind in den Sanden mehrere 30 bis 55 cm mächtige, schräggeschichtete Sets zu finden, deren Leebältern auf einen Transport gegen Westen bis Nordwesten weisen. Das Hangende des Aufschlusses bilden weitere 20 m Fein- bis Mittelsande, in denen ca. 1 bis 2,5 m mächtige, schräggeschichtete Megasetts auffallen. Auch hier weisen die Schrägschichtungen auf eine Nordwest-gerichtete Strömung. Der Schwermineralgehalt der Sande am Wachberg ist mit 0,03 % bis 0,4 % äußerst gering. Das Spektrum der durchsichtigen Schwerminerale ist sehr homogen und wird von Granat neben Kyanit, Staurolith und Turmalin, manchmal auch Epidot dominiert. Obwohl der Melker Sand

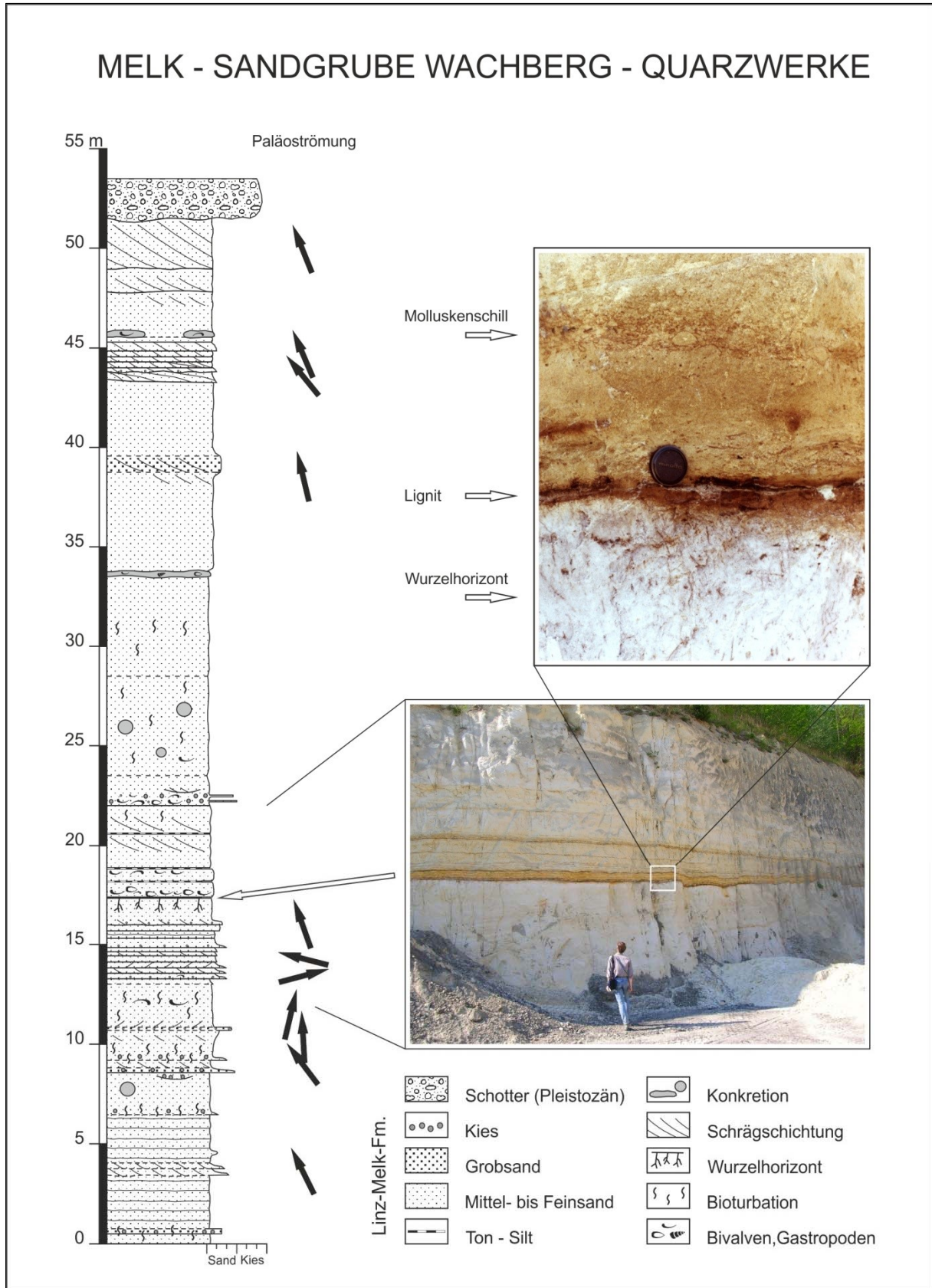


Abb. 1: Säulenprofil Sandgrube Melk-Wachberg mit Übersichts- und Detailfoto des Regressionshorizonts und Daten zu den Paläoströmungsrichtungen.

meist nicht zementiert ist, ist er durch die schlechte Rundung und gute Verzahnung der Einzelkörner in Verbindung mit einer starken mechanischen Verdichtung verfestigt. Dadurch ist der Sand in der Regel sehr standfest und ermöglicht in der Natur meistens steile Böschungswinkel (FÜRLINGER & STADLMANN, 2002). In manchen Bereichen, wie z.B. in dieser Grube in der Nähe der Diendorfer Störungszone, sind die Sande häufig von einem engen und steil stehenden Kluftnetz durchzogen. Die Kluftflächen fallen hier mit 60° bis 85° gegen NNW (340-350) und S bis SE (140-188) ein. Anhand von Leithorizonten, wie z.B. dem Lignithorizont, sind in der Grube auch Horst-Graben Strukturen mit Abschiebungen bis zu mehreren Metern zu erkennen.

Sandgruben am Wachberg nordwestlich von Roggendorf

Die hangende Fortsetzung der Schichtfolge in der Grube östlich Melk findet man in großen Gruben der Quarzwerke am südöstlichen Ende des Wachberges, nordwestlich von Roggendorf. Dort dominieren in den gelbbraunen bis gelbgrauen, feinsandigen Mittelsanden große, intern schräggeschichtete Sets, meist mit Mächtigkeiten zwischen 1,2 und 2 m. In einem Fall ist sogar ein mindestens 3,2 bis 5,5 m mächtiges, intern schräggeschichtetes Megaset abgeschlossen, dessen Leebblätter mehrfach von Reaktivationsflächen durchschnitten werden (Abb. 3, KRENMAYR & ROETZEL, 2000a). Dieser große, keilförmige Schrägschichtungskörper hat eine Länge von mindestens 100 m. Die einheitlichen, ebenflächigen bis sigmoidalen Schrägschichtungsblätter sind durch etwas siltreichere Lagen hervorgehoben und weisen meist auf eine Schüttung gegen Südwest bis West, selten auch gegen Nordwest. Innerhalb der Sets sind schichtparallele Horizonte mit zyklisch auftretender, dichter Verwühlung durch Seeigel bemerkenswert.



Abb. 2: Beginnende Konkretionsbildung in der Sandgrube Melk-Wachberg.

Unterhalb der derzeitigen Sandgrube am südöstlichen Ende des Wachberges, nordwestlich von Roggendorf, wurde 1944 eine unterirdische Stollenanlage für die Rüstungsindustrie (Kugellagerwerk der Steyr-Daimler-Puch AG) errichtet. Diese Stollen wurden von ca. 15.000 Zwangsarbeitern und KZ-Häftlingen aus dem KZ Melk unter unmenschlichen Bedingungen gebaut. Der Stollenbau kostete etwa 5.000 Menschen das Leben. Der Verein ARGE QUARZ bemüht sich nun die Geschichte dieser Stollenanlage aufzuarbeiten (www.quarz-roggendorf.at).



Abb. 3: Bis zu 5,5 m mächtiges, intern schräggeschichtetes Megaset einer submarinen Gezeitendüne in der Sandgrube NW Roggendorf.

Interpretation

Die Tone und sandigen Silte der „Pielach-Formation“, wie sie im Tunnel Melk oder auch im Stauraum des Kraftwerks Melk an der Basis der „Linz-Melk-Formation“ aufgeschlossen waren, können aufgrund der Molluskenfaunen als Ablagerungen geschützter Lebensräume von Lagunen und Ästuaren interpretiert werden (HARZHAUSER & MANDIC, 2001). Diese entstanden im Kiscellium am Beginn der oligozänen Transgression in Buchten am Rand der Böhmisches Masse. Dort waren ausgedehnte Schlammflächen von flachen Küsten begrenzt, wo typische Schlammküsten-Bewohner mit Arten des seichten Sublitorals siedelten. Aus den - wahrscheinlich Mangroven gesäumten - Küsten stammen die Schlammschnecken *Tympa notonos margaritaceus* und *Granulolabium plicatum*. Ihre modernen Verwandten leben heute in dichten Populationen in und über der Gezeitenlinie und weiden Algen ab. Ihre leeren Schalen werden gerne von Einsiedlerkrebsen besiedelt und verschleppt. Die Schlammküste war

auch Lebensraum der Auster *Crassostrea fimbriata*, die aufgrund ihrer stabilen Calcitschalen zu den häufigsten Fossilien der „Pielach-Formation“ und „Linz-Melk-Formation“ gehört. Auch die Herzmuschel *Acanthocardia bojorum* ist ein typisches Fossil der ehemaligen Schlammküste. Die Riesenmiesmuschel *Perna aquitanica* besiedelte wahrscheinlich felsigere Habitate im Küstenbereich und war wie die modernen Miesmuscheln, zumindest als Jungtier mit Byssus angeheftet. In der vorgelagerten Sandküste in wenigen Zehnermetern Wassertiefe lebten seicht grabende Muscheln wie *Glycymeris latiradiata* und *Arctica rotundata*.

Mit Fortschreiten der Meerestransgression wurden über den lagunären Sedimenten sandige Ablagerungen des Litorals und seichten Sublitorals abgelagert. Die in der Grube Melk abgeschlossene Schichtfolge beginnt knapp vor einer Regressionsphase mit seichtmarinen, strandnahen Sanden, die teilweise auch aus subaquatischen Dünen hervorgegangen sind.

Hinweise auf die danach folgende regressive Phase und die Ablagerung in einem vermutlich lagunären Seichtwasserbereich sind die lignitischen Tone und Kohletone mit einem basalen Wurzelhorizont und mehrere Molluskenschillhorizonte. Eine sehr geringe Strömungsgeschwindigkeit während der Ablagerung der Schille lässt sich aus der bevorzugten Einregelung der Einzelklappen mit der Wölbung nach unten erkennen (nach FUTTERER, 1978: 8,2 bis 19,2 cm/sec.)

Durch die palynologische Bearbeitung der Kohletone durch P. HOCHULI (in ROETZEL et al., 1983) ist die Einstufung in das unterste Egerium (tiefe NG.Z.I) wahrscheinlich, womit die Korrelation mit den ebenfalls während einer regressiven Phase abgelagerten Kohletonen und Klebsanden in der Grube am Hermannschacht, nordwestlich von Statzendorf möglich ist. Mit der darüber wieder einsetzenden Transgression werden zuerst Sande im eher niedrigenergetischen litoralen Bereich abgelagert, worauf auch die stärkere Verwühlung der Sande ein Hinweis sein kann.

Die beiden Konkretionshorizonte in der Grube Melk, in denen ehemals die meisten Fossilien gefunden werden konnten, sind wahrscheinlich Reste ehemaliger Schillhorizonte, die bei Stürmen abgelagert wurden. Die daraus stammenden Molluskenfaunen zeigen zusammengeschwemmte Assoziationen in denen vor allem Arten des Litorals und seichten Sublitorals auftreten. Typische grabende Formen aus dem Küstenbereich, wie Mytilidae und Potamididae treten gemeinsam mit sublitoralen Elementen wie *Arctica rotundata* und *Euthriofusus* cf. *szontaghi* auf (vgl. ROETZEL et al., 1983; HARZHAUSER & MANDIC, 2001).

Im oberen Profilteil sind durch die schräggeschichteten Sandkörper submarine Dünenfelder eines flachen Schelfgebietes dokumentiert, die sowohl in der westlichen Grube am Wachberg als auch in den östlichen Gruben bei Roggendorf auftreten. Diese Megasets im hangendsten Bereich der Schichtfolge lassen eine weitere Vertiefung des Ablagerungsbereiches und eine bevorzugte Paläoströmung gegen Südwest bis Nordwest erkennen.

Da Sohlformen maximal die Höhe von 1/5 der Wassertiefe erreichen können in dem sie gebildet werden, muss diese – bezogen auf das 5,5 m mächtige Set – bis zu 30 m erreicht haben. Zahlreiche Detailbeobachtungen (und eindeutige Befunde in den zeitgleichen Sanden im

Raum Linz - Prambachkirchen in Oberösterreich) sprechen für das Vorhandensein von Gezeitenströmungen zur Zeit der Sedimentation. Diese erfuhren im Raum Melk, wo die südlich gelegenen Kristallinareale vermutlich als Inseln über die Meeresoberfläche aufragten, möglicherweise eine starke Fokussierung, womit die großen Setzmächtigkeiten in diesem Bereich erklärt werden können (KRENMAYR & ROETZEL, 2000a).

Die Gewinnung und Aufbereitung von Quarzsand im Raum Melk

Die Quarzwerke Österreich GmbH (www.quarzwerke.at) sind eine Tochtergesellschaft der international tätigen Quarzwerke Gruppe mit Sitz in Frechen, Deutschland. Der Unternehmensschwerpunkt liegt in der Gewinnung, Aufbereitung und Veredelung der Industrieminerale Quarz, Feldspat und Kaolin. In Österreich werden laut dem Österreichischen Montan-Handbuch (BMWfJ, 2012) die Werke Melk und St. Georgen an der Gusen sowie zwölf Abbaustandorte betrieben. In Niederösterreich sind dies die Abbaue Karlstetten, Wieland, Ober- und Unterwölbling (Hermannschacht), Winzing-Kleinrust (alle ÖK 50 Blatt 38 Krems) sowie Pöversdorf, Reithen III, Roggendorf, Neubach, Spielberg und Melk-Wachberg (alle ÖK 50 Blatt 55 Ober-Grafendorf), durchwegs mit Ziel auf die Feldspat führenden, quarzreichen Sande der „Linz-Melk-Formation“.

Im Werk Melk werden etwa 350.000 Tonnen Sand pro Jahr in verschiedenen Körnungen erzeugt, die in vielerlei Bereichen eingesetzt werden: in der Glasindustrie (Hohlglas, Grün- und Braunglas), in der Bauchemie (Fliesenkleber, Betonsanierung) und Gießereiindustrie, als Strahl-, Filter- und Fugensand, als Bausand (Estrich-, Putz- und Mauersand, Schleif- und Reibsand), sowie als Spiel- und Sportsande und nicht zuletzt im Hochwasserschutz. Weißglasqualität wird derzeit nur im Werk St. Georgen an der Gusen (Oberösterreich) erzeugt. Die Veredelung der Rohsande erfolgt in einer mehrstufigen Aufbereitung durch Vorreinigung in der Rohsandsiebmaschine, durch Reibwäsche zur Befreiung von Tonmineralen, danach folgt die Vor- und Hauptentschlammungsstufe. Zur Aufteilung des gereinigten Sandes nach Korngrößen wird eine Aufstromklassierung im Hydrosizer eingesetzt: der grobe Sand sinkt ab, der feinere Sand fließt über den Behälterrund. In der Flotationsanlage, die derzeit nur in St. Georgen in Betrieb ist, wird der Feldspat vom Quarz getrennt. Danach erfolgt die Entwässerung und allenfalls eine Feuertrocknung (Drehrohr- oder Wirbelschichtanlage) auf weniger als 0,1 % Restfeuchte.

Haltepunkt E2/2:**Pielachhäuser (Mauer-Formation)**

(Bearbeiter: H. G. KRENMAYR)

Ortsangabe: ÖK 55 Ober-Grafendorf.

Aufschlusswand einer ehemaligen Kiessandgrube in einem Garten der Ortschaft Pielachhäuser (BMN M34: R: 684805, H: 341066, WGS84 E: 15°27'18,1", N: 48°12'17,4").

Thema: Grobklastische submarine Rinnenfazies der Mauer-Formation am Nordrand des Molassebeckens.

Lithostratigrafische Einheit: Mauer-Formation.

Alter: Unteres Ottnangium.

Eine allgemeine Einführung zur Mauer-Formation finden sie im Exkursionsführer zur Exkursion am 23.09.2013 (E1/3).

Beschreibung des Aufschlusses

Der ehemalige Kiessandabbau erschließt eine Fazies aus zahlreichen sich verschneidenden Rinnenfüllungen (Abb. 4, 5). Die einzelnen Rinnen sind einige Meter bis wenige Zehnermeter breit und zeigen eine Füllung aus teilweise ungeschichteten Fein- bis Mittel-kiespaketen mit größeren Geröllen und einzelnen Kristallinblöcken bis ca. 50 cm Durchmesser. Außerdem sind Grob- und Mittelsandpakete mit ebener Lamination, die der Rinnenmorphologie folgt, sowie vereinzelt, die Rinnenbasis markierenden, intern laminierten, massiven Pelitlagen und -paketen, die stellenweise flame structures zeigen und auch zu Pelitklasten-Schutt aufgearbeitet sein können, aufgeschlossen. Im Komponentenspektrum finden sich neben Material aus den kristallinen Rahmengesteinen auch vereinzelt Klasten aus Älterem Schlier (Egerium), makro-fossilreiche Kalksandsteine der Fels-Formation (unteres Eggenburgium) und reichlich resedimentierte Splitter von aragonitischen Molluskenschalen. Beim sandigen Material handelt es sich wahrscheinlich größtenteils um resedimentierte Melker Sande sowie Sande der heute völlig erodierten Fels-Formation.

Einige Rinnenfüllungen zeigen eine interne Korngrößenabnahme von Liegend nach Hangend („fining-upward“). Aus der Orientierung der Rinnenachsen, dem Einfallen der Laminae im Bereich eines Rinnenbodens und vereinzelt schräggeschichteten Sandkörpern kann eine Schüttung des Materials von WNW nach ESE abgeleitet werden. Aufschlüsse entlang der Zufahrtsstraße zu einer neuen Siedlung oberhalb des gegenständlichen Aufschlusses zeigten, dass die Fazies im Hangend zunehmend sandiger entwickelt ist und nur noch einzelne, geringmächtige Sedimentkörper mit kiesigem Material und vereinzelt größeren Komponenten auftreten. Der „fining-upward“-Trend setzt sich also fort.

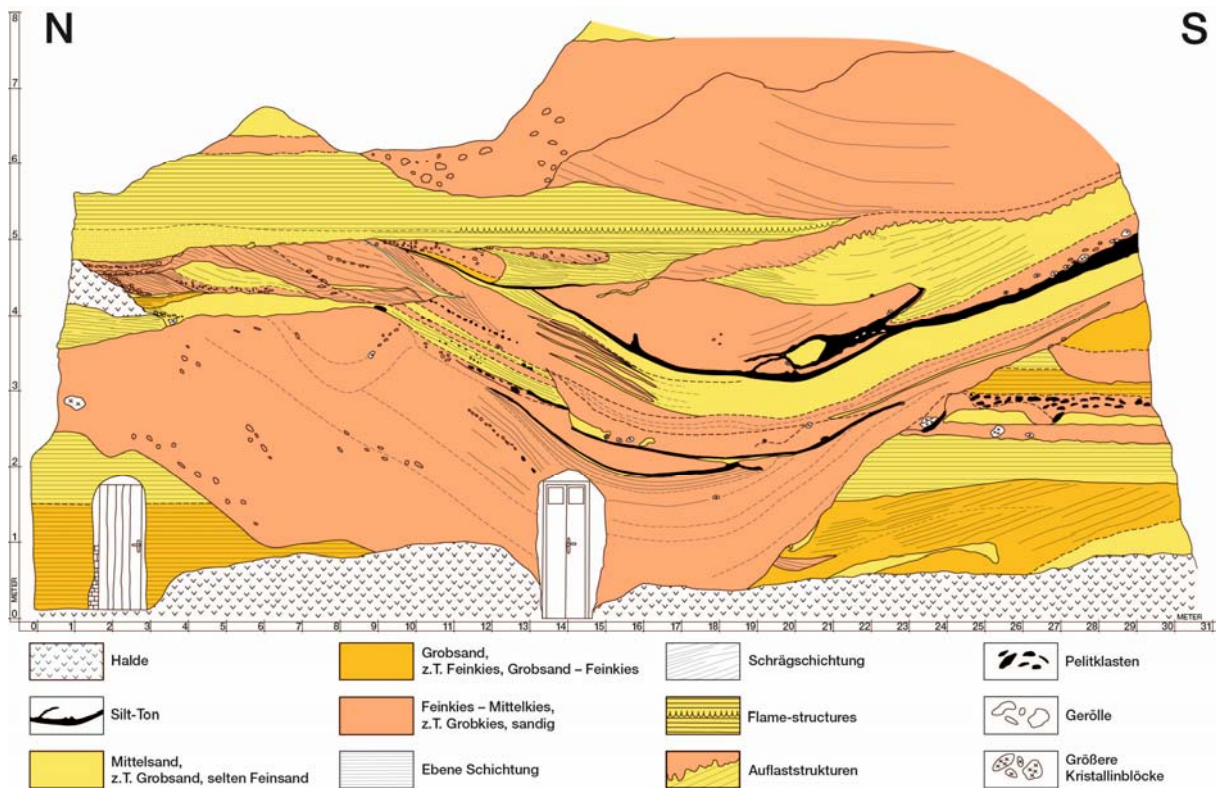
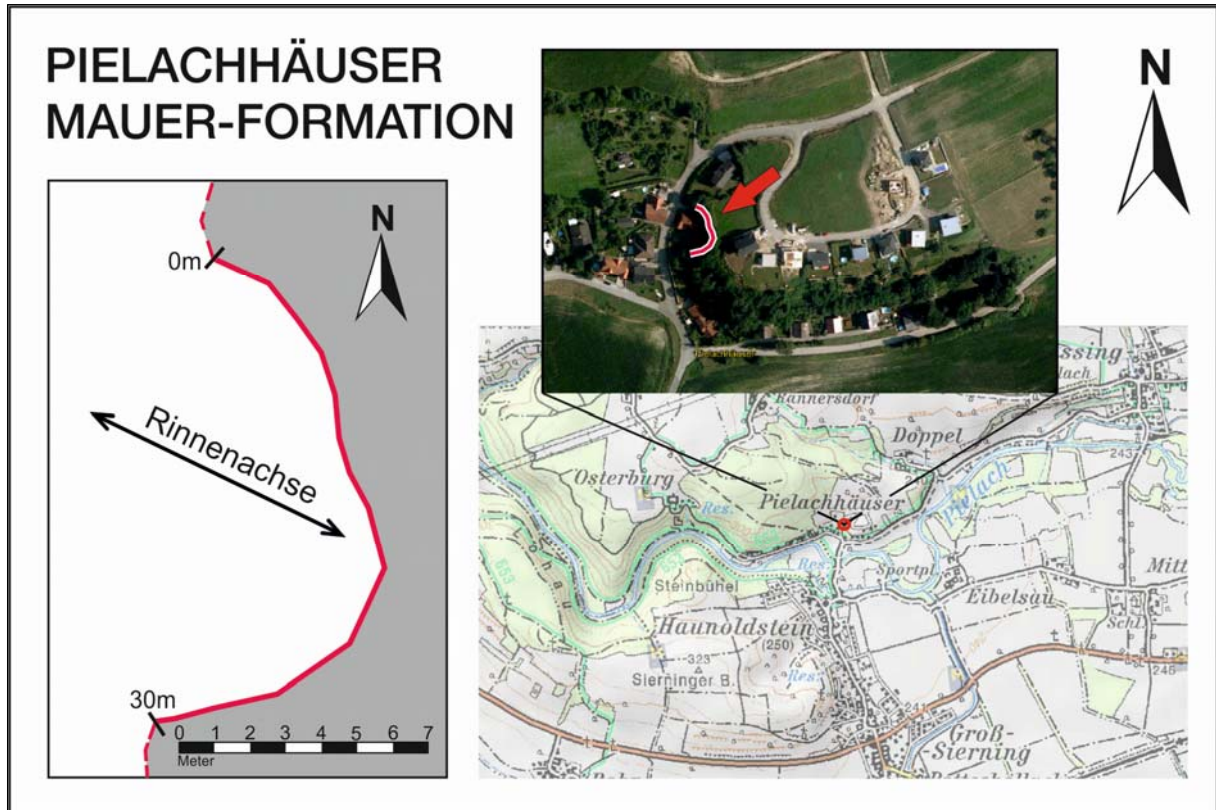


Abb. 4: Lage (oben) und Aufschlusskizze (unten) der ehemaligen Kiessandgrube in Pielachhäuser nach einer Aufnahme von R. ROETZEL & H. G. KRENMAYR (grafische Umsetzung: P. STROMBERGER); doppelt überhöht.



Abb. 5: Detail aus dem Mittelabschnitt des Aufschlusses in der ehemaligen Kiessandgrube in Pielachhäuser (vgl. Abb. 4).

Die Pelitintervalle führen eine arme, schlecht erhaltene Mikrofauna, die im Folgenden aufgelistet wird (Bearbeitung: C. RUPP, Probe 55/110/00-KR) (h: häufig, ns: nicht selten, s: selten, ss: sehr selten): Plankton (untergeordnet): *Globigerinita* sp., *Tenuitellinata angustumbilicata*, *Globigerina praebulloides*, *G. cf. praebulloides*, *G. ottnangiensis*, *Globigerinoides primordius*, *Paragloborotalia acrostoma*. Benthos: *Lenticulina inornata* ss, *Astacolus crepidulus* ss, *Bolivina concinna* ss, *Globocassidulina oblonga* ss, *Bulimina elongata* s, *Pappina cf. primiformis* ss, *Cibicidoides lopjanicus* s, *C. tenellus* ss, *Lobatula lobatula* ss, *Biapertorbis biaperturatus* ss, *Haynesina* sp. ss, *Nonion commune* ns, *Charltonina tangentialis* ss, *Gyroidinoides parvus* ss, *Hanzawaia boueana* ss, *Aubignyna* sp. ss, *Ammonia parkinsonia* ns, *A. tepida* h, *Elphidium subtypicum* ss, *E. glabratum* ss, *?Elphidiella dollfusi* ss, *E. heteropora* ss. Damit ist nur eine allgemeine Einstufung in das Untermiozän möglich.

Interpretation

Die aufgeschlossenen Sedimente werden als grobe submarine Rinnenfazies im Übergangsbereich zur sandigen Fazies der Prinzersdorfer Sande angesehen. Die Hauptmasse des Materials könnte von einem „fan-delta“ im Nordwesten des Verbreitungsgebietes der Mauer-Formation stammen. Von den Beckenflanken eingleitende, blockführende „debris-flows“ ha-

ben die submarine Rinnenfazies vermutlich zusätzlich gespeist, davon zeugt das meist kristalline Blockmaterial. Die fein-mittelkiesigen, weitgehend massigen Sedimentkörper können als Ablagerungen von „debris flows“, wahrscheinlich mit Übergängen zu hochkohäsiven Suspensionsströmen interpretiert werden, während die laminierten Sedimente bei starker Strömung von fließendem Wasser als Bodenfracht (Traktions- und Saltationstransport) abgelagert wurden. Nach der erosiven Ausgestaltung von neuen Rinnen stand offenbar in deren distalen Anteilen nicht immer sofort ausreichend grobes Material der Bodenfracht zur Verfügung, sodass es vorerst in Zeiten ruhigerer Strömung oder in Wasserstillstandsphasen (vgl. dazu die Ausführungen zu den Gezeitenströmungen beim Exkursionspunkt Zendorf in der Prinzersdorf-Formation) zur Ablagerung der feinkörnigen Schwebfracht und damit zur Ausbildung der erwähnten Pelitlagen und -pakete kommen konnte, die mehrfach an der Basis von Rinnen erhalten sind.

Die „fining-upward“ Abfolge innerhalb einzelner Rinnenfüllungen sind ein typisches Merkmal für die Ablagerungsdynamik im Bereich von „verlassenen“ Rinnen („abandoned channels“): Die starken Strömungen, die ursprünglich auch die erosive Ausgestaltung der Rinnen bewirkt haben, transportieren anfänglich sehr grobes Material, das schließlich auch am Rinnenboden abgelagert wird. Mit der zunehmenden Verfüllung und dem Seichterwerden der Rinne nimmt auch die Strömungsgeschwindigkeit und in der Folge die Korngröße des abgelagerten Materials ab. Mit der endgültigen Verfüllung der Rinne wird diese als Transportweg inaktiv, während sich parallel dazu, durch Verlagerung der Hauptströmungslinien, an anderer Stelle neue Rinnen ausbilden, die das weiterhin anfallende Material transportieren.

„Flame structures“ unterschiedlicher Dimension, die vor allem in Verbindung mit Pelitlagen teils eindrucksvolle Sedimentstrukturen darstellen, sind deutliche Hinweise auf die episodisch sehr rasche Sedimentation großer, grobklastischer Materialmengen in den submarinen Rinnenstrukturen. Die palökologische Interpretation der Mikrofossilassoziaton durch C. RUPP als Flachwasserfauna (seichtes Sublitoral) mit Anzeichen einer Größensortierung durch Transportprozesse passt ausgezeichnet in dieses Bild.

Haltepunkt E2/3:**Zendorf**

(Bearbeiter: H.G. KRENMAYR)

Ortsangabe: ÖK 55 Ober-Grafendorf.

Aufschluss in einem Erdkeller in der Ortschaft Zendorf (BMN M34: R: 690975, H: 342306, WGS84 E: 15°32'17", N: 48°12'59").

Thema: Sandige Gezeitensedimente der Prinzersdorf-Formation in einem Erdkeller.

Lithostratigrafische Einheit: Prinzersdorf-Formation.

Alter: Unteres Otnangium.

Einleitung

Der Begriff „Prinzersdorfer Sande“ wurde von FUCHS (1969: A29) eingeführt. Der Name leitet sich von der Ortschaft Prinzersdorf, an der Westbahn im östlichen Teil des Kartenblattes ÖK 55 Ober-Grafendorf gelegen, ab, wo eine große Lehm- und Ziegelgrube existierte, die heute nahezu vollständig verwachsen ist. Die Formalisierung als „Prinzersdorf-Formation“ wurde von KRENMAYR (2003a: 462) vorgenommen, wobei der zwei Kilometer nordwestlich des Ortskerns von Prinzersdorf gelegene Aufschluss in einem Prallhang der Pielach, der eindeutig im Bereich der autochthonen Molasse liegt, als Typuslokalität ausgewählt wurde (BMN M34 R: 687912, H: 341941, WGS84 E: 15°29'52", N: 48°12'48"). FUCHS (1972: 216) und FUCHS et al. (1984) bezeichneten auch die Sedimente entlang des Nordrandes der allochthonen Molasse zwischen der Traisen und der Ortschaft Königstetten (SE Tulln) als „Prinzersdorfer Sande“. Diesem Konzept folgt auch die Darstellung auf der Geologischen Karte von Niederösterreich 1:200.000 (SCHNABEL et al., 2002) und in den zugehörigen Erläuterungen (ROETZEL, 2002). KRENMAYR (2003b) schloss diese Sedimente jedoch trotz einer möglichen, aber nicht nachgewiesenen altersmäßigen und faziellen Parallelität von der Prinzersdorf-Formation aus, da diese zu einer anderen tektonischen Einheit gehören. Auch hinsichtlich des Liefergebietes könnten sich Prinzersdorf-Formation und die genannten Sande östlich der Traisen unterscheiden, dafür steht ein Nachweis aber noch aus.

An der erwähnten Typuslokalität nordwestlich Prinzersdorf ist eine etwa sieben Meter mächtige Sedimentabfolge lateral über einige 10er-Meter weit erschlossen. Diese wird im liegenden Anteil von eben laminierten Peliten (Schlier) mit Zentimeter-dünnen Fein- bis Mittelsandlagen aufgebaut. Ein einzelnes, 25 cm dickes, laminiertes Sandpaket ist eingeschaltet. Über diesem Pelit-dominierten Abschnitt folgt eine lebhaftere Wechselfolge von Fein- bis Mittelsand und Pelit, wobei der Sandanteil mit etwa 80 % dominiert. Die 10 bis 30 cm dicken Sandpakete mit stellenweise erhaltenen Schrägschichtungsstrukturen weisen eine extrem flachlinsenartige Geometrie auf. Vereinzelt und lagenweise angereicherte Pelitklasten sind häufig. Die Pelitintervalle sind meist nur durch feine Sandlaminae oder -linsen gegliedert, wobei völlig homogene, kompakte Pelitlagen eine Dicke bis zu 4 cm erreichen. Syndimentäre Entwässerungsstrukturen sind stellenweise vorhanden. Die Lagerung der Schichten ist grundsätzlich

horizontal, vermutlich haben aber synsedimentäre Gleitvorgänge in Teilen des Aufschlusses leichte Verstellungen verursacht. Spurenfossilien und Makrofossilien wurden nicht beobachtet.

Dieser Aufschluss ist insofern typisch, als die Prinzersdorf-Formation allgemein durch den vielfachen Wechsel von Sand- und Pelit-dominierten Sedimentpaketen im Dezimeter- bis Meterbereich gekennzeichnet ist, weshalb auch die alte Bezeichnung „Prinzersdorfer Sande“ durchaus irreführend war. Die zahlreichen Bohrungen und tiefen Einschnitte für den Ausbau der Westbahn zwischen Prinzersdorf und St. Pölten zeigten, dass die weitgehend Sand-dominierten Abschnitte, die selten mehr als 10 m mächtig sind, nur etwa ein Drittel der gesamten Abfolge ausmachen. Pelit-dominierte Abschnitte mit einem Sandanteil von wenigen Prozenten bis < 50 % überwiegen daher und wurden in den Bohrungen in einer Mächtigkeit bis > 20 m angetroffen. Die nachgewiesene Mächtigkeit der Prinzersdorf-Formation in diesen Bohrungen beträgt rund 50 m, wobei die tiefsten Bohrungen die Basis nicht erreicht haben und die Hangendgrenze erodiert ist.

In den Pelit-dominierten Abschnitten sind alle Übergänge von Linsenschichtung über wellige Wechselfschichtung bis zu Flaserschichtung vorhanden. Auflaststrukturen („convolute bedding“) sind wiederholt zu erkennen. Typisch ist die im Unterschied zur benachbarten unterottungischen Beckenfazies extrem geringe Bioturbation. Einzig bei Bohrkernaufnahmen wurden selten feine Grabgänge auf den Schichtflächen und vereinzelt Stopfstrukturen in Sandlagen beobachtet. Strömungslineationen auf den Schichtflächen dünner Sandlaminae und sandig gefüllte Erosionskolke zeigen, dass die Pelit-dominierte Sedimentation weniger durch ruhige Strömungsbedingungen, als durch einen Mangel an gröberklastischem Material verursacht wurde. Die Sand-dominierten Abschnitte lassen immer wieder Schrägschichtung und flachwellige Lamination mit Pflanzenhäcksellagen erkennen. Neben den typischen Fein- bis Mittelsanden treten in den Bohrungen entlang der Westbahn untergeordnet auch grobsandige und sogar feinkiesige Abschnitte auf. Die Sande können lagenweise konkretionär verfestigt sein, außerdem gibt es bis über zwei Meter große, unregelmäßig-laibförmige Konkretionen.

