

## Die Sedimentdecke auf dem Kristallinsockel des Waldviertels

Fritz F. STEININGER und Reinhard ROETZEL

### Einführung

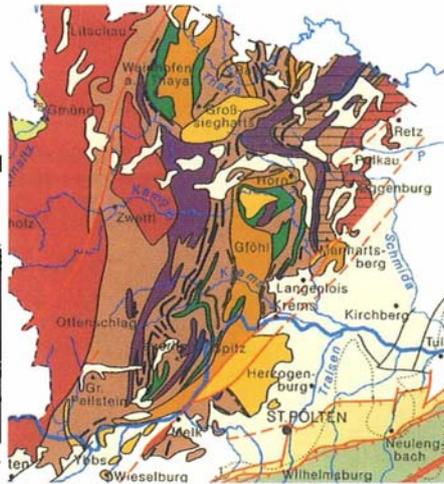
Mit dem ausgehenden Erdaltertum (Paläozoikum), spätestens im oberen Karbon, nach der Variszischen Gebirgsbildungsphase (Tabelle 1), war die Konsolidierung der Böhmisches Masse, zu der in Österreich das Wald- und Mühlviertel und einige Gebiete südlich der Donau, wie z.B. der Dunkelsteinerwald, gehören, abgeschlossen. Die Böhmisches Masse lag zu diesem Zeitpunkt am Südrand des Europäischen Kratons, im Bereich des heutigen Äquators und war Teil eines Hochgebirges. Mit der Auffaltung und Heraushebung des Variszischen Hochgebirges begann auch gleichzeitig die Abtragung, wobei die dabei gebildeten Sedimente in Vorlandbecken wieder abgelagert wurden. Die heute bestehende Böhmisches Masse ist nur mehr der Sockel (Grundgebirge) dieses einstigen Gebirges, dessen Abtragung bereits im Jungpaläozoikum, vor ca. 320 Millionen Jahren, begann und während des gesamten Erdmittelalters (Mesozoikum) und der Erdneuzeit (Känozoikum) andauerte.

Reste der ersten Abtragsphase im Jungpaläozoikum blieben bis heute am Ostrand der Böhmisches Masse in tektonisch angelegten Grabensystemen, wie z.B. im Bereich von Zöbing oder in der Boskowitz Furche in Tschechien, erhalten.

Auch während des gesamten Erdmittelalters (Mesozoikum) und der Erdneuzeit (Känozoikum) setzte sich die langsame Hebung der Böhmisches Masse fort, gleichzeitig ging die Abtragung weiter. Mit Ausnahme von kurzzeitiger Süßwassersedimentation in der unteren Trias und der unteren Oberkreide und relativ kurzen Meeresüberflutungen im Jura und der mittleren Oberkreide war die Böhmisches Masse jedoch während des Großteils des jüngeren Paläozoikums, Mesozoikums und auch am Beginn des Känozoikums, also durch rund 290 Millionen Jahre, Festland und der Abtragung ausgesetzt.

Erst mit Beginn der Heraushebung der Alpen aus dem südlich des Europäischen Kratons sich erstreckenden Tethysmeeres im Känozoikum bildete sich zwischen den Alpen im Süden und der Böhmisches Masse im Norden ein Restmeer – die „Paratethys“. Dieses Meer überflutete im Laufe des Känozoikums mehrmals den Süd- und Ostrand der Böhmisches Masse und hinterließ eine Fülle von z.T. sehr fossilreichen Ablagerungen, die heute in der sogenannten Molassezone im Alpenvorland und am Rand der Böhmisches Masse zu finden sind.

Den unterschiedlichsten kristallinen Gesteinsserien der Böhmisches Masse aufgelagert finden



sich daher Reste von Sedimenten aus jungpaläozoischen, mesozoischen und känozoischen Zeitabschnitten (Abb. 39).

## Paläozoikum (Erdaltertum)

### Jungpaläozoikum von Zöbing

#### Oberkarbon und Perm: ca. 318 bis ca. 290 Millionen Jahre vor heute

Diese einzigartige jungpaläozoische Sedimentfolge, die Zöbing-Formation, ist der Rest einer ehemals großflächigen Sedimentbedeckung der Böhmisches Masse. Sie wird von moldanubischen kristallinen Gesteinen umrahmt (im Osten sind es Paragneis und Amphibolit und im Westen Granulit der Granulitischolle von Zöbing). Bedingt durch die Lage in einem tektonischen Graben an der Diendorfer Störung ist der ursprünglich waagrecht liegende Sedimentkomplex nach Südosten gekippt. Die ursprüngliche Mächtigkeit der Sedimentbedeckung zur Zeit des Oberkarbons und Perms ergibt bei einer Rückkipfung eine mehr als 1000 m mächtige Schichtfolge, die zwischen Zöbing am Kamp und Kammern liegt, den gesamten Heiligenstein umfasst und, an Störungen eingeklemmt, keilförmig bis Diendorf am Walde reicht.

**Abb. 39:**

Ausschnitt aus der Geologischen Karte von Niederösterreich, Böhmisches Masse und Molasse-Zone

**Abb. 40:**

Folge von Siltstein, Kohlethon und Sandstein der basalen Zöbing-Formation – Zöbing (Foto F. F. Steininger)

#### Die Schichtfolge

In der Gesamtabfolge der Sedimentgesteine der Zöbing-Formation ist eine Dreigliederung zu erkennen: Der älteste, basale,



etwa 300 m mächtige Abschnitt wird von feinkörnigen, dunkelgrauen, laminierten bis gut geschichteten Silt- und Sandsteinen mit Kohleflözchen und Brandschiefern aufgebaut („Leopoldacker Siltstein-Member“ [Abb. 40, 41, 261] „Rockenbauer Sandsteine-Member“: VASICEK, 1991). In diesem Abschnitt finden sich reichlich z.T. inkohlte Fossilreste. Dominierende Elemente der Pflanzenfossilien sind Samenfarne, Schachtelhalmgewächse und Koniferenreste, die unserer Zimmertanne nahestehen. Neben den Pflanzenresten fanden sich Süßwassermuscheln, Süßwasserschnecken, Muschelkrebse, ein Fragment eines Insektenflügels, Zähnchen von Knorpelfischen, Schuppen und Zähnchen von Knochenfischen und Fischkoprolithen.

