

43863,80

SONDERDRUCK AUS:
Beiträge zur Waldviertel-Forschung 1994:
Das Waldviertel als Natur- und Kulturraum



**Festschrift aus Anlaß des 10-jährigen
Bestandsjubiläums des Instituts für angewandte
Öko-Ethologie in Rosenberg
ISBN 3-9500313-0-8**

Zitiervorschlag:

DICK, G. (HRSG.): Das Waldviertel als Natur- und Kulturraum, Festschrift aus Anlaß des 10-jährigen Bestandsjubiläums des Instituts für angewandte Öko-Ethologie in Rosenberg. Beiträge zur Waldviertel-Forschung 1994.

Beiträge zu einer präquartären Landschaftsgeschichte des östlichen Waldviertels und des Kamptales

Fritz F. STEININGER und Reinhard ROETZEL

Einleitung

Das östliche Waldviertel wird geologisch zur großtektonischen Einheit der Böhmisches Masse gerechnet. Der östliche Teil mit Graniten des Types Maissau und den darüber liegenden Hüllgesteinen (Phyllite, Gneise, Marmore und Kalksilikatgesteine) baut die tektonische Einheit des Moravikum auf, während der westliche Teil mit Glimmerschiefer- und Gneiszonen, Marmor- und Amphibolitzügen, Granuliten, diversen Graniten etc. zur tektonischen Einheit des Moldanubikum gerechnet wird. Diese beiden aus unterschiedlichsten „kristallinen“ Gesteinen aufgebauten Einheiten der Böhmisches Masse wurden im oberen Paläozoikum von einer letzten (variszischen) gebirgsbildenden Phase erfaßt, umgeformt und tektonisch in ihre heutige Position gebracht.

Diesen „kristallinen“ Gesteinsserien aufgelagert finden sich Reste von Sedimenten aus verschiedensten Zeitabschnitten der jüngeren, spätpaläozoischen, mesozoischen und känozoischen Abtragungsgeschichte dieses ehemaligen variszischen Gebirgssystemes. Die sedimentologischen Merkmale (Kornzurundung, Korngrößenverteilung, Sedimentzusammensetzung, Sedimentstrukturen) und die darin enthaltenen Fossilien erlauben uns Aussagen über die Entstehung dieser Sedimente, über ihren Ablagerungsraum und ihre Altersstellung. Mit Hilfe dieser Sedimente, die uns aus den älteren Zeitabschnitten oft nur mehr in kleinen Relikten, oder nur in Tiefbohrungen erhalten sind, wird versucht, Hinweise zur präquartären Landschaftsgeschichte des östlichen Waldviertels beizubringen, wobei unter anderem auch Hinweise auf die Entwicklung der Entwässerungssysteme dieses Raumes gegeben werden sollen (vgl. dazu: Geologische Karte im Artikel von A. KRAPPENBAUER).

Bewußt werden hier drei zeitliche, eben präquartäre Abschnitte zusammengefaßt und nur ein kurzer Ausblick auf die jüngere und jüngste Ent-

wicklung hinzugefügt. Eine Darstellung der Pliozänen und Pleistozänen Entwicklung wäre nur unter Einbeziehung von weiteren, in den älteren Abschnitten dieser Landschaftsgeschichte leider nicht derart detailliert bekannten Gesichtspunkten (wie z. B. Klimatologie, Geomorphologie, Pädologie etc.) zu behandeln und würde daher weit über den hier vorgesehenen Rahmen hinausgreifen.

Jüngeres Paläozoikum und Mesozoikum (290 bis 65 Millionen Jahre vor Heute)

Das Jungpaläozoikum von Zöbing

Aus dem Paläozoikum sind uns an der Wende Karbon/Perm (ca. 290 Mill. Jahre vor Heute) die Sedimente des Jungpaläozoikum von Zöbing in einem tektonisch – im Verlaufe des Diendorfer Störungssystemes – angelegten Graben in einer Mächtigkeit von ca. 1300 Meter erhalten geblieben (VASICEK 1977, 1983, 1991).

An der Basis der Zöbing-Formation liegen hier über einer bereits zur Zeit der Ablagerung dieser Sedimente eingeebneten Kristallinfläche (der Granulit-Scholle von Zöbing-Diendorf) ein über 300 Meter mächtiger Schichtstoß von meist feinkörnigen, dunklen, gut geschichteten Siltsteinen mit Sandsteinbänken (Leopoldacker-, Rockenbauer-, Kalterbachgraben- und Kampbrücke-Member). Charakteristisch für diesen Profilabschnitt sind eingeschaltete Kohleflözchen, Pflanzenfossilien (hauptsächlich Farne und Koniferen), Würmröhren (*Spirorbis*), Süßwassermuscheln und Schnecken (*Anthracosia*, *Carbonicola*, *Anthracopupa*), Ostracodenschälchen und Insektenresten (schabenartige Formen: *Sysciophlebia*).