Ein für die Analyse des sedimentären Environments wichtiger Aufschluss in Prinzersdorf, hinter einem Haus an der Straße nach Uttendorf gelegen (BMN M34 R: 689500, H: 340400, WGS84 E: 15°31'09,7", N: 48°11'58,6"), zeigt innerhalb einer Sand-Pelit-Wechselfolge große, plastisch verformte Pelitklasten, die regellos in einer Matrix aus Fein- bis Mittelsand schwimmen. Dies belegt einen Transport durch hochkonzentrierte Suspensionsströme, deren Sedimentfracht wahrscheinlich in flachen und breiten Rinnenstrukturen zum Absatz kam. Auch die Auswertung von Siebanalysen ergab für Rinnensande typische Korngrößenverteilungen. Die Einspeisung des klastischen Materials in das Rinnensystem kann von Nordwesten her, aus dem Bereich der Mauer-Formation, angenommen werden, eine flächige Verteilung erfolgte dann durch Gezeitenströmungen (vgl. dazu die Aufschlussbeschreibung des Exkursionspunktes).

Die Foraminiferenfaunen aus der Prinzersdorf-Formation sind schlecht erhalten und arm. (pers. Mitt. C. RUPP, vergl. FUCHS, 1972: 216). Soweit auswertbar zeigen sie Flachwasserbedingungen an. Die Beifauna umfasst Radiolarien, Diatomeen, Schwammspikuläe und vereinzelt Ostrakoden. Die stratigraphische Einstufung ins untere Ottnangium ergibt sich aus der Lagebeziehung zum Schlier der Beckenfazies und zur Mauer-Formation, aus denen jeweils besser erhaltene und reiche Faunen vorliegen.

Beschreibung des Aufschlusses Zendorf

Der Aufschluss in einem Sandkeller (Abb. 6) an der Hohlweg-Kreuzung zeigt 15-50 cm dicke, schräggeschichtete, flach linsenförmige, feinsandige Mittelsandkörper mit Reaktivationsflächen, die von 10-15 cm dicken, linsengeschichteten Pelitintervallen, z.T. aber auch Pelitklasten-Schuttlagen getrennt werden. Die Einfallsrichtungen der Schrägschichtungsblätter sind breit gestreut, allerdings nicht in allen Sandpaketen erkennbar (Abb. 7). Die pelitischen Intervalle zeigen insgesamt ein leichtes Einfallen gegen ENE (078/08), das auch in den Aufschlüssen im Nahbereich erkennbar ist und eine leichte tektonische Verkippung anzeigt.



Abb. 6: Innenansicht des Sandkellers in Zendorf mit sandigen Gezeitedimenten der Prinzersdorf-Formation.

Im Aufschluss finden sich keine Makrofossilien, auch Spurenfossilien konnten nicht erkannt werden. Eine aktuelle Bearbeitung einer Nannofossilprobe durch S. ČORIĆ erbrachte eine relativ reiche, gut erhaltene Nannopflora mit mehr als 50 % Umlagerungen aus Oberkreidensedimenten, die eine Einstufung in das Ottnangium ermöglicht (obere NN2-NN4, Auftreten von *Helicosphaera ampliaperta* und das Fehlen von *Reticulofenestra lockeri*). an miozänen

Formen treten auf: *Coccolithus pelagicus*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Helicosphaera ampliaperta*, *Reticulofenestra bisecta*, *R. gelida*, *R. pseudoumbilicus*, *Sphenolithus moriformis*, *Thoracosphaera saxea*, und *Zygrhablithus bijugatus*. An umgelagerten kreidezeitlichen Formen wurden gefunden:

Arkhangelskiella cymbiformis, *Biscutum ellipticum*, *Eiffellithus gorkae*, *Micula decussata*, *Retecapsa crenulata*, *Watznaueria barnesae*, *W. britannica* und *W. fossacincta*.

Auf die Schwermineralführung der Prinzersdorf-Formation wird im Einführungstext zu den Exkursionspunkten in der Mauer-Formation eingegangen. Etwa 30 m vom Sandkeller entfernt sind in liegender Position, in einem kleinen Aufschluss an der Hohlwegflanke, mehrere „Slumping“-Falten in einer pelitreichen Abfolge erschlossen.

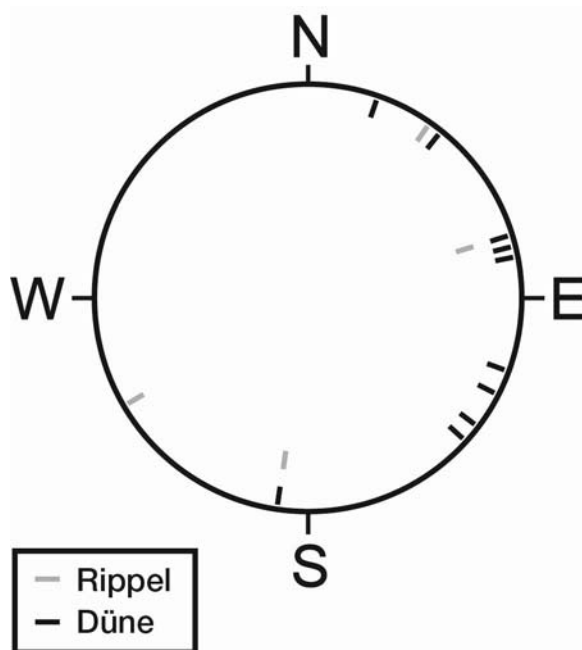


Abb. 7: Diagramm der Strömungsrichtungsindikatoren (Einfallswerte der Schrägschichtungsblätter von vier Rippeln und zehn subaquatischen Dünen) in dem Sandkeller in Zendorf.

Interpretation

Die aufgeschlossenen Sedimente werden als Ablagerung eines extrem seichtmarinen Dünengebietes interpretiert, das sich innerhalb breiter und flacher, submariner Rinnenstrukturen oder in deren Nachbarschaft befand. Das breit gestreute Richtungsspektrum der gemessenen Schrägschichtungsblätter ist typisch für Gezeitenströmungen, wobei die dominante Strömungsrichtung gegen NE bis SE gerichtet ist. Weiters typisch für Gezeitensedimente ist der Wechsel von scharf begrenzten, dünnen Pelitlagen, die bevorzugt in der Wasserstillstandsphase zwischen Ebb- und Flutstrom zur Ablagerung gelangten und den schräggeschichteten Sandlagen und -paketen, die aus am Meeresboden wandernden Sandrippeln und -dünen hervorgegangen sind. Bei stärkerer Strömung, z.B. bei Stürmen, werden die Dünen entweder abgeflacht, dies führt zur Ausbildung von sogenannten Reaktivationsflächen, oder sogar ein-

geebnet, woraufhin die Dünen von neuem aufwachsen. Bei diesen erosiven Ereignissen werden häufig auch die Pelitpakete erodiert, ein Stück weit transportiert und als Pelitklasten-Schutt wieder abgelagert. Nahezu genau derselbe Faziestypus existiert z.B. auch in den unterottnangischen Atzbacher Sanden in Oberösterreich, wo er ebenso mit hochenergetischen Rinnensedimenten verknüpft ist (vgl. FAUPL & ROETZEL, 1987). Eine auffallende Differenz besteht im Fehlen von (erkennbaren) Spurenfossilien, wie diese in den Atzbacher Sanden in diesem Faziestypus recht häufig sind (UCHMAN & KRENMAYR, 2004). Eine Erklärung dafür steht noch aus.

Die „Slumping“-Strukturen in der pelitreichen Abfolge nahe des Sandkellers belegen die Existenz eines submarinen Reliefs, z.B. im Bereich einer Rinnenrandsituation, wo feinkörnige Sedimente des Zwischenrinnenbereiches in einem Prallhang der Rinne unterschritten werden und in diese eingeleiten.

Aufgrund der engen Verzahnung von Prinzersdorf-Formation und Mauer-Formation und der innerhalb der letzteren nachweisbaren Orientierung des Sedimenttransports in der Rinnenfazies gegen ESE (vgl. Exkursionspunkt Pielachhäuser) kann die Hauptmasse des Sedimentmaterials mit Sicherheit vom Kristallinmassiv und den von dort erodierten älteren Molassesedimenten abgeleitet werden. Dass eine geringe Zumischung von Material auch aus Süden kommend erfolgte, ist nicht auszuschließen und zumindest für die Suspensionsfracht anhand der aus der Rhenodanubischen Flyschzone umgelagerten kreidezeitlichen Nannofossilien belegt.

Haltepunkt E2/4:

Prater, St. Pölten

(Bearbeiter: H. GEBHARDT & S. ĆORIĆ)

Ortsangabe: ÖK 56 Blatt St. Pölten, nördliches Stadtgebiet von St. Pölten, Stadtteil Prater, nordwestlich der Straße Richtung Viehofen (BMN M34 R: 697468, H: 342748, WGS84 E: 15°37'34,5", N: 48°13'17,2").

Thema: Traisen-Formation (ehemalige „Oncophora-Schichten“).

Lithostratigraphische Einheit: Traisen-Formation, Pixendorf Gruppe.

Tektonische Einheit: Autochthone Molasse (alpin-karpatische Vortiefe Niederösterreichs).

Alter: Untermiozän, oberes Ottnangium (mittleres Burdigalium).

Die Traisen-Formation

Das Hauptverbreitungsgebiet der Sande, Konglomerate und Tone der Traisen-Formation liegt im Nordteil des Blattes ÖK 56. Die Traisen-Formation liegt auf *Robulus*-Schlier und ist im

Hangenden meistens von pleistozänen Sedimenten und selten von unterbadensischen Konglomeraten der Hollenburg-Karlstetten-Formation überdeckt. Bei der Traisen-Formation handelt sich um kalkfreie, gelblich-graue, glimmer- und quarzreiche fein- bis grobkörnige Sande und Sandsteine mit siltig-tonigen Zwischenlagen. Gelegentlich sind auch Kies- bzw. Konglomeratlagen und geringmächtige Ligniteinschaltungen ausgebildet.

Innerhalb Traisen-Formation können zwei unterschiedliche Lithofaziestypen unterschieden werden: eine überwiegend sand- bzw. sandsteindominierte Fazies mit seltenen cm- bis dm-mächtigen Tonlagen und eine von Ton und Siltstein dominierte Fazies, die an der Oberfläche deutlich weniger häufig vorkommt. Die sandsteindominierte Fazies ist durch dm bis mehrere m mächtige, massige Sandpakete repräsentiert. Nur selten konnten ebene Laminationen, normale Gradierungen oder Schrägschichtungen beobachtet werden. Schichtflächen sind meistens eben, kleine Rippelmarken sind sehr selten. In manchen Aufschlüssen treten Entwässerungsstrukturen im dm-Bereich auf. In sandigen Paketen kommen oft cm- bis dm-große Tonklasten („rip-up clasts“) vor, die in seltenen Fällen auch mehr als einen m Durchmesser erreichen können. Die seltener aufgeschlossenen Ton/Siltstein-dominierten Abfolgen bestehen aus cm- bis dm- Wechsellagerungen von Tonen und Silt- bis Mittelsandsteinlagen. Oft konnten ebene Lamination und kleine Rippeln beobachtet werden. Die tonigen Lagen von enthalten 56-72 % Schichtsilikate, 22-24 % Quarz und 2-10 % Feldspäte (POSCH-TRÖZMÜLLER et al., 2009).

In tonigen und sandigen Sedimenten aus einem Profil im Raum Grunddorf (Blatt Krems, ÖK 38), das von POSCH-TRÖZMÜLLER et al. (2009) untersucht wurde, dominieren die Schichtsilikate (34-61 %), gefolgt von Quarz (23-34 %). Andere Bestandteile treten mit weit geringeren Anteilen auf (Plagioklas 10-14 %, Alkalifeldspat 0-3 %, Dolomit 2-12 %, und Kalzit 0-5 %). Bei den Tonmineralen sind Smektit (40-55 %) und Illit-Glimmer (26-37 %) am häufigsten. Zusätzlich treten Chlorit (10-14 %), Kaolinit (2-7 %) und Vermiculit (3-5 %) auf.

Generell ist die Fossilführung in Sedimenten der Traisen-Formation, abgesehen von vereinzelten schlecht erhaltenen Molluskenresten und verkohlten Pflanzenresten, sehr ärmlich. Bei der Ortschaft Rassing, am Nordrand des Blattes ÖK 56, konnten MANDIĆ & ĆORIĆ (2007) folgende Molluskenvergesellschaftung bestimmen: *Limnopageticia moravica*, *L. cf. bavarica*, *L. aff. ammoni*, *L. cf. ammoni*, *Rzehakia partschi*, *R. socialis*, *Mytilopsis subclaviformis*, *M. cf. amygdaloides*, *M. nucleolus* und *Melanopsis impressa*. Diese Molluskenassoziation entspricht den Assoziationen der *Oncophora*-Schichten in Bayern oder Mähren und bestätigt die Einstufung der Traisen-Formation ins obere Ottnangium.

Die Typuslokalität (Haltepunkt E2/4)

Der Aufschluss Prater im nördlichen Stadtgebiet von St. Pölten wurde als Typusprofil für die Beschreibung der Traisen-Formation (Abb. 8, 9; GEBHARDT et al., 2013) ausgewählt. Rund 18 m gelblichgraue, massige Feinsand- und Mittel bis Grobsandlagen repräsentieren hier die sandsteindominierte Fazies der Traisen-Formation.

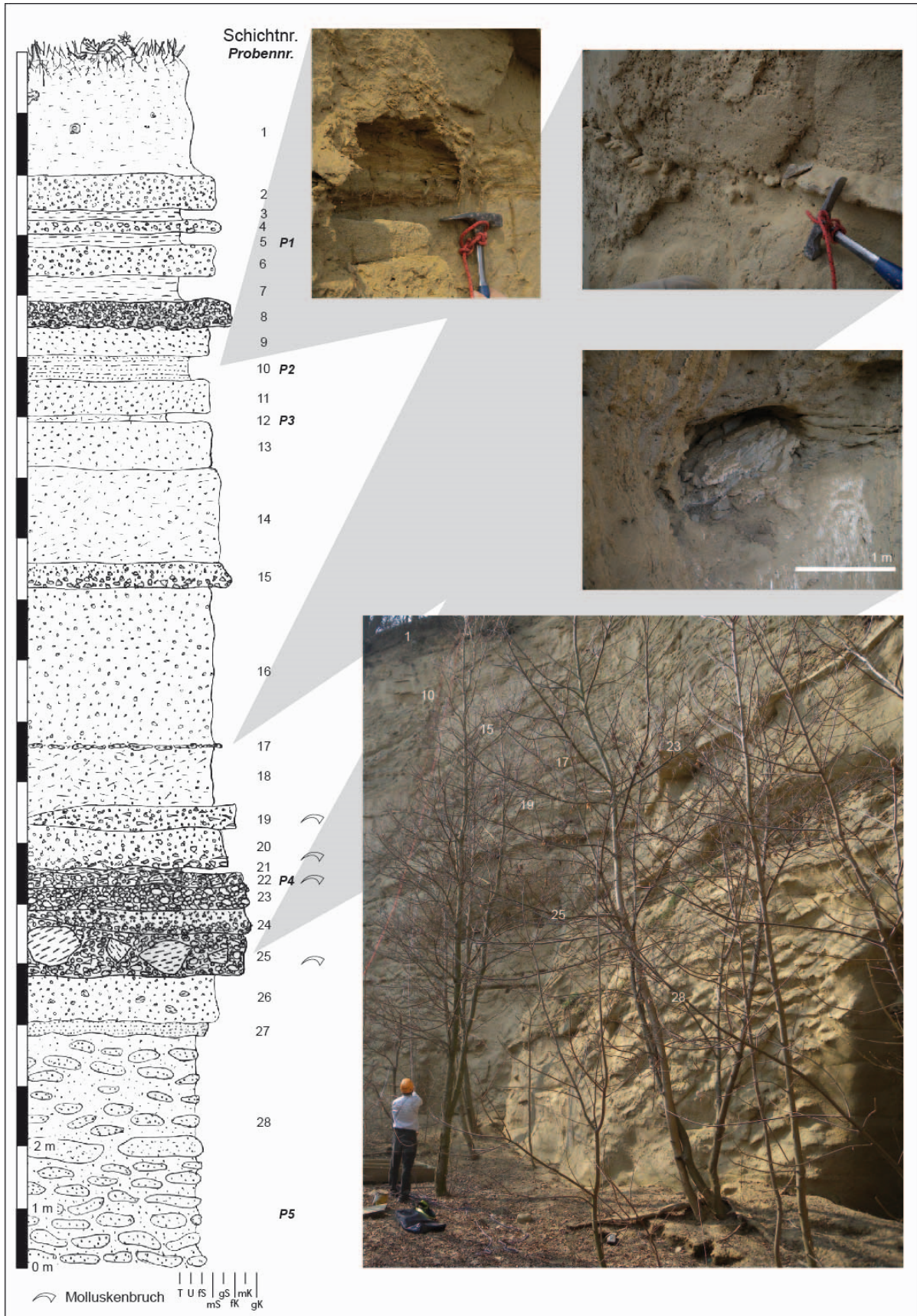


Abb. 8: Typusprofil der Traisen-Formation (aus GEBHARDT et al., 2013).

Im ca. 4 m mächtigen Feinsandstein im unteren Teil des Aufschlusses befinden sich harte, bis mehrere m große Sandsteinkonglomerate. In der Mitte des Profils ist eine breite und flache Rinnenstruktur mit umgelagerten, dm-großen Tonklasten zu sehen. Nach Korngrößenanalysen von Proben aus dem Profil am Prater reicht das Spektrum der Sedimente von tonig-sandigem Silt bis zu kiesigen Sand- und Gerölllagen. Das Profil ist im Hangenden von ca. 2 m mächtigem pleistozänem Löss mit Lössschnecken und Kalkkonglomeraten überdeckt (Abb. 8, 9).



Abb. 9: Übersicht über die Typlokalität der Traisen-Formation.

Das Ablagerungssystem

Aus den Sedimentstrukturen in den klastischen Ablagerungen der Traisen-Formation wie z.B. ebene Lamination, Entwässerungsstrukturen (Abb. 10) und Tonklasten („rip-up clasts“, Abb. 9) kann eine Ablagerung in einem hochenergetischem Bereich abgeleitet werden. Die endemische Molluskenassoziation von Rassing weist auf die Ablagerung im flachem Subtidal eines Brackwassersees mit Salinitäten von höchstens 18-19 ppm hin (MANDIC & ĆORIĆ, 2007). Der Bereich des Vorkommens der Traisen-Formation wurde bisher als Teil eines größeren Seesystems betrachtet, daß während des unterem Miozäns bestand (genauer: oberes Oligänium, mittleres Burdigalium; HARZHAUSER & MANDIC, 2008). Es würde einen „sea level lowstand“ während des TB 2.1-Zyklus widerspiegeln (HAQ et al., 1988). Dem widersprechen allerdings die hochenergetischen Rinnenablagerungen und die ausschließlich umgelagerten Molluskenassoziationen. Daher sind andere, durch weitere Forschungsarbeiten näher zu spezifizierende, Ablagerungssysteme wahrscheinlicher.

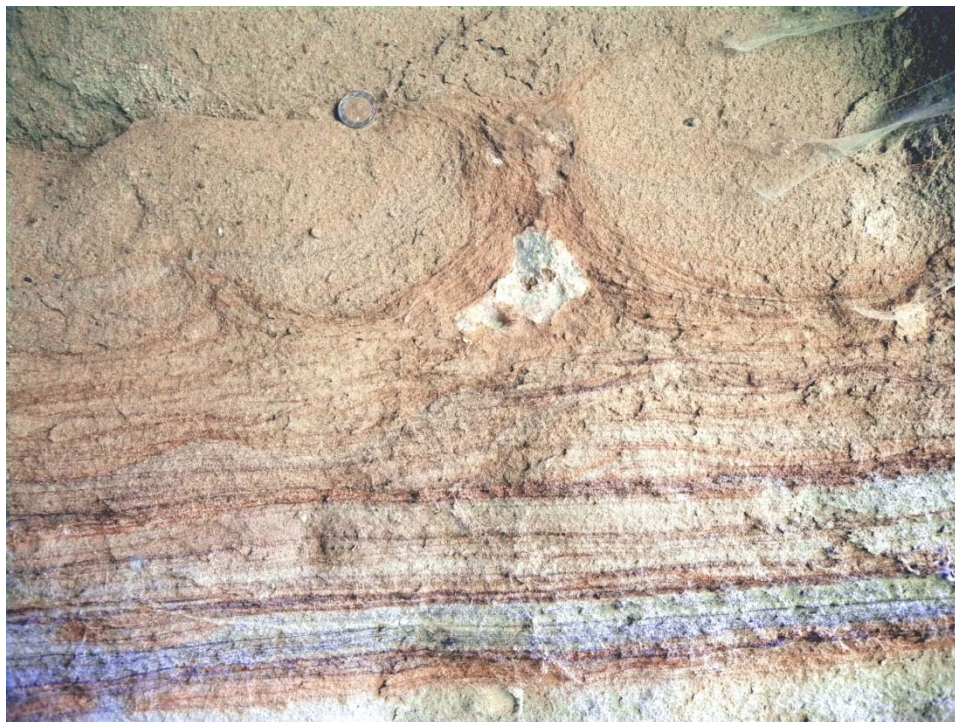


Abb. 10: Entwässerungsstruktur aus dem unteren Teil der Aufschlüsse im Prater von St. Pölten (entspricht Einheit 28 in Abb. 9).

Haltepunkt E2/5:

Kiesgrube „Jägerbau“, Viehofener Kogel

(Bearbeiter: S. ĆORIĆ)

Ortsangabe: ÖK 56 Blatt St. Pölten, am Viehofener Kogel, nördlich von St. Pölten, 1 km westlich von Oberradlberg, (BMN M34 R: 699812 H: 34512, WGS84 E: 15°39'27,4", N: 48°14'26,5").

Thema: Hollenburg-Karlstetten-Formation am Viehofener Kogel.

Lithostratigraphische Einheiten: Hollenburg-Karlstetten-Formation und Traisen-Formation (*Oncophora*-Schichten).

Alter: Mittelmiozän, Unterbadenum, Obere Lagenidenzone; Langhium (Hollenburg-Karlstetten-Formation) und oberes Ottnangium (Traisen-Formation).

Am Nordrand des Blattes ÖK 56, genauer am Viehofener Kogel nördlich St. Pölten, befindet sich ein extrem grobklastischer, maximal 8 m mächtiger Sedimentkörper mit der Basis in einer absoluten Höhe von 315 m oder ungefähr 75 m über dem heutigen Traisenniveau (Abb. 11). Das polymikte, teilweise konglomerierte Blockwerk wurden ursprünglich von FUCHS (1972) und HAUER (1993) als die ältesten quartären (prä-Günz) Ablagerungen in der Umgebung von

St. Pölten bezeichnet. Bei den Komponenten in der Kiesgrube handelt es sich überwiegend um kalkalpines Material (Abb. 12-14), vor allem Hauptdolomit, Kössener Schichten (mit häufigen Schalenquerschnitten), Quarzit, Lunzer Schichten und Hollensteiner Konglomerate (münd. Mitteilung G. WESSELY). In unterem Teil des Profils kommen auch sehr häufig Sandsteingerölle aus der Flyschzone vor. Dabei handelt es sich vor allem um angerundete bis gut gerundete, fein- und mittelkörnige Sandsteinblöcke, die oft mehr als einen Meter groß sind. Seltener treten auch bis 40 cm große, überwiegend eckige, leicht verfestigte Ton- und Sandklasten aus der unterlagernden Traisen-Formation (*Oncophora*-Schichten) auf. Gefügeelemente wie Gradierung oder Schichtung sind nur selten und undeutlich ausgeprägt, die großen Gerölle lassen aber häufig Imbrikation erkennen, ansonsten erscheint das Sediment weitgehend chaotisch. Die Matrix ist mittel- bis grobsandig entwickelt. Zwischen den Geröllen tritt gelegentlich ein hellgrauer kalzitischer Zement auf. Im Nordteil der Grube sind außerdem im hangenden Bereich massive Caliche-Bildungen vorhanden.

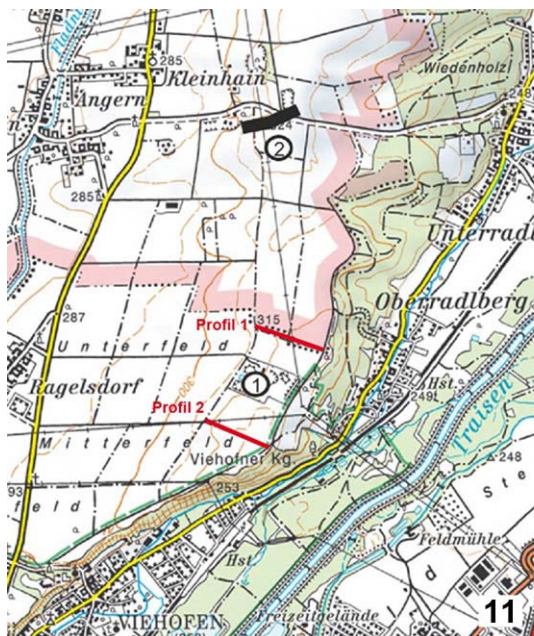


Abb. 11: Kiesgrube „Jägerbau“ (1); EVN Gasleitung (2) und Geoelektrikprofile (siehe auch Abb. 19).

Abb. 12: Breites Geröllespektrum der Konglomerate der Hollenburg-Karlstetten-Formation.

Die beschriebenen Grobklastika überlagern diskordant die Sedimente der Traisen-Formation (Abb. 13). Diese wird im gegenständlichen Aufschluss von grünlichen, in der Regel 30-80 cm mächtigen, schwach verfestigten, fein- bis mittelkörnigen Sandpaketen aufgebaut, die in Wechsellagerung mit 10-40 cm mächtigen Pelitpaketen stehen. In den sandigen Lagen der Traisen-Formation treten linsen- und kugelförmige Konkretionen von teilweise mehreren Metern Durchmesser auf (Abb. 15). Neben ebener Lamination als dominanter Sedimentstruktur konnten mehrfach Dezimeter-große syndesimentäre Entwässerungsstrukturen beobachtet werden (Abb. 16). In den grobklastischen Sedimenten der Kiesgrube „Jägerbau“ konnten keine Fossilien gefunden werden.



Abb. 13: Gut geschichtete Ablagerungen der Traisen-Formation (*Oncophora*-Schichten) mit Konglomeraten der Hollenburg-Karlstetten-Formation im Hangenden.



Abb. 14: Konglomerate der Hollenburg-Karlstetten-Formation in der Grube „Jägerbau“.



Abb. 15: Sandsteinkonkretionen aus der Traisen-Formation und Flyschgerölle aus der Hollenburg-Karlstetten-Formation.



Abb. 16: Syntsedimentäre Entwässerungsstrukturen in Traisen-Formation.

Im Jahr 2012 schloss die Trasse des Bauloses B der EVN-Gasleitung Westschiene 1,6 km nördlich der Kiesgrube „Jägerbau“ (Abb. 11), in 315 m Seehöhe, auf einer Länge von 150 m graue Mergel mit gut gerundeten Geröllen auf. Die Komponenten sind hier maximal 40 cm groß und bestehen überwiegend aus kalkalpinem Material und Flyschsandstein. Diese Abfolge liegt wiederum mit einer Erosionsdiskordanz über Sedimenten der Traisen-Formation (*Oncophora*-Schichten) und kann ebenfalls der Hollenburg-Karlstetten-Formation zugeordnet werden (Abb. 17, 18). Die Schichtlücke zwischen Traisen-Formation und Hollenburg-Karlstetten-Formation umfasst das gesamte Karpatium.



Abb. 17: Konglomerate der Hollenburg-Karlstetten-Formation in der EVN Gasleitung 1,6 km nördlich der Grube „Jägerbau“.

Im Zuge der geologischen Kartierung wurden am Viehofener Kogel zwei geoelektrische Profile gelegt (Abb. 11, 19). In den Profilen 1 und 2 zeichnet sich eine N-S verlaufende flache Rinne ab. In den Profilen ist eine deutliche Abgrenzung zwischen den chaotischen Grobklastika und den gut geschichteten, feinkörnigeren Sedimenten der Traisen-Formation im Liegenden sichtbar. Die Basis der Grobklastika konnte in 315 m Seehöhe festgestellt werden.

Die grobklastischen Sedimente in der Grube „Jägerbau“ führen Gerölle bis über 1 m Durchmesser. Eine schwach ausgeprägte Dachziegellagerung besonders der Großgerölle und die rinnenförmige Struktur der Kieskörper weist auf eine Schüttungsrichtung von Süden nach Norden hin. Der Aufschluss liegt gegenwärtig und vermutlich auch bereits zur Zeit der Ablagerung der Hollenburg-Karlstetten-Formation rund 6 km (in Nord-Süd-Richtung) vom Nordrand der Rhenodanubischen Flyschzone entfernt. Der Transport der Sedimente über diese Mindestdistanz (die kalkalpinen Gerölle müssen natürlich entsprechend weiter transportiert worden sein) könnte in hochkonzentrierten Suspensionströmen erfolgt sein, wie diese – klimatisch ins Wärmeoptimum des Badenium passend – in Form von Schichtfluten in (semi-)ariden Gebieten mit episodischen Starkniederschlagsereignissen bekannt sind. Die dabei gebildeten Sedimente werden als Fanglomerate bezeichnet.

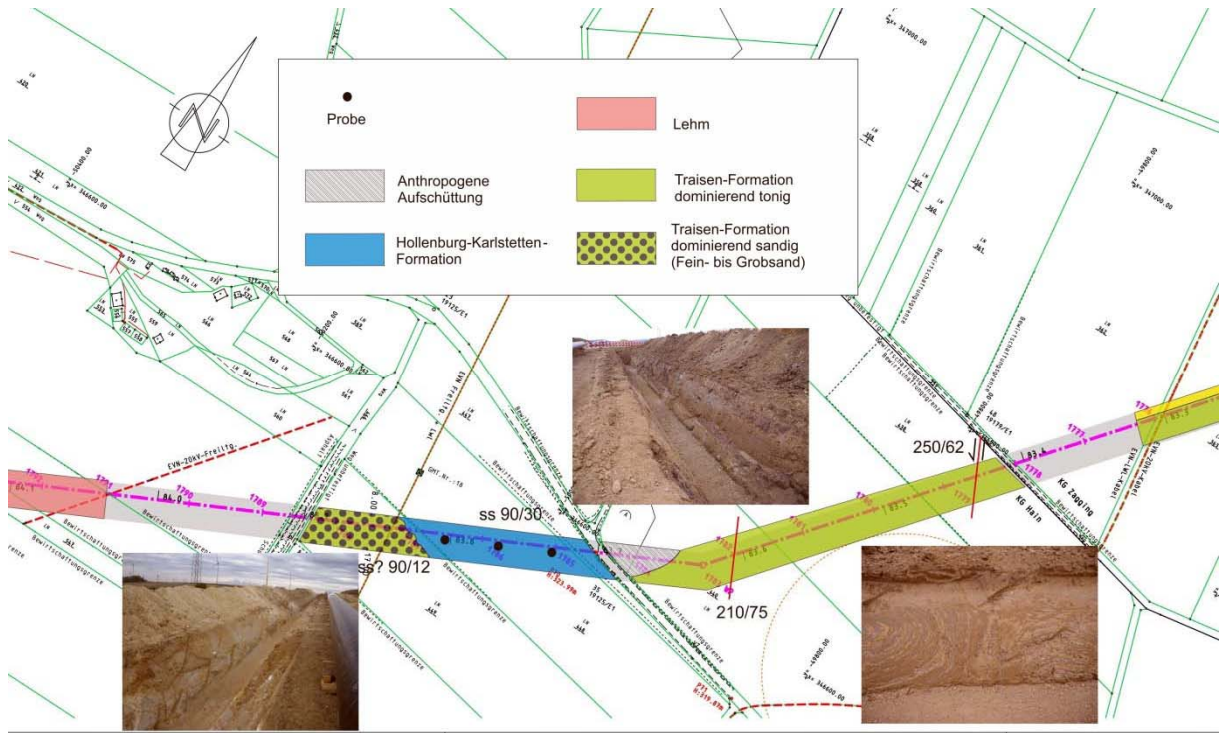


Abb. 18: Verlauf der Künette für die Gasleitung der EVN 1,6 km nördlich der Kiesgrube „Jägerbau“.

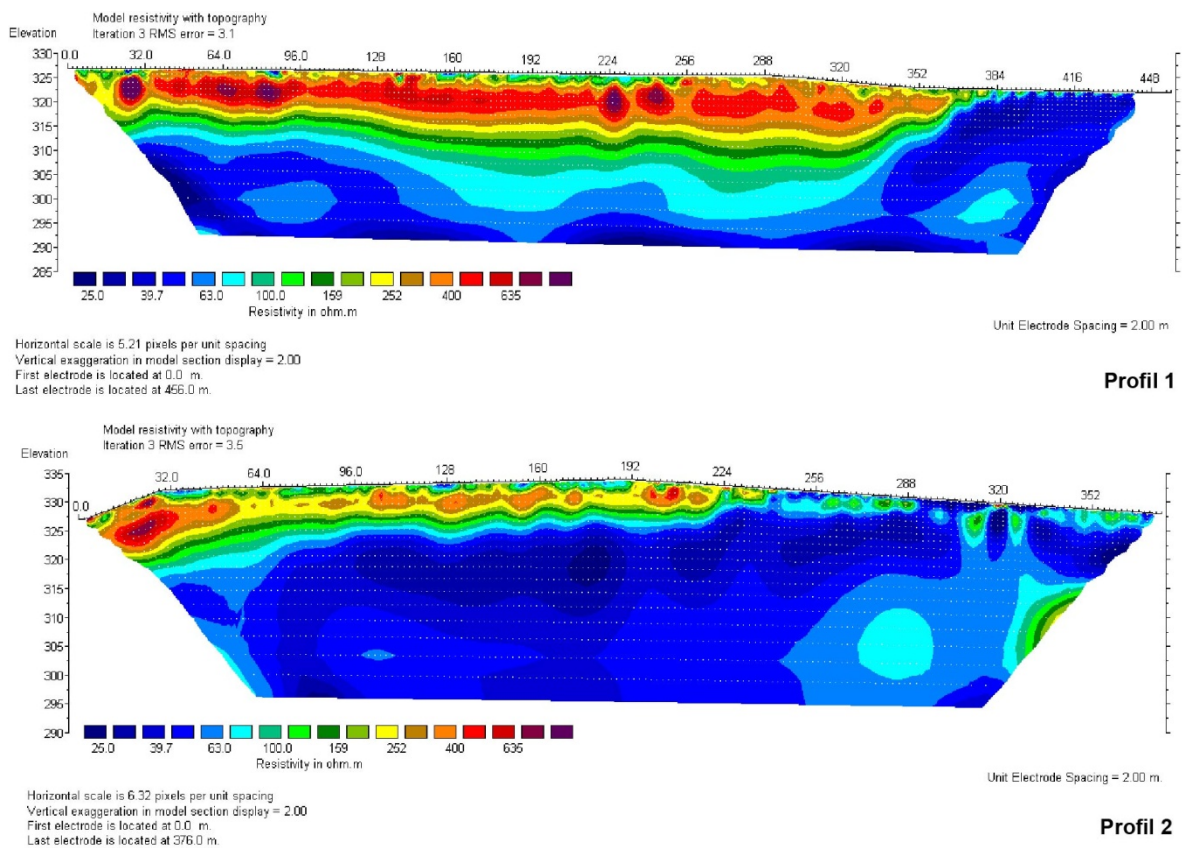


Abb. 19: Die Inversionsergebnisse der geoelektrischen Messungen entlang Profile 1 und 2 auf dem Viehofener Kogel (JOCHUM & ITA, 2008).

