

# DIPLOMARBEIT

# Sedimentologie und Definition der Rohrbach-Formation ("Rohrbacher Konglomerat", Pliozän) im Steinbruch Rohrbach/Ternitz (NÖ)

angestrebter akademischer Grad

Magistra der Naturwissenschaften (Mag. rer.nat.)

Verfasser: Matrikel-Nummer: Studienrichtung: Betreuer: Veronika Koukal 0204106 A 431 Geologie (Stzw.) Ao. Univ. Prof. Dr. Michael Wagreich

Wien, im Juni 2009

# Inhaltsverzeichnis

# Zusammenfassung

Abstract

1. Einleitung				
1.1	Geographischer Überblick	8		
1.2	Geologischer Überblick	9		
1.3	Aufgabenstellung	10		
2. Die Geologie des Wiener Beckens				
2.1	Die Entwicklungsgeschichte des Wiener Beckens	11		
2.1.	1 Das Prä-Wiener Becken	13		
2.1.	2 Das Proto-Wiener Becken	13		
2.1.	3 Das Neo-Wiener Becken	13		
2.2	Tektonische Entwicklung im Miozän und Neotektonik	16		
3. Bisherige Daten der Rohrbach-Formation (Rohrbacher Konglomerate)				
3.1	Erforschungsgeschichte	18		
3.2	Übersicht über die Lithologie der Rohrbach-Formation	18		
3.3	Geographische Ausdehnung und Mächtigkeit	19		
3.4	Die stratigraphische Stellung der Rohrbach-Formation	20		
3.5	Fossilfunde und Altersfrage	24		
3.5.	1 Mikrofossilien	24		
3.5.	2 Pflanzenreste	26		
3.5.	3 Säugetierfährten	26		
4. Unt	ersuchungen im Gelände	32		
4.1	Allgemeine Übersicht und Aufschlusssituation	32		
4.2	Lithologie der Rohrbach-Formation	32		
4.3	Zusammengesetztes Typusprofil im Steinbruch Rohrbach	35		
4.4	Auswahl aufgenommener Teilprofile im Steinbruch Rohrbach	40		

	4.4.1	Teilprofil B4	41
	4.4.2	Teilprofil B7	43
	4.4.3	Teilprofil C3	44
	4.4.4	Teilprofil C4	46
	4.5	Sedimentstrukturen	48
5.	Labo	runtersuchungen	50
	5.1	Dünnschliffmikroskopie	50
	5.1.1	Kalksandsteine	50
	5.1.2	Konglomerate	53
	5.2	Schwermineralanalyse	57
	5.2.1	Methodik	57
	5.2.2	Ergebnisse	58
	5.3	Röntgendiffraktometrie	60
	5.3.1	Methodik	60
	5.3.2	Ergebnisse	60
	5.4	Karbonatanalyse	63
	5.4.1	Methodik	63
	5.4.2	Ergebnisse	63
6. Interpretation und Fazies der Rohrbach-Formation		64	
	6.1	Lithofazies der Typuslokalität Steinbruch Rohrbach	64
	6.1.1	Konglomerat-Fazies	64
	6.1.2	Sandstein-Fazies	65
	6.1.3	Pelitische Fazies	65
	6.2	Faziesinterpretation	66
	6.3.	Synsedimentäre Deformation im Profil C3	70
7.	Litho	stratigraphische Definition der Rohrbach-Formation	70
	7.1	Typusgebiet und Typusprofil	70
	7.2	Referenzprofil(e)	71
	7.3	Namensgebung (derivatio nominis)	71
	7.4	Svnonvme	71
	7.5	Lithologie	71

7.6 Fossilien	72
7.7 Genese (Fazies)	73
7.8 Chronostratigraphisches Alter	73
7.9 Mächtigkeit	73
7.10 Unterlagernde und überlagernde Einheiten	73
7.11 Lithostratigraphischer Überbegriff und Untergliederung	74
8. Zusammenfassung und Schlussfolgerungen	74
9. Literaturverzeichnis	76
10. Anhang	79
Anhang 1 Übersicht der im Steinbruch angelegten Ebenen	79
Anhang 2 Übersicht der im Steinbruch aufgenommenen Teilprofile	80
Anhang 3 Übersicht der im Steinbruch entnommenen Proben	81
Anhang 4 Auflistung aller Proben und Untersuchungsmethoden	82
Anhang 5 Aufgenommene Teilprofile im Steinbruch Rohrbach	84
Anhang 6 Auszählung der Schwerminerale	99
Anhang 7 Ergebnisse der Karbonatanalyse	100
Anhang 8 Gefügedaten der Rohrbach-Formation	101

## Dank

Ich möchte mich herzlich bei meinem Betreuer Ao. Univ.-Prof. Dr. Michael Wagreich für seine Unterstützung und Geduld bedanken. Danke auch an Ao. Univ.-Prof. Dr. Susanne Gier, die mir bei den XRD-Untersuchungen geholfen hat.

Mein Dank gilt weiters der Firma Bamberger, die mir jederzeit Zutritt in den Steinbruch Rohrbach gewährte. Besonders bedanken möchte ich mich bei meinem Kollegen und Partner Clemens Pfersmann für die Unterstützung während des gesamten Studiums und die Bereitschaft, jederzeit fachliche Diskussionen zu führen. Nicht zuletzt gebührt der Dank meinem Vater, der mir dieses Studium ermöglichte und meiner Mutter für ihre Hilfestellung beim Korrekturlesen.

#### Zusammenfassung

Die Rohrbach-Formation (Rohrbacher Konglomerat) liegt im südlichen Wiener Becken und stellt einen fossilen Schuttkegel dar, der sich von SW nach NE ins Wiener Becken absenkt. In der Typuslokalität Steinbruch Rohrbach (Fa. Bamberger, Koordinaten N 047° 43′41′′ und E 016° 03′17′′), im südlichen Niederösterreich (NE Ternitz), war es möglich, ein Typusprofil für die Rohrbach-Formation aufzunehmen. Im Rahmen der Diplomarbeit wurden Proben genommen und Laboruntersuchungen durchgeführt.

Rot-gelbe, polymikte, schlecht sortierte Konglomerate bilden die bestimmende Lithologie. Weitere Lithologien sind gelbe Kalksandsteine mit hohen Karbonatgehalten, die massig, gebankt oder geschichtet auftreten können, sowie geringmächtig ausgebildete Siltsteine, Tonsteine und Tone. Funde von Ostracoden und Gastropoden bestätigen eine limnischfluviatile Fazies. Rinnen in unterschiedlichen Größenordnungen, Kiesbankablagerungen und pelitische Überflutungssedimente weisen auf die Fazieszusammensetzung eines Braided Rivers hin. Nach der Klassifikation von Miall (1978, 1996) handelt es sich um einen Übergang zwischen einem "Shallow, gravel-bed braided river" (Scott type) und "Deep gravel-bed braided river" (Donjek type).

Die chronostratigraphische Stellung der Rohrbach-Formation ist schwer anzugeben, in der Typuslokalität konnten im Untersuchungszeitraum keine autochthonen Fossilien gefunden werden und auch aus der Literatur ist kein eindeutig datierbarer Fossilfund bekannt. Das Alter der zu den jüngsten Sedimenten des Wiener Beckens zählende Rohrbach-Formation kann somit hauptsächlich aus der Unterlagerung durch die "Unteren Neufelder Schichten", die Überlagerung durch kaum verfestigte Kiese des Pleistozäns oder pliozäne bis rezente Bodenbildungen und Verzahnungen abgeschätzt werden. Die grobklastische Süßwasserfazies ist zumindest jünger als mittleres Pannonium und älter als Pleistozän. Fossilfunde, die stratigraphisch dem oberen Miozän und/oder Pliozän zugeordnet werden, unterstützen diese Alterseinschränkung. Aller Wahrscheinlichkeit nach wurde der tiefere Teil der Rohrbach-Formation im jüngsten Pannonium (Pontium?) und der hangende Teil, dem der Steinbruch Rohrbach angehören dürfte, im Dazium sedimentiert.

Aufgrund der im Konglomerat enthaltenen Komponenten und des Schwermineralspektrums sind Kalkalpen, Grauwackenzone und zentralalpine Einheiten als Liefergebiete nachgewiesen. Sehr ähnliche Spektren finden sich auch in den pleistozänen Ablagerungen des Neunkirchner Schotterfächers.

#### Abstract

The Rohrbach Formation (Rohrbach conglomerates) in the southern Vienna Basin builds a fan-like sedimentary body, dipping from SW to NE into the Vienna Basin. It was possible to create a type profile at the type locality "Steinbruch Rohrbach"

(Co. Bamberger, geographic coordinates N 047° 43′41′′ und E 016° 03′17′′) in southern Lower Austria near the city of Ternitz. During my diploma thesis, samples were taken and laboratory analyses were made.

The main lithology consists of red to yellow, poorly sorted conglomerates. Further lithologies are yellow sandstones with high carbonate contents. Sandstone intercalations are common and sometimes graded. Laterally extensive silt-, claystone- and clay layers are present in minor amounts. Ostracodes and gastropods were found by Küpper et al. (1952) and testify a fluvial fresh water environment. Channels, chutes, gravel bar sediments and overbank fines represent a braided river facies. After the classification of Miall (1978, 1996) the Rohrbach Formation can be interpretated as transition between ,,shallow, gravel-bed braided river"(Scott-type) and "deep gravel-bed braided river"(Donjek-type). The chronostratigraphic position of the Rohrbach-Formation is hard to define, due to absence of autochthonous fossils. The coarse conglomerate succession was sedimented above the "Unteren Neufelder Schichten" and is overlain by Pleistocene gravels or Pliocene to recent soils. The clastic limnofacies is at least younger than Middle Pannonian and older than Pleistocene. Most probably, the lower part of the Rohrbach Formation was sedimented during late Pannonian (Pontian?) and the upper part during Dacian. The quarry Rohrbach is interpretated as an upper Rohrbach-Formation element. Source areas of the Rohrbach Formation are the Northern Calcareous Alps and subsidiary the Greywacke Zone and Austro-alpine basement units, due to components found in the conglomerates and the heavy mineral composition found in samples. Very similar heavy mineral spectra are found in Pleistocene depositions of the Neunkirchner fan.

# 1. Einleitung

# 1.1 Geographischer Überblick

Der im Rahmen dieser Diplomarbeit untersuchte Steinbruch Rohrbach (Fa. Bamberger) befindet sich im südlichen Niederösterreich, bei Rohrbach am Steinfeld, einer Gemeinde von Ternitz im politischen Bezirk Neunkirchen. Der Steinbruch liegt westlich von Neunkirchen, nordöstlich von Ternitz, an der Straße nach Mahrersdorf (siehe Abb. 1 und 2). Die GPS-Koordinaten des Steinbrucheingangs sind N 047° 43′41″ und E 016° 03′17″.



**Abb. 1:** Übersicht über den politischen Bezirk Neunkirchen mit dem Steinbruch Rohrbach an der Straße nach Mahrersdorf (siehe Markierung). Quelle: www.map2web.eu/gis/?fpnr=79



**Abb. 2:** Luftaufnahme des Steinbruches Rohrbach (siehe Markierung) und Umgebung. www.map2web.eu/gis/?fpnr=79

# 1.2 Geologischer Überblick

Das Rohrbacher Konglomerat wurde im südlichen Wiener Becken abgelagert. Die geologische Karte 1:50.000, Blatt 105 Neunkirchen (Ausschnitt siehe Abb. 3) zeigt die Ausdehnung des Rohrbacher Konglomerates ("Rohrbach-Formation") in blassgelb (mit Kreissignatur), umgeben von Ostalpinen Einheiten: Semmeringquarzit (gelb), Hüllschieferserie des Grobgneiskomplex (braun), Werfener Schichten (orange), gelber Rauhwacke (violett) und Sericitphylliten (olivgrün) der Silbersberggruppe (Hermann et al, 1992).



**Abb. 3:** Ausschnitt aus der geologischen Karte 1:50.000, Blatt 105 Neunkirchen (Hermann et al., 1992). Im roten Kreis befindet sich der Steinbruch Rohrbach.

# 1.3 Aufgabenstellung

Die Aufgabenstellung umfasste die Definition des Rohrbacher Konglomerates als Formation im Sinne der Lithostratigraphischen Regeln (Steininger et al., 1999). Künftig soll die Rohrbach-Formation als eigenes definiertes Schichtglied auf geologischen Karten ausgeschieden werden. Hierzu wurden Profile aufgenommen und Proben aus der Typlokalität "Steinbruch Rohrbach" sedimentologischen und sedimentpetrologischen Untersuchungen zugeführt. Weiters wurde die bisher über das Rohrbacher Konglomerat verfasste Literatur zusammengefasst und teilweise aktualisiert.

# 2. Die Geologie des Wiener Beckens

Da der Steinbruch Rohrbach, wie schon erwähnt, im südlichsten Wiener Becken liegt und das Rohrbacher Konglomerat den obersten Schichten der sedimentären Beckenfüllung angehört, zuerst eine kurze Einführung in die Entstehung und Entwicklung des Wiener Beckens.

#### 2.1 Die Entwicklungsgeschichte des Wiener Beckens

Das Wiener Becken ist ein zwischen Karpaten und Alpen eingebrochenes Zerrungsbecken. Die maximale Länge des sich in NNE-SSW-Richtung erstreckenden, spindelförmigen Beckens beträgt ca. 200 km, die maximale Breite beträgt 60 km (Faupl, 2000). Im Westen bzw. Osten wird das Becken von Störungssystemen begrenzt, der westlichen (Bad Fischau, Bad Vöslau) bzw. der östlichen (Bad Deutsch-Altenburg, Mannersdorf) "Thermenlinie". Unter der, bis 5,5 km mächtigen, neogenen Beckenfüllung setzen sich die Einheiten der Flyschzone, Kalkalpen, Grauwackenzone und zentralalpine Einheiten fort. Der Einbruch des Wiener Beckens erfolgte etwa an der Stelle, wo die Streichrichtung der Alpen (E-W) in die Streichrichtung der Karpaten (SW-NE) übergeht (Schopper, 1991). Durch intensive Zerrungstektonik ist das Wiener Becken in zahlreiche Hoch- und Tiefschollen gegliedert (Abb. 4), die Fläche der kulissenartig angeordneten Brüche ist oft 50° bis 60° geneigt, die Bruchlinien selbst laufen meistens rasch aus oder werden durch parallele Brüche fortgesetzt (Wessely, 2006). Die Entwicklung des Beckens erfolgte in mehreren Abschnitten (siehe dazu auch Abb. 5).



**Abb. 4:** Das Wiener Becken ohne Neogensedimente, gut erkennbar ist die durch Störungen bedingte Gliederung in Hoch- und Tiefzonen (Wessely, 2006).

#### 2.1.1 Das Prä-Wiener Becken

Seit dem Jura kam es am östlichen Kristallinsporn, einem Teil der Böhmischen Masse, zu Absenkungen, im Dogger hatte sich ein Riftbecken ausgebildet. Während der Kreide kam es zur Ausformung eines Passivrandbeckens, es lagerten sich jurassische und kretazische Sedimente in diesen Vertiefungen ab. Im Paläogen entstand ein Vorlandbecken, auf welches alpin-karpatische Einheiten in NW-Richtung geschoben wurden (Wessely, 2006).

#### 2.1.2 Das Proto-Wiener Becken

Die Überschiebung des Vorlandes dauerte bis inklusive Karpatium an, währenddessen kam es auch zur Sedimentation vor und auf den überschiebenden Decken (piggy-back-Stadium des Wiener Beckens) (Wessely, 2006). Dieses E-W-streichende, flache piggy-back-Becken bildete sich vor ca. 20-17 Ma aus und war gekennzeichnet vom geringen Sedimenmächtigkeiten, synsedimentären Überschiebungen und wahrscheinlich geringer Subsidenz (Piller et al., 1996). Das untere und mittlere Miozän waren geprägt von massiver Tektonik und tiefgreifender Erosion. Das Proto-Wiener Becken erstreckte sich in etwa über den Nordteil des heutigen Wiener Beckens, im Karpatium kam es zu einer Erweiterung über den Matzener Rücken (Wessely, 2006).

Gleichzeitig gab es im Karpatium bzw. an der Karpatium/Badenium-Grenze eine Änderung der Tektonik, die Überschiebungstendenzen der Decken gehen in eine laterale Extrusion gegen Osten über (pull-apart-Stadium).

#### 2.1.3 Das Neo-Wiener Becken

Die durch das pull-apart-Stadium bedingten synsedimentäre Abschiebungen bilden Störungssysteme aus, bei denen es sich wahrscheinlich um NNE-streichende, divergente Blattverschiebungsduplex-Strukturen handelt. Diese Duplexe mit variabler Länge von wenigen 100 m bis zur Größe des gesamten Wiener Beckens waren die Hauptursache für die Absenkung des Wiener Beckens (Piller et al., 1996). Im Badenium erfolgte der Haupteinbruch des Wiener Beckens entlang NNE-SSW bzw. NE-SW streichender Bruchsysteme, ausgehend vom Leopoldsdorfer Bruchsystem (Schopper, 1991). Aus seismischen Profilen schätzt man die Basement-Subsidenz auf bis zu 5,5 km, also 0,6 mm/a (bei der Annahme, dass die Absenkung neun Ma andauerte) und die Extension von 20-30 % (Piller et al., 1996). Siehe auch Lankreijer et al. (1995) und Hölzel et al. (2008).

