

Zur Geologie der großen Beckengebiete des Ostalpenraumes

RUDOLF BERKA*

36 Abbildungen

Ostalpen
Neogenbecken
Paratethys
Stratigrafie
Molassezone
Wiener Becken
Steirisches Becken

Inhalt

Zusammenfassung	72
Abstract	72
1. Geologische Grundlagen	72
1.1 Vorbemerkung	72
1.2 Grundzüge der Gebirgs- und Beckenbildung im Ostalpenraum	73
1.2.1 Zur tektonischen Entwicklung des Ostalpengebiets	73
1.2.2 Die tektonische Entwicklung des österreichischen Molassebeckens	74
1.2.3 Die tektonische Entwicklung der inneralpinen Becken Österreichs	76
2. Untergrund und struktureller Bau der Becken	78
2.1 Allgemeines	78
2.2 Der Untergrund der Becken	80
2.2.1 Der Molasseuntergrund	80
Strukturelle Gliederung	80
Zum geologischen Aufbau des Molasseuntergrundes	82
2.2.2 Wiener Becken und Steirisches Becken	85
Das Wiener Becken	85
Das Steirische Becken	90
3. Grundzüge der sedimentären Entwicklung	93
3.1 Die Molassesedimente	93
3.1.1 Die Entwicklung im Westabschnitt	93
3.1.2 Die Entwicklung im Ostabschnitt	98
3.2 Die sedimentäre Entwicklung der inneralpinen Becken	105
3.2.1 Wiener Becken	105
Proto-Wiener Becken (Eggenburgium-Karpatium)	106
Neo-Wiener-Becken	108
3.2.2 Korneuburger Becken	113
3.2.3 Eisenstädter (Mattersburger) Becken	114
3.2.4 Steirisches Becken	117
3.2.5 Das Becken von Oberpullendorf	129
3.2.6 Zum Seewinkel und dem Nordabschnitt des Westpannonischen Beckens	131
Ältere Phase	132
Jüngere Phase	132
4. Literatur	135

* RUDOLF BERKA: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien. rudolf.berka@geologie.ac.at

Zusammenfassung

In dieser Synopsis wird die Entwicklung der großen Beckengebiete im Ostalpenraum in ihren Grundzügen dargestellt. Aufgrund der Bildung der Becken im Zusammenhang mit den Gebirgsbildungen im Alpen-Karpaten-Gebiet werden sie als „collision-related basins“ bezeichnet. Der dabei entstandene Deckenstapel (Orogenkeil) wird auf das Vorland (Europäische Platte) aufgeschoben. Auf dem abgesenkten Teil des europäischen Vorlandes, das im österreichischen Gebiet weitgehend durch die Böhmisches Masse eingenommen wird, bildet sich ab ca. 33 Ma das große, voralpine Molassebecken („foreland-basin“). Die Vorlandüberschiebungen verjüngen sich gegen Ost und enden in Ostösterreich vor etwa 17 Ma. Im ostalpinen Raum folgt nach dem Kollisionsgeschehen eine Ost-West-Extension des Gebirges. Diese zeigt sich in einem Ausweichen ostalpiner Elemente (laterale Extrusion) gegen Osten, womit auch die Heraushebung der tieferen, penninischen Einheiten verbunden ist, die nun in tektonischen Fenstern auftreten. Als ein bestimmendes Element für die laterale Extrusion wird die Öffnung des pannonischen Raumes innerhalb des Karpatenbogens angeführt. Diese jüngeren Abläufe sind für Entwicklungsgeschichte der großen ostösterreichischen Becken (Wiener Becken, Steirisches Becken) maßgeblich. In diesem geotektonischen Rahmen werden die sedimentären Entwicklungen dargestellt, die zur Auffüllung der abgesenkten Beckengebiete führten. Die bis zu 5.000 m mächtigen Ablagerungen bestehen zum weit überwiegenden Teil aus den Abtragungsprodukten der sich erhebenden Gebirgsräume, die aus der näheren und weiteren Umgebung in die Beckenbereiche transportiert wurden. Vom paläogeographischen Gesichtspunkt sind die österreichischen Beckengebiete Teile der Paratethys, wobei die in den österreichischen Gebieten gewonnenen biostratigraphischen Erkenntnisse einen bedeutenden Beitrag zur stratigraphischen Gliederung dieses Meeresraumes bilden.

On the geology of the great basins in the Eastern Alpine realm

Abstract

This synopsis shows the development of large sedimentary basins in the Eastern Alps including some basic features. Due to the formation of the basin related to the building of the mountainbelt in the Alpine-Carpathian-region, they are called „collision-related basins“. The thereby formed pile of nappes (orogenic wedge) is pushed onto the foreland (European plate). On the lowered part of the European foreland, which belongs in Austrian territory mainly to the Bohemian Massif, the large Molasse basins originated as foreland basin from about 33 Ma. The foreland thrusts gets younger towards the east and ends in eastern Austria before about 17 Ma. The collisionary process was followed by an east-west directed extension of the Eastern Alps. This is reflected in a lateral extrusion of east-alpine elements to the east and is linked with the uplift of deeper penninic units, which now occur in tectonic windows. As a determining element for the lateral extrusion the opening of the pannonian region within the carpathian arc is cited. These younger processes determine the developmental of the great basins in eastern Austria (Vienna Basin, Styrian Basin). In this tectonic framework the sedimentary developments are presented which finally lead to the filling of the basin areas. The up to 5,000 m thick deposits consist to a major extent of the erosional products of nearby and even far away surrounding mountain regions. From the paleogeographic aspect the treated basinal areas belong to the Paratethys, thus the here found biostratigraphic data contribute essentially to the knowledge of stratigraphic subdivision of this former marine realm.

1. Geologische Grundlagen

1.1 Vorbemerkung

Die entscheidende Voraussetzung zur Bildung von Tiefengrundwässern ist die Möglichkeit für Wasser in den tieferen Untergrund einzudringen. Dies bedarf sogenannter Wegigkeiten (d.h. Durchlässigkeit) des geologischen Substrats. Gute Voraussetzungen dazu bieten Lockergesteinsmassen mit bedeutenden nutzbaren Hohlraumanteilen sowie verkarstete Gesteine. Neben ihrer Durchströmbarkeit bilden diese Gesteine auch die bevorzugten Speicher für die absinkenden Wässer. Das Vorhandensein derartiger Gesteine ist wesentlich von geologischen Prozessen bestimmt.

Die in der Karte der trinkbaren Tiefengrundwässer Österreichs ausgewiesenen Gebiete mit Tiefengrundwässern werden im geologischen Sprachgebrauch als sedimentäre Becken bezeichnet, womit eine Ablagerung von Sedimenten und deren Akkumulation über geologische Zeiträume hinweg ausgedrückt wird. Der spezifische Charakter der Sedimente wie die Mineralzusammensetzung, Korngrößenverteilung, chemischer Charakter etc. ist von diversen Voraussetzungen wie der Art des Gewässers (ozeanisch, kleinere Meeresbecken, Mündungsgebiete, Seen etc.), den topografischen Verhältnissen des Hinterlandes, dem Klima u.a., deren Änderungen im Laufe der Zeit und vielen weiteren Faktoren abhängig. Für eine Darstellung von Sedimentbecken scheint es deshalb angebracht, diese geo-

logisch-sedimentologischen Rahmenbedingungen in ihren großen Zusammenhängen aufzuzeigen, was wiederum die Voraussetzung für das Verständnis der hydrogeologischen Verhältnisse bildet.