Auch die Caliche-Bildungen im Nordteil der Grube passen ins Bild der trocken-warmen Klimabedingungen, warum diese im Südteil der Grube nicht entwickelt sind, stellt allerdings eine offene Frage dar. Das Fehlen von Fossilien erlaubt keine genaue Alterseinstufung der Grobklastika am Viehofener Kogel. Die Einstufung ins Unterbadenum erfolgt aufgrund der Parallelisierung mit den lithologisch sehr ähnlichen und mikropaläontologisch entsprechend eingestuften Grobklastika im Bereich Großrust/Oberwölbling auf dem nördlich anschließenden Kartenblatt ÖK 38 Krems (FUCHS et al., 1984). Die grobklastischen Sedimente am Viehofener Kogel stellen das bis jetzt südlichste bekannte Vorkommen von Sedimenten der Hollenburg-Karlstetten-Formation dar.

Haltepunkt E2/6:

Untermamau - Sandgrube Spring

(Bearbeiter: R. ROETZEL, H. G. KRENMAYR, S. ĆORIĆ & F. RÖGL)

Ortsangabe: ÖK 38 Krems. Sandgrube der Fa. Spring, ca. 900 m nordwestlich von Untermamau, ca. 250 m südwestlich der Heimkehrerkapelle (BMN M34 R: 695915, H: 346776; WGS84 E: 15°36'13,5", N: 48°15'25,3").

Bohrung Schaubing NÖ 03, 190 m südwestlich der Kapelle Schaubing, ca. 40 m westlich der Straße nach Flinsdorf. (BMN M34 R: 696918, H: 346862; WGS84 E: 15°37'02,1", N: 48°15'28,3").

Themen: Sedimentologie und Fazies der Melker Sande über Kristallin und Überlagerung durch Älteren Schlier. Erosionsdiskordanz und transgressive Überlagerung durch *Robulus*-Schlier. Schichtfolge der Bohrung Schaubing NÖ 03.

Lithostratigrafische Einheiten: „Linz-Melk-Formation“ (Melker Sande), Älterer Schlier, *Robulus*-Schlier, Traisen-Formation („*Oncophora*-Schichten“).

Alter: Oberligozän-Untermiozän: Egerium (Melker Sande, Älterer Schlier), Ottnangium (*Robulus*-Schlier, Traisen-Formation).

Beschreibung

Nordwestlich von St. Pölten treten nördlich bis nordwestlich von Untermamau Sedimente aus dem Egerium und Ottnangium auf. Östlich einer Granulitaufragung liegen an der Basis Sande der „Linz-Melk-Formation“, die lokal von einem Erosionsrelikt von Älterem Schlier überlagert werden. Über einer Diskordanz folgt der *Robulus*-Schlier und in dessen Hangendem Sedimente der Traisen-Formation („*Oncophora*-Schichten“) (vgl. FUCHS, 1972; FUCHS et al., 1984). Der Großteil dieser Schichtfolge ist in einer Sandgrube nordwestlich von Untermamau einsehbar (vgl. KRENMAYR, 2002).

Der Abbau in der Grube Spring erschließt die Transgressionsfläche der „Linz-Melk-Formation“ (Melker Sande) über dem Granulit der Böhmisches Masse. Vertiefungen im geklüfteten Kristallinrelief sind mit grobsandig-kiesigem Material verfüllt. Unmittelbar über dem Kristallin zeigen die Sande einen etwa ein Meter mächtigen Bereich mit dichter Bioturbation. Ansonsten wirken die bis zu 16 m mächtigen Sande weitgehend strukturlos. Der Sand enthält zahlreiche, kleine, unregelmäßig geformte Konkretionen. Der hangende Anteil der Sande zeigt bereits die typische Lithologie des Übergangsbereichs in den Älteren Schlier in Form sehr schlecht sortierter, feinsandiger, z.T. sogar siltiger Grobsande bis Feinkiese.

In der Nordostecke der Grube sind über den Sanden noch wenige Meter der Beckenfazies des Älteren Schliers erhalten, die durch nachfolgende Erosion lateral auskeilen (Abb. 20). Es handelt sich um dunkelbraune bis schwarze, kleinstückig zerfallende, feinsandig-siltige Pelite mit guter Schichtung, die auch die typisch laibförmigen Mergelsteinkonkretionen enthalten.

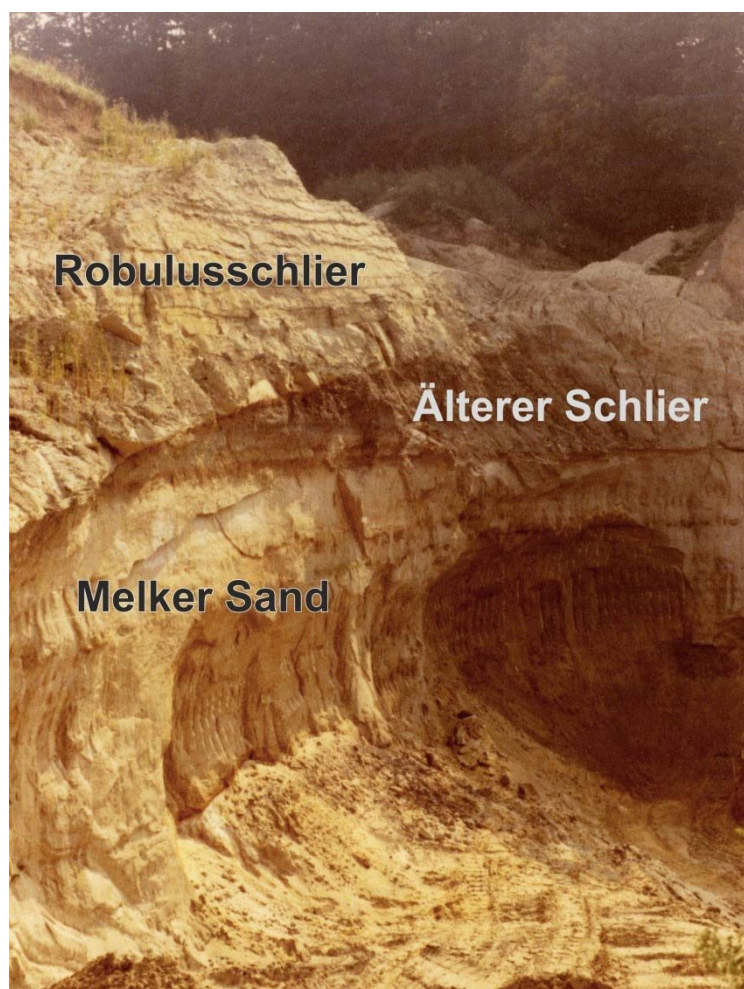


Abb. 20: Sandgrube Spring Untermamau. Winkeldiskordanz zwischen Melker Sand/Älteren Schlier und *Robulus*-Schlier.

Nach einer Schichtlücke folgt über einer Erosionsfläche mit einer Winkeldiskordanz der *Robulus*-Schlier des unteren Ottnangiums (Abb. 20). Unmittelbar über der Grenzfläche ist ein etwa

ein Meter mächtiger grobklastischer Horizont entwickelt, der zahlreiche aufgearbeitete Konkretionen aus dem Älteren Schlier enthält. Der *Robulus*-Schlier ist in seiner typischen Lithologie als monotone Abfolge von grauen, glimmerigen, schwach feinsandig-siltigen Mergeln entwickelt, in der sich feinlamierte und durch dichte Bioturbation weitgehend entschichtete Sedimentpakete im Dezimeter-Bereich vielfach abwechseln.

Die für das Ottnangium typische, kleinwüchsige Mikrofauna des *Robulus*-Schliers zeigt einen hohen Anteil planktischer Foraminiferen und eine reiche benthische Fauna, die auf einen Ablagerungsbereich im tiefen Sublitoral, in kühlem Wasser hindeutet. Im Plankton treten vor allem *Globigerina lentiana*, *G. ottnangiensis*, *G. praebulloides* und *G. steingeri* auf. Das Benthos setzt sich aus *Fontbotia wuellerstorfi*, *Lenticulina melvilli*, *Cibicidoides choproviensis*, *C. lopjanicus*, *C. ungerianus*, *Ammonia pseudobeccarii*, *?Charltonina* sp., *Caucasina cylindrica*, *Pullenia bulloides*, *Nonion commune* und *Elphidium minutum* zusammen. Zur Begleitfauna zählen Schwammspikel, Radiolarien, Diatomeen und selten Ostrakoden. Auch dünnschalige, grabende Mollusken sind anzutreffen.

Kalkiges Nannoplankton

Aus dem *Robulus*-Schlier im Aufschluss Untermamau wurde das kalkige Nannoplankton von drei Proben untersucht. Diese Proben enthalten eine gut erhaltene, kalkige Nannoflora mit einem hohen Anteil von *Coccolithus pelagicus* und *Helicosphaera ampliaperta*, die auf einen hohen Nährstoffgehalt in einem vollmarinen Milieu hinweisen. Die Einstufung in die Zone NN3/NN4 (MARTINI, 1971) erfolgte aufgrund des Auftretens von *Helicosphaera ampliaperta*, *Helicosphaera scissura* und dem Fehlen von *Triquetrorhabdulus carinatus* und *Sphenolithus heteromorphus*. Da der Zonenmarker *Sphenolithus belemnus* in den Proben nicht vorhanden ist, ist die Abgrenzung von NN3 zu NN4 nicht durchführbar. Die für das Eggenburgium/Ottnangium in der Zentralen Paratethys typische, endemische Form *Reticulofenestra excavata* konnte ebenfalls beobachtet werden. Dadurch konnte die ursprüngliche, von C. MÜLLER (in ROETZEL et al., 1983) durchgeführte Einstufung in die Zone NN2/NN3 revidiert werden. In den Proben wurden auch selten Umlagerungen aus der Oberkreide (Campan/Maastricht) mit *Arkhangelskiella cymbiformis* und *Prediscosphaera cretacea* festgestellt. Die Florenliste *Robulus*-Schlier von Untermamau beinhaltet: *Coccolithus pelagicus*, *Coccolithus* sp., *Cyclicargolithus floridanus*, *Helicosphaera ampliaperta*, *H. carteri*, *H. euphratis*, *H. scissura*, *Reticulofenestra excavata*, *R. minuta*, *R. pseudoumbilicus*, *Sphenolithus moriformis* und *Zygrhablithus bijugatus*. An Umlagerungen aus Campanium/Maastrichtium wurde gefunden: *Arkhangelskiella cymbiformis*, *Micula decussata*, *Prediscosphaera cretacea* und *Watznaueria barnesae*.

Bohrung Schaubing NÖ 03

Ungefähr 1 km östlich der Grube Spring, südwestlich von Schaubing wurde 1985 im Rahmen der Kohleprospektion am Südostrand der Böhmisches Masse die Bohrung Schaubing NÖ 03

bis in eine Tiefe von 146 m abgeteuft. Diese Bohrung traf an der Basis ab 130,97 m auf Granulit mit einer ca. 6 m mächtigen, tonig-sandigen Verwitterungsschwarte.

Mit einem schmalen basalen Geröllhorizont folgten über der Verwitterungsschwarte bis 111,9 m ca. 19 m dünn geschichtete, graue, tonige Silte mit geringmächtigen, sandigen Einschaltungen. Die Pelite führten häufig Fischschuppen und andere Fischreste sowie dünnschalige Bivalven. Die in Horizonten auftretende geringe, kleinwüchsige und verdrückte Foraminiferenfauna enthält im Plankton *Globigerina* cf. *ottnangiensis* und *G.* cf. *steiningeri* und im Benthos *Sigmoilinita* sp., *Bolivina dilatata*, *B.* cf. *subtumida*, *B.* cf. *korynoides*, *Cibicoides lopjanicus*, *Globocassidulina* sp., *?Ammonia* sp. und *Nonion* sp.. Das Nannoplankton (det. J. KRHOVSKY, Prag) mit *Helicosphaera kamptneri*, *H. ampliapertura*, *Reticulofenestra pseudo-umbilicus*, *R. gelida*, *Calcidiscus leptoporus* und *Geminilithella rotula* ermöglicht eine Einstufung in die Nannoplanktonzone NN4. Die Sedimente können damit mit dem *Robulus*-Schlier des unteren Ottnangiums korreliert werden.

Über dem *Robulus*-Schlier lagen bis 70,6 m mehr als 41 m sehr einheitliche, hellgraue, mm-dünn geschichtete Silte mit vielen Fischschuppen und seltenen kleinen Bivalven auf den Schichtflächen. Die großteils als „*Meletta*-Schlier“ ausgebildeten Sedimente führen auch hier bei 104 m eine ärmliche Foraminiferenfauna mit *Globigerina* cf. *steiningeri*, *G. ottnangiensis*, *Cassigerinella boudecensis*, *Tenuitella* sp. sowie *Pseudotriloculina* sp. und *Bolivina* sp. und bei 70,9 m meist pyritisierte Bolivinen (*Bolivina* cf. *korynoides*). Damit ist auch hier die Einstufung in das Ottnangium möglich, wobei am ehesten eine Parallelisierung mit der Fazies der Zellerndorf-Formation nördlich der Donau möglich ist.

Von 70,6 m bis 66,4 m waren darüber etwas mehr als 4 m meist karbonat- und fossilfreie, dunkelgraue Tone und mittelgraue Silte aufgeschlossen, die danach bis ca. 42 m von ca. 24 m mächtigen, ebenflächig geschichteten, kalkfreien, grauen Silten mit glimmerigen Feinsandzwischenlagen und seltenen Fischresten überlagert waren. Der oberste Teil der Bohrung erschloss eine 40 m mächtige intensive Wechsellagerung aus meist karbonatfreien, glimmerreichen, siltigen Fein- bis Mittelsanden und tonig-feinsandigen Silten. Diese hangende, ungefähr 70 m mächtige, kalkfreie Sedimentfolge kann der Traisen-Formation („*Onco-phora*-Schichten“) aus dem oberen Ottnangium zugeordnet werden. Das Bohrprofil wurde von einer 2 m mächtigen quartären Bedeckung abgeschlossen.

Interpretation

Die Schichtfolge in der Sandgrube Spring zeigt an der Basis die Sedimente der oberoligozänen Meerestransgression. Über dem Kristallin der Böhmisches Masse (Granulit) liegt ein grobklastisches Transgressionssediment, das nach oben in die Sande der „Linz-Melk-Formation“ in massiger Ausbildung übergeht. In dieser Grube konnten keine aussagekräftigen Sedimentstrukturen festgestellt werden. In vergleichbaren Sandgruben in der näheren Umgebung wurden in diesem Abschnitt der Schichtfolge großdimensionale Schrägschichtungsstrukturen

erkannt, die vermuten lassen, dass auch diese scheinbar massigen und sehr schlecht sortierten Sandpakete aus subaquatischen Dünen hervorgegangen sind. Darüber erfolgt der Übergang in die oberoligozäne Beckenfazies des Älteren Schliers.

Über einer deutlichen Erosionsdiskordanz folgen in der Grube Spring feinsandig-siltige Ablagerungen des *Robulus*-Schliers aus dem unteren Ottnangium. Die Schichtlücke an dessen Basis umfasst mindestens das gesamte Eggenburgium. Der basale Aufarbeitungshorizont enthält in der Grube Spring nur Komponenten des Älteren Schliers. Zeitgleiche Aufschlüsse in diesem Raum in der Mauer-Formation (vgl. Exkursionspunkte Pielachhäuser und Mauer) enthalten jedoch auch aufgearbeitete Komponenten mit einer Molluskenfauna aus dem Eggenburgium (vgl. FUCHS, 1964, 1972; AMRY, 1994; KRENMAYR, 2003c), die das ehemalige Vorhandensein, danach jedoch die vollkommene Erosion der Sedimente aus dem Eggenburgium in diesem Raum belegen. Mithilfe des kalkigen Nannoplanktons kann der *Robulus*-Schlier relativ ungenau in die Nannoplanktonzone NN3/NN4 (MARTINI, 1971) eingestuft werden. Eine genauere biostratigrafische Einstufung des *Robulus*-Schliers in das Untere Ottnangium ermöglicht jedoch die Foraminiferenfauna. Sedimentstrukturen, Mikro- und Makrofauna im *Robulus*-Schlier weisen auf ein flaches, vollmarines Meeresbecken mit schwachen Bodenströmungen hin. Da man in der Paratethys zur Zeit des Unteren Ottnangium von keinem Schelf-Kontinentalhang-Beckenprofil mehr sprechen kann, hat der fazielle Vergleich mit Sedimenten eines mittleren bis tiefen Schelfbereiches nur bedingte Gültigkeit.

In der Bohrung Schaubing NÖ 03 liegt der *Robulus*-Schlier des unteren Ottnangium direkt über dem Kristallin und geht nach oben in sehr monotone Fischschuppen-reiche Pelite („*Meletta*-Schlier“) über, die faziell mit der Zellerndorf-Formation nördlich der Donau verglichen werden können. Sedimente des mittleren Ottnangium konnten im Unterschied zu Oberösterreich bisher in Niederösterreich biostratigrafisch nicht nachgewiesen werden. Unklar ist, ob diese der Erosion zum Opfer fielen oder biostratigrafisch nicht abgrenzbar sind. Möglich erscheint auch, dass die Fischschuppen-reiche Fazies („*Meletta*-Schlier“) über dem *Robulus*-Schlier in der Bohrung Schaubing diesem Zeitabschnitt entspricht. Im Bahneinschnitt nordwestlich von St. Pölten, südöstlich der Mooshöfe (Blatt 56 St. Pölten), wurde jedenfalls eine Erosionsdiskordanz direkt über tonigen Einschaltungen der Prinzersdorf-Formation (unteres Ottnangium) festgestellt. Darüber lagen kalkfreie Ablagerungen der Traisen-Formation („*Oncophora*-Schichten“), die bereits ins obere Ottnangium eingestuft werden. Letztere wurden in der Bohrung Schaubing NÖ 03 als hangendstes Schichtglied mit einer Mächtigkeit von nahezu 70 m erbohrt.

Literatur

ABEL, O. (1904): Studien in den Tertiärbildungen des Tullner Beckens. - Jb. Geol. R.-A., 53, 91-140.

AMRY, D.D. (1994): Die Molluskenfauna aus dem Eggenburgium (Unter-Miozän) der „Blockschichten“ (Felsformation) vom Raum Melk-Krems (Niederösterreich). - 73 S., Unveröff. Dipl.-Arbeit Univ. Wien.

BMWFJ (BUNDESMINISTERIUM FÜR WIRTSCHAFT, FAMILIE UND JUGEND) (2012): Österreichisches Montanhandbuch. - 291 S.

CŽJŽEK, J. (1853): Geologische Zusammensetzung der Berge bei Mölk, Mautern und St. Pölten in Niederösterreich. - Jb. Geol. R.-A., 4, 264-283.

ELLISON, F. (1942): Das Tertiär von Melk und Loosdorf. - Mitt. Alpenländischen Geol. Vereins, 33, 35-86.

FAUPL, P. & ROETZEL, R. (1987): Gezeitenbeeinflusste Ablagerungen der Innviertler Gruppe (Otnangien) in der oberösterreichischen Molassezone. - Jb. Geol. B.-A., 130, 415-447.

FUCHS, T. (1868): Conchylien aus dem Braunkohlenschurf mit *Cerithium margaritaceum* BROCC. bei Pielach nächst Melk. - Verh. Geol. R.-A., 1868, 216-217.

FUCHS, W. (1962): Bericht 1961 über Aufnahmen auf Blatt Obergrafendorf (55). - Verh. Geol. B.-A., 1962, A24-A26.

FUCHS, W. (1964): Tertiär und Quartär der Umgebung von Melk. - Verh. Geol. B.-A., 1964, 283-299.

FUCHS, W. (1968): Bericht 1966 über Aufnahmen auf den Blättern Obergrafendorf (55), St. Pölten (56), Spitz (37) und Krems (38). - Verh. Geol. B.-A., 1967, A24-A26.

FUCHS, W. (1969): Bericht 1968 über Aufnahmen auf den Blättern Obergrafendorf (55), St. Pölten (56) und Krems (38). - Verh. Geol. B.-A., 1969, A28-A31.

FUCHS, W. (1972): Tertiär und Quartär am Südostrand des Dunkelsteiner Waldes. - Jb. Geol. B.-A., 115, 205-245.

FUCHS, W., GRILL, R., MATURA, A. & VASICEK, W. (1984): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 38 Krems. - Geol. B.-A.

FÜRLINGER, W. & STADLMANN, T. (2002): Tunnel der HL-AG an der Westbahnstrecke Melk-Wachberg und Wienerwald. - In: SCHWAIGHOFER, B. & SCHNEIDER, J.F.: Baugeologisches Seminar: Vorträge 2000/01. - Mitt. Inst. Angew. Geol., Angew. Geowiss., 12, 41-64.

FUTTERER, E. (1978): Studien über Einregelung, Anlagerung und Einbettung biogener Hartteile im Strömungskanal. - N. Jb. Geol. Paläontol. Abh., 156, 87-131.

GEBHARDT, H., ČORIĆ, S., KRENMAYR, H.G., STEININGER, H. & SCHWEIGL, J. (2013): Neudefinition von lithostratigrafischen Einheiten des oberen Otnangium (Untermiozän) in der alpidisch-karpatischen Vortiefe Niederösterreichs: Pixendorf-Gruppe, Traisen-Formation und Dietersdorf-Formation. - Jb. Geol. B.-A., 153/1-4, in Druck.

GRILL, R. (1956): Aufnahmen 1955 auf den Blättern Krems a. d. Donau (38), Obergrafendorf (55) und St. Pölten (56). - Verh. Geol. B.-A., 1956, 42-46.

HAQ, B.U., HARDENBOL, J. & VAIL, P.R. (1988): Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea level changes. In: WILGUS, C.K. (Ed.): Sea-level Changes - An Integrated Approach. - SEPM Spec. Publ., 42, 71-108.

HARZHAUSER, M. & MANDIC, O. (2001): Late Oligocene gastropods and bivalves from the Lower and Upper Austrian Molasse Basin. - In: PILLER, W.E. & RASSER, M.W. (Eds.): Paleogene of the Eastern Alps. - Österr. Akad. Wiss., Schriftenr. Erdwiss. Komm., 14, 671-795.

HARZHAUSER, M. & MANDIC, O. (2008): Neogene lake systems of Central and South-Eastern Europe: Faunal diversity, gradients and interrelations. - *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 260, 417-434.

HAUER, F. (1993): Quartär- und hydrogeologische Bearbeitung des Beckens von St. Pölten (Niederösterreich). - 97 S., Diplomarbeit an der Formale-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Wien.

JOCHUM, B. & ITA, A. (2008): Geoelektrische Messungen bei St. Pölten (NÖ) 2008. - 26 S., hausinterner Bericht, Geol. B.-A.

KRENMAYR, H.G. (2002): Untermamau - Sandgrube Spring. - In: KRENMAYR, H.-G. & ROETZEL, R.: Exkursionen in die niederösterreichische Molassezone südlich der Donau. - *Molasse-Treffen 2002*, Wien 5.-7. April 2002, 5 S.

KRENMAYR, H.G. (2003a): Bericht 2001 und 2002 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 55 Obergrafendorf. - *Jb. Geol. B.-A.*, 143, 461-464.

KRENMAYR, H.G. (2003b): Bericht 2002 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 57 Neulengbach. - *Jb. Geol. B.-A.*, 143, 464-465.

KRENMAYR, H.G. (2003c): Bericht 2000 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 55 Obergrafendorf. - *Jb. Geol. B.-A.*, 143, 351-353.

KRENMAYR, H.G. & ROETZEL, R. (2000a): Mega-scale cross-stratified beds in tide-influenced Egerian sands of the Austrian Molasse. - *Meeting of the Molasse Group, Abstracts*, Kempten (Allgäu), April 2000, S. 20.

KRENMAYR, H.G. & ROETZEL, R. (2000b): Die lithostratigraphische Formalisierung der Melker- und Linzer Sande: Die „Linz-Melk-Formation“. - *Austrostrat 2000*, 24.-26. November 2000 Gossendorf/Stmk. Vortragskurzfassungen und Exkursionsführer. - *Ber. Inst. Geol. Pal. Karl-Franzens-Univ. Graz*, 2, S.10.

MANDIC, O. & ČORIĆ, S. (2007): Eine neue Molluskenfauna aus dem oberen Ottnangium von Rassing (NÖ) - taxonomische, biostratigraphische, paläoökologische und paläobiogeographische Auswertung. - *Jb. Geol. B.-A.*, 147, 387-397.

MARTINI, E. (1971): Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. - *Proceedings of the II Planktonic Conference*. - 739-785, Ed. Tecnoscienza.

NOWACK, E. (1921): Studien am Südrand der Böhmisches Masse. - *Verh. Geol. St.-A.*, 1921, 37-47.

POSCH-TRÖZMÜLLER, G., PERESSON, M., ATZENHOFER, B., ČORIĆ, S., EGGER, H., HASLINGER, E., HEINRICH, M., KOLLARS, B., LIPIARSKI, P., MOSHAMMER, B., RABEDER, J. & ROETZEL, R. (2009): Begleitende geowissenschaftliche Dokumentation und Probenahme an Bauvorhaben in den niederösterreichischen Voralpen und in der Molassezone mit Schwerpunkt auf rohstoffwissenschaftliche, umweltrelevante und grundlagenorientierte Auswertungen. - *Projekt NC 63 / 2006-2008, Jahresendbericht 2008*, Geol. B.-A., 139 S.

POŠEPNÝ, F. (1865): Oligocene Schichten bei Pielach nächst Melk. - *Verh. Geol. R.-A.*, 1865, 165-166.

ROETZEL, R. (2002): 2.2. Molasse (T2 - T5). - In: SCHNABEL, W. et al.: *Geologische Karte von Niederösterreich 1:200.000. Legende und kurze Erläuterungen*. - 24-28, Land Niederösterreich und Geol. B.-A.

ROETZEL, R., HOCHULI, P. & STEININGER, F. (1983): Die Faziesentwicklung des Oligozäns in der Molassezone zwischen Krems und Wieselburg (Niederösterreich). - *Jb. Geol. B.-A.*, 126, 129-179.

SCHNABEL, W., BRYDA, G., EGGER, H., FUCHS, G., MATURA, A., KRENMAYR, H.G., MANDL, G.W., NOWOTNY, A., ROETZEL, R., SCHARBERT, S. & WESSELY, G. (2002): Geologische Karte von Niederösterreich 1: 200.000. - 47 S., Land Niederösterreich und Geol. B.-A., Wien.

SCHNABEL, W., KRENMAYR, H.G. & LINNER, M. (2012): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000. 55 Ober-Grafendorf. - Geol. B.-A.

WEIDINGER, F. (1997): Die Umfahrung Melk - Vortrieb zweier Eisenbahntunnel in verfestigten Sanden. - Felsbau, 15, 522-525.

WOLF, H. (1859): Geologische Studien beim Bau der Kaiserin Elisabeth-Westbahn zwischen Wien und Linz. - Verh. Geol. R.-A., 1859, , 36-38.

UCHMAN, A. & KRENMAYR, H.G. (2004): Trace Fossils, Ichnofabrics and Sedimentary Facies in the Shallow Marine Lower Miocene Molasse of Upper Austria. - Jb. Geol. B.-A., 144, 233-251.

Exkursion E3 – Flysch- und Klippenzone, Rutschungen und Massenbewegungen in der Flyschzone der Blätter 55 Ober-Grafendorf und 56 St. Pölten Donnerstag, 26.09.2013

W. SCHNABEL, J. SCHWEIGL, K. GRÖSEL, H.G. KRENMAYR & C. RUPP



Übersichtskarte mit Exkursionsstops: Ausschnitt aus der ÖK 1:200.000, AMAP.

Themen: Rutschungen bei Kilb und im Kreisbachtal, Altengbach-Formation, Serpentin-Steinbruch bei Kilb, Unterkreide der Ybbsitz-Klippenzone, Buntmergelerde, „Aptychenkalk“.

Einführung

Die Exkursion E3 soll Einblick in die Flyschzone des Blattes 55 Ober-Grafendorf geben. Ein weiterer Exkursionspunkt führt auf das östlich angrenzende Blatt 56 St. Pölten. Es soll an Hand ausgewählter Exkursionspunkte der Bau der Flyschzone und die unterschiedliche Rolle der in ihr integrierten Klippenzonen gezeigt werden. Dieser Raum hat lange Zeit geologisch nur sehr punktuell interessiert und erst jetzt stehen der Zeit entsprechende Spezialkarten zur Verfügung. Diese zeigen die bisher nicht erkannte wichtige Rolle dieses Segments am Nordrand der Alpen mit dem Übergang der Flyschzone des westlichen Niederösterreichs zum Wienerwaldflysch im Osten. Beide Bereiche weisen einen in diesem Ausmaß bisher nicht wahrgenommenen unterschiedlichen Bau auf.

Den Erläuterungen zu den Exkursionspunkten sind kurze allgemeine Abrisse zu den einzelnen tektonischen Einheiten vorangestellt, um die nicht einfachen Zusammenhänge mit direktem Bezug zum geologischen Aufschluss in der Natur erklären und diskutieren zu können. Die Exkursion zeigt die Ergebnisse der Landesaufnahme der Geologischen Bundesanstalt, sowie in ausgewählten Rutschgebieten die Spezialaufnahmen des Geologischen Dienstes der Niederösterreichischen Landesregierung.

In den westlichen Ostalpen (Bayern und Salzburg) ist eine klare Trennung zwischen dem Helvetikum im Norden und der südlich anschließenden Flyschzone des Penninikums möglich. An der West-Ostalpengrenze (Vorarlberg) gibt es eine nördliche und eine südliche Flyschzone, zwischen denen fensterartig das Helvetikum in typischer Helvetischer Fazies der Säntis-Decke auftritt. Von diesen Verhältnissen ausgehend, hat OBERHAUSER (1968) für letztere den allgemein akzeptierten Terminus der „Rhenodanubischen Flyschzone“ vorgeschlagen, er selbst spricht allerdings in der Folgezeit immer von einem Rhenodanubischen Flysch (nicht Flyschzone!). Hier in Niederösterreich sollte es ähnlich gehandhabt werden. Wir sprechen in diesem Führer wegen der komplexen tektonischen Verhältnisse von einer Flyschzone, die alle Einheiten nördlich der Nordfront der Kalkalpen und südlich der Überschiebung auf die Molassezone umfasst, nur bei den Einheiten mit dominierender Flyschfazies des Penninischen Raumes vom Rhenodanubischen Flysch (bzw. den Rhenodanubischen Flyschdecken).

Übersicht über die Exkursionspunkte

- 1: Rutschgelände bei Kilb südlich des Sportplatzes (Tulbingerkogel-Decke, „Nordzone“)
- 2: Alter Serpentinbruch bei der Rotte Fleischessen (Tulbingerkogel-Decke, „Nordzone“)
- 3a: 1. Kehre der Luftstraße: Kontakt Penninikum-Ostalpin (Frankenfels-Decke, Oberostalpin)
- 3b: 2. Kehre der Luftstraße: Glosbach-Formation (Unterkreide der Ybbsitz-Klippenzone, Südpenninikum)
- 4: Steinbruch im „Aptychenkalk“ im Königsbachtal (Gresten-Klippenzone, Hauptklippenzone)
- 5: Steinbruch Rabenstein: Altlenzbach-Formation (Greifenstein-Decke)
- 6a: Wiesengelände beim Hof S der Brücke über den Plambach, Buntmergelserie im Plambachtal (Gresten-Klippenzone, Hauptklippenzone)
- 6b: Prallhang des Plambaches, Buntmergelserie im Plambachtal (Gresten-Klippenzone, Hauptklippenzone)
- 7: Steinbruch im oberen Plambachtal: Kalkgraben-Formation („Zementmergel“, Greifenstein-Decke).
- 8: Übersichten von der Meiselhöhe, 8a: Blick gegen Westen entlang der „Tektonischen Linie von Rabenstein“, 8b: Blick gegen Süden zur Kaiserkogel-Deckscholle.
- 9: Rutschungen im Kreisbachtal auf ÖK 56

Allgemeiner Abriss für die Haltepunkte E3/1 und E3/2:**Die Tulbingerkogel-Decke („Nordzone“) am Nordrand des Rhenodanubischen Flysches**

Die Tulbingerkogel-Decke (früher als Nordzone oder Nördliche Randzone (GÖTZINGER & BECKER, 1932: 345; GÖTZINGER et al., 1952, 1954) und später als Tulbingerkogel-Schuppe beschrieben (SCHNABEL, 1997, SCHNABEL et al., 2002), beginnt am Ostrand des Kartenblattes 55 Ober-Grafendorf an der Kilb-Störung. Inwieweit sie auch weiter im Westen nochmals auftritt, wie aus mehreren Berichten und Manuskriptkarten älterer Arbeiten geschlossen werden könnte (z.B. bei Hilm-Kematen im Ybbstal als „Nördlichste Neocomienzone“ in PAUL, 1899: 284), muss einer Neukartierung dieses Gebietes vorbehalten bleiben. Die Tulbingerkogel-Decke erstreckt sich auf dem Kartenblatt Ober-Grafendorf entlang des gesamten Nordrandes der Flyschzone, scheint aber gegen Osten ab dem Pielachtal an der Oberfläche auszuweichen. GÖTZINGER (1953) erwähnt „Neokomkalksandsteine“ im Flussbett der Pielach bei Klangen, „die auch noch im Graben W Wielandsberg zu erkennen sind“. Es wäre auf dem Kartenblatt das östlichste Vorkommen, heute ist es nicht mehr auffindbar. Dass dieses Ausweichen aber nur ein kurzes Stück der Fall ist, zeigen die bisherigen Kartierungen auf Blatt 56 St. Pölten, wo sie östlich des Traisentalles in gleicher Position immer breiter wird und bis zur Donau bei Wien und im Bisambergzug in klassischer Weise entwickelt ist. Gesteinsbestand und Stratigrafie sind von GRÜN et al. (1972) aus der Gegend beim Passauerhof im Wienerwald detailliert bearbeitet worden. Auf dem Kartenblatt Ober-Grafendorf sind die Serpentinvorkommen von Kilb und Fleischessen die hervorstechendsten Merkmale dieser Zone. Sie wurden von ABEL (1903) zum ersten Mal beschrieben und als Schürflinge aus dem kristallinen Grundgebirge gedeutet. Die gesamte Zone wurde noch nicht als eigenständige tektonische Einheit erkannt. PREY (1977) hat die unmittelbare Umgebung von Kilb und Fleischessen stratigrafisch bearbeitet und die Ähnlichkeit mit den Verhältnissen im Bereich des Wienerwaldflysches bei Wien bestätigt.

Der Schichtbestand (Nummern entsprechend der Legende der Geologischen Karte ÖK 55 Ober-Grafendorf).

Wolfpassing-Formation (99)

Der Formationsname geht aus den Wolfpassinger Schichten (STUR, 1894) hervor und fasst Lithologien zusammen, die wegen ihrer geringen Mächtigkeit, Ausdehnung, tektonischen Zerstückelung und der schlechten Aufschlussverhältnisse nicht im Einzelnen abzugrenzen sind. Es ist eine Folge von kalkigen und siliziklastischen Flyschgesteinen, die mit den vergleichbaren Vorkommen der Flyschzone bei Wien große Übereinstimmung zeigen und dort vom Barremium bis ins Albium, möglicherweise auch bis ins Cenomanium reichen (GRÜN et al., 1972). Aus dem Gebiet von Blatt ÖK 55 Ober-Grafendorf hat PREY (1977) trotz sehr sorgfältiger

stratigrafischer Bearbeitung der Umgebungen der Serpentin-Vorkommen von Kilb und Fleischessen nur sehr allgemein ein „Mittelkreide“-Alter angeben können. Verlässliche Mächtigkeitsangaben liegen nicht vor.

