

Das Pannonium im Oststeirischen Becken

Martin GROSS

Institut für Geologie und Paläontologie, Karl-Franzens-Universität Graz
Heinrichstrasse 26, A-8010 Graz, Austria; e-mail: martin.gross@kfunigraz.ac.at

1. Einleitung

Das Steirische Becken (Abb. 1) ist Teil des Pannonischen Beckensystems (vgl. Abb. 6, 7). Seine bis zu 4000 m mächtige Beckenfüllung ist durch Trans- und Regressionen der Zentralen Paratethys und vulkanische Aktivitäten geprägt (Abb. 2, 4). Durch die Mittelsteirische Schwelle wird es in ein Weststeirisches und ein Oststeirisches Becken gegliedert. Die Abgrenzung des Oststeirischen Beckens zum Westpannonischen Raum übernimmt die NE-SW-streichende Südburgenländische Schwelle. Intern erfolgt durch die Auersbacher Schwelle eine weitere Differenzierung in das Gnaser und das Fürstenfelder Becken. Der Beckenrand ist durch Grundgebirgsvorsprünge in Buchten (z.B. Bucht von Weiz) gegliedert (KRÖLL et al. 1988).

Die Anlage des Beckens wird im Zusammenhang mit gegen E gerichteten Fluchtschollenbewegungen in den letzten Phasen der Kollision der Adriatischen mit der Europäischen Kontinentalplatte (Oberes Oligozän-Miozän) gesehen (NEUBAUER & GENSER 1990). Die für diese Bewegungen von Krustenteilen notwendigen Seitenverschiebungen bilden im Süden das dextrale Störungssystem der Periadriatischen Suture und der Balaton Linie. Der Verlauf der nördlichen, sinistralen Bewegungszone (Salzach und Ennstal Störung, Norische Linie) wird diskutiert (vgl. HEIL 1996).

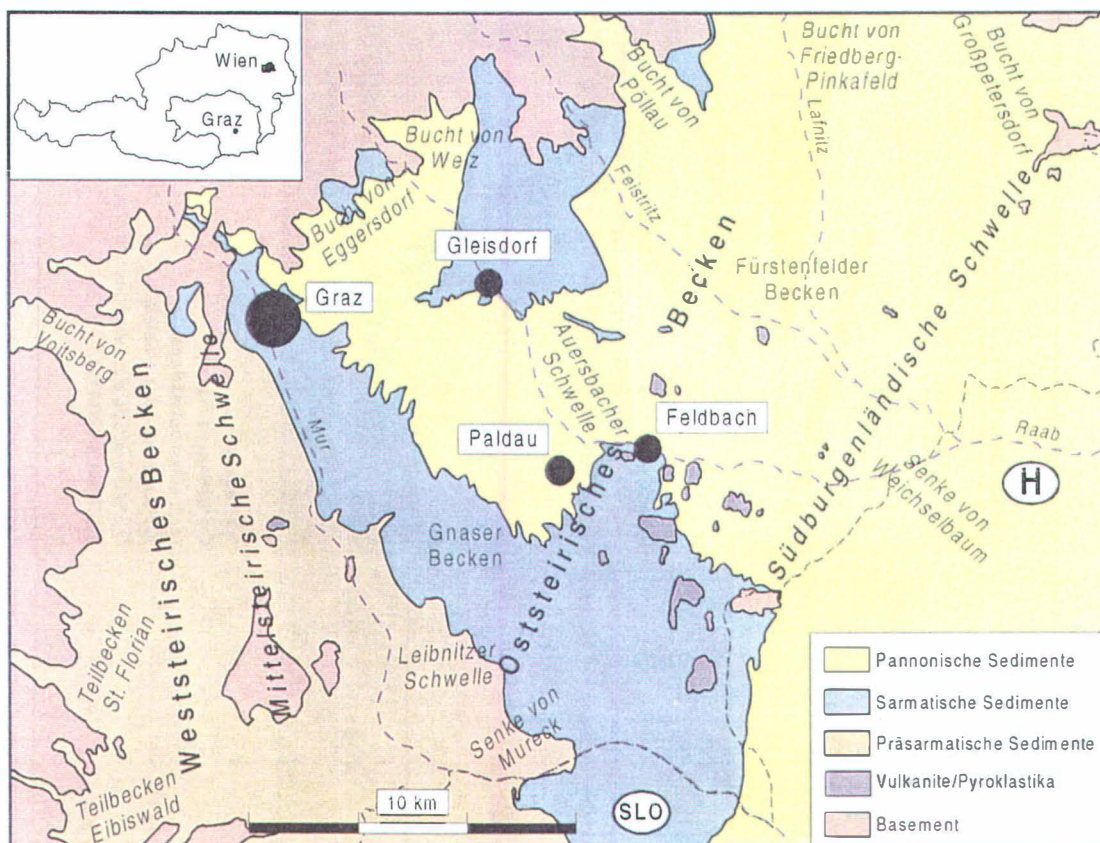


Abb. 1: Übersichtsskizze des Steirischen Beckens.

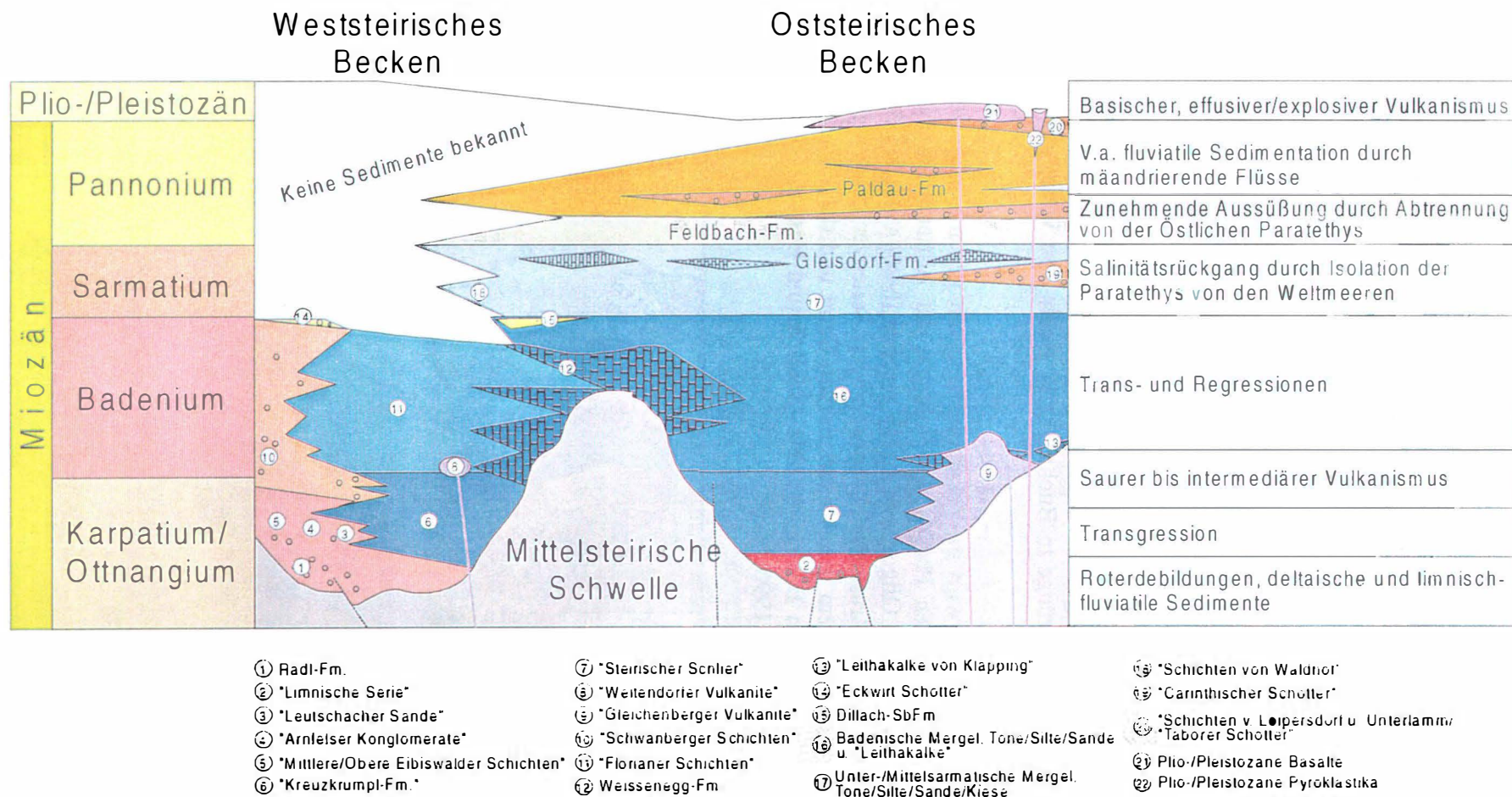


Abb. 2: Schematische Füllungsgeschichte des Steirischen Beckens (verändert nach HOLZER 1994).

Das Aufsplitten der Seitenverschiebungen bewirkt im Miozän die Anlage von „pull-apart“-Becken (Norische Senke). Gleichzeitig verursachen isostatische Bewegungen und damit verbundenes Abgleiten höherer Krustenanteile entlang flacher Abschiebungen das Auftauchen liegender Einheiten (Penninikum des Rechnitzer und Tauern Fensters). Diese +/- N-S verlaufenden Abschiebungen werden NEUBAUER & GENSER (1990) als Ursache für im Uhrzeigersinn um eine horizontale Achse rotierte Blöcke, die zwischen den gegensinnig orientierten Seitenverschiebungen vermitteln. Dies erklärt die Asymmetrie der entstehenden Becken (flacher W, tiefer E; vgl. NEUBAUER et. al. 1995; Abb. 3).

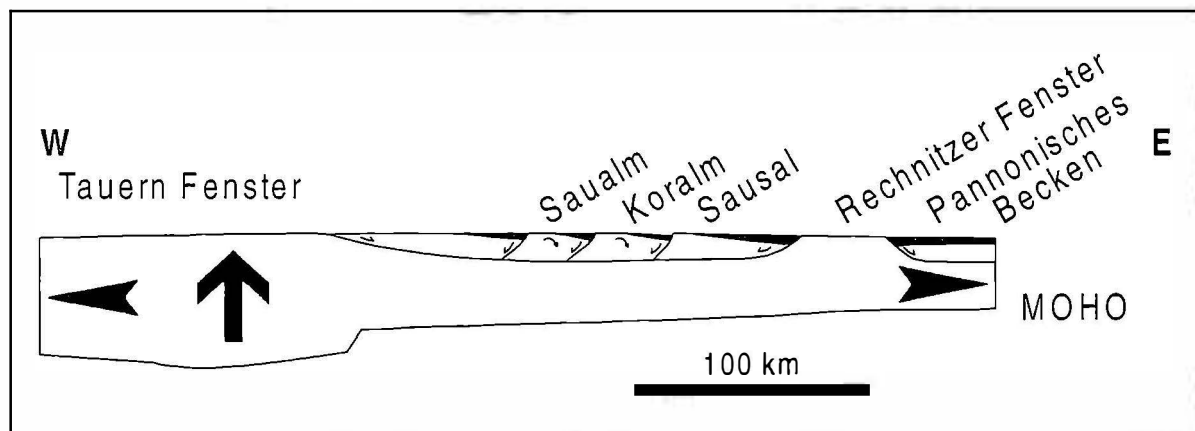


Abb. 3: Anlage des Steirischen Beckens durch Extensionstektonik (aus NEUBAUER & GENSER 1990).

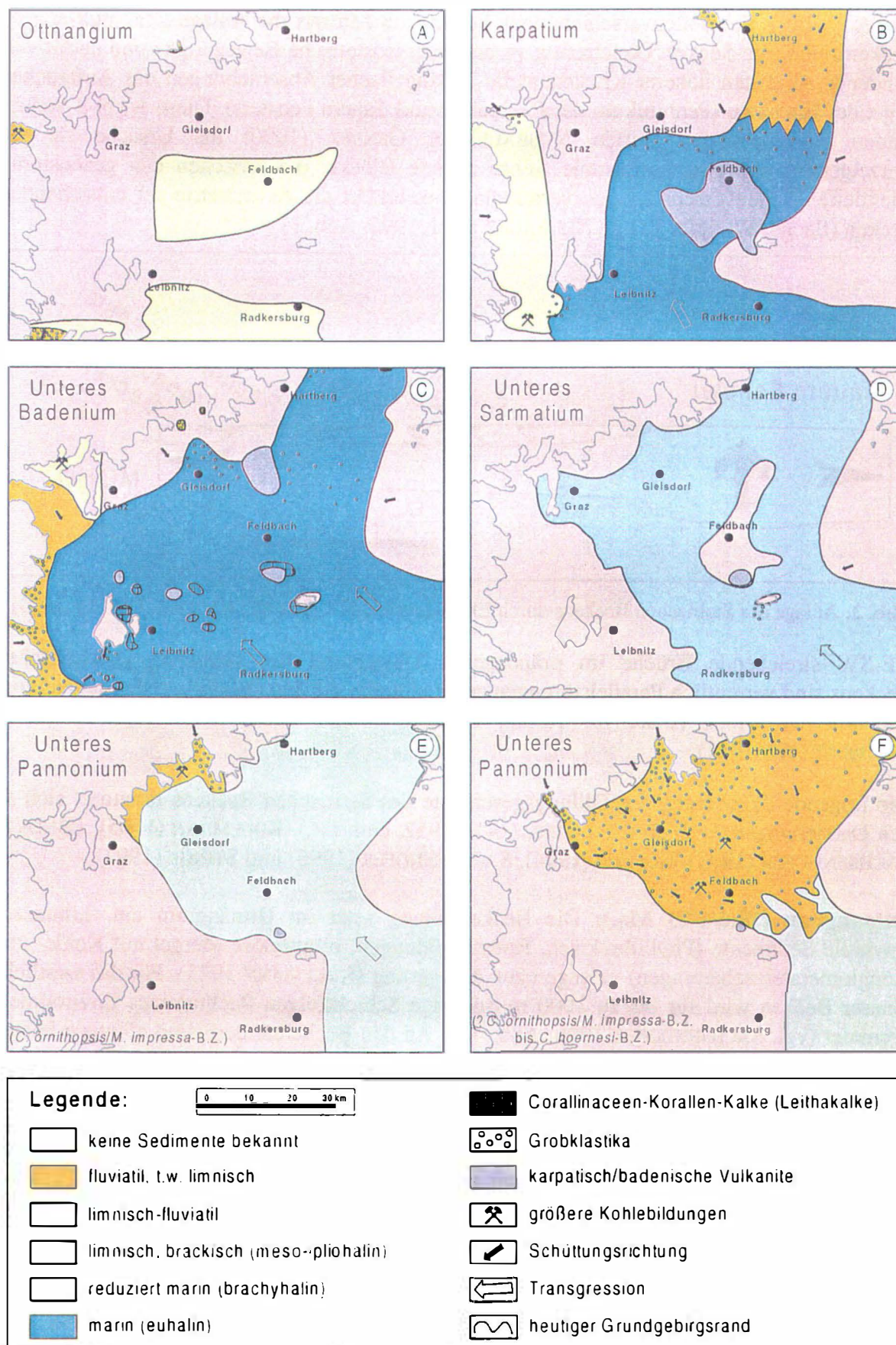
NE-SW streichende Brüche im präneogenen Untergrund des südlichen Oststeirischen Beckens sind vermutlich Parallelstörungen zur Raablinie, die den Ostalpinen Krustenteil vom Pannonischen Block (Bakonyia Terran; BREZSNYANSZKY 2000) trennt (vgl. EBNER & SACHSENHOFER 1991).

Die folgende Skizzierung der Füllungsgeschichte des Steirischen Beckens orientiert sich an den Darstellungen von WINKLER-HERMADEN (1957, cum Lit.), KOLLMANN (1965), EBNER & SACHSENHOFER (1991), HOLZER (1994), SACHSENHOFER (1996) und STINGL (1997).

Ottnangium (18,0-17,3 Ma.): Die Beckenfüllung setzt im Ottnangium ein. Limnisch-fluviatile Sedimente (Phyllitbrekzien, Roterdebildungen, bituminöse Mergel mit Kohle- und Konglomerateinschaltungen) gelangen zur Ablagerung (KOLLMANN 1965). Für das westliche Gnaser Becken wird für bis zu 1000 m mächtige Schichtfolgen flachmarines Environment vermutet (vgl. SACHSENHOFER 1996; Abb. 4A). An den Beckenrändern sind alluviale Fächer und Deltas (z.B. Radl-Formation), sowie kohleführende limnisch-fluviatile Ablagerungen (z.B. Köflach-Voitsberg-Formation; vgl. z.B. STEININGER et al. 1998) ausgebildet.

Karpatium (17,3-16,4 Ma.): Im Karpatium entwickeln sich, neben der bereits bestehenden Südburgenländischen Schwelle, Mittelsteirische und Leibnitzer Schwelle.

Rasche Subsidenz als Ausdruck einer Synrift-Phase und eine über die Senke von Mureck vorgreifende Transgression führen im Gnaser und Fürstenfelder Becken zur Sedimentation des „Steirischen Schliers“ (mehrere hundert m mächtige Ton-Siltsteine, Bildungstiefen von mehr als 100 m). Randmarine Sedimente, die als subaquatische Massenbewegungen interpretiert werden, sind im Übergang zum Weststeirischen Becken entwickelt („Arnfelder Konglomerate“, „Leutschacher Sande“). Im Teilbecken von Eibiswald entstehen in limnisch-fluviatilen Zyklen abbauwürdige Kohleflöze („Mittlere/Obere Eibiswalder Schichten“).



Gleichzeitig mit der fortschreitenden Modellierung des Beckens erfolgt der Ausbruch eines sauren bis intermediären Vulkanismus mit dem Zentrum im Gnaser Becken (Mitterlabil-Palldau-Gleichenberg-Perbersdorf-St. Nikolai). Hochliegende Magmenkammern bewirken eine bedeutende Erhöhung des Wärmefflusses in der Umgebung der Schildvulkane (Abb. 4B; EBNER & SACHSENHOFER 1991).

Gegen Ende des Karpatium nimmt die tektonische Aktivität zu und bewirkt Blockrotationen und Hebungen in der Umrahmung der Weststeirischen Beckens („Steirische Phase“; nach AUER 1996 im Unteren Badenium). Eine weitreichende Regression leitet Fächerbildungen und Erosion an den Beckenrändern ein.

Badenium (16,4-13,6 Ma.): An der Karpatium/Badenium-Grenze vermindert sich die vielfältige Gliederung der einzelnen Teilbecken. Trotz verringerter Subsidenz erreicht die Verbreitung des marinen Faziesbereiches am Ende des Unteren Badenium einen Höhepunkt. Die Grundgebirgshebung (randliche Blockschuttbildungen, „Schwanberger Schichten“) schreitet voran und der Vulkanismus erfährt eine Verlagerung gegen N (Ilz-Walkersdorf; Abb. 4C).

Im Oststeirischen Becken setzt sich die Tiefwasserentwicklung mit Turbiditen fort. Um Hochzonen (Mittelsteirische Schwelle, Schildvulkane) entstehen Corallinaceen-Korallen-Fleckenriffe („Leithakalke“; vgl. DULLO 1983, STEININGER & PAPP 1978), die mit den assoziierten flachmarinen, Siliziklastika als Weissenegg-Formation (FRIEBE 1990) zusammengefaßt werden. Diese Formation verzahnt über die Ottenberg-Subformation mit grobklastischen, deltaischen Ablagerungen (Kreuzberg-Formation, FRIEBE 1990). Lagunäre, fossilreiche Sedimente finden sich im Weststeirischen Becken („Florianer Schichten“).

An der Badenium/Sarmatium-Grenze macht sich eine stärkere Regression vor allem an den Beckenrändern bemerkbar („Eckwirtschotter“, Dillach-Subformation der Weissenegg-Fm.).

Sarmatium (13,6-11,5 Ma.; vgl. Kapitel 2-3): Das Untere Sarmatium setzt mit transgressiver Tendenz (Öffnung einer Verbindung zwischen Östlichem Mediterran und Östlicher Paratethys; Abb. 4D, 5) die badenische Flachmeerentwicklung fort. Die Salinität sinkt durch starke Süßwasserzufuhr und eingeschränkte marine Verbindungen. Die euhalinen Gruppen (z.B. Radiolarien, planktische Foraminiferen, Echiniden) werden von typischen, reduziert marinen Faunen des Sarmatium abgelöst. Charakteristisch sind Ooidkalke, die aus der gesamten Paratethys bekannt sind (RÖGL 1998).

Die sarmatischen Sedimente im zentralen Oststeirischen Becken sind relativ homogen entwickelt, doch stellen sich in Annäherung an die Vulkanmassive beträchtliche Mächtigkeitsschwankungen (Palldau: 742 m, Perlsdorf: 151? m) ein.

Nach einer Regressionsphase im Grenzbereich Mittleres/Oberes Sarmatium („Carinthischer Schotter“; vgl. WINKLER 1927 b) greift durch Verlagerung des Subsidenzzentrums nach N die sarmatische Schichtfolge nach N und W (z.B. Bucht von Weiz) - unter Bildung limnisch-fluviatiler bis brackischer Randfaziesbereiche (z.B. „Kohleführende Schichten von Weiz“) – vor (Abb. 8). Dies wird in Verbindung mit einer zweiten Rift-Phase mit beschleunigter Absenkung gesehen (SACHSENHOFER 1996).

FRIEBE (1994) faßt die obersarmatischen, siliziklastisch-karbonatischen, oft fossilreichen Sedimente (Ooidkalke, Silte, Silt/Sand-Wechselagerungen, kreuzgeschichtete Grobsande bis Feinkiese, vereinzelte Serpuliden-Bryozoen-Foraminiferen-Biostrome) als Gleisdorf-Formation zusammen und skizziert zyklische Faziesabfolgen (marin-lagunär-deltaisch-marin).

Im Raum Feldbach kommt es im höheren Oberen Sarmatium zur Ausbildung fluviatil-deltaischer Bereiche („Mühdorfer Schotter“; vgl. WINKLER 1921, WINKLER-HERMADEN 1951) mit geringmächtigen Braunkohlenflözen („Lignite von Feldbach“; vgl. STINY 1924; Abb. 8).

