

Lithostratigraphie, Biostratigraphie und Sedimentologie des Miozäns im Fohnsdorfer Becken (Österreich)

Philipp E. STRAUSS¹, Gudrun DAXNER-HÖCK², Michael WAGREICH¹

STRAUSS P. E., DAXNER-HÖCK, G. & WAGREICH, M., 2003: Lithostratigraphie, Biostratigraphie und Sedimentologie des Miozäns im Fohnsdorfer Becken (Österreich). – In: PILLER, W. E. (Ed.): *Stratigraphia Austriaca*. – Österr. Akad. Wiss., Schriftenr. Erdwiss. Komm. 16: 111–140, 12 Figs., Wien.

Kurzfassung: Das Fohnsdorfer Neogenbecken ist das größte (ca. 120 km²) intramontane Sedimentbecken der Obersteiermark, am Kreuzungspunkt des sinistralen, E-W streichenden Mur-Mürz-Störungssystems und des dextralen, NNW-SSE streichenden Pöls-Lavanttal-Störungssystems gelegen. Die fluviatil-lakustrine Beckenfüllung erreicht eine Mächtigkeit von über 3 km. Die Sedimente des Beckens können in 3 lithostratigraphische Einheiten gegliedert werden:

Die Fohnsdorf-Formation (Oberes Karpatium bis Unteres Badenium) wurde während der frühen Pull apart-Beckenbildungsphase abgelagert, unter E-W Extension und sinistralen Blattverschiebungen an der Mur-Mürz-Störung. Kennzeichnend sind bis zu 800 m mächtige alluviale Schotter und Sande mit einem bis zu 15 m mächtigen Kohleflöz im Hangenden.

Die Ingering-Formation (Unteres bis Mittleres Badenium) setzt sich aus einer bis zu 2000 m mächtigen Abfolge lakustriner Prodelta- und Fan-Deltasedimente zusammen, wobei zeitweise ein marin-brackischer Einfluss vorhanden war. Die Coarsening upward-Abfolge zeigt die Progradation eines Deltas an.

Die Apfelberg-Formation (Mittleres? bis Oberes Badenium) wurde während der Halbgraben-Beckenbildungsphase bei NNW-SSE Extension, syntektonisch zu N-fallenden Abschiebungen am Südrand des Fohnsdorfer Beckens, abgelagert. Eine Kleinsäugerfauna läßt eine Einstufung in die Zone MN6 zu. Typisch sind schlecht sortierte Konglomerate, Sandsteine und Silte bis Tone, in denen grobklastische Lagen mit Blöcken bis zu mehreren Metern eingelagert sind. Der überwiegende Teil der Apfelberg-Formation wird durch sehr unreife und schlecht sortierte Konglomerate (Schuttstromablagerungen), die auf Schwemmfächern abgelagert wurden, aufgebaut. In diesen Konglomeraten sind Outsized Clasts mit bis zu 30 m³ eingelagert. In der Typuslokalität, der Tongrube Apfelberg bei Knittelfeld, ist ein fluviatiles System mit Rinnen zwischen Schuttströmen aufgeschlossen. Diese rinnendominierten Abfolgen werden von Sedimenten abgelöst, die im subaquatischen Bereich einer Delta-Plattform abgelagert wurden. Diese Fazies entspricht einem distalen alluvialen Schwemmfächer oder einer Schwemmebene mit einem lakustrinen Fan-Delta Ablagerungsbereich. Charakteristisch für die Apfelberg-Formation ist ihr buntes Geröll- und Schwermineralspektrum, das auf einen Sedimenteintrag aus SE mit zwei lokalen Liefergebieten (Gleinalpe, Stupalpe) hinweist.

¹ Institut für Geologische Wissenschaften, Universität Wien, Geozentrum, Althanstraße 14, 1090 Wien

² Naturhistorisches Museum Wien, Burgring 7, A-1014 Wien

Abstract: The Fohnsdorf Basin is the largest Neogene intramontane basin of northern Styria. The basin is situated at the junction of two major strike-slip fault systems which were linked to the Miocene lateral extrusion of the Eastern Alps: the sinistral, E-W trending Mur-Mürz-Fault System and the dextral NNW-SSE trending Pöls-Lavanttal-Fault System. The fluvial-lacustrine basin sediments reach a maximum thickness of more than 3 km. The sedimentary succession of the Fohnsdorf Basin can be divided into the following lithostratigraphic units:

The Fohnsdorf Formation (Upper Karpatian to Lower Badenian) was deposited during the early pull apart stage of basin formation, during E-W extension and sinistral strike-slip movement along the Mur-Mürz-Fault System. The succession is characterized by up to 800 m thick alluvial sediments, including an up to 15 m thick coal seam at the top.

The Ingering Formation (Lower/Middle Badenian) comprises lacustrine to brackish prodelta and fan delta sediments with a maximum thickness of 2000 m. The succession displays a coarsening upward trend, interpreted as a result of delta progradation.

The Apfelberg Formation (Middle?/Upper Badenian) was deposited during NNW-SSE extension of the half-graben stage. The Apfelberg Formation was characterized by coarse, syntectonic deposition along normal faults at the southern basin margin. A mammal fauna indicates MN6. Typical sediments of the Apfelberg Formation are highly immature and matrix supported conglomerates, sandstones and silts with beds containing outsized clasts with sizes up to 30 m³. Conglomerates were deposited mainly from mass-flows on alluvial fans. In the Apfelberg clay-pit (next to Knittelfeld) braided channel-fill sediments can be observed between debris flows, overlain by fine-grained sediments deposited on the subaquatic delta platform. The facies of the sediments indicates a combination of distal alluvial fan/flood plain and a lacustrine fan delta environment. The composition of the coarse-grained sediments and their heavy mineral spectras give evidence for two local source areas to the south (Gleinalpe, Stubalpe).

Keywords: Miocene, Fohnsdorf Basin, stratigraphy, mammals

Inhalt

1. Einleitung	113
2. Geologisch-tektonische Übersicht	114
3. Lithostratigraphie der Ablagerungen des Fohnsdorfer Beckens	116
3.1. Fohnsdorf-Formation	116
3.2. Ingering-Formation	117
3.3. Apfelberg-Formation	118
3.3.1. Westlicher Bereich der Apfelberg-Formation	119
3.3.2. Östlicher Bereich der Apfelberg-Formation	124
3.3.3. Interpretation der Ablagerungsbedingungen der Apfelberg-Formation	127
4. Biostratigraphie und Chronostratigraphie	129
4.1. Wirbeltiere aus der Apfelberg-Formation	130
4.2. Biostratigraphie und Chronostratigraphie der Apfelberg-Formation	132
5. Diskussion und Schlussfolgerungen	134
5.1. Pull apart-Becken (Fohnsdorf- und Ingering-Formation)	134
5.2. Halbgraben (Apfelberg-Formation)	137
Literatur	138

1. EINLEITUNG

Das intramontane Neogenbecken von Fohnsdorf, das größte (ca. 120 km²) in der „Norischen Senke“ (TOLLMANN, 1985), liegt am Kreuzungspunkt des etwa E-W streichenden Mur-Mürz-Störungssystems und des NNW-SSE streichenden Pöls-Lavanttal-Störungssystems (Fig. 1). Braunkohlevorkommen in diesen Sedimenten sind bereits seit

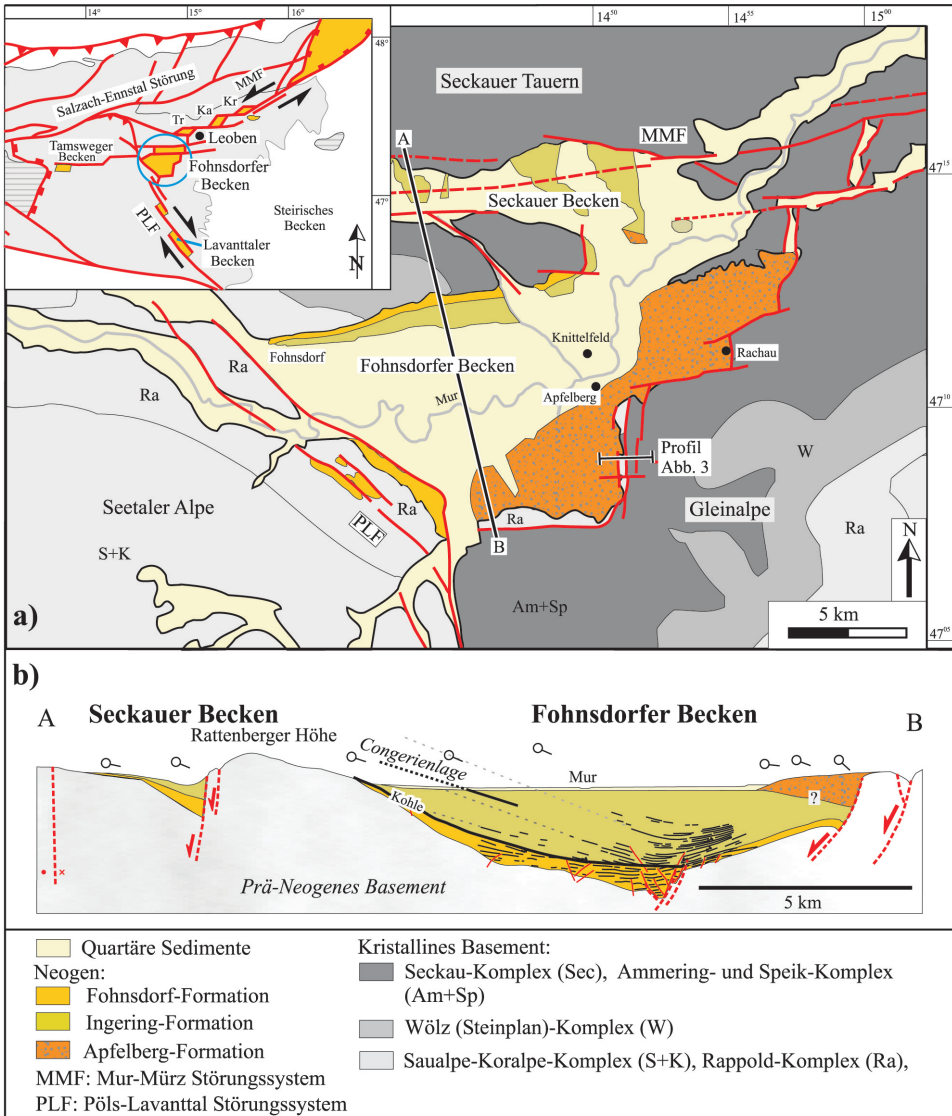


Fig. 1: a) Geologische Position und vereinfachte geologische Karte des Fohnsdorfer Beckens. b) Schnitt durch das Fohnsdorfer Becken unter Benützung seismischer Profile von SACHSEN-HOFER et. al. (2000a). Profil am Südwestrand des Beckens siehe Fig. 3.

1670 bekannt (siehe WEBER & WEISS, 1983). PETRASCHECK (1924) publizierte eine erste umfassende Bearbeitung des Fohnsdorfer Beckens, wobei er das Konzept einer überkippten Mulde aufstellte. Strukturgeologische Bearbeitungen von METZ (1957, 1973) und biostratigraphische Arbeiten von MOTTL (1961) folgten. Die ausführlichste Beschreibung des Fohnsdorfer Beckens stammt aus der Dissertation von POLESNY (1970), auf deren stratigraphischen und sedimentologischen Daten die vorliegende Arbeit aufbaut. WEBER & WEISS (1983) lieferten eine Zusammenfassung über die Kohlevorkommen, während GNJEZDA (1988) vor allem das geothermische Potential des Beckens bearbeitete.

SACHSENHOFER et al. (2000a, b) beschrieben anhand von Seismikprofilen, die in den Jahren 1997 und 1998 aufgenommen wurden, den Westrand des Beckens als positive Flower Structure. Damit konnte die alte Vorstellung von PETRASCHECK (1924) revidiert werden, dass der Süd- und Westrand des Fohnsdorfer Beckens ein überkippter Falten-schenkel sei und eine zusammenhängende Struktur bilde.

In der vorliegenden Arbeit werden Lithostratigraphie und Sedimentologie der Füllung des Fohnsdorfer Beckens beschrieben, basierend auf einer Diplomarbeit von STRAUSS (2000) am Institut für Geologie der Universität Wien. Das Hauptaugenmerk liegt dabei auf dem hangenden Abschnitt, der Apfelberg-Formation. Neue biostratigraphische Einstufungen einer Kleinsäugerfauna ergänzen diese Untersuchungen. Strukturgeologische Daten und ein tektonisches Beckenmodell wurden bereits in STRAUSS et al. (2001) veröffentlicht.

2. GEOLOGISCH-TEKTONISCHE ÜBERSICHT

Die geographische Umrahmung des Fohnsdorfer Beckens bilden das Wölzer Kristallin und die Seckauer Tauern im Norden, die Gleinalpe im Osten, die Stubalpe im Süden und die Seetaler Alpen im Westen (Fig. 1). Diese Kristallinkomplexe werden zum ostalpinen Kristallin gezählt, wobei nach Metamorphosegrad und Lithologie vier Deckeneinheiten unterschieden werden können (SCHUSTER et al., 1999). Die tiefste Deckeneinheit des ostalpinen Kristallins (Unterostalpin i.w.S.) bildet den Nordrand des Seckauer Beckens mit dem Seckau-Komplex. Zur zweiten Deckeneinheit zählen der Ammering-Komplex (Plagioklasgneis, Granitgneis und Augengneis), der Speik-Komplex (Amphibolitgneis, Amphibolite und untergeordnet Ultramafite) und Granatglimmerschiefer vom Typus Steinplan und des Wölz-Komplexes, die vor allem im Osten und Süden des Fohnsdorfer Beckens aufgeschlossen sind. Der Südrand, sowie Teile des Ostrandes und der südliche Bereich der Gleinalpe, werden durch Gesteine des Rappold-Komplexes (Granatglimmerschiefer, Marmore und Pegmatite), dem Saualpe-Koralm-Komplex und der Plankogel Serie aufgebaut. Die vierte Deckeneinheit mit den südlichsten Einheiten des ostalpinen Kristallins (z.B. Gurktaler Decke) steht in keinem direkten Zusammenhang mit dem Fohnsdorfer Becken.

