

Neudefinition von lithostratigraphischen Einheiten des oberen Ottnangium (Untermiozän) in der alpin-karpatischen Vortiefe Niederösterreichs: Pixendorf-Gruppe, Traisen-Formation und Dietersdorf-Formation

HOLGER GEBHARDT¹, STJEPAN ČORIĆ¹, HANS-GEORG KRENMAYR¹,
HARALD STEININGER² & JOACHIM SCHWEIGL²

10 Abbildungen, 4 Tabellen

Österreichische Karte 1:50.000
Blatt 38 Krems an der Donau
Blatt 39 Tulln
Blatt 56 Sankt Pölten

*Lithostratigraphie
Niederösterreich
Ottnangium
Pixendorf-Gruppe
Traisen-Formation (Oncophora-Schichten)
Dietersdorf-Formation (Eichberg-Konglomerat)*

Inhalt

Zusammenfassung	15
Abstract	16
Einleitung	16
Lithostratigraphische Gliederung	17
Pixendorf-Gruppe	17
Name	17
Beschreibung	17
Bemerkungen	17
Traisen-Formation	18
Name	18
Beschreibung	18
Profile	18
Abgrenzung gegenüber benachbarten lithostratigraphischen Einheiten	23
Bio- und Chronostratigraphie	23
Bemerkungen	24
Dietersdorf-Formation	24
Name	24
Beschreibung	24
Profile	29
Abgrenzung gegenüber benachbarten lithostratigraphischen Einheiten	29
Bio- und Chronostratigraphie	29
Bemerkungen	30
Dank	30
Literatur	30

Zusammenfassung

Die bisher in Niederösterreich als *Oncophora*-Schichten und Eichberg-Konglomerat bezeichneten (informellen) lithostratigraphischen Einheiten der Molassezone werden von den oberösterreichischen und bayerischen *Oncophora*-Schichten abgetrennt und formell als moderne lithostratigraphische Einheiten (Formationen) definiert. Die Traisen-Formation (ehemals *Oncophora*-Schichten) und die Dietersdorf-Formation (ehemals Eichberg-Konglomerat) werden als Pixendorf-Gruppe zusammengefasst. Die hier beschriebenen Einheiten wurden in einem stark ausgesüßten (brackischen) Randmeer mit wiederholten „fan-delta“-Schüttungen abgelagert. Die oberirdischen Vorkommen reichen vom Raum St. Pölten bis zum Wagram zwischen Fels und Kirchberg/W. und sind aus Bohrungen auch nördlich der Donau bekannt.

¹ HOLGER GEBHARDT, STJEPAN ČORIĆ, HANS-GEORG KRENMAYR: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien. holger.gebhardt@geologie.ac.at

² HARALD STEININGER, JOACHIM SCHWEIGL: Amt der Niederösterreichischen Landesregierung, BD1 – Geologischer Dienst, Landhausplatz 1, 3109 St. Pölten.

New Definitions of Upper Otnangian (Lower Miocene) Lithostratigraphic Units of the Alpine-Carpatian Foredeep in Lower Austria: Pixendorf Group, Traisen Formation, and Dietersdorf Formation

Abstract

The so-called *Oncophora* Beds and the Eichberg Conglomerate of Lower Austria are informal lithostratigraphic units of the Molasse Zone. Here we separate these units from identically named deposits in Upper Austria and Bavaria and define them formally as formations. The Traisen Formation (formerly *Oncophora* Beds) and the Dietersdorf Formation (formerly Eichberg Conglomerate) are combined within the Pixendorf Group. The described units were deposited in a strongly freshened (brackish) epeiric sea with frequent fan-delta bodies. Surface occurrences cover the area from St. Pölten to the Wagram between Fels and Kirchberg/W. and are also known in boreholes from north of the Danube River.

Einleitung

Traditionell werden die nach dem unterottnangischen „Jüngeren Schlier“ bzw. *Robulus*-Schlier abgelagerten, oft unverfestigten Sande, Silte und Tonsteine in Niederösterreich südlich der Donau als *Oncophora*-Schichten bezeichnet (z.B. WESSELY et al., 2006). Namensgebend war die Brackwassermuschel *Rzehakia* (früher als *Oncophora* bezeichnet). Der Begriff *Oncophora*-Schichten wurde ursprünglich von RZEHAK (1893) für ottnangische Ablagerungen in Mähren eingeführt. Im Gegensatz zu gleichnamigen Ablagerungen in Oberösterreich und Bayern sind die niederösterreichischen Äquivalente jedoch bis auf wenige Ausnahmen fossilfrei und entkalkt. Die vereinzelt Fossilfunde lassen jedoch eine Parallelisierung mit den oberösterreichischen und bayerischen Sedimenten und damit die Einstufung in das obere Otnangium zu. In Oberösterreich sind die li-

thologischen Abfolgen des Otnangium vielfältiger gegliedert als in Niederösterreich (z.B. RUPP et al., 2011) und können deutlich unterscheidbaren Ablagerungsräumen zugeordnet werden. Es besteht kein zusammenhängender Schichtverband zwischen den *Oncophora*-Schichten in Niederösterreich und altersgleichen Ablagerungen in Oberösterreich, d.h. zwischen dem westlichen Oberösterreich und dem Raum St. Pölten sind keine oberottnangischen Sedimente bekannt (BRIX et al., 1977). Diese Trennung wird auch durch deutliche Differenzen der Mollusken-Assoziationen bestätigt (HARZHAUSER & MANDIC, 2008). Im Gegensatz zu den bayerisch-oberösterreichischen Ablagerungen können in Niederösterreich trotz Mächtigkeiten von stellenweise mehreren hundert Metern nur zwei lithologisch (und genetisch) differenzierbare Einheiten unterschieden werden (bisherige Benennung: *Oncophora*-Schichten, Eichberg-Konglomerat), die eng miteinander verzahnt sind.

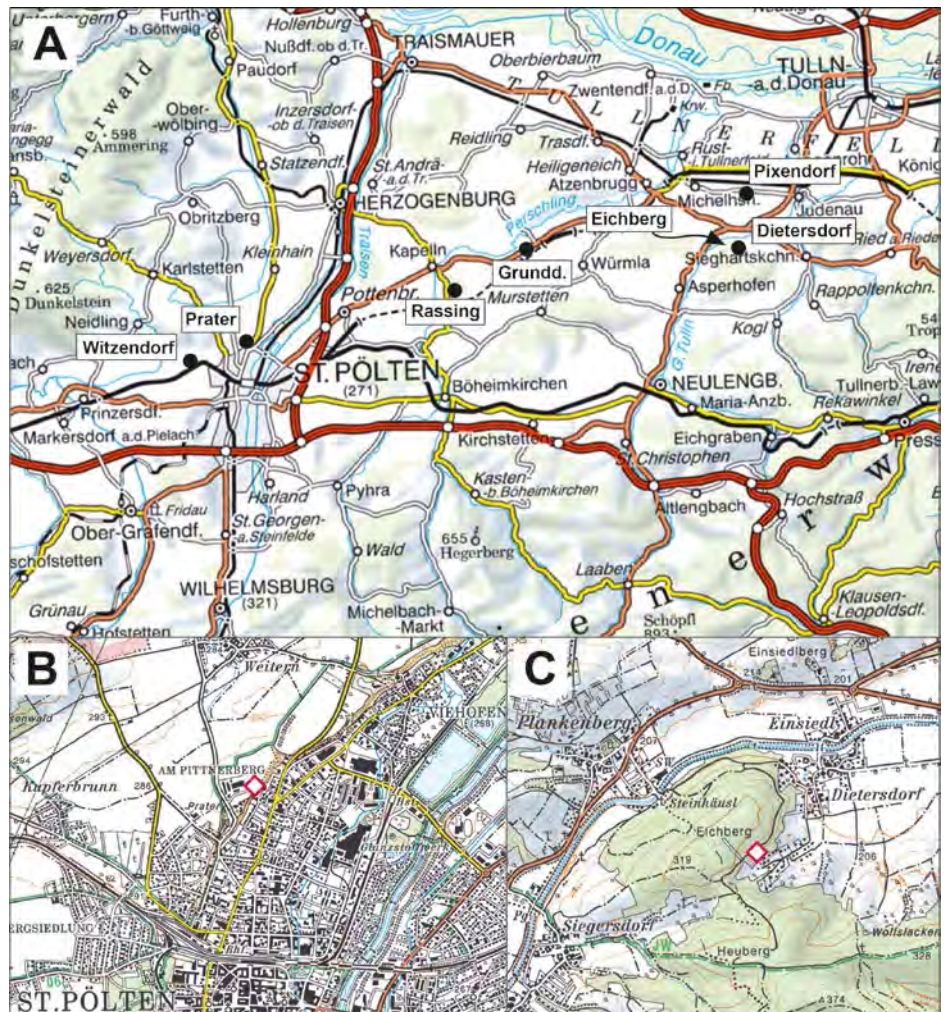


Abb. 1. Lage der Typus- und Referenzprofile von Traisen- und Dietersdorf-Formation (rote Rauten). A: Übersicht. B: Stadtteil Prater in St. Pölten. C: Umgebung von Dietersdorf.

Eine formelle Abtrennung dieser oberottnangischen Sedimente von den *Oncophora*-Schichten Oberösterreichs und Bayerns ist also berechtigt und notwendig. Im Nordosten Österreichs (Roseldorf-Zone, Alpin-Karpatische Vortiefe) und in weiterer Folge in der Tschechischen Republik (Mähren) zeigen zeitgleiche Ablagerungen von den hier definierten lithostratigraphischen Einheiten sehr verschiedene Lithologien und Ablagerungsbedingungen. Im Typusgebiet der *Oncophora*-Schichten in der karpatischen Vortiefe Mährens bestehen die Ablagerungen aus Tonen, Silten und Sanden mit geringmächtigen Kohleflözen sowie Gerölllagen und führen eine reiche Molluskenfauna („*Rzehalka*-Schichten“, PAPP et al., 1973). Die Schichten werden heute als Vestonice-Formation bezeichnet (ADAMEK, 2003; PÍCHA et al., 2006). Die zur „Pouzdrany Unit“ gehörenden Ton- und Siltsteine der Krepice-Formation mit ihrem Mikrofossilgehalt (KRHOVSKY et al., 2001) entsprechen dem „Jüngeren“ (Robulus-) Schlier. Die grünen Tonsteine und Diatomite der Pavlovice-Formation in der „Zdanice Unit“ wurden unter anoxischen Bedingungen abgelagert (PÍCHA & STRÁNIK, 1999; KRHOVSKY et al., 2001). Krepice-Formation und Pavlovice-Formation wurden unter anderen Bedingungen abgelagert als die hier abzugrenzenden *Oncophora*-Schichten in Niederösterreich. Die „Eisenschüssigen Tone und Sande“ der Roseldorf-Zone und die *Oncophora*-Schichten der karpatischen Vortiefe nördlich des Wagrams wurden etwa zeitgleich abgelagert, sie werden jedoch von HAMILTON (1997) genetisch vollkommen anders interpretiert (siehe Bemerkungen zur Traisen-Formation).