Das Becken hatte ab dem Badenium ca. die heutige Ausdehnung erreicht. Die Überschiebung der alpinen Decken war zu Ende, in den Karpaten dauerte die Überschiebung allerdings noch an. Es kam zu weiteren Zerrungen und somit zu ausgeprägten Abschiebungsbewegungen (Wessely, 2006). Im oberen Pannonium endete die pull-apart Genese des Wiener Beckens, es kam zu einer Änderung des Spannungsfeldes von N-S gerichteter Kompression zu E-W-gerichteter Kompression und somit zum Erliegen der E-W-Zerrung des pull-apart-Beckens (Piller et al., 1996). Weiters war das (späte) Pannonium eine Phase von surface-uplift, dieser regionale uplift wird auf etwa 200 m geschätzt (Decker et al., 2005).



Abb. 5: Die Entwicklung des Wiener Beckens von Jura bis ins Neogen (Wessely, 2006).

Man kann das Becken also vereinfacht in drei Stockwerke einteilen: das tiefste, die dem Kristallinsockel der Böhmischen Masse auflagernde autochthone, mesozoische Sedimenthülle, das mittlere Stockwerk der alpin-karpatischen Einheiten und das höchste, die neogenen Beckensedimente (Schopper, 1991; Wessely, 2006).

Die alpinen Bauelemente umfassen Anteile der Waschbergzone, der Flyschzone, der Kalkalpen, der Grauwackenzone, zentralalpine Einheiten und das Tatrikum. Genauere Bescheibungen gibt Schopper (1991). Die Fazies der neogenen Beckenfüllung ist geprägt von den Transgressionen und Regressionen der zentralen Paratethys (Abb. 6 und 7).



**Abb. 6:** Die Paratethys im Badenium, Meeresverbreitung in blau dargestellt. B = Budapest, Bk = Bukarest, K = Krakau, M = München, P = Prag, T = Triest, W = Wien; (Schultz, 1998).



**Abb. 7:** Der Pannonische See mit verminderter Salinität (grün) und die Paratethys. Legende siehe Abb. 6 (Schultz, 1998).

Grundsätzlich wird zwischen groben Ablagerungen der Beckenränder (Aderklaaer Konglomerat, Badener Konglomerat, Matzener Sande), den feinen Sedimenten im Beckeninneren (Badener Tegel, diverse Mergel) und karbonatischen Ablagerungen (Leithakalke, Lumachellenkalke) in den seichten, lichtdurchfluteten Bereichen des Beckens unterschieden (Wessely, 2006). Im unteren und oberen Badenium kam es im Wiener Becken zu marinen Transgressionen, danach folgte eine Reduktion der Salinität. Im Sarmatium waren die Wasserverhältnisse schon teilweise brackisch ausgebildet, es kam zu einer Abnahme der Artenvielfalt und zur Ausbildung endemischer Formen (Schultz, 1998, Wessely, 2006, Schopper, 1991). Im Pontium war die endgültige Aussüßung des pannonischen Sees im Wiener Becken erreicht (siehe dazu auch Abb. 7). Es kam anschließend zur Verlandung, zeitgleich mit der messinischen Salinitätskrise (Schultz, 1998).

Die jüngsten Sedimente (abgesehen von pleistozänen Flusssedimenten) des Miozäns bzw. Pliozäns stellen die Rohrbacher Konglomerate und die Süßwasserablagerungen vom Eichkogel bei Mödling dar (Faupl, 2000). Auf Grund der nicht-marinen Ausbildung dieser Sedimente ist die Einzeitung problematisch, ein pliozänes Alter wird zumindest für einen Teil des Rohrbacher Konglomerats als wahrscheinlich angesehen (Küpper et al., 1952).

#### 2.2 Tektonische Entwicklung im Miozän und Neotektonik

Das Wiener Becken stellt ein klassisches pull-apart Becken entlang der sinistralen Vienna Basin Transfer Fault dar (Hinsch et al., 2005), mit rhombischer Form und zwei Depotzentren. Das Becken ist durchzogen von Blattverschiebungen und Abschiebungen, wobei die großen miozänen Störungen nur wenige km voneinander entfernt sind (Hinsch et al., 2005). Das Becken brach im Miozän zwischen zwei linkstretenden Störungen des sinistralen Vienna Basin Transfer Fault Systems ein (siehe Abb. 8). Listrische Abschiebungen, die sowohl im NE als auch im SW des Beckens mit sinistralen Blattverschiebungen verbunden sind, ermöglichten die rasche Subsidenz, und sind auch für die Asymmetrie (leicht W-WNWeinfallende "growth strata") des Beckens verantwortlich. An der westlichen und nordwestlichen Beckengrenze befinden sich große listrische Abschiebungen, wie die Leopoldsdorfer Störung oder die Steinberg Störung mit 4,2 bzw. 4,5 km Abschiebung. Diese Störungen zeigen teilweise "rollover"-Strukturen und wurzeln in der alpin-karpatischen Basisüberschiebung (Decker et al., 2005).

Rezente sinistrale Bewegungen am Vienna Basin Transfer Fault System reaktivieren teilweise die im Miozän angelegten Strukturen, aus seismischen Daten kann man eine aktive sinistrale Bewegung der Vienna Basin Transfer Fault von etwa 2 mm/a vermuten (Hinsch et al., 2005 und Decker et al., 2005). Auch im Norden des Beckens kam es zur Reaktivierung von großen listrischen Abschiebungen (z.B. Steinberg Störung). Die Reaktivierung des Vienna Basin Transfer Fault Systems begann wahrscheinlich im mittleren Pleistozän (Salcher, 2008). Die rezente Aktivität zeigt sich auch an der Entwicklung von quartären Sedimentationsbecken, beispielsweise die Mitterndorfer Senke (Abb. 9). Dieses Becken befindet sich im südlichen Wiener Becken, ist rhombenförmig ausgebildet mit einer Länge von ca. 50 km und wird von aktiven N- und NE-streichenden Störungen begrenzt. Es kam zur Ausbildung von divergenten Blattverschiebungsduplexen und "negative flower structures". Das Quartär überlagert die miozänen Sedimente diskordant, die Mitterndorfer Senke ist mit bis zu 170 m alluvialen Schottern gefüllt. Wahrscheinlich wird die Subsidenz der Senke durch reaktivierte Störungen des Miozäns bestimmt. Morphologisch ist der nordwestliche Beckenrand durch eine NE-gerichtete topographische Hochzone von 15 km Länge und bis 40 m Höhe gekennzeichnet. Diese Hochzone trennt die bis 170 m mächtigen quartären Sedimente der Senke von den westlich davon abgelagerten, herausgehobenen Sedimenten des Pannoniums. Nach Decker et al. (2005) ist eine Entwicklung der Mitterndorfer Senke als Becken mit pull-apart Stadium wahrscheinlich.



**Abb. 8:** Übersicht über die tektonische Entwicklung des Wiener Beckens im Miozän mit korrelierter Paläospannung (Piller et al, 1996).



**Abb. 9:** DEM des Wiener Beckens mit besonderer Berücksichtigung der Mitterndorfer Senke (Decker et al, 2005).

#### 3. Bisherige Daten der Rohrbach-Formation ("Rohrbacher Konglomerat")

#### 3.1 Erforschungsgeschichte

Das Rohrbacher Konglomerat wurde bereits 1877 von Karrer in seiner Arbeit über die geologischen Gegebenheiten beim Bau der ersten Wiener Hochquellwasserleitung erwähnt. 1912 verfasste Kleb eine Abhandlung über das Steinfeld bei Wiener Neustadt, die auch Daten aus Bohrungen und Brunnengrabungen enthielt. Eine der bis heute umfangreichsten Darstellungen über das Rohrbacher Konglomerat stammt von Küpper, Papp und Thenius aus dem Jahr 1952 (Küpper et al., 1952). Sie fassten etliche bis dahin existierende Einzelberichte zusammen und beschäftigten sich eingehend mit der Altersfrage der Ablagerungen. Thenius befasste sich schließlich 1967 noch einmal ausführlicher mit den im Steinbruch Rohrbach gefundenen Fossilfährten. Weiters finden die Konglomerate Erwähnung in einigen Erläuterungen zu geologischen Karten der Geologischen Bundesanstalt, so z.B. in den Erläuterungen zur geologischen Karte des Hohe-Wand-Gebietes (Plöchinger, 1967) und in den Erläuterungen zum Blatt 76 Wiener Neustadt (Brix und Plöchinger, 1988). Auch finden sich kurze Notizen über das Rohrbacher Konglomerat in (teilweise unveröffentlichten) Berichten der GBA über geologische Aufnahmen. Eine detailliertere Auflistung der Erforschungsgeschichte des Blattes Wiener Neustadt gibt Plöchinger (1981). Die aktuellste Arbeit stellt eine Bakkalaureatsarbeit von A.-C. Dunkel (2007) dar.

Das Rohrbacher Konglomerat oder auch Ternitzer Konglomerat wurde als Dekorstein für Geschäfts- und Hausfassadenverkleidungen in Neunkirchen, Ternitz und Umgebung verwendet, aber auch bei der Wiener Hochquellwasserleitung und als Geschäftsfassade im ersten Wiener Gemeindebezirk. Außerdem wurden Profile für Fenster- und Türverkleidungen aus Rohrbacher Konglomerat hergestellt. Die Druckfestigkeit des Gesteins variiert zwischen 300 – 600 kg/cm<sup>3</sup>, je nachdem, wie viele "Löcher" durch herausgelöste Komponenten enthalten sind (Brix in Plöchinger, 1967).

#### 3.2 Übersicht über die Lithologie der Rohrbach-Formation

Brix und Plöchinger (1988) deuten die Rohrbacher Konglomerate als kreuzgeschichtete, verfestigte Flussschotter. Zwischen den Konglomeraten gibt es Einschaltungen von Sandstein-, Sand- und Lehmlagen. Die Konglomerate sind laut Brix in Plöchinger (1981) schräggeschichtet, mit meist gut gerundeten, kalkalpinen Komponenten. Untergeordnet treten auch Gerölle aus der Grauwackenzone und dem Kristallin auf. Die Komponenten haben einen durchschnittlichen Durchmesser von 2 bis 5 cm, einzelne Gerölle weisen Durchmesser bis 15 cm auf (Brix in Plöchinger, 1981). Küpper et al. (1952) beschreiben, dass die Komponenten des Konglomerats in lichtbraunen, feinst-sandigen Kalkstein eingebettet sind. Aus Bohrkernen kennt man weiters Einschaltungen von blaugrauen Tonen, feingeschichtetem Rotlehm und dunkelbraunem Lehm. Küpper et al. (1952) deuten diesen dunkelbraunen Lehm als Umlagerungsprodukt von Augensteindecken, was die Autoren der Arbeit von 1952 durch den Fund eines Augensteinkomplexbrockens, umgeben von Rohrbacher Konglomerat, bei Hart bei Gloggnitz, untermauern. Weitere Komponenten sind nach Brix in Plöchinger (1967) Gosausandsteine, Quarze, Quarzite und Gneise, eingebettet in einem Bindemittel aus gelbgrauem Kalksand oder Calcit. Brix in Plöchinger (1967) beschreibt weiters, dass die Gesteine durch Verwitterungseinflüsse sehr porös werden. Die Konglomerate gehen oft in Sandsteine (mittel- bis grobkörnig) über. Küpper (1951) berichtet von zersetztem aplitischem Gestein als weitere Komponente des Konglomerats sowie von zahlreichen Hohlräumen im Gestein, entstanden durch herausgelöste (Kalk-) Gerölle, die anschließend mit Calcit ausgekleidet wurden.

#### 3.3 Geographische Ausdehnung und Mächtigkeit

Die als Rohrbacher Konglomerate bezeichneten Ablagerungen erstrecken sich vom unteren Siernigtal über Ternitz bis Urschendorf (Thenius, 1967). Das Rohrbacher Konglomerat stellt einen ehemaligen Schuttkegel dar, der sich von SW nach NE ins Wiener Becken absenkt, die Hauptschüttungsachse erstreckt sich von Ternitz nach Wiener Neustadt (Brix und Plöchinger, 1988). Nach Brix in Plöchinger (1981) zeigt das Rohrbacher Konglomerat eine sehr flache Lagerung mit Einfallen gegen NE. Laut Schnabel senkt sich die Oberkante des Schuttfächers von Ober Danegg bis E von Neunkirchen stetig von 466 m auf unter 400 m ab, bei Theresienfeld sind die Schichten schon ausgekeilt. Küpper et al. (1952) beschreiben ebenfalls das Absinken der Konglomeratplatte im Bereich Ober Danegg - Neunkirchen, bei einer Begehung des Geländes erhielten sie folgende Höhenwerte: Hartholz SW von Gloggnitz: 504 m, Burgstallberg S von Pottschach: 499 m, Göttschaberg E von Vösendorf 543 m, Anhöhe N Straßhof 464 m, Anhöhe NE Döppling 457 m, Anhöhe N Mahrersdorf 446 m; Mit Bohrungen versuchte man die Mächtigkeiten des Rohrbacher Konglomerates zu erfassen. Allerdings gelang es nicht bei allen Bohrungen, das Konglomerat zu durchteufen, z.B. Wasserbohrung bei Pottschach, bei Ternitz und E Blindendorf (Küpper et al., 1952). Eine Auflistung von Bohrungen, bei denen Rohrbacher Konglomerat angetroffen wurde, geben Brix und Plöchinger (1988). Brix (1967) schildert Mächtigkeiten von wenigen Metern am Beckenrand bis 150 m Ablagerungen in Furchen (z. B. bei Pottschach). Daraus leitet sich eine Ausräumung des Beckens vor der Ablagerung der Rohrbacher Konglomerate ab. Auch Küpper et al. (1952) sehen die unterschiedlichen Mächtigkeiten als Hinweis auf die Schüttung des Konglomerates in einen ausgeräumten Trog. Hermann (1987) berichtet von einer durch Ternitzer Nagelfluh verfüllten Erosionsrinne im Rohrbacher Konglomerat. Die, das Rohrbacher Konglomerat überlagernden, pleistozänen Schotter sind wiederum an einigen Stellen deutlich in die Konglomerate eingesenkt (Küpper et al., 1952).

#### 3.4 Die stratigraphische Stellung der Rohrbach-Formation ("Rohrbacher Konglomerat")

Die Frage nach der stratigraphischen Stellung des Rohrbacher Konglomerats ist nicht restlos geklärt. Dies liegt vor allem daran, dass noch kein eindeutig datierbarer Fossilfund gemacht wurde. Die folgenden Altersangaben sind in den Stufen der zentralen Paratethys angegeben (siehe dazu auch Abb. 10).

Mill. Jahre	EPOCHEN	STANDARD- GLIEDERUNG	ZENTRALE PARATETHYS / OSTALPEN	ALTE STUFENGLIEDERUNG	
1,8		PLEISTOZÄN	Pleistozän	Pleistozän	Diluvium
5 <u>,3</u>	PLIOZÄN	Gelasien Piacenzien Zanclean	Romanien Dacien	Pliozän	Thracische Stufe
		Messinien	Pontien	Pont	Levantinische
10_		Tortonien	Pannonien	Pannon	Stufe Pontische Stufe
	z	Corrovallian	Sarmatien	Sarmat	Sarmatische Stufe
-	MIOZÄ	Langhien	Badenien	Torton	II. Mediterran- Stufe
	2	Dundinglien	Ottnangien	Helvet	L Mediterran-
20		Burdigalien	Eggenburgien	Burdigal	Stufe
23,	8	Aquitanien	Egerien	Aquitan	
	ZÄN	Chattien		Chatt	
3 <u>0</u>		Rupelien	Kiscellien	Rupel	
33,	-			Latdorf	
	-	Priabonien	Priabonien	Priabonien	
40 <u></u>		Bartonien		Biarritzien	
_	EOZÄN	Lutetien	Lutetien	Lutetien	
50 <u></u>		Ypresien	Ypresien	Cuis	
00		There +:==	1	llerd	-
	ZÄN	Inanetien	Thanetien	Thanet	
60_	EO	Selandien			
65.	o PAL	Danien	Danien	Dan - Mont	
	KREIDE	Maastrichtien	Maastrichtien	Maastricht	it

Abb. 10: Stratigraphische Tabelle des Miozäns (Schultz, 1998).