Über diesen Sedimenten setzen unvermutet massive Sandsteinbänke (Abb. 42) in Wechsellagerung mit Ton- und Siltlagen, z.T. mit kohligem Anreicherungen ein, die die Änderung zu einer rasch wechselnden, episodischen Sedimentationsphase anzeigen. Stellenweise ist der Feldspatgehalt in den Sandsteinbänken höher als 25%, sodass diese Gesteine als Arkosen bezeichnet werden. In gut geschichtete Siltsteine an der Kampbrücke in Zöbing sind zwei Fossilhorizonte mit einer reichhaltigen Samenfarn-Flora und kleinen Zweigen von Koniferen eingeschaltet. Weiters fanden sich Süßwassermuscheln und der Flügelrest eines schabenartigen Insektes. Diese Sedimente werden bei VASICEK (1991) und SCHINDLER & HAMPE (1996) als „Kalterbachgraben Sandstein/Siltstein Wechselfolge-Member“ und „Kampbrücke Siltsteine-Member“ bezeichnet.

Die vereinzelt in die höchste Siltsteinfolge eingeschalteten Arkosebänke sind eine Übergangszone zu dem etwa 500 Meter mächtigen Mittelabschnitt des Profils. Dieser umfasst unterschiedlich mächtige Arkosebänke („Heiligenstein Arkosen-Member“: VASICEK, 1991). Nahe der Oberkante dieser Arkosebänke schalten sich mächtige Konglomeratbänke mit Kristallingeröllen (Abb. 44, 260) ein („Heiligenstein Konglomerat-Lagen“: VASICEK, 1991).

Für den etwa 400 m mächtigen, darüber folgenden jüngsten Profilabschnitt ist ein Zurücktreten der groben Sedimente charakteristisch. Es handelt sich um eine Abfolge von rotbraunen Siltsteinen, die mit Arkosen wechsellagern. In diesen Arkosen sind kaum verwitterte, rötliche Kalifeldspäte auffallend („Lamm Siltsteine/Arkosen-Member“, Abb. 43, 259: VASICEK, 1991).

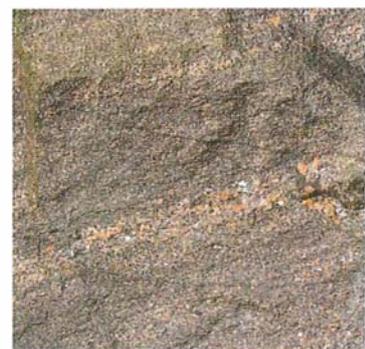
Eine abwechslungsreiche Folge von roten und grauen Tönen, in die Sandstein- und Arkoselinsen eingeschaltet sind („Geißberg Sandstein-Member“: VASICEK, 1991), bildet den höchsten Abschnitt und Abschluss des Zöbinger Profils.



**Abb. 41:**  
Siltstein der basalen Zöbing-Formation – Zöbing („Rockenbauer-Keller“)  
(Foto P. Ableidinger)



**Abb. 42:**  
Sandstein der basalen Zöbing-Formation – Zöbing („Rockenbauer-Keller“)  
(Foto P. Ableidinger)



**Abb. 43:**  
Wechsellagerung von Siltsteinen und Arkosen mit rötlichen Kalifeldspäten der höheren Zöbing-Formation – Zöbing  
(Foto P. Ableidinger)

### Altersstellung und Ablagerungsbedingungen

Die Sedimentgesteinsserie von Zöbing, die Zöbing-Formation, lässt einen zusammenhängenden Schichtaufbau erkennen. Durch die aus diesen Sedimenten geborgenen Pflanzenfossilien, deren zeitliche Verbreitung in erster Linie aus den verschiedenen Steinkohlebecken Eu-



**Abb. 44:**

Konglomerat-Bänke des „Heiligenstein Arkosen-Members“ – Zöbing (vis a vis Kampbad Langenlois) (Foto F.F. Steininger)

ropas bekannt ist, kann das geologische Alter der im unteren Teil der Schichtfolge von Zöbing auftretenden Sedimente mit biostratigraphischen Methoden gesichert vom Oberkarbon (Stephan) bis ins Unterperm (unteres Rotliegend: Autun) eingestuft werden (siehe Tabelle 1).

Mit dem Einsetzen der „Heiligenstein Konglomerat-Lagen“ nahe der Oberkante des „Heiligenstein Arkosen-Members“ kommen auch Vulkanitgerölle vor, dies ist für die zeitliche Einstufung von besonderer Bedeutung. Dieses Einsetzen der grobklastischen Fazies und das Auftreten von Abtragungsprodukten aus vulkanischen Serien sind als Auswirkung der saalischen Gebirgsbildungsphase anzusehen. Die saalische Phase charakterisiert im Perm die Grenze vom unteren Rotliegend (Autun) zum oberen Rotliegend (Saxon) (VASICEK, 1977).

Als ursprüngliche Ablagerungsbereiche im Oberkarbon werden von SCHINDLER & HAMPE (1996) kleine, seichte, eutrophe Seen mit vegetationsreicher Uferzone oder größere, zeitweise stagnierende Tümpel im Bereich von Flussschlingen interpretiert.

Im Perm erfolgte dann der Übergang von einem feucht-warmen zu einem trocken-heißem Klima, bei dem die rotbraunen Arkosen, Konglomerate und bunten Tone unter wüstenartiger Bedingungen abgelagert wurden. Die Zöbing-Formation entspricht der Sedimentfüllung der Boskowitz Furche in Mähren.

## Mesozoikum (Erdmittelalter)

### Trias, Jura, Kreide: 251 bis 65.5 Millionen Jahre vor heute

Im Waldviertel sind aus diesem Zeitabschnitt, dem Mesozoikum, nur wenige geologische Daten in Form von vereinzelt Sedimentresten überliefert (STEININGER & ROETZEL, 1996a). Aus Tiefbohrungen im östlich anschließenden Weinviertel kennen wir unterschiedliche Sedimente aus dem Mesozoikum und können daraus ableiten, dass altersgleiche Sedimente wahrscheinlich auch teilweise im Waldviertel vorhanden waren, jedoch in diesem Raum der späteren Abtragung zum Opfer gefallen sind. Der Bereich des Waldviertels war jedoch vom Mesozoikum bis ins ältere Tertiär, also durch rund 225 Millionen Jahre, größtenteils Festland. Nur in Südböhmen, im Becken von Třeboň (Wittingau), das sich von Tschechien in den Raum von Gmünd fortsetzt, und im Becken von České Budějovice (Budweis) sind in Süßwasserseen abgelagerte mächtige Tone, Grobsande, Konglomerate und Arkosen aus der Oberkreide (Coniac – Santon, ca. 89–84 Millionen Jahre vor heute) nachgewiesen. In den Sedimenten dieser Klikov-Formation, die den Gmünder Schichten (WALDMANN, 1951, vgl. HUBER, 2003) entspricht, sind Kohleflözchen, Muscheln, Schnecken, Blätter und Pollen zu finden.

