

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.

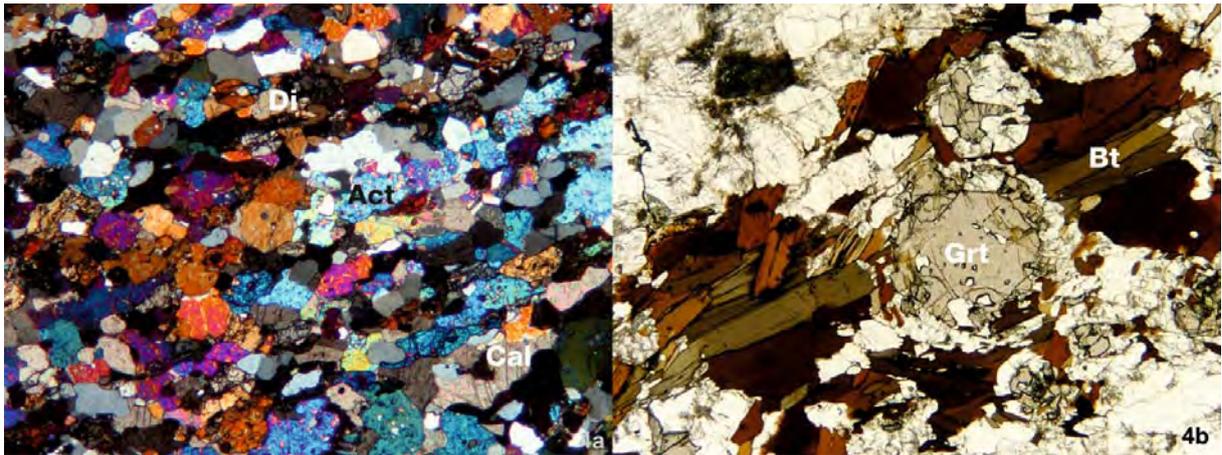


Abb. 4a (links): Kalksilikatgestein: Gleichkörnig rekristallisiertes Gemenge aus Diopsid [Di], Aktinolith [Act], Calcit [Cal] und Quarz (Probe ML12-55-3, Bildbreite 5,9 mm, gekreuzte Polarisatoren).