Es folgen bis 700 Meter mächtige Arkosebänke mit untergeordneten Sand- und Siltsteineinschaltungen. Gegen Hangend schalten sich Konglomeratbänke ein (Heiligenstein-Member). Im

jüngsten erhaltenen Profilabschnitt mit einer Mächtigkeit von ca. 400 Meter herrschen siltige Rotsedimente mit Einschaltungen von Arkose- und Sandsteinlagen und Sandsteine vor (Lamm- und Geißberg-Member).

Diese Gesteinsabfolgen und die darin erhaltenen Fossilien lassen im untersten Abschnitt auf eher ruhige Ablagerungsbedingungen in einem vielleicht stehenden Süßwasserbereich schließen. Klimatisch sind diese Gesteine wahrscheinlich unter humiden Bedingungen entstanden. Die mächtigen darüber folgenden Arkosen sind rasch geschüttete, unreife Sedimente mit eckigen Körnern wobei vor allem die Erhaltung der Feldspate auf eher aride, wahrscheinlich wüstenartige Bedingungen schließen läßt. In den folgenden Geröllhorizonten finden wir gut gerundete Gerölle z.T. bis 1 Meter im Durchmesser. Es sind Quarzite, Marmore, Gneise, Granulite und Quarzporphyre. Dieser Sedimentbestand weist entweder auf eine intensive, bereits tiefgreifende Erosion des variszischen Gebirges hin oder auf die einsetzende Aktivität der Diendorfer Störungszone. Gegen das Hangende wechseln diese rasch und schlecht aufbereiteten „wildbachartigen“ Arkoseschüttungen zu Einschaltungen von typischen Flußsedimenten mit Gerölllagen, die aus den hochenergetischen und Silten, welche aus den eher niederenergetischen Bereichen dieses Flußsystemes stammen dürften. Leider ist es durch die enge Begrenzung des Vorkommens des Jungpaläozoikum von Zöbing und den schlechten Aufschlußverhältnissen nicht möglich nähere Aussagen über Fließrichtung etc. zu treffen.

Generell können wir jedoch feststellen, daß im Jungpaläozoikum der Raum des östlichen Waldviertels landfest war und das variszische Bergland wahrscheinlich einer intensiven Verwitterung und Abtragung unterlegen ist, die in diesem Raum das Gebirge unter einer – hier bis über 1300 Meter – mächtigen Sedimentdecke begraben hat.

Diese Situation zeigen auch die Tiefbohrungen im Osten, wo auf einer Linie – östlich des Mailberger Abbruches – östlich Mailberg – Hollabrunn das kontinentale Jungpaläozoikum ange-

troffen wurde, ebenso wie im Westen im Raum Salzach – Bad Hall. (MALZER & AL. 1993; WESSELY & AL. 1993).

Die heutigen plattentektonischen Rekonstruktionen lassen uns zu dieser Zeit einen einzigen Großkontinent rekonstruieren: Pangea. Dieser wird von Osten her durch das Tethysmeer in das nördlich davon gelegene Laurasien (Nordamerika-Europa-Asien) und das südlich davon gelegene Gondwana Land gegliedert. Dabei kommt Zöbing im Bereich des Äquators zu liegen und seine Steinkohlenwald-Flora ist Teil des äquatorialen Steinkohlenwald-Gürtels von Laurasien.

Mesozoikum

Aus dem Mesozoikum (250 bis 65 Millionen Jahre vor Heute) sind uns bisher aus dem östlichen Waldviertel kaum Sedimente bekannt. Sedimente waren jedoch sicher vorhanden, dies läßt sich aus Tiefbohrungen im östlich anschließenden Weinviertel ablesen. Altersgleiche Sedimente sind offenbar in unserem Raum der späteren Abtragung zum Opfer gefallen. Wahrscheinlich war unser Raum auch in der Trias landfest und damit der Verwitterung und Abtragung ausgesetzt. Vielleicht reichen sogar die obersten Bereiche der Ablagerungen von Zöbing bis in diesen Zeitabschnitt der Erdgeschichte. Die in den Tiefbohrungen des Weinviertels erschlossenen, in marinen Ablagerungsräumen gebildeten Gesteine des Jura und der Kreide lassen jedoch vermuten, daß unser Raum vielleicht zeitweise in unmittelbarer Küstennähe gelegen hat (MALZER & AL. 1993; WESSELY & AL. 1993). Nur im Gmünder Raum und im nördlich daran anschließenden Tschechien (Budweiser- und Wittingauer Becken) sind in Süßwasserseen abgelagerte Sedimente der Kreide mit Kohleflözchen, Muscheln, Schnecken und Blättern nachgewiesen. Ähnliche Kreidesedimente sind auch westlich von Amstetten durch Tiefbohrungen in Form von tonigen Sandsteinen mit Kohleflözchen erschlossen (MALZER & AL. 1993).