Die Altersstellung der Ablagerungen in den flachen Senken von Slavonice (Zlabings)–Vitis und um Wielings und Gopprechts, südlich von Litschau, konnte mangels fossiler Reste noch nicht vollständig geklärt werden. Die Ablagerung dieser tonigen und sandigen Sedimente erfolgte entweder zeitgleich mit der Ablagerung der Klikov-Formation in der Oberkreide im Wittingauer Becken, vielleicht aber auch erst im Tertiär (vgl. auch STEININGER & ROETZEL, 1996a, ROETZEL et al., 2005).

## Känozoikum (Erdneuzeit)

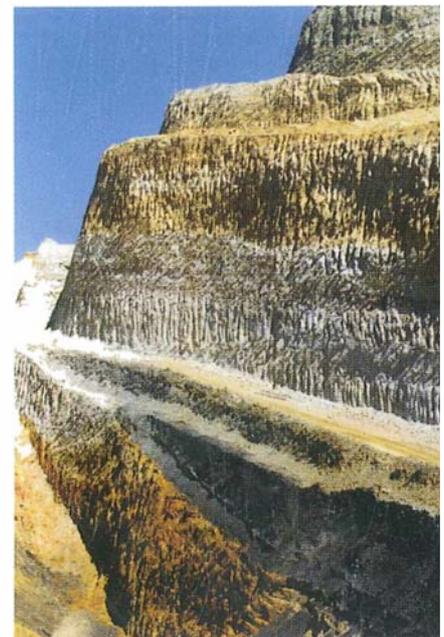
### Älteres Tertiär

#### Paläogen: Paleozän, Eozän und Oligozän:

#### 65.5 bis 23.0 Millionen Jahre vor heute

Im Waldviertel sind obertags aus dem „Älteren Tertiär“ weder paleozäne noch eozäne Sedimente bekannt. Die Böhmisches Masse war zu diesen Zeiten landfest und unterlag bereits lange Zeit der Verwitterung, Abtragung und Landformung. Es ist daher anzunehmen, dass bereits im ausgehenden Alttertiär das ehemals hier hochragende Variszische Gebirge weitgehend zu einer Hügel- bis Penneplain-Landschaft eingeebnet und bis in mehrere 1000 Meter Tiefe, bis zu seinem innersten kristallinen Kern, abgetragen war.

Für die Bildung der heute noch sichtbaren Oberflächenformen der Böhmisches Masse war die Klimaentwicklung im mittleren Paläogen (Eozän; ca. 56–34 Millionen Jahre vor heute) aber von großer Bedeutung. In dieser Zeit herrschten in diesem Raum tropische Klimabedingungen, sodass die Böhmisches Masse einer tief greifenden, tropischen Verwitterung ausgesetzt war. Während dieser tropischen Klimaphase wurden mächtige Verwitterungsdecken gebildet, wobei Roterde (Laterit) und Porzellanerde (Kaolin) entstanden. Als Erosionsrest dieser Verwitterungsdecke blieb Kaolin z.B. im Raum von Mällers-

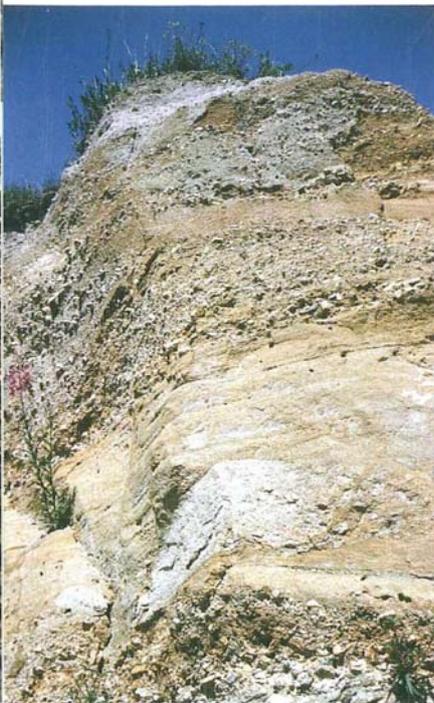


**Abb. 45:**  
Pielacher Tegel überlagert  
von Melker Sand – Sandgrube  
Oberwölbling-Hermannschacht  
(Foto R. Roetzel)

bach erhalten, der an Ort und Stelle durch Verwitterung des Bites-Gneises entstand. Die Kaolinsande von Niederfladnitz, die zur Langau-Formation gerechnet werden, wurden dagegen wahrscheinlich erst im Untermiozän (Ottangium) durch Abtragung und Umlagerung der paläogenen, kaolinitischen Verwitterungsdecke gebildet.

Erst aus dem mittleren und oberen Oligozän (Egerium: 27,3–21,4 Millionen Jahre vor heute, PILLER et al., 2007) kennen wir an der Oberfläche anstehende Ablagerungen von küstennahen Sedimenten (Pielacher Tegel, Melker Sande, Linzer Sande, Älterer Schlier, Abb. 38, 45, 242). Diese Ablagerungen überlagern die kristallinen Gesteine der Böhmisches Masse und dringen in Buchten z.T. weit in die Böhmisches Masse nach Norden vor, wie z.B. im Becken von Gallneukirchen in Oberösterreich oder im Raum Amstetten–Melk und Statzendorf–Krems in Niederösterreich.