Die Bildung von Sedimentbecken – d.h. Bereiche mit einer Absenkung des Untergrundes – ist bevorzugt durch tektonische Vorgänge bedingt. Eine zentrale Aufgabe der geologischen Wissenschaft besteht darin, diese geotektonischen Abläufe zu rekonstruieren, um daraus den gegenwärtigen geologischen Aufbau zu erklären. Diese Bemühungen resultieren in palinspastischen Rekonstruktionen, womit versucht wird, die geologischen Verhältnisse zu früheren Zeitpunkten zu erfassen und die Entwicklungsgeschichte nachzuzeichnen.

Wichtige Ansätze der geologischen Wissenschaft entwickelten sich in jüngeren Forschungszweigen wie Strukturgeologie und Geochronologie, wodurch Prozesse wie z.B. Bewegungen von Krustenteilen – Absenkungen, Überschiebungen und Heraushebung – räumlich und zeitlich genauer erfasst werden können. Dennoch behielt der sedimentologische Befund auch in diesen Zusammenhängen seine zentrale Bedeutung, zeichnet dieser doch die Entwicklung durch den „sedimentary record“ nach, d.h. die Füllungen der Becken ermöglichen im weiteren Sinne ebenso Rückschlüsse auf die jeweiligen Zustände der Becken- und häufig auch Gebirgsentwicklung.

1.2 Grundzüge der Gebirgs- und Beckenbildung im Ostalpenraum

1.2.1 Zur tektonischen Entwicklung des Ostalpengebiets

Die vorangegangenen Bemerkungen betonen einen genetischen Zusammenhang von Gebirgs- und Beckenbildung, eine Entwicklung, die für den ostalpinen Raum in seinen Grundzügen kurz dargestellt werden soll. Mit dem Einzug der Deckenlehre zu Beginn des 20. Jahrhunderts wurde der Zusammenhang der Alpenogenese und der Vorlandbeckenbildung hergestellt (TOLLMANN, 1985: 436ff.). Mit dem Durchbruch dieser Lehre zu Zeiten Leopold Kobers (in den 1920er Jahren) und ihrer nachfolgenden Bestätigung durch Tiefbohrungen (Urmannsau 1965/1966, vgl. KÜPPER, 1967) galt diese Erkenntnis als gesichert. Im Vergleich zur Molassezone ist die Einsicht in die Bildungsbedingungen der intramontanen Becken erst in den letzten Jahrzehnten der geologischen Forschung (ab den 1990er Jahren) einer befriedigenden Klärung zugeführt worden.

Tektonische Prozesse sind vielfältiger Natur. Ein Großteil dieser ist auf die Plattentektonik zurückzuführen, ein grundlegendes Prinzip, das die Gestaltung der Erdoberfläche bestimmt. Dementsprechend werden die Sedimentbecken nach geologischen Kriterien wie der Art der unterlagernden Kruste (kontinental, ozeanisch), dem tektonischen Regime (konvergent, divergent) und anderen Charakteristika gegliedert (EINSELE, 2000: 4).

In der großtektonischen Übersicht des zentralen und östlichen Alpenbereichs (Abb. 1) sind die wesentlichen Baueinheiten (Ostalpin, Südalpin, Penninikum etc.) sowie die wichtigsten tektonischen Strukturelemente (Bewegungszone wie die Periadriatische-Störung, das Salzach-Ennstal-Mariazell-Puchberg-Störungssystem (SEMP) u.a.) dargestellt; diese Elemente sind die Hauptbeteiligten an dem „alpinen Puzzle“. Abbildung 1 zeigt eine Rekonstruktion der Ostalpen im Zeitraum von Spätpaläogen (Oligozän) bis heute, woraus im Vergleich der Darstellungen die Umgestaltung im Laufe der Zeit sichtbar wird.

Für das Alpen-Karpaten-Gebiet ist die Bewegung von Afrikanischer Platte (in Wirklichkeit Plattenfragmente, Adriatische Platte u.a.) und Eurasischer Platte zueinander (Kollision) die Ursache für die Stapelung von Krustenteilen und der Bildung des Gebirges. Obgleich bereits frühere Gebirgsbildungsphasen („eoalpine“, kretazische Phase) in Teilen der Ostalpen stecken, erfolgt die, das gegenwärtige Bild des Gebirges prägende Entwicklung, in der – geologisch betrachtet – jüngeren bis jüngsten Vergangenheit.

In dieser „tertiären“ Phase (Abb. 1) kommt es vorerst zu einer Deckenstapelung, wobei penninische Einheiten vom Austroalpin überschoben werden (ab ca. 53 Ma). In weiterer Folge wird dieser Deckenstapel (Orogenkeil) auf das Vorland (Europäische Platte) aufgeschoben. Die Vorlandüberschiebungen erfolgen – mit einer Tendenz sich gegen Ost zu verjüngen – im westlichen Abschnitt (Schweiz, Vorarlberg) in einem Zeitraum vom Mitteleozän bis ins untere Oligozän (ca. 47–30 Ma). In Ostösterreich und den Westkarpaten enden die Aufschiebungen vor etwa 17 Ma, res-

