



universität
wien

MASTERARBEIT

Geochemische Untersuchungen an lakustrin-marinen Sedimenten der Bohrung Markgrafneusiedl T1 (Oberkreide, Gosau-Gruppe)

Bakk. Gerald Hofer

angestrebter akademischer Grad

Master of Science (M.Sc)

Wien, 2009

Studienkennzahl lt. Studienblatt: A 066815

Studienrichtung lt. Studienblatt: Masterstudium Erdwissenschaften UG2002

Betreuerin / Betreuer: Ao. Univ.-Prof. Dr. Michael Wagreich

Lebenslauf

Gerald Hofer

geboren am: 30.10.1983

Geburtsort: Leoben

Staatsbürgerschaft: Österreich

Ausbildung:

06.2002: Reifeprüfung mit ausgezeichnetem Erfolg bestanden, BG/BRG Leoben

10.2002: Zivildienst im Obdachlosenheim der Heilsarmee, Salztorzentrum Wien

10.2003: Beginn des Studiums Erdwissenschaften (Geologie), Universität Wien

09.2007: Abschluss des Bakkalaureatstudiums mit Auszeichnung
Bakkalaureatsarbeit zum Thema:
Geomorphologische und sedimentologische Untersuchungen im
nordöstlichen Neusiedlerseegebiet (Betreuer: E. Draganits und S. Gier)

Berufliche Tätigkeiten:

Wissenschaftlicher Projektmitarbeiter der Universität Wien im OMV – „Gosau-Projekt“
(FA536004)

Tutortätigkeiten in folgenden Lehrveranstaltungen:

- Stratigraphie, Erdgeschichte und Phylogenese
- Erdgeschichte mit besonderer Berücksichtigung der Geologie von Österreich
- Sedimentologie, Fazieskunde
- Kartierung im Gelände
- Regionale Geologie

Freier Mitarbeiter und Klientenbetreuer im Obdachlosenheim der Heilsarmee, Salztorzentrum Wien

Zusätzliche Kurse:

Chemostratigraphy: applications, limitations and implications for global environmental change (H. Jenkyns; Trieste, Italy)

Sprachkenntnisse:

Deutsch, Englisch, Grundlagen in Französisch und Spanisch

Inhaltsverzeichnis

Danksagung	1
Ziele der Arbeit	3
Zusammenfassung	5
Abstract	7
1. Geologischer Überblick	9
1.1 Wiener Becken	9
1.1.1 Neogen des Wiener Beckens	9
1.2 Untergrund des Wiener Beckens	10
1.2.1 Autochthones Stockwerk	10
1.2.2 Alpin-karpatisches Stockwerk	11
1.2.3 Externe alpin-karpatische Einheiten	13
1.2.4 Flyschzone	14
1.2.5 Kalkalpine Zone	14
Prägosauische Entwicklung	15
Frankenfels-Lunzer Decke (Bajuvarikum)	15
Göller Decke (Tirolikum)	16
Höhere Kalkalpine Decken (Juvavikum)	19
1.2.6 Grauwackenzone	19
1.2.7 Zentralalpin-tatride Zone	19
1.3 Gosau-Gruppe	20
1.3.1 Gosau im Untergrund des Wiener Beckens	21
1.3.2 Gießhübler Synklinale	22
1.3.3 Gosau von Prottes	23
1.3.4 Glinzendorfer Synklinale	24
1.3.5 Grünbacher Synklinale	26
1.3.6 Brezová-Depression	31
1.4 Tektonischer Überblick über den Untergrundes des Wiener Beckens	32
2. Bohrung Markgrafneusiedl T1	35
2.1 Proben der Bohrkerne Markgrafneusiedl T1	35
T1-4107,10-30	36
T1-4106,50	37

T1-4026,20	37
T1-4025,40-50	37
T1-4023,70	38
T1-4023,50-C	38
T1-4023,50-B	38
T1-4023,50-A	38
T1-3933,20-50	39
T1-3931,10-30	39
T1-3747,40	39
T1-3747,20	39
T1-3746,50-3747	40
T1-3745,50	40
T1-3744,10-20	40
T1-3743,90-3744	40
T1-3743,55-60	40
T1-3547,50-65	41
T1-3546,25-55	41
T1-3545,90-3546	41
T1-3544,45-65	41
T1-3409,70-82	41
T1-3409,24-30	41
T1-3406,20-30	41
T1-3275,30-43	42
T1-3274,70	43
T1-3272,50-60	43
T1-3272,10	43
T1-3207,80	43
2.2 Vergleichsproben aus der Gosau-Gruppe von Lilienfeld	43
LI08-17	43
LI08-18A	43
LI08-21	43
LI08-22	43
3. Biostratigraphie	45
3.1 Nannofossilien	45
3.2 Palynologie	46
4. Methodik	47
4.1 Probenvorbereitung	47
4.2 Karbonatgehalt	47

4.3 Geochemische Gesamtgesteins- und Spurenelementanalyse	47
4.3.1 Gesamtgesteinsanalyse von Hauptoxiden und Nebenelementen	47
4.3.2 Spurenelementanalyse	48
4.3.3 Bestimmung des Borgehaltes	48
4.3.4 Bestimmung von Kohlenstoff und Schwefel	48
4.4 Organischer Kohlenstoff	48
4.5 Isotope	48
4.5.1 Strontium	48
4.5.2 Kohlenstoff und Sauerstoff	49
4.6 Tonminerale	49
4.6.1 Gewinnung der Korngrößenfraktion <2 µm	49
4.6.2 Probenvorbereitung für XRD	50
4.6.3 XRD	50
5. Geochemische Tools zur Environmentinterpretation von Sedimenten - Grundlagen	51
5.1 Bor	51
5.2 Diverse andere Spurenelemente bzw. -elementverhältnisse	52
5.3 Isotope	53
5.3.1 Strontium	53
5.3.2 Sauerstoff	54
5.3.3 Kohlenstoff	55
5.3.4 $\delta^{18}\text{O}$ vs. $\delta^{13}\text{C}$	55
5.4 C/S-Verhältnis	56
5.5 Fe-S-TOC-Diagramm	58
5.6 Aluminium-Verhältnisse	58
5.7 Multivariate Elementstatistik - Faktorenanalyse	58
6. Ergebnisse	61
7. Diskussion	65

7.1 Isotope	65
7.1.1 Kohlenstoff	65
7.1.2 Sauerstoff	67
7.1.3 Strontium	67
7.2 TOC/S-Verhältnis	68
7.3 Spurenelemente	70
7.3.1 Bor	70
7.3.2 Andere Spurenelemente	70
7.4 Hauptelemente	74
7.5 Elemente der seltenen Erden	79
7.6 Faktorenanalyse	80
7.7 Tonminerale	87
7.8 Geochemie der Vergleichsproben aus Lilienfeld	93
8. Conclusio	95
Literaturverzeichnis	97

Danksagung

Beim Verfassen dieser Arbeit durfte ich auf die Unterstützung einiger Personen zurückgreifen.

Zu allererst ein großes Dankeschön an meinen Betreuer Michael Wagreich für die äußerst gute Kooperation in fachlicher, wie auch in persönlicher Hinsicht.

Weiters gilt mein Dank der OMV, die dieses Projekt finanziell unterstützte, insbesondere meinen Kontaktpersonen Philipp Strauss und Wolfgang Hujer.

Danke auch an die BOKU Wien und das Laborteam des Geologischen Institutes, die mir das Röntgendiffraktometer kostenlos zur Verfügung stellten.

Zuletzt haben mir noch einige Personen durch Gespräche und ihre fachliche Kompetenz weitergeholfen. Danke an Godfrid Wessely, Stephanie Neuhuber, Susanne Gier, Cornelius Tschegg und Andrea Schicker.

Ziele der Arbeit

Diese Masterarbeit wurde an der Universität Wien (Department of Geodynamics and Sedimentology) unter der Leitung von Ao. Univ. Prof. Dr. Michael Wagreich im Rahmen eines OMV-Projektes durchgeführt. Es werden dabei Bohrkerne der Gosau-Gruppe der Bohrung Markgrafneusiedl T1 (Untergrund des Wiener Beckens) geochemisch untersucht und versucht marine von nicht-marinen Abschnitten zu unterscheiden. Dafür wird auf unterschiedliche in der Literatur beschriebene Methoden eingegangen. Diese auf Basis diverser geochemischer Verfahren beruhenden Methoden werden gegenseitig verglichen und auch mit anderen faziesinterpretativen Hilfsmitteln, wie Nannofossilien und tonmineralogischen Untersuchungen, überprüft. Durch den vergleichenden Einsatz verschiedener Methoden werden somit auch deren Potentiale auf die Interpretationsfähigkeit von Paläosalinitäten und Paläofazies hin getestet.

Zusammenfassung

Die Gosau-Gruppe der Nördlichen Kalkalpen überlagert diskordant permisch bis unterkretazisch gefaltete Einheiten und reicht stratigraphisch von der Oberkreide bis ins Paleogen. Diachrone Transgressionen auf die Nördlichen Kalkalpen starten im späten Turonium und werden nach SE hin jünger.

Die Ablagerungen der Gosau-Gruppe am Ostrand der nördlichen Kalkalpen setzen sich im neogenen Untergrund des Wiener Beckens nach NE in Form von Synklinalen fort. Von Nord nach Süd lassen sich die Gießhübler Synklinale, die Gosau von Prottes, die Glinzendorfer Synklinale und die Gosau von Brezová und Studienka (Slowakei) unterscheiden. Die Glinzendorfer Synklinale wird dabei als Fortsetzung der Grünbacher Gosau, die im Gebiet Grünbach – Neue Welt – Piesting an die Oberfläche tritt, angesehen.

Die Glinzendorfer Synklinale streicht NE-SW unter der neogenen Bedeckung des Wiener Beckens und kann über eine Reihe von Bohrungen verfolgt werden. Stratigraphisch reicht die Glinzendorfer Gosau vom Santonium bis ins Maastrichtium. Der liegendste Abschnitt der Gosau-Gruppe besteht aus dunklen, grauen, teilweise kohleführenden Mergeln mit gelegentlichen Kalkbänken und limnischen Konglomeraten, wobei die Süßwasseralge *Munieria* sowie Gastropoden charakteristisch sind. Vom Santonium bis ins Maastrichtium kommt ein Äquivalent zur Grünbach-Formation in einem wahrscheinlich Süßwasser- bis brackischen Environment mit Mergeln und Tonsteinen (teilweise Pyrit führend) zur Ablagerung. Ein mehrere Zehner Meter mächtiger Konglomerathorizont mit exotischen Komponenten kann ebenfalls beobachtet werden. Darüber folgt eine Einheit mit wahrscheinlich marinen Mergeln und Sandsteinen, die ein Äquivalent der maastrichten Piesting-Formation darstellen könnte.

Die Bohrung Markgrafneusiedl T1, die in dieser Arbeit geochemisch untersucht wird, wurde von der OMV geteuft und erreichte eine Tiefe von 4530 m. Unterhalb des 3143 m mächtigen Neogens wurde die oberkretazische (bis paläogene?) Gosau-Gruppe der Glinzendorfer Synklinale bis in eine Tiefe von 4195 m angetroffen. Die liegendsten 335 m sind Sedimente des Malms.

Kalkige Nannofossilien aus Bohrkernen der Bohrung Markgrafneusiedl T1 wurden bei 28 Proben untersucht. Proben von 4106,5 bis 4023,5 m enthielten keinerlei Nannofossilien und werden daher als wahrscheinlich limnisch interpretiert. Zwischen 3933,2 und 3744,2 m enthielten die Proben eine reiche Fauna an Markerspezies wie *Lucianorhabdus cayeuxii* und *Calculites obscurus*, was auf die Nannofossilstandardzone CC17 (Santonium bis unteres Campanium) und eindeutig marine Bedingungen hindeutet. Von 3547,5 bis 3406,3 m verarmt zwar das Spektrum an Nannofossilien, zeigt jedoch höchstwahrscheinlich noch immer die Standardzone CC17 an. Im hangendsten Intervall von 3275,3 bis 3207,8 m wurden keine Nannofossilien gefunden, was auf stärkeren limnischen Einfluss hindeuten könnte.

Geochemische Gesamtgesteinsanalysen von 29 feinkörnigen Sedimentproben wurden durchgeführt, mit dem Ziel einer Unterscheidung von marinen und nicht-marinen Abschnitten. Dabei wurden Haupt- und Spurenelemente, C, O und Sr

Isotope, Elemente der seltenen Erden, Karbonatgehalt, Schwefel und organischer Kohlenstoff sowie Tonminerale gemessen.

Der liegendste - als limnisch interpretierter - Abschnitt von 4106,5 bis 4023,5 m ist durch niedrige $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ -Werte ($\bar{x} = -2,51 \text{ ‰ } \delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$) und höhere $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse repräsentiert. Auch Bor-Konzentrationen von durchschnittlich 88 ppm und ähnliche Trends anderer Spurenelemente zeigen ein nicht-marines Intervall an.

Die mittlere - marine - Abfolge von 3933,2 bis 3406,3 m ist durch hohe $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ -Werte ($\bar{x} = -0,84 \text{ ‰ } \delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$) und $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse im Bereich der Kreide-Strontiummeereskurve ($\bar{x} = 0,708239$) charakterisiert. $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ -Werte liegen sehr einheitlich bei durchschnittlich $-5,08 \text{ ‰ } \delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$; höhere Borkonzentrationen von durchschnittlich 103 ppm sind typisch für marine Bedingungen.

Niedrige $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ - ($\bar{x} = -2,93 \text{ ‰ } \delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$) und $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ -Werte im hangendsten Abschnitt (ab 3275,3 m) indizieren ein eher nicht-marines Environment, jedoch zeigen andere geochemische Werte nicht diese limnisch geprägten Bedingungen (z.B.: Borwerte von 119 ppm).

Statistische Auswertungsmethoden (Faktorenanalyse) zeigen ebenfalls, dass marine im Vergleich zu limnischen Proben Unterschiede in der geochemischen Zusammensetzung aufweisen.

Das Verhältnis von organischem Kohlenstoff zu Schwefel als mögliches geochemisches Tool zur Unterscheidung von marinen und nicht-marinen Intervallen konnte in dieser Arbeit keine schlüssigen Differenzierungen feststellen.

Tonminerale zeigten diagenetische Unterschiede, jedoch keine Environment-spezifischen Zusammensetzungen.

Abstract

The Gosau Group of the Northern Calcareous Alps (NCA) consists of Upper Cretaceous to Paleogene strata unconformably overlying folded and faulted Permian to Lower Cretaceous units. Late Cretaceous, diachronous transgression within the NCA started in the Late Turonian, becoming younger towards the southeast of the NCA.

The deposits of the Gosau Group at the eastern margin of the NCA are continued further to the east as synclines into the basement below the Neogene Vienna Basin. From north to south the Gießhübl Syncline, the Prottes Gosau Group, the Glinzendorf Syncline, and the synclines of Brezová and Studienka (in Slovakia) are distinguished. The Glinzendorf Syncline is supposed to be a continuation of the Grünbach Syncline, which is exposed at the Grünbach - Neue Welt - Piesting area.

The Glinzendorf Syncline strikes NE-SW underneath the Vienna Basin pursuable over several boreholes.

Stratigraphically the Glinzendorf Syncline ranges from the Santonian to the Maastrichtian. The lowermost part of the Gosau Group is composed of dark grey mudstones and marls with coal seams and occasional limestone beds and limnic conglomerates. The freshwater alga *Munieria* and gastropods are characteristic. From the Santonian to the Maastrichtian the probably freshwater–brackish facies of an equivalent of the Grünbach Formation with variegated marls and mudstones (sometimes pyrite can be observed) is present. There is also a few tens of meters thick horizon of exotic conglomerates known. Above that, a succession with probably marine dark marls and sandstones follows that is likely to be an equivalent to the Maastrichtian Piesting Formation.

The borehole Markgrafneusiedl T1, that was geochemically investigated in this work, was drilled by OMV and reached a depth of 4530 m. Below 3149 m of Neogene the Upper Cretaceous (to Paleogene?) Gosau Group (Glinzendorf syncline) is present to a depth of 4195 m. The lowermost 335 m comprise Malmian sediments.

Calcareous nannofossils from the cores of Markgrafneusiedl T1 were also investigated from 28 samples. Samples from 4106.5 to 4023.5 m were barren and are interpreted as limnic. From a depth of 3933.2 to 3744.2 m, the samples contained a diverse nannofossils assemblage including the marker species *Lucianorhabdus cayeuxii* and *Calculites obscurus* which indicates nannofossil standard zone CC 17 (Santonian to lowermost Campanian) and marine conditions. From 3547.5 to 3406.3 m nannofossil assemblages become impoverished, but still indicate most probably CC 17. From 3275.3 to 3207.8 m no nannofossils have been found so far, which may indicate non-marine conditions again.

Rock pulp geochemistry of 29 fine grained sediment samples was performed with the aim to distinguish between freshwater and marine deposits. Major and trace elements, C, O and Sr isotopes, rare earth elements, carbonate content, organic carbon and clay minerals were used.

The lowermost (limnic) section from 4106.5 to 4023.5 m is represented by low $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ values ($\bar{x} = -2.51 \text{ } \delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$) and higher $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values. Also B values of

average 88 ppm and similar trends of other trace elements suggest a non-marine environment.

The middle marine unit from 3933.2 to 3406.3 m is characterised by high $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ values ($\bar{x} = -0.84 \text{ } \delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$) and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values near the Sr-sea curve ($\bar{x} = 0.708239$). $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ values are uniform with average $-5.08 \text{ } \delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$. Higher B concentrations of average 103 ppm are characteristic for marine settings.

Lower $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ ($\bar{x} = -2.93 \text{ } \delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$) and $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ values in the uppermost succession (above 3275.3 m) indicate a non-marine environment but other geochemical proxies don't show limnic conditions (e.g. B values of 119 ppm).

Statistic methods (factor analysis) established also geochemical differences between marine and non-marine samples.

The organic carbon versus sulphur ratio, that was suggested to be a geochemical tool to distinguish marine and limnic intervals, did not show interpretable differences.

Clay minerals indicated only diagenetic but no environment specific trends.

1. Geologischer Überblick

1.1 Wiener Becken

Das NNE-SSW streichende, ca. 200 km lange und maximal 60 km breite, spindel- bzw. rhombenförmige Wiener Becken (Faupl, 2003) liegt zum größten Teil im NE Österreichs (Niederösterreich, Wien) sowie zu einem kleineren Teil in Tschechien und der Slowakei, wobei es durch die Donau in einen nördlichen und einen südlichen Teil gegliedert wird (Wessely, 2006). Es erstreckt sich von Gloggnitz (SSW) bis Napajedl (NNE) und wird im W und S von den Alpen (Grauwackenzone, Nördliche Kalkalpen, Flyschzone) und der Waschbergzone, im E vom Rosaliengebirge, Leithagebirge und den Hainburger Bergen sowie im N von den Karpaten begrenzt (Piller, 1999) und verläuft ungefähr parallel zur SE-Flanke der Böhmisches Masse (Wessely, 2006).

Die Evolution des Beckens ist tektonisch durch die unterschiedlich lang andauernde alpine Überschiebung und die daraus resultierende Extension im Übergangsbereich von Alpen und Karpaten (Bildung eines pull-apart Beckens) begründet. Dabei blockierte der südliche Sporn der Böhmisches Masse ein weiteres Überschieben der alpinen Decken bereits im oberen Karpatium, während die Karpaten weiter bis ins Pannonium nach N drängten (Wessely, 2000 a). Im Detail lässt sich die Bildung des Wiener Beckens in vier Hauptschritte unterteilen: 1. Formation eines piggy-back Beckens (Eggenburgium - Karpatium), 2. Entwicklung eines pull-apart Beckens (Karpatium – Pannonium), 3. E-W-Kompression und Beckeninversion (Pannonium – Pliozän) und 4. E-W-Extension (Pliozän – rezent) (Strauss et al., 2006).

1.1.1 Neogen des Wiener Beckens

Die postmesozoische Sedimentation wird stark durch die tektonischen Bedingungen gesteuert und reicht vom Eggenburgium bis ins Quartär (Wessely, 2000 a).

Die untermiozänen Schichten des Eggenburgiums und Ottnangiums sind vor allem auf den nördlichen Sedimentationsraum beschränkt (Kreutzer, 1993). Lithologisch handelt es sich dabei um marine bis terrestrische Mergel, Sandsteine und Konglomerate (Wessely, 2000 a).

Im Karpatium gleicht die Ausdehnung einer mergelig, sandigen, marinen Einheit der des Eggenburgiums (Tollmann, 1985). Gleichzeitig werden im südlichen Wiener Becken Sande und Mergel einer limnischen Fazies (Piller et al., 2004) abgelagert, wobei der Matzener Rücken eine markante Faziesgrenze darstellt. Das darüber abgelagerte Aderklaaer Konglomerat zeigt eine Lowstandphase an (Wessely, 2000 a).

Das bereits vollmarine Badenium ist durch Tonmergelareale (Beckenfazies) und durch mächtige Deltasandhorizonte gekennzeichnet (Wessely, 2000 a), wobei diese wichtige Erdöl- und Erdgaslagerstätten, wie die Matzener Sande (Piller et al., 2004), darstellen (bzw. darstellten) (Faupl, 2003). An randlichen Bereichen des Beckens

bilden sich unter anderem lithothamnienführende Kalke (Leithakalk) und Konglomerate (Wessely, 2006).

Im Sarmatium, das eine Mächtigkeit von 2000 m erreicht (Tollmann, 1985), schreitet eine bereits im Badenium beginnende Aussüßung des Beckens aufgrund der Abschnürung vom Mittelmeer weiter voran und auch die Ablagerung von Sand-Mergel-Abfolgen setzt sich weiter fort (Faupl, 2003). So steht einer sandig-mergeligen Beckenfazies eine kalkig-klastische Randfazies mit Kalksandsteinen und aufgearbeitetem detritären Leithakalk (Faupl, 2003) gegenüber (Wessely, 2006).

Die Beckensedimentation verläuft im Pannonium (1000 m Schichtmächtigkeit (Tollmann, 1985)) mit dem Inzensdorfer Tegel (Piller et al., 2004) sehr ähnlich weiter (Faupl, 2003), die Karbonatproduktion an den küstennahen Gebieten endet allerdings (Wessely, 2006). Pannone Sedimente erreichen eine maximale Schichtmächtigkeit von 1500 m. Das Wiener Becken bildet zu dieser Zeit einen Teil des abgeschnürten Pannonischen Sees mit geringem Salzgehalt (Faupl, 2003).

In dem im Pontium vollständig ausgesüßten Wiener Becken kommt es zu Braunkohlebildungen sowie zur Ablagerung von Süßwassersedimenten (Faupl, 2003).

Pliozäne Sedimentation (Flusssedimente) findet nur mehr in tektonisch jungen Senkungszone wie der Mitterndorfer Senke statt, während der Großteil des Beckens bereits verlandet ist (Wessely, 2000 a).

Im Pleistozän kommt es zu typisch eiszeitlichen Terrassenbildungen entlang der Donau (Wessely, 2000 a).

1.2 Untergrund des Wiener Beckens

Den Untergrund des neogenen Sedimentstapels des Wiener Beckens bilden im Wesentlichen zwei Großeinheiten bzw. Stockwerke: das direkt darunterliegende allochthone Stockwerk, bestehend aus alpin-karpatischen Überschiebungsdecken, und das tiefere autochthone, subalpin-karpatische Stockwerk (autochthones Mesozoikum) (Wessely, 1993).

1.2.1 Autochthones Stockwerk

Die tiefste autochthone Stockwerkseinheit gliedert sich in ein kristallines Basement, eine mesozoische Auflage und die darüber gelegene paläogene Molasse. Erst vier Bohrungen im Wiener Becken - Zistersdorf, Aderklaa und Maustrenk (Milan & Sauer, 1996) - erreichten dieses Stockwerk in mehr als 6000 m Tiefe, das besser durch Bohrungen aus Flysch-, Waschberg- und Molassezone bekannt ist (Wessely, 2000 a).

Das kristalline Basement, welches in Form von Granatglimmerschiefern, die noch keiner Formation der Böhmisches Masse zugeordnet werden konnten, vorliegt, wurde bisher nur in Aderklaa (ÜT1) erbohrt (Wessely, 1993).

Die Beckenbildung begann im Autochthonen Mesozoikum im mittleren Jura (Dogger) auf Grund von Rifting im Alpen-Karpatenraum und führte zur Genese von NNE-SSW streichenden Gräben, die mit Deltasedimenten verfüllt wurden. Diese wurden bisher jedoch noch nicht erbohrt. Bereits im obersten Dogger wurde diese Bruchtektonik von einer Karbonatproduktion auf bereits stabilem Untergrund abgelöst (Wessely, 1993) (Bildung eines Passivrandbeckens nach Wessely, 2006).

Die Ablagerungen des Malms sind durch eine sedimentäre Differenzierung des Beckens gekennzeichnet, wobei eine karbonatische Plattformfazies (vorwiegend Mudstones mit Intraklastenbildungen) im W einer bis zu 1000 m mächtigen mergeligen Beckenfazies im E gegenübersteht (Wessely, 1993). Diese Mergel bilden das Hauptmuttergestein des Wiener Beckens (Wessely, 2000 a). Darüber folgt in Zistersdorf ÜT2a eine Karbonatserie: die Ernstbrunner Schichten (Wessely, 1993).

Nach einer Schichtlücke folgen oberkretazische sandig-mergelige Sedimente, die allerdings nur als Klufffüllungen auftreten (Wessely, 1993).

Erst ab dem Eozän-Oligozän kommt es durch Subsidenz der Molassevertiefung wieder zu einer kontinuierlichen Beckensedimentation (Wessely, 1993). Sowohl Brekzien, die Karbonate des Malms beinhalten, als auch ein oberkretazischer Olistolith (Glaukonitsandstein) wurden in postmesozoischen Sedimenten nachgewiesen, wodurch eine ehemalige Slope-Position innerhalb des Molassebeckens interpretiert wird (Wessely, 1990).

Dieses paläogene Becken wurde schließlich von alpin-karpatischen Decken ab dem späten Oligozän bis Miozän überschoben (Wessely, 1993).

1.2.2 Alpin-karpatisches Stockwerk

Die dem autochthonen Stockwerk überlagernde und den neogenen Beckensedimenten unterlagernde alpin-karpatische Einheit wird in dieser Arbeit detaillierter untersucht (Abb.1.1 und 1.2).

Folgende tektonische Zonen verlaufen NE-SW streichend von N nach S: ein Externbereich mit diversen Einheiten, die Flyschzone, die Kalkalpenzone, die Grauwackenzone und die zentralalpine Zone (Wessely, 1993).

Zur alpin-karpatischen Externzone werden die Waschbergzone sowie helvetische Äquivalente, die nicht mit Sicherheit dem Helvetikum zugeordnet werden können, gezählt (Wessely, 1993).

Tektonisch gliedert sich die Flyschzone vom Liegenden zum Hangenden in die Harrersdorfer (bzw. Rača-) Einheit, die Greifensteiner Decke (mit Göstinger und Zistersdorfer Schuppe), die Kahlenberger Decke (mit Sulzer Schuppe) und die Laaber Decke (Wessely, 1993).

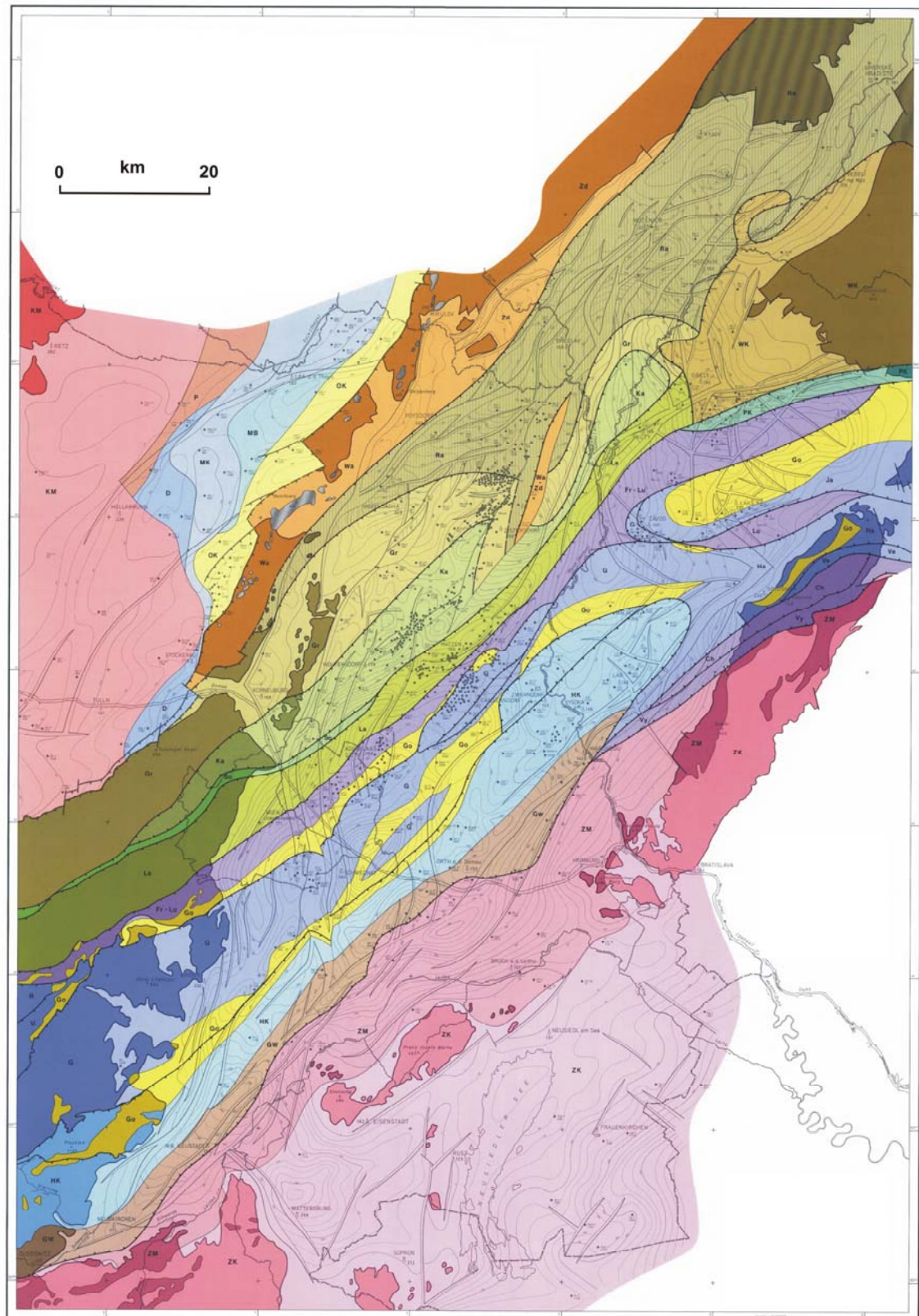


Abb. 1.1.: Geologische Karte des präneogenen Untergrunds des Wiener Beckens. Verändert nach Geologische Bundesanstalt (1993).

Das Kalkalpin wird durch die Frankenfels-Lunzer Decke (Bajuvarikum), die Göller Decke, die Teil des Ötscher Deckensystems ist (Tirolikum), und durch höhere juvavische, kalkalpine Decken gebildet, wobei diese großtektonischen Einheiten weitgehend durch Gosausedimente, die als Synformen eingelagert sind, wie die Gießhübler und Glinzendorfer Synklinale, getrennt werden (Wessely, 1993).

Die Grauwackenzone dürfte analog zu Oberflächenaufschlüssen aus zwei tektonischen Teileinheiten bestehen (Wessely, 1993). Im slowakischen Teil des Wiener Beckens wurden bisher keine Gesteine der Grauwackenzone erbohrt (Hamilton et al., 1990).

Aus zentralalpinen Einheiten sind hauptsächlich der mesozoische Sedimentmantel in Fortsetzung des Semmeringmesozoikums sowie wahrscheinlich auch die tatride Mantelserie, vergleichbar mit jener der kleinen Karpaten, aus Bohrungen bekannt (Wessely, 1993).

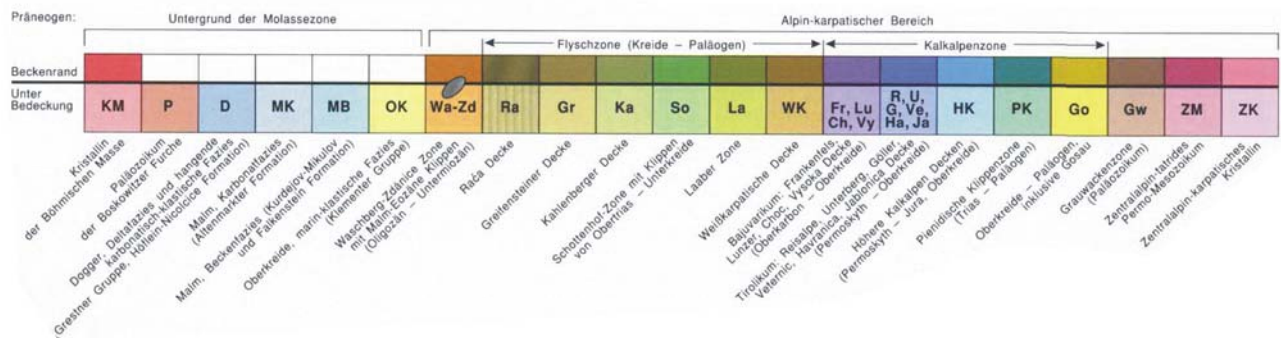


Abb. 1.2.: Legende der geologischen Karte des präneogenen Untergrundes des Wiener Beckens von Abb. 1.1 (Geologische Bundesanstalt, 1993).

1.2.3 Externe alpin-karpatische Einheiten

Erbohrt wurde die Waschbergzone vor allem durch Tief- bzw. Übertiefbohrungen im Raum Maustrenk (ÜT1) und Zistersdorf (ÜT1a und ÜT2A) sowie Palterndorf (T1) und Mühlberg (T1) (Wessely, 1993).

Sie besteht hauptsächlich aus autochthonen paläogenen Sedimenten der karpatischen Vortiefe oder aus Abfolgen, die karpatischen Externzonen angehören. Der paläogene Schichtumfang reicht vom Eozän, das durch bunte, tonig-mergelige Anteile bis grau-grünliche, hornsteinführende Mergel mit Feinklastika-Wechselagerungen bestimmt ist, bis ins Oligozän mit molasseähnlichen Sandsteinen und Mergeln. An tektonisch eingeschalteten Klippen kommen dem mesozoischen Untergrund zugehörige Karbonate des Malms vor. In den Bohrungen Palterndorf T1 und Mühlberg T1 sind paläogene Pelite charakteristisch. Ebenso wurden ähnliche Gesteine unter der Flyscheinheit im Raum Aderklaa (UT1a) gefunden, die wahrscheinlich auch der Waschbergzone zuzurechnen sind (Wessely, 1993).

1.2.4 Flyschzone

Stratigraphisch reicht der Schichtbestand der Flyschzone von der höheren Unterkreide bis ins Eozän (Wessely, 1993), wobei das präneogene Relief der Flyschabfolgen eine Fläche von rund 2840 km² umfasst (Hamilton et al., 1990), (Abb. 1.1 und 1.2).

Die tektonisch tieferen Einheiten (Harrersdorfer Einheit bzw. Rača Decke und Greifensteiner Decke mit Göstinger und Zistersdorfer Schuppe) zeigen ähnliche Sedimentabfolgen im Untergrund des Wiener Beckens.

Die liegendsten Abschnitte sind durch die Altllengbach-Formation (Piller et al., 2004), turbiditischen Sandstein-Mergelabfolgen, charakterisiert. Diesen folgt eine Serie von teilweise mehreren 100 m mächtigen Glaukonitsandsteinkomplexen des Paleozäns bis Eozäns (Wessely, 1993). Dabei können mindestens drei dieser Komplexe unterschieden werden. Interpretiert werden diese auch Kohlenwasserstoff führenden Einheiten als Tiefseefans mit unterschiedlichen Stufen der Progradation (Hamilton et al., 1990). Das Top bildet der eozäne Steinbergflysch, eine vom Liefergebiet weiter entfernte turbiditische mergeldominierte Abfolge, in der aber auch bis zu 18 m mächtige gasgefüllte Sandsteinlagen eingeschaltet sind (Wessely, 1993).

Die Stratigraphie der Kahlenberger Decke ist bisher nur sehr lückenhaft bekannt, da nur die Bohrung Maustenk ÜT1a (Hamilton et al., 1990) und Bohrungen des Sulz-, Pirawarth-, Hochleiten- und südlichen Steinberggebietes diese oberkretazischen bis paleozänen Turbidite erbohrten (Wessely, 1993).

Die tektonisch höchste Laaber Decke ist vor allem durch die Bohrung Aderklaa UT1a zusammenhängend stratigraphisch aufgelöst. Dieser Flyschkomplex besteht aus der Kaumberg-Formation (Piller et al., 2004) der Oberkreide, den aus paleozänen Sandsteinen aufgebauten Hois Schichten und einem eozänen tonig-mergeligen Abschnitt, den Agsbach Schichten. Weiters wurden in etlichen Bohrungen des Gebietes Bockfließ – Raggendorf – Matzen - Spannberg innerhalb sandsteinreicher oberkretazischer Turbiditserien Diabase zwischengeschaltet aufgefunden, die auf eine syndimentäre Genese des Diabases hindeuten. Kaumberger Schichten oder ähnliche sandigere Einheiten wurden in der Bohrung Ringelsdorf 3 angetroffen (Wessely, 1993).

1.2.5 Kalkalpine Zone

Die kalkalpine Schichtfolge beginnt im Permoskyth und reicht bis ins mittlere Paleozän, wobei es aufgrund der unterschiedlichen Faziesbereiche zu großen Unterschieden in der Mächtigkeit und im Schichtumfang innerhalb der Decken kommt (Abb. 1.1; 1.2; 1.3 und 1.4). Generell ist ein markanter Fazieswechsel in N-S-Richtung in kalkalpinen Zonen zu beobachten (Wessely, 1993). Die drei Deckensysteme werden ausgehend von der tektonisch tiefsten bis hin zur höchsten Einheit einzeln erläutert. Außerdem wird die Gosauentwicklung gesondert betrachtet,

da die für diese Arbeit zugrunde liegenden Gesteinsproben aus diesen Horizonten stammen und daher ausführlicher besprochen werden.

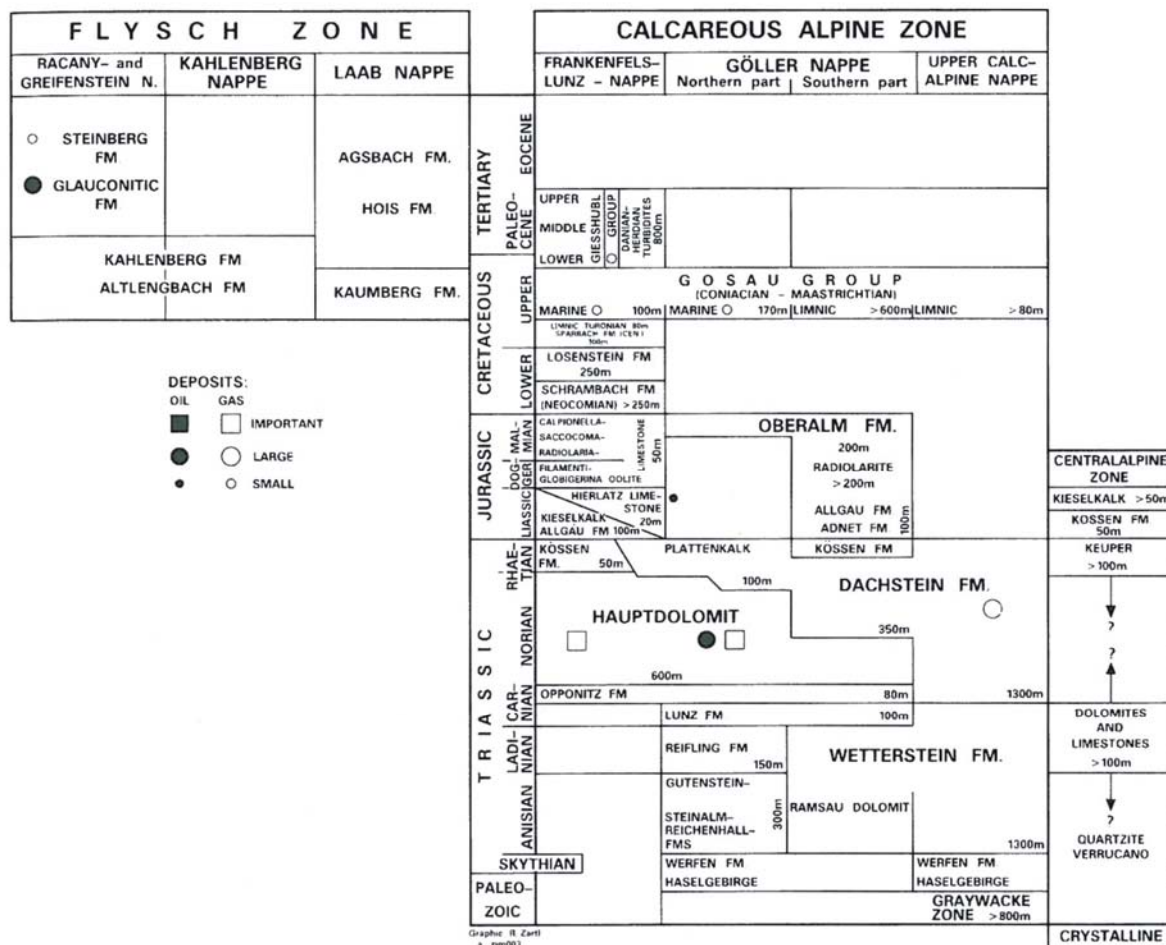


Abb. 1.3.: Stratigraphie der wichtigsten alpin-karpatischen Einheiten im Untergrund des Wiener Beckens; Zimmer & Wessely (1996).

Prägosauische Entwicklung

In diesem Kapitel wird ausschließlich auf die prägosauische Entwicklung im Untergrund des Wiener Beckens eingegangen. Die oberkretazischen bis paläogenen Ablagerungen der Gosau-Gruppe werden detailliert in Kapitel 1.3 besprochen.

Frankenfels-Lunzer Decke (Bajuvarikum)

Das tektonisch tiefste System der Frankenfels-Lunzer Decke ist hauptsächlich in Gebieten nordöstlich von Wien sowie in Aderklaa und Schönkirchen anzutreffen und beginnt mit einem Anhydrit-Dolomitkomplex im Karn, dem dunkle Tonschiefer zwischengeschaltet sind (Wessely, 1993). Diese geringmächtigen (80 m) Opponitzer Schichten dienen in der tektonisch geodynamischen Entwicklung als wichtiger

Gleithorizont. Im slowakischen Anteil des Wiener Beckens reicht der Schichtumfang mit den Reiflinger, Partnach-, Aon- und Lunzer Schichten bis in die Mitteltrias (oberes Anisium) (Hamilton et al., 1990).

Im Norium folgt der bis zu 1000 m mächtige Hauptdolomit (Hamilton et al., 1990), der unterschiedliche Farben bzw. Körnigkeiten in den Bänken aufweist (Wessely, 1993) und das Hauptreservoirgestein der subalpinen Kalkalpen im Wiener Becken darstellt (Hamilton et al., 1990). Speziell in nördlichen Bereichen wurde die lagunäre Fazies stärker terrigen beeinflusst (Wessely, 1992), was in geringeren Mächtigkeiten und Einschaltungen von Tonlagen zum Ausdruck kommt (Wessely, 1993).

Im Rhätium kommen Kössener Schichten (Kössen-Formation nach Piller et al., 2004) oder dem Plattenkalk ähnliche Entwicklungen zur Ablagerung (Wessely, 1993).

Im Lias treten sowohl eine Beckenentwicklung der Kieselkalkfazies (Allgäu-Formation nach Piller et al., 2004) bzw. Kieselkalke als auch eine geringmächtige Schwellenentwicklung der Crinoidenkalkfazies (Hierlatzkalk) parallel auf. Diese Schwellenfazies wird allerdings nach einer Übergangszone wieder durch Gesteine einer Beckenentwicklung (Kieselkalkfazies), die reich an Schwammnadeln sind, abgelöst (Wessely, 1993).

Im Dogger folgt dann entweder die geringmächtige kalkige Klaus-Formation (Piller et al., 2004) oder ein Globigerinenoolith (Wessely, 1993).

Die Basis des Malms bildet der häufig als Leitgestein herangezogene rötlich bis grünliche Radiolarit, dem ebenso geringmächtige Schwebcrinoidenkalke und Calpionellenkalke folgen (Wessely, 1993).

Die tiefere bis mittlere Unterkreide ist durch dünnsschichtige Fleckenmergel bzw. Mergelschiefer der Schrambach-Formation (>200 m), die gegen das Hangende in dunkle, sandige Kalke übergehen, charakterisiert. Ab der höheren Unterkreide bis ins Cenomanium wurden in bereits gebildeten Synformstrukturen älterer Einheiten des Bajuvarikums 250 m mächtige klastische Sedimente, vorwiegend Sandsteine, sandige Mergel und teilweise Exotika führende Konglomerate (Losenstein-Formation), abgelagert (Wessely, 1993).

Die Sedimentation im späten Cenomanium dürfte in südlichen Bereichen des Bajuvarikums länger angedauert haben und ein Transgressionsereignis darstellen (Wessely, 1992). Dabei wurden vor allem Mergel bzw. klastisch-kalkige Orbitolinen führende Gesteine im Cenomanium sowie Mergel, Sandsteine und Konglomerate, aber auch kohleführende Mergel, Sandsteine und fossilreiche Brackwasserkalke des Turoniums abgelagert (Branderfleck-Formation, Piller et al., 2004).

Göller Decke (Tirolikum)

Die Stratigraphie der nördlichen Göller Decke ist durch zahlreiche Bohrungen im Raum Schönkirchen, Breitenlee-Aderklaa und Oberlaa bekannt. Der südliche Abschnitt wurde durch Bohrungen zwischen Zwerndorf und Laxenburg erbohrt (Wessely, 1993).

Die Basis des Tirolikums markieren das Haselgebirge und die Werfener Schichten, beginnend im Perm bzw. Permoskyth (Hamilton et al., 1990), wobei dunkle Tonschiefer mit eingelagerten Dolomit-Anhydrit-Komplexen vorherrschen, aber auch Steinsalz angetroffen wurde (Breitenlee 1) (Wessely, 1993). Die Funktion des Haselgebirges als Gleithorizont innerhalb der tektonischen Einheiten konnte in den Bohrungen Závod-Studienka nachgewiesen werden (Hamilton et al., 1990).

Ab der Mitteltrias muss dann zwischen zwei Lithofazies, einem Nordwestabschnitt und einem südöstlichen Teil, unterschieden werden. Generell steigen die Schichtmächtigkeiten der Trias von N nach S an (Wessely, 1992). So sind die anisichen Einheiten, wie die dunklen Kalke, Dolomite und Anhydrite der Reichenhall-Formation (Piller et al., 2004), nur im nördlichen Anteil der Gölle Decke im Raum Ebenthal, Schönkirchen, Breitenlee und Oberlaa bekannt. Ebenfalls auf diesen Abschnitt beschränkt bleiben die Gutenstein-Formation und deren Äquivalente, der Furtherkalk bzw. die Steinalm-Formation (Piller et al., 2004), (Wessely, 1993).

Im Ladinium sind Hornsteinkalke der Reifling-Formation (Piller et al., 2004), charakteristisch, denen immer wieder grünliche Tuffe und dunkle Partnachmergel zwischengelagert sind (Wessely, 1993).

Im Gegensatz zu der ladinischen Beckenfazies des nördlichen Teils ist im Südabschnitt eine Karbonatplattformentwicklung, die durch den bis zu 1300 m mächtigen Wettersteindolomit repräsentiert wird, vertreten. Dieser ist vor allem in den Bohrungen Himberg 1 und 2, Laxenburg 2 und Gänserndorf T1, T2, T4 und ÜT1 dominant (Wessely, 1993).