Die Schwermineralführung von auf der Karte nicht gesondert ausgewiesenen Sandsteinen, ergab eine Granatvormacht (50-60 %) neben viel Zirkon (20-30 %) und etwas Turmalin, Rutil und Apatit. Auch Chromit und Chloritoid sind in Spuren vorhanden. Die Schwermineralführung entspricht damit nicht den Profilen bei Wien, die ein Vorherrschen von Zirkon und Turmalin auf Kosten des Granats zeigen. Dieser Unterschied und die auch etwas tieferen Nannoplankton-Alter der Kalkmergel (Berriasium-Hauterivium, siehe unten) geben vielleicht einen Hinweis darauf, dass die Schichtfolge hier im Westen gegenüber der bei Wien früher beginnt. Möglicherweise kann damit auch das hier gehäufte Vorkommen der Ultrabasite zusammenhängen, da solche in der Nordzone bei Wien noch nicht gefunden worden.

Bunte Schiefer (100)

Züge bunter Schiefer sind meist durch die rötliche Färbung des Bodens erkennbar, nur sehr selten sind sie auch anstehend sichtbar. Es handelt sich um eine dünnbankige Folge von feinkörnigem Kalksandstein, Siltstein und grauem, grünlichem und rötlichem Schieferton. PREY (1977) beschreibt daraus ärmliche Sandschalerfaunen (benthische Foraminiferen), die für „Mittelkreide“ sprechen.

Glaukonitsandstein und schwärzliche Schiefer (101)

Diese harten, z.T. glasigen „Glaukonitquarzite“, sind zusammen mit dunklen Schiefen ein markantes Schichtglied des Rhenodanubischen Flysches und wurden bisher meist als „Flyschgault“ beschrieben. Die Vorkommen innerhalb der Wolfpassing-Formation sind nicht weiter abgrenzbar, doch scheinen sie sehr verbreitet zu sein und sind im Waldboden gut erkennbar. Es ist auffallend, dass diese Gesteine gehäuft in unmittelbarer Nachbarschaft zu den Blöcken aus Serpentin zu finden sind, jedoch nie im direkten Kontakt.

Kalksandstein, Kalkmergel, kalkiger Flysch (102)

Dies ist die aufgrund der hellgrauen Färbung und kalkigen Lithologien am besten erkennbare Abfolge innerhalb der Wolfpassing-Formation. Ein repräsentativer Aufschluss befindet sich an der Straßenkurve bei Kohlenberg, etwa 2 km östlich Kilb, ganz in der Nähe des Serpentin. Der Aufschluss zeigt eine etwa 7 m mächtige Serie von bis zu 20 cm dicken Bänken aus hellgrauem, hartem Kalkmergelstein, untergeordnet auch feinkörnigem Kalksandstein und bis zu 1 m mächtigen hellgrau-weißlichen Kalkmergeln mit dünnen Kalkbänkchen, die etwa 240/50 gegen SW einfallen. Allerdings sind die Schichten intern gestört und wahrscheinlich überkippt. Die z.T. reiche Nannofossilführung ergab ein Unterkreide-Alter. Aus einer Brunnengrabung NE Freudeckhof stammt ein sehr verlässliches Berriasium bis Hauterivium-Nannoplanktonalter

(det. H. STRADNER). Ein weiterer erwähnenswerter Aufschluss ist in einem kleinen Wasserriß etwa 200 m NE des Hofes „Im Hames“ zu sehen, nicht weit von dem dortigen Ultrabasitvorkommen. Es ist auffallend, dass Ultrabasite immer in nächster Nachbarschaft zu diesen kalkigen Abfolgen gefunden wurden, ohne das allerdings irgendwelche direkte Kontakte gesehen oder darauf geschlossen werden konnte.

Serpentinit (103)

Serpentinit ist das wohl spektakulärste Gestein in der Tulbingerkogel-Decke. Seit ABEL (1903) sind die Vorkommen bei der Rotte Fleischessen und bei Kilb bekannt. Diese wurden seitdem immer wieder neu beschrieben, wobei aus allen Arbeiten ersehen werden kann, wie rasch sich die Aufschlussverhältnisse ändern. Zuletzt wurde das Vorkommen bei Fleischessen von RICHTER & WIESENEDER (1975) analysiert und gedeutet, jenes von Kilb konnte von diesen Bearbeitern jedoch nicht wiedergefunden werden. (Näheres siehe Exkursionspunkt 2).

Zur Tektonik der Tulbingerkogel-Decke

Schon aus ihrer Lage als schmale Zone am Nordrand der mächtigen Greifenstein-Decke ist ersichtlich, dass es sich bei der Tulbingerkogel-Decke um eine extrem tektonisch beanspruchte Einheit handelt. Das zeigt sich trotz der schlechten Aufschlussverhältnisse schon daran, dass stratigrafische Einheiten kartierungsmäßig nicht verfolgt werden können. Nach den jüngsten Aufnahmen ist nun ersichtlich, dass diese Zone im Westen in der Kilb-Störung endet, gemeinsam der dort ebenfalls auskeilenden Greifenstein-Decke. Bei Berücksichtigung der Annahme von EGGER (1997), dass der sinistrale Versatz dieser Störung hier rund 30 km beträgt, muss sich dieser konsequenterweise im weiteren Verlauf gegen Osten am Nordrand der Flyschzone entlang der Tulbingerkogel-Decke fortsetzen. Der Nordrand der Flyschzone wäre also ab hier mit einem bedeutenden linksseitigen lateralen Versatz verbunden, wie das ja auch EGGER (1997) am Nordrand der Flyschzone in Oberösterreich annimmt, wo der Hauptast des ISAM-Blattverschiebungssystems (ISAM: Innsbruck-Salzburg-Amstetten-BV) am Nordrand der Flyschzone ausfächert und an der Pettenbach-Störung südlich Gmunden diese gegenüber der Molasse um 20 km versetzt. Hier bei Kilb erklärt ein ähnlicher Versatz auch das spitzwinkelige Ausstreichen der nördlichen Schuppen der Greifenstein-Decke zur Tulbingerkogel-Decke, wie das besonders deutlich am Nordrand des Flysches südlich Bischofstetten zu sehen ist.

**Haltepunkt E3/1a:
Rutschgelände bei Kilb**

ÖK 55 Ober-Grafendorf, Kilb südlich des Sportplatzes
(BMN M34 R: 681512, H: 329070, WGS84 E: 15°24'45,6", N: 48°05'47,0").

Thema: Rutschungen im Grenzbereich Flysch-Molasse
Lithologie: Haller Schlier, Sandsteine der Altlenzbach-Formation
Tektonische Einheit: Molasse, Flyschzone

Geologischer Überblick

Der südlich von Kilb verlaufende Nordrand der Flyschzone ist von Rutschungen außerordentlich stark betroffen und stellt das gesamte Baugeschehen und vor allem die Erhaltung von Verkehrswegen und Versorgungsleitungen seit jeher vor große Probleme. In exemplarischer Weise ist davon die Zweite Wiener Hochquellenleitung betroffen, die von Scheibbs bis in das Gemeindegebiet von Kilb bei Kettenreith in dieser Zone verläuft. Gerade in der Umgebung von Kilb ist im Verlauf der Straße von Kilb auf die Höhe bei Kohlenberg diese Situation besonders augenfällig. Die Straße bedarf ständiger aufwendiger Wartung und will nicht zur Ruhe kommen. Auf der geologischen Karte ÖK 55 Ober-Grafendorf tritt diese Zone auf einer Länge von etwa 20 km auf und zeigt gerade hier in klassischer Weise die besondere Instabilität des Geländes an, die ihre Ursachen im geologischen Bau und der durch diesen verursachten morphologischen Gegebenheiten hat.

Die Ursachen für die auffallende Häufung von Hanginstabilitäten in dieser Zone sind wohl vor allem durch die relativ weichen Molassesedimente (hier „Hall-Formation“ = Haller Schlier) verursacht, die von den generell härteren Gesteinen der Flyschzone überschoben sind. Der auf kleinem Raum sich vollziehende Geländesprung von rund 300 m Seehöhe (Kilb) zum nur 1 km südlich gelegenen Kamm von über 400 m (Kohlenberg 437 m) ist bedingt durch die Überdeckung der Sandsteine der Altlenzbach-Formation. Dadurch geraten die mergeldominierten Molassesedimente in Hangneigungen über 7 Grad, die weit über ihren natürlichen Böschungswinkel von nur bis rund 5 Grad liegen, und kommen dadurch ins Rutschen. Bei Neubing/Bischofstetten reichen sie bis 360 m SH. Die ebenfalls rutschanfälligen Gesteine der schmalen Nordzone verstärken die Neigung zu Rutschungen noch zusätzlich. Westlich davon, im Gebiet des Steinberges, wo es keine vorgelagerte Nordzone gibt und die Flyschfront durch die noch härtere Kalkgraben-Formation (= Zementmergelerde) gebildet wird, rutscht die Molasse von 430 m SH bei Hangneigungen von bis zu 10 Grad ab.

Vom Sportplatz südlich Kilb, der genau an der Grenze der Flyschzone zur Molassezone liegt, wird in einer kurzen Wegstrecke von etwa 300 m leicht bergauf die Tulbingerkogel-Decke („Nordzone“) durchquert und bei der Hütte des Naturwanderweges die örtliche Geologie vorgestellt. Bei der Hütte verläuft die Grenze der Tulbingerkogel-Decke zur südlich angrenzenden Greifenstein-Decke, die die dominierende Einheit der Rhenodanubischen Flyschdecken der

östlichen Flyschzone ist. Deren Nordrand ist durch einen aufgelassenen Steinbruch in der Alt-lengbach-Formation (Maastrichtium) gut aufgeschlossen. Am Fuß des Steinbruches ist deutlich eine flache Deponie aus Abbruchmaterial erkennbar, davor befindet sich eine zu einem Biotop (geschütztes Feuchtgebiet) umgestaltete vernässte Mulde.

Die aufgeschlossene Steinbruchwand zeigt mächtige Sandsteinbänke der Alt-lengbach-Formation, mit nur sehr untergeordnet zwischengeschalteten Tonmergellagen. Die Ablagerungen repräsentieren eine typische proximale Turbiditfazies. Die Bänke streichen genau E-W und fallen mit mehrheitlich 60 Grad gegen Süden, flacheres Einfallen ist auf weniger verstellte Partien zurückzuführen. Die Schichtfolge ist aufrecht und Unterflächenmarken („flute-casts“) zeigen eine Transportrichtung aus östlichen Richtungen an. Die Schwermineralspektren zeigen eine dominierende Granatvormacht (über 70 %) an, daneben sind Zirkon, Turmalin, Rutil, Apatit und Staurolith mit jeweils 5-8 % vertreten. Chloritoid, Brookit und Chromit ist in Spuren nachweisbar. Die Fossilführung ist wie meist in proximalen Turbiditen spärlich. Nannofossilien belegen höhere Oberkreide und die Foraminiferen mit benthonischen Sandschalerfaunen sind hier nicht aussagekräftig. Alle diese Merkmale sind für das Maastrichtium-Alter der Alt-lengbach-Formation typisch.

Die nördlich anschließende Tulbingerkogel-Decke ist nicht nur hinsichtlich ihrer großtektonischen Stellung problematisch, sondern stellt vor allem wegen ihrer extrem ungünstigen Aufschlussverhältnisse besondere Anforderungen an die geologische Aufnahme. Gute und verlässliche Aufschlüsse sind spärlich, zusammenhängend aufgeschlossene Schichtfolgen eine Rarität und die geologische Kartierung fußt auf Rollstückkartierungen in Kombination mit morphologischen Gegebenheiten. Tiefreichende Verwitterung, Solifluktion, Hangschutt, Rutschendenzen und großflächige Rutschungen verdecken den anstehenden Gesteinsuntergrund. Die unmittelbare Umgebung des Exkursionshalts gibt ein anschauliches Bild dieser Situation.

Haltepunkt E3/1b: „Hall-Formation“ in der allochthonen Molasse

ÖK 55 Ober-Grafendorf, Böschung am N-Rand des Geländes des Sportplatzes von Kilb (westlicher Platz).

(BMN M34 R: 681512, H: 329070, WGS84 E: 15°24'45,6", N: 48°05'47,0").

Thema: „Hall-Formation“.

Lithostratigrafische Einheit: „Hall-Formation“.

Alter: Eggenburgium.

Einleitung

Der Begriff „Hall-Formation“ wurde in der Literatur nie ausreichend formalisiert. Es handelt sich daher um einen nicht validen Formationsnamen, der daher sowohl an dieser Stelle, als auch auf dem geologischen Kartenblatt 55 Ober-Grafendorf unter Anführungszeichen verwendet wird. Der Begriff leitet sich vom oberösterreichischen Bad Hall ab und meint den dort auftretenden Schlier des Eggenburgium, eine Typuslokalität wurde jedoch nie definiert. In Oberösterreich beschreiben BOROWSKI et al. (2008) und HINSCH (2008) für den Schlier des Eggenburgiums eine fazielle Vielfalt, die von Turbiditen über Tempestiten bis zu Gezeitensedimenten reicht. Die Anwendung des Begriffs „Hall-Formation“ auf die eggenburgischen Sedimente in der allochthonen Molasse des Kartenblattes 55 Ober-Grafendorf bezieht sich aber in erster Linie auf deren entsprechende stratigrafische Position.

Biostratigrafische Einstufungen mit Foraminiferen und kalkigem Nannoplankton von Proben im Kartenblattbereich von ÖK 55 (det. I. CICHÁ, C. RUPP, B. HAMRŠMID, S. ĆORIĆ) zeigen, dass der lithologisch recht einheitliche Schlier im weiteren Bereich vor der Flyschüberschiebung zeitlich das untere Eggenburgium bis zum unteren Ottnangium umfasst. Dabei ist eine etwa parallel zum Flyschrand verlaufende, etwa zwei bis drei Kilometer breite Zone mit Schlier des Eggenburgium zu erkennen, in den häufig Sandsteinlagen und lokal mächtigere Sandsteinpakete eingeschaltet sind. Die Sandsteinlagen erreichen dabei einige Zentimeter bis maximal 40 cm Dicke. Besonders sandsteinreich ist das Gebiet des Hochholzes SW Ober-Grafendorf. Dies dürfte auch die Ursache für das morphologische Hervortreten dieses Waldgebietes gegenüber dem niedrigeren Schlierhügelland der Umgebung sein.

Das Auftreten von plattigen Sandsteinen, meist ausgeackert in den Feldern, ist in fleckhafter Verteilung, aber auch im nördlich anschließenden Schliergebiet des unteren Ottnangiums zu beobachten und kann daher nicht als lithologisches Kriterium zur Abgrenzung vom Schlier des Eggenburgiums verwendet werden. Generell nehmen die Sandsteinlagen aber im Ottnangium in nördlicher Richtung an Häufigkeit und Dicke ab. Die sandsteinfreie, hochbioturbate Fazies des *Robulus*-Schliers des unteren Ottnangiums dominiert dann den Bereich des übrigen Schlierhügellandes bis zum Auftauchen des Älteren Schliers und der Melker Sande weiter im Norden.

Die Grenze zwischen dem Schlier des Eggenburgiums und des Ottnangiums dürfte als Schuppengrenze ausgebildet sein, die allerdings nie im Aufschluss angetroffen wurde, sondern deren Verlauf anhand der biostratigrafischen Einstufungen zahlreicher Proben für die Darstellung im Kartenbild definiert wurde. Die Einfallswerte erreichen aber auch noch nördlich dieser Linie Werte bis 60 Grad, erst ab einer Linie nördlich Kälberhart – Rammersdorf sind deutlich flachere Werte, z.T. auch horizontale Lagerung zu beobachten. Möglicherweise existieren weitere Schuppengrenzen innerhalb des Ottnangiums.

Die Sandsteine im Schlier des Eggenburgiums und Ottnangiums zeigen verschiedene Sedimentstrukturen wie ebene Lamination, Rippelschichtung und Ansätze von „hummocky“-

Schrägschichtung. Auch wenige Millimeter dicke Schillkonzentrationen von winzigen Bivalvenschalen sowie diverse Grabspuren wurden beobachtet. Eindeutige turbiditische oder konturistische Sedimentstrukturen wurden im Blattbereich von ÖK 55 Ober-Grafendorf nicht angetroffen. Die Sandsteinlagen sind damit jenen des Typus „Sandstreifenschlier“ (z.B. Aufschluss Türkensturz an der Erlauf) gut vergleichbar und deuten damit nach KUFFNER (1994) auf ein sturmgeprägtes Milieu in einem siliziklastischen Flachmeer hin.

Die mikropaläontologische Bearbeitung einer Probenserie von zehn Proben aus der „Hall-Formation“ des Kartenblattbereiches (Bearb. C. RUPP) erbrachte folgende Ergebnisse: Die Mehrzahl der durchwegs als *Cibicidoides*-Faunen zu bezeichnenden Foraminiferen-Vergesellschaftungen weisen Größensortierung vor allem bei aufsitzenden Arten (*Cibicidoides*, *Lobatula*) und flachmarinen Arten (*Elphidium*, *Ammonia* etc.) auf, was teilweise auf Umlagerung (vor allem synchron allochthon) und eine erhöhte Strömungsenergie (*Cibicidoides*) im Nahbereich der Proben hinweist. Größere und eher autochthone Elemente wie *Bathysiphon*, *Semivulvulina*, *Astacolus*, *Lenticulina*, *Heterolepa* und *Melonis* machen eine Ablagerungstiefe von tiefem Neritikum (bis oberes Bathyal) wahrscheinlich. Bathyale Mikrofaunen des Eggenburgiums aus Oberösterreich weisen neben einem wesentlich höheren Anteil von *Bathysiphon* ebenfalls immer wieder hohe Werte von *Cibicidoides* und umgelagerten Flachwasserarten (*Ammonia*) auf (GRUNERT et al., 2013), auch der „helvetische“ *Bathysiphon-Cibicides*-Schlier aus dem Wiener Becken (PAPP, 1956) könnte ein unter ähnlichen Bedingungen abgelagertes Sedimentpaket darstellen. CICHA (1997) kommt bei seiner ökologischen Interpretation der Foraminiferen-Assoziationen im Blattbereich von ÖK 55 Ober-Grafendorf zu einem analogen Befund, auch er gibt oberes Bathyal bis tiefes Neritikum als Ablagerungstiefe für die Proben aus dem Eggenburgium an. Die mikropaläontologischen Befunde deuten damit auf eine tendenziell größere Ablagerungstiefe hin als die sedimentologische Analyse.

Aufschlussbeschreibung

Im nordwestlichen Bereich der Sportplatzanlage oberhalb des Ortsbereiches von Kilb tritt, nur etwa 150 Meter von der Überschiebung der Rhenodanubischen Flyschzone entfernt, an einer künstlichen Böschung mit Begrünungsmaßnahmen typischer Schlier des Eggenburgium in Form von grauem, feinsandig-siltigem Mergel auf. Vermutlich aufgrund der dichten, gefügeauflösenden Bioturbation und der engständigen Klüftung mit unterschiedlicher Orientierung ist das Einfallen der sedimentären Schichtung nicht erkennbar. Sandsteinlagen fehlen in diesem Aufschluss, sind aber in nahegelegenen Aufschlüssen westlich des Sportplatzes entlang der Sierning vorhanden.

Die Bearbeitung der allgemein ärmlichen Mikrofauna durch C. RUPP ergab folgende Ergebnisse (sh: sehr häufig, h: häufig, ns: nicht selten, s: selten, ss: sehr selten): Benthos: *Bathysiphon* sp. ss, *Semivulvulina pectinata* s, *Amphimorphina hauerina* ss, *Plectofrondicularia digitalis* ss, *Plectofrondicularia vaughani* ss, *Lenticulina inornata* s, *Astacolus crepidulus* s, *Lagena gracilicosta* ss, *Homalohedra acuticosta* ss, *Palliolatella orbignyana* ss, *Bolivina concinna*

ss, *Bolivina antiqua* ss, *Bolivina matejkai* ss, *Bolivina* sp. ss, *Lapugyina* cf. *schmidi* s, *Globocassidulina crassa* s, *Globocassidulina subglobosa* ss, *Bulimina elongata* ss, *Angulogerina* cf. *angulosa* ss, *Virgulopsis tuberculata* ss, *Fursenkoina acuta* ss, *Nodogerina?* *scabra* ss, *Siphonodosaria* sp. ss, *Rosalina semiporata* ss, *Cibicidoides lopjanicus* sh, *Cibicidoides tenellus* h, *Lobatula lobatula* ns, *Biapertorbis biaperturatus* ss, *Biapertorbis?* *discigera* ss, *Nonion commune* ss, *Astrononion perfossum* ss, *Pullenia bulloides* ss, *Melonis pompilioides* ss, *Svratkina perlata* ss, *Charltonina tangentialis* ss, *Oridorsalis umbonatus* ss, *Heterolepa dutemplei* ss, *Heterolepa* cf. *dertonensis* ss, *Escornebovina* sp. ss, *Hansenisca soldanii* ss, *Hanzawaia boueana* ss, *Hanzawaia?* sp. ss, *Ammonia parkinsonia* ns, *Elphidium crispum* s, *Elphidium glabratum* ss, *Elphidium rugulosum* ss, *Elphidium* sp. ss, *Elphidiella cryptostoma* ss und *Elphidiella semiincisa* ss. Plankton s: *Tenuitellinata* sp., *Globigerina praebulloides*, *Globigerina* cf. *praebulloides*, *Globigerina ottnangiensis* und *Paragloborotalia acrostoma*. Sonstiges: Schwammspikel h, Seeigelstachel ns. Diese Probe kann mit *Elphidiella cryptostoma* in das Eggenburgium gestellt werden. Umlagerung aus Flysch und oligozäner Molasse ist nicht selten.

Die Bearbeitung des häufigen und gut erhaltenen kalkigen Nannoplanktons durch S. ČORIĆ ergab folgendes Ergebnis: *Coccolithus pelagicus*, *Coronocyclus nitescens*, *Cricolithus jonesii*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Helicosphaera ampliaperta*, *H. carteri*, *Pontosphaera multipora*, *Reticulofenestra bisecta*, *R. minuta*, *R. gelida*, *R. lockeri*, *R. pseudoumbilicus*, *Reticulofenestra* sp., *Sphenolithus moriformis* und *Zygrhablithus bijugatus*. Umgelagert aus dem Eozän wurden *Chiasmolithus* sp., und *Lanternithus minutus*. Umgelagert aus der Kreide wurden: *Arkhangelskiella cymbiformis*, *Cribrosphaerella ehrenbergii*, *Micula decussata*, *Placozygus fibuliformis*, *Prediscosphaera cretacea* und *Watznaueria britannica*. Die stratigrafische Einstufung erfolgte daher in das Eggenburgium, obere NN2 (Auftreten von *H. ampliaperta*, *R. lockeri* und *Z. bijugatus*).

Haltepunkt E3/2:

Serpentinbruch Rotte Fleischessen

ÖK 55 Ober-Grafendorf, Alter Serpentinbruch bei der Rotte Fleischessen
(BMN M34 R: 680193, H: 327709, WGS84 E: 15°23'46,5", N: 48°05'04,3").

Lithologie: Serpentinbrekzie, Chromspinell-führender Chrysotilserpentin.

Tektonische Einheit: Tulbingerkogel-Decke.

Alter: Frühe Kreide.

Vom Bushalt bei den Bauernhäusern Fleischessen wird in einem etwa 400 m über einen flach abfallenden Wiesenhang am Waldrand der alte kleine Steinbruch erreicht. Die durchquerte Wiese ist ein einziges großes Rutschgelände mit typischer Ruscht-Morphologie. Es handelt

sich um den schon von ABEL (1903) im Zuge der geologischen Landesaufnahme beschriebenen klassischen Bruch, der damals schon verfallen war, aber noch immer gut zugänglich ist (Abb. 1). ABEL (1903: 108) beschreibt das Gestein wie folgt: „... ein normaler Serpentin mit Maschenstruktur und mit accessorischen Pseudomorphosen nach Pyroxen und einzelnen Picotitkörnern“. Dieses Vorkommen von Serpentin im Süden von Kilb ist das erste, welches bisher aus der ostalpinen Flyschzone bekannt wurde.



Abb. 1: Aufgeschlossene Reste des alten Serpentinbruchs bei der Rotte Fleischessen.

CORNELIUS & CORNELIUS-FURLANI (1927) haben sich ebenfalls mit den Vorkommen befasst und im nahen „Wasserriss“ von Schützen eine Serpentinbrekzie gefunden, die PREY (1977) als sedimentär erkannt und aufgrund der Begleitgesteine ins „Neokom“ einstufen konnte. Zuletzt wurde der Serpentin bei Fleischessen von RICHTER & WIESENER (1975) analysiert und gedeutet. Das Gestein kann zusammenfassend als ein Chromspinell-führender Chrysotilserpentin mit niedrigstem Metamorphosegrad bezeichnet werden. Die Ansicht dieser Bearbeiter, dass es sich um einen Scherling aus der Böhmisches Masse handelt, hat schon PREY (1977) in Frage gestellt. Aus heutiger Sicht sind diese ultramafischen Gesteine der Flyschzone Ophiolithe im weitesten Sinn, eine moderne monografische Bearbeitung aller Vorkommen in der Flyschzone wäre lohnend.

Alle bekannten Vorkommen befinden sich unmittelbar unter der überschiebenden Altglengbach-Formation. Sie können beträchtliche Ausmaße erreichen. Schon ABEL (1903) hat in Fleischessen eine Ausdehnung von 600 m angenommen, was nach den jüngsten Kartierungen betätigt werden kann. Zu den zwei altbekannten Vorkommen von Kilb und Fleischessen sind nun weitere entdeckt worden (siehe Abb. 2)

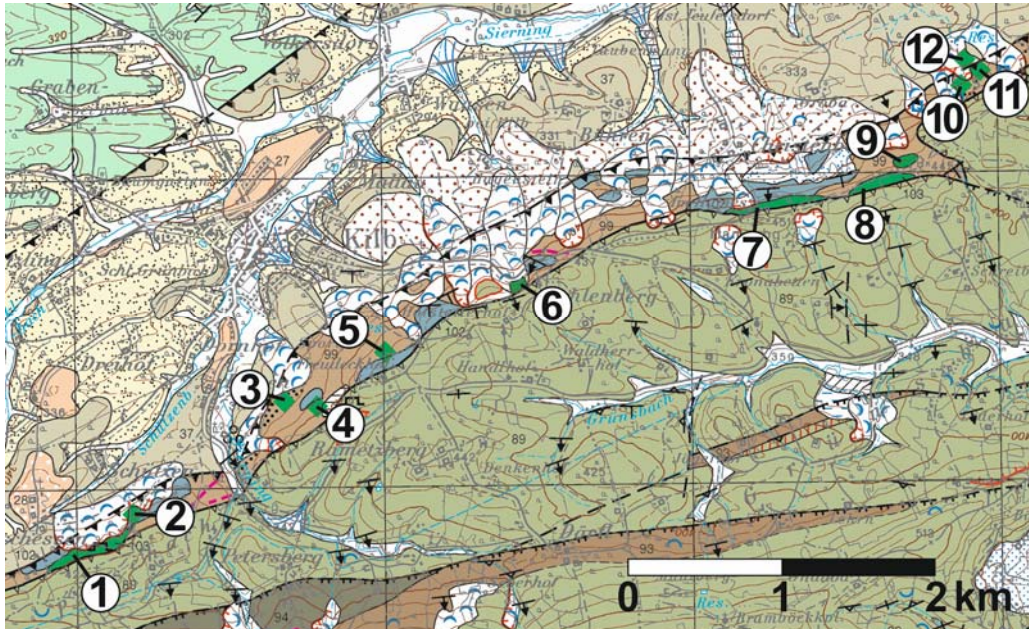


Abb. 2: Die Lage der Ultrabasitvorkommen in der Umgebung von Kilb. 1. Der Steinbruch bei Fleischessen (Serpentin; ABEL, 1903). 2. Der „Wasserriss S Schützen (Serpentinbrekzie; CORNELIUS & CORNELIUS-FURLANI, 1927). 3. Fahrspur im Jungwald ca. 500 m E Freyen (gehäufte kleine faustgroße Stücke einer Serpentinbrekzie“, 10 m darüber ein Ophikalzitblock; 1987 von SCHNABEL bei Kartierung gefunden). 4. Fahrspur im Jungwald ca. 700 m E Freyen unterhalb des verfallenen Steinbruchgeländes (im Waldboden sichtbarer Block eines Ultrabasits; 1987 von SCHNABEL bei Kartierung gefunden). 5. Karrenweg im Wald 150 m N Freudeckhof (aus Waldboden herausragender Block eines Ultrabasits; SCHNABEL, Kartierung 1987). 6. Die Typlokalität des „Serpentins von Kilb“ an der Straße Kilb-Kohlerberg (ABEL, 1903). 7. Großer Aufschluss in der Steilstufe (Rutschungsabbriss) hinter dem Hof „Im Hames“ und am Zufahrtsweg zum Hof unmittelbar N der Kote 451 (tektonisch stark beanspruchter Ultrabasit, der in Rollstücken im Wiesengelände östlich davon noch etwa 400 m weiter verfolgt werden kann, was auf ein großes Vorkommen schließen lässt; 1996 von SCHNABEL bei Kartierung gefunden). 8. 100 m W Kote 445, etwa 1 km E von „Im Hames“ (Aushubmaterial einer zugeschütteten Wasserleitung auf einer Länge von 200 m größtenteils aus Ultrabasitschutt, 1996 von SCHNABEL bei Kartierung gefunden). 9. Kuppe im Wald etwa 80 m N Pkt. 8 (Härtling im Wald aus ultrabasischem Material, 1996 von SCHNABEL bei Kartierung gefunden). 10. Etwa 500 m NNE von Kote 445 am Rand eines Wildgeheges, 360 m SH (Ophikalzitblock über 1 m³, SCHNABEL Kartierung 1996). 11. 150 m NE von Fund 10 auf 340 m SH (Ophiolitblock über 1 m³, 1996 von SCHNABEL bei Kartierung gefunden). 12. etwas unterhalb Pkt. 11 (auf Molasse abgeglittener Ophiolitblock, 1996 von SCHNABEL bei Kartierung gefunden).

Das Alter dieser Ultramafite ist wiederholt diskutiert worden, ein relativer Hinweis ist aus der Serpentinbrekzie (Fund 2, Abb. 2) ableitbar. Diese Brekzie ist ein in einen „Mergelschiefer“ eingebettetes Sediment, in welchem immer wieder Serpentinfragmente beobachtet werden

konnten. PREY (1977). Aufgrund von spärlichen Fossilresten (Foraminiferen und Echinodermen) konnte PREY (1977) eine Einstufung in die Unter-Kreide nachweisen, welches Alter als jüngstes für die Platznahme der Serpentine in Frage kommt.

Haltepunkt E3/3:

ÖK 55 Ober-Grafendorf, Hohenbrand/Luftstraße, Unterkreide der Ybbsitz-Klippenzone (Südpenninikum) am Kontakt zur Frankenfels-Decke (Oberostalpin).

Geologie bei der Anreise

Die LH 103 verbindet Mank mit Marbach bei Kirchberg an der Pielach und durchschneidet im Abschnitt von Kettenreith bis zur Passhöhe des Gasthauses Luft auf einer Strecke von nur rund 3 km die gesamte Flyschzone mit sechs tektonischen Einheiten. Es sind das von Nord nach Süd:

- 1) Die Tulbingerkogel-Decke („Nordzone“) in ihrem in der Kilb-Störung auskeilenden westlichsten Ende (hier noch rund 100 m breit) mit der Wolfpassing-Formation (späte Unterkreide bis frühe Oberkreide).
- 2) Die nördliche Schuppe der Greifenstein-Decke mit der Altlenzbach-Formation (Maastrichtium) in aufrechter Lagerung (hier rund 500 m breit).
- 3) Eine südliche Schuppe der Greifenstein-Decke mit einer im Süden überkippten, steilen Mulde mit einer Schichtfolge von Aptium/Albium bis Maastrichtium. Diese ist an einem steilen N-S verlaufenden Bruch stark gestört, wobei der westliche Teil gehoben ist und nur die älteren Schichtglieder erhalten sind (hier rund 1.700 m breit).
- 4) Die Gresten-Klippenzone, hier eine schmale Schuppe mit Buntmergelserie paleozänen bis früheozänen Alters (rund 200 m breit).
- 5) Die Laab-Decke mit Sandstein des Maastrichtium-Paleozän (hier rund 50 m breit).
- 6) Die Ybbsitz-Klippenzone mit der Glosbach-Formation (hier rund 500 m breit).

Haltepunkt E3/3a:**Spitzkehre in 540 m SH**

(BMN M34 R: 679907, H: 324215, WGS84 E: 15°23'24,7", N: 48°03'11,1").

Thema: „Überschiebung“ der Opponitz-Formation (Trias/Karn der Frankenfels-Decke) auf Glosbach-Formation (Unterkreide der Ybbsitz-Klippenzone).

Lithologie: Rauhacke, Kalksiltite und Kalksandsteine.

Tektonische Einheit: Frankenfels-Decke, Ybbsitz-Klippenzone.

Alter: Oberes Karnium, Frühe Kreide.

Die Opponitz-Formation (Opponitzer Rauhacke) bildet entlang des gesamten Kartenblattes 55 Ober-Grafendorf und auch darüber hinaus, westlich (54 Melk) wie östlich (56 St. Pölten), den Nordrand der Frankenfels-Decke, deren ältestes Schichtglied sie ist. Sie ist meist nur ein schmales Band, jedoch ununterbrochen vorhanden. Am Haltepunkt der Luftstraße ist die Opponitz-Formation sehr gestört und zum Teil als Kalk- oder Dolomitbrekzie ausgebildet. Die Brekzie bildet gemeinsam mit Gips (in Bohrungen und an der Typlokalität bei Opponitz) und Anhydrit das Ausgangsgestein. Am nahen Kontakt zur überschobenen Glosbach-Formation der Ybbsitz-Klippenzone sind einzelne Dolomitschollen eingeschuppt. Mit einem verhältnismäßig flach gegen Süden einfallenden Kontakt (Überschiebung) erscheint unter der Rauhacke die extrem gestörte und verfaltete Glosbach Formation (Abb. 3, 4). Der Kontakt selbst ist nicht deutlich sichtbar und innerhalb eines Bereiches von einigen Metern unter der verstürzten und verwitterten Straßenböschung zu suchen.