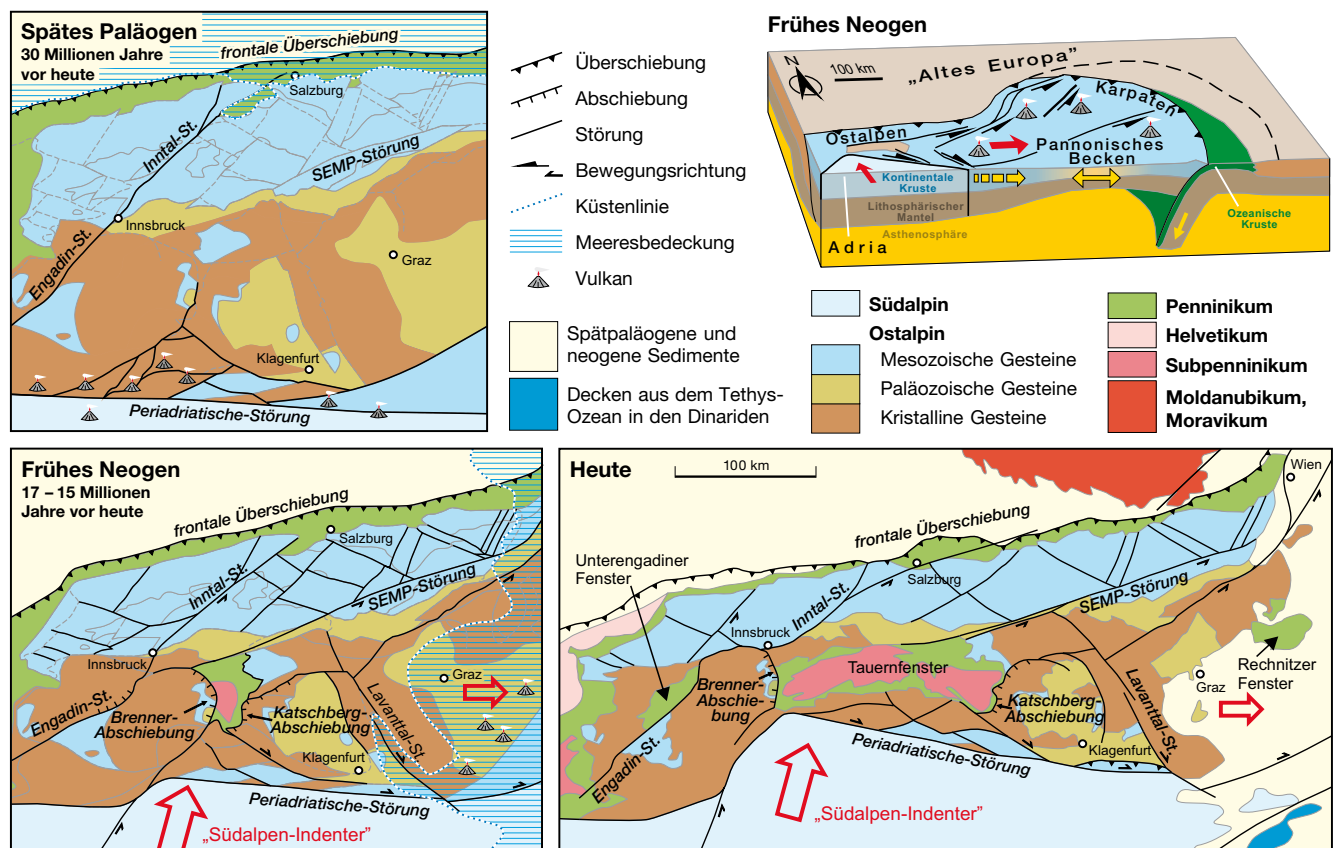


Abb. 1.
Die Extrusion der Ostalpen seit dem späten Paläogen (SCHUSTER et al., 2015: Abb. 126).

pektive 14 Ma (WESSELY, 1998: Abb. 1), in den Ostkarpaten setzen sich die Überschiebungen bis ca. 9–6 Ma. fort. Im ostalpinen Raum folgt nach dem Kollisionsgeschehen eine Ost–West-Extension des Gebirges mit einem Ausweichen ostalpiner Elemente (laterale Extrusion) gegen Osten.

Die Hauptextrusionsphase liegt nach FRISCH et al. (1998) zwischen 23 und 13 Ma, mit einem wichtigen Dehnungsimpuls in der Zeit von 18–15 Ma (Ottungium bis unteres Badenium). DECKER & PERESSON (1996) geben als Zeitpunkt für das Ende der Ost–West-Extension des Alpenkörpers etwa 9 Ma (Pannonium) an, dem eine Ost–West-Kompression (9–5 Ma) folgt. Die Extrusionsbewegungen der Krustenteile erfolgen – in Hinblick auf deren Repräsentanz an der Oberfläche – im Wesentlichen entlang der in Abbildung 1 bezeichneten Störungszonen.

Mit der Extension und Extrusion ist die Heraushebung penninischer Einheiten verbunden (Exhumation), die heute in den tektonischen Fenstern auftreten (Tauernfenster, Rechnitzer Fenster etc.). Als ein bestimmendes Element für die laterale Extrusion wird die Öffnung des pannonischen Raumes innerhalb des Karpatenbogens angeführt, eine Schaffung von „Freiraum“, die von einer Subduktion ozeanischer Krustenteile herrührt (FRISCH & MESCHÉDE, 2007: 175). Die geodynamischen Mechanismen für die Öffnung des pannonischen Raumes sind ein „roll-back“ oder „retreat“ (Zurückweichen, Abtauchen) einer Subduktionszone und ein damit verbundenes „back arc rifting“ (Randbeckenbildung, vgl. FRISCH & MESCHÉDE, 2007: 99ff.) sowie ein „gravitational collapse“ in den inneren Karpaten (DECKER & PERESSON, 1996). Diese geodynamischen Vorgänge rufen auch einen weitverbreiteten Magmatismus zwischen 20 und 0,1 Ma hervor (SEGHEDEI et al., 2004).

Diese großräumigen Vorgänge bilden den Rahmen zur Beckenentwicklung im Ostalpenraum. Aufgrund der Bildungsbedingungen im orogenetischen Prozess werden sie als „collision-related basins“ bezeichnet (EINSELE, 2000: 7f). Die generellen Verhältnisse derartiger Becken sind in Abbildung 2 dargestellt. Das Vorlandbecken (auch als „flexural basin“ bezeichnet, vgl. ALLEN & ALLEN, 1992: 93ff.) in Abbildung 2 entspricht der Molassezone des Voralpengebietes. Intramontane Becken vom pannonischen Typ bilden sich in spät- bis postorogener Zeit innerhalb divergierender Bewegungen von Plattenteilen, üblicherweise auf einer ausgedünnten Kruste.

1.2.2 Die tektonische Entwicklung des österreichischen Molassebeckens

Das Molassebecken der Alpen – auch als Molassezone bezeichnet – gilt als das klassische Modell für Vorlandbecken. Ähnliche Vorlandbecken sind beispielsweise südlich der Pyrenäen (Ebrobecken) oder südlich des Himalaya zu finden. Vorlandbecken können sich an beiden Seiten eines Gebirgsbogens ausbilden (z.B. Pobecken in Norditalien) und werden, wenn sie an der Rückseite des Gebirges liegen, als „retro-arc basin“ bezeichnet.

Das Vorlandbecken entsteht vor der Orogenfront auf dem Untergrund einer abgesenkten Kontinentalkruste (hier des europäischen Kontinentalrandes). Obgleich derartige Kontinentalränder meist eine lange geologische Entwicklung, auch mit vorhergehenden Absenkungen etc. aufweisen, wird die Bildung des Vorlandbeckens als eine spezielle Phase mit einem eigenständigen sedimentären Zyklus betrachtet. In Abbildung 3 ist der Übergang von einem ozeanischen Restbecken (a, b, mit ozeanischer Kruste und mit Subduktionsgeschehen) zum Molassebecken (c, d) und den zugehörigen sedimentären Verhältnissen modellhaft dargestellt. Dieses Schema gibt in Grundzügen die Entwicklung an der Nordfront der Alpen wieder (Einbeziehung der Tiefwassersedimente („Flyschzone“) in der Darstellung). Als besonderes Charakteristikum dieser Becken erscheint ihre Asymmetrie.

Die Beckenbildung des Molassestadiums geht mit dem Heranrücken der Gebirgsfront und einer verstärkten Absenkung (Subsidenz) des Untergrundes durch die Auflast des Orogens (Faltungs- und Überschiebungsgürtel in Abbildung 3) einher; dabei wandert die Beckenachse mit der Orogenfront sukzessive gegen den Kontinentalrand. Der Ablauf der Beckenentwicklung und der jeweiligen sedimentären Verhältnisse ist im wesentlich vom Wechselspiel zwischen Vorrücken der Gebirgsfront (langsam oder schnell), ihrer Auflast (hoch oder gering), dem Aufbau und der Reaktion der überfahrenen Erdkruste bestimmt. Daraus können sich komplexe und vielfältige Vorgänge ergeben, die wiederum die sedimentären Verhältnisse bestimmen.