Mit den Lunzer Schichten, die lokal eine Mächtigkeit von bis zu 400 m erreichen können (Stillfried 2) (Hamilton et al., 1990), setzt eine kurzzeitige Unterbrechung der karbonatischen Sedimentation in der gesamten Gölle Decke im Karnium ein und es kommt zu Wechselfolgen von teils dickbankigen Sandsteinen mit dunklen Tonschiefern. Danach folgt erneut eine karbonatische Entwicklung mit den geringmächtigen (80 m) Opponitzer Kalken, die stellenweise von Mergelschiefern unterbrochen werden (Wessely, 1993).

Im Norium kommt der im Unterschied zur Frankenfels-Lunzer Decke weitaus mächtiger ausgebildete (bis zu 1700 m nach Hamilton et al., 1990), homogenere (geringerer Anteil an Tonpartikel) Hauptdolomit zur Ablagerung. Im Süden, vor allem im Raum Himberg-Laxenburg, aber auch im Gänserndorf- und Wittau-Übertief, werden hangende Bereiche des Hauptdolomits durch eine Dachsteinkalk-Plattenkalkfazies ersetzt. Diese Fazies reicht bis ins Rhätium und kann wie im Bajuvarikum durch die fossilreiche, kalkig-mergelige Kössen-Formation abgelöst werden (Wessely, 1993).

Juraablagerungen des Lias und Doggers sind nur im Südabschnitt der Gölle Decke erbohrt worden. Diese lassen sich als trogförmige Struktur von Zwerndorf/Tallesbrunn über Gänserndorf Übertief, Markgrafneusiedl, Glinzendorf bis zum Wittau-Übertief verfolgen und finden sich auch im Raum Himberg-Laxenburg wieder, bis sie bei Hirtenberg am Westrand des Wiener Beckens an der Oberfläche aufgeschlossen sind. Mergelige bis sandige Kalke des Lias sind reich an

Schwammnadeln und entsprechen einer Beckenfazies. In Laxenburg ist das Liegende dieser Fazies als Enzesfelder Kalk abgebildet (Wessely, 1993). Bei der stratigraphischen Einteilung des Doggers gibt es große Schwierigkeiten. Wahrscheinlich stellen riesige, teils kubikmetergroße Blöcke, bestehend aus Obertrias- und Liaskalken, eine Gleitmasse des mittleren Juras dar (Wessely, 1993). Solche Grobbrekzien wurden beispielsweise in der Bohrung Wittau ÜT1 nachgewiesen (Wessely, 2006). Typisch für den Malm sind die rund 200 m mächtigen Radiolarite und Kieselschiefer (Ruhpoldinger Schichten), die von den Oberalmer Schichten (200 m) überlagert werden. Diese Schlammkalke und teilweise mergeligen Kalke, die als Oberalm-Formation (Piller et al., 2004) zusammengefasst werden, bilden eine von Schwammnadeln und Radiolarien dominierte Mikrofazies (Wessely, 1993). Unterkreidesedimente wurden bisher nicht erbohrt, ihre Existenz kann aber nicht ausgeschlossen werden (Wessely, 1993).

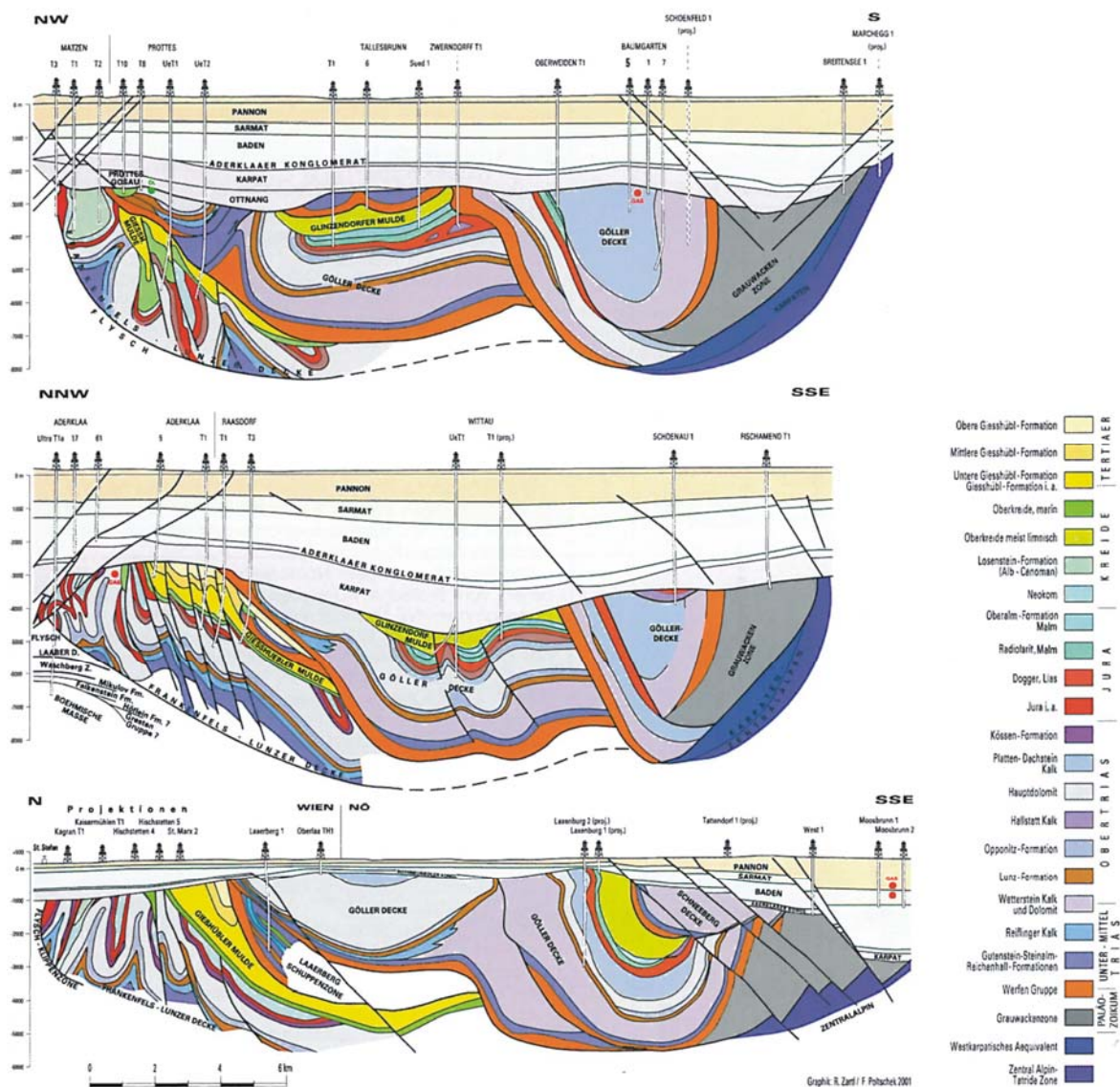


Abb. 1.4.: Geologische Profile, die den tektonischen Bau der unterschiedlichen alpinen (vor allem kalkalpinen) Einheiten im Untergrund des Wiener Beckens illustrieren; aus Wessely (2006).

Höhere kalkalpine Decken (Juvavikum)

Die Lithostratigraphie der strukturell höchsten kalkalpinen Decke ist hauptsächlich aus vielen Bohrungen des Raumes Baumgarten – Zwerndorf – Schönfeld – Oberweiden - Tallesbrunn sowie aus vereinzelt Bohrungen der südlichen Kalkalpenzone bekannt (Wessely, 1993). Grundsätzlich handelt es sich dabei um einen sehr einheitlichen Faziescharakter von triassischen Karbonaten (Hamilton et al., 1990).

Permoskythische Einheiten entsprechen denen der Göller Decke, gefolgt von mächtigen Wettersteinkalken und –dolomiten der Mitteltrias, die einer Plattformfazies entsprechen. Besonders in der Bohrung Tattendorf 1 lässt sich der Übergang von dunklen Dolomiten zu heller werdenden Kalken beobachten. Zwar wurden in der Bohrung Oberweiden 1 Kössener Schichten des Karniums angetroffen, jedoch ist der Übergang in Dachsteinkalke der Obertrias mit typischen zyklischen Abfolgen von Sub-, Intra- und Supratidalablagerungen (Lofer-Zyklothem) weitgehend verbreitet. Dies wurde hauptsächlich durch Bohrungen in Oberweiden, Zwerndorf/Baumgarten, Untersiebenbrunn und Breitstetten bekannt (Wessely, 1993).

Sedimente des Juras finden sich nur in Karstfüllungen (Hierlatzkalk) der Obertrias (Wessely, 1993).

1.2.6 Grauwackenzone

Bisher gelangten nur wenige Bohrungen in Gesteine der Grauwackenzone, deshalb kann nur grob zwischen einer Zone mit überwiegend dunklen Kalkschiefern beispielsweise im Raum Enzersdorf oder Engelhartstetten und einer Abfolge aus Quarzkonglomeraten und dunkeln Tonschiefern (Fischamend T1) unterschieden werden (Wessely, 1993). Im tschechisch-slowakischen Teil des Wiener Beckens wurden bisher keine Gesteine der Grauwackenzone erbohrt und könnten daher gegen Osten hin weitgehend erodiert worden sein (Hamilton et al., 1990).

1.2.7 Zentralalpin-Tatride Zone

Erbohrt wurde in dieser Zone vor allem der mesozoische Sedimentmantel entweder in Form von Semmeringmesozoikum oder die tatride Mantelserie, die mesozoische Sedimentabfolgen auf kristallinem tatriscen Basement darstellen (faziell können diese kaum unterschieden werden) (Wessely, 1993).

Quarzite des Permoskyth bilden die Basis, gefolgt von mitteltriassischen Kalken und Dolomiten, Keupersedimenten der Obertrias (bunte Tone, Quarzite und Dolomite) sowie dunklen rhätischen Kalken und dunklen sandigen Kalken des Lias. Zentralalpine Kristallineinheiten wurden bisher nur in der Bohrung Zillingtal 1 angetroffen (Wessely, 1993).

Die tektonische Anordnung der unterschiedlichen alpinen Einheiten im Untergrund des Wiener Beckens wird in Abb. 1.4 verdeutlicht.

1.3 Gosau-Gruppe

In den gesamten Nördlichen Kalkalpen (bzw. auch in zentralalpinen Bereichen) finden sich diskordant über unterkretazischen Einheiten Sedimente der Gosau-Gruppe, die nach dem Höhepunkt der kretazischen Orogenese in einem von Norden transgredierenden Meer (Faupl, 2003) zur Ablagerung gekommen sind. Diese fluviatilen, limnischen, flach- bis tiefmarinen vom Turonium bis ins Eozän reichenden Abfolgen (Faupl & Wagreich, 1996) stellen Erosionsreste einer wahrscheinlich ursprünglich großräumiger ausgedehnten Sedimentbedeckung über oberostalpine Decken dar (Abb.1.5). Trotz Unterschiede im Detail der einzelnen Gosauvorkommen ist die Interpretation von mehreren isolierten Gosaubecken unwahrscheinlich, da eine übergreifende laterale Faziesanordnung sowie korrelierbare Charakteristika in der Abfolge erkennbar sind (Wagreich & Faupl, 1994).

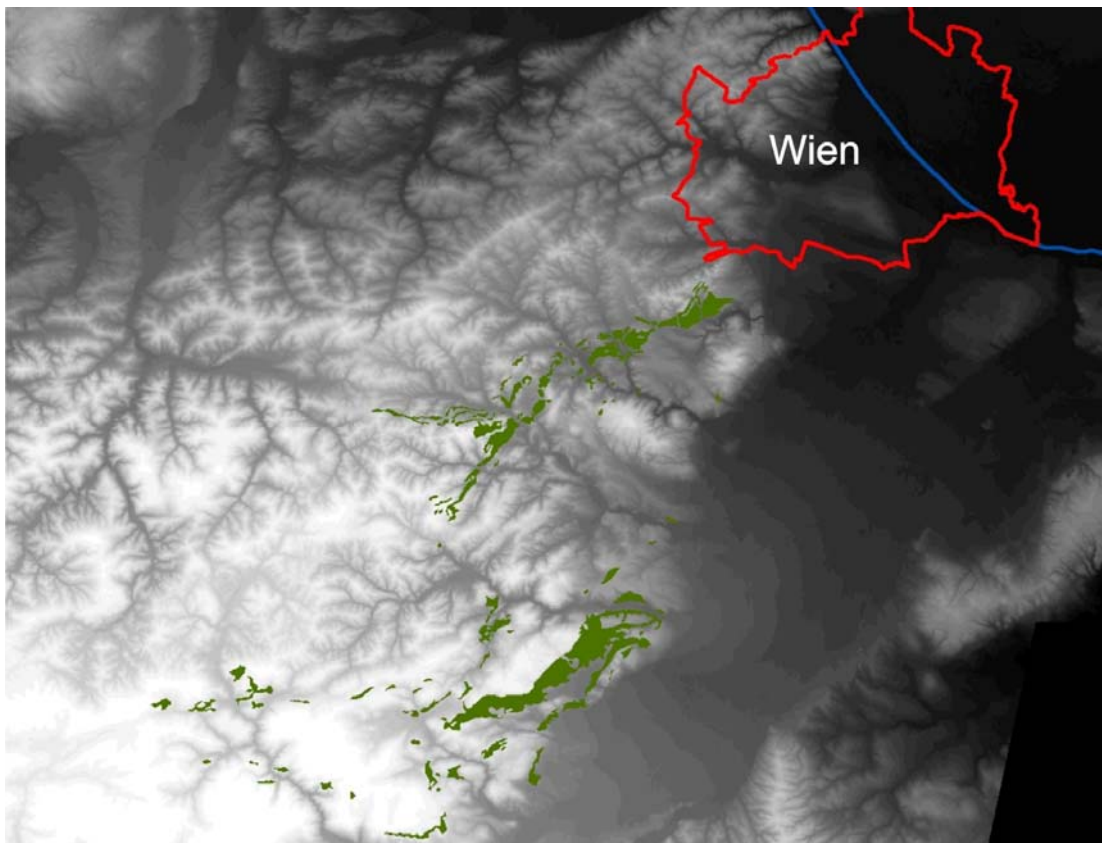


Abb. 1.5.: Digitales Höhenmodell der östlichen Ostalpen; in Grün herausgezeichnet sind oberkretazische bis paleozäne Ablagerungen der Gosau-Gruppe (Graphik: Bernhard Salcher; Grundlage Geologische Karte von Niederösterreich, 1:200.000, GBA).

Grundsätzlich wird die Gosau-Gruppe in eine aus fluviatilen, lakustrinen bis seichtmarinen Sedimenten bestehende Untere Gosau-Subgruppe (Turonium bis

Santonium/Campanium bzw. mancherorts bis ins Maastrichtium) und in eine tiefwassergeprägte Obere Gosau-Subgruppe, die unterschiedlich weit bis ins Eozän reichen kann, unterteilt (Wagreich & Faupl, 1994). Diese zwei Subgruppen zeigen deutlich unterschiedliche Subsidenzentwicklungen, die die generelle tektonische Situation widerspiegeln. Ein initialer Subsidenzschritt markiert ein pull-apart-Stadium hinter einem Akkretionskeil gelegen und bildet sich in der Unteren Subgruppe ab. Die höhere Gosau-Subgruppe, die meistens durch eine Winkeldiskordanz sowie eine stratigraphische Lücke von der Unteren Subgruppe getrennt ist, zeigt sehr hohe Subsidenzraten (teilweise bis unter die CCD), die sowohl durch ein Kollisionsevent als auch durch tektonische subkrustale Erosion des Akkretionskeils entstanden sind (Faupl & Wagreich, 1996).

1.3.1 Gosau im Untergrund des Wiener Beckens

Unter der neogenen Bedeckung des Wiener Beckens wurden Gosausedimente, die in Synformen unterschiedlicher kalkalpiner Decken abgelagert sind, erbohrt. Dabei können folgende Einheiten von N nach S unterschieden werden: die Gießhübler Synklinale, die in ihrer direkten Verlängerung auch am Westrand des Wiener Beckens aufgeschlossen ist, die Gosau von Prottes, die Glinzendorfer Synklinale, die ihre Fortsetzung in der Grünbacher Synklinale findet und als Gosaurest in der Region Grünbach-Neue Welt an die Oberfläche tritt, sowie die Gosaumulden von Brezová und Studienka (Wessely, 1992).

Die Lage dieser Gosausynklinalen im Untergrund des Wiener Beckens wird in den Abbildungen 1.1, 1.4 und 1.6 verdeutlicht.

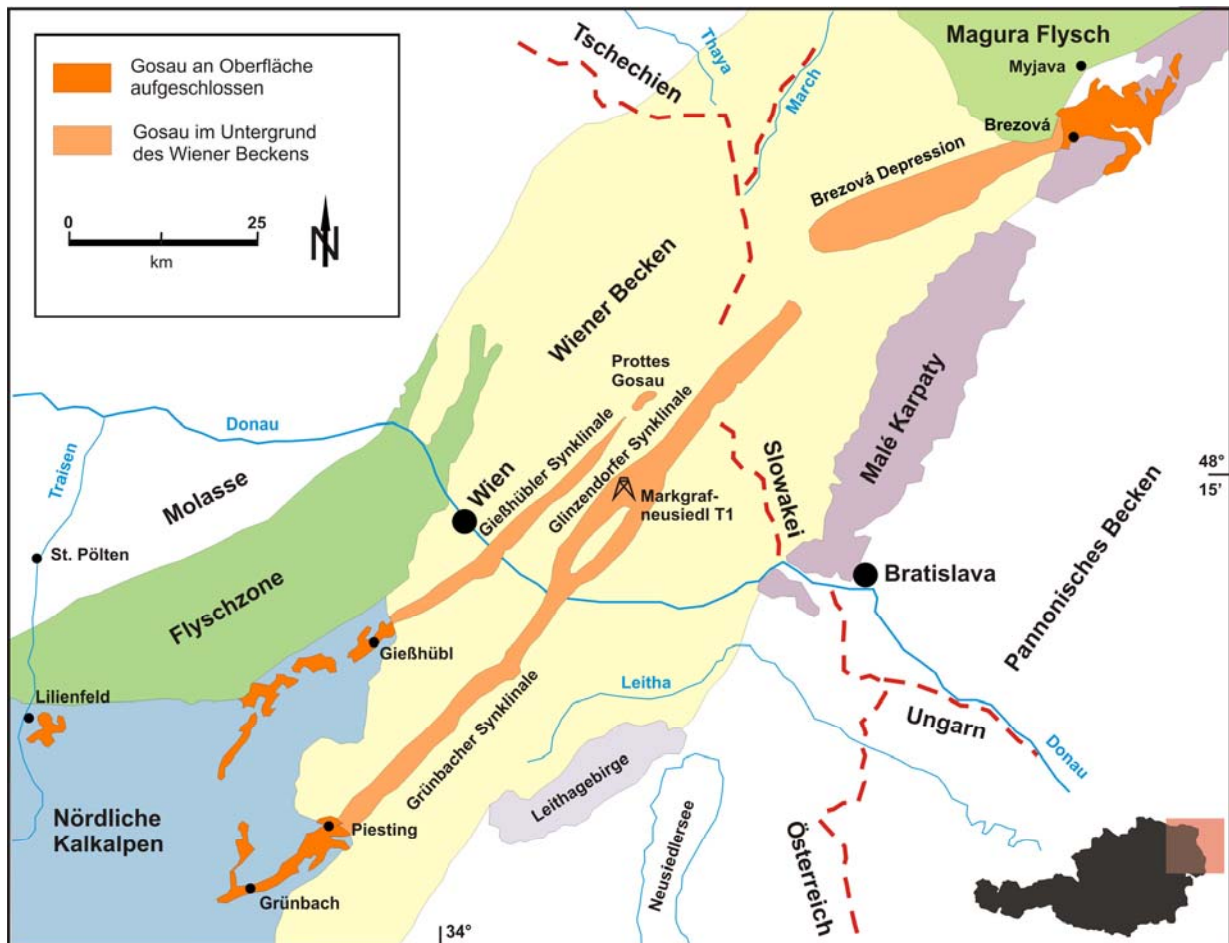


Abb. 1.6.: Vereinfachte geologische Karte der östlichen Ostalpen, des Wiener Beckens und der westlichen Westkarpaten. Besonderer Augenmerk liegt dabei auf den Gosauaufschlüssen sowie dem Verlauf der Gosausynklinale im Untergrund des Wiener Beckens. Verändert nach Wagreich & Marschalko (1995) und Zimmer & Wessely (1996).

1.3.2 Gießhübler Synklinale

Die Gosauablagerungen der Gießhübler Synklinale, die tektonisch dem Bajuvarikum (Lunzer Decke (Faupl & Wagreich, 1996)) zugehörig sind und als nördlichste Gosaumulde von Gießhübl nach NE streichend im Untergrund des Wiener Beckens verlaufen (Abb. 1.6), beginnen im Coniacium mit geringmächtigen karbonatreichen Sandsteinen oder auch Brekzien, die ein flachmarines Milieu anzeigen. Neben teilweisem Auftreten von Hornsteinen sind vor allem viele Fossilien, wie Inoceramen oder Lithothamnien, zum Teil auch Gastropoden (*Trochactaeon*) und Foraminiferen (*Globotruncana lapparenti*-Typus) zu finden (Wessely, 2006).

Darüber folgt vom oberen Santonium bis ins Unter-Maastrichtium (Wessely, 2006) die Nierental-Formation, die bereits der Oberen Gosau-Subgruppe zuzuordnen ist und eine hohe lithologische Diversität aufweist. Diese besteht vorwiegend aus dünn- bis mittelbankigen Kalkmergel und Mergelkalken, selten auch aus karbonatärmeren Peliten. Das Auftreten von Sandsteinlagen ist sehr variabel aber charakteristischerweise unter 20% anzutreffen (Krenmayr, 1999). Vereinzelt können

auch Brekzien mit kalkalpinen Komponenten oder Exotika führende Konglomerate eingeschaltet sein (Wessely, 2006). Die Nierental-Formation zeigt also generell Ablagerungen aus einem pelagisch-hemipelagischen Milieu mit eingeschalteten mass-flow-Sedimenten (Wagreich & Krenmayr, 2005). Typisch sind Globotruncanen (*Dicarinella concavata*) des höheren Santoniums und *Globotruncanita elevata* im Unterampanium (Wessely, 2006). Als Ablagerungsbereich wird ein mittlerer Kontinentallhang über der Kalzitkompensationstiefe (CCD) mit niedrigen Sedimentakkumulationsraten (~1,4 cm/ka) angenommen (Krenmayr, 1999).

Ab dem höheren Maastrichtium beginnt die Ablagerung der tiefmarinen Gießhübl-Formation, die in eine Untere, Mittlere und Obere Subformation gegliedert wird. Die Basis dieser Formation bildet ein zum Großteil aus Hauptdolomit bestehender Brekzienhorizont, dem mächtige (bis 1000 m, Wagreich, 2001) flyschartige Turbidite bis ins obere Paleozän (Thanetium, Wessely, 1992) überlagert sind (Wessely, 2006). Karbonatfreie Tonsteine belegen eine Sedimentation unterhalb der CCD (Wagreich, 2006). Bunte Ton- und Mergelschiefer sowie quarzsandreiche Turbidite kennzeichnen die Untere Gießhübl-Subformation. Für die Mittlere Subformation sind vor allem graue Mergel mit einigen wenigen Turbidithorizonten, die aus karbonatischem flachmarinen Detritus (vor allem Lithothamnien) aufgebaut sind, typisch. Kalkärmere bunte Mergel und Quarzsandsteine (auch Brekzien und Konglomerate) sind in der Oberen Subformation anzutreffen (Wessely, 2006).

Die subalpine Gosauabfolge der Gießhübler Synklinale im Untergrund des Wiener Beckens ist vor allem im Raum Aderklaa der aufgeschlossenen Gießhübler Gosau an der Oberfläche ident. Ähnliches gilt auch für die Gosau, die in den Bohrungen Schönkirchen Tief und Prottes Übertief angetroffen wurde, wobei hier allerdings die höheren Anteile der Gießhübl-Formation dominant sind und direkt auf oberkretazischen Einheiten zu liegen kommen (Wessely, 2006).

Insgesamt erreicht die Gießhübler Synklinale im Untergrund des Wiener Beckens Mächtigkeiten zwischen 600 und 800 m (Wessely, 2000 a).

1.3.3 Gosau von Prottes

Diese dem Tirolikum auflagernde Gosauabfolge des Coniaciums bis partiell des oberen Paleozän reicht von Prottes im Untergrund des Wiener Beckens bis Altenmarkt a.d. Triesting (Wessely, 2006), (Abb. 1.6).

Konglomeratistische Dolomiteklastika (Coniacium bis Santonium) bilden eine keilförmige Einheit, die von bunten Mergelkalken des Campaniums abgelöst werden. Im Campanium und Maastrichtium kommen Schuttfächer sowie Mergelkalke und Brekzien zur Ablagerung, die stellenweise von der Unteren Gießhübl-Subformation überlagert werden. Gosaeinheiten des Tirolikums gleiten vereinzelt in die Mittlere und Obere Gießhübl-Subformation der Gießhübler Synklinale (beispielsweise in der Bohrung Raasdorf T3) ein (Wessely, 2006).

1.3.4 Glinzendorfer Synklinale

Ebenfalls dem Tirolikum (Jura und Obertrias, wie Dachsteinkalk oder Hauptdolomit) diskordant auflagernd ist die mächtige (in der Bohrung Gänserndorf ÜT1 wegen steilem Schichteinfallen und Schichtverdoppelungen 2028 m mächtig) Glinzendorfer Synklinale (Wessely, 2006), (Abb. 1.6). Diese für die Exploration von Kohlenwasserstoffen innerhalb kalkalpiner Einheiten unterhalb des Wiener Beckens wichtige Zone verläuft im präneogenen Untergrund des Wiener Beckens NE-SW-streichend vom slowakischen Anteil rund um Gajary bis Zahorska Ves über Zwerndorf im österreichischen Abschnitt und lässt sich fast durchgehend als Fortsetzung der Grünbach-Synklinale bis zum Austritt an der Oberfläche im Gebiet Grünbach - Neue Welt - Piesting verfolgen (Ralbovsky & Ostroľucký, 1996). Die sich nach NE verschmälernde Glinzendorfer Synklinale (Ralbovsky & Ostroľucký, 1996) stellt somit wahrscheinlich das östliche Äquivalent der Grünbach Synklinale dar (Pavlishina et al., 2004), wobei die Glinzendorfer Gosauablagerungen in einigen Bohrungen, wie Gänserndorf ÜT3, T3, Markgrafneusiedl 1, N1, T1 und Glinzendorf 1 und T1 (Wessely, 2006) sowie Gajary 125 (Ralbovsky & Ostroľucký, 1996), angetroffen wurden (Abb. 1.7).

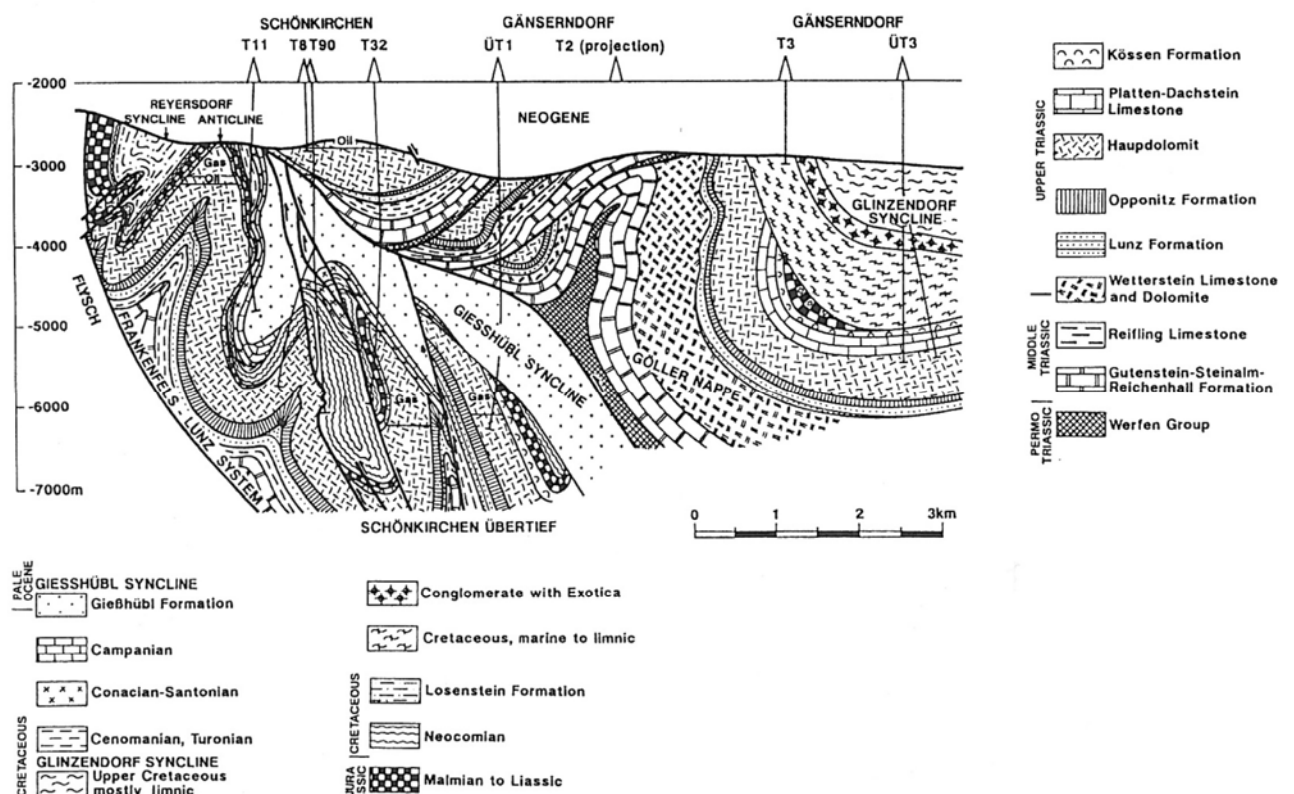


Abb. 1.7.: Geologischer Schnitt durch das Wiener Becken und dessen Untergrund; Zimmer & Wessely (1996).

Generell herrscht in den Abfolgen der Glinzendorfer Synklinale eine limnische Fazies vor, wobei marine Anteile eher in liegenden als in höheren Abschnitten auftauchen

(Wessely, 2000 a). Stratigraphisch reicht der Gosaukomplex aufgrund von biostratigraphisch datierten Pollen und Sporen wahrscheinlich vom Santonium bis zum Maastrichtium (Wessely, 1992). Typisch sind dabei im marinen Anteil auch Dinozysten wie z.B. *Cannosphaeropsis utinensis* (Pavlishina et al., 2004), wobei ein paleozäner Anteil nicht ausgeschlossen werden kann (Ralbovsky & Ostroľucký, 1996), (Abb.1.8).

Der liegendste Teil der Gosauabfolge besteht aus dunkelgrauen, kohligen Tonen bis Mergeln mit einzelnen Kohlelagen sowie auch grauen, onkolithisch umkrusteten limnischen Konglomeraten. Stellenweise treten innerhalb dieser Mergel braune kalkige Lagen auf, in denen auch Reste der Süßwasseralge *Munieria* und große dickschalige Gastropoden nachgewiesen wurden. In kohleführenden Lagen können Bivalven- und Gastropodenschalen teilweise auch schillartig angehäuft sein (Wessely, 2006). Diese und andere Gosau-Kohlen wurden von Sachsenhofer & Tomschey (1992) geochemisch detailliert untersucht.

Darüber folgt eine heterogene, bis zu 1200 m mächtige limnische Abfolge (Äquivalent der Grünbach-Formation, Santonium bis Campanium) bestehend aus bunten Mergeln und Tonen (gelblich, bräunlich, grünlich, violett bis gräulich) in denen auch Pyritkonkretionen vorkommen. Konglomerate alluvialer Fächer (Summesberger, 2002) mit großen, rosagrauen, gut gerundeten exotischen Komponenten, meist Quarzporphyr, und rötlicher Matrix treten in einem nicht konstant verfolgbaren (in der Bohrung

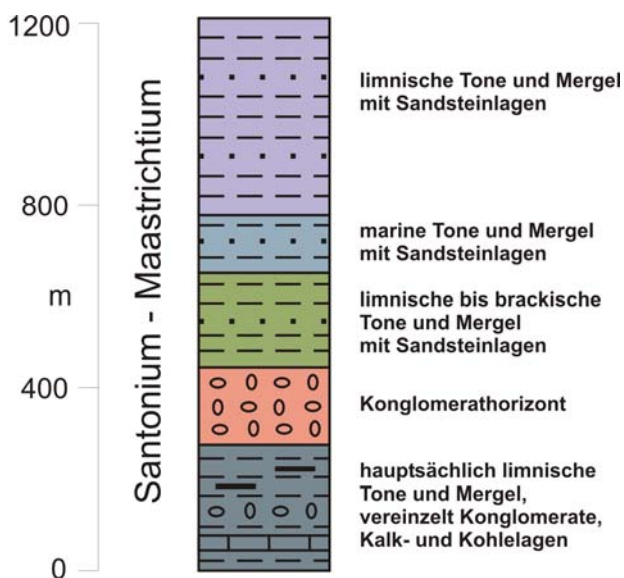


Abb. 1.8.: Stratigraphisches Profil der Glinzendorfer Synklinale im Untergrund des Wiener Beckens (durchschnittliche Mächtigkeit in Metern).

Gänserndorf ÜT3 230 m mächtigen) Horizont auf (Wessely, 2006). Als Quelle für diese Quarzporphyre wird die paläogeographisch südlich gelegene Grauwackenzone angesehen (Ralbovsky & Ostroľucký, 1996). Einschaltungen von Sandstein- und Brekzienlagen können selten beobachtet werden. Chara-Oogonien sind typisch für die Mikrofauna der Grünbach-Formation (Wessely, 2006), die einer lakustrinen bis brackischen Fazies eines sumpfigen Ablagerungsraumes geringen Reliefs entspricht (Summesberger, 2002). Palynologisch wurden die Gosauablagerungen der Glinzendorfer Synklinale der Bohrung Markgrafneusiedl Tief 1 von Pavlishina et al. (2004) untersucht.

Im Maastrichtium kommt es zur Ablagerung von limnischen bis allmählich marin werdenden dunklen Mergeln und Sanden (Wessely, 2006) mit Foraminiferen wie *Nummofallotia cf. cretacea* (Ralbovsky & Ostroľucký, 1996), Globotruncanen (Wessely, 2006) oder Gastropoden (*Acteonella sp.*), die noch ein kretazisches Alter

(höhere Oberkreide) anzeigen (Ralbovsky & Ostroľucký, 1996). Diese Einheiten stellen wahrscheinlich ein Äquivalent zur Piesting-Formation dar (Wessely, 2006).

Wie auch interne Berichte der OMV, beispielsweise über die Bohrung Glinzendorf T1, zeigen, sind sowohl das Alter, zumeist mittels Nannofossilien untersucht (wobei größere Abschnitte der Gosauablagerungen überhaupt keine Nannofossilien beinhalten), als auch die Ablagerungsbedingungen (marin oder kontinental geprägt) umstritten.

Die Bohrung Gajary Ga-125 hat ebenfalls eine der Glinzendorfer Synklinale zugeordnete, rund 800 m mächtige Gosauabfolge beginnend in einer Tiefe von 4437 m erbohrt. Dieser Gosaukomplex kann in drei Teile gegliedert werden: In ein unteres und oberes rotes, kontinental geprägtes konglomeratisches Intervall und ein dazwischen liegendes graues marines Intervall (Mišík, 1994).

Das untere rote Intervall besteht hauptsächlich aus mittel- bis grobkörnigen, meist rhyolitischen Konglomeraten, wobei im hangenden Bereich rote Mudstones zwischengeschaltet sind. Als Ablagerungsbereich wird dabei ein seichtes Seeenvironment angenommen (Mišík, 1994).

Das zwischengeschaltete marine graue Intervall ist durch dunkle Sandsteine und feinkörnige Konglomerate, wobei die Lithologie der Komponenten sehr variabel ist, sowie durch Mergel und Mergelkalke charakterisiert. In den feinkörnigen Sedimenten können Kohlenreste bzw. -äderchen vorkommen, wobei auch eine Kohlenlage angetroffen wurde (ähnlich den Bohrungen Gänserndorf). Fossilien (vor allem Gastropoden des Typus *Actaeonella*) sind teilweise häufig und belegen ein marine höhere Oberkreide (Mišík, 1994).

Im oberen roten Intervall sind rötliche Mudstones und Mergel dominant. Aufgrund des Fehlens von Fossilien wird ein kontinentales, lakustrines Environment angenommen (Mišík, 1994).

1.3.5 Grünbacher Synklinale

Diese im Untergrund des Wiener Beckens NE-SW-streichende (Abb.1.6), kohleführende Gosaumulde, deren ostwärtige Verlängerung die Glinzendorfer Synklinale darstellt, tritt am Westrand des Wiener Beckens zwischen Hoher Wand und den Fischauer Bergen sowie der Schneebergdecke an die Oberfläche (Wessely, 2006) und stellt im Westteil eine Synklinale mit überkipptem Schenkel dar (Plöchinger, 1961) (Abb. 1.10). Diese an der Oberfläche im Bereich Grünbach – Neue Welt aufgeschlossenen Gosauablagerungen werden von Plöchinger (1961) detailliert beschrieben. Lithostratigraphisch können fünf Formationen, vom Santonium bis ins Paleozän reichend, unterschieden werden (Summesberger et al., 2002; Kvaček & Herman, 2004), (Abb.1.11).

Die prägosauische Basis der Grünbacher Gosau sind triassische Gesteine der Hallstätter Fazies und Werfener Schichten, wobei auch immer wieder Bauxite, die sich unter feucht-warmem Klima bilden konnten, zu finden sind (Wessely, 2006).

Die liegendste Einheit bildet die Kreuzgraben-Formation des höheren Santoniums, die einerseits aus Brekzien mit lokalen Komponenten und lateritischer Matrix, sowie andererseits aus Konglomeraten mit exotischen Geröllen und Schüttungen alluvialer Fächer bestehen (Pavlishina et al., 2004). Diese hauptsächlich aus Porphyren, Quarzen, Quarziten, aber auch Phylliten und Grünschiefern bestehenden exotischen Konglomerate werden von Erkan (1972) detailliert beschrieben und lassen zwei unterschiedliche Liefergebiete (ein nördlich und ein südlich des obersantonen Beckens gelegenes) erkennen.



Abb. 1.9.: Hippuritenriff der Maiersdorf-Formation nördlich des Segen-Gottesschachts (Grünbach).

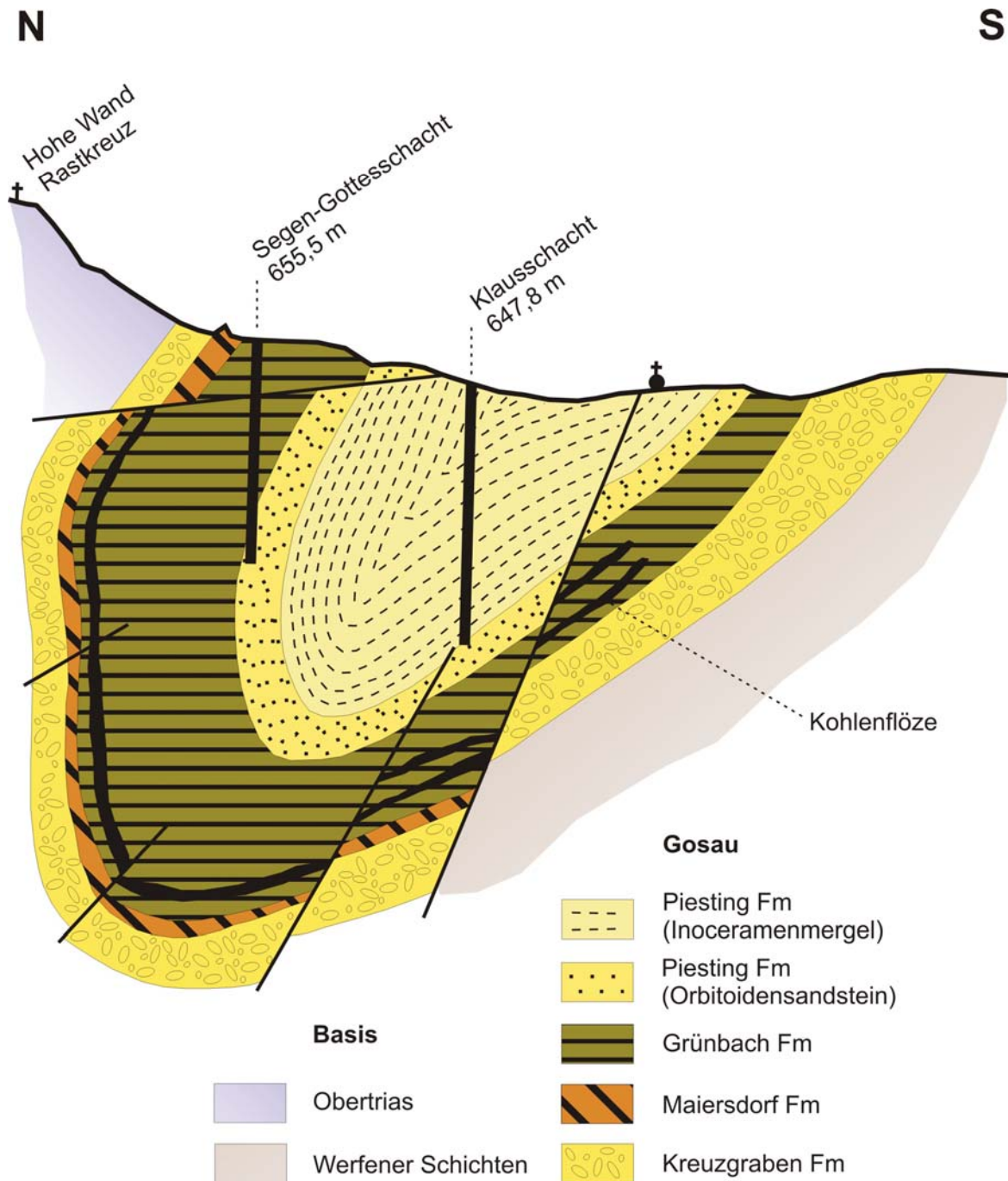


Abb. 1.10.: N-S-Schnitt der Grünbacher Synklinale im Raum Grünbach – Neue Welt, südlich der Hohen Wand, verändert nach Plöchinger (1961) und Wessely (2006).

Darüber folgt die seichtmarine Maiersdorf-Formation des Ober-Santoniums. Karbonatische Brekzien (Summesberger et al., 2002) und teils sandig, mergelige Kalke mit Korallen, Brachiopoden und Acteonellen (Abb. 1.11) sind in liegenden Abschnitten dieser Formation typisch. Dieses Vorkommen wird durch Rudistenkalke einer Rifffazies mit Hippuriten (*Plagioptychus aquilloni* und *Radiolites*) verdrängt (Wessely, 2006). Diese durch $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Isotopenverhältnisse auf ein 83,3 Ma ($\pm 0,5$ Ma)-Alter eingestuft Sedimente spiegeln ein transgressives Regime dieser Gegend wider (Summesberger et al., 2002), (Abb. 1.9).

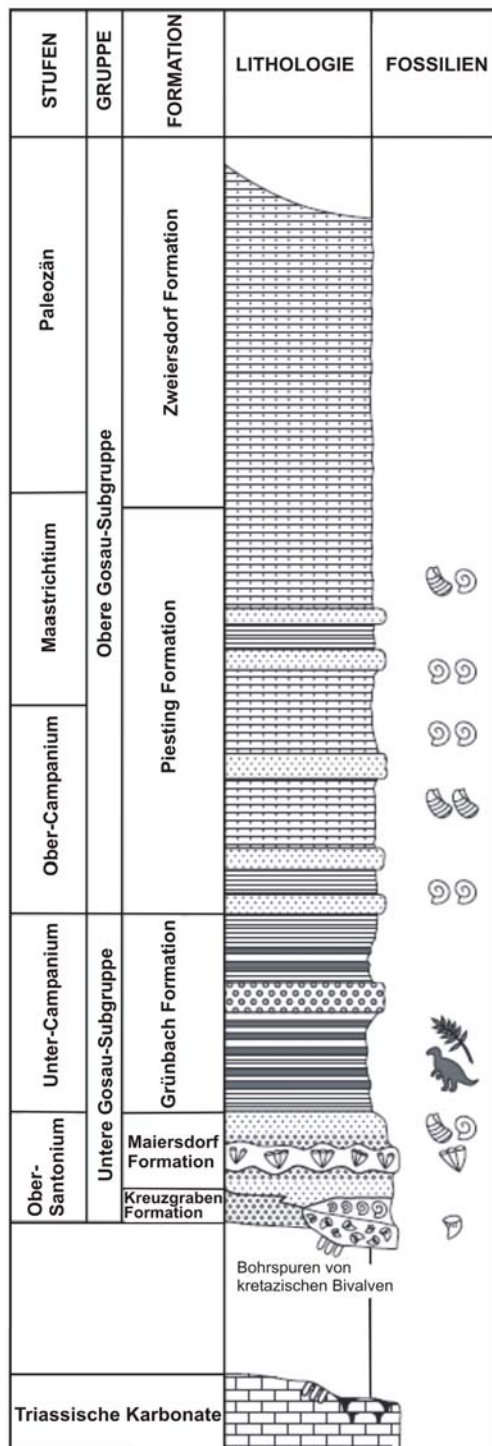


Abb. 1.11.: Stratigraphisches Profil der Gosauablagerungen von Grünbach – Neue Welt; verändert nach Summesberger et al. (2007).

turbiditische Charakter der Lagen deutet auf ein bereits stärker eingetieftes Ablagerungsmilieu hin (Wessely, 2006).

Die Grünbach-Formation des Unter-Campaniums beginnt mit Acteonellenkalken und –sandsteinen sowie mit Acteonellen und Nerineen führenden Konglomeraten (Wessely, 2006). Danach folgt eine bis zu 700 m mächtige Abfolge (Wessely, 2006) mit grauen Mergeln und feinkörnigen Sandsteinen mit Kohlelagen (Abb. 1.11), wobei immer wieder gröberklastische Einschaltungen (Konglomerate und Sandsteine) als alluviale Fächer eingeschaltet sind (Summesberger et al., 2002). Süßwasseralgen zeigen dabei ein brackisch bis lakustrines Milieu, wo in sumpfigen Gebieten Kohle zur Ablagerung kam. Diese bis 2,5 m mächtigen Kohleflöze wurden teilweise bis in die 60er Jahre des 20. Jahrhunderts abgebaut. Aus diesem süßwasserbetonten, kontinentalen Environment sind eine vielfältige Flora aus Farnen, Coniferen, Nackt- und Bedecktsamern sowie Reptilienfunde bekannt (Wessely, 2006).