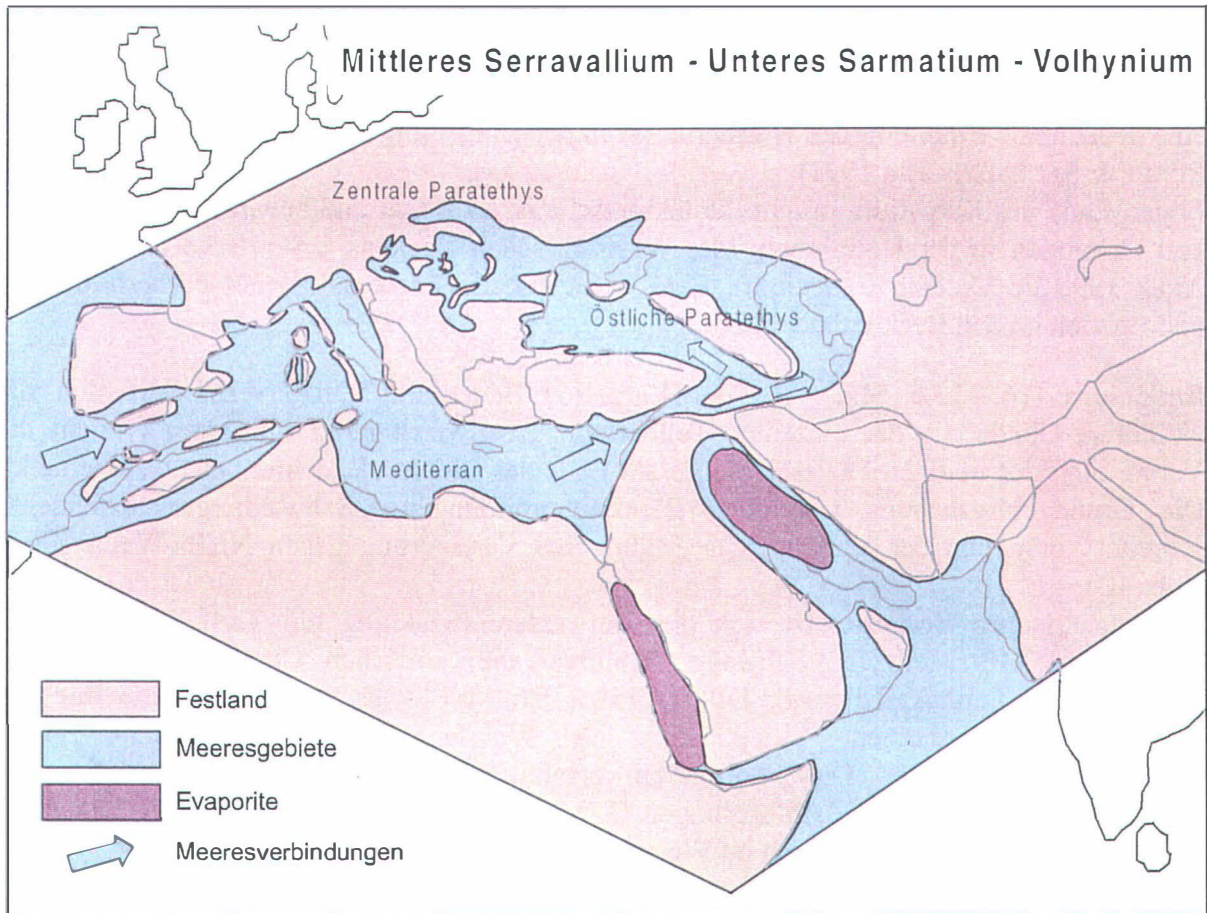


Abb. 5: Paläogeographische Karte des paratethyalen Raumes und der angrenzenden Gebiete im Unteren Sarmatium (nach RÖGL 1998).

Pannonium (11,5 -7,1 Ma.; vgl. Kapitel 2-4): Nach einer obersarmatischen bis unterpannonischen Regressionsphase (Abb. 4E) transgrediert die stark ausgesüßte Zentrale Paratethys (= Pannonischer See) in weite Teile des Oststeirischen Beckens. Ton/Silt, Mergel und Feinsande mit teilweise reicher Fossilführung (z.B. Congerien, Lymnocardien, Ostracoden) werden im brackischen Pannonischen Seegebiet abgelagert (Eisengraben-Subformation der Feldbach-Formation). Den Rückzug des brackisch-limnischen Environments und den Übergang zu fluviatiler Sedimentation zeigen die limnisch-deltaischen Silt/Ton-Sand-Wechselfolgen der Sielegg-Subformation (Hangendanteil der Feldbach-Formation) an. Lokal sind auch geringmächtige Kohleflöze entwickelt. An den Beckenrändern setzt sich die limnisch-fluviatile Sedimentation fort („Kohleführende Schichten von Weiz“; Abb. 8).

Mit abnehmender Subsidenz wird der größte Teil des Oststeirischen Beckens im höheren Unteren Pannonium in einen fluviatilen Sedimentationsraum einbezogen (Abb. 4F). Grundgebirgsnahe, intern gegliederte, alluviale Fächer („Pucher Schotter“) gehen gegen das offene Becken in verflochtene und mäandrierende Flüsse und schließlich in deltaisches Environment über. Eng mit den Aulandschaften der Mäandergürtel (Kapfenstein-, Kirchberg-, Karnerberg-Subformation der Paldau-Formation) sind im östlichen Oststeirischen Becken limnische (?deltaische) Sedimentationsräume durch Dammbroschsedimente und Nebenrinnen verzahnt (Mayerhanselberg-Subformation). Diese deuten den Übergang zu deltaischer Fazies gegen E/SE an. Innerhalb dieses überwiegend fluviatilen Sedimentpaketes (Paldau-Formation) kommt es zumindest im liegenden, östlichen Teil zu einer Ingression des Pannonischen Sees (Münzengraben-Bank). Ostracodenfaunen, aber auch Florenassoziationen, die sich deutlich von den Auwaldfloren der Mäandergürtel unterscheiden, liefern paläontologische Hinweise für diese faziellen Umgestaltungen (GROSS 1998 c, 2000).

Seespiegelschwankungen (klimatisch bedingt?, vgl. JUHASZ et al. 1997), Delta-/Mäander-verlagerungen und tektonische Vorgänge bewirken komplexe und rasche Faziesverzahnungen in diesem flachen Ablagerungsraum.

Mittel- („Schichten von Loipersdorf und Unterlamm“) und oberpannonische Sedimente („Taborer Schotter“, „Schotter des Mühlsteinbruches“) sind lithologisch und faziell ähnlich entwickelt. Ihre lithostratigraphische Bewertung (eigenständige Formation(-en) oder Eingliederung als Subformationen in die Paldau-Formation) ist zur Zeit noch unklar (vgl. Kapitel 3). Starke, postsarmatische Absenkungsbewegungen im Bereich der Kleinen Ungarischen Tiefebene (Raabgraben), in der pannonische und postpannonische Sedimente mehrere 1000 m Mächtigkeit erreichen können, erfassen nur randliche Teile des Oststeirischen Beckens (KOLLMANN 1965, SACHSENHOFER 1996).

Pliozän-Pleistozän-Holozän (5,3-0,0 Ma.; vgl. I. FRITZ, dieser Band): Die Hebung des Steirischen Beckens setzt im Pliozän ein, mächtige Sedimentpakete werden erodiert. Bildungen einer zweiten, plio-/pleistozänen, vulkanischen Phase (basaltische Lavaex- und intrusionen, Pyroklastika, Maarseesedimente; vgl. PÖSCHL 1991, FRITZ 1996 b) lagern einer diskordanten Einebnungsfläche auf und werden von Verwitterungsbildungen, Staublehmen und fluviatilen Feinkiesen bedeckt. Diese präglazialen Höhenfluren (vgl. WINKLER-HERMADEN 1957, FLÜGEL & NEUBAUER 1984) bilden die Basis der teilweise schon im Sarmatium angelegten und im Quartär (Terrassensedimente, Schwemmfächer, Rutschungen) vollzogenen „Landformung“ (vgl. EBNER & SACHSENHOFER 1991).

2. Chrono- und Biostratigraphie des Pannonium

Im Bereich der Paratethys (Abb. 5) wurden regionale chronostratigraphische Einheiten (z. B. Pannonium) etabliert, um den paläobiologischen und faziellen Eigenheiten der verschiedenen Sedimentationsräume Rechnung zu tragen (Tab. 1).

Der Stratotypus des nach der römischen Provinz Pannonia benannten Pannonium befindet sich im Wiener Becken (Vösendorf). Neben der regional unterschiedlichen geologischen Entwicklung erschwert die politische Aufteilung des Gebietes der Zentralen Paratethys auf nunmehr 10 Staaten (Abb. 6) und die lange geologische Erforschungsgeschichte eine stratigraphische Kommunikation (vgl. KAZMER 1990).

In der Stufen-Gliederung der Zentralen Paratethys (Raum zwischen Ostalpenrand im W und Karpatenbogen im E; Abb. 5) umfaßt die Stufe des Pannonium den Zeitraum zwischen Sarmatium und Pontium (Tab. 1). Die Grenzen sind biostratigraphisch definiert.

Die Untergrenze des Pannonium ist durch das erste, empirisch festgestellte Auftreten (FOD) der Ostracodentaxa „*Erpetocypris*“ BRADY & NORMANN, *Hungarocypris* VAVRA, *Hemicytheria loerentheyi* (MEHES) und der Thekamöbe *Silicoplaentina hungarica* KÖVÁRY definiert. Die sarmatischen, brachyhalinen (15-25‰) Faunen sterben aus und kaspibrackische (8-15‰) Arten treten in den Vordergrund (PAPP 1985 e, KORECZ 1985).

Die im Sarmatium bestehenden Verbindungen zwischen Zentraler und Östlicher Paratethys (z.B. über die Südkarpaten in der Nähe des Eisernen Tores; Abb. 6) werden zu Beginn des Pannonium (tektonisch und/oder eustatisch bedingt?, vgl. MAGYAR et al. 1999 b) unterbrochen (Abb. 7). Während sich die reduziert marine Sedimentation mit „sarmatotypen“ Faunen in der Östlichen Paratethys fortsetzt, kommt es durch verstärktes Aussüßen der Zentralen Paratethys (= Pannonischer See) zu einem markanten Faunenwandel – hin zur charakteristischen „Congerien-Melanopsiden-Fazies“ (STEININGER & RÖGL 1985).

Diese Faziesdifferenzierung bedingt eine unterschiedliche Auffassung des zeitlichen Umfanges des Sarmatium in Zentraler und Östlicher Paratethys (vgl. Sarmatium s. str. versus Sarmatium s. l.; Tab. 1) und erschwert die biostratigraphische Korrelation (vgl. RÖGL & DAXNER-HÖCK 1996). Vor allem durch das Erscheinen des dreizehigen Pferdes „*Hipparion*“

im Unteren Pannonium des Wiener (und Steirischen) Beckens und im Oberen Bessarabium des Dazischen Beckens scheint die Korrelation dieser Stufen gesichert (RÖGL 1998). Mit dem Auftreten von „*Hipparion*“ wurde früher die Grenze zwischen Miozän und Pliozän gezogen. Heute wird der Beginn der „European Land Mammal Mega-Zone“ Vallesium (vgl. STEININGER 1999) und der „European Land Mammal Zone“ MN 9 durch das FAD (erstes, evolutives Auftreten) dieses Pferdes definiert (vgl. DAXNER-HÖCK 1996).

Im Übergangsbereich zwischen Zentraler und Östlicher Paratethys (Dazisches Becken) wird als Äquivalent zum Pannonium auch der Begriff Malvensium verwendet, um faunistische Eigenheiten zu unterstreichen (vgl. PAPP 1985 f).

RÖGL & DAXNER-HÖCK (1996)										MAGYAR et al. (1999 a)				
Absolutes Alter in Ma.	Serie		Stufe			Mollusken-Biozonen im Wiener Becken	"PAPP-Zonen"	ELMMZ	MN-Zonen	Absolutes Alter in Ma.	Mollusken-Biozonen im Pannonischen Becken			
	Pliozän	Mediteran	Paratethys		littoral						sublittoral	Tiefwasser		
			Zentrale	Östliche										
4	Oberes Miozän	Zanclean	Dazium	Kimmerium	?	Ruscium	4	*Paludina Schichten* (Süßwasser)						
5							5	<i>P. vodopici</i> -B.Z.						
6		Messinium	Pontium	Pontium			?	Turolium	6					
7									7	<i>P. vutskitsi</i> -B.Z.				
8		Tortonium	Oberes Pannonium	Maeotium				H	8	<i>P. dainellii</i> -B.Z.	<i>C. rhomboidea</i> -B.Z.			
9									9	<i>P. carbonifera</i> -B.Z. <i>L. serbicum</i> -B.Z.				
10									10	<i>L. decorum</i> -B.Z.		<i>C. praerhomboidea</i> -B.Z.	*C*. digitifera-B.Z.	
11									11	<i>L. ponticum</i> -B.Z.		<i>L. soproniense</i> -B.Z.		
12		Mittleres Miozän	Sarmatium	Sarmatium s.l.				D-E	Vallesium	12	<i>L. conjugens</i> -B.Z.	<i>C. banatica</i> -B.Z.		
13										13	<i>C. hoemesi</i> -B.Z.			
14	14					<i>C. ornithopsis</i> -B.Z.								
15	15					<i>C. ornithopsis</i> -B.Z.								
16	Unteres Miozän	Sarmatium	Sarmatium s.l.		<i>C. ornithopsis</i> /M. <i>impressa</i> -B.Z.	A/B	Astaracium	16	<i>C. ornithopsis</i> -B.Z.	<i>C. ornithopsis</i> -B.Z.				
17								17	<i>C. ornithopsis</i> -B.Z.					
18	Mittleres Miozän	Sarmatium	Sarmatium s.l.		<i>C. ornithopsis</i> /M. <i>impressa</i> -B.Z.	A/B	Astaracium	18	<i>C. ornithopsis</i> -B.Z.	<i>C. ornithopsis</i> -B.Z.				
19								19	<i>C. ornithopsis</i> -B.Z.					
20	Unteres Miozän	Sarmatium	Sarmatium s.l.		<i>C. ornithopsis</i> /M. <i>impressa</i> -B.Z.	A/B	Astaracium	20	<i>C. ornithopsis</i> -B.Z.	<i>C. ornithopsis</i> -B.Z.				
21								21	<i>C. ornithopsis</i> -B.Z.					
22	Mittleres Miozän	Sarmatium	Sarmatium s.l.		<i>C. ornithopsis</i> /M. <i>impressa</i> -B.Z.	A/B	Astaracium	22	<i>C. ornithopsis</i> -B.Z.	<i>C. ornithopsis</i> -B.Z.				
23								23	<i>C. ornithopsis</i> -B.Z.					

Tab. 1: Stratigraphische Korrelationstabelle (nach RÖGL & DAXNER-HÖCK 1996 und MAGYAR et al. 1999 a). Ma.= Millionen Jahre, ELMMZ= European Land Mammal Mega-Zone, MN= European Land Mammal Zone, B.Z.= Biozone, C.= *Congeria*, L.= *Lymnocardium*, P.= *Prosodacnomya*.

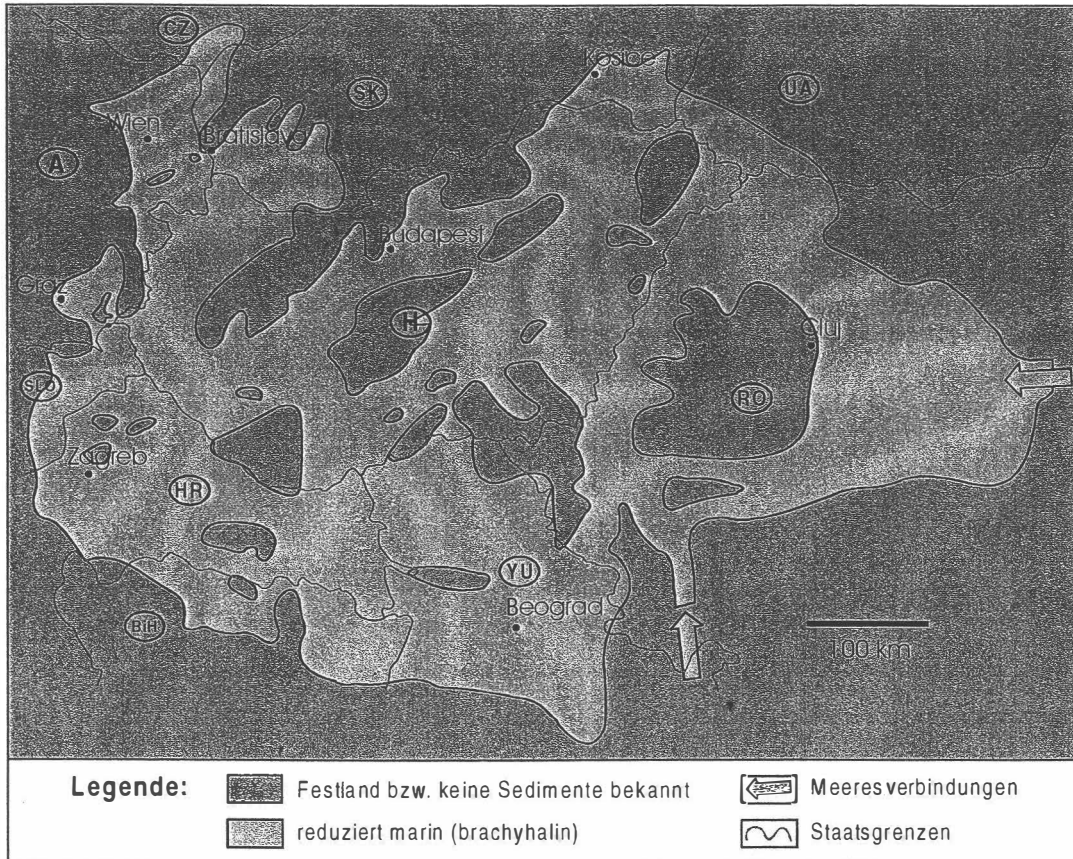


Abb. 5: Paläogeographische Karte des paratethyalen Raumes und der angrenzenden Gebiete im Unteren Sarmatium (nach RÖGL 1998).

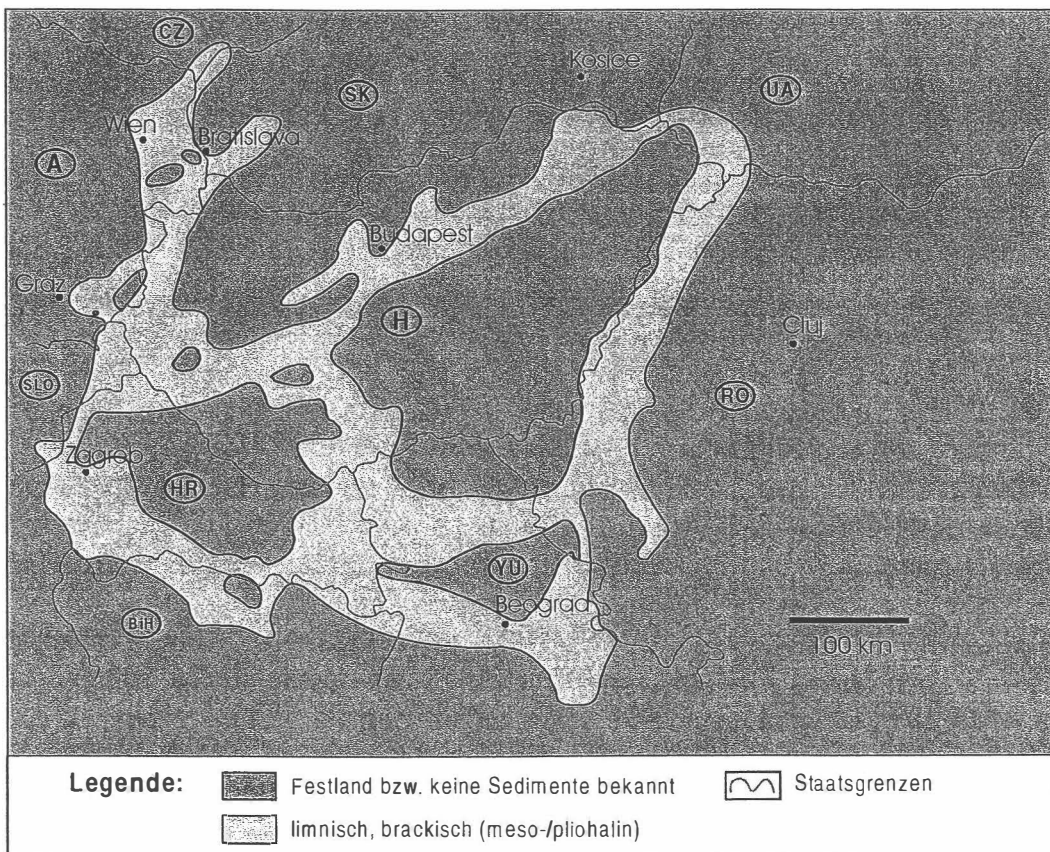


Abb. 6: Paläogeographische Karte des Pannonischen Beckens im Unteren Sarmatium (verändert nach MAGYAR et al. 1999 b).

Traditionell basiert die biostratigraphische Zonierung des Pannonium auf Molluskenfaunen (v. a. *Congeria* PARTSCH) und deren Evolution (vgl. MAGYAR et al. 1999 a). Im Oststeirischen Becken wird die von PAPP (1951) für das Wiener Becken entwickelte Gliederung („PAPP-Zonen“) verwendet (vgl. KOLLMANN 1965, PAPP 1985 d; Tab. 1). Diese Biozonen sind allerdings stark faziesgebunden und deshalb zum Teil heterochron (vgl. Tab. 1). Es nicht möglich ist eine einheitliche (Bio-)Zonierung für den Pannonischen Raum zu erstellen (TRUNKO 1996, MAGYAR et al. 1999 b, vgl. MAGYAR et al. 1999 a).

Die Abgrenzung des Pannonium gegen das Pontium und die Korrelation zwischen den verschiedenen Becken ist unklar (vgl. MAGYAR et al. 1999 a). Seit der erstmaligen Verwendung der Bezeichnung „pannonische Stufe“ für eine Schichtfolge im Hangenden des Sarmatium und im Liegenden des Quartärs durch ROTH v. TELEGD (1879, vgl. unten) wurde der Umfang dieser Stufe sehr unterschiedlich bewertet (vgl. z.B. WINKLER-HERMADEN 1957, PAPP 1985 a, RÖGL et al. 1993)! Hier wird nur auf die jüngeren Fassungen nach PAPP et al. (1985) und RÖGL & DAXNER-HÖCK (1996) eingegangen.

Eine Übersicht der verwendeten Nomenklatur für den Zeitraum Pannonium/Pontium im Pannonischen Becken gibt z.B. STEVANOVIC (1989):

Pannonium sensu ROTH v. TELEGD (1879) $\equiv$ Pannonium + Pontium + „Levantinium“

Pannonium + Pontium $\equiv$ Congerienschichten (HOERNES u.a.)
 $\equiv$ Pontische Stufe (Suess u.a.)
 $\equiv$ Pannonium s. str. (LÖRENTHEY u.a.)