Die miozänen Sedimente des Fohnsdorfer Beckens werden, aufbauend auf POLESNY (1970), in drei Formationen untergliedert (STRAUSS & WAGREICH, 1999; STRAUSS, 2000; vergl. Fig. 2):

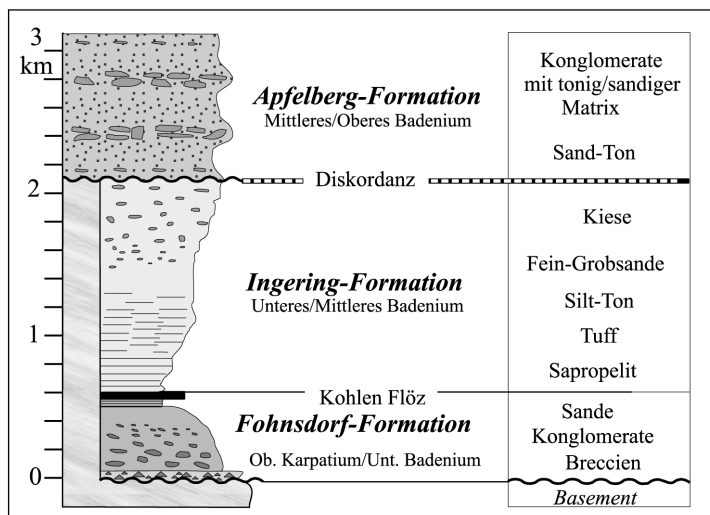
1. Fohnsdorf-Formation
2. Ingering-Formation
3. Apfelberg-Formation

Die beiden großen Blattverschiebungssysteme, die das Fohnsdorfer Becken bestimmen, sind das sinistrale Mur-Mürz-Störungssystem und das dextrale Pöls-Lavanttal-Störungssystem (METZ, 1957, 1973; DECKER & PERESSON, 1996). Ihre Bildung wird im Zusammenhang mit der lateralen Extrusion von ostalpinen Einheiten während des Oligozän und Miozän gesehen (RATSCHBACHER et al., 1991); sie sind begrenzende Störungen des extrudierenden Keiles der Ostalpen. Beide Störungen werden durch ein System einzelner Blattverschiebungen aufgebaut, die durch Step over-Bereiche verbunden sind. In diesen Step over-Bereichen kommt es zur Ausbildung von en-echelon angeordneten Pull apart-Becken (RATSCHBACHER et al., 1991; NEUBAUER et al., 2000). Nach NIEVOLL (1985) ist das Mur-Mürz-Störungssystem teilweise kretazischen Ursprungs und weist Versetzungsbeiträge von bis zu 20 km auf. Teile dieses Störungssystems sind heute noch aktiv (DECKER, 1996; REINECKER & LENHART, 1999; REINECKER, 2000). Der Verlauf des miozänen Mur-Mürz-Störungssystems entspricht allerdings nicht der heute aktiven Störungszone im Mur-Mürztal, bzw. im Semmeringgebiet (pers. Mitt. DECKER, 2000). Von dem Pöls-Lavanttal-Störungssystem ist ein Versatzbetrag von 10-12 km (EXNER, 1976) bekannt. Mit dem Lavanttaler Becken findet sich an dieser Störung ein aktives Pull apart-Becken (pers. Mitt. DECKER, 2000).

Aufbauend auf neue Strukturdaten von den Beckenrandstörungen des Fohnsdorfer Beckens (STRAUSS, 2000) läßt sich die tektonische Entwicklung in folgende Hauptphasen untergliedern:

- (1) Pull apart-Phase: ist gekennzeichnet durch E-W Extension mit sinistralen Blattverschiebungen am Mur-Mürz-Störungssystem.
- (2) Halbgraben-Phase: ist gekennzeichnet durch N-fallende Abschiebungen während einer Phase von NNW-SSE Extension.
- (3) Kompressive Phase: Durch dextrale Blattverschiebungen am Pöls-Lavanttal-Störungssystem kommt es zu NNW-SSE Verkürzung und zur Bildung einer positiven Flower

Fig. 2:
Lithostratigraphisches
Idealprofil der miozänen
Sedimente des
Fohnsdorfer Beckens.



Structure am Westrand und einer offenen Synform im zentralen Becken (SACHSENHOFER et al., 2000b).

Eine Sonderentwicklung am SW-Rand des Beckens bildet der Sinterkalk von Maria Buch. Dabei handelt es sich um Zufuhrspalten eines aus Kalzit bestehenden Sinters, der grobe Neogensedimente der Fohnsdorf-Formation in mehreren Generationen durchschlägt. Die einzelnen Sintergänge folgen sinistralen Blattverschiebungen und werden durch sinistrale Störungen überprägt, wodurch eine syntektonische miozäne Bildung angenommen werden kann (SACHSENHOFER et al., 2000a).

3. LITHOSTRATIGRAPHIE DER ABLAGERUNGEN DES FOHNSDORFER BECKENS

In dieser Arbeit wird, nach einer lithostratigraphischen Übersicht über die Abfolge des Fohnsdorfer Beckens, der hangende Teil der Beckenabfolge, die Apfelberg-Formation, ausführlich beschrieben. Die wenigen Aufschlüsse innerhalb der Fohnsdorf- und Ingering-Formation wurden nur übersichtsmäßig bearbeitet. Der Großteil der Informationen über die Fohnsdorf- und Ingering-Formation stammt von POLESNY (1970: 14–62) aus heute nicht mehr zugänglichen Bergbauaufschlüssen und Bohrungen, mit Ergänzungen von SACHSENHOFER et al. (2000a, b).

3.1. Fohnsdorf-Formation

Typusgebiet: Gebiet um Fohnsdorf und der nördliche Beckenrand des Fohnsdorfer Beckens.

Typusprofil: Da die Bergbauaufschlüsse heute nicht mehr zugänglich sind, wird der Aufschluss im Tagbau Dietersdorf (ÖK Blatt 161, X 550214, Y 231080) als Typusprofil vorgeschlagen.

Namensgebung: Der Name leitet sich von der Ortschaft Fohnsdorf nördlich von Judenburg ab, in deren Kohlebergbau die Fohnsdorf-Formation aufgeschlossen war und auf deren Gebiet der Tagbau Dietersdorf, das heute zugängliche Typusprofil, liegt.

Beschreibung: Diese bis zu 800 m mächtige Formation wird größtenteils aus Grobsedimenten aufgebaut, mit Breccien an der Basis, darüber folgen Konglomerate und Sandsteine. Das Top wird durch ein Kohlenflöz gebildet, welches stellenweise eine Mächtigkeit von 12–15 m erlangt. Im allgemeinen zeigt die Fohnsdorf-Formation ein Fining upward (POLESNY, 1970: 14). Die Schwermineralspektren weisen auf lokale Liefergebiete im nördlich anstehenden Basement hin.

Liegendgrenze: Die Liegendgrenze der Fohnsdorf-Formation ist durch die diskordante Auflagerung auf kristallinem Basement gegeben.

Hangendgrenze: Die Hangendgrenze der Fohnsdorf-Formation wird durch den lithologischen Wechsel von Kohle zu dunkelgrauen bis schwarzen Peliten oder Congerenschuttlagen der überlagernden Ingering-Formation gebildet.

Synonyme: Unter Synonymie fallen die Begriffe „Liegendschichten“ (POLESNY, 1970); von POLESNY (1970) ausgeschiedene Abschnitte wie „Basisbrekzie“, „Liegendsandstein“ und „Fohnsdorfer Kohlehorizont“ sind in die Fohnsdorf-Formation zu stellen.

Bemerkungen: Die Fohnsdorf-Formation ist am Nordrand und am Westrand des Beckens, bei Maria Buch, aufgeschlossen. Aus den zentralen Beckenbereichen ist eine maximale Mächtigkeit von 800 m bekannt (SACHSENHOFER et al., 2000b). In den heute zugänglichen Oberflächenaufschlüssen läßt sich nur die Randfazies der Fohnsdorf-Formation beobachten.

Der Aufschluss im ehemaligen Tagbau Dietersdorf bei Fohnsdorf zeigt den Onlap der Beckensedimente auf das kristalline Basement, überlagert von einer schwefelreichen Kohle und Brandschiefer. Die Sedimente fallen durchschnittlich mit 12–15° nach Süden ein. Der Beckenuntergrund wird in dieser Lokalität durch Granatglimmerschiefer des Rappold-Komplexes (SCHUSTER et al., 1999) gebildet. Die Glimmerschiefer sind tiefgründig verwittert und bräunlich gefärbt. Darauf folgen sehr matrixreiche Breccien mit nicht bis schlechtgerundeten Komponenten (ca. 1 bis 5 cm Durchmesser), die wahrscheinlich Schuttstromsedimente darstellen. Zwischenlagernd finden sich Feinsedimente (Feinsand und Siltlagen) und dünne Kohlenschmitzen. Diese Sedimente wurden vermutlich in einem Übergangsbereich von einem fluviatilen zu einem lakustrinen Environment abgelagert. In ihnen finden sich sowohl Reste von Pflanzen (Blattreste und kleine Früchte) als auch von Fischen.

Im Sintersteinbruch Maria Buch (ÖK Blatt 161, X 559736, Y 232641) am Südostrand des Beckens sind Konglomerate und Sandsteine aufgeschlossen, die auf Grund des Auftretens eines Kohlenflözes (POLESNY, 1970: 59) und den Seismikprofilen in SACHSENHOFER et al. (2000b) zur Fohnsdorf-Formation gestellt werden. Die Komponenten der Konglomerate sind gut gerundet und die Matrix ist sandig. Das Geröllmaterial stammt größtenteils aus der lokalen Umgebung: Pegmatite, Marmore, Granatglimmerschiefer, Biotitgneise des Rappold-Komplexes. In einer sandigen Lage wurde ein Kalksandsteingeröll mit Bohrlöchern von Bohrmuscheln gefunden.

SACHSENHOFER et al. (2000a) konnten anhand von C/S-Verhältnissen nachweisen, dass in den hangenden Abschnitten der Fohnsdorf-Formation ein marin-brackischer Einfluß wahrscheinlich ist. Funde von Congerien (POLESNY, 1970: 19) unterstützen diese Ergebnisse. Die Kohlebildungsbedingungen wurden zuletzt von GRUBER & SACHSENHOFER (2001) untersucht.

3.2. Ingering-Formation

Typusgebiet: Tal der Ingering und der nördliche Beckenrand des Fohnsdorfer Beckens.

Typusprofil: Prallhänge der Ingering nordwestlich Knittelfeld (ÖK Blatt 161, X 559736, Y 232641).

Namensgebung: Der Name leitet sich von dem Tal des Ingeringbaches ab.

Beschreibung: Die Ingering-Formation weist heute eine Mächtigkeit von bis zu 2000 m auf; ursprünglich kann die Mächtigkeit 2500 m betragen haben (SACHSENHOFER et al., 2000b). Insgesamt zeigt die Ingering-Formation ein gröber-werdende Abfolge von pelitischen zu sandigen und konglomeratischen Sedimenten. Untergeordnet treten Tufflagen auf.

Liegendgrenze: Die Liegendgrenze der Ingering-Formation wird durch den lithologischen Wechsel von Kohle der unterlagernden Fohnsdorf-Formation zu dunkelgrauen bis schwarzen Peliten oder Congerientschuttlagen gebildet.

Hangendgrenze: Die Hangendgrenze der Ingering-Formation wird durch die Überlagerung von groben Konglomeraten und Blockschotterlagen der Apfelberg-Formation gebildet.

Synonyme: Unter Synonymie fällt der Begriff „Hangendschichten“ von POLESNY (1970); von POLESNY (1970) ausgeschiedene Abschnitte wie „Hangendmergel“, „Fohnsdorfer Muschelkalk“ und „Congerienbank II“ sind in die Ingering-Formation zu stellen.

Bemerkungen: Die Abfolge der Ingering-Formation beginnt mit einer Congerienlage oder schwarzen laminierten Tonen am Top des Kohlenflözes. Darüber folgen, etwa im Hohlweg N Sillweg (ÖK Blatt 161, X 553654, Y 232133) dunkelgraue bis schwarze, blättrige Tone („Brandschiefer“) mit mehreren, bis 10 cm dicken Congerienlagen (POLESNY, 1970: 36). Einige Meter weiter im Hangenden sind Mergel und dünne Feinsandlagen aufgeschlossen. Im Typusprofil entlang des Westufers des Ingeringbachs sind im tieferen Abschnitt dunkelgraue Tone mit dünnen sandigen Zwischenlagen aufgeschlossen. Die Congerienlagen sind schlecht sortiert und führen neben Gneis- und Glimmerschieferkomponenten auch teilweise verkieselte Holzreste (HÖLZEL et al., 2002). Gegen das Hangende nimmt der Sandgehalt zu. Das Top des Profils bei Maßweg nordwestlich Knittelfeld wird durch schwach verfestigte Kiese und Konglomerate gebildet. Die Komponenten sind gut gerundet und haben durchschnittlich einen Durchmesser von 3–5 cm. Innerhalb der Ingering-Formation sind mehrere Tuffhorizonte aufgeschlossen (EBNER et al., 2002).

Die Coarsening upward-Abfolge deutet auf Progradation eines Deltas und das Verlanden des Sees im Fohnsdorfer Becken hin. Die dunkelgrauen bis schwarzen, laminierten Tone über der Kohle sind Sapropelite (SACHSENHOFER et al., 2000a, b; GRUBER & SACHSENHOFER, 2001). Da die Lebensbedingungen der Congerien nicht mit dem Ablagerungsraum des Sapropelites übereinstimmen, sind die Congerien als umgelagert anzusehen. Die Lagen werden als Schuttströme interpretiert, wobei postsedimentäre Deformationen auftreten (HÖLZEL et al., 2002).