Die Pielacher Tegel sind limnische bis brackische Tone, Silte und Sande mit Einschaltungen von Kohleflözen, die in meeresnahen Sümpfen und Flussmündungsbereichen (Ästuar) abgelagert wurden. Die Kohle innerhalb der Pielacher Tegel wurde ehemals im Raum Statzendorf und Thallern bei Krems untertage abgebaut. Im Zuge des fortschreitenden Meeresspiegelanstiegs im oberen Oligozän wurden über den Pielacher Tegeln die küstennahen Melker Sande (in Oberösterreich als Linzer Sande bezeichnet) abgelagert, gefolgt von den bereits aus dem tieferen Meeresbereich stammenden Tonen bis Silten des Älteren Schliers. In den dunkelbraunen Tonen dieses Älteren Schliers findet man auch die wenigen Minerale aus Sedimenten der Molassezone als sekundäre Neubildungen, wie z.B. Gipsrosen oder Calcitfüllungen (Septarien) in Konkretionen. Erstmals sind durch fossile Pollen und Sporen in das Oligozän zu datierende Sedimente auf der südöstlichen Böhmisches Masse zu finden. Es sind schlecht sortierte Sande und Schotter mit Toneinschaltungen der St. Marein-Freischling-Formation (Abb. 46), die durch ihre Kornzusammensetzung und ihre Sedimentstrukturen als Flusssedimente klassifiziert werden können. Diese Sedimente des „Horner Flusses“ sind aus dem Raum Gmünd, Kirchberg am Walde, Großglobnitz, Großpoppen, Neupölla und aus dem gesamten Horner Becken bekannt. Im Horner Becken wurden aus grobsandigen Bereichen verkiesselte Holzreste (Eiche, Esche, Ulme) und wenige Blattabdrücke (Mammutbaum = „Sequoia“, Sumpfyzypresse, Pappel, Platane, Ahorn) nachgewiesen. Diese aufgrund ihres Sedimentaufbaus und Fossilgehalts eindeutigen Süßwassersedimente sind Ablagerungen eines träge fließenden, weit ausufernden, ver-



**Abb. 46:**  
Schotter und Sande der St. Marein-Freischling-Formation – Sandgrube Altpölla (Foto F. F. Steininger)

zweigigen Flusses. Dieser entwässerte das Wittingauer Becken in Südböhmen gegen Osten über das Waldviertel und durch das Horner Becken in den Raum Krems, wo er in das oligozäne Meer mündete (vgl. auch ROETZEL & STEININGER, 1996, ROETZEL et al., 2005).

### Jüngeres Tertiär und Quartär

#### Neogen: Miozän, Pliozän und Pleistozän:

#### 23,0 Millionen Jahre vor heute bis in die Gegenwart

Auch im jüngeren Tertiär war der südliche und östliche Rand der Böhmisches Masse von mehreren Meeresüberflutungen betroffen.

Am Beginn des Jungtertiärs, im Untermiozän, kam es zu einer globalen Klimaerwärmung und einem Meeresspiegelanstieg, der im Bereich der südlichen Böhmisches Masse von Süden und Osten her zu einer Meeresüberflutung in den weiteren Eggenburger bzw. Horner Raum führte. Diese Zeitstufe wird nach den typischen Ablagerungen um Eggenburg als die Zeitstufe des Eggenburgiums (21,4–18,4 Millionen Jahre vor heute, PILLER et al., 2007) bezeichnet.

Während dieser Meerestransgression im Eggenburgium wurden die mächtigen älteren Verwitterungsdecken zuerst aufgearbeitet und alte Landformen wieder exhumierte, und danach wurde dieses alte Relief durch die marinen Ablagerungen teilweise wieder verschüttet.

Am Beginn dieses Meeresvorstoßes lassen tonig-sandige und schlecht sortierte Sedimente, wie die der Mold-Formation im Horner Raum und der Kühnring-Subformation (Abb. 47) im Eggenburger Raum, deren Ablagerung im landnahen, sehr seichten, schlammreichen Bereich mit zeitweiligen Schwankungen des Salzgehalts erkennen. Im Horner Becken zeigt die Sedimentabfolge, wie die Mündung des oben beschriebenen oligozänen „Horner Flusses“ durch den Meeresspiegelanstieg immer weiter nach Norden zurückverlegt wurde und sich in seinem Mündungsästuar mobile Sandkörper, Schlammflächen mit Austernbänken und dahinter Sumpfwälder und Galeriewälder bildeten. Die darüber folgenden, meist sandigen Ablagerungen, wie z. B. die der Fels-Formation (Abb. 48), Loibersdorf-Formation, Burgschleinitz-Formation und Gauderndorf-Formation, oder die fossilreichen Kalksandsteine der Zogelsdorf-Formation (Abb. 49) bzw. der Retz-Formation führen vielfach eine charakteristische Muschel- und Schneckenfauna (vgl. ROETZEL et al., 1999a). Diese Seichtwasserablagerungen aus Meerestiefen bis maximal 50 oder 60 Meter sind im Nordwesten bis in den Raum Sigmundsherberg–Brugg und bis Mollands im Südwesten verbreitet.



**Abb. 47:**

Austernbank in der Kühnring-Subformation – Kühnring (Flur „Judenfriedhof“) (Foto F. F. Steininger)



**Abb. 48:**

Pilgermuscheln (*Oopecten gigas planus* SCHAFFER) aus der Fels-Formation – Fels am Wagram (Foto: F. F. Steininger)



**Abb. 49:**

Pilgermuscheln (*Pecten pseudo-beudanti* DEPÉRET et ROMAN) und Bryozoen-Knollen („Cellepora“) aus der Zogelsdorf-Formation – Zogelsdorf („Johannes Steinbruch“) (Foto F. F. Steininger)