Lithostratigraphische Gliederung

Pixendorf-Gruppe

Name

Die Benennung der Pixendorf-Gruppe erfolgte nach der Siedlung Pixendorf südwestlich von Tulln (Abb. 1). In den südlichen Ortsteilen und am sich direkt südlich anschließenden Mitterberg sind sowohl die Traisen- als auch die Dietersdorf-Formation in zahlreichen kleinen Aufschlüssen zugänglich. Beide Formationen treten hier eng verzahnt auf. Aufgrund der sehr häufigen Bezeichnung Mitterberg in Österreich (89 Nennungen in BEV, 2012) wurde Pixendorf bei der Benennung der Vorzug gegeben.

Beschreibung

Die Pixendorf-Gruppe setzt sich aus der überwiegend feinklastischen Traisen-Formation (Sande und Sandsteine) und der grobklastischen Dietersdorf-Formation (Konglomerate) zusammen. Die Konglomerate der Dietersdorf-Formation stellen dabei ein System aus ursprünglich zusammenhängenden „fan-delta“-Ablagerungen dar, welche in die Sande der Traisen-Formation eingebettet sind. Beide Formationen stellen also zeitgleiche, laterale Äquivalente (oder verzahnte Sedimentkörper) eines größeren Ablagerungssystems dar. Beide Formationen sind im Gelände gut unterscheidbar und kartierbar. Die Ausdehnung der Pixendorf-Gruppe stimmt mit jener der Traisen-Formation überein.

Die unterlagernde lithologische Einheit der Pixendorf-Gruppe ist der „Jüngere Schlier“ (= *Robulus*-Schlier, PILLER et al., 2004; unteres Ottnangium), der in einem marinen Milieu abgelagert wurde. Die überlagernde lithologische Einheit ist die Laa-Formation (Karpatum), die jedoch nur

nördlich der Donau auftritt. Das geochronologische Alter der Pixendorf-Gruppe ist frühes Miozän (spätes Burdigalium). Die Mächtigkeiten entsprechen denen der Traisen-Formation (siehe unten).

Typusprofile, Typusgebiete und Referenzprofile der Pixendorf-Gruppe ergeben sich aus den die Gruppe aufbauenden Formationen (siehe unten) und müssen daher nicht gesondert aufgeführt werden (vgl. STEININGER & PILLER, 1999).

Bemerkungen

Aufgrund der beobachteten großen Schichtmächtigkeiten, der exponierten Lage und seiner zentralen Position scheint der Bereich um den Eichberg das Haupteinspeisungszentrum für die klastische Sedimentanlieferung im oberen Ottnangium in dieser Gegend gewesen zu sein. Das an einigen wenigen Stellen gemessene Einfallen der Schrägschichtungsblätter in der Dietersdorf-Formation deutet auf südliche bis südöstliche Schüttungsrichtungen hin, was von uns bisher nicht hinreichend erklärt werden kann, ist doch die Herkunft des Materials wegen des hohen Flyschanteils im Süden zu suchen. Die zeitgleich in flachem Brack- oder Süßwasser abgelagerte Traisen-Formation (*Oncophora*-Schichten, WESELY et al., 2006) wird von uns als zugehörige, distale Sand-Schluff- und Tonfazies („bypass“-Sedimente) der Dietersdorf-Formation aufgefasst. Vermutlich lag bei St. Pölten ein weiteres Einspeisungszentrum, dessen heutige Relikte nur in einer distaleren Fazies erhalten sind. Die enge Verzahnung und gleichzeitige Ablagerung von Traisen- und Dietersdorf-Formation ist bereits von VETTERS (1924) erkannt worden.

Die Sedimente der Pixendorf-Gruppe (insbesondere der Traisen-Formation) füllen ein Paläorelief auf und erreichen daher je nach Position sehr unterschiedliche Mächtig-



Abb. 2. Aufschlussesituation der Typlokalität für die Traisen-Formation (Luftbild von Google Maps) im Stadtteil Prater von St. Pölten. A: Typusprofil, südwestliche ehemalige Sandgrube. B: nordöstliche ehemalige Sandgrube.

keiten. Auf dem Kristallinrücken von Moosbierbaum werden in Bohrungen nur 34 m erreicht (Moosbierbaum K 1), während auf der benachbarten Tiefscholle rund 770 m erbohrt wurden (Moosbierbaum K 2 und K 5; BRIX et al., 1977).

Traisen-Formation

Sand und Sandstein des Donaubeckens, teilweise (STUR, 1892, 1894; PAUL & BITTNER, 1894).

Oncophora-Schichten (BITTNER, 1896; ABEL, 1903; SCHNABEL et al., 2002; WESSELY et al., 2006).

Oncophora-Sande (VETTERS, 1924; GÖTZINGER et al., 1954).

Rzehakia Formation (PAPP et al., 1973).

Oncophora-Serie (BRIX et al., 1977).

Name

Die Benennung der Traisen-Formation erfolgte nach dem Fluss Traisen in Niederösterreich, der durch St. Pölten und somit sehr nahe der Typuslokalität fließt (Abb. 1). Die Traisen ist für die Entstehung des Steilhanges und damit für die guten Aufschlussverhältnisse am Prater verantwortlich (Abb. 2). Zudem durchfließt der Fluss weite Gebiete mit Ablagerungen der Traisen-Formation.

Beschreibung

Die weitgehend kalkfreien, gelblich-grauen, glimmerreichen Mittel- und Feinsande sowie Sandsteine mit siltigen Zwischenlagen und gelegentlichen Kies- bzw. Konglomeratlagen und Ligniteinschaltungen werden in Niederösterreich südlich der Donau traditionell als *Oncophora*-Schichten bezeichnet. Diese kommen überwiegend beiderseits der Flüsse Traisen und Perschling zwischen St. Pölten und Tulln oberflächennah vor.

Charakteristisch für die Traisen-Formation ist die lockere Lagerung oder schwache Verfestigung insbesondere der Fein- und Mittelsande sowie der wenigen grobklastischen Schichten. Die extrem seltene Fossilführung ist weitgehend auf die Grobklastika (Grobsande bis Kies) beschränkt. Da die Fein- und Mittelsande oft ungeschichtet (massig) auftreten, können sie im verwitterten Zustand oft nur sehr schwer vom darüber abgelagerten Löss (bzw. Lösslehm) unterschieden werden. An vielen Stellen treten linsen- bis kugelförmige Konkretionen von bis zu mehreren Metern Durchmesser auf. Die ursprünglich grauen Gesteine nehmen durch die Verwitterung eine beige, gelbe oder rotbraune Farbe an. Es können zwei unterschiedliche Lithofaziestypen unterschieden werden: eine überwiegend sand- bzw. sandsteindominierte Fazies, die an der Oberfläche stark überwiegt und die durch das Typusprofil gut repräsentiert wird, sowie eine von Ton und Siltstein dominierte Fazies, die an der Oberfläche deutlich weniger häufig vorkommt bzw. seltener aufgeschlossen ist (Referenzprofile).

Mineralogische Untersuchungen an tonigen und sandigen Sedimenten eines Profils im Raum Grunddorf (Abb. 1) zeigen ein relativ einheitliches Gesamtbild (POSCH-TRÖZMÜLLER et al., 2009). Bei der gesamtmineralogischen Zusammensetzung dominieren die Schichtsilikate (34–61 %), gefolgt von Quarz (23–34 %), andere Bestandteile treten mit weit geringeren Anteilen auf (Plagioklas 10–14 %, Alkalifeldspat 0–3 %, Dolomit 2–12 % und Calzit 0–5 %). Bei den Tonmineralen sind Smectit (40–55 %) und Illit-Glimmer (26–37 %) am häufigsten. Zusätzlich treten Chlorit (10–14 %), Kaolinit (2–7 %) und Vermiculit (3–5 %) auf.

Die Mächtigkeiten der Traisen-Formation entsprechen denen der Pixendorf-Gruppe. Sie schwanken je nach Position zwischen wenigen 10er Metern und mehreren 100er Metern (34–770 m, BRIX et al., 1977).

1. Sand(stein)-dominierte Fazies: Es dominieren Fein- bis Grobsande und Sandsteine (Quarzsand), die in Dezimeter bis mehrere Meter dicke Pakete gegliedert, intern massig ausgebildet sind oder häufig ebene Lamination zeigen. Das massige Erscheinungsbild vieler Sandpakete könnte auch nur ein scheinbares sein, weil eine allenfalls vorhandene ebene Lamination oder Schrägschichtung in fein- und gleichkörnigen Sanden dieser Art häufig nicht zu erkennen ist. Nur wenige Siltlagen als auch Grobsand- bis Feinkieslagen von wenigen cm bis dm Mächtigkeit sind zwischengeschaltet (Abb. 3, Tab. 1). Die Schichtober- und Unterflächen sind meist eben, wellige Schichtflächen (z.B. Rippelmarken) sind selten und nur bei deutlichem Materialwechsel sichtbar. Schrägschichtungsstrukturen wurden nur in Einzelfällen beobachtet (z.B. südlich Pixendorf). In den Kies führenden Schichten treten an einigen Stellen neben Molluskenbruchstücken oft auch Tonklasten oder Tongerölle („rip-up clasts“) auf, die auf eine synsedimentäre Erosion von zuvor innerhalb des Systems abgelagerten Sedimentkörpern hinweisen. Einzelne Pelitklasten werden häufig in massigen Sanden beobachtet. Nach Korngrößenanalysen von Proben aus dem Profil am Prater reicht das Spektrum der Sedimente von tonig-sandigem Silt bis zu kiesigem Sand mit Gerölllagen (Abb. 4). Bei Grunddorf treten in den Gerölllagen auch Kristallinkomponenten auf.

2. Ton/Siltstein-dominierte Fazies: Diese durch Wechselagerungen von Tonen (teilweise Tonsteinen) und Silt- bis Feinsandsteinlagen im cm- bis dm-Bereich gekennzeichnete Lithofazies ist an der Oberfläche deutlich seltener aufgeschlossen als die oben beschriebene Sand(stein)-dominierte Fazies. Dies ist wahrscheinlich auf die leichtere Erodierbarkeit der Feinklastika zurückzuführen. Es bilden sich daher in dieser Lithofazies flachere Hänge aus und temporäre Aufschlüsse verrutschen und verwachsen rascher als in der sandigen Lithofazies. Das Referenzprofil bei Witzendorf (Abb. 5) zeigt deutlich die geringen Schichtdicken innerhalb der Traisen-Formation anhand der Material- und Farbwechsel. Die tonigen Lagen enthalten 56–72 % Schichtsilikate, 22–24 % Quarz und 2–10 % Feldspäte.

