

# Neogen des Wiener Beckens

Mathias Harzhauser<sup>1</sup> & Werner E. Piller<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Naturhistorisches Museum Wien, Geologisch-Paläontologische Abteilung, Burgring 7, A-1010 Wien;  
mathias.harzhauser@nhm-wien.ac.at

<sup>2</sup> Institut für Erdwissenschaften, Bereich Geologie und Paläontologie, Heinrichstrasse 26, A-8010 Graz;  
werner.piller@uni-graz.at

## Einleitung

Das Wiener Becken zählt, wie etwa das Londoner, Pariser und Mainzer Becken, zu den großen känozoischen Becken Europas und ist damit seit Beginn des 19. Jahrhunderts Ziel intensiver erdwissenschaftlicher Untersuchungen. Vor allem die Vielfalt an Fragestellungen, die von der Paläontologie bis zur Geodynamik reicht, macht das Wiener Becken interessant, insbesondere aber seine Bedeutung als größtes Kohlenwasserstoffreservoir Mitteleuropas hat unsere Kenntnis darüber wesentlich gefördert. Die dadurch zugänglichen Daten haben schließlich zu strukturgeologisch-geodynamischen Interpretationen geführt, die das Wiener Becken zum Beispiel als Modellfall für die Bildung eines Pull-apart-Beckens weit über Europa hinaus bekannt gemacht hat. Trotzdem - oder gerade deswegen - ist das Wiener Becken auch heute noch wegen seines großen Fossilreichtums nicht nur für die Paläontologie und Biostratigraphie sondern für alle Erdwissenschaften ein Schlüsselgebiet für das Neogen.

## Paläogeographie und Stratigraphie

Das Wiener Becken ist nicht nur durch seine Position am Übergang von den Alpen in die Karpaten in einer sehr exponierten Lage entstanden, sondern es ist aus überregionaler Sicht als Teil der Zentralen Paratethys in ein geodynamisches Geschehen eingebunden, das zu einer sehr komplexen Raum-Zeit-Entwicklung geführt hat.

Durch die Norddrift Afrikas und die Subduktion Eurasiens, kam es an der Eozän/Oligozän-Grenze durch die aufsteigenden alpinen Gebirge zum endgültigen Verschwinden des Tethys Ozeans. Damit im Zusammenhang kam es nicht nur zur Entstehung des Indischen Ozeans, sondern der Raum der ehemaligen West-Tethys wurde in ein südliches Meeresgebiet, das etwa dem heutigen Mittelmeer entspricht, und einen nördlichen Meeresraum unterteilt. Dieser nördliche Meeresraum, der zwischen der Nordsee und dem Mittelmeer gelegen war, wird als Paratethys Meer bezeichnet und reichte während seiner maximalen Verbreitung vom Rhône Becken im Westen bis nach Innerasien im Osten. Durch die tektonischen Entwicklungen unterschiedlicher Größenordnungen und die globalen Meeresspiegeländerungen war dieses Gebiet sehr raschen und komplexen Änderungen hinsichtlich der Land - Wasser - Verteilung und damit der Landbrücken bzw. der Meeresverbindungen zwischen der Paratethys mit der Nordsee, dem Mediterran aber auch dem Indo-Pazifik unterworfen (vgl. Rögl, 1998, 1999; Popov et al., 2004). Die Abgrenzung der Paratethys vom Mittelmeer als eigenständiger biogeographischer Einheit wurde von Laskarev (1924) aufgrund der unterschiedlichen Molluskenfaunen vorgenommen. Intern wurde die Paratethys aufgrund unterschiedlicher tektonischer Entwicklungen zweigeteilt, wobei der kleinere westliche Teil aus der Westlichen und Zentralen Paratethys besteht, der der größeren Östlichen Paratethys gegenübersteht. Die Westliche Paratethys inkludiert das Rhône Becken sowie das alpine Vorland der Schweiz und der Molassezone des westlichen Bayern. Die Zentrale Paratethys reicht von Bayern im Westen bis in die östlichen Karpaten, wo sie an die Östliche Paratethys grenzt. Das Wiener Becken ist Teil der Zentralen Paratethys.

Die geodynamische Entwicklung wurde u. a. von Senes & Marinesu (1974) und Rusu (1988) näher untersucht, was zu einer Unterteilung in vier Stadien führte: Proto-Paratethys (Spätes Eozän - Frühes Oligozän; erste Isolation vom offenen Meer); Eo-Paratethys (Spätes Oligozän - Frühes Miozän); Meso-Paratethys (spätes Früh-Miozän - frühes Mittel-Miozän); Neo-Paratethys (Mittleres - Spätes Miozän) (vgl. auch Steininger & Wessely, 2000).

Die eigenständige geodynamische und damit im Zusammenhang stehende paläobiogeographische Entwicklung machte auch eine eigenständige chronostratigraphische bzw. geochronologische Klassifikation notwendig, die sich deutlich von der globalen unterscheidet (Abb. 1). Als Markstein für die stratigraphischen Erforschungen sind die Bände innerhalb der Serie „Chronostratigraphie und Neostatotypen“ anzusehen (Cicha et al., 1967; Steininger et al., 1971; Baldi & Senes, 1975; Papp et al., 1973, 1974, 1978, 1985; Stevanovic et al., 1990).

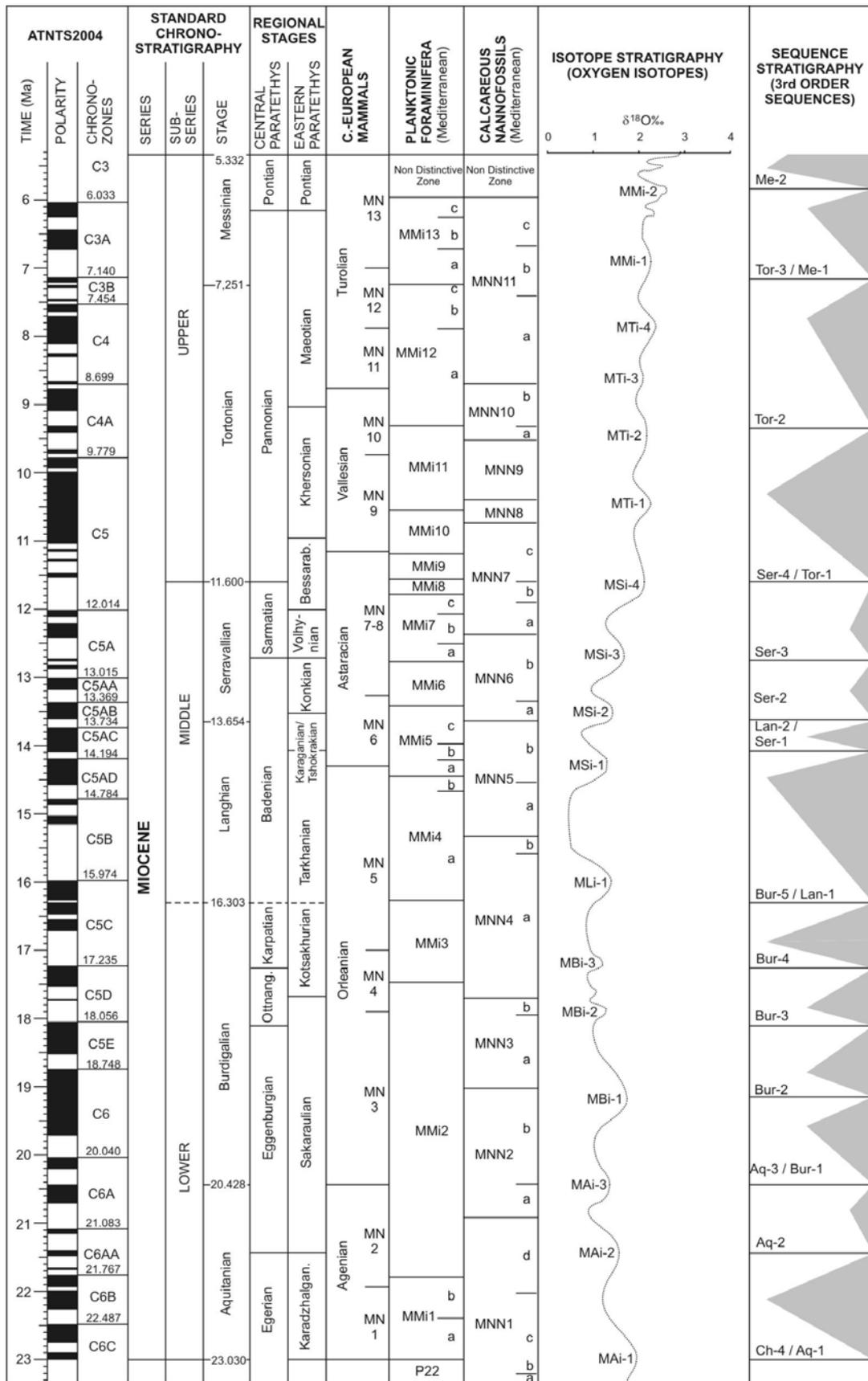


Abb. 1: Chronostratigraphie und Biostratigraphie des Miozän. Mammalia-Zonen nach Steininger (1999); Foraminiferen und kalkiges Nannoplankton nach Sprovieri (1992), Fornaciari & Rio (1996), Fornaciari et al. (1996), Sprovieri et al. (2002); Sauerstoff-Isotopen-Stratigraphie adaptiert nach Abreu & Haddad (1998); Sequenzstratigraphie nach Hardenbol et al. (1998); alle Zonen wurden nach Gradstein & Ogg (2004), Gradstein et al. (2004) und Lourens et al. (2004) rekalibriert.

### Spätestes Oligozän - Frühes Miozän

**Egerium** (~25 - 21 Ma): Das Egerium umfasst Teile des Späten Oligozän und den Großteil des Aquitanium (Baldi & Senes, 1975); sein Stratotypus befindet sich im nordungarischen Eger (Baldi, 1975). Die siliziklastischen Sedimente des Kiscellium dominieren im Egerium weiter, reine Karbonatsedimente sind sehr selten. Charakteristisch sind gemischt karbonatisch-siliziklastische Ablagerungen, die von corallinen Rotalgen, Bryozoen und Großforaminiferen (Miogypsinen, Lepidocyclinen) dominiert werden (Kaiser et al., 2001).

Die Paratethys war im Späten Oligozän ein streng West-Ost orientiertes Becken (Abb. 2A). Nach den weit verbreiteten anoxischen Bedingungen mit der Bildung von Fischschiefern, bitumiösen Tonen und Meniliten im Frühen Oligozän stellten sich im Egerium wieder normal marine Bedingungen ein. Dies war einerseits durch eine Verbindung zur Nordsee über den Rheingraben möglich, andererseits über das Venetische Becken nach SE (Rögl, 1998; Reichenbacher, 2000) (Abb. 2A). Diese mehrseitige Verbindung ging allerdings im Laufe des späten Egerium verloren (Reichenbacher, 2000). Am Westende der Paratethys kam es zur Bildung paralischer Kohlen und zu Süßwasserablagerungen (Barthelt, 1989; Berger, 1996), die marine Verbindung in den westmediterranen Raum blieb aber erhalten, weil die alpinen Decken noch nicht entsprechend gehoben waren (Wagner, 1996; Steininger & Wessely, 2000).

**Eggenburgium** (~21 - 18 Ma): Diese regionale Stufe der Zentralen Paratethys hat ihren Stratotypus im NE Niederösterreichs (Steininger, 1971) und basiert biostratigraphisch hauptsächlich auf ihrer Molluskenfauna insbesondere den großwüchsigen Pectiniden (Steininger & Senes, 1971).

Das Untere Eggenburgium wird durch Siliziklastika (Sande, Pelite) dominiert, daneben kommen selten und fleckenhaft gemischt karbonatisch-siliziklastische Sedimente vor. Ein derartiges Beispiel bilden die Rhodolithen-reichen Fein- bis Mittelsande mit dem scutelliden Seeigel *Parmulechinus hoebarthi* (Kühn) („Scutellensande“) aus dem Horner Becken (Steininger, 1971). In tief-neritischen und bathyalen Ablagerungen kam der typische „Schlier“ zur Ablagerung, dies sind graue kalkige Tone mit Sandzwischenlagen.

Durch eine gute Verbindung zur Östlichen Paratethys (Abb. 2B) konnte die typische Molluskenfauna des älteren Eggenburgium bis zur Halbinsel Krim und nach Georgien emigrieren. Die Meeresverbindung nach W war im späten Egerium und wahrscheinlich frühen Eggenburgium geschlossen. Im Laufe des Eggenburgium kam es allerdings zu einer fortschreitenden Transgression bis schließlich erneut eine Verbindung vom Rhône Becken in die Zentrale Paratethys über die alpine Vortiefe hergestellt war (Berger, 1996). Daneben gab es aber auch eine Meeresverbindung in das Östliche Mediterran (Martel et al., 1994) (Abb. 2B). Diese Verbindungen führten zu einem meso- bis makrotidal beeinflussten Sedimentationsregime im gesamten alpinen Vorland, das vom Späten Eggenburgium bis in das mittlere Ottnangium anhielt (Allen et al., 1985; Faupl & Roetzel, 1990). Vergleichbare tidal dominierte Sedimente wurden aus dem Eggenburgium der Zentralen Paratethys auch aus N-Ungarn beschrieben (Szantó, 1995). Paläobiogeographisch sind diese neuen Meeresverbindungen verschiedentlich dokumentiert, wie zum Beispiel durch die Einwanderung des westmediterranen Seeigels *Arbacina catenata* (Desor) und diverser Bryozoen (Vavra, 1979; Kroh & Harzhauser, 1999), sowie unter den Mollusken durch die Pectiniden *Flexopecten palmatus* (Lamarck) und *Macrochlamis holgeri* (Geinitz) (Mandic & Steininger, 2003). Im Späten Eggenburgium kam es lokal zur Bildung von Flachwasserkarbonaten, die vor allem als Bryozoen-Corallinaceen-Kalke mit wenigen Großforaminiferen und hermatypischen Korallen einen warm-temperierten Ablagerungsraum dokumentieren (Nebelsick, 1989).

**Ottnangium** (~18 - 17 Ma): Das Ottnangium ist eine zweigeteilte Stufe, deren Stratotypus sich in Ottnang, Oberösterreich, befindet (Rögl et al., 1973). Der ältere Abschnitt ist weitgehend normalmarin und die Sedimente sind hauptsächlich Siliziklastika, im randmarinen Bereich noch tidal dominiert, im Becken vor allem als Schlier ausgebildet (Faupl & Roetzel, 1990). Karbonate sind selten (z. B. Bántapuszta, Ungarn: Kóky, 1973) und entsprechen jenen aus dem Eggenburgium (siehe oben). Basierend auf Silicoflagellaten-Vergesellschaftungen und dem häufigen Auftreten von Diatomen sind temperierte Bedingungen anzunehmen (Bachmann, 1973).

Im oberen Abschnitt des Ottnangium kommt es durch die Heraushebung des alpinen Vorlandes zu einer Unterbrechung der Meeresverbindung im Westen (Rögl, 1998), wodurch es durch fluviatilakustrine Ablagerungsbedingungen zur Bildung der Oberen Süßwassermolasse im westlichen alpinen Vorland gekommen ist (Berger, 1996). Zusätzlich zu diesen großtektonischen Bewegungen wirkte der globale Meeresspiegelabfall während des Zyklus 3. Ordnung TB 2.1. (Haq et al., 1988) verstärkend bei der Abtrennung der Paratethys vom Mediterran während des späten Ottnangium. Außer im nordalpinen Vorlandbecken sind im gesamten karpatisch-pannonisch-dinarischen Raum nur Brackwasser- oder Süßwasserablagerungen bekannt (Kováč et al., 2004), womit belegt ist, dass auch die biogeographischen Verbindungen zum Mediterran verloren gegangen sind. Dies führte zur Bildung

einer Fauna mit hohem Grad an Endemismen, die insbesondere in Flachwasserablagerungen sehr charakteristisch ist. Besonders auffällige Mollusken, wie z.B. *Limnopageta*, *Rzehakia*, *Lenticorbula* und *Eoprosodacna*, führten dazu diese endemische Fauna als „Rzehakia Fauna“ zu bezeichnen, die von der Östlichen über die Zentrale bis zur Westlichen Paratethys während des späten Ottnangium anzutreffen ist (Steininger, 1973).

**Karpatium (-17 - 16,3 Ma):** Das Karpatium mit seinem Stratotypus im Profil Slup in Mähren (Tschechische Republik) (Cicha et al., 1967) ist dem spätesten Burdigalium äquivalent. Die Basis ist durch eine Transgression ausgezeichnet, die mit einer paläogeographischen Umstellung einhergeht (Rögl et al., 2003) und die mit dem globalen Meeresspiegelanstieg des Zyklus 3. Ordnung TB 2.2. zusammenfällt, der im späten Früh-Miozän beginnt (Haq et al., 1988). Der Ablagerungen des Meeresspiegeltiefstandes sind terrestrischer, alluvialer, fluviatiler und deltaischer Herkunft, die die Basis der karpatischen Folgen bilden. Sie gehen rasch in marine, neritisch bis flach-bathyale, Ablagerungen über, die in tieferen Beckenteilen durch grün-blaue und graue Pelite und siltige kalkige Tone und in küstennäheren Bereichen durch tonige Sande repräsentiert sind. Alle bekannten flachmarinen Lokalitäten zeigen eine deutliche Diskordanz zwischen Ottnangium und Karpatium (Rögl et al., 2003).

Das häufige Vorkommen von silikatischen Mikrofossilien im frühen Karpatium weist auf kühltemperierte Wassermassen hin und somit auf eine ähnliche Situation wie im späten Ottnangium. Ähnliche Umweltparameter sowie Hinweise auf sauerstoffarmes Bodenwasser im Becken und auf Upwelling-Bedingungen geben planktonische Foraminiferen (Cicha et al., 2003). Die Molluskenfauna ist ähnlich gering divers wie jene aus dem Ottnangium (Harzhauser, 2003). Erst im späten Karpatium erscheinen sowohl in der Molluskenfauna als auch mit den Foraminiferengattungen *Globigerinoides* und *Globorotalia* thermophile Taxa (Harzhauser et al., 2003). Diese Nordmigration wurde einerseits durch eine globale Erwärmung andererseits durch die Öffnung einer breiten Verbindung zum Mittelmeer über den slowenischen „Trans-Tethyan Trench Corridor“ (Bisticic & Jenko, 1985) ermöglicht, was einen freien Faunenaustausch zwischen der Zentralen Paratethys und dem Mittelmeer zuließ. Parallel zu diesen Veränderungen der Umweltbedingungen kam es zu einer grundlegenden tektonischen Umstellung, die zum Verschwinden der W-E gerichteten Becken und zur Bildung von intramontanen Becken führte (Rögl, 1998; Kováč et al., 2003). Dies führte z. B. dazu, dass in alpinen Vorlandbecken und der karpatischen Vortiefe oberkarpatische, ästuarine bis flachmarine Sedimente diskordant über unterkarpatische Tone tieferen Wassers progradieren (Adámek et al., 2003). Weitverbreitete Evaporite im rumänischen Teil der karpatischen Vortiefe und im Transylvanischen Becken belegen eine schlechte bis fehlende Verbindung zur Östlichen Paratethys im späten Früh-Miozän.

Die Karpatium/Badenium- (Burdigalium/Langhium-) Grenze wird durch einen dramatischen Meeresspiegelabfall markiert (Haq et al., 1988; Hardenbol et al., 1998), der in der gesamten Zentralen Paratethys als Hiatus zu beobachten ist. Bisher wurde keine kontinuierliche Sedimentation vom Karpatium in das Badenium nachgewiesen und das oberste Unter-Miozän ist entweder von starken Erosionserscheinungen betroffen oder/und eine tektonisch hervorgerufene Winkeldiskordanz („Steirische Diskordanz“; vgl. Latal & Piller, 2003).

#### Mittel-Miozän

**Badenium (16,3 - 12,7 Ma):** Diese Stufe wurde an der Typuslokalität Baden-Soss im Wiener Becken von Papp & Steiniger (1978) definiert. Hier sind die typischen grau-blauen Tone aufgeschlossen (bekannt als „Badener Tegel“), die für ihre hoch-diversen Vergesellschaftungen von benthischen Foraminiferen und Mollusken sowie einer Vielzahl anderer Evertebraten- und Vertebratengruppen bekannt sind.

Aufgrund von paläogeographischen und paläoökologischen Änderungen wird das Badenium dreigeteilt (Papp et al., 1978; Kováč et al., 2004). Anhand des FAD von *Praeorbulina* im Steirischen Becken, im Wiener Becken und im alpinen Vorlandbecken kann die Transgression im Frühen Badenium (Langhium) mit dem Zyklus 3. Ordnung TB 2.3. (Haq et al., 1988) korreliert werden. Dieser Zyklus wird durch eine Diskordanz in den seismischen Profilen des Wiener Beckens abgeschlossen, die einen Meeresspiegelabfall von 120 m impliziert (Kreutzer, 1986; Weissenböck, 1996). Eine ähnliche Interpretation lassen Aufschlüsse in Randbereichen sowohl des alpinen Vorlandbeckens als auch im Eisenstadt-Sopron Becken zu (Mandic et al., 2002; Kroh et al., 2003). Das gemeinsame Vorkommen von *Praeorbulina* und *Orbulina* in den die Diskordanz unterliegenden Schichten gemeinsam mit der im gesamten Becken nachzuweisenden Sedimentationsunterbrechung und die beträchtliche Größenordnung der Erosion legen den Schluss nahe, diesen Meeresspiegelabfall mit dem globalen Abfall bei 14,2 Ma zu korrelieren, der mit der Sequenzgrenze Lan-2/Ser-1 von Hardenbol et al. (1998) korrespondiert.

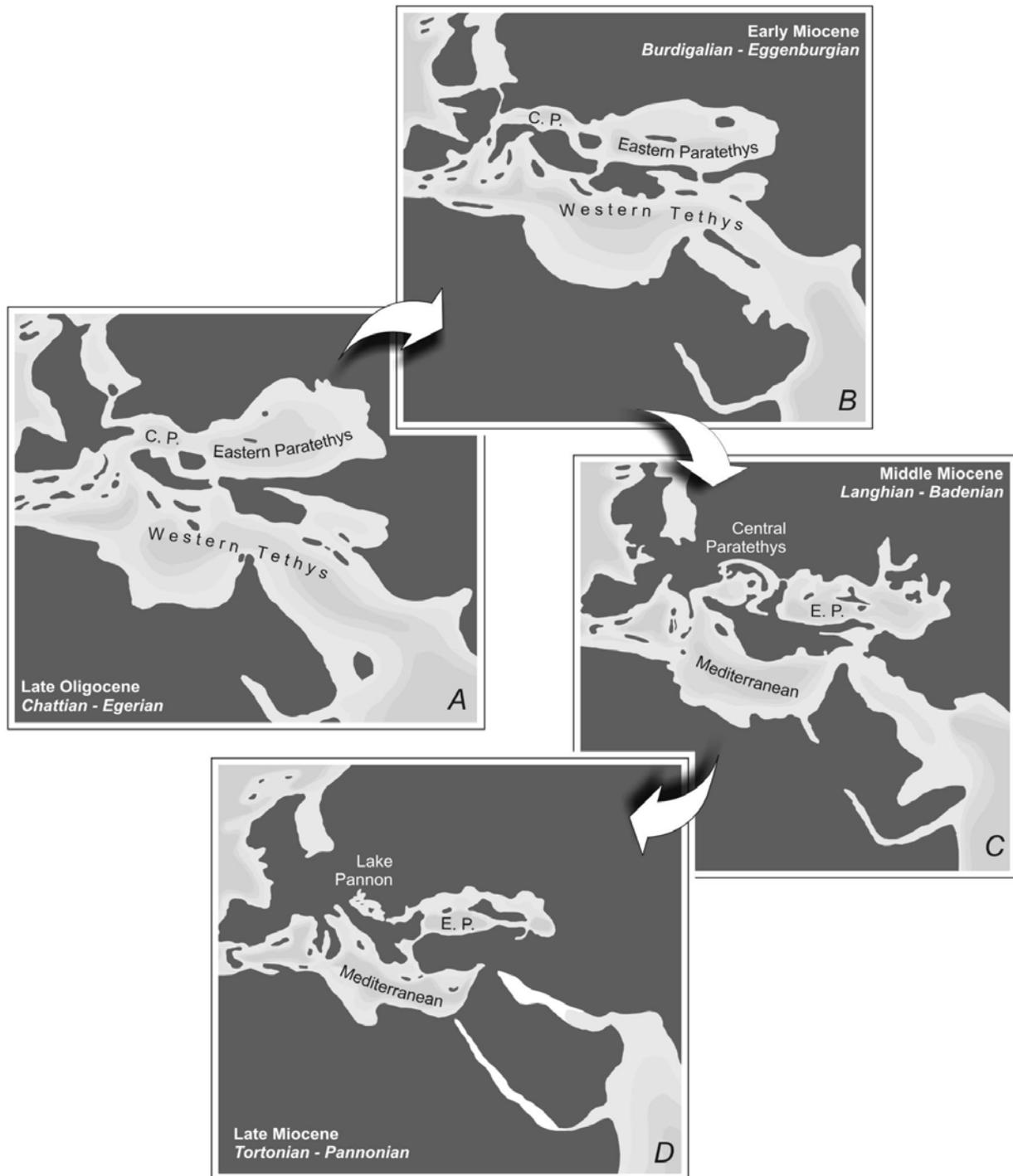


Abb. 2: Paläogeographische Karten des Zirkum-Mediterranen Bereichs mit dem Schwerpunkt auf der Paratethys (basierend auf Karten von Rögl, 1998, Magyar et al., 1999, Steininger & Wessely, 2000, und Popov et al., 2004). Den Darstellungen fehlt allerdings ein großräumiges palinspastisches Modell, das Rotationsbewegungen und Verschiebungen inkludieren würde (vgl. Marton et al., 2003). [C.P. = Zentrale Paratethys; E.P. = Östliche Paratethys].

A: Nach der vollständigen Isolation der Paratethys im Frühen Oligozän wurden im Egerium Verbindungen nach N in das Nordsee Becken und nach S in die Westliche Tethys wiederhergestellt. Ein Trennung in ein Westliche/ Zentrale und Östliche Paratethys findet ebenfalls statt. B: Während des frühen Miozän ist die Paratethys ein streng E-W orientiertes Tiefsee Becken, das mehrfach Verbindungen nach W über das Rhône Becken besitzt. C: Der Karpatenbogen beginnt sich auszubilden und strukturiert die Zentrale Paratethys durch eine Inselkette. Die strenge E-W Orientierung der Paratethys geht dadurch verloren. Das südliche Karpatische Vorlandbecken wird weitgehend abgeschnürt, was zu Evaporitbildungen im Mittel-Badenium führt. Die Verbindung zur Östlichen Paratethys ist zunächst sehr reduziert, wird aber im Späten Badnium und vor allem im Sarmatium sehr breit und durchgängig. D: Die Paratethys wird weitgehend isoliert und nur in der Östlichen Paratethys existiert eine Verbindung zum Mediterran. Die Zentrale Paratethys ist bereits verschwunden und durch den Pannon See ersetzt worden.

Der 2. Zyklus des Badenium kann mit dem globalen Zyklus TB 2.4. von Haq et al. (1988) korreliert werden. Seismische Profile entlang des Spannberger Rückens im Matzener Ölfeld des zentralen Wiener Beckens zeigen einen deutlichen „lowstand wedge“ und einen gut entwickelten „transgressive wedge“ (Kreutzer, 1986). Im Karpatischen Vorlandbecken und im Transylvanischen Becken begann eine ausgeprägte Phase mit Evaporiten, die als „Wielicische Krise“ bekannt ist (Steininger et al., 1978; Kasprzyk, 1999; Chira, 2000). Im Osten dauert die evaporotische Phase das gesamte Mittel-Badenium an, während sich in den westlichen Teilen der Zentralen Paratethys Karbonatplattformen entwickeln, die durch Corallinaceenkalke (Leithakalk) charakterisiert sind, die Phasen des Trockenfallens durch subaerische Lösung und Caliche-Bildung zeigen (Dullo, 1983; Schmid et al., 2001).