Erst im Ober-Campanium werden wieder marine Inoceramenmergel und Orbitoidensandsteine mit der bis zu 400 m mächtigen Piesting-Formation, die bis ins Maastrichtium reicht, abgelagert (Wessely, 2006). Diese stratigraphische Einstufung wird durch die planktonischen Foraminiferenzonen der *Globotruncana ventricosa*, *Globotruncana havanensis* sowie *Gansseria gansseri* bestätigt (Hradecká et al., 1999). Drei lithofazielle Großeinheiten bauen diese Formation auf: der liegendste Abschnitt mit Mergeln und feinkörnigen Sandsteinen, ein 2,5 m mächtiger sandig-konglomeratischer Horizont und die hangendste sandig-mergelige bis mittelsandige Einheit (Summesberger et al., 2002). Der

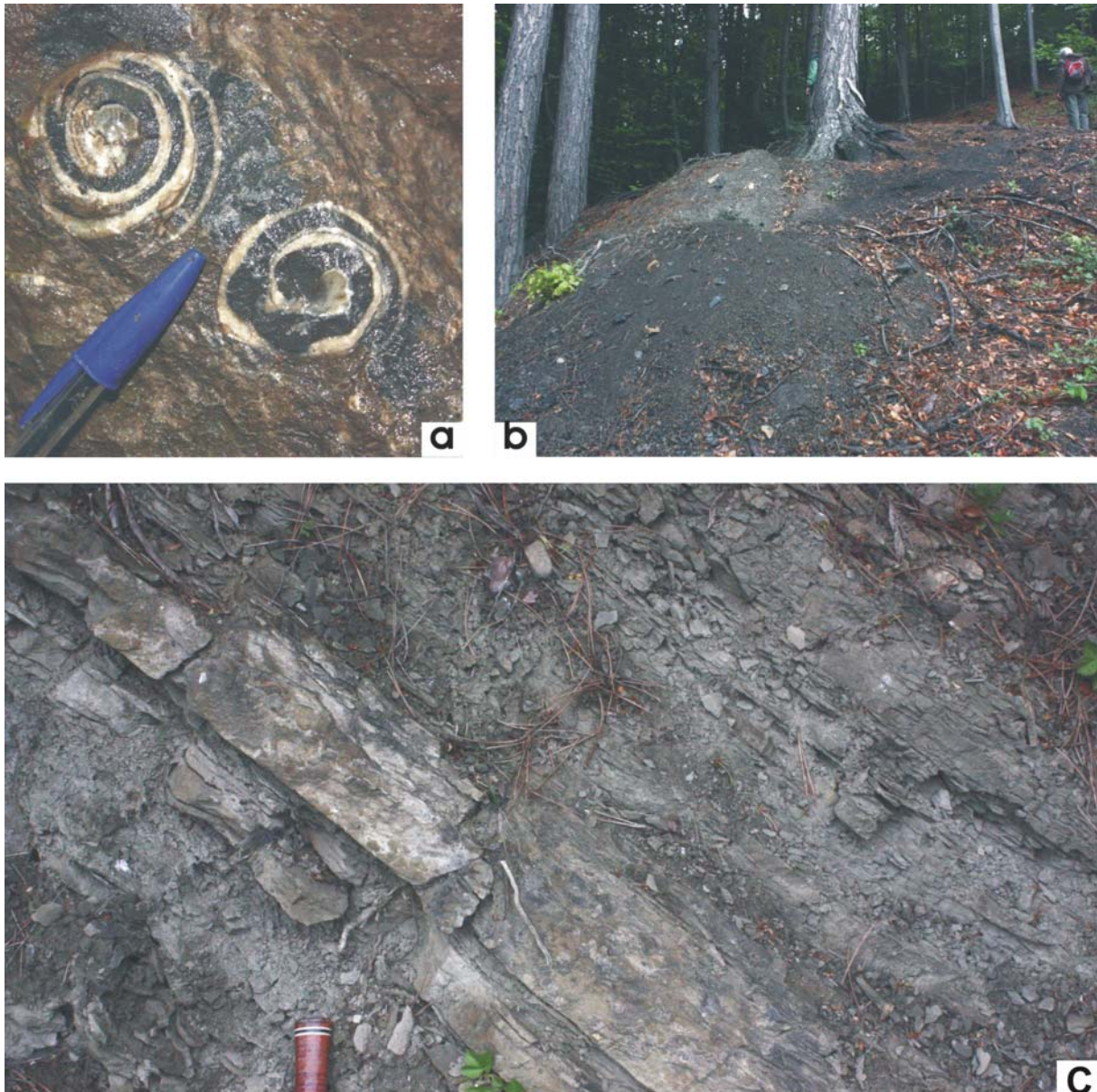


Abb. 1.11.: a.) Acteonellen der Maiersdorf-Formation (Schneckengartl, Grünbach); b.) Kohlige Zonen der Grünbach-Formation (nördlich des Segen-Gottesschachts, Grünbach); c.) Turbiditische Sandstein-Mergel-Bänke der Zweiersdorf-Formation.

Die Gosau von Grünbach reicht mit der 200 m mächtigen Zweiersdorf-Formation ins tiefere Paleozän. Durch eine weitere Eintiefung des Beckens wurden turbiditische glimmerreiche Sandsteine und Mergel mit Lithothamnien abgelagert (Wessely, 2006). Im Vergleich dazu ist die Gießhübler Gosau generell tiefmariner beeinflusst.



Abb. 1.12.: Foto der Grünbacher Synklinale; Blickrichtung SW in Richtung Grünbach und Hohe Wand (Erhebung rechts im Hintergrund). Die flachhügelige Topographie im Vordergrund wird durch oberkretazische und paleozäne weiche Mergel der Gosau-Gruppe aufgebaut.

1.3.6 Brezová Depression

Die Brezová Depression streicht in ENE-Richtung im slowakischen Teil des Wiener Beckens bis an dessen Ostrand, wo diese Gesteine dann in der Umgebung von Brezová und Myjava am Westrand der Westkarpaten an die Oberfläche treten (Abb. 1.6). Obwohl starke Ähnlichkeiten der Brezová- und Myjava-Gruppe der Westkarpaten mit der Gosau-Gruppe der Nördlichen Kalkalpen in Niederösterreich zu beobachten sind, ist vor allem die Korrelation im präneogenen Untergrund des Wiener Beckens schwierig (Wagreich & Marschalko, 1995). Wessely (1992) erachtet eine Korrelation der Brezová-Gosau mit der Gosau von Prottes aufgrund fazieller Parallelen am wahrscheinlichsten, schließt jedoch eine Zugehörigkeit zur Gießhübl-Gosau nicht aus, obwohl dies einen starken Wechsel in der Fazies und der Mächtigkeit implizieren würde. Korrelationen mittels Schwermineralien wurden durch Wagreich & Marschalko (1995) durchgeführt, wodurch sich starke Anklänge an die kretazische Gießhübl-Gosau ergaben.

Generell wird die Brezová-Gosau in eine liegende kretazische (Coniacium bis Maastrichtium) Brezová-Gruppe und eine hangende paläogene (Paleozän bis Eozän) Myjava-Gruppe gegliedert (Wagreich & Marschalko, 1995).

Die Basis der Brezová-Gruppe bildet die bis 280 m mächtige Ostriez-Formation (Ober-Coniacium bis Unter-Santonium), die durch brekziöse und konglomeratische transgressive Ablagerungen gefolgt von Sandsteinen und Mergeln gekennzeichnet ist. Ähnlichkeiten sind im liegenden Abschnitt mit der Kreuzgraben-Formation sowie im hangenden mergeligen Anteil mit diversen anderen unter-santonen Gosau-Formationen gegeben (Wagreich & Marschalko, 1995).

Ebenfalls im Santonium folgt die 350-500 m mächtige Hurbanova Dolina-Formation, die hauptsächlich aus Mergeln mit vereinzelt Sandsteinlagen besteht und einem wahrscheinlich neritischen Schelfbereich mit Sturmlagen entspricht (Wagreich & Marschalko, 1995).

Im frühen Campanium werden hemipelagische, mergelige Kalke bis kalkige Mergel der Košariská-Formation, die den mergeligen Abschnitten der Nierental-Formation sehr ähneln, und später sandsteinreichere, turbiditische Sedimente der Podbradlo-Formation (Ober-Campanium bis Unter-Maastrichtium) abgelagert. Im Ober-Maastrichtium folgt die Podlipovec-Flysch-Formation (Wagreich & Marschalko, 1995). Im Paleozän beginnt die Mayjava-Gruppe mit der Priepastné-Formation gefolgt von der eozänen Jablonka-Formation (650 m mächtig) – beide durch turbiditische Sedimente gekennzeichnet, wobei für die Jablonka-Formation eine Ablagerung unterhalb der CCD angenommen wird und diese daher große Ähnlichkeiten mit der Gießhübl-Formation der Gießhübl-Synklinale aufweist (Wagreich & Marschalko, 1995).

1.4 Tektonischer Überblick über den Untergrund des Wiener Beckens

Die Tektonik des präneogenen Untergrundes des Wiener Beckens ist ein höchst komplexes Thema, welches beispielsweise in Hamilton et al. (1990), Kröll & Wessely (1973) oder Wessely (1973, 1973/74, 1984, 1992, 1993, 2000 b & c) detailliert beschrieben wird. In dieser Arbeit wird lediglich ein kurzer Überblick darüber gegeben, wobei auf die Strukturen der Gosauablagerungen genauer eingegangen wird.

Generell werden randliche Horstzonen durch große Störungen von tieferliegenden Depressionszonen getrennt, wobei dies vor allem für den Westrand des Beckens gilt. Entlang der NE-streichenden Längsachse sind mehrere Hochzonen markant (Abb. 1.13) (Wessely, 1993).

Die größten dieser höher gelegenen Schollen am Westrand sind nördlich die Poysbrunner und Mistelbacher Scholle, getrennt durch den Schrattenberger Bruch, sowie die Mödlinger Scholle weiter südlich. Durch das Steinberg- bzw. Bisamberg-Leopoldsdorfer Bruchsystem (Maximalversätze von 6000 bzw. 4000 m (Wessely, 1984)) isoliert, schließen an die Mistelbacher und Mödlinger Scholle die Zistersdorfer, Großengersdorfer und Schwechater Depressionen an (Wessely, 1993).

Für die im mittleren Teil des Beckens verlaufende Hochzone sind von NE nach SW der Hodonin-Gbely-Horst, der Rabensburger Sporn, der Eichhorner Rücken, die

Matzener und Aderklaaer Hochzone sowie weiter südlich isoliert das Wienerberg-Enzersdorfer Hoch zu nennen. Diese Hochzone wird im Osten durch das Marchfelder Tief bzw. der Drösing-Kuty-Depressionszone, welche durch den Markgrafneusiedler Bruch getrennt werden, begrenzt. Vor den abgesenkten Zonen des Wiener Neustädter Beckens, der Mitterndorfer und Lasseer Senken (bzw. des Zahor-Plavecky-Graben in der Slowakei) folgt die Tallesbrunn-Zwerndorfer Aufwölbung. Von den östlichen Randbrüchen (Pottendorfer und Kopfstetten-Engelhartstettener Bruchsystem) steigt der Untergrund dann kontinuierlich nach Osten hin bis zur Oberfläche an (Wessely, 1993).

Die Sedimente der Gießhübler Gosau-Synklinalfüllung (im Raum Schönkirchen – Reyersdorf – Matzen - Prottes auch dessen Unterlage) sind durch steile Aufschiebungen gestört, wobei schon während der paleozänen Sedimentation die Ötscher Decke die Gosauschichten zu überschieben beginnt (Wessely, 1984). Dies macht sich vor allem dadurch bemerkbar, dass Teile der Ötscher Decke in paleozäne Einheiten eingleiten und zusedimentiert werden. Während im Raum Aderklaa nur eine teilweise Überschiebung der Göller Decke gegeben ist, wurde im Raum Schönkirchen eine beinahe vollständige Überdeckung festgestellt. Generell herrscht der Trend des Abtauchens von Strukturelementen des Frankenfels-Lunzer Systems immer nördlicherer Einheiten unter die Gießhübler Synklinale gegen NE vor (Wessely, 1993).

Die Glinzendorfer Synklinale, die diskordant über unterschiedlichen Einheiten der Göller Decke zu liegen kommt, weist stark steilgestellte bis überkippte Nordschenkel auf. Zwischen Wittau und Tallesbrunn dürften die Oberkreidesedimente und zum Teil auch deren Untergrund aufgeschoben worden sein. Bei Tallesbrunn ist ein Anstieg der Gosauschichten nach Süden gegen die Überschiebung der höheren Kalkalpendecken zu erkennen. Weiters stellt die Grünbach-Glinzendorfer Synklinale den Grenzbereich zu höheren Kalkalpendecken dar, wobei diese Teile der Gosau bei Tallesbrunn bedecken (Wessely, 1993).

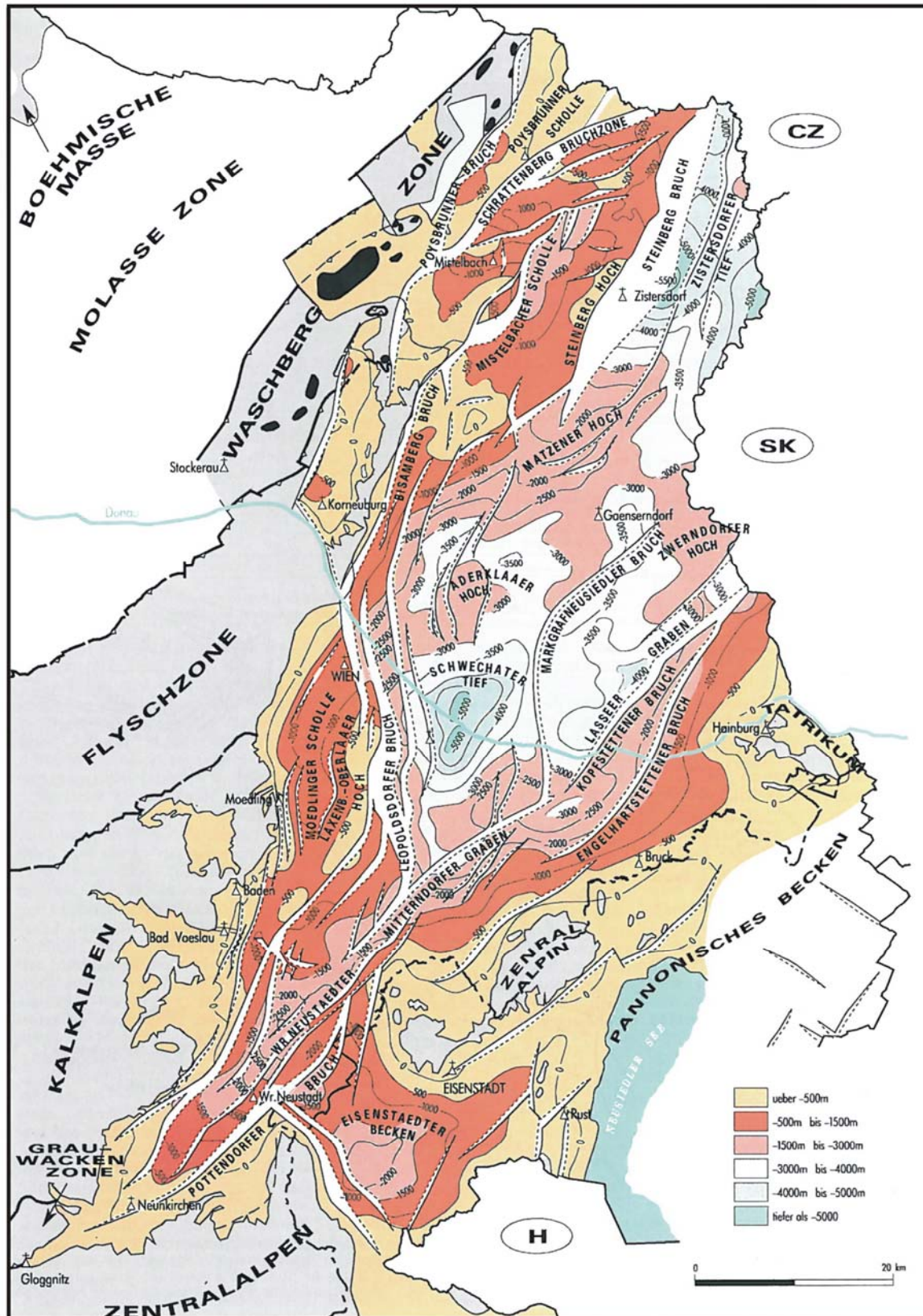


Abb. 1.13.: Untergrundreliefkarte mit Großstörungenzonen des österreichischen Anteils des Wiener Beckens; Wessely (2006).

2. Bohrung Markgrafneusiedl T1

Die Bohrung Markgrafneusiedl T1 wurde im Zeitraum von September 1973 bis März 1974 im Wiener Becken in der Gemeinde Markgrafneusiedl, Bezirk Gänserndorf, Niederösterreich, von der OMV Aktiengesellschaft abgeteuft (Abb. 1.6). Die auf rund 154 m Seehöhe gelegene Bohrung erreicht eine Gesamtteufe von 4530 m. Den hangendsten Abschnitt bildet eine 3149 m mächtige neogene Sedimentbedeckung – es werden dabei Einheiten des Pontiums, Pannoniums, Sarmatiums, Badeniums und Karpatiums durchteuft. Darunter folgen von 3149 m bis 4195 m Oberkreide-Sedimente der Gosau-Gruppe der Glinzendorfer Synklinale. Der liegendste Teil der Bohrung ist durch Ablagerungen des Malms (Oberalmer Schichten) der Ötscher Decke repräsentiert (Quelle: interner Bohrbericht OMV), (Abb. 2.1).

2.1 Proben der Bohrkerne Markgrafneusiedl T1

Die im Folgenden beschriebenen und für diese Arbeit verwendeten 29 Gesteinsproben wurden der Bohrung Markgrafneusiedl T1 entnommen. Es wurden dabei jeweils für lithologisch einheitliche Abschnitte repräsentative Stücke unterschiedlicher Teufe aus Bohrkernen der oberkretazischen Gosauabfolge der Glinzendorfer Synklinale zwischen 3200 und 4100 m Tiefe ausgesucht. Die Probennummern entsprechen der Tiefe in Metern; die Beschreibung der Proben erfolgt vom Liegenden ins Hangende (Abb. 2.1).

Die Abfolge startet bei rund 4100 m mit Konglomeraten und Sandsteinen eines wahrscheinlich alluvialen Environments. Bei ca. 4025 m beginnen Tonsteine bzw. –schiefer, die immer wieder von Kohlelagen und –adern unterbrochen sind. Tonige bis siltige Abfolgen mit vereinzelt Mollusken lassen sich bis ungefähr 3400 m verfolgen. Die hangendsten 200 bis ca. 3200 Meter werden dann zunehmend sandig-siltiger.

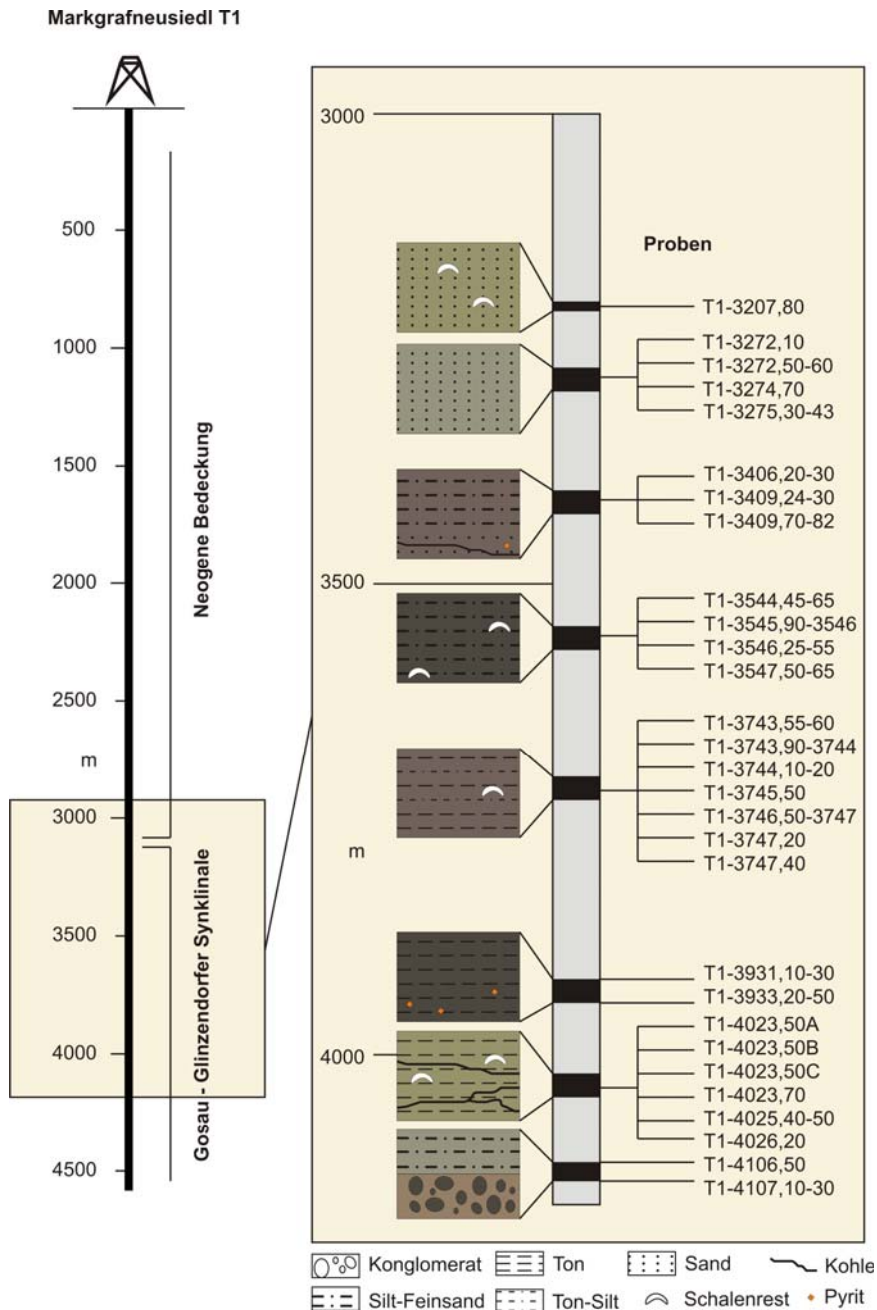


Abb. 2.1.: Schematisches Bohrprofil der Bohrung Markgrafneusiedl T1 sowie Tiefenbeziehung der einzelnen Gesteinsproben zueinander.

T1-4107,10-30

Hauptsächlich komponentengestütztes Konglomerat, bestehend aus meist gut gerundeten grauen bis bräunlichen Kalk- bzw. Dolomitkomponenten und graubrauner siltiger Matrix. Die zum Teil wahrscheinlich durch Süßwasseralgen von dünnen Kalzitkrusten umgebenen, meist mehrere Zentimeter großen Komponenten weisen tendenziell im Hangenden gröbere Klasten auf, was auf eine reverse Gradierung deuten könnte.

Als Fazies ist ein alluvial-fluvialer Ablagerungsbereich wahrscheinlich als Deltafan in ein lakustrines Environment (die Saumränder der Komponenten deuten darauf hin) bzw. ein Braided River-System (oder Debris Flows) anzunehmen (Abb. 2.2).

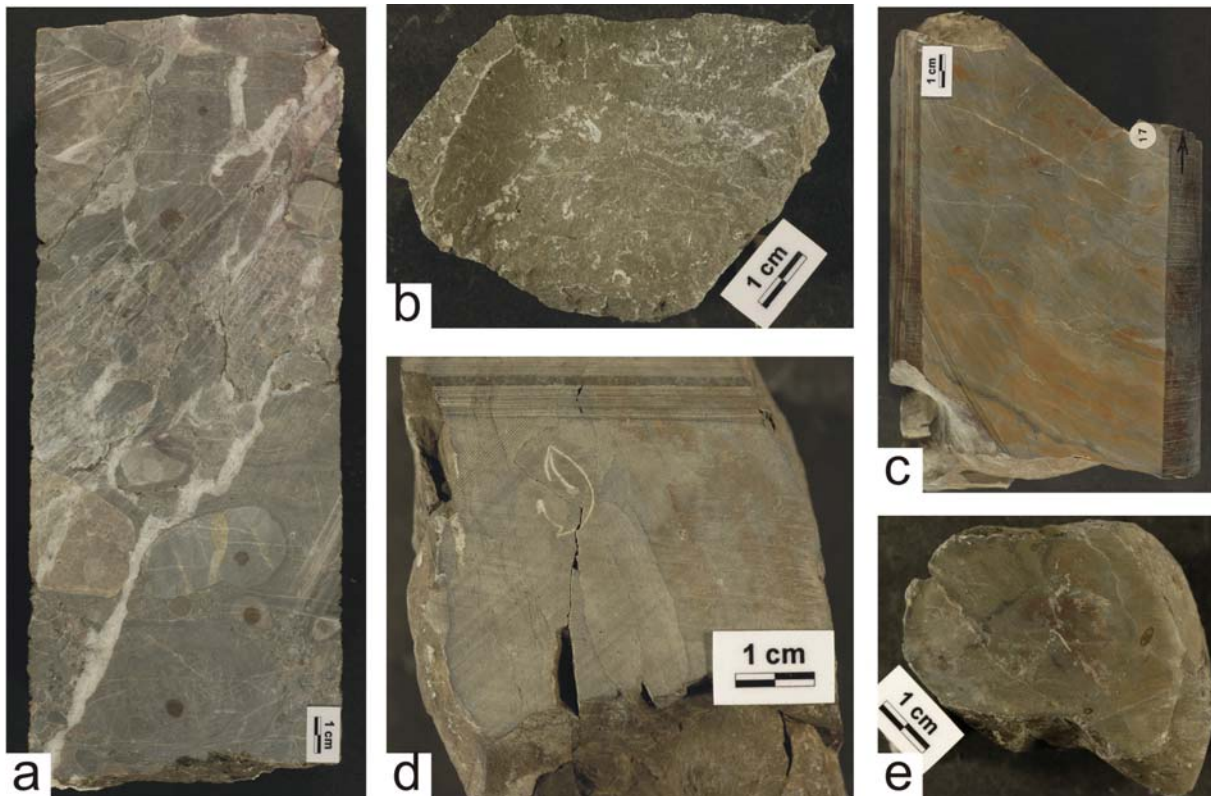


Abb. 2.2.: Fotos der Proben (Oberkreide, Gosau-Gruppe, Glinzendorfer Synklinale) aus der OMV-Bohrung Markgrafenried T1. a: T1-4107,10-30; Konglomerat, b: T1-4106,50; Silt-Feinsand, c: T1-4026,20; Mudstone, d: T1-4025,40-50; Mudstone, e: T1-4023,50-B; Mudstone.

T1-4106,50

Graues, leicht grünliches, siltig bis feinsandiges Sediment mit Pyriten. Die darunter liegenden Konglomerate gehen zuerst in matrixgestützte Brekzien und dann weiter in feinkörnige Partien mit nur vereinzelt kleinen eckigen Komponenten über. Als Ablagerungsmilieu kann wieder ein Debris Flow in einen wenig bewegten (wahrscheinlich lakustrinen) Wasserkörper mit anoxischen Bedingungen (aufgrund der Pyritvorkommen) angenommen werden (Abb. 2.2).

T1-4026,20

Grünlicher, laminierter Mudstone mit rotbraunen, wahrscheinlich durch Bioturbation bedingten Flecken.

Die Fazies stellt wahrscheinlich ein paralisches Sumpfvienvironment mit fluktuierendem Grundwasserspiegel dar (Abb. 2.2).

T1-4025,40-50

Graugrüner Mudstone mit rotbraunen Flecken (Bioturbation?) und feinen Kohleleadern sowie nicht weiter identifizierbaren Pflanzen- und Schalen(Gastropoden-)resten (Abb. 2.2).

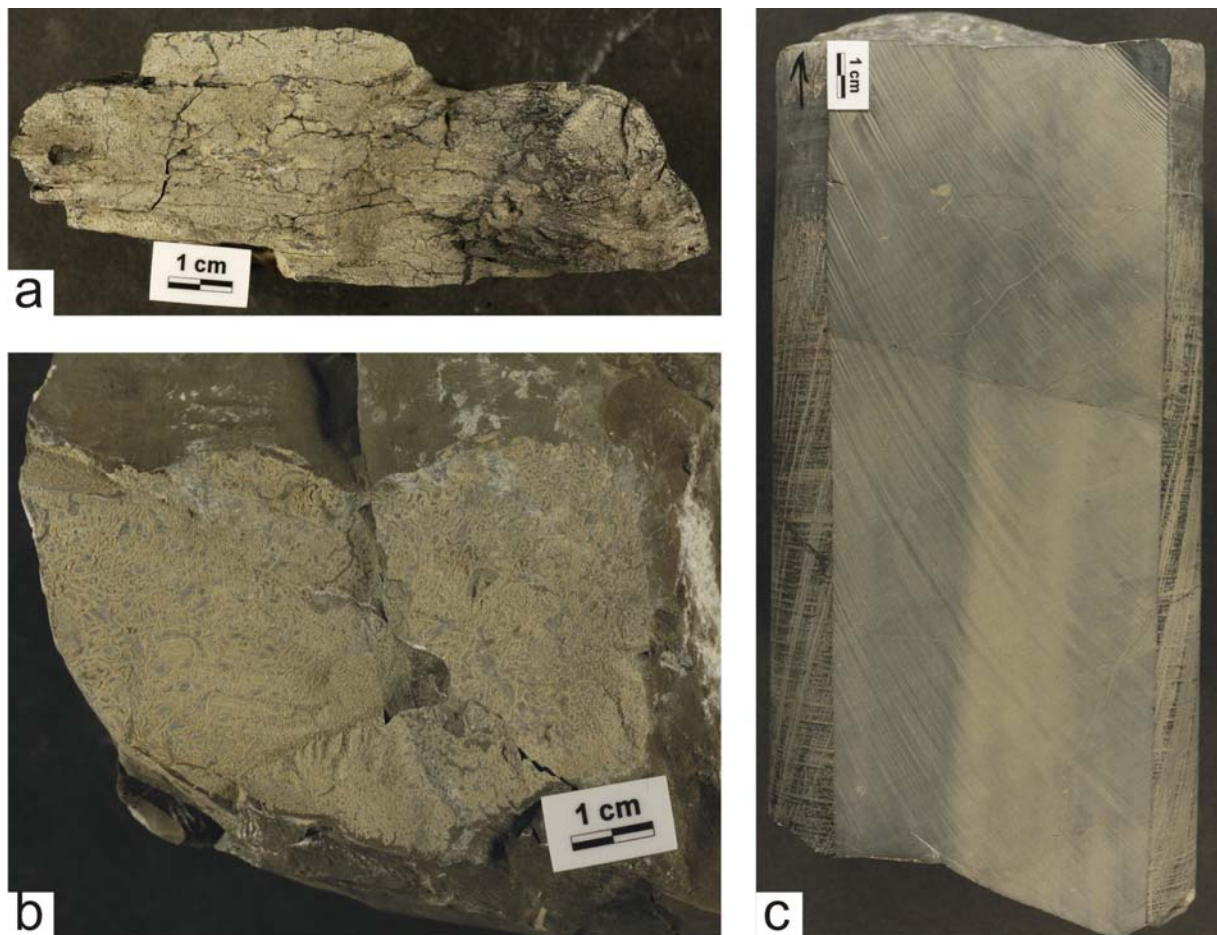


Abb. 2.3.: Fotos der Proben (Oberkreide, Gosau-Gruppe, Glinzendorfer Synklinale) aus der OMV-Bohrung Markgrafneusiedl T1. a: 4023,50-A; Kohle, b: T1-3933,20-50; Mudstone, c: T1-3931,10-30; Mudstone.

T1-4023,70

Grünlich-grauer Mudstone mit verstärkt auftretenden kohligen Zonen.

T1-4023,50-C

Bioturbater (rote Flecken), graugrüner Mudstone mit vereinzelt dünnen Kohleadern und undefinierbaren Schalenresten.

T1-4023,50-B

Graubrauner Mudstone mit roten Flecken und einem großen Schalenrest (Gastropode) (Abb. 2.2).

T1-4023,50-A

Mehrere Zentimeter mächtige Kohlelage (Abb. 2.3). Aufgrund OMV-interner Berichte zufolge (Vitrinitreflexionsmessungen) ist die Kohle als Glanzbraunkohle bis Flammkohle einzustufen.

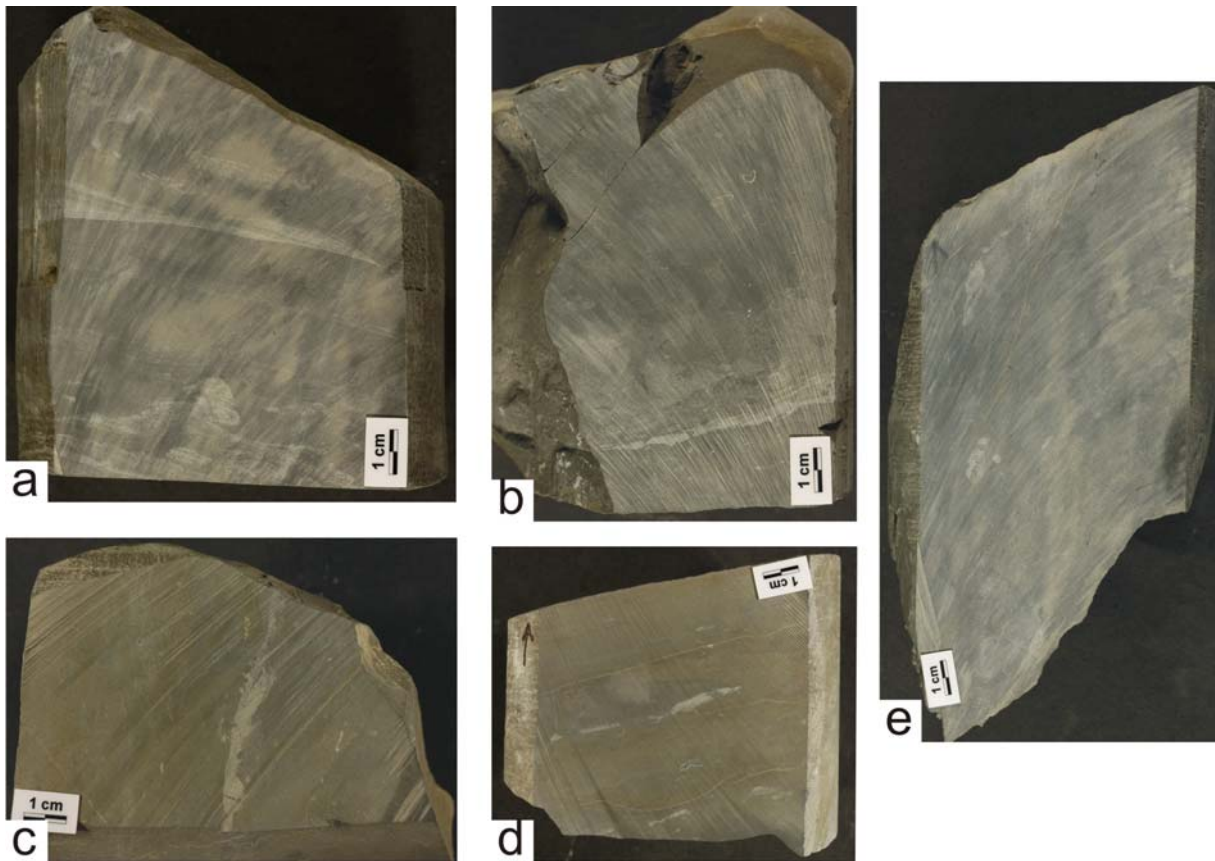


Abb. 2.4.: Fotos der Proben (Oberkreide, Gosau-Gruppe, Glinzendorfer Synklinale) aus der OMV-Bohrung Markgrafneusiedl T1. a: T1-3747,40; siltiger Mudstone, b: T1-3746,50-3747; Mudstone mit Schalenrest, c: T1-3744,10-20; siltiger Mudstone, d: T1-3743,55-60; Mudstone, e: T1-3547,50-65; Siltstone.

T1-3933,20-50

Grünlich-grauer Mudstone mit Pyriten in bioturbirten Hohlgängen (Fraßbauten). Ein marines (bis brackisches) Milieu unter wahrscheinlich schwierigen Lebensbedingungen für diverse Organismen wird daraus interpretiert (Abb. 2.3).

T1-3931,10-30

Dunkler, strukturloser Mudstone (Abb. 2.3).

T1-3747,40

Dunkler, grünlich-brauner, strukturloser siltiger Mudstone.

Als Fazies wird ein randlich mariner (bis brackischer?) Ablagerungsraum - vielleicht einer Lagune oder Bucht - angenommen (Abb. 2.4).

T1-3747,20

Dunkler strukturloser Mudstone mit eingeschalteten unterbrochenen Siltlagen.

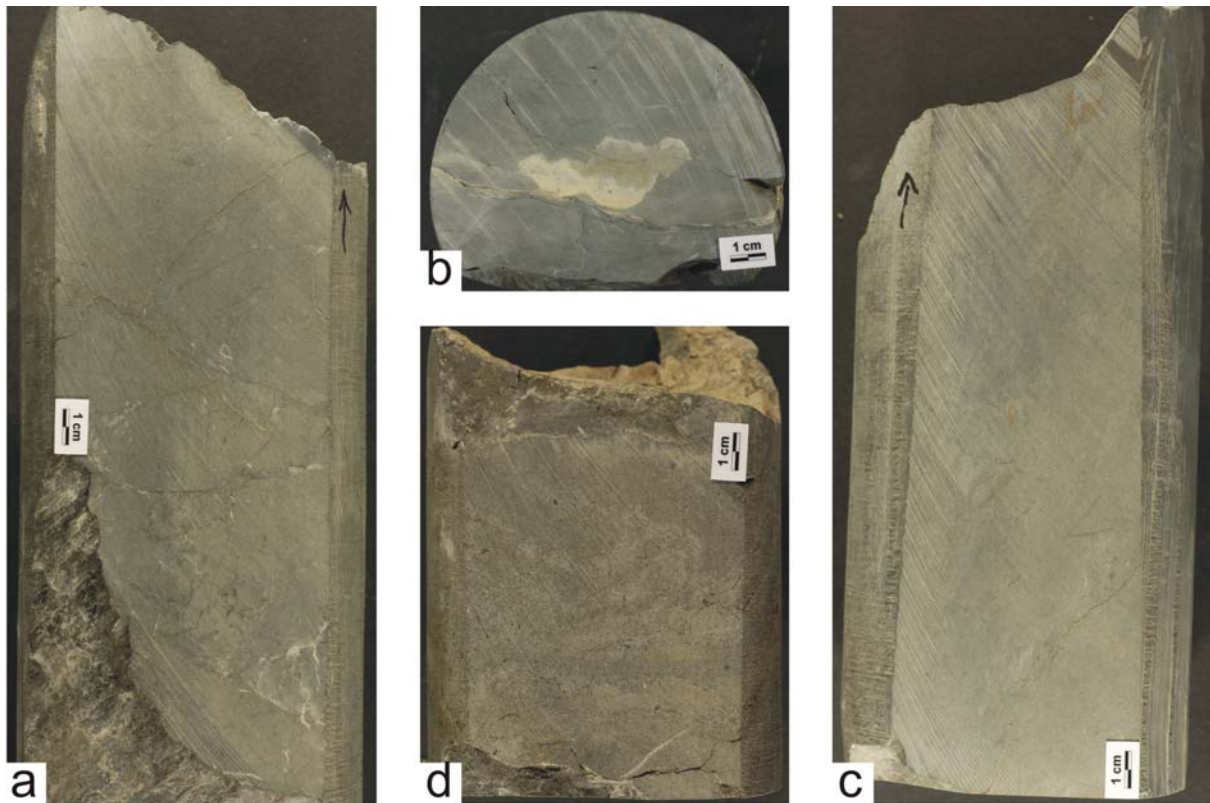


Abb. 2.5.: Fotos der Proben (Oberkreide, Gosau-Gruppe, Glinzendorfer Synklinale) aus der OMV-Bohrung Markgrafneusiedl T1. a: T1-3546,25-55; Siltstone, b: T1-3545,90-3546; sandiger Siltstone, c: T1-3544,45-65; sandiger Siltstone, d: T1-3409,70-82; sandiger Mergel.

T1-3746,50-3747

Dunkler strukturloser Mudstone mit eingeschalteten unterbrochenen Siltlagen und einem großen Schalenrest einer marinen Gastropode (nach pers. Auskunft von H.A. Kollmann, 2009) sowie weiteren kleineren Schalenresten (Abb. 2.4).

T1-3745,50

Dunkelbrauner strukturloser Mudstone.

T1-3744,10-20

Dunkelbrauner strukturloser, siltiger Mudstone bzw. Siltstone mit Schalenresten (Abb. 2.4).

T1-3743,90-3744

Dunkler siltiger Mudstone, laminiert.

T1-3743,55-60

Brauner feinkörniger Mudstone mit zyklischen Laminationen: hellere linsenförmige Schichtelemente in einer dunkleren Matrix.

Fazies: randlich marin (bis brackisch?); vielleicht Lagune oder Bucht, eventuell gezeitenbeeinflusst (Abb. 2.4).

T1-3547,50-65

Grünlich-grauer feinkörniger Siltstone (Abb. 2.4).

T1-3546,25-55

Grauer Siltstone mit teilweise erkennbarer Lamination, Schalenresten und Flecken (Bioturbation) (Abb. 2.5).

T1-3545,90-3546

Dunkler, teilweise sandiger Siltstone (Abb. 2.5).

T1-3544,45-65

Grauer bioturbierter, sandiger Siltstone mit wenigen Schalenresten (Abb. 2.5).

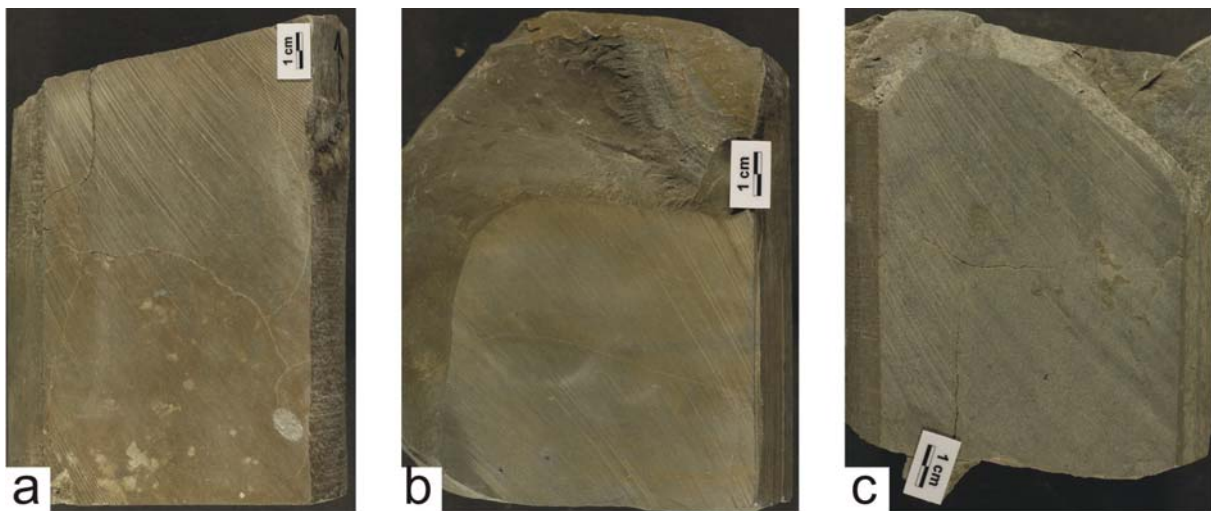


Abb. 2.6.: Fotos der Proben (Oberkreide, Gosau-Gruppe, Glinzendorfer Synklinale) aus der OMV-Bohrung Markgrafneusiedl T1. a: T1-3409,24-30; siltiger Mergel, b: T1-3406,20-30; siltiger Mergel, c: T1-3275,30-43; sandig-siltiger Mudstone.

T1-3409,70-82

Braun-grauer sandiger Mergel mit Kohlenresten und –äckerchen sowie Pyriten und Bioturbation.

Dies deutet auf ein randlich marines (mit brackischem Einfluss), sumpfiges Environment (Delta Plain) hin (Abb. 2.5).

T1-3409,24-30

Grauer siltiger Mergel mit Pyriten (Abb. 2.6).

T1-3406,20-30

Grünlich-brauner siltiger Mergel (Abb. 2.6).

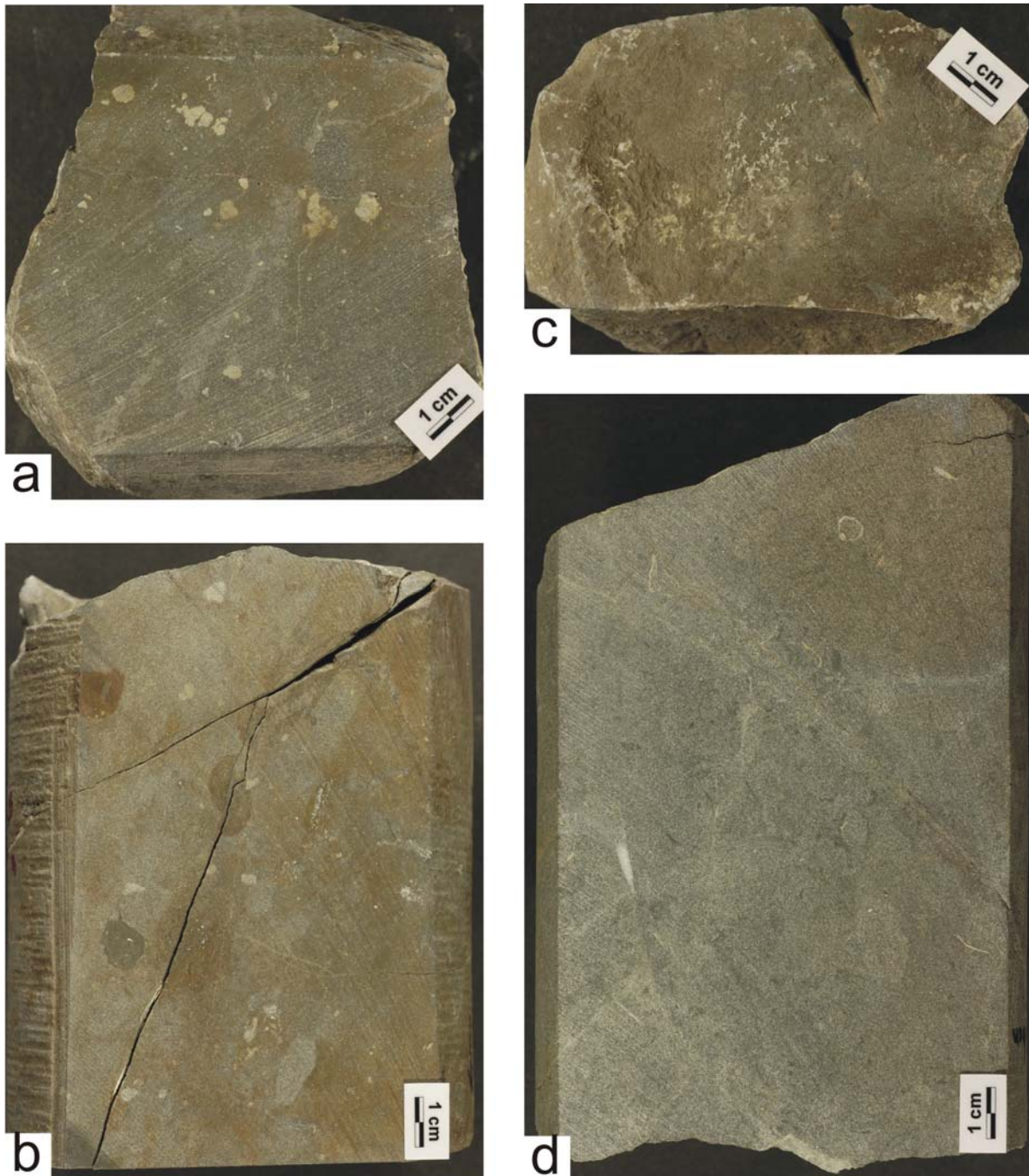


Abb. 2.7.: Fotos der Proben (Oberkreide, Gosau-Gruppe, Glinzendorfer Synklinale) aus der OMV-Bohrung Markgrafneusiedl T1. a: T1-3274,70; Feinsandstein, b: T1-3272,50-60; Feinsandstein, c: T1-3272,10; Feinsandstein, d: T1-3207,80; mittelkörniger Sandstein.

T1-3275,30-43

Graubrauner sandig-siltiger Mudstone mit bioturbationsbedingten roten Flecken.

Fazies: Flood- oder Delta Plain; ein schwankender Wasserspiegel kann dabei angenommen werden (Abb. 2.6).