Profile

Die vom Fluss Traisen geschaffenen Steilhänge nördlich von St. Pölten eigneten sich gut zur Anlage von Sandgruben und zeichnen sich daher durch gute Aufschlussverhältnisse aus. Zudem ist dies der einzig bekannte Bereich, wo voraussichtlich dauerhaft zusammenhängende Profile mit vielen Metern Mächtigkeit an der Erdoberfläche zugänglich sind. Konsequenterweise haben wir deshalb das Typusprofil in dieser Region ausgewählt. Die von BITTNER (1896) erwähnten „guten Aufschlüsse beim Prater“ umfassten sehr wahrscheinlich auch bereits das hier beschriebene Typusprofil. Da hier die Grenze zum liegenden „Jüngeren Schlier“ (*Robulus*-Schlier) nicht aufgeschlossen ist, wird zusätzlich ein geringmächtiges Referenzprofil bei Witzendorf beschrieben, das diesen Übergang repräsentiert. Die überwiegend siltig-tonige Fazies wird in einem weiteren Referenzprofil beschrieben.

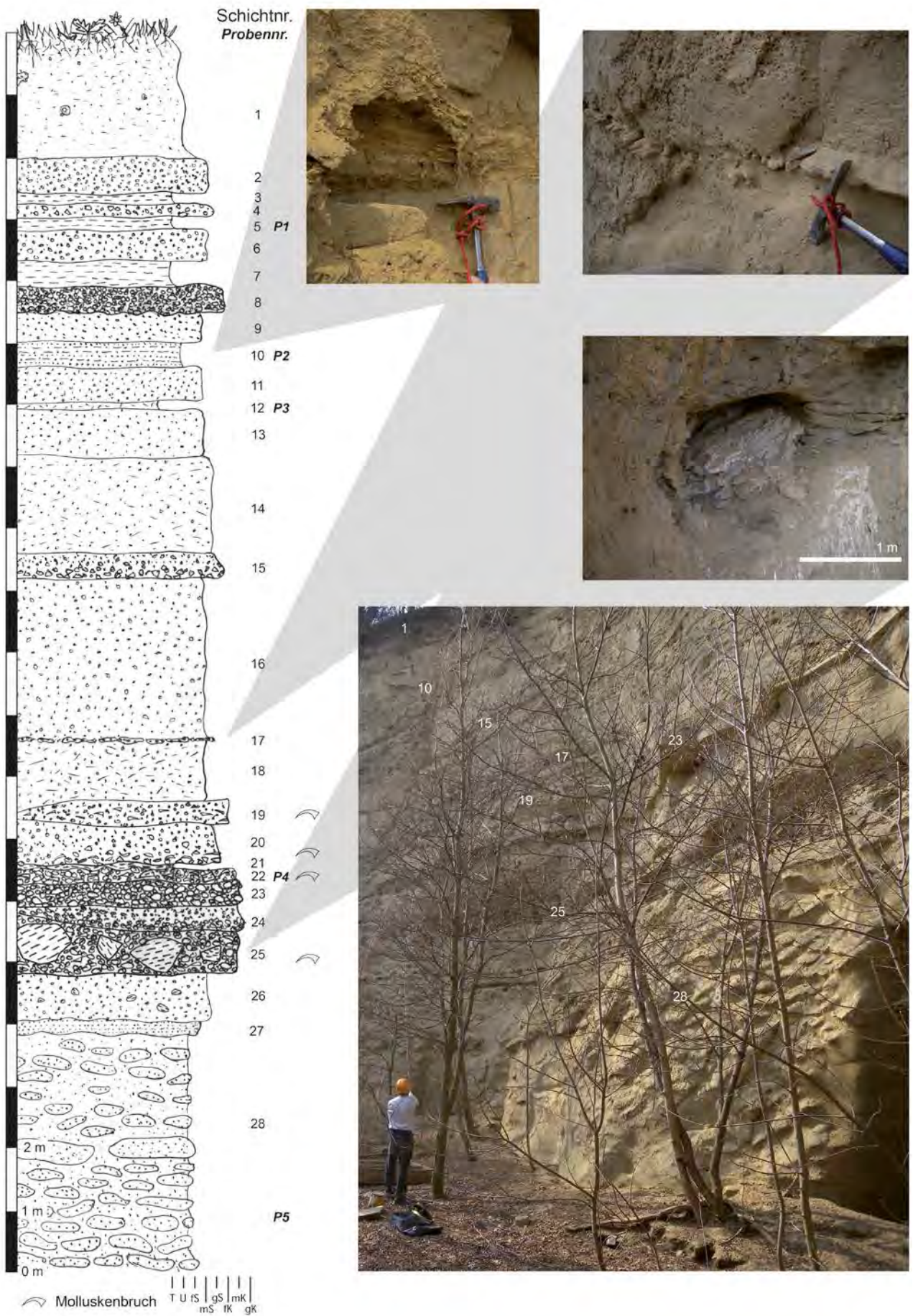


Abb. 3. Typusprofil der Traisen-Formation mit lithologischer Abfolge sowie Gesamtübersicht und Details prägnanter Schichtglieder.

Typusgebiet: Österreichische Karte 1:50.000, Blatt 56 St. Pölten, nordwestlicher Teil, nördliches Stadtgebiet von St. Pölten, Stadtteil Prater, nordwestlich der Straße Richtung Viehofen (Abb. 1, 2).

Typusprofil: UTM-Koordinaten R 0546433, H 5341074, südwestliche der beiden ehemaligen Sandgruben (Abb. 2, 3, Tab. 1).

Eine detaillierte Aufschlussbeschreibung ist Tabelle 1 zu entnehmen. Das Typusprofil ist im Hangenden von pleistozänem Löss überdeckt. Das Liegende ist nicht aufge-

schlossen. In den Typus- und Referenzprofilen sind keine klaren Tendenzen bei der Korngrößenverteilung zu erkennen. Im Typusprofil und den benachbarten Aufschlüssen sind keine Störungen mit Versätzen zu erkennen. Klufflächen sind nur in den tonigen Schichtgliedern sichtbar.

Vermutlich wurden die Sedimentpakete des Typusprofils in breiten und flachen Rinnenstrukturen im Bereich eines Deltahanges abgelagert. Da an der Typlokalität keine Schrägschichtungsstrukturen vorhanden sind, und die weitgespannten, horizontal gelagerten, erosiven Grenzflä-

Schicht	Mächtigkeit (cm)	Gestein	Farbe	Textur	weitere Merkmale
1	190	Silt bis Feinsand	beige	massig	mit Konkretionen, Lössschnecken
2	60	Mittel- bis Grobsandstein	beige	massig	
3	20	Ton	grau	eben laminiert	
4	20	Mittel- bis Grobsandstein	gelb	massig	schlecht gerundete Quarzkörner bis 5 mm, glimmerreich
5	20	Ton	grau	eben laminiert	
6	50	Mittel- bis Grobsand	gelb	massig	schwach verfestigt
7	40	Ton	grau	eben laminiert	
8	40	Grobsand bis Feinkies	gelb	massig	wellige Schichtunterseite, schwach verfestigt
9	50	Mittelsand	gelb	massig	wellige Schichtoberseite, schwach verfestigt
10	40	Silt bis Feinsand	gelb	eben laminiert	schwach verfestigt
11	60	Mittelsand	gelb	massig	schwach verfestigt
12	10	Tonstein	grau	massig	
13	70	Mittelsand	gelb	massig	sehr locker
14	160	Fein- bis Mittelsandstein	gelb/grau	massig	stark glimmerhaltig
15	40	Mittel- bis Grobsand	gelb	gradiert (fining upward)	schlecht gerundete Körner, alternierende Fein- und Mittelsandlagen beim Übergang zu Schicht 13, schwach verfestigt
16	260	Mittelsand	gelb/grau	massig	Quarzkörner bis 3 mm, schwach verfestigt
17	5	Mittelsandstein	grau	konkretionär	sehr hart
18	95	Mittelsand	grau	massig	glimmerhaltig, schwach verfestigt
19	40	Mittel- bis Grobsandstein	grau/braun	massig	mit Molluskenresten, keilt nach Süden aus, sehr hart
20	60	Mittel- bis Grobsand	grau	gradiert (fining upward)	mit Molluskenresten im unteren Teil (10 cm), mit schlecht gerundeten Quarzkörnern bis 5 mm, schwach verfestigt
21	5 bis 10	Tonstein	grau	zerbrochen	Tonklastenlage, teilweise auskeilend
22	20	Grobsand bis Feinkies	grau	massig	mit Molluskenresten und Tonklasten, schwach verfestigt
23	40	Grobsand bis Feinkies	gelb/grau	massig	schwach verfestigt
24	40	Grobsand bis Feinkies	grau	undeutlich gradiert oder schrägschichtet	Rinnenfüllung, schwach verfestigt
25	70	Grobsand bis Feinkies	grau	massig bis geschichtet	mit Tonklasten bis ca. 1 m Durchmesser, Molluskenreste, schwach verfestigt
26	80	Grobsand bis Feinkies	gelb/grau	massig	Kiesel bis 3 cm, mit Tonklasten, schwach verfestigt
27	20	Feinsandstein	grau	eben laminiert	
28	380	Feinsand	grau	massig	mit Konkretionen bis 30 cm, im Mittelteil lagige Konkretionen bis 1,5 m und größer, schwach verfestigt

Tab. 1. Verzeichnis und Beschreibung der einzelnen Schichten des Typusprofils der Traisen-Formation. Schicht 1 besteht aus pleistozänem Löss, die Schichten 2 bis 28 gehören zur Traisen-Formation.

chen keine Rekonstruktion einer Rinnengeometrie im Aufschluss zulassen, kann auch die Schüttungsrichtung des Materials auf diese Weise nicht geklärt werden.

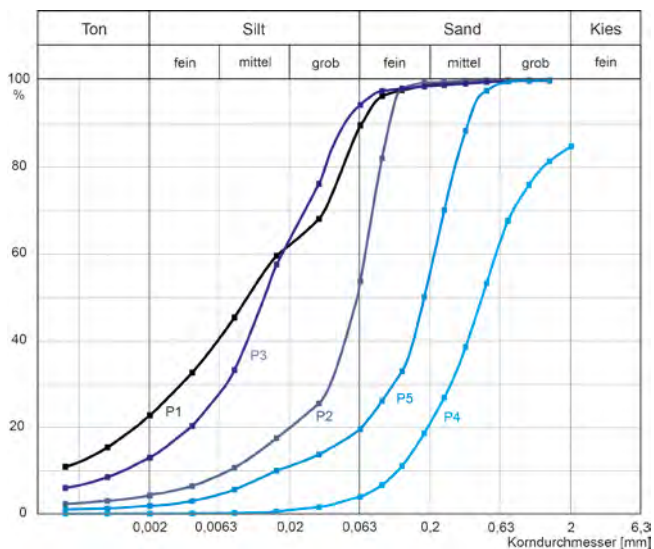


Abb. 4. Kornsummenkurven der im Typusprofil der Traisens-Formation entnommenen Proben. Die Sedimente sind als schlecht bis extrem schlecht sortierter tonig-sandiger Silt bis Sandsilt (P1–3), oder schlecht bis sehr schlecht sortierter siltyger Sand bis kiesiger Sand (P4, 5) zu benennen.