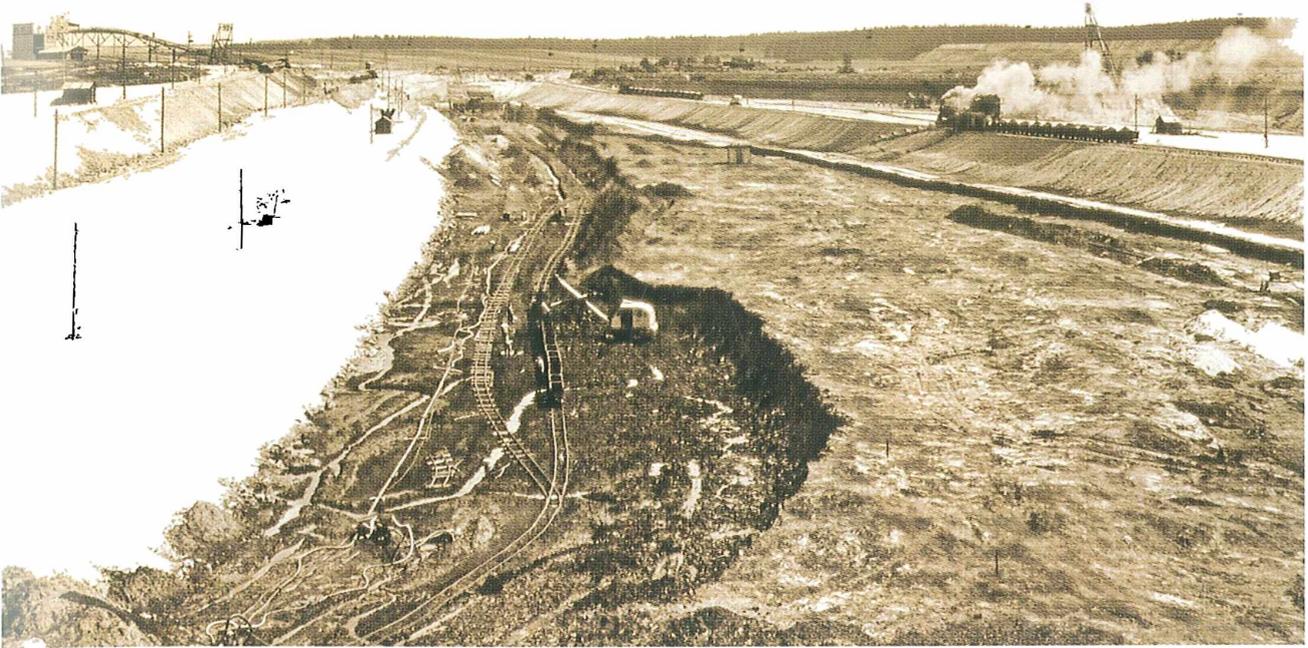
**Abb. 50:**  
Kalksandsteine der Zogelsdorf-Formation im Johannes Steinbruch in Zogelsdorf – heute ein Schausteinbruch (Foto F. F. Steininger)



**Abb. 51:**  
Diatomit (Kieselgur) der Limberg-Subformation, überlagert durch Schlier der Zellerndorf-Formation und quartärem Löss – Parisdorf bei Maissau (Foto F. F. Steininger)

Die fossilreichen Kalksandsteine der Zogelsdorf-Formation, die nur aus dem weiteren Raum der Eggenburger Bucht bekannt sind, bilden mächtige Kalksandstein-Decken. Dieser historische, bereits ab dem 10./11. Jahrhundert beliebte Bau- und Skulpturstein wurde meist in Form von Tiefbrüchen (Abb. 50, 202, 256–258) gewonnen. Bei der späteren Abtragung blieben diese Kalksandstein-Decken als weitgespannte Verebnungsflächen erhalten, aus denen inselartig nur die gerundeten Granitkuppen herausragen – eine typische Landschaftsform im weiteren Raum von Eggenburg.

Im Verlaufe des weiter fortschreitenden Meeresspiegelanstiegs im Untermiozän (Zeitstufe Ottnangium: 18.4–17.4 Millionen Jahre vor heute, PILLER et al., 2007) wurden über den Kalksandsteinen der Zogelsdorf-Formation bzw. den Sanden und Kalksandsteinen der Retz-Formation kalkfreie, oft fein laminierte Tone (Zellerndorf-Formation), z.T. mit Einschaltungen von Diatomit (Kieselgur; Limberg-Subformation, Abb. 51, 249) abgelagert. Die feinkörnigen Ablagerungen der Zellerndorf-Formation und ihre Fossilien weisen auf einen weitaus größeren, sicher über 100 Meter tiefen, marinen Ablagerungsraum hin.



**Abb. 52:**  
Grube des ehemaligen Braunkohlebergbaus in Langau um 1950  
(Foto Bergbau Betriebsgesellschaft Langau)

Im Laufe des Ottnangiums drang das Meer noch wesentlich weiter als im Eggenburgium in seichte Becken und enge Flusstäler gegen Westen und Nordwesten in das Waldviertel vor. Hier lagerten sich im Brackwasser sehr feine Tone (Weitersfeld-Formation) ab. Im Randbereich, in überfluteten Flusstälern, wurden schlecht sortierte Sande und Tone (Langau-Formation) sedimentiert und in einem Ästuar, einer Trichtermündung, kam es zur Bildung von ausgedehnten Kohlesümpfen mit Kohletonen und Braunkohleflözen (Kohle der Langau-Formation, ehemals abgebaut im Braunkohlebergbau bei Langau, Abb. 52, siehe auch Abb. 248). Bei fortschreitendem Meeresspiegelanstieg wurden die Sedimente der Langau-Formation wiederum von seichtmarinen bis brackischen, glimmerreichen Feinsanden (Riegersburg-Formation) überlagert (vgl. ROETZEL et al., 2005).

In den Ablagerungen aus der Zeitspanne des Ottnangiums sind in dieser Region mehrfach Aschenregen von starken Vulkanausbrüchen, die vermutlich in Nordungarn und der Westslowakei erfolgten, dokumentiert (NEHYBA & ROETZEL, 1999). Die Tone haben einen besonders hohen Anteil des Tonminerals Smectit; das bevorzugt bei der Verwitterung von vulkanischer Asche gebildet wird. In vergleichbaren feinkörnigen Ablagerungen im Becken von Niederfladnitz und Langau und in der Umgebung von Znaim wurden Reste von vulkanischem Glastuff und vulkanische Quarze gefunden. Auch in der Nähe von Straning (Abb. 53, 255) ist eine ca. 1 m dicke Schichte von



**Abb. 53:**  
Tuffit aus dem Mittelmiozän,  
Straning (Foto F.F Steininger)



**Abb. 54:**  
 Blockschuttstrom-Sedimente der  
 Mauer-Formation mit eingelager-  
 ten Kristallinblöcken und Matrix  
 aus Robulus-Schlier – Mauer bei  
 Melk (Foto: R. Roetzel)

vulkanischer Asche (Tuffit), jedoch von einem etwas jüngeren vulkanischen Ereignis aus der Mittelmiozän, erhalten geblieben (ROETZEL et al., 1999b).

Am Südrand der Böhmisches Masse, im Raum St. Pölten–Melk, ist aus dem internen Sedi-  
 mentaufbau und der Verteilung der altersgleichen Ablagerungen von Robulus-Schlier und  
 Prinzersdorf-Formation, ähnlich wie in der oberösterreichischen Molasse, ein stärkerer Ein-  
 fluss von Gezeiten abzuleiten. Vom Festland, vom nahen Kristallin des Dunkelsteinerwaldes  
 gelangten Blockschutt-Ströme, wie die der Mauer-Formation von Mauer bei Melk, in diese  
 Flachmeer (Abb. 54). Durch diese Blockschutt-Ströme wurden ältere Sedimente abgetragen  
 und umgelagert, und man findet darin z.T. fossilreiche Sedimentblöcke aus dem Oligozän  
 und dem Eggenburgium (KRENMAYR, 2007).