Pannonium sensu PAPP et al. (1985) $\equiv$ Untere Congerienschichten (HOERNES, FUCHS, JEKELIUS u.a.)
 $\equiv$ Inzersdorfer Schichten (HOERNES)
 $\equiv$ Untere pontische Schichten (HALAVATS, LOCZY u.a.)
 $\equiv$ Untere pannonische Schichten (LÖRENTHEY)
 $\equiv$ Pannonium s. str. (STEVANOVIC)

Pontium sensu LE PLAY u. BARBOT DE MARNY
 $\equiv$ Obere Congerienschichten (FUCHS, JEKELIUS u.a.)
 $\equiv$ Obere pontische Schichten (HALAVATS, LOCZY u.a.)
 $\equiv$ Horizont mit *Congeria rhomboidea* (HALAVATS, ANDRUSOV u.a.)
 $\equiv$ Obere pannonische Schichten (LÖRENTHEY u.a. v.a. österr.-ungar. Autoren)
 $\equiv$ Pontium s. str. (STEVANOVIC)

Romanium (= „Levantinium“, KREJCI-GRAF)
 $\equiv$ Paludinenschichten (NEUMAYR & PAUL)

PAPP et al. (1985) definieren die Oberkante des Pannonium durch die Untergrenze des Pontium, die durch das FOD von *Congeria praerhomboidea* STEVANOVIC, „*Congeria*“ *digitifera* ANDRUSOV und *Paradacna abichi abichi* HOERNES festgelegt ist. Das Pannonium umfaßt die „PAPP-Zonen“ A-E, wobei das Untere Pannonium (Substufe Slavonium ANDRUSOV) die „Zonen“ A-D und das Obere Pannonium (Substufe Serbium STEVANOVIC) die „Zone“ E enthält. Die „Zonen“ F, G und H werden dem Pontium zugezählt.

RÖGL & DAXNER-HÖCK (1996, vgl. RÖGL et al. 1993) fassen das Pannonium weiter (vgl. PAPP 1951). Die „Zonen“ F, G und H werden wieder zum Pannonium gerechnet. Die Oberkante des Mittleren Pannonium entspricht hier der Untergrenze des Pontium sensu PAPP et al. (1985). Nach der Korrelationstabelle dieser Autoren können die *Congeria ornithopsis*/ *Melanopsis impressa*- und die *Congeria hoernesi*-Biozone ($\equiv$ „Zonen“ A/B und C) zum Unteren Pannonium, die *Congeria partschi*- und *Congeria subglobosa*-Biozone ($\equiv$ „Zonen“ D/E) zum Mittleren Pannonium und die *Congeria neumayri*/ *C. zahalkai*- und *Viviparus*-Biozone ($\equiv$ „Zonen“ F, G/H) zum Oberen Pannonium gerechnet werden (vgl. PAPP 1951, KOLLMANN 1965, RÖGL & STEININGER 1989).

Geochronologische Daten ergeben für die Unterkante des Pannonium ein Alter von 11,5 Ma. (+/- 0,5 Ma.). Für die Obergrenze sensu RÖGL & DAXNER-HÖCK (1996) ca. 7,1 Ma. (vgl. PAPP et al. 1985, RÖGL et al. 1993, MAGYAR et al. 1999 a).

Moderne biostratigraphische Arbeiten existieren für das Pannonium des Oststeirischen Beckens nicht. Die wichtigsten Hinweise liefern WINKLER-HERMADEN (1957, cum Lit.), SAUERZOPF (1950, 1952: Mollusken, Ostracoden) und KOLLMANN (1960: Ostracoden, 1965). Ältere Arbeiten über Makrovertebraten (MOTTL 1970, cum Lit.) geben nur begrenzt biostratigraphische Anhaltspunkte.

Die Einstufung der pannonischen Formationen im Oststeirischen Becken beruht fast ausschließlich auf dem Auftreten von *Congeria ornithopsis* BRUSINA (an der Basis der Feldbach-Fm.), *C. hoernes* BRUSINA (im Grenzbereich Feldbach-Fm. und Paldau-Fm.) und „*Hipparion*“ (Karnerberg-SbFm. der Paldau-Fm.; vgl. Kapitel 3). Der biostratigraphische Wert der Ostracodenfaunen (KOLLMANN 1960, GROSS 1997) und ihre Einbindung in bestehende Zonierungen (JIRICEK 1985, JIRICEK & RIHA 1991) muß durch künftige Arbeiten überprüft werden.

3. Lithostratigraphie im Pannonium des Oststeirischen Beckens

Obwohl seit rund 150 Jahren Daten zur Lithologie gesammelt werden – geologische Karten dieses Gebietes erstellt werden – existierten bisher für die pannonische Schichtfolge keine validen lithostratigraphischen Einheiten (sensu SALVADOR 1994, STEININGER & PILLER 1999). Ausgehend von Kartierungen des Autors im zentralen Becken wird mit der lithostratigraphischen Gliederung begonnen (GROSS, in Vorbereitung). Eine wesentliche Grundlage ist die detaillierte Arbeit von KOLLMANN (1965).

Folgende Faktoren erschweren die lithostratigraphische Bearbeitung der pannonischen Ablagerungen:

- Die Schichtfolge ist schlecht aufgeschlossen (Bewuchs, intensive landwirtschaftliche Nutzung, Rückgang des Abbaues von Rohstoffen).
- „Geländegängige Leithorizonte“ fehlen in weiten Bereichen. Oft bilden nur Kieseinschaltungen die geröllpetrographisch nicht voneinander zu trennen sind und deren Lagebeziehung Anhaltspunkte.
- Im limnisch-fluviatilen Sedimentationsregime treten kleinräumige, laterale und vertikale Faziesübergänge auf. Erosionen der Unterlagerung treten auf (Mächtigkeitsschwankungen!).
- Durch Rutschungen können ganze Sedimentpakete (mit intaktem Internbau) bewegt werden und eine tiefere lithostratigraphische Position vortäuschen. Das Einfallen der Schichten wird verändert. Dies kann sich auf Schichtinterpolationen aufwirken.

Abbildung 8 gibt einen Überblick über die Beziehungen der von GROSS (in Vorbereitung) formulierten Formationen mit benachbarten (v.a. synchronen) Gesteinsfolgen. Eine vereinfachte Gegenüberstellung von traditioneller und hier präsentierter Gliederung zeigt Tabelle 2. Eine eingehende Auflistung von Synonymen bzw. detaillierte Beschreibungen der Lithologien und der internen Gliederung dieser lithostratigraphischen Einheiten finden sich in GROSS (in Vorbereitung).

Feldbach-Formation

Ableitung des Namens: Nach der Stadt Feldbach, 30 km SE Graz, ÖK 192 Feldbach (vgl. geologische Karte).

Beschreibung:

Interne Gliederung: Vollständig gegliedert in die liegende **Eisengraben-Subformation** und die hangende **Sieglegg-Subformation** (Abb. 8, Tab. 2).



Serie	Stufe	Biozone	Lithostratigraphische Gliederungen			
			STUR (1871)	WINKLER (1927 a)	KOLLMANN (1965)	diese Arbeit
Oberes Miozän	Pannonium	<i>Congerina hoernesii</i> -B.Z.	Belvedere-Schotter und Sand	Oberpontikum	Schichten von Loipersdorf und Unterlamm	Schichten von Loipersdorf und Unterlamm
Mittleres Miozän	Pannonium	<i>Congerina ornithopsis</i> / <i>Melanopsis impressa</i> -B.Z.	Congerien-Tegel	Unterpontikum	Zone B des Unterpannons	Feldbach-Formation
Unteres Miozän	Sarmatium	<i>"Nonion" granosum</i> -B.Z.	Cerithienkalk und Sandstein Hernalser Tegel	Obersarmat	Obersarmat	Gleisdorf-Formation

Tab. 2: Vereinfachte Gegenüberstellung einiger älterer Gliederungen mit den hier formulierten lithostratigraphischen Einheiten und chrono- bzw. biostratigraphischer Zuordnung. B.Z.= Biozone.

Abb. 8: Schematische Darstellung der Beziehungen der Feldbach- und Paldau-Formation mit benachbarten (v. a. synchronen) Gesteinsfolgen in einem NW-SE-Schnitt durch das Steirische Becken (neogene Vulkanite/Pyroklastika, präarmatische und postpannonische Sedimente nicht dargestellt). C = „Carinthischer Schotter“, Md = „Mühldorfer Schotter“, Ka = Kapfenstein-Subformation, M = Münzengraben-Bank, Ki = Kirchberg-Subformation, Kb = Karnerberg-Subformation, S = „Schemmerl-Schotter“, Ta = „Taborer Schotter“, L/U = „Schichten von Loipersdorf und Unterlamm“, Fb = Kohle von Feldbach, Pa = Kohle von Paldau, Ilz = Kohle von Ilz, Sc = Kohle von Schiefer.

Lithologie: **Eisengraben-Subformation:** Dunkelgrauer bis olivgrauer, massiger oder undeutlich laminierter Silt/Ton bis Mergel, oft mit reichem Vorkommen an Congerien, Melanopsiden, Lymnocardien und Ostracoden. Gegen das Hangende zunehmende Einschaltung von grauen Feinsandlagen. **Sieglegg-Subformation:** Hellgrauer, dünn laminierter Feinsand bis Silt, der im dm-Bereich mit gelborangem Feinsand wechsellagert. Gegen das Hangende zunehmende Mächtigkeit der Schichten, die aus gelblichem, rippel-, kreuz- oder horizontalgeschichtetem Feinsand und grauem, massigem bis laminiertem Silt/Feinsand bestehen. Häufig inkohlte Pflanzenreste, vereinzelt Stubbenhorizonte (GROSS 1998 b).

Mächtigkeit: 30-50 m.

Liegendgrenze: Die Feldbach-Formation setzt mit Congerien-führenden Silten/Tonen bis Mergeln ein, die siliziklastische Sedimente (feinsandige Silte, im Typus-Profil massiger Mittel-Grobsand) der Gleisdorf-Formation überlagern.

Hangendgrenze: Basis der Paldau-Formation (Kiese der Kapfenstein-Subformation bzw. Sande der Mayerhanselberg-Subformation; siehe Paldau-Formation).

Fossilführung: siehe HOERNES (1878), HILBER (1893), STINY (1924), WINKLER (1927 a, b), SAUERZOPF (1950, 1952), KOLLMANN (1960 a, 1965), FLÜGEL & HERITSCH (1968), MOTTL (1970), NEBERT (1985), FRIEBE (1994), GROSS (1994, 1997).

Gastropoda: Thiaridae (*Melanopsis impressa* KRAUSS 1852), Neritidae, Hydrobiidae; Bivalvia: Dreissenidae (*Congeria ornithopsis* BRUSINA 1892), Lymnocardiidae; Ostracoda: Cyprididae, Candonidae, Hemicytheridae, Cytherideidae, Loxoconchidae; Vertebrata: Fischreste, Reptilia (Emydidae), Mammalia (div. fam.); Pflanzenreste.

Genese: limnisch bis limnisch-deltaisch, schwach brackisch (GROSS 1997).

Typus-Gebiet: Region S Feldbach und Paldau, ÖK 191 Kirchbach, ÖK 192 Feldbach (vgl. geologische Karte).

Typus-Profil: Profil Eisengraben (Abb. 13): 2,3 km SW Feldbach (ÖK 192 Feldbach, BMN 7709, R: 714 400, H: 200 430).

Grenzstratotypus-Profil (Hangendgrenze): Profil GR 24 (Abb. 9): 1,6 km SE Paldau (ÖK 191 Kirchbach, BMN 6712, R: 710 530, H: 199 380).

Biostratigraphie: *Congeria ornithopsis*/*Melanopsis impressa*-Biozone bis ?*Congeria hoernesii*-Biozone (nach der Gliederung aus RÖGL & DAXNER-HÖCK 1996).

Chronostratigraphie: Unteres Pannonium, Oberes Mittelmiozän (nach der Korrelationstabelle aus RÖGL & DAXNER-HÖCK 1996).

Bemerkungen zur Feldbach-Formation:

Für die Sedimente der Feldbach-Formation waren bisher nur Begriffe verfügbar, die eng mit der charakteristischen Fossilführung verknüpft sind (*Congerienschichten*) oder chrono- und/oder biostratigraphische Termini beinhalten (*Zone B des Unterpannons*; Tab. 2). Die zuletzt auch von GROSS (1997, 1998 a) benutzte Bezeichnung „Congerien-Schichten“ ist aufgrund ihrer historischen Belastung (vgl. Kapitel 2) und weiten Verwendung in Gebieten außerhalb des Steirischen Beckens als lithostratigraphischer Begriff ungeeignet. In Anlehnung an die „Schichten von Feldbach“ von SAUERZOPF (1950: 59) wird diese Formation nach der im Typus-Gebiet liegenden Stadt Feldbach benannt. Als Typus-Gebiet wird die Region südlich von Feldbach gewählt. Hier existieren bereits eingehende Kartierungen bzw. Fundortbeschreibungen (STINY 1924, WINKLER 1927 a, b, SAUERZOPF 1950, KOLLMANN 1965) und das Typus-Profil, das die Grenze zur unterlagernden Gleisdorf-Formation aufschließt, befindet sich wenige hundert Meter SW von Feldbach (vgl. geologische Karte). Die Gesteine dieser Formation scheinen im gesamten Oststeirischen Becken homogen entwickelt zu sein (vgl. NEBERT 1985, FRIEBE 1994). Es ist daher eine Integration der entsprechenden Ablagerungen in der Pöllauer und Friedberg-Pinkafelder Bucht in die Feldbach-Formation zu diskutieren. Eine ausführliche Darstellung der Verbreitung dieser Sedimente gibt KOLLMANN (1965).

Die Angabe eines Typus-Profiles im Sinne eines „Unit“-Stratotyps (SALVADOR 1994) ist aufgrund der Aufschlußsituation nicht möglich. Im Typus-Profil Eisengraben ist die Grenze zur Gleisdorf-Formation aufgeschlossen. Das Grenzstratotypus-Profil GR 24 definiert die Abgrenzung zur hangenden Paldau-Formation.

In den basalen Anteilen dieser Formation (Eisengraben-Subformation) tritt *Congeria ornithopsis* BRUSINA auf. Nach der Pannonium-Gliederung von PAPP (1985 b, c) können diese Gesteine der „Zone“ B zugewiesen werden, die durch das Vorkommen von *C. ornithopsis* und *Melanopsis impressa posterior* PAPP charakterisiert ist. RÖGL & DAXNER-HÖCK (1996; vgl. RÖGL et al. 1993) fassen „Zone“ A und „Zone“ B als *Congeria ornithopsis/Melanopsis impressa*-Biozone zusammen. Für den hangenden Anteil (Sieglegg-Subformation) liegen aus dem Typus-Gebiet keine gesicherten biostratigraphischen Daten vor.

WINKLER-HERMADEN (1957) gibt aus dem Raum von Neustift das Auftreten von *Congeria hoernesi* BRUSINA im Liegenden des „Kapfensteiner Schotter“ (= Teil der hangenden Paldau-Formation, vgl. unten) an. Demnach würde die Feldbach-Formation auch noch die *Congeria hoernesi*-Biozone (= „Zone“ C nach PAPP 1985 b) erreichen (vgl. KOLLMANN 1960 b; Tab. 1). Allerdings sind diese Funde zu überprüfen, da WINKLER (1921) das Vorkommen dieser Bivalve bei Neustift im Hangenden der Grobklastika angibt!

Die Feldbach-Formation umfaßt den Sedimentstapel von der Basis der Congerien-Bänke (= Hangendgrenze der Gleisdorf-Formation) bis zur Basis der Kiese/Sande der Paldau-Formation (Abb. 8). Die Ablagerungen im Typus-Gebiet, liegend der Feldbach-Formation, werden der Gleisdorf-Formation zugewiesen (Abb. 8, vgl. geologische Karte).

Im diskutierten Gebiet wäre dem Konzept von FRIEBE (1994) folgend eine weitere Subformation der Gleisdorf-Formation zu definieren. Die „Lignite von Feldbach“ (STINY 1918) und „Mühldorfer Schotter“ (WINKLER-HERMADEN & RITTLER 1949) könnten innerhalb dieser Subformation als Bänke beschrieben werden (Abb. 8). Aus dem Liegenden der Congerien-Bänke wird immer wieder „ein wenige Meter mächtiges Sandpaket mit *Melanopsis impressa* KRAUSS“ beschrieben (vgl. Synonymie in GROSS, in Vorbereitung). Dieses Sandpaket muß nach der Formationsdefinition von FRIEBE (1994) der Gleisdorf-Formation zugewiesen werden. Biostratigraphisch ist dieses Sedimentpaket in die *Congeria ornithopsis/Melanopsis impressa*-Biozone einzustufen. Damit umfaßt die Gleisdorf-Formation nicht nur obersarmatische Anteile, sondern auch noch Ablagerungen des Unteren Pannonium (Tab. 2).

Gegen das Grundgebirge ist die Feldbach-Formation vermutlich mit den „Kohleführenden Schichten von Weiz“ (Oberes Sarmatium bis Unteres Pannonium, *Congeria ornithopsis/Melanopsis impressa*-Biozone, KRAINER 1987 a, KOVAR-EDER & KRAINER 1988) verzahnt (Abb. 8). Die lateralen Beziehungen zu lithostratigraphischen Einheiten im Westpannonischen Becken werden hier nicht behandelt (vgl. NEBERT 1979).

Bemerkungen zu den Subformationen der Feldbach-Formation:

Eisengraben-Subformation (Abb. 13, Tab. 2): Ein Grenzstratotypus-Profil zur überlagernden Sieglegg-Subformation ist gegenwärtig nicht bekannt. Die Grenze zwischen beiden Subformationen wird mit dem ersten Auftreten mächtigerer Sandeinschaltungen gezogen. Eine getrennte kartographische Darstellung ist nicht möglich (vgl. KOLLMANN 1965). Durch die reiche Fossilführung bilden die Congerien-Bänke der Eisengraben-Subformation einen ausgezeichneten Biohorizont (vgl. KOLLMANN 1965), der in weiten Teilen des Oststeirischen Beckens nachgewiesen wurde (vgl. Feldbach-Formation).

Sieglegg-Subformation (Abb. 14, Tab. 2): Die Sieglegg-Subformation ist gegenüber der unterlagernden Eisengraben-Subformation durch ihre wechselvolle Lithologie und Fossilarmut gekennzeichnet (Abb. 14). Große Aufschlüsse, die dieser Subformation zugerechnet werden, befinden sich an den Prallhängen der Feistritz bei Altenmarkt/Fürstenfeld (WINKLER 1921, vgl. STUR 1883) und in den Tongruben von Dörfla/Kirchbach und Mataschen/Kapfenstein (DRAXLER et al. 1994, GROSS 1994, FRITZ & GROSS 2000). Diese

Aufschlüsse könnten nach einer detaillierten Bearbeitung weitere, instruktive Profile für die Sielegg-Subformation liefern.

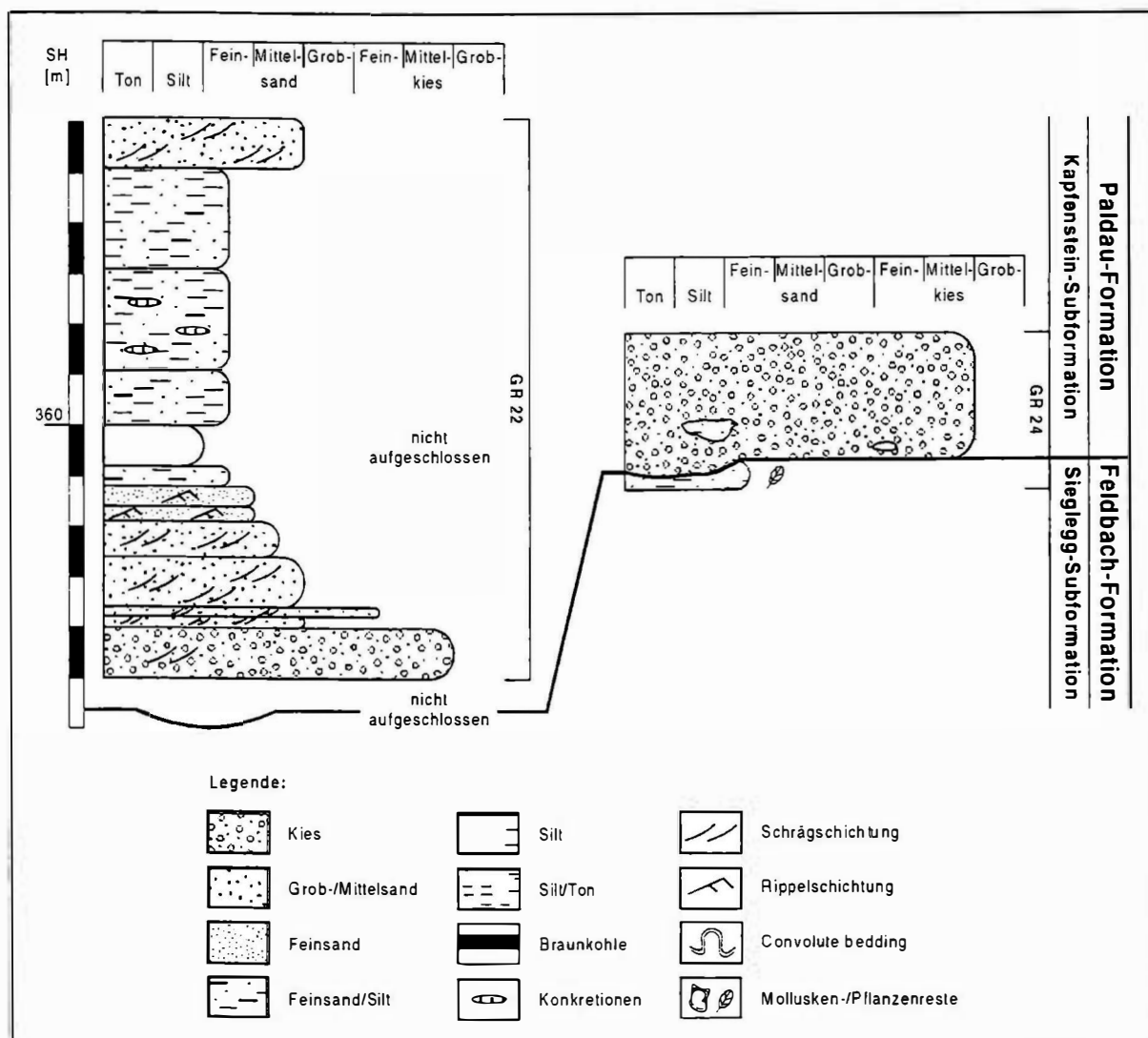


Abb. 9: Profil GR 24 (= Grenzstratotypus-Profil der Feldbach-Formation, Paldau-Formation, und Kapfenstein-Subformation), 1,6 km SE Paldau (ÖK 191 Kirchbach, BMN 6712, R: 710 530, H: 199 380) und Profil GR 22, 1,5 km SE Paldau (ÖK 191 Kirchbach, BMN 6712, R: 710 430, H: 199 290).