Abb. 5. (Grenz-)Referenzprofil bei Witzendorf westlich von St. Pölten. Klappspaten dient als Maßstab (ca. 50 cm).

Referenzprofile

Grenz-Stratotypus

Im Jahr 1998 war im Rahmen des Ausbaues der Westbahn (ÖBB) westlich von St. Pölten bei Witzendorf (UTM-Koordinaten R 0543310, H 5340160) die Grenze zwischen „Jüngerem Schlier“ (*Robulus*-Schlier) und Traisens-Formation über längere Distanz temporär aufgeschlossen. In Abbildung 5 ist die Grenzfläche deutlich durch die unterschiedliche Färbung der beiden Einheiten gekennzeichnet. Der höhere Feuchtigkeitsgehalt des „Jüngerem Schliers“ lässt ihn dunkler erscheinen, auch sind die einzelnen Schichten der Traisens-Formation deutlich weniger mächtig. Leider ist der ehemals wohl vorhandene Gehalt an kalkigen Mikrofossilien der Traisens-Formation und an dieser Stelle auch des „Jüngerem Schliers“ inzwischen weggelöst, so dass beide Einheiten ähnliche Zusammensetzungen von kieseligen Mikrofossilien aufweisen (wenige Schwammnadeln und Rhaxen). Die Schichten fallen mit ca. 15° nach Südwesten ein, wobei eine geringe Winkel- (Erosions-) Diskordanz zwar im Gelände beobachtbar, aber kaum messbar ist. Die Proben wurden jeweils 1 m ober- und un-



Abb. 6. Temporärer Aufschluss der sandigen Fazies der Traisens-Formation bei Kapellen. A: „Slumping“-Strukturen und zerbrochene Schollen im unteren Teil des Aufschlusses werden diskordant von eben liegenden Schichten überlagert. Rotbraun gefärbter Löss deckt die Sande und Konglomerate ab. B: Konglomeratische und zerbrochene tonige Partien innerhalb einer „Slumping“-Struktur. C: Charakteristische kugelige Konkretionen aus dem Sand (bzw. Sandstein) der Traisens-Formation.

terhalb der Grenzfläche entnommen. Proben der Traisen-Formation unterscheiden sich von denen des „Jüngeren Schliers“ durch etwas geringere Quarz- und Albitgehalte sowie etwas höhere Schichtsilikatanteile. Bei den Tonmineralen fällt ein gegenüber dem *Robulus*-Schlier höherer Gehalt an Kaolinit in der Traisen-Formation auf, der auf die zunehmende Verlandung hinweist. Die tonigen Lagen der Traisen-Formation enthalten 56–72 % Schichtsilikate, 22–24 % Quarz und 2–10 % Feldspäte. Durch die allgemeine Entkalkung in diesem Gebiet eignet sich die Lokalität bei Witzendorf nur sehr bedingt als Grenzstratotypus. Da es sich aber um den einzig bekannten Oberflächenaufschluss handelt, der die Grenze „Jüngerer Schlier“/Traisen-Formation enthält, wird er hier als Referenzprofil aufgeführt.

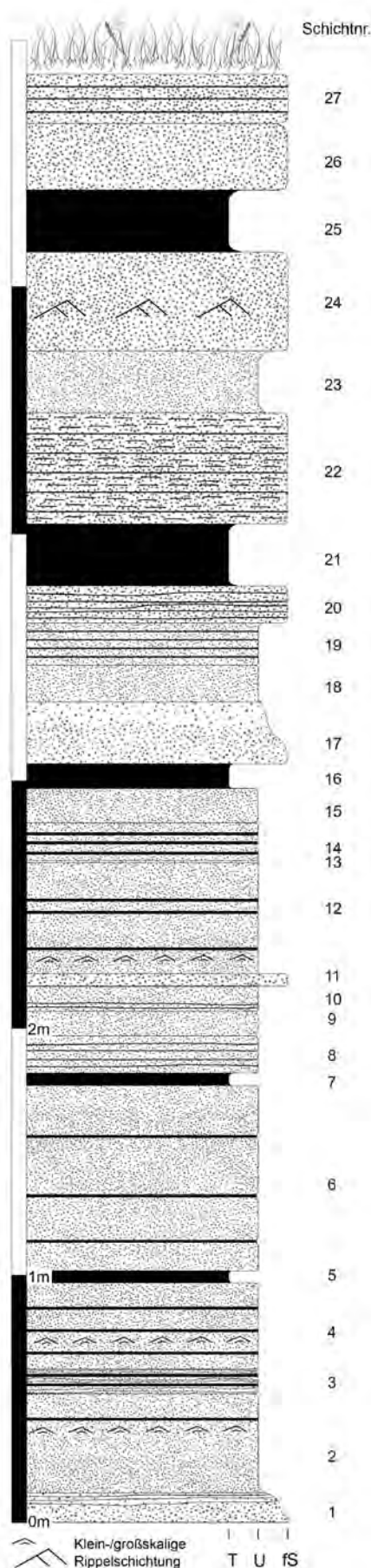
Sand(stein)-dominierte Fazies bei Grunddorf

Gelegentliche temporäre Aufschlüsse geben auch detailliert Auskunft über synsedimentäre Prozesse inner-

halb der Traisen-Formation. So zeigt die inzwischen nicht mehr zugängliche Baugrube bei Grunddorf (UTM-Koordinaten R 0560990, H 5346160; Abb. 1, 6) deutliche interne Rutschungsstrukturen (slumping) mit teilweiser Auflösung des ursprünglichen Schichtverbandes, der wiederum selbst erodiert, und von nur gering einfallenden ebenen Schichten überlagert wird (Abb. 6A, eine detaillierte Profilbeschreibung ist bei POSCH-TRÖZMÜLLER et al., 2009 zu finden). Diese Strukturen zeigen deutlich das Vorhandensein eines Paläoreliefs oder zumindest die für ein Abrutschen der nur teilverfestigten Sedimente nötige Hangneigung an. Wie im Typusprofil treten auch hier konglomeratische Lagen mit quarzitisches und kristallinen Geröllen auf (Abb. 6B). Die charakteristischen kugeligen Konkretionen aus den Sandsteinen der Traisen-Formation (Abb. 6C) sind begehrte Objekte bei der Gartengestaltung im Bereich des Vorkommens der Traisen-Formation geworden.

Schicht	Mächtigkeit (cm)	Gestein	Farbe	Textur	weitere Merkmale
27	20	Tonstein/Sandstein	grau	eben laminiert	Wechselagerung, blättrig
26	27	Feinsandstein	beige	massig	
25	25	Tonstein	grau	eben laminiert	blättrig
24	40	Feinsandstein	beige	massig	mit Rippelschichtung (dm-Bereich)
23	25	Silt	grau	eben laminiert	mehrere Schichten (3–5 cm) mit Tonbelag auf Schichtflächen
22	50	Feinsandstein	beige	eben laminiert	mit Tonschichten (cm)
21	25	Tonstein	grau	eben laminiert	mit Feinsandlagen (mm)
20	15	Siltstein	braun	eben laminiert	
19	17	Siltstein	beige	eben laminiert	mehrere Schichten (3–5 cm) mit Tonbelag auf Schichtflächen
18	15	Siltstein	beige	massig	
17	25	Feinsandstein bis Siltstein	beige	gradiert (fining upward)	Siltstein blättrig (5 cm)
16	10	Tonstein	grau	eben laminiert	blättrig
15	14	Siltstein	beige	massig	
14	13	Tonstein/Siltstein	beige	eben laminiert	Wechselagerung im cm-Bereich
13	1	Siltstein	grau	eben laminiert	inkohlte Pflanzenreste
12	45	Siltstein	grau	eben laminiert	mehrere Schichten (5–15 cm) mit Tonschichten (mm), basal mit Rippelschichtung oder Entwässerungsstrukturen
11	5	Feinsandstein	braun	massig	glimmerreich
10	10	Siltstein	beige	massig	basale 3 cm mit eben laminiertes Tonschicht (1 mm)
9	10	Siltstein	beige	eben laminiert	mit einzelner Tonschicht (1 cm)
8	15	Siltstein	beige	massig	basale 3 cm mit eben laminierten Tonschichten (mm)
7	5	Tonstein	grau	eben laminiert	blättrig, mit Siltsteinschicht (1 cm)
6	75	Siltstein	grau	eben laminiert	mit mm–cm Tonschichten
5	5	Tonstein/Siltstein	beige	eben laminiert	Wechselagerung im cm-Bereich
4	35	Siltstein	beige	eben laminiert	mehrere Schichten (5–20 cm), durch Tonschichten getrennt (1 cm), vereinzelt Rippelschichtung
3	10	Tonstein/Siltstein	grau	eben laminiert	Wechselagerung im cm-Bereich, blättrig
2	40	Siltstein	grau	massig	mehrere Schichten (3–5 cm) mit einzelner Tonschicht (1 cm), selten Rippeln und inkohlte Pflanzenreste
1	12	Feinsandstein bis Siltstein	beige	gradiert (fining upward)	

Tab. 2. Verzeichnis und Beschreibung der einzelnen Schichten des Referenzprofils der überwiegend tonig-siltigen Fazies der Traisen-Formation bei Rassing.



Ton/Siltstein-dominierte Fazies bei Rassing

Am südlichen Ortsausgang von Rassing ist östlich der Straße nach Rapoltendorf ein knapp 6 m mächtiges Profil der Traisen-Formation in überwiegend siltig-toniger Fazies aufgeschlossen (UTM-Koordinaten R 0556835, H 5343886). Eine detaillierte Aufschlussbeschreibung ist Tabelle 2 zu entnehmen. Hangende und liegende Einheiten sind nicht aufgeschlossen. Abbildung 7 zeigt deutlich die stark überwiegend eben laminierten, zum Teil blättrigen Ton- und Siltsteine. Wenige Bereiche im oberen und unteren Teil des Profils zeigen Rippelschichtung, zwei Schichten im unteren und mittleren Bereich weisen eine normal gradierte Textur auf (Kornverfeinerung). Alle Sedimentstrukturen weisen auf die relativ geringe Wasserenergie, etwa im Vergleich zum Typusprofil, hin. Möglicherweise handelt es sich um Zwischenrinnenbereiche oberhalb der Sturmwellenbasis (Deltahang, Prodeltabereich). Auch hier sind die Sedimente entkalkt. Makrofossilien wurden nicht gefunden, jedoch treten in einem sehr viel kleineren Aufschluss in geringer Entfernung in einer grobklastischen Bank Mollusken auf (MANDIĆ & ČORIĆ, 2007, siehe unten).

Abgrenzung gegenüber benachbarten lithostratigraphischen Einheiten

Die Grenze zwischen dem liegenden „Jüngeren Schlier“ (*Robulus*-Schlier, unteres Ottnangium, WESSELY et al., 2006) und der Traisen-Formation ist bzw. war nur an der oben genannten Stelle bei Witzendorf aufgeschlossen. Während hier die Grenze als Winkeldiskordanz entwickelt ist, beschreibt VETTERS (1924) den Übergang als „ganz allmählich“ mit „mächtigen Einschaltungen typischer Schliermergel“. Diese aus unserer Sicht unzutreffende Beschreibung dürfte aufgrund der schon damals unzureichenden Aufschlussverhältnisse zustande gekommen sein.

