

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, serpentinierte 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 Serpentine 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, serpentinierter 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 Linie 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.

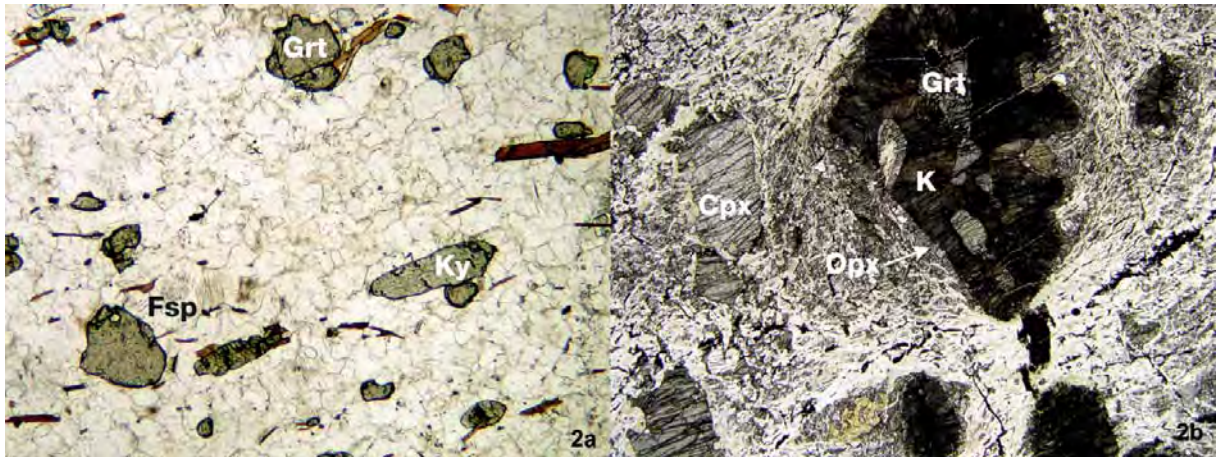


Abb. 2a (links): Moldanubischer Granulit: Granat [Grt], Kyanit [Ky] und ternärer Feldspat [Fsp] repräsentieren die Hochtemperatur-Hochdruck-Paragenese. Zu beachten sind die mesoperthitische Entmischung der Feldspate und der geringe Biotitgehalt (Probe ML12-37-4A, Bildbreite 5 mm).

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.

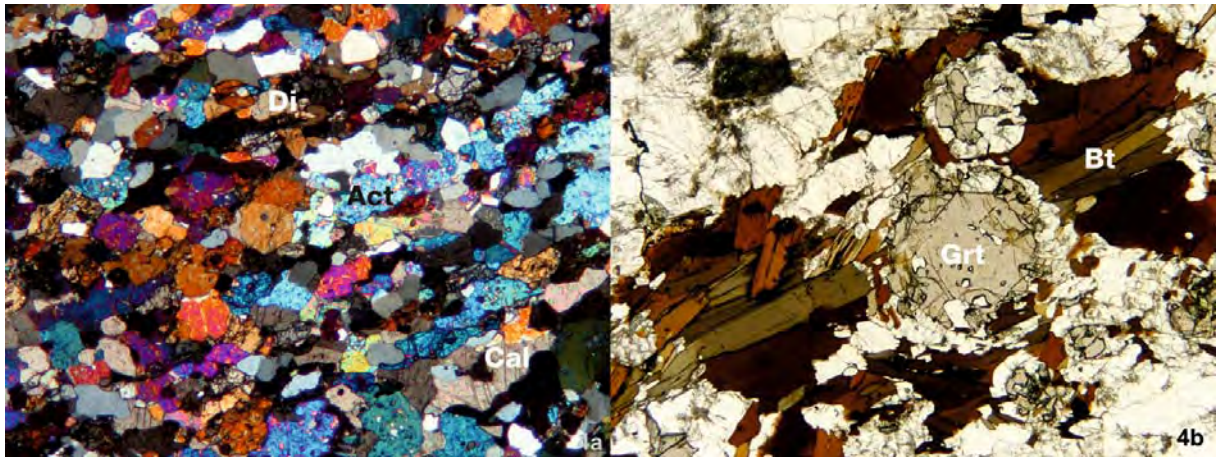


Abb. 4a (links): Kalksilikatgestein: Gleichkörnig rekristallisiertes Gemenge aus Diopsid [Di], Aktinolith [Act], Calcit [Cal] und Quarz (Probe ML12-55-3, Bildbreite 5,9 mm, gekreuzte Polarisatoren).