T1-3274,70

Grauer klastischer Feinsandstein mit Bioturbation (roten Flecken); teilweise u-förmige, sandgefüllte Grabbauten (Abb. 2.7).

T1-3272,50-60

Graubrauner bioturbierter (rote Flecken) klastischer Feinsandstein (Abb. 2.7).

T1-3272,10

Grauer Feinsandstein mit Bioturbation: Grabbauten werden dabei mit gröberen Sandpartien ausgefüllt (Abb. 2.7).

T1-3207,80

Mittelkörniger, bioturbierter (rote Flecken), geschichteter, grünlicher Sandstein mit vereinzelt Schalenresten (Abb. 2.7).

2.2 Vergleichsproben aus der Gosau-Gruppe von Lilienfeld

Als Vergleich zu den oben besprochenen Proben der Bohrung Markgrafneusiedl T1 wurden 4 weitere Proben der Gosau-Gruppe aus Lilienfeld WNW von Piesting (Lunzer Decke; zur Abfolge siehe Wagreich, 1986; Abb. 1.6) geochemisch analysiert. Die ebenfalls feinkörnigen Sedimente entstammen unterschiedlichen Formationen, die alle einem marinen transgressivem Environment zuzuordnen sind. Es werden einige geochemische Tools zur Faziesinterpretation analog der Markgrafneusiedl-Proben besprochen und vergleichend speziell mit den marinen Einheiten diskutiert.

LI08-17

Feinklastisches mergeliges Sediment an der Basis der marinen Abfolge (Santonium?) im Übergang von der Kreuzgraben- zur Grabenbach-Formation innerhalb von Sandsteinen und Konglomeraten.

LI08-18A

Roter bathyalen Kalkmergel aus der Basis der Nierental-Formation (Santonium-unteres Campanium).

LI08-21

Grauer neritischer Mergel der Grabenbach-Formation (Santonium).

LI08-22

Grauer neritischer Mergel der Grabenbach-Formation (Santonium).

3. Biostratigraphie

3.1 Nannofossilien

Die 29 Proben der Bohrung Markgrafneusiedl T1 wurden von M. Wagreich hinsichtlich kalkiger Nannofossilien untersucht.

Der liegendste Abschnitt zwischen 4106,50 m und 4023,50 m erweist sich als leer an Nannofossilien.

Die Proben aus Tiefen zwischen 3933,20 m und 3744,20 m zeigen ein facettenreiches Spektrum unterschiedlicher Nannofossilien wie zum Beispiel die Markerspezies *Lucianorhabdus cayeuxii* und *Calculites obscurus*, die auf die Nannofossilien-Standardzone CC 17 (Santonium bis unterstes Campanium) hindeuten (Perch-Nielsen, 1985; Burnett, 1998), (Abb. 3.1). Des Weiteren sind Marker wie *Lithastrinus grillii* und große Exemplare des *Reinhardtites anthophorus* zu finden.

Ab einer Tiefe von 3547,50 m bis 3406,30 m verarmt die Menge an Nannofossilien zwar, jedoch wird höchstwahrscheinlich immer noch Zone CC 17 angezeigt.

Im hangendsten Bereich zwischen 3275,30 m und 3207,80 m wurden bisher keine Nannofossilien gefunden. Auffallend ist nur, dass diese Proben einen hohen Anteil an karbonatischem Silt und Ton aufweisen.

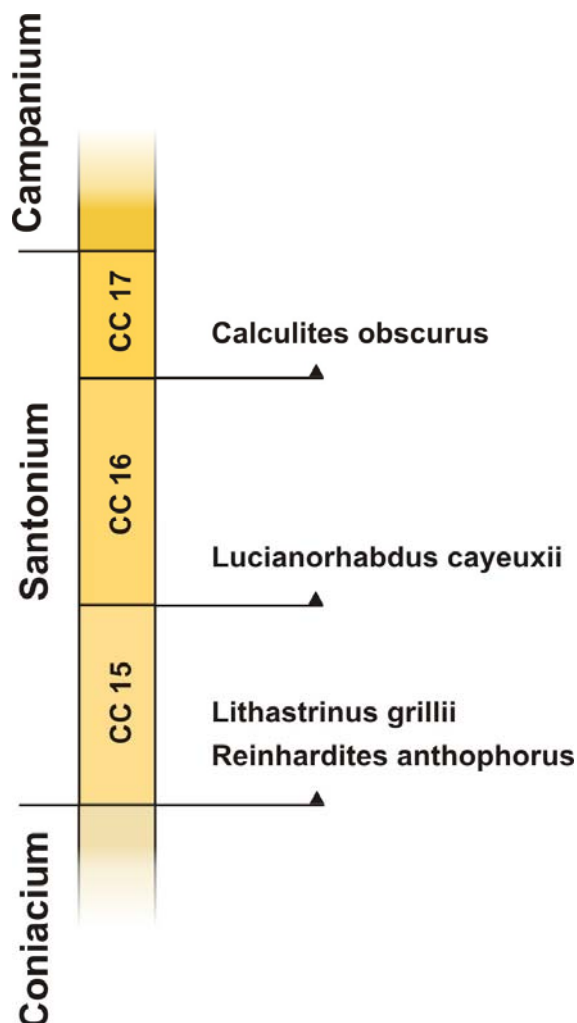


Abb. 3.1.: Biostratigraphische Tafel des Santoniums mit dem jeweils ersten Auftreten der in den Proben Markgrafneusiedl T1 identifizierten Spezies (nach Perch-Nielsen, 1985 und Burnett, 1998).

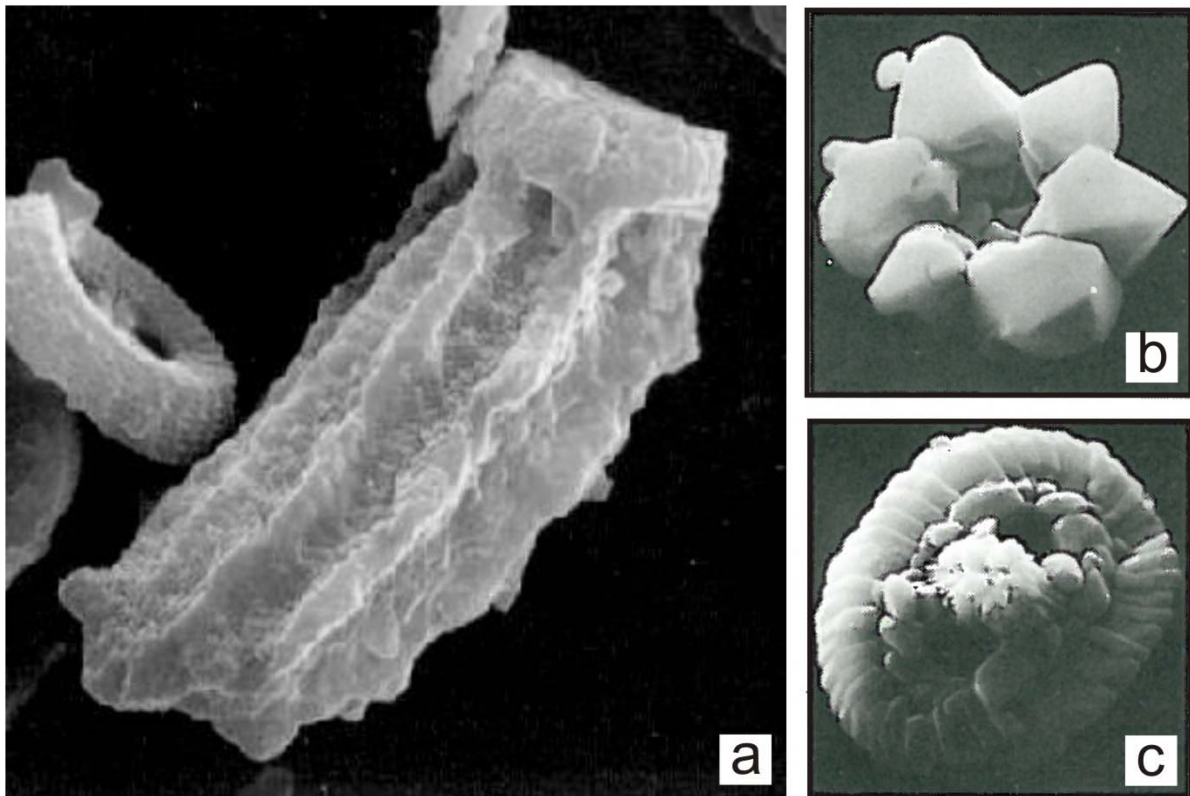


Abb. 3.2.: Rasterelektronenmikroskopbilder von kalkigem Oberkreide-Nannoplankton. a: *Lucianorhabdus cayeuxii* (Vergrößerung: 6600x), (http://www.nhm.ac.uk/hosted_sites/ina/CalcitePalace/cret/Kdown.htm), b: *Lithastrinus grillii* (Vergrößerung: 5050x), (Lord, 1982) und c: *Reinhardtites anthophorus* (Vergrößerung: 2640x), (Lord, 1982).

3.2 Palynologie

Drei Proben der Bohrung Markgrafneusiedl T1 wurden von P. Pavlishina, Universität Sofia, auf ihren Polleninhalt untersucht.

Die Probe bei 4023,70 m beinhaltet folgende Normapollen: *Vacuopollis pyramis*, *Vacuopollis percentus*, *Praebasopollis praebasalis*, *Sporopollis peneserta*, *Oculopollis zaklinskaiae*, *Oculopollis orbicularis*, *Oculopollis principalis*, *Oculopollis sibiricus*, *Complexiopollis complicates*, *Bakonyipollis galerus*, *Subtrudopollis* spp. Dies deutet aufgrund der Dominanz der Spezies *Oculopollis*, der Taxa-Eigenschaften sowie des Fehlens von *Krutzschipollis* auf Santonium, höchstwahrscheinlich das untere Santonium hin.

In der Probe 3931,10-30 wurden *Krutzschipollis crassus*, *Krutzschipollis spatiosus*, *Oculopollis orbicularis*, *Oculopollis zaklinskaiae*, *Extrapollis bohemicus*, *Trudopollis arector* und *Interporopollenites* spp. gefunden. Die gleichzeitige Präsenz von *Krutzschipollis spatiosus* und *Krutzschipollis crassus* deutet auf das obere Santonium bis auf das untere Campanium hin.

Der Abschnitt bei 3409,24-32 m zeigt mit *Oculopollis orbicularis*, *Oculopollis praedicatus* und *Primipollis simplex* oberes Santonium bis Campanium an.

4. Methodik

4.1 Probenvorbereitung

Sämtlichen im Folgenden beschriebenen geochemisch-analytischen Methoden liegt die Verarbeitung der 29 Proben der Bohrung Markgrafneusiedl T1 zu Gesteinspulver als erster Vorbereitungsschritt zugrunde. Es wurde dabei jeweils ein Pulver für „normalchemische“ Anwendungen sowie ein Gesteinspulver in einer Achatmühle für speziellere Verwendungen wie zum Beispiel Spurenelementanalysen gemahlen.

4.2 Karbonatgehalt

Der Karbonatgehalt der Proben wurde mittels sogenannter „Karbonat-Bombe“ (Müller & Gastner, 1971) ermittelt. Es wurde dafür 1 g des Probenpulvers eingewogen und mit 10 ml 1:1 verdünnter Salzsäure in der verschlossenen „Bombe“ vermischt, wobei der Druck, der proportional zum CaCO_3 -Gehalt der Probe ist, schrittweise notiert wurde. Für jede Probe wurden zwei Messungen durchgeführt und der Mittelwert der beiden Ergebnisse wurde für die Berechnung, für die gerätspezifische Eichkurven als Grundlage dienten, verwendet. Die Messgenauigkeit wird für diese Methode mit $\pm 1\%$ angegeben (Müller & Gastner, 1971).

4.3 Geochemische Gesamtgesteins- und Spurenelementanalyse

Die geochemischen Gesamtgesteins- und Spurenelementanalysen wurden durch die Firma AcmeLabs (Acme Analytical Laboratories Ltd.) in Vancouver (Kanada) durchgeführt (www.acmelab.com).

4.3.1 Gesamtgesteinsanalyse von Hauptoxiden und Nebenelementen

Bei der Gesamtgesteinsanalyse wurden Mengen bzw. Häufigkeiten von 16 der 29 Proben der Hauptoxide (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , TiO_2 , P_2O_5 , MnO und Cr_2O_3) und einiger Nebenelemente (Ba, Be, Co, Cs, Ga, Hf, Nb, Ni, Rb, Sn, Sr, Ta, Th, U, V, W und Zr) sowie der Glühverlust (LOI) gemessen.

Dabei werden Probenmengen von 0,2 g mittels ICP-Emmissionsspektroskopie, gefolgt von einer Lithium-Metaborat/Tetraborat-Fusion und einem verdünnten Stickstoffaufschluss, behandelt bzw. analysiert. Der Glühverlust wurde durch Wiegen nach Verbrennung bei 1000°C bestimmt (www.acmelab.com).

4.3.2 Spurenelementanalyse

Diese Spurenelementanalyse basiert auf einer ICP-Massenspektrometeranalyse, gefolgt von einer Lithium-Metaborat/Tetraborat-Fusion und einem Stickstoffsäure-aufschluss einer 0,2 g Probenmenge (www.acmelab.com).

Durch diese Methoden werden Elemente der seltenen Erden (REE) (Sc, Y, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb und Lu) bestimmt.

Für Edel- und Nichtedelmetalle wird zusätzlich eine separate 0,5 g-Menge der Probe in Aqua Regia aufgeschlossen und mittels ICP-MS analysiert (www.acmelab.com).

Dadurch wurden Konzentrationen folgender Elemente ermittelt: Mo, Cu, Pb, Zn, Ni, As, Cd, Sb, Bi, Ag, Au, Hg, Tl und Se.

4.3.3 Bestimmung des Borgehaltes

Die Bestimmung des Borgehaltes erfolgte über eine Na_2O_2 -Fusion und eine ICP-Analyse bei einer Probenmenge von 2 g (www.acmelab.com).

4.3.4 Bestimmung von Kohlenstoff und Schwefel

Die Bestimmung des totalen Gehaltes an Kohlenstoff (TOT/C) und Schwefel (TOT/S) wurde mittels Leco-CS-Analysator durchgeführt (www.acmelab.com).

4.4 Organischer Kohlenstoff

Nach Lösung des Karbonates mittels verdünnter Salzsäure wurde der Gehalt an organischem Kohlenstoff mit einem LECO C200 an der Uni Wien (Department of Lithospheric Research, Center for Earth Sciences) gemessen.

4.5 Isotope

4.5.1 Strontium

Strontium wurde standardmäßig mittels Ionenaustauschchromatographie – das grundlegende Prinzip dabei ist die elektrostatische Wechselwirkung zwischen Ionen der Probe und einer flüssigen Phase – aus Gesamtgesteinsproben separiert. Die Proben wurden dabei mit einem TIMS - Triton Massenspektrometer an der Uni Wien (Department of Lithospheric Research, Center for Earth Sciences) gemessen. Frau DI M. Horschinegg danke ich für die Durchführung der Messungen.

4.5.2 Kohlenstoff und Sauerstoff

Die Zusammensetzungen der stabilen Isotope Kohlenstoff und Sauerstoff aus den karbonatischen Gesamtgesteinsproben wurde mittels ThermoFinnigan DeltaPulsXL Massenspektrometer, der mit einem Gas Bench II ausgestattet ist, ermittelt. Die Ergebnisse, die durch NBS 19, CO1 und CO8 Standard-Referenzmaterial kalibriert wurden, sind in der VPDB-Skala aufgetragen. Die Messungen wurden durch C. Spötl an der Universität Innsbruck durchgeführt.

4.6 Tonmineralien

4.6.1 Gewinnung der Korngrößenfraktion <2 µm

Die für die Tonmineralanalyse erforderliche Abtrennung der Kornfraktion <2 µm benötigt aufgrund des starken Verfestigungsgrades des Gesteins einige spezielle Bearbeitungsschritte, die nach Kohler & Wewer (1980) durchgeführt wurden.

In einem ersten Schritt wird das Gestein mechanisch auf eine rund 1 bis 3 mm-Korngröße zerkleinert, wobei darauf geachtet werden sollte, dass die Probe nicht zu stark mechanisch beansprucht wird, um keine künstlichen Korngrößenverkleinerungen zu erzeugen (Kohler & Wewer, 1980).

Um karbonatische Bestandteile möglichst schonend zu lösen, wurde eine wässrige Lösung des Di-Natriumsalzes der Ethylendinitrilotetraessigsäure (EDTA) verwendet. Andere gebräuchlichere Säuren, wie Salzsäure, greifen bei längerer Behandlung Tonminerale an und verändern diese und sind daher bei stark verfestigten Proben ungeeignet. Diese EDTA-Lösung ist ein besonders starker Komplexbildner mit fast allen zwei- und dreiwertigen Metallionen, wobei dieser Vorgang pH- und temperaturabhängig ist. Dadurch werden Kalzit, Dolomit, Gips sowie lösliche Verunreinigungen, wie amorphe Oxidhydrate zerstört und adsorbierte zwei- und dreiwertige Kationen an den Oberflächen der Tonmineralien gegen Na-Ionen ausgetauscht. Für die Herstellung der Lösung werden 37,224 g des Na₂-EDTA-Salzes in 1 l destilliertem Wasser aufgelöst, was eine Lösung mit einem pH von 4,2 - 4,6 bei Zimmertemperatur ergibt (Kohler & Wewer, 1980).

Unter ständigem Rühren (auf einem auf 50°C aufgeheizten Magnetrührer) wird die Probe mit der Lösung versetzt und rund 24 Stunden stehengelassen. Dabei wird die Lösung mehrmals ausgetauscht um die gewünschte komplexbildende und austauschende Fähigkeit zu erhalten (Kohler & Wewer, 1980).

Nach einer dreiminütigen Ultraschall-Behandlung wird die EDTA-Lösung mittels Zentrifuge vom Sediment getrennt und mit destilliertem Wasser durch weiteres Zentrifugieren herausgewaschen. Danach kann die Kornfraktion <2 µm durch Absinken im Atterberg-Zylinder (24 Stunden und 33 Minuten) abgetrennt werden (Kohler & Wewer, 1980).

4.6.2 Probenvorbereitung für XRD

10 mg der abgetrennten und getrockneten 2 µm –Kornfraktion wurden mit 1 ml destilliertem Wasser nach einer einminütigen Dispergierung mittels Ultraschallstab auf den Objektträger des XRDs aufgetragen und getrocknet.

4.6.3 XRD

14 der 29 Proben (<2 µm-Fraktion) wurden mittels Röntgendiffraktometer (Philips PW 1820) auf der Universität für Bodenkultur in Wien bezüglich ihres Tonmineralgehaltes untersucht. Es wurde dabei jeweils bis 40° 2θ gemessen. Nach einem ersten Messverfahren wurden die Proben auch mit Ethylenglycol versetzt analysiert, um ein Aufweiten quellfähiger Tonminerale zu erzeugen und dadurch die Bestimmungsfähigkeit der Minerale zu verbessern. Dafür wurden die bereits präparierten Glasplättchen mit den Proben für ca. 12 Stunden in eine zugedeckte Schale mit Ethylenglycol bei einer Temperatur von ca. 60°C eingelegt.

Weiters wurden 3 der 29 Proben mit Kalium und Magnesium belegt, um spezielle Aufweitungen der Tonminerale beobachten zu können. 40 mg der Proben (<2 µm-Fraktion) wurden mit jeweils 10 ml MgCl bzw. KCl und 40 ml H₂O_{dest} versetzt und anschließend 10 Stunden geschüttelt. Anschließend wurde die dispergierte Suspension auf Keramikobjektträger aufgetragen und getrocknet. Zusätzlich wurden die mit K und Mg belegten Proben in einem weiteren Messverfahren auch mit Ethylenglycol versetzt. Abschließend wurden mit Magnesium belegte Plättchen 550°C getempert analysiert.

Das Prinzip der Röntgendiffraktometrie ist die Beugung von Röntgenstrahlen an den atomaren Schichten im Kristall. Die gebeugten Röntgenstrahlen werden zur Messung der Abstände der atomaren Schichten verwendet, wobei jedes Mineral spezifische Schichtabstände hat und sich somit von anderen eindeutig unterscheidet (Tucker, 1996).

Die Auswertung der Minerale erfolgte unter Zuhilfenahme der Philips PW1877 Automated Powder Diffraction (Version 3.6g) Software.

5. Geochemische Tools zur Environmentinterpretation von Sedimenten - Grundlagen

5.1 Bor

Der Borgehalt in (marinen) Sedimenten ist neben diversen anderen Faktoren hauptsächlich von der ursprünglichen Salinität des Ablagerungsraumes abhängig (Ernst, 1966 oder Heling, 1967) und wird daher häufig als geochemischer Indikator für marine Fazies herangezogen (Rügner, 2000). Erstmals wurde die Bedeutung des Bors für die Interpretation mariner Sedimente von Goldschmidt & Peters (1932) erkannt. Durch seine hohe Löslichkeit reichert sich das Bor mit steigendem Salzgehalt im Meer und somit auch in Sedimenten stärker an (Rügner, 2000).

Die während der Verwitterung gebildete Borsäure H_3BO_3 gelangt in ein Sedimentationsbecken, wobei das Bor beim Eintritt in ein marines Milieu zuerst als $\text{B}(\text{OH})_3$ vorliegt, um dann unter alkalischen Bedingungen als $\text{B}(\text{OH})_4^-$ an das Sediment adsorbiert zu werden. Das Adsorptionsvermögen steigt dabei stark mit steigendem pH. Das Bor wird (neben dem Borosilikat Turmalin) hauptsächlich an Tonmineralien oder organische Substanzen gebunden, wobei Illite hierbei die weitaus größten Adsorptionskapazitäten aufweisen. Nach dem Einbau des Bors in die Phyllosilikatstruktur wird es immobil und geht nur schwer wieder in Lösung (Rügner, 2000).

Neben den Faktoren Salinität oder Temperatur (höhere Temperaturen führen zu höheren Einbauraten des Bors nach Heling, 1967) ist auch die Illitkristallinität für die Anreicherung in Sedimenten entscheidend, wobei eine geringe Kristallinität zur Bindung größerer Bormengen führt (Rügner, 2000).

Aufgrund der übergeordneten Aufnahmefähigkeit des Bors durch Illite schlagen Selter et al. (1989) vor, die Borgehalte auf Illitgehalte entsprechend folgender Formel zu normieren:

$$\frac{\text{Borgehalt (ppm)} \times 100}{\text{Illitgehalt (\%)}} = \text{Borgehalt (bezogen auf Illit)}$$

Dies setzt jedoch voraus, dass die Boranalyse ausschließlich auf Proben der Tonmineralfraktion ($<2 \mu\text{m}$) begrenzt durchgeführt worden ist (Selter et al., 1989).

Weiters können auch Gehalte an Tonmineralien und Kohle eine nicht unbedeutende Rolle spielen (Hirst (1967) erachtet sogar diese Faktoren als entscheidend bei Verteilungen von B, Cr und V).

Eine allgemeingültige und numerisch exakte Unterscheidung von limnischen und marinen Sedimenten aufgrund des Borgehaltes ist jedoch nicht möglich, da im Laufe der Erdgeschichte immer wieder Sedimente resedimentiert werden und somit auch der Borgehalt kumulativ steigt (Rügner, 2000).

5.2 Diverse andere Spurenelemente bzw. -elementverhältnisse

In der Literatur wurden immer wieder diverse Spurenelemente (vor allem in Kombination mit Bor) als Paläoenviroment-Indikator herangezogen (Keith & Degens, 1959; Potter et al., 1963; Thompson, 1968). Zwar gibt es meist signifikante Konzentrationsunterschiede von Ga, Rb oder V in marinen und Süßwasser-Sedimenten, jedoch ist die Unterscheidung sehr schwierig oder unmöglich. In Kombination mit anderen Methoden können Aussagen, basierend auf Spurenelementkonzentrationen bzw. -verhältnissen trotzdem hilfreich sein.

Keith & Degens (1959) beobachteten beispielsweise in untersuchten Tonschiefern signifikant erhöhte Konzentrationen an Ga und Cr in Süßwassersedimenten. Im Vergleich dazu sind andere Spurenelemente in marinen Sedimenten angereichert.

Potter et al. (1963) bestätigen diese negative Korrelation von Ga und Cr, verglichen mit anderen Spurenelementen, nicht. Die Ergebnisse deuten generell auf erhöhte Konzentrationen von Spurenelementen (B, Cr, Ga, Ni und V) in marinen Sedimenten hin. V vs. B –Plots können meist marine von Süßwasser-Sedimenten abtrennen.

Thompson (1968) untersuchte ebenfalls die Wirksamkeit von B, Ga und Rb als Paläosalinitätsindikator und befindet lediglich B als environmentsensiblen Parameter.

Jones & Manning (1994) verwenden acht Indizes - DOP, C/S, U/Th, authigenes Uran sowie Verhältnisse von Spurenelementen V/Cr, Ni/Co, Ni/V und (Cu+Mo)/Zn - zur Interpretation von Paläoredox-Bedingungen.

Cr ist hauptsächlich in der detritären klastischen Fraktion (entweder als Substitut für Al in Tonmineralien oder als Chromit) eingebaut, wohingegen V häufig an organische Materie (V^{4+}) gebunden ist, also in Sedimenten, die unter reduzierenden Bedingungen abgelagert worden sind, angereichert ist. V/Cr-Werte über 2 repräsentieren demnach anoxische Ablagerungsbedingungen (Jones & Manning, 1994).

Hohe Ni/Co-Werte zeigen ebenfalls reduzierende Ablagerungsbedingungen (Jones & Manning, 1994).

Ni und V werden durch Bildungen von tetrapyrrolen Komplexen und durch Diffusion von der überliegenden Wassersäule in Sedimente eingebaut. Wegen der Nichtverfügbarkeit von V unter oxischen Bedingungen und der Abfuhr von Ni als Sulfid unter anoxischen Bedingungen wird das Ni/V-Verhältnis bei reduzierteren Bedingungen geringer (Jones & Manning, 1994).

Das (Cu+Mo)/Zn-Verhältnis steigt hingegen bei stärker reduzierenden Bedingungen (Jones & Manning, 1994).

Aufgrund von Spurenelementkonzentrationen und -verhältnissen können auch Aussagen über das Liefergebiet getroffen werden. Garver et al. (1996) schlagen dabei Cr-Konzentrationen > 150 ppm und Ni > 100 ppm sowie ein Cr/Ni-Verhältnis zwischen 1,3 und 1,5 bei einem hohen Korrelationskoeffizienten zwischen Cr und Ni als repräsentativ und diagnostisch für ultramafische Gesteine im Liefergebiet vor. Höhere Cr/Ni-Verhältnisse um 2 oder höher sollen einen Input von mafischem, vulkanischem Detritus kennzeichnen.

McLennan et al. (1993) verwendeten die Verhältnisse von Cr/V und Y/Ni, um einen ophiolithischen Detritus zu erkennen. Dabei zeigt das Cr/V-Verhältnis die Anreicherung von Cr gegenüber den anderen Fe-Mg-Spurenelementen. Cr ist in Chromspinellen, die als Leitminerale in (ultra)mafischen Gesteinen und somit auch in Ophiolithen gelten, hoch konzentriert. Das Y/Ni-Verhältnis repräsentiert das generelle Niveau der Fe-Mg-Spurenelemente, normiert auf Y, das stellvertretend für schwere REE steht (McLennan et al., 1993 oder Meinhold, et al., 2009).

5.3 Isotope

5.3.1 Strontium

Die Strontiumisotope ^{87}Sr und ^{86}Sr werden in Karbonatmineralien mit kaum messbarer Fraktionierung aufgrund der geringen Massendifferenz von 1,1% eingebaut. Die Isotopenverhältnisse ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) können analytisch zuverlässig bis zur fünften Kommastelle gemessen werden. Um Deltawerte zu erlangen, werden die Verhältnisse auf einen Standard (z.B. Meerwasser) normalisiert (Veizer, 2003):

$$\delta^{87}\text{Sr} = [(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{Probe}} / ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{Standard}}) - 1] \times 10^5$$

Die Strontiumkonzentration rezenter Ozeane liegt bei rund 8 ppm bei einem Sr-Verhältnis von 0,7092x, wobei die Verweilzeit 4-8 Ma beträgt. Das Isotopenverhältnis wird hauptsächlich von zwei Quellen beeinflusst: Ungefähr $\frac{3}{4}$ des Strontiums werden dabei durch Einträge von Flüssen eingebracht, wobei die Isotopenverhältnisse stark variieren können (in der zweiten Dezimalstelle) und einen höher fraktionierten Anteil darstellen. Der zweite große Input erfolgt über den Austausch des Meerwassers mit der ozeanischen Kruste in hydrothermalen Systemen des Ozeanbodens ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0,703$). Daraus wird ersichtlich, dass die isotopische Zusammensetzung der Ozeane im Wesentlichen vom tektonischen Background und damit einhergehenden Erosionsraten an Kontinenten sowie von Intensitäten submariner hydrothermaler Aktivitäten (Sea Floor Spreading-Raten) abhängen (Veizer, 2003).

Zu beachten ist jedoch, dass sich die Isotopenzusammensetzung über geologische Zeiträume entwickelt, da ^{87}Sr ein Zerfallsprodukt von ^{87}Rb ist (Veizer, 2003). Detaillierte Untersuchungen über die Entwicklung der Sr-Isotopie der Ozeane finden sich beispielsweise in Veizer et al. (1999) oder Jones & Jenkyns (2001).

Strontiumisotope werden vielfach als Indikator für Paläosalinitäten vor allem in Kombination mit anderen Isotopensystemen wie Sauerstoff, Kohlenstoff oder Schwefel verwendet (Reinhardt et al., 1998, 2003, Schmitz et al., 1997, Ingram et al., 1998, Holmden & Hudson, 2003 oder Peros et al., 2005). Besonders effizient kann diese Methode in küstennahen Fazies bei niedrigen Salinitäten (im Mischungsbereich von Süß- und Salzwässern) durch Analysen biogener Karbonate eingesetzt werden. Prinzipiell werden sämtliche Abweichungen des marinen Sr-(Paläo-)Verhältnisses als Süßwasserverdünnung gedeutet (Ausnahme bei diagenetischer Überprägung). Jedoch wird eine relativ große Menge an Süßwasserverdünnung gebraucht, um das

marine Sr-Signal zu beeinflussen, da Sr-Konzentrationen in marinen Wässern (~8 ppm) viel höher sind als in Süßwässern (<1 ppm), (Reinhardt et al., 2003). Generell sind meteorische Wässer verglichen mit dem Ozeanwasser meistens an ^{87}Sr angereichert, was sich auch in den meisten Fällen in höheren Verhältnissen bei diagenetisch geprägten Sedimenten ausdrückt (Veizer, 2003).

Sr-Konzentration und –Verhältnis von Süßwässern sind stark von Lithologien und vom Alter der Gesteine der Einzugsgebiete abhängig. So haben beispielsweise Kalke höhere Sr-Konzentrationen (~1000 ppm), aber niedrigere Sr-Verhältnisse (0,706-0,709) als Silikate; ältere Gesteine, vor allem Metamorphite, weisen höhere Sr-Verhältnisse (Peros et al., 2005) auf.

5.3.2 Sauerstoff

Es existieren drei stabile Sauerstoffisotope (^{16}O , ^{17}O und ^{18}O), wobei für die meisten Fragestellungen das $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Verhältnis ($\delta^{18}\text{O}$) aufgrund des größeren Massenunterschiedes herangezogen wird (Hoefs, 2004):

$$\delta^{18}\text{O} = \left[\left(\frac{^{18}\text{O}/^{16}\text{O}_{\text{Probe}}}{^{18}\text{O}/^{16}\text{O}_{\text{Standard}}} - 1 \right) \times 10^3 \right]$$

Zu beachten ist, dass zwei unterschiedliche Standards (SMOW = Standard Mean Ocean Water, und PDB = Vienna Pee Dee Belemnite) in Gebrauch sind (Hoefs, 2004):

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = 1,0391 \cdot \delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} + 30,91$$

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} = 0,97002 \cdot \delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} - 29,98$$

Wegen der relativen Massendifferenz gibt es eine Reihe von Fraktionierungen der O-Isotope: Wichtig sind dabei beispielsweise Fraktionierungen bei Phasenübergängen, biologische Fraktionierungen oder salzabhängige Fraktionierungen (Hoefs, 2004).

Die Sauerstoffisotopie in Karbonaten ist generell von der isotopischen Zusammensetzung des Wassers, aus dem das Karbonat ausfällt, und der Temperatur abhängig (Hudson, 1977). Süßwässer haben dabei deutlich niedrigere $\delta^{18}\text{O}$ -Werte als Meerwasser (rezent $\delta^{18}\text{O} = 0\text{‰}$ (SMOW)), sind also mit leichterem ^{16}O angereichert, obwohl in trockenen Klimaten mit hoher Evaporation $\delta^{18}\text{O}$ -Werte auch im Süßwasser erhöht sein können (Reinhardt et al., 2003). Klima und Eisbildungen beeinflussen die Isotopenzusammensetzung des Meerwassers in der Erdgeschichte drastisch (Anderson & Arthur, 1983).

Diagenetische Vorgänge können die Isotopenverhältnisse in Karbonaten zusätzlich auf unterschiedliche Weise stören und beeinflussen (Hudson, 1977).

O-Isotope werden vor allem in Kombination mit C-Isotopen für unterschiedliche genetische oder fazielle Interpretationen von Sedimenten (z.B. Paläoenvironment, Salinität, Thermometrie, etc.) - im Besonderen durch Analysen von Fossilschalen -

verwendet (Clayton & Degens, 1959; Hudson, 1977; Veizer, 1983; Talbot, 1990 oder Reinhardt et al., 2004).

5.3.3 Kohlenstoff

Das Element Kohlenstoff, das zwei stabile Isotope besitzt (^{12}C und ^{13}C), weist ein breites Spektrum unterschiedlicher Oxidationsstufen in verschiedenen geologisch relevanten Bereichen auf, wodurch eine natürliche Fraktionierung stark gefördert wird. So haben auch die zwei Hauptreservoirs terrestrischen Kohlenstoffs - nämlich organisches Material und sedimentäres Karbonat - deutlich unterschiedliche Isotopie-Charakteristika: Während Gleichgewichtsaustauschreaktionen innerhalb des anorganischen Kohlenstoffsystems (atmosphärisches CO_2 – gelöstes Bicarbonat – festes Karbonat) zur ^{13}C -Anreicherung in Karbonaten führen, verursachen kinetische Isotopieeffekte während der Photosynthese Akkumulationen des leichteren ^{12}C (Hoefs, 2004).

δ -Werte werden auf den PDB-Standard bezogen (Hoefs, 2004):

$$\delta^{13}\text{C} = \left[\left(\frac{^{13}\text{C}/^{12}\text{C}_{\text{Probe}}}{^{13}\text{C}/^{12}\text{C}_{\text{Standard}}} \right) - 1 \right] \times 10^3$$

Ähnlich wie bei Sauerstoff sind auch $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von gelöstem anorganischen Kohlenstoff geringer in Süßwässern als im Meerwasser vorzufinden ($\delta^{13}\text{C} \approx 0\text{‰}$ (PDB)). Da die isotopische Zusammensetzung (karbonatischer) Ausfällungsprodukte generell vom Gehalt an gelöstem anorganischen Kohlenstoff im Wasser abhängt, werden so Informationen der Zusammensetzung des Wassers in Karbonaten gespeichert (Reinhardt et al., 2003). Isotopieunterschiede können daher beispielsweise an Organismen unterschiedlicher Environments beobachtet werden: $\delta^{13}\text{C}$ -Werte mariner Pflanzen sind höher (-8‰ bis -17‰) als bei Landpflanzen (-22‰ bis -29‰); (Craig, 1953).

Die Temperaturabhängigkeit der Fraktionierung gestaltet sich jedoch bei Kohlenstoff deutlich geringer als bei Sauerstoff (Veizer, 2003).

5.3.4 $\delta^{18}\text{O}$ vs. $\delta^{13}\text{C}$

$\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^{13}\text{C}$ werden standardmäßig gegeneinander geplottet, um unter anderem Paläosalinitäten bzw. Paläoenvironments abzuschätzen (Clayton & Degens, 1959; Hudson, 1977; Anderson & Arthur, 1983; Talbot, 1990; Ingram et al., 1996 oder Reinhardt et al., 2003).

Eine Zusammenstellung der Verteilung von Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotopien einiger karbonatischer Sedimente zeigt Abb. 5.1. (verändert nach Hudson, 1977).

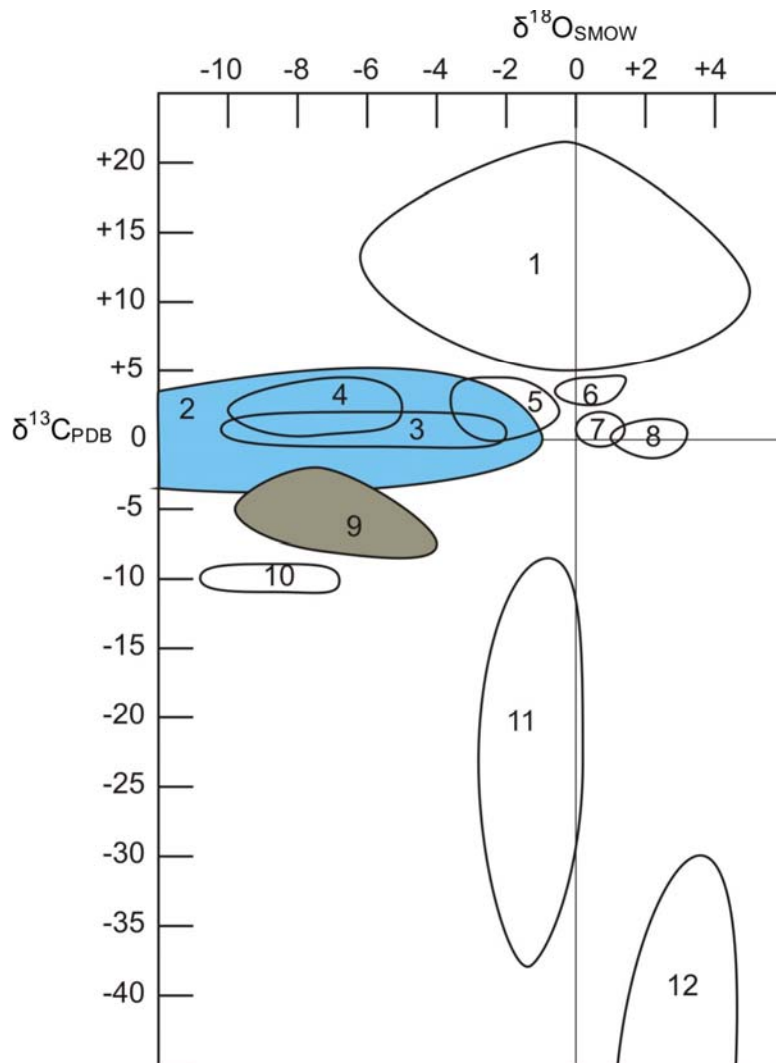


Abb. 5.1.: Verteilung von Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotopen einiger karbonatischer Sedimente (verändert nach Hudson, 1977). 1: schwerer diagenetischer Karbonatzement, 2 (blau): gewöhnliche marine Karbonate, 3: durchschnittliche marine Karbonate, 4: jurassische Zemente, 5: Kreide, 6: seicht gebildete Zemente, 7: Kalkschlamm, 8: Tiefwasserkarbonate, 9 (braun): durchschnittliche Süßwasserkarbonate, 10: Kalzite in Böden (Europa), 11: frühdiagenetische Konkretionen, 12: aus Methan abgeleitete Zemente.

5.4 C/S-Verhältnis

Das Verhältnis des organischen Kohlenstoffs (C_{org} bzw. TOC) zu Schwefel (S) wird häufig zur Abschätzung des Paläoenvironments bzw. der Paläosalinität von Sedimenten (vor allem jener, die reich an organischer Materie sind) herangezogen (Sageman & Lyons, 2004), (Abb. 5.2).

Typischerweise wird in organisch angereicherten Sedimenten, die in Süß- bzw. Brackwasser abgelagert werden, weniger Pyrit (FeS_2) gebildet, als in analogen marinen Sedimenten. Grund dafür ist der geringere Gehalt an gelöstem Sulfat im Süßwasser. Deshalb weisen Süßwassersedimente ein höheres C/S-Verhältnis als marine Äquivalente mit ähnlichen organischen Gehalten auf (Berner & Raiswell, 1984).

Drei Hauptfaktoren beeinflussen dabei das C/S-Verhältnis: Der Anteil an umgewandeltem organischen Kohlenstoff, der Anteil an durch Sulfatreduktion umgewandeltem organischen Kohlenstoff und der Anteil an reduziertem, nicht oxidierten Sulfid (Morse & Berner, 1995).

In normal marinen phanerozoischen Environments führt die Reaktion von bakteriell gebildetem H_2S und detritärem Eisen zur Bildung von pyritischem Schwefel. Die Produktion von Pyrit kann limitiert werden durch die Verfügbarkeit von bakteriell abbaubarer organischer Materie, wodurch sich eine positive lineare Abhängigkeit zwischen S und C_{org} einstellt (Sageman & Lyons, 2004). Zwar ist generell eine deutlich positive C/S-Korrelation von unterschiedlich alten, normal marinen Sedimenten zu beobachten, jedoch variieren die durchschnittlichen C/S-Verhältnisse mit der Zeit: Kambrium-Ordovizium ($0,5 \pm 0,1$), Devon-Tertiär ($1,8 \pm 0,5$), Quartär (2,8), (Raiswell & Berner, 1986).

Anoxisch marine Systeme sind durch relativ hohe S- und C_{org} -Gehalte charakterisiert. Süß- bzw. Brackwasserablagerungen mit limitiertem Sulfatanteil zeigen geringe S- bzw. erhöhte C_{org} -Werte und plotten in Richtung der C-Achse (Sageman & Lyons, 2004), (Abb. 5.2).

Die Methode wird bei besonders reinen Karbonaten und Sedimenten mit geringem organischen Anteil ($<1\%$ TOC) ungenauer und kann zwischen brackischen und marinen Environments nur dann unterscheiden, wenn die Differenz der Paläosalinität geringer als die Hälfte ist (Berner & Raiswell, 1984). Trotzdem wird sie auch bei TOC-Gehalten $<1\%$ häufig angewandt (Russeger et al., 1997; Sachsenhofer et al., 2003). Weiters können unterschiedliche marine Environments nur sehr begrenzt unterschieden werden (Sageman & Lyons, 2004).

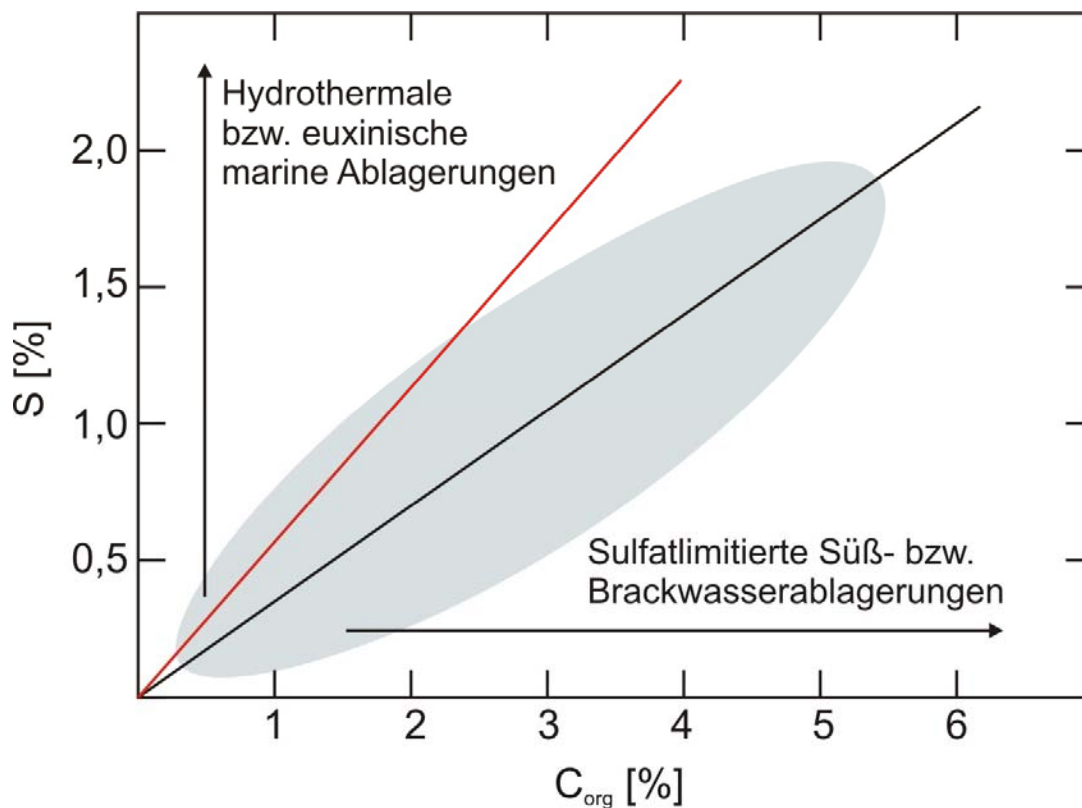


Abb. 5.2.: C/S-Plot zur Unterscheidung mariner und Süß- bzw. Brackwasser-Sedimente, verändert nach Berner & Raiswell, 1983 und Sageman & Lyons, 2004. Schattierter Bereich markiert rezente, normal marine Sedimente mit einem mittleren C/S-Verhältnis von 2,8 (schwarze Gerade); die rote Gerade zeigt das mittlere C/S-Verhältnis normal mariner kretazischer Sedimente.

5.5 Fe-S-TOC-Diagramm

Ergänzend zum C/S-Verhältnis sollten die Daten auch in einem ternären Fe-S-TOC-Diagramm geplottet werden. Daraus lässt sich ableiten, ob die Bildung von Pyrit durch die Verfügbarkeit von Sulfat, Eisen oder organischer Materie limitiert ist (Sachsenhofer et al., 2003). Die Limitierung von Eisen wird dabei durch die Konzentration der Datenpunkte entlang einer Linie von konstanten S/Fe-Verhältnissen, die Limitierung von Kohlenstoff hingegen durch die Konzentration der Datenpunkte entlang einer Linie von konstanten S/TOC-Verhältnissen angezeigt. Bestehen keinerlei Beziehungen innerhalb des ternären Diagramms, so ist das ein Hinweis auf eine Limitierung von Schwefel (Dean & Arthur, 1989).

5.6 Aluminium-Verhältnisse

Aluminium-normierte Elementkonzentrationen werden verwendet, um Variationen in der Zusammensetzung der detritären Fraktion anzuzeigen und um gleichzeitig Verdünnungseffekte von anderen Sedimentkomponenten wie organischer Materie zu verringern. Hofmann et al. (2001) verwenden dafür die Verhältnisse Si/Al, K/Al, Na/Al, Mg/Al und Ti/Al, wobei Si/Al den detritären Quarzeintrag im Vergleich zum Input von Aluminosilikaten verdeutlicht oder K/Al relative Zu- bzw. Abnahmen von Illit im Verhältnis zu Smektit erkennen lässt (Hofmann et al., 2001 oder Weiss, 2002).

Al-normierte, Redox-sensible Spurenelemente wie Cr, Ni, V oder Mn können Hinweise auf das Ablagerungsmilieu geben. Spurenelementanreicherungen treten entweder in anoxischen Becken (Sedimente in Kontakt mit sulfidischem Wasser) oder durch Diffusion des Meerwassers zu anoxischen Sedimenten, die unter einem dünnen oxischen Horizont unterhalb der Sediment-Wasser-Grenze liegen, auf. Das Fehlen einer Anreicherung an diesen Spurenelementen kann folglich als Parameter für oxische Bodenwasserbedingungen herangezogen werden (Hofmann, 2001). Dabei werden die Spurenelement-zu-Aluminium-Verhältnisse mit durchschnittlichen Tonen (z.B.: Wedepohl, 1971), die unter oxischen Bedingungen abgelagert wurden, verglichen (Hofmann, 2001).