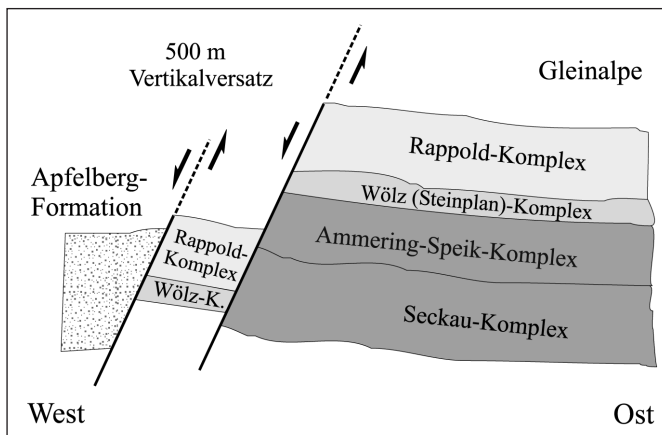
Der brackische bis marine Einfluß, der schon im Hangenden der Fohnsdorf-Formation festgestellt wurde, setzt sich auch in der Ingering-Formation fort (SACHSENHOFER et al., 2000b). Die Sedimente sind tonig-mergelig mit einzelnen Feinsandlagen und werden als Prodelta-Fazies interpretiert. Die Tiefe des Sees zum Zeitpunkt der Sedimentation der Feinsedimente wird mit mehreren 100 m angegeben (SACHSENHOFER et al., 2000b). Gegen das Hangende der Ingering-Formation kommt es mit der Kornvergrößerung auch zur Aussüßung des Sees. Das Profil endet mit Residualschottern (POLESNY, 1970: 46). Aus den Seismikdaten interpretieren SACHSENHOFER et al. (2000a) eine zeitgleiche grobklastische Schüttung auch im Süden des Beckens.

3.3 Apfelberg-Formation

Typusgebiet: Südostrand des Fohnsdorfer Beckens.

Typusprofil: Das Typusprofil setzt sich aus dem Profil der Tongrube der Ziegelei Apfelberg (ÖK 162, X 636968, Y 229796) und einem Profil an einer Forststraße an der Westflanke des Hügels nördlich von Rachau (ÖK Blatt 162, X 641934, Y 232174) zusammen.

Fig. 3:
Schematisches Profil mit
syndementären Abschie-
bungen am Südostrand des
Fohnsdorfer Beckens (Ge-
höft Gföller; siehe Fig. 1).
Wölz-K. – Wölz (Stein-
plan)-Komplex. Struktur-
geologische Daten und In-
terpretationen siehe
STRAUSS et al. (2001).



Namensgebung: Nach dem Typusprofil innerhalb der Tongrube der Ziegelei Apfelberg (Fa. Lafarge), südwestlich von Knittelfeld.

Beschreibung: Die Apfelberg-Formation erreicht insgesamt eine Mächtigkeit von ca. 1000 m. Charakteristisch sind grobe Konglomerate, Blockschotter und Kieslagen. Unter-geordnet treten sandige Lagen, dünne Kohlelagen und Tuffe auf.

Liegendgrenze: Die Apfelberg-Formation kann sowohl auf neogenen Sedimenten als auch direkt auf metamorphem Basement aufliegen. Die Liegendgrenze zur unterlagern- den Ingering-Formation wird durch eine schwach ausgeprägte Diskordanz mit einem Wechsel zu grobkörnigen Sedimenten gebildet. Südöstlich von Knittelfeld ist der sedi- mentäre Kontakt zum Basement aufgeschlossen (Fötschachbach-Graben, ÖK Blatt 162, X 643008, Y 235246).

Hangendgrenze: Eine Hangendgrenze der Apfelberg-Formation ist aufgrund fehlender überlagernder Neogensedimente nicht anzugeben.

Synonyme: Unter Synonymie fällt der Begriff „Blockschotter“ (POLESNY, 1970).

Aufschlüsse der Apfelberg-Formation finden sich vor allem am Südrand des Fohnsdorfer Beckens (Fig. 1), allerdings ist kein geschlossenes lithostratigraphisches Gesamtprofil zu erhalten. Die Apfelberg-Formation liegt einerseits auf Sedimenten der Ingering-Formation (N Knittelfeld: Eichberg-Zuckerhut 756 m SH und Sülzberg, 711 m SH), andererseits SE von Knittelfeld direkt auf kristallinem Basement.

Die Apfelberg-Formation kann aufgrund der unterschiedlichen Zusammensetzung der Sedimente in zwei Aufschlussbereiche gegliedert werden: einen westlichen Bereich, dessen Sedimente auf eine Herkunft vorwiegend aus dem Bereich der Stubalpe hindeuten und einen östlichen Teil, in dem sich vor allem Komponenten finden, die aus der Gleinalpe abzuleiten sind.

3.3.1. Westlicher Bereich der Apfelberg-Formation

Das Komponentenspektrum in diesem Bereich wird vor allem durch Lithologien aus dem Gebiet der Stubalpe (Marmor, Granatglimmerschiefer, Pegmatit, Granatamphibolit und

diversen Gneisen) bestimmt. Eine Folge des Auftretens von Glimmerschiefern ist der im Vergleich zur östlichen Apfelberg-Formation höhere Anteil an Feinsedimenten.

An einer neuen Forststraße beim Gehöft Gföller (ÖK Blatt 162, X 637094, Y 225981) kann der Kontakt der Sedimente der Apfelberg-Formation zum Basement im Bereich einer Beckenrandstörung beobachtet werden (Fig. 3 und 4). Die Sedimente sind grobklastisch und matrixgestützt, wobei die Matrix zu 80% aus Mittelsand bis Silt, rund 5% Ton und 15% Klasten mit einem Durchmesser von 1 bis 5 cm (sämtlich ungerundet) besteht. Undeutliche horizontale Schichtung im Dezimeter-Bereich ist zu beobachten. Der Komponentenbestand setzt sich aus Granatglimmerschiefern, Pegmatiten, Marmoren und Paragneisen zusammen. Insbesondere Marmorkomponenten sind durch die Nähe zur Beckenrandstörung syngedimentär zerschert (Fig. 4b). Das direkt auf dem Kristallin aufliegende Sediment ist rot verfärbt, was auf eine Bodenbildung hindeuten könnte.

Die Tongrube Apfelberg stellt die Typuslokalität der Apfelberg-Formation dar und schließt einen Teil des Typusprofils auf. Über den Bereich der Grube (Abbaustand 2000) wurden 5 Profile aufgenommen (Fig. 5). Die Tongrube kann in zwei Faziesbereiche untergliedert werden: einen liegenden Teil mit groben Sedimenten, der in Form einer Steilstufe erschlossen ist, und einen hangenden Teil mit deutlich feineren Sedimenten, in welchem sich derzeit (2002) der Abbau befindet.

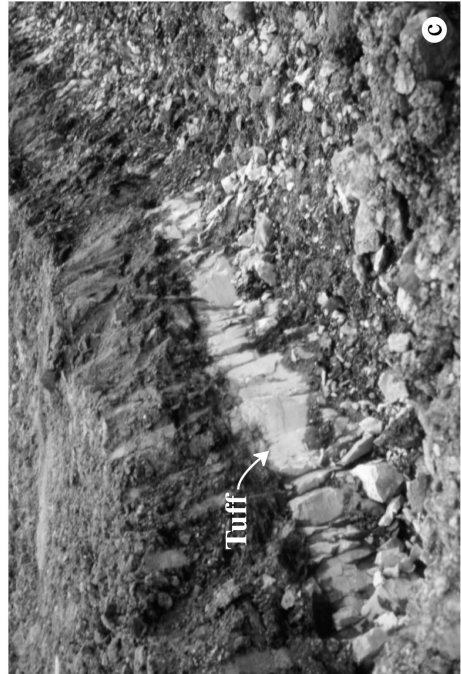
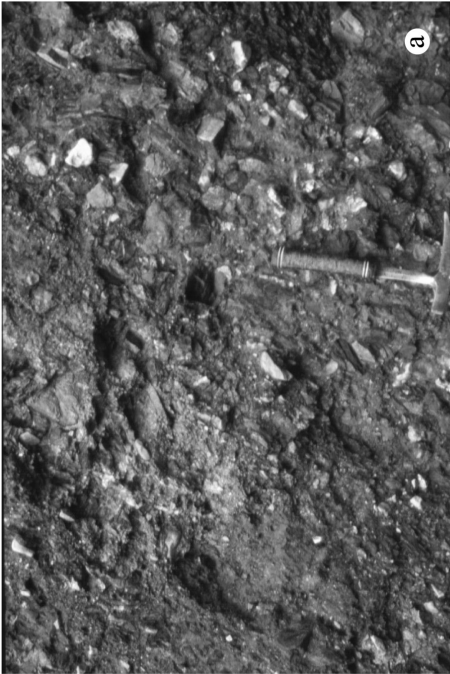
Der liegende Anteil der Tongrube Apfelberg wird von sandig-kiesigen Rinnensedimenten dominiert, welche mit 40 bis 45° nach Süden einfallen. Die Rinnenfüllungen werden aus Sand bis Kies aufgebaut. Zwischen diesen Rinnen sind dünnere Lagen aus Feinsand, Ton und Kohle eingelagert. Neben diesen Rinnensedimenten sind schlecht sortierte, unreife Debris Flow-Sedimente zu beobachten, wobei ein ca. 40 cm mächtiger Debris Flow-Horizont (PIII/8 in Fig. 5) lateral von Profil I bis Profil IV durchverfolgt werden kann. Die Korngrößenverteilung (Fig. 6f) mit 75% Matrix (Mittelsand bis Silt), ca. 20% gröbere, ungerundete Komponenten und 5% Outsized Clasts mit Korndurchmessern von 3 bis 9 cm lässt sich gut mit rezenten Debris Flow-Sedimenten vergleichen (z.B. BLAIR & MCPHERSON, 1998). Auffallend ist die schlechte Sortierung im Vergleich zu Rinnensedimenten (Fig. 6b, c). Der Tongehalt in der Matrix beträgt 7-8%.

Im hangenden Teil der Tongrube Apfelberg sind die einzelnen Sedimentkörper lateral anhaltender und die Sedimente feiner und besser sortiert als im Liegenden der Grube. So wird die untere Hälfte von Profil V von relativ mächtig ausgebildeten Sandsteinen gebildet, in dem kleinere Rinnensysteme zu finden sind. Die Rinnen haben ca. 1 m Breite und an deren Basis findet sich gut gerundeter Kies, das Top wird durch einen Wurzelhorizont gebildet. Darüber folgen graue Feinsande, in die mehrere, ungefähr 10 cm mächtige Kohlenbänder eingelagert sind.

In diesen Feinsanden ist auch ein Tuffhorizont zu beobachten. Der Tuff ist im frischen Zustand blaugrau gefärbt und sehr hart. Mit zunehmender Verwitterung verfärbt er sich oberflächlich zuerst orange und dann hellgrün. Der Tuff ist aus zumindest zwei Lagen zusammengesetzt. Zum einen findet sich eine Zwischenlage mit zahlreichen Pflanzenfos-

Fig. 4: a) Basale Schuttstromsedimente der Apfelberg-Formation an der Ostrandstörung (Gehöft Gföller); b) geschertes Geröll (Marmor aus dem Rappold-Komplex) der Apfelberg-Formation an der Ostrandstörung (Gehöft Gföller); c) 50 cm mächtige Tufflage in der Grube Apfelberg (vergl. Fig. 5, Lage PV 24); d) typisches grobes Schuttstromsediment der Apfelberg-Formation (Lokalität Forststraße Rachau).





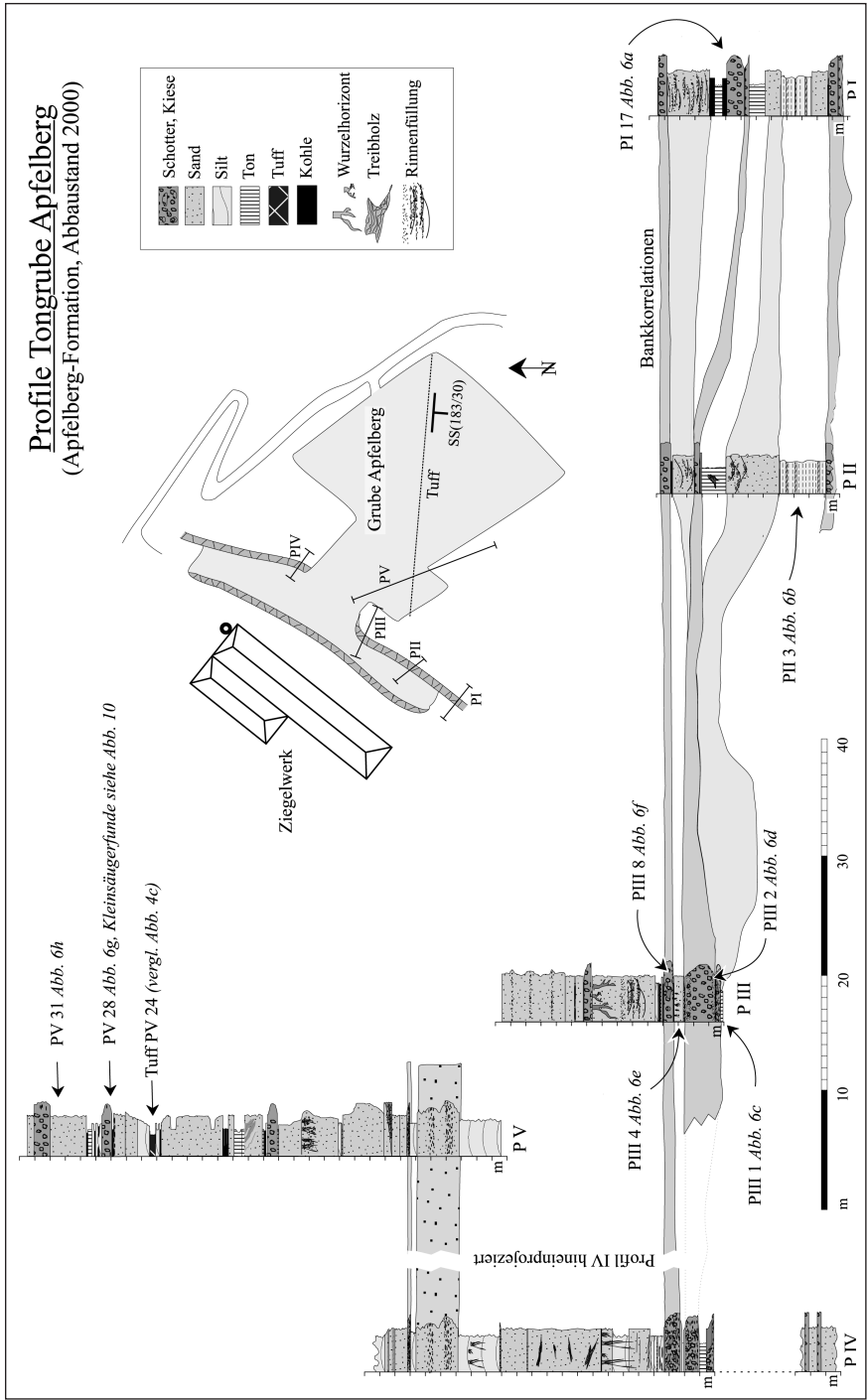


Fig. 5. Typprofil der Apfelberg-Formation in der Tongrube Apfelberg SW Knittelfeld (siehe Fig. 1), Abbaustand im Jahre 2000.