Die erneute Überflutung während des 3. Zyklus des Badenium kann in die Nannoplankton Zone NN6 datiert werden (Hudáckova et al., 2000; Kováč et al., 2004). Die Basis dieser Biozone wird durch das letzte Vorkommen von *Sphenolithus heteromorphus* definiert und entspricht der Langhium/Serravallium-Grenze. Letztere wurde von Foresi et al. (2002) mit 13,59 Ma kalibriert (siehe auch Gradstein & Ogg, 2004; Gradstein et al., 2004). Dies bedeutet, dass die Langhium/Serravallium-Grenze innerhalb des Badenium liegt und wenn man die Datierung und die Intensität dieses Zyklus berücksichtigt liegt eine Korrelation mit dem globalen Zyklus TB 2.5. nach Haq et al. (1988) auf der Hand. Dieser letzte Abschnitt des Badenium wird durch stratifizierte Wasserkörper charakterisiert, was sich in dysoxischen Peliten in Beckenablagerungen des zentralen Wiener Beckens äußert (Hudáckova et al., 2000), aber selbst die Karbonatplattformen waren von hypoxischen Ereignissen betroffen (Schmid et al., 2001).

Neben den weit verbreiteten fossilreichen Tonen der Beckenablagerungen ist das Badenium aber auch jener Abschnitt in der Paratethys, in dem sich Karbonatsedimente diverser Faziesbereiche (Leithakalke) bildeten. Corallinaceenkalke sind zwar die am weitesten verbreiteten Karbonate (Dullo, 1983; Friebe, 1988, 1991; Piller, 1993), daneben repräsentieren die Leithakalke aber auch die einzige Korallen(riff)-Phase der gesamten Paratethys. Die Riffe des Frühen Badenium sind vor allem im Süden der Paratethys relativ divers. Besonders im Steirischen Becken sind einige Fleckenriffe bekannt, die neben den häufigen hermatypischen Korallengattungen *Porites* und *Tarbellastraea* auch *Montastrea*, *Acropora* und *Leptoseris* beinhalten (Erhart & Piller, 2004). Diese Formen waren in der Lage trotz hohem terrigenen Sedimenteintrag Karbonatkörper von einigen Metern zu bilden (Friebe, 1993; Riegl & Piller, 2002; Erhart & Piller, 2004). Im Späten Badenium hingegen wurden keine komplexen ökologischen Riffe mehr gebildet (weder im Steirischen noch im Wiener Becken), sondern nur noch Biostrome. Sie siedelten sich in Bereichen an, die nicht dem direkten Einflussbereich terrigener Sedimentation ausgesetzt waren. Diese Biostrome wurden klar von den Gattungen *Porites* und *Tarbellastraea* dominiert, daneben kommen selten auch *Caulastrea*, *Acanthastrea* und *Stylocora* vor (Dullo, 1983; Piller & Kleemann, 1991; Riegl & Piller, 2000, 2002). Diese Änderung in den riffbildenden Strukturen und der Diversitätsrückgang der hermatypischen Korallen scheinen mit einer leichten Abkühlung einher zu gehen, die mit der globalen Mittelmiozänen Klimaveränderung in Verbindung stehen könnte (Shevenell et al., 2004). Im Nordteil der Zentralen Paratethys sind diese Veränderungen noch deutlich stärker, indem dort Algen-Bryozoen-Korallen Biokonstruktionen von Algen-Serpuliden-Vermetiden-Karbonaten abgelöst werden (Pisera, 1996; Studencki, 1999).

Die paläogeographische Konstellation veränderte sich dramatisch während des Badenium (Abb. 2C). Im Frühen Badenium war die Verbindung der Zentralen Paratethys mit dem Mediterran über den „Trans-Tethyan Trench Corridor“ noch aktiv. Die Verbindung in die Östliche Paratethys wird dagegen unterschiedlich gesehen: Rögl (1998) und Steininger & Wessely (2000) postulieren eine solche, während Studencka et al. (1998) und Popov et al. (2004) eine Landbrücke dazwischen annehmen. Auch eine - mittlerweile subduzierte - Meeresverbindung aus dem Raum des Schwarzen Meeres über die Pontiden in den östlichen Mediterranbereich wird von Rögl (1998) diskutiert. Eine Wiederöffnung der Verbindung zwischen dem Indo-Pazifik und dem Ostmediterran im Langhium (Frühes Badenium) wird generell angenommen (Rögl, 1998; Popov et al., 2004).

Während des Mittleren Badenium waren die Verbindungen nach Osten unterbrochen und eine Wasseraustausch mit dem Mediterran war nur über den „Trans-Tethyan Trench Corridor“ möglich. Aber auch diese Verbindung wurde im Späten Badenium unterbrochen, sodass die Zentrale Paratethys nur mit der Östlichen Paratethys über den Raum des Schwarzen Meeres Verbindung hatte. Die faunistischen Unterschiede und vor allem die Verarmung der Faunen der Östlichen Paratethys sprechen aber gegen einen regen Faunenaustausch über diese Verbindung (Studencka et al., 1998). Auch in dieser Phase könnte eine Verbindung vom Schwarzen Meer über die Pontiden eine Möglichkeit zum Faunenaustausch geboten haben (Rögl, 1998). Eine derartige Verbindung ist auch notwendig, um die Einwanderung von neu erscheinenden Radiolarien-Vergesellschaftungen zu ermöglichen (Dumitrica et al., 1975).

Der nächste dramatische Faunenschnitt findet mit dem Einsetzen des Sarmatium statt, ausgelöst durch eine weitgehende Abschnürung der Zentralen Paratethys von anderen Meeresbecken (Rögl, 1998). Dieses Ereignis korrespondiert mit der Sequenzgrenze Ser-3 von Hardenbol et al. (1998) und dem Zyklus 3. Ordnung TB 2.6. von Haq et al. (1988). Folgerichtig würde die Badenium/Sarmatium-Grenze damit mit dem glazio-eustatischen Isotopenereignis MSi-3 bei 12,7 Ma (Abreu & Haddad, 1998) zusammenfallen. Dazu passend ist die gut dokumentierte Sedimentationsunterbrechung an der Badenium/Sarmatium-Grenze, die durch tiefgründige Erosionserscheinungen in seismischen Profilen verschiedener Becken der Paratethys gestützt wird (Harzhauser & Piller, 2004a, b).

**Sarmatium (12,7 - 11,6 Ma):** Diese Stufe hat ihren Stratotypus an der Lokalität Nexing im nördlichen Niederösterreich mit einem Massenvorkommen von Molluskenschalen (Papp & Steininger, 1974). Das Sarmatium zeigt eine deutliche Zweiteilung, mit einer Dominanz von Feinsiliziklastika im Unteren Sarmatium. Dies steht im deutlichen Kontrast zu den Karbonatsedimenten des Badenium (Leithakalk), die sich über die gesamte Zentrale Paratethys ausgebreitet hatten, ab der Badenium/Sarmatium-Grenze aber völlig fehlen. Die einzigen Karbonate im Unteren Sarmatium sind vereinzelt vorkommende kleine Biokonstruktionen gebildet vom Polychaeten *Hydroides* und von Bryozoen (Harzhauser & Piller, 2004a, b). Am besten sind derartige Bildungen in der Karpatischen Vortiefe von Polen über Moldavien, Rumänien bis Bulgarien entwickelt (Pisera, 1996).

Die Oberflächenaufschlüsse der Feinsiliziklastika stammen meist von ausgedehnten Wattflächen oder Ästuarablagerungen und bergen eine reiche aber niedrig-diverse Molluskenfauna. In Aufschlüssen mit Sedimenten etwas tieferen Wassers kommen Diatomite mit marinen Diatomeen vor (Harzhauser & Piller, 2004a, b), meist handelt es sich aber um Mergel und siltige Tone mit einer verarmten Bivalvenfauna (Kojumdgieva et al., 1989).

Im Späten Sarmatium ist eine Umstellung des Sedimentationsregimes von siliziklastisch auf karbonatisch in der gesamten Zentralen Paratethys festzustellen. In Randbereichen und auf Untiefen sind ausgedehnte Oolithe und Molluskenschille weit verbreitet und im spätesten Sarmatium sind Massenvorkommen der Großforaminifere *Spirolina austriaca* d'Orbigny charakteristisch. Mit dieser Umstellung der Sedimentproduktion geht auch eine dramatische Zunahme der Schalendicke von Bivalven einher, wie etwa in den Gattungen *Venerupis* und *Sarmatimactra* (Papp et al., 1974). Die Polychaeten-Bryozoen Vergesellschaftungen des Frühen Sarmatium verschwinden vollständig und werden durch Biokonstruktionen der sessilen nubeculariiden Foraminifere *Sinzowella* ersetzt. Hinzuweisen wäre noch darauf, dass die Oolithe des Sarmatium die einzigen derartigen miozänen Bildungen in der gesamten Zentralen Paratethys darstellen.

Das Sarmatium hat in den regionalen Stufen Volhynium und Bessarabium (p.p.) seine Entsprechung in der Östlichen Paratethys. Zu dieser Zeit wurde die gesamte Paratethys weitgehend isoliert und die Zentrale Paratethys hatte nur zur Östlichen Paratethys eine Verbindung. Diese selbst hatte nur eine sehr enge Verbindung in das Ostmediterrän über das Bruchsystem des Toten Meeres (Steininger & Wessely, 2000). Die gute Verbindung zwischen Zentraler und Östlicher Paratethys wird durch eine starke faunistische Übereinstimmung, einen hohen Grad an Endemismus und das Fehlen von stenohalinen Formen unterstützt (Kolesnikov, 1935; Papp et al., 1974). Diese bemerkenswerte marine Fauna wurde bereits von Suess (1866) wahrgenommen, was ihn zur Einführung des Begriffs Sarmat animierte.

### Spätes Miozän

**Pannonium (11,6 - 6,1 Ma):** Diese Stufe ist Ausdruck der zunehmenden Kontinentalisierung in Mittel- und Südost-Europa, die dazu führte, dass der aquatische Bereich in der Zentralen Paratethys auf das Pannonische Beckensystem beschränkt wurde. Damit hat sich als Relikt der Zentralen Paratethys um 11,6 Ma der Pannon See gebildet, ein Brackwasser- bis Süßwassersee, der von den Alpen, Karpaten und Dinariden umgeben war (Abb. 2D). Die Ablagerungen des Unteren und Mittleren Pannonium werden von Harzhauser et al. (2004) zu einem einzigen Sedimentationszyklus gerechnet, der an der Grenze Mittel-/Ober-Miozän (Sarmatium/Pannonium) beginnt und mit dem Meeresspiegeltiefstand des Zyklus 3. Ordnung TB 3.1. von Haq et al. (1988) korrespondiert. Phasen hoher Wasserstände führten in tiefen Seebereichen zur Entwicklung von lebensfeindlichen dysoxischen Bedingungen durch Ausbildung eines Hypolimnion (Harzhauser & Mandic, 2004). Als typische Sedimente der tieferen Beckenteile finden sich grau-blaue Tone und Mergel, die auch am Stratotypus des Pannonium in Vösendorf (südliches Wiener Becken) (Papp, 1985) sehr gut entwickelt sind. In küstennahen Bereichen des Pannon Sees werden Deltaschotter, Sande, helle Mergel und Lignite abgelagert. Oolithe und Bryozoenkalke sind zwar noch häufig im Späten Bessarabium der Östlichen Paratethys (Pisera, 1996), fehlen aber völlig in zeitgleichen Ablagerungen des Pannon Sees. Durch den Rückzug des Sees kam es im Nordwesten, z. B. im Wiener Becken, im Späten Pannonium zur Herausbildung von Über-

flutungsebenen (Magyar et al., 1999; Harzhauser & Tempfer, 2004). Im Zentrum und Süden verblieb ein mehrere 100 m tiefer Beckenbereich, der durch Prodelta-Turbidite und progradierende Deltaablagerungen gefüllt wurde (Popov et al., 2004). Trotz des zunehmenden Rückzugs des Sees blieb seine südliche Küstenlinie entlang der nördlichen Dinariden während des gesamte Pannonium weitgehend stabil (Magyar et al., 1999; Popov et al., 2004).

Das markanteste Merkmal des Pannon Sees ist aber seine Molluskenfauna, die durch einen hohen Grad an Endemismen und starker evolutionärer Radiation gekennzeichnet ist (Müller et al., 1999). Neben den hoch evoluierten Lymnocypriden sind es vor allem die Dreisseniden, die eine beeindruckende Evolution durchlaufen. Diese Entwicklung der Fauna wurde durch die graduelle Ausdehnung des Wasserkörpers und durch geodynamische Prozesse, die eine Veränderungen der Seegeometrie bewirkten, kontrolliert (Magyar et al., 1999).

Zeitgleich reichte die Östliche Paratethys im Westen bis in das Dazische Becken (Abb. 2D). Die darin vorkommende Fauna des Bessarabium ist ein direkter Nachkomme der Faunen des Sarmatium/Volhynium aus dem späten Mittel-Miozän (Kolesnikov, 1935) und unterscheidet sich grundsätzlich von jener des Pannon Sees.

### Geographischer und geologischer Rahmen

Zum Wiener Becken gehört ein großer Teil Ostösterreichs (Wien, Teile Niederösterreichs und des Burgenlands), im Norden bzw. im Osten haben aber auch die Tschechische und die Slowakische Republik Anteil daran. Die Becken-Längsachse ist SSW - NNE gerichtet und reicht im SSW von Gloggnitz (N.Ö.) nach Nappajedl (Tschechische Republik) im NNE. Die Länge beträgt etwa 200 km bei einer maximalen Breite von ca. 55 km (Abb. 3).

Die rhombische Gestalt geht auf seine tektonische Entstehung als Pull-apart-Becken im Neogen zurück. Die westliche Beckenbegrenzung bildet im Südwesten der topographische Ostrand der Ostalpen bzw. im Nordosten die Waschbergzone und die Ždánice Einheit (Abb. 3). Die morphologische Grenze wird im Osten (von S nach N) durch das Rosalien- und Leithagebirge, die Hainburger Berge und die Kleinen Karpaten markiert. Diese vier geographischen Einheiten gehören zur alpin-karpatischen Zentralzone. Der nördliche Rand des Beckens wird durch die Magura Decke der Karpatischen Flyschzone gebildet. Im Beckenuntergrund sind jene alpin-karpatischen Decken anzutreffen, die auch an der Oberfläche das Becken begrenzen (Abb. 4). Die neogene Beckenfüllung erreicht eine maximale Mächtigkeit von 5500 m.

Durch eine interne tektonische Differenzierung, insbesondere durch die morphologische Hochstruktur des Spannberger Rückens, werden ein Nördliches und Südliches Wiener Becken unterschieden, die auch eine unterschiedliche Entwicklung zeigen: Im Nördlichen Wiener Becken, das an der Oberfläche mit jenem Teil nördlich der Donau korrespondiert, begann die marine Sedimentation bereits im Frühen Miozän, während im Südlichen Wiener Becken marine Sedimente auf das Mittlere und Späte Miozän beschränkt sind. Zusätzlich zu dieser groben Zweiteilung führte eine komplexe Tektonik zur Bildung interner Horst- und Graben-Strukturen. Entlang der Beckenränder bildeten sich relativ gehobene Blöcke, die entlang von Hauptstörungen von den tiefen Beckenteilen getrennt werden: Im Nördlichen Wiener Becken sind dies die Mistelbacher Hochscholle und die dazugehörige Steinberg-Störung sowie die Moravische Zentralsenke entlang der Bulhary-Störung. Im Süden ist es die Mödlinger Hochscholle und der Leopoldsdorfer Bruch bzw. die Láb-Malacky Hochscholle und das Leitha- und Láb-Störungssystem (Abb. 3).

Die Entwicklung des Wiener Beckens ist durch die Einbindung in den geodynamischen Ablauf der Alpen- und Karpatenbildung entsprechend komplex. Zum einen ist die Position am Übergang zwischen den beiden Orogenen (Alpen und Karpaten) Bildungsursache, zum anderen kommt es aber über dem känozoischen Akkretionskeil der Rheno-Danubischen und Karpatischen Flyschzonen zu liegen, sowie über den Decken der Nördlichen Kalkalpen und der Zentralzone der Ostalpen als auch der Westkarpaten - all dies führt zu einer komplizierten tektonischen Entwicklung. Ein moderne Darstellung derselben findet sich in Kovac et al. (2004) worauf sich der folgende Abriss bezieht:

1. Der Initialisierung und Anfangsphase des Wiener Beckens beginnt im Eggenburgium und erstreckt sich bis in das frühe Karpatium als E-W gerichtetes Huckepack-Becken („Piggyback-Becken“) auf dem vorwandernden alpinen Deckensystem.
2. Im späten Früh-Miozän (spätes Karpatium) kommt es zur lateralen Extrusion der Westkarpaten und damit zur Abtrennung von den alpinen Einheiten wodurch die Abtiefung des Wiener Beckens durch einen Pull-apart-Mechanismus initialisiert wurde. Im Karpatium wurden, gemeinsam mit normalen N-S Störungen, hauptsächlich NE-SW gerichtete sinistrale Strike-slip-Störungen am Ostrand des Beckens aktiviert (Leitha-Störungssystem), während im Frühen Badenium NE-SW gerichtete Störungen am Westrand des Beckens entstanden, die bis in den Untergrund der Böhmisches Masse reichten (Steinberg-, Schrattenberg- und Bulhary-Störungen).

3. Im Synrift-Stadium des Mittel-Miozän wurde die Abtiefung des Wiener Beckens durch eine NE-SW gerichtete Kompression (bei NW-SE-Extension) kontrolliert. Dabei waren im Badenium die NE-SW gerichteten normalen Störungen bestimmend, während im Frühen Sarmatium eine sehr rasche Subsidenzphase zusätzlich durch ENE-WSW orientierte sinistrale Strike-slip-Störungen hervorgerufen wurde. Diese Störungen führten zur Entstehung des Zisterdorf-Tiefs. Die Beckenextension im nördlichen Wiener Becken wurde zusätzlich durch die Streckung der Westkarpaten - hervorgerufen durch einen Subduktionsschub in den Ostkarpaten - während des Sarmatium verstärkt.
4. Die Sedimentation im Späten Miozän spiegelt eine Krustenentspannung des Postrift-Stadiums im Pannonium wider. Im Späten Pannonium und im Pliozän hat das Becken ein Stadium der Becken-Inversion erreicht während dessen die Pull-apart-Kinematik zum Erliegen kam und kaum mehr Sediment akkumulierte. Grabenbildungen am Ostrand des Wiener Beckens (z.B. Mitterndorfer Sencke) durch ein sinistrales Transtensionsregime sind bis heute aktiv und werden von seismischen Aktivitäten begleitet.

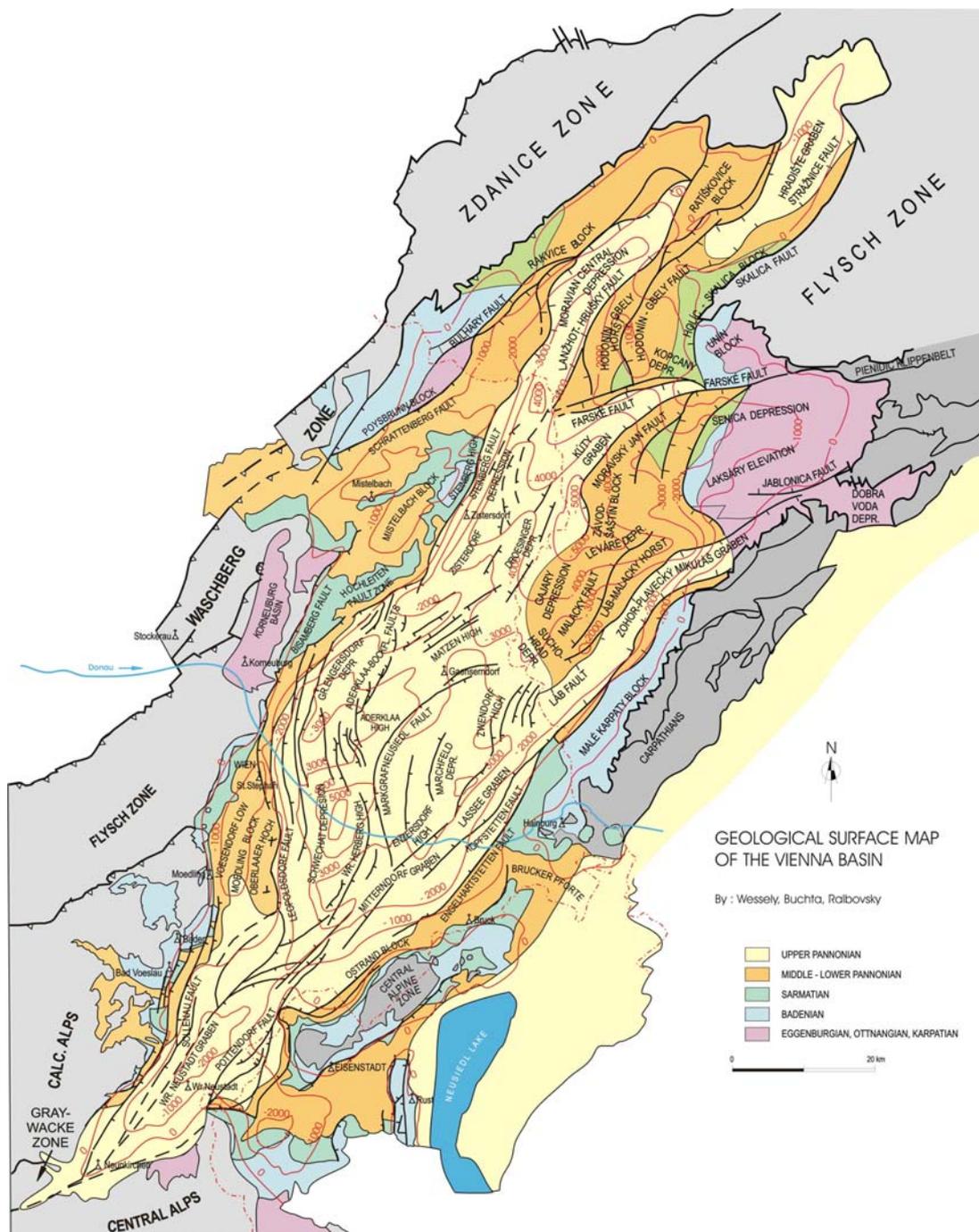


Abb. 3: Geologische Karte des Wiener Beckens, seine geologischen Begrenzungen und tektonischen Hauptstörungen (Wessely, 2005).

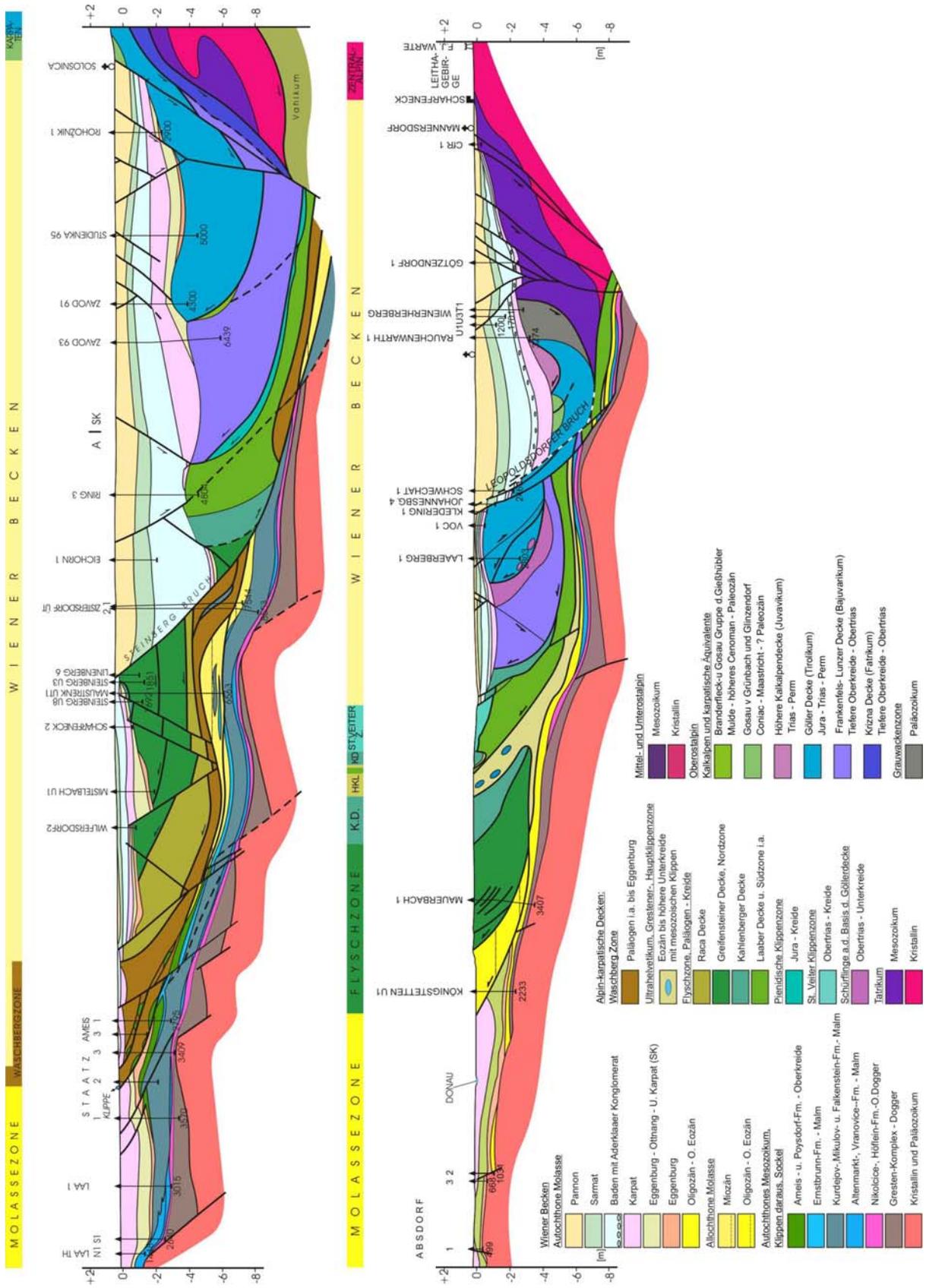


Abb. 4: Geologische Schnitt durch das Wiener Becken (Wessely, 2005).

3. Im Synrift-Stadium des Mittel-Miozän wurde die Abtiefung des Wiener Beckens durch eine NE-SW gerichtete Kompression (bei NW-SE-Extension) kontrolliert. Dabei waren im Badenium die NE-SW gerichteten normalen Störungen bestimmend, während im Frühen Sarmatium eine sehr rasche Subsidenzphase zusätzlich durch ENE-WSW orientierte sinistrale Strike-slip-Störungen hervorgerufen wurde. Diese Störungen führten zur Entstehung des Zisterdorf-Tiefs. Die Beckenextension im nördlichen Wiener Becken wurde zusätzlich durch die Streckung der Westkarpaten - hervorgerufen durch einen Subduktionsschub in den Ostkarpaten - während des Sarmatium verstärkt.
4. Die Sedimentation im Späten Miozän spiegelt eine Krustenentspannung des Postrift-Stadiums im Pannonium wider. Im Späten Pannonium und im Pliozän hat das Becken ein Stadium der Becken-Inversion erreicht während dessen die Pull-apart-Kinematik zum Erliegen kam und kaum mehr Sediment akkumulierte. Grabenbildungen am Ostrand des Wiener Beckens (z.B. Mitterndorfer Sencke) durch ein sinistralen Transtensionsregime sind bis heute aktiv und werden von seismischen Aktivitäten begleitet.

## Beckenfüllung

Die erste Phase der miozänen Ablagerungen im Wiener Becken fällt mit der Transgression im späten Früh-Miozän (Eggenburgium) zusammen, sowie mit der tektonisch gesteuerten Beckenabtiefung in dessen nördlichem Teil (Abb. 5A). Die Sedimentation beginnt dort mit Klastika, bunten Tonen und Sanden, der fluviatilen Stráže-Formation, die das vorhandene Paläorelief plumbieren. Die marine Transgression setzt mit groben Schottern des Brezová Konglomerates ein, die nach oben in Feinkonglomerate und Küstensande übergehen, überlagert von Sanden mit einer reichen Pectiniden Fauna. Diese Sande verzahnen sich lateral (gegen S und E) mit der pelitischen Lužice-Formation, die offen marine Bedingungen widerspiegelt. Diese als „Schlier“ bezeichneten neritischen Sande und Tone führen eine reiche Tiefwasser-Foraminiferenfauna, die auch Taxa beinhaltet, die geringe Sauerstoffgehalte tolerieren. Die Grenze Eggenburgium/Ottnangium wird durch einen Meeresspiegelabfall markiert, was durch die beckenwärtige Progradation von Seichtwassersanden an der Basis des Ottnangium zum Ausdruck kommt. Die sandige Štefanov-Subformation im nördlichen Wiener Becken (bis 150 m mächtig) ist Teil eines Deltas, das während der Regressionsphase von Südwesten in das Becken geschüttet wird. Die folgende Transgression des Ottnangium bringt Silte und siltige Sande der oberen Lužice-Formation zur Ablagerung, die deutliche Onlap-Strukturen an den topographischen Hochzonen erkennen lassen.