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

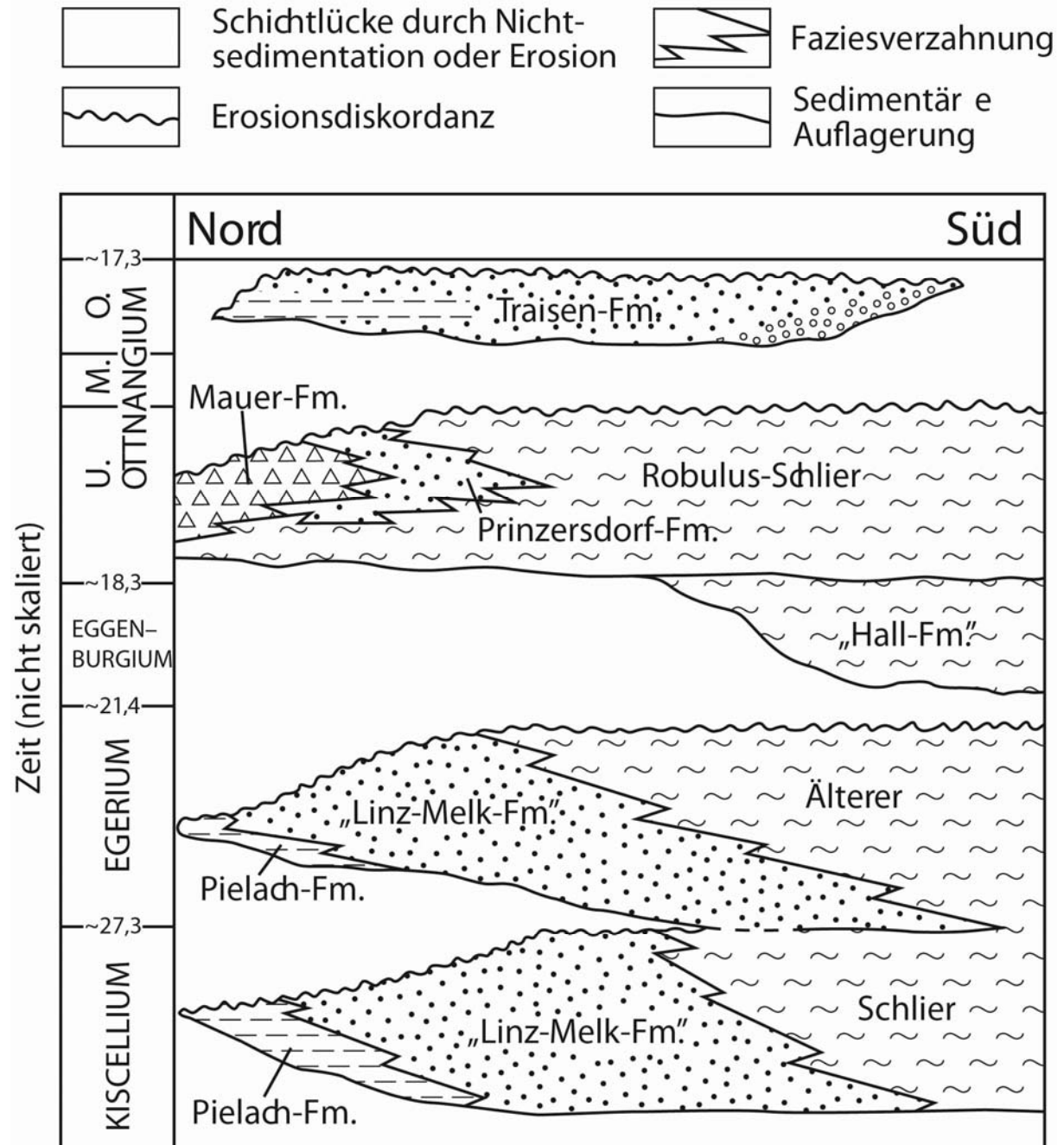


Abb. 5: Schichtfolge im Nordabschnitt der autochthonen Molasse zwischen Melk und St. Pölten. Absolute Altersangaben nach PILLER et al. (2007).

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.