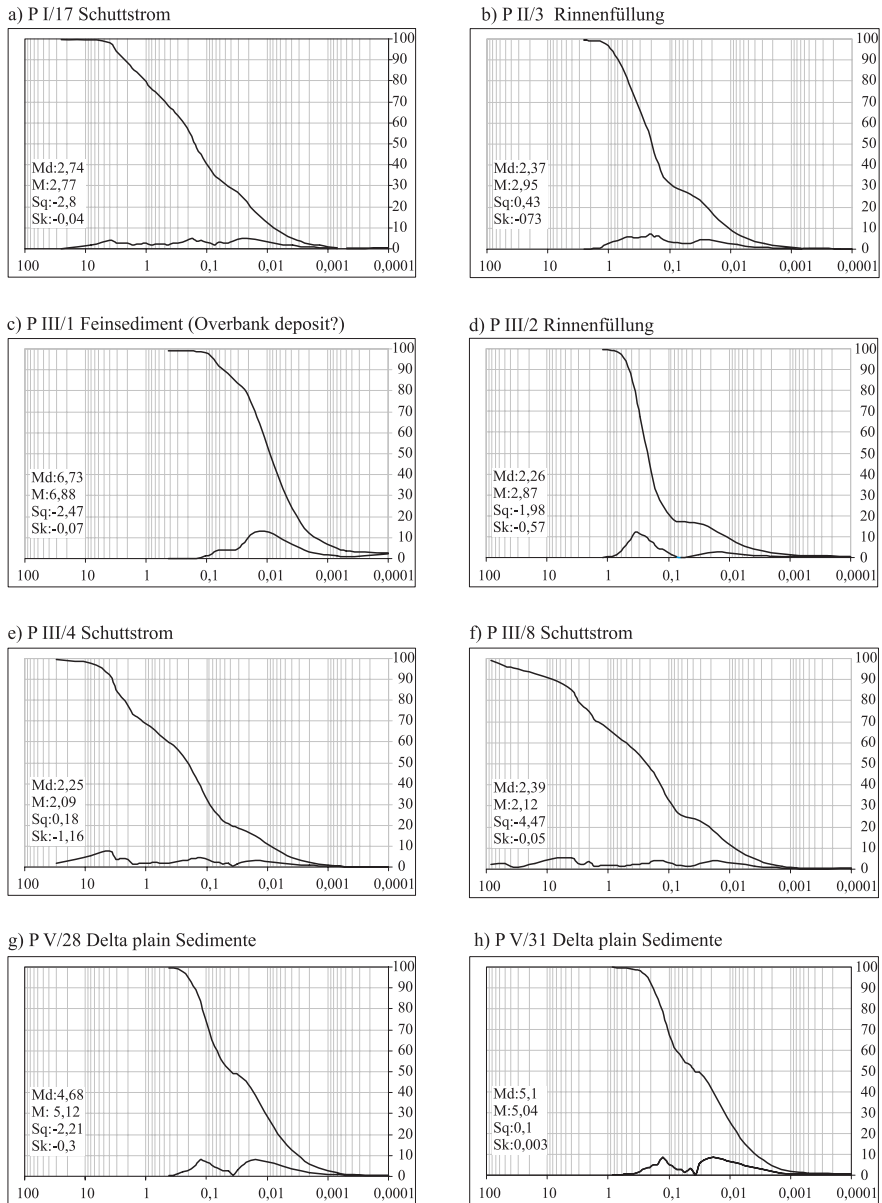


Fig. 6: Korngrößenanalysen von repräsentativen Proben der Apfelberg-Formation (Probenpunkte siehe Fig. 7). Methodik: Aufschluss mit Wasserstoffperoxid (10–20%). Siebung mit 4, 2, 0,4 und 0,063 mm Durchmesser. Korngrößenmessung der Sandfraktion in einer Sedimentationsröhre (MacroGranometer®) und der Feinfraktion (< 0,063 mm) in einem Sedigraph 5100; Summenkurven und Verteilungskurven; x-Achse: Korngröße in mm; y-Achse: Summenprozent; Parameter (FOLK & WARD, 1957): Md – Median; M – Mean, Sq – Sortierung; Sk – Skewness.

silien (zum Großteil Blattreste), andererseits sind bei der Aufbereitung einer Probe aus diesem Horizont fluviatil transportierte Schwermineralkörner gefunden worden. Abgelagert wurde der Tuff in einem fast stehenden Gewässer. Dafür spricht, dass sowohl die Basis als auch das Top durch kohlige Sedimente gebildet werden. Nach EBNER & GRÄF (1982) sind noch weitere Tuffhorizonte aus der Tongrube Apfelberg bekannt.

In den darüberliegenden siltigen Feinsanden (vergl. Fig. 6g) tritt eine Schicht (PV 28) mit Mollusken auf. In POLESNY (1970: 189) werden sie als *Helicidae* indet. und *Pomatias* sp. bezeichnet. Außerdem konnten aus dieser Lage etliche Kleinsäugerreste separiert werden (siehe Kap. 4). Weiters finden sich in diesen Feinsedimenten aufrecht einsedimentierte Wurzelstöcke – ein Phänomen, welches vor allem aus Sumpfwäldern in Deltas beschrieben wird (pers. Mitt. Ch. HOFMANN, 1999). Auf der Straße NE der Tongrube finden sich vorwiegend Debris Flow-Sedimente, während die feineren Sedimente der hangenden Einheit weiter oben im Graben östlich der Grube Apfelberg ihre Fortsetzung finden. Unter anderem tritt ein geringmächtiges Kohlenflöz auf, welches zeitweise beschürft wurde (POLESNY, 1970).

3.3.2. Östlicher Bereich der Apfelberg-Formation

Im östlichen Bereich der Apfelberg-Formation treten als Komponenten vor allem Plagioklasgneise, Augengneise und Granatamphibolite auf, die aus dem Gebiet der Gleinalpe stammen. Granatglimmerschiefer oder Marmore konnten in diesem Bereich nicht beobachtet werden. Die Matrix ist im östlichen Bereich daher allgemein weniger tonig, sondern eher sandig ausgebildet und es treten deutlich größere Komponenten auf. Outsized Clasts erreichen Größen bis zu 30 m³.

Im Fötschachbach-Graben (ÖK Blatt 162, X 643008, Y 235246) ist der sedimentäre Kontakt der Apfelberg-Formation zum kristallinen Basement aufgeschlossen. Direkt auf dem Kristallin lagern grobe Konglomerate mit Kubikmeter großen Blöcken auf. Die Kontaktfläche sowie die sedimentäre Schichtung fallen hier nach SE bis SW ein (SS 165/25, SS 207/18), etwas weiter im Hangenden nach W bis NW (SS 298/04, SS 315/10, SS 334/26). Zwischen den groben Konglomeraten sind immer wieder dünnere Lagen von Sanden zu beobachten. Aus diesen feineren Sedimentpartien sind mehrere Tuffhorizonte beschrieben (POLESNY, 1970: 72). Die Kontaktfläche stellt keine einheitliche, durchgehende Fläche dar, sondern ist durch ENE-WSW Störungen staffelförmig versetzt, wie auch in den westlich zum Fötschachbach-Graben parallel verlaufenden Gräben erkennbar ist (STRAUSS, 2000).

An der Westflanke des Hügels nördlich von Rachau und SW Rachau ist ein durchgehendes Profil aufgeschlossen, das mit der Tongrube Apfelberg das zusammengesetzte Typusprofil der Apfelberg-Formation repräsentiert. Die Forststraße nördlich Rachau reicht bis knapp an das Basement. Die Sedimente dieses Profils repräsentieren jenen Typus am besten, der von POLESNY (1970) als Blockschotter bezeichnet wurde (Fig. 7). Die Matrix ist sandig, mit ungerundeten Komponenten, die durchschnittlich 1–5 cm Durchmesser aufweisen. In dieser Matrix schwimmen Komponenten mit 10–15 cm Durchmesser, die nicht bis gut gerundet sind; in zahlreichen Lagen sind Outsized Clasts zu beobachten.

Der Profilschnitt 95b (Fig. 7) ist der stratigraphisch liegendste des Profils. Die Sedimente fallen relativ einheitlich nach SE ein und bilden teilweise Rinnenfüllungen. Das



Fig. 7: Typusprofil des östlichen Aufschlussgebietes der Apfelberg-Formation, Forststraße NW Rachau (siehe Fig. 1). MPS – Mittelwert der 10 größten Komponenten einer Bank in cm; MAX – Durchmesser der größten Komponente einer Bank. Profilnummern siehe STRAUSS (2000).

Material ist zum Großteil sehr schlecht sortiert und matrixgestützt. Es sind Gerölle zu beobachten, die senkrecht in der Matrix stecken. Im westlichen Teil des Aufschlusses ist ein deutlich anderes Einfallen der Sedimente zu beobachten; diese Veränderung wurde möglicherweise durch einen Wechsel im Verlauf der Rinnensysteme hervorgerufen. Stellenweise sind kiesige Lagen vorhanden, die darauf hindeuten, dass es zwischen der Ablagerung der Debris Flow-Sedimente auch zu fluviatiler Sedimentation gekommen ist.

Im Abschnitt 95d (Fig. 8) des Profils sind die größten Outsized Clasts bis 3 m Kantenlänge und max. 8 m³ zu beobachten. Zwischen diesen Blöcken läßt sich die für die Konglomerate der Apfelberg-Formation typische Matrix beobachten. Auch in diesem Teilprofil finden sich Hinweise auf eine Überarbeitung der Blocklagen. Die Blöcke in der Lage 23f wurden teilweise freigelegt und später durch sandige Sedimente der Schicht 95d/24 wieder einsedimentiert. Zusätzlich finden sich unter einem Block Taschen, die mit sandigem Sediment gefüllt sind.

Nördlich von Knittelfeld existieren zwei Aufschlüsse von Sedimenten der Apfelberg-Formation, in denen die diskordante Auflagerung der Apfelberg-Formation auf die Ingering-Formation erkennbar ist. Der Eichberg und der Sülzberg (ÖK Blatt 132, X 639727, Y 236581) werden durch matrixgestützte Konglomerate aufgebaut, die denen am Südrand des Beckens bei Rachau sehr ähnlich sind. An Komponenten finden sich hauptsächlich Augengneis, Plagioklasgneis und Granatamphibolit, selten auch Pegmatit.

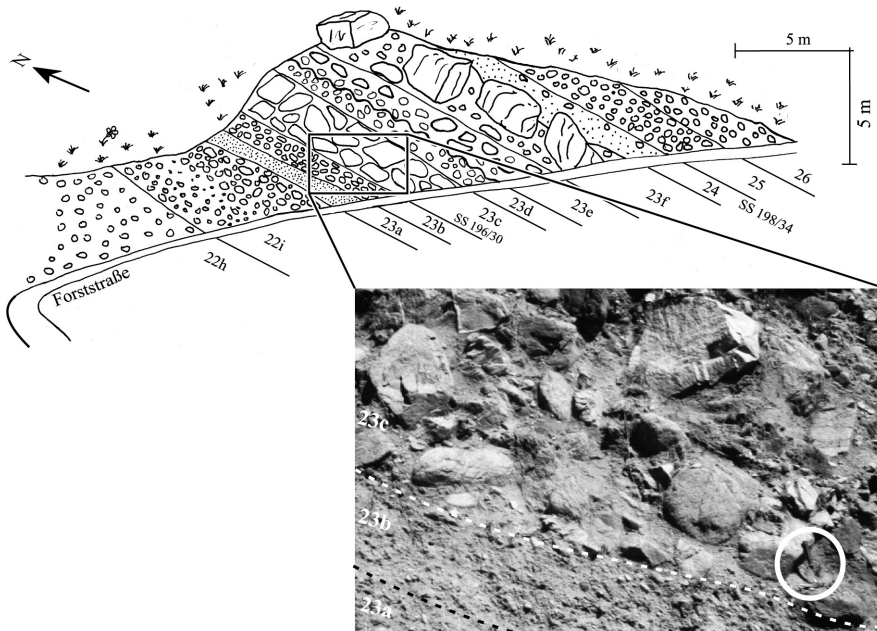


Fig. 8: Aufschlussskizze Teilprofil 95d des Typusprofils der Apfelberg-Formation (siehe Fig. 7) mit Outsized Clasts bis zu 10 m³. Hammer als Größenmaßstab rechts unten (Kreis).

3.3.3. Interpretation der Ablagerungsbedingungen der Apfelberg-Formation

Der Großteil der Sedimente der Apfelberg-Formation wurde auf Schwemmfächern in Form von Schuttströmen abgelagert. Dafür spricht die Zusammensetzung der Sedimente: schlecht sortierte matrixgestützte (5–8% Ton) Konglomerate, deren Komponenten größtenteils ungerundet sind und die keine Gradierung aufweisen. Weiters finden sich Outsized Clasts und senkrecht in der Matrix stehende Komponenten. Die positive Korrelation von Bankmächtigkeiten und Komponentengröße ist ebenfalls typisch für Schuttströme (Fig. 9).