Der sedimentäre Eintrag ins Becken erfolgt hauptsächlich aus dem Abtrag des aufsteigenden jungen Gebirges und es lässt sich ein genereller sedimentärer Entwicklungstrend

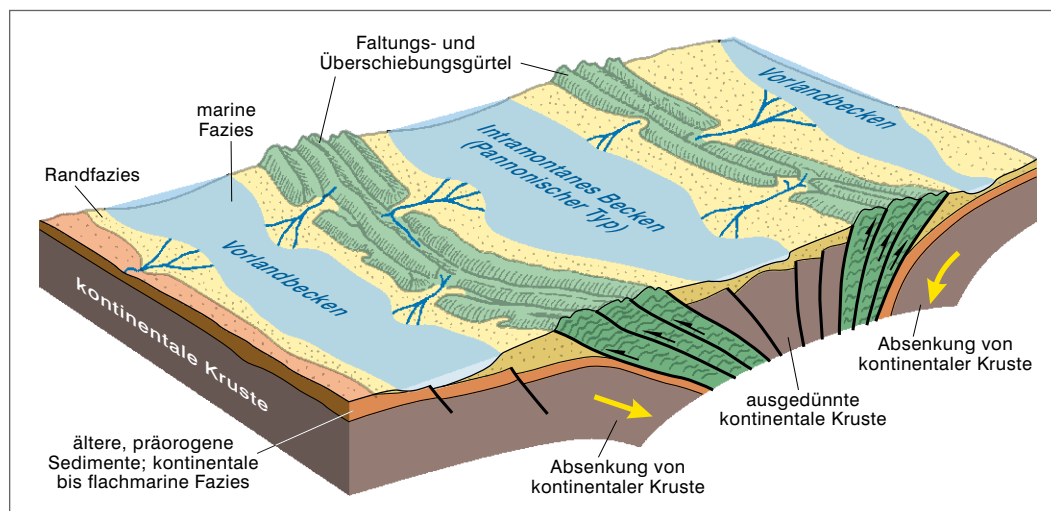


Abb. 2. Beckenbildungen bei Kontinentkollision (verändert nach EINSELE, 2000: Fig. 1.3b, mit Genehmigung von Springer).

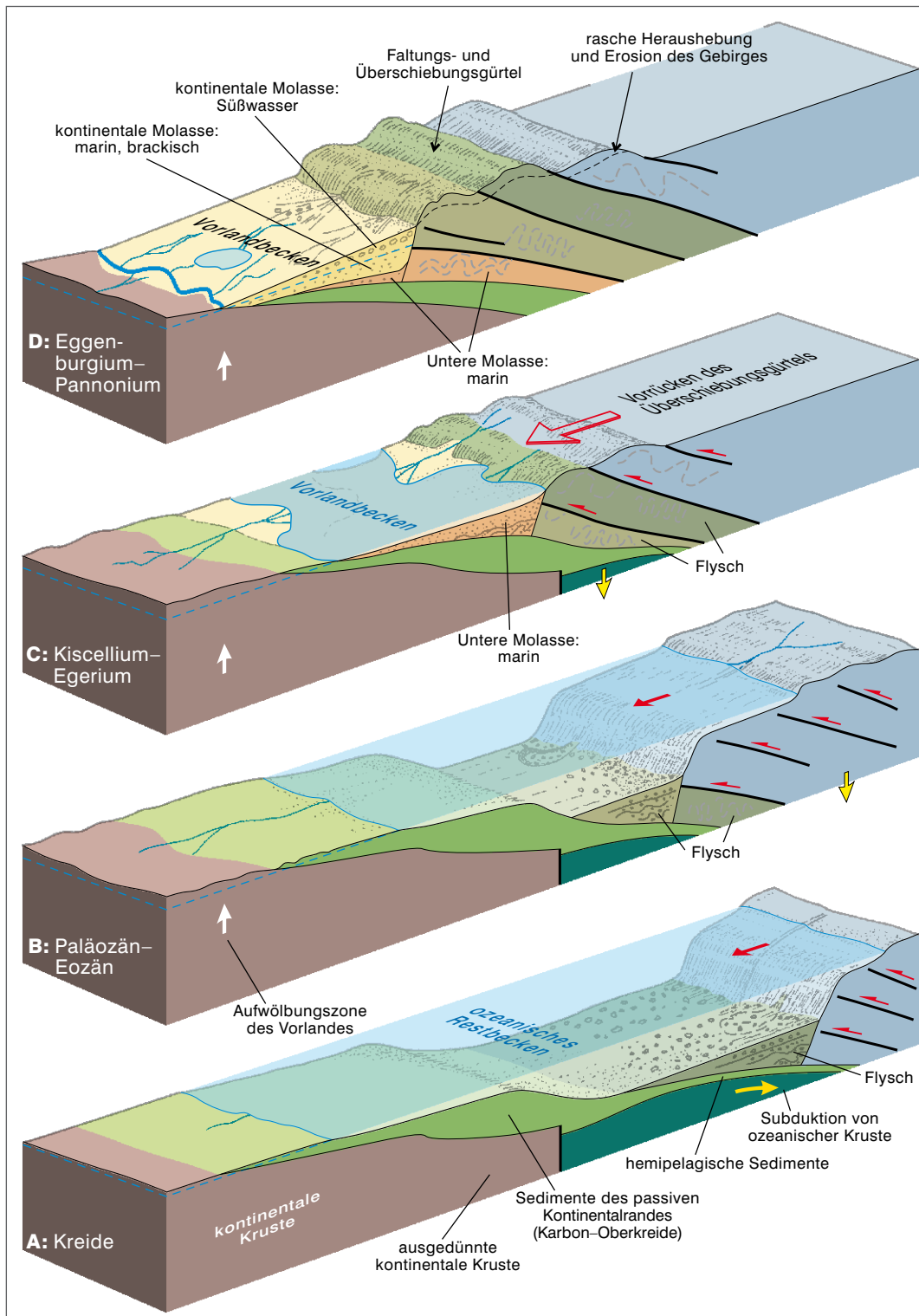


Abb. 3.
Entwicklungsphasen von Vorlandbecken; verändert nach EINSELE (2000: Fig. 12.31).

von feinklastisch-marinen Tiefwassersedimenten über gröberklastisch-flachmarinen zu kontinental-deltaischen Süßwassersedimenten feststellen, ein Zyklus, der im zentralen alpinen Vorlandbecken der Schweiz und Deutschlands zweimal entwickelt ist (untere und obere Meeres- bzw. Süßwassermolasse).

Die österreichische Molassezone bildet einen Abschnitt der Alpin-Karpatischen Vortiefe, die am Außenrand des alpinen Gebirgsbogens vom Rhonegraben bis ins Vorland von Ost- und Südkarpaten in der Ukraine und Rumänien reicht.

Der österreichische Anteil der Molassezone (der Anteil der Molassezone im Vorarlberger Gebiet kann hier nicht mitbehandelt werden) kann sowohl vom geografischen als auch vom geologisch-sedimentologischen Gesichtspunkt in einen W–E ausgerichteten Westabschnitt und einen SW–NE orientierten Ostabschnitt unterteilt werden. Die beiden Teilgebiete werden durch den „Sporn der Böhmi-schen Masse“ getrennt (Abb. 9). Im Bereich des „Sporns“ (Amstetten–Melk) verengt sich die bis zu 50 km breite Molassezone des Westabschnittes auf wenige Kilometer, um sich in weiterer Folge im Ostabschnitt allmählich wieder