Älteres Tertiär (Paleozän, Eozän und Oligozän) (65 bis 23.8 Millionen Jahre vor Heute)

Obertags anstehend sind weder Paleozäne noch Eozäne Sedimente aus dem Waldviertel bekannt. Weltweit ist die Zeitwende Mesozoikum / Känozoikum durch globale regressive Tendenzen im marinen Bereich charakterisiert. Dies erklärt auch die Tatsache, daß über dem kristallinen bzw. mesozoischen Untergrund des gesamten nördlichen Molasseschelfes von Bayern über Oberösterreich bis Niederösterreich unter der jüngeren teriären und quartären Bedeckung auch keine marinen oder limnischen Sedimente des Paleozän erbohrt wurden. Erst das weltweit transgressiv entwickelte Eozän ist in Oberösterreich im höheren Eozän in küstennaher bis limnischer Fazies gegen Norden bis in den Raum von Wels in Tiefbohrungen erfaßt. Nach Osten reicht diese küstennahe Fazies bis in den Raum westlich von Amstetten. Von hier gegen Osten bzw. gegen Nordosten sind auch in den zahlreichen Tiefbohrungen keine eozänen Sedimente über dem kristallinen Molasseschelf bekannt. Allerdings kennen wir im Bereich Amstetten – Tulln aus Tiefbohrungen das sogenannte „Moosbierbaumer-Konglomerat“. Auf Grund von sedimentologischen Kriterien handelt es sich um Flußablagerungen, die altersmäßig in den Zeitabschnitt des höheren Eozän gestellt werden (MALZER & AL. 1993).

Daraus läßt sich ableiten, daß die Böhmisches Masse auch im Eozän weiterhin landfest war und der Verwitterung, Abtragung und Landformung unterlag.

Klimatisch erreichen wir im Eozän die letzte globale, optimale Wärmephase des gesamten Känozoikum und können auch in unserem Raum zum letzten Mal mit tropischen Klimaten rechnen. Im Zuge dieser tropischen Klimabedingungen kommt es auf der Böhmisches Masse zu einer tief in die Gesteine eingreifenden tropischen, lateritischen Verwitterung, mit den dafür charakteristischen Roterdeböden (die wir in früholigozänen Sedimenten umgelagert finden), silikatischen Verwitterungsdecken (Relikte davon kennen wir aus dem weiteren Raum des Kremstales) und einem morphologischen Verwitterungsformenschatz, der sich ausschließlich unter tropischen

Bedingungen bildet. Zeugen davon finden sich besonders über den diversen Granitarenalen des Waldviertels und liegen heute als die bekannten Blockmeere oder Blockheiden (mit den „Woll-sackformen“ der Granite) vor (STEININGER, 1993).

Es ist anzunehmen, daß bereits im ausgehenden Alttertiär das ehemals hier hochragende „Variszische Gebirge“ weitgehend zu einer Hügel- bis Penneplain-Landschaft eingeebnet und bis in mehrere 10er Kilometer Tiefe bis zu seinem innersten „kristallinen“ Kern exhumiert war.

Weltweit kam es mit dem Beginn des Oligozän (33.7 Millionen Jahre vor Heute) zu einer wesentlichen Klimaverschlechterung und es wird angenommen, daß es ab dem Oligozän zum Aufbau der polaren Eiskappen gekommen ist. Zuerst – ab dem Oligozän – im Antarktischen Raum und ab dem Jüngeren Miozän im Arktischen Raum. Generell spricht man an der Wende Eozän zu Oligozän von der Wende von einem globalen „Greenhouse“ Klimasystem zum bis heute andauernden globalen „Icehouse“ Klimasystem.

Aus dem mittleren und oberen Oligozän kennen wir auch obertags anstehende Ablagerungen von küstennahen Meeressedimenten (Älterer Schlier, Linzer Sande, Melker Sande und Pielacher Tegel). Diese Meeresablagerungen reichen bis an den heutigen obertags anstehenden Bereich der kristallinen Gesteine der Böhmisches Masse heran und greifen z. T. in Buchten weit in die Böhmisches Masse nach Norden vor, wie z. B. im Gallneukirchener Raum in Oberösterreich oder im Dunkelsteiner Wald in Niederösterreich.

Im Bereich der südöstlichen Böhmisches Masse reichte die Meeresverbreitung bis in den Raum von Krems – Langenlois, im Osten hingegen nur etwa bis Hollabrunn.

Erstmals finden wir durch Pollen und Sporen in das Oligozän zu datierende Sedimente auf dieser südöstlichen Böhmisches Masse. Es handelt sich um schlecht sortierte Sande und Schotter mit Toneinschlaltungen, die als St. Marein-Freischling-Formation bezeichnet werden und die wir in diesem Raum sedimentologisch weitreichend korrelieren können (STEININGER & ROETZEL 1991).