Nur untergeordnet sind fluviatile Sedimente oder subaquatische Fan-Delta-Ablagerungen zu beobachten. In manchen Aufschlüssen findet man auch Hinweise darauf, dass die Schuttstrom-Sedimente nachträglich fluviatil überprägt wurden.

NEMEC & STEEL (1984) beschreiben die grundlegenden Ablagerungsmechanismen von subaerischen Schuttströmen. Einer der wichtigsten Faktoren bei einem Debris Flow ist die Kohäsion der Matrix. Sie ist entscheidend für die Dicke des Debris Flow und die Größe der von ihm transportierten Komponenten. So liegt der Unterschied zwischen einem

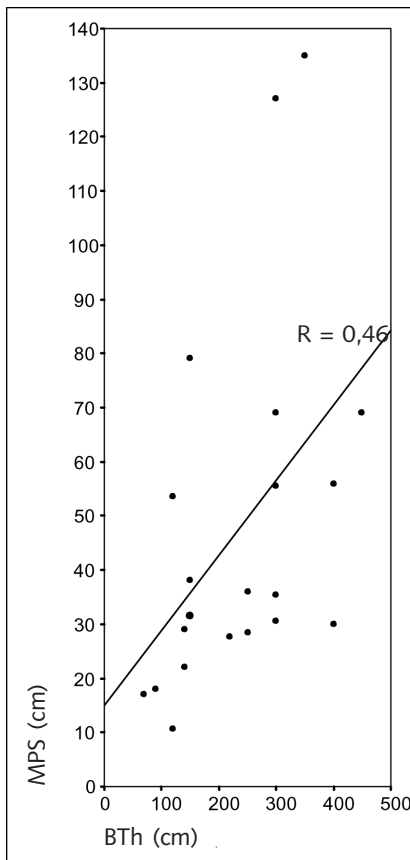


Fig. 9:
MPS/BTh Diagramm des Abschnittes 95d (Fig. 7). MPS – durchschnittlicher Durchmesser der größten 10 Komponenten pro Schicht, BTh – Schichtmächtigkeit (nach NEMEC & STEEL, 1984). Das Verhältnis von MPS zur Mächtigkeit der Schicht lässt sich anhand einer Regressionsgeraden darstellen. Der Verlauf dieser Geraden ist charakteristisch sowohl für die Art des Gravity mass flows (kohäsiv oder nicht kohäsiv) als auch für das Environment in dem das Sediment abgelagert wurde (nach NEMEC & STEEL, 1984). In diesem Fall ist die Aussagekraft eher gering, da die Streuung der Daten zu hoch ist. Der Schnittpunkt der Geraden mit der Y-Achse deutlich über dem Ursprung bestätigt aber die Beobachtung, dass die Klasten in einer kohäsiven Matrix transportiert und abgelagert wurden (vergl. NEMEC & STEEL, 1984: 24).

kohäsiven Debris Flow und einem kohäsionslosen Debris Flow nicht im Matrixanteil, sondern im Tongehalt. Für einen kohäsiven Debris Flow sind zumindest 4% Ton erforderlich, erst dann ist es möglich, dass große Outsized Clasts in bzw. auf dem Debris Flow transportiert werden können (RODINE & JOHNSON, 1976). Für den Auftrieb von Klasten in der kohäsiven Matrix eines Debris Flow ist einerseits das höhere spezifische Gewicht der Matrix verantwortlich – die intensive Vermengung von Feinanteil und Wasser führt zu einem erhöhten spezifischen Gewicht (HAMPTON, 1979). Andererseits kommt es durch Fließbewegungen und Zusammenstöße im Inneren des Schuttstromes zum Aufsteigen von größeren Komponenten.

Innerhalb der Apfelberg-Formation lassen sich die typischen Faziesausbildungen von Schuttströmen (u.a. NEMEC & STEEL, 1984; HUBERT & FILIPOV, 1989; BLAIR & MCPHERSON, 1994, 1998) beobachten. So fallen besonders im Bereich Rachau sandige Zwischenschichten auf, die eine inverse Gradierung zeigen. Bei diesen Lagen könnte es sich um basale Scherhorizonte eines Schuttstroms handeln, die eine Pseudo-Lamination aufweisen. Sandige, gradierte Sedimente mit schlechter Sortierung und fehlender Rundung der Komponenten können als Stream flow-Ablagerungen (NEMEC & STEEL, 1984) interpretiert werden.

Weiters kann eine subhorizontale Einregelung der Klasten beobachtet werden, ein Umstand der vermutlich auf interne Fließbewegungen (Scherzonen an der Basis) im Schuttstrom zurückzuführen ist. Isolierte Blöcke sind besonders in kohäsiven Schuttströmen zu beobachten. Surging Debris Flow-Ablagerungen (NEMEC & STEEL, 1984) mit dünnen Sandlagen und teilweiser Gradierung könnten in Profil 95b erhalten sein. Hier ist auffallend, dass stellenweise eine Gradierung ausgebildet ist, dünne Sandlinsen zu finden sind und die Matrix sehr sandig ist. Zudem sind komponentengestützte Partien zu beobachten, wobei allerdings eine fluviatile Überprägung der Schuttströme nicht auszuschließen ist. Grobe, unreife Sedimente, die in Rinnen auftreten, können als Fluidal sediment flow-Ablagerungen (NEMEC & STEEL, 1984) interpretiert werden.

Die verschiedenen Liefergebiete der Apfelberg-Formation haben einen wesentlichen Einfluß auf die Ausbildung der Sedimente. In den westlichen Aufschlüssen bestimmt besonders das Auftreten von Glimmerschiefern und deren Verwitterungsprodukten die Zusammensetzung der Matrix der Schuttstrom-Sedimente: je mehr Glimmerschiefer bereitgestellt wurden, desto höher war der Anteil an Tonmineralen in der Matrix. Dies erklärt den generell höheren Matrixgehalt der Sedimente in diesem Gebiet. Weiter im Osten, etwa im Gebiet Rachau, kommt es hingegen, durch ein von Gneisen dominiertes Liefergebiet, vorwiegend zur Ausbildung einer sandigen Matrix mit einem geringeren Tonanteil. Trotzdem führen die Schuttströme des westlichen Aufschlussgebietes generell kleinere Geröllgrößen, da hier die eher weichen Lithologien schon im Liefergebiet zerkleinert wurden im Unterschied zu den extrem resistenten Gneisen des östlichen Bereitstellungsraumes, die die Ausbildung von Outsized Clasts begünstigten. Solche kleinräumigen, durch das Liefergebiet gesteuerte Unterschiede in der Faziesausbildung alluvialer Schwemmfächersedimente wurden u.a. von BLAIR (1987) und WELLS & HARVEY (1987) beschrieben, wobei insbesondere Schuttstrom-dominierte Abfolgen typisch für Schwemmfächer mit relativ kleinen Einzugsgebieten und steilem Strömungsgradienten sind.

Im Typusprofil der Tongrube Apfelberg sind vor allem fluviatile und deltaische Sedimente mit vereinzelt Schuttstromlagen aufgeschlossen. Im liegenden Abschnitt dominieren fluviatile Rinnen, die sich in einen Schwemmfächer (Schwemmebene) eingeschnitten haben. Sie werden als Braided Channel-Systeme interpretiert. Die Ton- und

Kohlenhorizonte geben einen Hinweis darauf, dass es sich hierbei nicht um ein ausschließlich durch fließendes Wasser geprägtes Environment gehandelt hat. Diese Sedimente lagerten sich vermutlich in inaktiven Bereichen des Schwemmfächers ab, bzw. in Overbank-Bereichen zwischen den Rinnen (vergl. HEWARD, 1978). Die geringmächtigeren Schuttströme deuten auf eine distalere Position der Sedimente.

Das Hangende der Tongrube wird durch lateral ausgedehnte Feinsedimente gebildet, die auf einer Deltaebene abgelagert wurden. Hierfür sprechen Feinsedimente, in denen Wurzelstöcke aufrecht einsedimentiert wurden, Spülsäume mit Mollusken, lateral ausgedehnte dünne Kohlenflöze und die vergleichsweise gute Sortierung der Sedimente. Die Existenz von Deltaebenen-Sedimenten deutet darauf hin, dass während der Ablagerung der Apfelberg-Formation zumindest zeitweise ein See bestanden haben muß und die Schwemmfächer als Fan-Deltas in einen lakustrinen Bereich schütteten.

Für den Transport mehrerer Kubikmeter großer Blöcke, wie sie für die Apfelberg-Formation typisch sind, muss eine hohe Reliefenergie am Beckenrand bestanden haben. Viele der Outsized Clasts sind zugerundet bis gut gerundet. Für die Ablagerung der Schichten mit extrem großen Outsized Clasts kann folgendes Modell angenommen werden: Kleinräumige Muren und lokaler Schutt von Bergstürzen wurden in den Flussläufen des Liefergebietes abgelagert, in denen sie ihre Zurundung erhielten. Im Laufe der Zeit kam es zu einer Ansammlung dieser Blöcke in den Bachbetten, da durchschnittliche Hochwässer nicht in der Lage waren, dieses Material abzutransportieren. Große Hochwässer hingegen boten die Gelegenheit, das gesamte im Tal angesammelte Material zu mobilisieren und als Schuttstrom auf dem Schwemmfächer abzulagern. Durch die Tonanteile in der Matrix konnten auch sehr große Blöcke bei relativ flachem Gelände weit transportiert werden.

4. BIOSTRATIGRAPHIE UND CHRONOSTRATIGRAPHIE

Die Fohnsdorf-Formation und die Ingering-Formation wurden bisher, ausgehend von POLESNY (1970), in das Obere Karpatium, die Apfelberg-Formation („Blockschotter“) in das Untere Badenium eingestuft. Als Argumente für diese Einstufungen galten einerseits spärliche Fossilfunde (z. B. *Congerina* cf. *antecroatica* KATZER, *Physa norica* (TAUSCH) sowie Blattfossilien und ein „*Mastodon*“-Fund) und Korrelationen von Tufflagen mit Vulkaniten im Steirischen Becken, andererseits die Gleichsetzung der vermuteten Diskordanz zwischen „Hangendschichten“ und „Blockschottern“ mit der „Jungsteirische Phase“ an der Grenze Karpatium/Badenium (POLESNY, 1970: 200; TOLLMANN, 1985: 597).

Für die Fohnsdorf-Formation wird ein spätkarpatisches bis frühbadenisches Alter als wahrscheinlich angesehen, beruhend auf der kinematischen Verbindung des Fohnsdorfer Beckens über die Mur-Mürz-Störung mit dem Wiener Becken, dessen Hauptabsenkung im Oberen Karpatium begann (u.a. SAUER et al., 1992). Dies stimmt auch mit einer Fission Track-Datierung des Tuffes von Laas ($17,1 \pm 0,7$ Ma, EBNER et al., 2002) überein, der an der Basis der Neogenabfolge außerhalb des Fohnsdorfer Beckens liegt.

Die Ingering-Formation wird in das Untere bis Mittlere Badenium eingestuft, basierend auf der Fission Track-Datierung an Zirkonen des Tuffs von Flatschach ($14,9 \pm 0,6$ Ma; SACHSENHOFER et al., 2000b; EBNER et al., 2002). Damit kann der marin-brackische Einfluß in den unteren Abschnitten der Ingering-Formation (SACHSENHOFER et al., 2000a:

179) mit der Transgression im Unteren Badenum (Obere Lageniden-Zone) im Lavantaler Becken (TOLLMANN, 1985: 579) in Verbindung gebracht werden.

4.1. Wirbeltiere aus der Apfelberg-Formation

Aus der Tongrube Apfelberg, der Typuslokalität der Apfelberg-Formation, liegt eine kleine Fauna bestehend aus Schnecken und Wirbeltierresten vor, die sich für die biostratigraphische Einstufung der Fundstelle als besonders wichtig erwies. Die Fossilien stammen aus dem Hangenden der Tongrube, wo über mächtigen Sandsteinen graue Feinsande liegen, in die Kohlebänder und ein Tuffhorizont eingelagert sind (Fig. 5). Über dem Tuff folgen siltige Feinsande mit Fossilkonzentrationen, u.a. Schnecken, Knochen und in situ Wurzelstöcke.

Frühere Funde aus der Tongrube Apfelberg von POLESNY, RABEDER und DAXNER-HÖCK umfassen einen Nager-Schneidezahn und ein *Dorcatherium*-Kiefer. Die Fundstelle wurde in größeren Zeitabständen immer wieder besucht und beprobt und dabei aus Rollblöcken aus dem Gastropoden-führenden Horizont – das Anstehende war infolge der Abbauarbeiten nicht aufgeschlossen – die ersten stratigraphisch wichtigen Kleinsäuger geborgen (DAXNER-HÖCK, 1990: 510). Weitere Aufsammlungen durch STRAUSS und MELLER komplettierten die Fauna so weit, dass sie erste stratigraphische Aussagen erlaubt.

Folgende Wirbeltiere sind nachgewiesen:

Amphibia indet.

Lacertilia indet.

Amphicyon cf. *major* BLAINVILLE, 1841

Dorcatherium sp.

Artiodactyla indet.

Insectivora indet.

Plesiodimylus sp.

Gliridae indet.

Eumyarion medius (LARTET, 1851)

Eumyarion bifidus (FAHLBUSCH, 1964)

Democricetodon crassus FREUDENTHAL, 1969

Zum biostratigraphischen Vergleich werden hier nur Hamsterverwandte (Cricetidae) herangezogen. Sie repräsentieren in der Regel den Hauptanteil der Nagetiere mittelmiozäner Faunen. Auch aus der Fundstelle Apfelberg sind, abgesehen von einem abgerollten Zahn einer Schlafmaus, nur Hamster vertreten.