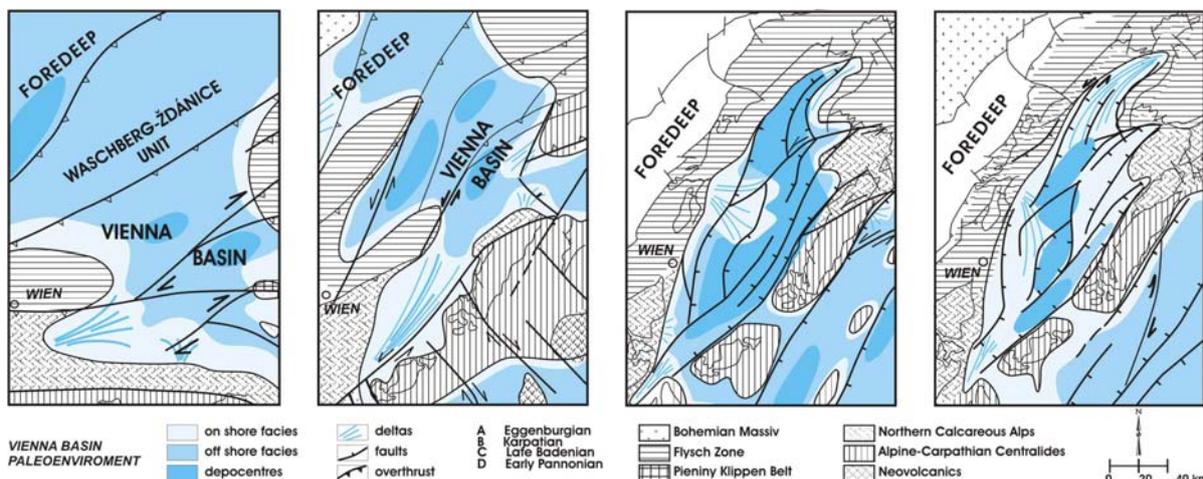


Abb. 5: Palinspatisch-paläogeographische Rekonstruktion des Wiener Beckens im Miozän (Kovac et al., 2004).

Mit dem Beginn des Karpatium setzt die Bildung des Pull-apart-Beckens ein (Abb. 5B). Die damit einhergehende hohe Subsidenzrate verbunden mit einem Meeresspiegelanstieg führte zur Bildung von offen-marinen pelitischen Sedimenten der Laa- bzw. Lakšary-Formation im nördlichen Wiener Becken. Im südlichen Teil herrschten durch das trennende Element des Spannberger Rückens völlig andere Sedimentationsverhältnisse. Die ältesten Sedimente stammen aus dem Ottnangium und frühen Karpatium und sind alluviale, bunte Klastika, die der Bockfließ-Formation zugeordnet werden und die auch lakustrine wie brackisch-litorale Merkmale zeigen. Nach der Regression im frühen Karpatium werden diese Sedimente diskordant von lakustrin-terrestrischen Ablagerungen der Gänserndorf-Formation abgelöst. Im slowakischen Teil des Wiener Beckens werden gleichzeitig dazu bis zu 400 m mächtige sandige Ablagerungen eines progradierenden Deltas in das Becken geschüttet (Šaštín-Subformation). Die Sedimente der Gänserndorf-Formation gehen ohne nennenswerte Dis-

kontinuität in die der Aderklaa-Formation über. Deren Sedimente können bis zu 1000 m mächtig werden und bestehen aus Sandsteinen in denen Pelite und Feinkonglomerate eingelagert sind. Neben den sedimentologischen Befunden weisen seltene Molluskenvorkommen auf limnisch/fluviatile Ablagerungsbedingungen eines mäandrierenden Flusses hin, der nach NE entwässert hat. Die Gänserndorf- und Aderklaa-Formationen können mit der Závod-Formation des nördlichen Wiener Beckens korreliert werden, die marine sowie Brack- bis Süßwasserablagerungen beinhaltet.

Die starke Regression im Zusammenhang mit einer Meeresspiegelschwankung der 3. Ordnung an der Grenze vom Frühen zum Mittleren Miozän (Karpatum/Badenium-Grenze) drückt sich im Wiener Becken in Erosionserscheinungen bis zu 400 m Tiefe aus. Die Bildung von Paläoböden lässt auf eine Trockenlegung des Beckens schließen. Die wieder einsetzende Sedimentation im Frühen Badenum führte zunächst zur Bildung der Aderklaaer Konglomerate, die diskordant über den unterlagernden Sedimenten liegen und auf ein System von verflochtenen Flüssen („braided river“) im Süden hinweisen. Im Norden wird eine vergleichbare Situation durch die Jablonica Konglomerate dokumentiert. Während der nachfolgenden Transgression im Badenum kommen die weitverbreiteten pelitischen Sedimente der „Baden-Gruppe“ zur Ablagerung. In dieser

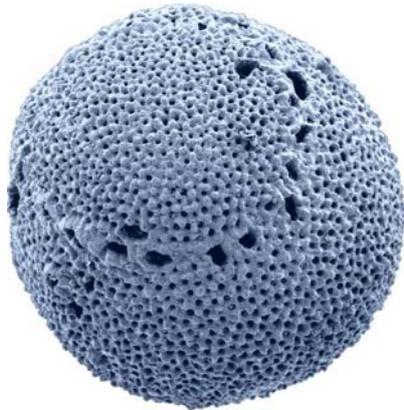


Abb. 6: Übergangsform von *Praeorbulina circularis* zu *Orbulina suturalis* (nach Rögl et al., 2002).

(nicht formalisierten) Gruppe werden neben diesen feinklastisch-terrigenen Sedimenten, wie dem Badener Tegel und jenen der Lanžhot-Formation, auch Karbonatgesteine, wie die Leithakalke, zusammengefasst. Biostratigraphisch umfassen diese Einheiten die Untere und Obere Lageniden-Zone der ökostratigraphischen Foraminiferenzonierung. Das Erstauftreten der Gattung *Praeorbulina* in der Unteren Lageniden-Zone und das von *Orbulina suturalis* im obersten Teil der Unteren Lageniden-Zone sind wichtige biostratigraphische Marker für die Korrelation mit Sedimenten außerhalb der Zentralen Paratethys (Abb. 6) (Rögl et al., 2002). In der Oberen Lageniden-Zone, etwa vor 14,2 Ma, kam es zu einem deutlichen Meeresspiegelabfall, während dessen mehrere kleinere Deltakörper entstanden sind, die ihre lithostratigraphische Entsprechung in der Andlersdorf-SbFm., der Zwerndorf-SbFm. und der Auersthal-SbFm. haben. Im Anschluss daran folgt die zweite Sequenz im Badenum, die den oberen Teil der Oberen Lageniden-Zone und die *Spirorutilis*-Zone (Sandschaler-Zone) umfasst. Ihre Ausprägung findet sie im Nördlichen Wiener Becken in den grünlich-

grauen, häufig rostfleckigen, kalkigen Tonen der Žižkov-Formation, in denen schräggeschichtete Sandkörper eingeschaltet sind. Diese deltaisich-fluviatilen und lagunären Sedimente erreichen mit über 1200 m ihre größte Mächtigkeit in der Moravischen Zentralsenke. Ins Hangende geht diese Deltafolge in litorale sandige Tone über, die noch der Oberen Lageniden-Zone angehören. Der nachfolgende Meeresspiegelanstieg spiegelt sich in transgressiven Schelfsand-Barren wider sowie in einer Retrogradation der Deltasedimente. In seismischen Profilen zeigt sich diese Transgression am besten in den Onlap-Strukturen der Matzener Sande im zentralen Wiener Becken. Diese Sande sind Ablagerungen des oberen Vorstrandes und Strandes, die in einen transgressiven Sedimentkeil aus Bentonit-führenden Mergeln des Spannberger Rückens übergehen (Kreutzer, 1986; 1990). Die Küstensande werden schließlich von grünlich-grauen kalkigen Tonen der Jakobov-Fm. überlagert, die einem neritischen, küstenfernen Ablagerungsraum zugeordnet werden können.

Im nördlichen Teil des Wiener Beckens folgt die 3. Sequenz des Badenum diskordant über Sedimenten des Unteren und Mittleren Badenum, aber auch über Sedimenten des Karpatum. Diese sind intertidalen bis subtidalen Strandsanden zuzuordnen, an deren Basis häufig Corallinaceenkalken liegen. Eine deutliche Transgressionsfläche ist nahe Devínska Nová Ves (Slowakei) erhalten. Im Raume von Matzen sind bis zu 14 Horizonte von Corallinaceenkalken entwickelt, die in Mergeln und Sandsteinen der „*Bulimina-Bolivina*-Zone“ des Oberen Badenum eingeschaltet sind. Diese wenige Meter mächtigen Horizonte geben Hinweis auf eine paläotopographische Hochzone von mehr als 150 km<sup>2</sup> Fläche (Kreutzer, 1978). Dieses Hoch von Matzen-Spannberg war jene Plattform des Späten Badenum von der aus sich ein Vogelfuß-Delta in den südlichen Teil des Wiener Beckens erstreckte (Weissenböck, 1996) (Abb. 5C). Dieses Delta bildete das Ende des Entwässerungssystems aus dem bereits verlandeten Molasse Becken, das der heutigen Zaya Furche folgte (Ladwein et al., 1981). Die äquivalenten Beckensedimente sind die marinen, grünlich-dunkelgrauen, kalkigen Tone der Studienka-Formation, die durch die planktonische Foraminifere *Velapertina indigena* charakterisiert werden. Sauerstoffarme Bodenwässer waren nicht nur innerhalb des Beckens häufig, sondern können auch in den randlichen Karbonatsedimenten nachgewiesen werden (Schmid et al., 2001).

Ein weiterer drastischer Meeresspiegelabfall erfolgte an der Badenium/Sarmatium-Grenze. Die Leithakalke des Badenium fielen trocken und es kam zu tiefgründiger Erosion entlang der Beckenränder. Die erneute Transgression füllte tief eingeschnittene Täler und griff weiter zurück als die Küstenlinie des Badenium. Die Sedimente des Unteren Sarmatium werden von grauen kalkigen Tonen der Holíč-Fm. dominiert, in die wenige saure Tufflagen eingeschaltet sind (Vass, 2002). Die untersten sarmatischen Ablagerungen innerhalb dieser Formation finden sich mit bunten und gefleckten Tonen im Kúty und Kopčany Graben des nördlichen Wiener Beckens. Zeitgleich wurden fluviatile Schotter aus dem nordalpinen Vorland ins nordwestliche Wiener Becken geschüttet. Den Hangendanteil der Holíč-Fm. bilden Tone mit einer charakteristischen großwüchsigen Elphidien-Fauna der *Elphidium reginum*-Zone. Diese Folge spiegelt eine enorme Transgression wider, die sowohl im Becken als auch an den Beckenrändern zur Ablagerung von Peliten führte. Ein 1-2 m mächtiger Diatomithorizont eignet sich als Korrelationsniveau im Unteren Sarmatium des südlichen Wiener Beckens und in das benachbarte Eisenstadt-Sopron Becken. In Randbereichen kommt es zur verbreiteten Entstehung von Bryozoen-Serpuliden-Algen-Mikroben-Biokonstruktionen, die riffähnliche Strukturen von mehreren Metern Höhe bilden konnten. Gute Beispiele dafür sind am Ostrand des Wiener Beckens entlang der Kleinen Karpaten und am Südrand entlang des Leithagebirges erhalten sowie entlang des Steinberg Rückens am nordwestlichen Rand des Beckens. Kleine Vorkommen von Kalken des Unteren Sarmatium, die vor allem aus den Polychatenröhren von *Hydroides* und Byrozoenkolonien der Gattung *Cryptosula* gebildet werden, sind auch an den Hängen der Hainburger Berge zu beobachten (Wessely, 1961) und im Raum von Bratislava. Eine deutliche Regression im Mittleren Sarmatium führte zur Progradation eines riesigen Delta-Komplexes im Matzener Raum des zentralen Wiener Beckens sowie zu einer weitgehenden Erosion der Riffbildungen des Unteren Sarmatium entlang der Beckenränder. Konglomerate dieses Regressionsereignisses haben sich bis in das heutige Stadtgebiet von Wien erstreckt. Der erneute Meeresspiegelanstieg im Späten Sarmatium führte zur weitverbreiteten Ablagerung von gemischt karbonatisch-siliziklastischen Sedimenten, die der Skalica-Fm. zugeordnet werden (Vass, 2002). Im Bereich des Steinberger Rückens und der Hainburger Berge kam es Bildung von ausgedehnten Ooid-Plattformen, auf denen bis zu 30 m mächtige Oolith- und Schillabfolgen abgelagert wurden (Harzhauser & Piller, 2004b). Ein weiteres hervorragendes Beispiel der Karbonatsedimentation des Späten Sarmatium sind die steil schräggeschichteten Sedimente aus Molluskenschill von Nexing im Nördlichen Wiener Becken, die als Gezeitenbarren interpretiert werden. Gleichzeitig zu diesen Flachwasserkarbonaten wurden im Becken Sande und Mergel sedimentiert.

An der Grenze vom Mittel- zum Spät-Miozän (Sarmatium/Pannonium-Grenze) findet - im Zusammenhang mit dem Meeresspiegeltiefstand einer Sequenz 3. Ordnung (TB 3.1; SER-4/Tor-1) - eine gravierende Veränderung statt indem das Paratethys Meer aus dem Pannonischen Beckensystem verschwindet und sich der Pannon See etabliert. Während des Meeresspiegeltiefstands fiel das Becken trocken und die Sedimente des Sarmatium und Badenium waren starker Erosion ausgesetzt. Dadurch finden sich fluviatile Sedimente aus dem frühesten Pannonium bis in das Beckenzentrum, welche Aufarbeitungsprodukte aus dem älteren Sarmatium beinhalten. Darüber folgen monotone Mergel und Sande (50-100 m) aus Prodelta- und Beckenablagerungen, in deren Hangendem etwa 50 m Ostracoden-führende, grün-graue, mergelige Tone folgen, die als Korrelationshorizont wertvoll sind. Überlagert werden die Prodelta-Schichten von einer bis zu 200 m mächtigen Sandabfolge mit vereinzelt Geröllen, die dem progradierenden Delta einer Paläo-Donau zugeordnet werden können, die in das nördliche Wiener Becken geschüttet hat (Abb. 5D). Einen bedeutenden biostratigraphischen Marker in diesen Schichten stellt das Vorkommen des dreizehigen Pferdes *Hippotherium* dar.



Abb. 7: *Hippotherium primigenium*; Fundort Inzersdorf, südlich von Wien (N.Ö.)

Darüber folgt eine weitere Transgression, während der der Pannon See auch die Hochschollen am Westrand des Beckens überflutet und das Flußsystem der Paläo-Donau zurückgedrängt wurde. In beckenzentralen Bereichen werden Wechselfolgen aus Mergel, Silt, Sand und Geröllen abgelagert. Im Mittleren Pannonium kommen etwa 440 m mächtige Tone und Sande der Bzenec-Fm. zur Ablagerung. Die blaugrauen Mergel und Tone, die als Inzersdorfer Tegel bekannt sind, sind im gesamten Wiener Becken weit verbreitet und Ausdruck der größten Ausdehnung des Pannon Sees. Im Späten Pannonium kommt es zu einem weitgehenden Fazies-

ausgleich über das gesamte Becken mit dünnen Lignit-Flözen an der Basis und sandig-mergeligen Abfolgen im Hangendteil. Diese Sedimente sind in der Cáy-Formation zusammengefasst und erreichen eine Mächtigkeit von 200 m. Während des Späten Pannonium zog sich der Pannon See aus dem Wiener Becken zurück und es kamen Sedimente von Überflutungsebenen und Süßwasserseen zur Ablagerung. Letztere hatten aber keine unmittelbare Verbindung zum Pannon See. Das Ende der Beckenfüllung wird durch eine 450 m mächtige Folge aus Mergeln, Tonen und Silten mit eingeschalteten Sanden und Schottern, sowie vereinzelt Lignitlagen und Süßwasserkalken markiert. Diese Sedimente werden der Gbely- (Pannonium) bzw. Brodské-Fm. (Pliozän) zugerechnet.

Bedingt durch die komplexe tektonische Entwicklung im Laufe der Entwicklung des Wiener Beckens, kam es in manchen Randbereichen zur Herausbildung von abgetrennten Bereichen, die als Satelliten-Becken zu betrachten sind. Die zwei größten davon sind das Korneuburger und das Eisenstadt-Sopron (Sub)Becken.

Das Korneuburger Becken entstand während der spätalpidischen Bewegung durch einen Pull-apart-Mechanismus innerhalb des alpin-karpatischen Deckenkomplexes. Es hat eine stark asymmetrische, SSE-NNE gelängte Gestalt bei einer Länge von ca. 20 km und einer maximalen Breite von 7 km, wobei sich der nördliche Teil sehr stark verschmälert. Durch eine topographische Hochzone, die Obergänserndorf-Mollmannsdorf Schwelle, wird das Becken in einen Nordteil mit einer Sedimentmächtigkeit von 880 m und einen flacheren Südteil mit 530 m mächtiger Beckenfüllung getrennt. Die Beckenränder werden im Nordteil von der Waschbergzone im Süden durch die Rheno-Danubische Flyschzone gebildet. Beide Einheiten fungieren auch als direkter Beckenuntergrund, werden aber vom autochthonen Mesozoikum (hauptsächlich aus Sedimenten der Oberen Kreide und des Jura) bzw. dem Kristallin der Böhmisches Masse unterlagert. Die Sedimentation setzte im Korneuburger Becken im Eggenburgium mit flachmarinen Mergeln und Sanden der Ritzendorf-Formation ein, die größten Sedimentmächtigkeiten wurden aber im Karpatium erreicht, dessen Sedimente in der Korneuburg-Fm. zusammengefasst werden. Es handelt sich hauptsächlich um graue bis gelbe mergelige Silte und Fein- bis Mittelsande. Da eine Verbindung mit dem offenen Paratethys Meer nur über die Meerenge am Nordende des Beckens existierte, zeigen die Sedimente im Norden flachmarine Ablagerungsbedingungen (20 - 30 m Wassertiefe) an, während jene im Süden einem ästuarinen Ablagerungsraum zugewiesen werden müssen. Die Küstenbereiche waren durch Wattflächen charakterisiert, auf denen sich *Crassostrea*-Bänke großflächig ausbreiten konnten. Ablagerungen des Mittel und Ober-Miozän sind aus dem Korneuburger Becken nicht bekannt.

Das Eisenstädter bzw. Eisenstadt-Sopron Becken hat etwa dreieckige Gestalt bei einer Größe von etwa 20 x 20 km. Im Norden wird es durch das NE-SW streichende Leitha Gebirge begrenzt sowie durch die nach SE einfallende Eisenstädter Störung. Im E wird das Becken durch das Köhida Störungssystem begrenzt, morphologisch wird es durch die Hügel von Rust-Fertörakos vom Donau Becken getrennt. Der Südrand wird von einem Kristallinrücken mit einer untermiozänen Schotterauflagerung gebildet, der sich vom Rosalien Gebirge bis zum Brennbach erstreckt. Dieser Rücken grenzt auch das Eisenstadt-Sopron Becken vom Steirischen Becken ab. Die Entwicklung des Beckens ist eng mit jener des Wiener Beckens verbunden, die Beckenfüllung erreicht allerdings nur etwa 1500 m.

Die ältesten neogenen Sedimente aus dem Unter-Miozän sind terrestrisch-fluviatiler und limnischer Entstehung, die mit fluviatilen Systemen des südlichen Wiener Beckens in Verbindung standen. Dies deutet darauf hin, dass das Leithagebirge zu der Zeit noch keine morphologische Barriere dargestellt hat. Die Beckenbildung hat erst im Mittel-Miozän (Frühes Badenium) eingesetzt, wobei sich auch das gesamte Entwässerungssystem umgestellt hat und die erste marine Ingression im Eisenstadt-Sopron Becken stattfand. Das Leitha Gebirge entwickelte sich als Halbinsel, die im Osten mit dem Festland in Verbindung stand. Küstennahe Ablagerungen dieser Transgression sind am SE-Rand des Leithagebirges im Raum Eisenstadt durch die Hartl-Formation überliefert, die ein breites Spektrum von aufgearbeiteten Schottern, über flachmarine Sandbarren bis zu corallinaceenreichen Sanden und Feinkiesen beinhaltet. Während der Meeresspiegelhochstände war das gesamte Leitha Gebirge überflutet, was die Bildung mächtiger Corallinaceenkalken und Korallen-Bioströme des Leithakalkes im Mittleren und Späten Badenium förderte. Während des Meeresspiegeltiefstands an der Sarmatium/Badenium-Grenze fiel das Leitha Gebirge samt seiner neogenen Auflage trocken. Dadurch kam es zu tiefgründiger Erosion der badenischen Leithakalke und eingeschnittene Täler entstanden. Die Sedimente des Unteren Sarmatium mit Peliten und Sanden, sowie Schotterlagen und Serpuliden-Kalken stimmen völlig mit jenen der Holíč-Fm. des Wiener Beckens überein. In ähnlicher Weise erstreckt sich auch die Skalica-Fm. vom Wiener Becken in das Eisenstadt-Sopron Becken mit einer weiten Verbreitung von gemischt karbonatisch-siliklastischen Folgen aus Schottern, Oolithen und Mergeln. Im Späten Miozän lagern sich Sedimente des Pannon

Sees als tonige Mergel und Sande ab. Im Mittleren Pannonium schüttet ein kleiner Fluss aus dem Leitha Gebirge aufgearbeitete untermiozäne Schotter in das Becken. Im spätesten Pannonium bilden sich durch den Rückzug des Pannon Sees wie im Wiener Becken Sedimente auf Überflutungsebenen und in Sümpfen.

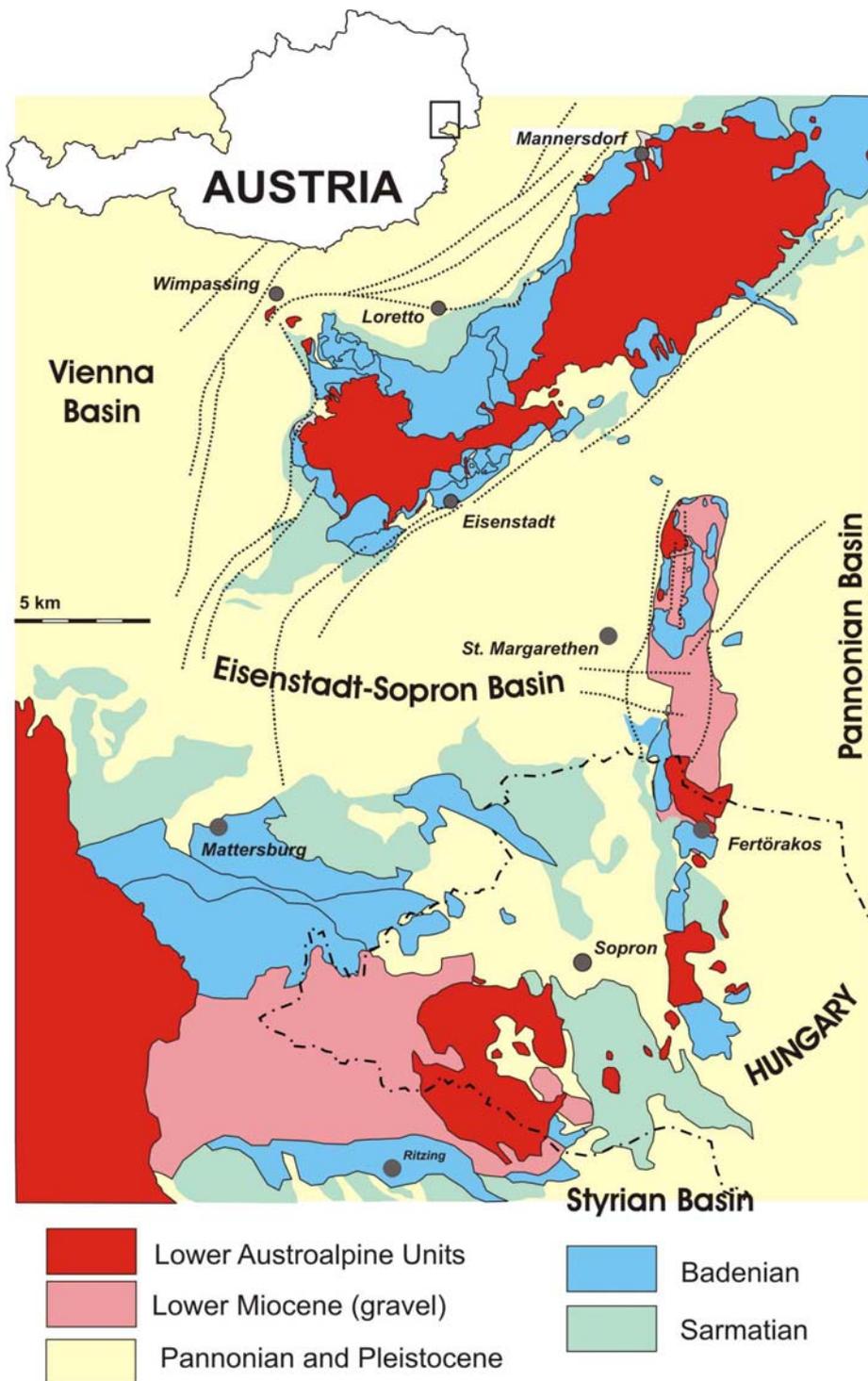


Abb. 8: Vereinfachte geologische Karte des Eisenstadt-Sopron Beckens, sowie seines Rahmens und den umgebenden Beckenrändern.

## Exkursionspunkte

### Stop 1: Eisenstadt, Hartl-Lucke

Thema: Seichtmarine, fossilreiche Grobsande und Bryozoen-Kalksande aus dem frühen Badenium. Erste marine Transgression im Eisenstadt-Sopron Becken im frühen Mittelmiozän.

Lokalität: Die Fundstelle Hartl-Lucke, benannt nach dem gleichnamigen Hügel, liegt im Nordosten von Eisenstadt nahe dem ORF-Zentrum Burgenland; ÖK 50, Blatt 77 Eisenstadt; N 47° 51'38'', E 016° 31'63'' (Abb. 9).

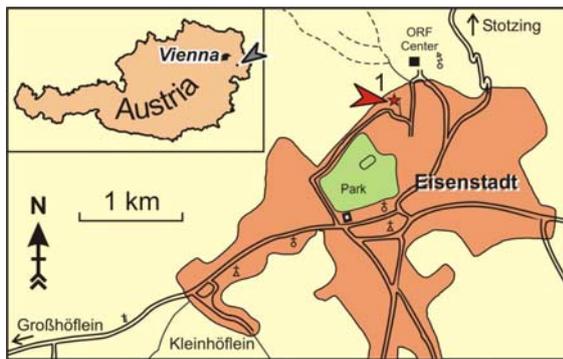


Abb. 9: Geographische Lage des Fundpunktes Hartl-Lucke bei Eisenstadt im Burgenland.

Lithologie: Die grobsandige Hartl-Formation bedeckt weite Teile der Hügellandschaft im Norden von Eisenstadt. Als Typlokalität dieser Formation wurde von Kroh et al. (2003) die Hartl-Lucke definiert (Abb. 10, 12).

Den basalen Teil des Aufschlusses bilden rund 2-3 Meter mächtige schrägschichtete, grobe Sande und Kiese mit relativ geringem Feinsandanteil. Das sedimentäre Spektrum wird von Quarz, Quarziten, Glimmerschiefer und anderen Gesteinsfragmenten dominiert. Auffällig sind die entlang der Schichtflächen angereicherten biogenen Komponenten deren Hauptmasse fragmentierte Bryozoenkolonien bilden. Zusätzlich treten terebratulide Brachiopoden, kleine Celleporidenmakroide, aequipectinide Bivalven und Austern auf.

Brachiopoden und Bivalven wurden mehrheitlich mit nach oben gewölbter Schale eingebettet.