Im Oberen Ottnangium setzte, wahrscheinlich bedingt durch stärkere Hebungen in den West-  
 alpen, in der westlichen Molasse eine von West nach Ost fortschreitende Rückzugs- und Ver-  
 landungsphase ein. Die Oncophora-Schichten, die besonders in Oberösterreich und Bayern  
 aber auch im Raum St. Pölten und um Brünn verbreitet sind, sind seichtmarine bis brackische  
 Ablagerungen im Randbereich einer stark gegliederten Fluss- und Seenlandschaft.

Auf der östlichen Böhmisches Masse sind vermutlich die schlecht sortierten, tonigen Schotter  
 und Sande der Theras-Formation im Gebiet von Niederfladnitz, Weitersfeld und Theras Zeu-  
 gen dieser regressiven Phase. Ihre Altersstellung ist jedoch ebenso fraglich wie die der Irnfritz  
 Radessen-Formation. Dies sind Erosionsrelikte von fossilereen Schottern, Sanden und Silter  
 im Raum Irnfritz, Pernegg, Zissersdorf und Drosendorf, die meist direkt am Kristallin liegen.

Meeresablagerungen aus dem jüngsten Abschnitt des Untermiozäns und des unteren Mittel-  
 miozäns (Zeitstufen Karpatium: 17.4–16.0 und Badenium: 16.0–12.8 Millionen Jahre vor heute  
 PILLER et al., 2007) sind flächenhaft nur im Raum des heutigen Weinviertels, z.B. als Sedimente  
 der Laa-Formation (Abb. 55, 203) bzw. Grund-Formation und Gaidorf-Formation verbreitet  
 Allgemein ist jedoch festzuhalten, dass es nach eher regressiven Tendenzen im jüngeren Ott-  
 nangium ab dem Karpatium auch global zu einer transgressiven Entwicklung des Meeres  
 spiegels kam. Auf dem Gebiet der südöstlichen Böhmisches Masse sind keine marinen ode-  
 terrestrischen Sedimente aus dem erdgeschichtlichen Zeitabschnitt des Karpatiums bekannt



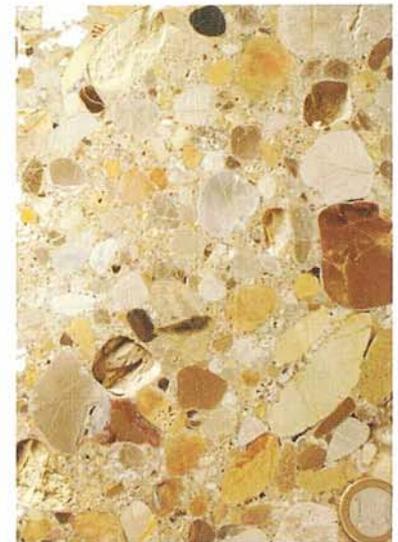
**Abb. 55:**

Sedimente der Laa-Formation – Ziegelwerk Wienerberger, Laa an der Thaya (Foto R. Roetzel)

sie reichen jedoch bei Maissau bis knapp an diese heran. Es ist wohl anzunehmen, dass nun wieder die Abtragung der älteren, marinen Sedimente einsetzte – eindeutige Hinweise darauf fehlen jedoch bisher gänzlich.

Am Beginn des Mittelmiozäns, im unteren Badenium, drang das Meer wieder flächenhaft von Osten vor, wobei auch der Raum Krems und die Wachau überflutet wurden. Von dort sind marine Küstenablagerungen aus dem Raum von Göttweig–Furth, Krems–Langenlois und von Weißenkirchen bis nach Spitz a.d. Donau bekannt. Wir können daher annehmen, dass bereits um 15 Millionen Jahre vor heute die Talung der heutigen Donau, zumindest von Spitz bis Krems, als Meeresbucht existiert hat. Aus den Alpen, die damals bereits in ihrer heutigen geographischen Position lagen, aber sicherlich noch keine Hochgebirgslandschaft waren, schüttete ein Vorläufer der heutigen Traisen ein mächtiges Schotterdelta in dieses Badener Randmeer (Hollenburg-Karlstetten-Formation, Abb. 56, 204, 247). Die weit in das Meer vorgreifenden zungenartigen Schüttungen dieses Deltas aus sandig-mergeligen und schotterigen Sedimenten sind bis Gneixendorf, Langenlois, Mollands und Obernholz zu finden. Sie weisen unter anderem auch darauf hin, dass die Böhmisches Masse zu dieser Zeit orographisch deutlich tiefer gelegen war und erst später herausgehoben wurde.

Im oberen Mittelmiozän – dem Sarmatium (12.8–11.6 Millionen Jahre vor heute, PILLER et al., 2007) – wurde die Paratethys fast völlig von den Weltmeeren abgeschnitten und es kam zur Ausbildung eines großflächigen Binnenmeeres, welches vom Wiener Becken bis an den Aralsee reichte. In unserem Raum



**Abb. 56:**

Konglomerat der Hollenburg-Karlstetten-Formation mit überwiegend kalkalpinen Geröllen (roter Radiolarit, verschiedene Kalke) – Groß Rust (Sandgrube Robineau) (Foto P. Ableidinger)

erstreckte sich im unteren Sarmatium ein Binnen-Meeresarm in einer wahrscheinlich schon im Badenium fluviatil geschaffenen Rinne vom Wiener Becken über das heutige Zayatal und den Raum Hollabrunn–Ziersdorf bis nach Langenlois. Damit wurde bereits der Verlauf eines Entwässerungssystems vorge-



**Abb. 57:**  
Folge von Schotter, Sanden und  
Tonen der Hollabrunn-Mistelbach-  
Formation –Ablagerungen der  
„Urdonau“– Sandgrube Weyerburg  
(Foto M. Harzhauser)

zeichnet, welches später auch vom obermiozänen Vorläufer der Donau benutzt wurde.