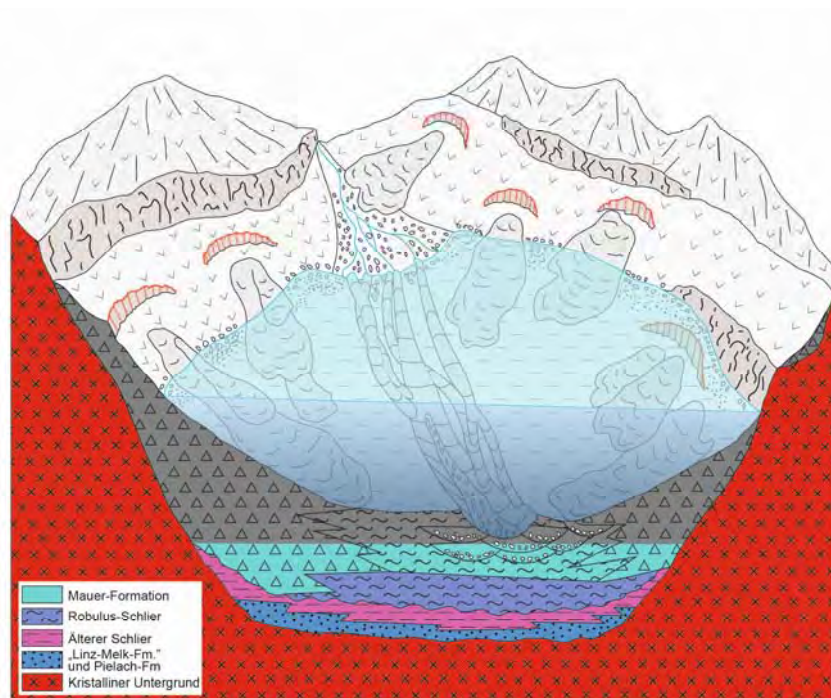


Abb. 6: Schematische Rekonstruktion des sedimentären Environments und der faziellen Beziehungen der Mauer-Formation.

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).

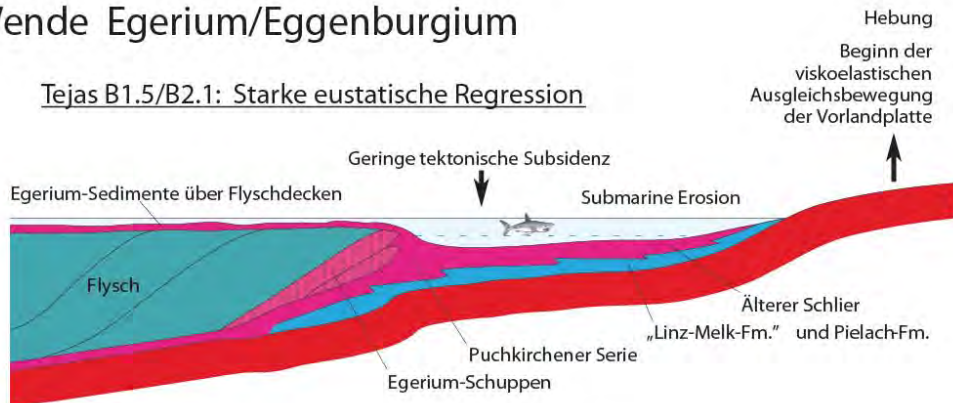
Schritt 2: Wende Egerium/Eggenburgium

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 synsedimentär aktive Deckentektonik