Paldau-Formation

Ableitung des Namens: Nach der Ortschaft Paldau, 7 km WSW Feldbach, ÖK 191 Kirchbach (vgl. geologische Karte).

Beschreibung:

Interne Gliederung: Teilweise gegliedert in fluviatile (**Kapfenstein-Subformation, Kirchberg-Subformation, Karnerberg-Subformation**) und limnische-?deltaische (**Mayerhanselberg-Subformation**) Subformationen vgl. Abb. 8, Tab. 2).

Lithologie: Sehr variabel; grauer bis gelblicher, Quarz-dominiertes, gut gerundeter, massiger oder trogförmig kreuzgeschichteter oder horizontalgeschichteter, sandiger Kies; grauer oder gelblichoranger, kreuz-, rippel- oder horizontalgeschichteter Sand; Wechselfolgen von gelblichem oder grauem, kreuz-, rippel- oder horizontalgeschichtetem oder massigem (siltigem) Sand und grünlichgrauem oder gelblichem, laminiertem (sandigem) Silt; gelblicher bis grauer, massiger oder dünn laminiertem Silt/Ton, oft reich an Pflanzenresten; blaugrauer, massiger

bis laminierter, reichlich Bivalven-, Gastropoden- und Ostracoden-führender Silt (Münzengraben-Bank); dm-mächtige Braunkohlenflöze (z.B.: Paldau, Ilz; ANDRAE 1854, WEBER & WEISS 1983, NEBERT 1988, GROSS 1998 b). Weitere Angaben zum Schwermineralinhalt in NEBERT (1985, 1988), zur Geröllpetrographie in HANSELMAYER (1966, 1968, 1971; vgl. 1958, 1959, 1960), zu Sedimentstrukturen, Strömungs- und Faziesanalysen in SKALA (1968), KOVAR-EDER & KRAINER (1990, 1991), GROSS (1998 a, c). Daten zum Gammastrahlungshaushalt liefern GROSS et al. (2000).

Mächtigkeit: 100 - 160 m.

Liegendgrenze: Wird durch das erosive Einsetzen grobklastischer Sedimente (Kapfenstein-Subformation) bzw. durch das Auftreten strömungsgeschichteter Sande (Mayerhanselberg-Subformation) über den vorwiegend feinklastischen Ablagerungen der Feldbach-Formation markiert (vgl. Bemerkungen).

Hangendgrenze: Basis der „Schichten von Loipersdorf und Unterlamm“ (KOLLMANN 1965) bzw. Basis des „Taborer Schotters“ (WINKLER 1927 a); kann derzeit nicht durch Profile dargestellt werden.

Fossilführung: siehe HILBER (1893), WINKLER (1921, 1927 a), SAUERZOPF (1950, 1952), KOLLMANN (1960 a, b, 1965), MOTTI (1954 a, b, 1966 a, b, 1969, 1970), NEBERT (1985, 1988), KOVAR-EDER & KRAINER (1990, 1991), FRITZ (1996 a), GROSS (1997, 1998 c), KRENN (1998).

Gastropoda: Neritidae (*Theodoxus* sp.), Thiaridae (*Brotia* (*Tinnyea*) *escheri* BRONGNIART 1822, *Melanopsis fossilis fossilis* MARTINI-GMELIN 1790, *M. cf. impressa posterior* PAPP 1953, *M. bouei multicostata* HANDMANN 1887), Planorbidae (*Planorbarius* sp., *Orygoceras* sp.), Helicidae (*Galactochilus* sp., *Cepaea sylvestrina leobersdorfensis* WENZ 1927); Bivalvia: Dreissenidae (?*Congeria hoernesii* BRUSINA 1892, *Congeria* sp., *Dreissena* sp.), Lymnocypridae; Ostracoda: Cyprididae, Candonidae, Hemicytheridae, Cytherideidae, Loxoconchidae; Insecta; Vertebrata: Fischreste, Reptilia (Trionychidae, Testudinidae), Mammalia (div. fam.); Pflanzenreste: Blatt-, Frucht- und Wurzelreste, Pollen, *Chara*-Oogonien.

Genese: fluviatil (kiesreiche bis kies-sandreiche Mäanderflüsse) und limnisch-?deltaisch, teilweise schwach brackisch (GROSS 1997, 1998 a, c).

Typus-Gebiet: Zentrales Gnaser und südliches Fürstenfelder Becken, ÖK 165 Weiz, ÖK 166 Fürstenfeld, ÖK 191 Kirchbach, ÖK 192 Feldbach (vgl. geologische Karte).

Typus-Profil: Profil BE 1(=Monscheinkiesgrube; vgl. GROSS 1998 a)-2 (Abb. 15): 1 km ESE Paldau (ÖK 191 Kirchbach, BMN 6712, R: 710 320, H: 200 000).

Grenzstratotypus-Profil (Liegendgrenze): Profil GR 24 (Abb. 9): 1,6 km SE Paldau (ÖK 191 Kirchbach, BMN 6712, R: 710 530, H: 199 380).

Biostratigraphie: ?*Congeria ornithopsis*/*Melanopsis impressa*-Biozone bis *Congeria hoernesii*-Biozone (nach der Gliederung aus RÖGL & DAXNER-HÖCK 1996).

Chronostratigraphie: Unteres Pannonium, Oberstes Mittelmiozän bis Unterstes Obermiozän (nach der Korrelationstabelle aus RÖGL & DAXNER-HÖCK 1996).

Bemerkungen zur Paldau-Formation:

Die Gesteine der Paldau-Formation wurden unter Bezeichnungen wie „*Belvedere-Schichten*“ (vgl. Diskussion in WINKLER 1921, RÖGL & STEININGER 1989) oder „*Pannon C*“ zusammengefaßt (Tab. 2). Diese Termini sind als lithostratigraphische Begriffe ungeeignet (vgl. Feldbach-Formation). Die Ortschaft Paldau wurde als „*derivatio nominis*“ gewählt, da in diesem Gebiet für den liegenden Anteil der Formation eine geschlossene Neubearbeitung vorliegt (GROSS 1997).

Die kartographische Darstellung von KOLLMANN (1965) ermöglicht es, ausgehend vom Gebiet südlich von Paldau, als Typus-Gebiet Teile des zentralen Gnaser und des südlichen Fürstenfelder Beckens zu definieren (vgl. geologische Karte).

Die Aufschlußverhältnisse erlauben es nicht einen „Unit“-Stratotyp für die Paldau-Fm. anzugeben. Im Typus-Profil BE 1-2 ist nur der liegendste Anteil dieser Formation aufgeschlossen. Das Grenzstratotypus-Profil GR 24 definiert die Abtrennung zur liegenden Feldbach-Fm. Für die Hangendgrenze kann derzeit kein entsprechendes Profil angegeben werden.

WINKLER-HERMADEN (1957) führt *Congeria hoernesii* BRUSINA aus dem Liegenden des „Kapfensteiner Schotter“ an, dessen Basis teilweise die Liegendgrenze der Paldau-Formation bildet (vgl. dagegen WINKLER 1921, WINKLER-HERMADEN & RITTNER 1949, siehe auch Feldbach-Formation). Demnach würde die *Congeria ornithopsis/Melanopsis impressa*-Biozone nicht mehr die Paldau-Formation erreichen (Tab. 2). Weitere Hinweise zur Biostratigraphie liefert KOLLMANN (1965). Er verzeichnet aus dem Hangenden des „Kapfensteiner Schotter“ in der Region von Ilz (Hochenegg, Krennath, Sachsenberg) *Melanopsis fossilis fossilis* MARTINI-GMELIN. Diese Fundpunkte sind der *Congeria hoernesii*-Biozone zuzuordnen. Die von SAUERZOPF (1950, 1952) in „Zone“ D (nach PAPP 1951) gestellte Fauna vom Unterbuchberg bei Fürstenfeld ordnet KOLLMANN (1965) aufgrund der Ostracodenassoziation und den Lagerungsverhältnissen (hangend des „Kapfensteiner Schotter“) „Zone“ C (= *Congeria hoernesii*-Biozone) zu. „*Hipparion*“ tritt erst in Sedimenten der Karnerberg-Subformation auf (vgl. MOTTL 1970 cum Lit.), die damit in die *Congeria hoernesii*-Biozone eingestuft werden kann. In wieweit die höheren Anteile der Paldau-Formation schon in der *Congeria partschi*-Biozone liegen, ist unklar. KOLLMANN (1965) ordnet aufgrund von Ostracoden die im Hangenden der Paldau-Formation auftretenden „Schichten von Unterlamm“ in die „Zonen“ D/E ein (= *Congeria partschi* bis *Congeria subglobosa*-Biozone; Tab. 2). Die erosiv auflagernden „Taborer Schotter“ (WINKLER 1927 a) und die hangenden „Schichten von Jennersdorf“ (KOLLMANN 1965; vgl. WINKLER 1927 a) stellt dieser Autor „vorläufig“ in „Zone“ G der Pannonium-Gliederung von PAPP (1951).

Die Paldau-Formation grenzt mit den basalen Kiesen (= „Kapfensteiner Schotter“) der Kapfenstein-Subformation erosiv an die liegende Feldbach-Formation (vgl. KOLLMANN 1965). Strömungsgeschichtete Sande der Mayerhanselberg-Subformation markieren die Liegendgrenze in Bereichen in denen diese Grobklastika fehlen (Abb. 14; vgl. „Kapfensteiner Sandfazies“, NEBERT 1985). Hier ist die Grenzziehung schwierig und bleibt oftmals eine geologische Interpolation (vgl. WINKLER 1927 a, MURBAN 1939). Vereinzelt können an der Grenze zur Feldbach-Formation eine cm-mächtige, lateritische Lage (SKALA 1968, NEBERT 1988) und pelitische Klasten (z.B. Aufschluß GR 24, Abb. 9) als Aufarbeitungsprodukte beobachtet werden (vgl. „intrapannonische Trockenlegungsphase“, WINKLER 1927 a). Teilweise – vor allem gegen den Beckenrand – kann die Feldbach-Formation fehlen (?erodiert) und grobklastische Sedimente der Paldau-Formation lagern direkt auf obersarmatischen Ablagerungen (z.B.: NW Vasoldsberg, NE Gleichenberger Kogel, WINKLER 1927 a, KOLLMANN 1965).

Hangend der Paldau-Formation folgen die „Schichten von Unterlamm“, die KOLLMANN (1965) mit den „Schichten von Loipersdorf“ zusammenfaßt und der „Taborer Schotter“ (Abb. 8). Die Abgrenzung zu diesen aus Wechselfolgen von Sand, Silt/Ton, untergeordneten Kies- und Kohlelagen (z.B.: Schiefer/Fehring) bzw. vorwiegend aus grobklastischem Material aufgebauten Sedimenten wird aus KOLLMANN (1965) übernommen (vgl. geologische Karte). Die Eingliederung dieser „Schichten“ in das lithostratigraphische Konzept bleibt künftigen Untersuchungen vorbehalten.

Innerhalb der Paldau-Formation werden fluviatile und limnische-?deltaische Subformationen unterschieden. Nach GROSS (1998 a, c) handelt es sich bei den Sedimenten der Kapfenstein-Subformation um Ablagerungen kiesreicher bis kies-sandreicher Mäanderflüsse (Abb. 16). Mit den, auf longitudinale Mäandergürtel konzentrierten Flüssen (vgl. Aussetzen des „Kapfensteiner Schotter“!) sind limnische-?deltaische Faziesräume verzahnt. WINKLER (1927 a) vermutet an der Südburgenländischen Schwelle (im Bereich Neustift) den Übergang zu delta-

ischem Milieu. Eine Ingression der stark ausgesüßten Paratethys unterbricht diese Situation (Münzengraben-Bank!). Erst ein abermaliger Rückzug dieses „Pannonischen Sees“ ermöglicht ein erneutes Vorgehen fluviatiler Environments (Kirchberg-Subformation). Für die übrigen Ablagerungen der Paldau-Formation wird ein ähnlicher (tektonisch gesteuerter?) Sedimentationsablauf angenommen (vgl. KRAINER 1987 a).

Gegen den Beckenrand nimmt der grobklastische Anteil innerhalb der Paldau-Formation zu. Eine Trennung, der im distalen Bereich differenzierbaren Subformationen, ist nicht mehr bzw. nur schwer möglich (z.B.: Gebiet NW Markt Hartmannsdorf). Diese Sedimente interpretiert KRAINER (1987 a, b) als Ablagerungen eines mäandrierenden Systems, in dem der Kiesanteil für einen „klassischen Mäanderfluß“ allerdings zu hoch ist. Die limnischen-?deltatischen Sedimente werden von Ablagerungen fluviatiler Überschwemmungsebenen abgelöst. In Grundgebirgsnähe schließen vermutlich die „Pucher Schotter“ (?Oberes Sarmatium bis Unteres Pannonium, *Congeria hoernesii*-Biozone, KRAINER 1987 a) an. Diese zeigen deutlich Charakteristika eines proximal (mit debris-flows) – distal (mit verzweigten Flußsystemen) gegliederten Alluvialfächers (KRAINER 1987 a, b; vgl. Abb. 8). Bei einer Fortsetzung der lithostratigraphischen Arbeiten könnten in diesen randlichen Gebieten weitere Formationen (z.B. ?Puch-Formation) und Subformationen („Schemmerl-Schotter“, innerhalb der Paldau-Formation) definiert werden.

Die Sedimente der Paldau-Formation werden östlich der Südburgenländischen Schwelle von jüngeren Sedimenten bedeckt (vgl. Feldbach-Formation). Eine Korrelation mit lithostratigraphischen Einheiten im Westpannonischen Becken ist derzeit nicht möglich.

Bemerkungen zu den Subformationen der Paldau-Formation:

Kapfenstein-Subformation (Abb. 8, 15, Tab. 2): A. WINKLER prägte 1927 den Begriff „Kapfensteiner Schotterzug“. Er bezeichnet damit einen „Zug Grobschotter, den er aus der Gegend von Paldau, über den Nordabfall der Gleichenberger Kogel, über Kapfenstein bis Neustift verfolgen konnte“ (WINKLER 1927 a: 426). Zur Charakterisierung dieser „Schotter“ beschreibt er einige Aufschlüsse aus dieser Region - inklusive der assoziierten feinklastischen Sedimente! Die „Typus-Profil“ westlich von Feldbach sind allerdings bis auf einen Aufschluß (Talschluß N Perlsdorf, WINKLER 1927 a: 429 = GR 24 aus GROSS 1997?, Abb. 9) der Kirchberg-Subformation zuzuordnen (vgl. KOLLMANN 1965: Taf. 2). Das in vorliegender Arbeit definierte Typus-Profil liegt nicht in unmittelbarer Umgebung der Ortschaft Kapfenstein, doch befinden sie sich innerhalb des von WINKLER (1927 a) umrissenen „Typus-Gebietes“.

Die Kapfenstein-Subformation umfaßt die fluviatilen Anteile der Paldau-Formation, die die Feldbach-Formation überlagern. Als („geländegängige“) Untergrenze wird das Einsetzen von sandigen Kiesen definiert (entspricht „Kapfensteiner Schotter“). Die Hangendgrenze kann zur Zeit nicht anhand von Profilen dargestellt werden. Sie wird mit dem Übergang von fluviatiler (Ablagerungen kiesreicher bis kies-sandreicher Mäanderflüsse) zu limnischer-?deltatischer Fazies festgelegt. Eine ähnliche Abgrenzung nimmt NEBERT (1985) vor (Ende der Granat-Phase).

Auf der Geologischen Karte des Burgenlandes 1:200.000 ist eine „Kapfenstein-Formation“ ausgeschieden (Nr. 62). Damit werden unterpannonische, fluviatile Sande und Kiese im Raum Hartberg bezeichnet (vgl. NEBERT 1985). In den zugehörigen Erläuterungen von HEINRICH et al. (2000) wird diese Formation nicht näher erläutert. Aus diesem Grund wird diese „Kapfenstein-Formation“ als invalid betrachtet.

Mayerhanselberg – Subformation (Abb. 8, 10, Tab. 2): Die Mayerhanselberg-Subformation umfaßt die limnischen-?deltatischen Sedimente hangend der Feldbach-Formation und liegend der Kirchberg-Subformation. Der liegende Anteil ist mit der Kapfenstein-Subformation verzahnt (Abb. 8, Tab. 2). Zur Diskussion der Liegendgrenze sei auf die vorangegangenen Ausführungen verwiesen (vgl. Paldau-Formation). Die Hangendgrenze wird mit dem Einsetzen

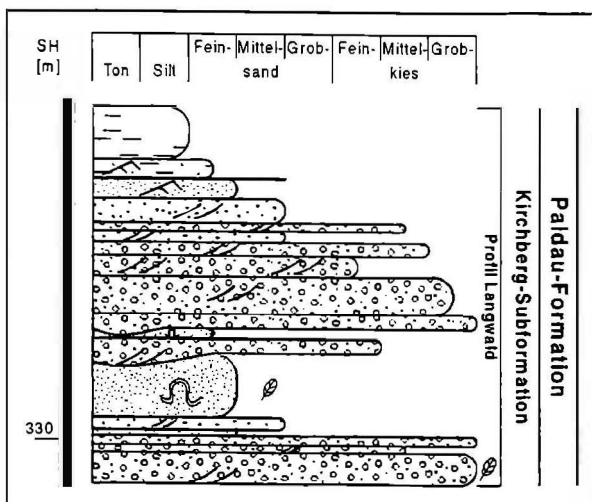
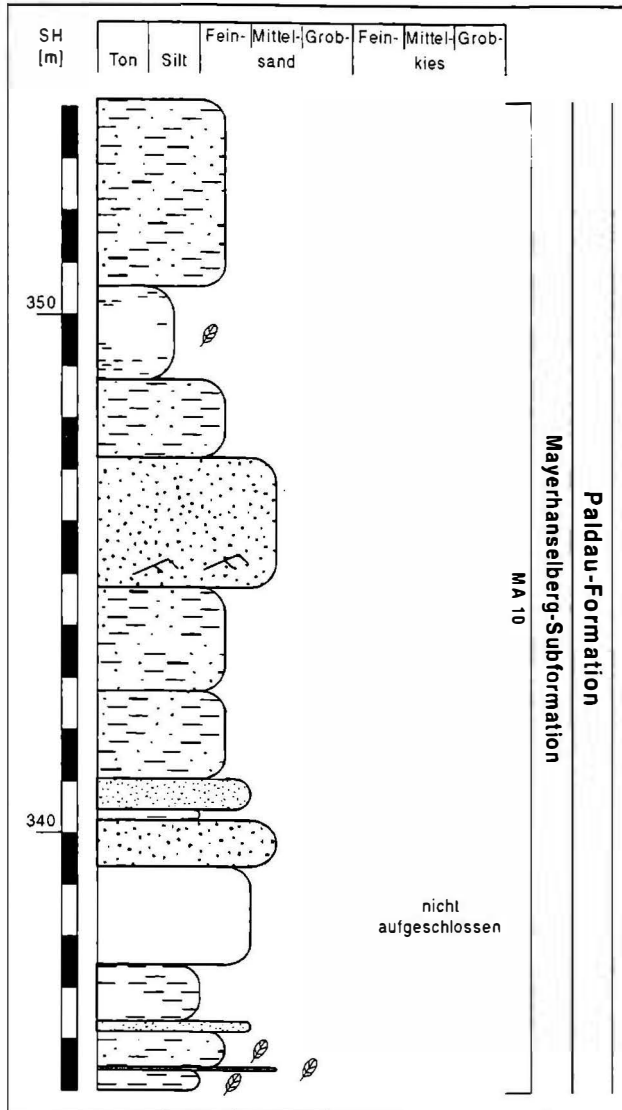


Abb. 11: Profil Langwald (= Typus-Profil der Kirchberg-Subformation), 2,2 km WNW Kirchberg/ Raab (ÖK 191 Kirchbach, BMN 6712, R: 704 670, H: 206 200). Legende siehe Abb. 9.

Abb. 10: Profil MA 10 (= Typus-Profil der Mayerhanselberg-Subformation), 0,6 km SSW Paldau (ÖK 191 Kirchbach, BMN 6712, R: 709 120, H: 199 670). Legende siehe Abb. 9.

grobklastischer Ablagerungen der Kirchberg-Subformation (= „Kirchberger Schotter“), bzw. sandiger Einschaltungen einer weiteren, derzeit nicht definierbaren Subformation festgelegt.

Innerhalb der Mayerhanselberg-Subformation liegen die Braunkohlen der „Carolinen- bzw. Emma-Grube“ (S Paldau), die dem „Lignithorizont von Ilz“ entsprechen könnten (GROSS 1998 b). Da diese Flöze nicht zugänglich sind, wird von einer lithostratigraphischen Definition als Bank Abstand genommen.

Münzengraben-Bank (Abb. 8, 17): Die bisher bekannten Aufschlüsse dieser lithostratigraphischen Einheit befinden sich im Münzengraben (Profil MA 35-8 und ED 5 (GROSS 1997). Diese durch ihre Fossilführung ausgezeichnete Schicht (vgl. GROSS 2000) wird als Bank innerhalb der Mayerhanselberg-Subformation beschrieben (vgl. Abb. 8).

Kirchberg-Subformation (Abb. 8, 11, Tab. 2): Ähnlich wie bei der Kapfenstein-Subformation setzen die basalen Grobklastika (entspricht „Kirchberger-Schotter“) abschnittsweise aus (Mäandergürtel!). Lateral und hangend schliessen vermutlich limnische-?deltaische Sedimente an (analog der Mayerhanselberg-Subformation). Diese können zur Zeit nicht näher dargestellt werden. Die Hangendgrenze wird nach NEBERT (1988) - entsprechend der Kapfenstein-SbFm. - mit dem Enden der fluvialen Sedimentation (Ende der Granat-Phase, NEBERT 1988) gezogen).

Gegen den Beckenrand, bzw. den Gleisdorfer Sarmatsporn, treten die grobklastischen Anteile stark in den Vordergrund. Es ist dort keine Abtrennung zur Kapfenstein-Subformation mehr möglich (vgl. KOLLMANN 1965, KRAINER 1986, 1987 a, b; vgl. Paldau-Formation).