Gegen das Hangende werden die Schrägschichten flacher und eine interne Gliederung in steile mit Bryozoenengrus bedeckte Foresets wird typisch. Ein Paket mit deutlich sigmoidalen Schrägschichten tritt als Keil im nordöstlichen Teil des Aufschlusses auf. Rund 3 Meter fossilreicher Grobsand und Kies mit intensiver, kleinräumiger Schrägschichtung und sigmoidal geschichteten Grobsandlinsen folgen.

Ein 170 cm mächtiges, überlagerndes Paket aus gut zementiertem Grobsandstein mit reicher Bryozoen, Brachiopoden und Echinodermen Fauna tritt als Höhlendach morphologisch deutlich hervor. An der Basis sind Lebensspuren von Seeigeln erhalten (*Scolicia*). Den Abschluss bilden mehr als 3 Meter schlecht sortierter Mittel- bis Grobsand mit flacher Schrägschichtung. In diesem Bereich treten allmählich auch Corallinaceen verstärkt auf. Zusätzlich sind Coronen von *Echinolampas manzonii* POMEL nicht selten.

Alter: Frühes Badenium, Mittelmiozän, Grenzbereich zwischen unterer und oberer Lagenidenzone (Kroh et al., 2003). Von besonderer Bedeutung ist das gemeinsame Vorkommen von *Praeorbulina glomerosa* und *Orbulina suturalis* in den hangenden Anteilen der Hartl-Formation.

Fossilien: Die Bryozoen Fauna der Hartl-Lucke ist mit über 150 Arten hoch divers und zählt zu den bedeutendsten des europäischen Neogens. Für ungefähr 50 Arten ist der Hartl zugleich Typuslokalität (vgl. Kroh et al., 2003). Besonders inkrustierende Formen sind in den Innenseiten der Brachiopodenschalen exzellent erhalten. Zusätzlich treten in der gesamten Hartl-Formation Celleporidenmakroide von bis zu 10 cm Durchmesser auf (Abb. 11: 1). Häufig bilden pagurisierte Gastropodenschalen den Nukleus dieser Aggregate (Abb. 11: 5-6). Da Aragonitschaler völlig gelöst wurden, sind diese Hohlräume oft der einzige Hinweis auf die vertretenen Gastropoden. Die Bestimmung dieser Arten erfolgt anhand von Silikonausgüssen dieser Hohlräume (Abb. 11: 7). Auch bei den Bivalven sind nur Kalzitschaler erhalten; typisch sind die kleinen Klappen von *Aequipeecten macrotis* und *A. malvinae* sowie die Auster *Ostrea digitalina*. Der vor der formalen Definition der Hartl-Formation gebräuchliche Terminus *Terebratelsande* erklärt sich aus dem Vorkommen von lockeren Schillen bestehend aus Einzelklappen des terebratuliden Brachiopoden *Pliothyryna macrescens* (Abb. 11: 8-9). Diese Brachiopodenschalen waren sekundärer Hartgrund für Bryozoen, Seepocken und Serpuliden. Eine weitere Besonderheit der Hartl-Formation sind die pyrgomiden Cirripedier *Creussia miocaenica* (Abb. 11: 3-4) und *C. costata*, die mit Korallen vergesellschaftet lebten. Häufiger sind Fragmente von Balaniden, die ebenfalls mitunter den Kern von Celleporidenmakroiden bilden. Innerhalb der Echinodermaten sind besonders die vollständigen Coronen von *Echinolampas manzonii* auffällig. Zusätzlich finden sich in Schlammproben Exemplare des winzigen

clypeasteroiden *Echinocyamus stellatus* sowie Stacheln und Einzelplatten von *Prionocidaris* sp., *Eucidaris zeamays*, *Arbacina* sp. und Diademseeigeln.

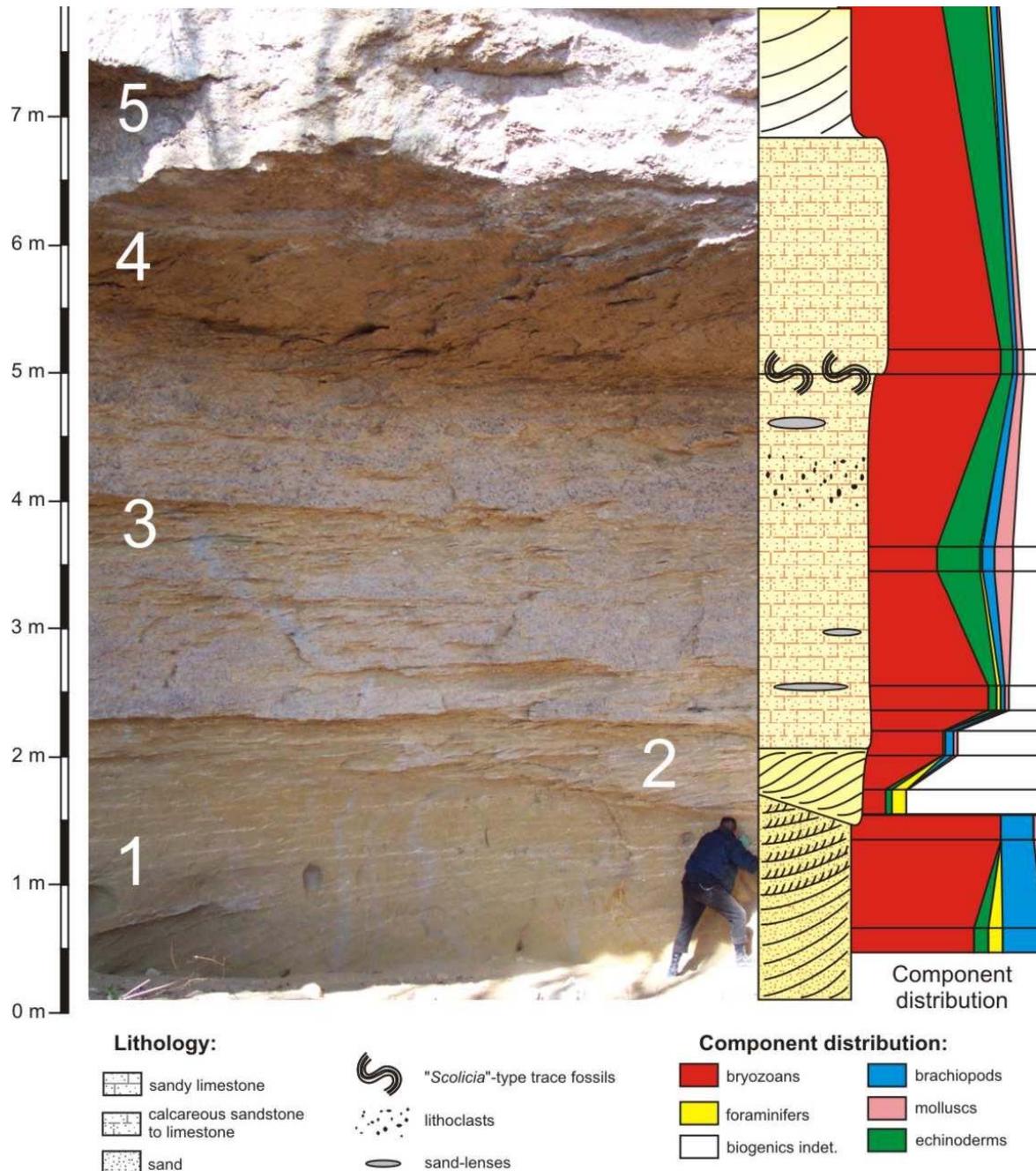


Abb. 10: Aufschlussphoto der Typlokalität der Hartl-Formation. Neben dem idealisierten lithologischen Profil der Hartl-Lücke ist die prozentuelle Verteilung der Biogene mit dem sehr hohen Anteil an Bryozoen dargestellt (verändert nach Kroh et al. 2003).

**Interpretation:** Der heutige Hartl war im frühen Badenium Küstenbereich. Mit dem ersten Eindringen des Paratethys Meeres ins allmählich absinkende Eisenstadt-Sopron Becken vor rund 15 Millionen Jahren wurden ältere, fluviatile Sedimente reaktiviert. Besonders die kristallinen Gerölle des Burgstall-Schotters (unteres Miozän) wurden durch die Transgression umgelagert und repräsentieren wahrscheinlich eine wesentliche Bezugsquelle für die Grobsande und Kiese der tieferen Teile der Hartl-Formation. Die auffällige Schrägschichtung weist auf einen strömungsdominierten Ablagerungsraum im Vorstrandbereich hin. Generell ist eine Orientierung der Strömung Richtung Westen zu beobachten.

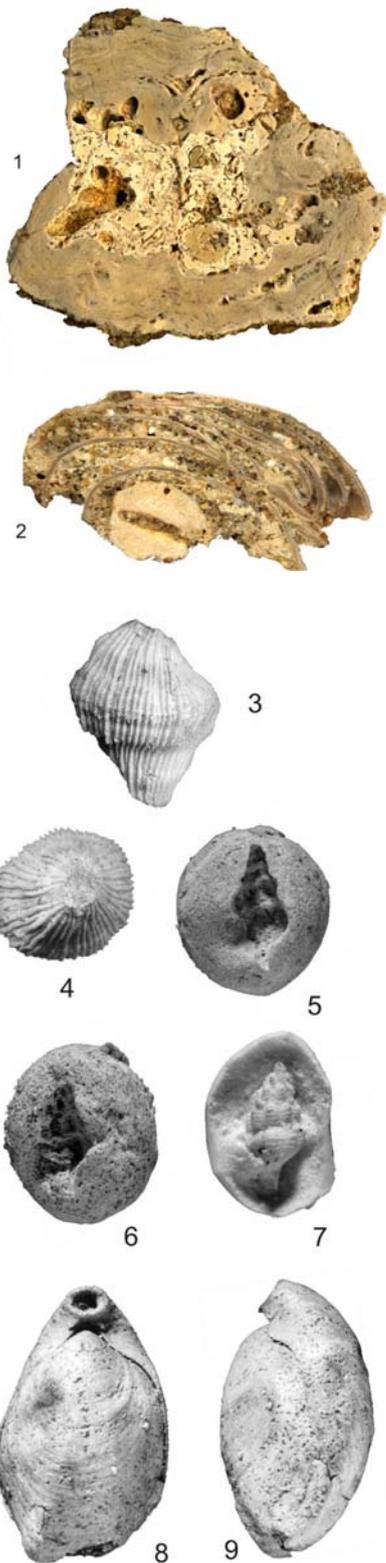


Abb. 11: Typische Fossilien der Hartl-Formation: 1: Corallinaceen-Bryozoen-Makroide, 2: hydrodynamisch bedingtes „Nesting“ von Brachiopodenschalen und Bryozoen, 3-4: *Creussia miocaenica* Procházka, 1893, 5-6: Celleporiden-Bryozoen-Makroide mit Abdrücken von paguridisierten Gastropoden, 7: Silikonabguss des Gastropoden von Fig. 6, 8-9: *Pliothyryna macrescens* (Dreger, 1889)

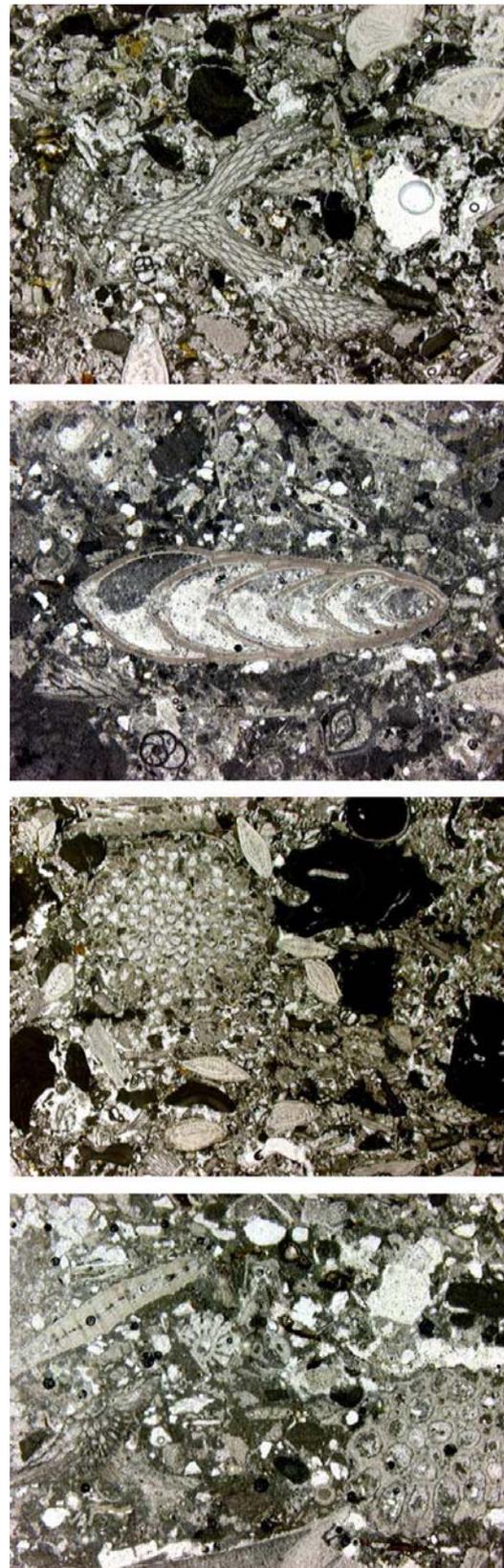


Abb. 12: Dünnschliffbilder von charakteristischen Gesteinen der Hartl-Formation.

1: Bryozoen-Corallinaceen Rudstone mit verzweigten Bryozoen und *Amphistegina*, 2: Detail mit einer großwüchsigen lageniden Foraminifere, 3: Bryozoen-Corallinaceen Rudstone mit einer Celleporiden-Kolonie, 4: Stark terrigen beeinflusster *Planostegina*-Bryozoen Floatstone.

Die Korngrößenverteilungen der oberen Bereiche der Grobsande entsprechen jenen von modernen submarinen Sanddünen mit Anteilen von umgelagertem Sediment.

Die reiche Fauna entspricht ebenfalls einem seichten marinen Küstenbereich. Seegräser und einzelne Korallenstöcke lassen sich aufgrund der Foraminiferenfauna und anhand der pyrgomiden Cirripedier rekonstruieren.

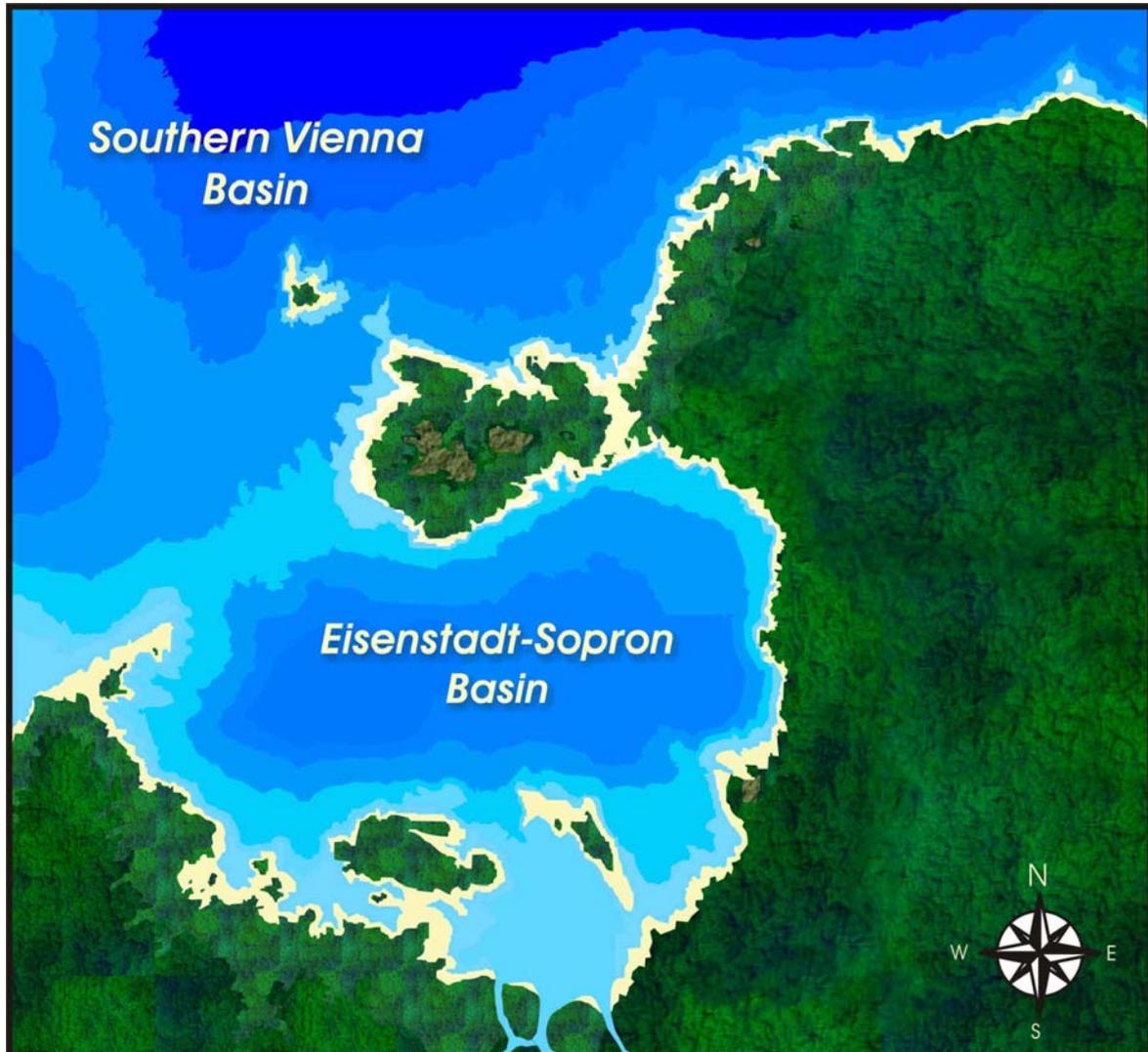


Abb. 13: Paläogeographie des Eisenstadt-Sopron Beckens im frühen Badenium. Die Verbindung nach Osten ins Donaubecken ist noch landfest. Die typische nach Westen gerichtete Schrägschichtung in basalen Teilen der Hartl-Formation ist Hinweis auf entsprechende Strömungen. Diese könnten Teil eines gegen den Uhrzeigersinn orientierten Strömungssystems gewesen sein (Grafik: Andreas Kroh).

**Weiterführende Literatur:**

Kroh, A., Harzhauser, M., Piller, W. E. & Rögl, F. (2003).

## Stop 2: Großhöflein, Steinbruch Fenk

Thema: Verschiedene Faziesausbildungen des Leithakalkes. Neben massiv gebankten Korallenbioströmen und Corallinaceenkalken auch beckennahe Bankfazies mit gravitativen Transporterscheinungen. Typuslokalität des Leithakalkes.

Lokalität: Aufgelassenes Steinbruchareal im Kalkofenwald ca. 1400 m NNW von Großhöflein (SW von Eisenstadt, Burgenland); ÖK 50, Blatt 77 Eisenstadt; N 47° 50' 47'' , E 016° 28' 39'' (oberer Bruch), N 47° 50' 35'' , E 016° 28' 24'' (unterer Bruch). Ein Teil des ehemaligen Steinbruchareals dient(e) als Schuttdeponie; die heute noch zugänglichen Teile sind z. T. schlecht aufgeschlossen.

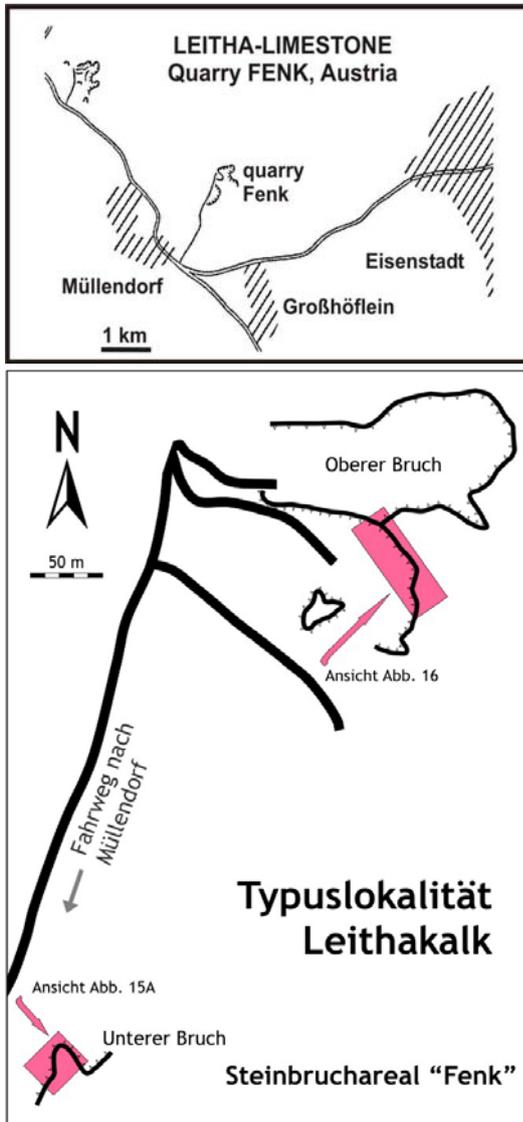


Abb. 14: Lageskizze des Steinbruchareals Fenk.

Lithologie: Vom ehemals weitläufigen Steinbruchareal sind heute noch der unterste und der oberste Abbaubereich aufgeschlossen und zugänglich (Abb. 14).

Unterer Steinbruch: Nahe dem Eingang zum Steinbruchgelände ist heute östlich der Straße nur noch ein Profil von ca. 4 m Mächtigkeit aufgeschlossen (Abb. 15A,B). Dessen unterer Teil besteht aus einer Wechselfolge gut gebankter Kalke (< 5 cm - 50 cm) mit teilweise laminierten, wenig verfestigten, siltigen Mergeln (meist wenige Zentimeter mächtig). Die Kalke sind bioklastisch und nach der Gliederung von Dullo (1983) der Foraminiferen-Rhodolithen Fazies oder der Foraminiferen-Algen-Schutt Fazies zuzuordnen. In einigen Bänken sind Lagen aus großen, sphärischen, kolumnaren oder kolumnar/laminaren Rhodolithen auffällig (Abb. 15C). Diese Rhodolithen werden meist monospezifisch von den Gattungen *Lithothamnion*, *Mesophyllum* oder *Spongites* aufgebaut. Die Mergelzwischenlagen sind arm an Makrofauna. Ihre Foraminiferenfauna beinhaltet sowohl infaunale (Uvigerinidae, Boliviniidae, Buliminidae) als auch planktische Formen. Die Basis der bioklastischen Kalkbänke ist teilweise erosiv, in den Mergellagen sind z. T. syndimentäre Rutschstrukturen zu erkennen.

Im oberen Teil des Profils wird die gebankte Kalk-Mergelfolge von einer Kalkbank mit einer lateralen Mächtigkeitsschwankung von 40 - 145 cm schräg durchschnitten. Ihr basaler Teil ist ein Corallinaceenkalk (rudstone - floatstone) mit Abdrücken großer aragonitschaliger Bivalven und Pectiniden. Daneben sind Bryozoenästchen und Echinodermenfragmente sehr häufig. Darüber folgt ein bioklastischer grainstone, der einen fining-upward Trend zeigt und neben seltenen Korallenbruchstücken häufig Rhodolithen bis 7 cm Durchmesser führt. Die Rhodolithen sind z. T. in Lagen angereichert. Außerdem sind Fragmente von kristallinen Gesteinen (bis 10 cm) und Korallenkalken (bis 50 cm) enthalten.

Abgeschlossen wird das Profil wieder von einer Kalk-Mergelfolge, die aber z. T. stark verwittert ist. Oberer Steinbruch: Dieser obere Steinbruch besteht aus 2 Etagen (Abb. 14), wobei das Gesamtprofil mit ca. 20 m Mächtigkeit an der nahezu vertikalen Ostwand von der unteren Etage weg voll aufgeschlossen ist (Abb. 16, 17). Während Leithakalke charakteristisch und überwiegend Corallinaceenkalke sind, werden sie in diesem Aufschluss auch durch mächtige Korallenkalken repräsentiert. Aufgrund dieser Korallenvorkommen kann das Profil in verschiedene Korallen-Intervalle untergliedert und auch hinsichtlich seiner paläoökologischen Bedingungen interpretiert werden (Riegl & Piller, 2000). Der Leithakalk ist generell entlang der Aufschlusswand dickbankig ausgebildet und fällt im Westteil mit etwa 5 - 10° gegen WNW ein im Ostteil dagegen nach SW (Abb. 16). Drei deutliche Mergelbänke im mittleren Teil gliedern das Profil in 3 Abschnitte und erleichtern die laterale Korrelation. Korallen als in situ - Gerüstbildner sind sowohl im unteren (A) wie oberen

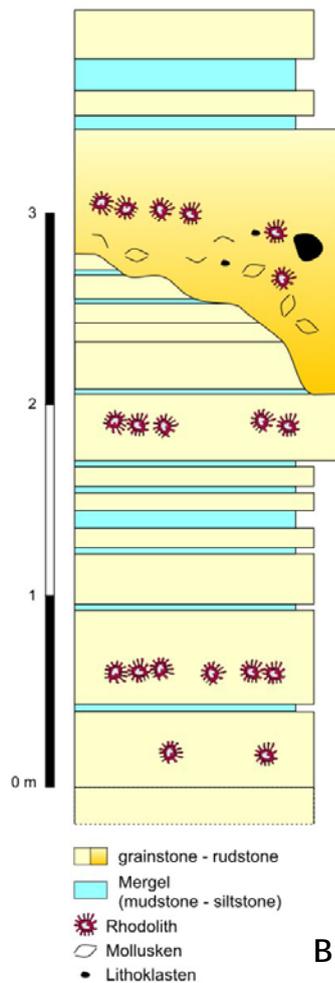


Abb. 15: Aufschlussbild (A) und lithologisches Profil (B) im unteren Bruch des Steinbruchs Fenk. C: Dünnästiger Rhodolith aus dem unteren Profilabschnitt.



Abschnitt (C) vorhanden, während sie im Mittelabschnitt (B) nur als Bruchstücke vertreten sind (Abb. 17).

Abschnitt A wird durch die Steinbruchsohle gegen das Liegende hin begrenzt und reicht nach oben bis zur ersten Mergellage von Abschnitt B. Dieser Abschnitt erreicht 6,8 m und beinhaltet 4 Korallen-Intervalle (Abb. 17):

Intervall 1 wird an der Basis aus Korallenschutt aufgebaut, der von einer Bank der großen Bivalve *Isognomon* überlagert wird. Darüber folgt eine diskontinuierliche, z. T. aber mehr als 90 cm dicke Lage aus zerbrochenen *Porites*-Ästen, wobei die Packungsdichte der Ästchen in den obersten 30 cm am größten ist. Darüber folgt eine *Isognomon*/Austern Lage, ein echinodermenreicher Kalkarenit und noch eine *Isognomon* Bank (60 . 80 cm). An der Basis sind die *Isognomon* häufig doppelklappig, ihre Orientierung wechselt von eher horizontal an der Basis nach vertikal höher oben. Zwischen den Bivalven kommen dünnästige Korallen, meist *Porites* in Lebensstellung (Kolonien bis 20 cm hoch) aber auch Fragmente, vor. Die Austern und *Isognomon* weisen auf sehr seichtes Subtidal, mit Tiefen zwischen 1 und 5 m hin.

Intervall 2 ist etwa 350 cm mächtig und besteht an der Basis aus einem Korallengerüst (pillarstone sensu Insalaco, 1998) aus kolumnaren bis dickästigen (12 - 20 mm) Kolonien von *Porites* in Lebensstellung. Diese *Porites*-Kolonien erreichen bis zu 90 cm Höhe, dazwischen kommen aber auch dünnästige kleinere Kolonien vor. Im oberen Bereich des Korallengerüsts, in der Nähe zum darüberfolgenden Corallinaceenkalk, ist eine Anhäufung krustoser *Porites*-Kolonien zu beobachten. Nahezu alle *Porites*-Äste werden hier von diesen *Porites*-Krusten überwachsen. Innerhalb des Korallengerüsts sind selten massive Korallenkolonien (*Tarbellastraea reussiana*, *Acanthastrea horrida*, ?*Caulastrea*) vorhanden. Alle Korallenkolonien werden von dünnen Corallinaceenkrusten überwachsen. Die Korallen sind häufig durch Bivalven der Gattung *Lithophaga* angebohrt. Die Oberfläche des Korallengerüsts zeigt keine Erosionsspuren.