In den meisten Gebieten südlich der Donau bildet die Traisen-Formation die jüngsten neogenen Ablagerungen. Nur im Bereich der „Kremser Bucht“ erfolgte nach einer Diskordanz die Sedimentation des Hollenburg-Karlstetten-Konglomerats im unteren Badenium (GRILL, 1957; WESSELY et al., 2006). Schwierig ist die Abgrenzung von pleistozänem Löss, da sich insbesondere die verwitterten Feinsande der Traisen-Formation kaum von solifluidal überprägtem Lösslehm unterscheiden lassen. Nördlich des Wagram setzen sich laut WESSELY et al. (2006) die Ablagerungen im Untergrund fort und werden hier von der Laa-Formation (marine, gebankte Tonmergel mit Sandsteineinschaltungen, Karpatium) überlagert.

Bio- und Chronostratigraphie

Die Traisen-Formation ist weitgehend frei von kalkigen Fossilien, auch Mikro- und Nannofossilien. Nur an wenigen Lokalitäten wurden Molluskenreste gefunden. Die Fossilien sind, falls überhaupt vorhanden, in grobsandigen oder konglomeratischen Lagen zu finden, so auch im beschriebenen Typusprofil. Neben den wenigen Molluskenresten wurden noch Fischreste und vor allem Pflanzenhäcksel gefunden.

BITTNER (1896) beschreibt *Cardien*, *Congerien* und *Melanopsis* aus dem Typusgebiet von St. Pölten und schon ČŽŽEK (1853) führt meist zerstörte Reste von *Melanopsis martyniana* und *Venus gregaria* aus dem Steilhang am Prater an. Die bei Rassing (ÖK56 St. Pölten) gefundenen Mollusken (MANDIĆ & ČORIĆ, 2007) bestätigen die Einstufung der Traisen-Formation ins obere Ottnangium. Folgende Arten wurden bestimmt: *Limnopageta moravica* (RZEHAČ, 1893), *Limnopageta* cf. *bavarica* (AMMON, 1888), *Limnopageta* aff. *ammoni* (RZEHAČ, 1893), *Limnopageta* cf. *ammoni* (RZEHAČ, 1893), *Rzehakia partschi* (GÜMBEL, 1859), *Rzehakia socialis* (RZEHAČ, 1882), *Mytilopsis subclaviformis* (RZEHAČ, 1893), *Mytilopsis* cf. *amygdaloides* (DUNKER, 1848), *Mytilopsis nucleolus* (RZEHAČ, 1883), *Melanopsis impressa* KRAUSS, 1852.

Aufgrund ähnlicher Molluskenassoziationen wurden (und werden) die Sedimente der Traisen-Formation mit den *Oncophora*-Schichten des westlichen Oberösterreichs und Niederbayerns verglichen und ins obere Ottnangium gestellt (SCHNABEL et al., 2002). Die chronostratigraphische Einstufung der Traisen-Formation erfolgt also aufgrund extrem seltener, aber äquivalenter Molluskenassoziationen in benachbarten Sedimentationsräumen in Oberösterreich und Bayern, sowie der Abgrenzung von genauer datierbaren Schichten im Liegenden und Hangenden. Nach GRADSTEIN et al. (2012) beinhaltet das gesamte Ottnangium den Zeitraum von 17,3 bis 18,2 Ma. Die Ablagerung der Traisen-Forma-

Abb. 7. Überwiegend tonig-siltige Fazies der Traisen-Formation. Referenzprofil bei Rassing.

tion erfolgte daher im jüngeren Anteil dieses Zeitfensters (oberes Otnangium). Geochronologisches Alter: Frühes Miozän (spätes Burdigalium).

Bemerkungen

Die „Eisenschüssigen Tone und Sande“ der Roseldorf-Zone sind der Traisen-Formation lithologisch ähnlich, enthalten aber limonitische Konkretionen. Sie können mit den in den zahlreichen Erdölbohrungen der OMV-AG im nördlichen Weinviertel angetroffenen Sedimenten korreliert werden, die von ANIWANDTER et al. (1990) und HAMILTON (1997) ebenfalls als *Oncophora*-Schichten bezeichnet werden. Ohne eine umfassende Neubearbeitung ist aber eine direkte Parallelisierung der „Eisenschüssigen Sande und Tone“ mit der Traisen-Formation nicht möglich, eine zukünftige Zuordnung zur Traisen-Formation kann jedoch nicht ausgeschlossen werden. Die sogenannten *Oncophora*-Schichten des nördlichen Weinviertels werden im Gegensatz zur Traisen-Formation jedoch als vollmarine, turbiditische Ablagerungen interpretiert (Wechsellaagerung von Feinsandsteinen und laminierten Tonsteinen mit „graded“ und „convolute bedding“, unvollständige Bouma-Zyklen, Vorkommen hochmariner Faunenelemente, HAMILTON, 1997). Ihre Gesteine sind teilweise Gasführend (BRIX et al., 1977). Dieser marinen Tiefwasserinterpretation steht das Konzept des „Rzehakia-Lake System“ von HARZAUSER & MANDIC (2008) entgegen. Dieses Konzept geht von drei isolierten Seen in der bayerischen Molasse und der karpatischen Vortiefe aus. Hierin werden die niederösterreichischen Ablagerungen der Traisen-Formation mit denen aus Mähren zu einem See vereint. Diese paläogeographische Verbreitung der Seesedimente wurde in sehr ähnlicher Form schon von PAPP et al. (1973) publiziert.

Generell wird ein brackisches (oligohalines) bis ausgesüßtes Milieu für den Ablagerungsraum der Traisen-Formation und alle anderen zeitgleich in der westlichen und zentrale Paratethys abgelagerten Schichten angenommen, welches durch die gefundenen Mollusken bestätigt wird (PAPP et al., 1973).

Dietersdorf-Formation

Conglomerate des Tullner Beckens, teilweise (HAUER, 1858).

Sotzka-Conglomerat, teilweise (STUR, 1892, 1894; PAUL & BITTNER, 1894).

Buchbergconglomerat des Eichbergzuges (ABEL, 1903).

Konglomerat vom Eichberg und Einsiedelberg (VETTERS, 1924).

Eichberg-Konglomerat (GÖTZINGER et al., 1954; KUEHN et al., 1962; FUCHS & GRILL, 1984; SCHNABEL et al., 2002; PILLER et al., 2004; WESSELY et al., 2006; GEBHARDT et al., 2008; GEBHARDT, 2011a, b).

Name

Die Benennung der Dietersdorf-Formation erfolgte nach dem westlich von Sieghartskirchen gelegenen Dietersdorf am Eichberg. Weil die Bezeichnung Eichberg in Österreich sehr häufig ist (61 Nennungen in BEV, 2012) und zudem in Süddeutschland bereits eine Eichberg-Formation definiert ist (Verwechslungsgefahr), wurde bei der Benennung dem Begriff Dietersdorf-Formation der Vorzug gegeben.



Abb. 8. Aufschlussituation der Typlokalität für die Eichberg-Formation (Luftbild von Google Maps) südwestlich von Dietersdorf. A: Typusprofil (NO). B: Referenzprofil (W). C: nördliche Steinbruchwand (siehe Abb. 6A).

Beschreibung

Die charakteristische Ausbildung der Dietersdorf-Formation ist durch grobe Korngrößen, d.h. Grobsand, Konglomerate, Steine und Blöcke, z.T. mit Einzelkomponenten > 1 m Durchmesser, gekennzeichnet. Stark untergeordnet kommen auch Feinklastika (Fein-, Mittelsandsteine bis Pelite) vor. In der Landschaft treten die Gesteine der Dietersdorf-Formation meistens als Härtinge hervor und bilden deutliche morphologische Rücken, welche die einzelnen Konglomeratpakete repräsentieren. An der Geländeoberfläche sind dann meist herausgewitterte Einzelkomponenten (Gerölle) von mehreren cm bis wenigen dm Durchmesser zu finden. Im Aufschluss nehmen die ursprünglich grauen Sandsteine und Konglomerate durch Verwitterungsprozesse (Oxidation) gelbliche Farbtöne an. Die Mächtigkeiten schwanken stark. Je nach paläogeographischer Position im Ablagerungssystem der Pixendorf-Gruppe reichen sie von wenigen Metern bis zu errechneten 380 m am Eichberg, wo die größte Ausbissbreite kartiert wurde. Die an der Typlokalität am Eichberg gut aufgeschlossenen Faziestypen werden in der Folge stellvertretend für das gesamte Verbreitungsgebiet der Dietersdorf-Formation beschrieben.

1. **Grobkonglomerate** mit Steinen und Blöcken mit Komponentengrößen bis ca. 50 cm, in Einzelfällen auch größer. Die fein- bis grobsandige oder kiesige Matrix ist häufig kieselig zementiert. Die Komponenten sind kantengerundet bis gerundet. An Komponenten wurden gefunden: Flyschsandstein (stark dominierend), kalkalpine Gesteine (insbesondere bunte Jurakalke, Dolomite, dunkle Mikritkalke) und pelitische Intraklasten. Quarz- und Kristallinkomponenten wurden am Eichberg nicht beobachtet, können

jedoch in anderen Vorkommen in geringen Mengen vorhanden sein. Das Gefüge ist massig, größtenteils komponentengestützt, meist ohne erkennbare Gradierung, verein-

zelt ist inverse Gradierung zu erkennen, teilweise besteht eine diffuse horizontale Schichtung. Vereinzelt Entwässerungsstrukturen (water escape pipes) vervollständigen die