Wir kennen die Ablagerungen aus zahlreichen Erosionsresten aus dem Raum Gmünd, Kirchberg am Wald, Großglobnitz, Großpoppen und Neupölla und aus dem gesamten West/Ost- und Nord/Süd- Ast des Horner Beckens. Hier sind besonders im Süden, im Raume Freischling – Maiersch tonig-siltige Pakete mit Kohleflözchen entwickelt, die die biostratigraphischen Pollen- und Sporen-Daten geliefert haben. Aus den übrigen, oft grobsandigen Bereichen, sind an Fossilien vorwiegend im West/Ost gerichteten Ast des Horner Beckens verkieselte Holzreste (Eiche, Esche, Ulme) und wenige Blattabdrücke (Mammutbaum = „Sequoia“, Sumpfpypresse, Pappel, Platane, Ahorn) bekannt geworden (STEININGER & ROETZEL 1991; CICHOCKI & AL. 1991). Diese fluviatilen – lakustrinen Sedimente lassen sich über das Stoßfeld und Hochfeld südlich von Maiersch bzw. Freischling nach Fernitz und am Tettengst bzw. bis Plank im Kamptal und nordnordwestlich Altenhof (Goldberg) im Kamptal verfolgen. Von hier dann weiter oberhalb von Schönberg und bei Diendorf und Oberholz, am Heiligenstein, sowie an der Straße nach Mollands.

Auf Grund der sedimentologischen Übereinstimmung und ihrer Überlagerung durch die Meeresablagerungen des Eggenburgium (siehe unten) bedecken wahrscheinlich gleichaltrige Sedimente auch den Raum südwestlich von Sigmundsherberg und ziehen von hier in einer breiten Rinne nach Südosten gegen Klein Meiseldorf. Hier werden sie von den Meeresablagerungen des Eggenburgium bedeckt.

Diese auf Grund ihres Fossilgehaltes eindeutigen Süßwassersedimente, die durch ihre Kornzusammensetzung und ihre Ablagerungsstrukturen als Flußsedimente klassifiziert werden können, stellen das Entwässerungssystem eines träge fließenden, weit ausufernden und mäandrierenden Flusses dar. Dieser entwässerte das Wittingauer Becken in Südböhmen gegen Osten über das Waldviertel und durch das Horner Becken über Freischling – Plank, Schönberg – Oberholz und Mollands – Langenlois gegen Krems wo er in das oligozäne Meer mündete. Ein solches Flußsystem wurde bereits von SCHAFFER (1914) und WALDMANN (1951) postuliert.

Jüngerer Tertiär (Miozän) (23.8 bis 5.3 Millionen Jahre vor Heute)

Während wir im oberen Oligozän global regressive Tendenzen des Meeresspiegels sehen, kam es am Beginn des Unteren Miozän zu einer globalen Transgression und gleichzeitig zu einer positiven Klimaschwankung.

Dieser globale Meeresspiegelanstieg führte auch im Bereich der südlichen Böhmisches Masse zu einer Meeresüberflutung, die von Süden und Osten her in den weiteren Eggenburger bzw. Horner Raum vorgriff. Anhand der Entwicklung der Sedimente die uns diesen Meeresspiegelanstieg erkennen lassen, (z. B. Mold-Formation im Horner Raum) sehen wir, wie die Mündung des oben beschriebenen oligozänen Flusses von Krems nun immer weiter nach Norden zurückverlegt wurde und wie sich in seinem Mündungsästuar mobile Sandkörper und Schlammflächen mit Austernbänken, dahinter Sumpfwälder und Galeriewälder ausbildeten (siehe: STEININGER & PILLER 1991).

Durch diese Meerestransgression wurden die mächtigen, älteren Verwitterungsdecken aufgearbeitet und alte Landschaftsformen und Verwitterungsbildungen wie die Blockfelder exhumiert. Vielfach wurde dann das alte Relief durch diese Meerestransgression eingeebnet oder / und teilweise mit marinen Ablagerungen wieder zugeschüttet. Aus dem tieferen Unter Miozän, das nach den typischen Ablagerungen um Eggenburg auch als die Zeitstufe des Eggenburgium (22.0 bis 18.8 Millionen Jahre vor Heute) bezeichnet wird, kennen wir größtenteils Sande (Burgschleinitz-, Gauderndorf- und Loibersdorf-Formation) oder biogene Kalksandsteine (Zogelsdorf-Formation). Diese Ablagerungen sind bis in den Raum Sigmundsherberg – Brugg bekannt und stellen Seichtwasserbildungen mit Meerestiefen bis maximal 50 oder 60 Meter dar (STEININGER & ROETZEL 1991). Die biogenen Kalksandsteine der Zogelsdorf-Formation, die nur aus dem weiteren Raum der Eggenburger Bucht bekannt sind, bilden mächtige Kalksandstein-Decken. Bei der späteren Abtragung blieben diese Kalksandstein-Decken als weitgespannte Einebnungsflächen erhalten aus denen nur die gerundeten Granitkup-

pen herausragen – eine typische Landschaftsform im weiteren Raum von Eggenburg.