Über dem Korallengerüst von Intervall 2 folgt ein etwa 50 cm mächtiger Corallinaceenkalk aus Ästchen-Bruchstücken. Darüber folgt Intervall 3, das einen Horizont aus massiven Korallenkolonien darstellt, die bis zu 30 cm Durchmesser erreichen können. Die Korallenskelette sind vollständig

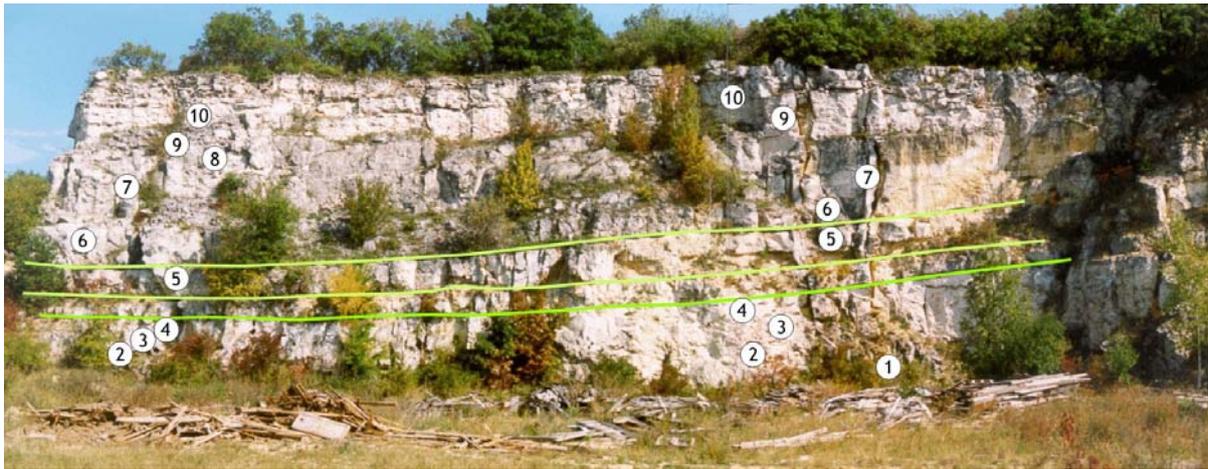


Abb. 16: Steinbruch Fenk, oberer Bruch: Typuslokalität des Leithakalks (nach Papp et al., 1978). Die grünen Linien zeichnen die drei Mergellagen von Abschnitt B nach, die Nummern geben die Position der Korallen-Intervalle an.

gelöst und nur durch die Eindrücke der Coralliten im umgebenden Sediment erkennbar. Dadurch wird ihre Bestimmung erschwert, der Großteil kann aber *Tarbellastraea reussiana* zugeordnet werden.

Darüber folgt wieder ein Corallinaceenkalk der durch Intervall 4 überlagert wird. Dies ist eine Lage aus doppelklappigen Austern, einigen *Isognomon* und dünnstäbigem *Porites*, der teilweise in Lebensstellung teilweise in Fragmenten erhalten ist. Zwischen den Korallen sind Bivalven der Gattung *Lima* häufig anzutreffen. Die Korallen sind durch dünne Corallinaceen umkrustet. Über diesem Intervall folgt eine Corallinaceen-Bryozoen Kalkarenit, der vom ersten Mergelhorizont von Abschnitt B beendet wird.

Die Gesamtmächtigkeit von Abschnitt B (Abb. 17) beträgt 2,8 m und er wird im Liegenden und Hangenden von einer Mergellage begrenzt, mit einer mächtigeren mittleren Mergellage. Die untere Mergellage (1 - 2 cm) wird von einem Bryozoen-Corallinaceen Kalkarenit mit Bivalven überlagert, auf der die mittlere Mergellage (25 - 30 cm) folgt. In diesem Mergel finden sich kleine Rhodolithen und Corallinaceenbruchstücke. Zwischen dem 2. und 3. Mergelband ist Bryozoen-Corallinaceen Kalkarenit (130 - 160 cm) vorhanden, der ein dünnes, diskontinuierliches Mergelband (70 cm über der Basis der Bank) erkennen lässt. *Porites*-Ästchen sind unter dieser Mergelfuge selten, nehmen aber darüber deutlich an Häufigkeit zu und bilden so Intervall 5. In den obersten 30 cm dieser Bank (unter Mergelhorizont 3) fehlen Korallen völlig, dagegen sind aber Austern und Rhodolithen häufig.

Über der 3. Mergellage (1 - 5 cm) beginnt Abschnitt C (12 m) in dem die einzelnen Faziesbereiche kontinuierlich ineinander übergehen. Die Basis bildet ein Corallinaceenkalk, Rhodolithen Floatstone - Rudstone (90 cm), mit vereinzelt Austern. Darüber folgt ein Austern/Korallen Rudstone (60 - 90 cm), der Intervall 6 darstellt. Die Austern sind meist doppelklappig und nahe der Basis häufiger, die Korallen sind durch *Porites*-Ästchen vertreten, daneben sind Bryozoen und Serpuliden vorhanden. Darüber folgt wieder ein Corallinaceenkalk (70 cm) aus Bruchstücken von Corallinaceenästchen und wenigen Korallenfragmenten.

Intervall 7 ist ein Bivalven/Korallen Bereich (150 - 160 cm) in dem ästige *Porites* dominieren, aber auch vereinzelt *Tarbellastraea* vorkommt. Teilweise dienen Austern als sekundärer Hartgrund für die Korallen. Darüber folgt ein etwa 450 cm mächtiger Abschnitt in dem Korallen in schwankenden Häufigkeiten vorkommen (Intervall 8). In manchen Abschnitten bilden sie ein Gerüst (Framestone) in manchen handelt es sich um Rudstones oder Floatstones. Eine Detailaufnahme wird durch die Aufschlussverhältnisse verhindert, nur stärker angewitterte Oberflächen erlauben eine klare Bestimmung des Sedimenttyps. Im mittleren und oberen Abschnitt dieses Intervalls, eine Bivalvenbank überlagernd, tritt ein dichtes *Porites*-Gerüst auf, das einen pillarstone (sensu Insalaco, 1998) darstellt. Das Gerüst wird von buschigen *Porites*-Kolonien (wahrscheinlich *P. leptoclada*) gebildet mit einzelnen massiven und inkrustierenden *Porites* und Faviiden. Innerhalb des Korallengerüsts sind verschiedene Bivalven (*Lima*, Veneridae, Carditidae, Pinnidae) häufig. Über dem Framestone von Intervall 8 folgt ein etwa 100 cm mächtiger Abschnitt mit ästigen *Porites*-Kolonien (Intervall 9), die nach oben an Häufigkeit abnehmen. Neben den Korallen sind Bivalven (Austern, *Isognomon*, Veneridae, Carditidae) sehr häufig. Das Profil wird von einem Corallinaceen-Bryozoen Kalk (100 - 150 cm) abgeschlossen, in dem mindestens 2 Horizonte mit massiven Kolonien von *Tarbellastraea* vorkommen (Intervall 10). Die Korallen kommen in kleinen Gruppen vor, sind aber vollständig gelöst.

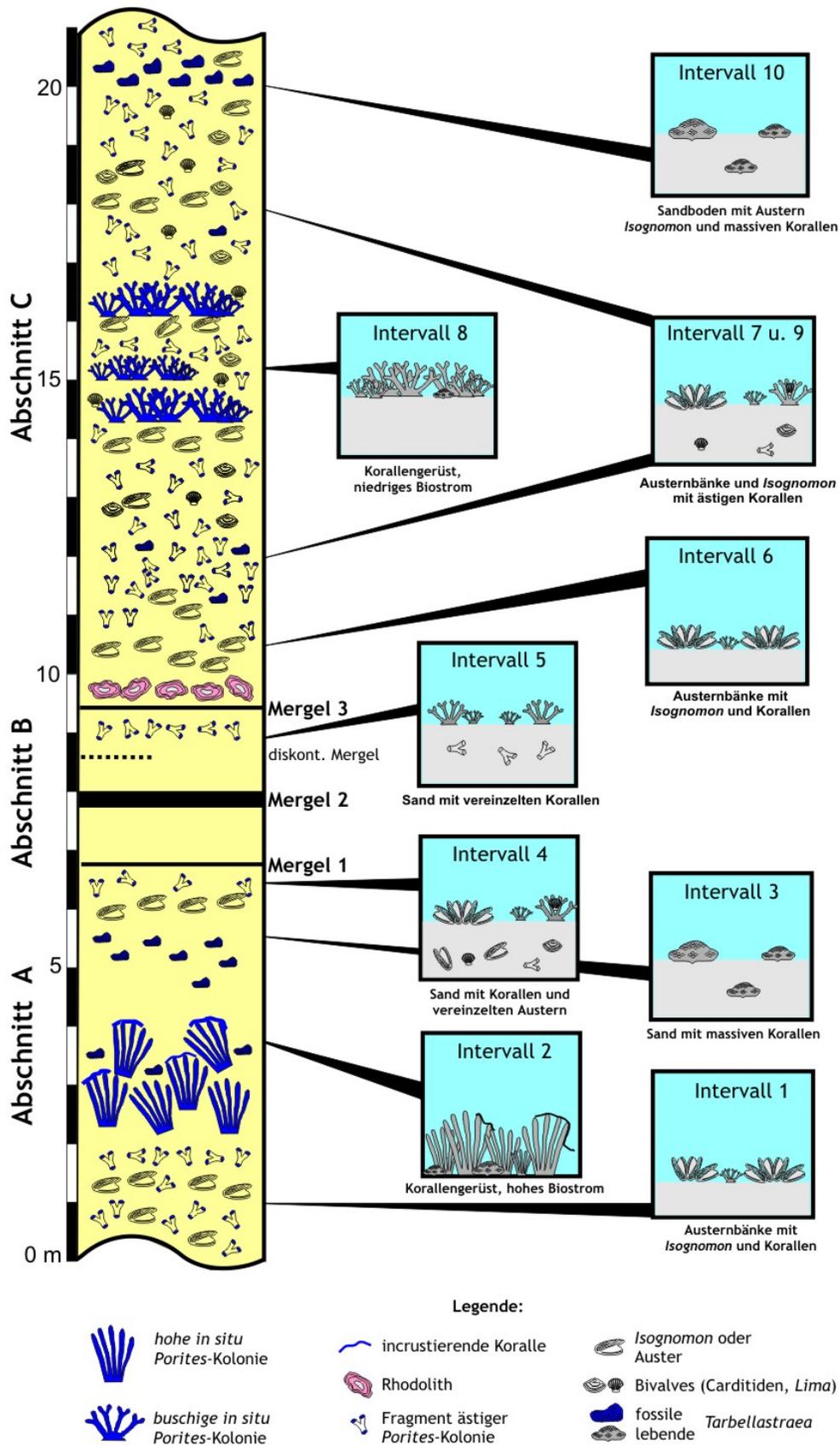


Abb. 17: Profil Steinbruch Fenk, oberer Bruch, mit Darstellung der häufigsten Korallenvorkommen, sowie Bivalvenbänken und der Rhodolithlage an der Basis von Abschnitt 3. Rechts der Versuch einer Lebensbild- und Sediment-Rekonstruktion.

Alter: Spätes Badenium, Frühes Serravallium, Mittel-Miozän; *Bulimina-Bolivina* Zone.

Fossilien: Makrofossilien sind zahlreich und divers, allerdings ist die Erhaltung meist schlecht (Aragonit-Skelette sind ausschließlich gelöst) bzw. sind sie aus den massiven Kalken schwer zu gewinnen. Unter den Korallen sind div. Wuchsformen (und Arten) von *Porites* besonders häufig, daneben treten *Tarbellastraea reussiana*, *Acanthastrea horrida*, *Stylocora exilis*, *?Montastrea* und *?Caulastrea* auf. Mollusken treten z. T. massenhaft auf, Aragonitschalen sind aber ebenfalls nur als Abdrücke oder Steinkerne erhalten: *Isognomon* bildet mächtige Bänke, häufig zusammen mit Austern; Veneridae sind durch *Pitar* und *Venus (Periglypta)* häufig vertreten, ebenso die Gattung *Pinna*. Unter den Gastropoden sind vor allem *Haliothis* und Turbinidae zwischen Korallenästchen auffällig. Korallen sind z. T. massiv von Bohrmuscheln der Gattung *Lithophaga* bzw. dem Cirripedier *Pyrgoma costatum* infestiert.

Interpretation: Durch das häufige Vorkommen von Korallen in Lebensstellung wurden die Leithalke des Steinbruchs Fenk (oberer Bruch) lange Zeit als Korallenriff interpretiert (Steininger & Papp, 1978; Dullo, 1983; Tollmann, 1985). Diese Interpretation wurde von Piller & Kleemann (1991), Piller & Vavra (1991) bzw. Piller (1993) in Frage gestellt, aber als nicht eindeutig entscheidbar offen gelassen. Durch eine Detailbearbeitung der Korallenassoziationen und Beschreibung der Intervalle sowie einem aktualistischen Vergleich mit ähnlichen rezenten Vorkommen auf den Bahamas, in der Karibik bzw. im Arabischen Golf konnten Riegl & Piller (2000) die Ausbildung von drei unterschiedlichen Korallenfazies rekonstruieren: 1) Biostrome (coral carpet); 2) Nicht-gerüstbildende Korallen-Vergesellschaftungen; 3) Bivalven/Korallen Vergesellschaftungen.

Die Biostrome können entsprechend der Höhe des Korallengerüsts weiter unterteilt werden. Die hohen Gerüste aus Intervall 2 bilden ein Biostrom von 2 m Mächtigkeit und werden von den dickstämmigen *Porites*-Kolonien dominiert mit wenigen dünnstämmigen und massiven Kolonien dazwischen. Dieses Gerüst wird gegen oben durch inkrustierende *Porites*-Kolonien abgeschlossen. Die Äste der dickstämmigen Form werden von dünnen Corallinaceenkrusten umwachsen und häufig durch *Lithophaga* angebohrt. Der zweite Biostrom-Typus wird von Korallengerüsten aus niedrigwüchsigen, buschigen, dünnstämmigen *Porites* gebildet. Diese erreichen eine Dicke von 50 cm und zwischen den dünnstämmigen finden sich auch plattige und massive Kolonien von *Porites*; daneben sind auch Faviiden (*Tarbellastraea*) vorhanden (Intervall 8). Dünne Corallinaceenkrusten sind häufig, ebenso eine diverse Fauna von Mollusken, die im Korallengerüst siedeln. Verschiedene nicht-gerüstbildende Korallen-Vergesellschaftungen können im Profil beobachtet werden, die alle als laterale Variationen eines Grundtypus interpretiert werden können. Intervall 5 wird durch eine Vergesellschaftung dünnstämmiger *Porites* aufgebaut, wobei ein Großteil der Korallen als Fragmente erhalten ist und die



Abb. 18: Rezenten Korallenbiostrom (Grand Cayman, Karibik) aus ästigem *Porites porites*, das morphologisch etwa dem hochwüchsigen Biostrom aus dem Steinbruch Fenk vergleichbar ist.

Kolonien ursprünglich auf einem Substrat aus Kalksand angesiedelt waren. In den anderen Intervallen sind neben den dünnstäbigen *Porites*-Kolonien Austern und/oder *Isognomon* häufig (Intervall 4 und teilweise Intervall 6). In den Intervallen 7 und 9 treten neben die dünnstäbigen *Porites* auch noch massive Faviiden und Bivalven. Die Intervalle 3 und 10 werden als Agglomerationen von massiven faviiden Korallen interpretiert, die auf sandigem Substrat siedelten. Bivalven/Korallen Vergesellschaftungen werden von Bivalven dominiert (*Isognomon* und Austern) mit dazwischen wachsenden dünnstäbigen Kolonien von *Porites*. Die Muscheln sind bevorzugt in Lebensstellung, während die Korallen meist fragmentiert sind (Intervall 1 und 6 p.p.).

Der Ablagerungsraum wie er im oberen Bruch aufgeschlossen ist, zeigt kein größeres Paläorelief und die lateralen Änderungen in den Korallenfazies sind sehr gering. Dies läßt einen flach-subtidalen Ablagerungsraum auf einer leicht geneigten Rampe rekonstruieren. Die Fauna und Mikrofazies geben weder lateral noch vertikal einen Hinweis auf stärkere Änderungen in der Wassertiefe. Ob die Mergellagen eine geringe Abtiefung oder nur einen verstärkten Terrigeneintrag anzeigen bleibt unentschieden. Die dicken Corallinaceenkrusten auf den Korallen sind ebenfalls ein klarer Hinweis, dass nach dem Ende des Biostromwachstums keine nennenswerte Zunahme der Wassertiefe erfolgte. Auch die Sedimente, die die Hohlräume im Riffgerüst ausfüllen, zeigen eine ähnliche Zusammensetzung wie die der darunter- und darüberliegenden Kalke. Die verschiedenen Bänke und Faziesbereiche, die im Profil aufgeschlossen sind, spiegeln somit laterale Variationen in einem flach-subtidalen Ablagerungsraum ähnlicher Wassertiefe wider.

Das Profil im oberen Bruch repräsentiert somit eine Abfolge von Korallen-Biostromen und nicht-gerüstbildenden Korallen-Vergesellschaftungen, die alle in einem ähnlichen Ablagerungsraum gebildet wurden. In rezenten Ablagerungsräumen sind sehr ähnliche Faziesbereiche bekannt, wobei dort die ökologische Position der ästigen *Porites*-Kolonien aus dem Miozän von der Gattung *Acropora* oder/und *Porites* eingenommen wird. Vor allem das Biostrom in Intervall 2 läßt sich hervorragend mit ähnlichen Bildungen auf den Bahamas bzw. in der Karibik (Abb. 18) vergleichen, wo der dortige coral carpet von *Porites porites* gebildet wird. Das Absterben der jeweiligen Korallen-Biostrome könnte, wie bei vergleichbaren rezenten Beispielen, auf ökologische Störfaktoren - wie etwa Temperaturerhöhungen - zurückgeführt werden.

Das Profil im unteren Bruch zeigt eine Abfolge aus beckennahen Ablagerungen, wobei die Mergel als autochthone Sedimente anzusehen sind. Sie zeigen eine Mikrofauna, die ruhige und tiefere Bedingungen anzeigt. Die Lamination des Feinsedimente und die arme Makrofauna läßt auf lebensfeindliche, hypoxische Umweltbedingungen schließen, ähnlich wie sie auch im Steinbruch Kummer bei St. Margarethen (s. Stop 3) rekonstruiert werden können. Die zwischengelagerten Kalkarenite, die teilweise eine Gradierung zeigen, können als allodapische Kalke interpretiert werden. Die Rhodolithlagen könnten als Abschluss derartiger Schüttungen angesehen werden. Unterbrochen wird diese Folge von grobem Rud- bis Floatstone, der sich tief in die unterlagernden dünnbankigen Schichten einschneidet (Abb. 15A, B). Diese Sedimente werden auf eine submarine Gleitung bzw. einen Schuttstrom zurückgeführt, wobei lockere Sedimente aus dem Seichtwasserbereich, aber auch bereits lithifizierte Korallenkalk- und Kristallin-Blöcke, gravitativ transportiert wurden. Durch diesen Transport wurden die unterlagernden Bänke unterschiedlich tief erodiert. Dass diese Bänke noch nicht völlig zementiert waren zeigt eine teilweise plastische Verformung dieser Sedimente. Als auslösende Ereignisse können seismische Aktivitäten zitiert werden, die wohl auch zu charakteristischen Setzungserscheinungen in den Sedimenten geführt haben.

#### Weiterführende Literatur:

Piller & Kleemann (1991), Piller (1993), Riegl & Piller (2000).

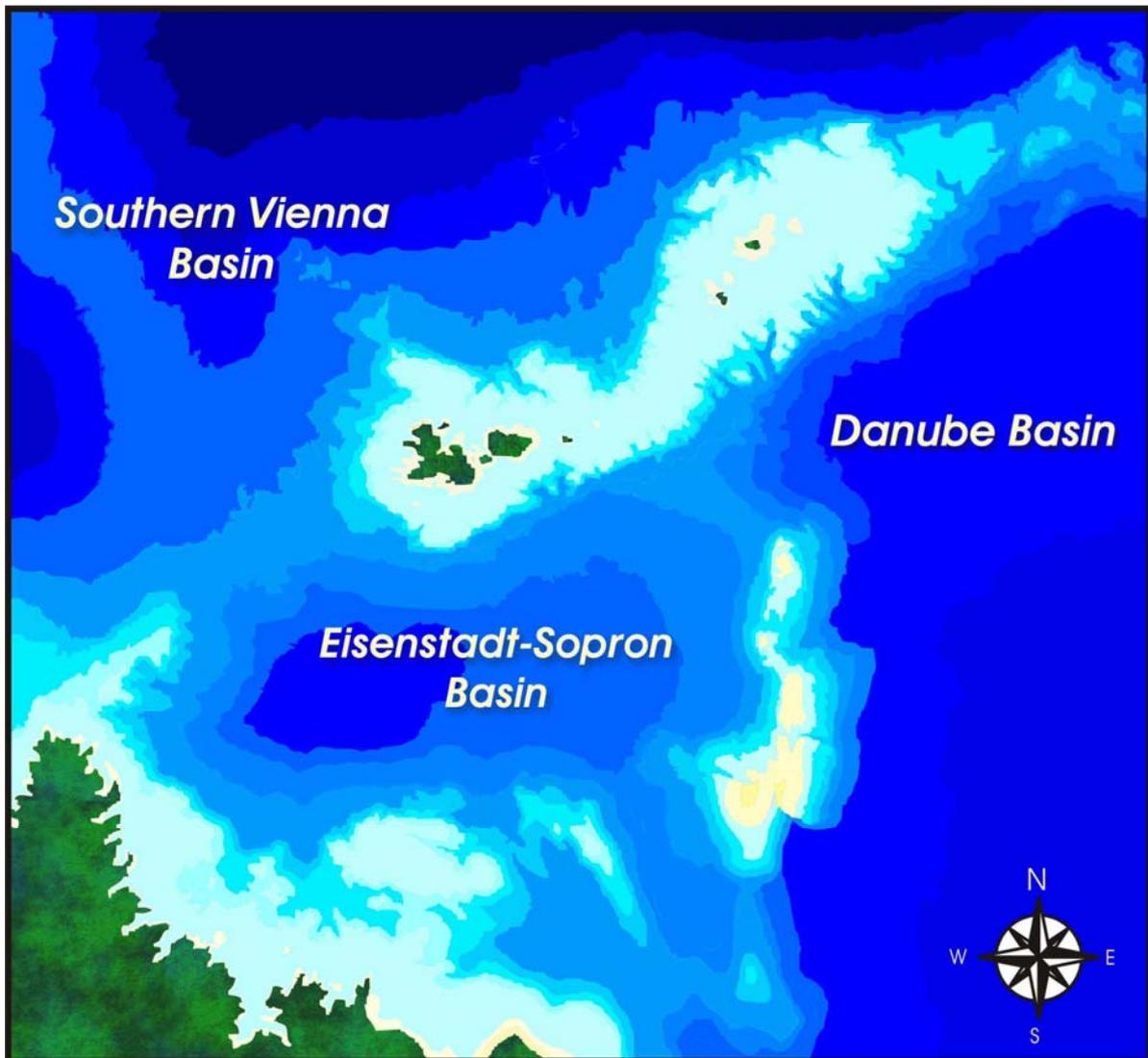


Abb. 19: Paläogeographie des Eisenstadt-Sopron Beckens im späten Badenium (gezeichnet von A. Kroh, NHM Wien).

### Stopp 3: St. Margarethen, Steinbruch Kummer

**Thema:** Wechselfolgen von gebankten Corallinaceen-Schuttkalken und Mergellagen. Komplexes Wechselspiel von hypoxischen Bodenbedingungen und z. T. seismisch gesteuertem Eintrag von Algenschutt. Die Lokalität ist weltweit eine der bedeutendsten Fundstellen für mittelmiozäne Fische.

**Lokalität:** Der Steinbruch Kummer liegt rund 2 km außerhalb von St. Margarethen entlang der Straße nach Rust direkt gegenüber vom bekannten Römer Steinbruch, N 47° 48'00'', E 016° 38'02'' (Abb. 20).

**Lithologie:** In 4 Abbauebenen sind zusammen rund 35 Meter Sediment aufgeschlossen. Das Profil wird durch eine Wechsellagerung von Kalkareniten und Mergel charakterisiert. Zumindest eine fining and thinning upward Sequenz ist zu erkennen. Die basalen 5 - 7 m bilden massige, hellgelbe Kalke aus feinem Kalkalgenrus. Lagen mit Rhodolithen oder *Austern* (*Ostrea digitalina*) sind zu beobachten. Diese Kalke werden durch wenige mm dünne, grünliche Mergellagen in 30 bis 90 cm dicke Bänke gegliedert. Selten sind Quarzkörner und Glimmer in den Kalksanden beigemischt. Die überlagernde Einheit ist der auffälligste Gesteinstyp im Aufschluss und bildet sowohl weite Teile der zweiten Abbauebene als auch die Wand nahe der Bundesstraße. Diese Algenschutt-Fazies besteht

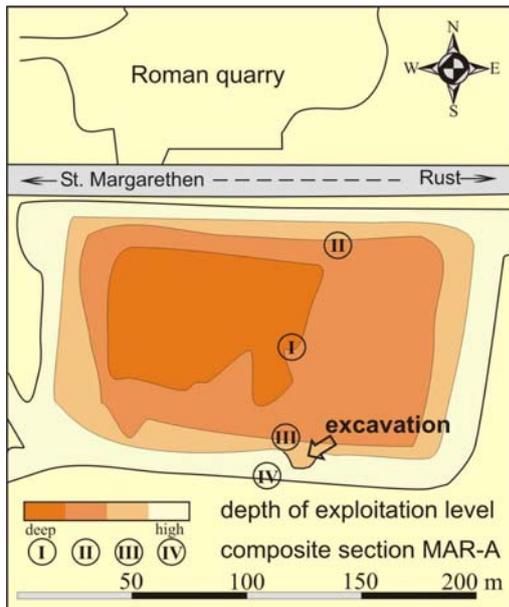


Abb. 20: Überblickskarte des Steinbruchgeländes Kummer ca. 2 km östlich von St. Margarethen.

aus kreuzschräggeschichteten Kalkareniten mit einer allochthonen Vergesellschaftung aus Rhodolithen, zahlreichen Austern (*Ostrea digitalina*) und Kammmuscheln (*Flabellipecten leythajanus*); vereinzelt treten angebohrte Kalkgerölle auf. Durch die orange-gelbe Färbung unterscheidet sich diese Einheit deutlich von den helleren, unterlagernden, gebankten Kalken. In der Basis erodieren die bis zu 10 m mächtigen, groben Kalke tief und formen ein deutliches Relief in den tiefer liegenden Kalksteinen.

Darüber folgen wieder rund 10 m feinere Rudstones, die denen der Basis gleichen. Im unteren Teil sind mehrere Meter breite, rinnenförmige Strukturen dominant, die einander häufig schneiden. Allmählich wird gegen das Hangende wieder ebene Schichtung vorherrschend, und die Mergellagen, die die Kalke in Bänke trennen, nehmen an Mächtigkeit zu. Auf Höhe der dritten Abbauebene, unterhalb der hinteren Werkseinfahrt, sind die Mergel schließlich das Hauptsediment. Die Kalke sind zu wenigen cm dicken Bänken reduziert und bestehen aus feinem Kalkalgenschutt. Aus diesem Bereich stammen die berühmten Fischfunde.

Darüber werden die Kalkbänke wieder mächtiger und die Mergellagen treten zurück. Die hellgelben, gebankten Algenschuttkalke mit Rhodolithen und Austernlagen setzen sich jenseits der Werksstraße entlang einer teilweise verwachsenen Böschung noch rund 8 m fort. Der Fossilinhalt ist deutlich ärmer und besteht vor allem aus Austern und Kammmuscheln.