Das Rohrbacher Konglomerat ist am NO-Rand von Grafenbach von einer Wechselserie unterlagert, weiters besteht die Unterlagerung bei Brunn am Steinfeld aus Sarmattegeln und NW sowie SW von Wartmannsstetten aus Feinsanden und Kristallinschottern mit Tonzwischenlagen, die dem Tertiär zugeordnet werden. Bei Saubersdorf und Winzendorf wurden die Konglomerate auf pannonen Tegeln abgelagert (Küpper et al., 1952). Laut Brix in Plöchinger (1967) sind die Rohrbacher Konglomerate in einem Keller von Saubersdorf von fetten, blaugrauen fossilfreien Tegeln unterlagert, S von Pottschach in einem Stollen der Hochquellwasserleitung von grauen Tegeln, welche Lignit enthalten. Brix und Kreutzer stießen bei einer Grabung 600 m S bis SSE der Pottschacher Kirche auf graue, sandige Tegel, die offenbar eine weitere Unterlagerung des Rohrbacher Konglomerats darstellen. Recherchen im Bohrarchiv der GBA ergaben, dass bei einer Bohrung beim Wasserturm von Wiener Neustadt ab 95 m Tiefe kohleführende Tegel der "Blauen Serie" unter den Rohrbacher Konglomeraten angefahren wurden (Brix in Plöchinger, 1967). Wegen der Unterlagerung des Konglomerats durch die "Blaue Serie" stellt Brix das Rohrbacher Konglomerat ins oberste Oberpannonium. Bei Urschendorf stellen die Unteren Neufelder Schichten (Pannonium F) die Unterlagerung des Rohrbacher Konglomerats dar, aus dieser Unterlagerung und der Verzahnung des Konglomerats mit den Oberen Neufelder Schichten, (Pannonium G) bei Ramplach-Natschbach sieht Brix und Plöchinger (1988) ein oberes "Pontium"-Alter bestätigt. Diese Verzahnung ist die Gleiche, die Brix in Plöchinger (1967) als Verzahnung mit lehmigen Sanden und Sanden der "Gelben Serie" bezeichnet.

E von Würflach gehen die Würflacher Wildbachschotter in Rohrbacher Konglomerat über. Bei den Würflacher Wildbachschottern handelt es sich um gut gerundete Kiese aus Material der Kalkalpen. Eine genauere Bescheibung gibt Brix in Plöchinger (1981). Diese Verzahnung gibt allerdings keinen Hinweis auf das Alter, Brix vermutet aber, dass sich die Würflacher Wildbachschotter mit dem höchsten Teil der Rohrbacher Konglomerate verzahnen, und somit Pliozän-Dazium als Ablagerungsalter wahrscheinlich ist. Nach Brix und Plöchinger (1988) liegen die Wildbachschotter auf mesozoischen und miozänen Gesteinen. Herrmann (1987) beschreibt weiters eine Vermischung des Rohrbacher Konglomerates mit der Loipersbacher Rotlehmserie, ebenso erwähnt Schnabel (1994) die Überlagerung des Rohrbacher Konglomerates durch die Loipersdorfer Rotlehmserie aus dem Dazium bei Natschbach und bei Lindgrub. In einer Bohrung SW von Wiener Neustadt lagern die so genannten Steinfeldschotter fasst die Ablagerungen des Neunkirchner- (= Wiener Neustädter, Schwarza) und des Wöllersdorfer (Piesting) Schwemmfächers zusammen. Der Neunkirchner Schotterkegel (aus dem Schwarzatal) reicht bis etwa zur Linie Bad Fischau – Wiener Neustadt und besteht hauptsächlich aus Grobsand, Kies- und Schotterlagen aus kalkalpinem Material mit gut gerundeten Komponenten. Auch Küpper et al. (1952) beschreiben als Überlagerung nicht näher datierte glaziale Bildungen.

Bei den Unteren Neufelder Schichten, die das Rohrbacher Konglomerat unterlagern, handelt es sich um Sande, untergeordnet Schotter und graue, sandige, glimmerreiche Tone, vereinzelt mit Lignitschmitzen und Resten von Bivalven und Ostracoden. Die Oberen Neufelder Schichten, die offenbar teilweise mit dem Rohrbacher Konglomerat verzahnen, bestehen aus Sanden, Sandsteinen, sandigen Tonen sowie Tonmergeln und untergeordnet Schottern, selten finden sich noch Spuren von Ligniten (Brix und Plöchinger, 1988).

In der jüngeren Literatur entsprechen die Ablagerungen der "Blauen Serie" einem Teil der Neufelder Formation (Harzhauser und Tempfer, 2004), wobei Harzhauser in einer anderen Arbeit (Harzhauser et al., 2004) den Begriff "Neufelder Schichten" als informellen Begriff bezeichnet, und die "Blaue Serie" als unteren Abschnitt der Gbely-Formation definiert. Die Unteren Neufelder Schichten entsprechen der Càry-Formation, während die Oberen Neufelder Schichten der Gbely-Formation (mit "Blauer"- und "Gelber Serie") entsprechen. Eine Übersicht über die Stratigraphie des Pannoniums nach Harzhauser et al. (2004) gibt Abb. 11. Das Rohrbacher Konglomerat würde dementsprechend im liegenden Teil dem Pannonium H mit einem Alter von ca. 8 Ma entsprechen.



Abb. 11: Ausschnitt aus Stratigraphie des Pannoniums nach Harzhauser et al. (2004).

#### 3.5 Fossilfunde und Altersfrage

#### 3.5.1 Mikrofossilien

Nach Brix in Plöchinger (1981) fand Klaus in einer Pleistozänarbeit von Küpper (1962) durch eine Pollenanalyse Kriterien für ein pliozänes Alter, zumindest des oberen Teiles des Konglomerates. Brix selbst (1988) beschreibt die vereinzelt in mergelig-lehmigen Zwischenschichten angetroffenen Ostracoden (*Cyprideis sp.* und *Erpotocypris sp.*) als Hinweis auf das obere Pontium. Bei Bohrungen in Neusiedl am Steinfeld wurden in Bohrung 2, Teufe 32,2-34,8 m Steinkerne von Oogonien von Carophyten gefunden (Papp in Küpper et al., 1952). Papp ist der Meinung, diese Funde können am wahrscheinlichsten *Chara megarensis* Papp angehören, *Chara megarensis* sind aus Griechenland bekannt. Dies würde Dazisches Alter für die Konglomerate bedeuten, da Papp den Fund mit dem Piacentiano-Astiano im griechischen Becken von Megara gleichsetzt. Als weiteres Argument führt er das Fehlen der typischen sarmatisch-pannonen Ostracodenfauna (z. B. *Chara meriani meriani*) an. Weitere Steinkernfunde aus der Bohrung stammen vom inneren Hohlraum eines Characeenstämmchens.



**Abb. 12:** REM-Vergleichsaufnahme der Ostracode *Cyprideis sp.*, rezente Art aus NW-Marokko. Quelle: www.ucl.ac.uk/GeolSci/micropal/images/ostr/ostr019.gif

In den schon im Kapitel "stratigraphische Stellung" erwähnten pannonen, blauen Tegeln von Winzendorf konnten von Papp (in Küpper et al., 1952) weitere Ostracoden in Schlämmrückständen gefunden werden. Besonders *Leptocythere parallela minor* Mehes gibt einen indirekten Altershinweis für die Rohrbacher Konglomerate, welche im Hangenden der Tegel anstehen. Die Form *Leptocythere parallela minor* Mehes wird als häufige Form des Mittelpannoniums (Zone E) im Wiener Becken beschrieben, somit sind die Konglomerate jedenfalls jünger als Mittelpannonium. Weitere, in den Tonen gefundene Ostracoden sind nach Papp *Cyprideis sp.* (vgl. Abb. 12) und *Herpetocypris sp.*.

Es konnten auch vereinzelt Fossilien direkt aus Schlämmproben des Rohrbacher Konglomerates, bzw. seinen Zwischenschichten, gewonnen werden. So etwa bei den Bohrungen Neusiedl am Steinfeld, es handelt sich dabei um Reste von Ostracoden und Gastropoden. Bei Bohrung 1 konnten Fossilreste in einer Teufe von 30-31 m, bei Bohrung 2 in 32,2-34,8 m und 39,1-40,0 m, sowie 41,9-44,2 m, und bei Bohrung 9 bei 7,7-7,9m gefunden werden. Papp beschreibt mehrere Doppelklappen glatter Ostracoden, seiner Meinung nach drei Typen der Gattung *Condona sp.*. Diese Ostracoden, sowie die gleich im Anschluss beschriebene Gastropode, kommen nur im Süßwasser vor und definieren die Ablagerungen der Rohrbacher Konglomerate als limnisch. In den Bohrungen Neusiedl am Steinfeld 2 und 9 stieß Papp auf Opercula von Gehäusen einer Gastropode, welche er mit *Bulimus leachi* Shep. (s.l.) vergleicht. Diese Süßwasserschnecke kommt im Wiener Becken im Pannonium Zone F-H vor und ist außerdem aus dem Piacentiano-Astiano (entspricht der dazischen Stufe der zentralen Paratethys) Griechenlands bekannt. Die Ostracoden der Gattung *Condona sp.* treten auch im Pannonium (Zone F) des Wiener Beckens auf. Es fehlen aber andere typische Vertreter des Pannoniums im Wiener Becken. Allerdings ist auch allgemein bekannt, dass das Wiener Becken in den Pannoniumzonen G und H und im Dazium als Süßwasserfazies entwickelt war. Auch die Opercula von *Bulimus leachi* Shep. findet man noch seit dem Pannonium bis heute in Europa. Somit kann eine Einstufung des Rohrbacher Konglomerates in das obere Pannonium weder verneint, noch bestätigt werden (Papp in Küpper et al., 1952).

#### 3.5.2 Pflanzenreste

Folgende Reste von Blättern und Früchten kennt man aus dem Rohrbacher Konglomerat: *Fagus* cf. *orientalis* LIP., *Quercus* cf. *cerris* L., *Ulmus* cf. *campestris* L., *Cornus* sp., *Acer* sp. I und II (Spaltfrüchte), *Acer* cf. *campestris* L., *Acer* cf. platanoides L. und *Acer* sp.. Diese Pflanzenteile wurden schon 1933 von Hofmann beschrieben und für die Publikation von Küpper et al. (1952) von Berger nochmals bestimmt. Weiters sind noch einige, bisher nicht bestimmte, große ganzrandige Blätter bekannt. Diese großen Blätter geben einen Hinweis auf warmes bis gemäßigtes Klima ohne ausgeprägte Trockenheit. Das gehäufte Auftreten von *Fagus* und *Acer*, sowie die Zusammensetzung der Flora kann auf pliozänes Alter deuten, da es einige Parallelen, aber keine generelle Übereinstimmung mit der pannonen Flora vom Laaerberg gibt (Papp in Küpper et al., 1952).

#### 3.5.3 Säugetierfährten

Die Fährten aus dem Rohrbacher Steinbruch befinden sich in den Sandstein-, Ton-, und Lehmeinschaltungen zwischen den Konglomeratlagen. Die Fährten stammen von Säugetieren und sind als Vollformen auf der Unterseite der Sandsteinbänke, und als Hohlformen im Ton erhalten (Thenius, 1967). Die meisten gefundenen Spuren sind einzelne Trittsiegel, sie stammen von Raubtieren und Paarhufern.

Bei den Paarhuferfährten gibt es unterschiedlich große Trittsiegel, allen fehlen Abdrücke der Afterzehen und sie weisen nach Thenius (1967) schmale Zehenballen auf. Manche der Fährten sind übertreten und/oder gespreizt. Die Spreizung kann durch den weichen Boden erklärt werden. Die Spuren können nicht eindeutig zugeordnet werden, Thenius vermutet Angehörige der Pecora (*Pecoripeda* div. sp.), eventuell Cerviden und kleine Antilopen als Verursacher (siehe Abb. 13 und 14).



**Abb. 13:** Trittsiegel eines Paarhufers aus dem Rohrbacher Konglomerat. 1 Einheit = 1 cm; (Thenius, 1967)



**Abb. 14:** Weitere Paarhuferfährte (*Pecoripeda sp.*) und Felidenfährte. 1 Einheit = 1 cm; (Thenius, 1967)

Die Raubtierfährten, welche Amon schon 1933 beschrieben hat und Feliden als Erzeuger angenommen hat, wurden von Thenius (1967) vier Typen zugeordnet. Des Weiteren meint Thenius, dass bei gut erhaltenen Fährten aus den Rohrbacher Konglomeraten eine Unterscheidung in Vorhand- und Hinterhandabdrücke, anhand der Ausdehnung der Pfotenballen und der Proportionen der Zehenballen, möglich ist.

Fährte eines kleinen Felidentyps:

Von diesem Typ lagen Thenius zwei Trittsiegel vor, ein Hinterfußabdruck und einer des Vorderfußes. Vergleicht man sie mit der Fährte rezenter Wild- und Hauskatzen, so sind die Trittsiegel aus dem Konglomerat breiter und die Zehenballen formen einen weniger stark gekrümmten Bogen. Die maximale Breite beträgt 40-48 mm, die Länge 45-50 mm. Als Erzeuger der Spur kommt für Thenius ein Felide mit der Größe eines "schwachen" Wüstenluchses in Frage (Abb. 15).



**Abb. 15:** Trittsiegel eines kleinen Felidentyps. 1 Einheit = 1 cm; (Thenius, 1967)



**Abb. 16:** Übertretenes Trittsiegel eines mittelgroßen Feldentyps. 1 Einheit = 1 cm; (Thenius, 1967)

Fährte eines mittelgroßen Felidentyps:

Diese Abdrücke ähneln denen des kleinen Feliden, es fehlen allerdings Übergänge zwischen den zwei Größen, und somit ist die Interpretation, dass es sich bei den kleineren Fährten um juvenile Formen der selben Felidenart handelt, nicht ausgeschlossen, aber auch nicht wahrscheinlich. Die mittelgroßen Felidenspuren zeigen ebenfalls einen leicht gebogenen Zehenballen, somit sind rezente Feliden und jene der Eiszeit als Verursacher nicht möglich. Thenius beschreibt die Fährten als Abdrücke eines luchs- bis leopardengroßen Typs, mit maximaler Breite von 60-90 mm, einer Länge von 65-85 mm und häufigen Blendungen (Abb. 16 und 17).



Abb. 17: Trittsiegel eines mittelgroßen Feliden. 1 Einheit = 1 cm; (Thenius, 1967).

Fährte eines Amphicyonidentyps:

Diese Lebensspur lag Thenius als einzelnes Trittsiegel (Abb. 18) und Fährtenplatte mit drei Trittsiegeln vor. Er vermutet, dass das verursachende Tier die spätere Fährtenplatte im "Schritt" passiert hat, und dass es sich wahrscheinlich um eine Schränkfährte, mit einem Schrank von mindestens 20 cm, eventuell um eine Schnürfährte handelt, je nachdem ob die Trittsiegel I und III Abdrücke der Vorder- oder Hinterpfoten sind. Eine genauere Beschreibung dieser Bestimmung gibt Thenius in seiner Publikation aus dem Jahr 1967. Die erkennbaren Kralleneindrücke der Fährte, die proximallaterale Verlängerung am Sohlenballen und weitere Merkmale schließen rezente Felidenartige als Erzeuger aus. Machairodontiden aus dem Pliozän und Pleistozän zeigen im postcranialen Skelett große Unterschiede, kurzbeinige Formen wie Megantereon und Smilodon könnten für die großen Fährten in Frage kommen, Thenius schließt sie dann allerdings aus, aufgrund der schon stattgefundenen Reduktion des ersten Zehenstrahls wie bei rezenten Großkatzen. Auch Ursiden kommen nicht in Frage, aufgrund der Tatsache, dass rezente Formen keine typische Krümmung am Sohlenballen des Vorderfußes zeigen. Eine weitere Möglichkeit für die Verursacher der Trittsiegel sieht Thenius in den bärenartigen Formen der Amphicyoniden und Hemicyoniden, die man ursprünglich den Caniden zugeordnet hat. Das postcraniale Skelett der pliozänen Amphicyoniden ist fast gar nicht bekannt, vom Skelett der Hemicyoniden liegen nur einzelne Stücke vor. Der Erzeuger der Fährten scheint jedenfalls ein bärengroßes Raubtier mit fünfzehigem Vorderfuß und vier-zehigem Hinterfuß, sowie einer semidigitigraden Fußstellung zu sein, am ehesten ein Angehöriger der Amphicyoniden. Funde von Amphicyon major eppelsheimensis aus dem Pontium und Amphicyon major gutmanni aus dem jüngeren Pannonium unterstützen diese These (Thenius, 1967). Die Trittsiegel der Fährtenplatte haben die maximale Breite von 128-135 mm (vorne) und 140 mm (hinten), die Länge beträgt 165-170 mm(vorne) und 160 mm (hinten).



Abb. 18: Trittsiegel eines Amphicyonidentyps. 1 Einheit = 1 cm; (Thenius, 1967).