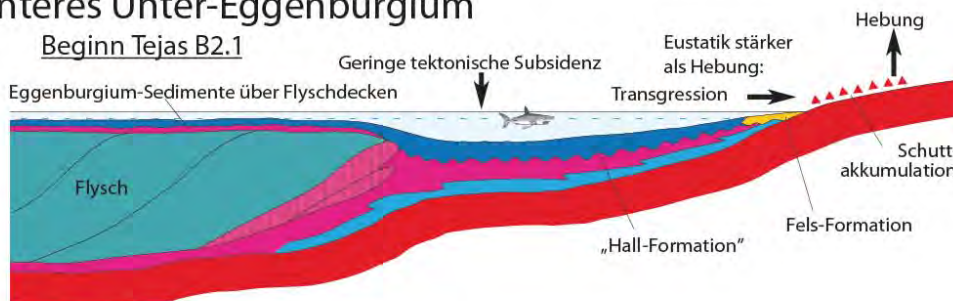
2. Wende Egerium/Eggenburgium

Tejas B1.5/B2.1: Starke eustatische Regression



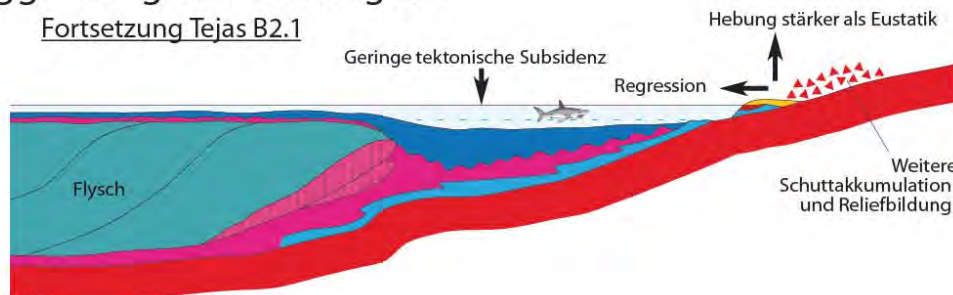
3. Unteres Unter-Eggenburgium

Beginn Tejas B2.1



4. Eggenburgium/Ottnangium

Fortsetzung Tejas B2.1



5. Unteres Ottnangium

Fortsetzung Tejas B2.1

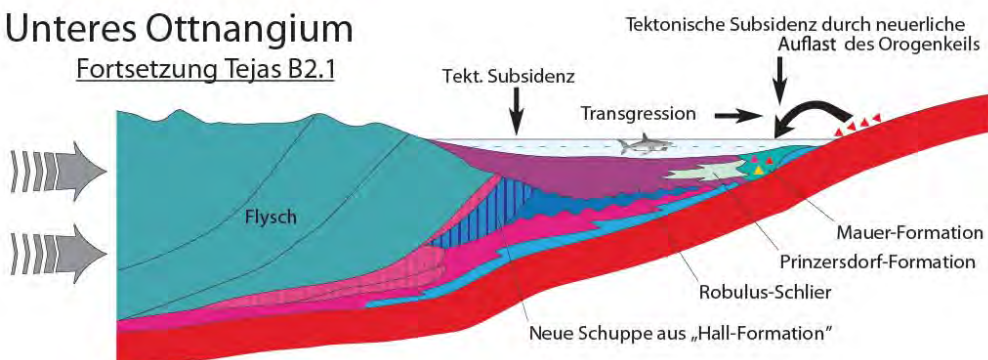


Abb. 7: Tektonisch-eustatische Deutung der stratigrafischen Abfolge im Umfeld der Mauer Formation (Erläuterung im Text).

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.

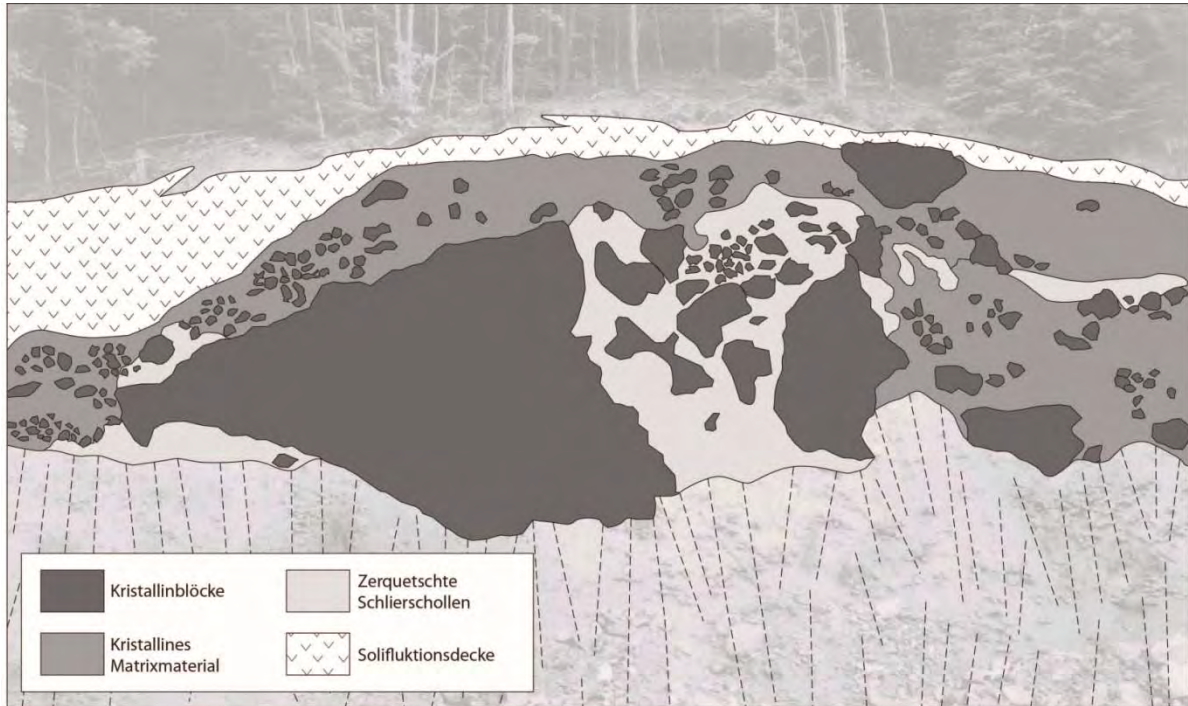


Abb. 9: Aufschlusskizze der Typuslokalität der Mauer-Formation (Grafik: P. Stromberger).

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, *Cibicidoides 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 (Altarsocket), 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 Hauptorogense. - 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.