Im Verlaufe des fortschreitenden Meeresspiegelanstieges im Unter Miozän (in der Zeitstufe des Ottnangium: 18.8 bis 17.2 Millionen Jahre vor Heute) folgen über den Kalksandsteinen kalkfreie, oft fein laminierte Tone (Zellerndorf-Formation), z.T. mit Diatomiteinlagerungen (Limberg-Member). Diese weisen auf weitaus größere, sicher über 100 Meter tiefe Ablagerungsräume hin.

Gegen Westen und Nordwesten drang das Meer noch wesentlich weiter über das Kristallin in seichtere Becken und enge Flußtäler vor. Hier lagerten sich im Brackwasser sehr feine Tone (Weitersfeld-Formation) ab und im Randbereich, in überfluteten Flußtälern kam es in meeresnahen, buchtartigen Ästuaren zur Bildung von ausgedehnten Kohlesümpfen (z. B. Kohle der Langau-Formation des ehemaligen Braunkohlenbergbaues bei Langau). Ermöglicht wurde die Kohlebildung durch den weiteren sehr raschen Meeresspiegelanstieg und die damit verbundene rasche Bedeckung der Pflanzenreste in den Sümpfen durch seichtmarine, glimmerreiche Feinsande der Riegersburg-Formation (ROETZEL 1993). Der hohe Anteil des Tonminerals Smectit und das Auftreten vulkanischer Gläser und Quarze in den Tonen sind deutliche Hinweise auf vulkanische Aschenregen, wahrscheinlich von dem nordungarischen und westslowakischen Vulkanismus zu dieser Zeit (ROETZEL 1993; UNGER & AL. 1985).

Am Südrand der Böhmisches Masse, im Raum St.Pölten – Melk ist aus dem internen Sedimentaufbau und der Verteilung der altersgleichen Ablagerungen von Robulusschlier und Prinzersdorfer Sanden, ähnlich wie in der oberösterreichischen Molasse, ein stärkerer Einfluß von Gezeiten abzuleiten. Vom Festland, vom nahen Kristallin des Dunkelsteiner Waldes gelangten Blockschutt-Ströme, wie z. B. die von Mauer bei Melk, in dieses Flachmeer und erodierten dabei die fossilreichen Küstenablagerungen des Eggenburgium.

Im Oberen Ottnangium setzte, wahrscheinlich bedingt durch stärkere Hebungen in den Westal-

pen, in der Westlichen Molasse eine von West nach Ost fortschreitende Rückzugs- und Verlandungsphase ein. Die Oncophoraschichten, die besonders in Oberösterreich und Bayern aber auch im Raum St.Pölten und Brunn verbreitet sind, sind seichtmarine bis brackische Ablagerungen im Randbereich zu 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 Zeugen dieser regressiven Phase (ROETZEL 1993; ROETZEL & REHAKOVÁ 1991).

Meeresablagerungen aus dem jüngsten Abschnitt des Unter Miozän und des unteren Mittel Miozän (Zeitstufen des Karpatium bzw. Badenium: 17.2 bis 16.1 bzw. 16.1 bis 13.6 Millionen Jahre vor Heute) sind flächenhaft nur im Raum des heutigen Weinviertels verbreitet. Allgemein ist jedoch festzuhalten, daß es nach eher regressiven Tendenzen des Meeresspiegels im jüngeren Ottnangium nun wieder ab dem Karpatium zu einer transgressiven Entwicklung auch des globalen Meeresspiegels kommt.

Auf dem Gebiet der südöstlichen Böhmisches Masse kennen wir keine marinen oder terrestrischen Sedimente aus dem erdgeschichtlichen Zeitabschnitt des Karpatium. Es ist wohl anzunehmen, daß nun wieder die Abtragung der älteren marinen Sedimente einsetzte – eindeutige Hinweise darauf fehlen jedoch bisher gänzlich.

Die mittelmiozäne Transgression des tieferen Badenium dringt im Osten flächenhaft und nach Westen kanalartig bis in die Wachau vor. Wir kennen marine Küstenablagerungen aus dem Raum von Göttweig – Furth sowie Krems und Langenlois und dann über Weißenkirchen bis nach Spitz a. d. Donau. Wir können daher annehmen, daß bereits um 16 Millionen Jahre vor Heute das Tal der heutigen Donau zumindest von Spitz bis Krems existiert hat. Aus den Alpen, die damals bereits in ihrer heutigen geographischen Position lagen, aber sicherlich noch keine Hochgebirgslandschaft darstellten, schüttete ein Vorläufer der heutigen Traisen ein mächtiges Schotterdelta in dieses Badener Randmeer (Hollenburg

– Karlstetten-Formation: GRILL 1957; STEININGER & ROETZEL 1991). Die distalen Zungen (sandig-mergelige Sedimente mit Schotter) dieses marinen Flußdeltas sind bis Gneixendorf, Langenlois, Mollands und Oberholz verbreitet. Sie weisen unter anderem auch darauf hin, daß die Böhmisches Masse zu dieser Zeit orographisch tiefer gelegen ist und erst später herausgehoben wurde.