Fährte eines Mustelidentyps:

Die maximale Breite dieser Fährte ist 93 mm, die Länge 132 mm. Das Trittsiegel teilt sich in zwei Abdrücke, den medianen, gegliederten, bogenförmig gekrümmten Sohlenballen und den ulnaren Carpalballen, die Krallenabdrücke sind beinahe immer mit den Zehenballenabdrücken verbunden. Laut Thenius handelt es sich dabei um einen Abdruck der Vorderextremität. Er schließt wieder Feliden, Caniden, Hyaeniden und Ursiniden aus. Wahrscheinlich stammt die Fährte von einem Musteliden, genauer Mustelinae. Rezent passt hier von der Größe nur *Gulo gulo*, dieser hat allerdings behaarte Sohlen. Man kennt aber auch große Musteliden aus dem Pliozän, z.B. *Plesiogulo brachygnatus* aus dem Altpliozän und *Plesiogulo monspessulanus* (Abb. 19) aus dem Jungpliozän, welcher besser ins Rohrbacher Konglomerat passen würde.



**Abb. 19:** Plesiogulo monspessulanus. Quelle: www.iziko.org.za/iziko/partners/images/wolverin.gif

Welche Rückschlüsse können aufgrund der Fährten auf das Paläoenvironment geschlossen werden? Für die Erhaltung der Lebensspuren waren aller Wahrscheinlichkeit nach flache, schlammbedeckte Flächen nötig, die anschließend von Konglomerat- oder Sandschüttungen abgedeckt wurden. Da die Säugetierfährten gemeinsam mit limnischen Gastropoden und Ostracoden sowie Characeen (Süßwasseralgen) in den Schichten des Rohrbacher Konglomerates abgelagert wurden, ist ein limnisch-fluviatiles Environment anzunehmen. Thenius (1967) ist der Meinung, dass die Fährten in ufernahen Schlammflächen hinterlassen wurden, etwa einer Tränke am Rand einer Süßwasserbucht. Stammt eine der Fährten von einem pliozänen Musteliden, ist dieses Tier, gemeinsam mit seiner Begleitfauna, ein Hinweis auf warmgemäßigtes Klima. Diese These passt auch zu den Funden der großen Blätter. Aus der Pliozänfauna Mittel- und Westeuropas kennt man etliche hirsch- und antilopenartige Artiodactyla und katzen-, bären- und marderartige Carnivora.

Die Zeitspanne der Ablagerung des Rohrbacher Konglomerates kann auch mit den gefundenen Ichnofossilien nicht weiter eingegrenzt werden. Papp (in Küpper et al., 1952) sieht direkte Indizien für ein jungpliozänes Alter (= Dazium), etwa durch die Ostracode *Chara megarensis* Papp, und die Fährte von *Plesiogulo monspessulans*, er schließt aber das oberste Pannonium (G – H) nicht aus. Folgert Papp aus dem Fehlen von Funden von Hipparion, dass ein pannones Alter kaum anzunehmen ist, so meint hingegen Thenius, dass die nicht vorhandenen Perissodactylenspuren auch zufällig oder ökologisch bedingt sein können. Somit dürfte das Rohrbacher Konglomerat in der Zeitspanne zwischen Pannonium und der Ablagerung der Laaerbergschotter sedimentiert worden sein (Papp in Küpper, 1952), der tiefere Teil des Konglomerates im jüngsten Pannonium (Pontium?) und der höhere Teil, zu dem aller Wahrscheinlichkeit nach auch der untersuchte Steinbruch Rohrbach gehört, im Dazium (Küpper et al., 1952, Brix in Plöchinger, 1981 und 1988).

# 4. Untersuchungen im Gelände

#### 4.1 Allgemeine Übersicht und Aufschlusssituation

Im für die Diplomarbeit untersuchten Steinbruch Rohrbach wird nur mehr selten Gestein abgebaut. Dies erleichterte die Untersuchungen und die Probennahme, führte allerdings auch leider dazu, dass einige Stellen, die mit Schutt bedeckt waren, während der gesamten Untersuchungszeit (2006-2008) nicht zugänglich waren. Besonders im westlichen Teil des Steinbruches waren beinahe der gesamte Aufschlussbereich von Schutt und Vegetation verdeckt. Auch die Möglichkeit dreidimensionale Profile in mehreren Stadien aufzunehmen bot sich durch den fehlenden Abbau leider nicht. Die Profilaufnahmen und Probennahmen konzentrierten sich somit auf den nördlichen Abschnitt des Steinbruches. Dieser Teil ist durch den Abbau halbkreisförmig ausgebildet und in vier Ebenen geteilt, wobei jede Ebene von unten nach oben um etwa ein bis zwei LKW-Breiten nach hinten versetzt war (siehe dazu auch die Gesamtübersichten im Anhang dieser Arbeit). Für die Diplomarbeit wurden über den Steinbruch verteilt ca. 25 Profile aufgenommen und Gesteinsproben für genauere Untersuchungen im Labor entnommen. Eine Auflistung aller im Steinbruch Rohrbach genommener Proben befindet sich im Anhang.

#### 4.2 Lithologie der Rohrbach-Formation

Die auffälligste Lithologie im Steinbruch stellen rötlich-gelbe Konglomerate dar (Abb. 20). Sie sind schlecht sortiert und zeigen ein korngestütztes Gefüge. Bei den polymikten Komponenten handelt es sich um Kalke mit unterschiedlichen Farben (rot, hellgrau, dunkelgrau), Dolomite, Sandsteine, sowie untergeordnet Gneise, Semmeringquarzite, Phyllite und vereinzelt weitere kristalline Komponenten. Die Komponenten sind angerundet bis schlecht gerundet, manchmal aber auch gut gerundet, und liegen in einer Grob- bis Feinsandmatrix eingebettet. Häufig sind Geröllleichen zu erkennen, Hohlräume von heraus gelösten Komponenten, die mit Calcit verfüllt bzw. ausgekleidet sind. Die durchschnittliche Größe der Komponenten beträgt zwei bis fünf Zentimeter, aber häufig finden sich auch Komponenten mit einem Durchmesser von sieben bis neun cm. Die maximale Korngröße liegt bei neun bis zehn cm, wobei im obersten Teil des Steinbruches auch sehr selten Komponenten bis 14 cm gefunden wurden. Die hangendsten Ablagerungen im Steinbruch, direkt unter rezentem Boden, unterscheiden sich von den restlichen Konglomeraten dadurch, dass hier unsortierte Komponenten mit teilweise, wie schon erwähnt, sehr großen Bestandteilen in einer siltig-tonigen Matrix liegen. Hier lassen sich die Komponenten ohne großen Kraftaufwand aus dem Schichtverband lösen.

Zwischen die Konglomeratlagen sind Sandstein-, Silt- und Tonlagen eingeschaltet. Besonders in den mittleren Ebenen des Steinbruches nimmt der Sandsteinanteil zu. Die Sandsteine (Abb. 21) sind teilweise gebankt, die Korngröße variiert von Feinsand bis Grobsand. Manche Sandsteine zeigen Manganoxidausfällungen. Die in der Literatur beschriebenen Sande (Brix und Plöchinger, 1988) konnten im Steinbruch Rohrbach nicht angetroffen werden. Siltsteine und besonders siltige Tone und Tone (Abb. 22) sind geringmächtig ausgebildet, aber mit teilweise mehreren Metern lateraler Ausdehnung. Die Tone zeigen graue, rötliche und dunkelbraune Farben. In Ebene 1 ist kein Ton oder Silt zu finden. An einer Stelle des Steinbruches (vgl. Profil C3) ist der Ton einige wenige cm unter der Oberfläche noch deformierbar. Besonders in den konglomeratischen Bereichen treten auch immer wieder Klüfte auf, die teilweise mit Calcit verkittet sind.



Abb. 20: Typisches polymiktes Rohrbacher Konglomerat, Probe P2.



**Abb. 21:** Karbonatsandstein, Probe P1; Untere Bildkante = 9 cm.



**Abb. 22:** Ton, Probe P32; Untere Bildkante = 8 cm.

4.3 Zusammengesetztes Typusprofil im Steinbruch Rohrbach



**Abb. 23:** Typusprofil der Rohrbach-Formation. Zusammengesetztes Gesamtprofil aus dem Steinbruch Rohrbach.
Auf Grund des Sedimentationscharakters der Rohrbach-Formation ändert sich die Lithofazies lateral zum Teil sehr stark. Es wurden daher mehrere Teilprofile für jeden Abschnitt aufgenommen. Das Gesamtprofil des Steinbruchs (Abb. 23) wurde aus vier möglichst informativen, einzelnen Profilen der vier Ebenen zusammengesetzt. Es besteht aus den Profilen A3, B3, C2 und D2, welche im Kapitel "Aufgenommene Teilprofile im Steinbruch Rohrbach" nicht extra behandelt werden, sie sind aber als Teilprofile im Anhang zu finden. Siehe auch Abb. 24 bis 27. Eine Übersicht der Positionen der Profile gibt Abb. 28, sowie eine größere Darstellung der Ebenen und Profile im Anhang.

Das Typusprofil besteht aus 27 Schichteinheitenen und weist eine Mächtigkeit von 12,55 m auf. Die liegendste Schicht besteht aus 1,20 m rot-braunem, unsortiertem, polymiktem Konglomerat, die durchschnittliche Korngröße beträgt drei bis neun cm. Im unteren Teil dieser Schicht T/1 ist eine undeutlich abgegrenzte Zwischenlage von feinerem Konglomerat mit durchschnittlicher Korngröße von zwei bis vier cm, aber auch etlichen Komponenten kleiner ein cm zu sehen. Die Schicht T/2 (50 cm) ist ebenfalls ein unsortiertes, polymiktes Konglomerat mit rot-brauner Farbe, die Komponenten sind bis drei cm groß. Eine markante Rinnenstruktur mit etwas über zwei Meter im Querschnitt ist ebenfalls zu erkennen (Abb. 24).



**Abb. 24:** Rinnen im untersten Abschnitt des Gesamtprofils, 1. Ebene, Schichten T/1 – T/5; Ma $\beta$ stab = 2 m.

Schicht T/3 besteht aus 20 cm Konglomerat, die durchschnittliche Korngröße liegt zwischen zwei bis sieben cm. Farbe und polymikte Zusammensetzung des Konglomerates sind unverändert. Schicht T/3 zeigt ebenfalls Rinnenablagerungscharakter mit erosiver Unterkante. Schicht T/4 ist eine dünnere Lage von 10 cm Sandstein mit gelb-brauner Färbung, welche die Konglomerate lateral begrenzt. Darüber (Schicht T/5) folgen wieder ca. 40 cm rot-braunes Konglomerat, intern ist eine inverse Gradierung erkennbar. An der Basis der Schicht treten vereinzelt einige gröbere Komponenten auf. Schicht T/6 (65 cm) ist konglomeratisch ausgebildet, wieder schlecht sortiert und polymikt. Horizonte mit feinerem Konglomerat sind schlecht abgegrenzt. Die anschließende, 15 cm dicke, Schicht T/7 besteht aus gelb-braunem Sandstein, dieser zeigt eine normale Gradierung. Schicht T/8 besteht aus 1,80 m sehr grobkörnigem Konglomerat, besonders an der Basis finden sich einige Komponenten mit einem Durchmesser über acht cm. Die Schicht ist normal gradiert. In der neunten Schicht (T/9, 30 cm) setzt sich das rötliche, schlecht sortierte Konglomerat fort, auch die Gradierung lässt sich weiter verfolgen. Am Top der Schicht T/9 treten einige Komponenten mit Durchmessern von etwa fünf cm auf. Schicht T/10 mit einer Mächtigkeit von 1,10 m ist ein Grobsandstein, der vereinzelt Konglomeratkomponenten enthält. Eine Schichtung ist zu erkennen. Auch einige Hohlräume herausgelöster "Geröllleichen" sind zu beobachten. In Schicht T/11 (50 cm) setzt sich der Grobsandstein mit gelb-brauner Farbe fort, allerdings mit einer etwas geringeren Korngröße. Hier treten die Geröllleichen in Lagen auf.



**Abb. 25:** Teil des Gesamtprofils mit Schichtung im Sandstein, 2. Ebene, Schicht T/6 - T/11; Maßstab = 2 m.

Schicht T/12 besteht aus 40 cm gelbem Sandstein. Darüber (Schicht T/13) wurden 20 cm brauner bis dunkelbrauner Tonstein abgelagert. Schicht T/14 ist ein Siltstein mit gelbhellbrauner Farbe. Im Siltstein (40 cm) sind gelegentlich bis 1 mm dicke Feinsandsteinlagen eingelagert. Schicht T/15 besteht aus 25 cm gelbem Sandstein, ebenso Schicht T/17. Dazwischen kam eine maximal 10 cm dicke Lage Konglomerat mit grobkörnigen Komponenten zur Ablagerung (Schicht T/16). Schicht T/18 besteht aus 50 cm rötlichem Konglomerat mit Komponenten bis 1,5 cm. Etliche "Löcher" von herausgelösten Komponenten sind zu erkennen. Selten sind einzelne Komponenten mit 5 cm Durchmesser im ansonsten von der Korngröße her recht gleichförmigen Konglomerat eingebettet. Darüber folgen wieder 80 cm polymiktes Konglomerat (Schicht T/19), das eine deutliche Rinnenstruktur zeigt (Abb. 26). Die Schichten T/20, T/21 und T/22 sind ein Wechsel aus 20 cm gelb-braunem Sandstein, bis maximal 15 cm grobkörniges Konglomerat und wieder 30 cm gelbem Sandstein. Zur linken Seite ist das Profil durch eine Störung begrenzt (siehe Abb. 26).



Abb. 26: Kleinere Rinne im Konglomerat, 3. Ebene, Schicht T/12 – T/22; Maßstab = 2m.

Schicht T/23 besteht aus 80 cm rötlich-braunem Konglomerat, dieses ist allerdings nicht so stark verfestigt wie in allen bisherigen Schichten. Die Komponenten sind in einer tonigsiltigen Matrix eingebettet. Schicht T/23 zeigt ein coarsenig-upwards. Es folgen 15 cm hellbrauner, siltiger Ton in Schicht T/24. Schicht T/25 ist ein gelb-brauner Sandstein ohne interne Strukturen. Die darüber abgelagerte, geringmächtige Schicht T/26 besteht aus 5 cm dunkelbraunem, "blättrig" geschichtetem Ton. Die hangendste Schicht (T/27) des Profils enthält schlecht sortiertes Konglomerat in einer großen Rinnenstruktur, mit einem Querschnitt von etwa 4 m (Abb. 27). An der Basis sind sehr grobe Komponenten in siltig-toniger Matrix abgelagert, ähnlich Schicht T/23. Die Korngröße nimmt dann nach oben rasch ab und geht in gut verfestigtes, unsortiertes, rötliches Konglomerat über.



**Abb. 27:** Große Rinne mit groben Komponenten in siltig-toniger Matrix, 4. Ebene, Schicht T/23 - T/27; Maßstab = 2 m.

# 4.4 Auswahl aufgenommener Teilprofile im Steinbruch Rohrbach

Zur Lage der einzelnen Profile siehe Abbildung 28, sowie größere Darstellung im Anhang.



Abb. 28: Lage der einzelnen aufgenommenen Profile im Steinbruch Rohrbach.

## 4.4.1 Teilprofil B4



Abb. 29: Das Profil B4.

**Abb. 30:** Foto des Profils B4, Maßstab = 2 m.

Das Teilprofil B4 setzt sich aus 10 Schichten zusammen und ist 3,70 m hoch (Abb. 29 und 30). Schicht B4/1 ist ein gelb-graues, polymiktes Konglomerat mit geringer Korngröße und einer Gesamtdicke von 50 cm. In der Schicht B4/2 (10 cm) setzt sich das Konglomerat fort, die Komponenten haben hier allerdings einen durchschnittlichen Durchmesser kleiner 1 cm. Es folgt ein Wechsel zwischen dünnen Konglomeratlagen und gelbem Sandstein (Schichten B4/3, 5 cm, B4/4, 15 cm, B4/5, 5 cm, B4/6, 10 cm). Die Schicht B4/7 besteht aus 10 cm unsortiertem, rötlich-gelbem Konglomerat mit stark variierender Mächtigkeit zwischen 9 cm und 35 cm. Im obersten Bereich sowie an der Basis sind ein paar große Komponenten eingelagert. Schicht B4/8 ist eine vom Konglomerat umgebene Linse aus gelbem Sandstein, mit maximalen Abmessungen von ca. 60 cm Höhe und 90 cm Breite (Abb. 31). Darüber (Schicht B4/9) folgen 1,95 m rot-gelbes Konglomerat mit unterschiedlichen Komponenten. In dem ansonsten massigen Bereich sind einige Lagen aus größeren Komponenten (Durchmesser 4 bis 7 cm) zu erkennen. Am Top des Profils, Schicht B4/10, kamen 20 cm Grobsandstein zur Ablagerung. In allen Bereichen des Profils, die aus Konglomerat bestehen, treten häufig

Geröllleichen auf. Die Schichten B4/4 bis zur Basis von Schicht B4/9 scheinen eine Rinnenstruktur mit einer Breite von etwa 2,60 m auszubilden (siehe Abb. 30).



**Abb. 31:** Sandlinse in der Bildmitte (blauer Pfeil), Ausschnitt aus Profil B4. Ein gelber Abschnitt des Maßstabes = 10 cm.