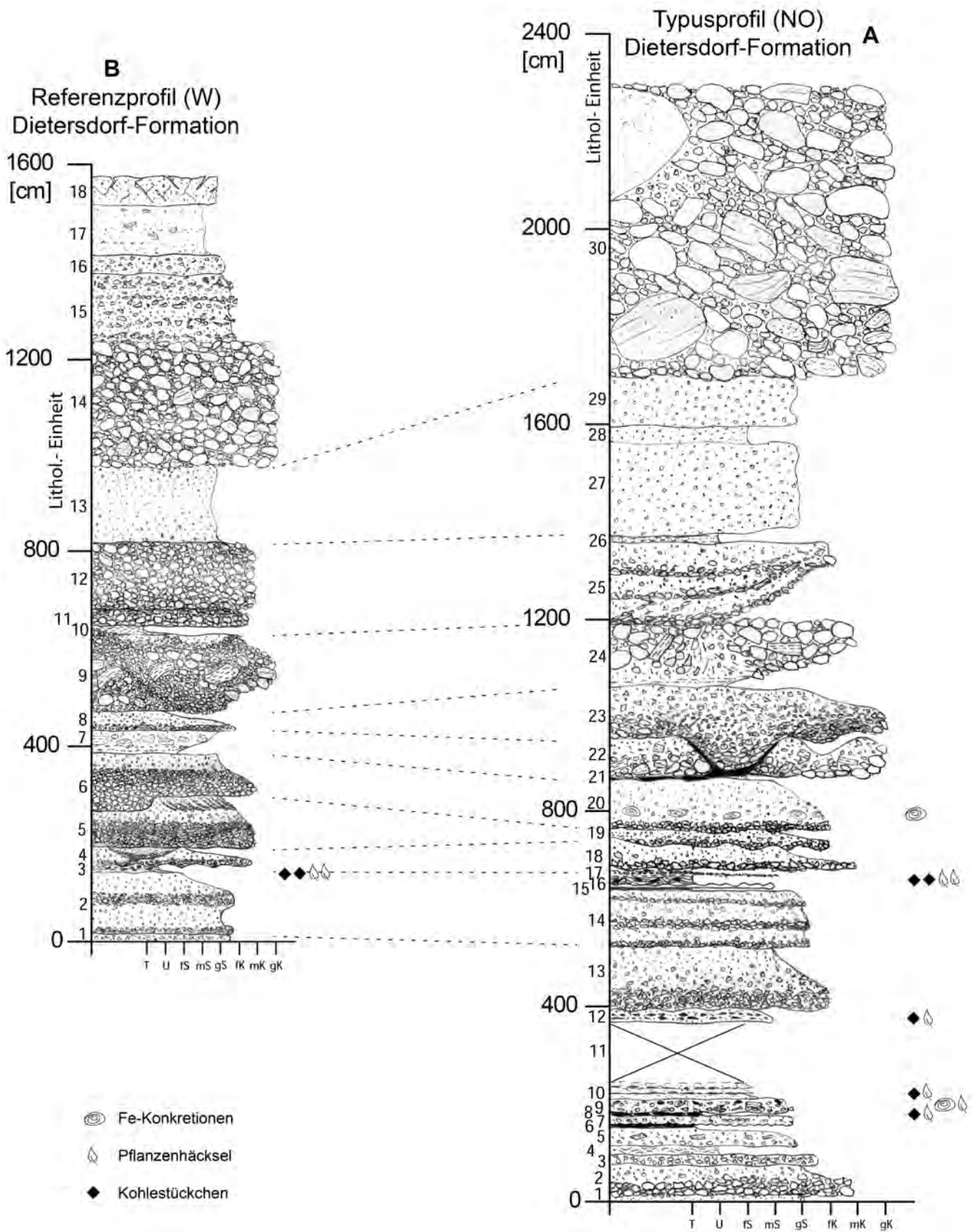


Abb. 9. Typusprofil und Referenzprofil der Dietersdorf-Formation mit lithologischer Abfolge. A: Typusprofil (NO). B: Referenzprofil (W).

Schicht	Mächtigkeit (cm)	Gestein	Farbe	Textur	weitere Merkmale
1	10	Grobsandstein	grau	massig	gelblich verwitternd
2	60	brekziöser Grobsandstein bis Mittelkonglomerat	grau	gradiert (fining upward)	gelblich verwitternd
3	30	brekziöser Grobsandstein bis Feinkonglomerat	grau	massig	gelblich verwitternd
4	10	Siltstein, feinsandig	schwarz-grau	unruhig laminiert	
5	40	Mittel- bis Grobsandstein	grau	massig	gelblich verwitternd, gröber im unteren und mittleren Teil, mit Pelitklasten im oberen Teil
6	3	Pelit	dunkelgrau bis schwarz	massig	wellige Oberseite
7	25	Mittel- bis Grobsandstein	grau	massig	gelblich verwitternd, Kies führend
8	0–2	kohlige Pflanzenhechsel	grau		
9	30	Mittel- bis Grobsandstein, tw. brekziöses Feinkonglomerat	grau	massig	gelblich verwitternd, Pelitklasten, umgelagerte Eisenkonkretionen und Pflanzenhechsel im oberen Teil
10	30	Siltstein, feinsandig und Mittelsandstein	grau	eben geschichtet	Wechselagerung, mit kohligen Pflanzenhechsellagen
11	130	nicht aufgeschlossen	/	/	/
12	20	Fein- bis Mittelsandstein	grau	eben geschichtet	gelblich verwitternd, mit 4 kohligen Pflanzenhechsellagen mit je ca. 0,5 cm Dicke
13	130	Mittelsandstein bis Feinkonglomerat	grau	gradiert (fining upward)	gelblich verwitternd
14	120	Mittelsandstein bis Feinkonglomerat	grau	gradiert (fining upward)	gelblich verwitternd, 3 Zyklen
15	1–2	Pelit	grau	massig	
16	5–10	Mittelsandstein	grau	massig	gelblich verwitternd, wellige Oberseite
17	24–32	Pelit	grau	laminiert	untere Hälfte konvolut mit Kohle (bis 20 cm) und Pflanzenhechseln, obere Hälfte eben laminiert mit 3 Sandsteinbändern und Kohlestückchen
18	50	Mittelsandstein bis Mittelkonglomerat	grau	gradiert (fining upward)	gelblich verwitternd
19	10–30	Mittelsand bis brekziöses Feinkonglomerat	grau	gradiert (fining upward)	gelblich verwitternd, erosive Basis
20	100	Mittelsandstein bis brekziöses Feinkonglomerat	grau	gradiert (fining upward)	gelblich verwitternd, mit Eisenkonkretionen
21	1–5	Pelit, siltig, feinsandig	dunkelgrau	massig	teilweise in Schicht 22 eingequetscht oder vollständig ausgequetscht
22	80	Grobsandstein bis brekziöses Grobkonglomerat	grau	gradiert (fining upward)	gelblich verwitternd, Pelitklasten bis 20 cm im unteren Teil, Schicht wird tw. von lokalen Erosionsrinnen unterbrochen
23	35–100	Grobsandstein bis Grobkonglomerat	grau	gradiert (fining upward)	gelblich verwitternd, Feinkonglomerat brekziös, mit tw. sehr steiler erosiver Basis (formt Erosionsrinne)
24	60–140	Konglomerat	grau	tw. ungekehrt gradiert (coarsening upward)	gelblich verwitternd, weitgehend komponentengestützt, matrixreich, Entwässerungsstrukturen, Basis lokal pelitisch bis feinsandig, Komponenten sehr schlecht sortiert (Flysch bis 50 cm, kalkalpin, Pelitklasten bis 50 cm, frei von Quarzkieseln)
25	30–160	Mittelsandstein bis Feinkonglomerat	grau	tw. gradiert (fining upward)	gelblich verwitternd, nach SW in 3 Schichten aufspaltend, im NO mit Pelitklasten bis 40 cm und Geröllen bis 5 cm
26	12	Pelit, Sand	grau	eben geschichtet	Wechselagerung, Schichtdicken variabel
27	100–200	Mittel- bis Grobsandstein	grau	massig	gelblich verwitternd
28	20–30	Feinsandstein	grau	massig	gelblich verwitternd
29	100	Mittel- bis Grobsandstein	grau	massig	gelblich verwitternd
30	200–600	Grobkonglomerat	grau	massig	gelblich verwitternd, Komponenten häufig größer als 50 cm, kantengerundet bis mäßig gerundet, selten gut gerundet

Tab. 3.
Verzeichnis und Beschreibung der einzelnen Schichten des Typusprofils (Profil N0) der Dietersdorf-Formation.



Abb. 10.
 A: Nördlich Steinbruchwand (Gesamtübersicht), Nummerierung der Schichten entsprechend dem Typusprofil (NO, Abb. 7A). B: Details prägnanter Schichtglieder im Referenzprofil (W), Nummerierung der Schichten wie in Tabelle 3 und entsprechend dem Typusprofil in Klammern. Fotos: Reinhard Roetzel.

Liste der Sedimentstrukturen. Die Sedimentkörper weisen stark schwankende Mächtigkeiten auf, keilen teilweise auf wenige Meter Distanz aus und können somit als Rinnenfüllungen interpretiert werden.

2. Mittelsandstein bis Mittelkonglomerat. Feinkonglomerate treten am häufigsten auf und sind meist brekziös (größtenteils eckige Komponenten) ausgebildet. An Komponenten kommen Quarz und Gesteinsbruchstücke vor. Sedimentstrukturen bestehen im Regelfall aus normaler Gradierung, vereinzelt tritt trogförmige Schrägschichtung mit grobkörnigen „bottomsets“ auf, Erosionsrinnen (cut-and-fill structures) sind häufig und vereinzelt Rippel (wellige Schichtoberseiten) komplettieren das Spektrum. Einige Schichten führen limonitische Konkretionen. Die

Mächtigkeiten der einzelnen, rinnenförmigen Sedimentkörper schwankt stark, oftmals keilen sie auf wenige Meter Distanz aus.

3. Feinkörnige Anteile. Ton, Schluff und Feinsand treten nur sehr untergeordnet und geringmächtig (mit wenigen Zentimeter Mächtigkeit) auf. Diese Schichten enthalten Pflanzenhäcksel und inkohlte Holzreste bis mehrere dm Größe. An Sedimentstrukturen wurde ebene Lamination, teilweise auch massiges Gefüge (durch Bioturbation?) und Belastungsspuren (flame structures, mud injections) beobachtet.

Die Dietersdorf-Formation ist großräumig in dem der „autochthonen Molasse“ zugerechneten Gebiet südlich des Tullner Felds verbreitet. Dieses Gebiet reicht von östlich