Im höheren Mittel Miozän – dem Sarmatium (13,6 bis 11,5 Millionen Jahre vor Heute) – wird unser Raum fast völlig von den Weltmeeren abgeschnitten und es kommt zur Ausbildung eines großflächigen Binnenmeeres welches vom Wiener Becken bis an den Aralsee reicht (RÖGL & STEININGER 1983). Vom Wiener Becken greift im unteren Sarmatium ein Binnen-Meeresarm in der wahrscheinlich schon im Badenium geschaffenen Rinne über das Zayatal, Hollabrunn, Ziersdorf bis Langenlois vor. Damit wird der Verlauf eines Entwässerungssystemes vorgezeichnet, welches später auch vom obermiozänen Vorläufer der Donau benutzt wurde. Diese Rinne zeigt sowohl im höheren Badenium als auch im späteren Sarmatium fluviatile Schotterverfüllungen. Auch aus diesem Zeitabschnitt sind aus der unmittelbaren Region der südöstlichen Böhmisches Masse keinerlei datierbaren Sedimente überliefert.

Mit dem Beginn des Ober Miozän (Zeitstufen des Pannonium) (11,5 bis 7,1 Millionen Jahre vor Heute) kommt es in der westlichen Molasse zu weiteren Hebungen und damit zur Umstellung des gesamten Entwässerungssystemes. Während vor dem Ober Miozän der gesamte Oberösterreichisch-Bayerische Molasseraum gemeinsam mit dem Schweizer Molasseraum nach Westen entwässerte, entstand nun das nach Osten gerichtete „Donau“ – Entwässerungssystem.

Unmittelbar an unsere zu besprechende Region angrenzend sehen wir diese „Urdonau“-Schotterfluren (Hollabrunn-Mistelbach-Formation) als einen markanten, vielfach verzweigenden Höhenrücken von Krems über Hohenwarth, Ziersdorf, Hollabrunn durch die Zayafurche in den Raum von Mistelbach ziehen. Hier mündete dieser Fluß mit einem riesigen Delta in den im Wiener Becken bestehenden pannonischen See. Ein von Norden kommender Schotterzug beginnt im Raum von

Roseldorf und zieht östlich der heutigen Schmida entlang bis zu seiner Vereinigung mit dem Hauptschotterzug bei Ziersdorf. Diese markanten, aus Schotter aufgebauten Höhenrücken stellen ursprünglich die Rinne(n) – also den tiefsten Flußrinnenbereich dar. Die Schotter können der Abtragung besser widerstehen und sind daher erhalten geblieben. Ein sehr charakteristisches Beispiel von Reliefumkehr. Wollten wir die ursprüngliche Landschaft rekonstruieren bzw. wiederherstellen, dann müßten wir die heutige Landschaft zumindest bis zur Oberkante dieser Schotter-Höhenrücken gleichmäßig mit den heute abgetragenen Sedimenten der Aulandschaft dieses riesigen, weit ausufernden Flusses auffüllen. Ein kleines Beispiel: die weithin sichtbare Kirche von Hohenwarth (heute 365 Meter über dem Meeresspiegel) steht auf diesem von Schotter gebildeten Höhenrücken (unterhalb der Kirche an der Straße von Hohenwarth nach Mühlbach sind im übrigen diese Flußschotter hinter den Häusern prachtvoll aufgeschlossen). Wenn wir unsere Landschaft gegen den Manhartsberg bzw. gegen Maissau hin und weiter gegen Ziersdorf – Sitzendorf mit Sediment auffüllen, dann würden sämtliche Orte von Hohenwarth über Ravelsbach inklusive Maissau und von hier nach Osten inklusive Sitzendorf und Ziersdorf unter diesen Sedimenten begraben liegen.

Diese damalige Landschaft mit ihrer Pflanzen- und Tierwelt ist am besten mit der heutigen Savannenlandschaft Afrikas zu vergleichen (RÖGL & STEININGER 1986; STEININGER 1993).

Auch aus diesem Zeitabschnitt können wir in unserem unmittelbaren Raum der südöstlichen Böhmisches Masse keinerlei Sedimente nachweisen. Sicherlich waren solche vorhanden doch sind sie der Abtragung zum Opfer gefallen.

Aus dem Ober Miozän kennen wir bisher weder im Bereich der südöstlichen Böhmisches Masse noch im daran angrenzenden Molasseraum datierbare Sedimente.