Karnerberg-Subformation (Abb. 8, 12, Tab. 2): WINKLER (1921) beschreibt aus der Region Riegersburg-Ober-/Untertiefenbach fluviatile Kiese, die er 1927 als eigenständige Entwicklung im Hangenden des „Kapfensteiner Schotter“ erkennt und unter dem Begriff „Karnerberg-Niveau“ zusammenfaßt. Erst KOLLMANN (1960 b, 1965) zeigte, daß zwischen diesem „Niveau“ und dem „Kapfensteiner Schotter“ im Liegenden, als weitere fluviatile Einschaltung, der „Kirchberger Schotter“ (vgl. Kirchberg-Subformation) auftritt (Tab. 2).

Die „klassischen“ Aufschlüsse am Karnerberg sind weitgehend verstürzt (vgl. HANSELMAYER 1968, FRITZ 1996 a). Die Angabe eines Typus-Profiles aus diesem Bereich erscheint zur Zeit nicht sinnvoll. In der Region Unter- und Oberlembach sind Sedimente der Karnerberg-Subformation in einigen aufgelassenen Kies-/Sandgruben erschlossen (Abb. 12). Da diese ebenfalls im „Typus-Gebiet“ sensu WINKLER (1921) liegen, dienen deren Profile zur lithostratigraphischen Charakterisierung der Karnerberg-Subformation.

Gegen das Grundgebirge wird eine Zunahme der Geröllgröße und Kalkgesteinsführung innerhalb der „Karnerberg-Schotter“ beschrieben (HANSELMAYER 1968). Die Trennung zu den hier auftretenden „Schemmerl-Schottern“ gestaltet sich schwierig (z.B. beim Erkoschlößl/Nestelbach, KOLLMANN 1965; vgl. Paldau-Formation). Auch die Abgrenzung der Karnerberg-Subformation gegen das Hangende bleibt künftigen Arbeiten vorbehalten.

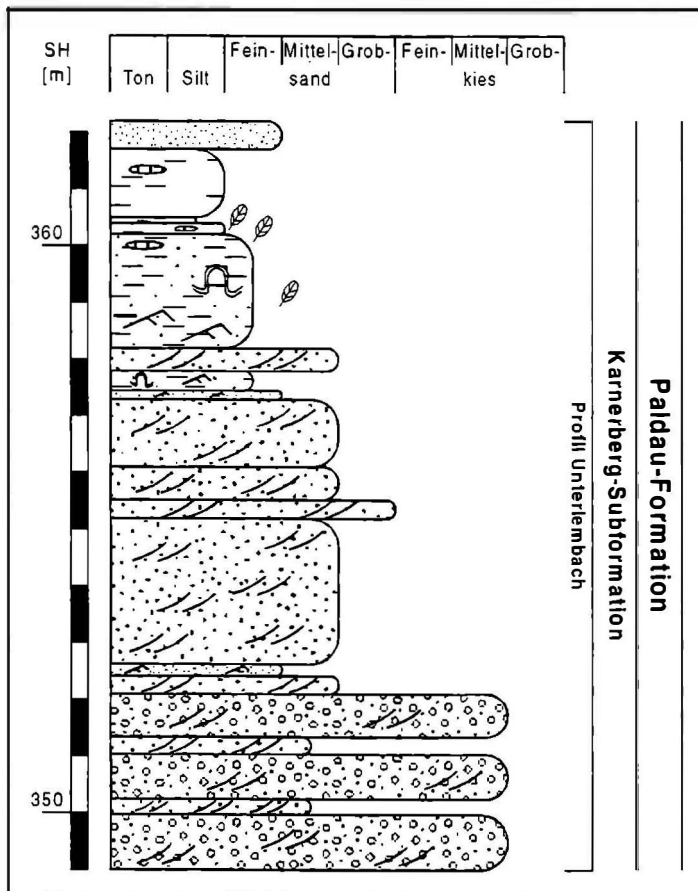


Abb. 12: Profil Unterlembach (= Typus-Profil der Karnerberg-Subformation), 2,5 km NE Riegersburg (ÖK 166 Fürstenfeld, BMN 7705, R: 721 950, H: 208 230). Legende siehe Abb. 9.

4. Exkursionspunkte

Als Exkursionspunkte werden Typus-Profile der pannonischen Formationen und Subformationen beschrieben (vgl. Kapitel 3), die Einblick in die lithologische und fazielle Entwicklung im Raum Paldau-Feldbach geben.

Exkursionspunkt 1: Eisengraben (Abb. 13)

Thema: Typus-Profil der Feldbach-Fm. und der Eisengraben-SbFm.; limnische, schwach brackische Sedimente.

Lokalität: Grabenanrisse an einem orographisch rechten Seitengraben des Eisengrabens, 2,3 km SW Feldbach (ÖK 192 Feldbach, BMN 7709, R: 714 400, H: 200 430; vgl. geol. Karte).

Chrono- und Biostratigraphie: Unteres Pannonium; *Congeria ornithopsis*/*Melanopsis impressa*-B.Z.

Beschreibung: Grünlichgrauer bis graubrauner (undeutlich) laminierter Silt wechsellagert im dm-Bereich mit orangebraunem bis graubraunem mit z.T. rippelgeschichtetem oder laminiertem Fein- bis Mittelsand. Gegen das Hangende schaltet sich ein >1 m mächtiges, orangegelbes, rippelgeschichtetes Feinsandpaket ein, das von grünlichgrauem, massigen bis undeutlich laminiertem, schwach feinsandigem Silt überlagert wird. Vereinzelt treten oxidierte und inkohlte Pflanzenreste auf. Darüber schließt ein 0,2 m mächtiges Schichtglied von dunkelorange, massigem Mittel- bis Grobsand an. Die Überlagerung bildet ein >7 m mächtiges Sedimentpaket von massigen oder undeutlich laminierten, grünlichen Silten bzw. blaugrauen Tonen/ Silten bis Mergeln. Die liegenden 3,6 m dieser Folge sind reich an Congerien, Lymnocardien, Melanopsiden und Ostracoden. Vereinzelt können inkohlte Pflanzenreste beobachtet werden.

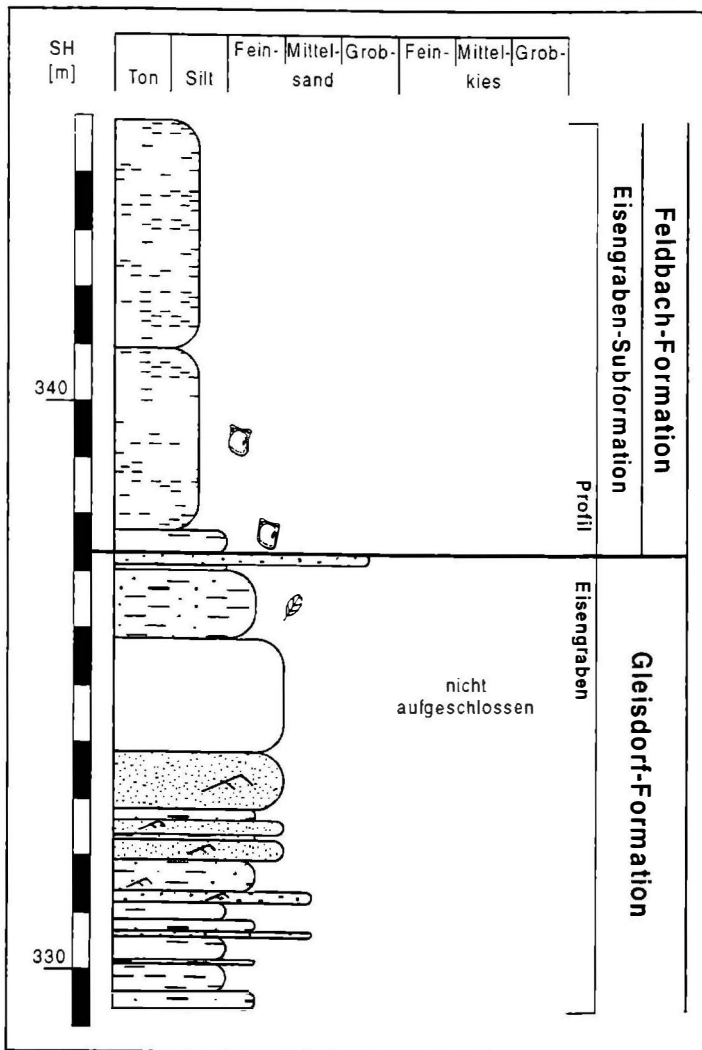


Abb. 13: Profil Eisengraben (= Typus-Profil der Feldbach-Formation und der Eisengraben-Subformation), 2,3 km SW Feldbach (ÖK 192 Feldbach, BMN 7709, R: 714 400, H: 200 430). Legende siehe Abb. 9.

orangegelbes, rippelgeschichtetes Feinsandpaket ein, das von grünlichgrauem, massigen bis undeutlich laminiertem, schwach feinsandigem Silt überlagert wird. Vereinzelt treten oxidierte und inkohlte Pflanzenreste auf. Darüber schließt ein 0,2 m mächtiges Schichtglied von dunkelorange, massigem Mittel- bis Grobsand an. Die Überlagerung bildet ein >7 m mächtiges Sedimentpaket von massigen oder undeutlich laminierten, grünlichen Silten bzw. blaugrauen Tonen/ Silten bis Mergeln. Die liegenden 3,6 m dieser Folge sind reich an Congerien, Lymnocardien, Melanopsiden und Ostracoden. Vereinzelt können inkohlte Pflanzenreste beobachtet werden.

Bemerkungen: Im beschriebenen Profil ist die Grenze zwischen der liegenden Gleisdorf-Fm. und der hangenden Feldbach-Fm. (Eisengraben - SbFm.) aufgeschlossen. Die Hangendgrenze der Gleisdorf-Fm. wird FRIEBE (1994) folgend mit dem Einsetzen der Congerien-führenden Tone/Silte bis Mergel („Congerien-Bänke“) gezogen.

Über limnisch-deltaischen Sedimenten der Gleisdorf-Fm. folgen limnische, schwach brackische

Ablagerungen der Feldbach-Fm. Diese Tone/Silte bis Mergel wurden in tieferen Seegebieten, denen feinklastisches Material aus der Suspension zugeführt wurde, abgelagert. Durch Bioturbation des Seebodens wurden primäre Sedimentspuren zerstört. *Congeria ornithopsis* BRUSINA dominiert die Fossilvergesellschaftung. Diese Dreissenide lebte mit Byssusfäden am Weichsubstrat festgeheftet (vgl. Schalenmorphologische Analyse von KÜHNELT 1937) und gilt als Indikator für ruhiges, brackisches Milieu (Taf. 1, Fig. a-c).

Exkursionspunkt 2: Sielegg (Abb. 14)

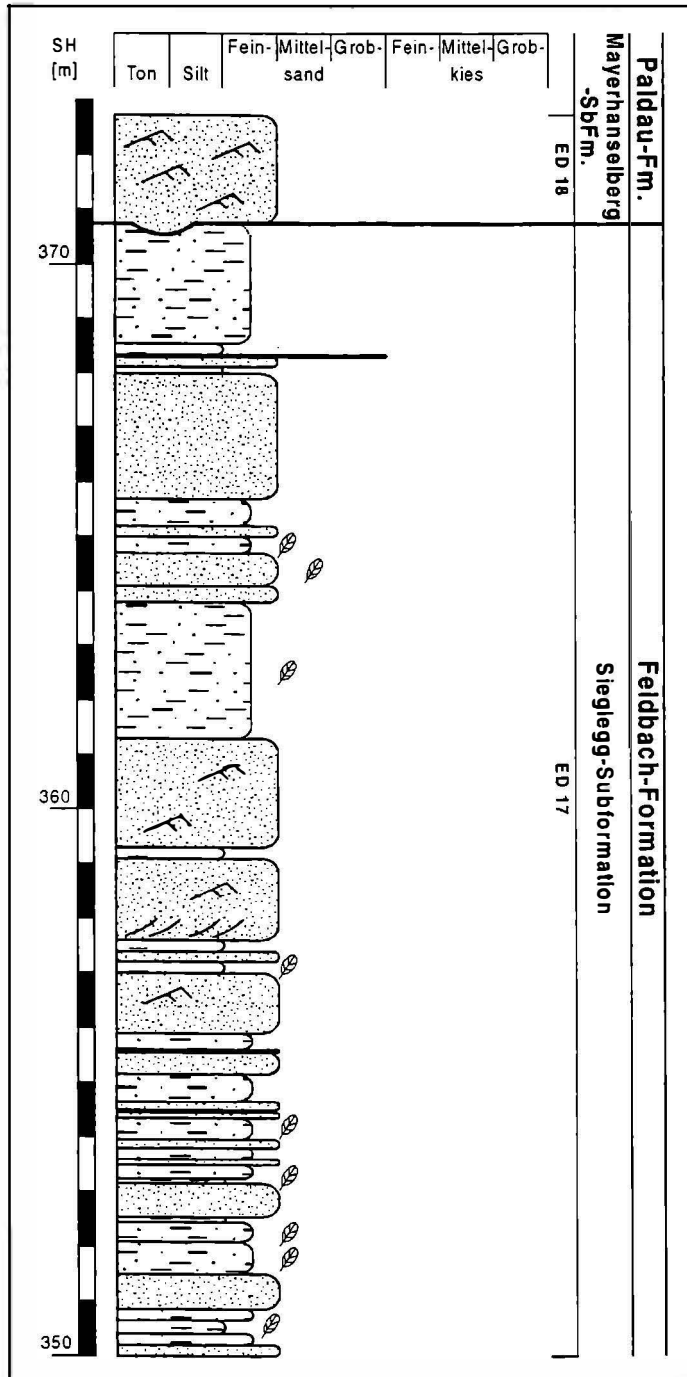


Abb. 14: Profil ED 17-18 (= Typus-Profil der Sielegg-Subformation und Grenzstratotypus-Profil der Mayerhanselberg-Subformation), 2,3 km S Paldau (ÖK 191 Kirchbach, BMN 6712, R: 709 570, H: 198 110). Legende siehe Abb. 9.

Thema: Typus-Profil der Sielegg-SbFm.; limnisch-deltaische Sedimente.

Lokalität: Grabenanrisse an der orographisch linken Seite des Edelsbrunngrabens, W. von Sielegg (Profil ED 17-18), 2,3 km S Paldau (ÖK 191 Kirchbach, BMN 6712, R: 709 570, H: 198 110; vgl. geologische Karte).

Chrono- und Biostratigraphie: Unteres Pannonium; *Congeria ornithopsis/Melanopsis impressa*-B.Z. bis ?*Congeria hoernesii*-B.Z.

Beschreibung: (Detailbeschreibung siehe GROSS 1997) Hellgrauer, laminierter Feinsand bis Silt wechsellagert im dm-Bereich mit gelborangem, horizontalgeschichtetem Feinsand. Oxydierte und inkohlte Pflanzenreste sind vor allem in den siltigen Partien häufig. Darüber folgt eine verstärkt sandige Partie (grauer bis gelboranger, häufig rippel- t.w. aber auch kreuz- und horizontalgeschichteter Feinsand), die von dm-mächtigen, grauen, laminierten oder massigen Siltlagen unterbrochen ist. Hangend schließt eine 2,5 m mächtige, graue, wellig laminierte Feinsand-Silt-Wechselfolge an, die t.w. inkohlte Pflanzenreste führt. Das darüber lagernde ca. 4 m mächtige Schichtpaket ist wieder verstärkt sandig entwickelt (gelblich-orange, laminierte oder horizontalgeschichtet (siltige) Feinsande). Dm-mächtige, grauorange, laminierte (feinsandige) Siltlagen sind eingeschaltet. Den hangendsten Anteil dieses Paketes bildet ein ca. 5 cm mächtiges, grauorange, undeutlich laminiertes Grobsandband, das von

2,4 m grauen, massigen bis undeutlich laminierten Silten mit Feinsandlinsen bedeckt wird. Den Abschluß dieses Profiles bilden >2,2 m mächtige, gelblichorange, rippel- bis schräggeschichtete Fein- bis Mittelsande, die t.w. erosiv durch Kleinrinnenbildungen (mit Silt-Intraklasten) in die Unterlagerung eingreifen.

Bemerkungen: Auch in den Grabenanrissen nördlich und südlich dieser Lokalität kann diese Schichtfolge beobachtet werden. Die lithostratigraphische Grenze zur überlagernden Mayerhanselberg-SbFm. (Paldau-Fm.) wird an der Basis der z.T. erosiv in die Unterlage eingreifenden Sande, des hangendsten Schichtpaketes in diesem Profil gezogen.

Dieses Profil wird als limnisch-deltaische Abfolge interpretiert. Von den basalen, stark wechsellagernden, sandig-siltigen Deltafrontablagerungen erfolgt der Übergang zur Deltaebene mit Mündungsarmen (kreuz- bis horizontalgeschichtete Feinsande), Randbuchten und Dammbruch-Überflutungsablagerungen (massige/undeutlich laminierte Silte mit inkohlten Resten und Sandlagen). Kohlebildungen sind von anderen Aufschlüssen aus den hangenden Anteilen der Sieglegg-SbFm. bekannt (vgl. GROSS 1998 b), die auf die Ausbildung von lokalen Sümpfen auf der Deltaebene schließen lassen.

Zu beachten ist das schwer abzuschätzende Sedimentationsverhalten des eingebrachten Materials (verringerte Salinität des Seewassers, eingeschränkter klastischer Input durch stark bewachsene Alluvialebenen) und die Morphologie des Seebeckens. Diese Faktoren können sich wesentlich auf derartige von Wellengang und Gezeiten kaum beeinflusste Deltagebiete auswirken.

Exkursionspunkt 3: Monscheinkiesgrube (Abb. 15)

Thema: Typus-Profil der Paldau-Fm. und Kapfenstein-SbFm.; fluviatile Sedimente kiesreicher bis kies-sandreicher Mäanderflüsse.

Lokalität: Aufgelassene Kiesgrube (Besitzer: Josef Monschein; Profil BE 1-2) an der orographisch rechten Seite des Saazer Baches, 1 km ESE Paldau (ÖK 191 Kirchbach, BMN 6712, R: 710 320, H: 200 000; vgl. geologische Karte).

Chrono- und Biostratigraphie: Unteres Pannonium; ?*Congerina ornithopsis*/*Melanopsis impressa*-B.Z. bis *Congerina hoernesii*-B.Z.

Beschreibung: (siehe Abb. 15, Tab. 3, vgl. GROSS 1998 a, GROSS et al. 2000)

Bemerkungen: In der Monscheinkiesgrube sind fluviatile Sedimente der Kapfenstein-SbFm. aufgeschlossen. Die grobklastischen Anteile wurden bisher meist als „Kapfensteiner Schotter“ bezeichnet (vgl. Kapitel 3). Die Grenze zur liegenden Feldbach-Fm. wird von diesen erosiv auflagernden Grobklastika gebildet. Sie ist zur Zeit nicht aufgeschlossen.

Die Aufschlußgliederung basiert auf der Architektur-Element Analyse (MIALL 1996), die „physikochemische Ablagerungseinheiten“ (= Architektur-Elemente) über Grenzflächen, externe/interne Geometrie und Faziesassoziationen definiert. Die verschiedenen Flußtypen lassen sich durch eine geringe Anzahl von Elementen charakterisieren. GROSS (1998 a) bringt eine ausführliche Beschreibung dieser Methode und interpretiert die aufgeschlossenen Sedimente als Ablagerungen eines Übergangstyps zwischen kiesreichen und kies-sandreichen Mäanderflüssen (Abb. 16).

Folgende, autogen gesteuerte Faziesentwicklung wird beschrieben (Großbuchstaben= Bezeichnung der Architektur-Elemente; vgl. Abb. 15): Durch kontinuierliche Rinnenmigration erfolgt der Übergang vom tieferen (A) zum höheren Rinnenbereich (B), zu Uferdamm (C) und proximaler Überschwemmungsebene (D). Zunehmende Rinnenentfernung ermöglicht die Ausbildung von Auseen (E), die nur durch Suspensionseintrag vom aktiven Rinnengeschehen beeinflusst werden. Eine durch Dammbrüche angelegte Nebenrinne (G₁) bewirkt partielle Erosion der Unterlagerung (E) und sedimentäre Beeinflussung der angrenzenden Überschwemmungsebene (F). Nach dem Verlanden der Nebenrinne (G₂) bildet sich durch Grundwasserspiegelanstieg ein Ausee (H) in der distalen Überschwemmungsebene.

Sedimente der proximalen Überschwemmungsebene (I) zeigen im Hangenden zunehmenden Rinneneinfluß an.

Paläobotanische Untersuchungen lassen unterschiedliche Auwaldvergesellschaftungen (Wasserpflanzengesellschaft, Röhrlichtzone, versumpfte Auwaldbereiche, Bruch- und Sumpfwälder, Hartholzau) in einem warmgemäßigten bzw. warmtemperierten Klima erkennen (KRENN 1998). Bisher wurden von GROSS (1997) und KRENN (1998) folgende Taxa beschrieben (Taf. 2, Fig. a-e): *Equisetum parlatorii*, *Equisetum* sp., *Pteris oeningensis*, *Pronephrium stiriacum*, *Salvinia* cf. *mildeana*, *Glyptostrobus europaeus*, *Laurophyllum* cf. *pseudoprinceps*, *Platanus leucophylla*, *Liquidambar europaea*, *Parrotia pristina*, *Ulmus carpinoides*, cf. *Ulmus* sp.-Frucht, *Juglans acuminata*, *Pterocarya paradisiaca*, *Comptonia oeningensis*, *Myrica lignitum*, *Quercus* cf. *neriifolia*, *Qu.* cf. *pseudoprinceps*, *Alnus* sp., *Betula* sp., *Populus balsamoides*, *Salix holzeri*, *Salix* sp.-Blüten-/Fruchtstand, *Rosa* sp., *Nyssa merianii*, cf. *Ilex* sp., *Paliurus favonii*, *Acer obtusilobum*, *Acer tricuspidatum*, *Acer* sp., *Acer* sp.-Frucht, *Potamogeton martinianus*, *Limnobiophyllum expansum*, *Dicotylophyllum* sp. 1, *Dicotylophyllum* sp. 2, *Dicotylophyllum* sp. 3, Blütenstand gen. et sp. indet., Holzabdrücke, Monokotylenreste. Daneben treten Steinkerne von Bivalven (Unioniden), Gastropoden (Planorbiden) und Fischschuppen auf. In der Monscheinkiesgrube geborgene Insektenreste stellen zusammen mit Funden in einem benachbarten Aufschluß (MÜ 21, GROSS 1998 c) die ersten Nachweise dieser Gruppe aus dem Pannonium des Oststeirischen Beckens dar (Taf. 1, Fig. d-e).