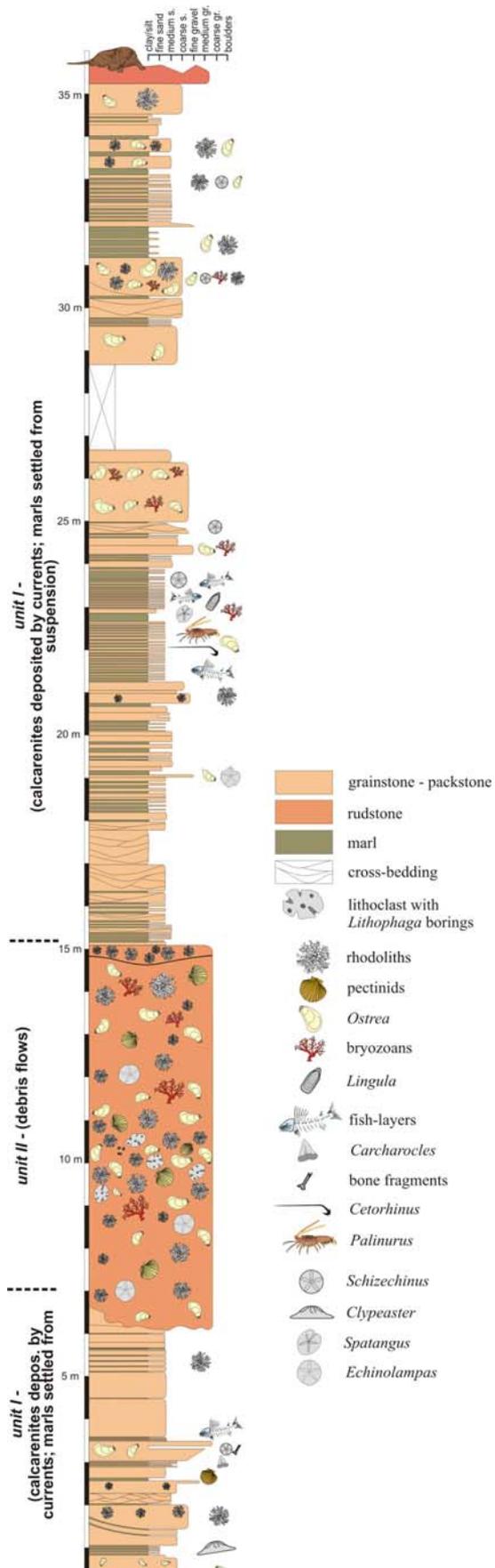


Abb. 21: Profil MAR-A aus dem Steinbruch Kummer bei St. Margarethen (Stand: 11. Sept. 2000)



Abb. 22: Massensterben von Seeigeln sind durch Anhäufungen von *Schizechinus hungaricus* belegt. Die anhaftenden Stacheln verweisen auf ruhige Ablagerungsbedingungen und rasche Einbettung.

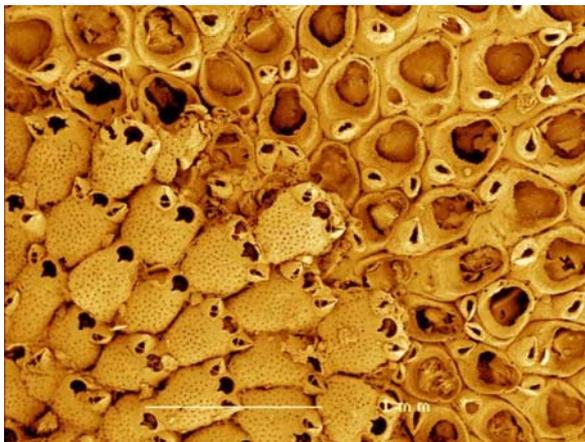
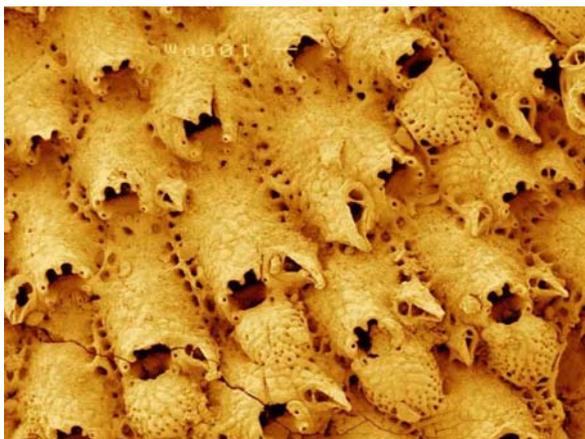


Abb. 23: Aussergewöhnlich gut erhaltene Bryozoenkolonien auf Seeigelgehäusen; oben *Echaroides coccinea* (Abildgaard), unten *Schizoporella dunkeri* (Reuss) eine abgestorbene Kolonie von *Ramphonotus appendiculata* (Reuss) überwachsend.

Wie in den Aufschlüssen des Leithakalkes üblich fehlen auch in St. Margarethen Schalen von aragonitschaligen Schnecken und Muscheln. Nur selten sind diese Organismen durch Hohlräume oder kaum bestimmbare Steinkerne im Steinbruch Kummer belegt.

Alter: mittleres bis jüngeres Badenium, ca. 14 - 13 Millionen Jahre

Fossilien: Neben den sehr häufigen Bivalven *Ostrea digitalina* und *Flabelliptecten leythajanus* sind aus dem groben Algenschuttalk auch Kieferteile eines Barrakudas (*Sphyraena substriata*), Zähne von Brassen (*Sparus umbonatus*) und Haien (*Carcharias cuspidatus*, *Galeocerdo aduncus*) sowie Kauplatten von Rochen (*Aetobatus arcuatus*) gefunden worden. Sogar Delphine und Seekühe sind durch Rippen nachweisbar.

Aus den grünen Mergeln stammen besonders Fischreste; zu den schönsten Funden zählen die Exemplare des Drachenkopffisches *Scorpaena prior*. *Calotomus preisli* ist der geologisch früheste Beleg eines Papageifisches. Häufiger sind Messerfische (*Aeoliscus* sp.) und Seenadeln (*Nerophis zapfei*) neben Eberfischen und Flundern. Unscheinbarer, dafür aber von einem wahren Giganten sind die Reusenstacheln des Riesenhaies *Cetorhinus parvus*. Den Mergeln entstammt auch eine reiche Fauna aus Bryozoen (*Smittina cervicornis*, *Myriapora truncata*) und Armfüßern (*Lingula dregeri*, *Disinisca* cf. *leopolitana*), die zum Teil auf abgestorbenen Seeigeln siedelten (*Schizechinus*

*dux*, *Spatangus austriacus*). Die Seeigel sind exzellent erhalten und werden sogar mit Kieferapparat und anhaftenden Stacheln geborgen. Besonders erwähnenswert ist auch der Fund einer Languste (*Palinurus* sp.) und der seltene Nachweis eines fossilen Vogels in Form von Knochen eines Seetauchers (*Gavia schultzi*).

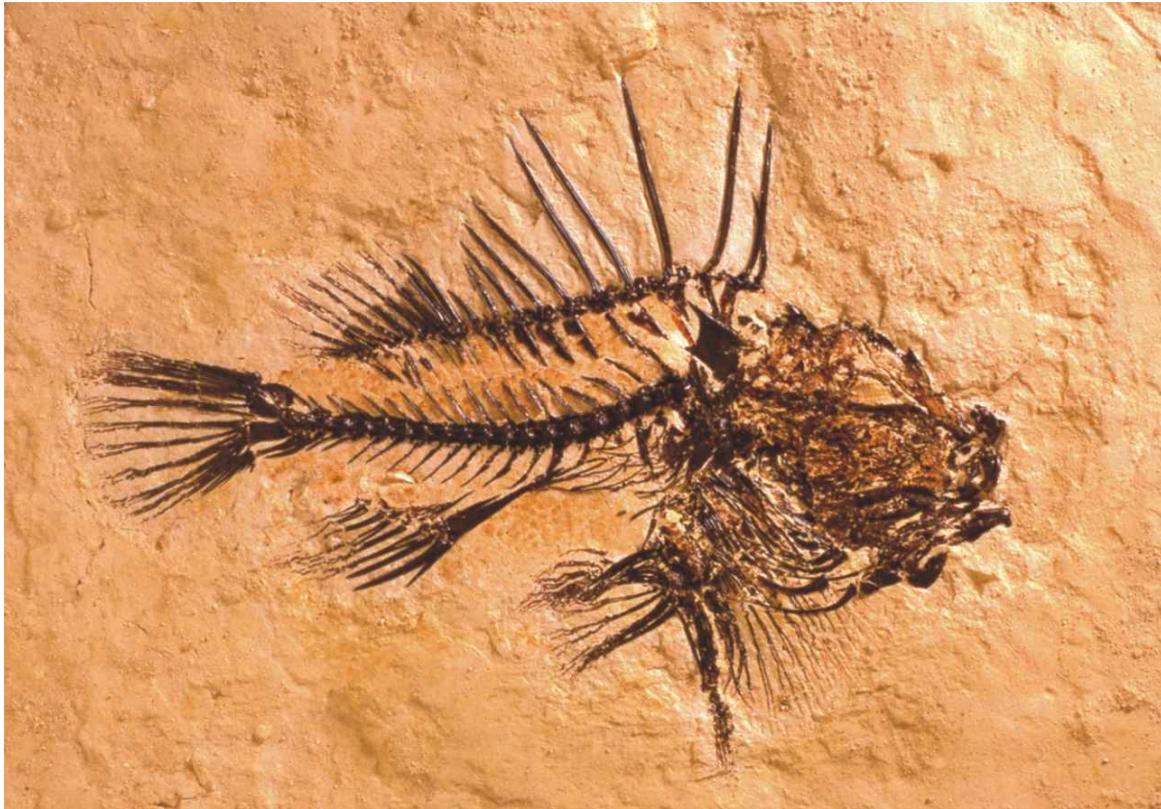


Abb. 24: *Scorpaena prior* Heckel, ein Drachenkopffisch aus St. Margarethen

Interpretation: Im jüngeren Badenium bildeten das Leithagebirge und das Ruster Hügelland zwei kleine Plattformen. Durch das vorgegebene Relief älterer Gesteine oder durch lokale Tektonik waren diese Plattformen reich strukturiert. In den flachmarinen Bereichen sammelte sich Corallinaeen-Schutt. In seichten Senken bildeten die kugeligen Rhodolithen dichte Pflaster. Austern und Pectiniden besiedelten die Hochzonen der Ruster Plattform. In kleinräumige 30-60 m tiefe, niedrig energetische Wannen wurden aus den seicht sublitoralen Hochzonen Kalkarenite durch rip-currents transportiert, wo als autochthone Sedimentation Mergel abgelagert wurden. Das Profil schließt somit Tempestite auf, die zumindest eine deepening upward Sequenz erkennen lassen. Der schlammige Boden der etwas tieferen Senken war Lebensraum für große Seeigelpopulationen. Einzelne Seegrassflecken und kleine Bryozoenkolonien breiteten sich aus. Die vielen Kalksandschüttungen führten zu einem raschen Wechsel aus feinem und grobem Sediment und machten den Boden für viele grabende Organismen unbewohnbar. Quarze und Glimmer, die im tieferen Bereich dem Kalksand beigemischt sind, zeigen, dass der kristalline Untergrund der Plattformen zu dieser Zeit vereinzelt noch offen lag und noch nicht völlig von Kalksand bedeckt war.

Das mächtige orange-gelbe Paket aus grobem Algenschutt, wirr gelagerten Austernschalen, Rhodolithen und Kammmuscheln stammt ebenfalls aus seichteren Ablagerungsräumen. Diese Rudstones werden als debris flow - Ablagerungen angesprochen, die durch Erdbeben ausgelöste Sedimentationsereignisse widerspiegeln. Auch die angebohrten Gerölle, die als weiß-grauer, gut zementierter Kalk im Schuttstrom schwimmen, wurden während dieses Ereignisses mitgerissen. Sie stammen von etwas älteren Ablagerungen des älteren Badenium und wurden als bereits verfestigtes Gestein im Küstenbereich von Bohrmuscheln besiedelt.

Nach dieser ersten Katastrophe setzten wieder die üblichen Ablagerungsverhältnisse ein und es entstand ein sehr ruhiger Lebensraum, der von den umgebenden Hochzonen der Plattform geschützt, kaum der Wellentätigkeit ausgesetzt wurde.

Periodische Algenblüten erzeugten in den stagnierenden Becken sauerstoffarme Bodenbedingungen wie man sie heute auch aus der nördlichen Adria kennt. Anreicherungen von kalkigem

Nannoplankton, dominiert durch *Coccolithus pelagicus*, und das Fehlen von benthonischen Foraminiferen in Teilen der Mergellagen unterstützen diese Interpretation. Ein weiteres Indiz für zeitweilige Sauerstoffarmut sind die in Laminae angereicherten Eisenoxide, die aus Eisensulfiden entstanden sind. Grabende Seeigel drangen auf der Suche nach Sauerstoff an die Sedimentoberfläche vor und verendeten. Die Kadaver von Fischen sammelten sich am Beckenrand ohne zu verwesen und wurden von Schlamm begraben. Nach den Krisen bildeten die aus dem Schlamm ragenden Gehäuse der Seeigel kleine Inseln für festsitzende Organismen wie Bryozoen, Röhrenwürmer und Brachiopoden, die die Becken als Pioniere wiederbesiedelten.

#### Weiterführende Literatur:

Schmid, H.-P., Harzhauser, M. & Kroh, A. (2001).

#### Stop 4: St. Margarethen, Eisenbahneinschnitt Steinbruch Hummel

Thema: Brandungsgerölle und Hydroides-Bryozoen Biokonstruktionen entlang einer Steinküste im frühen Sarmatium. Komplexe Abfolge aus Sedimentation und Erosion im Küstenbereich, gesteuert durch mehrere sarmatische Meeresspiegelschwankungen.

Lokalität: Der Aufschluss liegt in der Werkszufahrt zum Steinbruch Hummel, östlich von St. Margarethen (Bgl.), nördlich der Straße von St. Margarethen nach Rust; N 47° 48'14'', E 016° 37'89''.

Lithologie: Im Steinbruch Hummel stehen typische Leithakalke des Badenium an - das schwach zementierte, sehr poröse Gestein wurde bereits von den Römern abgebaut und wird bis in unsere Zeit als Bau- oder Dekorstein verwendet. Es überwiegen grobe Corallinaceenschutt-Rudstones mit Lagen aus Rhodolithen. Im Eisenbahneinschnitt löst sich der massige Leithakalk in große Blöcke und grobes Konglomerat auf. Während die Blöcke aus Leithakalk bestehen, setzt sich das Konglomerat überwiegend aus Kristallinkomponenten von bis zu 30 cm Durchmesser zusammen. Zusätzlich tritt ein breites Spektrum an gemischt-siliziklastischen Sedimenttypen unterschiedlichster Korngröße auf. Sarmatische Gerölle aus mikritischen Karbonaten führen dichte Kolonien des Polychaeten *Hydroides pectinata* mit wechselnden Anteilen an Bryozoen der Gattungen *Cryptosula* und *Schizoporella*. Ebenfalls sarmatisch sind Lumachellenkalke, sandige Mergel und Mergelkalke mit Cardiiden, *Musculus* und *Modiolus*. Diese Sedimenttypen finden sich als autochthone Füllungen zwischen den Geröllen aber auch als umgelagerte Gerölle mit bis zu 1 Meter Durchmesser.

Gegen Westen werden diese Sedimente durch dünnbankige siliziklastische Mergel und Kalke aus Molluskengrus abgelöst und überlagert. Diese beckenwärts einfallenden Schichten setzten sich vorwiegend aus Nadel- und Schlammschnecken (*Cerithium*, *Granulolabium*) zusammen, deren Schalen meist gelöst sind.

Alter: Entlang der etwa 100 m langen Einfahrt sind vom Steinbruchgelände beginnend Leithakalke des jüngeren Badenium (ca. 14 - 13 Mio. Jahre), Gerölle des älteren Sarmatium (ca. 12,5 Mio. Jahre), sowie gemischt siliziklastisch-karbonatische Mergel und Kalke des jüngeren Sarmatium (ca. 12,0 Mio. Jahre) aufgeschlossen. Die Biostratigraphie beruht auf Mollusken: Die endemische cardiide Bivalve *Obsoletiforma lithopodolica* und einzelne Gastropoden der Gattung *Mohrensternia* belegen das frühsarmatische Alter der Geröllfazies. Die anlagernden Karbonatsande führen stark skulpturierte Exemplare von *Gibbula podolica* und dickschalige Vertreter von *Venerupis gregarius*, wie sie für das jüngere Sarmatium charakteristisch sind. Das häufige Auftreten der Foraminifere *Porosonion granosum* stützt diese Einstufung.

Fossilien: Stratigraphisch wichtig sind die teils autochthonen teils umgelagerten Kalke mit dicht gepackten aber gelösten Schillen aus *Obsoletiforma lithopodolica*. Äquivalente finden sich in frühsarmatischen Ablagerungen der Karpatenvortiefe, wo sie für die informelle Unterstufe Buglovium typisch sind. Aragonitschaler sich nur in einzelnen Sedimenttaschen zwischen den Geröllen erhalten. Kleinwüchsige Klappen von *Ervilia podolica* und *Obsoletiforma vindobonensis* sind typisch; zusätzlich treten kleine Schalen von *Gibbula* spp., *Hydrobia* sp. und *Mohrensternia* auf. Die *Hydroides*-Bryozoen Biokonstruktionen, die meist als umgelagerte Gerölle erhalten sind, umwuchsen zahlreiche Kleinmollusken. Ervilien, *Modiolus sarmaticus* und *Musculus subincrassatus* sind als Steinkerne oder Abdrücke zwischen den Polychaeten häufig.

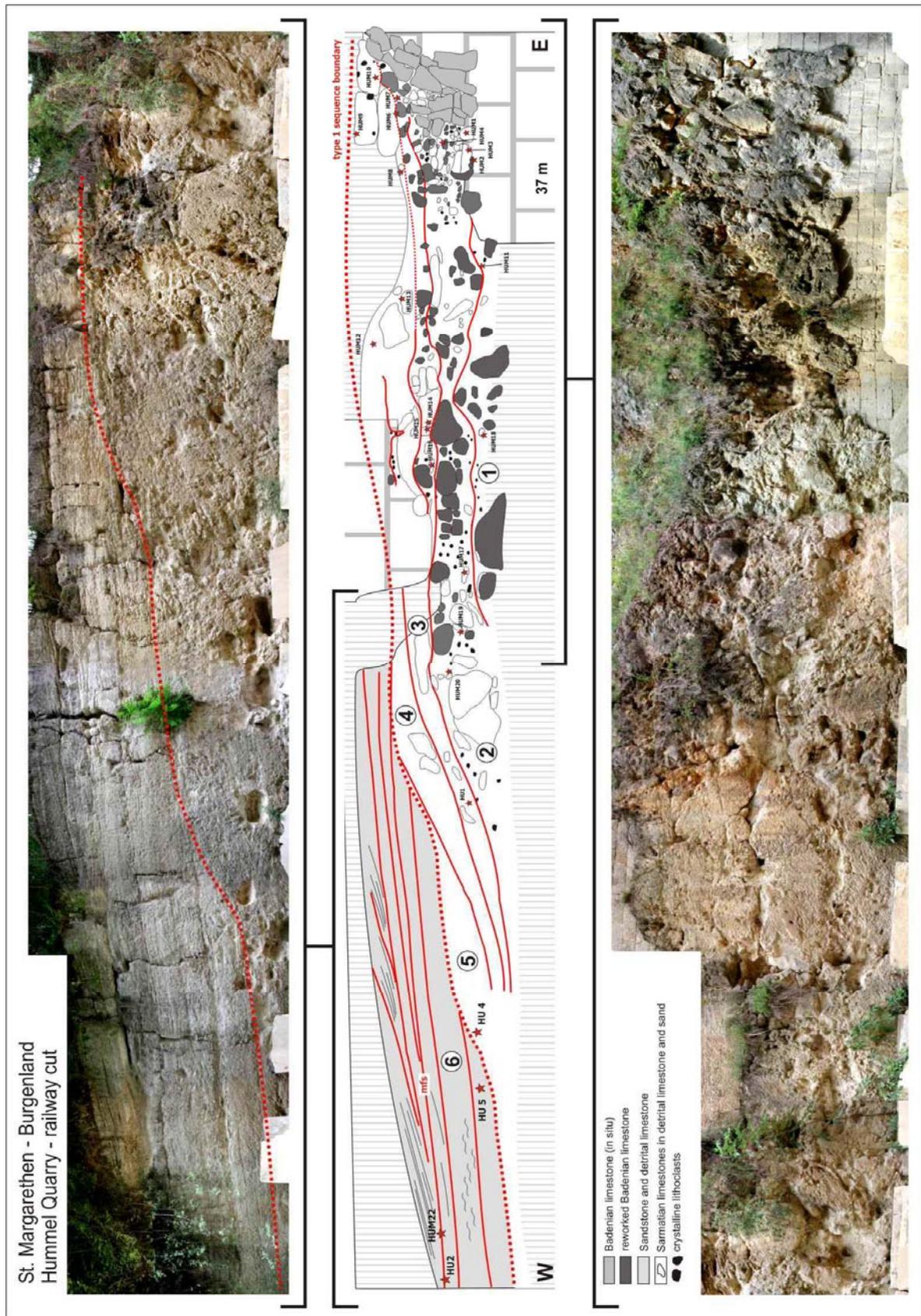


Abb. 25: Wandabwicklung des ehemaligen Eisenbahneinschnitts zum Steinbruch Hummel in St. Margarethen. Die durchgezogenen roten Linien entsprechen Grenzen von Parasequenzen; die gepunktete Linie zeigt die Sedimentationslücke zwischen *Mohrensternia* Zone und der oberen *Ervilia* Zone.

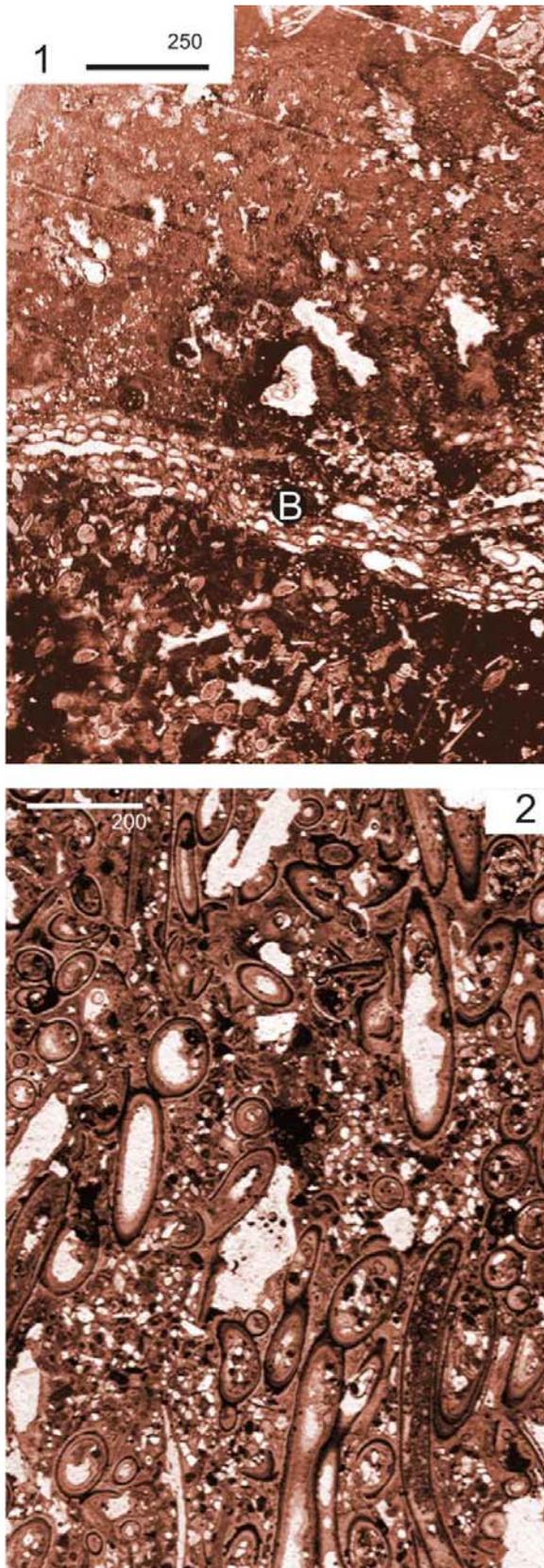


Abb. 26: Dünnschliffe aus dem Eisenbahneinschnitt Hummel. 1: Inkrustierende sarmatische Bryozoen auf umgelagertem Foraminiferenkalk-Geröll. Die Bryozoenkruste wird schließlich von Cynaobakterien-Matten überwachsen. 2: monospezifisches *Hyroides*-Aggregat.

Die überlagernden Schille sind artenarm und werden durch die Gastropoden *Cerithium rubiginosum* und *Granulolabium bicinctum* dominiert. Vereinzelt finden sich Kreiselschnecken (*Gibbula podolica*) und Venusmuscheln (*Venerupis gregarius*).

Interpretation: Nach einem deutlichen Rückzug des Meeres an der Wende vom Badenium zum Sarmatium, dehnte sich die Paratethys im Sarmatium erneut aus und stieß bei St. Margarethen am Westrand des Ruster Hügellandes an eine tektonisch angelegte Steilküste aus noch jungem Leithakalk. Eine starke Brandung unterwusch die Felsküste und erzeugte tiefe Brandungshohlkehlen. Ein Fluss, der von Süden sein Delta ins Meer vorbaute, lieferte wahrscheinlich die kristallinen Gerölle, die von der Brandung an die Steilküste geschleudert wurden, während die großen Blöcke aus Leithakalk aus dem First ins Meer stürzten. In ruhigeren Bereichen bildeten sich kleine *Hyroides*-Bryozoen-Dickichte, in deren Schutz zahlreiche Kleinmollusken lebten. Diese frühdiagenetisch verfestigten Biokonstruktionen wurden noch im frühen Sarmatium immer wieder umgelagert und als Gerölle abgelagert. In den Sanden zwischen den Geröllen dominierten im Sediment lebende Muscheln wie die Dreieckskappenmuschel *Ervillea*. Mit dem ersten Überfluten des Küstenbereiches im frühen Sarmatium änderte sich die Sedimentation. Die Gerölle treten in den Hintergrund und seicht sublitorale Bedingungen erlauben die Anreicherung von bis zu einem Meter mächtigen Schilllagen aus Schalen der cardiiden Bivalve *Obsoletiforma lithopodolica*.

Während eines erneuten Meeresspiegeltiefstandes im mittleren Sarmatium fällt der Bereich trocken (entspricht der gepunkteten roten Linie in der Wandabwicklung). Erst im jüngeren Sarmatium überfährt die Küstenlinie der Paratethys die Region erneut. Die sehr rasche Transgression überwindet das Relief des Leithagebirges und dünnbankige, seichtmarine siliziklastische Mergel werden abgelagert. Die enormen Massen von Nadel- und Schlamm-schnecken zeigen die unmittelbare Küstennähe. Die maximale Überflutung ist als Mergellage gut erkennbar; auffällig ist auch der Umschlag der Geometrie von Onlap zu Downlap Strukturen entlang der Mergellage.

Weiterführende Literatur:

HARZHAUSER, M. & PILLER, W.E. (2004a, b).

## Stop 5: St. Margarethen, Schottergrube Altes Zollhaus

Thema: Deltaisch beeinflusste Küstensituation im jüngeren Sarmatium und mehrphasige Transgression des Pannon Sees im jüngeren Miozän. Endemische Evolution der Gattung *Melanopsis*. Die Sandgrube ist der größte derzeit in Abbau befindliche Aufschluss im Sarmatium und Pannonium Österreichs. Er dokumentiert in 30 m Profil die Entwicklung am Rand des Eisenstädter Beckens über einen Zeitraum von rund 2,5 Millionen Jahre.

Lokalität: Die Schottergrube liegt 4 km im Süden von St. Margarethen im Gemeindewald rund 500 m nördlich der Grenze zu Ungarn; N 47° 45'48'', E 016° 37'50''.