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

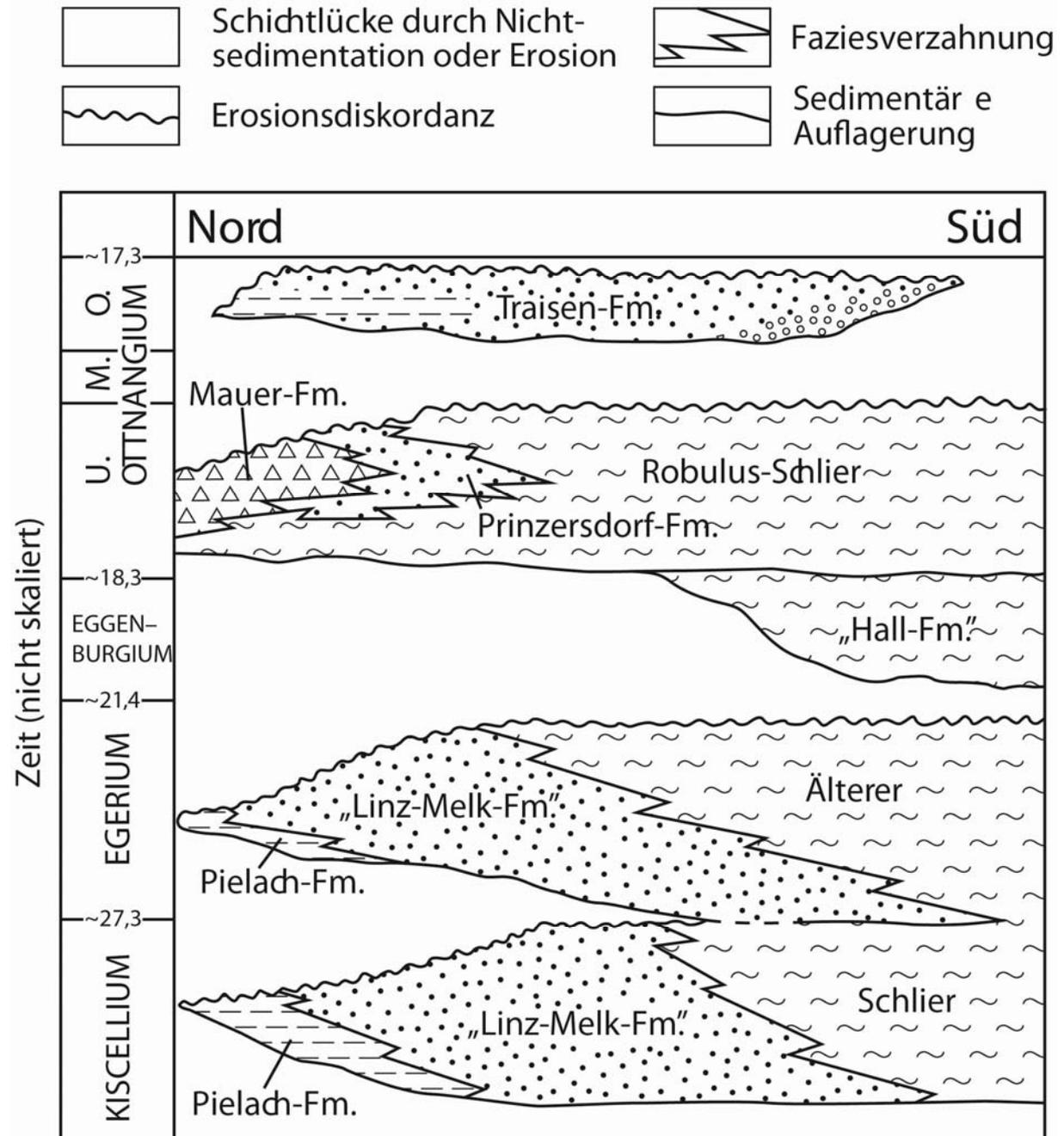


Abb. 5: Schichtfolge im Nordabschnitt der autochthonen Molasse zwischen Melk und St. Pölten. Absolute Altersangaben nach PILLER et al. (2007).

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.

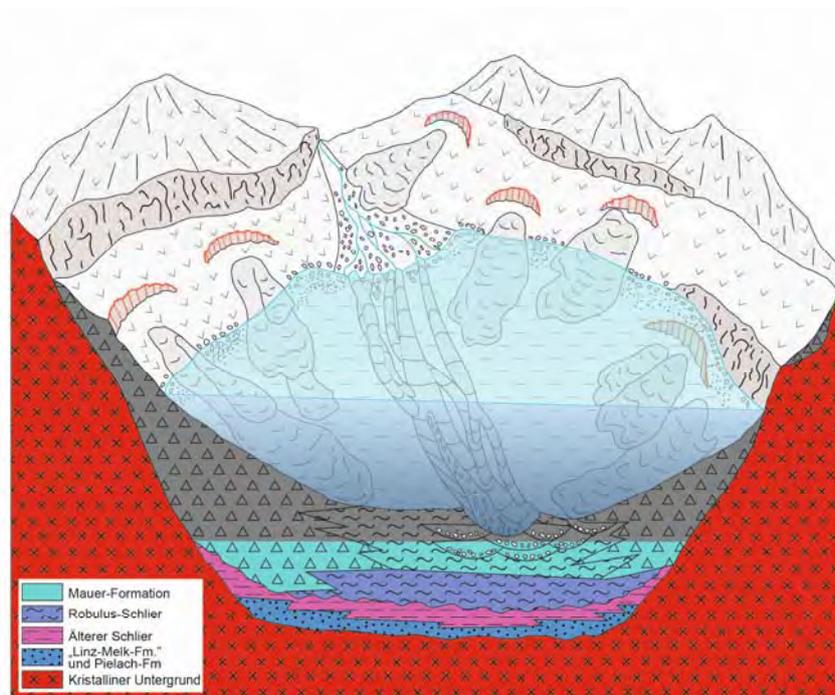


Abb. 6: Schematische Rekonstruktion des sedimentären Environments und der faziellen Beziehungen der Mauer-Formation.

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).