## 4.4.2 Teilprofil B7



Abb. 32: Das Profil B7.

**Abb. 33:** Foto des Profils B7, Maßstab = 2 m.

Das Teilprofil B7 mit einer Gesamtmächtigkeit von 4,20 m gliedert sich in 3 Schichten. Schicht B7/1 besteht aus 90 cm gelb-grauem, schlecht sortiertem Konglomerat. Hier finden sich wieder viele Geröllleichen, besonders am Top der Schicht. Es folgen 30 cm Konglomerat im Feinkiesbereich, mit einer Übergangszone an der Basis zum gröberen, unterlagernden Konglomerat (Schicht B7/2). Die Schicht B7/3 besteht aus gelbem, massigen Sandstein mittlerer Korngröße. Im unteren Bereich des Sandsteins ist eine beinahe horizontale Schichtung zu erkennen. Der Übergang von Konglomerat zu Sandstein (Schicht B7/2 bis 3) erfolgt an einer scharfen, ebenfalls beinahe horizontalen Grenze (siehe Abb. 34). Am rechten Bildrand der Abb. 33 ist eine Kluft zu sehen, die mit tonig-siltigem Material verfüllt wurde. Der oberste Bereich des Profils ist von Schutt überlagert.



**Abb. 34:** Das Konglomerat ist zum überlagernden Sandstein deutlich abgegrenzt (blauer Pfeil). Ein gelber Abschnitt des Maßstabes = 10 cm.





Abb. 35: Profil C3.

**Abb. 36:** Foto des Profils C3; Maßstab = 2 m.

Dieses Teilprofil besteht aus 10 Schichten und ist 2,50 m mächtig. Es zeigt eine interessante Deformation und mehrere Rinnenstrukturen unterschiedlicher Mächtigkeit. Schicht C3/1 besteht aus 15 cm dunkelbraunem Ton, dieser ist einige cm unter der Oberfläche noch wasserhältig und knetbar. Darüber, in Schicht C3/2, folgen 20 cm gelber Fein- bis Mittelsandstein. Die Schicht C3/3 ist eine dünne Lage von braunem Ton mit geringem Siltanteil. Die maximale Mächtigkeit dieser rasch auskeilenden Schicht beträgt 5 cm. Dann folgen wieder 30 cm gelber bis hellbrauner Sandstein mit etwas gröberer Korngröße als in Schicht C3/2. Schicht C3/4 zeigt bereits die Ablagerungscharakteristik einer kleinen Rinne (gelber Pfeil in Abb. 37). Die folgende Schicht C3/5 aus 20 cm rotem, polymikten Konglomerat hat ebenfalls die Form einer Rinne (roter Pfeil in Abb. 37) und keilt nach links in eine vermutete Störung (grüner Pfeil in Abb. 37) aus, gewinnt allerdings weiter links nach der Störung wieder an Mächtigkeit (siehe blauer Pfeil in Abb. 37).



**Abb. 37:** Deformationsstruktur, Störung und kleine Rinnen, Detailansicht aus Profil C3. Maßstab = Hammer.

Schicht C3/6 (20 cm) ist ein Mittel- Feinsandstein, der eine normale Gradierung aufweist und die unterlagernden, gebogenen Schichten relativ horizontal abschließt. Darüber folgen 10 cm rotes Konglomerat in Schicht C3/7, auch hier kann man eine kleine Rinne vermuten. In Schicht C3/8 setzt sich das schlecht sortierte, polymikte Konglomerat fort, allerdings mit geringerer Korngröße. Häufig sind auch hier wieder "Löcher" im Konglomerat durch herausgelöste Komponenten zu erkennen. Schicht C3/9 besteht aus 50 cm Konglomerat gleicher Farbe und Zusammensetzung wie in den vorherigen Schichten, Komponenten mit Durchmessern bis 5 cm treten auf. Darüber folgt in Schicht C3/10 rotes Konglomerat mit einer Rinnenstruktur (blauer Pfeil in Abb. 36).

Insgesamt zeigt Profil C3 eine Coarsening-Upward Abfolge von tonig-siltiger Basis über sandige Abschnitte zu Konglomeraten.

# 4.4.4 Teilprofil C4





Abb. 38: Das Profil C4.

**Abb. 39:** Foto des Profils C4; Maßstab = 2 m.

Teilprofil C4 ist 3,20 m mächtig und setzt sich aus 10 Schichten zusammen. Schicht C4/1 ist ein gelb-grauer Siltstein mit horizontaler Schichtung (45 cm). Selten sind Übergänge zu Feinsandsteinlagen im mm-Bereich zu sehen. Die zweite Schicht (C4/2) ist 15 cm Mittelsandstein mit inverser Gradierung. Anschließend kamen 10 cm eines Grobsandsteines zur Ablagerung, der allerdings auch schon Komponenten eines Feinkonglomerates enthält. Die Schicht C4/3 ist also eine Übergangszone zwischen Sandstein und Konglomerat. Schicht C4/4 ist 30 cm Feinsandstein. An der Basis ist eine horizontale Feinschichtung zu erkennen, die im oberen Teil in Schrägschichtung übergeht (siehe Abb. 40).



**Abb. 40:** Detail aus Schicht vier, horizontale Schichtung geht in Schrägschichtung über; Maßstab = Bleistift.

Darüber folgen, in Schicht C4/5, 90 cm sehr grobes Konglomerat. Seitlich keilt mehrmals Sandstein in das rot-gelbe, schlecht sortierte Konglomerat aus. Die Schichten C4/6 und C4/7 bestehen ebenfalls aus 50 cm bzw. 20 cm polymiktem Konglomerat, die Korngröße nimmt allerdings ab. Schicht C4/7 weist an der Basis einige große Komponenten (Durchmesser bis 8 cm) auf. Es folgt Schicht C4/8, eine Übergangszone zwischen Konglomerat und Sandstein, hier ist wieder eine kleine Rinnenstruktur erkennbar (siehe Abb. 41).



**Abb. 41:** Übergangszone von Konglomerat zu Sandstein, im linken unteren Bildrand teilweise verfüllte Kluft (blauer Pfeil); Pfeil = 20 cm.

Unsortierte Konglomeratkomponenten sind im Sandstein eingebettet. Schicht C4/9 besteht aus 30 cm rotem Konglomerat mit geringer Korngröße. In Schicht C4/10 setzt sich das rote, polymikte Konglomerat als Grobkies fort. In allen konglomeratisch ausgebildeten Abschnitten des Profils sind Geröllleichen häufig. Im oberen Teil ist eine Kluft zu erkennen, die teilweise mit Calcitrasen sowie mit braunem und schwarzem siltig-tonigen Material verfüllt ist (Abb. 41, 42 und 43).

Insgesamt zeigt Profil C4 ebenfalls eine Coarsening-Upward Abfolge von tonig-siltiger Basis zu Konglomeraten im Hangenden.





**Abb. 42:** Die Probe P16 (getrocknet); Spätere Kluftfüllung, wie sie auch Profil C4 durchzogen hat.Untere Bildkante 5 cm.

**Abb. 43:** Die Probe P14; Kluftfüllung ähnlich Profil C4. Untere Bildkante 8 cm.

## 4.5 Sedimentstrukturen

Sowohl in den Konglomeraten als auch in den Sandsteinen können Gradierungen beobachtet werden. Die von Brix (1981, 1988) beschriebene Kreuzschichtung oder Schrägschichtung der Konglomerate wurde im Steinbruch nicht angetroffen. Vereinzelt war in den Sandsteinen horizontale Schichtung oder auch Schrägschichtung zu erkennen (Abb. 45). Häufig war der Sandstein auch gebankt (Abb. 44). Auffällig waren erosive Rinnen unterschiedlicher Größenordnungen im Konglomerat. Die Rinnen traten mit Breiten bis einige Meter auf (channels), aber auch in wesentlich kleineren Maßstäben (chutes) auf (Abb. 46, siehe auch Abb. 24, 26, 27, 30, 36, 37 und 41). Immer wieder sind jüngere Klüfte erkennbar, die mit siltig-tonigem Material verfüllt sind (Abb. 33, 41 und 42).





**Abb. 44:** Bankung im Sandstein; Blickrichtung Südosten.

Abb. 45: Schrägschichtung im Sandstein.



Abb. 46: Channel in der 3. Ebene; Untere Bildkante ca. 2,80 m, Blickrichtung Nordosten.





**Abb. 47:** Synsedimentäre Deformation; bei Profil C3; Blickrichtung Norden.

**Abb. 48:** Sandstein-rip-up clast im Konglomerat (blauer Pfeil); Profil C5, Blickrichtung Norden.

# 5. Laboruntersuchungen

# 5.1 Dünnschliffmikroskopie

Zur Untersuchung der Gesteine unter dem Mikroskop wurden Dünnschliffe von Sandsteinen und Konglomeraten angefertigt. Teilweise wurden die Schliffe vor dem Abdecken mit Alizarinrot-S und Kaliumhexacyanoferrat-III auf Karbonat gefärbt. Eine Übersicht der Proben, von denen Dünnschliffe angefertigt wurden, befindet sich im Anhang.

# 5.1.1 Kalksandsteine

Die untersuchten Sandsteine sind mäßig bis schlecht sortiert, die Komponenten können eckig, eckig mit beginnender Kantenrundung und angerundet vorliegen. An Komponenten sind vor allem Quarze und Calcit enthalten, weiters Hellglimmer, Biotit und selten Staurolith. Auch Gesteinsbruchstücke (P21, P26) und Biogene (hauptsächlich Foraminiferen) kommen als Komponenten vor. Bei den Grob- und Mittelsandsteinen liegen die Komponenten meistens eingebettet in einer braunen Matrix. Die Feinsandsteine enthalten Bereiche, in denen keine Komponenten mehr zu erkennen sind und nur Matrix vorhanden ist (Abb. 51). Auffällig sind Klüfte aus Calcit unterschiedlicher Korngrößen, die die Kalksandsteine durchziehen. Bei den untersuchten Schliffen gibt es immer wieder korngestützte Abschnitte, aber keinen Schliff, der ausschließlich korngestützt ist. In beinahe allen Sandsteinschliffen finden sich gelegentlich braune Säume von verwitterten Eisenoxiden um die Körner, oder/und Manganoxid-Ausfällungen. In den angefärbten Bereichen der Schliffe zeigt sich, unterstützend zur Karbonatanalyse, deutlich der hohe Karbonatgehalt der Sandsteine, die Calcite und Calcitzemente haben aufgrund der Farbe keinen oder nur geringen Eisengehalt. Quarz löscht oft undolös aus, es gibt auch polykristalline Quarze mit suturierten Kornkontakten (Abb. 49 und 50).

Aufgrund des hohen Karbonatgehaltes und den teilweise enthaltenen Fragmenten anderer Gesteine und/oder Biogenen sind die "Sandsteine" als Kalkarenit oder (karbonatreicher) Litharenit (nach Folk,1974), jene mit erhöhtem Matrixanteil als lithische Grauwacke zu bezeichnen.



Abb. 49: Ausschnitt aus dem Schliff P1, schlecht sortierter Feinsandstein. 5-fache Vergrößerung, gekreuzte Polarisatoren.



**Abb. 50:** Lithischer Arenit mit polykristallinen und undolös auslöschenden Quarzen. Schliff P13, 5-fache Vergrößerung, gekreuzte Polarisatoren.



**Abb. 51:** Detail aus Schliff P33, schlecht sortierter Kalksandstein, die gröberen Bereiche entsprechen einem Feinsandstein, die feineren einem Siltstein. 5-fache Vergrößerung, ungekreuzte Polarisatoren.

## 5.1.2 Konglomerate

Bei den Dünnschliffen der Konglomerate ist die Sortierung ebenfalls schlecht. Die Kornrundung ist meist eckig mit beginnender Kantenrundung, aber auch angerundet und gerundet. Die Komponenten sind vielfältig, Quarz, Calcit, Hellglimmer und Biotit treten als Einzelkristalle und Aggregate auf. Gesteinsbruchstücke, beispielsweise von Kalken, Sandsteinen und Metamorphiten sind in unterschiedlichen Größen enthalten. Untergeordnet finden sich auch Dolomitkomponenten. Einige Proben (z.B. P24) sind sehr biogenreich, Foraminiferen, Großforaminiferen, Molluskenschalenbruchstücke und Echinodermenreste sind zu erkennen, und werden als aufgearbeitete Fossilreste aus dem Liefergebiet interpretiert. Ebenso wie in den Sandsteinen ziehen sich Klüfte, bestehend aus Calcit in teils mehreren Generationen, durchs Konglomerat.



**Abb. 52:** Detail aus Schliff P4 mit polykristallinem Quarz, 5-fache Vergrößerung, gekreuzte Polarisatoren.



**Abb. 53:** Gerundete, stark alterierte metamorphe Biotit-Eisenhydroxid-Komponente mit Quarz. Schliff P4, 5-fache Vergrößerung, gekreuzte Polarisatoren.



**Abb. 54:** Große, alterierte Komponente eines Schiefer bis schiefrigen Gneises mit Quarz, Plagioklas, Biotit und Eisenhydoxiden. Die Plagioklasklasten zeigen teilweise noch Relikte einer alten Foliation, sowie Einschlüsse von Hellglimmern. Schliff P4, 5-fache Vergrößerung, gekreuzte Polarisatoren.



**Abb. 55:** Weitere metamorphe Komponente (Glimmerschiefer mit Hellglimmer und Quarz, alteriert mit Eisenmineralen entlang der Foliation) sowie mono- und polykristalline Quarze, eingebettet in feinere Matrix. Schliff P4, 5-fache Vergrößerung, gekreuzte Polarisatoren.



**Abb. 56:** Große (ca. 4,5 mm Länge), stark alterierte Komponente (Quarz, Fsp, feiner Hellglimmer, Eisenoxide und Eisenhydoxide) metamorphen Ursprungs, mit schiefrigem Gefüge, in karbonatreicher Matrix. Schliff P35, 1,25-fache Vergrößerung, gekreuzte Polarisatoren.



Abb. 57: Foraminifere aus Schliff P24, 5-fache Vergrößerung, ungekreuzte Polarisatoren.



**Abb. 58:** Ausschnitt aus einem feinkörnigen Bereich der Konglomeratprobe P24, Foraminiferen wie im linken unteren Quadranten treten häufiger auf. 5-fache Vergrößerung, ungekreuzte Polarisatoren.



**Abb. 59:** Weitere biogene Komponente der fossilreichen Probe P24. Oben links ist ein Teil einer Großforaminifere (Orbitoide Großforaminifere?) zu erkennen. 5-fache Vergrößerung, ungekreuzte Polarisatoren.

## 5.2 Schwermineralanalyse

## 5.2.1 Methodik

Zum Erfassen des Liefergebiets des Rohrbacher Konglomerats wurde eine Schwermineralanalyse durchgeführt. Um Schwerminerale aus den Proben zu gewinnen wurden hauptsächlich Sandsteine, sowie untergeordnet Konglomerate aufbereitet. Dazu wurden die Proben zuerst mit dem Hammer in bis zu 2 cm große Stücke zerkleinert und anschließend mit 96-prozentiger Essigsäure 1:1 mit Aqua dest. angesetzt. Die Probensuspensionen wurden eine Woche lang täglich einmal umgerührt. Danach wurde durch Siebung die Fraktion 0,063 mm – 0,4  $\mu$ m abgetrennt. Nach dem Trocknen kamen die fraktionierten Proben zur Schweretrennung. Als Trennflüssigkeit wurde Tetrabromäthan, mit einer Dichte von 2,94 g/cm<sup>3</sup>, verwendet. Nach der Trennung wurden die Proben mit Aceton gespült, getrocknet, in Canadabalsam (n = 1,54) eingebettet und abgedeckt. Die folgende Untersuchung wurde im Polarisationsmikroskop mit Durchlicht durchgeführt (vgl. auch Boenigk, 1983).

#### 5.2.2 Ergebnisse

Für die Schwermineralanalyse wurden 12 Sandsteine und 2 Konglomeratproben aufbereitet. Ausgezählt wurden je Probe zwischen 400 - 450 transparente Schwerminerale, bei Proben, welche weniger Minerale enthalten haben, alle (P26 = 348 Minerale, P28 = 232 Minerale, P33 = 156 Minerale). Neben den transparenten Schwermineralen sind auch eine große Zahl opaker Phasen (wahrscheinlich Magnetit und Ilmenit) sowie Chlorit, Muskovit und Hämatit enthalten. Tabellen mit Einzelheiten zur Auszählung befinden sich im Anhang.