Lithologie: Beim Blick auf die Nord- und Ostseite der Sandgrube sind mehrere Einheiten durch Gesteinstyp und Farbe leicht erkennbar. Die Basis bilden ca. 7 m graue Kiese, die zum Teil deutliche Schrägschichtung aufweisen. Diese Schrägschichten sind besonders an der Südwand gut zu beobachten. In den Kiesen sind nur selten abgerollte Schalen von Cardien und Nadelschnecken erhalten. Der hangende Bereich der Kiese ist durch einen stark tonig-sandigen Bereich mit zahlreichen Fischknöchelchen, Land- und Süßwasserschnecken gekennzeichnet. Darüber tritt durch die Verwitterung deutlich ein 3 m mächtiges gelbbraunes helles Band aus mergeligem Sand hervor. An der Basis dieses Schichtpaketes ist eine nur wenige cm dicke dunkelbraune Tonlage entwickelt, die durch Massen der Schlammschnecke *Granulolabium bicinctum* gekennzeichnet ist. Über diesem hellen Paket folgen wieder rund 3 m graue, zum Teil deutlich schräggeschichtete Kiese, die in graubraune mergelige Sande übergehen. Die Sande enden in einer dünnen, dunkelbraunen Tonmergellage, die wiederum tausende Schlammschnecken führt. Den Abschluss der sarmatischen Schichtfolge bilden 5 m graue Kiese und 2 m stark mergeliger Sand, der im Top rund 20 cm hellgelben, kalkigen Mergel führt. Abrupt setzen über diesem Mergelband 3 m grüngraue Sande und Kiese ein, die in einen groben Kies übergehen, der beinahe ausschließlich von Schalen der Schnecke *Melanopsis impressa* gebildet wird. In einer dünnen Lage sind die Einzelklappen der Wandermuschel *Mytilopsis ornithopsis* angereichert. Diese beiden Fossilien sind bereits typisch für das Pannonium und erlauben eine Einstufung in die Zone B des Pannonium. Die zahlreichen Schalen, die außerdem in diesem Schichtkomplex auftreten, sind durchwegs aufgearbeitet und wurden als Fossilien aus dem Sarmatium und Badenium erst im Pannonium umgelagert.



Abb. 27: Nordseite des Aufschlusses mit einer Abfolge von fluviatilen Kiesen (blau-grau) mit marinen Einschaltungen aus gelblichen Mergel und Karbonatsand. Die Störungen sind Teil des N-S streichenden Köhida-Störungs-Systems. Im obersten Teil sind Kiese und Feinsande aus dem Pannonium aufgeschlossen.

Die jüngsten Ablagerungen bilden ca. 10 Meter grün-graue Feinsande mit seltenen Kieslagen. Die Mächtigkeiten der einzelnen Lagen ist sehr starken Schwankungen unterworfen, so kann das Kiespaket zwischen den beiden mergeligen Sandpaketen gegen Südwesten stark ausdünnen. Diese Mächtigkeitsunterschiede sind mit der bedeutenden Tektonik während der Ablagerung in Verbindung zu bringen. Die zahlreichen kleinen Störungen, die an den N- und S-Wänden der Grube erkennbar sind, gehören zu einem großen NNE-verlaufenden Störungssystem. Entlang der Ostwand des Grubengeländes ist diese Abschiebung aufgeschlossen. Sie bildete eine Sedimentfalle und ermöglichte die Bildung von mächtigen Sedimentkeilen, die gegen die Abschiebung hin an Mächtigkeit zunehmen. Blau-graue Tone aus dem Badenium mit kleinen Muscheln, Kalkrotalgen und

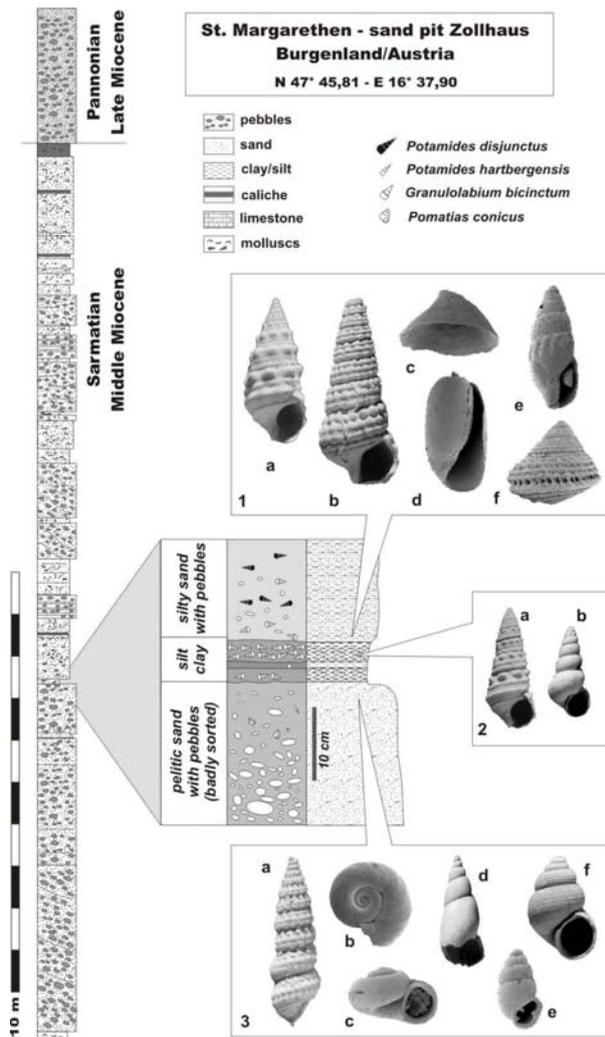


Abb. 28: Sarmatischer Anteil des Profils mit einigen Vertretern typischer Gastropoden-Vergesellschaftungen:

1. *Potamides disjunctus* Vergesellschaftung: a *Granulolabium bicinctum*, b *Potamides disjunctus*, c *Acmaea soceni*, d *Acteocina lajonkaireana*, e *Mitrella agenta*, f *Gibbula buchi*
2. *Granulolabium bicinctum* Vergesellschaftung: a *Granulolabium bicinctum*, b *Hydrobia frauenfeldi*
3. *Potamides hartbergensis* Vergesellschaftung: a *Potamides hartbergensis*, b *Gyraulus* sp., c *Vallonia subpulchella*, d. *Stagnicola* cf. *bouilleti*, e *Carychium* (*Saraphia*) *pachychilus*, f *Pomatias conica*.

Paarhufers kamen bei Detailuntersuchungen in diesem Bereich zum Vorschein. Im nächsten Sandpaket ist eine charakteristische, im ganzen Aufschluss zu verfolgende Lage aus doppelklappigen Venusmuscheln (*Venerupis gregarius*) und der Kreiselschnecke *Gibbula podolica* entwickelt.

Gut erhaltene, große Trogmuscheln (*Sarmatimactra vitaliana*) sind im obersten Bereich des sarmatischen Anteils häufig. Das abschließende helle Mergelband ist hingegen durch zahlreiche, mitunter doppelklappige, kleine Herzmuscheln (*Plicatiforma latisulca*) gekennzeichnet, die im übrigen Profil nur sehr selten auftreten.

Das Einsetzen des Pannonium ist sehr deutlich durch die *Melanopsis impressa* Kiese gekennzeichnet. Darüber setzen Silte und Feinsande mit großen, derben Schalen der Schnecke *Melanopsis fossilis* ein. Eine Reihe kleinerer Arten aus der Gattung *Melanopsis* wie die bestachelte *Melanopsis bouei* oder die kugelige, glatte *Melanopsis varicosa* sind typisch. Zu den seltenen Elementen gehören die großen Wandermuscheln *Congeria partschi* und *Congeria pancici*. Erwähnenswert sind außerdem die bestachelte Flussschnecke *Tinnyea escheri vasarhelyii*, die

Foraminiferen bilden die Wand östlich der Störung und zeigen einen beachtlichen Versatz zwischen den Sanden des jungen Pannonium und den rund 3 Millionen Jahre älteren Tonen des Badenium an.

Alter: Die Molluskenfauna der liegenden Anteile sind typisch für die *Sarmatimactra* Zone des jüngeren Sarmatium. Leitwert haben *Sarmatimactra vitaliana*, *Potamides hartbergensis* und die großwüchsigen *Venerupis gregarius*. Das massenhafte Einsetzen von *Melanopsis impressa* gemeinsam mit *Mytilopsis ornithopsis* erlaubt die Einstufung der überlagernden Kiese ins frühe Pannonium (Zone B). Mit dem Erscheinen von *Melanopsis fossilis* und *Mytilopsis hoernesii* in den tonigen Silten über den „*Melanopsis*-Kiesen“ ist eine Einstufung in Zone C des frühen Pannonium möglich. Das hangende graue Feinsandpaket mit großwüchsigen Congerien, den *Melanopsis fossilis*-Morphotypen *rugosa*, *handmanniana* und *coaequata* und dem vermehrten Auftreten von *Melanopsis vindobonensis* entspricht bereits der Zone D des mittleren Pannonium.

Fossilien: Die sarmatischen Anteile des Profils führen eine individuenreiche Molluskenfauna. Typisch sind Vergesellschaftungen, die für schlammige Küstenbereiche charakteristisch sind. Am auffälligsten sind die Massenvorkommen von *Granulolabium bicinctum* und *Potamides disjunctus*. Im obersten Anteil der Basisschotter ist das häufige Auftreten der Landschnecke *Pomatias conica* bemerkenswert. Außerdem tritt in dieser Lage die sonst seltene Schlammschnecke *Potamides hartbergensis* auf, die auch für die Alterseinstufung des Fundpunktes von Bedeutung ist. Die Fauna des überlagernden Sandpaketes ist wesentlich diverser und beinhaltet Schlamm- und Nadel-schnecken (*Potamides disjunctus*, *Cerithium jekeliusi*), sowie die kleinen Miesmuscheln *Musculus sarmaticus* und *Modiolus subincrassatus*. Seltener tritt auch die kleine Scheidemuschel *Solen subfragilis* auf. Zähne und Wirbel von Fischen, Panzerplatten von Schildkröten und ein einzelner Langknochen eines

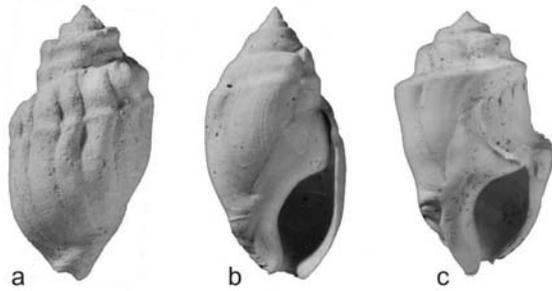


Abb. 29: Drei typische Morphologien aus der *Melanopsis fossilis*-Gruppe: a “*coequata*” b “*fossilis*”, c “*handmanniana*”. Zahlreiche Übergänge zwischen den Extremformen, sympatrische Vorkommen erschweren die Anwendung moderner Artkonzepte.

Flussumuschel *Unio atavus* und winzige, dreieckige Wandermuscheln (*Mytilopsis dodderleini*), die vorwiegend in Hohlräumen von Geröllen erhalten sind. Eine bis zu 40 cm mächtige mehrphasige Tempestitlage im oberen Bereich führt ebenfalls eine reiche Fauna. Erhaltung, Zusammensetzung und die taphonomischen Merkmale schwanken lateral sehr stark. Lokal sind Theodoxiden häufig. Auffällig ist auch das verstärkte Auftreten von *Melanopsis vindobonensis*.

Interpretation: Ein wahrscheinlich von Süden schüttendes Delta sedimentierte die Kiese, die in der Basis des Sandgrubengeländes aufgeschlossen sind. Die steilen Schrägschichten zeigen, dass sich gerade erst die Front diese Deltas verbaut. Durch den Sedimenteintrag wurde der Ablagerungsraum seichter und die Deltafront verlagert sich. In diesem seichten Deltabereich wurde der Meereseinfluss allmählich geringer und es konnten sich durch Abschnürungen stark ausgesüßte Marschen entwickeln. Die Süßwasserfauna wird von kleinen Posthornschncken (*Gyraulus*) und *Lymnaea* dominiert. Vom umgebenden Festland wurden zahlreiche Landschnecken wie *Cepaea* eingeschwemmt. Sie besiedelten, wie die Zwergschnecke *Carychium pachytilus* und die Landdeckelschnecke *Pomatias conica* den feuchten Uferbereich. In den marin beeinflussten Tümpeln der Deltafläche lebte lediglich die anpassungsfähige Schlammuschnecke *Potamides hartbergensis*. Hohe Verdunstungsraten in diesen brackischen Pools erzeugten Anreicherungen an schweren Sauerstoffisotopen, die besonders bei *Potamides hartbergensis* nachweisbar sind.

Mit dem Vordringen des Meeres wurden diese Biotope zurückgedrängt und es entstand eine sehr flache schlammige Küstenfläche, ähnlich den Wattflächen der Nordsee. Sie wurden von Millionen Schlammuschnecken (*Granulolabium bincinctum*) abgeweidet. Mehrere tausend Individuen pro Quadratmeter konnte von diesen Tieren besiedelt werden. Schließlich verschwand durch das Vorrücken der Küstenlinie auch dieser

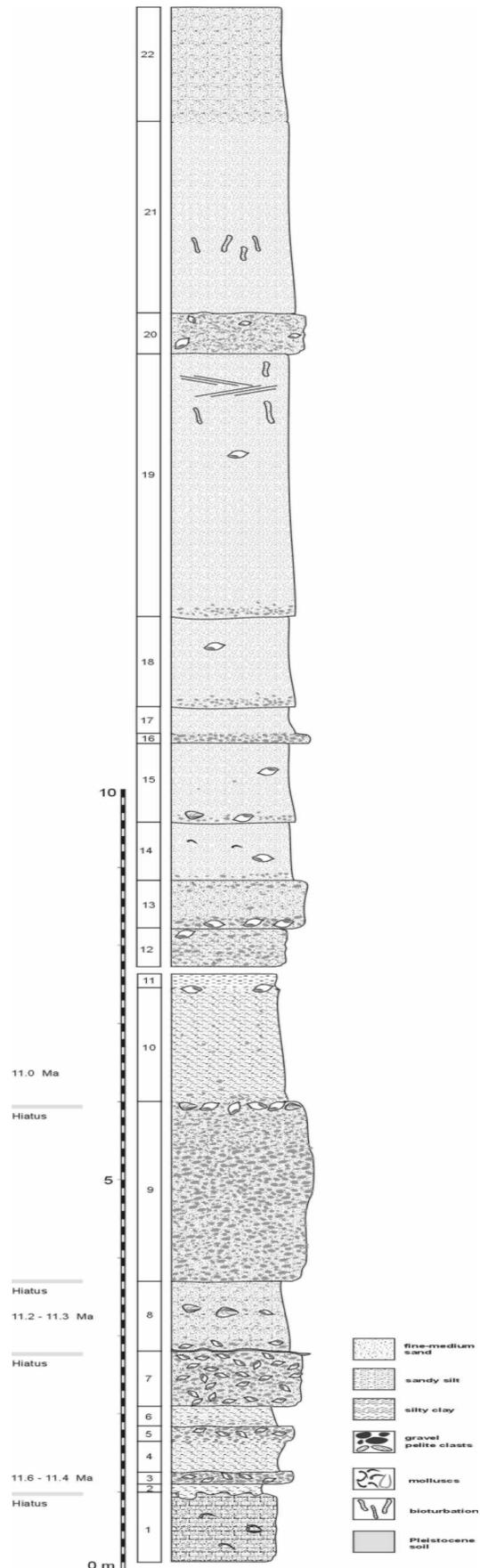


Abb. 30: Pannonischer Anteil des Profils „Altes Zollhaus“ St. Margarethen.

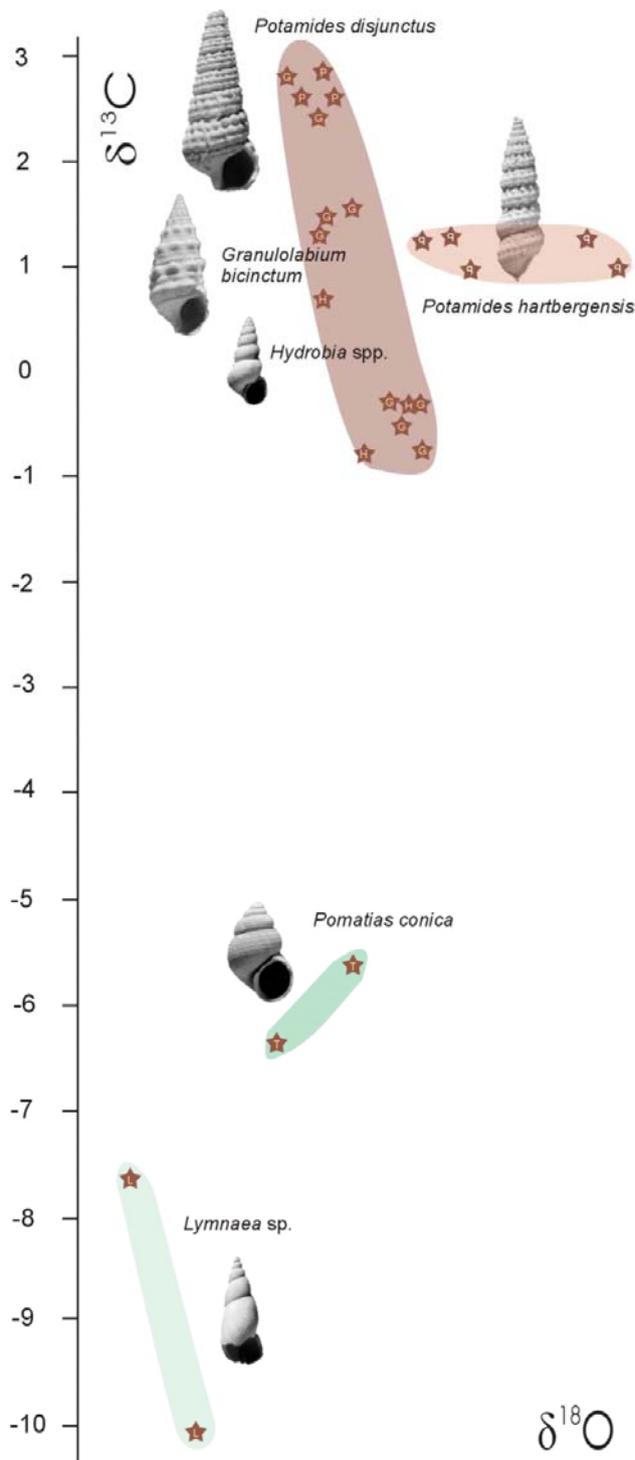


Abb. 31: Verteilung der stabilen Isotope in einigen Vertretern der sarmatischen Gastropodenfauna (verändert nach Latal et al. 2004)

Lebensraum und das seichte Sarmatmeer überflutete den Bereich. In diesem seicht sublitoralen Küstenbereich tritt innerhalb der Potamididen nun *Potamides disjunctus* in den Vordergrund. *Granulolabium bicinctum* ist hier vorwiegend durch sehr stark skulpturierte Formen vertreten. Die häufigen Miesmuscheln *Musculus* und *Modiolus* waren mit ihren Byssusfäden an Steinen befestigt und deuten auf bewegtes Wasser. Auch das Fehlen von doppelklappig erhaltenen Muscheln zeigt, dass die Schalen von den Wellen bewegt und wie die Scheidemuscheln aus dem Sediment ausgegraben wurden.

Ein neuerliches Erstarren des Deltas führt zur Ablagerung von Kies, gefolgt von einer weiteren marinen Phase, in der der sandige Boden von Venusmuscheln besiedelt wurde. Bedingt durch die flache Küste dürften schon kleine Veränderungen in der Deltaführung und dem damit verbundenen Sedimenteintrag zu bedeutenden Änderungen in der Ökologie geführt haben. So erklärt sich die neuerliche Bildung einer Schlammküste, die wiederum von Massen an Schlamm-schnecken okkupiert wurde. Das Kräfte-messen zwischen Delta und Meeresvorstoß endet schließlich im Top der sarmatischen Abfolge mit der Ausbreitung eines seicht marinen Lebensraumes, der von Trogmuscheln und Herzmuscheln dominiert wurde. Die obersten 20 - 30 cm sind eine Calichebildung infolge des Trockenfallens zwischen dem Sarmatium und dem Pannonium.

Im Pannonium, bei noch sehr niedrigem Seespiegel, wurden im Profilbereich fluviale Kiese und *Melanopsis*-Schalen abgelagert. Allmählich breitete sich der Pannon See aus und die Schotter wurden durch feinere Sedimente ersetzt. Die erste Überflutung ist durch die tonigen Silte über den Kiesen angedeutet. Das häufige Austreten von *Melanopsis fossilis* gemeinsam mit *Mytilopsis hoernesii* zeigt, dass es sich um die Transgression der Zone C handelt.

Die Feinsande im obersten Profilschnitt wurden schon in einiger Entfernung vom Ufer abgelagert.

Einige wenige Wandermuscheln lebten hier am Grund des Sees und filterten Schwebstoffe. Die großen *Melanopsis fossilis* bevorzugten küstennahe Lebensräume und wurden wahrscheinlich nach ihrem Tod in den tieferen Bereich des Sees transportiert. Selten wurden auch Schalen und Kiese durch den immer noch aktiven Fluss eingetragen. Durch diese kurzen Ereignisse wurden Flussmuscheln und Theodoxiden eingeschwemmt.

#### Weiterführende Literatur:

Decker, K. & Peresson, H. (1996); Harzhauser, M. & Kowalke T. (2002); Harzhauser, M., Kowalke, T. & Mandic, O. (2002); Latal, C., Piller, W.E. & Harzhauser, M. (2004).

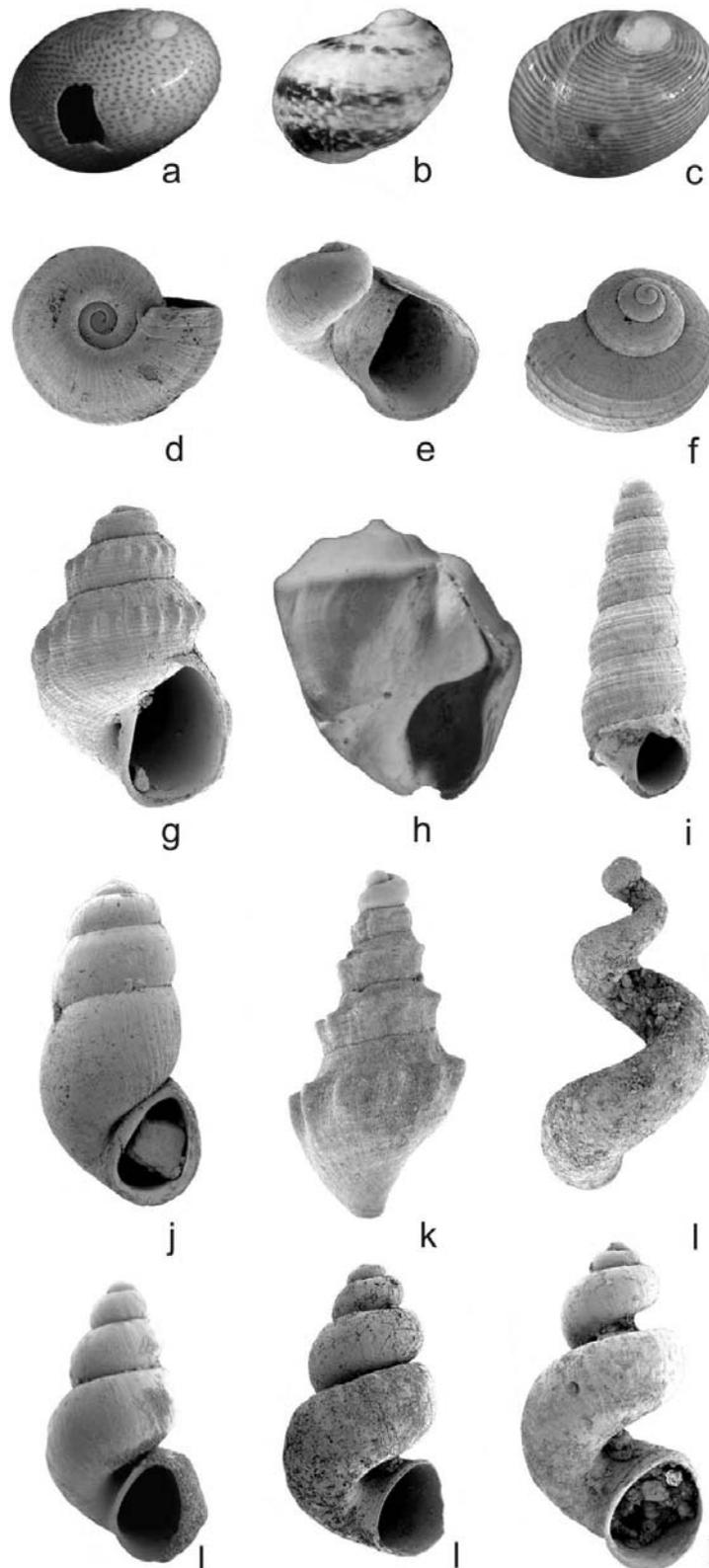


Abb. 32: Kleinwüchsige Gastropoden aus dem Pannonium von St. Margarethen. Die fragilen Schalen wurden aus den Aperturen großer *Melanopsis* gewonnen.

a *Neritina mariae*, b *Theodoxus intracarpaticus*, c *Neritina vetranici*, d *Gyraulus verticillus*, e *Theodoxus cunici*, f *Valvata globulosa*, g *Goniochiulus breviformis*, h *Melanopsis vindobonensis*, i *Socenia moesia*, j *Caspia vujici*, k *Melanopsis banatica*, l verschiedene Morphologien von *Hydrobia* (*Baqlivia*) *ambigua*.