GROSS et al. (2000) erfassen die Gamma-Strahlungscharakteristik dieser fluviatilen Abfolge (Profil- und Rastermethode; Abb. 15) und zeigen, daß die Architektur-Elemente in ihrem Strahlungsverhalten sehr homogene Körper sind. Der Gammalog-Trend zeichnet sensibel Veränderungen der Korngröße nach. Bei einer Gruppierung der Sedimentkörper nach ihrer Strahlungsintensität (Strahlungsmittelwerte, Standardabweichung= SD%) können drei Subfaziesräume innerhalb dieses fluviatilen Systems radiometrisch charakterisiert werden: a) Rinnenfüllungen (niedrige Strahlungsmittelwerte, hohe SD%), b) proximale Überschwemmungsebene (mittlere Strahlungsmittelwerte, mittlere SD%) und c) Alt-/Totarme bzw. Auseen (hohe Strahlungsmittelwerte, niedrige SD%).

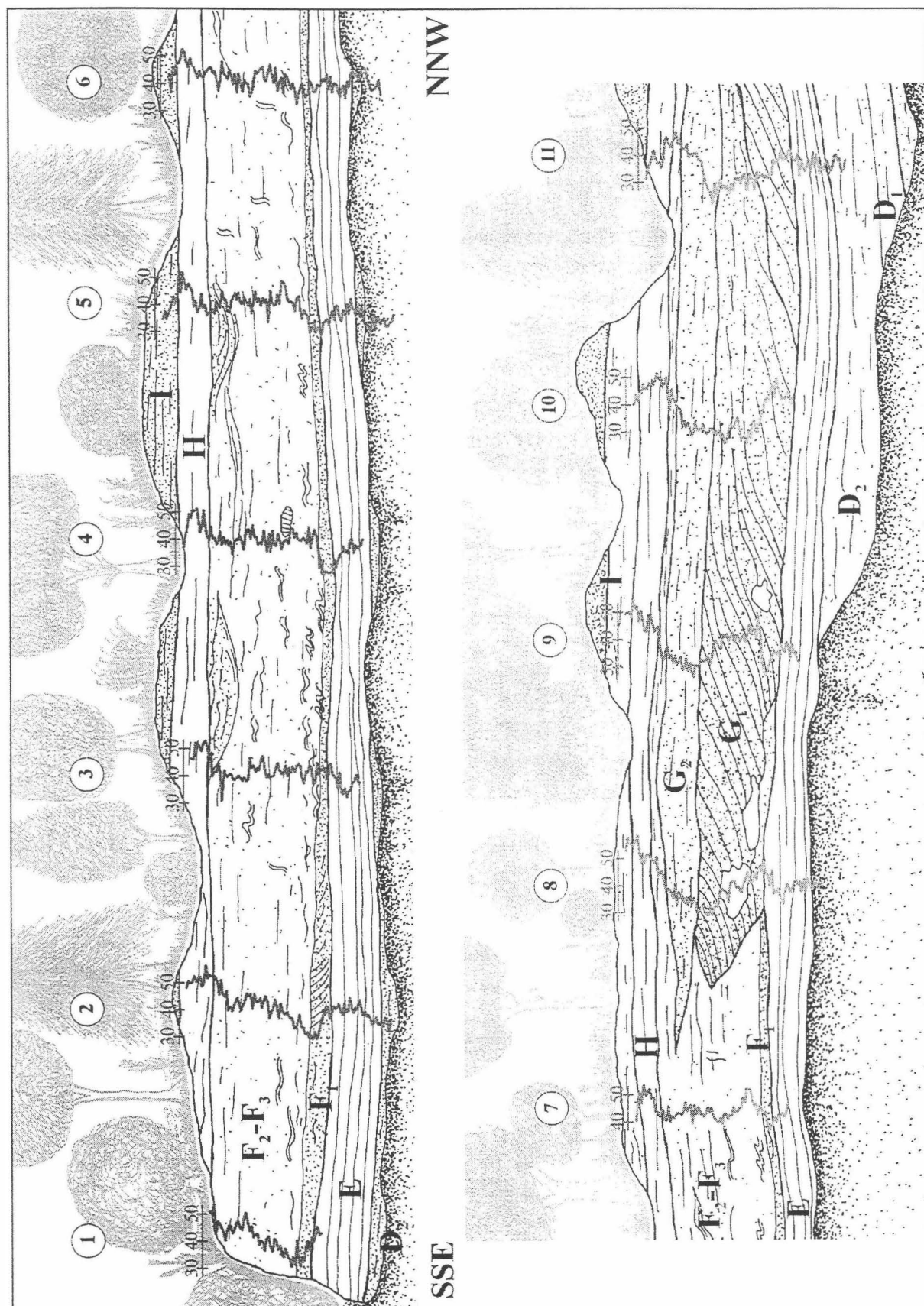
Exkursionspunkt 4: Münzengraben (Abb. 17)

Thema: Typus-Profil der Münzengraben-Bk. (Mayerhanselberg-SbFm.); limnische, schwach brackische Sedimente innerhalb der Paldau-Fm.

Lokalität: Grabenanrisse am orographisch linken Zubringer des Münzengrabens (Profil MA 35-38), 1,2 km SSE Paldau (ÖK 191 Kirchbach, BMN 6712, R: 709 560, H: 199 110; vgl. geol. Karte).

Chrono- und Biostratigraphie: Unteres Pannonium; *Congeria ornithopsis*/*Melanopsis impressa*-B.Z. bis *Congeria hoernesii*-B.Z.

Beschreibung: (Detailbeschreibung siehe GROSS 1997) Das Profil im Münzengraben beginnt mit einer Wechselfolge (dm-Bereich) von grauen, massigen bis undeutlich laminierten Silten und gelborangen bis grauen, massigen bis undeutlich laminierten oder undeutlich rippelgeschichteten (siltigen) Feinsanden. Häufig treten konkretionäre Lagen auf. Diese generelle „fining-upward“ Folge wird von mittelgrauem, massigem bis unregelmäßig laminiertem (tonigem) Silt mit basalem „convolute bedding“ und reicher Bivalven-, Gastropoden- und Ostracodenfauna (Münzengraben-Bk.) abgeschlossen. Darüber schließt eine 0,6 m mächtige, gelblichbraune bis grünlichgraue Siltlage mit vereinzelt Bivalvenresten an, die bereits den darauffolgenden „coarsening-upward“-Trend einleitet. 1,1 m mächtige graue, laminierte Silte mit gelblichen Feinsandlagen werden von einer 4 m mächtigen, gelblich-orangen oder grünlich-grauen Fein- bis Mittelsandfolge überdeckt. Basal sind grünliche, laminierte Silte eingeschaltet. Im liegenden und hangenden Anteil tritt Rippelschichtung auf. Der Mittelteil ist



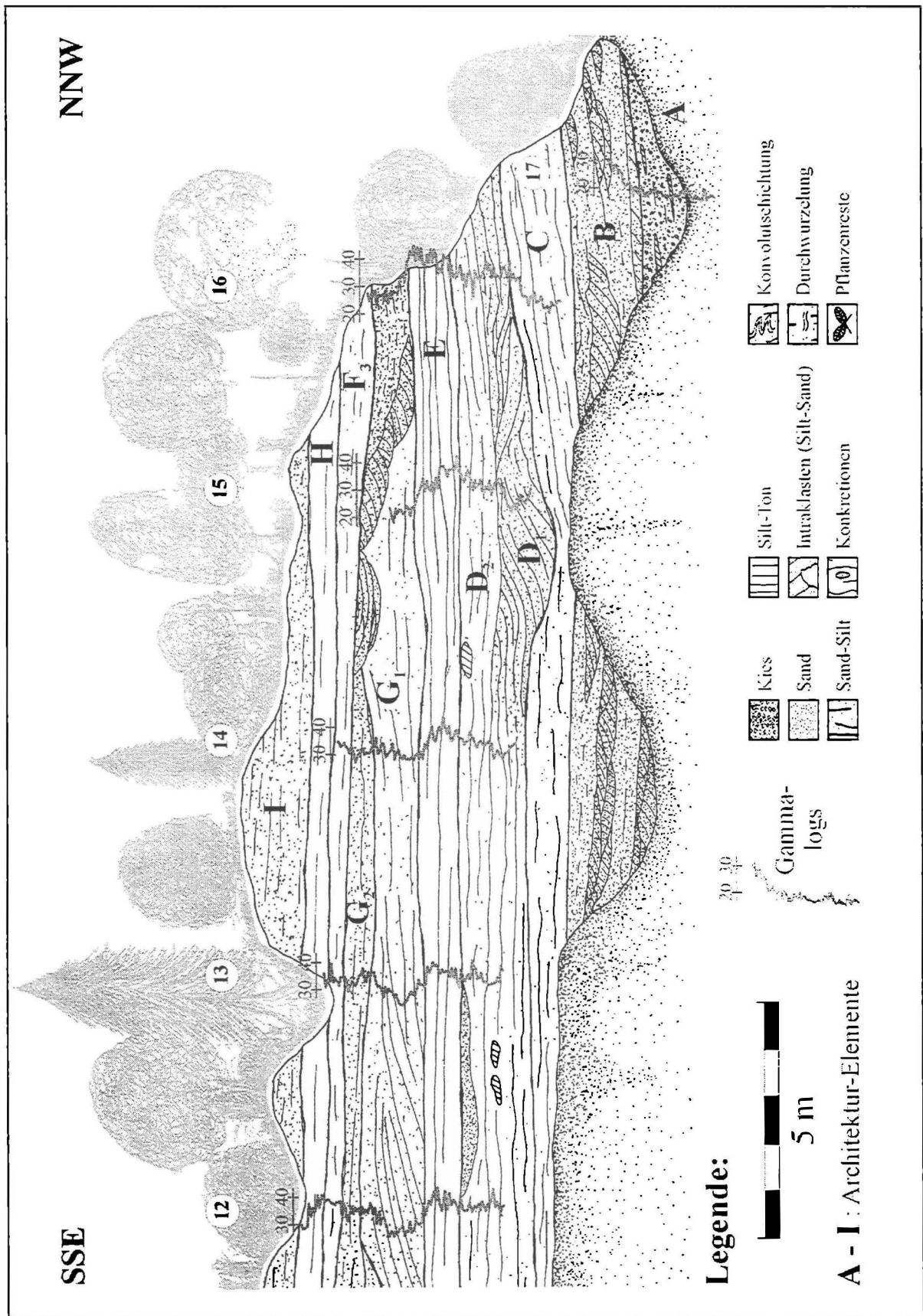


Abb. 15: Aufschluß Monscheinkiesgrube (= Typus-Profil der Paldau-Formation und der Kapfenstein-Subformation; Profil BE 1), 1 km ESE Paldau (ÖK 191 Kirchbach, BMN 6712, R: 710 320, H: 200 000) (nach GROSS et al. 2000).

trogförmig kreuzgeschichtet. Graue bis gelbliche, massige oder laminierte (feinsandige) Silte, die mit gelblich- bis grautorangen Feinsanden im dm bis m-Bereich wechseln bilden die Überlagerung. Erst in den hangenden Anteilen treten neben Feinkieseinschaltungen verstärkt Rippelschichtungen auf. Den Abschluß dieses Profils bilden >4 m mächtige, gelbliche, trogförmig kreuzgeschichtete Feinkiese bis Grobsande.

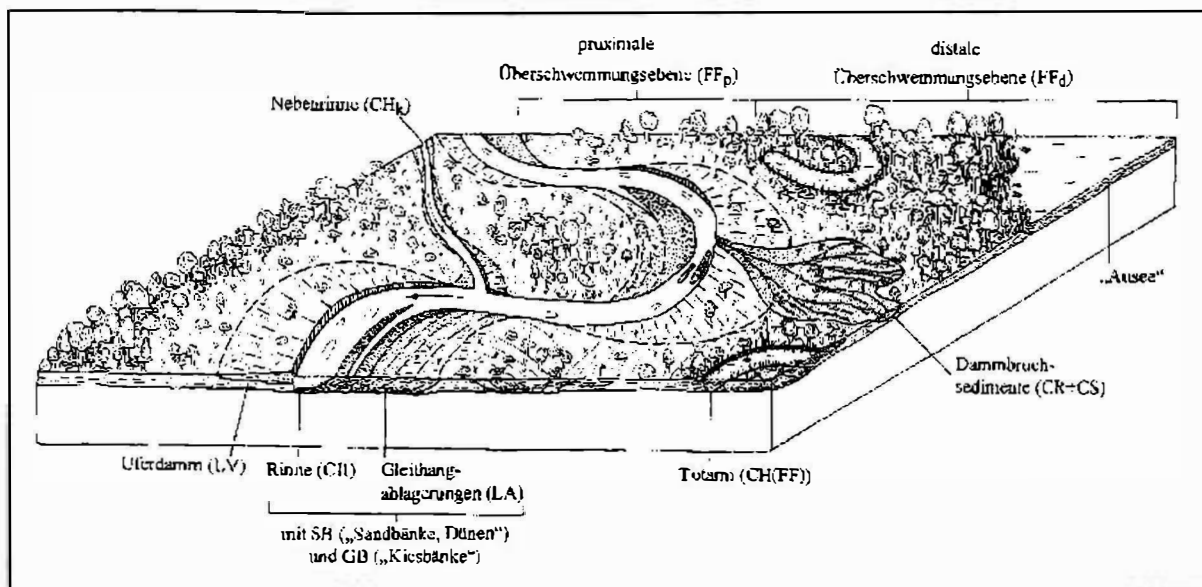


Abb. 16: Faziesmodell der fluviatilen Sedimente der Kapfenstein-Subformation südlich von Paldau (Übergangstyp zwischen kiesreichen und kies-sandreichen Mäanderflüssen; aus GROSS 1998 a).

Bemerkungen: Dieses Profil schließt die hangenden Anteile der Mayerhanselberg-SbFm auf, die - mit dem Einsetzen der Grobklastika am Top - von der Kirchberg-SbFm. überlagert wird. Der basale „finig-upward“-Zyklus endet mit limnischen, schwach brackischen Sedimenten (Münzengraben-Bk.), die auf eine Ingression des Pannonischen Sees hinweisen.

Die bisherige Bearbeitung des Ostracodenspektrums (Taf. 1, Fig. f-k) zeigt ein starkes Zurücktreten eher im Süßwasser lebender Taxa (*Darwinula* sp., *Amplocypris* cf. *reptans* (BAIRD), *Cyprois* sp., *Candona* (*Pseudocandona*) sp., *Cyclocypris* sp.) gegenüber vorwiegend brackischen Formen (*Hemicytheria* cf. *ampullata* (MEHES), *Cyprideis tuberculata* (MEHES), *Loxoconcha porosa* (MEHES)). Das Dominieren von *H. cf. ampullata* und *C. tuberculata* indiziert eine biostratigraphische Einstufung in die „Papp-Zonen“ B-C (vgl. Kapitel 2). *C. tuberculata* erreicht das Verbreitungsmaximum in der „Zone“ B (KOLLMANN 1960 a). Die Häufigkeit dieser Form in vorliegender Faunula könnte als Hinweis auf diese „Zone“ betrachtet werden. Für „Zone“ C spricht hingegen *A. reptans*. Eine Bearbeitung der schlecht erhaltenen Molluskenfauna (*Melanopsis* sp., *M. bouei* HANDMANN, *Theodoxus* sp., *Lymnocardium* sp.), könnte weitere Hinweise liefern.

Der darüber folgende „coarsening-upward“-Zyklus wird als deltaische Entwicklung interpretiert, die in fluviatile Sedimenten der Kirchberg-SbFm. übergeht.

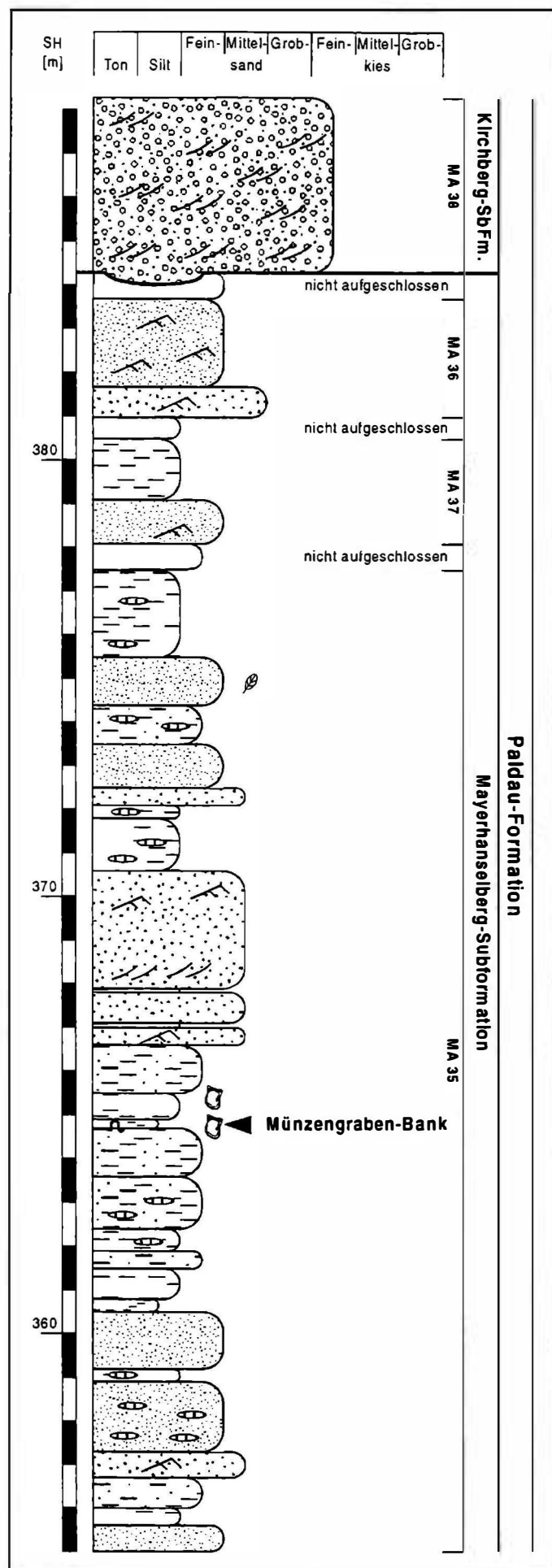


Abb. 17: Profil MA 35-38 (= Typus-Profil der Münzengraben-Bank), 1,2 km SSE Paldau (ÖK 191 Kirchbach, BMN 6712, R: 709 560, H: 199 110). Legende siehe Abb. 9.

A.-E.	Grenzflächenausbildung liegend hangend		[m]	Korngröße	Sedimentstrukturen	Bemerkungen	Interpretation
I	<i>kontinuierlich, planar</i>	nicht aufgeschlossen	> 1,3	siltiger Feinsand bis Silt	planar laminiert bis massig	stark verwittert, selten: oxid. Pflanzenr., Bivalven	?proximale Überschwemmungsebene
H	<i>kontinuierlich, planar</i>	<i>kontinuierlich, planar</i>	0,6-0,8	toniger Silt	wellig bis planar laminiert oder massig	zahlr. oxid. Pflanzenreste, Insekten-, Fischr., Bivalv.	Ausee
G ₂ --- G ₁	<i>erosiv, flach bis stark konkav</i>	<i>kontinuierlich bis leicht erosiv, flach</i>	0,3-0,8 ----- 1,6-2,0	Fein- bis Mittelsand, untergeordnet Siltlagen SSE: Mittelsand mit Silt- bis Feinsand-Intraklasten; NNW: Wechself. siltig. Feinsand - Silt	wellig laminiert, Rippel- u. Konvolutschichtung; NNW: schräggeschichtet SSE: Epsilon-Schrägschichtung, untergeordnet Rippelschichtung; NNW: wellig laminierte Wechselfolge	lateral kontinuierlicher Übergang in F ₃ an der Basis Intraklasten aus E und F	Nebenrinne bis proximale Überschwemmungsebene ----- Nebenrinne
F ₃ --- F ₂ --- F ₁	<i>erosiv, unregelmäßig oder kontinuierlich, planar</i>	<i>kontinuierlich, planar</i>	0,8-1,1 ----- 1,1-1,3 ----- 0,3-0,4	sandiger Silt Wechselfolgen von tonigem bis sandigem Silt stark siltiger Feinsand mit Siltfasern	wellig dünn geschichtet, Faserschichtung, Durchwurzelung wellig laminiert, Konvolutschichtung, Durchwurzelung planar laminiert, vereinzelt Siltfasern, tw. schräggeschichtet (SSE-Teil)	Sandanteil > als in F ₂ autochthone Schachtelhalmsteinkerne	proximale Überschwemmungsebene, teilweise Dambruchsedimente integriert
E	<i>kontinuierlich, planar</i>	<i>erosiv, unregelm. od. kontinuierlich, planar</i>	1,0-1,3	toniger Silt bis Silt	wellig bis planar laminiert oder massig	zahlreiche Pflanzenreste, Fischreste, Bivalven und Gastropoden	Ausee/Totarm
D ₂ --- D ₁	<i>erosiv, konkav bis kontinuierlich, planar</i>	<i>kontinuierlich, planar</i>	0,9-1,2 ----- 0,3-0,8	Wechselfolgen von Silt und siltigem Feinsand Wechself. schwach tonig. Silt - siltig. Feinsand; Rinnenfüllungen: Feinsand	wellig dünn geschichtete Wechselfolgen, karbonatische Konkretionen, Durchwurzelung wellig bis planar laminierte Wechself., Rinnenfüllungen: schräggeschichtet	oxidierte Pflanzenreste erosive Kleinrinnen	proximale Überschwemmungsebene, teilweise mit Dambruchrinnen
C	<i>leicht erosiv bis kontinuierlich, wellig</i>	<i>erosiv, konkav bis kontinuierlich, planar</i>	1,2-1,3	Silt bis sandiger Silt	wellig laminierte Wechselfolgen oder massig, Belastungsmarken, teilweise Bioturbation und Durchwurzelung, karbonatische Konkretionen	oxidierte und inkohle Pflanzenreste	Uferdamm und Übergang zur proximalen Überschwemmungsebene
B	<i>leicht erosiv, wellig</i>	<i>leicht erosiv bis kontinuierlich, wellig</i>	2,0-2,5	Fein- bis Mitteisand, untergeordnet Grobsand	trogförmig kreuzgeschichtet, horizontalgeschichtet oder rippelgeschichtet	selten: mehrphasig verfüllte Auskolkungen	höherer Rinnenbereich, Dünenbildungen
A	<i>?erosiv, unregelmäßig (nicht aufgeschlossen)</i>	<i>leicht erosiv, wellig</i>	4,0-5,0	stark sandiger Mittel- bis Feinkies, untergeordnet Mittelsandlinsen	undeutl. trogförmig kreuz- bis horizontalgeschichtet, undeutl. Imbrikation, tw. gradiert; sandige Anteile: planar kreuz- bis rippelgeschichtet od. planar lamin.	selten: oxidierte Holzabdrücke und limonitische Konkretionen	tieferer Rinnenbereich, Kiesbänke