5.7 Multivariate Elementstatistik - Faktorenanalyse

Allgemein analysiert die Faktorenanalyse Zusammenhänge innerhalb eines Datensatzes an Variablen bzw. Objekten. Es werden dabei einige wenige Faktoren, also hypothetische Variablen (bzw. Objekte), konstruiert, in denen die gesamte essentielle Information aus dem zugrunde liegenden Datensatz an Variablen vermutet wird. Dadurch wird die Komplexität der Daten basierend auf internen Abhängigkeiten innerhalb des Datensatzes reduziert, womit die Faktorenanalyse zu den dimensionsreduzierenden Verfahren in der Statistik zählt. Als Ergebnis repräsentiert für gewöhnlich nur eine geringe Anzahl an Faktoren den annähernd

gleichen Informationsinhalt des in der Regel weitaus größeren zugrunde liegenden Datensatzes (Reyment & Jöreskog, 1996).

Die mittels Faktorenanalyse untersuchten Abhängigkeiten werden in dieser Arbeit ebenfalls zur Differenzierung von marinen und nicht-marinen Proben herangezogen.

6. Ergebnisse

In den folgenden 6 Tabellen (Tab. 6.1 – Tab. 6.6) sind die geochemischen Daten der Gesamtgesteinsanalyse von 16 der 29 Gesteinsproben der Bohrung Markgrafneusiedl T1 abgebildet. Gemessen wurden die Konzentrationen der wichtigsten Oxide, diverser Elemente, der seltenen Erden, totale Anteile an Kohlenstoff und Schwefel, organischer Kohlenstoff sowie Glühverlust.

Probe	SiO ₂ [%]	Al ₂ O ₃ [%]	Fe ₂ O ₃ [%]	MgO [%]	CaO [%]	Na ₂ O [%]	K ₂ O [%]	TiO ₂ [%]	P ₂ O ₅ [%]	MnO [%]	Cr ₂ O ₃ [%]	Sum [%]
3275,30-43	46,03	17,83	6,81	3,41	7,53	0,75	4,01	0,79	0,10	0,13	0,017	99,79
3406,20-30	37,04	12,48	4,66	3,21	18,59	0,54	2,87	0,57	0,09	0,09	0,019	99,80
3409,24-30	73,09	13,07	3,60	1,45	0,26	0,93	2,43	0,92	0,13	<0,01	0,019	99,84
3546,25-55	44,31	12,19	5,03	3,38	14,20	0,58	2,67	0,63	0,14	0,07	0,013	99,83
3547,50-65	40,86	11,73	4,65	3,28	16,58	0,66	2,64	0,59	0,12	0,07	0,012	99,81
3743,55-60	35,23	12,38	4,92	3,28	18,96	0,52	2,86	0,52	0,11	0,09	0,017	99,78
3744,10-20	36,68	11,79	4,64	3,09	19,19	0,56	2,68	0,54	0,11	0,10	0,018	99,81
3745,50	38,37	13,24	4,73	3,19	17,24	0,58	3,02	0,60	0,08	0,09	0,019	99,81
3746,50-3747	35,74	12,63	4,79	3,24	19,04	0,54	2,87	0,54	0,10	0,10	0,018	99,79
3747,20	36,54	12,44	4,39	3,05	19,05	0,55	2,82	0,57	0,10	0,08	0,018	99,81
3931,10-30	10,45	4,04	1,89	2,21	42,45	0,15	0,76	0,14	0,07	0,05	0,011	99,84
3933,20-50	28,43	10,19	3,91	3,50	24,81	0,40	2,17	0,36	0,10	0,05	0,020	99,70
4023,50 B	31,00	11,28	4,65	2,34	23,01	0,34	1,83	0,47	0,09	0,12	0,030	99,85
4023,50 C	28,88	9,54	4,70	2,44	25,82	0,27	1,61	0,41	0,10	0,11	0,037	99,85
4023,70	35,68	14,74	4,86	2,34	16,37	0,38	2,76	0,50	0,08	0,05	0,035	99,84
4025,40-50	31,35	10,94	4,28	2,58	22,72	0,29	2,05	0,45	0,12	0,08	0,034	99,84

Tab. 6.1.: Oxidkonzentrationen von 16 Proben der Glinzendorfer Synklinale der Bohrung Markgrafneusiedl T1 (Gesamtgesteinsanalyse).

Probe	Ni [ppm]	Sc [ppm]	Ba [ppm]	Be [ppm]	Co [ppm]	Cs [ppm]	Ga [ppm]	Hf [ppm]	Nb [ppm]	Rb [ppm]	Sn [ppm]	Sr [ppm]
3275,30-43	49	18	481	2	19,9	9,0	22,5	3,8	13,4	125,8	3	189,5
3406,20-30	82	12	238	2	14,7	9,6	14,7	3,6	11,1	99,1	3	512,3
3409,24-30	57	13	286	1	16,6	7,6	15,0	8,9	16,5	75,0	3	111,5
3546,25-55	44	12	251	2	12,4	7,1	15,4	3,8	11,3	85,9	2	273,4
3547,50-65	35	11	256	2	11,3	7,2	15,1	3,9	11,4	87,3	2	267,1
3743,55-60	83	12	228	2	13,2	9,2	15,9	3,6	10,1	99,8	3	569,9
3744,10-20	75	11	226	1	12,9	8,8	14,4	3,4	9,9	90,7	2	534,9
3745,50	82	13	254	2	12,9	9,5	16,3	3,5	11,4	99,1	2	477,6
3746,50-3747	77	12	235	2	12,7	9,5	15,6	3,1	10,0	97,0	2	567,8
3747,20	78	12	251	1	14,1	9,8	14,9	2,6	10,8	95,1	2	486,9
3931,10-30	68	4	92	<1	6,8	9,3	5,0	1,1	2,6	30,2	<1	749,8
3933,20-50	98	10	144	<1	10,4	8,0	12,2	2,1	7,7	85,9	1	1280,0
4023,50 B	405	13	153	<1	32,3	10,1	12,8	2,1	9,0	66,2	2	376,4
4023,50 C	263	11	147	1	26,4	7,9	11,0	1,9	8,0	56,0	1	398,3
4023,70	260	16	193	2	29,4	16,2	18,7	2,4	10,3	99,1	2	297,8
4025,40-50	240	11	159	1	26,4	9,1	12,9	2,1	8,7	73,3	2	347,5

Tab. 6.2.: Elementkonzentrationen von 16 Proben der Glinzendorfer Synklinale der Bohrung Markgrafneusiedl T1 (Gesamtgesteinsanalyse).

Probe	Ta [ppm]	Th [ppm]	U [ppm]	V [ppm]	W [ppm]	Zr [ppm]	Y [ppm]	La [ppm]	Ce [ppm]	Pr [ppm]	Nd [ppm]	Sm [ppm]
3275,30-43	1,0	11,9	3,0	143	2,1	122,0	24,6	30,2	63,5	7,90	31,1	5,60
3406,20-30	0,7	9,1	3,0	121	2,0	103,5	20,7	24,1	50,4	6,34	23,4	4,48
3409,24-30	1,3	13,4	4,3	92	3,1	301,1	36,0	37,1	79,1	9,72	39,2	6,93
3546,25-55	0,8	9,7	3,1	109	1,9	128,5	24,6	25,6	53,2	6,69	26,7	5,11
3547,50-65	1,2	8,7	2,7	99	1,8	119,1	21,5	24,5	49,8	6,30	24,5	4,37
3743,55-60	0,6	9,0	2,6	127	1,7	91,1	19,4	22,8	46,9	6,04	24,0	4,24
3744,10-20	0,7	8,5	2,7	118	1,8	105,3	20,6	23,7	48,1	6,04	23,6	4,50
3745,50	0,7	9,0	3,1	123	2,0	100,9	19,3	23,4	48,6	6,05	23,0	4,28
3746,50-3747	0,8	8,4	2,7	120	1,9	93,4	20,4	23,0	47,8	6,15	23,1	4,57
3747,20	0,7	9,1	2,7	114	1,8	99,8	20,2	24,2	50,8	6,20	23,5	4,37
3931,10-30	0,2	2,9	1,4	33	0,5	27,6	6,2	7,7	15,8	1,94	8,0	1,36
3933,20-50	0,6	7,4	2,2	134	1,1	72,8	16,3	19,1	40,0	4,93	19,0	3,53
4023,50 B	0,7	7,5	6,0	82	1,4	67,7	20,4	21,8	44,4	5,67	22,1	4,44
4023,50 C	0,5	6,1	2,7	73	1,4	61,1	22,3	19,9	40,2	4,98	18,9	4,01
4023,70	0,8	9,3	11,8	125	1,8	81,3	21,5	25,2	52,9	6,46	25,7	5,34
4025,40-50	0,6	7,2	4,3	87	1,4	77,8	17,8	20,5	41,0	5,16	20,1	3,79

Tab. 6.3.: Elementkonzentrationen von 16 Proben der Glinzendorfer Synklinale der Bohrung Markgrafneusiedl T1 (Gesamtgesteinsanalyse).

Probe	Eu [ppm]	Gd [ppm]	Tb [ppm]	Dy [ppm]	Ho [ppm]	Er [ppm]	Tm [ppm]	Yb [ppm]	Lu [ppm]	Mo [ppm]	Cu [ppm]	Pb [ppm]
3275,30-43	1,01	4,71	0,68	4,30	0,88	2,49	0,37	2,46	0,44	<0,1	38,0	14,6
3406,20-30	0,76	3,75	0,56	3,71	0,78	2,16	0,32	2,01	0,37	0,4	17,8	13,0
3409,24-30	1,17	6,34	0,94	6,44	1,27	3,76	0,52	3,38	0,57	2,9	35,5	24,8
3546,25-55	0,89	4,51	0,65	4,43	0,88	2,43	0,35	2,33	0,36	0,3	21,9	10,7
3547,50-65	0,79	4,01	0,56	3,80	0,77	2,26	0,29	2,14	0,33	0,4	20,1	11,3
3743,55-60	0,72	3,72	0,51	3,56	0,68	2,03	0,27	2,00	0,30	0,4	17,5	13,9
3744,10-20	0,73	3,88	0,53	3,60	0,69	2,06	0,28	1,98	0,30	0,3	16,4	12,6
3745,50	0,69	3,52	0,50	3,52	0,71	2,01	0,27	2,00	0,31	0,3	21,4	13,8
3746,50-3747	0,76	3,87	0,53	3,60	0,70	2,00	0,26	1,97	0,30	0,3	20,8	14,1
3747,20	0,73	3,70	0,51	3,60	0,69	1,98	0,28	1,88	0,30	0,4	21,6	14,7
3931,10-30	0,23	1,13	0,16	1,06	0,20	0,59	0,08	0,55	0,09	0,7	10,4	4,9
3933,20-50	0,54	2,90	0,41	2,74	0,57	1,53	0,22	1,61	0,23	0,1	9,7	10,7
4023,50 B	0,75	3,96	0,54	3,56	0,71	1,93	0,26	1,88	0,27	1,8	24,0	25,7
4023,50 C	0,72	3,76	0,52	3,65	0,71	1,84	0,26	1,72	0,28	1,1	22,5	21,6
4023,70	0,94	4,77	0,63	4,12	0,75	2,08	0,27	2,11	0,30	1,8	32,0	21,1
4025,40-50	0,64	3,28	0,46	3,11	0,64	1,76	0,23	1,80	0,26	0,8	25,7	22,9

Tab. 6.4.: Elementkonzentrationen von 16 Proben der Glinzendorfer Synklinale der Bohrung Markgrafneusiedl T1 (Gesamtgesteinsanalyse).

Probe	Zn [ppm]	Ni [ppm]	As [ppm]	Cd [ppm]	Sb [ppm]	Bi [ppm]	Ag [ppm]	Au [ppm]	Hg [ppm]	Tl [ppm]	Se [ppm]	B [ppm]
3275,30-43	43	48,7	10,9	<0,1	0,2	0,4	<0,1	1,4	0,46	<0,1	<0,5	119
3406,20-30	40	79,3	24,1	0,1	0,2	0,3	<0,1	<0,5	0,29	<0,1	<0,5	118
3409,24-30	58	53,8	32,7	<0,1	0,3	0,3	<0,1	1,2	0,83	0,1	0,5	133
3546,25-55	40	42,9	13,4	0,1	0,3	0,3	<0,1	<0,5	0,43	<0,1	<0,5	119
3547,50-65	40	41,9	18,1	0,2	0,3	0,3	<0,1	<0,5	0,45	<0,1	<0,5	100
3743,55-60	46	85,7	28,1	0,1	0,3	0,3	<0,1	<0,5	0,26	<0,1	0,6	110
3744,10-20	46	75,4	14,6	0,1	0,2	0,3	<0,1	<0,5	0,22	<0,1	<0,5	106
3745,50	47	76,9	17,6	0,1	0,2	0,3	<0,1	<0,5	0,26	<0,1	<0,5	119
3746,50-3747	49	77,1	14,2	0,1	0,2	0,3	<0,1	<0,5	0,25	<0,1	<0,5	113
3747,20	50	84,3	17,9	0,1	0,3	0,3	<0,1	<0,5	0,31	<0,1	<0,5	117
3931,10-30	26	64,1	14,8	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,5	0,02	<0,1	<0,5	28
3933,20-50	41	84,5	16,4	<0,1	<0,1	0,2	<0,1	<0,5	0,02	<0,1	<0,5	72
4023,50 B	49	394,2	17,4	0,2	0,2	0,3	<0,1	<0,5	0,02	<0,1	0,6	80
4023,50 C	56	271,4	19,6	0,2	0,2	0,2	<0,1	<0,5	0,02	<0,1	<0,5	72
4023,70	68	241,7	27,6	0,2	0,2	0,3	<0,1	<0,5	0,04	<0,1	1,4	112
4025,40-50	78	250,6	26,6	0,2	0,3	0,3	<0,1	<0,5	0,04	<0,1	<0,5	88

Tab. 6.5.: Elementkonzentrationen von 16 Proben der Glinzendorfer Synklinale der Bohrung Markgrafneusiedl T1 (Gesamtgesteinsanalyse).

Probe	LOI [%]	TOT/C [%]	TOC [%]	TOT/S [%]
3275,30-43	12,4	2,41	0,14	0,03
3406,20-30	19,6	4,83	0,56	0,35
3409,24-30	3,9	0,12	0,17	0,77
3546,25-55	16,6	3,95	0,44	0,13
3547,50-65	18,6	4,50	0,40	0,19
3743,55-60	20,9	5,10	0,46	0,26
3744,10-20	20,4	5,06	0,52	0,19
3745,50	18,6	4,57	0,46	0,24
3746,50-3747	20,2	4,88	0,43	0,22
3747,20	20,2	4,96	0,53	0,31
3931,10-30	37,6	10,66	0,96	0,82
3933,20-50	25,8	6,78	0,45	0,87
4023,50 B	24,7	6,40	0,82	0,49
4023,50 C	25,9	6,87	0,59	0,49
4023,70	22,0	6,77	2,36	1,64
4025,40-50	24,9	7,17	1,69	1,14

Tab. 6.6.: Glühverlust (LOI), organischer Kohlenstoff (TOC) und totale Anteile an Kohlenstoff (TOT/C) und Schwefel (TOT/S) von 16 Proben der Glinzendorfer Synklinale der Bohrung Markgrafneusiedl T1 (Gesamtgesteinsanalyse).

Probe	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
3207,80	-4,25	-7,37	
3272,10	-3,21	-4,90	
3272,50-60	-2,54	-5,26	
3274,70			
3275,30-43	-3,10	-5,19	0,708677
3406,20-30	-1,59	-5,25	0,707921
3409,24-30			
3409,70-82			0,709807
3544,45-65	-1,38	-4,99	
3545,90-3546	-0,97	-5,10	
3546,25-55	-1,05	-5,13	0,708277
3547,50-65	-0,84	-5,09	0,708234
3743,55-60	-1,16	-5,02	
3743,90-3744	-1,07	-5,26	0,707960
3744,10-20	-1,46	-5,35	0,707896
3745,50	-1,42	-5,40	
3746,50-3747	-1,26	-5,07	
3747,20	-1,52	-5,39	
3747,40			
3931,10-30	2,01	-4,39	
3933,20-50	0,80	-4,60	0,707576
4023,50 A			
4023,50 B	-3,35	-4,98	
4023,50 C	-3,67	-5,33	
4023,70	-2,87	-5,98	0,708432
4025,40-50			
4026,20	-3,31	-5,36	
4106,50	1,26	-2,14	0,709568
4107,10-30	-3,16	-4,04	

In Tabelle 6.7 werden die Verhältnisse der gemessenen Isotope von Kohlenstoff, Sauerstoff und Strontium ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) dargestellt.

Ein in der Probe T1-3207,80 befindlicher Bivalven-Schalenrest wurde ebenfalls isotopengeochemisch auf C- und O-Verhältnisse analysiert. Dieser wurde an mehreren Stellen angebohrt, wobei aufgrund der geringen Dicke und der unbekannten Tiefengeometrie eine geringe Kontamination mit der Matrix nicht ausgeschlossen werden kann. $\delta^{13}\text{C}$ -Werte streuen zwischen -4,40 und -5,11; $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse zwischen -7,53 und -7,90. Eine Messung der umliegenden Matrix ergab für $\delta^{13}\text{C}$ -4,01 sowie -7,39 für $\delta^{18}\text{O}$.

Tab. 6.7.: Isotopenverhältnisse der Isotopensysteme $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ und $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Tabelle 6.8 zeigt die Ergebnisse der geochemischen Analysen der Vergleichsproben der Gosau-Gruppe aus Lilienfeld.

Probennummer	SiO ₂ [%]	Al ₂ O ₃ [%]	Fe ₂ O ₃ [%]	MgO [%]	CaO [%]	Na ₂ O [%]	K ₂ O [%]	TiO ₂ [%]	P ₂ O ₅ [%]	MnO [%]	Cr ₂ O ₃ [%]	LOI [%]	Sum [%]
LI08-21	24,9	6,49	2,21	2,89	31,44	0,35	1,65	0,28	0,07	0,05	0,016	29,5	99,86
LI08-22	27,96	7,43	2,62	2,72	28,79	0,41	1,91	0,32	0,06	0,05	0,019	27,6	99,87
LI08-18A	24,57	7,48	3,07	2,63	30,75	0,28	2	0,3	0,08	0,07	0,013	28,6	99,86
LI08-17	24,95	6,57	2,23	2,65	31,58	0,27	1,65	0,28	0,07	0,05	0,015	29,5	99,87
	Ni [ppm]	Sc [ppm]	Ba [ppm]	Be [ppm]	Co [ppm]	Cs [ppm]	Ga [ppm]	Hf [ppm]	Nb [ppm]	Rb [ppm]	Sn [ppm]	Sr [ppm]	Ta [ppm]
LI08-21	57	6	110	0	6,8	5	7,9	1,8	5,6	56,2	1	335,1	0,3
LI08-22	71	7	114	0	8,7	5,4	8,9	1,9	5,9	64,2	1	318,7	0,4
LI08-18A	62	7	137	1	7,9	5	9,4	1,9	6,1	64,8	0	345,5	0,4
LI08-17	58	6	111	0	7,1	4,4	7,6	1,5	5,5	56,4	0	281,4	0,4
	Th [ppm]	U [ppm]	V [ppm]	W [ppm]	Zr [ppm]	Y [ppm]	La [ppm]	Ce [ppm]	Pr [ppm]	Nd [ppm]	Sm [ppm]	Eu [ppm]	Gd [ppm]
LI08-21	5,2	1,8	64	1,2	62,9	12,9	15	28,9	3,68	14,6	2,61	0,44	2,27
LI08-22	5,4	1,8	68	1,1	66,7	13,5	15,8	29,9	3,91	15	2,91	0,47	2,33
LI08-18A	5,1	1,5	58	1	61,3	15	16,9	29,9	3,83	14,3	2,74	0,47	2,52
LI08-17	4,8	1,7	62	0,9	57,2	13,3	14,8	27,4	3,5	14,3	2,56	0,45	2,36
	Tb [ppm]	Dy [ppm]	Ho [ppm]	Er [ppm]	Tm [ppm]	Yb [ppm]	Lu [ppm]	TOT/C [%]	TOT/S [%]	Mo [ppm]	Cu [ppm]	Pb [ppm]	Zn [ppm]
LI08-21	0,32	2,38	0,48	1,28	0,17	1,29	0,2	7,59	0	0,2	7,8	6,6	21
LI08-22	0,34	2,59	0,49	1,39	0,18	1,3	0,2	6,99	0	0	9,2	8,7	31
LI08-18A	0,35	2,44	0,51	1,43	0,2	1,43	0,21	7,28	0	0,2	11,6	5,8	31
LI08-17	0,32	2,26	0,48	1,31	0,17	1,36	0,2	7,5	0	0	18	4,9	24
	Ni [ppm]	As [ppm]	Cd [ppm]	Sb [ppm]	Bi [ppm]	Ag [ppm]	Au [ppm]	Hg [ppm]	Tl [ppm]	Se [ppm]	B [ppm]		
LI08-21	52,3	7,9	0	0	0,1	0	0	0,01	0	0	53		
LI08-22	69	8,4	0,2	0	0,1	0	0	0,02	0	0	59		
LI08-18A	58,8	7,2	0,1	0,1	0,2	0	0	0,04	0	0	68		
LI08-17	55,1	7,7	0	0	0,1	0	0	0,02	0	0	60		

Tab. 6.8.: Geochemie der Vergleichsproben der Gosau-Gruppe von Lilienfeld.

In Tabelle 6.9 ist die Qualitätskontrolle (Vergleiche mit Standards) der geochemischen Analysen abgebildet.

	SiO ₂ [%]	Al ₂ O ₃ [%]	Fe ₂ O ₃ [%]	MgO [%]	CaO [%]	Na ₂ O [%]	K ₂ O [%]	TiO ₂ [%]	P ₂ O ₅ [%]	MnO [%]	Cr ₂ O ₃ [%]	LOI [%]
T1-3931,10-30	10,45	4,04	1,89	2,21	42,45	0,15	0,76	0,14	0,07	0,05	0,011	37,6
T1-3931,10-30	10,59	4,08	1,85	2,18	42,31	0,15	0,76	0,14	0,07	0,05	0,011	37,6
Standard SO-18	58,07	14,14	7,62	3,33	6,37	3,69	2,16	0,69	0,83	0,39	0,548	1,9
Standard SO-18	58,08	14,12	7,62	3,34	6,38	3,69	2,16	0,69	0,83	0,39	0,548	1,9
Standard SO-18 (expected)	58,47	14,23	7,67	3,35	6,42	3,71	2,17	0,69	0,83	0,39	0,55	
	Ni [ppm]	Sc [ppm]	Ba [ppm]	Be [ppm]	Co [ppm]	Cs [ppm]	Ga [ppm]	Hf [ppm]	Nb [ppm]	Rb [ppm]	Sn [ppm]	Sr [ppm]
T1-3931,10-30	68	4	92	<1	6,8	9,3	5	1,1	2,6	30,2	<1	749,8
T1-3931,10-30	65	4	83	<1	6,9	9	5,7	0,9	2,9	31,3	<1	769,2
Standard SO-18	37	26	456	<1	24,7	6,7	16,6	9,2	19,9	22,1	12	391,7
Standard SO-18	35	26	482	<1	24,9	6,7	16,6	9,6	20,2	22,3	15	394,3
Standard SO-18 (expected)	44	25	514		26,2	7,1	17,6	9,8	20,9	28,7	15	407,4
	Th [ppm]	U [ppm]	V [ppm]	W [ppm]	Zr [ppm]	Y [ppm]	La [ppm]	Ce [ppm]	Pr [ppm]	Nd [ppm]	Sm [ppm]	Eu [ppm]
T1-3931,10-30	2,9	1,4	33	0,5	27,6	6,2	7,7	15,8	1,94	8	1,36	0,23
T1-3931,10-30	2,8	1,4	33	<0,5	27,7	6,5	7,5	16,1	1,94	6,6	1,44	0,23
Standard SO-18	9,3	14,9	191	13,4	270,4	30,5	11,7	25,5	3,37	13,7	2,81	0,7
Standard SO-18	9,5	15,4	191	14,2	272,2	30,8	11,6	25,4	3,36	13,8	2,81	0,69
Standard SO-18 (expected)	9,9	16,4	200	15,1	280	33	12,3	27,1	3,45	14	3	0,89
	Tb [ppm]	Dy [ppm]	Ho [ppm]	Er [ppm]	Tm [ppm]	Yb [ppm]	Lu [ppm]	TOT/C [%]	TOT/S [%]	Mo [ppm]	Cu [ppm]	Pb [ppm]
T1-3931,10-30	0,16	1,06	0,2	0,59	0,08	0,55	0,09	10,66	0,82	0,7	10,4	4,9
T1-3931,10-30	0,16	1,13	0,2	0,58	0,09	0,6	0,09					
Standard SO-18	0,4	2,6	0,59	1,73	0,22	1,71	0,25					
Standard SO-18	0,39	2,82	0,58	1,75	0,23	1,7	0,26					
Standard SO-18 (expected)	0,53	3	0,62	1,84	0,29	1,79	0,27					
Standard CSC								3,01	4,43			
Standard CSC (expected)								2,94	4,25			
Standard OREAS76A								0,16	17,37			
Standard OREAS76A (expected)								0,16	18			
Standard DS7										20,2	105,2	62,7
Standard DS7										19,5	92,3	65,1
Standard DS7 (expected)										20,9	109	70,6
	Ni [ppm]	As [ppm]	Cd [ppm]	Sb [ppm]	Bi [ppm]	Ag [ppm]	Au [ppm]	Hg [ppm]	Tl [ppm]	Se [ppm]	B [ppm]	
T1-3546,25-55											119	
T1-3546,25-55											108	
T1-3931,10-30	64,1	14,8	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,5	0,02	<0,1	<0,5		
Standard DS7	56,5	49,4	5,9	3,9	4,4	0,8	47,8	0,18	3,9	3,5		
Standard DS7	53,6	50,1	6,3	4,1	4,4	0,7	42,8	0,19	4	3,3		
Standard DS7 (expected)	56	48,2	6,4	5,9	4,5	0,9	70	0,2	4,2	3,5		
Standard C3											37	
Standard C3											35	
Standard C3 (expected)											42	
Standard LKSD-3											23	
Standard LKSD-3											20	
Standard LKSD-3 (expected)											25	

Tab. 6.9 Qualitätskontrolle der geochemischen Analysen – Vergleiche mit Standards.

7. Diskussion

7.1 Isotope

Die Isotopiewerte zeigen im Großen und Ganzen sehr deutlich eine Differenzierung zwischen marinen und nicht-marinen Sedimenten (Abb. 7.1; 7.2; 7.3 und 7.4).

7.1.1 Kohlenstoff

Besonders aussagekräftig sind dabei die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte. Im liegenden Bereich zwischen 4107,10 m und 4023,50 m, der als limnisch interpretiert wird, sind deutlich niedrigere Werte $\bar{x} = -2,51 \text{ ‰ } \delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$; $\sigma = 1,70$ bestimmt worden. Lediglich eine Probe liefert einen ausreißenden Wert bei 4106,50 m ($\bar{x} = -3,27 \text{ ‰ } \delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$; $\sigma = 0,26$, exklusive dem Ausreißer). Danach folgen im marinen Intervall von 3933,20 m bis 3406,20 m sprunghaft erhöhte $\delta^{13}\text{C}$ -Isotopien ($\bar{x} = -0,84 \text{ ‰ } \delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$; $\sigma = 1,01$). Erst im hangendsten, vermeintlich nicht-marinen Abschnitt (3275,43 bis 3207,80 m) stellen sich wieder deutlich erniedrigte (limnisch geprägte) Werte ($\bar{x} = -2,93 \text{ ‰ } \delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$; $\sigma = 0,62$) ein (Abb. 7.1; 7.2 und 7.3).

Außerdem dürfte aufgrund der geringen Korrelation der diagenetische Einfluss gering sein.

Limnische Bereiche gesamt: $\bar{x} = -2,81 \text{ ‰ } \delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$; $\sigma = 1,43$.

Marine Bereiche gesamt: $\bar{x} = -0,84 \text{ ‰ } \delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$; $\sigma = 1,01$.

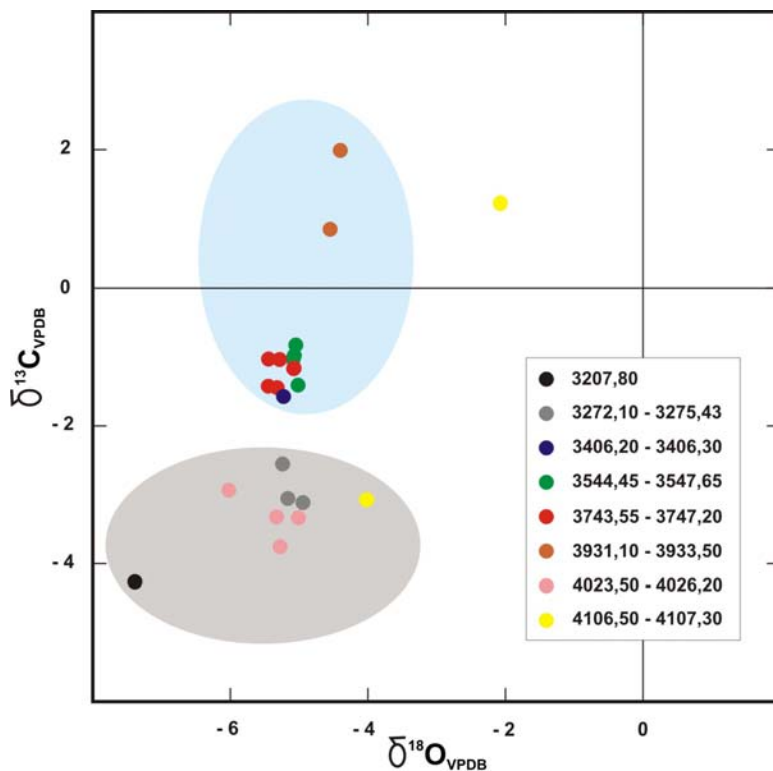


Abb. 7.1.: $\delta^{13}\text{C}$ gegen $\delta^{18}\text{O}$ der Bohrung Markgrafneusiedl T1. Bräunlicher Bereich markiert niedrigere, süßwassergeprägte, Isotopien, hellblauer Bereich grenzt marine Proben ab.

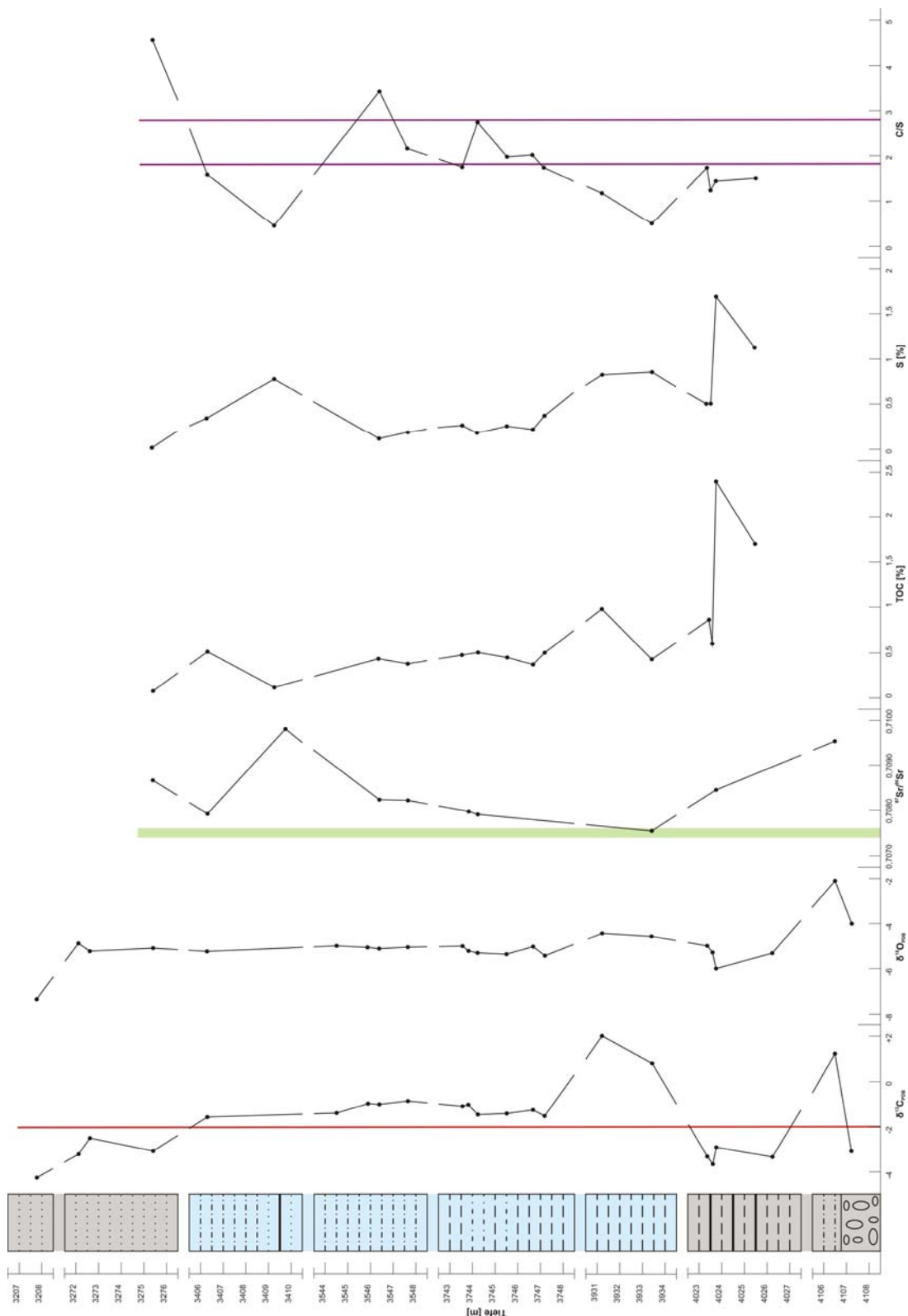


Abb. 7.2.: Isotope (.: $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ und $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$), organischer Kohlenstoff, Schwefel und C/S-Verhältnis entlang des Profils (braune Bereiche werden als limnisch interpretiert; blaue Bereiche als marin) der Bohrung Markgrafneusiedl T1. Die rote Linie separiert qualitativ marine von nicht-marinen Werten. In Grün ist der Schwankungsbereich der Sr-Meeresisotopenkurve (nach Howarth & McArthur, 1997 und

McArthur et al., 2001) des Coniaciums bis Campaniums dargestellt. Violette Linien markieren typisch (rezente bzw. kretazische) marine TOC/S-Verhältnisse nach Berner & Raiswell, 1983 und Sageman & Lyons, 2004.

7.1.2 Sauerstoff

Die Sauerstoffisotope zeigen generell eine sehr geringe Schwankungsbreite in den Werten. So ist zwar eine Verschiebung der Isotopie zu höheren $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ in den marinen Bereichen ($\bar{x} = -5,08$ $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$; $\sigma = 0,28$) erkennbar, jedoch sind diese nicht signifikant unterschiedlich zu den häufig nur leicht geringeren nicht-marinen Werten ($\bar{x} = -5,05$; $\sigma = 1,26$); $r_{\delta^{13}\text{C}, \delta^{18}\text{O}} = 0,59$ (Abb. 7.1; 7.2 und 7.4).

7.1.3 Strontium

Die Strontiumisotopiewerte zeigen Trends, die die Faziesinterpretation relativ gut stützen. Während sich in den marinen Abschnitten $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse der Sr-Isotopenkurve des Meerwassers des Santoniums bis Campaniums, welche nach Howarth & McArthur, 1997 und McArthur et al., 2001 Werte zwischen 0,7074 und 0,7076 aufweisen, mit durchschnittlich $\bar{x} = 0,707977$; $\sigma = 0,00023$ (exklusive eines starken Ausreißers bei 3409,70-80 m) annähern, weisen limnische Bereiche im Liegenden und Hangenden Verhältnisse von $\bar{x} = 0,708892$; $\sigma = 0,00049$ auf (Abb. 7.2; 7.3 und 7.4).

Limnische Bereiche gesamt: $\bar{x} = 0,708892$; $\sigma = 0,00049$.

Marine Bereiche gesamt: $\bar{x} = 0,708239$; $\sigma = 0,00066$.

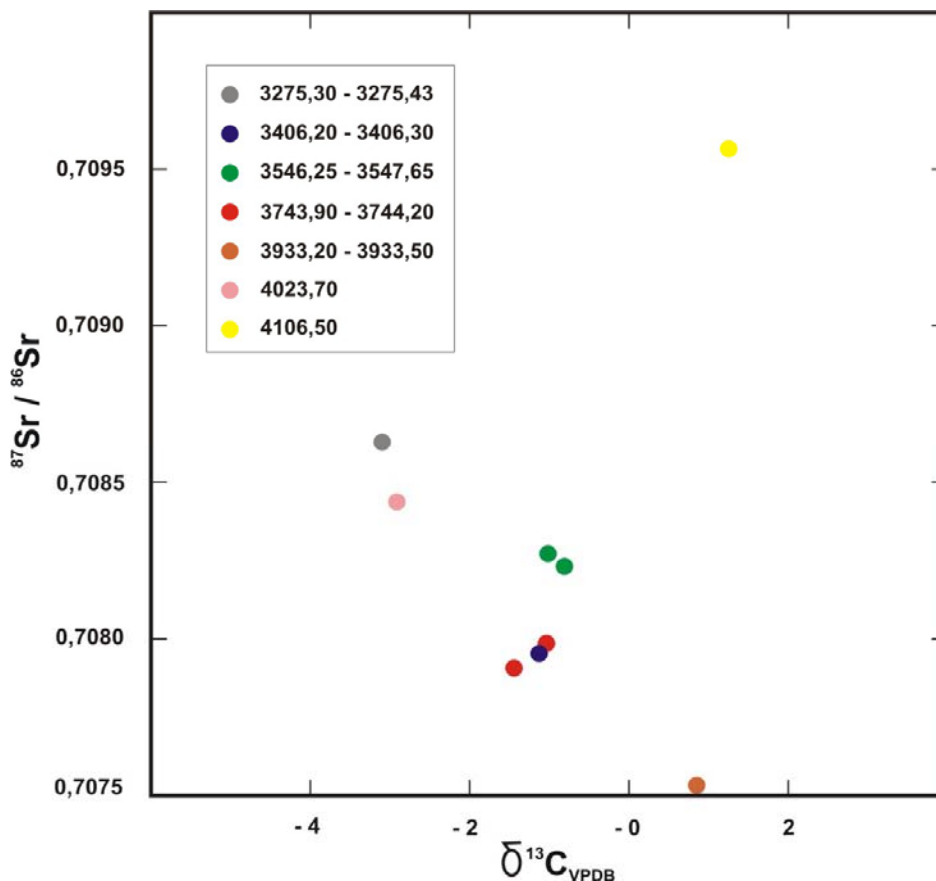


Abb. 7.3.: $\delta^{13}\text{C}$ gegen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ der Bohrung Markgrafneusiedl T1.

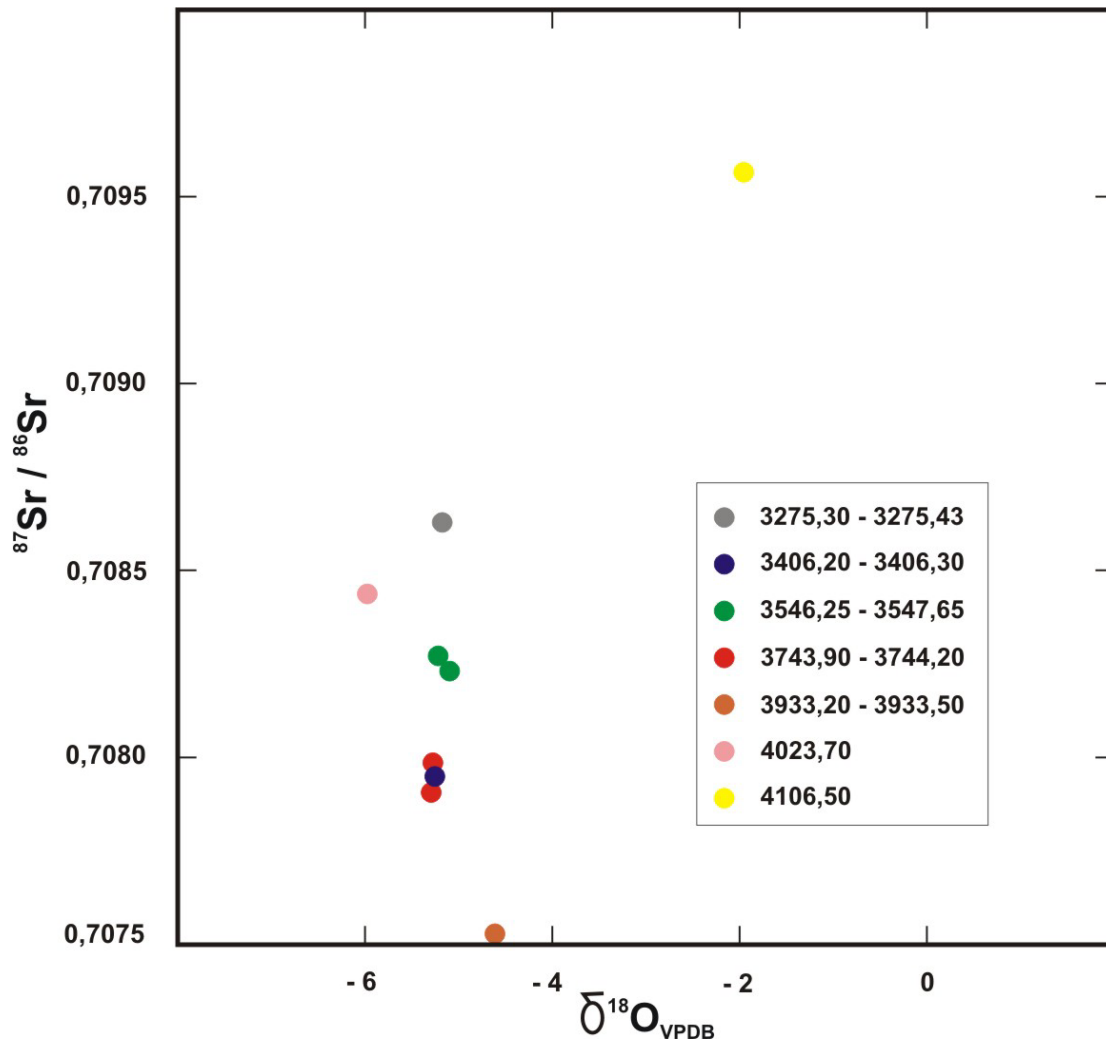


Abb. 7.4.: $\delta^{18}\text{O}$ gegen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ der Bohrung Markgrafneusiedl T1.

7.2 TOC/S-Verhältnis

Das Verhältnis von organischem Kohlenstoff und Schwefel brachte keine Differenzierung mariner und nichtmariner Sedimente. So wurden im liegenden, limnischen Abschnitt sogar niedrigere TOC/S-Werte ($\bar{x} = 1,45$; $\sigma = 0,17$) als in den marinen Sequenzen ($\bar{x} = 1,74$; $\sigma = 0,86$) erreicht (Abb. 7.2 und 7.5).

Ein möglicher Teilgrund dafür könnten die geringen Gehalte an organischem Kohlenstoff, die meist unter 1% liegen, darstellen.

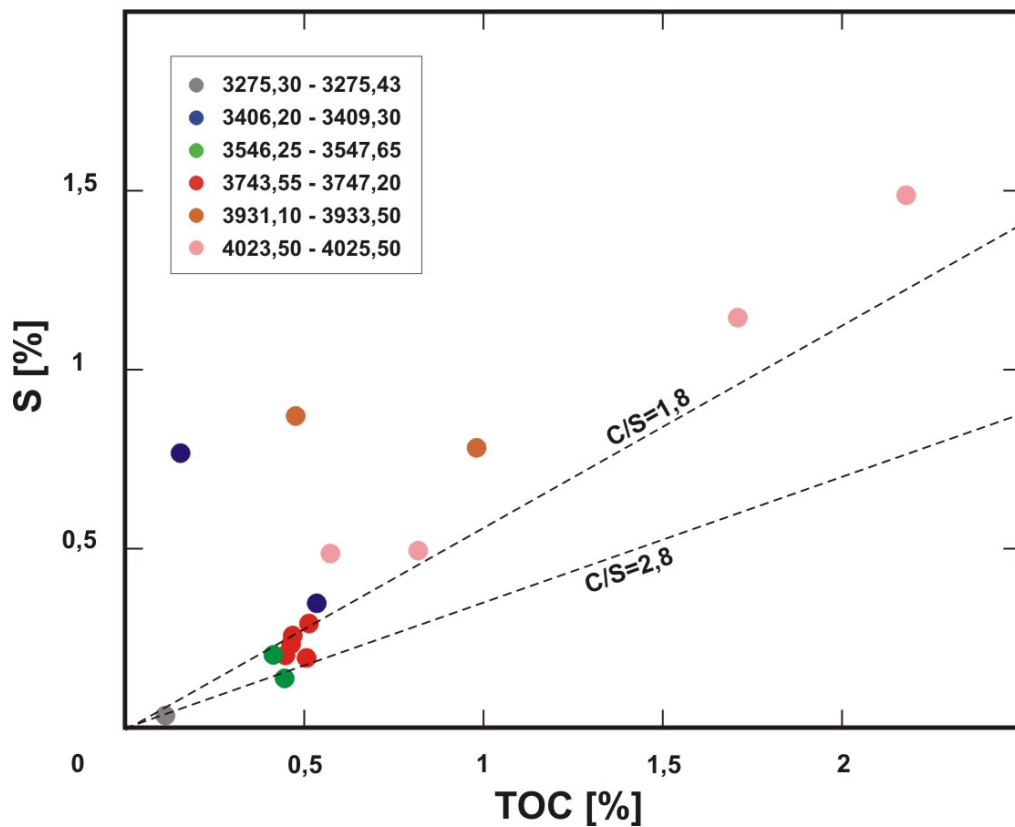


Abb. 7.5.: Organischer Kohlenstoff gegen Schwefel der Bohrung Markgrafneusiedl T1 nach Berner & Raiswell, 1983 und Sageman & Lyons, 2004.

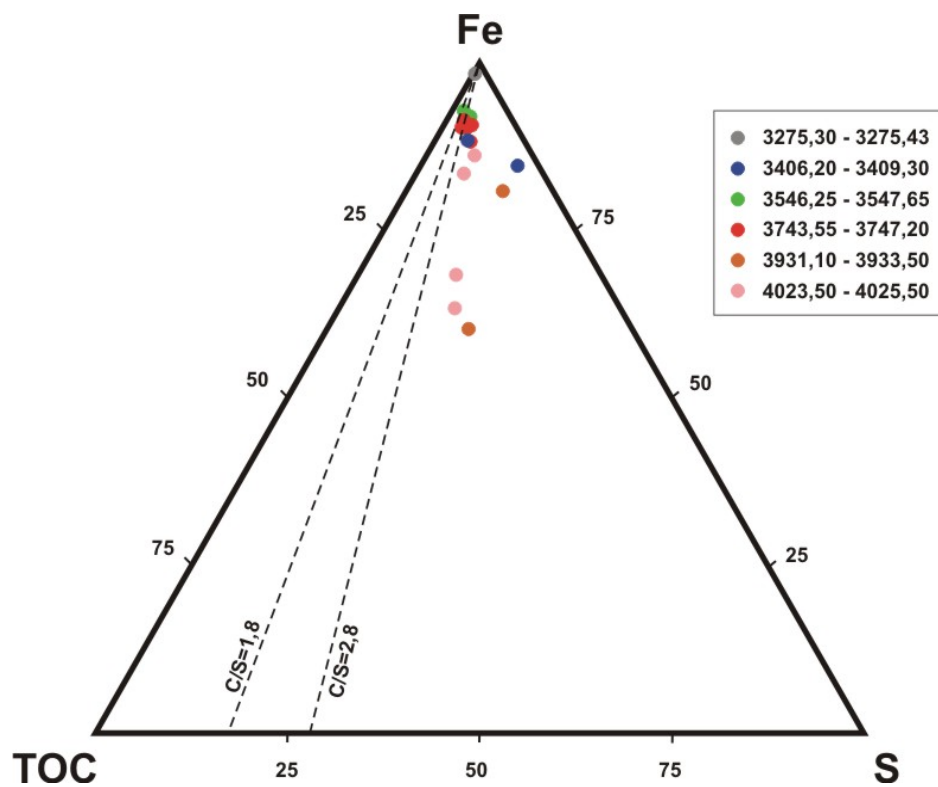


Abb. 7.6.: Ternäres Fe-S-TOC-Diagramm nach Dean & Arthur, 1989.