Cricetidae ROCHEBRUNE, 1883

Eumyarion THALER, 1966

Eumyarion medius (LARTET, 1851)

(Fig. 10/1–3)

Referenzlokalität: Sansan, Frankreich; Mittleres Miozän, MN6.

Stratigraphische Reichweite: Hauptverbreitung in MN6, sporadisches Auftreten im Übergangsbereich der Säugetierzonen MN5/6 und MN6/7.

Material: 3 Molaren = M1r, M2l, m2l (Coll. Naturhist. Museum Wien, Geologisch-Paläontologische Abteilung).

Maße: (Länge X Breite in mm)

M1r = 2,25 X 1,50

M2l = 1,50 X 1,45

m2l = 1,60 X 1,30

Ein direkter Vergleich mit Material aus der Typuslokalität Sansan weist die Zähne als morphologisch und metrisch identisch aus. Die Molaren sind plump, im Verhältnis zu *E. weinfurteri* (SCHAUB & ZAPFE, 1953) länger und vor allem auch breiter.

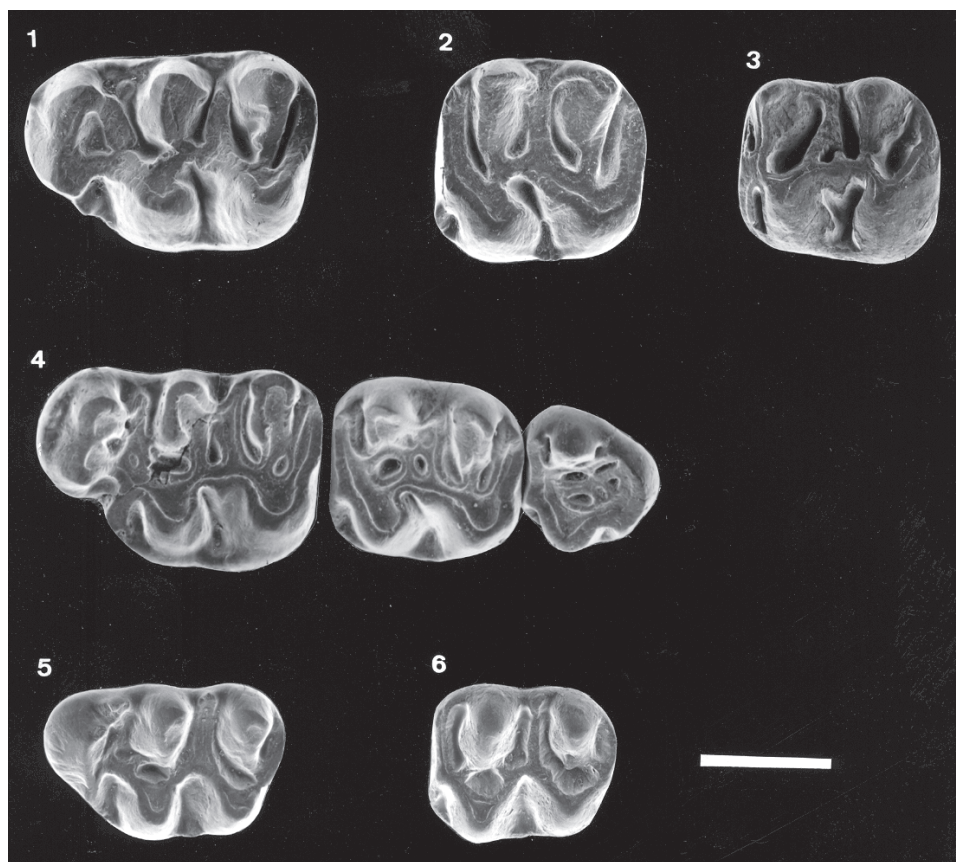


Fig. 10: Cricetidae aus der Tongrube Apfelberg im Fohnsdorfer Becken, Steiermark.
Apfelberg-Formation, Mittel Miozän, Säugetierzone MN6, Mittel- bis Ober-Badenium.
1–3: *Eumyarion medius* (LARTET, 1851): 1: M1 rechts, 2: M2 links, 3: m2 links
4: *Eumyarion bifidus* (FAHLBUSCH, 1964): M1–3 links
5, 6: *Democricetodon crassus* FREUDENTHAL, 1969: 5: M1 rechts, 6: M2 links
Maßstab = 1 mm. Alle Molaren der rechten Zahnreihe sind spiegelbildlich abgebildet.
Coll. Naturhistorisches Museum Wien, Geologisch-Paläontologische Abteilung.

Eumyarion bifidus (FAHLBUSCH, 1964)
(Fig. 10/4)

Referenzlokalität: Sandelzhausen, Deutschland; Unteres/Mittleres Miozän, MN5.

Stratigraphische Reichweite: MN4–8.

Material: 3 Molaren (offensichtlich von 1 Zahnreihe) = M1–3I (Coll. Naturhist. Museum Wien, Geologisch-Paläontologische Abteilung).

Maße: (Länge X Breite in mm)

M1I = 2,15 X 1,45

M2I = 1,40 X 1,35

M3I = 1,00 X 1,05

E. bifidus unterscheidet sich von *E. medius* und *E. weinfurteri* vor allem durch den treppenförmig abgesetzten Anteroconus des M1 und den doppelten Protoloph von M2–3.

Democricetodon crassus FREUDENTHAL, 1969
(Fig. 10/5–6)

Referenzlokalität: Sansan, Frankreich; Mittleres Miozän, MN6.

Stratigraphische Reichweite: MN6.

Material: 2 Molaren = M1r und M2I (Coll. Naturhist. Museum Wien, Geologisch-Paläontologische Abteilung).

Maße: (Länge X Breite in mm)

M1r = 1,80 X 1,15

M2I = 1,35 X 1,20

Die Zähne von *Democricetodon* aus Apfelberg fallen morphologisch und metrisch in die Variationsbreite von *D. crassus* aus Sansan. *D. crassus* ist kleiner als *D. mutilus* FAHLBUSCH, 1964 und *D. gaillardi* (SCHAUB, 1925) aber größer als *D. gracilis* FAHLBUSCH, 1964. Bei etwa gleichen Dimensionen fehlt *D. crassus* der für *D. brevis* (SCHAUB, 1925) typische vordere Quersporen des M1.

4.2. Biostratigraphie und Chronostratigraphie der Apfelberg-Formation

Die an sich sehr kleine Wirbeltierfauna vom Apfelberg beinhaltet drei Hamsterarten, *D. crassus*, *E. medius* und *E. bifidus*. *D. crassus* und *E. medius* sind erstmals aus Sansan, der Referenzlokalität für die Säugetierzone MN6 beschrieben. Sie sind durch ihr kurzzeitiges Auftreten gute Indikatoren für die MN6. *E. cf. medius* wurde bereits vereinzelt im Übergangsbereich von MN5/6 gefunden. *E. bifidus* hat eine stratigraphische Reichweite von MN5 bis MN7/8. Da keine Faunenelemente einen negativen Befund liefern, stufen wir die Apfelberg-Fauna in die Säugetierzone MN6 ein. Die Säugetierzone MN6 ist durch die Fauna von Sansan in Frankreich definiert. Numerische Altersangaben zu Sansan divergieren so stark, dass sie hier nicht weiter diskutiert werden. Leider fehlt in der Molassezone Deutschlands und der Schweiz eine unmittelbar mit Sansan vergleichbare Fauna. Die Korrelation von Sansan, Apfelberg und den Molassefundstellen Wiesholz, Gallenbach 2b, Laimering 2/3, Götttschlag u.a. (vgl. BOLLIGER, 1994, 2000) ergibt sich in erster Linie aus dem gemeinsamen Vorkommen von *E. medius*.

In Deutschland (HEISSIG, 1995) wurden Faunen der MN6 ausschließlich oberhalb des Brockhorizontes nachgewiesen. Faunen unter dem Brockhorizont werden nach ihrer Zusammensetzung der Säugetierzone MN5 zugeordnet. Der Brockhorizont wird in direktem Zusammenhang mit dem Ries-Impakt gesehen. Die Auswertung aller radiometrischen Daten aus Riesgesteinen durch STORZER et al. (1995) spricht für ein Alter von 14,9 Ma (vergl. Fig. 4). Der sogenannte Blockhorizont aus der Ostschweiz, er enthält Quarzkörner mit Schocklamellen sowie vereinzelt Strahlenkalke, wird als distales Ries-

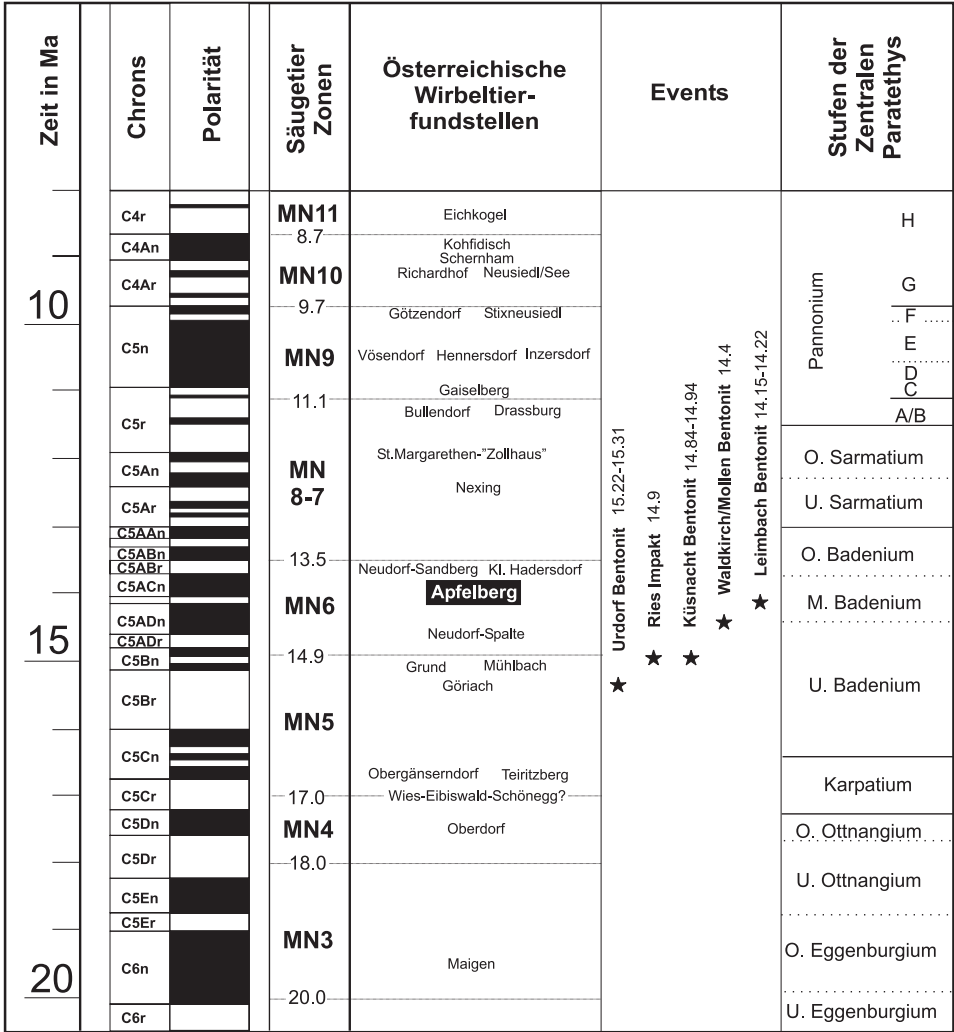


Fig. 11: Korrelation der Säugetierfaunen des Miozäns von Österreich mit der Paläomagnetik-Zeitskala, den Paratethys Stufen, und mit den Biozonen kontinentaler Ablagerungsräume (Säugetierzonen MN3 – MN11).

Auswurfmaterial gedeutet (MELOSH, 1993). Weitere Daten lieferten Bentonitlagen unter und über dem Brock- bzw. Blockhorizont, die wiederum für numerische Altersangaben von Säugetierfaunen der süddeutschen und schweizer Molasse von Bedeutung sind (Fig. 11). Aus der Umgebung von Zürich (GUBLER et al., 1992; REICHENBACHER et al., 1998) liegen folgende Daten vor: Urdorf Bentonit (15,22–15,31 Ma), Küsnachter Bentonit (14,84–14,94 Ma), Leimbacher und Äugstertaler Bentonit (14,15–14,22 Ma). Letztere werden mit dem Bentonit von Waldkirch/Mollen aus der Umgebung von St. Gallen (14,40 Ma) in Beziehung gesetzt. Die Säugetierfaunen zwischen dem Küsnachter und dem Urdorf Bentonit und darunter (Frohberg, Tobel Hombrechtikon, Matt, Hüllistein, Martinsbrünneli) sind in die MN5 einzustufen. Die Faunen Chatzenstrebel und Uzwil-Nutzenbuech knapp über dem Impakthorizont der St. Gallener Umgebung (zeitgleich mit dem Küsnacht Bentonit) sind Übergangsfaunen von MN5–6. Etwa 200 m über dem Küsnachter Bentonit folgen die Faunen von Sagenbachtobel und Schwamendingen, die eindeutig der MN6 zuzuordnen sind (Fig. 8 in REICHENBACHER et al., 1998).

Vergleichbare Befunde sind aus der süddeutschen Molasse bekannt, von wo unter dem Brockhorizont Säugetierfaunen der MN5 (Ebershausen, Mohrenhausen, Unterneul), im Brockhorizont und knapp darüber Säugetiere des Überganges vom MN5–6 (Ziemetshausen) bekannt wurden (HEISSIG, 1989; BOLLIGER, 1994). Schließlich lieferten Sedimente, die nach dem Ries-Impakt in den Kratersee abgelagert wurden, charakteristische Säugetierfaunen der MN6 (Goldberg, Steinberg).