Schicht	Mächtigkeit (cm)	Gestein	Farbe	Textur	weitere Merkmale	Entsprechende Schicht im Typus-Profil
1	> 20	Grobsand bis brekziöses Feinkonglomerat	grau	massig	gelblich verwitternd	13
2	120	Feinsandstein bis brekziöses Feinkonglomerat	grau	horizontal geschichtet	gelblich verwitternd, wellige Unterseite, Pelitklasten an Basis, zwei grob-fein Wechsel ohne deutliche Fugen	14
3	3–20	Pelit, feinsandig	grau	laminiert	mit Kohlestücken und Pflanzenhechseln, wellige Oberseite durch Belastungsmarken	17
4	0–35	Mittelsandstein bis brekziöses Mittelkonglomerat, Mittelsandstein bis brekziöses Feinkonglomerat	grau	gradiert (fining upward)	gelblich verwitternd, Rinnenfüllung ca. 3 m lateral, Belastungswülste an Basis, darin eingeschnittene weitere (feinkörnigere) Rinnenfüllung (0–10 cm)	18
5	90	Grobsandstein bis brekziöses Mittelkonglomerat	grau	gradiert (fining upward)	gelblich verwitternd, Pelitklasten an Basis, Schrägschichtungsblätter mit Mittelbrekzienkomponenten im oberen Teil	19
6	80–100	Grobsandstein bis brekziöses Mittelkonglomerat	grau	gradiert (fining upward)	gelblich verwitternd, bis zu 20 cm in Schicht 5 eingeschnitten	20
7	0–45	Mittel- bis Grobsandstein, Pelitklasten	grau	massig, Basis geschichtet	gelblich verwitternd	22
8	0–40	Grobsandstein bis brekziöses Feinkonglomerat	grau	gradiert (fining upward)	gelblich verwitternd, wellige Oberseite	23
9	40–160	Grobsandstein bis Grobkonglomerat	grau	tw. gradiert (fining upward)	gelblich verwitternd, komponentengestütztes Konglomerat and Basis, Pelitklasten im mittleren Bereich	24
10	5–20	Pelit	grau	laminiert	Basis feinsandig	
11	30	Fein- bis Mittelkonglomerat	grau	massig	gelblich verwitternd, Pelitklasten im oberen Bereich	
12	140	Mittelkonglomerat	grau	massig	komponentengestütztes Gefüge	25
13	160	Mittel- bis Grobsandstein	grau	massig	gelblich verwitternd	27–29
14	140–250	Grobkonglomerat	grau	massig	Komponentendurchmesser fast ausschließlich 5–20 cm	30
15	140	Grobsandstein bis brekziöses Feinkonglomerat	grau	horizontal geschichtet	mehrere grob-fein Wechsel ohne deutliche Fugen, brekziöse Feinkonglomerate mit Pelitklasten	
16	40	Grobsandstein bis brekziöses Feinkonglomerat	grau	massig	gelblich verwitternd	
17	100	Mittel- Grobsandstein	grau	horizontal geschichtet	gelblich verwitternd, gering verhärtet	
18	60	Mittel- Grobsandstein	grau	massig	stark verhärtet und zerklüftet	

Tab. 4. Verzeichnis und Beschreibung der einzelnen Schichten des Referenzprofils (Profil W) von der Typlokalität der Dietersdorf-Formation.

von Würmla im Westen bis südlich von Judenau im Osten (ca. 12 x 3 km, W–E x N–S). Die Gesteine sind eng mit der Traisen-Formation verzahnt, reichen aber nicht so weit nach Westen wie diese.

Grobkonglomerate und Steine (Faziestyp 1) werden als subaquatische Schuttströme (debris flows) interpretiert, die Sandsteine und Feinkonglomerate (Faziestyp 2) als Bodenfracht (bed load) und die feinkörnigen Anteile (Faziestyp 3) als Boden- und Suspensionsfracht. Möglicherweise ist die in vielen Sedimentpaketen beobachtete normale Gradierung auf grobkörnigere „bottomsets“ zurückzuführen, die aber im Aufschluss wegen des Fehlens klar erkennbarer Schrägschichtungsstrukturen nicht mehr als solche zu identifizieren sind. Genetisch wurde die Dietersdorf-Formation „als Schwemmkegel aus dem südlich benachbarten Flysch in die Flachsee der *Oncophora*-Sande (= Traisen-Formation)“ interpretiert (GÖTZINGER et al., 1954), als Deltafächer bei WESSELY et al. (2006) bzw. als „fan-delta“ bei SCHNABEL et al. (2002) und GEBHARDT et al. (2008).

Obwohl direkte Anzeichen für eine Sedimentation unter Wasserbedeckung am Eichberg fehlen (z.B. Körperfossilien, charakteristische Bioturbation), spricht das Vorherrschen von normaler Gradierung bei gleichzeitiger Anwesenheit inverser und komplexer Gradierungsmuster für eine Ablagerung unter weitgehend subaquatischen Bedingungen (NEMEC & STEEL, 1988 in READING & COLLINSON, 1996). Auch sind Auftauchanzeiger, wie Wurzelhorizonte oder Paläoböden, in Sedimenten der Dietersdorf-Formation bisher nicht gefunden worden. Die an synsedimentärer Erosion reiche Abfolge am Eichberg entspricht weitgehend der in einem „Gilbert-type fan delta“ (weitere Beispiele in READING & COLLINSON, 1996) mit geringen subaerischen Anteilen und vorherrschend subaquatischer, wegen der fehlenden Indikatoren wahrscheinlich nicht-marinen (möglicherweise brackischen) Sedimentation.

Die Kornverfeinerungszyklen der Sandsteine und brekziösen Feinkonglomerate am Eichberg stellen „channel fill“-Sequenzen dar, die von laufenden Verlagerungen der Rinnensysteme zeugen. Der Kornvergrößerungstrend der Gesamtfolge dürfte hingegen durch den sukzessiven Vorbau (zunehmend proximalere Fazies) des „fan-deltas“ entstanden sein. Auch könnte das Liefergebiet des Alpenkörpers durch die anhaltende Überschiebungstektonik sukzessive näher gerückt sein, zumindest deutlich näher als im Eggenburgium und wahrscheinlich auch näher als im unteren Ottnangium.

Profile

Im gesamten Verbreitungsgebiet der Dietersdorf-Formation sind keine permanent aufgeschlossenen Profile bekannt, in denen die Übergänge zu den unter- oder überlagernden Formationen bzw. Schichten aufgeschlossen sind (siehe auch Pixendorf-Gruppe). Am Eichberg bzw. bei Dietersdorf sind die Lagerungsverhältnisse im Liegenden gestört (Schuppengrenze), das Hangende ist durch die Talfüllung der Tulln verdeckt. Es werden hier jedoch die bei weitem größten Mächtigkeiten erreicht. Auch die hier günstige Aufschlussituation und die große Faziesvariabilität waren ausschlaggebend für die Wahl des Typusprofils. In vielen kleineren Aufschlüssen sind jedoch Übergänge zur zeitgleich abgelagerten Traisen-Formation zugänglich (Verlagerung der Rinnensysteme), insbesondere am Mitterberg.

Typusgebiet: Österreichische Karte 1:50.000, Blatt 39 Tulln, südlicher Teil, Südosthang des Eichbergs, am südlichen Ortsende von Dietersdorf (Abb. 8).

Typusprofil: UTM-Koordinaten R 0571364, H 5345538, ehemaliger Steinbruch, nordöstliche Steinbruchwand (GEBHARDT et al., 2008), Abb. 9A.

Eine detaillierte Aufschlussbeschreibung ist Tabelle 3 zu entnehmen. Unmittelbar an das Typusprofil grenzende Hangend- und Liegendschichten, die ebenfalls zur Dietersdorf-Formation gehören dürften, sind von pleistozänem Lehm, Sand und Verwitterungsschutt der Dietersdorf-Formation (meist Gerölle) verdeckt. Insgesamt sind in Typus- und Referenzprofil Kornvergrößerungstendenzen gegen hangend zu erkennen, die sich aus untergeordneten Kornverfeinerungszyklen entwickeln. In den Aufschlüssen sind keine auffallenden Störungen mit größeren Versätzen zu erkennen. Kluffflächen sind deutlich sichtbar.

Referenzprofil

In Ermangelung weiterer repräsentativer und permanenter Aufschlüsse im Verbreitungsgebiet und zur Darstellung der Faziesvariabilität wurde die westliche Steinbruchwand im selben Steinbruch als Referenzprofil ausgewählt (Abb. 9B). Eine detaillierte Aufschlussbeschreibung ist Tabelle 4 zu entnehmen. Das Referenzprofil befindet sich nur ca. 50 m westlich des Typusprofils, zeigt aber bereits erhebliche Faziesunterschiede. Trotz des Auskeilens einzelner Bänke lassen sich viele Schichten noch gut korrelieren. Abbildung 10 zeigt Sedimentstrukturen im Detail und den Bereich zwischen beiden Profilen (d.h. die nördliche Steinbruchwand). Mächtigkeitsänderungen und Auskeilen der Schichten sind deutlich zu erkennen.

Abgrenzung gegenüber benachbarten lithostratigraphischen Einheiten

Da die Sedimente der Dietersdorf-Formation entweder durch Störungen (teilweise Überschiebungen) begrenzt sind, oder sich mit der Traisen-Formation als zeitgleich abgelagertes, laterales Faziesäquivalent abwechseln, gelten die gleichen Verbreitungsgrenzen wie für die Traisen-Formation (siehe oben). Als Abgrenzungskriterium gegenüber der Traisen-Formation bei der flächigen Kartierung wird das Vorliegen von Grobkonglomerat-Paketen definiert, die im Gelände meist morphologisch hervortreten und in Verbindung mit ihren grobklastischen Begleitsedimenten eine Ausbissbreite von mindestens 10 m aufweisen.

Bio- und Chronostratigraphie

Da sämtliche Schichten im Steinbruch am Eichberg kalkfrei sind, wurden bisher auch keine kalkigen Makro-, Mikro- oder Nannofossilien gefunden. Eine Probe aus der Pflanzenreste führenden Schicht 17 des Typusprofils (Abb. 9A) enthielt sehr stark fragmentierte Angiospermen- und eventuell auch Gymnospermenreste, die aber so schlecht erhalten sind, dass Bestimmungen nicht möglich sind (Barbara MELLER, mündl. Mitt.). Außerdem war ein kleines Holzkohlenfragment vorhanden, das möglicherweise auf Waldbrände im Hinterland hindeutet. Aus dem sich durch die Kartierung ergebenden Verband (Verzahnung; GÖTZINGER, 1954; SCHNABEL et al., 2002; GEBHARDT, 2011a, b) mit der ebenfalls von kalkigen Mikrofossilien freien Traisen-Formation kann analog zu den Vorkommen der *Oncophora*-Schichten in Oberösterreich (RUPP et al., 2011) und Bayern auf ein oberottnangisches Alter geschlossen werden. Die Dietersdorf-Formation kann also nur aufgrund der strati-

graphischen Position dem oberen Otnangium zugeordnet werden (SCHNABEL et al., 2002). Geochronologisches Alter: Frühes Miozän (spätes Burdigalium).

Bemerkungen

Konglomerate mit einer Dominanz von Sandsteinkomponenten sind am Eichberg und am nördlich davon gelegenen Einsiedelberg schon durch HAUER (1858) und STUR (1892, 1894) bekannt. ABEL (1903) hält jedoch die liegenden Sandsteine im Steinbruch am Eichberg für Greifensteiner Sandstein (eozäner Flysch) und die Konglomeratlagen im Hangenden für Buchberg-Konglomerat (Eggenburgium, GEBHARDT et al., 2008). GÖTZINGER et al. (1954) berichten über das Vorherrschen von Flyschgeröllen im „Eichberg-Konglomerat“, zählen neben kalkalpinen aber auch kristalline Gerölle als untergeordnete Komponenten auf, ebenso FUCHS & GRILL (1984) und SCHNABEL et al. (2002). Kristalline Komponenten konnten am Eichberg jedoch bei Begehungen und Profilaufnahmen in jüngster Zeit nicht gefunden werden. Das Alter wird von GÖTZINGER et al. (1954) bereits als jünger als Buchberg-Konglomerat erkannt.