Tab. 3: Beschreibung und Interpretation der Architektur-Elemente (= A.-E.) im Aufschluß Monscheinkiesgrube
[m] = Mächtigkeit in m (nach GROSS et al. 2000)

Literatur

- ANDRAE, K.J. (1854): Bericht über die Ergebnisse geognostischer Forschungen im Gebiete der 9. Sektion der General-Quartiermeisterstabs-Karte in Steiermark und Illyrien während des Sommers 1853.- Jb. k.k. Geol. R.-A., 5(3), 529-567, Abb. 5-9, Wien.
- BREZSNYANSZKY, K., HAAS, J., KOVACS, S. & SZEDERKENYI, T. (2000): Geology of Hungary 2000. Basement Geology. Terrane Collage in the Basement.- Geol. Inst. Hungary, 4 S., Budapest.
- DAXNER-HÖCK, G. (1996): Faunenwandel im Obermiozän und Korrelation der MN-„Zonen“ mit den Biozonen des Pannons der Zentralen Paratethys.- Beitr. Paläont., 21, 1-9, 4 Abb., Wien.
- DRAXLER, I., SOLTI, G., LOBITZER, H. & CICHOCKI, O. (1994): Erster Nachweis von Alginat (sensu JAMBOR & SOLTI, 1975) im Südoststeirischen Tertiärbecken (Österreich).- Jubiläumsschrift 20 Jahre Geolog. Zusammenarbeit Österreich-Ungarn, 2, 19-54, 2 Abb., 7 Tab., 12 Taf., Wien.
- DULLO, W.C. (1983): Fossildiagenese im miozänen Leitha-Kalk der Paratethys von Österreich: Ein Beispiel für Faunenverschiebungen durch Diageneseunterschiede.- Facies, 8, 1-112, 22 Abb., 2 Tab., 15 Taf., Erlangen.
- EBNER, F. & SACHSENHOFER, R.F. (1991): Die Entwicklungsgeschichte des Steirischen Tertiärbeckens.- Mitt. Abt. Geol. Paläont. Landesmus. Joanneum, 49, 96 S., 29 Abb., 7 Tab., 3 Beil., Graz.
- FLÜGEL, H. & HERTISCH, H. (1968): Das Steirische Tertiär-Becken.- Sammlung geolog. Führer, 47, 196 S., 27 Abb., 4 Tab., 8 Taf., 1 geol. Kt., 6 Beil., 2. Aufl., Gebr. Borntraeger, Berlin-Stuttgart.
- FLÜGEL, H.W. & NEUBAUER, F. (1984): Steiermark.- 127 S., 28 Abb., 5 Tab., 1 geol. Kt., Geologie der österr. Bundesländer in kurzgefaßten Einzeldarstellungen, Erl. Geol. Karte Steiermark, Geol. B.-A., Wien.
- FRIEBE, J.G. (1990): Lithostratigraphische Neugliederung und Sedimentologie der Ablagerungen des Badeniens (Miozän) um die Mittelsteirische Schwelle (Steirisches Becken, Österreich).- Jb. Geol. B.-A., 133(2), 223-257, 29 Abb., Wien.
- FRIEBE, J.G. (1994): Gemischt siliziklastisch-karbonatische Abfolgen aus dem Oberen Sarmatium (Mittleres Miozän) des Steirischen Beckens.- Jb. Geol. B.-A., 137(2), 245-274, 40 Abb., Wien.
- FRITZ, I. (1996 a): Die Entwicklung der jungpliozänen Vulkaniklastika im Raum Altenmarkt-Riegersburg und ihre Beziehung zu den umgebenden Sedimenten (Oststeirisches Becken).- 235 S., 150 Abb., 10 Tab., 2 Beil., Dissertation, Karl-Franzens-Univ., Graz.
- FRITZ, I. (1996 b): Notes on the Plio-/Pleistocene volcanism of the Styrian Basin.- Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 41, 87-100, 12 Abb., 1 Tab., Wien.
- FRITZ, I. & GROSS, M. (2000): Fossiliengrabung in der Tongrube Mataschen (Oststeiermark) vom 26. Juni bis 1. Juli 2000.- Projektmappe für Schulen, 41 S., 33 Abb., Ref. Geol. Paläont., Landesmus. Joanneum, Graz.
- GROSS, M. (1994): Erster Nachweis der fossilen Schildkröte *Clemmysopsis turnauensis* aus dem Pannonium des Oststeirischen Tertiärbeckens (Testudines: Emididae: Batagurinae).- Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark, 124, 49-59, 3 Abb., 1 Tab., 1 Taf., Graz.
- GROSS, M. (1997): Geologisch-paläontologische Untersuchungen im Obermiozän der Südoststeiermark (Paldau-Perlsdorf).- 228 S., 68 Abb., 16 Tab., 17 Taf., 1 Beil., Diplomarbeit, Karl-Franzens-Univ., Graz.
- GROSS, M. (1998 a): Faziesanalyse fluviatiler Sedimente (Obermiozän, Südoststeiermark, Österreich).- Mitt. Ref. Geol. Paläont. Landesmus. Joanneum, 56, 131-164, 367-371, 5 Abb., 3 Tab., 4 Taf., 2 Beil., Graz.
- GROSS, M. (1998 b): Der Braunkohlebergbau von Paldau (Südoststeiermark).- Mitt. Ref. Geol. Paläont. Landesmus. Joanneum, SH 2, 199-208, 5 Abb., 1 Tab., Graz.
- GROSS, M. (1998 c): Floren- und Faziesentwicklung im Unterpannonium (Obermiozän) des Oststeirischen Neogenbeckens (Österreich).- Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 23, 1-35, 4 Abb., 1 Tab., 5 Taf., Innsbruck.
- GROSS, M. (2000): Brackwasser Ostracoden aus dem Pannonium des Oststeirischen Beckens (Oberes Miozän, Österreich).- Schr. Staatl. Mus. Mineral. Geol. Dresden, 11, 67, Dresden.
- GROSS, M. (in Vorbereitung): Beitrag zur Lithostratigraphie des Oststeirischen Beckens.

- GROSS, M., REISINGER, J. & HUBMANN, B. (2000): Gammastrahlungscharakteristik der „Kapfensteiner Schotter“ (Obermiozän, Steirisches Becken/Österreich).- Mitt. Österr. Geol. Ges., 91(1998), 79-89, 4 Abb., 3 Tab., 1 Taf., Wien.
- HANSELMAYER, J. (1958): Beiträge zur Sedimentpetrographie der Grazer Umgebung X. Quarzporphyre aus den pannonischen Schottern von der Platte und von Laßnitzhöhe-Schemerl.- Sitzber. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abt. I, 167, 461-482, 2 Taf., Wien.
- HANSELMAYER, J. (1959): Beiträge zur Sedimentpetrographie der Grazer Umgebung XI. Petrographie der Gerölle aus den pannonischen Schottern von Laßnitzhöhe, speziell Grube Griessl.- Sitzber. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abt. I, 168, 789-838, 3 Taf., Wien.
- HANSELMAYER, J. (1960): Beiträge zur Sedimentpetrographie der Grazer Umgebung XIV. Petrographie der Gerölle aus den pannonischen Schottern von Laßnitzhöhe, speziell Grube Griessl. Fortsetzung und Schluß.- Sitzber. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abt. I, 169, 319-340, 4 Abb., 2 Taf., Wien.
- HANSELMAYER, J. (1966): Beiträge zur Sedimentpetrographie der Grazer Umgebung XXIV. Erster Einblick in die Petrographie der Kirchberger Schotter (Steirisches Tertiärbecken, speziell Holzmannsdorf bei St. Marein a. P. Pannon).- Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark, 96, 33-42, 1 Abb., 1 Tab., Graz.
- HANSELMAYER, J. (1968): Beiträge zur Sedimentpetrographie der Grazer Umgebung XXVIII. Zur Kenntnis der Karnerbergschotter des steirischen Tertiär-Beckens.- Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark, 98, 27-46, 4 Abb., 2 Tab., Graz.
- HANSELMAYER, J. (1971): Beiträge zur Sedimentpetrographie der Grazer Umgebung XXIX. Zur Kenntnis der Kapfensteiner Schotter.- Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark, 100, 39-56, 6 Abb., Graz.
- HEINRICH, M., HERRMANN, P., HOFMANN, T., KOLLER, T., KOLLMANN, W.F.H., LENHARDT, W.A., PAHR, A., PILLER, W.E., SCHERMANN, O., SCHÖNLAUB, H.P., BELOCKY, R., SEIBERL, W., WALACH, G. & ZORN, I. (2000): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Burgenlandes 1:200.000.- 130 S., 96 Abb., 10 Tab., 4 Taf., 1 geol. Kt., Geol. B.-A., Wien.
- HELJ, E. (1996): The lateral extrusion of the Eastern Alps: fact or fiction? - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., Abstr. PANCARDI workshop, 41, 111, Wien.
- HILBER, V. (1893): Das Tertiärgebiet um Graz, Köflach und Gleisdorf.- Jb. k.k. Geol. R.-A., 43, 2, 281-365, Wien.
- HOERNES, R. (1878): Zur Geologie der Steiermark.- Verh. k.k. Geol. R.-A., 13, 304-306, Wien.
- HOLZER, H.-L. (Hrsg., 1994): Exkursionsführer Steirisches Tertiärbecken.- 80 S., 44 Abb., 8 Tab., Österr. Geol. Ges., Wandertagung (Bad Gleichenberg) 1994, Graz.
- JIRICEK, R. (1985): Die Ostracoden des Pannonien.- In: PAPP, A., JAMBOR, A. & STEININGER, F.F. (Hrsg.): Chronostratigraphie und Neostatotypen, Miozän der Zentralen Paratethys, 7(M6), 378-425, 2 Tab., Taf. 49-56, Verl. Ungar. Akad. Wiss., Budapest.
- JIRICEK, R. & RIHA, J. (1990): Correlation of Ostracod Zones in the Paratethys and Tethys.- Saito Hon Kai Spec. Publ. (Proceedings of the Shallow Tethys), 3, 435-457, 5 Tab., 6 Taf., Sendai.
- JUHASZ, E., KOVACS, L.O., MÜLLER, P., TOTH-MAKK, A., PHILLIPS, L. & LANTOS, M. (1997): Climatically driven sedimentary cycles in the Late Miocene sediments of the Pannonian Basin, Hungary.- Tectonophysics, 282(1997), 257-276, 15 Abb., Amsterdam.
- KAZMER, M. (1990): Birth, life and death of the Pannonian Lake.- Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 79(1990), 171-188, 13 Abb., 3 Tab., Amsterdam.
- KOLLMANN, K. (1960 a): Cytherideinae und Schulerideinae n. subfam. (Ostracoda) aus dem Neogen des östl. Österreich.- Mitt. Geol. Ges. Wien, 51(1958), 89-195, 5 Abb., 21 Taf., 5 Beil., Wien.
- KOLLMANN, K. (1960 b): Das Neogen der Steiermark (mit besonderer Berücksichtigung der Begrenzung und Gliederung).- Mitt. Geol. Ges. Wien, 52(1959), 159-167, 1 Abb., 2 Beil., Wien.
- KOLLMANN, K. (1965): Jungtertiär im Steirischen Becken.- Mitt. Geol. Ges. Wien, 57(2), 479-632, 2 Abb., 6 Taf., Wien.
- KORECZ, A. (1985): Die Ostracodenfauna des Zsambeker Beckens.- In: PAPP, A., JAMBOR, A. & STEININGER, F.F. (Hrsg.): Chronostratigraphie und Neostatotypen, Miozän der Zentralen Paratethys.- 7(M6), 173-177, 1 Abb., Verl. Ungar. Akad. Wiss., Budapest.

- KOVAR-EDER, J. & KRAINER, B. (1988): Die Flora und Facies des Fundpunktes Höllgraben südöstlich von Weiz.- Mitt. Abt. Geol. Paläont. Landesmus. Joanneum, 47, 27-51, 5 Abb., 1 Tab., 3 Taf., 1 geol. Kt., Graz.
- KOVAR-EDER, J. & KRAINER, B. (1990): Faziesentwicklung und Florenabfolge des Aufschlusses Wörth bei Kirchberg/Raab (Pannon, Steirisches Becken).- Ann. Naturhist. Mus. Wien, 91A, 7-38, 9 Abb., 2 Tab., 9 Taf., Wien.
- KOVAR-EDER, J. & KRAINER, B. (1991): Flora und Sedimentologie der Fundstelle Reith bei Unterstorcha, Bezirk Feldbach in der Steiermark (Kirchberger Schotter, Pannonium C, Miozän).- Jb. Geol. B.-A., 134(4), 737-771, 2 Abb., 1 Tab., 10 Taf., Wien.
- KRAINER, B. (1986): Untersuchungen an fluviatilen Sedimenten zur Bewertung von Lockergesteinsvorkommen am Beispiel des Unterpannons im Oststeirischen Becken.- Arch. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., 7, 167-172, 3 Abb., 4 Tab., Wien.
- KRAINER, B. (1987 a): Das Tertiär der Weizer Bucht, Steirisches Becken.- 327 S., 64 Abb., 24 Tab., 17 Diagr., 10 Beil., Dissertation, Karl-Franzens-Univ., Graz.
- KRAINER, B. (1987 b): Fluviale Faziesentwicklung im Unterpannonien des steirischen Beckens (Zentrale Paratethys, Österreich).- Facies, 17, 141-148, 4 Abb., 3 Tab., Erlangen.
- KRENN, H. (1998): Die obermiozäne (pannone) Flora von Paldau, Steiermark, Österreich.- Mitt. Geol. Paläont. Landesmus. Joanneum, 56, 165-271, 3 Abb., 12 Tab., 10 Taf., Graz.
- KRÖLL, A., FLÜGEL, H.W., SEIBERL, W., WEBER, F., WALACH, G. & ZYCH, D. (1988): Erläuterungen zu den Karten über den prätertiären Untergrund des Steirischen Beckens und der Südburgenländischen Schwelle.- 49 S., 5 Abb., Geol. B.-A., Wien.
- KÜHNELT, W. (1937): Versuch einer Deutung der Schalenformen der Congerien.- Verh. zool. Bot. Ges. Wien, 86/87, 375-381, Wien.
- MAGYAR, I., GEARY, D.H., SÜTO-SZENTAI, M., LANTOS, M. & MÜLLER, P. (1999 a): Integrated biostratigraphic, magnetostratigraphic and chronostratigraphic correlations of the Late Miocene Lake Pannon deposits.- Acta Geol. Hungarica, 42(1), 5-31, 4 Abb., 1 Tab., Budapest.
- MAGYAR, I., GEARY, D.H. & MÜLLER, P. (1999 b): Paleogeographic evolution of the Late Miocene Lake Pannon in Central Europe.- Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 147(1999), 151-167, 12 Abb., Amsterdam.
- MIAL, A.D. (1996): The Geology of Fluvial Deposits.- 582 S., 504 Abb., 30 Tab., Springer-Verl., Berlin-Heidelberg-New York.
- MOTTL, M. (1954 a): Hipparion-Funde der Steiermark.- Mitt. Mus. Bergbau, Geol., Technik Landesmus. Joanneum, 13, 43-71, 2 Taf., Graz.
- MOTTL, M. (1954 b): Dorcatherium aus dem Unterpliozän der Steiermark.- Mitt. Mus. Bergbau, Geol., Technik Landesmus. Joanneum, 13, 72-75, 2 Abb., 1 Tab., Graz.
- MOTTL, M. (1966 a): VIII. Eine neue unterpliozäne Säugetierfauna aus der Steiermark, SO-Österreich.- Mitt. Mus. Bergbau, Geol., Technik Landesmus. Joanneum, 28, 33-62, 4 Abb., 1 Tab., Graz.
- MOTTL, M. (1966 b): VII. Ein vollständiger Hyotherium palaeochoerus-Schädel aus dem Altplio- zän (Pannon) Südost-Österreichs.- Mitt. Mus. Bergbau, Geol., Technik Landesmus. Joanneum, 28, 3-31, 1 Tab., 4 Taf., Graz.
- MOTTL, M. (1969): Bedeutende Proboscider-Neufunde aus dem Altplio- zän (Pannonien) Südost-Österreichs.- Denkschr. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., 115, 5-50, 9 Tab., 22 Taf., Wien.
- MOTTL, M. (1970): Die jungtertiären Säugetierfaunen der Steiermark, Südost-Österreichs.- Mitt. Mus. Bergbau, Geol., Technik Landesmus. Joanneum, 31, 3-92, 10 Abb., Graz.
- MURBAN, K. (1939): Die vulkanischen Durchbrüche in der Umgebung von Feldbach.- Mitt. Abt. Bergbau, Geol. Paläont. Landesmus. Joanneum, 3, 1-11, 3 Taf., 1 geol. Kt., Graz.
- NEBERT, K. (1979): Die Lignitvorkommen Südburgenlands.- Jb. Geol. B.-A., 122(1), 143-180, 10 Abb., 6 Tab., 3 Taf., Wien.
- NEBERT, K. (1985): Kohlengeologische Erkundung des Neogens entlang des Ostrandes der Zentralalpen.- Arch. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., 6, 23-77, 46 Abb., 14 Tab., Wien.
- NEBERT, K. (1988): Kohlengeologische Erkundung des Ilzer Reviers.- Arch. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., 9, 73-93, 19 Abb., 6 Tab., Wien.

- NEUBAUER, F. & GENSER, J. (1990): Architektur und Kinematik der östlichen Zentralalpen - eine Übersicht.- Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark, 120, 203-219, 10 Abb., Graz.
- NEUBAUER, F., EBNER, F. & WALLBRECHER, E. (1995): Geological Evolution of the Internal Alps, Carpatians and of the Pannonian Basin - An Introduction.- Tectonophysics, 242, 1-4, Amsterdam.
- PAPP, A. (1951): Das Pannon des Wiener Beckens.- Mitt. Geol. Ges. Wien, 39-41(1946-1948), 99-193, 7 Abb., 4 Tab., Wien.
- PAPP, A. (1985 a): Diskussion des Begriffes Pannonien.- In: PAPP, A., JAMBOR, A. & STEININGER, F.F. (Hrsg.): Chronostratigraphie und Neostatotypen, Miozän der Zentralen Paratethys.- 7(M6), 21-24, 1 Tab., Ungar. Akad. Wiss., Budapest.
- PAPP, A. (1985 b): Die Gliederung des Pannoniens.- In: PAPP, A., JAMBOR, A. & STEININGER, F.F. (Hrsg.): Chronostratigraphie und Neostatotypen, Miozän der Zentralen Paratethys.- 7(M6), 28-29, Ungar. Akad. Wiss., Budapest.
- PAPP, A. (1985 c): Wiener Becken (Anteil in Österreich).- In: PAPP, A., JAMBOR, A. & STEININGER, F.F. (Hrsg.): Chronostratigraphie und Neostatotypen, Miozän der Zentralen Paratethys.- 7(M6), 59-63, Abb. 7, Tab. 3, Ungar. Akad. Wiss., Budapest.
- PAPP, A. (1985 d): Das Steirische Becken.- In: PAPP, A., JAMBOR, A. & STEININGER, F.F. (Hrsg.): Chronostratigraphie und Neostatotypen, Miozän der Zentralen Paratethys.- 7(M6), 72-74, Abb. 11, Ungar. Akad. Wiss., Budapest.
- PAPP, A. (1985 e): Definition der Zeiteinheit M₆-Pannonien.- In: PAPP, A., JAMBOR, A. & STEININGER, F.F. (Hrsg.): Chronostratigraphie und Neostatotypen, Miozän der Zentralen Paratethys.- 7(M6), 29-30, Verl. Ungar. Akad. Wiss., Budapest.
- PAPP, A. (1985 f): Äquivalente des Pannonien in der Östlichen Paratethys.- In: PAPP, A., JAMBOR, A. & STEININGER, F.F. (Hrsg.): Chronostratigraphie und Neostatotypen, Miozän der Zentralen Paratethys.- 7(M6), 31-32, Verl. Ungar. Akad. Wiss., Budapest.
- PAPP, A., JAMBOR, A. & STEININGER, F.F. (Hrsg., 1985): Chronostratigraphie und Neostatotypen, Miozän der Zentralen Paratethys.- 7(M6), 636 S., 63 Abb., 30 Tab., 103 Taf., Ungar. Akad. Wiss., Budapest.
- PÖSCHL, I. (1991): A Model for the Depositional Evolution of the Volcanoclastic Succession of a Pliocene Maar Volcano in the Styrian Basin (Austria).- Jb. Geol. B.-A., 134(4), 809-843, 18 Abb., 20 Tab., Wien.
- RÖGL, F. (1998): Palaeogeographic Considerations for Mediterranean and Paratethys Seaways (Oligocene to Miocene).- Ann. Naturhist. Mus. Wien, 99A, 279-310, 1 Tab., 10 Taf., Wien.
- RÖGL, F. & DAXNER-HÖCK, G. (1996): Late Miocene Paratethys Correlations.- In: BERNOR, R.L., FAHLBUSCH, V. & MITTMANN, H.-W. (Hrsg.): The Evolution of Western Eurasian Neogene Mammal Faunas.- 47-55, Abb. 3.1-3.3, Columbia Univ. Press, New York.
- RÖGL, F. & STEININGER, F. (1989): Das Pont in Österreich.- In: NEVESSKAJA, L.A., MARINESCU, F., SOKAC, A. & JAMBOR, A. (Hrsg.): Chronostratigraphie und Neostatotypen, Neogen der Westlichen („Zentralen“) Paratethys.- 8(Pl. Pontien), 286-293, 1 Abb., 1 Tab., Jugoslaw. Akad. Wiss. Künste, Serb. Akad. Wiss. Künste, Zagreb-Beograd.
- RÖGL, F., ZAPFE, H., BERNOR, R.L., BRZOBOHATY, R.L., DAXNER-HÖCK, G., DRAXLER, I., FEJFAR, O., GAUDANT, J., HERRMANN, P., RABEDER, G., SCHULTZ, O. & ZETTER, R. (1993): Die Primatenfundstelle Götzendorf an der Leitha (Obermiozän des Wiener Beckens, Niederösterreich).- Jb. Geol. B.-A., 136(2), 503-526, 2 Abb., 3 Tab., 2 Taf., Wien.
- ROTH VON TELEGD, L. (1879): Geologische Skizze des Kroisbach-Ruster Bergzuges und des nördlichen Theiles des Leitha-Gegirges.- Földt. Közl., 9, 99-110, 139-150, Budapest.
- SACHSENHOFER, R.F. (1996): The Neogene Styrian Basin: An overview.- Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 41, 19-32, 8 Abb., Wien.
- SALVADOR, A. (1994, Hrsg.): International Stratigraphic Guide.- 214 S., 15 Abb., 4 Tab., Inter. Union Geol. Sciences & Geol. Soc. America, 2. Aufl., Boulder.
- SAUERZOPF, F. (1950): Fauna und Gliederung der Schichten des Pannon im südlichen Burgenland.- 162 S., 12 Taf., Dissertation, Univ. Wien, Wien.
- SAUERZOPF, F. (1952): Beitrag zur Entwicklungsgeschichte des südburgenländischen Pannons.- Burgenländ. Heimatblätter, 14(1), 1-16, 2 Taf., Eisenstadt.