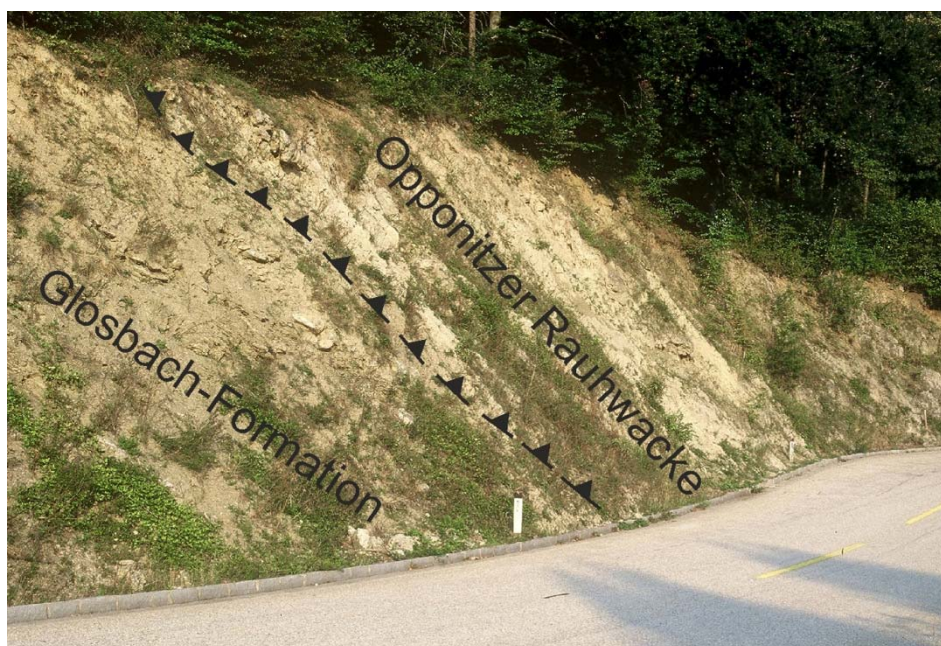


Abb. 3: Überschiebung von Opponitzer Rauhacke auf Glosbach-Formation. Aufschlusssituation 1988, kurz nach Fertigstellung der Straße.



Abb. 4. Überschiebung von Opponitzer Rauwacke auf Glosbach-Formation (Aufschlussituation Mai 2013).

Die Lithologie der Glosbach-Formation wird von HOMAYOUN & FAUPL (1992) beschrieben als: „... mittel- bis dünnbankige Abfolge von kieselig-mergeligen Kalksiltiten bis feinkörnigen Kalksandsteinen im Wechsel mit kieseligen Tonstein-Tonmergellagen. Die Bankdicken sowohl der Siltite als auch der Mergellagen schwanken zwischen wenigen Zentimetern und 25 cm. Auf die Feinsand-Siltitbänke lässt sich die BOUMA-Abfolge anwenden. Die häufigsten sedimentären Strukturen sind ebene Feinlamination und untergeordnet auch Rippelschichtung. Basale Ta-Abschnitte fehlen. Einmessbare Unterflächenmarken konnten nicht beobachtet werden. Die Kalksiltite weisen nur einen sehr geringen Gehalt an siliziklastischem Material auf. Der Karbonatanteil der pelitischen Intervalle schwankt zwischn 8 und 40 % CaCO_3 . Häufig sind auch gut abgrenzbare pelitische Bänke festzustellen. In der Schichtabfolge wurden keine deutlichen Bankmotive, wie thinning/thickening-upward, beobachtet. Die Glosbachschichten lassen sich gut mit der Tiefwasserfazies D2.1 (Graded-stratified silt) im Übergang zu C2.2 (Medium bedded sand-mud couplets) von PICKERING et al. (1986) vergleichen“.

Die von HOMAYOUN & FAUPL (1992) als Glosbach-Schichten beschriebene, in derselben Arbeit aber auch als Glosbach-Formation bezeichnete lithostratigrafische Einheit, kommt mit Recht der Formationsrang gemäß den internationalen Empfehlungen der stratigrafischen Kommissionen zu, da es eine kartierbare und von angrenzenden lithologischen Einheiten gut zu trennende lithostratigrafische Einheit ist. Der namensgebende Glosbach liegt rund 1,5 km westlich des Exkursionspunktes. Auf der Karte ÖK 71 Ybbsitz (RUTTNER & SCHNABEL, 1988) ist das Äquivalent der Glosbach-Formation im Flysch-Neokom der Ybbsitz-Klippenzone enthalten, dort allerdings oft in grober klastischer Entwicklung mit Brekzien an der Basis der deutlicher ausgeprägten Turbidite. Deshalb und auch wegen der auf ÖK 55 Ober-Grafendorf viel breiteren Entwicklung wäre der Name Glosbach-Formation sehr berechtigt.

Es handelt sich bei diesen Vorkommen um die wichtigste Vertretung der in der Literatur bis in die 1960er Jahre so benannten „Kieselkalkzone“, die den Nördlichen Kalkalpen zugerechnet wurde. Demgegenüber hat SCHWINGENSCHLÖGL (1981) sie als kieselige Varietät der Schrambachschichten der Cenomanrandzone angesehen. Beide Ansichten können als überholt gelten. Sein großes Verdienst aber ist es, in einem längst verfallenen Steinbruch der Kehre

der Luftstraße bei 420 m, etwa 400 m nördlich des Exkursionspunktes, drei bestimmbare Ammonitenreste gefunden zu haben, was in der sehr fossilarmen Formation einer Sensation gleichkommt und eine Einstufung in die späte Unterkreide erlaubt. Die Bestimmung von L. KRYSTYN ergab: *Crioceratites(?)* sp., *Puzosia(?)* sp., *Pulchellia* sp. und ein Belemnitenbruchstück. Ansonsten ist die Fossilführung sehr spärlich und stratigrafisch nicht aussagekräftig. Schlammproben der schiefrigen Zwischenlagen erwiesen sich als fossil leer, ebenso waren unzählige Beprobungen auf kalkige Nannofossilien mehrerer Bearbeiter negativ. SCHWINGENSCHLÖGEL (1981: 59), erwähnt spärliche *Watznaueria* spp. (kalkiges Nannoplankton und Kieselschwammnadeln).

Haltepunkt E3/3b:

Straßenkehre nach etwa 250 m

(BMN M34 R: 679756, H: 324442, WGS84 E: 15°23'27,3", N: 48°03'18,3").

Thema: Sedimentologie und die Tektonik der Glosbach-Formation.

Lithologie: Kalksiltite und Kalksandsteine.

Tektonische Einheit: Ybbsitz-Klippenzone.

Alter: Frühe Kreide.

Die Mächtigkeit der Glosbach-Formation ist wegen der intensiven Verfaltung nicht verlässlich anzugeben (Abb. 5, 6, 7). HOMAYOUN & FAUPL (1992) schätzen sie wie SCHWINGENSCHLÖGL (1981) auf maximal rund 200 m. HORWEGE (1986) hat dieses Gebiet im Rahmen seiner Diplomarbeit an der Universität Kiel auch strukturell vermessen. Die Schichten fallen mehrheitlich steil nach Süd bis Südwest ein, ein deutliches β -Maximum liegt bei 65/12; Achsenreichen ENE-WSW; generelles SE-Fallen mit allgemeinen Streichrichtung des Gebirgsbaues (siehe Abb. 8).

Die Glosbach-Formation ist auf dem gesamten Kartenblatt Ober-Grafendorf die bei weitem bedeutendste Abfolge der Ybbsitz-Klippenzone und erstreckt sich von West nach Ost fast über das gesamte Kartenblatt mit wechselnder Breite von 100 m (bei Rabenstein) bis auf über 750 m (bei Glosbach).

Unter der Glosbach-Formation befindet sich eine Radiolaritfolge aus grünem und rotem Radiolarit und geringmächtigen pelagischen Kalksteinen (Fasselgraben-Formation, „Aptychenkalk“). Sie bilden im Westen in der Gegend des Glosbaches den Nordsaum gegen die schmale Laab-Decke und sind im Höllgraben und weiter gegen Westen mehrfach geschuppt. Im Osten, wo sie von der Kaiserkogel-Deckscholle der Frankenfels-Decke der Kalkalpen überlagert werden (Ansicht von Haltepunkt 8), liegt die Glosbach-Formation dem Radiolarit auf, was auf eine

inverse Lagerung hindeutet. Im Sonnleitgraben bei Eschenau ist etliche Meter mächtiger dunkler Kiesel-schiefer aufgeschlossen, dort ist auch das bisher einzige Ultrabazitvorkommen des Kartenblattes in Form eines ca. 1 m³ großen Blockes gefunden worden.



Abb. 5, 6, 7: Mehrere Detailansichten des Großaufschlusses Luftstraße

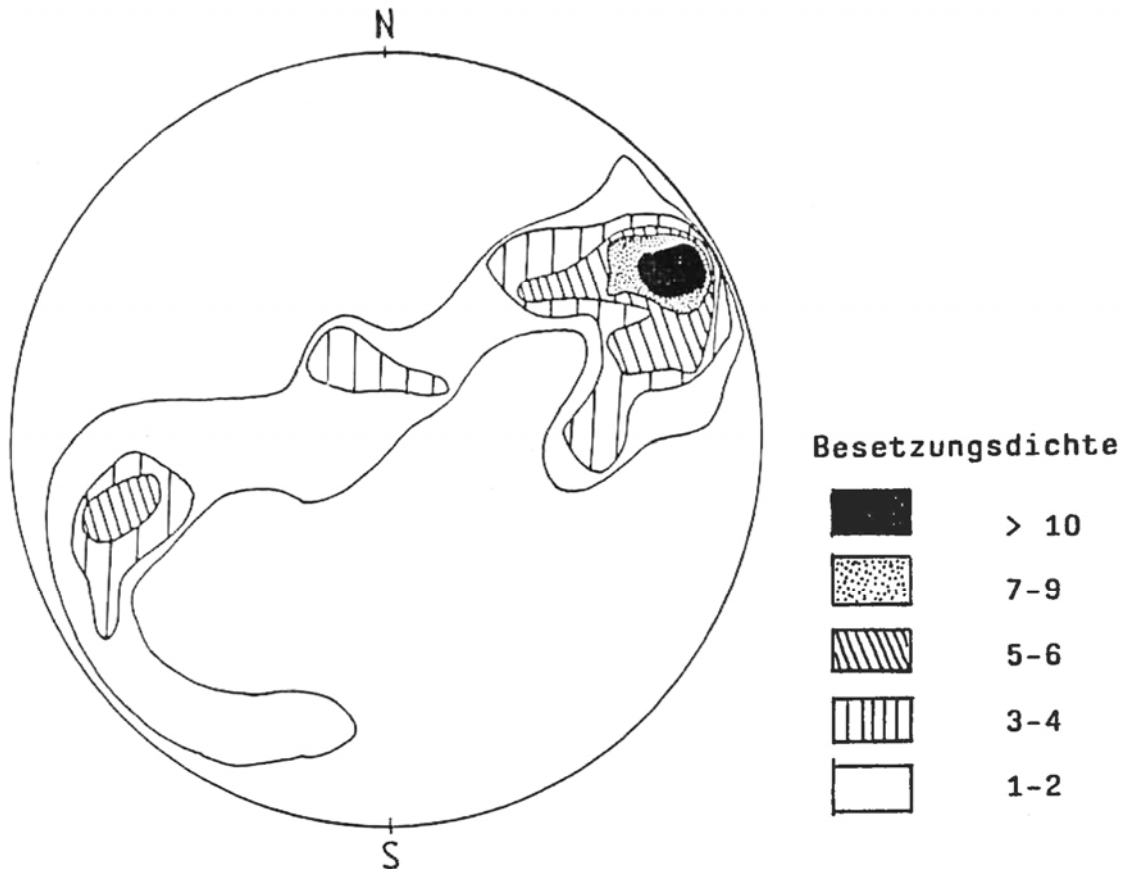


Abb. 8: Summendiagramm der β -Faltenachsen der Glosbach-Formation an der Luftstraße (nach HORWEGE, 1986).

Zur großtektonischen Position der Ybbsitz-Klippenzone

Es kann heute als weitgehend akzeptiert gelten, dass die Ybbsitz-Klippenzone mit ihrer Ophiolithsequenz, der Radiolaritfazies der Mittel-Jura-Gesteine und dem Calpionellenkalk des späten Jura bis Valanginium mit der darauffolgenden „flyschoiden“ Kreideentwicklung weitgehende Übereinstimmung mit der Südpenninischen Arosazone zeigt und damit dem Piemontais-Ozean zuzurechnen ist (u.a. DECKER, 1990; SCHNABEL, 1992). Aber noch immer ist der Bezug zu den entsprechenden Einheiten im Tauernfenster bzw. Rechnitzer Fenster nicht geklärt. Wo in diesen Räumen ist die Ybbsitz-Klippenzone zu finden und wie ist ihre weitere Geodynamik ab der beginnenden Subduktion des Südrandes des Penninikums in der Unterkreide verlaufen?

Die auf Blatt Ober-Grafendorf auffallend breite Entwicklung der Unterkreide der Ybbsitz-Klippenzone in Form der Glosbach-Formation gibt nun neue Hinweise auf ihre Herkunft im Penninischen Raum. Die gesamte Ybbsitz-Klippenzone, und mit ihr auch die Glosbach-Formation, nimmt gegen Westen auf Blatt 54 Melk rasch an Breite ab und verschwindet unter den Kalkalpen. Sie ist im Größing-Fenster SW Plankenstein noch nachweisbar. Erst westlich Gresten

und im namengebenden Raum Ybbsitz ist sie wieder breit entwickelt. Diese auffallende „Struktur von Ybbsitz“ kann bisher noch nicht befriedigend erklärt werden, denn weiter gegen Westen bei Waidhofen an der Ybbs nimmt sie wieder rasch an Breite ab und verschwindet im Pechgraben, im Gebiet der Weyrer Bögen, gänzlich vom Nordrand der Kalkalpen. Unter diesen ist sie allerdings sicher zumindest als Schollenteppich vorhanden, wie Funde von Ophikarbonaten im Fenster von Windischgarsten belegen, wo von PREY (1992) auch Schollen von „Neokom“ beschrieben werden, deren Lithologie durchaus der Glosbach-Formation entsprechen. Auch im Wolfgangsee-Fenster sind vergleichbare Serien mit Ophikarbonaten beschrieben (zusammenhängende Erörterungen aller dieser Vorkommen samt Literaturhinweisen in DECKER, 1987).

Erst im Engadiner Fenster (Fimber-Zone) und an der West-Ostalpengrenze liegt in gleicher tektonischer Position unter und am Rand des Ostalpins die Arosa-Zone, die auch hinsichtlich ihrer Schichtfolge mit der Ybbsitz-Klippenzone eine auffallende Homologie zeigt und mit ihr verglichen wurde (DECKER, 1987; SCHNABEL, 1992). In westlicher Fortsetzung wird in der Platta-Decke die kalkige Bündnerschiefer-Entwicklung z.T. als Palombini-Formation bezeichnet. Diese wird freilich gegen Westen in den Walliser Alpen immer höhermetamorpher und leitet in die Internen Ligurischen Einheiten des klassisch entwickelten Ligurisch-Piemontesischen Ozeans über, wo die Typlokalitäten der Palombini-Schiefer (späte Unter-Kreide – frühe Ober-Kreide) und der Val Lavagna Schiefer (späte Ober-Kreide) zu finden sind.

Wolfgang SCHNABEL hatte vor Jahren Gelegenheit, die Typlokalitäten der Ybbsitz-Klippenzone und die Glosbach-Formation an der Luftstraße mit R. TRÜMPY (Zürich) und M. LEMOINE (Paris) zu besuchen. Beide Kollegen ließen keinen Zweifel daran, dass es sich hier in Niederösterreich um Äquivalente des Südpenninikums handelt. Besonders LEMOINE bezeichnete spontan die hier in Niederösterreich aufgeschlossene schiefrige Unter-Kreide-Entwicklung als die Palombini-Schiefer der Typlokalitäten in den Westalpen und des Nordappennin. Die Ähnlichkeit von Glosbach-Formation und Palombini-Schiefern unterstreicht die enge Verbindung der Ybbsitz-Klippenzone mit dem Südpenninischen Ozean.

Beziehung der Ybbsitz-Klippenzone zur Klippenzone von St. Veit

Die Ybbsitz-Klippenzone wird gegen Osten, etwa ab dem Raum Eschenau immer schmaler und die Glosbach-Formation wird dort von Sandstein, Buntem Schiefer und karbonatischem Flysch jüngeren Alters (Oberkreide, „Zementmergel“) abgelöst. Sie wird ab hier und weiter gegen Osten auf Blatt 56 St. Pölten der Oberkreidefazies der Kahlenberg-Decke immer ähnlicher, die nach PREY (1979) und SCHNABEL (1992) die sedimentäre Hülle der St. Veit-Klippenzone darstellt. Seit der jüngst erfolgten Bearbeitung der Großaufschlüsse des Lainzer Tunnels am Westrand von Wien durch PFERSMANN (2013) sind diese angenommenen engen Beziehungen zwischen der Ybbsitz-Klippenzone und der St. Veit-Klippenzone mit der Kahlenberg-Decke wieder zur Diskussion gestellt worden.

Allgemeiner Abriss für die Haltepunkte E3/4 bis E3/8:*Die Gresten-Klippenzone auf Blatt 55 Ober-Grafendorf*

Auf Blatt 55 Ober-Grafendorf entspricht der Verlauf der Gresten-Klippenzone genau der von GÖTZINGER (1934) so benannten „tektonischen Linie von Rabenstein an der Pielach“, die eine bewegte Erforschungsgeschichte hat. Die auffallende morphologische Depression, die von Texing gegen Osten über Glosbach, die Wetterlucke, den Oberlauf des Königsbaches über Rabenstein und Deutschbach in das Plambachtal zur Meiselhöhe streicht, ist erst mit der Entdeckung des „Inneralpinen Schliers“ auf den westlichen Nachbarblättern durch VETTERS (1929, 1930) in den Blickpunkt der geologischen Forschung geraten. GÖTZINGER (1932, 1934) befasst sich mit der Fortsetzung gegen Osten über das heutige Kartenblatt 55 hinweg, wobei er die gesamte breite Talmulde als „Inneralpine Schlierzone“ auffasst. Die Bedeutung der hier dominierenden Buntmergelserie war ihm noch nicht bewusst. Er berichtet über eine natürliche Gasexplosion im Bereich dieses Schliers bei Kettenreith (GÖTZINGER 1931), er entdeckte die „Neokomkalkklippen“ (= Aptychenkalk/Blassenstein-Formation, Haltepunkt 4), es beschäftigten ihn die „Granitscherlinge in der Klippen-Schlierzone“ (GÖTZINGER 1934: 87) und er deutete die gesamte Zone als eine „Aufpressungszone bzw. Aufschiebungszone“ ... „mit großer Ähnlichkeit mit der Hauptklippenzone des Wienerwaldes“.

Durch die Lehrmeinungen der folgenden Zeit (Gresten-Klippenzone ist Grestener Decke der Kalkalpen; u.a. KOBER, 1955: 252; SCHWENK, 1949; FISCHAK, 1949) ist diese Pionierleistung Götzingers in den Hintergrund getreten. Erst die Anwendung der Mikropaläontologie in den 1950er Jahren brachte die endgültige Klärung der Stratigrafie der „Klippenhülle“ als Buntmergelserie (mit einem Alter von spätem Alb bis spätem Eozän, PREY (1957) in Rogatsboden) und der großtektonischen Zuordnung der Gresten-Klippenzone in den Faziesraum des Helvetikums. Aus faziellen und großregionalen Überlegungen wird nun hier von „Helvetikum im weitesten Sinn“ gesprochen.

Die bis dahin fragliche Provenienz der Kristallinfinde in der Furche von Plambach-Rabenstein-Glosbach wurden von FAUPL (1975, 1977, 1978) als zum Alttertiär gehörige Komponenten der Buntmergelserie erkannt. Die zusammenhängende flächige Aufnahme der gesamten Klippenzone und ihres Rahmens wurde in den Jahren von 1985 bis 1988 von Arbeitsgruppen der Universität Kiel im Rahmen von Diplomarbeiten unter der Leitung von M. SARNTHEIN aufgenommen (BAUMANN, 1986; HORWEGE, 1986; MILKERT, 1987; GÜNTHER, 1988; SCHULZ, 1988). In Anlehnung an die Verhältnisse im westlichen Niederösterreich wurde der südliche Rahmen der Gresten-Klippenzone allerdings noch als zur Flyschhauptdecke gehörig angesehen. Die Überarbeitung für die Fertigstellung von Blatt 55 Ober-Grafendorf ergab eine Zugehörigkeit zur Laab-Decke hauptsächlich durch die Auswertung der Schwermineralanalysen (Zirkonvormacht) und durch die Verfolgung der Zone gegen Osten auf das Blatt 56 St. Pölten.

Die Aufschlussverhältnisse in dieser „Tektonischen Linie von Rabenstein an der Pielach“ sind die denkbar schlechtesten. Die dominierende Buntmergelserie ist nur an wenigen Stellen des Plambaches in Prallhängen gut sichtbar (z.B. Haltepunkt 6), ansonsten nur durch Rotfärbung im Boden verfolgbar oder in kleinen periodischen Aufschlüssen in Seitengerinnen. In den flach abfallenden Wiesen sind großflächige Solifluktsdecken bis zu etlichen Metern Mächtigkeit, Rutschtendenzen und abgrenzbare Rutschkörper die Regel. Die Nordbegrenzung der Gresten-Klippenzone bildet der Flysch der Greifenstein-Decke (Haltepunkte 5 und 7), der auch morphologisch deutlich in Erscheinung tritt. Ebenso deutlich tritt im Süden der meist schmale Zug der Sandsteine der Laab-Decke hervor, an den wieder die Ybbsitz-Klippenzone anschließt. Damit ist der Bau der Gresten-Klippenzone dieses Raumes eher mit jener der Hauptklippenzone des Wienerwaldes vergleichbar

Von besonderem Interesse an dieser Depression sind zwei lange epigenetische Täler an deren Rändern. Westlich des Pielachtales ist es der Unterlauf des Königsbaches, der beim Maunglberg bis zur Mündung in die Pielach südlich Rabenstein die weichen Gesteine der Buntmergelserie verlässt und durch den Zug der harten Glosbach-Formation und sogar durch die Rauhwacke der Stirn der kalkalpinen Frankenfels-Decke einschneidet. Östlich des Pielachtales ist es der Plambach, der im Unterlauf bei Postl von seinem E–W-Verlauf in der Buntmergelserie plötzlich gegen NW abbiegt und durch ein 1 km langes enges Tal quer zu den harten Flyschgesteinen zum Pielachtal westlich Mainburg durchbricht.

Geologie bei der Anreise zu Haltepunkt E3/4

Die Fahrt führt von der Luftstraße ein kleines Stück zurück nach Norden und dann gegen Osten über die Straße Richtung Rabenstein über die Wetterlucke in den Oberlauf des Königsbaches zum alten Steinbruch an der Straße. Die besondere Stellung der Klippen hier inmitten der Flyschzone hat GÖTZINGER (1932: 52 oben) erst verhältnismäßig spät entdeckt, waren doch bis dahin zwischen den Stollberger Klippen der Hauptklippenzone im Gölsental und der Klippenregion bei Scheibbs keine „Klippen“ bekannt.

**Haltepunkt E3/4:
Steinbruch im „Aptychenkalk“ im Königsbachtal**

ÖK 55 Ober-Grafendorf, Königsbachtal.

(BMN M34 R: 682389, H: 325682, WGS84 E: 15°25'33,7", N: 48°03'59,5").

Thema: Blassenstein-Formation.

Lithologie: Dünn- bis mittelbankige, hellgraue Mergelsteine und Fleckenmergel, Calpionellenkalk.

Tektonische Einheit: Gresten-Klippenzone, Helvetikum.

Alter: SpäterJura (spätes Tithonium) bis späte Frühe Kreide (Aptium).



Abb. 9: Aufgelassener Steinbruch mit „Aptychenkalk“.

Der aufgelassene kleine Steinbruch (Abb. 9) zeigt das typische Bild des „Aptychenkalkes“ (nun Blassenstein-Formation) der Gresten-Klippenzone. Es handelt sich um dünn- bis mittelbankige, hellgraue Mergelsteine und Fleckenmergel mit auffallend weißlicher Anwitterung und zwischengelagerten dünnen, weichen Mergellagen. Das Gestein fällt mittelsteil in südliche Richtungen und ist stark gestört. Im Steinbruch wie in der gesamten Umgebung zeigen Faltenachsen fast durchwegs mittelsteil bis steil gegen Süden.

Es ist auffallend, dass im gesamten Abschnitt der Gresten-Klippenzone des Kartenblattes 55 solche „Klippen“ eine Seltenheit sind und nur im Abschnitt von der Wetterlucke über den Oberlauf des Königsbaches und entlang des Loizenbaches bis Rabenstein deutlich hervortreten. Nur im Plambachtal ist noch ein kleines Vorkommen extrem zerscherten „Aptychenkalkes“ westlich Postl gefunden worden. Die „Klippen“ hier sind fast nur in der „Aptychenkalk“-Fazies vertreten, einzelne geringmächtige Lagen der grünlichen Tonsteine der Zeller Schichten sind in der Klippe beim Loizenbach westlich Rabenstein vorhanden. Wegen ihrer geringen Mächtigkeit sind sie aber im Maßstab 1:50.000 nicht darstellbar. Alle diese Vorkommen sind der Waidhofener Fazies (s.u.) zuzuordnen. Vereinzelt Hinweise in den Aufnahmeberichten von GÖTZINGER über Vorkommen von Grestener Schichten sind anzuzweifeln. Nicht unerwähnt soll sein, dass unmittelbar SE von Rabenstein ein Kohleschurf existiert haben soll. Die Klippen im Königsbach und Loizenbach grenzen im N an steile bis überkippte, sehr gestörte ältere Flysch-Formationen der südlichsten Schuppe der Greifenstein-Decke (Mainburg-Schuppe), an allen anderen Seiten sind sie von Buntmergelserie umgeben.

Noch immer ist der traditionell überlieferte Terminus „Aptychenkalk“ der für diese Formation übliche Bezeichnung, obwohl Aptychen hier wie auch über weite Strecken der Klippenzone kaum zu finden sind. Die Bezeichnung „Calpionellenkalk“ würde der Charakterisierung dieser Fazies wohl eher entsprechen. Den Empfehlungen der stratigrafischen Kommission folgend wurde für den „Aptychenkalk“ der Gresten-Klippenzone als lithostratigrafische Einheit der Formationsname Blassenstein-Formation gewählt. Typlokalität ist der Blassenstein bei Scheibbs, die höchste Erhebung in der Gresten-Klippenzone, an dessen Nordhang diese Formation besonders schön aufgeschlossen ist. Der Name leitet sich von den „Blassenstein-Schichten“ ab (TRAUTH, 1950; Untere und Obere Blassenstein-Schichten). DECKER (1987) hat eine zeitgemäße Faziesanalyse der Gesteine der Klippenzonen im westlichen Niederösterreich durchgeführt. Aufgrund reicher Foraminiferen-, Nanno-, und Calpionellenführung reicht das Alter der Blassenstein-Formation vom Späten Jura (spätes Tithonium) bis in die späte Frühe Kreide (Aptium). Gegen das Hangende nehmen die Mergellagen zu.

Der Ablagerungsraum der Gresten-Klippenzone am passiven Kontinentalrand Europas mit listrischen Verwerfungen und unterschiedlichen, von Canyons durchschnittenen Sedimentationsräumen schafft wechselnde kleinräumige Lithologien und hat zu einer Vielzahl von stratigrafischen Namen geführt, die in zahlreichen Arbeiten von TRAUTH ihren Niederschlag gefunden haben. Im Wesentlichen können zwei Faziesbereiche erkannt werden – die eher küstennahe Waidhofener Fazies mit geringmächtigen Formationen und die küstenfernere Scheibbser Fazies mit mächtigeren und besonders im Mittel-Jura pelagischen Entwicklungen am tieferen Kontinentalhang. Die Scheibbser Fazies könnte zur karbonatfreien Tiefseesedimentation der Ybbsitzer Entwicklung im Penninischen Ozean überleiten.

Abschließend sei noch eine Episode über diesen Klippenzug im Königsbachtal erwähnt. GÖTZINGER (1932: 52), entdeckte erstmals die als „Neokomkalkklippen“ beschriebenen Vorkommen zwischen Rabenstein und der Wetterlucke was zu einem Disput über die Priorität zwischen ihm und SOLOMONICA (1934a) führte. Dieser meinte aber offenbar ein anderes

Vorkommen, nämlich „von der Plambacher Höhe“, wo aber auch jetzt trotz mehrmaliger Erwähnungen in der Literatur keine Jura-Unterkreide-Klippe gefunden werden konnte. Wahrscheinlich sah er das auffallende Zementmergelvorkommen westlich vom Schneiderhof als eine solche „Klippe“ an (Exkursionspunkt 7), denn bereits im selben Jahr SOLOMONICA (1934b: 2 unten) schreibt er: „Zweifelhaft ist, ob die von mir 1934 beschriebene Klippe westlich Rotheau in diese Reihe gehört.“

Weiterfahrt nach Rabenstein zum Haltepunkt 5: Richtung Rabenstein führt die Straße gegen Osten zunächst durch eine Talweitung des Königsbaches durch Buntmergelserie. Nach etwa 0,5 km ist bei der Brücke im Bachbett periodisch der tektonische Kontakt der Buntmergelserie (hier Eozän) mit der Glosbach-Formation (Ybbsitz-Klippenzone) zu sehen. Die hier zu erwartende Laab-Decke ist auf einige 100 m Länge ausgequetscht. Es beginnt ein epigenetisches Tal (s.o.) in dem der Königsbach die durch die Buntmergelserie verursachte Mulde verlässt und südlich des Maunglberges mit steilen Flanken die harte Glosbach-Formation durchschneidet, an einer Stelle sogar die Rauhwacke an der Stirn der Frankenfels-Decke. Die Straßenbiegung gegen Rabenstein durchschneidet einen schmalen Streifen der Laab-Decke und tritt gegen den Ort wieder in die Buntmergelserie ein. In der Umgebung von Rabenstein hat die Pielach entlang des tektonischen Streichens eine breite Talflur geschaffen.

Allgemeiner Abriss für die Haltepunkte E3/5 und E3/7

Die Greifenstein-Decke an deren Südrand zur Gresten-Klippenzone

Der Blattschnitt von 55 Ober-Grafendorf erlaubt es, durch das Hereinreichen des östlichsten Ausläufers der Kilb-Störung den Übergang der Rhenodanubischen Hauptflyschdecke im Westen zur Greifenstein-Decke im Osten zu zeigen. Von dieser Stelle an, an der die gesamte Flyschzone nur etwa 2 km breit ist und die Greifenstein-Decke ihr westliches Ende findet, gewinnt die Greifenstein-Decke gegen Osten rasch an Breite. Im Blattbereich erreicht sie nach nur rund 15 km bereits etwa 8 km Breite, um dann weiter gegen Osten noch breiter zu werden.

An der bedeutenden Kilb-Störung erscheint am Nordrand der Flyschzone die Tulbingerkogel-Decke, die an den Haltepunkten 1 und 2 besprochen wurde. Südlich davon entwickelt sich die Greifenstein-Decke, die am westlichen Kartenrand an der Störung fast gänzlich auskeilt und sich von dort gegen Osten über das Pielachtal hinweg mit vier Schuppen zunächst auf 6 km verbreitert, östlich des Plambacheck-Störungssystems existieren am östlichen Blattrand sogar sechs Schuppen mit insgesamt 8 km Breite.

Diese Schuppen besitzen keilförmige Schrägzuschnitte an ihren Rändern (Abb. 10). Von Norden nach Süden werden unterschieden:

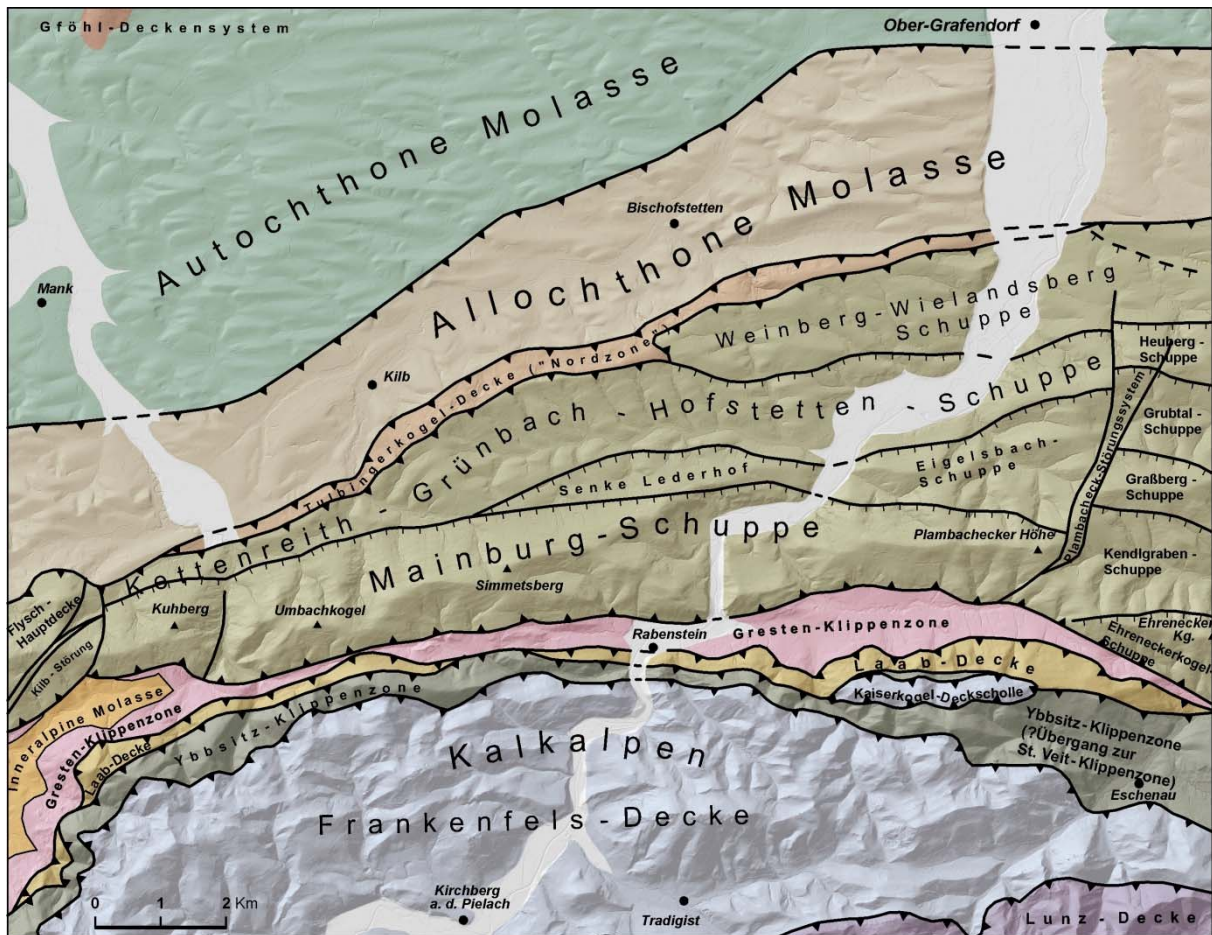


Abb. 10: Schuppenbau der Flyschzone auf ÖK 55 Ober-Grafendorf.