Granat (10,0-32,2%) und Epidot (17,4-30,1%) dominieren in den meisten Proben, wobei die Proben P8, P12, P26 und P33 mehr Granat als Epidot beinhalten und die Proben P1, P2, P6, P13, P27, P28 und P31 mehr Epidot als Granat. Weiters treten in allen Proben häufig Turmalin und Apatit auf. Turmalin ist in den Proben P13, P21 und P31 das zweit-häufigste Mineral. Das gehäufte Auftreten von Turmalin scheint zumindest in zwei der drei Proben mit einer Abnahme der Granathäufigkeit verbunden zu sein (P13, P21). Der Apatitgehalt zeigt die stärksten Schwankungen, zwischen 5,3 % und 31,9 %, was sich durch seine rasche Verwitterung beim Transport erklären lässt. In den Proben P3, P4 und P21 ist Apatit das häufigste Mineral, während in P31 der Gehalt an Apatit nur bei 5,3 % und somit deutlich unter den Anteilen von Epidot, Turmalin, Granat, Rutil und Zirkon, etwa gleich auf mit Staurolith (5,0 %) liegt. Mit bis 10 % bzw. 14,5 % sind Rutile bzw. Zirkone in den Proben enthalten. Untergeordnet (weniger als 5 %) kommen noch Chromspinell, Staurolith, Disthen, Chloritoid, Sillimanit und sonstige Minerale vor. Eine Ausnahme ist die Probe P33 mit einem Chromspinellgehalt von 10,9 %. Bei den sonstigen Mineralen handelt es sich vor allem um Hornblenden und Biotit. Auffallend ist weiters, dass die Probe P33 fast nur aus opaken Mineralen besteht. Sillimanit ist in den Proben P8, P21, P26, P27, P31 und P33 nicht enthalten, die meisten ausgezählten Sillimanite (sechs Stück, 1,37 %) sind in Probe P4 zu finden. Probe P3 weist einen Sillimanitanteil von 1,11 % (5 Mineralkörner) auf, alle anderen Proben liegen unter 0,5 %.

Da in allen untersuchten Proben zumindest geringe, öfter beachtliche Gehalte an wenig verwitterungsresistentem Apatit zu finden sind, gibt dies einen Hinweis auf ein nahes Liefergebiet. Rutil sowie die Epidot-Granat-Vergesellschaftung weisen auf ein Liefergebiet mit metamorphem Gesteinsmaterial hin. Auch Staurolith, der nur in mesozonalen, regionalmetamorphen Gesteinen vorkommt, unterstützt diese These. Disthen und besonders Sillimanit geben einen Hinweis auf metamorphe Gesteine, die hohem Druck ausgesetzt waren. Chromspinell, ursprünglich aus Ultrabasiten stammend, wird als Beleg für Aufarbeitung von chromspinellführenden Gesteinen der Gosau-Gruppe im kalkalpinem Liefergebiet gesehen. Auch metamorphe Minerale wie Granat und Staurolith könnten aus der Aufarbeitung dieser Gesteine stammen. Die von Brix in Plöchinger (1981) und von Küpper et al. (1952) angenommenen Liefergebiete Kalkalpen, Grauwackenzone und zentralalpine, kristalline Einheiten sind somit nachzuweisen. Sehr ähnliche Spektren finden sich auch in den pleistozänen Ablagerungen des Neunkirchner Schotterfächers (Salcher, 2008).



Schwermineralverteilung

**Diagramm 1:** Schwermineralverteilung aller Proben, die der Schwermineralanalyse unterzogen wurden.

### 5.3 Röntgendiffraktometrie

#### 5.3.1 Methodik

Für die Röntgendiffraktometrie wurden 9 Proben von Ton und siltigem Ton getrocknet und anschließend in der Gesteinsmühle zerkleinert. Die Proben wurden aus lateralen Schichten der Rohrbach-Formation entnommen, mit Ausnahme der Probe P16. Diese Vergleichsprobe stammt aus einer Kluft, die mit deutlich jüngerem, schwarz-braunem Material verfüllt war. Es wurden texturierte Präparate angefertigt und mit einem Philips – Röntgendiffraktometer (PW 3710) mit Cu-Anode gemessen. Da nach der ersten Messung bei einigen Proben der Verdacht auf enthaltenen Smektit bestand, wurden diese Proben noch einmal mit Zusatz von Ethylenglykol, welches Smektitminerale zum Aufquellen von 14 auf 17 Å bringt, gemessen. Die Auswertung der Messungen wurden mit den Programmen "APD" und "Expert Highscore" durchgeführt.

### 5.3.2 Ergebnisse

Es zeigten sich, wie auch bei der Karbonatanalyse, zwei Gruppen von Tonen. Karbonatfreie Tone (Abb. 61) und Tone mit Karbonatgehalt (Abb. 60). Ansonsten bestanden die untersuchten Proben aus Quarz und Feldspäten, sowie Hellglimmer (Muskovit), Chlorit, Chlorit/Kaolinit. Der Verdacht auf Smektit bestätigte sich nicht. Es ist allerdings wahrscheinlich, dass mixed-layer-Tonminerale enthalten sind (mündliche Mitteilung Ao. Univ.-Prof. S. Gier). Weiters müssen die Proben Fe-Minerale beinhalten, die Konzentration ist allerdings zu gering, um eine nähere Klassifikation zu treffen. In der Gruppe der karbonathältigen Tone kann man genauer unterteilen, in Proben die mehr Quarz als Calcit (z.B. P 25, P32) enthalten, und Präparate die mehr Calcit als Quarz (P 20, P22) enthalten. Die Probe P16, welche aus einer Kluft stammt, deren Material jünger als die Rohrbach-Formation selbst ist, zeigt keine großen Abweichungen zu den restlichen Proben (siehe Abb. im Anhang). Auch hier dominieren Quarz und Calcit, untergeordnet kommen Feldspäte und Tonminerale vor.



**Abb. 60:** XRD-Analyse der Probe P20. Mu = Hellglimmer/Muskovit, Q = Quarz, Cc = Calcit, Chl = Chlorit, Fsp = Feldspat, Tonmin = Tonminerale gesamt;



Abb. 61: XRD-Analyse der karbonatfreien Probe P25; Legende siehe Abb. 60.



Abb. 62: XRD-Analyse der Probe P22; Legende siehe Abb. 60.



Abb. 63: XRD-Analyse der Probe P32 mit geringem Karbonatgehalt; Legende siehe Abb. 60.

### 5.4 Karbonatanalyse

### 5.4.1 Methodik

Zur Bestimmung des Karbonatgehaltes mit Hilfe der Müller-Gastner-Bombe wurden die Sandsteinproben zuerst mit dem Backenbrecher gebrochen. Anschließend wurden alle Proben (Sandsteine und Tone) 20 Stunden in den Trockenschrank gestellt. Danach mit der Gesteinsmühle weiter zerkleinert. Vom so gewonnen Pulver wurden von jeder Probe ca. ein Gramm eingewogen, und in die Müller-Gastner-Bombe gefüllt. Hinzu kamen 10 ml einer Mischung von destilliertem Wasser und 32-prozentiger HCL im Verhältnis 1:1. Die Müller-Gastner-Bombe wurde verschraubt und die verdünnte Salzsäure mit dem Gesteinspulver in Kontakt gebracht. Der Druck des entweichenden CO<sub>2</sub> wurde abgelesen und mit Hilfe einer Eichkurve in Prozent umgerechnet (siehe Müller et al., 1971).

#### 5.4.2 Ergebnisse

Insgesamt wurden 9 Tonproben und 6 Sandsteinproben untersucht. Die Ergebnisse der Karbonatanalyse sind im Anhang in Tabelle X dargestellt. Es bestätigte sich, wie schon im Kapitel Dünnschliffmikroskopie beschrieben, dass die Sandsteine durch ihre durchwegs hohen Karbonatgehalte besser als Kalksandsteine oder karbonatreiche Litharenite angesprochen werden sollten. Bei den untersuchten Tonen zeigten sich zwei Gruppen: Karbonatfreie Tone und Tone mit Karbonatgehalt. Probe P22 ist mit einem Karbonatgehalt von 33,0 % ein Mergel, bei Probe P20 handelt es sich mit einem Karbonatgehalt von sogar 64,9 % um einen Kalkmergel.

# 6. Interpretation und Fazies der Rohrbach-Formation

#### 6.1 Lithofazies der Typuslokalität Steinbruch Rohrbach

### **6.1.1 Konglomerat-Fazies**

Die dominierende Fazies im Steinbruch Rohrbach wird von polymikten Konglomeraten eingenommen. Diese zeigen keine internen Schichtungen, aus der Literatur ist allerdings Schrägschichtung und Kreuzschichtung der Rohrbacher Konglomerate bekannt (Brix, 1988). Um diese grobkörnigen Sedimente zu transportieren, ist ein zumindest zeitweilig hochenergetisches, fluviatiles Milieu nötig (Stow, 2008, siehe auch Miall, 1996). Aufgrund diverser Rundungsgrade der einzelnen Komponenten können unterschiedliche Liefergebiete angenommen werden. Schlecht gerundete und angerundete Komponenten lassen auf ein nahes Liefergebiet und kurzen Transport schließen, während gut gerundete Komponenten auf ein weiter entferntes Liefergebiet mit längerem Transport oder eine erneute Aufarbeitung hinweisen.

Die polymikte Zusammensetzung der Konglomerate der Rohrbach-Formation, mit Kalk, Dolomit, aber auch Gneis, Quarzit, Phyllit, Glimmerschiefer und anderen kristallinen Komponenten bestätigt die Herkunft aus geologisch unterschiedlichen Einzugsgebieten. Mehrere, mit Konglomeraten verfüllte Rinnen (channels) mit verschiedenen Mächtigkeiten, sowie kleinere chutes sind eindeutige Hinweise auf eine fluviatile Fazies. Die erosive Basis einiger Rinnen (z.B. hochgerissener Sandsteinklast in Profil C5, Abb. 48) ist kennzeichnend für hochenergetische Ereignisse. Als Ablagerungsmodell für die beschriebene Faziessituation wird ein Braided River (aufgenetzter Flusstyp) interpretiert, da dieser vor allem grobe Sedimente als Bodenfracht transportiert und eine unregelmäßige Wasserführung zeigt (Schäfer, 2005, Miall 1996). Ablagerungen eines Alluvialfächers, der in den Flussrinnen grobe, suspendierte Fracht transportiert, lassen sich kaum oder nicht von denen eines Braided Rivers unterscheiden, demzufolge kommt auch dieses Faziesmodell für die Rohrbach-Formation in Frage. Die einzige Unterscheidungsmöglichkeit wären häufig auftretende Sedimente von Schuttströmen (debris flows), diese müssen allerdings nicht bei jedem Alluvialfächer auftreten (Miall, 1996). Ein coarsening-upwards-Zyklus wie im Typusprofil ab Schicht T/13 kann durch Progradieren im distalen Bereich eines Fächers entstehen, aber auch durch erneute Hochwasserführung eines Braided Rivers und Verlagerung von Kiesbänken.

Aufgrund der kleinräumigen Aufschlusssituation im Steinbruch Rohrbach ist eine endgültige Zuordnung zu einem der beiden Modelle nicht möglich.

#### **6.1.2 Sandstein-Fazies**

Eine weitere bestimmende Fazies der Rohrbach-Formation stellen Grob-, Mittel- und Feinsandsteine dar. Meist ist keine interne Schichtung der Sandsteine erkennbar, vereinzelt konnte Schrägschichtung und horizontale Schichtung beobachtet werden. Bei der Schrägschichtung, welche nur geringmächtig aufgeschlossen war, könnte es sich um Ablagerungen einer Sandbank eines Braided Rivers handeln.

Sande und Sandsteinablagerung kommen in vielen fluviatilen Bereichen vor und konnten bei nachlassender Transportkraft des Braided Rivers auf den Konglomeraten absedimentiert werden. Der Rückgang der Strömungsgeschwindigkeit führte weiters zu normaler Gradierung in einigen Sandstein- und Konglomeratbänken der Typuslokalität Steinbruch Rohrbach. Weitere Ablagerungsbereiche sind seitliche und/oder eingeengte Rinnen, in denen die Strömungsgeschwindigkeit geringer ist als in der/den Hauptrinnen, und an den Uferbänken. Ähnliche Sedimentationsbedingungen finden sich auch bei Alluvialfächern, die fehlende Gradierung in vielen Sandsteinpaketen kann als Hinweis auf dieses Modell gedeutet werden (Miall, 1996, Schäfer, 2005). Auch zwischen den korngestützten Konglomeraten befindet sich eine Matrix aus Sand aller Korngrößen, dieser kann beim Nachlassen der Wasserführung zwischen die Komponenten gespült und anschließend mit ihnen verfestigt worden sein. Somit können die im Steinbruch Rohrbach angetroffenen Kalksandsteinen von den Ablagerungen eines Braided Rivers (Abb. 64 und 66) oder Alluvialfächer (Abb. 65) stammen. Der hohe Sandsteinanteil spricht allerdings eher für einen Braided River.

#### **6.1.3 Pelitische Fazies**

Der Feinanteil der Rohrbach-Formation, bestehend aus Siltsteinen, Tonsteinen und unverfestigten Tonen, tritt nur geringmächtig (einige cm) ausgebildet auf. Häufig erstrecken sich diese dünnen Lagen, die vor allem in den hangenden Schichten des Typusprofils zu finden sind, lateral über mehrere Meter. Als Ablagerungsmilieu für die feinkörnige Fazies sind Überflutungsflächen, Uferbänke und abgetrennte Rinnen nach Hochwasserereignissen wahrscheinlich (Miall, 1996, Schäfer, 2005). Teilweise wurden die Pelite beim nächsten Überflutungsereignis wieder erodiert. Eine Besonderheit stellt hier die Schicht T/26 des Typusprofils dar, hier befindet sich eine mit Konglomerat verfüllte Rinne direkt über einer geringmächtigen Tonschicht. Hier könnte eine mächtigere Tonschicht durch die erosive Basis der Rinne fast zur Gänze wegerodiert sein.

# **6.2 Faziesinterpretation**

Unter Berücksichtigung der genannten alluvial-fluviatilen Fazies und ihrer internen Zusammensetzung ist die Rohrbach-Formation als Ablagerung eines Braided Rivers, eventuell auch als Ablagerung eines (eher distalen) Alluvialfächers, anzusprechen.



**Abb. 64 und 65:** Model eines Braided Rivers (links) und eines Alluvialfächers (Schäfer, 2005).



**Abb. 66:** Beispiel eines Braided Rivers, Sagavanirktok im N Alaskas, Breite des Flusstals ca. 2 km (Posamentier und Walker, 2006).

Nach der Klassifikation von Miall (1978, 1996) kommen drei Varianten des Braided River-Modells für die Rohrbach Formation in Frage: der "Gravel-bed braided river with sedimentgravity flow deposits" (Trollheim type), der "Shallow, gravel-bed braided river" (Scott type) oder der "Deep gravel-bed braided river" (Donjek type).

Typische Ablagerungen des Trollheim-Typs sind schlecht sortierte, matrixgestützte Kiese eines Alluvialfächers. Untergeordnet können dünne Lagen von Sand, Silt und Ton in finingupwards-Zyklen auftreten. Nach Miall (1978) dominieren die Fazies Gms und Gm, seltener treten die Fazies St, Sp, Fl und Fm auf.

Miall ergänzte die Beschreibung 1996 um folgende Lithofazies: Gmm (entspricht Gms nach Miall 1978), Gmg, Gci, Gcm auf, sowie die Elemente GB und SB mit nicht-erosiver Basis. Eine Tabelle mit einer Übersicht und Beschreibung der Lithofaziestypen sowie den Elementen einer fluviatilen Ablagerung gibt Miall (1978, 1996). Der Scott-Typ klassifiziert proximale Ablagerungen eines Braided Rivers oder Braid Deltas, Schuttstromablagerungen können vorkommen, müssen aber nicht. Auch bei diesem Typ bilden Kiese den Hauptanteil des Sediments. Ein weiteres Kennzeichen sind miteinander verbundene, sich häufig verlagernde channels, in denen bei niedrigem Wasserstand dünne Sandlinsen und Sandkeile abgelagert werden. Mit Sand verfüllte channel sind ebenfalls möglich. Nach Miall (1996) ist eine Channeltiefe von einem Meter charakteristisch. Feinkörnige Sedimente der Überflutungsflächen bleiben meistens erhalten. Fazies Gm (entspricht Gh nach Miall 1996) ist häufig, gelegentlich sind auch die Fazies Gp und Gt anzutreffen. Außerdem dominiert das Element GB mit internen Erosionsflächen und den Fazies Gh, Gp und Gt. Untergeordnet kommt das Element SB vor.

Der Donjek-Typ charakterisiert zyklische Ablagerungen eines Braided Rivers. Es können zwei Formen aufgebildet werden: ein Braided River mit kiesdominierten oder sanddominierten Zyklen, beide Formen kommen etwa gleich häufig vor (Miall 1978). Ein wichtiges Kennzeichen sind bis zu vier ausgebildete topographische Level, wobei nur der tiefste Level ständig Wasser führt (Miall 1996). Die darüber liegenden Ebenen werden nur bei Hochwasser aktiviert, hier werden vor allem feinere Sedimente abgelagert (Fazies SB). Typisch ist weiters die Ausbildung von channels aller Größenordnungen, Kies- oder Sandbänken und Überflutungsflächen. Die Fazies Gm (entspricht Gh nach Miall 1996), Gt und St sind weit verbreitet, nachrangig sind die Fazies Gp, Sh, Sr, Sp, Fl und Fm (Miall, 1978). An Elementen dominiert GB, wechselgelagert mit SB, in den Sandbänken finden sich meter- bis zehnermeter mächtige Ablagerungszyklen von LA-und DA-Elementen, sie zeigen Migration der Sandbänke an. Sedimentationszyklen von Channelfüllungen bilden sich im Dezimeter- bis Meterbereich (Miall, 1996).