Ausblick: Pliozän und Pleistozän

(5.3 Millionen Jahre bis 10.000 Jahre vor Heute)

Generell wird angenommen, daß es im Pliozän zur Heraushebung der Alpen und ebenso zur

Heraushebung der Böhmisches Masse kam. Diese Hebungstektonik hat vielleicht durch die erhöhte Reliefenergie einerseits zum Defizit an Ablagerungsgesteinen überhaupt und andererseits zur weitgehend kompletten Entfernung der jüngeren miozänen und pliozänen Sedimente geführt. Gleichzeitig damit ist es wahrscheinlich zur schluchtartigen Eintiefung der bis dahin eher flächig und breit entwickelten Flußtäler gekommen.

Die ältesten datierten Sedimente sind die mächtigen mittelplozäne Rotlehme von Neudegg und die Rotlehm-Löß-Bodenfolge aus dem Oberen Pliozän von Stranzendorf deren Akkumulation vor 2,5 Millionen Jahren begann. Bereits dem Pleistozän zuzurechnen sind die Lösses aus dem Raum von Krems (NAGEL & RABEDER 1991). Damit wird die zyklische Repetition von Lößablagerungen und Bodenbildungen respektive von immer tiefer terrassenförmig einschneidenden Flüssen eingeleitet. Diese Zyklen stehen in unmittelbarem Zusammenhang mit der Klimageschichte und damit mit der Vereisungsgeschichte der letzten 2.5 Millionen Jahre. In diesem Zeitrahmen wurde auch das heutige Kamptal mit seiner typischen Flußterrassen-, Mäander- und Umlaufberglandschaft angelegt und die periglazialen Blockschutthalden gebildet. Der Verlauf des Kamptales und der übrigen Flußtäler dieses Raumes wird durch die Bruchtektonik be-

stimmt. Diese Voraussetzungen bedingen auch die V-förmigen engen und tief eingeschnittenen, jung angelegten Zuflüsse des Kampes. Aus dem Horner Becken kennen wir wahrscheinlich noch in einen älteren Zeitabschnitt zu datierende Ausräumungsphasen mit ihren typischen Sedimenten, die von Mold über Zaingrub durch die breit angelegte Talung nach Gars ins Kamptal zu verfolgen sind. Erst später haben sich der Teichwießenbach, Tobelbach, Fernitzbach, Stiefernbach etc. ihre eng eingeschnittenen mehr oder weniger geradlinig verlaufenden Zuflüsse zum Kamp gebahnt, ebenso wie die Taffa ihren Lauf durch das Taffatal von Horn nach Rosenburg erst spät geschaffen hat beziehungsweise davor sicherlich durch das Horner Becken und über Gars entwässert hat.

Diese Pliozäne bis Pleistozäne Geschichte des Kamptales wurde hier nur angedeutet, sie bedarf aber noch so mancher Detailstudien um für einen so engen Zeitabschnitt derart differenzierte Aussagen machen zu können.

Selbst heute erfährt und hat das Kamptal durch den menschlichen Eingriff wesentliche Veränderungen seiner Flußgeschichte erfahren, denn der Bau der Kraftwerke hat das gesamte Fließgeschehen beeinflußt und wirkt sich auch auf die erosive Tätigkeit des Flusses maßgeblich aus (z. B.: HÄUSLER & VAN DER KALLE 1980).

Literatur

Es werden zu den einzelnen Themen die neuesten Literaturstellen angeführt. In diesen Literaturstellen kann dann die weiterführende Literatur nachgeschlagen werden.

BRIX, F. & O. SCHULTZ (Hrsg.) (1993): Erdöl und Erdgas in Österreich.- Veröff. Naturhist. Mus. Wien, N.F. 19; XXIV + 688 S., 17 Beil. (Berger) Wien.

CICHOCKI, O. & AL. (1991): Flußmündungen und Braunkohlenwälder.- p. 63–68. In: Steininger, F. F. & W. E. Piller (Hrsg.): Eggenburg am Meer.- Eintauchen in die Erdgeschichte.- Kat.Reihe Krahuletz-Museum, 12; VI + 174 S. (Schindler) Eggenburg.

GRILL, R. (1957): Die stratigraphische Stellung des Hollenburg-Karlstettener Konglomerats (Niederösterreich).- Verh. geol. Bundesanst., 1957/2, p. 113–120. Wien.

HÄUSLER, W. & W. VAN DER KALLE (1980): Das Kamptal.- Landschaft – Geschichte – Kultur.- 96 S. (Niederöstr. Preschhaus) St. Pölten.

MALZER, O. & AL. (1993): III.4. Die Molassezone und deren Untergrund.- p. 281–358.- In: Brix, F. & O. Schultz (Hrsg.): Erdöl und Erdgas in Österreich.- Veröff. Naturhist. Mus. Wien, N.F. 19; XXIV + 688 S., 17 Beil. (Berger) Wien.