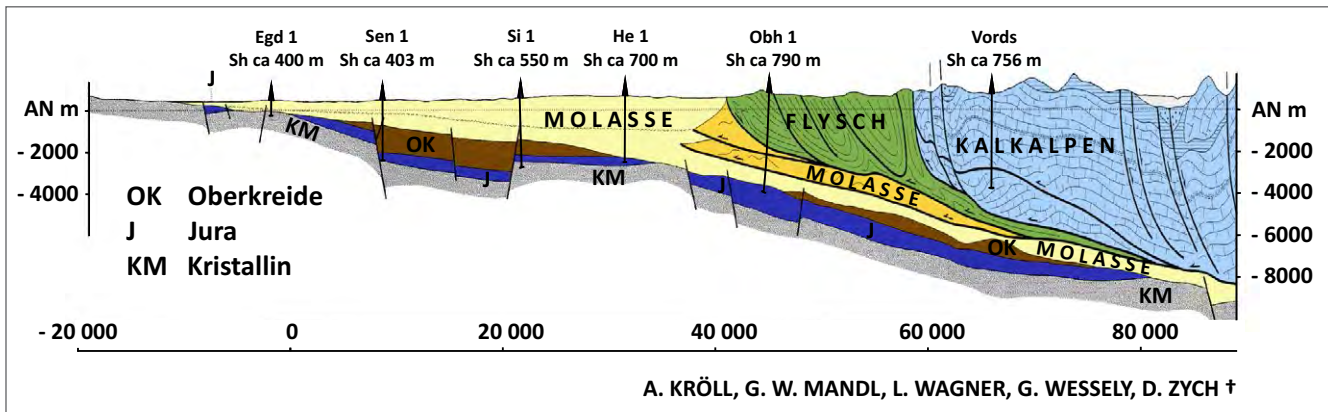


Abb. 4.

N–S Schnitt durch die oberösterreichische Molassezone (aus KRÖLL et al., 2006a, leicht verändert; Lage des Profilschnittes in Abb. 8).

gegen Nordost zu verbreitern. Die eigentliche Molasse-sedimentation setzt im Westabschnitt im Kiscellium (ab ca. 33 Ma), im Ostabschnitt mit dem Egerium und weiter gegen NE mit dem Eggenburgium (ab ca. 20 Ma) ein. Ebenso verlagert sich der Zeitpunkt des Endes der marinen Sedimentation von West nach Ost/Nordost vom obersten Ottnangium im Westen zum Karpatum (teils Badenium bis unteres Pannonium) im Osten. Diese individuelle Entwicklung des Ostabschnittes zeigt sich „in zahlreichen Einzelheiten“ und fand „seit langem [...] als ‚Außeralpines Wiener Becken‘ eine gesonderte Betrachtung“ (TOLLMANN, 1985: 455). MALZER et al. (1993: 302) nehmen „...der besseren Übersicht wegen und weil [...] es deutliche Unterschiede gibt [eine] natürliche Dreiteilung“ in den Abschnitt westlich der Böhmisches Masse, den Abschnitt auf dem Sporn (von Steyr bis St. Pölten) und den Abschnitt östlich der Böhmisches Masse vor.

Es sei noch auf ein Charakteristikum der Molassezone hingewiesen, das ihre tektonische Entwicklung nachzeichnet und die Bedeutung der tektonischen Abläufe hervorhebt. Die anhaltende Konvergenz und Einengung des Beckens führt auch zur Überführung von Sedimenten, die bereits zum Molassezyklus gehören. So werden Teile der jungen Beckensedimente in den Deckenbau einbezogen. Diese liegen als geschuppte Molasse (nach STEININGER et al., 1986: „Allochthone Molasse“) am Nordrand der alpinen Front und auch unter den alpinen Decken vor (siehe Nr. 35 in der Kartenbeilage und Abbildung 4). Je nach dem Auslaufen der Überschiebungen sind Sedimente unterschiedlichen Alters in den Schuppenbau einbezogen. Im Westabschnitt enden die Überschiebungsbewegungen der Alpenfront im unteren Miozän (ca. 20–24 Ma), im Ostabschnitt mit dem Karpatum (ca. 17 Ma). Die obertägige Verbreitung der geschuppten Molasse zeigt eine breite Zone im Bereich Vorarlberg bis Oberbayern (Chiemsee; vgl. LEMKE, 1984: Abb. 10) und ein fast völliges Verschwinden im Raum Salzburg bis Steyr. Für dieses Gebiet ist die Ausbildung von Molasseschuppen im Untergrund bekannt. Im Gebiet des niederösterreichischen Alpenvorlandes säumt die geschuppte Molasse mit etwa anhaltender Breite den Nordrand der Flyschdecken. Nördlich der Donau setzt sie sich in Form der Waschbergzone (die in der NE-Fortsetzung in die Steinitzer Zone übergeht) in der besonderen Entwicklung mit den Aufschüpfungen des „prä-tertiären“, autochthonen Molasseuntergrundes als Klippen (in der Literatur auch als Klippenzone bezeichnet) bis weit

in das tschechische Gebiet fort (z.B. die altbekannten Jura-Klippen von Štramberg (bei Kopřivnice, 60 km östlich von Olmütz).

Diese tektonischen Bedingungen, die sich aus dem Vor-rücken der Alpenfront und der Einbeziehung überfahrener Sedimentkörper in den Gebirgsbau bzw. von Ablagerungen auf den Gebirgsdecken selbst ergeben, veranlassen eine Untergliederung der Molasse in autochthon, allochthon und parautochthon (STEININGER et al., 1986).

1.2.3 Die tektonische Entwicklung der inneralpinen Becken Österreichs

Die generellen Voraussetzungen für die inneralpinen (in-tramontanen) Beckenbildungen sind in den Grundzügen der Gebirgsentwicklung kurz dargelegt worden. Das spezifische Merkmal ist die Position der Becken auf den Gebirgseinheiten und die Abhängigkeit der Beckenbildungen von den orogenen Prozessen. Die großen intramontanen Beckengebiete Österreichs (Wiener Becken, Steirisches Becken) sind im Zuge der oben dargestellten lateralen Extrusion entstanden (ab ca. 20 Ma, unteres Miozän, Eggenburgium), etwa zu einer Zeit, in der die aktiven Überschiebungen an der zentralen Alpenfront enden und die Auffüllung des westlichen und mittleren Molassebeckens zu einem allmählichen Stillstand gelangt. Das Wiener Becken und das Steirische Becken weisen aufgrund ihrer verschiedenen Position auf dem ausweichenden Gebirgskörper unterschiedliche tektonische Merkmale auf.

Das Wiener Becken liegt auf der hier im Karpatum zum Stillstand gekommenen Überschiebungsfrent und bildet sich im Übergangsbereich zu den Westkarpaten, die während der nachfolgenden Extrusionsphase dem Vorland noch weiter überschoben werden. Diese Bewegungen führen zur Bildung von Blattverschiebungen (strike-slip faults), die den nördlichen Teil der Ostalpen durchschneiden und durch die fortgesetzte Bewegung der Westkarpaten zur Absenkung des Beckens führt. Es kann somit als „strike-slip basin“ oder als „pull-apart basin“ (mit sinistrallem Schersinn) bezeichnet werden.