1. Die Weinburg-Wielandsberg-Schuppe

Sie beginnt im Westen keilförmig beim Hamesberg und weist meist eine ungestörte, südfallende Folge von der Altlenzbach-Formation (Maastrichtium-Paleozän) bis in die Greifenstein-Formation (oberstes Paleozän-Eozän) auf. Im liegenden Nordteil wurde bei Haltepunkt 2 bereits der Steinbruch angesehen. Die Alter sind durch Nannofossilien gesichert. Die Schwermineralfraktionen der von siliziklastischem Sandstein dominierten Altlenzbach-Formation haben im Maastrichtium das übliche Granat-Maximum. Im Paleozän ist der Umschlag zu Zirkon-Turmalin dominierten Spektren gut nachweisbar. Im Paleozän setzen Pelit-dominierte, distale Turbidite ein, die gegen oben von mürben, groben, bräunlichen, siliziklastischen Sandsteinen abgelöst werden. Deren Schwermineralführung ist durch ein sehr deutliches Zirkon-Maximum gekennzeichnet. OBERHAUSER (1984) führt von einem kleinen Steinbruch bei Waasen am Pielachufer den Fund einer *Discocyclus* im Dünnschliff an. Begleitende Tonmergel ergaben an der Blattgrenze (Zeilerbauer) ein früh-eozänes Alter (NP12). Es handelt sich hier also eindeutig um das westlichste Auftreten der Greifenstein-Formation, die damit beim Pielachtal beginnt. Westlich des Pielachtales lässt sich die pelitreiche Folge des Paleozäns noch im Hangenden bis zum Auskeilen der Weinburg-Wielandsberg-Schuppe an der Nordfront der Greifenstein-Decke bei Kote 445 verfolgen und ist durch auffallend flache Hangformen auch im unaufgeschlossenen Gelände gut verfolgbar.

2. Die Kettenreith-Grünsbach-Hofstetten-Schuppe

Sie beginnt ganz schmal an der Kilb-Störung, wo vollständig zerriebene Sandsteine schon als Kataklasit des Störungsbereiches zu deuten sind. Die Schwermineralführung mit Granatdominanz lässt auf die Altlenzbach-Formation schließen, die sich dann immer breiter werdend, über den Zettelsbach bei Kettenreith und südlich Kilb entlang in das Grünsbachtal bis Hofstetten erstreckt und auch über das Pielachtal hinaus verfolgen lässt. Die Schuppe endet am Plambacheck-Störungssystem und findet gegen Osten eine entsprechende Fortsetzung in der Heuberg-Schuppe. Die Kettenreith-Grünsbach-Hofstetten Schuppe besteht größtenteils wieder aus der Altlenzbach-Formation, die meist flach bis mittelsteil gegen Süden einfällt. Häufig sind kalkmergelbetonte Partien, deren kalkige Nannoplanktonführung oft ein Campanium-Alter anzeigt. Das dürfte allerdings auf Umlagerungen in die silizlastischen Turbidite des Maastrichtium der Altlenzbach-Formation zurückzuführen sein, wie sie auch in der Ahornleiten-Subformation (EGGER, 1995) im westlichen Abschnitt der Flyschdecke nachgewiesen sind, ohne dass allerdings hier eine solche Subformationsgliederung möglich ist. Schwermineralspektren haben in diesen Partien durchwegs ein Granatmaximum. Strömungsmarken zeigen einen Transport von Ost gegen West an. Dies sind alles typische Merkmale für das Maastricht der Altlenzbach-Formation. Im Abschnitt des Pielachtales südlich Hofstetten ist im Hangenden dieser Schuppe im Unterhang des Hofstettnerberges und über den Aigelsbach hinwegstreichend zum Hof Merkenberg Untereozän (NP 10 und 11) in sehr pelitisch-mergeli-ger Flyschfazies nachgewiesen, ebenso an der Mündung des Grünsbaches. Dieses Alter deckt sich mit dem des Greifenstein-Decke-Sandsteins der nördlichen Weinberg-Wielandsberg-Schuppe und es ist durchaus denkbar, dass sich hier die distale Entwicklung dieses Greifenstein-Decke-Turbiditfächers erhalten hat. Auch die Schwerminerale haben ein Zirkon/Turmalin/Rutil-Maximum bei weitgehendem Zurücktreten von Granat.

3. Die Eigelsberg Schuppe

Sie beginnt westlich des Pielachtales in der praktisch aufschlusslosen Senke bei der Rotte Dörfel und dem Lehenhof. Wieder ist es eine normal gelagerte Folge der späten Oberkreide, die hier allerdings in einem kurzen Abschnitt beim Jägerhof schon mit der Kalkgraben-Formation („Zementmergelserie“) des Campaniums beginnt und mit einem Aufschluss der Perneck-Formation des Ober-Campanium zur Altlenzbach-Formation überleitet. Östlich des Pielachtales verbreitert sich diese Schuppe und die Schichtfolge wird vollständig. Im Norden beim Kühberg erscheint an der Basis nochmals die Kalkgraben-Formation. Über den Hofstettnerberg und durch den Aigelsbach streicht eine mächtige Sandsteinfohle der Altlenzbach-Formation. In den südlichen Seitengraben des Aigelsbaches ist wieder Paleozän in zunehmend pelitischer Fazies vertreten, nachgewiesen durch kalkiges Nannoplankton und einer allmählichen Zunahme des Zirkons gegenüber dem Granat in den Schwermineralspektren. Die Schuppe endet am Plambacheck-Störungssystem und findet östlich davon keine Entsprechung. Sie wird dort von zwei weiteren Schuppen abgelöst (Grubtal- und Graßberg-Schuppe).

4. Die Mainburg-Schuppe

Es ist die südlichste der vier Schuppen östlich des Plambacheck-Störungssystems und zeigt eine fast vollständige Schichtfolge der Hauptdecke des Rhenodanubischen Flysches von der

späten Unterkreide bis (zumindest) zum spätesten Maastrichtium. Das ist insofern bemerkenswert, als die älteren Formationen bis zur Kalkgraben-Formation, die im westlichen Abschnitt (Vorarlberg, Bayern) dominieren, gegen Osten zugunsten der jüngeren zurücktreten und im Niederösterreichischen Anteil nur mehr sehr untergeordnet vorhanden sind.

Die Mainburg-Schuppe ist eine Mulde, die gegen Westen, d.h. gegen die Kilb-Störung, mit einem achsialen Gefälle gegen Osten aushebt und an der Kilb-Störung mit ihren ältesten Schichtgliedern auskeilt. Diese sind entsprechend stark gestört, sodass sie kaum flächig abgrenzbar sind und meist nur als „Ältere Flyschformationen i. Allg.“ zusammengefasst werden können. Sie umfassen die kalkige Tristel-Formation mit stellenweise bunten Brekzienbänken, („Neokomflysch“), die Rehbreingraben-Formation („Gaultflysch“, kenntlich an den dunklen Schiefen und den Glaukonitquarziten), Bunte Schiefer verschiedener Niveaus und die siliziklastischen Sandsteine der Reiselsberg-Formation (Cenomanium-Turonium). Durch einen Querbruch verstellt, tauchen ab dem Zettelsbach gegen Osten die jüngeren Formationen auf. Am Nord-Schenkel der Mulde ist im Teufelsgraben das vollständigste Profil nachzuweisen (Unterkreide und Cenomanium) mit Reiselsberg-Formation, bunten Schiefen der Kalkgraben-Formation (mit gut erhaltenen *Helmintoidea*-Spuren) und den bunten Schiefen der Perneck-Formation, bis in die Altlenzbach-Formation. Diese bildet entlang der gesamten Schuppe den Kern und ist im Süd-Schenkel stellenweise überkippt. Die älteren Schichtglieder sind hier sehr reduziert und gegen den Kontakt zur Gresten-Klippenzone stark gestört oder fehlen gänzlich (Haltepunkte 5 und 7).

Östlich des Plambacheck-Störungssystems dürfte die Mainburg-Schuppe der Kendlgraben-Schuppe entsprechen. Auch diese bildet eine Mulde, deren Schenkel mächtige Abfolgen der Altlenzbach-Formation enthält, die im Muldenkern bis in das Paleozän reichen. Südlich davon schließt noch eine weitere Schuppe an, die Ehreneckerkogel-Schuppe. Es ist dies die sechste Schuppe östlich des Störungssystems, der sich auf Blatt 56 St. Pölten vielleicht sogar noch eine weitere anschließt.

Das Plambacheck-Störungssystem

Es ist auffallend, dass an der Linie Schneiderhof im Plambachtal über die Senke Dreihöf (K 515) und den Oberlauf des Grubtales die Morphologie einen auffallenden Wechsel zeigt. Die von West her lange regelmäßig gegen Ost streichenden Höhenzüge, die vom Pielachtal zwar durchschnitten, aber nicht unterbrochen werden, enden an dieser Linie abrupt und finden östlich davon keine Fortsetzung. Es kann geradezu von einer Reliefumkehr im weiteren Sinn gesprochen werden. Im Oberlauf des Grubtales sind an einer fast geraden, NNE-SSE verlaufenden Linie auffallende Quellsinterbildungen, abweichende Streichrichtungen, Steilstellungen und z.T. steile Falten zu finden. Ähnlich ist es im Oberlauf des Aigelsbaches (über die Verhältnisse im Süden gegen das Plambachtal, siehe Haltepunkt 7).

Endgültige Gewissheit über dieses Störungssystem hat die Laserscan-Aufnahme gebracht. Abbildung 10 zeigt das System mit den darin eingetragenen tektonischen Einheiten. Gegen

Norden wird der Betrag der Verstellung immer geringer und die nördliche Weinburg-Wielandsberg-Schuppe scheint davon nicht mehr betroffen zu sein.

Haltepunkt E3/5:

Steinbruch Rabenstein

ÖK 55 Ober-Grafendorf, Steinbruch bei Rabenstein

(BMN M34 R: 686606, H: 326107, WGS84 E: 15°28'57,2", N: 48°04'14,8").

Thema: Altlenzbach-Formation.

Lithologie: Wechsellagerung von Sandstein- und Tonsteinbänken.

Tektonische Einheit: Greifenstein-Decke.

Alter: Maastrichtium.

Im Steinbruch ist eine ca. 60 m mächtige Schichtfolge der Altlenzbach-Formation aufgeschlossen (Abb. 11, 12), die derzeit leider verfüllt wird. Die Abfolge ist eine Wechsellagerung von Sandstein- und Tonsteinbänken, wie sie für eine Flyschfazies mit Turbiditen und hemipelagischen Sedimenten charakteristisch ist, die unter den Bedingungen von periodischen Trübe- strömen in unterschiedlichen Fächerbereichen sedimentiert wurde.

Der Steinbruch befindet sich am Südrand der Mainburg-Schuppe, der südlichsten Schuppe der Greifenstein-Decke. Sie bildet hier eine Mulde, deren Südrand gegen die Gresten-Klippenzone (oder Hauptklippenzone) überkippt ist und an die „tektonische Linie von Rabenstein an der Pielach“ grenzt. Der südliche Teil ist also das ursprünglich Liegende.

HINTEREGGER (1977) beschreibt von den „obersten Metern des Steinbruches“ Funde der Fraßspur *Helminthoidea*. Dies könnte ein Hinweis darauf sein, dass wir uns ganz nahe der liegenden Kalkgraben-Formation („Zementmergelserie“) befinden, für die diese Lebensspur typisch ist. Diese ist ja nur wenige 100 m gegen Osten auch an der Oberfläche erschlossen. Derselbe Autor beschreibt von hier auch Strömungsmarken von NW nach SE, was für die Altlenzbach-Formation nicht typisch ist, in der ein Tarnsport von Osten gegen Westen vorherrscht, vielleicht auch das ein Hinweis auf die Nähe der Kalkgraben-Formation. Die Fossilführung ist sehr spärlich, auch Foramiferen beschränken sich auf nicht-leitende agglutinierende Benthos-Formen. Nur kalkige Nannofossilien ergaben ein verlässliches Maastrichtium-Alter (det. H. STRADNER in HINTEREGGER, 1977).

Der Steinbruch schließt also das Liegende der Altlenzbach-Formation auf, das in der Flysch-Hauptdecke der westlichen Flyschzone durch eine mehrere 100 m mächtige sandsteindomi- nierte Folge gekennzeichnet ist (Roßgraben-Subformation, EGGER, 1995). Auch auf Blatt ÖK 71 Ybbsitz (RUTTNER & SCHNABEL, 1988) konnte diese noch kartierungsmäßig gut erfasst

werden. Hier, östlich der Kilb-Störung, ist das nicht mehr möglich, ebenso wie im Wienerwald auf Blatt 58 Baden.



Abb 11: Der Steinbruch Rabenstein (Zustand August 2011).

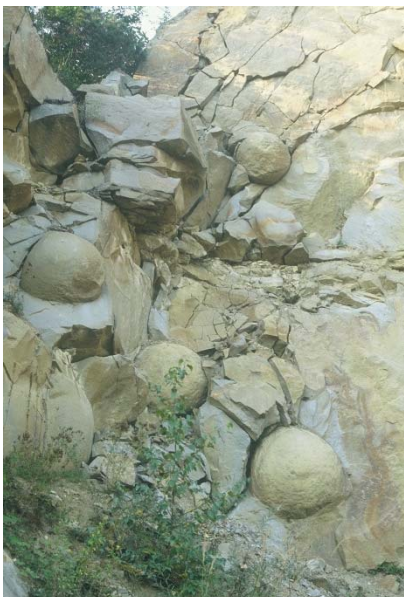


Abb. 12: Kugelförmige Konkretionen (bis zu 1 m Durchmesser) in einem subaquatischen Rutschkörper im linken Teil des Steinbruchs (Fotos: D. MILKERT und W. SCHNABEL, Zustand 1986 und 1989).

Die Buntmergelserie im Plambachtal.

Geologie bei der Anreise zu Haltepunkt E3/6

Von Haltepunkt 5 (Steinbruch Rabenstein) über die B39 (Pielachtal-Bundesstraße) nach Norden bis Mainburg (Pielachknie) und 0,75 km gegen Osten bis zur Abzweigung der Straße nach Steubach. Weiter gegen SE durch ein enges epigenetisches Tal, welches quer zum Streichen durch die Mulde der südlichsten Schuppe der Greifenstein-Decke durchführt, erst durch die eingemuldete Altlenzbach-Formation, dann durch den gestörten und teilweise überkippten Südschenkel mit Kalkgraben-Formation („Zementmergelserie“) und Bunten Flyschschiefern, die an die Buntmergelserie grenzen. Im Herbst 2008 war hier in einem periodischen Aufschluss der Kontakt des Flysches mit der Buntmergelserie zu sehen, die die auffallend weite Senke des Plambachtales morphologisch prägt. Nach etwa 0,5 km entlang des Plambaches gegen Osten wird der Haltepunkt 6 erreicht.

Haltepunkt E3/6a:

Wiesengelände

ÖK 55 Ober-Grafendorf, Hof südlich der Brücke über den Plambach
(BMN M34 R: 689097, H: 326074, WGS84 E: 15°30'57,5", N: 48°04'14,6").

Thema: Buntmergelserie

Lithologie: bunte Schiefer, grünliche, glaukonitführende Sandsteinbänke, grüngraue siltige Tonmergel.

Tektonische Einheit: Gresten-Klippenzone.

Alter: Albium bis Spätes Eozän.

Die Senke des Plambachtales ist durch die Buntmergelserie verursacht, die hier besonders breit entwickelt ist. Gegen Westen ist der flache Rücken zum Deutschbachtal sichtbar, durch den, obwohl nur rund 25 m hoch, der Plambach nicht durchgebrochen ist, sondern stattdessen den Weg durch die harten Flyschgesteine nach NNW gewählt hat. Dieser Rücken ist größtenteils von härteren Gesteinen des hangenden (paläogenen) Teils der Buntmergelserie aufgebaut, die hier Sandsteine und auch offenbar in größerem Maße die Kristallinkonglomerate führte (GÖTZINGER & EXNER, 1953; FAUPL, 1975). Im kleinen Wäldchen gegen das Plambachtal zu waren sie undeutlich aufgeschlossen, leider wurden dort 2012 auch größere Mengen von Aushubmaterial abgelagert. Im kleinen Seitentälchen südlich des Hofes Klaus ist ein kleiner Aufschluss eines tektonisch stark zerscherten Aptychenkalkes angetroffen worden, die einzige vorgefundene Stelle einer „Klippe“ im gesamten Plambachtal.

Die flach gegen Süden und Norden ansteigenden Wiesen des Plambachtales wachsen auf tiefgreifenden Solifluktionsböden und Rutschungen. Dass diese durch die Buntmergelserie bedingt sind, kann aus kleinen Aufschlüssen in den Seitentälchen und stellenweiser Rotfärbung der Böden geschlossen werden. Die Geländekanten zu den Rändern der flachen Wiesen sind sehr deutlich, im Norden grenzt die Greifenstein-Decke an die Mulde, im Süden die Laab-Decke.

Der hier beschriebene Bereich deckt sich mit der „tektonischen Linie von Rabenstein an der Pielach“ (GÖTZINGER, 1931). GÖTZINGER (1932: 51) berichtet über eine östliche Fortsetzung der „inneralpinen Schlierzone“ (= Molasse) über Rabenstein bzw. Deutschbach. Später erwähnt er ebenfalls „dunklen Schliermergel“ (GÖTZINGER, 1961: A32). Auch FISCHAK (1949) kartierte einen Streifen „Oligozän“ auf seiner Karte aus. Molasse konnte im Zuge der jüngsten Arbeiten für dieses Blatt nicht festgestellt werden. Die weiche weite Morphologie der Mulde des Plambachtales lässt eine solche Vermutung allerdings nicht ganz unbegründet erscheinen. Hier ist sicher in Erwägung zu ziehen, dass sich die Aufschlussverhältnisse gegenüber den frühen Bearbeitern in den 1930er und späten 1940er Jahren des vorigen Jahrhunderts dramatisch verschlechtert haben, hauptsächlich durch den Einsatz schwerer Erntegeräte und Planiermaßnahmen.

Als Beispiel möge ein Bericht von SOLOMONICA (1934b) dienen, der aus der Umgebung von Eschenau, Eichberg, Mangelberg und Glosbach, also entlang der gesamten Gresten-Klippenzone, „Quarz-Feldspat-Sandsteine ... graue Kalkbreccien, die reichlich Nummuliten führen“ beschreibt. Das sind alles Gesteine, die in das heutige Bild des Paleozän-Eozän der Buntmergelserie passen, doch ist von alledem an den angegebenen Lokalitäten nichts mehr zu finden gewesen. Andererseits konnten auch etliche neue Vorkommen solcher Klastika gefunden werden.

Zum besseren Verständnis des alten Schrifttums ist hervorzuheben, dass das völlige Fehlen von Megafossilien in der Buntmergelserie die zeitliche Einstufung sehr erschwert hat. Die bunten Schichten sind als „Klippenhüllgesteine“ natürlich aufgefallen und galten lange Zeit als „Neokom“. SOLOMONICA (1934b, siehe oben) hat aufgrund der Nummulitenfunde in den Kalkbreccien geschlossen, dass „sich aber, zumindest für den größten Teil der Hüllgesteine, insbesondere für die roten Schiefer, ebenfalls eozänes Alter“ ergibt. Die ersten Hinweise auf Frühe Kreide finden sich im Aufnahmebericht des Jahres 1952 (GÖTZINGER, 1953), wo die ersten Foraminiferenbestimmungen von NOTH in „schlierähnlichen Schiefen grünliche und graue Mergel, auch violettgraue härtere Mergel“ Hinweise auf oberste Kreide ergeben haben. Daraus ist auch ersichtlich, dass auch die Buntmergelserie lange als „Inneralpiner Schlier“ angesehen wurde. GÖTZINGER (1961) berichtet von „dunklem Schliermergel und ... Schliermergel mit Kalksandsteinbänken“ beim Hof Schneider (möglicherweise Exkursionspunkt 7). Der Begriff „Schlier“ im älteren Schrifttum ist also weit gefasst und kann nach heutiger Anschauung missverständlich sein.

Große Fortschritte wurden dafür seitdem hinsichtlich der stratigrafischen Einstufungen gemacht, fußend auf der Auswertung der reichen Foraminiferenfauna (PREY, 1957, Rogatsboden) und der Nannoflora (det. STRADNER, Pionierarbeiten). So kann das Alter der Buntmergelserie von spätem Albium bis spätem Eozän als gesichert gelten, wenn auch wegen der extremen tektonischen Beanspruchung kaum durchgehende Schichtfolgen überlebt haben. Die primäre Mächtigkeit ist wegen der intensiven tektonischen Beanspruchung schwer abschätzbar und dürfte 200 m kaum überschreiten. Es ist auffallend, dass im Abschnitt der Karte ÖK 55 Ober-Grafendorf (fast) nur die jüngeren Anteile ab der höheren Oberkreide vertreten zu sein scheinen. Es fehlen aber auch die älteren Klippengesteine mit wenigen Ausnahmen.

In den Prallhängen des Plambaches rund um den Hof ist das Paläogen der Buntmergelserie immer wieder sichtbar, die Aufschlüsse verändern sich jedoch von Jahr zu Jahr. Die tektonische Beanspruchung ist enorm. Neben den charakteristischen bunten Schiefern sind hier auch grünliche, glaukonitführende Sandsteinbänke zwischen grüngrauen siltigen Tonmergellagen zu finden, das kalkige Nannoplankton ergab Alter von frühem Eozän (ab Ypresium, NP12) ergeben haben. Die Sandsteine haben ein sehr einheitliches Schwermineralspektrum. Rund 20 Proben aus dem weiteren Bereich streuen kaum und haben Zirkongehalte von rund 70 %, daneben kommen Turmalin (20 %), Rutil (19 %), und andere, einschließlich Granat mit 1 % vor. Es bestand also ein saures Liefergebiet, wie es hier am südlichen Kontinentalhang Europas zu erwarten ist.

Haltepunkt E3/6b:

Prallhang

ÖK 55 Ober-Grafendorf, Prallhang des Plambaches

(BMN M34 R: 689097, H: 326074, WGS84 E: 15°30'57,5", N: 48°04'14,6").

Thema: Buntmergelserie
Lithologie: bunte Schiefer, grünliche, glaukonitführende Sandsteinbänke, grüngraue siltige Tonmergel.

Tektonische Einheit: Gresten-Klippenzone.

Alter: Späte Kreide.

Der Aufschluss zeigt die charakteristische bunte Fazies der Oberkreide der Buntmergelserie (Abb. 13). Die extreme tektonische Beanspruchung ist nicht nur für hier, sondern für den ganzen Verlauf der Gresten-Klippenzone typisch. Erfahrungsgemäß sind diese Mergel sehr reich an Foraminiferen, wobei benthonische Sandschaler überwiegen. Dagegen ist diese bunte Fazies meist frei von kalkigen Nannofossilien. An dieser Stelle wurden keine genauen Einstufungen vorgenommen, da die geologische Einordnung in den Gebirgsbau eindeutig ist.



Abb. 13: Typisches Gestein der Buntmergelserie im Plambachtal.

Geologie bei der Anreise zu Haltepunkt E3/7

Vom Haltepunkt 6 etwa 1,5 km entlang des Plambaches gegen Osten wird wieder der nördlich angrenzende Flysch der Greifenstein-Decke erreicht, was sich deutlich in der steileren Morphologie bemerkbar macht. Hier sind am Südrand der Decke schmale Späne von älteren Formationen und auch sehr deutlich die Kalkgraben-Formation vorhanden. Sie ist in einem Steinbruch in einem deutlichen Härtling im Hang gut aufgeschlossen.

Haltepunkt E3/7:**Steinbruch Kalkgraben-Formation**

ÖK 55 Ober-Grafendorf, oberes Plambachtal, (BMN M34 R: 690570, H: 326278, WGS84 E: 15°32'08,6", N: 48°04'21,7").

Thema: Kalkgraben-Formation („Zementmergel“).

Lithologie: Kalksandsteine und Kalkmergel.

Tektonische Einheit: Greifenstein-Decke (Mainburg-Schuppe).

Alter: spätes Campanium.

Der Steinbruch befindet sich am Südrand der Greifenstein-Decke und zeigt die Kalkgraben-Formation am Südrand der Greifenstein-Decke (Mainburg-Schuppe). Er schließt die sehr stark gestörte „Zementmergelerde“ in typischer Fazies auf. Harte Kalksandstein- und Kalkmergelbänke von bis zu etlichen dm Dicke wechsellagern mit „weicheren“ hellgrauen Kalkmergeln und prägen die sehr gestörte Abfolge (Abb. 14). Auf den Schichtflächen lässt sich die Kriechspur *Helminthoidea* finden, die als Weidespur von Würmern gedeutet wird und für dieses Schichtglied typisch ist. Die Alterseinstufung aufgrund der guten kalkigen Nannofossilführung ergibt hier spätes Campanium.

Die Auswertung der Achsengefüge ergab ein uneinheitliches Bild, die Maxima der β -Achsen sind breit gestreut, das Hauptmaximum liegt bei 118/28, also ESE-Richtung. Dies widerspricht der direkt zu messenden β -Achse mit 014/30 nach NNE (ähnlich der Messungen in der angrenzenden Altlenzbach-Formation) und unterstreicht die intensive tektonische Beanspruchung (SCHULZ, 1988).

Eigenartig ist der Bericht von SOLOMONICA (1934a) „über eine neue Klippe im Flysch W der Traisen“. In ihm führt eine recht gute Ortsbeschreibung etwa zu der Stelle an der sich heute der Steinbruch befindet, der damals noch nicht bestanden haben muss, doch ist die auffallende Kuppe sicher aufgefallen. Dieser Autor hat das Vorkommen vorerst für eine Klippe der Gresten-Klippenzone gehalten („weiße hornsteinführende Kalke“) und er beschreibt daraus einen Belemnitenquerschnitt, aber keine Helminthoideen. Das ist auffallend in einer Zeit, in der die Suche nach Fossilien eine große Rolle gespielt hat. Im selben Jahr schreibt SOLOMONICA (1934b) aber: „Zweifelhaft ist, ob die von mir 1934 beschriebene Klippe westlich Rotheau in diese Reihe (ergänzt: der Grestener Klippen) gehört“. Trotz intensiven Suchens konnte bei der jüngsten Neuaufnahme in naher Umgebung keine Spur einer „Klippe“ wie im Königsbach gefunden werden. Das einzige derartige Vorkommen im Plambachtal scheint sich 3 km westlich beim Hof Klaus zu befinden. In östlicher Fortsetzung streicht die Kalkgraben-Formation gegen NE und verschwindet extrem gestört am Plambach-Störungssystem, dessen südliches Ende hier in einem kleinen Seitengraben deutlich nachzuweisen ist.

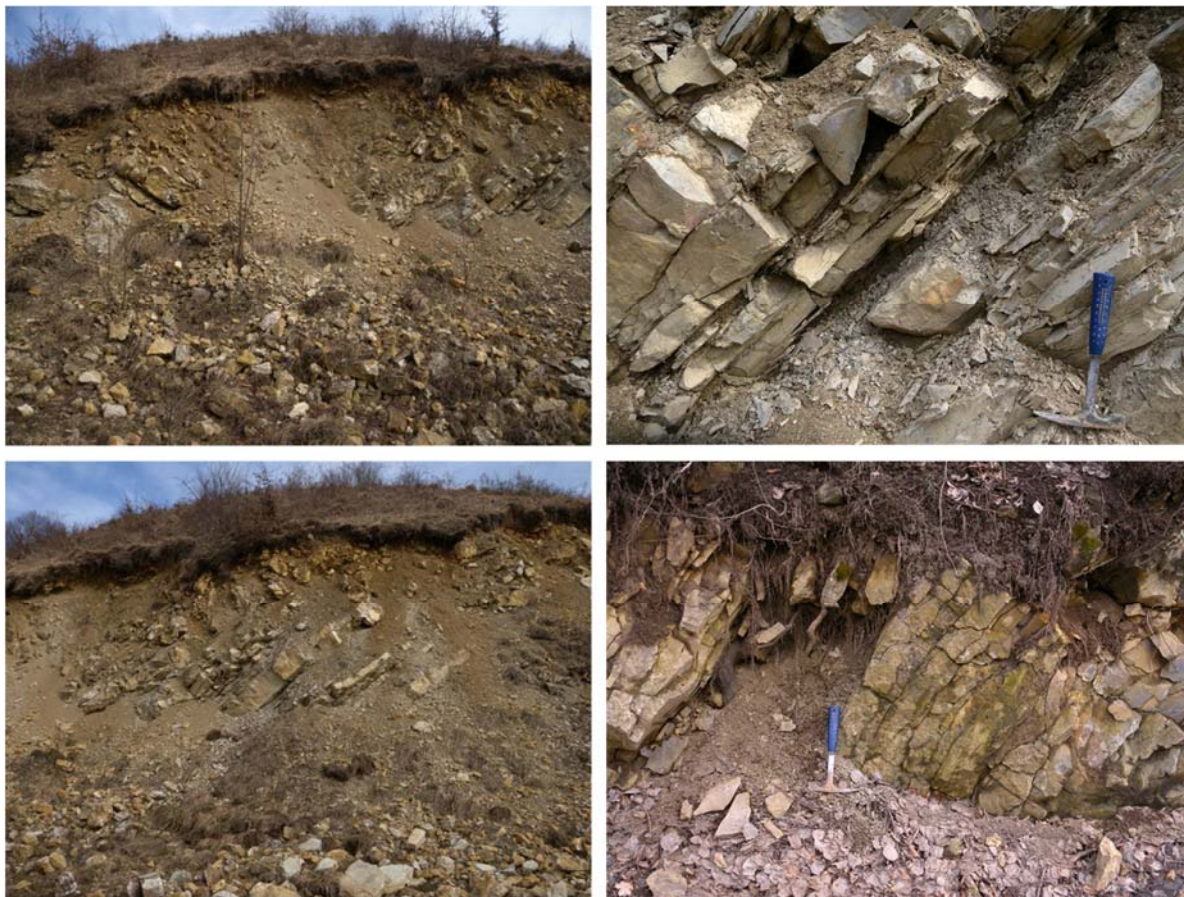


Abb. 14: Detailansichten der Kalkgraben-Formation aus dem Steinbruch im oberen Plambachtal.

Haltepunkt E3/8:

Meiselhöhe Aussichtspunkt

ÖK 55 Ober-Grafendorf, Meiselhöhe (BMN M34 R: 691733, H: 326362, WGS84 E: 15°33'04,7", N: 48°04'24,9").

Thema: Tektonische Linie von Rabenstein an der Pielach, Kaiserkogel-Deckscholle.

Bei der Meiselhöhe am Ostende des Plambachtales, wo die Ybbsitz-Klippenzone nur rund 100 m breit ist, zweigt gegen N in die Greifenstein-Decke hinein die Zufahrtsstraße zu den Höfen von Plambacheck ab. Nach etwa 1 km bietet sich auf halber Höhe gegen Osten und Süden ein schöner Überblick über die tektonischen Verhältnisse zwischen der Greifenstein-Decke im Noreden und dem Nordrand der Kalkalpen. Vom Haltepunkt bei der Kapelle bekommt man einen Eindruck über die enormen paläogeographischen Weiten, die hier von einer Schuppenzone von stellenweise nur wenigen 100 m Breite repräsentiert werden.

8a: Blick gegen W entlang der „Tektonischen Linie von Rabenstein an der Pielach“

Der Blick zeigt eindrucksvoll den Verlauf der Gresten-Klippenzone von der Senke der Wetterlucke am Horizont gegen E über Rabenstein im Pielachtal und weiter über das Plambachtal hinweg. Die Senke ist verursacht durch die Erosion der weichen Gesteine der Buntmergelschicht. W von Rabenstein ist an deren Nordrand der Klippenzug des „Aptychenkalkes“ (Haltepunkt 4) gut erkennbar. Darauf ist die Greifenstein-Decke überschoben worden, hier mit der südlichsten Schuppe, der überkippten Mainburg-Schuppe mit den Schichtgliedern der tieferen Oberkreide und der Altlenzbach-Formation.

Im Süden grenzt die Laab-Decke mit sandsteinreichem Flysch des Maastrichtium-Paleozän (?Hois-Formation) an die Gresten-Klippenzone. Die Laab-Decke unterscheidet sich vom Flysch der Altlenzbach-Formation durch die Vorherrschaft der Zirkon/Turmalin/Rutil-Gruppe. An der Grenze zur Buntmergelschicht sind stellenweise schmale Schuppen von buntem Flysch unsicherer Herkunft eingeschaltet. An die Laab-Decke grenzt im S die Ybbsitz-Klippenzone, hier fast ausschließlich repräsentiert durch die Glosbach-Formation, stellenweise unterlagert von einem schmalen Zug des Radiolarits.

Auf die Laab-Decke ist vom S die Frankenfels-Decke des Bajuvarikums (Nördliche Kalkalpen) aufgeschoben. Die nördliche Schuppe ist immer sehr deutlich erkennbar durch ein schmales Band von Rauhwacke der Opponitz-Formation, auf der die Ruine der Burg Rabenstein steht, gefolgt von Hauptdolomit und Kössen-Formation, die am Südhang des Stirbergs den Kern einer Mulde im Hauptdolomit markiert. Weiter südlich folgt die normal gelagerte Schichtfolge des Nordschenkels der Kirchberger Mulde mit dem Rauhwackenband der Opponitz-Formation, gefolgt von Hauptdolomit, Kössen-Formation, Allgäu-Formation („Liasfleckenmergel“) und, hier gerade noch sichtbar, bunten Oberjura-Kalken.

8b: Blick gegen S und SW auf den Kaiserkogel

Am Nordhang des Kaiserkogels ist der tektonische Stockwerkbau südlich des Plambachtales besonders eindrucksvoll sichtbar. In der Senke des Plambachtales befindet sich die Buntmergelschicht und ein deutlicher Geländeknick markiert die Überschiebung der Laab-Decke. An dieser ist ein dünner Span von Kalkmergel mit Helminthoiden eingeklemmt, (Campanium, Zuordnung fraglich). In der Gipfelregion liegt auf der Laab-Decke die Kaiserkogel-Deckscholle der Frankenfels-Decke flach auf mit Rauhwacke, Hauptdolomit und Kössen-Formation. Diese hat hier die Ybbsitz-Klippenzone fast gänzlich überschoben, nur ein dünner Reibungsteppich aus Radiolarit ist an der Basis mitgeschleift worden. Er ist an dem (von hier nicht sichtbaren) Südhang im Verband mit anderen Schichtgliedern der Ybbsitz-Klippenzone aufgeschlossen. Die Hügelkulisse im Hintergrund ist der Geißbühel mit dem inversen Hangendschenkel der Juraschichtfolge der Kirchberger Mulde.

Haltepunkt E3/9: Rutschung Daxböck

ÖK 55 Ober-Grafendorf, Kreisbachtal, Gemeinde Wilhelmsburg, Bezirk St. Pölten Land (BMN M34 R: 698288, H: 328251, WGS84 E: 15°38'20,6", N: 48°05'28,1").

Thema: Rutschungen.

Lithologie: Altlenzbach-Formation, Kalksandstein in Wechsellagerung mit Mergelsteinen, Verwitterungslehm.

Tektonische Einheit: Greifenstein-Decke.

Chronologie

Die Rutschung Daxböck im Kreisbachtal (Abb. 15) ist seit Mai 1996 amtsbekannt. Diese komplexe Rotationsrutschung ist aufgrund ihrer Morphologie und Größe höchstwahrscheinlich weit älter. Im Mai 1996 traten deutlich sichtbare Rotationsrutschungen mit Abrisskanten, Zugspalten, Rutschmulden und Rutschbuckeln in der Wiese auf Grundstück Nr. 1094/2 und im Wald auf Grundstück Nr. 1099 der KG Kreisbach auf. Verwaltungsmäßig wurde die Rutschung als Katastrophenschaden aufgrund einer intensiven Schneeschmelze und lang andauernden Regenfälle im Frühjahr 1996 eingestuft.