NAGEL, D. & G. RABEDER (1991): Exkursionen im Pliozän und Pleistozän Österreichs.- 44 S. Österr. Paläont. Ges. (Schindler) Wien.

ROETZEL, R. & Z. ŘEHA KOVÁ (1991): 3.6. Haltepunkt 20 Weitersfeld – Lagerhaus.- p. 204–206. In: Roetzel, R. (Hrsg.): Arbeitstagung der Geol. Bundesanst. 1991. Geologie am Ostrand der Böhmisches Masse in Niederösterreich. Schwerpunkt Blatt 21 Horn.- (Geol. Bundesanst.) Wien.

- ROETZEL, R. (1993): Bericht 1992 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 8 Geras und Bemerkungen zur Lithostratigraphie des Tertiär in diesem Raum.- Jb. geol. Bundesanst., 136/3 (in Druck) Wien.
- ROETZEL, R. & F. F. STEININGER (1991): Die tertiären Ablagerungen im weiteren Raum von Eggenburg.- p. 27–32. In: Steininger, F. F. & W. E. Pillner (Hrsg.): Eggenburg am Meer.-Eintauchen in die Erdgeschichte.- Kat.Reihe Krahuletz-Museum, 12; VI + 174 S. (Schindler) Eggenburg.
- RÖGL, F. & F. F. STEININGER (1983): Vom Zerfall der Tethys zu Mediterran und Paratethys.- Ann. Naturhist. Museum, 85/A, p. 135–163, 2 Abb., 14 Taf. Wien.
- RÖGL, F. & F. F. STEININGER (1986): Riesen der Vorzeit.-Urelefanten und Nashörner im Weinviertel vor 10 Millionen Jahren.- Kat.Reihe Krahuletz-Museum, 6; 32 S. Eggenburg.
- SCHAFFER, F.X. (1914): Die tertiären und diluvialen Bildungen.- In: Schaffer, F.X.: Das Miocän von Eggenburg.- Abh. geol. Reichsanst., 22/4, VIII + 124 S., 21 Abb., 10 Taf. Wien.
- STEININGER, F.F. (1993): Erdgeschichte erleben.- Eine Einführung.- p. 1–15. In Puschnik, H. & H. (Hrsg.): Urgeschichtswanderweg: Eggenburg – Pulkau – Retz – Znaim.- (Berger) Fremdenverkehrsverein Pulkau.
- STEININGER, F. F. & W. E. PILLNER (1991) (Hrsg.): Eggenburg am Meer.-Eintauchen in die Erdgeschichte.- Kat.Reihe Krahuletz-Museum, 12; VI + 174 S. (Schindler) Eggenburg.
- STEININGER, F. F. & R. ROETZEL (1991): Die tertiären Molassesedimente am Ostrand der Böhmisches Masse.- p. 59–141. In: Roetzel, R. & D. Nagel (Hrsg.): Exkursionen im Tertiär Österreichs.- Molassezone – Waschbergzone – Korneuburger Becken – Wiener Becken – Eisenstädter Becken.- (Schindler) Österr. Paläontolog. Gesellschaft Wien.
- UNGER, H.-J. & AL. (1985): Die Bentonite in Ostniederbayern Entstehung, Lagerung, Verbreitung.- Geol. Jb., D71, p. 3–58, 12 Abb., 10 Tab. Hannover.
- VASICEK, W. (1977): Perm von Zöbing.- p. 16–18, 69–72. In: Matura, A. (Hrsg.): Arbeitstagung der Geol. Bundesanst. 1977 Waldviertel.- Wien.
- VASICEK, W. (1983): 280 Millionen Jahre alte Spuren der Steinkohlenwälder von Zöbing.- Kat.Reihe Krahuletz-Museum, 4; p. 15–50, Abb. 1–9, Taf. I–IV, Eggenburg.
- VASICEK, W. (1991): Das Jungpaläozoikum von Zöbing.- p. 1–21. In: Nagel, D. & G. Rabeder (Hrsg.): Exkursionen im Jungpaläozoikum und Mesozoikum Österreichs.- (Schindler) Österr. Paläont. Gesellschaft Wien.
- WALDMANN, L. (1951): Das außeralpine Grundgebirge Österreichs.- p. 10–104. In: Schaffer, F.X.: Geologie von Österreich.- (Franz Deuticke) Wien.
- WESSELY, G. & AL. (1993): Wiener Becken und angrenzende Gebiete.- Geologische Einheiten des präneogenen Beckenuntergrundes.- Karte.-In: Kröll, A. & al.: Erläuterungen zu den Karten über den Untergrund des Wiener Beckens und der Angrenzenden Gebiete.- Geol. Bundesanst., 22 S., 1 Abb., 1 Tab., 3 Taf., 4 Karten. Wien.