Aufgrund des gemeinsamen Vorkommens von zeitgleich in tonig-siltiger Fazies abgelagerten Schichten der Trai-

sen-Formation kann es zu lokal bedeutenden Rutschungen kommen. Obwohl an der Typlokalität am Eichberg die Traisen-Formation gegenüber der Dietersdorf-Formation nur untergeordnet vorkommt, kam es im Frühjahr 1939 infolge von „Regengüssen“ und der künstlichen Verlegung der Tulln zu großräumigen Hangabrutschungen am Nordostrand des Eichberges (REIDL, 1941), die noch heute im Luftbild und bei Geländebegehungen zu erkennen sind.

Dank

Reinhard ROETZEL und Christian RUPP (GBA) sei herzlich gedankt für die Unterstützung bei der Profilaufnahme, der geologischen Kartierung und für wichtige Hinweise bei der Manuskripterstellung. Ilka WÜNSCHE (GBA) half bei den Profilzeichnungen. Parvin AKRAMI und Julia RABEDER (GBA) führten die Korngrößenanalysen für das Typusprofil der Traisen-Formation durch Hubert HINTEREGGER (St. Pölten) unterstützte uns tatkräftig bei der Profilaufnahme (Abseilhilfe) in Prater/St. Pölten. Barbara MELLER (Universität Wien) sei für die Durchsicht der Pflanzenfossilien gedankt.

Literatur

ABEL, O. (1903): Studien in den Tertiärbildungen des Tullner Beckens. – Jb. Geol. R.-A., **53**, 91–140, Wien.

ADAMEK, J. (2003): The Miocene of the Carpathian Foredeep in southern Moravia, geologic development and lithostratigraphic classification. – Zpravy o geologických vyzkumech v roce, **2002**, 9–11, Praha (tschechisch mit englischer Zusammenfassung).

ANIWANDTER, A., BIMKA, J. & ZYCH, D. (1990): Facies development of Miocene formations in the southwestern part of the Carpathian foredeep and its oil and gas prospects. – In: MINARIKOVÁ, D. & LOBITZER, H. (Eds.): Thirty years of geological cooperation between Austria and Czechoslovakia. – 186–197, Ústřední ústav geologický–Geol. B.-A., Praha.

BEV – BUNDESAMT FÜR EICH- UND VERMESSUNGSWESEN (2012): AMap Fly 5.0 – Österreichische Karte 1:50.000 (ÖK50).

BITTNER, A. (1896): Ueber das Auftreten von Oncophora-Schichten bei Sct. Pölten und Traismauer in Niederösterreich. – Verh. Geol. R.-A., **1896**, 323–325, Wien.

BRIX, F., KRÖLL, A. & WESSELY, G. (1977): Die Molassezone und deren Untergrund in Niederösterreich. – Erdöl-Erdgas Zeitschrift, **93**, 12–35, Hamburg.

ČZŽEK, J. (1853): Geologische Zusammensetzung der Berge bei Mölk, Mautern und St. Pölten in Niederösterreich. – Jb. Geol. R.-A., **4**, 264–283, Wien.

FUCHS, W. & GRILL, R. (1984): Geologische Karte von Wien und Umgebung 1:200.000. – Geol. B.-A., Wien.

GEBHARDT, H. (2011a): Bericht 2009 über geologische Aufnahmen im Tertiär auf Blatt 39 Tulln. – Jb. Geol. B.-A., **151**, 94–96, Wien.

GEBHARDT, H. (2011b): Bericht 2010 über geologische Aufnahmen im Tertiär auf Blatt 39 Tulln. – Jb. Geol. B.-A., **151**, 96–99, Wien.

GEBHARDT, H., KRENMAYR, H.-G., ČORIĆ, S. & ROETZEL, R. (2008): Grobklastika in der allochthonen Vorlandmolasse am Ostende der Alpen. Exkursionsführer Pangeo 2008. – J. Alp. Geol., **49**, 137–154, Wien.

GÖTZINGER, G., GRILL, R., KÜPPER, H., LICHTENBERGER, E. & ROSENBERG, G. (1954): Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Wien. – 138 S., Geol. B.-A., Wien.

GRADSTEIN, F.M., OGG, J.G., SCHMITZ, M.D. & OGG, G.M. (2012): The geological time scale 2012. – 1144 S., Amsterdam.

GRILL, R. (1957): Die stratigraphische Stellung des Hollenburg-Karlstettener Konglomerats (Niederösterreich). – Verh. Geol. B.-A., **1957**, 113–120, Wien.

HAMILTON, W. (1997): Die Oncophoraschichten im Bereich Altpreau – Wildendürnbach und ihre Entstehung. – ÖGG Exkursionsführer, **17** (Das Land um Laa an der Thaya), 97–98, Wien.

HARZHAUSER, M. & MANDIĆ, O. (2008): Neogene lake systems of Central and South-Eastern Europe: Faunal diversity, gradients and interrelations. – Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., **260**, 417–434, Amsterdam.

HAUER, F. (1858): Ueber die Eocengebilde im Erzherzogthume Oesterreich und in Salzburg. – Jb. Geol. R.-A., **9**, 103–137, Wien.

KRHOVSKY, J., RÖGL, F. & HAMRSMID, B. (2001): Stratigraphic correlation of the Late Eocene to Early Miocene of the Waschberg Unit (Lower Austria) with the Zdanice and Pouzdrany Units (South Moravia). – In: PILLER, W.E. & RASSER, M.W. (Eds.): Paleogene of the Eastern Alps. – Schriftenreihe der Erdwiss. Komm., Österr. Akad. d. Wiss., **14**, 225–254, Wien.

KUEHN, O., BACHMAYER, F., FLÜGEL, H., KAHLER, F., KIESLINGER, A., LICHTENBERGER, E., METZ, K., PAPP, A., PLÖCHINGER, B., THENIUS, E. & TOLLMANN, A. (1962): Autriche. – Lexique Strat. Int., Europe, **8**, 1–646, Paris.

MANDIĆ, O. & ČORIĆ, S. (2007): Eine neue Molluskenfauna aus dem oberen Otnangium von Rassing (NÖ) – taxonomische, biostratigraphische, paläoökologische und paläobiogeografische Auswertung. – Jb. Geol. B.-A., **147**, 387–397, Wien.

PAPP, A., RÖGL, F. & SENES, J. (Red.) (1973): M2 Otnangien. Die Innviertler, Salgótarján, Bántapusztaer Schichtengruppe und die Rzehakia Formation. – Chronostratigraphie und Neostatotypen, Miozän der zentralen Paratethys, **3**, 1–841, Slovak. Akad. Wiss., Bratislava.

PAUL, C.M. & BITTNER, A. (1894): Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Umgebung von Wien. Colonne XIV, XV, XVI, Zone 12, 13 der Spezialkarte der österr.-ungar. Monarchie im Maßstabe von 1:75.000. – 59 S., Geol. R.-A., Wien.

- PICHA, F.J. & STRÁNÍK, Z. (1999): Late Cretaceous to early Miocene deposits of the Carpathian foreland basin in southern Moravia. – *Int. J. Earth Sci.*, **88**, 475–495, Berlin.
- PICHA, F.J., STRÁNÍK, Z. & KREJČÍ, O. (2006): Geology and hydrocarbon resources of the Outer Western Carpathians and their foreland Czech Republic. – In: GOLANKA, J. & PICHA, F.J. (Eds.): *The Carpathians and their foreland: Geology and hydrocarbon resources*. – AAPG Memoir, **84**, 49–175, Tulsa.
- PILLER, W.E., EGGER, H., ERHART, C.W., GROSS, M., HARZHAUSER, M., HUBMANN, B., HUSEN, D. VAN, KRENMAYR, H.-G., KRYSTYN, L., LEIN, R., LUKENEDER, A., MANDL, G.W., RÖGL, F., ROETZEL, R., RUPP, CH., SCHNABEL, W., SCHÖNLAUB, H.P., SUMMESBERGER, H., WAGREICH, M. & WESSELY, G. (2004): Stratigraphische Tabelle von Österreich 2004 (sedimentäre Schichtfolgen). – *Österr. Strat. Komm.*, 1 Bl., Österr. Akad. d. Wiss., Wien.
- POSCH-TRÖZMÜLLER, G., PERESSON, M., ATZENHOFER, B., ČORIĆ, S., EGGER, H., HASLINGER, E., HEINRICH, M., KOLLARS, B., LIPIARSKI, P., MOSHAMMER, B., RABEDER, J. & ROETZEL, R. (2009): Begleitende geowissenschaftliche Dokumentation und Probenahme an Bauvorhaben in den niederösterreichischen Voralpen und in der Molassezone mit Schwerpunkt auf rohstoffwissenschaftliche, umweltrelevante und grundlagenorientierte Auswertungen, Geodokumentation Großbauvorhaben – Niederösterreich, Projekt NC 63 / 2006–2008, Jahresendbericht 2008. – 139 S., Geol. B.-A., Wien.
- READING, H.G. & COLLINSON, J.D. (1996): Clastic coasts. – In: READING, H.G. (Ed.): *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy*, 154–231, Oxford.
- REIDL, G. (1941): Der Erdbeben am Eichberg bei Dittersdorf (Kreis Tulln, Niederdonau). – *Ber. Reichsst. f. Bodenforsch.*, **1941/7–9**, 129–132, Wien.
- RUPP, C., LINNER, M. & MANDL, G.W. (Red.) (2011): Geologische Karte von Oberösterreich 1:200.000: Erläuterungen. – 255 S., Land Oberösterreich – Geol. B.-A., Wien.
- RZEHAČ, A. (1893): Die Fauna der Oncophora-Schichten Mährens. – *Verh. Naturforsch. Vereinigung Brünn*, **31**, 142–192, Brünn.
- SCHNABEL, W., KRENMAYR, H.-G., MANDL, G.W., NOWOTNY, A., ROETZEL, R. & SCHARBERT, S. (2002): Geologische Karte von Niederösterreich 1:200.000, Legende und Kurzerläuterung. – 47 S., Land Niederösterreich – Geol. B.-A., Wien.
- STEININGER, F.F. & PILLER, W.E. (1999): Empfehlungen (Richtlinien) zur Handhabung der stratigraphischen Nomenklatur. – *Courier Forschungsinst. Senckenberg*, **209**, 1–19, Wien.
- STUR, D. (1892): Geologische Spezialkarte der Umgebung von Wien, Blatt I Tulln (Blatt 4656, 1:75.000). – Geol. R.-A., Wien.
- STUR, D. (1894): Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Umgebung von Wien. – 59 S., Geol. R.-A., Wien.
- VETTERS, H. (1924): Geologische Untersuchungen und Aufnahmen im Felde: Untersuchungen auf Kartenblatt Baden-Neulengbach (Z. 13, Kol. XIV). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1924**, 14–18, Wien.
- WESSELY, G., GANGL, G., GOTTSCHLING, P., HEINRICH, M., HOFMANN, TH., LENHARDT, W., MATURA, A., PAVUZA, R., PERESSON, H. & SAUER, R. (2006): Geologie der Österreichischen Bundesländer – Niederösterreich. – 416 S., Geol. B.-A., Wien.

Eingelangt: 29. Mai 2013, Angenommen: 12. Juni 2013