Für das Steirische Becken als Randbecken des Pannonischen Beckensystems (PBS) sind die Entwicklungen im pannonischen Raum von übergeordneter Bedeutung. Abbildung 5 zeigt eine Gesamtübersicht des Pannonischen

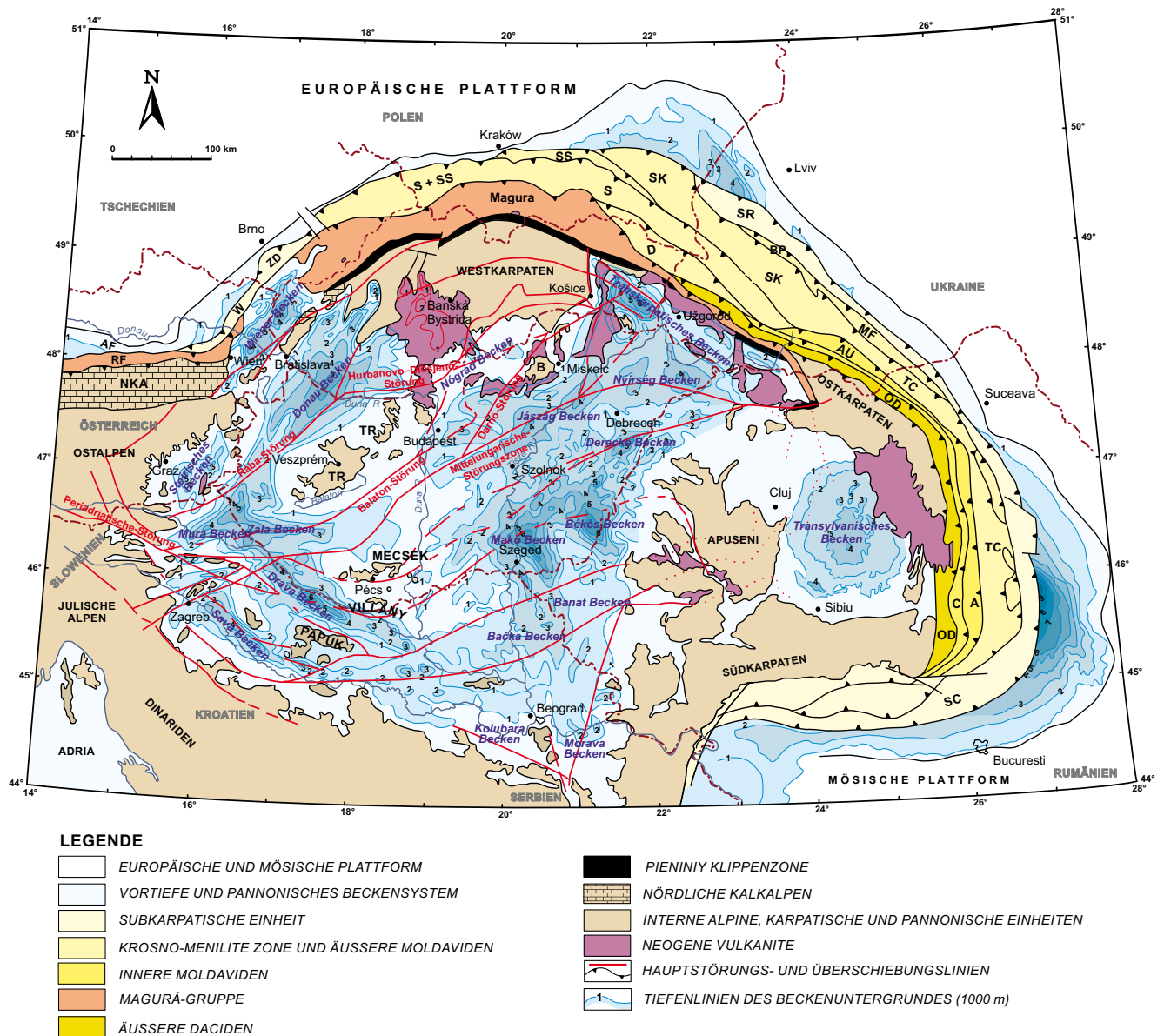


Abb. 5. Geologische Übersicht des Pannonischen Beckensystems und angrenzender Gebiete (verändert nach Kováč et al., 2003). Abkürzungen: AF: Alpine Vortiefe, RF: Rhenodanubikum, NKA: Nördliche Kalkalpen, W: Waschberg-Einheit, Z: Zdanice-Einheit, S: Silesische Einheit, SS: Subsilesische Einheit, SK: Skole-Skiba-Einheit, D: Dukla-Einheit, SR: Sambir-Roznyatov-Einheit, BP: Boryslav-Pokuttya Zone, MF: Marginal Folds-Einheit, TC: Tarcau-Einheit, AU: Audia-Einheit, C: Convolute Flysch-Einheit, OD: Äussere Daziden, SC: Subkarpaten, TR: Transdanubische Einheit, B: Bükk.

Beckensystems mit seinen Teilbecken. (Zu den tektonischen Einheiten dieses Gebietes und ihrer geodynamischen Entwicklung, siehe Kováč et al., 2003.) Das ungarisch-slowakisch-nordrumänische Gebiet wird von zwei tektonischen Großeinheiten aufgebaut: ALCAPA und Tisza (Tisza-Dacia). ALCAPA (für Alpen-Karpaten-Pannonien) nimmt den Norden und Westen, Tisza (auch als Südpannonische Einheit bezeichnet) den Südosten ein. Dazwischen liegt die mittelungarische Scherzone (Mid-Hungarian Fault Zone). Die Verbindung des Ostalpins mit den westkarpatischen Einheiten sowie der Transdanubian Range (Bakony Gebirge) beruht auf deren vergleichbaren geologischen Entwicklungen (FROITZHEIM et al., 2008). Dagegen zeigt Tisza eine deutlich unterschiedliche Entwicklung und kommt spätestens im frühen Oligozän (ca. 35 Ma) in eine Nahposition zu ALCAPA (FODOR et al., 1999). Die nachfolgenden differenziellen Bewegungen der beiden Krustenteile werden bevorzugt in der mittelungarischen Scherzo-

ne, die als ein Element des Periadriatischen Lineaments aufzufassen ist, aufgenommen. Diese Scherzone ist durch das Auftreten südalpiner Einheiten, periadriatischer Intrusiva sowie von Flyscheinheiten (Szolnok Flysch) gekennzeichnet. Den Südwestrand des PBS bilden die Dinariden.

Der Untergrund des Steirischen Beckens, des an Österreich angrenzenden Westungarischen Beckens (Kleine ungarische Tiefebene) sowie des Mura-Zala Beckens (NE-Slowenien–SE-Ungarn) besteht aus ALCAPA-Einheiten. Die Grenze der ALCAPA-Einheiten zur Mittelungarischen Scherzone bildet die Balatonlinie. Die Mittelungarische Scherzone ist über ein komplexes Störungssystem im slowenischen Raum (POLTNIĆ & HERLEC, 2012: 27ff.; SACHSENHOFER et al., 2001) mit dem Periadriatischen Lineament verbunden.

Mit Beginn der lateralen Extrusion von ALCAPA bewegen sich die beiden Einheiten mit entgegengesetzter Ro-

tation (ALCAPA linkssinnig, Tisza rechtssinnig) aufeinander zu und die beiden Einheiten driften gegen Nordosten und Osten, wobei Flysch- und Vorlandbecken überschoben werden. In diesem Zusammenhang wirkt auch der oben genannte roll-back Mechanismus einer Subduktionszone. Beckenbildung in dieser Phase – entsprechend den back-arc-basins bei Subduktionszonen – werden einer syn-rift Phase zugeordnet. Sie ist durch Grabenbildungen an Abschiebungen sowie an den Blattverschiebungssystemen mit einer generell hohen Subsidenzrate (rasche Absenkung) gekennzeichnet. Diese initialen Becken entstehen in weiten Bereichen von ALCAPA. Weiters ist diese Phase mit dem Auftreten des kalkalkalischen Magmatismus (SEGHEDI et al., 2004) verbunden. Im Steirischen Becken bewirken diese Vorgänge die Bildung der einzelnen Teilbecken und der Magmatismus manifestiert sich im Gleichberger Vulkangebiet (siehe unten). In dieser Phase kommt es auch zur Heraushebung des Penninikums im Rechnitzer Fenster. Deshalb wird für diese Phase auch der Begriff des „core complex mode“ verwendet (TARI et al., 1999), womit das Prinzip der lateralen Extension/Extrusion von ALCAPA auf dem noch duktil verformbaren Penninikum angesprochen wird. In diesen Modellen geht diese erste Phase in eine „wide rift“ Phase über (ab dem Badenium), in der Kruste und Lithospärenmantel eine gemeinsame Ausdehnung/Ausdünnung erfahren. Dieser folgt eine „narrow rift“ Phase (etwa ab Beginn des Pannoniums). Hier erfolgen zusätzliche Ausdünnungen und Absenkungen nur noch in einzelnen Beckengebieten (z.B. im „Danube Basin“).