Auf der Wiese von Herrn Daxböck wurde im März 1996 eine Nutsondierung durchgeführt, die ergab, dass der rutschanfällige Verwitterungslehm dort eine Mächtigkeit von 8 m aufweist. Er besteht aus einem grauen, weichen bis plastischen, tonigem Schluff. Insgesamt konnten drei Gleithorizonte mit Sickerwasserzutritt beobachtet werden, genauer gesagt in 2,5 m, in 5 m und in 7,5 m Tiefe. Als Sanierungsmaßnahme wurde lediglich eine unterirdische Drainage in der Wiese im Jahre 1998 verlegt.

Im Zuge der starken Schneeschmelze und des Hochwassers vom August 2006 hat sich die Rutschung deutlich vergrößert. Insgesamt sind jetzt 5 ha Wiese und Wald bis hinunter zum Kreisbach betroffen, genauer gesagt die Grundstücke 1094/2, 1099, 1178/1, 1178/2 der KG Kreisbach. Die gesamte Länge der Rutschung beträgt ca. 250 m, die Breite ca. 200 m und die Höhendifferenz rund 70 m.

An der Oberfläche im Hang sind zahlreiche stille Zeugen, Vernässungszonen, Quellaustritte und unkontrollierte Versickerungen in den Untergrund zu beobachten. Während die Wiese eine Hangneigung von 15-20 Grad aufweist, ist der Hang zum Bach hinunter 20-30 Grad geneigt. Die am Ufer des Kreisbaches aufgeschlossenen Kalksandsteine und Mergelsteine fallen mit 35-40 Grad nach Süden ein. Im Bereich der Rutschung auf der Wiese besteht der Boden laut österreichischer Bodenkarte aus Felsbraunerde, südlich anschließend aus Pseudogley.

Das periodisch bewohnte Wohnhaus nahe dem Kreisbach auf Grundstück 1178/2 zeigt bereits Risse im Mauerwerk. Als Sanierungsmaßnahme des Katastrophenschadens vom August 2006

wurde der Bach, der oberhalb der Hauptabrisskante versickerte, gefasst und mittels Rohren in einen Graben innerhalb der Rutschung verlegt, damit das Wasser nicht mehr oberhalb versickern kann. Auch eine zweite unterirdische Drainage wurde verlegt. Vom Amt der Landesregierung und der Stadtgemeinde wurde im Februar 2008 eine Vielzahl von geodätischen Messpunkten in und außerhalb der Rutschung errichtet. Diese werden seitdem jährlich zwei Mal vermessen. Die Messungen ergaben, dass sich der Messpunkt EM21 in über vier Jahren 28,8 cm bewegt hat, d.h. jährlich 7 cm. Die Messpfeiler 8 und 9 insgesamt bis zu 4,4 cm, d.h. 1 cm jährlich. Die meisten Messpunkte jedoch haben sich nicht oder nur wenige Zentimeter bewegt. Dies bedeutet, dass es sich um eine sehr langsame Rutschung handelt, eine sogenannte Kriechbewegung. Die Messungen laufen bis 2016 weiter, um das langfristige Gefahrenpotential einschätzen zu können. Im Juli 2009 fand ein geomorphologisches Studentenpraktikum vom Institut für Geografie der Universität Wien statt. Dabei wurde die Rutschung auskartiert und Rammkernsondierungen abgeteuft (Abb. 16). In den bis zu 5,5 m tiefen Rammkernen wurden mehrere Gleithorizonte gefunden, darunter in 3,5 und 4,5 m Tiefe. Der Ton und Schluff hatte dort eine breiige bis flüssige Konsistenz. Die Mächtigkeit der Gleithorizonte lag zwischen 5 und 10 cm.



Rutschung in der Wiese.



Abgerutschter Messpfeiler im Wald.



Sanierung des Baches durch Rohrleitung.



Flyschsandstein im Kreisbach.

Abb. 15: Rutschungserscheinungen und Sanierungsmaßnahmen der Rutschung Daxböck.

Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 2013 – Melk
Exkursionen

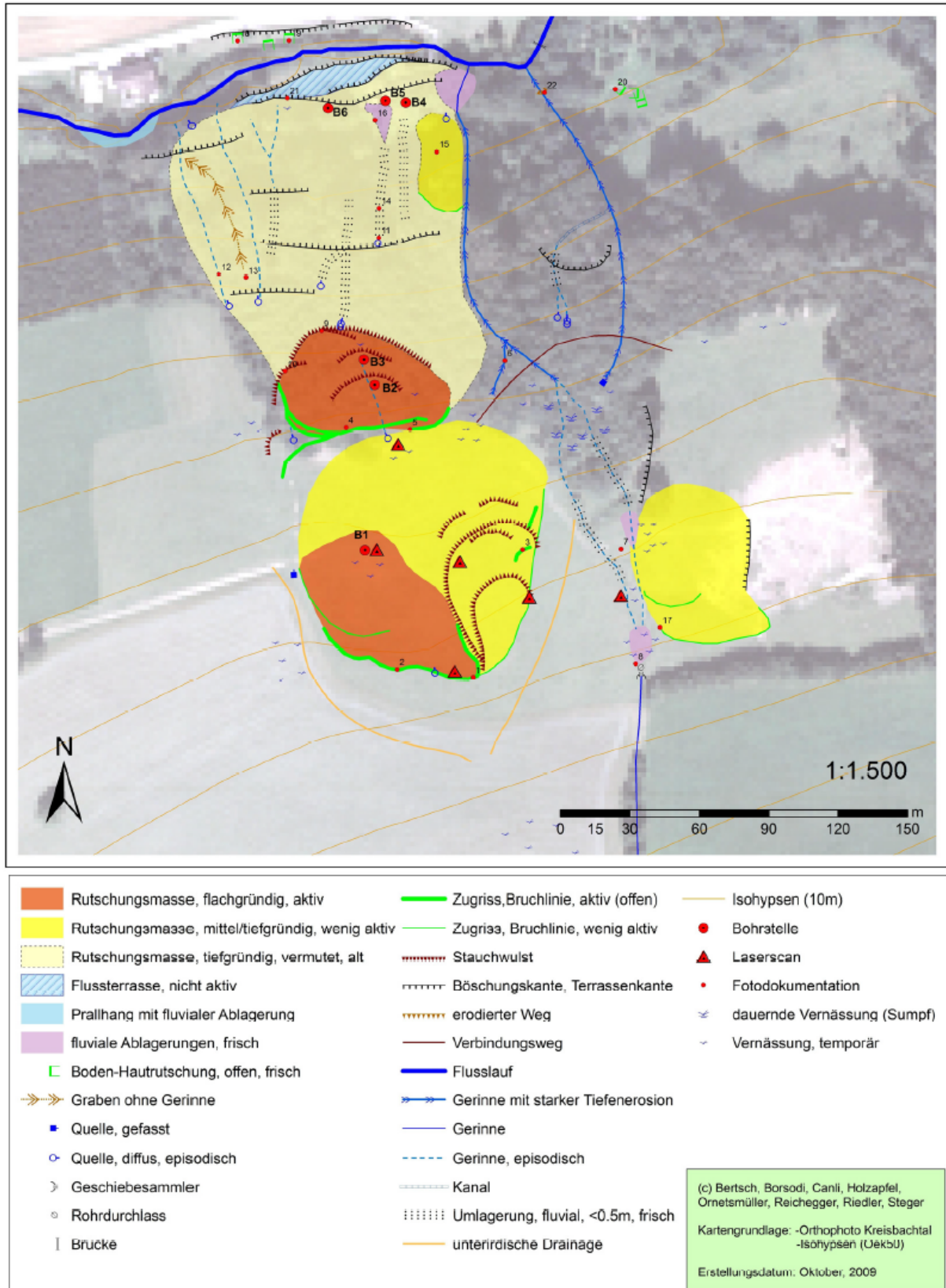


Abb. 16: Geomorphologische Karte vom Studentenpraktikum 2009 der Universität Wien.

Ein wesentlicher Punkt in der Sanierung der Rutschung besteht darin, die oberirdischen und unterirdischen Wässer am Hang zu fassen und geregelt zum Vorfluter, dem Kreisbach, abzuleiten. Dies ist bis heute nur zu einem geringen Anteil geschehen, auch die geforderten Untersuchungen mit Baggerschürfen und Bohrungen wurden nicht durchgeführt.

Gefährdete Objekte: Periodisch bewohntes Haus auf Grundstück 1178/2 und Aufstauung des Kreisbaches mit Überflutung der Landesstraße L5117.

Literatur

ABEL, O. (1903): Studien in den Tertiärbildungen des Tullner Beckens. - Jb. Geol. R.-A., 53, 91-138.

BAUMANN, K.-H. (1986): Geologie der Alpinen Deckenfolge am Südostrand des Molassefensters von Texing, südöstlich Texing, Niederösterreich. - 39 S., Dipl.Arb. (Kleinkartierung) Math.-Naturwiss. Fak, Christian-Albrechts-Univ. Kiel.

BOROWSKI, K., STRAUSS, C. & HINSCH, R. (2008): Lithofacies and depositional environment in the upper Hall Formation, Alpine Molasse basin, Upper Austria. - J. Alpine Geol., 49, S.13.

CICHA, I. (1997): Bericht 1995-1996 über mikropaläontologische Aufnahmen auf Blatt 55 Obergrafendorf. - Jb. Geol. B.-A., 140, 354-355.

CORNELIUS, H.P. & FURLANI-CORNELIUS, M. (1927): Einige Beobachtungen über das Serpentinvorkommen von Kilb am niederösterreichischen Alpenrande. - Verh. Geol. B.-A., 1927, 201-205.

DECKER, K. (1987): Faziesanalyse der Oberjura- und Neokomschichtenfolgen der Grestener und Ybbsitzer Klippenzone im westlichen Niederösterreich. - 248 S., Unveröff. Diss. Formal- u. Naturwiss. Fak. Univ. 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). - Sed. Geol., 67, 85-99.

EGGER, H. (1995): Die Lithostratigraphie der Attlengbach-Formation und der Anthering-Formation im Rhodanubischen Flysch (Ostalpen, Penninikum). - N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 196, 69-91.

EGGER, H. (1997): Das sinistrale Innsbruck-Salzburg-Amstetten-Blattverschiebungssystem: ein weiterer Beitrag für die miozäne laterale Extrusion der Ostalpen. - Jb. Geol. B.-A., 140, 47-50.

FAUPL, P. (1975): Kristallinvorkommen und terrigene Sedimentgesteine in der Grestener Klippenzone (Lias - Neokom) von Ober- und Niederösterreich. - Jb. Geol. B.-A., 118, 1-74.

FAUPL, P. (1977): Untersuchungen an terrigenen Gesteinen der paläogenen Buntmergelserie der östlichen Ostalpen (Vorbericht). - Verh. Geol. B.-A., 1977, 13-15.

FAUPL, P. (1978): Faziestypen der paläogenen Buntmergelserie der östlichen Ostalpen. - Mitt. Österr. Geol. Ges., 68, 13-38.

FISCHAK, W. (1949): Geologie der Kalkalpen und der Klippenzone östlich der Pielach. - 78 S., unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien.

GÖTZINGER, G. (1931): Aufnahmsbericht über die Flyschzone auf den Blättern Baden-Neulengbach, Tulln und Vergleichsstudien auf Blatt St. Pölten. - Verh. Geol. B.-A., 1931, 55-60.

GÖTZINGER, G. (1932): Aufnahmsbericht über die Flyschzone auf den Blättern Tulln, Baden-Neulengbach und Vergleichsstudien auf Blatt St. Pölten. - Verh. Geol. B.-A., 1932, 48-52.

GÖTZINGER, G. (1934): Eine neue Klippe im Flysch W der Traisen. Die tektonische Linie von Rabenstein an der Pielach. - Verh. Geol. B.-A., 1934, 86-88.

GÖTZINGER, G. (1953): Aufnahmen 1952 im Flysch auf den Blättern Ybbs, St. Pölten und Ergänzungen auf Blatt Baden - Neulengbach. - Verh. Geol. B.-A., 1953, 61-63.

GÖTZINGER, G. (1961): Bericht 1960 über Aufnahmen auf Blatt St. Pölten (56) und Blatt Obergrafendorf (57). - Verh. Geol. B.-A., 1961, A31-A32.

GÖTZINGER, G. & BECKER, H. (1932): Zur geologischen Gliederung des Wienerwaldflysches (Neue Fossilfunde). - Jb. Geol. B.-A., 82, 343-396.

GÖTZINGER, G. & EXNER, C. (1953): Kristallingerölle und -scherlinge des Wienerwaldflysches und der Molasse südlich der Donau. - Skizzen zum Antlitz der Erde, 81-106, Verlag Brüder Hollinek.

GÖTZINGER, G., GRILL, R., KÜPPER, H. & VETTERS, H. (1952): Geologische Karte der Umgebung von Wien 1:75.000. - Geol. B.-A.

GÖTZINGER, G., GRILL, R., KÜPPER, H., LICHTENBERGER, E. & ROSENBERG, G. (1954): Erläuterungen der Geologischen Karte der Umgebung von Wien 1:75.000. - Geol. B.-A.

GRÜN, W., KITTLER, G., LAUER, G., PAPP, A., SCHNABEL, W. & CORNA, O. (1972): Studien in der Unterkreide des Wienerwaldes. - Jb. Geol. B.-A., 115, 103-186.

GRUNERT, P., HINSCH, R., SACHSENHOFER, R.F., BECHTEL, A., ČORIĆ, S., HARZHAUSER, M., PILLER, W.E. & SPERL, H. (2013): Early Burdigalian infill of the Puchkirchen Trough (Northern Alpine Foreland Basin, Central Paratethys): Facies development and sequence stratigraphy. - Mar. Petrol. Geol., 39, 164-186.

GÜNTHER, R. (1988): Zur Geologie des Kalkalpenrandes östlich Rabenstein in Niederösterreich. - 55 S., Dipl.-Kleinkartierung Math.-Naturwiss. Fak, Christian-Albrechts-Univ. Kiel.

HINSCH, R. (2008): New Insights into the Oligocene to Miocene Geological Evolution of the Molasse Basin of Austria. - Oil Gas Europ. Mag., 34/3, 138-143.

HINTEREGGER, H. (1977): Geologische Bearbeitung des Steinbruchs ENE Rabenstein/Pielach (Flyschzone). - Unveröff. Bericht Geol. Prakt. 4, Geol. Inst. Univ. Wien.

HOMAYOUN, M. & FAUPL, P. (1992): Unter- und Mittelkreideflysch der Ybbsitzer Klippenzone (Niederösterreich). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 38, 1-20.

HORWEGE, S. (1986): Rhenodanubischer Flysch und Alpine Deckentektonik zwischen Glosbach und Wetterluke, östlich Texing; Niederösterreich. - 73 S., Dipl.-Kleinkartierung Math.-Naturwiss, Fak. Christian-Albrechts-Univ. Kiel.

KOBER, L. (1955): Bau und Entstehung der Alpen. - 379 S., Verlag F. Deuticke.

- KUFFNER, T. (1994): Zur Sedimentologie des „Sandstreifenschliers“ der östlichen Molassezone. - 103 S., unpubl. Diplomarbeit, Univ. Wien.
- MILKERT, D. (1987): Stratigraphie, Fazies und Tektonik der Klippenzone westlich Rabenstein a.d. Pielach, NÖ. - 56 S., Dipl.-Kleinkartierung Fachber. Math.-Naturwissensch., Christian-Albrechts-Univ. Kiel.
- OBERHAUSER, R. (1968): Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paläogen im Ostalpenraum. - Jb. Geol. B.-A., 111, 115-145.
- OBERHAUSER, R. (1984): Bericht 1983 über geologische Aufnahmen in Flysch und Klippenzonen auf Blatt 55 Obergrafendorf. - Jb. Geol. B.-A., 127, 211-212.
- PAPP, A. (1956): Probleme der Grenzziehung zwischen der helvetischen und tortonischen Stufe im Wiener Becken. - Mitt. Geol. Ges., 49, 235-256.
- PAUL, C.M. (1899): Die Wienersandsteine des Ybbstales in Niederösterreich. - Verh. Geol. R.-A., 1899, 282-284.
- PFERSMANN, C. (2013): Stratigraphy, lithofacies and geochemistry of the St. Veit Klippenzone and the Flysch units from the Lainz Tunnel, Vienna. - 209 S., unveröff. Diss. Univ. Wien.
- PICKERING, K., HISCOTT, R.N. & HEIN, F.J. (1986): Deep-water facies, processes and models: A review and classification scheme for modern and ancient sediments. - Earth Sci. Rev., 23, 75-174.
- PREY, S. (1957): Ergebnisse der bisherigen Forschungen über das Molassefenster von Rogatsboden (NÖ.). - Jb. Geol. B.-A., 100, 299-358.
- PREY, S. (1977): Der Serpentin von Kilb in der Flysch-Mittelkreide am Nordrande der Flyschzone (Niederösterreich). - Verh. Geol. B.-A., 1977/3, 271-277.
- PREY, S. (1979): Der Bau der Hauptklippenzone und der Kahlenberger Decke im Raum Purkersdorf-Wienerwaldsee (Wienerwald). - Verh. Geol. B.-A. 1979, 205-228.
- PREY, S. (1992): Das Flyschfenster von Windischgarsten und seine Umgebung - Eine Dokumentation über Schichtfolgen und Tektonik. - Jb. Geol. B.-A., 135, 513-577.
- RICHTER, W. & WIESENEDER, H. (1975): Zusammensetzung und geologische Position der Serpentinvorkommen von Kilb und Gstadt (Niederösterreich). - Anz. Akad. Wiss., math-naturwiss. Kl., 1975, 1-8.
- RUTTNER, A. & SCHNABEL, W. (1988): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 71 Ybbsitz. - Geol. B.-A.
- SCHNABEL, W. (1992): New data on the Flysch Zone of the Eastern Alps in the Austrian sector and new aspects concerning the transition to the Flysch Zone of the Carpathians, - Cret. Res., 13, 405-419.
- SCHNABEL, W. (1997): Geologische Karte der Republik Österreich 1: 50.000, Blatt 58 Baden. - Geol. B.-A.
- SCHNABEL, W., BRYDA, G., EGGER, H., FUCHS, G., MATURA, A., KRENMAYR, H.-G., MANDL, G.W., NOWOTNY, A., ROETZEL, R., SCHARBERT, S. & WESSELY, G. (2002): Geologische Karte von Niederösterreich 1:200.000. - 47 S., Land Niederösterreich und Geol. B.-A.
- SCHULZ, H. (1988): Die Klippenzone im Umkreis des Kaiserkogels westlich von Steubach (Niederösterreichische Voralpen). - 66 S., Dipl.-Kleinkartierung Math.-Naturwiss. Fak., Christian-Albrechts-Univ. Kiel.

Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 2013 – Melk
Exkursionen

SCHWENK, H. (1949): Geologie der Kalkalpen und der Klippenzone westlich der Pielach. - 117 S., unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien.

SCHWINGENSCHLÖGL, R. (1981): Geologie der Kalkvoralpen und der subalpinen Zone im Raume Kirchberg/Pielach in Niederösterreich. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 27, 39-86.

SOLOMONICA, P. (1934a): Eine neue Klippe im Flysch W der Traisen. - Verh. Geol. B.-A., 1934, S. 48.

SOLOMONICA, P. (1934b): Die Grenzregion zwischen Flysch und Kalkalpen von der Traisen bis zur Mank. - Anz. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., 1934, 221-223.

STUR, D. (1894): Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte von Wien. - Geol. R.-A.

TRAUTH, F. (1950): Die fazielle Ausbildung des Oberjura in den nördlichen Ostalpen. - Verh. Geol. B.-A., 1948, 145–218.

VETTERS, H. (1929): Aufnahmebericht über die Flyschzone und das Kalkalpengebiet auf Blatt Ybbs (4754) und die angrenzenden Teile von Blatt Gaming (4854). - Verh. Geol. B.-A., 1929, 41-45.

VETTERS, H. (1930): Aufnahmebericht über das Flysch- und das Kalkalpengebiet auf Blatt Ybbs (4754). - Verh. Geol. B.-A., 1930, 54-58.

Exkursion E4 - Schichtfolgen und Tektonik von Frankenfels- und Lunz-Decke in den Lilienfelder Kalkalpen Freitag, 27.09.2013

G. WESSELY & L. KRYSZYN



Übersichtskarte mit Exkursionsstopps: Ausschnitt aus der ÖK 1:200.000, AMAP.

Haltepunkt E4/1:

Steinbruch Tradigist/Geiseben der Firma Grasmann GmbH+CoKG

(Bearbeitung: G. WESSELY, W. SCHNABEL)

Der Steinbruch liegt NE Geiseben, 3,4 km ENE Tradigist.

(BMN M34 R: 689260, H: 322577; WGS84 E: 15°31'07,2", N: 48°02'21,5").

Thema: Obertrias der Frankenfels-Decke.

Tektonische Einheit: Frankenfels-Decke (Abb. 1, 2).

Lithostratigraphische Einheiten: Opponitzer Rauhacke, Hauptdolomit, Kössen-Formation, Schattwalder Schichten (Abb. 3).

Alter: Obertrias bis unterster Unterjura.

Der Steinbruch erschließt eine ca. 200 m mächtige Abfolge: 1) die Grenze Rauhwacke/Hauptdolomit an seiner westlichen Seite: grauer, gebankter Dolomit im Hangenden, Rauhwacke mit dünn-schichtigen, oft rötlich gefärbten Dolomitlagen im Liegenden, 2) die gesamte Abfolge des Hauptdolomites der Frankenfels-Decke mit einem tieferen Anteil, der gröber gebankt ist, und einem höheren Anteil, der intensiver geschichtet ist und vermehrt dünne grüne oder schwarze Mergellagen enthält, 3) die Grenze zu der Kössen-Formation mit dunklen Kalken und Mergeln, mit reichlich Biogenen, z.T. Schalenresten, aber auch Korallenstücken, 4) die Grenze Kössen-Formation zu den Schattwalder Schichten mit ihren violetten und ockerbraunen Mergeln und braun verwitternden dunklen sandigen Kalken in einem getrennten Abschnitt des Steinbruches, 5) die Auflagerung von tiefstem Unterjura mit Mergeln, dünnen Hornsteinlagen und Lagen vom dunklen Kalk (mündl. Mitteilung L. KRYSSTYN). Die Schichten fallen mittelsteil gegen SSE, im mittleren Teil des Abbaues tritt Verfaltung in Erscheinung. Häufig sind Störungsdurchgänge sichtbar, wodurch das Schichtfallen etwas divergieren kann.

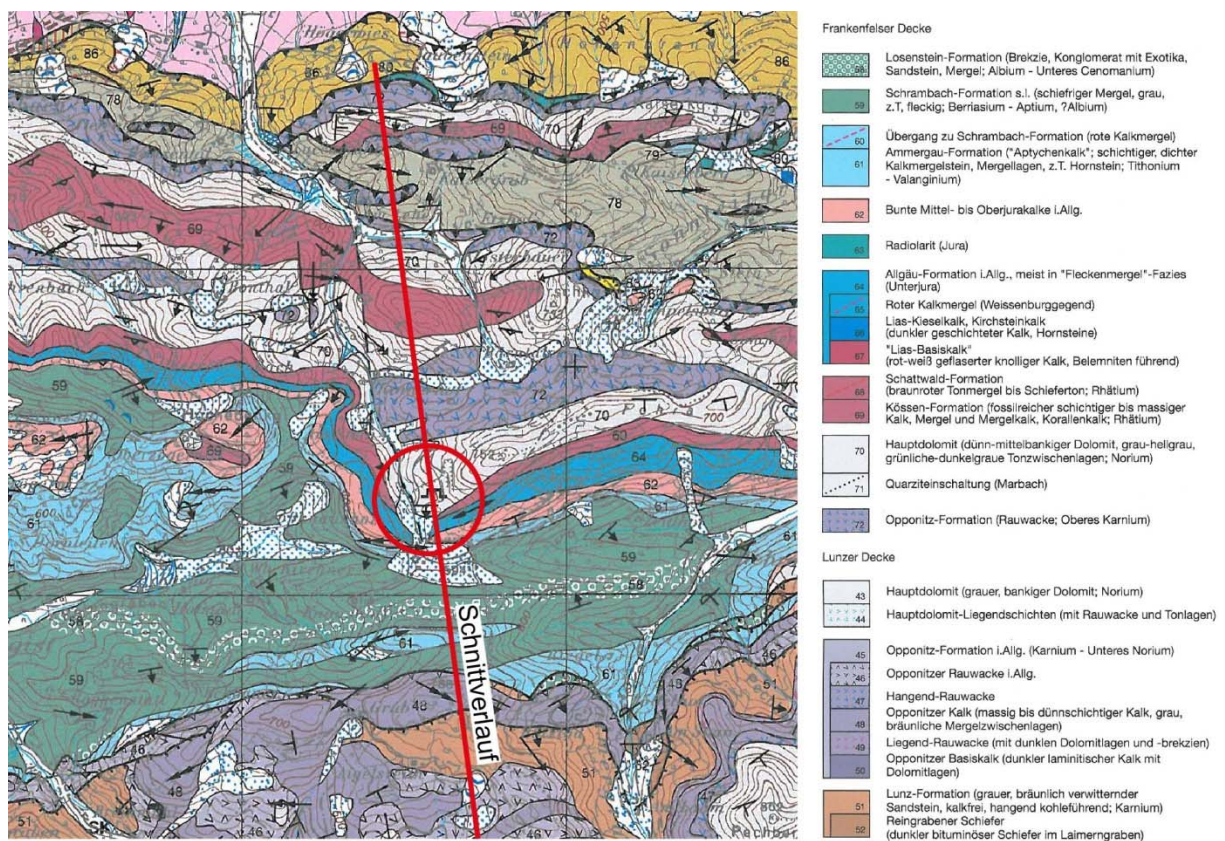


Abb.1: Geologische Situation des Steinbruchs Tradigist/Geiseben in der Frankenfels-Decke. Ausschnitt aus Blatt 55 Ober-Grafendorf, 1:50.000.

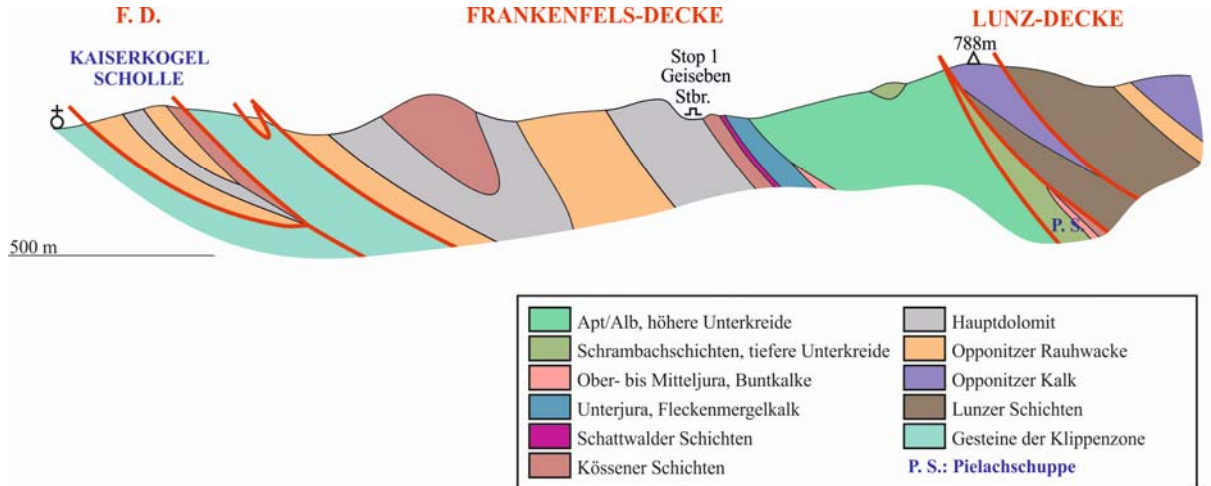


Abb. 2: Geologischer Schnitt durch die Frankenfels-Decke über den Steinbruch Tradigist/Geiseben.

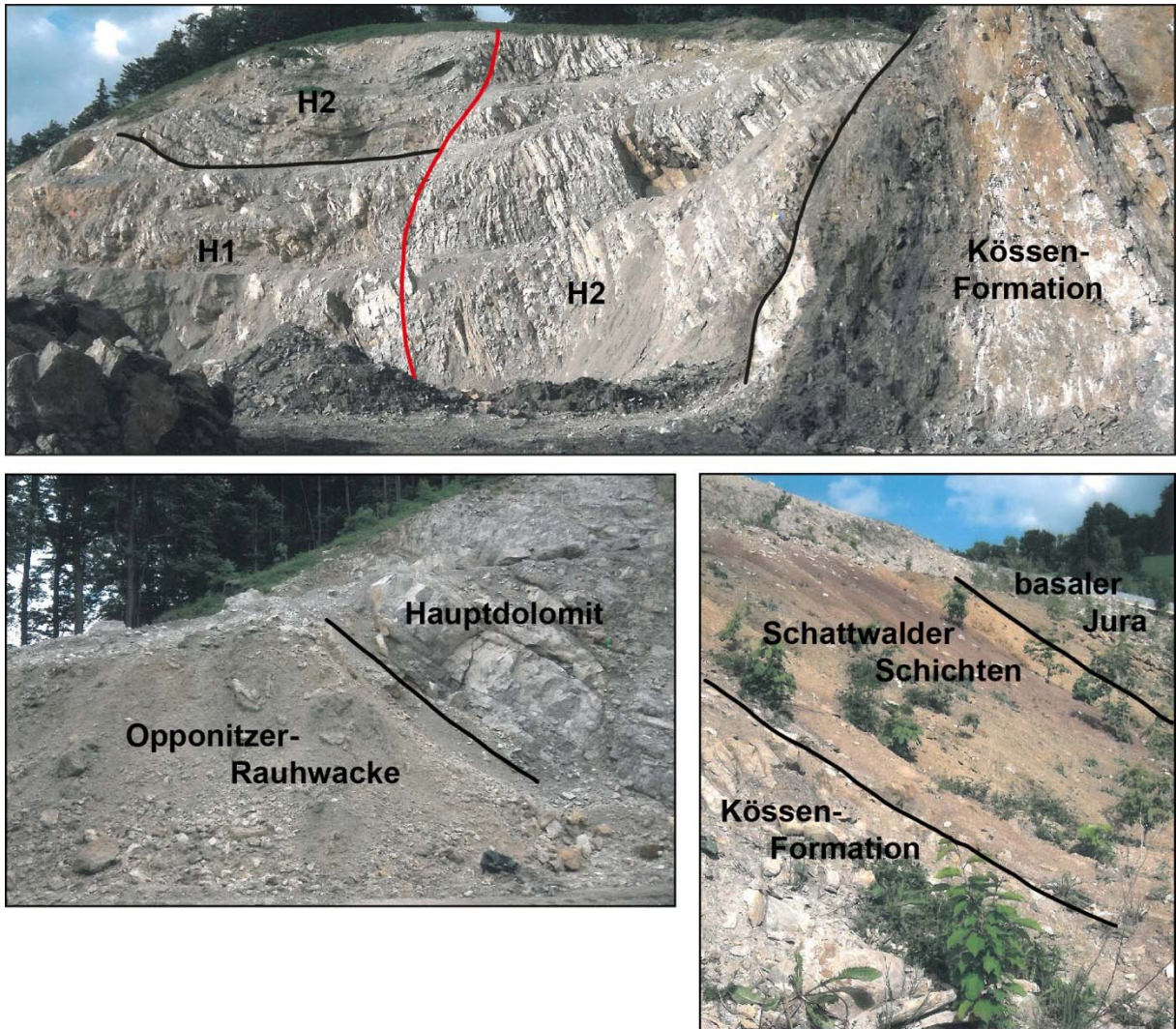


Abb. 3: Die stratigraphischen Einheiten im Steinbruch Tradigist/Geiseben.

Haltepunkt E4/2:**Steinbruch Kogler, jetzt im Besitz der Firma Traunfellner**

(Bearbeiter: L. KRYSZYN & R. LEIN)

Ortsangabe: ÖK 55 Ober-Grafendorf, ca. 15 km südlich von St. Pölten im Ortsgebiet von Schrambach (BMN M34: R: 693352, H: 318769, WGS84 E: 15°34'26,6", N: 48°00'19,5").

Thema: Die Mitteltrias der Lunz-Decke.

Lithostratigrafische Einheiten: „Annaberger Kalk“ (Steinalmkalk s.l.), „Gutensteiner Kalk“, Reiflinger Kalk.

Alter: Mittlere Trias.

Der im Ortsgebiet von Schrambach gelegene Steinbruch kann über die Bundesstrasse 20 erreicht werden. Von dieser abzweigend führt der weitere Weg westwärts über eine Brücke direkt zum Steinbruch. Dieser befindet sich im Mitteltrias-Zug der Hohenstein-Schuppe, welche im Nordabschnitt der an dieser Stelle schmaler werdenden Lunz-Decke liegt (Abb. 1). Ursprünglich zur Bruchsteingewinnung genutzt, wurde der Bruch vor 1990 aufgelassen und beherbergt seitdem einen Betriebstennisplatz der Firma Traunfellner. Heute ist der Randbereich des Steinbruchs stark verwachsen. Trotz dieses Hindernisses kann die aufrechte und mittelsteil südfallende Schichtfolge am östlichen Bruchrand noch einigermaßen gut studiert werden. Faziell entspricht die durch eine tiefmarine Mitteltrias (ohne Wettersteinkalk) und mächtige Lunzer Schichten charakterisierte Serie dem (nördlichen) Randbereich des Reiflinger Beckens in Lunzer Fazies.

Die Schichtfolge (Abb. 4)

Dem Südfallen entsprechend sind nördlich des Steinbruches die ältesten Gesteine der Abfolge als mittelanische Seichtwasserkarbonate entwickelt. Darüber folgt ein geringmächtiger Abschnitt (10-15 m) mit dunklen Bankkalken, welche makroskopisch normalem Gutensteiner Kalk ähneln, sich von diesem aber mikrofaziell klar unterscheiden. Sie sind in der Nordwand des Steinbruches aufgeschlossen (Abb. 5a) und werden von einer ca. 50 m mächtigen Serie von Reiflinger Kalken (Ostwand des Steinbruches, Abb. 5b-c) überlagert, wobei sich lithologisch zwei Abschnitte unterscheiden lassen (Unterer bzw. Oberer Reiflinger Kalk). Das Profil endet im Oberladin mit zunehmenden Mergellagen, die das darüber folgende Einsetzen der Partnach-Schichten ankünden. Diese sind, wie zumeist, aus Gründen ihrer geringen Resistenz gegen Verwitterung im unmittelbaren Umfeld des Steinbruches nicht aufgeschlossen, könnten aber auch aus tektonischen Gründen nicht aufgeschlossen sein.