## Literatur

- Abreu, V.S. & Haddad, G.A., 1998: Glacioeustatic fluctuations: the mechanism linking stable isotope events and sequence stratigraphy from the Early Oligocene to Middle Miocene. In: Graciansky C.-P., Hardenbol, J., Jacquin, T. & Vail, P.R. (Eds.): *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*. SEPM, Special Publications 60, 245-260, Tulsa.
- Adámek, J., Brzobohatý, R., Pálensky, P. & Sikula, J., 2003: The Karpatian in the Carpathian Foredeep (Moravia). - In: Brzobohatý, R., Cicha, I., Kováč, M. & Rögl, F. (Eds.): *The Karpatian - an Early Miocene Stage of the Central Paratethys*, 75-87, Brno (Masaryk University).
- Allen, Ph.A., Mange-Rajetzky, M., Matter, A. & Homewood, P., 1985: Dynamic palaeogeography of the open Burdigalian seaway, Swiss Molasse basin. - *Eclogae geologicae Helveticae* 78: 351-381, Basel.
- Bachmann, A., 1973: Die Silicoflagellaten aus dem Stratotypus des Ottnangien. - In: Papp, A., Rögl, F. & Seneš, J. (Eds.): *M2 Ottnangien. Die Innviertler, Salgótarján, Bántapusztaer Schichtengruppe und die Rzehakia Formation*. - Chronostratigraphie und Neostatotypen, Miozän der Zentralen Paratethys 3: 275-295, Bratislava (VEDA).
- Baldi, T., 1973: Mollusc Fauna of Hungarian Upper Oligocene (Egerian). - Akad. Kiado, Budapest, 1-511, Budapest.
- Baldi, T., 1975: Holostratotypus: Eger, Wind's brick yard. Hungary (Boundary Stratotype: Kiscellian/Egerian; O/OM<sub>a-c</sub>). - In: Baldi, T. & Seneš, J., Eds.: *OM, Egerien. Die Egerer, Pouzdraner, Puchkirchener Schichtgruppe und die Bretkaer Formation*. - Chronostratigraphie und Neostatotypen, Miozän der Zentralen Paratethys 5: 97-112, Bratislava.
- Baldi, T., 1986: Mid-Tertiary Stratigraphy and Paleogeographic Evolution of Hungary. - Akad. Kiado, Budapest, 1-201, Budapest.
- Baldi, T., 1998: Paleogene and early Miocene in Hungary. - In: Cicha, I., Rögl, F., Rupp, C., Ctyroka, J. (Eds.): *Oligocene-Miocene foraminifera of the Central Paratethys*. - Abhandlungen der Senckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft 549: 50-53, Frankfurt am Main.
- Baldi, T., Seneš, J., 1975. OM, Egerien. Die Egerer, Pouzdraner, Puchkirchener Schichtgruppe und die Bretkaer Formation. - Chronostratigraphie und Neostatotypen, Miozän der Zentralen Paratethys 5: 1- 577, Bratislava.
- Barthelt, D., 1989: Faziesanalyse und Untersuchungen der Sedimentationsmechanismen in der Unteren Brackwasser-Molasse Oberbayerns. - *Münchener Geowissenschaftliche Abhandlungen* 17: 1-118, München.
- Berger, J.-P., 1996: Cartes paléogéographiques-palinspastiques du bassin molassique suisse (Oligocène inférieur - Miocène moyen). - *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen* 202: 1-44, Stuttgart.
- Bisticic, A. & Jenko, K., 1985: Area No. 224 b1: Transtethyan Trench "Corridor", YU. - In: Steininger, F.F., Senes, J., Kleemann, K. & Rögl, F. (Eds.): *Neogene of the Mediterranean Tethys and Paratethys. Stratigraphic correlation tables and sediment distribution maps 1: 72-73*, Vienna (University of Vienna).
- Chira, C., 2000: Nannoplancton calcaros si molluste Miocene din Transylvania, Romanian. - 183 p., Cluj-Napoca (Editura Carpatica).
- Cicha, I., Seneš, J. & Tejkal, J., 1967: M3 (Karpatrien). Die Karpatische Serie und ihr Stratotypus. Chronostratigraphie und Neostatotypen, Miozän der Zentralen Paratethys 1: 1-312, Bratislava (VEDA).
- Cicha, I., Rögl, F. & Ctyroká, J., 2003: Central Paratethys Karpatian Foraminifera. - In: Brzobohatý, R. Cicha, I., Kováč, M. & Rögl, F. (Eds.): *The Karpatian - an Early Miocene Stage of the Central Paratethys*, 169-188, Brno (Masaryk University).
- Decker, K. & Peresson, H., 1996: Tertiary kinematics in the Alpine-Carpathian-Pannonian System: links between thrusting, transform faulting and crustal extension. - In: WESSELY, G., & LIEBL, W. (Eds.): *Oil and Gas in Alpidic Thrustbelts and Basins of Central and Eastern Europe*. - EAPG Spec. Pub. 5: London.
- Dullo, W.-C., 1983: Diagenesis of fossils of the Miocene Leitha Limestone of the Paratethys, Austria: An example for faunal modifications due to changing diagenetic environments. - *Facies* 8: 1-112, Erlangen.
- Dumitrica, P., Gheta, N. & Popescu, G., 1975: New data on the biostratigraphy and correlation of the Middle Miocene in the Carpathian area. - *Dari Seama ale Sedintelor* 61/4: 65-84, Bukarest.
- Erhart, C. & Piller, W.E., 2004: Fazies und Geometrie des Leithakalk-Steinbruches Retznei/Rosenberg bei Ehrenhausen (Stmk.). - *Berichte des Institutes für Erdwissenschaften, Karl-Franzens Universität Graz* 9: 116, Graz.
- Faupl, P. & Roetzel, R., 1990: Die Phosphoritsande und Fossilreichen Grobsande: Gezeitenbeeinflusste Ablagerungen der Innviertler Gruppe (Ottnangien) in der oberösterreichischen Molassezone. - *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt* 133/2: 157-180, Wien.
- Foresi, L.M., Bonomo, S., Caruso, A., Di Stefano, A., Di Stefano, E., Salvatorini, G. & Sprovieri, R., 2002: Calcareous Plankton High Resolution Biostratigraphy (Foraminifera and Nannofossils) of the Uppermost Langhian-Lower Serravallian Ras Il-Pellegrin Section (Malta). - *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* 108: 195-210, Milano.
- Fornaciari, E. & Rio, D., 1996: Latest Oligocene to early Middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region. - *Micropaleontology* 42: 1-36, New York.
- Fornaciari, E., Di Stefano, A., Rio, D. & Negri, A., 1996: Middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region. - *Micropaleontology* 42: 37-63, New York.
- Friebe, J.G., 1988: Paläogeographische Überlegungen zu den Lithakalkkarealen (Badenien) der mittelsteirischen Schwelle (Steiermark). - *Geologisch Paläontologische Mitteilungen Innsbruck*, 15: 41-57, Innsbruck.

- Friebe, J.G. 1991: Carbonate sedimentation within a siliciclastic environment: the Leithakalk of the Weißenegg Formation (Middle Miocene, Styrian Basin, Austria). - *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, 1: 1671-1687, Stuttgart.
- Friebe, J.G., 1993: Sequence Stratigraphy in a Mixed Carbonate-Siliciclastic Depositional System (Middle Miocene; Styrian Basin, Austria). - *Geologische Rundschau* 82: 281-294, Berlin-Heidelberg.
- Gradstein, F.M. & Ogg, J.G., 2004. Geologic time scale 2004 - why, how, and where next! - *Lethaia* 37: 175-181, Oslo.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Smith, A.G., Bleeker, W. & Lourens, L.J., 2004: A new geologic time scale with special reference to Precambrian and Neogene. - *Episodes* 27: 83-100, Beijing.
- 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*. - Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publications 42: 71-108, Tulsa.
- Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M.B., Jacquin, T., Graciansky, P.-C. & Vail, P.R., 1998: Mesozoic and Cenozoic Sequence Chronostratigraphic Framework of European Basins. - In: Graciansky C.-P., Hardenbol, J., Jacquin, T. & Vail, P.R. (Eds.): *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*. SEPM, Special Publications 60: 3-13, Tulsa.
- Harzhauser, M., 2003: The marine Gastropods, Scaphopods and Cephalopods of the Karpatian in the Central Paratethys. - In: Brzobohatý, R. Cicha, I., Kováč, M. & Rögl, F. (Eds.): *The Karpatian - an Early Miocene Stage of the Central Paratethys, 193-202*, Brno (Masaryk University).
- Harzhauser, M. & Kowalke T., 2002: Sarmatian (Late Middle Miocene) Gastropod Assemblages of the Central Paratethys. - *Facies* 46: 57-82, Erlangen.
- Harzhauser, M. & Piller, W.E., 2004a: The Early Sarmatian - hidden seesaw changes. - *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 246: 89-112, Frankfurt am Main.
- Harzhauser, M. & Piller, W.E., 2004b: Integrated Stratigraphy of the Sarmatian (Upper Middle Miocene) in the western Central Paratethys. - *Stratigraphy*, 1: 65-86, New York.
- Harzhauser, M. & Tempfer, P., 2004: Late Pannonian Wetland Ecology of the Vienna Basin based on Molluscs and Lower Vertebrate Assemblages (Late Miocene, MN 9, Austria). - *Courier der Senckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft, Frankfurt/Main* 246: 55-68, Frankfurt am Main.
- Harzhauser, M., Kowalke, T. & Mandic, O., 2002: Late Miocene (Pannonian) Gastropods of Lake Pannon with Special Emphasis on Early Ontogenetic Development. - *Annalen des Naturhistorischen Museums Wien*, 103A: 75-141, Wien.
- Harzhauser, M., Piller W.E. & Steininger, F.F., 2002: Circum-Mediterranean Oligo-Miocene biogeographic evolution - the gastropods' point of view. - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 183, 103-133, Amsterdam.
- Harzhauser, M., Mandic, O. & Zuschin, M., 2003: Changes in Paratethyan marine molluscs at the Early/Middle Miocene transition - diversity, paleogeography and paleoclimate. - *Acta Geologica Polonica* 53: 323-339, Warszawa.
- Harzhauser, M., Kovar-Eder, J., Nehyba, S., Ströbitzer-Hermann, M., Schwarz, J., Wójcicki, J. & Zorn, I., 2003: An Early Pannonian (Late Miocene) Transgression in the Northern Vienna Basin - The Paleocological Feedback. - *Geologica Carpathica*, 54: 41-52, Bratislava.
- Harzhauser, M., Daxner-Höck, G. & Piller, W.E., 2004: An integrated stratigraphy of the Pannonian (Late Miocene) in the Vienna Basin. - *Austrian Journal of Earth Sciences* 95/96: 6-19, Wien.
- Hudáckova, N., Holcová, Zlinská, A., Kováč, M. & Nagymarosy, A., 2000: Paleocology and eustasy: Miocene 3rd order cycles of relative sea-level changes in the Western Carpathian - North Pannonian basins. - *Slovak Geological Magazine*, 6: 95-100, Bratislava.
- Insalaco, E., 1998: The descriptive nomenclature and classification of growth fabrics in fossil scleractinian reefs. - *Sedimentary Geology*, 118: 159-186, Tulsa.
- Kaiser, D., Rasser, M.W., Nebelsick, J.H. & Piller, W.E., 2001: Late Oligocene algal limestones on a mixed carbonate-siliciclastic ramp at the southern margin of the Bohemian Massif (Upper Austria). - In: Piller, W.E. & Rasser, M.W. (Eds.): *The Paleogene of Austria*. - Österreichische Akademie der Wissenschaften, Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommissionen 14: 197-224, Wien.
- Kasprzyk, G., 1999: Sedimentary evolution of the Badenian (Middle Miocene) gypsum deposits in the northern Carpathian Foredeep. - *Geological Quarterly* 43: 449-654, Warszawa.
- Kojumdžieva, E.I., Paramonova, N.P., Belokryš, L.S. & Muskhelishvili, L.V., 1989 : Ecostratigraphic subdivision of the Sarmatian after molluscs. - *Geologica Carpathica*, 40: 81-84, Bratislava.
- Kókay, J., 1973: Faziostratotypen der Bántapusztaer Schichtengruppe. - In: Papp, A., Rögl, F. & Seneš, J. (Eds.): *M2 Ottományien. Die Innviertler, Salgótarjánier, Bántapusztaer Schichtengruppe und die Rzehakia Formation*. - Chronostratigraphie und Neostratotypen, Miozän der Zentralen Paratethys 3: 227-243, Bratislava (VEDA).
- Kolesnikov, V. P., 1935: Sarmatische Mollusken. - *Paläontologie der USSR*, 10/2: 1-416 (Russisch mit deutschen Beschreibungen), Leningrad.
- Kováč, M., Andreyeva-Grigorovich, A.S., Brzobohatý, R., Fodor, L., Harzhauser, M., Oszczypko, N., Pavelic, D., Rögl, F., Saftic, B., Sliva, B. & Stráňik, Z., 2003: Karpatian Paleogeography, Tectonics and Eustatic Changes. - In: Brzobohatý, R. Cicha, I., Kováč, M. & Rögl, F. (Eds.): *The Karpatian - an Early Miocene Stage of the Central Paratethys*. 49-72, Brno (Masaryk University).
- Kováč, M., Barath, I., Harzhauser, M., Hlavaty, I. & Hudáckova, N., 2004: Miocene depositional systems and sequence stratigraphy of the Vienna Basin. - *Courier Forschungsinstitut Senckenberg* 246: 187-212, Frankfurt am Main.

- Kreutzer, N., 1986: Die Ablagerungssequenzen der miozänen Badener Serie im Feld Matzen und im zentralen Wiener Becken. - *Erdöl-Erdgas-Kohle* 102: 492-503, Hamburg - Wien.
- Kreutzer, N., 1990: Sediments of the Miocene (Mainly Badenian) in the Matzen area in Austria and in the southern part of the Vienna Basin in Czechoslovakia. - In: Minariková, D. and Lobitzer, H. (eds.): Thirty years of geological cooperation between Austria and Czechoslovakia. - 112-124, Wien, Prague.
- Kroh, A. & Harzhauser, M., 1999: An Echinoderm Fauna from the Lower Miocene of Austria: Paleoecology and Implications for Central Paratethys Paleobiogeography. - *Annalen des Naturhistorischen Museums in Wien* 101: 145-191, Wien.
- Kroh, A., Harzhauser, M., Piller, W.E. & Rögl, F., 2003: The Lower Badenian (Middle Miocene) Hartl Formation (Eisenstadt-Sopron Basin, Austria). - In: Piller, W.E. (Ed.): *Stratigraphia Austriaca*. - Österreichische Akademie der Wissenschaften, Schriftenreihe Erdwissenschaftliche Kommissionen 16, 87-109, Wien.
- Laskarev, V.N., 1924: Sur les équivalents du Sarmatien supérieur en Serbie. - *Zbornik Cvijic*, 73-85.
- Latal, C., Piller, W.E. & Harzhauser, M., 2004: Palaeoenvironmental Reconstruction by stable isotopes of Middle Miocene Gastropods of the Central Paratethys. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 211: 157-169, Amsterdam.
- Latal, C. & Piller, W.E., 2003: Stable Isotope Signatures at the Karpatian/Badenian Boundary in the Styrian Basin. - In: Brzobohatý, R. Cicha, I., Kováč, M. & Rögl, F. (Eds.): *The Karpatian - an Early Miocene Stage of the Central Paratethys*, 37-48, Brno (Masaryk University).
- Lourens, L., Hilgen, F., Shackleton, N.J., Laskar, J. & Wilson, D., 2004. The Neogene Period. In: Gradstein, F., Ogg, J., Smith, A. (Eds.): *Geologic Time Scale 2004*. Cambridge University Press.
- Magyar, I., Geary, D.H. & Müller, P., 1999. Paleogeographic evolution of the Late Miocene Lake Pannon in Central Europe. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 147: 151-167, Amsterdam.
- Mandic, O. & Steininger, F.F., 2003: Computer-based mollusc stratigraphy - a case study from the Eggenburgian (Early Miocene) type region (NE Austria). - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 197: 263-291, Amsterdam.
- Mandic, O., Harzhauser, M., Spezzaferri, S. & Zuschin, M., 2002: The paleoenvironment of an early Middle Miocene Paratethys sequence in NE Austria with special emphasis on paleoecology of mollusks and foraminifera. - *Geobios Mémoire spécial*. 35: 193-206, Lyon.
- Martel, A.T., Allen, Ph.A. & Slingerland, R., 1994: Use of tidal-circulation modelling in paleogeographical studies: An example from the Tertiary of the Alpine perimeter. - *Geology* 22: 925-928, Boulder.
- Marton, E., Drobne, K., Cosovic, V. & Moro, A., 2003: Palaeomagnetic evidence for Tertiary counterclockwise rotation of Adria. - *Tectonophysics* 377: 143-156.
- Müller, P., Geary, D.H. & Magyar, I., 1999. The endemic molluscs of the Late Miocene Lake Pannon: their origin, evolution, and family-level taxonomy. - *Lethaia* 32: 47-60, Oslo.
- Nebelsick, J.H., 1989: Temperate Water Carbonate Facies of the Early Miocene Paratethys (Zogelsdorf Formation, Lower Austria). - *Facies* 21: 11-40, Erlangen.
- Papp, A., 1951: Das Pannon des Wiener Beckens. - *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien*, 39-41 (1946-1948): 99-193, Wien.
- Papp, A., 1953: Die Molluskenfauna des Pannon im Wiener Becken. - *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien*, 44 (1951): 85-222, Wien.
- Papp, A., 1954: Die Molluskenfauna im Sarmat des Wiener Beckens: *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien*, v. 45 (1952): 1-112, Wien.
- Papp, A., 1956: Fazies und Gliederung des Sarmats im Wiener Becken. - *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien*, 47 (1954): 1-97, Wien.
- Papp, A., 1974. Die Molluskenfauna der Sarmatischen Schichtengruppe. In: Papp, A. Marinescu, F. & Senes, J. (Eds.): *M5. Sarmatien*. - *Chronostratigraphie und Neostatotypen* 4: 318-427, Bratislava (VEDA).
- Papp, A., 1985: Gastropoda (Neritidae, Viviparidae, Valvatidae, Hydrobiidae, Stenothyridae, Truncatellidae, Bulimidae, Micromelaniidae, Thiariidae) und Bivalvia (Dreissenidae, Limnocardiidae, Unionidae) des Pannonien. In: Papp, A., Jámbo, A. & Steininger, F. (Eds.): *M6 Pannonien (Slavonien und Serbien)*. - *Chronostratigraphie und Neostatotypen, Miozän der Zentralen Paratethys* 7: 276-339, Bratislava (VEDA).
- Papp, A., 1985: *Holostratotypus: Vösendorf, Wiener Becken (Österreich)*. In: Papp, A., Jámbo, Á. & Steininger, F.F. (Eds.): *M6 Pannonien (Slavonien und Serbien)*. - *Chronostratigraphie und Neostatotypen, Miozän der Zentralen Paratethys* 7: 187-198, Bratislava (VEDA).
- Papp, A. & Steininger, F., 1974: *Holostratotypus Nexing N.Ö.* In: Papp, A. Marinescu, F. & Senes, J., 1974: *M5. Sarmatien*. - *Chronostratigraphie und Neostatotypen*, 4: 162-166, Bratislava (VEDA).
- Papp, A. & Steininger, F., 1978: *Holostratotypus: Baden-Sooss*. - In: Papp, A., Cicha, I., Seneš, J. & Steininger, F. (Eds.): *M4 Badenian (Moravien, Wielicien, Kosovien)*. - *Chronostratigraphie und Neostatotypen, Miozän der Zentralen Paratethys* 6: 138-145, Bratislava (VEDA).
- Papp, A., Rögl, F. & Seneš, J., 1973: *M2 Ottngangen. Die Innviertler, Salgótarján, Bántapusztaer Schichtengruppe und die Rzehakia Formation*. - *Chronostratigraphie und Neostatotypen, Miozän der Zentralen Paratethys* 3: 1-841, Bratislava (VEDA).
- Papp, A. Marinescu, F. & Seneš, J., 1974: *M5. Sarmatien*. - *Chronostratigraphie und Neostatotypen, Miozän der Zentralen Paratethys*, 4: 1-707, Bratislava (VEDA).
- Papp, A., Cicha, I., Senes, J. & Steininger, F., 1978: *M4 Badenien (Moravien, Wielicien, Kosovien)*. - *Chronostratigraphie und Neostatotypen, Miozän der Zentralen Paratethys* 6: 1-594, Bratislava (VEDA).
- Papp, A., Jámbo, Á. & Steininger, F.F., 1985: *M6 Pannonien (Slavonien und Serbien)*. - *Chronostratigraphie und Neostatotypen, Miozän der Zentralen Paratethys* 7: 1-636, Budapest (Akadémiai Kiadó).

- Piller, W.E., 1993: The Neogene in Austria. -In: Höfling, R., Moussavian, E. & Piller, W.E. (Eds.): Facial development of algae-bearing carbonate sequences in the Eastern Alps. Field Trip Guidebook. - A5, 1-10, München.
- Piller, W.E. & Kleemann, K., 1991: Middle Miocene Reefs and related facies in eastern Austria. 1) Vienna Basin. - VI International Symposium on Fossil Cnidaria including Archaeocyatha and Porifera, Excursion Guidebook, Excursion B4: 1-28, Münster.
- Piller, W.E. & Vavra, N., 1991: Das Tertiär im Wiener und Eisenstädter Becken: In: Roetzel, R. & Nagel, D. (Eds.): Exkursionen im Tertiär Österreichs, Molassezone - Waschbergzone - Korneuburger Becken - Wiener Becken - Eisenstädter Becken: Österreichische Paläontologische Gesellschaft, 161-216, Wien.
- Pisera, A., 1996: Miocene reefs of the Paratethys: a review. In: Franseen, E. K., Esteban, M., Ward, W. C. & Rouchy, J.-M. (Eds.): Models for Carbonate Stratigraphy from Miocene reef complexes of Mediterranean regions. - SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology, 5: 97-104, Tulsa.
- Popov, S.V., Rögl, F., Rozanov, A.Y., Steininger, F.F., Shcherba, I.G., Kováč, M., 2004: Lithological-Paleogeographic maps of Paratethys. 10 Maps Late Eocene to Pliocene. - Courier Forschungsinstitut Senckenberg: 250, 1-46, Frankfurt am Main.
- Reichenbacher, B., 2000: Das brackisch-lakustrische Oligozän und Unter-Miozän im Mainzer Becken und Hanauer Becken: Fischfaunen, Paläoökologie, Biostratigraphie, Paläogeographie. - Courier Forschungsinstitut Senckenberg 222: 1-143, Frankfurt am Main.
- Riegl, B. & Piller, W.E., 2000: Biostromal Coral Facies - A Miocene Example from the Leitha Limestone (Austria) and its Actualistic Interpretation. - Palaios, 15: 399-413, Lawrence.
- Riegl, B. & Piller, W.E., 2002: Reefs and coral carpets in the Miocene Paratethys (Badenian, Leitha Limestone, Austria). - Proceedings 9<sup>th</sup> International Coral Reef Symposium, Bali 1: 211-216.
- Rögl, F., 1998: Palaeogeographic considerations for Mediterranean and Paratethys Seaways (Oligocene to Miocene). - Annalen des Naturhistorischen Museums in Wien: 99, 279-310, Wien.
- Rögl, F., 1999: Mediterranean and Paratethys. Facts and Hypotheses of an Oligocene to Miocene Paleogeography (Short Overview). - Geologica Carpathica, 50. 339-349, Bratislava.
- Rögl, F., Schultz, O. & Hölzl, O., 1973: Holostratotypus und Faziostratotypen der Innviertler Schichtengruppe. - In: Papp, A., Rögl, F. & Senes, J. (Eds.): M2 Ottnangien. Die Innviertler, Salgótarján, Bántapusztaer Schichtengruppe und die Rzehakia Formation. - Chronostratigraphie und Neostratotypen, Miozän der Zentralen Paratethys, 3: 140-196, Bratislava.
- Rögl, F., 1996. Stratigraphic correlation of the Paratethys Oligocene and Miocene. - Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie und Bergbaustudenten in Österreich, 41: 65-73, Wien.
- Rögl F., Spezzaferri S. & Coric S., 2002: Micropaleontology and biostratigraphy of the Karpatian-Badenian transition (Early-Middle Miocene boundary) in Austria (Central Paratethys). Courier Forschungsinstitut Senckenberg 237: 47-67, Frankfurt am Main.
- Rögl F., Brzobohatý, R., Cicha I., Čorič, S., Daxner-Höck G., Dolakova, N. & Harzhauser, M., 2003: Paleobiological characterization and definition of the Karpatian stage. - In: Brzobohatý, R. Cicha, I., Kováč, M. & Rögl, F. (Eds.): The Karpatian - a Lower Miocene Stage of the Central Paratethys, 357-360, Brno (Masaryk University).
- Schmid, H.-P., Harzhauser, M. & Kroh, A., 2001: Hypoxic Events in a Middle Miocene Carbonate Platform of the Central Paratethys (Austria, Badenian, 14 Ma). - Annalen des Naturhistorischen Museums in Wien, 102: 1-50, Wien.
- Senes, J., 1974: Die Herkunft der endemischen Fauna des Sarmats. In: Papp, A., Marinescu, F., Senes, J., Eds. M5. Sarmatien. - Chronostratigraphie und Neostratotypen, Miozän der Zentralen Paratethys 4: 139-140, Bratislava (VEDA).
- Shevenell, A.E., Kennett, J.P. & Lea, D.W., 2004: Middle Miocene Southern Ocean Cooling and Antarctic Cryosphere Expansion. - Science, 305, 1766-1770.
- Sprovieri, R., 1992: Mediterranean Pliocene biochronology: a high resolution record based on quantitative planktonic foraminifera distribution. - Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia 98: 61-100, Milano.
- Sprovieri, R., Bonomo, S., Caruso, A., Di Stefano, A., Di Stefano, E., Foresi, L.M., Iaccarino, S., Lirer, F., Mazzei, R. & Salvatorini, G., 2002: An Integrated calcareous plankton biostratigraphic scheme and biochronology of the Mediterranean Middle Miocene. - Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia 108, 337-353, Milano.
- Steininger, F., 1971: Holostratotypus und Faziostratotypen der Eggenburger Schichtengruppe im Raum von Eggenburg in Niederösterreich (Österreich). - In: Steininger, F. & Senes J. (Eds.): M1 Eggenburgien. Die Eggenburger Schichtengruppe und ihr Stratotypus. - Chronostratigraphie und Neostratotypen, Miozän der Zentralen Paratethys 2: 104-167, Bratislava (VEDA).
- Steininger, F., 1973: Die Molluskenfaunen des Ottnangien. - In: Papp, A., Rögl, F. & Senes, J. (Eds.): M2 Ottnangien. Die Innviertler, Salgótarján, Bántapusztaer Schichtengruppe und die Rzehakia Formation. - Chronostratigraphie und Neostratotypen, Miozän der zentralen Paratethys 3: 380-615, Bratislava (VEDA).
- Steininger, F., 1999: Chronostratigraphy, Geochronology and Biochronology of the "European Land Mammal Mega-Zones" (ELMMZ) and the Miocene "Mammal-Zones" (MN-Zones). In: Rössner, G.E. and Heissig, K. (Eds.): The Miocene Land Mammals of Europe., München, 9-24, Dr. Friedrich Pfeil.
- Steininger, F. & Senes, J., 1971: M1 - Eggenburgien. Die Eggenburger Schichtengruppe und ihr Stratotypus. - Chronostratigraphie. und Neostratotypen, 2: 1-827, Bratislava (VEDA).
- Steininger, F. & Papp, A., 1978: Faziostratotypus: Gross Höflein NNW, Steinbruch „FENK“, Burgenland, Österreich. - In: Papp, A., Cicha, I., Senes, J. & Steininger, F. (Eds.): M4 Badenian (Moravien, Wielicien,

- Kosovien). Chronostratigraphy und Neostatotypen, Miozän der Zentralen Paratethys 6: 194-199, Bratislava (VEDA).
- Steininger, F.F. & Wessely, G., 2000: From the Tethyan Ocean to the Paratethys Sea: Oligocene to Neogene Stratigraphy, Paleogeography and Paleobiogeography of the circum-Mediterranean region and the Oligocene to Neogene Basin evolution in Austria. - *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft* 92: 95-116, Wien.
- Steininger, F., Ctyroky, P., Ondrejickova, A., Seneš, J., 1971: Die Mollusken der Eggenburger Schichtengruppe. - In: Steininger, F., Seneš, J., Eds.: M1 Eggenburgien. Die Eggenburger Schichtengruppe und ihr Stratotypus. Chronostratigraphie und Neostatotypen 2: 356-591, Bratislava (VEDA).
- Steininger, F., Rögl, F. & Müller, C., 1978: Geodynamik und paläogeographische Entwicklung des Badenien. - In: Papp, A., Cicha, I., Seneš, J. & Steininger, F. (Eds.): M4 Badenian (Moravien, Wielicien, Kosovien). Chronostratigraphie und Neostatotypen, Miozän der Zentralen Paratethys 6: 110-127, Bratislava (VEDA).
- Stevanovic, P., Nevesskaja, L. A., Marinescu, F., Sokac, A. & Jambor, A., 1990: Pl1 Pontien (sensu F. Le Play, N. P. Barbot de Marny, N. I. Andrussov). - Chronostratigraphie und Neostatotypen, Neogen der Westlichen ("Zentralen") Paratethys, 8: Jugosl. Akad. Wiss. Künste, Zagreb.
- Studencka, B., Gontsharova, I. A. & Popov, S. V., 1998: The bivalve faunas as a basis for reconstruction of the Middle Miocene history of the Paratethys. - *Acta Geol. Polonica*. 48 (3): 285-342, Warszawa.
- Suess, E., 1866: Untersuchungen über den Charakter der österreichischen Tertiärlagerungen, II. Über die Bedeutung der sogenannten „brackischen Stufe“ oder der „Cerithienschichten“. - *Sitzungsberichte der k. Akademie der Wissenschaften*, 1. Abth., 54: 1-40, Wien.
- Sztańó, O., 1995: Palaeogeographic significance of tidal deposits: an example from an early Miocene Paratethys embayment, Northern Hungary. - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 113: 173-187, Amsterdam.
- Tollmann, A., 1985: Geologie von Österreich. Band II. Außerzentralalpiner Anteil. - 710 S., 287 Abb., Wien (Deuticke).
- Vass, D., 2002. Lithostratigraphy of Western Carpathians: Neogene and Buda Paleogene. - *Štãny geologický ústav Dionýza Štúra*, 1-202, Bratislava.
- Vavra, N., 1979: Die Bryozoenfauna des österreichischen Tertiärs. - *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen* 157: 366-392, Stuttgart.
- Wagner, L.R., 1996: Stratigraphy and hydrocarbons in 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. - European Association of Geoscientists and Engineers, Special Publications 5: 217-235, London.
- Weissenböck, M., 1996: Lower to Middle Miocene sedimentation model of the central Vienna Basin. - In: Wessely, G. & Liebl, W. (Eds.): Oil and Gas in Alpidic Thrustbelts and Basins of the Central and Eastern Europe. - European Association of Geoscientists and Engineers, Special Publications 5: 355-363, London.
- Wessely, G., 1961: Geologie der Hainburger Berge. - *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 104: 273-349, Wien.
- Wessely, G., 2005: Die Geologie von Niederösterreich. Geologie der Österreichischen Bundesländer, Geologische Bundesanstalt Wien.