In den Modellen, die Syn- und Postriftphase unterscheiden, endet die Synriftphase im Steirischen Becken mit dem Ende des Karpatiums (16 Ma; SACHSENHOFER, 1996). Dieser Einschnitt wird auch durch die Steirische Diskordanz (FRIEBE, 1990: 228) – „Steirische Gebirgsbildung“ nach STILLE (1924) – markiert, ein tektonischer Impuls, der nur im PBS und dem angrenzenden Wiener Becken auf-

tritt. Im eigentlichen Pannonischen Becken wird der Zeitraum des Synrifts von 20–14 Ma (bis Ende Badenium) angegeben (HORVÁTH & TARI, 1999).

Die geodynamische Entwicklung ab dem Badenium ist im Wesentlichen durch die fortgesetzte Ausdünnung und Absenkung der Kruste bestimmt (wide rift). In den Westkarpaten endet die Überschiebung auf das Vorland bei ca. 14 Ma, hingegen dauert die Überschiebung von Tisza noch bis in das Pannonium an. Um 5–6 Ma enden diese extensionellen Phasen und werden generell von einem kompressiven Regime abgelöst, was zur Beckeninversion (Anhebung) führt. Als geodynamisches Modell für eine spätmiozäne Postriftphase wird auch ein konvektiver Asthenosphärenaufstieg unter der ausgedünnten Lithosphäre ins Treffen geführt, womit die Gleichzeitigkeit von Extension und Kompression im PBS zu erklären versucht wird (HUISMANS et al., 2002).

Das Ende der Absenkung und die nachfolgende Heraushebung und somit das Ende der Beckensedimentation beginnt im Steirischen Becken bereits deutlich früher (ab dem mittleren Pannonium, ca. 10,5 Ma) als in den angrenzenden Becken des PBS (ab 6 Ma), was aus seiner randlichen Lage erklärbar scheint. Die generelle Heraushebung des PBS fand im Quartär statt, obgleich es im zentralen Becken sowie im „Danube Basin“ auch im Quartär noch zu nennenswerten Absenkungen kam, Vorgänge, die jedoch nicht mehr auf eine Extension, sondern auf eine großräumige Faltung zurückgeführt werden (CLOETINGH et al., 2006).

Die inneralpinen Beckengebiete wie das Fohnsdorfer Becken, das Lavanttaler Becken oder die kleineren Absenkungsbereiche an der Mur-Mürz-Furche sind an die großen Blattverschiebungssysteme gebunden, die sich im Zuge der lateralen Extrusion herausbildeten. Die Hauptabsenkungen dieser Becken fanden im Karpatium und Badenium statt (TOLLMANN, 1985).