Zu beachten ist, dass sich die Ablagerungscharakteristik in einem Braided River vom proximalen zum distalen Abschnitt des Flusses mehrmals ändern kann und Sedimente mehrerer Typen im selben Fluß vorkommen. Zusätzlich haben die Gesteine des Einzugsgebietes und wechselnde Einzugsgebiete einen nicht unbedeutenden Einfluss.

Miall (1978) gibt als Klassifizierungshilfe den Kiesgehalt eines Braided Rivers des Scott-Typs mit über 90 % an, den Kiesanteil des Donjek-Typs mit 90 – 10 %. Somit würden die Ablagerungen der Typuslokalität Steinbruch Rohrbach dem Donjek-Typ oder "Deep gravel-bed braided river" entsprechen. Wobei hier das Profil von Miall (1996) zu bevorzugen ist gegenüber jenem von Miall (1978) (siehe Vergleich der Profile in Abb. 67). Auch das Modell des Scott-Typs oder "Shallow, gravel-bed braided river" ist für die Ablagerungen der Rohrbacher Konglomerate geeignet. Der Kiesanteil liegt im Gegensatz zur Beschreibung des Typs durch Miall (1978) deutlich unter 90 % und auch die geforderten Channeltiefen von maximal einem Meter werden in der Typuslokalität Rohrbach überschritten. Allerdings sind in der Rohrbach-Formation kaum Schrägschichtung und Kreuzschichtung im Sandstein vorhanden, außerdem sind die Feinanteile der Ablagerung geringmächtiger als im vom Miall für den Donjek-Typ publizierten Profil.

Aus diesen Gründen handelt es sich bei der Rohrbach-Formation um Sedimente eines Braided Rivers des Scott-Typs mit Übergängen zum Donjek-Typ. Das Ablagerungssystem kann auch im distalen Bereich eines alluvialen Fächers auftreten.



**Abb. 67:** Profile der Braided River-Typen nach Miall (1978). Rechts Profil des Donjek-Typs nach Miall (1996) mit höherem Kiesanteilen, wie sie eher der Rohrbach-Formation entsprechen.

## 6.3 Synsedimentäre Deformation im Profil C3

Die in Abb. 36, 37 und 47 gezeigte synsedimentäre Deformationsstruktur kann durch unterschiedliche Mechanismen verursacht worden sein. Zu den weniger wahrscheinlichen Möglichkeiten zählt Entwässerung und Auflast. Bei näherer Betrachtung konnten keine Entwässerungskanäle und Pelite entlang der scharf begrenzten Störungsflächen ausgemacht werden. Diese Beobachtung spricht gegen die Theorie einer reinen Entwässerungsstruktur durch Auflast.

Die Struktur kann auch während eines Paläoerdbebens im noch nicht komplett verfestigten Sediment entstanden sein ("Seismit"). Es ist bekannt, das es zum Ablagerungszeitraum der Rohrbach-Formation (Dazium) zu einer Reaktivierung von Störungen im Wiener Becken kam (siehe Salcher, 2008).

# 7. Lithostratigraphische Definition der Rohrbach-Formation

Die Rohrbach-Formation ("Rohrbacher Konglomerat") bildet die jüngsten neogenen Sedimente des südlichsten Wiener Beckens und vermittelt zwischen der mächtigen miozänen Beckenfüllung (u.a. Strauss et al., 2006; Wessely, 2006) und den quartären Kiesen der Mitterndorfer Senke (Salcher, 2008). Im Folgenden werden diese Konglomerate im Sinne einer lithostratigraphischen Formation im Sinne von Steininger und Piller (1999) definiert, unter Bezugnahme auf die Ausführungen in den vorangegangenen Kapiteln.

# 7.1 Typusgebiet und Typusprofil

Das Typusgebiet der Rohrbach-Formation ist das Gebiet Neunkirchen-Ternitz im südlichsten Wiener Becken (ÖK 50 Blatt 105 Neunkirchen). Die Typuslokalität liegt bei Rohrbach am Steinfeld, das Typusprofil bildet der Steinbruch Rohrbach (Fa. Bamberger), im politischen Bezirk Neunkirchen, Niederösterreich (Koordinaten UTM WGS 84: N 47° 43′ 41′′ und E 016° 03′17′′). Der Steinbruch liegt westlich von Neunkirchen, an der Straße nach Mahrersdorf. Das Typusprofil schließt den hangenden Teil der Rohrbach-Formation auf. Die geographische Verbreitung der Formation stimmt mit dem Typusgebiet im südlichen Wiener Becken bei Ternitz und Neunkirchen überein.

# 7.2 Referenzprofil(e)

Referenzprofile finden sich in einem zweiten, aufgelassenen Steinbruch NE des Steinbruchs Rohrbach. Referenzprofile bilden auch die bei Brix und Plöchinger (1988) beschriebenen Bohrungen im südlichen Wiener Becken, in denen die Rohrbach-Formation angetroffen wurde.

## 7.3 Namensgebung (derivatio nominis)

Nach der Ortschaft Rohrbach am Steinfeld, Bezirk Neunkirchen, NÖ.
#### 7.4 Synonyme

Die Abfolge wurde unter dem Begriff "Rohrbacher Konglomerat" in der Literatur eingeführt (Karrer, 1877) und bis zuletzt unter diesem Begriff beschrieben und kartiert (Brix und Plöchinger, 1988; Hermann et al., 1992). Bei Steinmetzen war das Gestein auch als "Ternitzer Konglomerat" bekannt (Brix in Plöchinger, 1967).

#### 7.5 Lithologie

#### Konglomerat

Die rötlich-gelben, schlecht sortierten, polymikten Konglomerate enthalten angerundete bis gut gerundete Komponenten in einer Grob- Feinsandmatrix. Ausgeschieden werden konnten Kalke, Dolomite, Sandsteine, sowie untergeordnet Gneise, Semmeringquarzite, Phyllite und vereinzelt weitere kristalline Komponenten. Die durchschnittliche Größe der Komponenten beträgt zwei bis fünf Zentimeter, maximal 14 cm. Häufig sind Geröllleichen zu erkennen, Hohlräume von heraus gelösten Komponenten, die mit Calcit verfüllt bzw. ausgekleidet sind. Die hangendsten Konglomerate im Steinbruch unterscheiden sich von den restlichen dadurch, dass hier unsortierte, teilweise sehr große Komponenten in einer siltig-tonigen Matrix liegen.

#### Sandstein

Die Rohrbach-Formation beinhaltet als weitere Hauptlithologie gelben bis bräunlichen Sandstein aller Korngrößen. Der Sandstein der Typuslokalität Rohrbach tritt massig, gebankt und laminiert auf, unverfestigtes Material, wie von Brix und Plöchinger (1988) beschrieben, konnte nicht angetroffen werden. Die mäßig bis schlecht sortierten Sandsteine enthalten vor allem Quarz und Calcit, weiters Hellglimmer, Biotit und selten Staurolith. Die Komponenten sind eingebettet in einer braunen Matrix. Bemerkenswert ist der hohe Karbonatgehalt der Sandsteine, der teilweise über 70% lag, und lithische sowie biogene Komponenten. Demzufolge sind die Sandsteine als Kalkarenite oder karbonatreiche Litharenite, jene mit erhöhtem Matrixanteil als lithische Grauwacke zu bezeichnen.

#### Silt- und Tonstein

Die gelb bis hellbraunen Siltsteine nehmen zusammen mit den grauen, dunkelbraunen und grauen Tonen/Tonsteinen den geringsten Anteil der Rohrbach-Formation im Steinbruch Rohrbach ein. Die Mächtigkeit beträgt maximal 20 cm, durchschnittlich 5 bis 10 cm, die laterale Ausdehnung kann mehrere Meter erreichen. Selten ist der Ton noch plastisch deformierbar. Aufgrund der vorgenommenen XRD-Untersuchungen und Karbonatanalysen konnten zwei Gruppen ausgeschieden werden, karbonatreiche und karbonatarme Tonsteine.

#### 7.6 Fossilien

An Mikrofossilien kennt man die Ostracoden *Cyprideis sp., Erpotocypris sp., Leptocythere parallela minor* Mehes und *Herpetocypris sp.* aus dem Rohrbacher Konglomerat (Küpper et al., 1952, Brix und Plöchinger, 1988). Weiters wurden, vor allem in Bohrungen, Oogoniensteinkerne von Carophyten, wahrscheinlich *Chara megarensis* Papp 1952, Steinkerne aus dem inneren Hohlraum von Characeenstämmchen und Opercula von *Bulimus leachi* Shep (s. l.) gefunden (Küpper et al., 1952). Folgende Pflanzenreste sind bekannt: Blattfragmente und Früchte von *Fagus* cf. *orientalis* LIP., *Quercus* cf. *cerris* L., *Ulmus* cf. *campestris* L., *Cornus* sp., *Acer* sp. I, *Acer* sp. II, *Acer* cf. *campestris* L., *Acer* cf. *platanoides* L. und *Acer* sp. (Küpper et al., 1952). Thenius (1967) beschreibt Fährten des Feliden-, Amphicyonien- und Mustelidentyps, sowie von Pecora aus dem Steinbruch Rohrbach.

#### 7.7 Genese (Fazies)

Die im Steinbruch Rohrbach angetroffene fluviatile Faziessituation, mit Rinnen und kleineren chutes, lässt auf die Ablagerungen eines Braided Rivers schließen. Im Einklang dazu steht die Schrägschichtung der Sandsteine, bei denen es sich um Ablagerungen von Sandbänken handeln kann. Nach Hochwasserereignissen lagerten sich Pelite auf Überflutungsflächen und Uferbänken ab.

Nach der Klassifikation für Braided River (Miall 1978 und 1996) ist die Rohrbach-Formation ein Übergang zwischen "Shallow, gravel-bed braided river" (Scott type) und "Deep gravelbed braided river" (Donjek type).

#### 7.8 Chronostratigraphisches Alter

Die Altersstellung der Rohrbach-Formation ist auf Grund der dominierenden grobklastischen Süßwasserfazies nur schwer anzugeben. Aus Unter- und Überlagerung ergibt sich ein Alter jünger als mittleres Pannonium (spätes Miozän) und älter als Pleistozän. Auf Grund von Fossilfunden (Ostracoden, Pflanzenfossilien, Fossilfährten) und Verzahnungen mit den Neufelder Schichten ist für den tieferen Teil ein spätes Pannonium-Alter, für den hangenden Teil eingeschlossen der Typuslokalität ein frühes Pliozän-Alter (Dazium) anzunehmen (Küpper et al., 1952; Thenius, 1967; Brix und Plöchinger, 1988).

#### 7.9 Mächtigkeit

Die aufgeschlossene Gesamtmächtigkeit an der Typuslokalität Steinbruch Rohrbach beträgt 12,55 m. Die maximale Mächtigkeit in Bohrungen beträgt 65 m, allerdings wurde das Rohrbacher Konglomerat nicht bei allen Bohrungen durchteuft und somit ist eine größere Mächtigkeit zu erwarten. (Bohrung 168 SB. Neunkirchen 7/II, Brix und Plöchinger, 1988).

#### 7.10 Unterlagernde und überlagernde Einheiten, Liegendgrenze und Hangendgrenze

Die Liegendgrenze der Rohrbach-Formation wird durch die Grenze gegen miozäne, zumeist unter/mittelpannone feinkörnigere Ablagerungen (graue Tone, Mergel, Tegel, Sande) gebildet. Unterlagernde Einheiten sind die "Unteren Neufelder Schichten" ("Blaue Serie", Gbely Formation nach Harzhauser et al., 2004). Die Hangendgrenze wird entweder durch die Überlagerung von kaum verfestigten Kiesen des Pleistozäns gebildet ("Steinfeldschotter") oder durch Bodenbildungen pliozänen (Loipersbacher Rotlehmserie, Hermann et al., 1992), pleistozänen oder rezenten Alters. Laterale Übergänge der (unteren) Rohrbach-Formation in die "Oberen Neufelder Schichten" ("Gelbe Serie", hangender Teil der Gbely Formation nach Harzhauser et al., 2004) wurden beschrieben, sowie Übergänge in die Würflacher Wildbachschotter (Brix und Plöchinger, 1988) und die Loipersbacher Rotlehmserie (Hermann et al., 1992).

## 7.11 Lithostratigraphischer Überbegriff und Untergliederung

Die Rohrbach-Formation ist der jüngste miozäne Teil der Beckenfüllung des Wiener Beckens. Eine Untergliederung in einen liegenden (pannonen?) und einen hangenden (pliozänen) Teil ist möglich.

# 8. Zusammenfassung und Schlussfolgerungen

Die Rohrbach-Formation (Rohrbacher Konglomerat) liegt im südlichen Wiener Becken und zählt zu den jüngsten Beckensedimenten. In der Typuslokalität Steinbruch Rohrbach (Fa. Bamberger), im südlichen Niederösterreich (bei Neunkirchen), ist die Rohrbach-Formation gut aufgeschlossen.

Aufgrund der Ergebnisse meiner Geländearbeit (von 2006 bis 2008) war es möglich ein Typusprofil der Rohrbach-Formation anzufertigen. Rot-gelbe, polymikte, schlecht sortierte Konglomerate bilden die Hauptlithologie, mit angetroffenen Schichtmächtigkeiten bis 4,50 m. Die Konglomeratablagerungen zeigen häufig Rinnencharakteristik. Weiters treten gelbe Sandsteine aller Korngrößen mit Schichtmächtigkeiten bis 3 m auf. Teilweise sind die Sandsteine gebankt, selten konnte Schrägschichtung beobachtet werden. Untergeordnete Lithologien stellen geringmächtige gelb-braune Siltsteine, sowie hell- und dunkelbraune Tonsteine und Tone dar. Die maximal angetroffene Mächtigkeit beträgt 20 cm, die laterale Verbreitung kann sich über wenige Meter erstrecken. Das Streichen der sedimentären Schichtflächen variiert von 309° bis 125°, wohingegen das Einfallen geringe Werte zwischen horizontal und 29° annimmt.

Aufgrund von Karbonat- und Dünnschliffuntersuchungen müssen die angetroffenen Sandsteine als karbonatreiche Litharenite und jene mit erhöhtem Matrixanteil als lithische Grauwacke bezeichnet werden.

In den aus dem Steinbruch Rohrbach entnommenen Proben waren keine autochthonen Fossilien enthalten, in Dünnschliffen der Konglomerate waren jedoch vereinzelt allochthone, marine Bioklasten anzutreffen. Die Altersstellung der Rohrbach-Formation bleibt weiterhin unklar, in der Typuslokalität finden sich keine neuen Hinweise, um das Alter genauer einzugrenzen.

Aufgrund der im Konglomerat enthaltenen Komponenten und des Schwermineralspektrums sind die Liefergebiete Kalkalpen, Grauwackenzone und zentralalpine Einheiten anzunehmen. Die im Steinbruch Rohrbach angetroffene fluviatile Faziessituation, mit channels und kleineren chutes, lässt auf die Ablagerungen eines Braided Rivers schließen. Im Einklang dazu steht die Schrägschichtung der Sandsteine, bei denen es sich um Sandbankablagerungen handeln kann. Nach Hochwasserereignissen lagerten sich Pelite auf Überflutungsflächen und Uferbänken ab.

Nach der Klassifikation für Braided River (Miall 1978 und 1996) ist die Rohrbach-Formation ein Übergang zwischen "Shallow, gravel-bed braided river" (Scott type) und "Deep gravelbed braided river" (Donjek type).

Die Ursache der synsedimentären Deformationstruktur in Profil C3 kann nicht genauer geklärt werden, Paläoerdbeben sind möglich.