Die Untergrenze der Säugetierzone MN6 (inklusive Übergang MN5–6) ist also mit dem Ries-Impakt gegeben und beträgt maximal 14,9 Ma. Nach oben ist die Grenze unscharf. Sie wird bei STEININGER (1999) mit 13,5 Ma angegeben. Die Apfelberg-Formation kann somit mit dem Mittleren bis Oberen Badenium korreliert werden. Die bisherige Einstufung in das Untere Badenium ist zu korrigieren, da sowohl die Korrelation der Tuffe mit den Vulkaniten im Steirischen Becken, als auch die Einzeitung mit Hilfe der „Jungsteirischen Phase“ hinfällig sind (SACHSENHOFER et al., 2000b). Eine Zirkon Fission Track Datierung einer Tufflage aus Apfelberg brachte allerdings ein im Vergleich mit den Kleinsäugerfunden zu tiefes Alter von $15,5 \pm 0,8$ Ma (EBNER et al., 2002).

5. DISKUSSION UND SCHLUSSFOLGERUNGEN

Die mehrphasige tektonische Entwicklung des Fohnsdorfer und Seckauer Beckens (STRAUSS, 2000; STRAUSS et al., 2001) spiegelt sich in der Subsidenzentwicklung (Fig. 12) und in der Sedimentationsgeschichte wider.

5.1. Pull apart-Becken (Fohnsdorf- und Ingering-Formation)

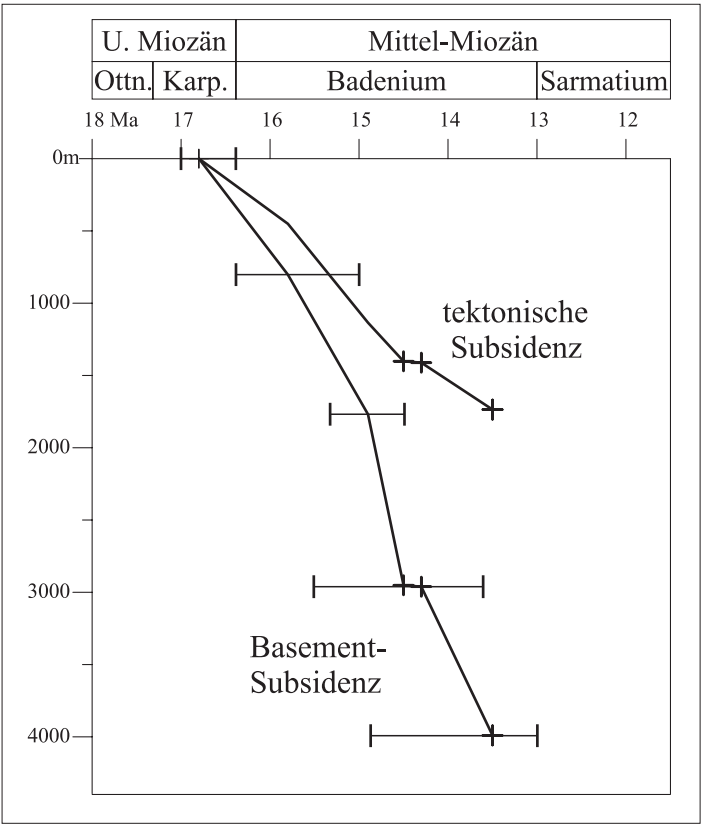
Die Entwicklung des Fohnsdorfer und Seckauer Beckens beginnt im Oberen Karpatium bis Unteren Badenium als ein aus zwei Teilbecken bestehendes Pull apart-Becken, welches sich an den Step Over-Bereichen des Mur-Mürz-Störungssystems gebildet hat (STRAUSS et al., 2001). Der Mechanismus für die Entstehung solcher aus kleineren Teilbecken zusammengesetzten Pull apart-Becken wurde von AYDIN & NUR (1982) beschrieben. Ähnliche Pull apart-Becken werden entlang des gesamten Störungssystems ausgebildet (u.a. NEUBAUER et al., 2000), östlich des Fohnsdorfer Beckens z.B. das Trofaiacher Becken

(NIEVOLL, 1985; GRUBER et al., in press), das Leobener Becken oder das Kapfenberger Becken (SACHSENHOFER et al., 2001), sowie in der westlichen Fortsetzung des Mur-Mürz-Störungssystems das Tamsweger Becken entlang der Seetal-Störung (ZEILINGER et al., 1999).

Während der Ablagerung der Fohnsdorf- und der Ingering-Formation wird das Becken im Norden und im Süden durch Blattverschiebungen begrenzt. Zeitweise hohe Subsidenzraten von etwa 750 mm/1000 a können rekonstruiert werden (Fig. 12), obwohl der Fehlerbereich der Subsidenzkurve durch die ungenaue Einzeitung und die Schätzung der Paläowassertiefen relativ groß ist.

Die Abfolge beginnt im Tagebau Dietersdorf mit matrixgestützten Breccien der konglomeratisch-sandigen Fohnsdorf-Formation. Nur einige Meter über der Basis ist hier das Fohnsdorfer Kohlenflöz erschlossen, was auf eine ursprüngliche Beckenrandsituation hinweist. Im Beckenzentrum liegen zwischen Basis und Kohle bis zu 800 m Sediment (POLESNY, 1970) und es gibt Hinweise auf eine feinerklastische Ausbildung (z.B. Bohrung Gabelhofen, SACHSENHOFER et al., 2000a). Basale Sedimente der Pull apart-Phase sind am Südrand nur schlecht aufgeschlossen, etwa im Steinbruch Maria Buch.

Fig. 12:
Tektonische und Basement-Subsidenz eines zusammengesetzten Idealprofils des zentralen Fohnsdorfer Beckens. Horizontale Balken der Basement-Subsidenzkurve geben den Fehlerbereich auf Grund der ungenauen Einzeitung der Sedimente an (Zeitskala siehe Fig. 11 und RÖGL, 1996).



Über der Fohnsdorfer-Formation folgt die 2000 m mächtige Ingering-Formation. Die Sedimente sind im Liegenden deutlich feiner als die der Fohnsdorfer-Formation. Sapropelite weisen darauf hin, dass das Moornwachstum nicht mehr mit der Subsidenz Schritt halten konnte und sich das Becken daher rasch abtiefte. Die folgenden mergelig-tonigen Sedimente mit Feinsandlagen werden nach der Seismikinterpretation als Deltaschüttungen in einen See mit Wassertiefen von mehreren hundert Metern interpretiert (SACHSENHOFER et al., 2000b). Die Ingering-Formation zeigt generell ein Coarsening Upward zu Sanden und Schottern, die darauf hindeuten, dass das Pull apart-Becken verfüllt wurde.

Während des Oberen Karpatium bis Mittleren Badenium waren Fohnsdorfer und Seckauer Becken zu einem aus zwei Pull apart-Teilbecken zusammengesetzten Becken zusammengeschlossen. Die Argumente hierfür stammen einerseits aus strukturgeologischen Überlegungen (STRAUSS et al., 2001), aber auch Verteilung und Fazies der Sedimente geben Grund zu dieser Annahme. Entlang des Nordrandes des Fohnsdorfer Beckens sind die Sedimente lateral sehr einheitlich. Abgesehen von der Basisbreccie gibt es keine Sedimente, die eine unmittelbare Nähe zu einem Beckenrand andeuten. Das Material kommt ausschließlich aus Norden (nach Schwermineralspektren von POLESNY, 1970) was den Schluss nahelegt, dass die Beckenrandfazies der Ingering-Formation im Seckauer Becken zu suchen ist. Am Nordrand des Seckauer Beckens sind Deltabauten zu beobachten (bei Wasserleith), welche als mögliche Randfazies in Frage kommen. Auch das Auftreten von Congerienlagen über den Kohlehorizonten verbindet das Fohnsdorfer und das Seckauer Becken.

In den hangendsten Partien der Fohnsdorfer-Formation ist nach SACHSENHOFER et al. (2000a: 179) ein C/S-Verhältnis nachzuweisen, welches auf ein brackisches bis marines Milieu hindeutet. Aus diesen Bereichen des Profils sind mehrere Lagen von *Congeria* cf. *antecroatica* in Vergesellschaftung mit *Theodoxus* bekannt. Diese beiden Taxa sind typische Bewohner eines brackischen Lebensraumes (pers. Mitt. MANDIC, 1999). Dieser brackische Einfluß hält bis in das untere Drittel der Ingering-Formation an, das Hangende der Ingering-Formation zeigt wieder Süßwassercharakteristik (SACHSENHOFER et al., 2000a).

Die wahrscheinlichste Verbindung zu einem marinen Bereich war gegen Süden über das Pöls-Lavanttal-Störungssystem zum Lavanttaler Becken gegeben. Dort läßt sich ab dem Unter-Badenium (Obere Lageniden-Zone; TOLLMANN, 1985: 579) eine marine Transgression feststellen. Im Mittel-Badenium kommt es zu einer Faunenverarmung, die im Ober-Badenium mit der völligen Aussüßung des Lavanttaler Beckens endet, wobei mit den „Dachbergsschottern“ von NW her grobklastisches Material in das Becken gelangt (BECK-MANNAGETTA, 1952; TOLLMANN, 1985).

Die Transgression im Lavanttaler Becken läßt sich mit der Stratigraphie des Fohnsdorfer Beckens korrelieren, setzt man eine Verbindung beider Becken voraus. Eine Verbindung gegen Süden verlangt allerdings eine frühe Aktivität entlang dem Pöls-Lavanttal-Störungssystem.

Geht man von der Annahme einer gleichzeitigen Aktivität am Pöls-Lavanttal-Störungssystem und am Mur-Mürz-Störungssystem aus, müssen beide Störungssysteme die Entwicklung des Beckens beeinflusst haben. Beide Störungen sind Blattverschiebungen, die den nach Osten ausweichenden Keil begrenzen (RATSCHBACHER et al., 1991; DECKER, 1996). Nach RAMSAY & HUBER (1987: 513–515) sollten bei einer solchen Deformation zwei konjugierte Störungssysteme abwechselnd aktiv sein, um Kompatibilitätsprobleme

am Schnittpunkt der Störungen zu vermeiden. Ein durch die abwechselnde Bewegung an den beiden Störungen entstehender Zugang zum Lavantaler Becken würde eine Verbindung der marin beeinflussten Sedimente im Fohnsdorfer Becken mit dem Lavantaler Becken ermöglichen (STRAUSS et al., 2001); die vorhandenen stratigraphischen Daten unterstützen eine solche Korrelation.

5.2. Halbgraben (Apfelberg-Formation)

Die Bewegung an den sinistralen Beckenrandstörungen endete etwa im Mittleren Badenium; damit kam es zu einem Subsidenzstillstand und folglich zur Verlandung des Beckens. Ob es danach im Fohnsdorfer Becken eine Phase ohne tektonische Aktivität gegeben hat und wie lange deren Dauer gewesen sein könnte, läßt sich nicht rekonstruieren. In der Folge kam es zu einer Änderung der Haupttextensionsrichtung von E-W nach NNW-SSE. Durch diese Umstellung wurden die sinistralen Blattverschiebungen am Südrand des Fohnsdorfer und Seckauer Beckens von Abschiebungen überprägt und es senkten sich zwei Halbgräben ab. Als Ausgleichsbewegung zu der Subsidenz wurde im Norden des Beckens der Kristallinrücken exhumierte, welcher heute Fohnsdorfer und Seckauer Becken trennt.

Die Heraushebung des Kristallinrückens führte zur Erosion großer Teile der Pull apart-Sedimente. Belegt wird diese Erosion durch fehlende Überlagerung am Nordrand des Fohnsdorfer Beckens und durch die Auflagerung von Apfelberg-Formation auf liegenden Anteilen der Ingering-Formation nördlich von Knittelfeld. Hier wurden zumindest 1000 m Beckensedimente erodiert, unter der Annahme einer Verbindung des Fohnsdorfer zum Seckauer Becken.

Die Apfelberg-Formation wurde diskordant zu den älteren Sedimenten entlang des Südrandes des Fohnsdorfer Beckens als Füllung eines Halbgrabens abgelagert. Die Sedimente bestehen zum Großteil aus Konglomeraten, die durch Schuttströme auf Schwemmfächern abgelagert wurden. Nur ein kleiner Teil der Sedimente kam unter fluviatilen oder Fan Delta-Plattformbedingungen zur Ablagerung. Anhand von Schwermineralspektren (POLESNY, 1970) und der lithologischen Zusammensetzung der Konglomerate läßt sich feststellen, dass die Sedimente ausschließlich aus dem Gebiet südlich und östlich des Fohnsdorfer Beckens stammen, wobei sich zwei unterschiedliche Liefergebiete unterscheiden lassen.

Der Sedimentkörper der Apfelberg-Formation ist stark asymmetrisch aufgebaut: er ist keilförmig und die größten Mächtigkeiten werden mit 1000 m am Südrand des Fohnsdorfer Beckens erreicht. Die Sedimente der Apfelberg-Formation liegen einerseits auf kristallinem Basement, zum überwiegenden Teil aber auf den Ablagerungen der Pull apart-Phase. Am Südrand kam es während der Halbgraben-Phase zur Deformation von Sedimenten.

Die Ausbildung und Verteilung der Apfelberg-Formation entspricht einem, an aktiven Abschiebungen abgelagerten, syntektonischen Sedimentkörper. Der Halbgraben im Fohnsdorfer Becken stellt eine Mischung der beiden von LEEDER & GAWTHORPE (1987) unterschiedenen Grundtypen von kontinentalen Halbgräben dar (vergl. auch FEDO & MILLER, 1992). Es finden sich vereinzelt Sedimente, die auf die Existenz eines Sees hinweisen, der Großteil der Sedimente wurde aber auf Schwemmfächern abgelagert. Entlang von Stepovers zwischen en-echelon-Abschiebungen am Südrand des Fohns-

dorfer Beckens kommt es zur Ausbildung von großen, flachen Schwemmfächern wie sie als typisch für kontinentale Halbgräben mit einem entlang der Beckenachse fließenden Fluß sind (LEEDER & GAWTHORPE, 1987: 146).