7.3 Spurenelemente

7.3.1 Bor

Bor-Gehalte spiegeln generell die Paläosalinität der Abfolge wider, wenngleich der hangendste, limnische Bereich marine Bor-Werte (119 ppm) aufweist (jedoch existiert in diesem Abschnitt nur eine Messung) und es in allen Segmenten zu Ausreißern kommt.

Der liegende, nicht-marine Bereich mit durchschnittlichen Bor-Konzentrationen von $\bar{x} = 88$ ppm; $\sigma = 14,9$ ist signifikant niedriger als die Werte von $\bar{x} = 103$ ppm; $\sigma = 27,9$ in marinen Abfolgen. Ein besonders einheitliches und deutlich marines Signal zeigt der Abschnitt zwischen 3747,20 m und 3406,20 m mit Durchschnittswerten von $\bar{x} = 115$ ppm; $\sigma = 8,8$ (Abb. 7.7 und Tab. 7.1).

Limnische Bereiche gesamt: $\bar{x} = 94$ ppm; $\sigma = 18,25$.

Marine Bereiche gesamt: $\bar{x} = 103$ ppm; $\sigma = 27,94$.

Auch das Verhältnis B/(K/Al), welches die adsorptive Dominanz des Illits verdeutlichen soll, zeigt ähnliche Trends (Abb. 7.7).

7.3.2 Andere Spurenelemente

Ga, V und Rb zeigen ebenfalls sehr ähnliche Trends wie das Bor (positive Korrelationen; $r_{BGa} = 0,83$, $r_{BV} = 0,71$, $r_{BRb} = 0,79$). Cr hingegen zeigt im liegenden süßwassergeprägten Abschnitt stark erhöhte Werte ($\bar{x} = 230$ ppm; $\sigma = 17,2$). Im marinen Mittelteil sinken dann die Werte sprunghaft ab ($\bar{x} = 113$ ppm; $\sigma = 20,4$). Das Top weist mit 115 ppm keine Konzentrationsänderung auf ($r_{BCr} = -0,12$ (Abb. 7.7 und Tab. 7.1).

Probennummer	B [ppm]	Cr [ppm]	Ga [ppm]	Rb [ppm]	V [ppm]	Ni [ppm]	Co [ppm]	Mo [ppm]	Cu [ppm]	Zn [ppm]	V/Cr	Ni/Co	Ni/V	(Cu+Mo)/Zn
3275,30-43	119	114,9	22,5	125,8	143	48,7	19,9	0,1	38,0	43	1,24	2,45	0,34	0,89
3406,20-30	118	128,4	14,7	99,1	121	79,3	14,7	0,4	17,8	40	0,94	5,39	0,66	0,46
3409,24-30	133	128,4	15,0	75,0	92	53,8	16,6	2,9	35,5	58	0,72	3,24	0,58	0,66
3546,25-55	119	87,8	15,4	85,9	109	42,9	12,4	0,3	21,9	40	1,24	3,46	0,39	0,56
3547,50-65	100	81,1	15,1	87,3	99	41,9	11,3	0,4	20,1	40	1,22	3,71	0,42	0,51
3743,55-60	110	114,9	15,9	99,8	127	85,7	13,2	0,4	17,5	46	1,11	6,49	0,67	0,39
3744,10-20	106	121,6	14,4	90,7	118	75,4	12,9	0,3	16,4	46	0,97	5,84	0,64	0,36
3745,50	119	128,4	16,3	99,1	123	76,9	12,9	0,3	21,4	47	0,96	5,96	0,63	0,46
3746,50-3747	113	121,6	15,6	97,0	120	77,1	12,7	0,3	20,8	49	0,99	6,07	0,64	0,43
3747,20	117	121,6	14,9	95,1	114	84,3	14,1	0,4	21,6	50	0,94	5,98	0,74	0,44
3931,10-30	28	74,3	5,0	30,2	33	64,1	6,8	0,7	10,4	26	0,44	9,43	1,94	0,43
3933,20-50	72	135,1	12,2	85,9	134	84,5	10,4	0,1	9,7	41	0,99	8,13	0,63	0,24
4023,50 B	80	202,7	12,8	66,2	82	394,2	32,3	1,8	24,0	49	0,40	12,20	4,81	0,53
4023,50 C	72	250,0	11,0	56,0	73	271,4	26,4	1,1	22,5	56	0,29	10,28	3,72	0,42
4023,70	112	236,5	18,7	99,1	125	241,7	29,4	1,8	32,0	68	0,53	8,22	1,93	0,50
4025,40-50	88	229,7	12,9	73,3	87	250,6	26,4	0,8	25,7	78	0,38	9,49	2,88	0,34

Tab. 7.1.: Spurenelementkonzentrationen sowie –verhältnisse zur Interpretation der Paläoredox-Bedingungen nach Jones & Manning (1994).

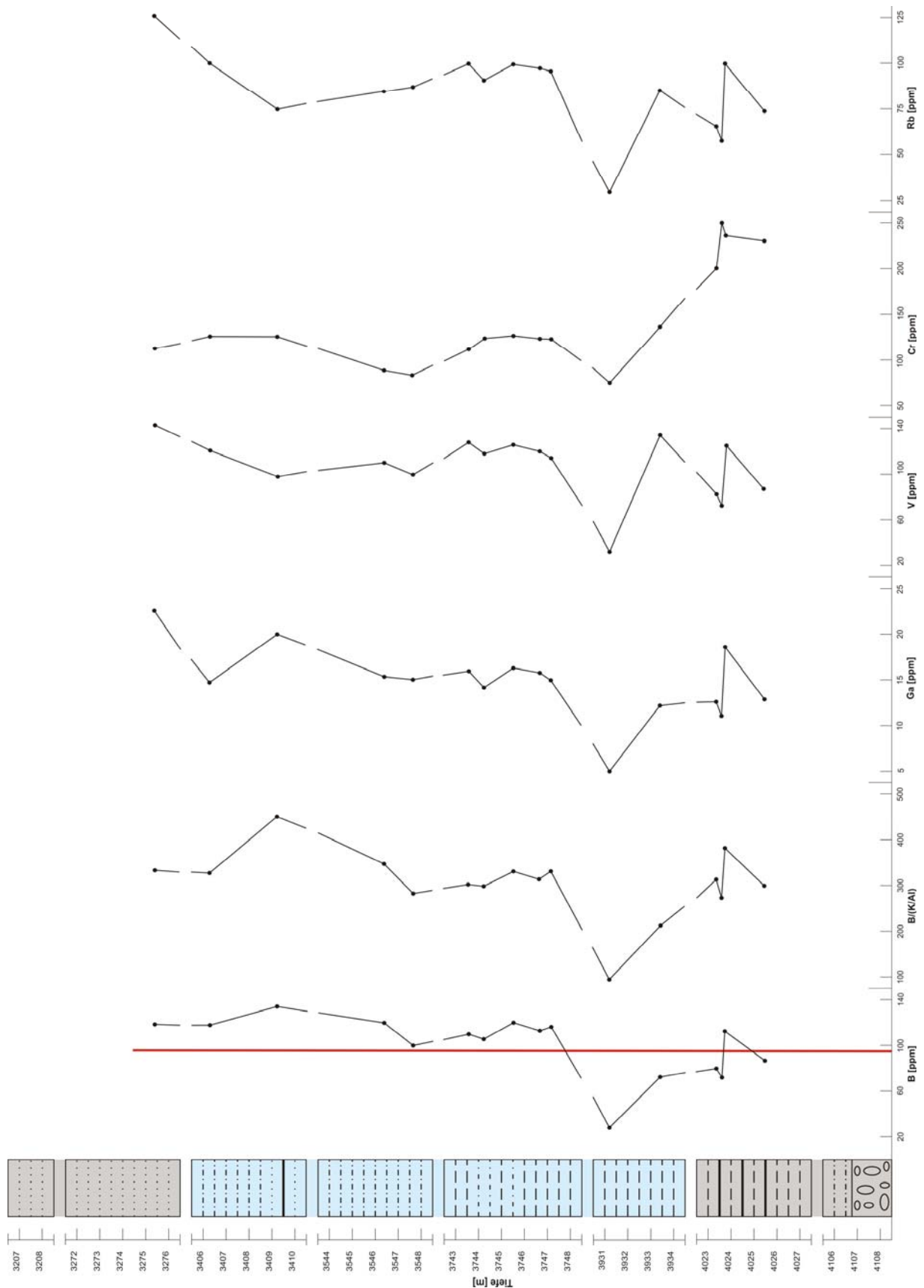


Abb. 7.7.: Spurenelemente (B, Ga, V, Cr und Rb) bzw. –verhältnisse (B/(K/Al)) entlang des Profils (braune Bereiche werden als limnisch interpretiert; blaue Bereiche als marin) der Bohrung Markgrafneusiedl T1. Die rote Linie dient der Verdeutlichung der Unterscheidung mariner und nicht-mariner Sedimente.

V/Cr-Verhältnisse ($r_{V/Cr} = -0,10$) erreichen höchstens Werte von 1,24 und überschreiten somit nicht den von Jones & Manning (1994) vorgeschlagenen Grenzwert von 2, welcher repräsentativ für anoxische Ablagerungsbedingungen wäre. Tendenziell steigt das Verhältnis gegen das Hangende (Tab. 7.1).

Höhere Ni/Co-Verhältnisse ($r_{Ni/Co} = 0,90$) sind hingegen im Liegenden dominant und weisen daher auf stärker reduzierende Milieus hin (Jones & Manning, 1994), (Tab. 7.1).

Ni/V-Verhältnisse ($r_{Ni/V} = 0,31$) zeigen deutlich höhere Werte im liegenden limnischen Bereich ($\bar{x} = 3,3$; $\sigma = 1,1$), während der restliche Abschnitt durchschnittliche Werte von $\bar{x} = 0,7$; $\sigma = 0,4$ aufweist, was auf stärker reduzierende, anoxischere Ablagerungen hindeutet (Jones & Manning, 1994), (Tab. 7.1).

Das (Cu+Mo)/Zn-Verhältnis zeigt keine signifikanten Unterschiede (Tab. 7.1).

Die Grenzwerte von 150 ppm bzw. 100 ppm der Cr- und Ni-Konzentrationen nach Garver et al. (1996) werden zwar von den vermeintlich nicht-marinen liegenden Proben (4023,50 – 4025,50 m) deutlich überschritten, jedoch sind die Cr/Ni-Verhältnisse zwischen 0,51 und 0,98 viel geringer als die von eindeutig ultramafischen Liefergebieten (1,3 – 1,5), (Garver et al., 1996), (Abb.7.8). Ein gewisser Anteil ultramafischer Gesteine kann aber angenommen werden.

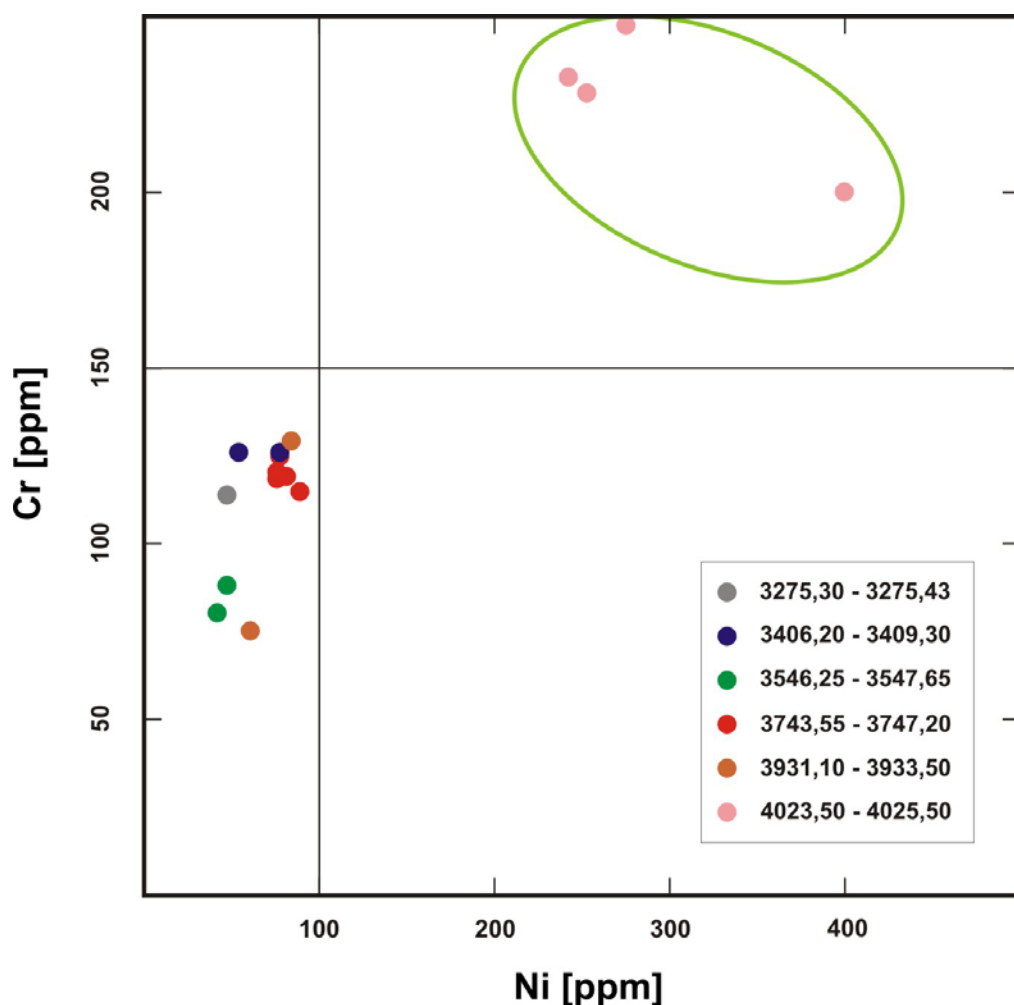


Abb. 7.8.: Cr gegen Ni der Bohrung Markgrafneusiedl T1 nach Garver et al. (1996). Die grün umkreisten Proben des liegendsten Bereiches liegen über den Grenzwerten von 150 ppm (Cr) und 100 ppm (Ni); das durchschnittliche Verhältnis dieser Proben beträgt 0,83.

Im Cr/V vs. Y/Ni –Plot nach McLennan et al. (1993) tendieren ebenfalls die liegenden Proben zwischen 4023,50 und 4025,50 m sowie eine Probe bei 3931,10-30 m zu ultramafischen Detritus (Ophiolith) (Abb. 7.9).

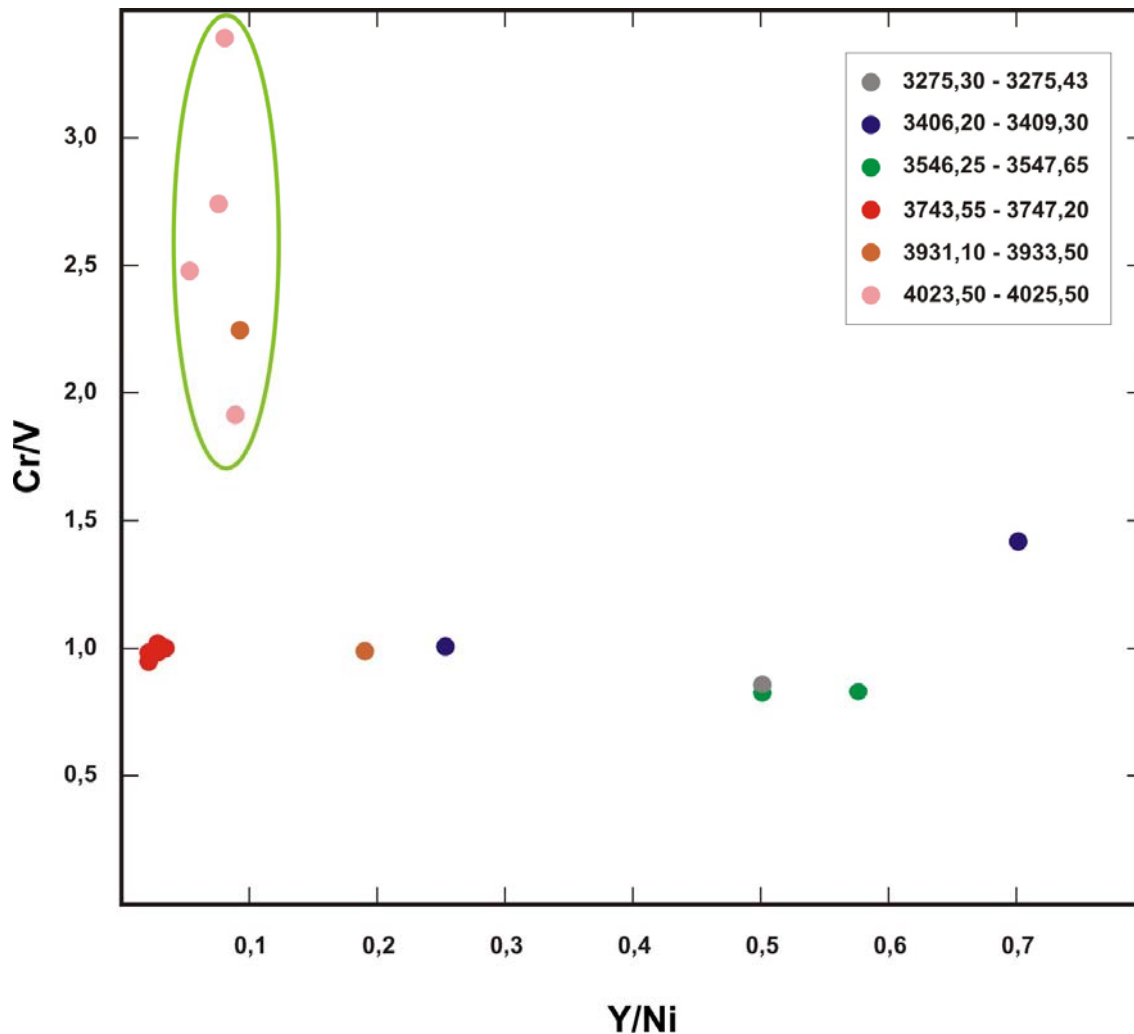


Abb. 7.9.: Cr/V gegen Y/Ni der Proben Markgrafneusiedl T1 nach McLennan et al. (1993). Die grün umkreisten Proben des liegendsten Bereiches tendieren in Richtung ultramafischer Detritus.

Zuletzt wurde Thorium gegen Uran geplottet, wobei daraus ersichtlich wird, dass wiederum die liegendste Einheit (4023,50 bis 4025,50 m) einen deutlich anderen Trend verfolgt, als die übrigen (marinen) Proben (Abb. 7.10).

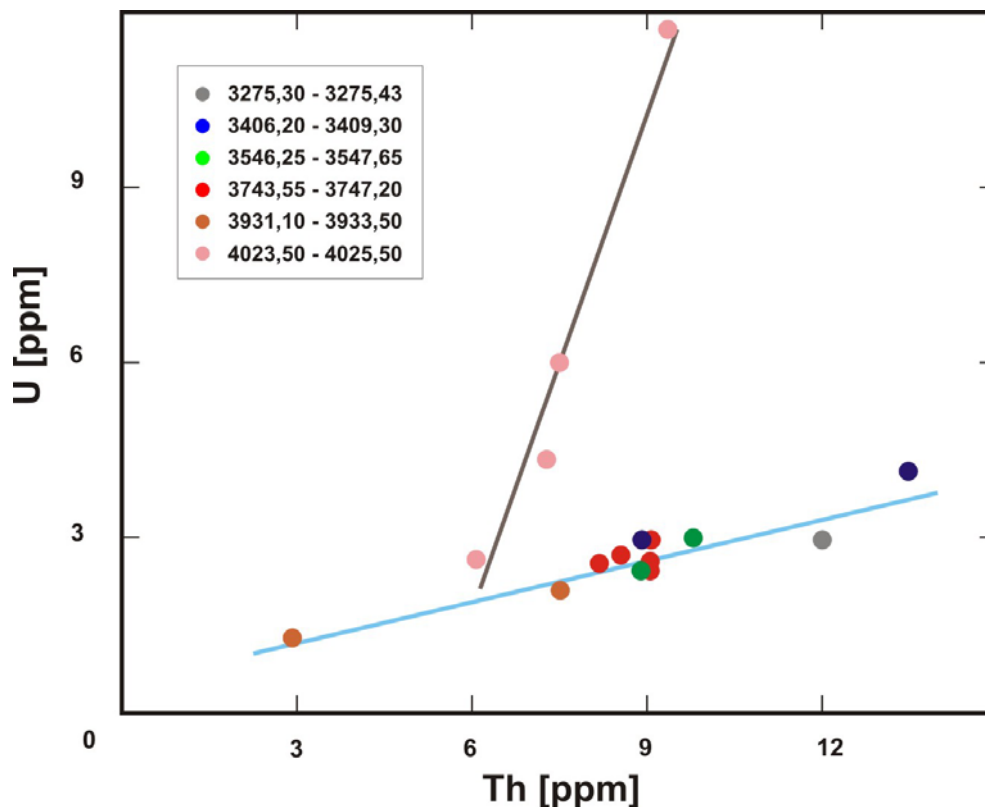


Abb. 7.10.: Th gegen U der Bohrung Markgrafneusiedl T1. Die liegendsten Einheiten (4023,50 bis 4025,50 m) zeigen einen deutlich anderen Trend (braune Gerade) als die übrigen marinen Proben (blaue Gerade).

7.4 Hauptelemente

Korrelationen der Oxide der Hauptelemente veranschaulichen Abhängigkeiten verschiedener Elementgruppen und dienen der Überprüfung der Herkunft (Detritus) bzw. Genese der geochemischen Endglieder.

So zeigen die beiden detritären, terrigenen Oxide SiO_2 und TiO_2 eine deutliche negative Korrelation von $r_{\text{SiO}_2, \text{TiO}_2} = 0,96$. Der terrigene Input von Silizium wird demnach nicht durch ablagerungsspezifische Parameter (z.B.: Kieselschwämme) beeinflusst (Abb. 7.11 und 7.12).

Die eindeutig negative Korrelation von SiO_2 und CaO ($r_{\text{SiO}_2, \text{CaO}} = -0,95$), also einem terrigen und einem marin geprägten geochemischen Endglied, unterstützt die Annahme, dass das Kalziumsignal nicht durch terrigene Einflüsse wie Feldspäten beeinflusst ist (Abb. 7.11 und 7.12).

Das im marinen Abschnitt tendenziell leicht steigende Si-zu-Al-Verhältnis, das auf erhöhten detritären Quarzeintrag schließen lässt, ist im Profil durch höhere Silt-Einträge ebenfalls ersichtlich. Aufgrund der stark positiven Korrelation von SiO_2 und TiO_2 folgt auch das Verhältnis Ti/Al den Si/Al -Werten. Ähnliches gilt für das Verhältnis Na zu Al (Abb. 7.11; 7.12; 7.13 und 7.14).

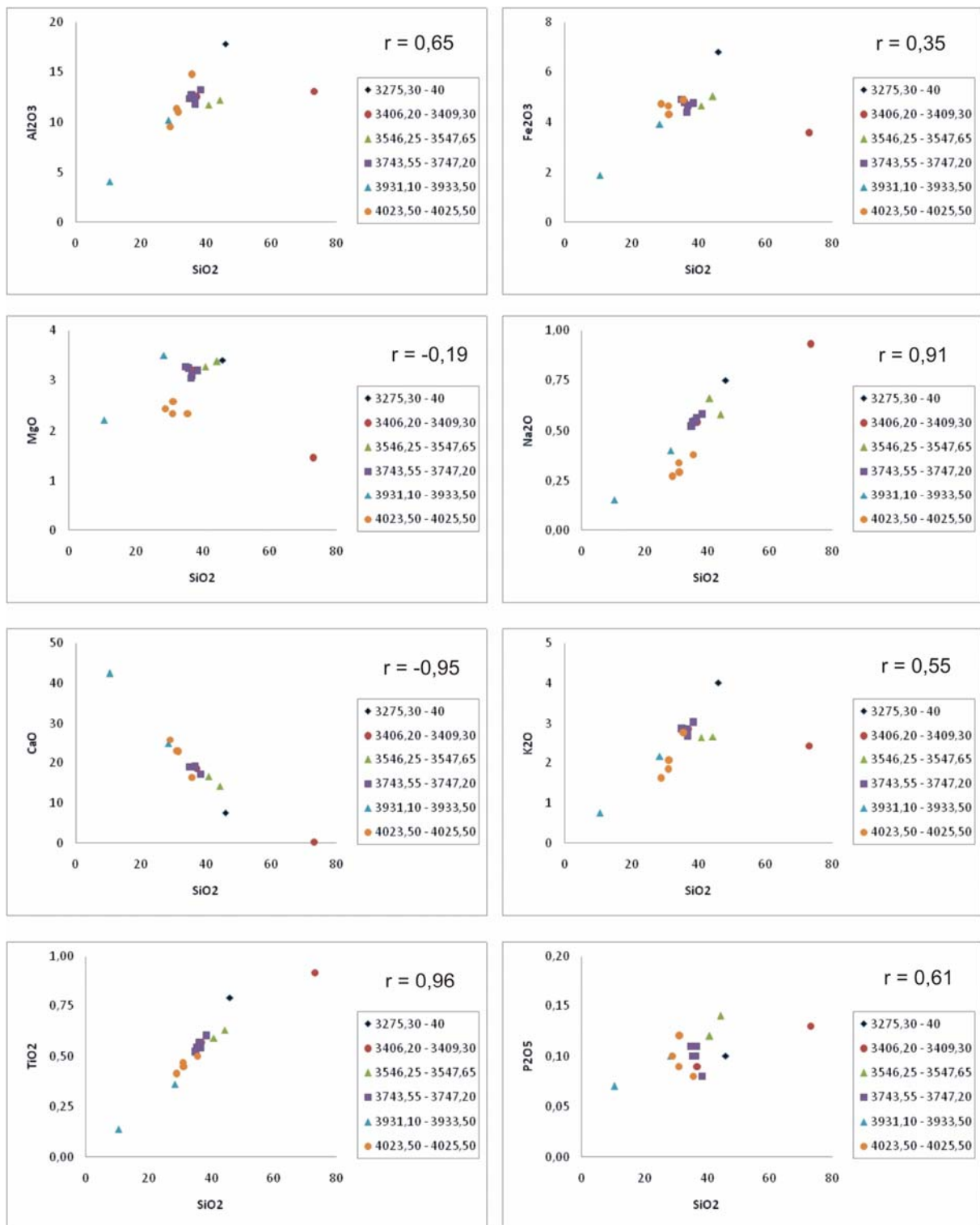


Abb. 7.11.: Korrelationsplots einiger Hauptelementoxide mit SiO₂.

Cr/Al- und Ni/Al-Verhältnisse haben ähnliche Charakteristika. Beide sind im liegenden limnischen Abschnitt leicht erhöht: Cr/Al: $\bar{x} = 0,0038$; $\sigma = 0,0007$ bzw. Ni/Al: $\bar{x} = 0,0049$; $\sigma = 0,0013$. Marine Proben haben geringere Verhältnisse (Cr/Al: $\bar{x} = 0,0020$; $\sigma = 0,0006$ bzw. Ni/Al: $\bar{x} = 0,0013$; $\sigma = 0,0006$), die durchschnittlichen Tonen entsprechen (vergl. Wedepohl, 1971) und daher oxidierende Bedingungen widerspiegeln. V/Al-Verhältnisse sind hingegen im Liegenden geringer (limnischer

Bereich: $\bar{x} = 0,0015$; $\sigma = 0,0001$ bzw. mariner Bereich: $\bar{x} = 0,0018$; $\sigma = 0,0003$; (Abb. 7.15).

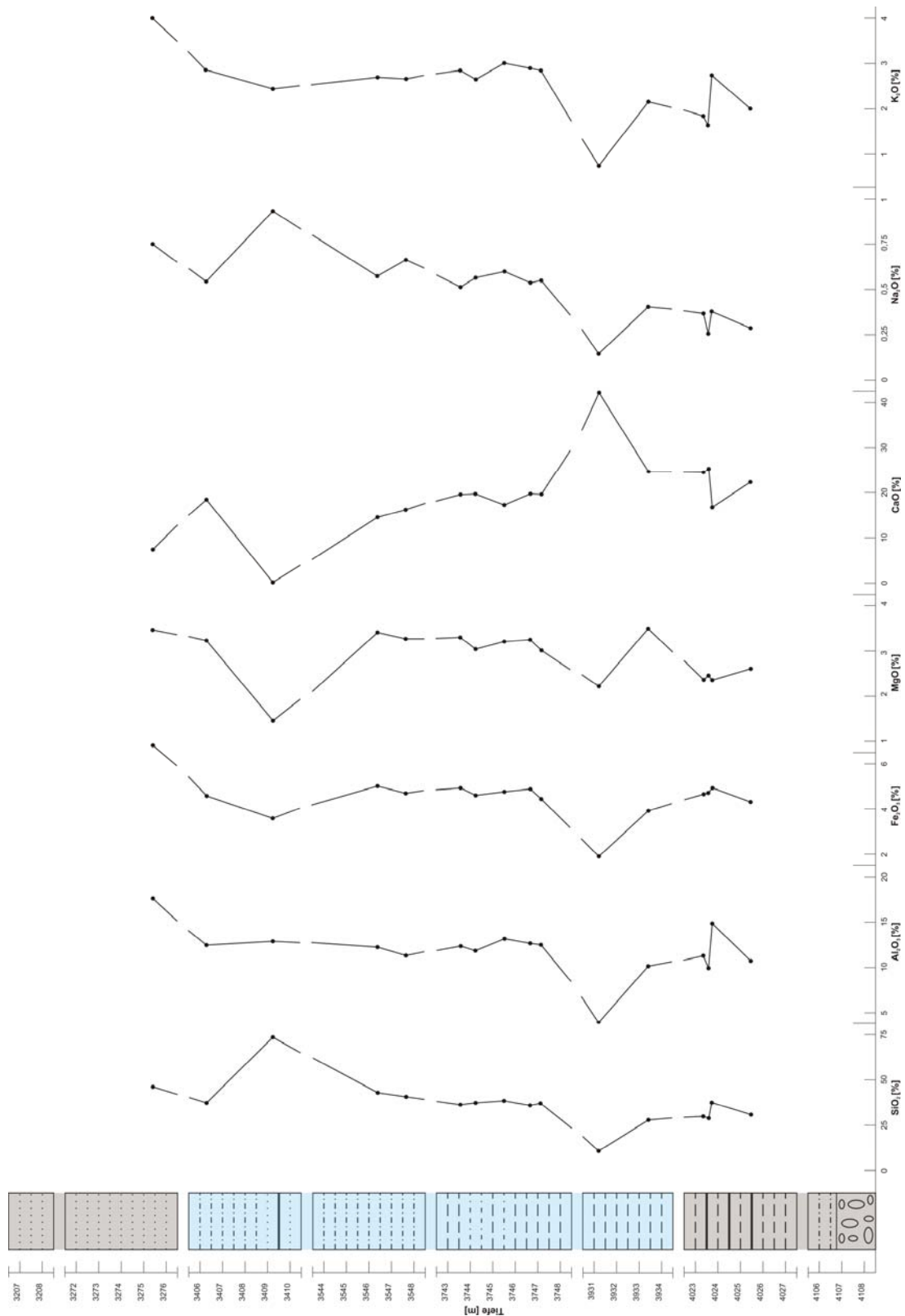


Abb. 7.12.: Oxide der Hauptelemente (SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, CaO, Na₂O und K₂O) entlang des Profils (braune Bereiche werden als limnisch interpretiert; blaue Bereiche als marin) der Bohrung Markgrafneusiedl T1.

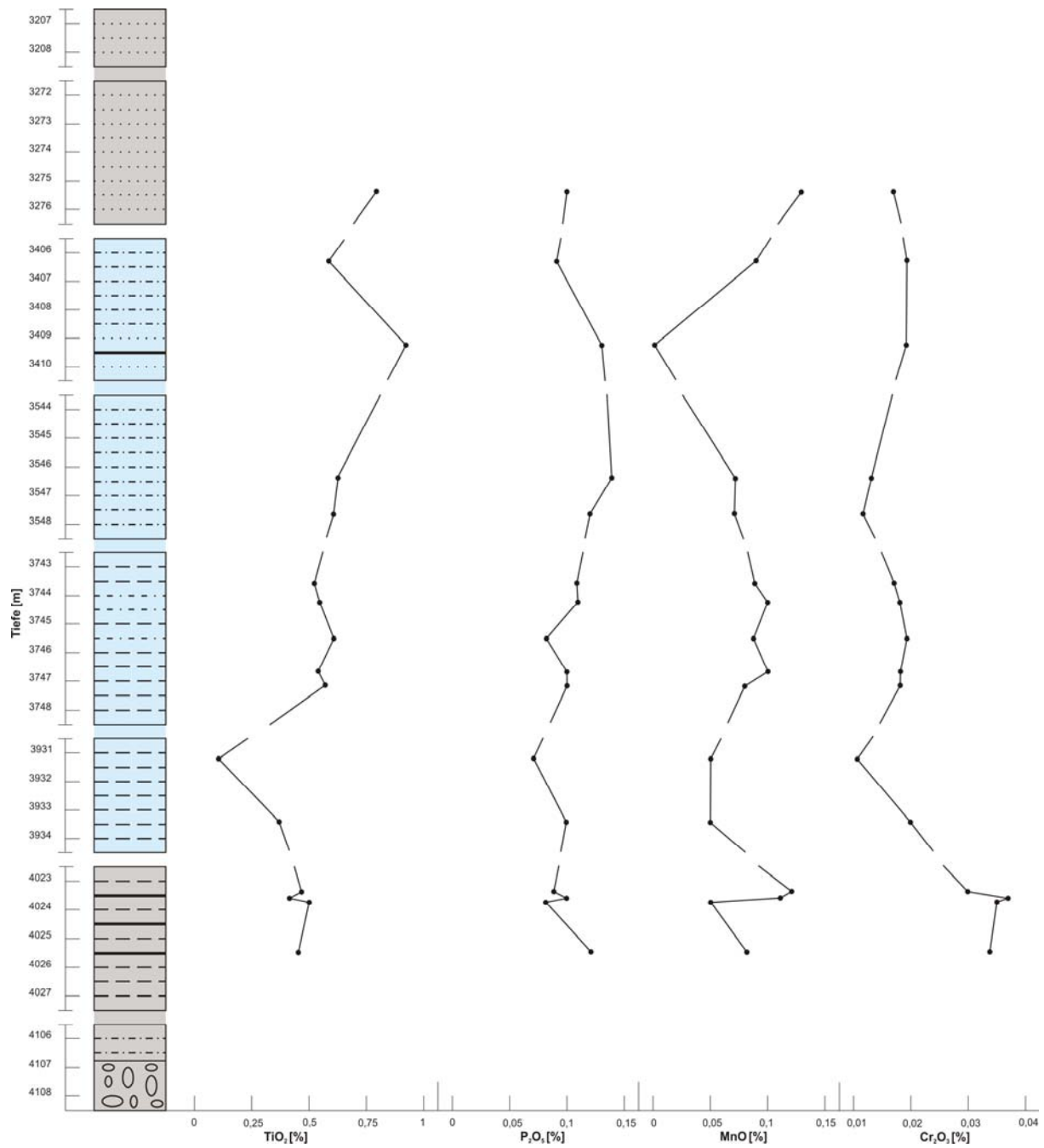


Abb. 7.13.: Oxide der Hauptelemente (TiO_2 , P_2O_5 , MnO und Cr_2O_3) entlang des Profils (braune Bereiche werden als limnisch interpretiert; blaue Bereiche als marin) der Bohrung Markgrafneusiedl T1.

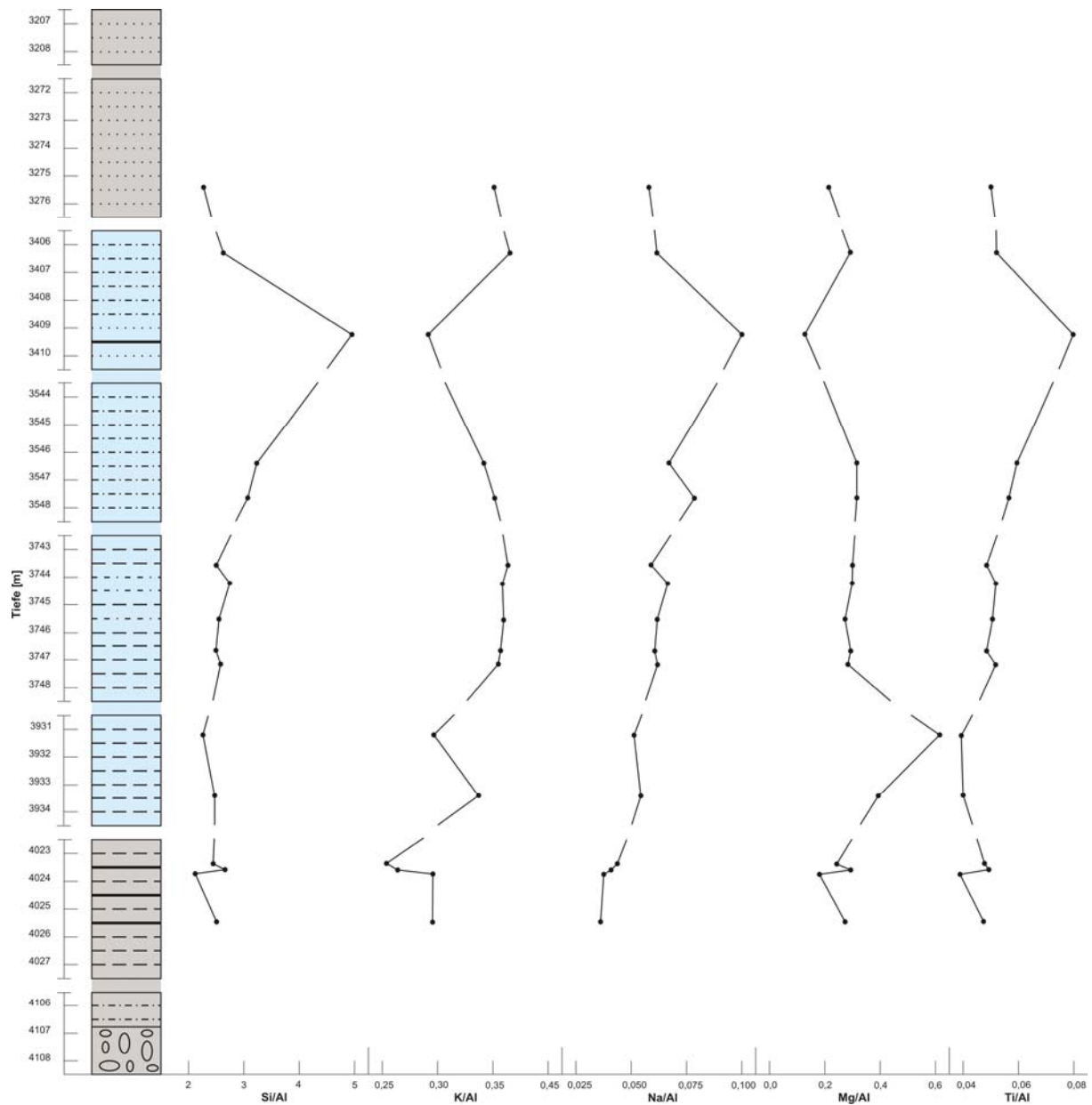


Abb. 7.14.: Aluminiumverhältnisse (Si/Al, K/Al, Na/Al, Mg/Al und Ti/Al) nach Hofmann et al. (2001) entlang des Profils (braune Bereiche werden als limnisch interpretiert; blaue Bereiche als marin) der Bohrung Markgrafneusiedl T1.

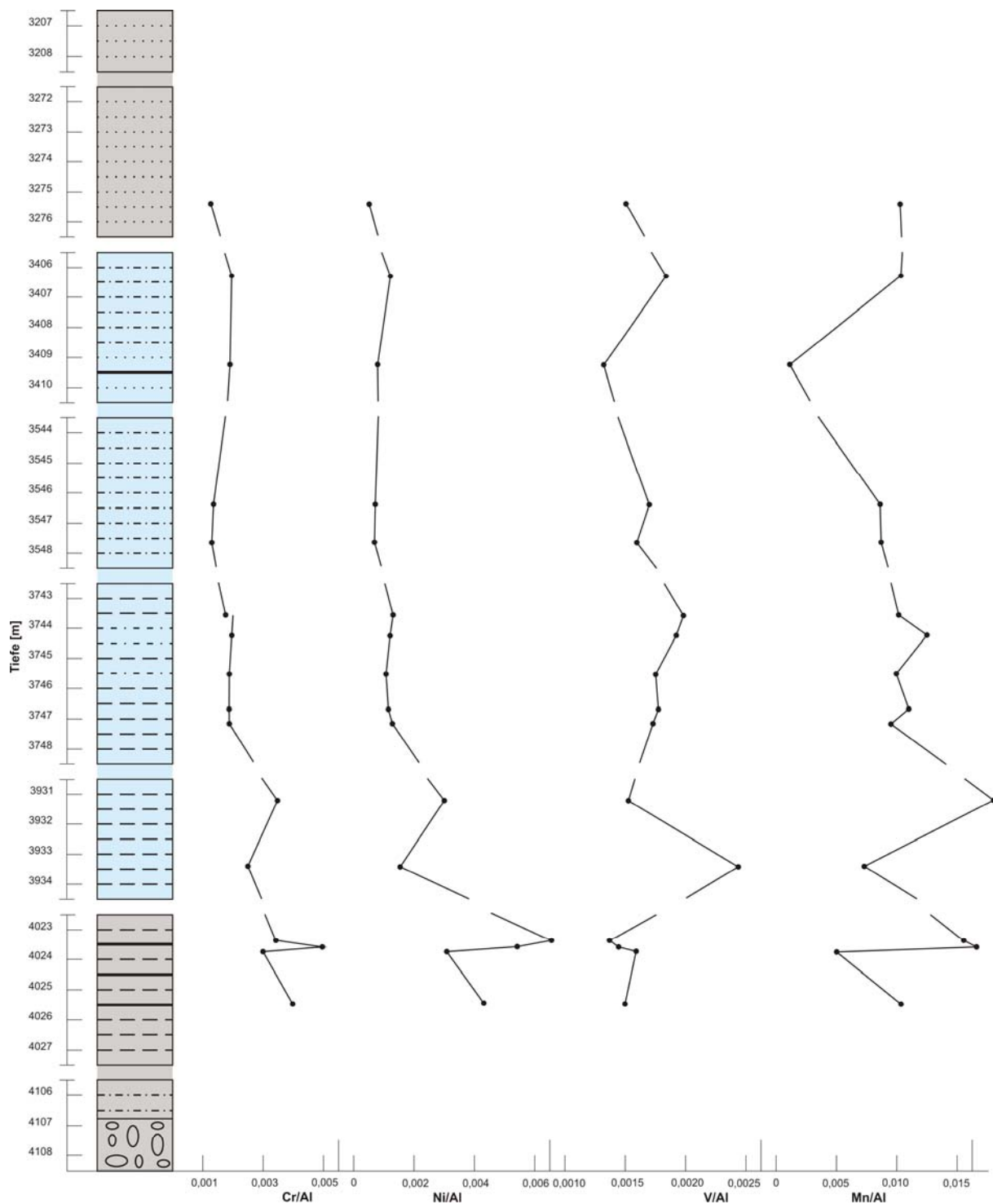


Abb. 7.15.: Aluminiumverhältnisse (Cr/Al, Ni/Al, V/Al und Mn/Al) nach Hofmann et al. (2001) entlang des Profils (braune Bereiche werden als limnisch interpretiert; blaue Bereiche als marin) der Bohrung Markgrafneusiedl T1.

7.5 Elemente der seltenen Erden

Es wurden die Verteilungen der Elemente der seltenen Erden (REE) von 16 Proben der Bohrung Markgrafneusiedl T1 auf die Zusammensetzung eines durchschnittlichen Tones (North American Shale; Gromet et al., 1984) normiert und miteinander verglichen (Abb. 7.16).

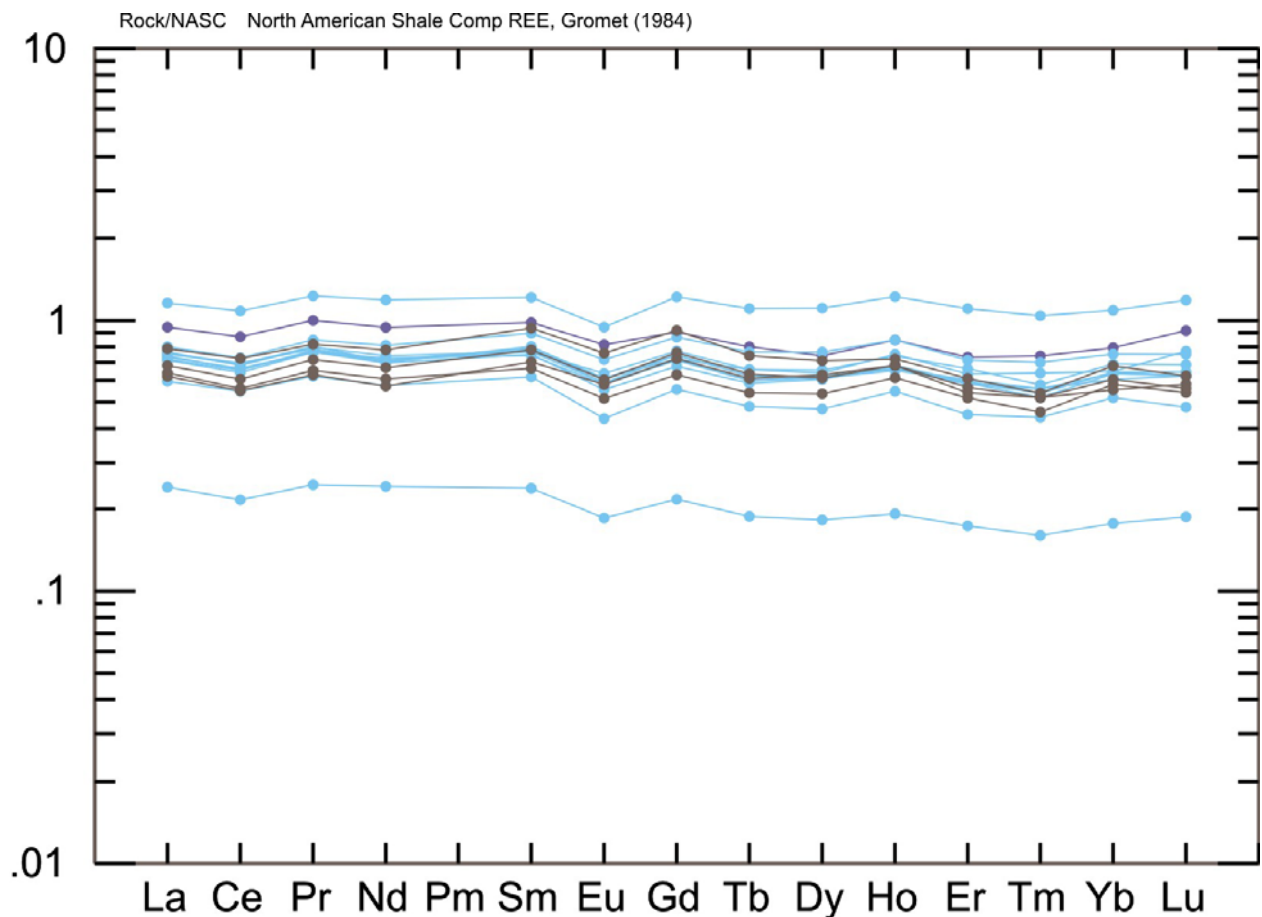


Abb. 7.16.: Elemente der seltenen Erden der Bohrung Markgrafneusiedl T1 auf den durchschnittlichen nordamerikanischen Ton nach Gromet et al. (1984) normiert. Blau: marine Proben; braun: limnische Proben (4023,50 – 4025,50 m); violett: limnische Probe (3275,30-43 m).