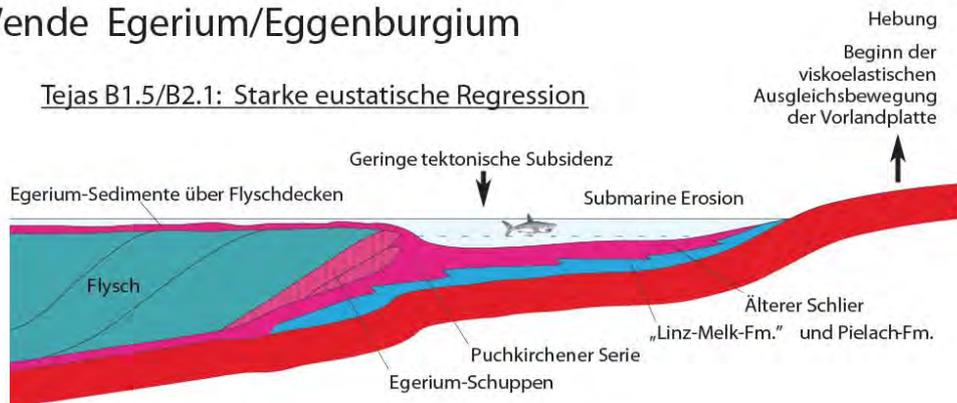
Schritt 2: Wende Egerium/Eggenburgium

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

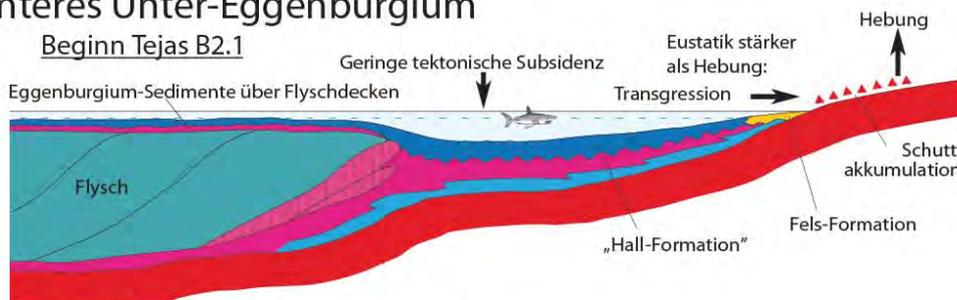
2. Wende Egerium/Eggenburgium

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



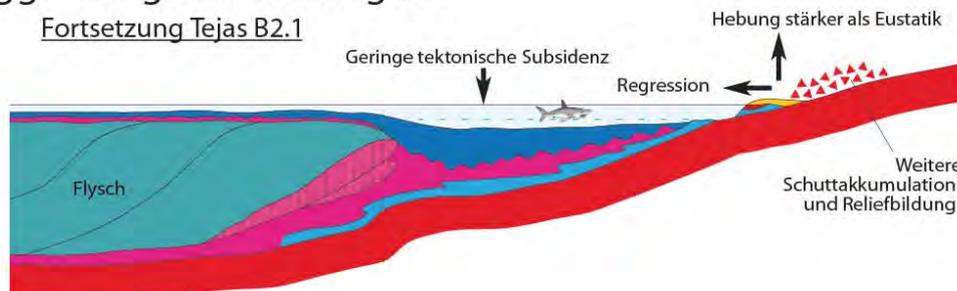
3. Unteres Unter-Eggenburgium

Beginn Tejas B2.1



4. Eggenburgium/Ottnangium

Fortsetzung Tejas B2.1



5. Unteres Ottnangium

Fortsetzung Tejas B2.1

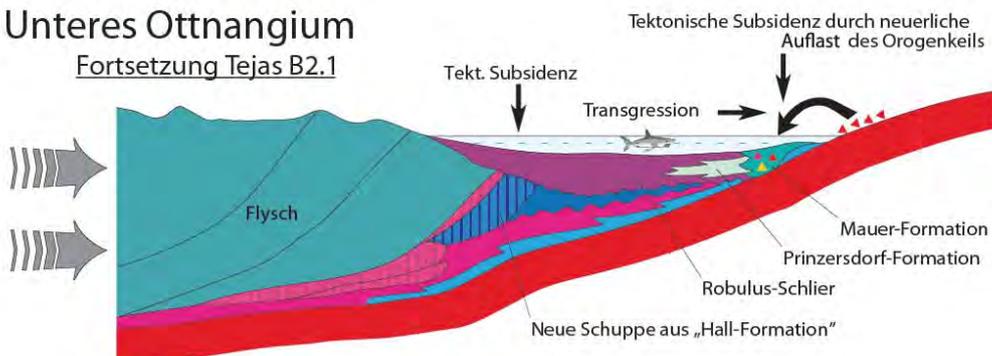


Abb. 7: Tektonisch-eustatische Deutung der stratigrafischen Abfolge im Umfeld der Mauer Formation (Erläuterung im Text).

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).