# 9. Literaturverzeichnis

- AMON, R. (1933): Säugetierfährten aus dem Rohrbacher Konglomerat. Verh. Zool.-botan. Ges., 83, Wien.
- BOENIGK, W. (1983): Schwermineralanalyse. 158 S., 77 Abb., 4 Tafeln, 8 Tab., Stuttgart (Enke).
- BRIDGE, J. S. (2006): Fluvial facies models: recent developments. In: POSAMENTIER, H.
  W., WALKER, R. G. (Eds.): Facies models revisited. SEPM Special publication 84, 85-170, Tulsa/U.S.A..
- BRIX, F., PLÖCHINGER, B. (1988): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000. -Erläuterungen zu Blatt 76 Wiener Neustadt. - 85 S., 7 Abb., 4 Tab., Wien (GBA).
- DECKER, K., PERESSON, H., HINSCH, R. (2005): Active tectonics and Quaternary basin formation along the Vienna Basin Transform Fault. – Quaternary Science Reviews, 24, 307-322, München (Elsevier).
- DÖPPES, D., RABEDER, G. (1997): Pliozäne und pleistozäne Faunen Österreichs. S., Wien (Austrian Academy of Sciences).
- DUNKEL, A. C. (2007): Petrographische Untersuchungen eines sedimentologischen Profils im Rohrbacher Konglomerat (Pliozän). – Unveröff. Bakkalaureatsarbeit Univ. Wien, 23S., Wien.
- FAUPL, P. (2000): Historische Geologie Eine Einführung. 270 S., Wien (Facultas UTB).
- FOLK, R. L. (1974): Petrology of Sedimentary Rocks. 182 S., Austin, Texas (Hemphills).
- HARZHAUSER, M., DAXNER-HÖCK, G., PILLER, W. E. (2004): An integrated stratigraphy of the Pannonian (Late Moicene) in the Vienna Basin. – Austrian Journal of Earth Sciences, 95/96, 6-19, Wien.
- HARZHAUSER, M., TEMPFER, P. M. (2004): Late Pannonian Wetland Ecology of the Vienna Basin based on Molluscs and Lower Vertebrate Assemblages (Late Miocene, MN 9, Austria). – Cour. Forsch.-Inst. Senkenberg, 246, 55-68, Frankfurt a. Main.
- HERRMANN, P. (1987): Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 105 Neunkirchen. – Jahrbuch der GBA, 303-304, Wien (GBA).
- HERRMANN, P., MANDL, G. W., MATURA, A., NEUBAUER, F., RIEDMÜLLER, G., TOLLMANN, A. (1992): Geologische Karte der Republik Österreich, 1:50.000, Blatt 105 Neunkirchen, Wien (GBA).

- HINSCH, R., DECKER, K., WAGREICH, M. (2005): 3-D mapping of segmented active faults in the southern Vienna Basin. – Quaternary Science Reviews, 24, 321-336, München (Elsevier).
- HOFMANN, E. (1933): Pflanzenreste aus dem Rohrbacher Steinbruch. Verh. Zool.-botan. Ges., 83, Wien.
- HÖLZEL, M., WAGREICH, M., FABER, R., STRAUSS, P. (2008): Regional subsidence analysis in the Vienna Basin (Austria). – Austrian Journal of Earth Sciences, Vol. 101, 88-98, Wien.
- KARRER, F. (1877): Geologie der Kaiser Franz Josefs Hochquellen-Wasserleitung. Abh. Geol. R.-A., 9, Wien.
- KLEB, M. (1912) Das Wiener-Neustädter Steinfeld. Untersuchungen des prädiluvialen Reliefs und der Grundwasserverhältnisse. – Geogr. Jahresber. Österr., 10.
- KÜPPER, H. (1951): Unveröffentlichter Bericht über Bohrungen im Rohrbacher Konglomerat. – Archiv der GBA, Wien.
- KÜPPER, H. (1954): Unveröffentlichter Bericht über die Schwermineralverteilung im Rohrbacher Konglomerat. – Archiv der GBA, Wien.
- KÜPPER, H., PAPP, A., THENIUS, E. (1952): Über die stratigraphische Stellung des Rohrbacher Konglomerates. – Sitz.-Ber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl. I, 161, 441-453, Wien.
- LANKREIJER, A., KOVÁC, M., CLOETINGH, S., PITONÁK, P., HLOSKA, M.,
   BIERMANN, C. (1995): Quantitative subsidence analysis and forward modelling of the
   Vienna and Danube Basin. Tectonophysics 252, 433 451.
- MANGE, M. A., MAURER, H. F. W. (1991): Schwerminerale in Farbe. 148 S., 178 Abb., Stuttgart (Enke).
- MIALL, A. D. (1978): Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits:
  A summary. In: MIALL, A. D. (Ed.): Fluvial Sedimentology. Memoir 5, 597-604,
  Calgary (Canadian society of petroleum geologists).
- MIALL, A. D. (1996): The geology of fluvial deposits. 582 S., Heidelberg (Springer).
- MÜLLER, G., GASTNER, M. (1971): The "Karbonat-Bombe", a simple device fort he determination of the carbonate content in sediments, soils and other materials. N. Jb. Miner. MH., 10, 466-469.
- PILLER, W. E., DECKER, K., HAAS, M. (1996): Sedimentologie und Beckendynamik des Wiener Beckens – Exkursionsführer SEDIMENT'96. – 41 S., 25 Abb., Wien.

- PLÖCHINGER, B. (1967): Erläuterungen zur geologischen Karte des Hohe-Wand-Gebietes (NÖ), 1:25.000. 142 S., 20 Textabb., 4 Tafeln., Wien (GBA).
- PLÖCHINGER, B. (1981): Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt Blatt 76 Wiener Neustadt. – 120 S., Wien (GBA).
- SALCHER, B. (2008): Sedimentology and modelling of the Mitterndorf Basin. Unveröff. Diss. Univ. Wien, 108S., Wien.
- SCHÄFER, A. (2005): Klastische Sedimente Fazies und Sequenzstratigraphie. 414 S., München (Elsevier).
- SCHNABEL, W. (1994): Bericht 1992 1993 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 106 Aspang. Jahrbuch der GBA, 490-493, Wien (GBA).
- SCHOPPER, T. W. (1991): Strukurgeologische Untersuchungen als Hilfe f
  ür die tektonische Deutung des Bewegungsmechanismus des Wiener Beckens. – Unveröff. Diplomarbeit Formal-Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 132S., 59 Abb., 1 Tab., 3 Tafeln, Wien.
- SCHULTZ, O. (1998): Tertiärfossilien Österreichs Wirbellose, niedere Wirbeltiere und marine Säugetiere. 159 S., (Goldschneck-Verlag).
- STEININGER, F.F. & PILLER, E. 1999 (Eds.): Empfehlungen (Richtlinien) zur Handhabung der stratigraphischen Nomenklatur. Courier Forschungsinst. Senckenberg 209, 1–19.
- STOW, D. A. V. (2008): Sedimentgesteine im Gelände Ein illustrierter Leitfaden. 320 S., Heidelberg (Spektrum).
- STRAUSS, P., HARZHAUSER, M., HINSCH, R., WAGREICH, M. (2006): Sequence stratigraphy in a classic pull-apart basin (Neogen, Vienna Basin). A 3D seismic based integrated approach. – Geol. Carpathica 57, 3, 185-197, Bratislava (Veda).
- THENIUS, E. (1967): Säugetierfährten aus dem Rohrbacher Konglomerat (Pliozän) von Niederösterreich. Ann. Naturhistor. Mus. Wien, 71, 363-379, Wien.
- VINX, R. (2008): Gesteinsbestimmung im Gelände. 469 S., 403 Abb., Berlin-Heidelberg (Spektrum).
- WESSELY, G. (2006): Geologie der österreichischen Bundesländer Niederösterreich. 416 S., 655 Abb., 26 Tab., Wien (GBA).

# 9. Anhang



Anhang 1: Übersicht der im Steinbruch angelegten Ebenen.



Anhang 2: Übersicht der im Steinbruch aufgenommenen Teilprofile.



Anhang 3: Übersicht der im Steinbruch entnommenen Proben.

Nummer	Bezeichnung	Besonderheiten	Ebene	Untersuchungsmethoden
				Dünnschliff, Schwerminerale,
P1	Kalksandstein		2	Karbonatanalyse
Do		tw. sehr gr. Cc-		
P2	Konglomerat	Zemente	2	Dunnschliff, Schwerminerale
Do				Dünnschliff, Schwerminerale,
P3	Kalksandstein		2	Karbonatanalyse
P4	Konglomerat	metamorphe Anteile	2	Dunnschliff, Schwerminerale
P5	siltiger I on		4	Karbonatanalyse
Da	Kallara data'a			Dünnschliff, Schwerminerale,
P6	Kaiksandstein		4	
P7	Ton		4	Karbonatanalyse
			<b>T</b>	Dünnschliff, Schworminoralo
P8	Kalksandstein	sehr feine Anteile	3	Karbonatanalyse
10				XRD. XRD-EG.
P9	Ton		3	Karbonatanalyse
P10	Ton		2	Karbonatanalyse
P11	Kalksandstein		2	Karbonatanalyse
P12	Kalksandstein		3	Dünnschliff, Schwerminerale
				Dünnschliff. Schwerminerale.
P13	Kalksandstein		2	Karbonatanalyse
P14	Cc von Halde		Halde	
P15	Ton		1	XRD, XRD-EG,
P16	Ton	schwarze Kluftfüllung	1	XRD, XRD-EG,
		schwarze Schicht in		
P17	Ton	Kluft	3	
P18	div. Cc von Halde		Halde	
P19	Ton	Kluftfüllung	2	
P20	Kalkmergel		4	XRD, Karbonatanalyse
		Glimmerschiefer und		
P21	Kalksandstein	andere Metamorphite	4	Dünnschliff, Schwerminerale
P22	Mergel		4	XRD, Karbonatanalyse
P23	Konglomerat		4	
P24	Konglomerat	tossilreich	4	Dünnschlift
P25	Ton		3	XRD, Karbonatanalyse
P26	Kalksandstein		3	Dünnschliff, Schwerminerale
P27	Kalksandstein		3	Dünnschliff, Schwerminerale
P28	Kalksandstein		3	Dünnschliff, Schwerminerale
P29	Ion		3	
P30	Ion		3	XRD, Karbonatanalyse
P31	Kalksandstein		3	Dünnschliff, Schwerminerale
P32	Ion		3	XRD, Karbonatanalyse
P33	Kalksandstein		3	Dünnschliff, Schwerminerale
P34	Konglomerat		3	Dünnschliff
D25	Konglomorat	metamorphe Komponenten	0	Düppschliff
D26	Konglomorat	foceilführond	3	Dünnschliff
1.20	Nongiomeral	Climmorophiofer		
P37	Konglomerat	komponente	1	Dünnschliff
D38	Sand/Siltatain	Nomponente	<u>ا</u>	
1.00	Gand/Onitstell1		<u>່</u> ວ	

# Anhang 4: Auflistung aller Proben und Untersuchungsmethoden

P39	Kalksandstein	geschichtet	3	
		Schräg/		
P40	Kalksandstein	Horizontalschichtung	3	
P41	Kalksandstein	unter 2 Klüften	3	
	Übergang			
	Sandstein			
P42	/Konglomerat	über Siltbank	3	
	Konglomerat			
P43	Halde	mit Cc	Halde	
	Konglomerat			
P44	Halde	mit Cc	Halde	













SandKies Steine

Profil B1



89





Profil B3



91

Profil B5





# Profil C1



Profil C2





Ton, Sllt

SandKies Steine









Sand Kies Steine

Anhang 6:	Auszählung	der	Schwern	ninerale
-----------	------------	-----	---------	----------

Schliffnr.	P	1	P	2	P	3	P	4	P	6
Zirkon	46	11,36	32	7,14	27	6,01	32	7,29	18	4,17
Granat	45	11,11	62	13,84	60	13,36	48	10,93	105	24,31
Epidot	89	21,98	108	24,11	112	24,94	82	18,68	112	25,93
Turmalin	39	9,63	47	10,49	49	10,91	42	9,57	62	14,35
Apatit	83	20,49	102	22,77	133	29,62	140	31,89	70	16,20
Rutil	18	4,44	36	8,04	21	4,68	38	8,66	29	6,71
Chromspinell	13	3,21	12	2,68	7	1,56	10	2,28	10	2,31
Staurolith	29	7,16	14	3,13	6	1,34	11	2,51	13	3,01
Disthen	14	3,46	13	2,90	10	2,23	14	3,19	3	0,69
Chloritoid	20	4,94	14	3,13	10	2,23	10	2,28	6	1,39
Sillimanit	2	0,49	2	0,45	5	1,11	6	1,37	1	0,23
Sonstige	7	1,73	6	1,34	9	2,00	6	1,37	3	0,69
Gesamt	405	100,00	448	100,00	449	100,00	439	100,00	432	100,00

	Summe	%								
Schliffnr.	P	3	P1	2	P1	3	P21		P26	
Zirkon	33	7,60	44	10,89	60	14,46	48	10,71	23	6,61
Granat	131	30,18	106	26,24	51	12,29	45	10,04	112	32,18
Epidot	83	19,12	80	19,80	90	21,69	78	17,41	84	24,14
Turmalin	69	15,90	72	17,82	74	17,83	85	18,97	53	15,23
Apatit	42	9,68	30	7,43	70	16,87	107	23,88	23	6,61
Rutil	30	6,91	41	10,15	32	7,71	41	9,15	21	6,03
Chromspinell	13	3,00	10	2,48	7	1,69	4	0,89	8	2,30
Staurolith	20	4,61	8	1,98	10	2,41	10	2,23	11	3,16
Disthen	5	1,15	2	0,50	6	1,45	13	2,90	2	0,57
Chloritoid	7	1,61	5	1,24	8	1,93	10	2,23	7	2,01
Sillimanit	0	0,00	2	0,50	2	0,48	0	0,00	0	0,00
Sonstige	1	0,23	4	0,99	5	1,20	7	1,56	4	1,15
Gesamt	434	100,00	404	100,00	415	100,00	448	100,00	348	100,00

	Summe	%	Summe	%	Summe	%	Summe	%	Summe	%
Schliffnr.	P2	7	P2	8	P3	1	P3	3		
Zirkon	31	7,08	17	7,33	29	7,27	13	8,33		
Granat	73	16,67	53	22,84	61	15,29	43	27,56		
Epidot	115	26,26	63	27,16	120	30,08	30	19,23		
Turmalin	65	14,84	42	18,10	74	18,55	13	8,33		
Apatit	79	18,04	21	9,05	21	5,26	13	8,33		
Rutil	36	8,22	14	6,03	38	9,52	15	9,62		
Chromspinell	5	1,14	4	1,72	11	2,76	17	10,90		
Staurolith	8	1,83	4	1,72	20	5,01	4	2,56		
Disthen	9	2,05	3	1,29	6	1,50	3	1,92		
Chloritoid	9	2,05	4	1,72	10	2,51	1	0,64		
Sillimanit	0	0,00	1	0,43	0	0,00	0	0,00		
Sonstige	8	1,83	6	2,59	9	2,26	4	2,56		
Gesamt	438	100,00	232	100,00	399	100,00	156	100,00		

yse

Müller-Gastner-Bombe Karbonatbestimmung										
Probennr.	Einwaage (g)	CO2	Prozent (Kurve)	Prozent	Bezeichnung					
P1	1,0015	0,89	60	59,9	Kalksandstein					
P3	0,9992	1,23	84	84,1	Kalksandstein					
P5	1,0000	0,00	0	0,0	Ton					
P6	0,9996	1,20	82	82,0	Kalksandstein					
P7	1,0002	0,00	0	0,0	Ton					
P8	1,0002	1,46	100	99,9	Kalksandstein					
P9	0,9999	0,00	0	0,0	Ton					
P10	1,0010	0,00	0	0,0	Ton					
P11	1,0000	0,90	61	61,0	Kalksandstein					
P13	1,0015	1,03	70	69,9	Kalksandstein					
P20	1,0017	0,97	65	64,9	Kalkmergel					
P22	0,9996	0,50	33	33,0	Mergel					
P25	1,0004	0,00	0	0,0	Ton					
P30	1,0000	0,00	0	0,0	Ton					
P32	0,9996	0,00	0	0,0	Ton					

Anhang 8: Gefügedaten der Rohrbach-Formation:

Profil B6: 1<sub>1</sub> = 045/05 1<sub>2</sub> = 285/10 s = 350/10 Profil B7: s = 340/15

Profil C1:  $s_1 = 325/26$  $s_2 = 309/29$ 

Westseite des Steinbruchs, im verwilderten Bereich:

 $s_1 = 359/05$  $s_2 = 320/02$  $s_3 = 067/02$ 

Ostseite des Steinbruchs, Ebene 3, gebankter Sandstein:

 $s_1 = 125/15$  $s_2 = 095/15$ 

Ebene 4, über Profil C3:

 $l_1 = 034/10$  $l_2 = 052/15$  $s_1 = 020/20$  $s_2 = 316/15$ 

Siltbank in Ebene 3: s = 045/00

## **Curriculum Vitae**

- 08.02.1983: Geboren als Veronika Natalie Irina Koukal in Wien
- 1993 2001: Besuch des GRG Wien 1 Stubenbastei, "Soziales Lernen" und "RG mit Französisch ab der 3. Klasse"
- 08.06.2001: Ablegung der Matura am GRG 1
- 18.09.2002: Inskription an der Universität Wien, Studienrichtung Erdwissenschaften
- 19.01.2006: 1. Diplomprüfung und Eintritt in den 2. Abschnitt, Studienzweig Geologie
- 29.08.2006: Übernahme des Diplomarbeitthemas "Sedimentologie und Definition der Rohrbach-Formation ("Rohrbacher Konglomerat", Pliozän) im Steinbruch Rohrbach/Ternitz (NÖ)"
- 10/2008 02/2009: Tutorium der Lehrveranstaltung 280072-1: Sedimentologie (GPO\_28\_07)