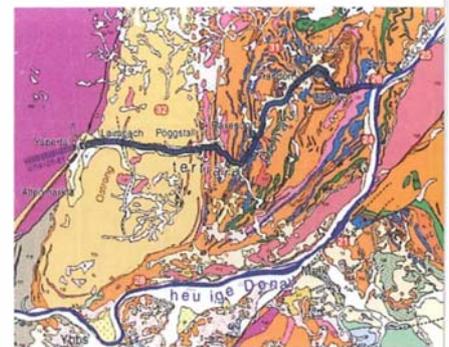
Mit dem Beginn des Obermiozäns (Zeitstufe Pannonium: 11.6–6.2 Millionen Jahre vor heute, PILLER et al., 2007) und dem weiteren Zurückweichen des Meeres in der Paratethys dominierte in unserem Raum wieder die Abtragung der älteren Meeresablagerungen durch Flüsse. Durch stärkere Hebungen in den Westalpen und der westlichen alpinen Vortiefe kam es zur Umstellung des gesamten Entwässerungssystems. Während vor dem Obermiozän der gesamte oberösterreichisch-bayerische Molasseraum gemeinsam mit dem Molasseraum der Schweiz nach Westen entwässerte, entstand nun das nach Osten gerichtete „Donau“-Entwässerungssystem.

Unmittelbar angrenzend an die hier besprochene Region hinterließ im Weinviertel ein als „Urdonau“ bezeichnetes Flusssystem, das aus dem Westen kommend in dieser Zeit das

Gebiet durchquerte, Schotter und Sande der Hollabrunn-Mistelbach-Formation (NEHYBA & ROETZEL, 2004, Abb. 57, 246). Diese Ablagerungen findet man heute auf einem markanten Höhenzug, der von Krens über Hohenwarth, Ziersdorf, Hollabrunn und den Ernstbrunner Wald in den Raum von Mistelbach zieht. Im Bereich dieses Höhenrückens befanden sich ursprünglich die weit verzweigten Flussrinnen – die ehemals tiefsten Bereiche dieses Flusssystemes. Bei der späteren Erosion widerstanden diese groben Sedimente weit mehr der Abtragung als die feineren und älteren Meeresablagerungen beiderseits des Flussbereiches, wodurch dieser Höhenrücken entstand – ein sehr charakteristisches Beispiel von Reliefumkehr. Im Raum von Mistelbach mündete diese „Urdonau“ mit einem großen Delta in den im Wiener Becken bestehenden Pannonen See, der bereits einen reduzierten Salzgehalt aufwies und im Laufe des Pannoniums aussüßte. Mit Hilfe der fossilen Reste der Tiere und Pflanzen in den Ablagerungen aus dieser Zeit ist die damalige Landschaft beiderseits des Flusses am besten mit der heutigen Savannen- und Flusslandschaft Afrikas zu vergleichen.

Die Fortsetzung dieser Flussrinne nach Westen ist vermutlich in den Ablagerungen in der Senke Laimbach–Pöggstall–Trandorf zu suchen (Abb. 58). In diesem Raum findet man durch Pollenfloren charakterisierte limnisch-fluviatile Ablagerungen (Konglomerate, Sande, Silte, Tone und Kohleflözchen), die wahrscheinlich aus diesem Zeitabschnitt (Pannonium–Pontium) stammen. Nicht ganz geklärt ist bisher, ob zu dieser Zeit bereits eine Talung zwischen Spitz und Melk bestand, die von einem Nebenfluss, wie z.B. der Enns, benutzt wurde oder das Tal der Wachau in diesem Bereich jüngerer Alters ist (NAGL & VERGINIS, 1989).

Generell wird angenommen, dass es im Pliozän, also vor ca. 5 Millionen Jahren, durch die weiterhin nordwärts vordringenden alpinen Einheiten nochmals zu einer bedeutenden Heraushebung der Böhmisches Masse bei gleichzeitiger Absenkung des Vorlandes kam. Durch die damit verbundene erhöhte Reliefenergie ist wahrscheinlich das Defizit an Ablagerungsgesteinen aus diesem Zeitabschnitt, aber auch die großflächige Erosion älterer, oligozäner und miozäner Ablagerungen im Bereich der Böhmisches Masse und seines Vorlandes zu erklären. In dieser Zeit erfolgte auch die schluchtartige, V-förmige Eintiefung der vorher auf den Hochflächen mäandrierenden Flüsse am Rand der Böhmisches Masse, wie z.B. des Kamps, der Krens, der Thaya, aber auch der Donau in der Wachau und im Nibelungengau (vgl. ROETZEL et al., 2005).

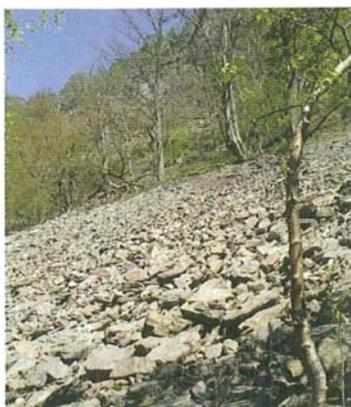


**Abb. 58:** Rekonstruktion des Laufes der „Ur-Donau“ von Spitz in der Wachau gegen Osten über Krens und Hollabrunn in den Bereich Mistelbach (NEHYBA & ROETZEL, 2004)

**Abb. 59:**  
 Quartäre Abfolge von Löss, Lehm  
 und Bodenbildungen – Umfahrung  
 Jetzelsdorf  
 (Foto R. Roetzel)



**Abb. 60:**  
 Eiszeitliche Windkanter aus der  
 Sandgrube Rottal bei Litschau  
 (Foto P. Ableidinger)



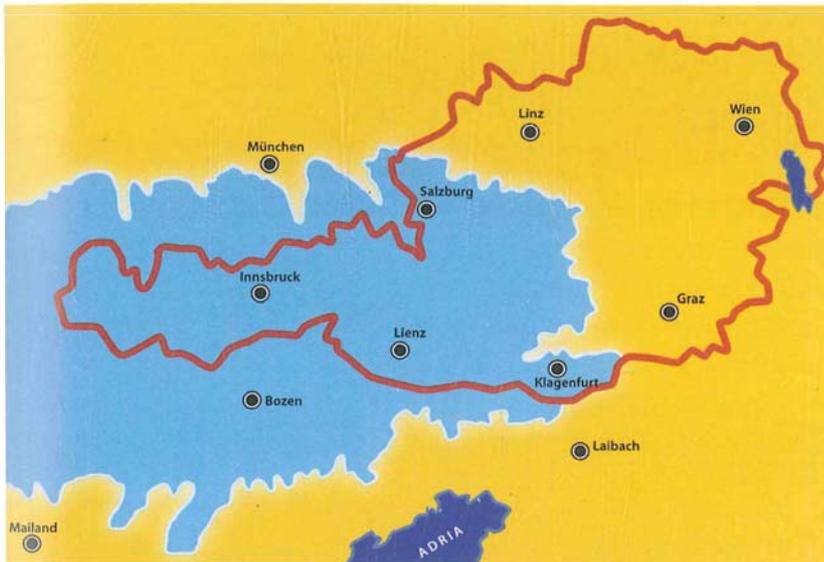
**Abb. 61:**  
 Eiszeitliche Blockschutthalde,  
 Kamptal bei Fuglau  
 (Foto F. F. Steininger)