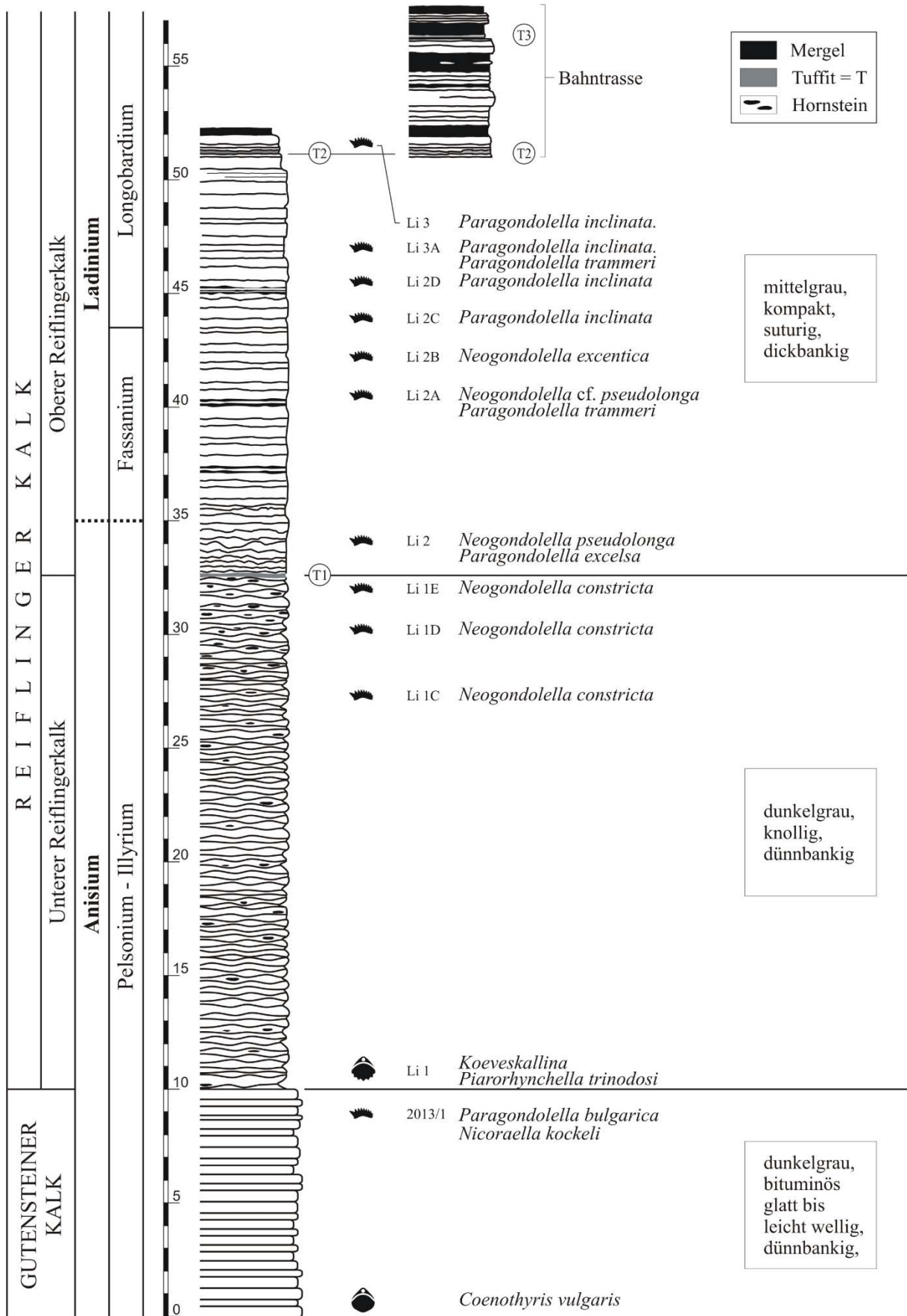


Abb. 4: Die Stratigraphie in der Mitteltrias im Steinbruch Kogler und in der Bahntrasse bei Schrambach südlich Lillienfeld.

„Annaberger Kalk“ (Steinalmkalk s.l.)

Die Gesamtmächtigkeit des wandbilösenden Gesteins beträgt ca. 200 m. Unter der obigen provisorischen Bezeichnung wird hier eine Serie von Seichtwasserkarbonaten verstanden, welche zwar altersmäßig dem Niveau des Steinalmkalkes in dessen Typusregion im Tirolikum entsprechen, hinsichtlich einiger lithologischer Details von diesem aber abweichen. Neben überraschenden Rekurrenzen zur Fazies echter Gutensteiner Kalke im Liegenden (Abb. 5b), die mitten im Profil auftreten können, ist das fazielle Spektrum dieser im Bajuvarikum situierten rampenförmigen Seichtwasserareale deutlich größer als man es von typischen Steinalmkalken der Tirolikums kennt. Auffällig ist auch der hohe Grad an tempestitischer Umlagerung (Abb. 5a). Auf offene Plattformbereiche mit deutlich unter der Sturmwellenbasis gelegenen Senken folgen auf kurze Distanz stark eingeschränkte Flachwasserareale, deren Sedimente häufig dolomitisiert sind (Abb. 5c). Aufgrund einer charakteristischen Algenflora mit *Physoporella pauciforata*, *Macroporella* sp. und *Oligoporella pilosa* kann auf ein Pelsonium-Alter geschlossen werden.

„Gutensteiner Kalk“

Diese 10-15 m mächtige Serie setzt sich aus einer Vielzahl feinkörniger Kalkturbiditlagen zusammen, deren ausschließlich pelagischer Komponentenbestand (Filamente, sedimentgefüllte Sphären) aus einem oberen Hangbereich remobilisiert wurde (Abb. 6/4). Das plötzliche Einsetzen dieser Serie in Verbindung mit der weiträumigen Flutung einstiger Seichtwasserareale wird als Hinweis phasenhaft beschleunigter Subsidenz im Ablagerungsraum gedeutet. Es liegt nahe, in dieser tiefermarinen Ausbildung ein zeitliches und fazielles Gegenstück zum obersten und ebenfalls offenmarinen Gutensteiner Kalk von Großreifling mit Ammoniten, pelagischen Bivalven und Conodonten zu vermuten. Alter: Pelsonium (Conodontenfauna mit *Paragondolella bulgarica* und *Nicoraella kockeli*)

Unterer Reiflinger Kalk

Es handelt sich um 27 m mächtige, knollig-wellige, braungraue, im Schnitt ein Dezimeter gebankte Hornsteinknollen führende Kalke. Mikrofaziell handelt es sich um bioklastische wackestones, wobei an der Basis auch Brachiopoden (*Tetractinella* ?) und Echinodermen auftreten. Nach Brachiopoden und Conodonten (*Neogondolella constricta*, *N. pseudolonga*) kann Oberpelsonium bis Illyrium als Alter angegeben werden.

Oberer Reiflinger Kalk

Es handelt sich um einen 25 m mächtigen hellgrauen, dicker bankigen, wechselnd hornsteinreichen Bankkalk mit drei jeweils bis 5 cm dicken feinkörnigen Tuffitlagen (T1: Basis, T2: 18 m über der Basis, T3: 23 m über Basis) und im Hangenden dicken olivbraunen Mergellagen. Die erwähnten drei Tuffitniveaus lassen sich im gesamten Kalkalpenraum verfolgen. Auffällig ist die geringe Mächtigkeit im unteren Ladinium (< 9 m). In der Mikrofazies herrschen filament- und radiolarienführende (Pel)Mikrite (Abb. 6/5, 6/6), die ab dem Tuffniveau 2 auch Karbonatdetritus führen (Abb. 6/5-7). Das Alter nach Conodonten (*N. excentrica*, *Paragondolella trameri*, *P. inclinata*) lautet Unteres Ladinium bis mittleres, oberes Ladinium.

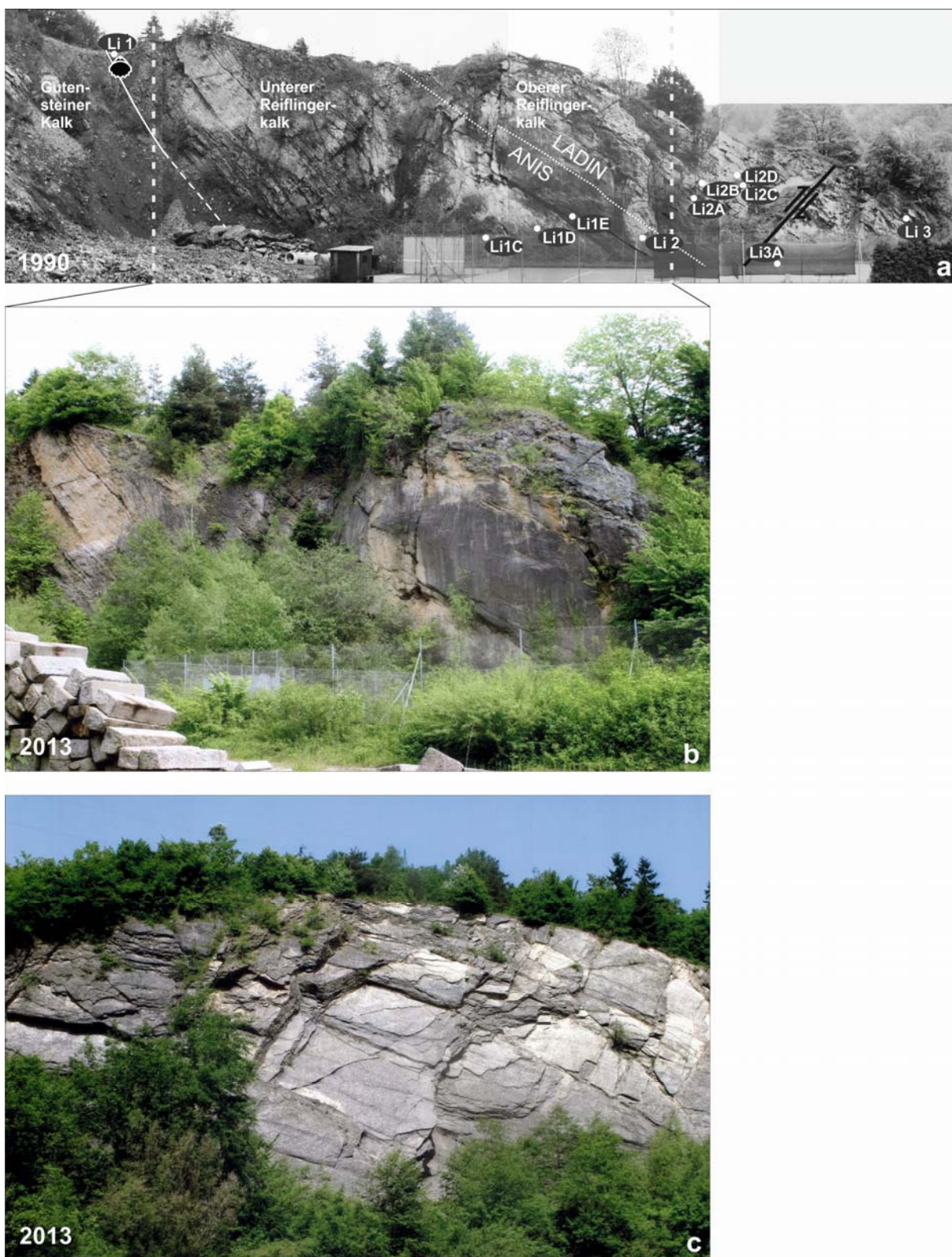


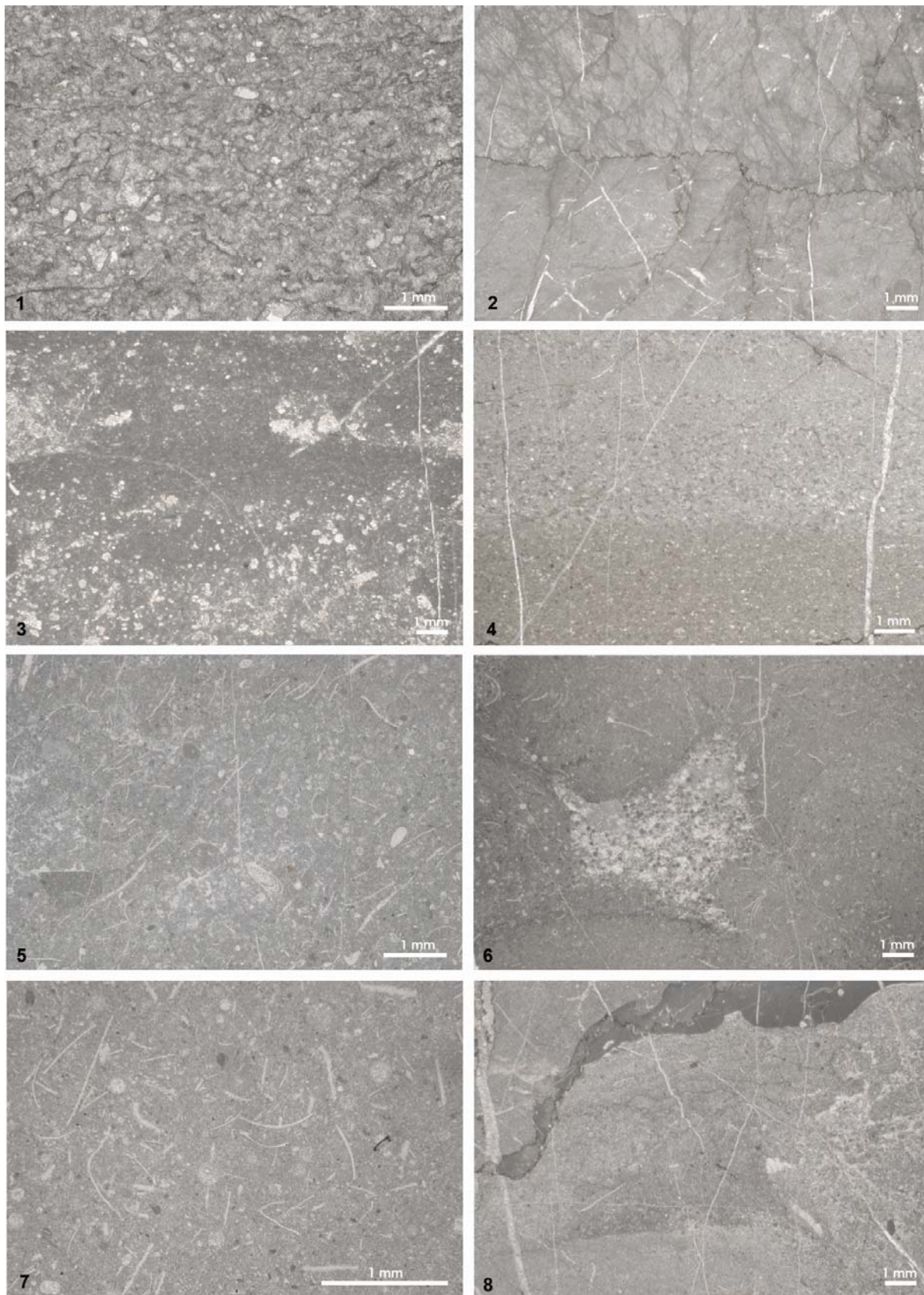
Abb. 5: Aufschlussfotos des Steinbruchs. a: N-Wand mit „Gutensteiner Kalk“, b und c: Ostwand mit Reiflinger Kalk.

Die Kohlelager von Schrambach

(Bearbeiter: G. WESSELY)

Die Mitteltrias wird überlagert von einer mächtigen Abfolge der Lunzer Schichten, in deren höherem Anteil die Kohlenlager von Schrambach liegen. Sie waren Objekt langjähriger Bergbautätigkeit und für die Industrie, vor allem des Traisental, von großer Bedeutung. Heute zeugen aus dieser Zeit nur mehr einige Stolleneingänge und Abbauhalden, die immer wieder Pflanzenfossilien geliefert haben (umfassende Information über die Bergbaugeschichte liefern vor allem die Nachforschungen von Harald SCHMID, Schrambach).

Abb. 6 (siehe rechte Seite): 1) „Annaberger Kalk“, bioklastischer grainstone, zusammengesetzt aus einzelnen allochthonen Schuttlagen (mit Lithoklasten, Dasycladaceen und Echinodermendetritus), deren Begrenzung durch Drucklösung verstärkt wurde (Probe A 1064). 2) „Annaberger Kalk“, steriler Mudstone; die durch Kompaktion aus einem feinkörnigen Pelletschlamm hervorgegangene Matrix zeigt noch Spuren eines ursprünglichen Lagengefüges (Probe A 1065). 3) „Annaberger Kalk“, feinkörniger Grain- bis Packstone mit beginnender horizontgebundener Dolomitisierung (Probe A1067). 4) „Gutensteiner Kalk“, aufgebaut aus gradierten Lagen feinkörniger Grain- bis Packstones mit Filamenten und als Radiolarien, deren Sedimentfüllungen Umlagerung und Herkunft aus einem noch unkonsolidierten Sedimentverband belegen (Probe A 1063). 5) Reiflinger Kalk (U.Ladinium), pelagischer Wackestone mit Radiolarien und dünnchaligen Bivalven (Daonellen). 6) Selber Schriff wie 5), der ursprünglich angelegte Wechsel von korn- und matrixgestützten Sedimentlagen belegt ebenfalls die grösstenteils allochthone Herkunft der randlichen Beckensedimente. Zumeist ist dieser Lagenbau aber durch Bioturbation zerstört (Probe A 1062). 7) Reiflinger Kalk (U.Ladinium), pelagischer Wackestone mit Radiolarien, dünnen Bivalvenschalen und Foraminiferen (selten). Die häufig beigemengten Lithoklasten (dunkle Körner im Bild) von unterschiedlicher Größe belegen ebenfalls die bedeutende Größenordnung von Prozessen der Sedimentumlagerung in den Randbereichen des Reiflinger Beckens (Probe Li 2x). 8) Reiflinger Kalk (basales Oberladinium), feinkörniger Grain- bis Packstone mit lagigem Internbau; Einschaltungen von grünen Mergellagen sind erste Vorboten der darüber folgenden Partnachsichten (Probe Li 3).



Haltepunkt E4/3:**Steinbruch Außerafeld südlich Lilienfeld, Forstdirektion Stift Lilienfeld**

(Bearbeitung: G. WESSELY, R. SAUER, W. HUJER)

ÖK 55 Ober-Grafendorf, ca. 1,5 km südlich von Schrambach (BMN M34 R: 693152, H: 316622, WGS84 E: 15°34'17,6", N: 47°59'09,8").

Thema: Eingleitungen im Jura der Lunz-Decke.

Tektonische Einheit: Lunz-Decke, Wendgupf Muldensystem, inverser Muldenschenkel.

Litho- und chronostratigrafische Einheiten: rötlicher Hierlatz-Crinoidenkalk des Unterjura, Blockschichten und detritische bunte Kalke des oberen Unterjura, roter Klauskalk des Mitteljura, roter und grüner Radiolarit des unteren Oberjura, grauer Neokom-Mergelkalk der Unterkreide (Abb. 7, 8, 9).

Alter: Unter- bis Oberjura.

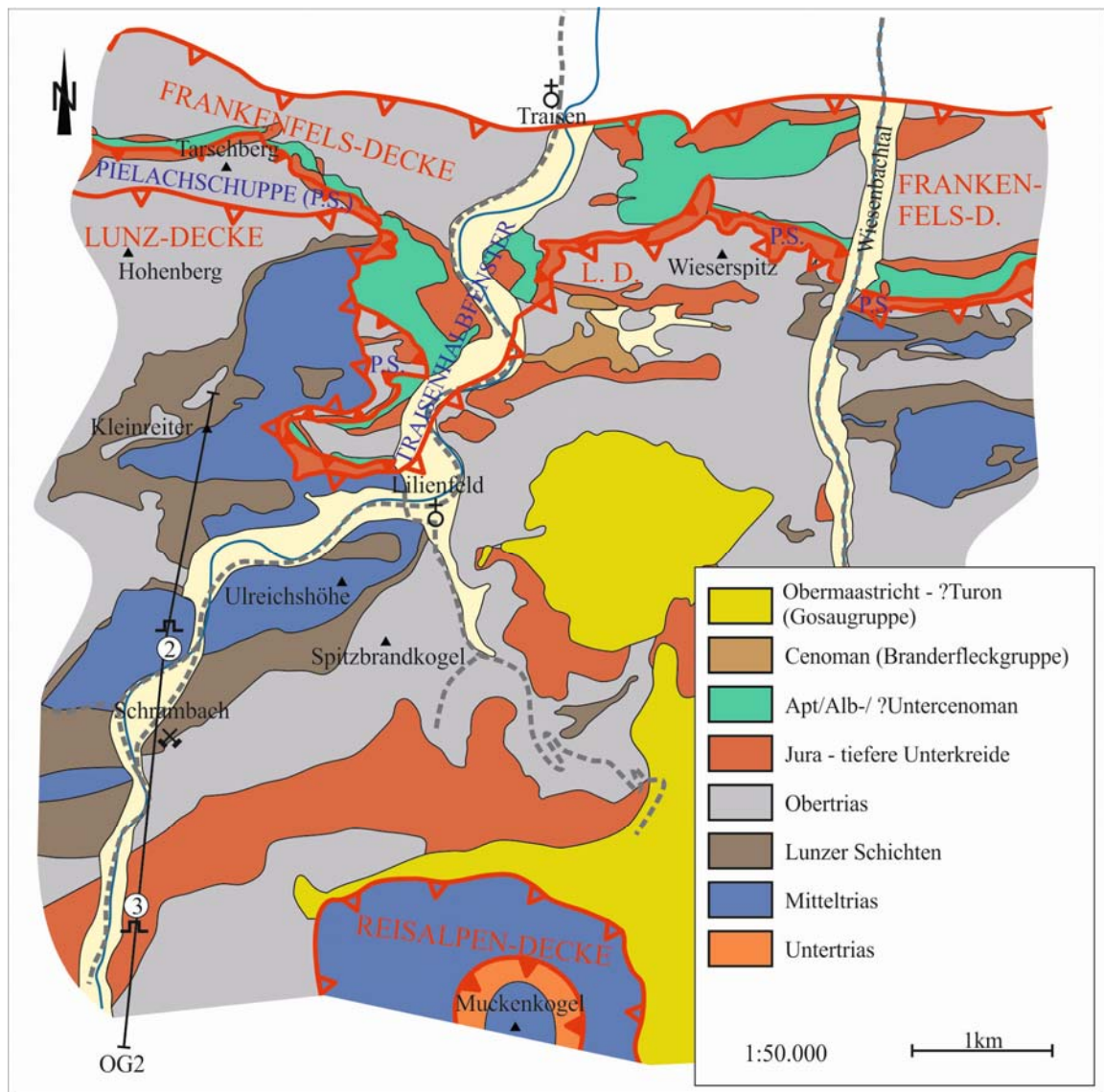


Abb. 7: Geologische Übersichtsskizze der Lilienfelder Kalkalpen.

Im Oberjura eingelagert liegen großdimensionale Eingleitungen aus grauem norisch/rhätischem Kalk (mit Triasinen in der Mikrofazies und einigen Korallenquerschnitten), aus Kössen-Formation mit eingesedimentierten Korallenstöcken und aus roten Juragesteinen. Die Olistholithe sind immer wieder von den Radiolariten umgeben (Abb. 9, 10). Die Mächtigkeit des Hierlatzkalkes erreicht 100 m, die der stratigrafisch jüngeren Abfolge samt Olistholithen 80-100 m (Abb. 11). Der Steinbruch ist derzeit stillgelegt, eine Fortführung im Bereich des Hierlatzkalkes ist von der Firma Mineral Abbau GmbH geplant.

Die im Kern aus Neokom und Jura bestehende Mulde des Wendlgupfsystems, in welcher der Steinbruch liegt, ist stark nach NE überkippt. Das Einfallen der inversen Schichten des Hangendschenkels beträgt oft nur 30° in südliche Richtungen, schwankt aber häufig, vor allem im Bereich der Olistholitheinlagerungen.

Außerhalb des Steinbruches wird der Hierlatzkalk bei weiterer Inverslage von oolithisch biotritischem Oberrhätkalk, von norisch/rhätischem Plattenkalk (Wechselagerung von dolomitischen Kalken, Dolomiten und Kalken), von Hauptdolomit und von Opponitzer Rauhwacke überlagert. Die ursprüngliche Auflagerung des Hierlatzkalkes über unterschiedliche Schichten (Plattenkalk, Oberrhätkalk) ist möglicherweise einer Bruchbewegung vor seiner Ablagerung zuzuschreiben.

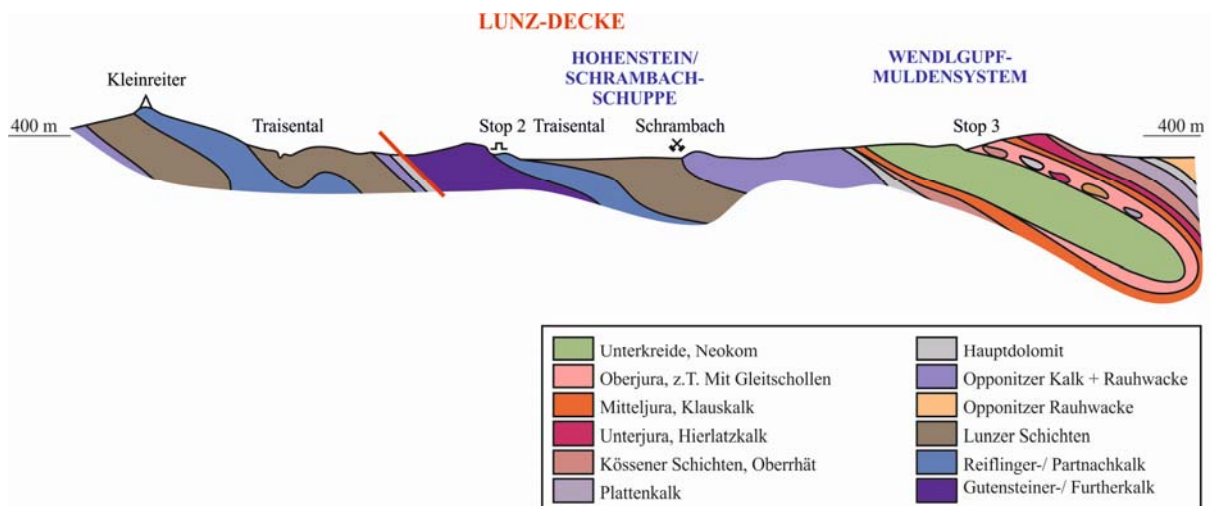
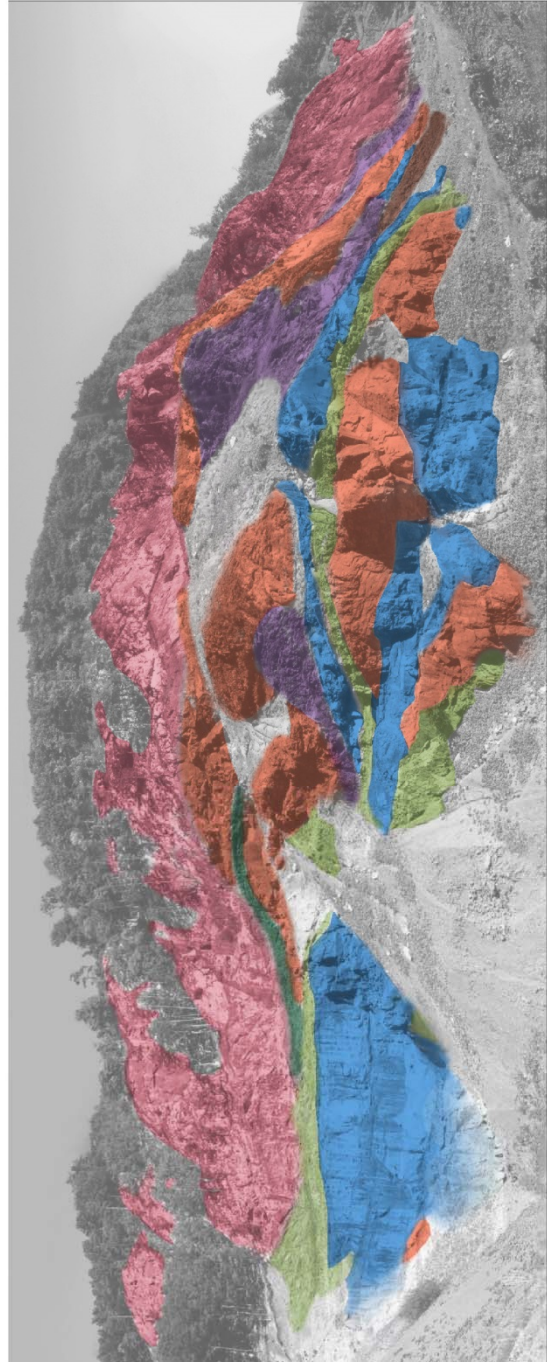


Abb. 8: Geologischer Schnitt durch die Punkte 2 und 3 in den Lilienfelder Kalkalpen.



- Oberjura, Radiolarit
- ?Mittel - Oberjura, Detrituskalk
- Mitteljura, Klauskalk
- ?Höherer Unterjura
- Unterjura, Hieriazkalk
- Kössener Schichten mit Korallen
- Rhatkalk/Plattenkalk

Abb. 9: Ansicht der Nordwestwand des Steinbruchs Außerfahrafeld und Interpretation der Eingleitungen im invers liegenden Jura der Lunz-Decke.

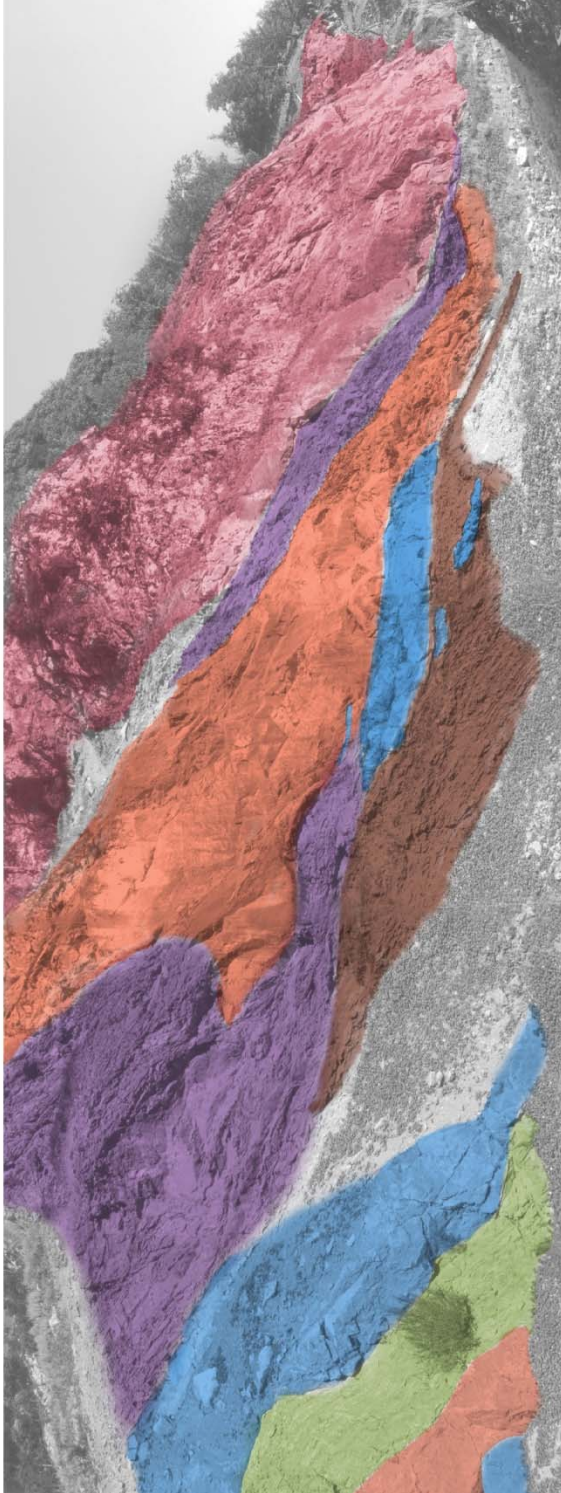


Abb. 10: Ansicht der Westwand des Steinbruches Außerfahrafeld und Interpretation der Eingleitungen. (Legende siehe Abb. 8)

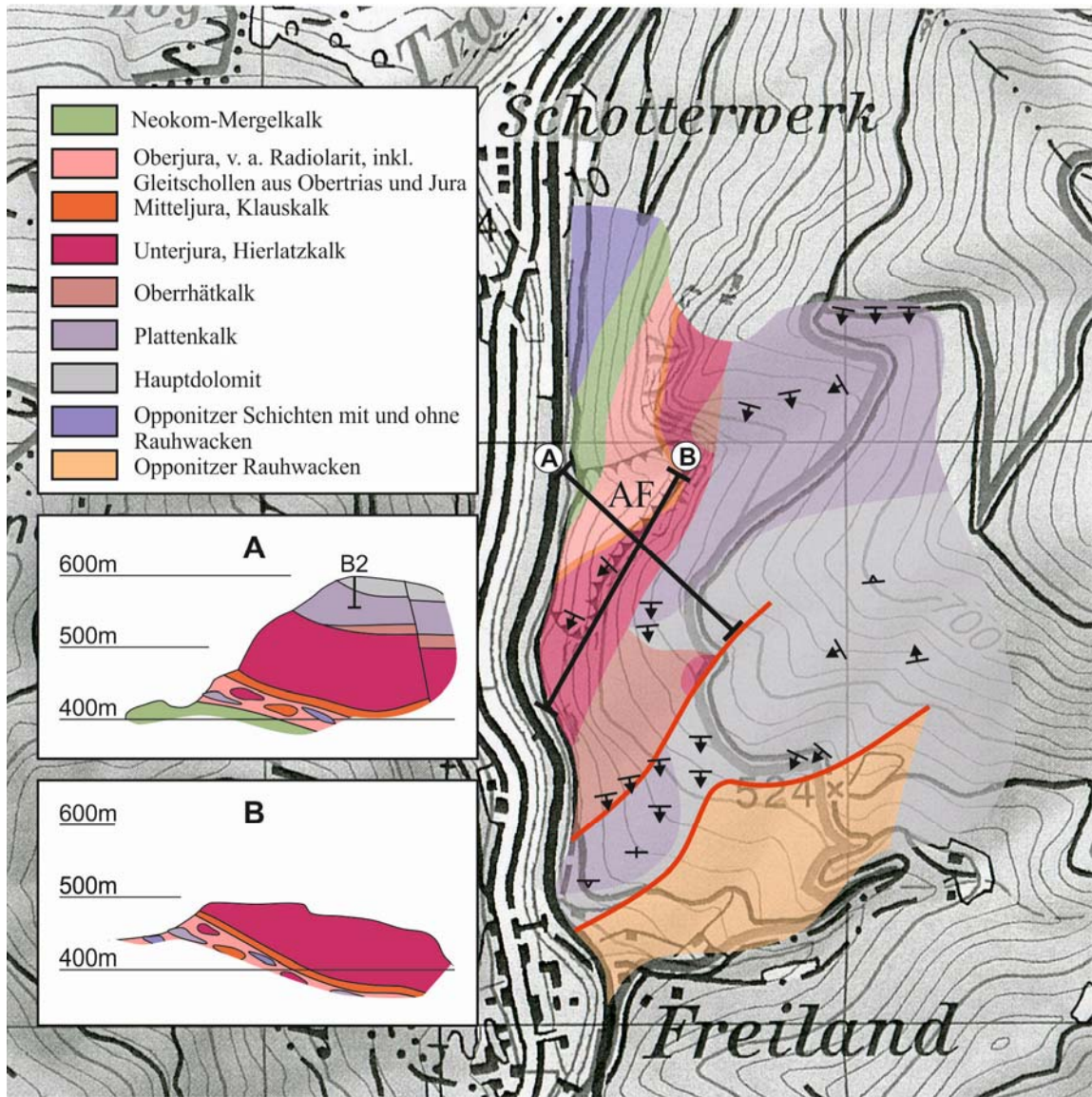


Abb. 11: Geologischer Bau und großdimensionale Eingleitungen im Jura im Steinbruch Außerfahrafeld.