Insgesamt sind die Proben im Vergleich zum Referenzton an REEs und im Besonderen an Europium angereichert. Dabei zeigen marine Abschnitte eine größere Variation in den absoluten Werten, jedoch nicht im Verteilungsmuster. REE-Verteilungen der nicht-marinen Proben sind sehr einheitlich, außer der hangendsten bei 3275,30-43 m, die an den schwereren Elementen (Er bis Lu) auffallend angereichert ist, gegenüber den liegenden Abschnitten (4023,50 – 4025,50 m). Generell sind keine signifikanten Unterschiede sowohl im Verteilungsmuster als auch in absoluten Werten zwischen marinen und limnischen Proben zu beobachten.

7.6 Faktorenanalyse

In den Abbildungen 7.17 und 7.18 sind für die Faktorenanalyse grundlegende Matrizen (Korrelationsmatrix, Komponentenmatrizen) dargestellt.

	Si	Al	Fe	Mg	Ca	Na	K	Ti	P	Mn	Cr	Ni	Sc	Ba
Si	1.000	.619	.647	.217	-.450	.437	.606	.491	.038	.365	-.142	-.218	.608	.838
Al	.619	1.000	.867	.287	-.845	.681	.929	.797	.226	.254	.081	-.095	.964	.827
Fe	.647	.867	1.000	.514	-.598	.427	.831	.563	.221	.630	.141	.024	.862	.738
Mg	.217	.287	.514	1.000	-.003	.114	.545	-.014	.075	.492	-.409	-.431	.143	.326
Ca	-.450	-.845	-.598	-.003	1.000	-.902	-.751	-.978	-.553	.128	.058	.245	-.783	-.769
Na	.437	.681	.427	.114	-.902	1.000	.718	.937	.517	-.183	-.444	-.569	.542	.804
K	.606	.929	.831	.545	-.751	.718	1.000	.732	.213	.295	-.214	-.391	.810	.873
Ti	.491	.797	.563	-.014	-.978	.937	.732	1.000	.536	-.081	-.158	-.314	.722	.817
P	.038	.226	.221	.075	-.553	.517	.213	.536	1.000	-.210	-.165	-.273	.137	.280
Mn	.365	.254	.630	.492	.128	-.183	.295	-.081	-.210	1.000	.172	.272	.293	.243
Cr	-.142	.081	.141	-.409	.058	-.444	-.214	-.158	-.165	.172	1.000	.864	.284	-.337
Ni	-.218	-.095	.024	-.431	.245	-.569	-.391	-.314	-.273	.272	.864	1.000	.140	-.469
Sc	.608	.964	.862	.143	-.783	.542	.810	.722	.137	.293	.284	.140	1.000	.728
Ba	.838	.827	.738	.326	-.769	.804	.873	.817	.280	.243	-.337	-.469	.728	1.000
Co	.103	.280	.331	-.430	-.132	-.256	-.055	.060	-.090	.286	.891	.893	.497	-.083
Cs	-.054	.246	.083	-.210	.064	-.289	.104	-.165	-.583	-.016	.467	.438	.351	-.122
Ga	.631	.988	.874	.359	-.805	.662	.947	.752	.215	.257	.010	-.162	.939	.837
Hf	.194	.432	.106	-.288	-.825	.880	.383	.854	.556	-.468	-.283	-.413	.342	.525
Nb	.402	.813	.558	-.005	-.987	.922	.737	.987	.523	-.122	-.096	-.269	.741	.760
Rb	.530	.904	.814	.609	-.670	.614	.979	.621	.140	.301	-.152	-.328	.791	.773
Sn	.427	.466	.256	-.063	-.528	.591	.506	.596	.143	-.034	-.354	-.343	.375	.610
Sr	-.332	-.494	-.415	.348	.602	-.456	-.330	-.652	-.364	-.077	-.161	-.107	-.536	-.506
Ta	.358	.670	.428	-.050	-.886	.871	.585	.874	.548	-.231	-.175	-.268	.602	.664
Th	.483	.854	.582	.036	-.988	.914	.784	.970	.493	-.142	-.128	-.299	.780	.797
U	-.052	.369	.176	-.397	-.237	-.093	.096	.106	-.191	-.171	.611	.581	.516	-.068
V	.388	.812	.726	.647	-.593	.525	.886	.506	.136	.217	-.104	-.291	.706	.609
W	.288	.724	.430	-.123	-.948	.903	.654	.960	.479	-.202	-.100	-.295	.648	.678
Zr	.195	.427	.085	-.343	-.833	.858	.347	.856	.591	-.513	-.217	-.360	.352	.503
Y	.283	.656	.448	-.234	-.925	.796	.493	.910	.613	-.190	.100	-.076	.651	.571
La	.413	.812	.555	-.082	-.992	.887	.694	.973	.540	-.144	-.006	-.186	.766	.726
Ce	.419	.806	.533	-.094	-.989	.892	.691	.972	.518	-.175	-.026	-.206	.759	.729
Pr	.417	.814	.555	-.067	-.992	.897	.705	.976	.534	-.142	-.038	-.206	.762	.735
Nd	.421	.789	.521	-.114	-.988	.891	.670	.969	.555	-.190	-.046	-.204	.744	.722
Sm	.372	.816	.577	-.132	-.967	.804	.656	.927	.503	-.121	.108	-.060	.806	.660
Eu	.428	.820	.615	-.138	-.952	.779	.651	.917	.501	-.082	.122	-.043	.823	.688
Gd	.314	.750	.521	-.219	-.940	.769	.565	.899	.536	-.165	.149	-.010	.758	.593
Tb	.337	.725	.486	-.223	-.952	.807	.556	.926	.560	-.201	.088	-.074	.721	.617
Dy	.265	.687	.446	-.235	-.943	.808	.527	.920	.587	-.228	.082	-.090	.677	.578
Ho	.303	.690	.462	-.190	-.950	.830	.541	.937	.608	-.203	.050	-.117	.670	.607
Er	.296	.676	.420	-.197	-.957	.874	.551	.952	.616	-.245	-.033	-.191	.634	.625
Tm	.367	.681	.445	-.156	-.951	.877	.569	.956	.602	-.210	-.062	-.224	.639	.668
Yb	.334	.748	.498	-.129	-.981	.868	.618	.957	.611	-.203	.004	-.166	.707	.655
Lu	.441	.726	.487	-.124	-.960	.897	.628	.972	.547	-.168	-.078	-.261	.674	.733
TOT_C	-.440	-.740	-.524	-.058	.957	-.965	-.713	-.981	-.579	.096	.250	.396	-.644	-.788
TOT_S	-.306	-.209	-.418	-.571	.211	-.449	-.423	-.338	-.257	-.537	.589	.484	-.082	-.513
Mo	.058	.132	-.134	-.881	-.377	.191	-.185	.358	.061	-.408	.432	.443	.284	.009
Cu	.603	.724	.537	-.359	-.744	.512	.488	.735	.231	.006	.329	.176	.797	.641
Pb	.001	.318	.208	-.600	-.396	.065	-.019	.344	.159	.015	.783	.721	.482	-.016
Zn	-.087	.329	.197	-.389	-.313	-.045	.077	.213	.206	-.080	.792	.538	.419	-.064
As	-.314	.084	-.199	-.552	-.295	.122	-.077	.225	.164	-.527	.390	.215	.120	-.168
Hg	.352	.474	.219	-.057	-.805	.939	.513	.874	.587	-.330	-.516	-.615	.341	.704
B	.277	.850	.623	.210	-.897	.821	.847	.882	.430	-.002	-.117	-.315	.744	.713

	Co	Cs	Ga	Hf	Nb	Rb	Sn	Sr	Ta	Th	U	V	W	Zr
Si	.103	-.054	.631	.194	.402	.530	.427	-.332	.358	.483	-.052	.388	.288	.195
Al	.280	.246	.988	.432	.813	.904	.466	-.494	.670	.854	.369	.812	.724	.427
Fe	.331	.083	.874	.106	.558	.814	.256	-.415	.428	.582	.176	.726	.430	.085
Mg	-.430	-.210	.359	-.288	-.005	.609	-.063	.348	-.050	.036	-.397	.647	-.123	-.343
Ca	-.132	.064	-.805	-.825	-.987	-.670	-.528	.602	-.886	-.988	-.237	-.593	-.948	-.833
Na	-.256	-.289	.662	.880	.922	.614	.591	-.456	.871	.914	-.093	.525	.903	.858
K	-.055	.104	.947	.383	.737	.979	.506	-.330	.585	.784	.096	.886	.654	.347
Ti	.060	-.165	.752	.854	.987	.621	.596	-.652	.874	.970	.106	.506	.960	.856
P	-.090	-.583	.215	.556	.523	.140	.143	-.364	.548	.493	-.191	.136	.479	.591
Mn	.286	-.016	.257	-.468	-.122	.301	-.034	-.077	-.231	-.142	-.171	.217	-.202	-.513
Cr	.891	.467	.010	-.283	-.096	-.152	-.354	-.161	-.175	-.128	.611	-.104	-.100	-.217
Ni	.893	.438	-.162	-.413	-.269	-.328	-.343	-.107	-.268	-.299	.581	-.291	-.295	-.360
Sc	.497	.351	.939	.342	.741	.791	.375	-.536	.602	.780	.516	.706	.648	.352
Ba	-.083	-.122	.837	.525	.760	.773	.610	-.506	.664	.797	-.068	.609	.678	.503
Co	1.000	.475	.209	-.155	.093	-.036	-.092	-.437	.049	.072	.700	-.076	.046	-.092
Cs	.475	1.000	.263	-.294	-.103	.194	.052	-.076	-.146	-.029	.840	.178	-.072	-.280
Ga	.209	.263	1.000	.385	.765	.926	.464	-.473	.647	.817	.357	.828	.671	.369
Hf	-.155	-.294	.385	1.000	.847	.269	.586	-.486	.795	.819	-.005	.212	.896	.984
Nb	.093	-.103	.765	.847	1.000	.648	.558	-.616	.888	.977	.179	.555	.970	.847
Rb	-.036	.194	.926	.269	.648	1.000	.428	-.183	.498	.711	.149	.950	.554	.233
Sn	-.092	.052	.464	.586	.558	.428	1.000	-.486	.418	.595	.032	.247	.579	.509
Sr	-.437	-.076	-.473	-.486	-.616	-.183	-.486	1.000	-.592	-.540	-.356	.058	-.621	-.499
Ta	.049	-.146	.647	.795	.888	.498	.418	-.592	1.000	.850	.201	.395	.837	.806
Th	.072	-.029	.817	.819	.977	.711	.595	-.540	.850	1.000	.219	.639	.935	.823
U	.700	.840	.357	-.005	.179	.149	.032	-.356	.201	.219	1.000	.140	.176	.041
V	-.076	.178	.828	.212	.555	.950	.247	.058	.395	.639	.140	1.000	.463	.183
W	.046	-.072	.671	.896	.970	.554	.579	-.621	.837	.935	.176	.463	1.000	.888
Zr	-.092	-.280	.369	.984	.847	.233	.509	-.499	.806	.823	.041	.183	.888	1.000
Y	.252	-.157	.586	.845	.920	.396	.381	-.639	.831	.883	.232	.345	.918	.871
La	.182	-.053	.758	.839	.985	.612	.517	-.616	.882	.978	.258	.538	.957	.855
Ce	.160	-.041	.752	.848	.983	.609	.527	-.598	.877	.982	.259	.538	.959	.865
Pr	.157	-.058	.761	.847	.986	.623	.543	-.602	.882	.983	.243	.549	.961	.857
Nd	.159	-.057	.742	.865	.974	.584	.551	-.616	.882	.979	.263	.510	.949	.876
Sm	.298	.061	.762	.778	.944	.583	.454	-.637	.842	.945	.392	.522	.927	.800
Eu	.338	.072	.776	.745	.927	.568	.467	-.711	.848	.923	.411	.479	.900	.765
Gd	.338	.044	.695	.787	.918	.486	.417	-.676	.846	.906	.415	.425	.907	.811
Tb	.277	-.037	.665	.838	.937	.466	.461	-.668	.855	.921	.338	.401	.930	.861
Dy	.245	-.075	.625	.856	.936	.434	.433	-.659	.842	.908	.300	.377	.939	.877
Ho	.220	-.152	.623	.865	.950	.446	.449	-.642	.856	.916	.233	.387	.940	.885
Er	.144	-.164	.616	.911	.961	.451	.509	-.639	.878	.930	.199	.382	.960	.922
Tm	.119	-.204	.617	.896	.954	.466	.523	-.609	.841	.935	.141	.401	.946	.910
Yb	.180	-.113	.693	.873	.971	.532	.491	-.621	.883	.954	.249	.472	.953	.885
Lu	.108	-.178	.667	.892	.967	.523	.583	-.627	.856	.947	.130	.433	.958	.895
TOT_C	.062	.286	-.696	-.878	-.970	-.608	-.554	.534	-.861	-.953	.024	-.529	-.947	-.869
TOT_S	.438	.616	-.226	-.179	-.270	-.333	-.240	.116	-.192	-.220	.678	-.244	-.232	-.103
Mo	.579	.268	.052	.498	.362	-.250	.241	-.519	.391	.348	.575	-.300	.417	.550
Cu	.570	.259	.681	.511	.709	.389	.443	-.805	.644	.714	.520	.221	.674	.559
Pb	.862	.257	.210	.265	.384	-.036	.050	-.504	.307	.331	.576	-.062	.383	.328
Zn	.713	.395	.268	.097	.273	.103	-.063	-.385	.183	.244	.604	.092	.278	.174
As	.312	.276	.036	.440	.312	-.054	.352	-.256	.215	.286	.439	-.045	.379	.432
Hg	-.322	-.397	.458	.917	.838	.373	.627	-.537	.814	.812	-.177	.250	.850	.902
B	.018	.070	.826	.671	.910	.794	.550	-.524	.717	.904	.213	.711	.902	.656

	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	TOT_C	TOT_S	Mo
Si	.421	.372	.428	.314	.337	.265	.303	.296	.367	.334	.441	-.440	-.306	.058
Al	.789	.816	.820	.750	.725	.687	.690	.676	.681	.748	.726	-.740	-.209	.132
Fe	.521	.577	.615	.521	.486	.446	.462	.420	.445	.498	.487	-.524	-.418	-.134
Mg	-.114	-.132	-.138	-.219	-.223	-.235	-.190	-.197	-.156	-.129	-.124	-.058	-.571	-.881
Ca	-.988	-.967	-.952	-.940	-.952	-.943	-.950	-.957	-.951	-.981	-.960	.957	.211	-.377
Na	.891	.804	.779	.769	.807	.808	.830	.874	.877	.868	.897	-.965	-.449	.191
K	.670	.656	.651	.565	.556	.527	.541	.551	.569	.618	.628	-.713	-.423	-.185
Ti	.969	.927	.917	.899	.926	.920	.937	.952	.956	.957	.972	-.981	-.338	.358
P	.555	.503	.501	.536	.560	.587	.608	.616	.602	.611	.547	-.579	-.257	.061
Mn	-.190	-.121	-.082	-.165	-.201	-.228	-.203	-.245	-.210	-.203	-.168	.096	-.537	-.408
Cr	-.046	.108	.122	.149	.088	.082	.050	-.033	-.062	.004	-.078	.250	.589	.432
Ni	-.204	-.060	-.043	-.010	-.074	-.090	-.117	-.191	-.224	-.166	-.261	.396	.484	.443
Sc	.744	.806	.823	.758	.721	.677	.670	.634	.639	.707	.674	-.644	-.082	.284
Ba	.722	.660	.688	.593	.617	.578	.607	.625	.668	.655	.733	-.788	-.513	.009
Co	.159	.298	.338	.338	.277	.245	.220	.144	.119	.180	.108	.062	.438	.579
Cs	-.057	.061	.072	.044	-.037	-.075	-.152	-.164	-.204	-.113	-.178	.286	.616	.268
Ga	.742	.762	.776	.695	.665	.625	.623	.616	.617	.693	.667	-.696	-.226	.052
Hf	.865	.778	.745	.787	.838	.856	.865	.911	.896	.873	.892	-.878	-.179	.498
Nb	.974	.944	.927	.918	.937	.936	.950	.961	.954	.971	.967	-.970	-.270	.362
Rb	.584	.583	.568	.486	.466	.434	.446	.451	.466	.532	.523	-.608	-.333	-.250
Sn	.551	.454	.467	.417	.461	.433	.449	.509	.523	.491	.583	-.554	-.240	.241
Sr	-.616	-.637	-.711	-.676	-.668	-.659	-.642	-.639	-.609	-.621	-.627	.534	.116	-.519
Ta	.882	.842	.848	.846	.855	.842	.856	.878	.841	.883	.856	-.861	-.192	.391
Th	.979	.945	.923	.906	.921	.908	.916	.930	.935	.954	.947	-.953	-.220	.348
U	.263	.392	.411	.415	.338	.300	.233	.199	.141	.249	.130	.024	.678	.575
V	.510	.522	.479	.425	.401	.377	.387	.382	.401	.472	.433	-.529	-.244	-.300
W	.949	.927	.900	.907	.930	.939	.940	.960	.946	.953	.958	-.947	-.232	.417
Zr	.876	.800	.765	.811	.861	.877	.885	.922	.910	.885	.895	-.869	-.103	.550
Y	.950	.957	.947	.972	.985	.993	.991	.980	.973	.972	.952	-.902	-.151	.557
La	.994	.980	.964	.962	.973	.966	.969	.975	.969	.988	.971	-.952	-.183	.452
Ce	.994	.978	.959	.958	.971	.964	.966	.973	.970	.984	.973	-.952	-.169	.462
Pr	.995	.978	.960	.957	.970	.962	.967	.974	.969	.987	.973	-.959	-.203	.441
Nd	1.000	.976	.961	.963	.975	.966	.966	.977	.970	.989	.969	-.950	-.166	.484
Sm	.976	1.000	.989	.990	.985	.974	.963	.955	.944	.973	.936	-.895	-.102	.513
Eu	.961	.989	1.000	.987	.980	.963	.951	.938	.929	.955	.929	-.871	-.106	.524
Gd	.963	.990	.987	1.000	.992	.985	.968	.959	.939	.969	.924	-.866	-.060	.582
Tb	.975	.985	.980	.992	1.000	.994	.989	.981	.973	.983	.960	-.899	-.095	.578
Dy	.966	.974	.963	.985	.994	1.000	.992	.987	.973	.982	.954	-.903	-.113	.565
Ho	.966	.963	.951	.968	.989	.992	1.000	.991	.987	.987	.973	-.925	-.158	.528
Er	.977	.955	.938	.959	.981	.987	.991	1.000	.988	.991	.977	-.944	-.181	.520
Tm	.970	.944	.929	.939	.973	.973	.987	.988	1.000	.976	.990	-.952	-.226	.486
Yb	.989	.973	.955	.969	.983	.982	.987	.991	.976	1.000	.969	-.944	-.159	.484
Lu	.969	.936	.929	.924	.960	.954	.973	.977	.990	.969	1.000	-.960	-.241	.460
TOT_C	-.950	-.895	-.871	-.866	-.899	-.903	-.925	-.944	-.952	-.944	-.960	1.000	.426	-.280
TOT_S	-.166	-.102	-.106	-.060	-.095	-.113	-.158	-.181	-.226	-.159	-.241	.426	1.000	.479
Mo	.484	.513	.524	.582	.578	.565	.528	.520	.486	.484	.460	-.280	.479	1.000
Cu	.758	.786	.832	.788	.776	.739	.724	.703	.694	.727	.727	-.613	.122	.657
Pb	.446	.536	.532	.582	.546	.547	.525	.477	.432	.489	.407	-.261	.378	.760
Zn	.309	.398	.390	.422	.370	.377	.342	.306	.240	.354	.235	-.108	.562	.454
As	.348	.339	.321	.389	.389	.417	.387	.403	.344	.386	.339	-.182	.549	.579
Hg	.819	.709	.705	.702	.760	.772	.792	.844	.849	.804	.860	-.897	-.417	.269
B	.855	.857	.827	.803	.801	.808	.804	.816	.806	.847	.822	-.862	-.306	.110

	Cu	Pb	Zn	As	Hg	B
Si	.603	.001	-.087	-.314	.352	.277
Al	.724	.318	.329	.084	.474	.850
Fe	.537	.208	.197	-.199	.219	.623
Mg	-.359	-.600	-.389	-.552	-.057	.210
Ca	-.744	-.396	-.313	-.295	-.805	-.897
Na	.512	.065	-.045	.122	.939	.821
K	.488	-.019	.077	-.077	.513	.847
Ti	.735	.344	.213	.225	.874	.882
P	.231	.159	.206	.164	.587	.430
Mn	.006	.015	-.080	-.527	-.330	-.002
Cr	.329	.783	.792	.390	-.516	-.117
Ni	.176	.721	.538	.215	-.615	-.315
Sc	.797	.482	.419	.120	.341	.744
Ba	.641	-.016	-.064	-.168	.704	.713
Co	.570	.862	.713	.312	-.322	.018
Cs	.259	.257	.395	.276	-.397	.070
Ga	.681	.210	.268	.036	.458	.826
Hf	.511	.265	.097	.440	.917	.671
Nb	.709	.384	.273	.312	.838	.910
Rb	.389	-.036	.103	-.054	.373	.794
Sn	.443	.050	-.063	.352	.627	.550
Sr	-.805	-.504	-.385	-.256	-.537	-.524
Ta	.644	.307	.183	.215	.814	.717
Th	.714	.331	.244	.286	.812	.904
U	.520	.576	.604	.439	-.177	.213
V	.221	-.062	.092	-.045	.250	.711
W	.674	.383	.278	.379	.850	.902
Zr	.559	.328	.174	.432	.902	.656
Y	.723	.560	.366	.375	.762	.765
La	.755	.464	.339	.337	.798	.877
Ce	.753	.447	.318	.338	.808	.874
Pr	.743	.443	.308	.329	.810	.883
Nd	.758	.446	.309	.348	.819	.855
Sm	.786	.536	.398	.339	.709	.857
Eu	.832	.532	.390	.321	.705	.827
Gd	.788	.582	.422	.389	.702	.803
Tb	.776	.546	.370	.389	.760	.801
Dy	.739	.547	.377	.417	.772	.808
Ho	.724	.525	.342	.387	.792	.804
Er	.703	.477	.306	.403	.844	.816
Tm	.694	.432	.240	.344	.849	.806
Yb	.727	.489	.354	.386	.804	.847
Lu	.727	.407	.235	.339	.860	.822
TOT_C	-.613	-.261	-.108	-.182	-.897	-.862
TOT_S	.122	.378	.562	.549	-.417	-.306
Mo	.657	.760	.454	.579	.269	.110
Cu	1.000	.649	.546	.294	.485	.567
Pb	.649	1.000	.801	.559	.024	.239
Zn	.546	.801	1.000	.594	-.105	.279
As	.294	.559	.594	1.000	.181	.256
Hg	.485	.024	-.105	.181	1.000	.699
B	.567	.239	.279	.256	.699	1.000

Abb. 7.17.: Korrelationsmatrix der Elementkonzentrationen der Bohrung Markgrafneusiedl T1.

a	Komponente	
	1	2
Ca	-.992	
Th	.985	
Nb	.984	
Ti	.984	
La	.983	
Lu	.959	
Sm	.956	.208
TOT_C	-.955	.173
Eu	.952	.222
W	.946	
B	.906	-.101
Na	.904	-.318
Y	.904	.206
Ta	.874	
Al	.872	
Ga	.836	
Ba	.823	-.373
Hg	.810	-.292
Sc	.809	.201
Hf	.802	
Zr	.802	
K	.788	-.348
Cu	.772	.450
Rb	.700	-.323
Sr	-.646	-.330
Fe	.641	-.130
Sn	.593	-.134
V	.592	-.317
Si	.513	-.231
P	.502	-.125
Cr		.856
Co	.138	.846
Pb	.377	.841
Ni	-.255	.815
U	.226	.770
Mo	.361	.767
Zn	.281	.763
TOT_S	-.260	.760
Mg		-.758
As	.264	.605
Cs		.550
Mn		-.202

b	Komponente	
	1	2
Ti	.984	
Th	.981	
Ca	-.981	-.148
Nb	.978	.117
TOT_C	-.969	
La	.964	.214
Lu	.947	.153
Na	.936	-.203
W	.935	.151
Sm	.923	.325
Eu	.917	.338
B	.911	
Y	.871	.316
Ta	.868	.103
Al	.865	.103
Ba	.863	-.268
Hg	.839	-.190
Ga	.839	
K	.825	-.248
Hf	.799	
Zr	.790	.148
Sc	.778	.300
Rb	.734	-.234
Cu	.710	.542
Fe	.652	
V	.627	-.241
Sn	.605	
Sr	-.600	-.408
Si	.538	-.166
P	.514	
Pb	.270	.881
Co		.857
Cr	-.183	.840
Mo	.263	.806
U	.129	.792
Zn	.185	.792
Ni	-.354	.777
Mg	.114	-.750
TOT_S	-.352	.722
As	.187	.633
Cs	-.105	.541
Mn		-.207

Abb. 7.18.: Komponentenmatrix (a) und rotierte Komponentenmatrix (b) der Faktorenanalyse der Elementkonzentrationen der Bohrung Markgrafneusiedl T1

Werden 1. und 2. Komponente gegeneinander geplottet (Abb. 7.18), so gruppieren sich tendenziell geochemisch ähnliche Elemente. Übergangsmetalle sind dabei generell im positiven Feld der Komponente 2 bzw. um den Nullwert der Komponente 1 anzutreffen. In diesem Bereich plotten einige Elemente (z.B.: Ni, S, Cr, Co, U, As und Mo), die für ein reduzierendes Milieu charakteristisch sind. Die größte Gruppe bildet sich im positiven Feld der 1. Komponente und bei Werten um 0 der 2. Komponente. Darunter befinden sich beispielsweise Elemente wie Si, K, Ti, B, V, Ga und die REE. Diesem Feld gegenüber (negative Werte bei der 1. Komponente) sind die marin-repräsentativen Elemente C und Ca.

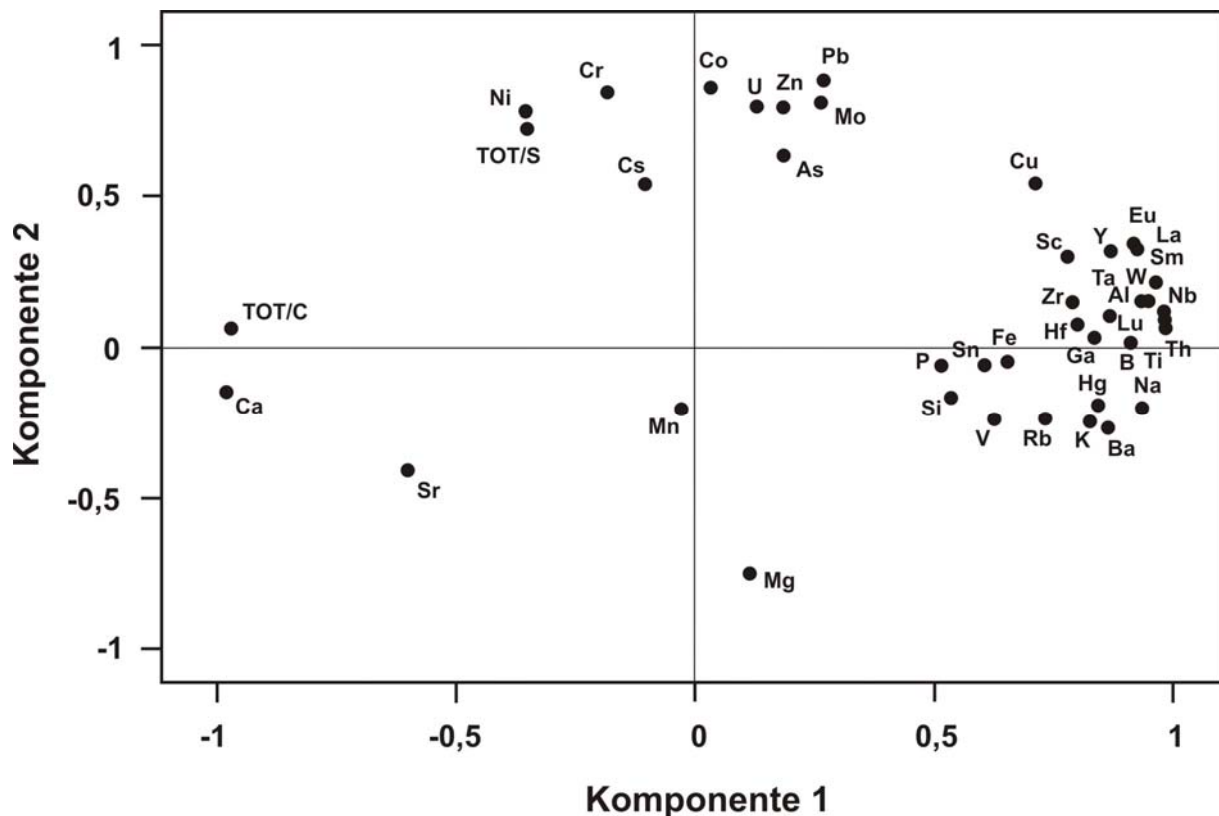


Abb. 7.19.: Verteilung der Elemente der Bohrung Markgrafneusiedl T1 bei Gegenüberstellung der 1. und 2. Komponente.

Werden die ersten beiden Faktoren gegeneinander geplottet (Abb. 7.19), zeigt sich eine deutlich unterschiedliche Gruppierung der nicht-marinen liegenden Proben (4023,50 bis 4025,50 m) im Gegensatz zu den anderen marinen Tiefen. Diese 4 tiefsten limnischen Einheiten zeigen im Unterschied zu den restlichen marinen Proben (Ausnahme nur bei 3409,24-30 m) positive Werte des 2. Faktors, bei Werten um -1 bis 0 des 1. Faktors. Der ebenfalls als limnisch interpretierte Abschnitt von 3275,30 bis 3275,43 m, der allerdings nur durch eine Probe repräsentiert ist, plottet nicht im Bereich der 4020er-Proben.

Die Faktorenanalyse erweist sich somit als brauchbare statistische Analysemethode bei der Unterscheidung mariner von nicht-marinen Sedimenten, sofern schon andere Hinweise auf das Milieu vorliegen.

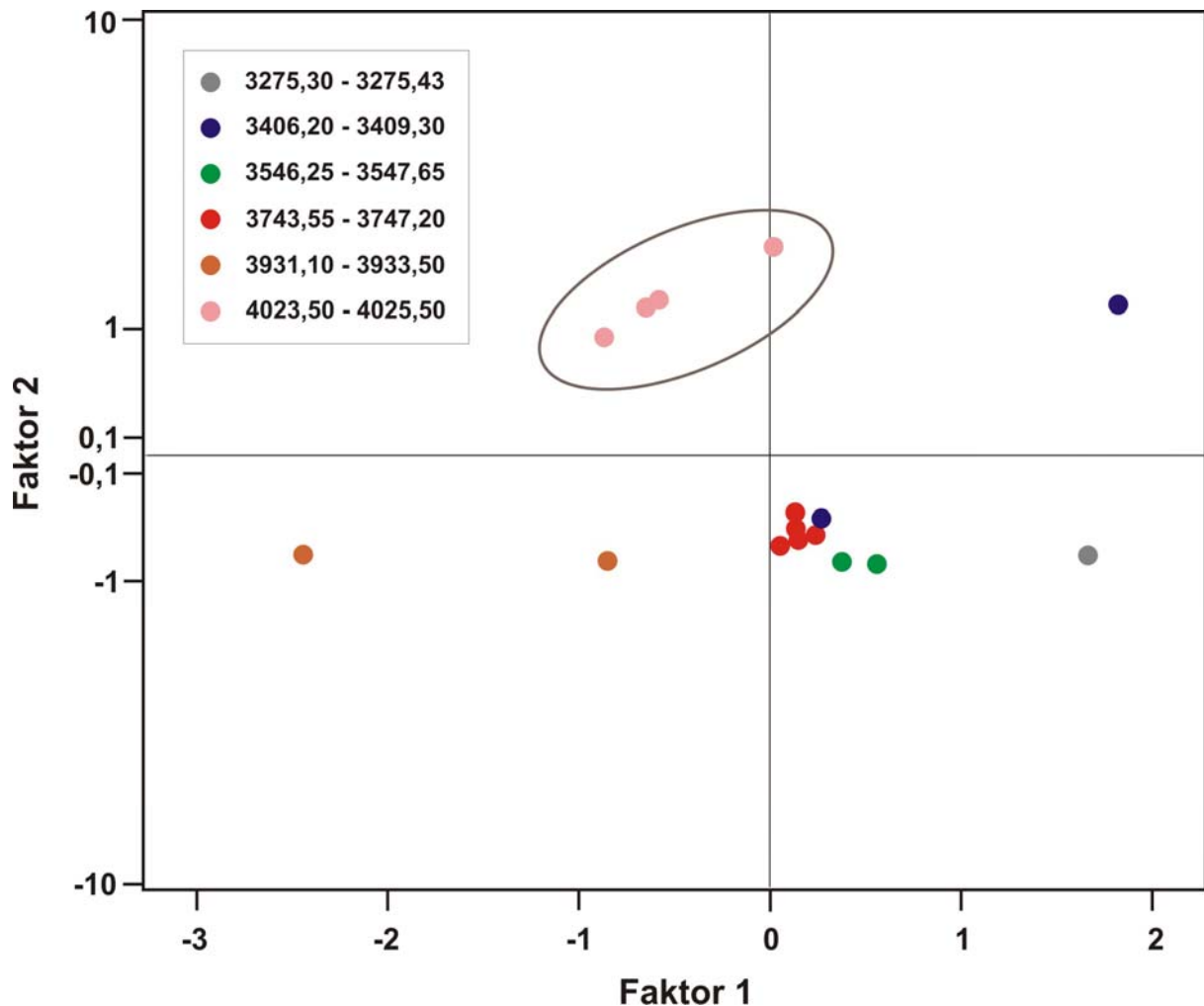


Abb. 7.20.: Verteilung der Proben der Bohrung Markgrafneusiedl T1 bei Gegenüberstellung des 1. und 2. Faktors.

7.7 Tonminerale

In den 14 untersuchten Proben wurden insgesamt folgende Tonminerale beobachtet: Illit, Chlorit, Kaolinit sowie Illit/Smectit-Mixedlayers vom Typ R0 (unregelmäßig verwachsen) und R1 (regelmäßig verwachsen), (Abb. 7.21).

Illit und Chlorit dominieren den Tonmineralgehalt und kommen in allen Proben vor. Kaolinit ist in allen Tiefen immer wieder anzutreffen. Es zeigen sich dabei keine wesentlichen Unterschiede von marinen und nicht-marinen Proben im Auftreten von Kaolinit. Illit/Smectit-Mixedlayers (die Smectite scheinen dabei immer sehr hoch geladen zu sein) treten ab einer Tiefe von rund 3400 m auf, wobei anfangs unregelmäßiger verwachsene R0-Typen präsent sind, die dann ab einer Tiefe von ca. 3900 m in regelmäßige R1-Typen übergehen. Ein Illitgehalt von rund 70% in der Probe T1-4106,50 kann abgeschätzt werden (Abb. 7.29). Der Wechsel von R0- zu R1- Mixedlayers ist jedoch kein primärer Marker eines Ablagerungsmilieus, sondern ein Diageneseeffekt.

Generell lassen sich keine signifikanten Unterschiede im Tonmineralspektrum mariner bzw. limnischer Environments beobachten.

	Illit	Chlorit	Kaolinit	Illit/Smectit (R0)	Illit/Smectit (R1)
T1-3207,80	●	●	●		
T1-3272,10	●	●			
T1-3275,30-43	●	●	●		
T1-3406,20-30	●	●	●	?	
T1-3409,24-30	●	●	●	●	
T1-3544,45-65	●	●		?	
T1-3743,55-60	●	●			
T1-3931,10-30	●	●			?
T1-3933,20-50	●	●	●		?
T1-4023,50C	●	●	●		●
T1-4023,70	●	●			?
T1-4025,40-50	●	●	●		?
T1-4026,20	●	●	●		?
T1-4106,50	●	●			●

Abb. 7.21.: Übersichtsprofil der Verteilung der Tonmineralien der Bohrung Markgrafneusiedl T1 („?“ = vermutete Mineralien).

Die folgenden Abbildungen zeigen repräsentative Röntgendiffraktogramme unterschiedlicher Teufen.

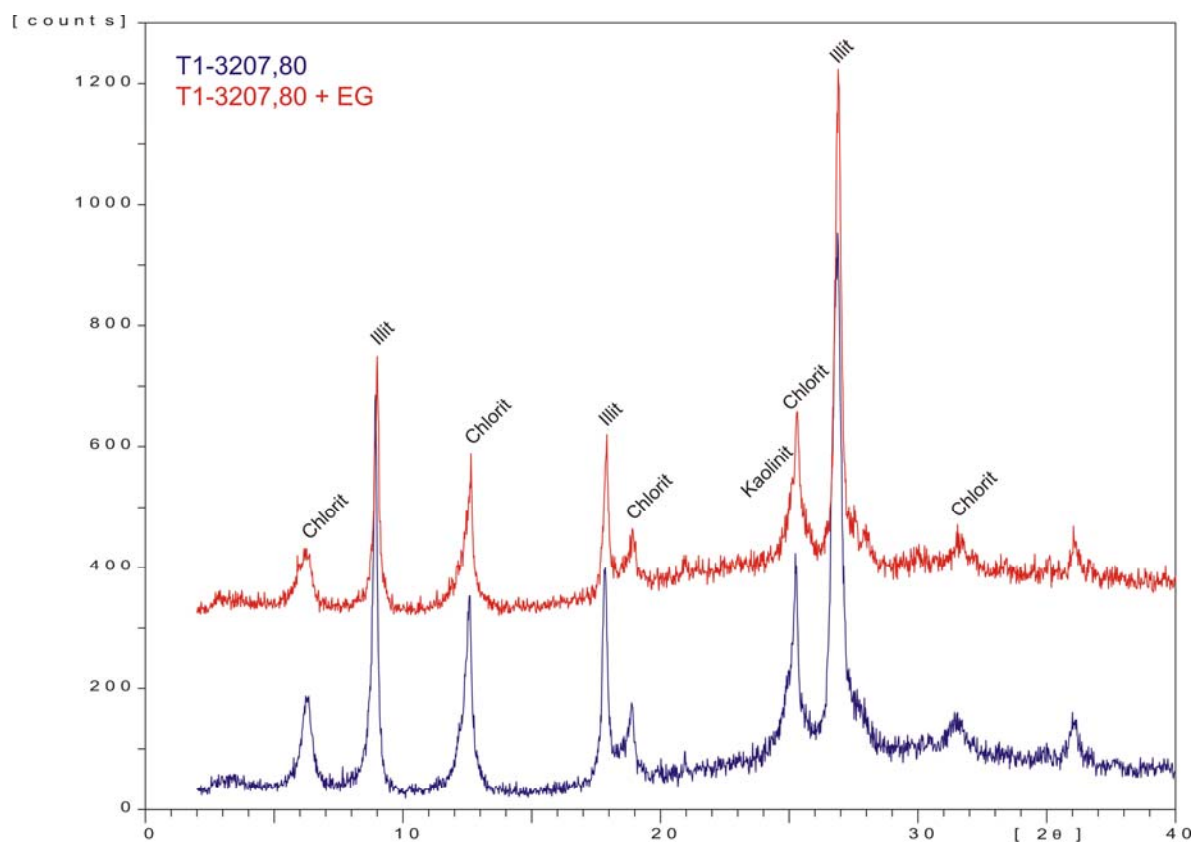


Abb. 7.22.: Röntgendiffraktogramm der Probe T1-3207,80 mit und ohne Ethylenglycol.

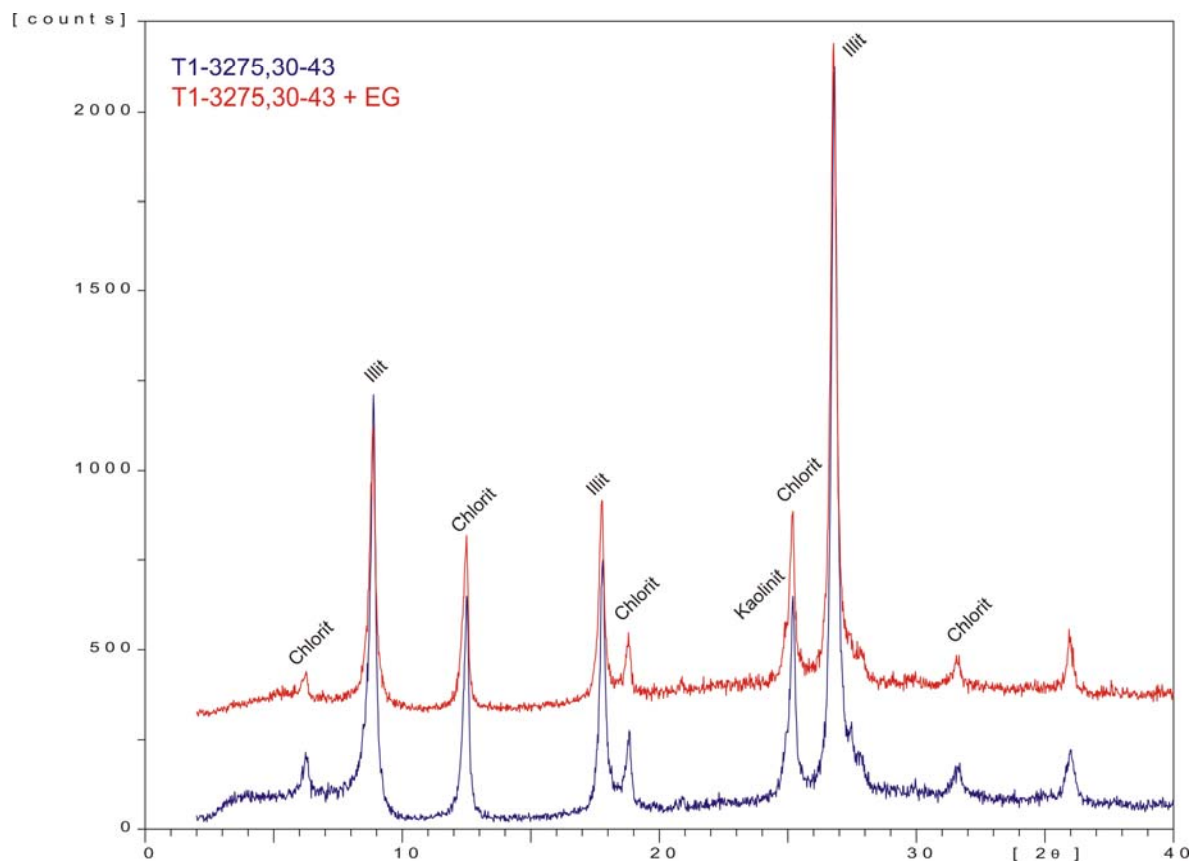


Abb. 7.23.: Röntgendiffraktogramm der Probe T1-3275,30-43 mit und ohne Ethylenglycol.

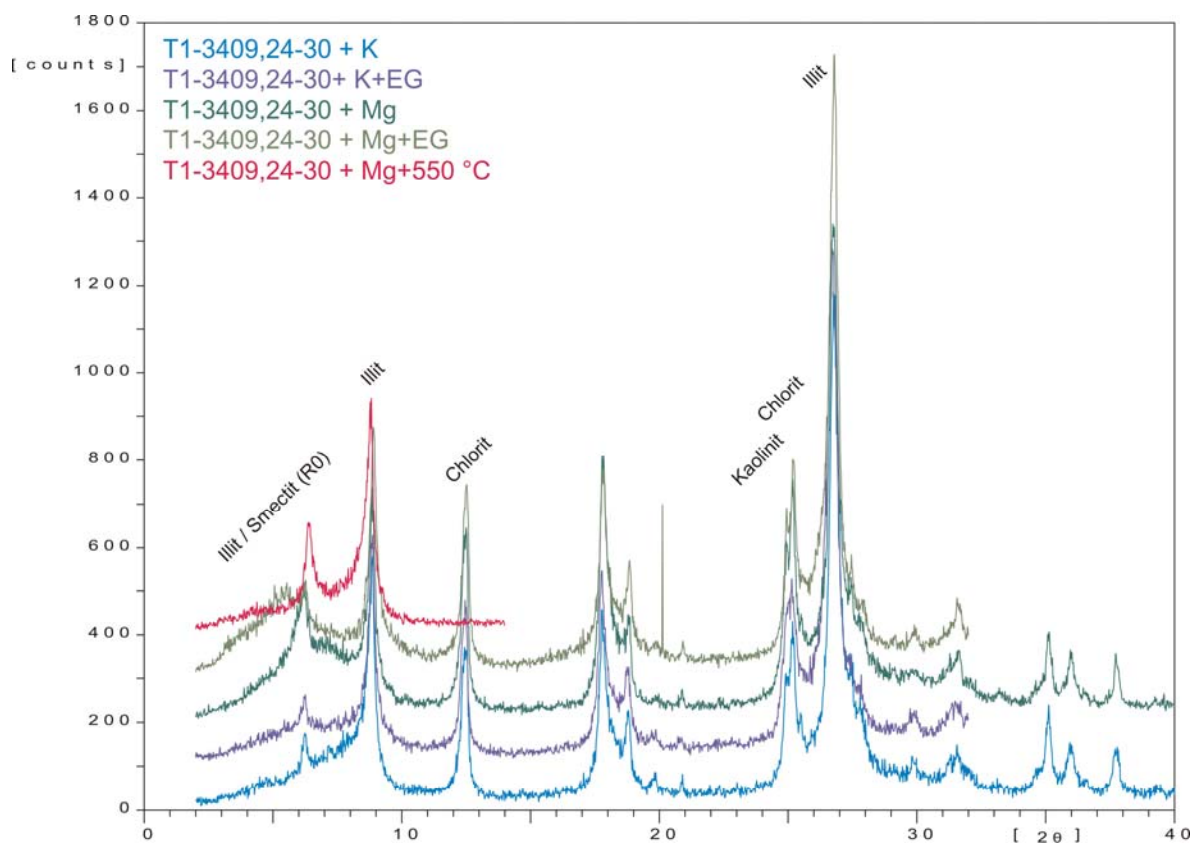


Abb. 7.24.: Röntgendiffraktogramm der Probe T1-3409,24-30 belegt mit K, K und Ethylenglycol, Mg, Mg und Ethylenglycol und bis 550°C getempert.