Danksagung: Die Bearbeitung des Fohnsdorfer Beckens erfolgte im Rahmen einer Diplomarbeit von P.E. STRAUSS am Institut für Geologie der Universität Wien. Die Geländearbeiten wurden durch den Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung (FWF-Projekt P-14370-GEO: Stratigraphische Simulation in Neogenen Sedimentbecken) und einem Förderungsstipendium der Universität Wien unterstützt. Geländeaufnahmen zur lithostratigraphischen Definition der Apfelberg-Formation wurden durch die Stratigraphische Kommission der Österreichischen Akademie der Wissenschaften gefördert. DEM-Daten wurden dankenswerterweise von der steiermärkischen Landesregierung (GIS-Steiermark) zur Verfügung gestellt. Diskussionen mit K. DECKER, W. GRUBER, H. POLESNY und R.F. SACHSENHOFER und die Begutachtungen von M. GROSS und R.F. SACHSENHOFER trugen wesentlich zum Gelingen dieser Arbeit bei.

Literatur

- AYDIN, A. & NUR, A., 1982: Evolution of pull apart basins and their scale independence. – *Tectonics* **1**: 91–105, Washington.
- BECK-MANNAGETTA, P., 1952: Zur Geologie und Paläontologie des Tertiärs des unteren Lavanttales. – *Jb. Geol. Bundesanst.* **95**: 1–102, Wien.
- BLAIR, T.C., 1987: The characteristics, classification and origin of Late Pleistocene fan deposits in the Case Basin, Canterbury, New Zealand. – *Sedimentology* **34**: 459–471, Oxford.
- BLAIR, T.C. & MCPHERSON, J.G., 1994: Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages. – *J. Sediment. Res.* **A64**: 450–489, Tulsa.
- BLAIR, T.C. & MCPHERSON, J.G., 1998: Recent debris-flow processes and resultant form and facies of the Dolomite alluvial fan, Owens Valley, California. – *J. Sediment. Res.* **68**: 800–818, Tulsa.
- BOLLIGER, T., 1994: Die Obere Süßwassermolasse in Bayern und der Ostschweiz: bio- und lithostratigraphische Korrelation. – *Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol.* **34**: 109–144, München.
- BOLLIGER, T., 2000: Wiesholz (canton of Schaffhausen, Switzerland), a peculiar mammal fauna from mica-rich sands (Upper Freshwater Molasse, early MN6). – *Revue Paléobiol.* **19**: 1–18, Geneve.
- DAXNER-HÖCK, G., 1990: Bericht 1989 über das Projekt „Kleinsäuger“ der begleitenden Grundlagenforschung. – *Jb. Geol. Bundesanst.* **133**: 508–510, Wien.
- DECKER, K., 1996: Miocene tectonics at the Alpine-Carpathian junction and the evolution of the Vienna Basin. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.* **41**: 33–44, Wien.
- DECKER, K. & PERESSON, H., 1996: Tertiary kinematics in the Alpine-Carpathian-Pannonian System: links between thrusting, transform faulting and crustal extension. – In: WESSELY, G. & LIEBL, W. (Eds.): *Oil and Gas in the Alpidic Thrustbelts and Basins of Central and Eastern Europe*, EAGE Spec. Pub. **5**: 69–77, London.
- EBNER, F. & GRÄF, W. (1982): Bentonite und Glastuffe in der Steiermark. – *Arch. Lagerstättenforsch. Geol. Bundesanst.* **2**: 31–45, Wien.
- EXNER, C., 1976: Die geologische Position der Magmatite des periadriatischen Lineamentes. – *Verh. Geol. Bundesanst.* **1976**: 186–196, Wien.
- FEDO, C.M. & MILLER, J.M.G., 1992: Evolution of a Miocene half-graben basin, Colorado River extensional corridor, southeastern California. – *Geol. Soc. America Bull.* **104**: 481–493, Boulder.
- FOLK, R.L. & WARD, W. 1957: Brazos River bar: A study in the significance of grain size parameter. – *J. Sediment. Petrol.* **27**: 3–26, Tulsa.
- GNJEZDA, G., 1988: Tektonische und geothermische Untersuchungen im Raum Fohnsdorf-Judenburg/Steiermark. – Unveröff. Diss. Univ. Wien, 242 S., Wien.

- GRUBER, W. & SACHSENHOFER, R.F., 2001: Coal deposition in the Noric Depression (eastern Alps): raised and low-lying mires in Miocene pull-apart basins. – *Int. J. Coal Geol.* **48**: 89–114, Amsterdam.
- GRUBER, W., SACHSENHOFER, R.F., KOFLER, N. & DECKER, K. (in press): The architecture of the intramontane Trofaia pull-apart basin inferred from geophysical and structural studies. – *Int. J. Earth Sci.*
- GUBLER, T., MEIER, M. & OBERLI, F., 1992: Bentonites as time markers for sedimentation of the Upper Freshwater Molasse: geological observations corroborated by high-resolution single Zircon U-Pb ages. – *Jahresversammlung der SANW*, 12–13, Zürich.
- HAMPTON, M.A., 1979: Bouyancy in debris flows. – *J. Sediment. Petrol.* **49**: 753–758, Tulsa.
- HEISSIG, K., 1989: Neue Ergebnisse zur Stratigraphie der mittleren Serie der Oberen Süßwassermolasse Bayerns. – *Geologica Bavarica* **94**: 239–257, München.
- HEISSIG, K., 1995: Fixpunkte für die biostratigraphische Korrelation in der Oberen Süßwassermolasse. – *Molasse-Treffen Tübingen, Abstracts 12*, Tübingen.
- HEWARD, A.P., 1978: Alluvial fan sequence and mega sequence models: with examples from Westphalian D-Stephanian B coalfields, Northern Spain. – In: MIAL, A.D. (Ed.): *Fluvial Sedimentology*. – *Mem. Can. Soc. Petrol. Geol.* **5**: 669–702, Calgary.
- HÖLZEL, M., WAGREICH, M. & GRASEMANN, B. 2002: Quantifizierung von synsedimentärer Deformation in einem miozänen Delta (Ingering-Formation, Fohnsdorfer Tertiärbecken). – *Abstr. Pangeo Austria I*, 76 (Univ. Salzburg).
- HUBERT, J.F. & FILIPOV, A.J., 1989: Debris-flow deposits in alluvial fans on the west flank of the White Mountains, Owens Valley, California, U.S.A. – *Sediment. Geol.* **61**: 177–205, Amsterdam.
- LEEDER, M.R. & GAWTHORPE, R.L., 1987: Sedimentary models for extensional tilt-block/half-graben basins. – *Geol. Soc. London Spec. Pub.* **28**: 139–152, London.
- MELOSH, H.J., 1993: Blasting rocks of planets. – *Nature* **363**(6429): 498, London.
- METZ, K., 1957: Gedanken zu baugeschichtlichen Fragen der steirisch-kärntnerischen Zentralalpen. – *Mitt. Österr. Geol. Ges.* **50**: 201–250, Wien.
- METZ, K., 1973: Beiträge zur tektonischen Baugeschichte und Position des Fohnsdorf-Knittelfelder Tertiärbeckens. – *Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Joanneum* **33**: 3–33, Graz.
- MOTTL, M., 1961: Neue Säugetierfunde aus dem Jungtertiär der Steiermark. VI. Neue Säugetierfunde aus dem Glanzkohlenbergbau von Fohnsdorf. – *Mitt. Mus. Bergb. Geol. Techn. Landesmus. Joanneum* **22**: 3–21, Graz.
- NEMEC, W. & STEEL, R.J., 1984: Alluvial and Coastal Conglomerates: Their significant features and some comments on gravely mass-flow deposits. – *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.* **10**: 1–32, Calgary.
- NEUBAUER, F., FRITZ, H., GENSER, J., KURZ, W., NEMES, F., WALLBRECHER, E., WANG, X. & WILLINGSHOFER, E., 2000: Structural evolution within an extruding wedge: model and application to the Alpine-Pannonian system. – In: LEHNER, F.K. & URAI, J.L. (Eds.): *Aspects of Tectonic Faulting*, 141–153, Berlin (Springer).
- NIEVOLL, J., 1985: Die bruchhafte Tektonik entlang der Trofaiaachlinie (Östliche Zentralalpen, Österreich). – *Jb. Geol. Bundesanst.* **127**: 643–671, Wien.
- PETRASCHECK, W., 1924: *Kohlengeologie der Österreichischen Teilstaaten*. 1. Teil. – 272 S., Katowice (Kattowitzer Buchdruckerei und Verlag).
- POLESNY, H., 1970: Beitrag zur Geologie des Fohnsdorf-Knittelfelder und Seckauer Beckens. – Unveröff. Diss. Univ. Wien, 234 S.
- RAMSAY, J.G. & HUBER, M.I., 1987: *The Techniques of modern structural geology*. Volume 2: *Folds and Fractures*. – 309–700, London (Academic Press).
- RATSCHBACHER, L., FRISCH, W. & LINZER, H., 1991: Lateral extrusion in the Eastern Alps. Part 2: structural analysis. – *Tectonics* **10**, 257–271.
- REICHENBACHER, B., BÖTTCHER, R., BRACHER, H., DOPPLER, G., ENGELHART, W.v., GREGOR, J.-J., HEISSIG, K., HEIZMANN, E.P.J., HOFMANN, F., KÄLIN, D., LEMKE, K., LUTERBACHER, H., MARTIN, E., PFEIL, F., REIF, W.,

- SCHREINER, A. & STEININGER, F.F., 1998: Graupensandrinne – Ries-Impakt: Zur Stratigraphie der Grimmelfinger Schichten, Kirchberger Schichten und Oberen Süßwassermolasse (nördliche Vorlandmolasse, Süddeutschland). – *Z. dt. geol. Ges.* **149**: 127–161, Stuttgart.
- REINECKER, J., 2000: Stress and Deformation: Miocene to present-day tectonics in the Eastern Alps. – *Tübinger Geowiss. Arb.* **A55**: 128 S, Tübingen.
- REINECKER, J. & LENHART, W.A., 1999: Present-day stress field and deformation in eastern Austria. – *Int. J. Earth Sci.* **88**: 532–550, Berlin.
- RODINE, J.D. & JOHNSON, A.M., 1976: The ability of debris, heavily freighted with coarse clastic materials, to flow on gentle slopes. – *Sedimentology* **23**: 213–234, Oxford.
- RÖGL, F., 1996: Stratigraphic correlation of the Paratethys Oligocene and Miocene. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.* **41**: 65–73, Wien.
- SACHSENHOFER, R.F., STRAUSS, P., WAGREICH, M., ABART, R., DECKER, K., GOLDBRUNNER, J. E., GRUBER, W., KRIEGL, C. & SPÖTL, C., 2000a: Das miozäne Fohnsdorfer Becken – Eine Übersicht. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.* **44**: 173–190, Wien.
- SACHSENHOFER, R.F., KOGLER, A., POLESNY, H., STRAUSS, P. & WAGREICH, M., 2000b: The Neogene Fohnsdorf Basin: basin formation and basin inversion during lateral extrusion in the Eastern Alps. – *Int. J. Earth Sci.* **89**: 415–430, Berlin.
- SACHSENHOFER, R.F., KUHLEMANN, J. & REISCHENBACHER, D., 2001: Das Miozän der östlichen Norischen Senke. – *Arbeitstagung Geol. Bundesanst.* **2001**: 135–145, Wien.
- SAUER, R., SEIFERT, P. & WESSELY, G., 1992: Guidebook to excursions in the Vienna Basin and the adjacent Alpine-Carpathian Thrustbelt in Austria. – *Mitt. Österr. Geol. Ges.* **85**: 1–264, Wien.
- SCHUSTER, R., BERNHARD, F., HOINKES, G., KAINDL, R., KOLLER, F., LEBER, T., MELCHER, F. & PUHL, J., 1999: Metamorphism at the eastern end of the Alps – Alpine, Permo-Triassic, Variscan? – *Beih. Eur. J. Mineral.* **11/2**: 111–136, Stuttgart.
- STEININGER, F.F., 1999: The Continental European Miocene. Chronostratigraphy, Geochronology and Biostratigraphy of the Miocene „European Land Mammal Mega-Zones „(ELMMZ) and the Miocene „Mammal-Zones (MN-Zones)“.– In: RÖSSNER, G. E. & HEISSIG, K. (Eds.): *Land Mammals of Europe*, 9–24, München (Verlag Dr. Friedrich Pfeil).
- STORZER, D., JESSBERGER, E.K., KUNZ, J. & LANGE, J.-M., 1995: Synopsis von Spaltspuren- und Kalium-Argon-Datierungen an Ries-Impaktgläsern und Moldaviten. – *Exkursionsführer Veröff. GGW* **195**: 79–80, Berlin.
- STRAUSS, P., 2000: Die sedimentäre und tektonische Entwicklung des Fohnsdorfer Beckens. – Unveröff. Diplomarb. Univ. Wien, 58 S., Wien.
- STRAUSS, P. & WAGREICH, M., 1999: Das Fohnsdorfer Tertiärbecken: Erste Ergebnisse lithostratigraphischer Untersuchungen. – *Abstr. Austrostrat '99*, 24–25, Obertrum.
- STRAUSS, P., WAGREICH, M., DECKER, K. & SACHSENHOFER, R.F., 2001: Tectonics and sedimentation in the Fohnsdorf-Seckau Basin (Miocene, Austria): From a pull-apart basin to a half-graben. – *Int. J. Earth Sci.* **90**: 549–559, Berlin.
- TOLLMANN, A., 1985: *Geologie von Österreich*, Bd. II. Außerzentralalpiner Anteil. – 710 S., Wien (Deuticke).
- WEBER, L. & WEISS, A., 1983: Bergbaugeschichte und Geologie der Österreichischen Braunkohlevorkommen. – *Arch. Lagerst.forsch. Geol. Bundesanst.* **4**: 92–109, Wien.
- WELLS, S.G. & HARVEY, A.M., 1987: Sedimentologic and geomorphic variations in storm-generated alluvial fans, Howgill Fells, northeast England. – *Geol. Soc. America Bull.* **98**: 182–198, Boulder.
- ZEILINGER, G., KUHLEMANN, J., REINECKER, J., KÁZMÉR, M. & FRISCH, W., 1999: Das Tamsweger Tertiär im Lungau (Österreich): Fazies und Deformation eines intramontanen Beckens. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* **214**: 537–569, Stuttgart.