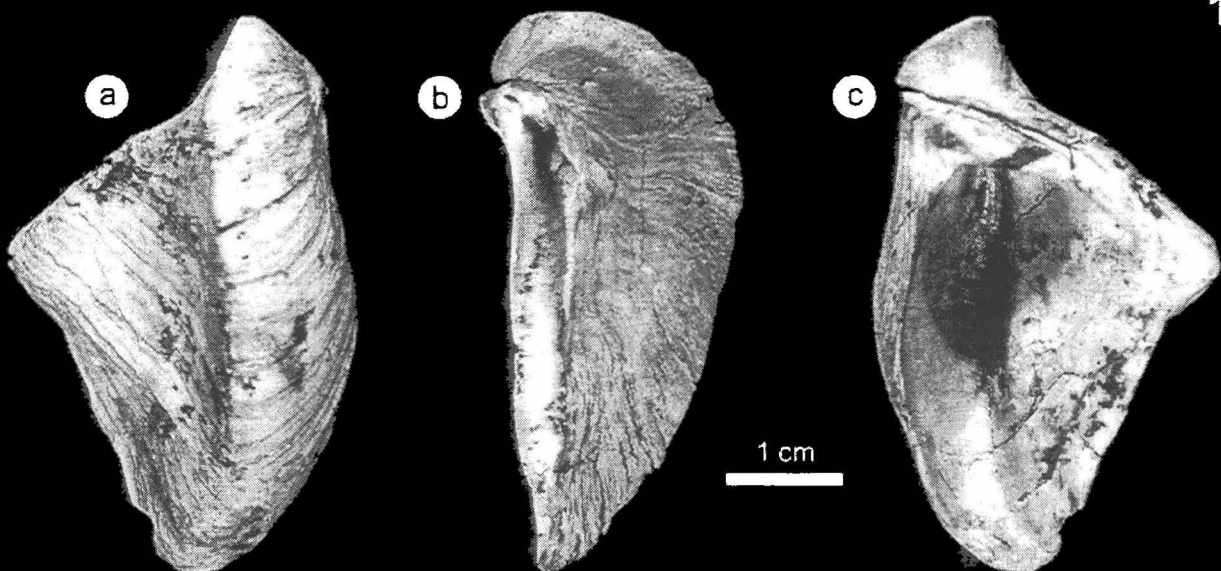
- SKALA, W. (1968): Lithologische Untersuchungen an den Sanden der Kirchberger - Karnerberger - Zwischenserie (Pannon C, Steirisches Becken).- Mitt. Geol. Ges., 60(1967), 69-95, 12 Abb., 2 Tab., 1 Taf., Wien.
- STEININGER, F.F. (1999): Chronostratigraphy, Geochronology and Biochronology of the Miocene „European Land Mammal Mega-Zones“ (ELMMZ) and the Miocene „Mammal-Zones (MN-Zones)“.- In: RÖSSNER, G.E. & HEISSIG, K. (Hrsg.): The Miocene Land Mammals of Europe.- 9-24, 2 Abb., Verl. Dr. Friedrich Pfeil, München.
- STEININGER, F.F., DAXNER-HÖCK, G., HAAS, M., KOVAR-EDER, J., MAURITSCH, H., MELLER, B. & SCHOLGER, R.M. (1998): Stratigraphy of the "Basin Fill" in the Early Miocene Lignite Opencast Mine Oberdorf (N Voitsberg, Styria, Austria).- Jb. Geol.B.-A., 140/4, 491-496, 1 Abb., Wien.
- STEININGER, F. & PAPP, A. (1978): 9. Faziostratotypus: Gross Höflein NNW, Steinbruch "FENK", Burgenland, Österreich.- In: PAPP, A., CICHÁ, I. & SENES, J. (Hrsg.): Chronostratigraphie und Neostatotypen, Miozän der Zentralen Paratethys.- 6(M₄ Badenien), 194-199, Abb. 50-51, Verl. Slowak. Akad. Wiss., Bratislava.
- STEININGER, F.F. & PILLER, W.E. (1999): Empfehlungen (Richtlinien) zur Handhabung der stratigraphischen Nomenklatur.- Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, 209, 1-19, 11 Abb., 3 Tab., Frankfurt/Main.
- STEININGER, F.F. & RÖGL, F. (1985): Die Paläogeographie der Zentralen Paratethys im Pannonien.- In: PAPP, A., JAMBOR, A. & STEININGER, F.F. (Hrsg.): Chronostratigraphie und Neostatotypen, Miozän der Zentralen Paratethys.- 7(M₆), 46-50, Abb. 2-6, Ungar. Akad. Wiss., Budapest.
- STEVANOVIC, P. (1989): Discussion on the Pontian in the Pannonian Basin of the Western („Central“) Paratethys.- In: NEVESSKAJA, L.A., MARINESCU, F., SOKAC, A. & JAMBOR, A.. (Hrsg.): Chronostratigraphie und Neostatotypen, Neogen der Westlichen („Zentralen“) Paratethys.- 8(Pl₁ Pontien), 31-38, 1 Tab., Jugoslaw. Akad. Wiss. Künste, Serb. Akad. Wiss. Künste, Zagreb-Beograd.
- STINGL, K. (1997): Das Steirische Becken.- In: HUBMANN, B. & STINGL, K. (Hrsg.): Fossile Florenfundpunkte der Mittelsteiermark. Exkursionsführer.- Paläobot. Forsch. 100 Jahre nach Freiherr C. v. Ettingshausen, 16-23, 30-33, Abb. 5-9, 12, Graz.
- STINY, J. (1918): Die Lignite in der Umgebung von Felzbach in Steiermark.- Bergbau und Hütte, 10-11, 171-180, 193-196, Wien.
- STINY, J. (1924): Neue Fundorte tertiärer Mollusken in der Umgebung von Felzbach, Steiermark.- Jb. Geol. B.-A., 74(1-2), 75-96, 6 Abb., Wien.
- STUR, D. (1883): Geologische Verhältnisse der wasserführenden Schichten des Untergrundes in der Umgebung der Stadt Fürstenfeld in Steiermark.- Jb. k.k. Geol. R.-A., 33(2), 373-380, 2 Abb., Wien.
- TRUNKO, L. (1996): Geology of Hungary.- Beitr. Reg. Geol. Erde, 23, 464 S., 116 Abb., 57 F., 5 Tab., Gebr. Bornträger, Berlin-Stuttgart.
- WEBER, L. & WEISS, A. (1983): Bergbaugeschichte und Geologie der Österreichischen Braunkohlenvorkommen.- Arch. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., 4, 317 S., 110 Abb., 174 Tab., Wien.
- WINKLER, A. (1921): Beitrag zur Kenntnis des oststeirischen Pliocäns.- Jb. Geol. Staats.-A., 71(1-2), 1-50, 4 Abb., 1 Tab., Wien.
- WINKLER, A. (1927 a): Über die sarmatischen und pontischen Ablagerungen im Südostteil des steirischen Beckens.- Jb. Geol. B.-A., 77, 393-456, 16 Abb., Wien.
- WINKLER, A. (1927 b): Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich. Blatt Gleichenberg.- 164 S., 1 Taf., Geol. B.-A., Wien.
- WINKLER-HERMADEN, A. (1951): Die jungtertiären Ablagerungen an der Ostabdachung der Zentralalpen und das inneralpine Tertiär.- In: SCHAFFER, F.X. (Hrsg.): Geologie von Österreich.- 414-524, 20 Abb., Deuticke, Wien.
- WINKLER-HERMADEN, A. (1957): Geologisches Kräftespiel und Landformung.- 822 S., 120 Abb., 10 Tab., 5 Taf., Springer, Wien.
- WINKLER-HERMADEN, A. v. & RITTLER, W. (1949): Erhebungen über artesische Wasserbohrungen im steirischen Becken, unter Berücksichtigung ihrer Bedeutung für die Tertiärgeologie.- Geologie und Bauwesen, 17(2-3), 33-96, 3 Abb., 1 Taf., Wien.

Tafel 1

Fig. a-c: Rechte Klappe von *C. ornithopsis* BRUSINA aus dem Eisengraben. a= von außen, b= von dorsal, c= von innen.

Fig. d-e: Insektenreste aus der Monscheinkiesgrube. d= Flügelreste, e= Sternite eines Käfers.

Fig. f-k: Ostracoden aus der Münzengraben-Bank. f-g= rechte Klappe *H. cf. ampullata* (MEHES), f= von außen, g= von innen; h-i= *Cyprideis tuberculata* (MEHES), h= linke Klappe von außen, i= rechte Klappe von innen; j= rechte Klappe von *Amplocypris cf. reptans* (BAIRD) von außen; k= rechte Klappe von *Darwinula* sp. von außen.



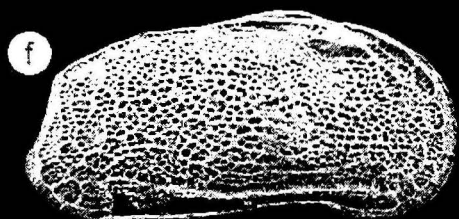
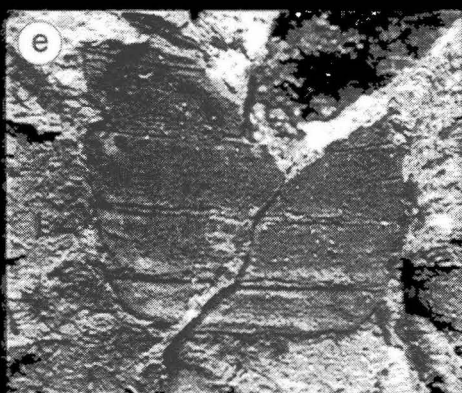
Congeria ornithopsis BRUSINA



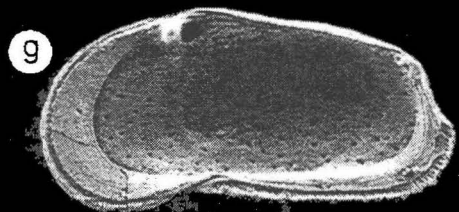
1 cm

Insektenreste

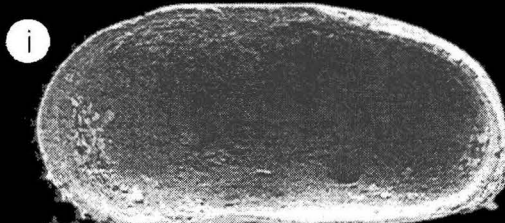
1 cm



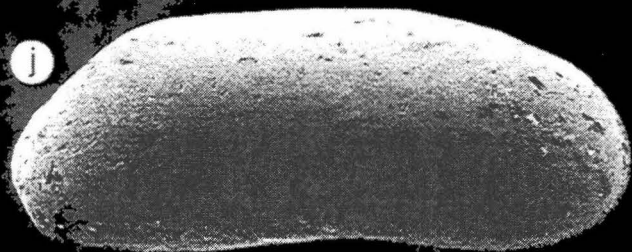
0,2 cm



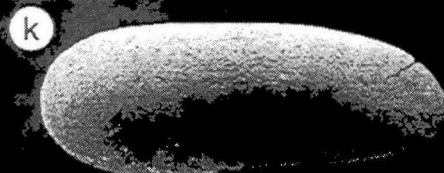
Hemicytheria cf. *ampullata* (MEHES)



Cyprideis tuberculata (MEHES)



Amplocypris cf. *reptans* (BAIRD)



Darwinula sp.

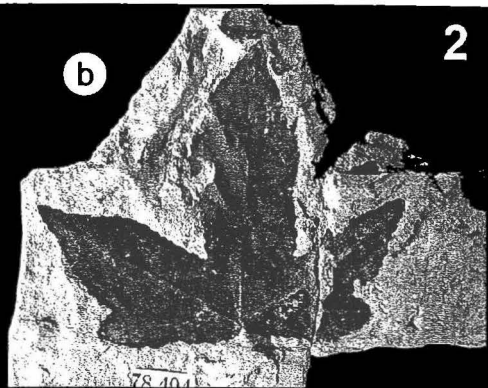
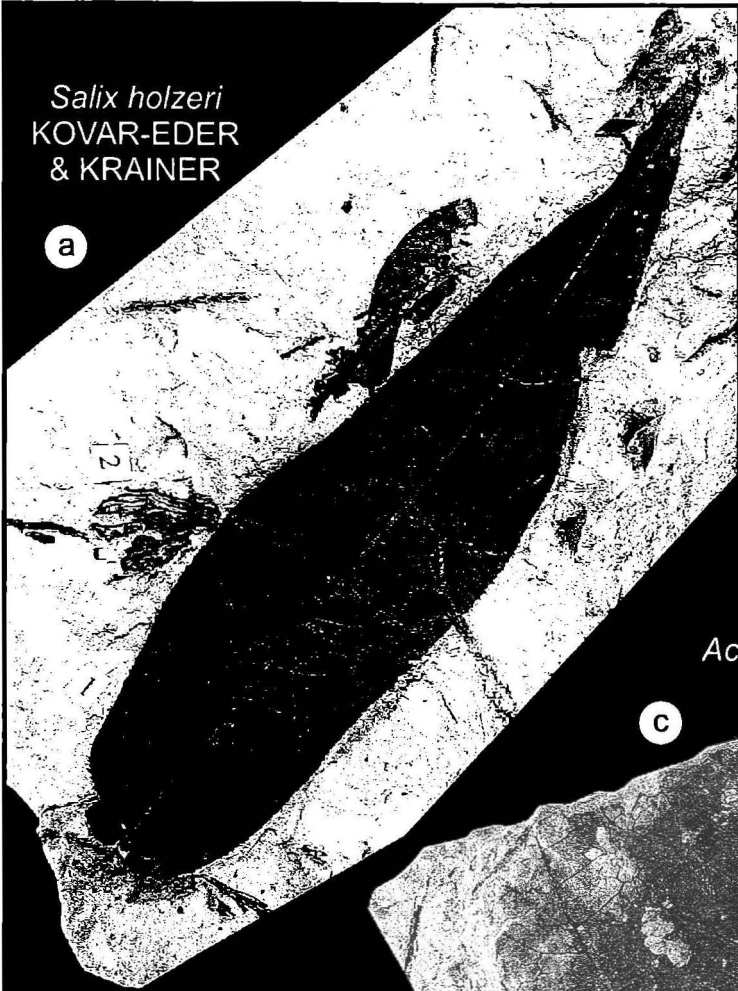
Tafel 2

Fig. a: (1) *Salix holzeri* KOVAR-EDER & KRAINER, (2) Zapfen von *Glyptostrobus europaeus* (BRONGNIART) UNGER aus der Monscheinkiesgrube.

Fig. b: *Liquidambar europaea* BRAUN aus dem Aufschluß KO 4, vgl. GROSS (1998 c).

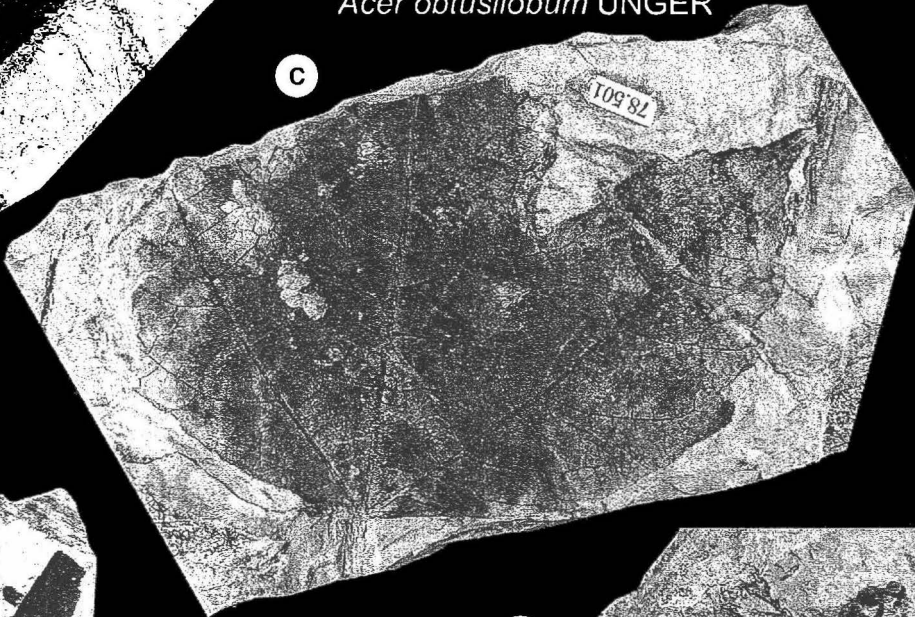
Fig. c: *Acer obtusilobum* UNGER aus dem Aufschluß KO 4, vgl. GROSS (1998 c).

Fig. d, e: *Myrica lignitum* (UNGER) SAPORTA aus der Monscheinkiesgrube; e mit Zweigen von *Glyptostrobus europaeus* (BRONGNIART) UNGER.



Liquidambar europaea BRAUN

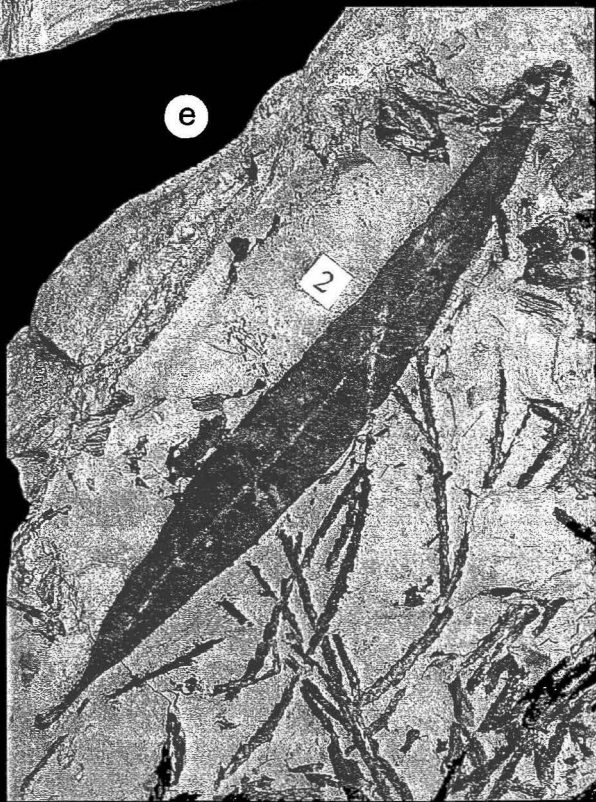
3 cm



Acer obtusilobum UNGER



Myrica lignitum
(UNGER)
SAPORTA



GEOLOGISCHE KARTE DES ZENTRALEN OSTSTEIRISCHEN BECKENS

erstellt von
M. GROSS

Modifizierter Ausschnitt aus der "Digitalen Geologischen Karte der Steiermark" (SCHWENDT 1996),
basierend auf geologischen Karten von
KOLLMAN (1965), POSCHL (1969),
UNTERSIEWEG (1980), FRITZ (1980),
u. GROSS (1997)

Mit freundlicher Unterstützung
des Joanneum Research
und des IKT



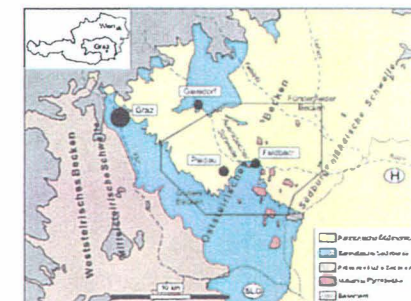
Typus-Profil

Topographie:
Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen
Österreichische Karte 1 : 50.000
OK 165 Weiz, OK 186 Fürstenfeld, OK 167 Güssing,
OK 191 Kirchbach, OK 192 Feldbach, OK 193 Jennersdorf

1 0 1 2 3 4 5 6 7 km

Legende

- 1 Rutschungen (Quartär)
- 2 Alluvialer Talboden (Oberes Pleistozän bis Holozän; Würm bis rezent)
- 3 Schwemmfächer (Oberes Pleistozän bis Holozän; Würm bis rezent)
- 4 Terrassensedimente (Pleistozän; ?Riss)
- 5 Terrassensedimente (Pleistozän; ?Präris)
- 6 Verwitterungsdecken/Staublehme/Grobklastika (?Pliozän bis ?Pleistozän)
- 7 Maarseedimente (Pliozän bis Pleistozän)
- 8 Basaltische Tuffe/Tuffite (Pliozän bis Pleistozän)
- 9 Basalte (Pliozän bis Pleistozän)
- 10 Schlackenbasalte (Pliozän bis Pleistozän)
- 11 "Taborer Schotter"/"Schotter des Mühlschotterbruchs" / "Schichten von Jennersdorf" (Oberes Pannonium; ?Vilpus-B.Z.)
- 12 "Schichten von Loipersdorf und Unterflamm" (Mittleres Pannonium; ?C. patschi-B.Z. bis ?C. subglobosa-B.Z.)
- 13 Paldau-Formation (Unteres Pannonium; ?C. ornithopsis/M. impressa-B.Z. bis C. hoernes-B.Z.)
- 14 Feldbach-Formation (Unteres Pannonium; C. ornithopsis/M. impressa-B.Z. bis ?C. hoernes-B.Z.)
- 15 Giesdorf-Formation (Oberes Sannatium bis Unteres Pannonium; "N." granosum-B.Z. bis C. ornithopsis/M. impressa-B.Z.)
- 16 Postvulkanisch umgewandelte Latite (Karpatum/Badenium)
- 17 Quarztrachyte (Karpatum/Badenium)
- 18 Trachyte/Eruptivbrekzien/Tuffe (Karpatum/Badenium)
- 19 Trachyandeste/Eruptivbrekzien/Tuffe (Karpatum/Badenium)
- 20 Sandige Kiese (Oberes Sannatium, Pannonium)
- 21 Braunkohlenflöze (Oberes Sannatium, Unteres und Mittleres Pannonium)



Übersichtskarte des Steirischen Beckens