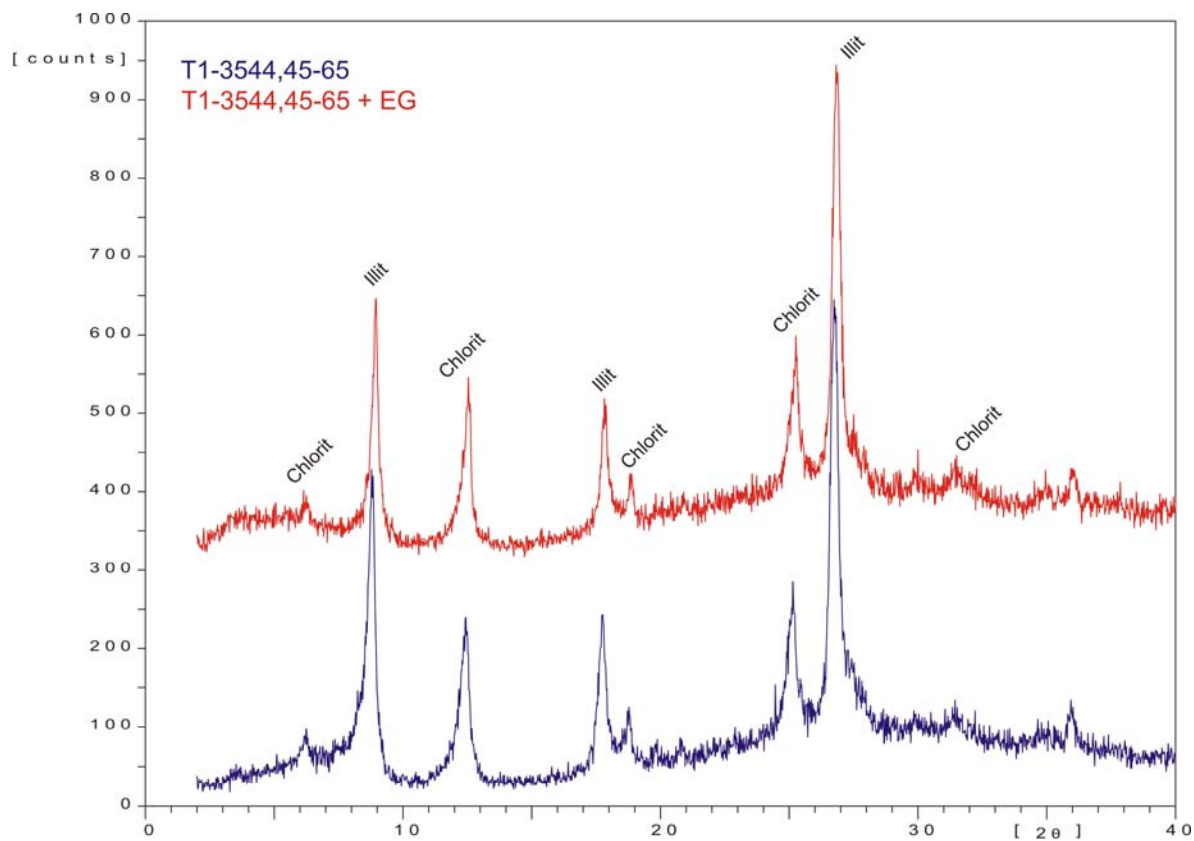


Abb. 7.25.: Röntgendiffraktogramm der Probe T1-3544,45-65 mit und ohne Ethylenglycol.

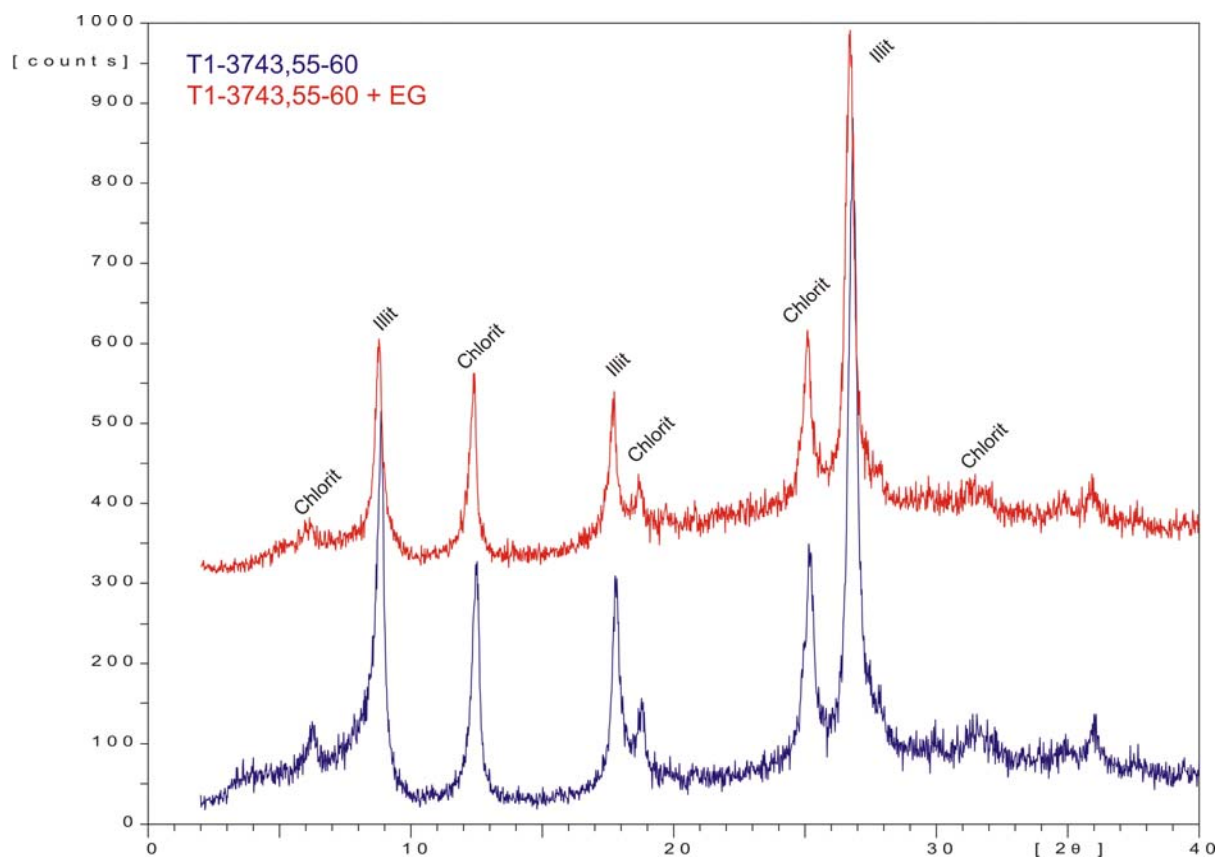


Abb. 7.26.: Röntgendiffraktogramm der Probe T1-3743,55-60 mit und ohne Ethylenglycol.

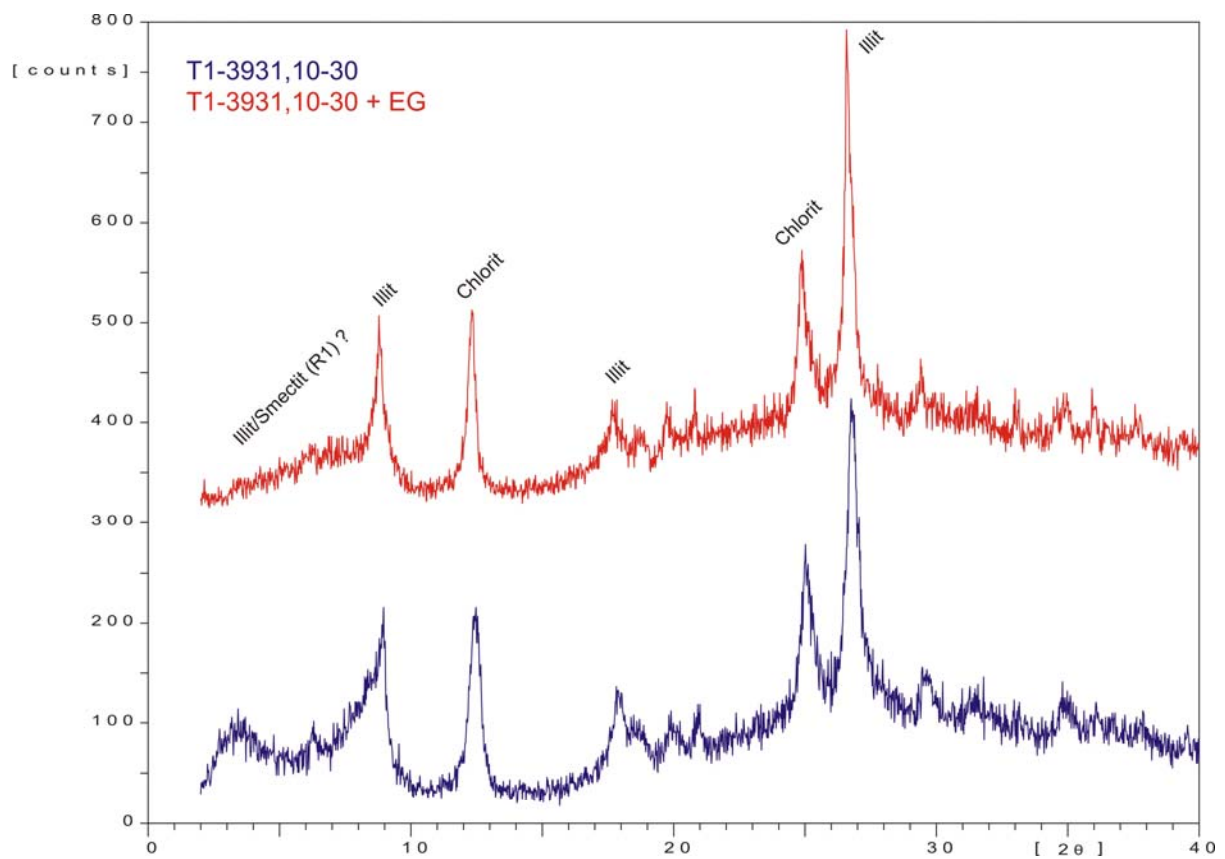


Abb. 7.27.: Röntgendiffraktogramm der Probe T1-3931,10-30 mit und ohne Ethylenglycol.

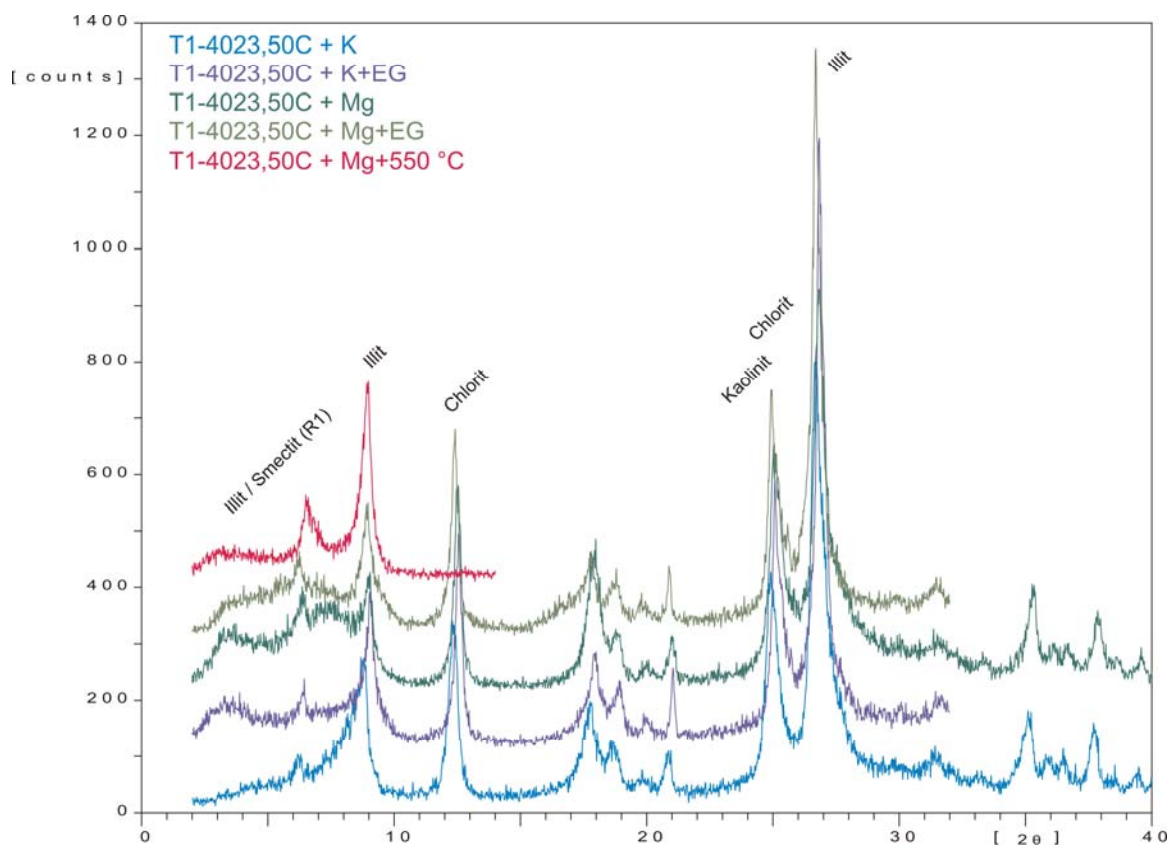


Abb. 7.28.: Röntgendiffraktogramm der Probe T1-4023,50C belegt mit K, K und Ethylenglycol, Mg, Mg und Ethylenglycol und bis 550°C getempert.

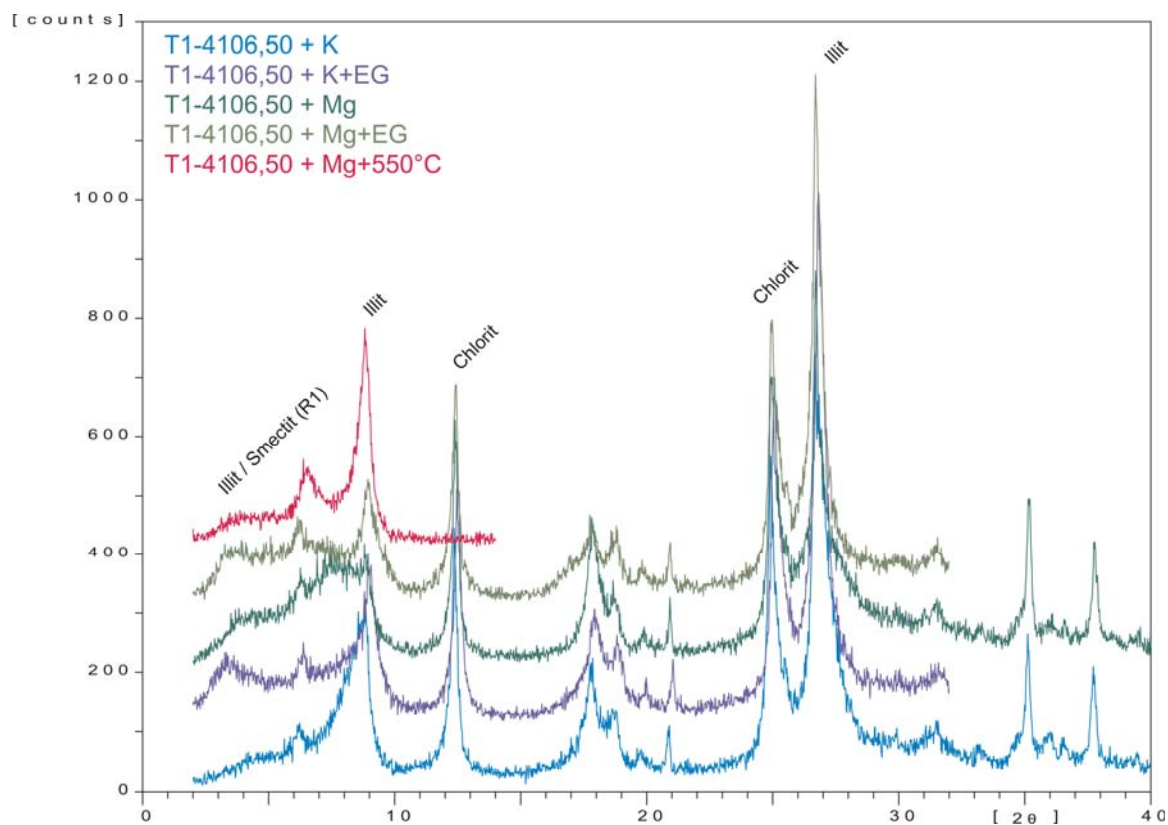


Abb. 7.29.: Röntgendiffraktogramm der Probe T1-4106,50 belegt mit K, K und Ethylenglycol, Mg, Mg und Ethylenglycol und bis 550°C getempert.

7.8 Geochemie der Vergleichsproben aus Lilienfeld

Die Borwerte der vergleichenden marinen Aufschlussproben der Lilienfelder Gosau-Gruppe zeigen im Unterschied zu den Bohrkernproben der Bohrung Markgrafneusiedl T1 deutlich geringere Konzentrationen. Die Werte bewegen sich zwischen 53 und 68 ppm ($\bar{x}$ = 60 ppm; σ = 5,3) und sind daher vergleichbar mit den nicht-marinen Proben der Markgrafneusiedl-Bohrung; die Durchschnittswerte sind sogar geringer in den Lilienfelder Referenzproben (Tab. 7.30).

Probennummer	B [ppm]	Cr [ppm]	Ga [ppm]	Rb [ppm]	V [ppm]	Ni [ppm]	Co [ppm]	Mo [ppm]	Cu [ppm]	Zn [ppm]	Y [ppm]	U [ppm]	Th [ppm]
LI08-21	53	108	7,9	56,2	64	57	6,8	0,2	7,8	21	12,9	1,8	5,2
LI08-22	59	128	8,9	64,2	68	71	8,7	0	9,2	31	13,5	1,8	5,4
LI08-18A	68	88	9,4	64,8	58	62	7,9	0,2	11,6	31	15	1,5	5,1
LI08-17	60	101	7,6	56,4	62	58	7,1	0	18	24	13,3	1,7	4,8
Mittelwert	60,00	106,25	8,45	60,40	63,00	62,00	7,63	0,10	11,65	26,75	13,68	1,70	5,13
Standardabweichung	5,34	14,46	0,73	4,11	3,61	5,52	0,74	0,10	3,91	4,38	0,79	0,12	0,22

Tab. 7.30.: Spurenelementkonzentrationen sowie Mittelwert und Standardabweichung der Vergleichsproben der Lilienfelder Gosau-Gruppe.

Ähnlich geringe V/Cr-Verhältnisse (<2) wie die marinen Markgrafneusiedl-Proben weisen die Aufschlussproben aus Lilienfeld auf und sind daher für Ablagerungen unter sauerstoffreichen Bedingungen repräsentativ (Tab. 7.31).

Ebenso deuten Ni/V-Verhältnisse um 1 auf Ähnlichkeiten mit den marinen Proben der Bohrung hin (Tab. 7.31).

Probennummer	V/Cr	Ni/Co	Ni/V	(Cu+Mo)/Zn	Cr/Ni	Cr/V	Y/Ni	(Cr/V)/(Y/Ni)	U/Th
LI08-21	0,59	8,38	0,89	0,38	1,89	1,69	0,23	7,46	0,35
LI08-22	0,53	8,16	1,04	0,30	1,80	1,88	0,19	9,90	0,33
LI08-18A	0,66	7,85	1,07	0,38	1,42	1,52	0,24	6,27	0,29
LI08-17	0,61	8,17	0,94	0,75	1,74	1,63	0,23	7,10	0,35
Mittelwert	0,60	8,14	0,98	0,45	1,71	1,68	0,22	7,68	0,33
Standardabweichung	0,05	0,19	0,07	0,18	0,18	0,13	0,02	1,35	0,02

Tab. 7.31.: Spurenelementverhältnisse sowie Mittelwert und Standardabweichung der Vergleichsproben der Lilienfelder Gosau-Gruppe.

Die Grenzwerte von 150 ppm bzw. 100 ppm der Cr- und Ni-Konzentrationen nach Garver et al. (1996) werden von den Vergleichsproben nicht überschritten und plotten im Bereich der marinen Markgrafneusiedl-Proben (Abb. 7.32).

Auch der Cr/V vs. Y/Ni –Plot nach McLennan et al. (1993) zeigt keine Tendenzen der Referenzproben zu einem ultramafischen Detritus (Abb. 7.32).

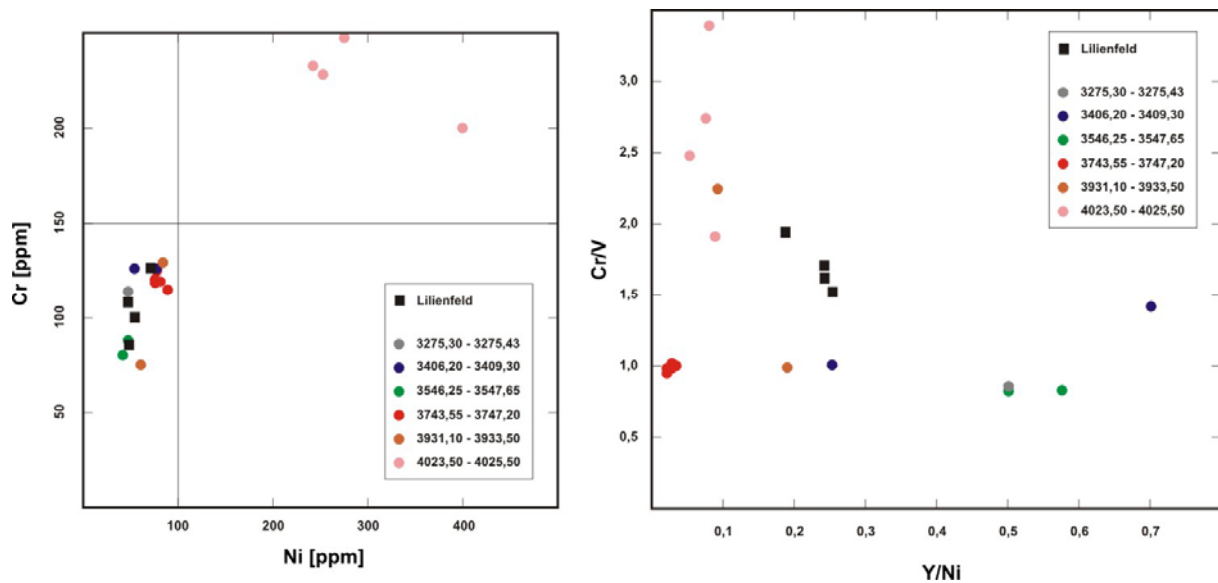


Abb. 7.32.: Cr gegen Ni nach Garver et al. (1996) sowie Cr/V gegen Y/Ni nach McLennan et al. (1993) der Lilienfeld-Vergleichsproben und der Markgrafneusiedl T1-Proben.

Bei der Gegenüberstellung von Thorium und Uran zeigen die Lilienfelder Proben den selben Trend wie die marinen Proben der Bohrung Markgrafneusiedl T1 und kommen genau auf der interpolierten Trendlinie für marine Proben zu liegen (Abb. 7.33).

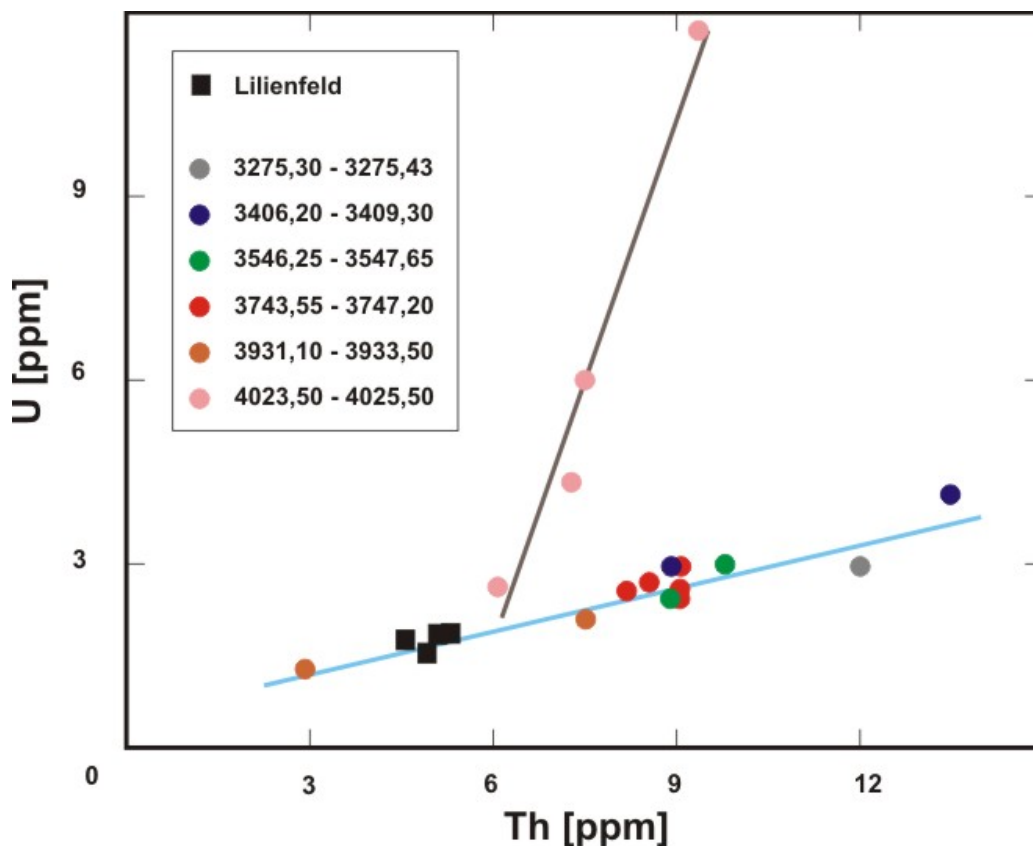


Abb. 7.33.: Th gegen U der Lilienfeld-Vergleichsproben und der Markgrafneusiedl T1-Proben. Die Proben aus Lilienfeld kommen auf der interpolierten Trendlinie für marine Proben zu liegen.

8. Conclusio

Die geochemische Differenzierung von Süßwasser- bzw. marinen Sedimenten ist (zumindest in einem gewissen Maße) möglich.

Die besten Ergebnisse zur Unterscheidung mariner und nicht-mariner Sedimente wurden mit $\delta^{13}\text{C}$ -Isotopen erreicht. Zusätzlich ermöglichen außerdem $\delta^{13}\text{C}$ - in Kombination mit $\delta^{18}\text{O}$ -Isotopen deutliche Differenzierungen.

Bor-Werte (auch in Kombination mit dem K/Al-Verhältnis) ermöglichen ebenfalls relativ gut Unterscheidungen von limnischer und mariner Fazies.

Thorium/Uran-Verhältnisse limnischer Proben sind in den untersuchten Proben ebenfalls deutlich abweichend von marinen Verhältnissen zu sein.

TOC/S-Verhältnisse verfehlten ihr Potential als Tool zur Abschätzung der Paläosalinität bzw. -fazies. Ein möglicher Grund sind in diesem Fall wahrscheinlich auch teilweise zu geringe TOC-Werte der Proben.

Eine statistische Auswertung (in dieser Arbeit mittels Faktorenanalyse durchgeführt) erwies sich als äußerst hilfreich um eine große Datenmenge objektiv und effizient zu beurteilen. Limnische Proben zeigten dabei signifikante Unterschiede im Gegensatz zu marinen, sofern schon andere Hinweise auf das Milieu vorhanden sind.

Tonmineralgehalte spiegelten hauptsächlich diagenetische Unterschiede der Sedimente (unterschiedlicher Teufe) wider.

Generell lassen sich die Vergleichsproben der Aufschlüsse der marinen Gosau-Gruppe aus Lilienfeld nicht immer direkt mit den marinen Proben der Bohrung Markgrafneusiedl T1 vergleichen. Jedoch gibt es wie oben gezeigt einige Gemeinsamkeiten wie zum Beispiel in einigen Spurenelementverhältnissen (Th/U, Cr/Ni, V/Cr, Ni/V, etc.). Die Absolutkonzentrationen des Bors zeigten deutliche Unterschiede verglichen mit den Proben aus den marinen Bereichen der Bohrung. Möglicherweise sind absolute Elementkonzentrationen schwieriger vergleichbar als Elementverhältnisse.

Im Allgemeinen ist zu beachten, dass eine ausreichende Probenanzahl notwendig ist, da einzelne Werte in sämtlichen untersuchten Methoden ausreißern können, wobei sowohl detritärer Eintrag als auch Diagenese die Werte stark verändern können. Weiters ist noch anzumerken, dass einzelne Methoden zu hohe Fehlerquellen beinhalten und somit nur die Kombination unterschiedlicher (geochemischer, statistischer, etc.) Methoden zu sinnvollen Ergebnissen führen kann.

Literaturverzeichnis

- Anderson, T. F. & Arthur, M. A., 1983. Stable isotopes of oxygen and carbon and their application to sedimentologic and palaeoenvironmental problems. In: Arthur, M. A., Anderson, T. F., Kaplan, I. R., Veizer, J. & Land, L. S. (Ed.), *Stable isotopes in sedimentary geology*. SEPM. Short course vol.10, pp.151.
- Berner, R. A. & Raiswell, R., 1983. Burial of organic carbon and pyrite sulphur in sediments over Phanerozoic time: A new theory. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. vol.47, pp.855-862.
- Berner, R. A. & Raiswell, R., 1984. C/S method for distinguishing freshwater from marine sedimentary rocks. *Geology*. vol.12, pp.365-368.
- Burnett, J. A., 1998. Upper Cretaceous. In: Bown, P. R. (Ed.), *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy*. pp.132-199.
- Clayton, R. N. & Degens, E. T., 1959. Use of carbon isotope analyses of carbonates for differentiating freshwater and marine sediments. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. vol.43, pp.890-897.
- Dean, W. E. & Arthur, M. A., 1989. Iron-sulfur-carbon relationships in organic-rich sequences I: Cretaceous Western Interior Seaway. *American Journal of Science*, vol.289, pp.708-743.
- Ernst, W., 1966. Stratigraphisch-fazielle Identifizierung von Sedimenten auf chemisch-geologischem Wege. *International Journal of Earth Sciences*. vol.55, no.1, pp.21-29.
- Erkan, E., 1972. Die exotischen Gerölle in der Gosaukreide der nordöstlichen Kalkalpen (Stratigraphische Gliederung, Bestand, Schüttungsrichtungen). *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien*. vol.65, pp.33-108.
- Faupl, P. & Wagreich, M., 1996. Basin analysis of the Gosau Group of the Northern Calcareous Alps (Turonian-Eocene, Eastern Alps). In: Wessely, G. & Liebl, W. (Ed.), *Oil and Gas in Alpidic Thrustbelts and Basins of Central and Eastern Europe*. EAGE Special Publication. no.5, pp.127-135.
- Faupl, P., 2003. *Historische Geologie. Eine Einführung*. Wien (Facultas), pp.271.
- Garver, J. I., Royce, P. R. & Smick, T. A., 1996. Chromium and nickel in shale of the Taconic foreland: a case study for the provenance of fine-grained sediments with an ultramafic source. *Journal of Sedimentary Research*. vol.66, pp.100-106.
- Geologische Bundesanstalt (Ed.), 1993. *Wiener Becken und angrenzende Gebiete. Geologische Einheiten des präneogenen Beckenuntergrundes*. Karte 1:200 000.
- Goldschmidt, V. M. & Peters, C., 1932. Zur Geochemie des Bors. Teil I und II. *Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, Math. Physik. Kl.*, pp.402-407, 528-545.
- Gromet, L. P., Dymek, R. F., Haskin, L. A. & Korotev, R. L., 1984. The "North American shale composite"; its compilation, major and trace element characteristics. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. vol.48, no.12, pp.2469-2482.

Hamilton, W., Jiříček, R. & Wessely, G., 1990. The alpine-carpathian floor of the Vienna basin in Austria and ČSSR. In: Minaříková, D. & Lobitzer, H. (Ed.), Thirty years of geological cooperation between Austria and Czechoslovakia. pp.46-56.

Heling, D., 1967. Die Salinitätsfazies von Keupersedimenten aufgrund von Borgehaltsbestimmungen. *Sedimentology*. vol.8, no.1, pp.63-72.

Hirst, D. M., 1968. Relationships between minor elements, mineralogy and depositional environment in Carboniferous sedimentary rocks from a borehole at Rookhope (northern Pennines). *Sedimentary Geology*. vol.2, no.1, pp.5-12.

Hoefs, J., 2004. Stable isotope geochemistry. Berlin (Springer), pp.244.

Howarth, R. J. & McArthur, J. M., 1997. Statistics for strontium isotope stratigraphy. A robust LOWESS fit to the marine Sr-isotope curve for 0 to 509 Ma and accompanying look-up table for deriving numerical age. *Journal of Geology*. vol.105, pp.441-456.

Hofmann P., Ricken, W., Schwark, L. & Leythaeuser, D., 2001. Geochemical signature and related climatic-oceanographic processes for early Albian black shales: Site 417D, North Atlantic Ocean. *Cretaceous Research*. vol.22, pp.243-257.

Holmden, C. & Hudson, J. D., 2003. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and Sr/Ca Investigation of Jurassic mollusks from Scotland: Implications for paleosalinities and the Sr/Ca ratio of seawater. *Geological Society of America Bulletin*. vol.115, pp.1249-1264.

Hradecká, L., Lobitzer, H., Ottner, F., Švábenická, L. & Svobodová, M., 1999. Biostratigraphy and Facies of selectet Exposures in the Grünbach-Neue Welt Gosau-Group (Coal-Bearing Series, Inoceramus-Marl and Zweiersdorf-Formation, Late Cretaceous and Paleocene, Lower Austria). *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*. vol.56, no.2, pp.519-551.

Hudson, J. D., 1977. Stable isotopes and limestone lithification. *Journal of the Geological Society of London*. vol.133, pp.637-660.

Ingram, B. L., De Deckker, P., Chivas, A. R., Conrad, M. E. & Byrne, A. R., 1998. Stable isotopes, Sr/Ca, and Mg/Ca in biogenic carbonates from Petaluma Marsh, northern California, USA. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. vol.62, no.19/20, pp.3229-3237.

Jones, B. & Manning, D. A. C., 1994. Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones. *Chemical Geology*. vol.111, pp.111-129.

Jones, C. E. & Jenkyns, H. C., 2001. Seawater Strontium isotopes, oceanic anoxic events and seafloor hydrothermal activity in the Jurassic and Cretaceous. *American Journal of Science*. vol.301, pp.112-149.

Keith, M. L. & Degens, E. T., 1959. Geochemical Indicators of Marine and Fresh-Water Sediments. In: Abelson, P. H. (Ed.), *Researches in Geochemistry*. pp.38-61.

Kohler, E. & Wewer, R., 1980. Gewinnung reiner Tonmineralkonzentrate für die mineralogische Analyse. *Keramische Zeitschrift*. vol.32, no.5, pp.250-252.

Krenmayr, H. G., 1999. Die Nierental-Formation der Oberen Gosau Gruppe (Oberkreide-Paleozän, Nördliche Kalkalpen) in Berchtesgaden: Definition, Fazies und Environment. *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*. vol.141, no.4, pp.409-447.

Kreutzer, N., 1993. Das Neogen des Wiener Beckens. In: Brix, F. & Schultz, O. (Ed.), *Erdöl und Erdgas in Österreich*. pp.232-248.

Kröll, A. & Wessely, G., 1973. Neue Ergebnisse beim Tiefenaufschluß im Wiener Becken. *Erdoel-Erdgas-Zeitschrift*. vol.89, pp.400-413.

Kvaček, J. & Herman, A. B., 2004. Monocotyledons from the Early Campanian (Cretaceous) of Grünbach, Lower Austria. *Review of Palaeobotany and Palynology*. vol.128, pp.323-353.

Lord, A. R., 1982. *A Stratigraphical Index of Calcareous Nannofossils*. Chichester (Horwood), pp.192.

McArthur, J. M., Howarth, R. J. & Bailey, T. R., 2001. Strontium isotope stratigraphy: LOWESS Version 3. Best-fit line to the marine Sr-isotope curve for 0 to 509 Ma and accompanying look-up table for deriving numerical age. *Journal of Geology*. vol.109, pp.155-169.

McLennan, S. M., Hemming, S., McDaniel, D. K. & Hanson, G. M., 1993. Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics. In: Johnsson, M. J. & Basu, A. (Ed.), *Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments*. Geological Society of America, Special Papers. vol.284, pp.21-40.

Meinhold, G., Kostopoulos, D., Reischmann, T., Frei, D. & BouDagher-Fadel, M. K., 2009. Geochemistry, provenance and stratigraphic age of metasedimentary rocks from the eastern Vardar suture zone, northern Greece. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. vol.277, pp.199-225.

Milan, G. & Sauer, R., 1996. Ultra-deep drilling in the Vienna Basin – a review of geological results. In: Wessely, G. & Liebl, W. (Ed.), *Oil and Gas in Alpidic Thrustbelts and Basins of Central and Eastern Europe*. EAGE Special Publication. no.5, pp.109-117.

Mišík, M., 1994. Senonian continental sediments with marine intercalation (Gosau complex) in the basement of the Slovakian part of Vienna basin (borehole Gajary Ga-125). *Mineralia slovacica*. vol.26, pp.297-310.

Morse, J. W. & Berner, R. A., 1995. What determines sedimentary C/S ratios? *Geochimica et Cosmochimica Acta*. vol.59, no.6, pp.1073-1077.

Müller, G. & Gastner, M., 1971. The „Karbonat-Bombe“, a simple device for the determination of the carbonate content in sediments, soils, and other materials. *Neues Jahrbuch für Mineralogie. Monatshefte*. vol.10, pp.466-469.

Pavlishina, P., Verreussel, R., Leereveld, H., Summesberger, H. & Wagreich, M., 2004. Palynological study of Gosau group deposits (Upper Cretaceous) of the Northern Calcareous Alps (Austria). *Annalen des Naturhistorischen Museums in Wien*. vol.106A, Wien, pp.67-90.

Perch-Nielsen, K., 1985. Mesozoic calcareous nannofossils. In: Bolli, H. M., Saunders, J. B. & Perch-Nielsen, K. (Ed.), *Plankton Stratigraphy*. Cambridge (Cambridge Univ. Press), pp.329-426.

Peros, M. C., Reinhardt, E. G., Schwarcz, H. P. & Davis, A. M., 2007. High-resolution paleosalinity reconstruction from Laguna de la Leche, north coastal Cuba, using Sr, O, and C isotopes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. vol.245, pp.535-550.

Piller, W. E., 1999. The Neogene of the Vienna Basin. In: Mandl, G. W. Field trip guide Vienna-Dachstein-Hallstatt-Salzkammergut (UNESCO world heritage area). Berichte der Geologischen Bundesanstalt. vol.49, pp.11-19.

Piller, W. E., Egger, H., Erhart, C. W., Gross, M., Harzhauser, M., Hubmann, B., van Husen, D., Krenmayr, H. G., Krystyn, L., Lein, R., Lukeneder, A., Mandl, G. W., Rögl, F., Roetzel, R., Rupp, C., Schnabel, W., Schönlaub, H. P., Summesberger, H., Wagreich, M. & Wessely, G., 2004. Die stratigraphische Tabelle von Österreich 2004 (sedimentäre Schichtfolgen).

Plöckinger, B., 1961. Die Gosaumulde von Grünbach und der Neuen Welt. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt. vol.104, pp.359-441.

Potter, P. E., Shimp, N. F. & Witters, J., 1962. Trace elements in marine and fresh-water argillaceous sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. vol.27, no.6, pp.669-694.

Raiswell, R. & Berner, R. A., 1986. Pyrite and organic matter in Phanerozoic normal marine shales. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. vol.50, pp.1967-1976.

Ralbovsky, E. & Ostroľucký, P., 1996. The Glinzendorf Syncline below the Vienna Basin in Slovakia. In: Wessely, G. & Liebl, W. (Ed.), Oil and Gas in Alpidic Thrustbelts and Basins of Central and Eastern Europe. EAGE Special Publication. no.5, pp.145-146.

Reinhardt, E. G., Stanley, D. J. & Patterson, R. T., 1998. Strontium isotopic-paleontological method as a high-resolution paleosalinity tool for lagoonal environments. *Geology*. vol.26, pp.1003-1006.

Reinhardt, E. G., Fitton, R. J. & Schwarcz, H. P., 2003. Isotopic (Sr, O, C) indicators of salinity and taphonomy in marginal marine systems. *Journal of Foraminiferal Research*. vol.33, no.3, pp.262-272.

Reyment, R. A. & Jöreskog, K. G., 1996. Applied Factor Analysis in the Natural Sciences. Cambridge (Cambridge Univ. Press), pp.371.

Rügner, O., 2000. Tonmineral-Neubildung und Paläosalinität im Unteren Muschelkalk des südlichen Germanischen Beckens. Dissertation, Heidelberg, pp.189.

Russegger, B., Rantitsch, G. & Ebner, F., 1997. Carbon-Sulfur ratios in Paleozoic sediments of the Eastern and Southern Alps (Austria). *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie Teil I*, vol.1996, no.5/6, pp.573-583.

Sachsenhofer, R. F. & Tomschey, O., 1992. Gosau-type coals of Austria and Hungary – a preliminary geochemical comparison. *Acta Geologica Hungarica*. vol.35, no.1, pp.49-57.

Sachsenhofer, R. F., Bechtel, A., Reischenbacher, D. & Weiss, A., 2003. Evolution of lacustrine systems along the Miocene Mur-Mürz fault system (Eastern Alps, Austria) and implications on source rocks in pull-apart basins. *Marine and Petroleum Geology*, vol.20, pp.83-110.

Sageman, B. B. & Lyons, T. W., 2004. Geochemistry of Fine-grained Sediments and Sedimentary Rocks. In: MacKenzie, F. (Ed.), Sediments, Diagenesis, and Sedimentary Rocks, Treatise on Geochemistry. vol.7, pp.115-158.

Schmitz, B., Ingrain, S. L., Dockery, D. T. & Aberg, G., 1997. Testing $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ as a paleosalinity indicator on mixed marine, brackish-water and terrestrial vertebrate skeletal apatite in late Paleocene-early Eocene near-coastal sediments, Mississippi. *Chemical Geology*. vol.140, pp.275-287.

Selter, V., David, F. & Kraft, T., 1989. Zusammenhänge zwischen Fazies und Borgehalten im nordwestdeutschen Oberkarbon-Becken. Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck. vol.16, pp.108-111.

Strauss, P., Harzhauser, M., Hinsch, R. & Wagneich, M., 2006. Sequence stratigraphy in a classic pull-apart basin (Neogene, Vienna Basin). A 3D seismic based integrated approach. Geologica Carpathica. vol.57, no.3, pp.185-197.

Summesberger, H., Wagneich, M., Tröger, K. A. & Scholger, R., 2002. The Upper Cretaceous of Piesting (Austria): Integrated stratigraphy of the Piesting Formation (Gosau Group). In: Wagneich, M. (Ed.), Aspects of Cretaceous Stratigraphy and Palaeobiogeography. Schriftenr. d. Erdwiss. Komm. vol.15, pp.373-399.

Summesberger, H., Machalski, M. & Wagneich, M., 2007. First record of the late Campanian heteromorph ammonite *Nostoceras hyatti* from the Alpine Cretaceous (Grünbach, Gosau Group, Lower Austria). Acta Geologica Polonica. vol.57, no.4, pp.443-451.

Talbot, M. R., 1990. A review of the palaeohydrological interpretation of carbon and oxygen isotopic ratios in primary lacustrine carbonates. Chemical Geology (Isotope Geoscience Section). vol.80, pp.261-279.

Thompson, G., 1968. Analyses of B, Ga, Rb and K in two deep-sea sediment cores; consideration of their use as paleoenvironmental indicators. Marine Geology. vol.6, no.6, pp.463-477.

Tollmann, A., 1985. Geologie von Österreich. Band II. Außerzentralalpiner Anteil. Wien (Franz Deuticke), pp.710.

Tucker, M., 1996. Methoden der Sedimentologie. Stuttgart (Enke), pp.366.

Veizer, J., 1983. Trace Elements and Isotopes in Sedimentary Carbonates. In: Reeder, R. J. (Ed.), Carbonates, mineralogy and chemistry. vol.11, pp.265-299.

Veizer, J., Ala, D., Azmy, K., Bruckschen, P., Buhl, D., Bruhn, F., Carden, G. A. F., Diener, A., Ebner, S., Godderis, Y., Jasper, T., Korte, C., Pawellek, F., Podlaha, O. G. & Strauss, H., 1999. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater. Chemical Geology. vol.161, pp.59-88.

Veizer, J., 2003. Isotopic evolution of seawater on geological time scales: sedimentological perspective. In: Lentz, D. R. (Ed.), Geochemistry of Sediments and Sedimentary Rocks: Evolutionary Considerations to Mineral Deposit-Forming Environments. Geological Association of Canada, pp.53-68.

Wagneich, M., 2001. Paleocene-Eocene paleogeography of the Northern Calcareous Alps (Gosau Group, Austria). In: Piller, W. E. & Rasser, M. W. (Ed.), Paleogene of the Eastern Alps. Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommission vol.14, pp.57-75.

Wagneich, M., 1986. Schichtfolge und Fazies der Gosau von Lilienfeld (Oberkreide; niederoesterreichische Kalkvorpalen). Stratigraphic sequence and facies of Gosau of Lilienfeld (Upper Cretaceous, Lower Austrian Limestone Alps). Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Wien. vol.32, pp.19-38.

Wagneich, M. & Faupl, P., 1994. Palaeogeography and geodynamic evolution of the Gosau Group of the Northern Calcareous Alps (Late Cretaceous, Eastern Alps, Austria). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, vol.110, pp.235-254.

- Wagreich, M. & Krenmayr, H. G., 2005. Upper Cretaceous oceanic red beds (CORB) in the Northern Calcareous Alps (Nierental Formation, Austria): slope topography and clastic input as primary controlling factors. *Cretaceous Research*. vol.26, pp.57-64.
- Wagreich, M. & Marschalko, R., 1995. Late Cretaceous to Early Tertiary palaeogeography of the Western Carpathians (Slovakia) and the Eastern Alps (Austria): implications from heavy mineral data. *Geologische Rundschau*. vol.84, pp.187-199.
- Wedepohl, K. H., 1971. Environmental influences on the chemical composition of shales and clays. In: Ahrens, L. H., Press, F., Runcorn, S. K. & Urey, H. C. (Ed.), *Physics and Chemistry of the Earth* 8. pp.305-333.
- Weiss, A., 2002. Marin versus nicht-marin: Untersuchung am Beispiel ostalpiner Neogenbecken. Diplomarbeit, Leoben, pp.118.
- Wessely, G., 1974. Rand und Untergrund des Wiener Beckens – Verbindungen und Vergleiche. *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien*. vol.66-67, pp.265-287.
- Wessely, G., 1984. Der Aufschluß auf kalkalpine und subalpine Tiefenstrukturen im Untergrund des Wiener Beckens. The exploration to limestone-alpine deep structures in the basement of the Vienna basin. *Erdöl-Erdgas*. vol.100, pp.285-292.
- Wessely, G., 1990. Geological results of deep exploration in the Vienna basin. *Geologische Rundschau*. vol.79, no.2, pp.513-520.
- Wessely, G., 1992. The calcareous alps below the Vienna basin in Austria and their structural and facial development in the alpine-carpathian border zone. *Geologica Carpathica*. vol.43, no.6, pp.347-353.
- Wessely, G., 1993. Der Untergrund des Wiener Beckens. In.: Brix, F. & Schultz, O. (Ed.), *Erdöl und Erdgas in Österreich*. pp.249-280.
- Wessely, G., 2000 a. Sedimente des Wiener Beckens und seiner alpinen und subalpinen Unterlagerung. The Vienna Basin and its alpine and subalpine basement. *Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich* vol.44, pp.191-214.
- Wessely, G., 2000 b. Map of the pre-Tertiary Basement. *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*. vol.142, no.4, pp.465-482.
- Wessely, G., 2000 c. Geological cross-sections. *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*. vol.142, no.4, pp.575-580.
- Wessely, G., 2006. Niederösterreich. *Geologie der österreichischen Bundesländer*. Wien (Geologische Bundesanstalt), pp.416.
- Zimmer, W. & Wessely, G., 1996. Exploration results in thrust and subthrust complexes in the Alps and below the Vienna Basin in Austria. In: Wessely, G. & Liebl, W. (Ed.), *Oil and Gas in Alpidic Thrustbelts and Basins of Central and Eastern Europe*. EAGE Special Publication. no.5, pp.81-107.