Mit dem astronomisch gesteuerten Wechsel von Kalt- und Warmzeiten im Pliozän und Pleistozän wurde die zyklische Wiederholung von Lössablagerung und Bodenbildung (Abb. 59, 251) bzw. von Aufschüttung und Erosion von Flussablagerungen und damit der Terrassenbildung entlang großer Flüsse eingeleitet. Diese Zyklen stehen in unmittelbarem Zusammenhang mit der Klimageschichte und damit mit der Vereisungsgeschichte der letzten 2,5 Millionen Jahre. In diesem Zeitrahmen wurden Täler wie das heutige Kamptal und das Thayatal mit ihrer typischen Flussterrassen-, Mäander- und Umlaufberglandschaft angelegt, welche z.T. auch durch die Bruchtektonik in ihrem Verlauf bestimmt werden. Unter diesen klimatischen Voraussetzungen entwickelte sich großteils die heutige Geomorphologie im Bereich der Böhmisches Masse und ihrer Randgebiete.

Die ältesten datierten Sedimente aus dieser Zeit sind die mächtigen mittelpliozänen Rotlehme von Neudegg und die Rotlehm-Löss-Bodenfolge aus dem oberen Pliozän von Stranzendorf, deren Akkumulation vor rund 2,5 Millionen Jahren begann. Auch manche Löss im Raum Krems und Langenlois haben wahrscheinlich ähnliche Alter. Die meisten Löss stammen aber aus dem Pleistozän (1,8 Millionen Jahre bis 10.000 Jahre vor heute), einem Zeitabschnitt, der durch mehrmalige Wechsel von Kalt- und Warmzeiten geprägt war.

Löss entstand in den Kaltzeiten des Pleistozäns und ist ein durch den Wind verfrachtetes und abgelagertes Sediment. Dieses feinkörnige Sediment wurde mit dem Gesteinsschutt von den Eismassen der Gletscher in den Alpen abgetragen und von den Flüssen ins Vorland transportiert. Dort wurde der feine Staub von den vorherrschenden West- und Nordwestwin-

den aus den trockenen Bereichen der Flussebenen ausgeweht und anschließend vor allem im Windschatten der Hügel, und dort meist an den nach Osten und Südosten gerichteten Hängen, wieder abgelagert. In den wärmeren und feuchteren Perioden des Pleistozäns konnten sich durch das gemäßigte Klima und die Vegetation Böden auf den Lössen bilden, die heute in den Lössen als rotbraune, dunkelbraune bis schwarze Lagen zu erkennen sind (Abb. 59). Ebenso wurden in den Kaltzeiten des Pleistozäns die Blockhalden der Flusstäler gebildet (Abb. 61), sowie Schotter und Sande entlang der großen Flüsse abgelagert. In diese schnitten sich die Flüsse in den wärmeren Zeitabschnitten durch die stärkere Wasserführung wieder ein. Dadurch entstanden die Terrassenlandschaften dieser Täler. Neben den bekannten Terrassenlandschaften entlang der großen Flüsse am Süd- und Ostrand der Böhmisches Masse sind auch entlang der Lainsitz im Raum von Gmünd, zwischen Dietmanns und Neu-Nagelberg, ausgeprägte quartäre fluviatile Terrassen zu erkennen. Die starke Windeinwirkung in dem vegetationsarmen Gebiet während der kaltzeitlichen Phasen belegen auch die Sande von Rottal bei Litschau, östlich des Stankauer Teiches. Diese Sande sind nicht nur durch ihre sehr gute Sortierung und Rundung, sondern auch durch ihre Verbreitung und morphologische Ausprägung als äolische Dünenablagerungen erkennbar. Zusätzlich sind in diesen Ablagerungen, aber auch in der weiteren Umgebung, immer wieder sogenannte Windkanter (Abb. 60), das sind durch den Wind facettierte Gesteinsblöcke, zu finden (vgl. auch STEININGER & ROETZEL, 1996b, FRANK & RABEDER, 1996).



**Abb 62:** Rekonstruktion der maximalen Gletscherausbreitung während der letzten Eiszeit – (Van Husen, 1987). Das durchgehend vergletscherte Gebiet reichte etwa bis zur Enns; der gesamte Donauraum, das Wein- und Waldviertel waren immer eisfrei. Salzburg lag zum Beispiel ca. 110 m unter dem Gletschereis.

#### Literatur:

FRANK & RABEDER (1996), HUBER (2003), KRENMAYR (2007), NAGL & VERGINIS (1989), NEHYBA & ROETZEL (1999, 2004), PILLER et al. (2007), ROETZEL et al. (1999a, b, 2005), ROETZEL & STEININGER (1996), SCHINDLER & HAMPE (1996), STEININGER & ROETZEL (1996a, b), VAN HUSEN (1987), VASICEK (1977, 1991), WALDMANN (1951).

ANDREAS STÜTZ

KAISERL. KÖNIGL. RATHS UND DIRECTORS DER  
KAISERL. KÖNIGL. NATURALIEN-SAMMLUNG  
IN WIEN, etc. etc. etc.



MINERALOGISCHES  
TASCHENBUCH.

ENTHALTEND  
EINE ORYCTOGRAPHIE

VON  
UNTERÖSTERREICH

ZUM GEBRAUCHE  
REISENDER MINERALOGEN.

HERAUSGEGEBEN  
VON J. G. MEGERLE V. MÜHLFELD.

XIV DES VERFASSERS PORTRAIT.

*Wagner's Buchhandlung*

ANDREAS STÜTZ  
Wien 1748.  
1866.

in Gei



MINERALE  
ÖSTERREICHS  
VON  
SIGMUND