2. Untergrund und struktureller Bau der Becken

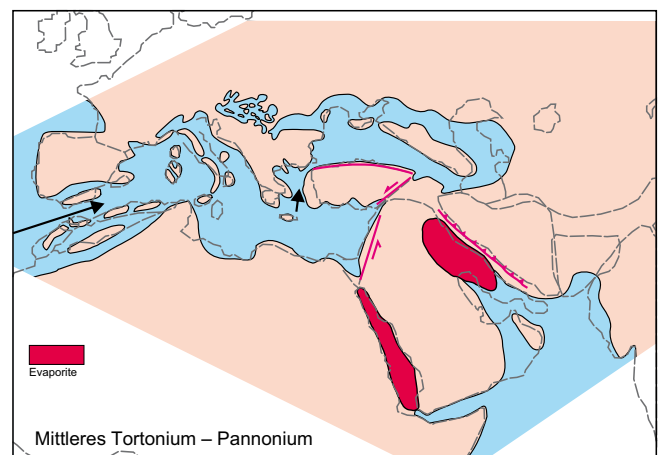
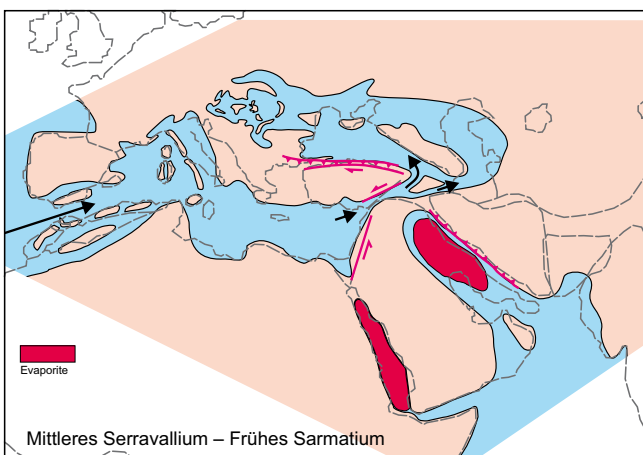
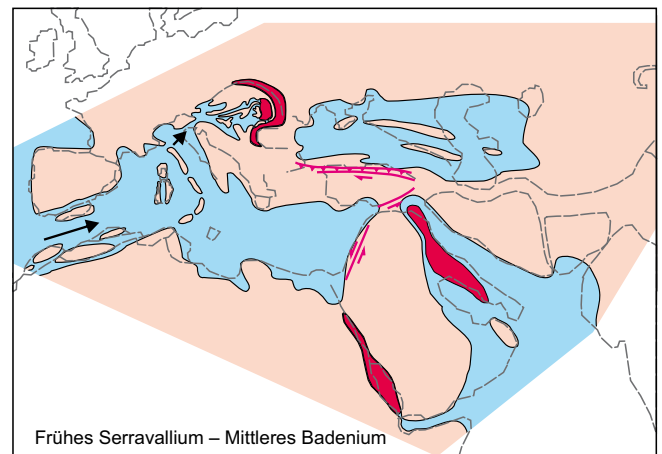
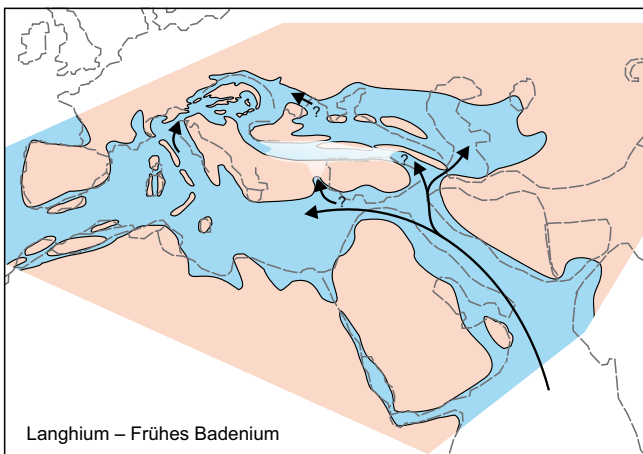
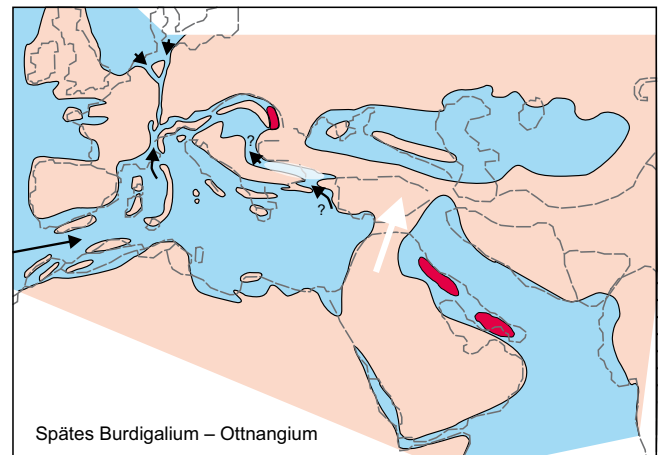
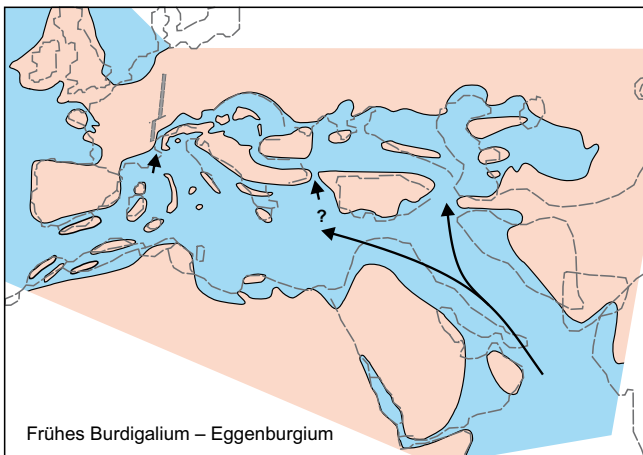
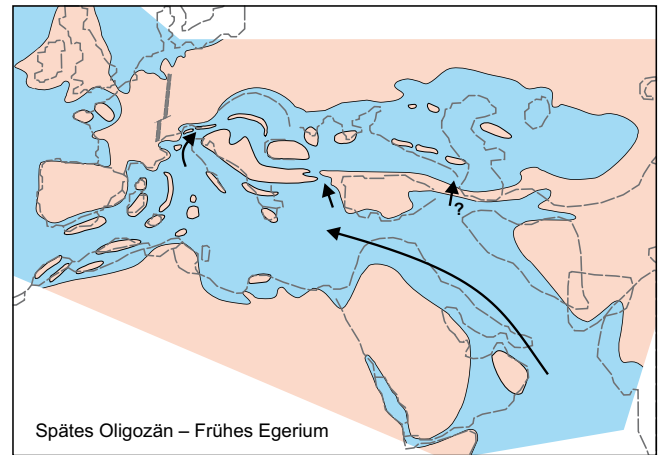
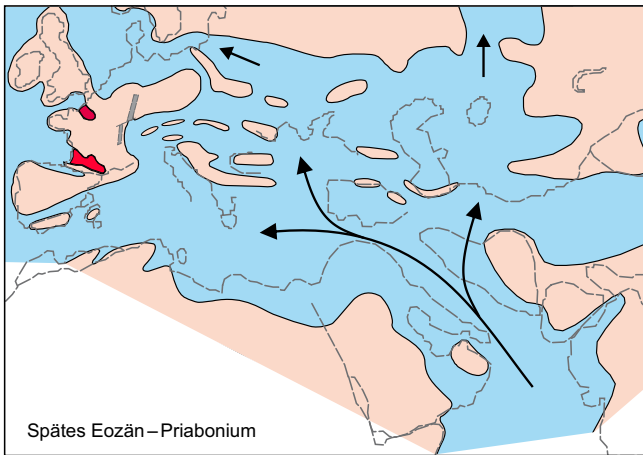
2.1 Allgemeines

Die orogenetischen Abläufe im Alpen-Karpaten-Gebiet sowie in Südosteuropa insgesamt zeichnen sich in der paläogeografischen Umgestaltung der Meeresgebiete nach. Es würde hier zu weit führen, die Entwicklungen von ozeanischen Becken und diversen Restmeeren, ihren Öffnungen und Schließungen darzustellen (siehe dazu: STAMPFLI & KOZUR, 2006; RÖGL, 1998). Der wesentliche Ansatzpunkt liegt in dem Kollisionsgeschehen von Europa mit – sogenannten „Afrika-derived“ – kontinentalen Plattenfragmenten (Adria/Apulia u.a.), die letztlich zur Bildung und Erhebung der alpinen Kettengebirgsszüge vom Eozän bis ins untere Neogen führten. Daraus ergab sich eine Teilung der ehemaligen Tethys in einen „circum-mediterranen“, südlichen Meeresbereich (deren Reste zum Mittelmeer wurden) und einen nördlichen Bereich, der als Paratethys bezeichnet wird. Die unterschiedlichen Entwicklungen dieser Meeresräume veranlassten auch die Aufstellung von eigenen Stufengliederungen (ab dem Oligozän) für die Paratethys (vgl. PILLER et al., 2004), die in Österreich üblicherweise Anwendung findet.

Die Paratethys erstreckt sich vom Molassegebiet in Frankreich bis in das Gebiet des kaspischen Meeres und des Aralsees (und zeitweise darüber hinaus). In Abbildung 6 ist die Rekonstruktion der Entwicklung von Paratethys und Mittelmeer im Zeitraum von 36–12 Ma zusammengefasst (RÖGL, 1998, 1999, 2001; siehe auch: STEININGER & WESSELY, 2000; POPOV et al. 2004). Sie zeigen in der Gesamtschau eine zunehmende Abschnürung der Paratethys von den umgebenden Meeresbereichen. Diese Abschnürung führt letztlich zum sukzessiven Aussüßen (Abnahme der Salinität des Wassers) des Restmeeres und zur Bildung des sogenannten Pannonsees, des Schwarzen Meeres und anderen Restbecken.

Aufgrund ihrer unterschiedlichen Entwicklungen wird in eine westliche, zentrale und östliche Paratethys untergliedert. Die westliche Paratethys entspricht der alpinen Molassezone bis Westbayern, der zentralen der Raum von Ostbayern bis in die karpatische Vortiefe, wozu auch das

Abb. 6.
Paläogeografische Entwicklung von Paratethys und Mediterran, spätes Eozän bis Pannonium (aus RÖGL, 1998, 1999, 2001). ►



Wiener Becken und der Pannonische Raum gerechnet wird (STEININGER & WESSELY, 2000). Der zentralen Paratethys schließt sich die östliche Paratethys an. In der zeitlichen Entwicklung können vier Phasen unterschieden werden: Protoparatethys (Kiscellium), Eoparatethys (Egerium bis Ottnangium), Mesoparatethys (Karpantium–Badenium) und Neoparatethys (Sarmatium bis Rezent). Die nachfolgende Darstellung der großen Beckenbereiche Österreichs hat im Wesentlichen die Entwicklung der zentralen Paratethys sowie des Westrandes des infolge abgeschnürten Pannonischen Beckens zum Inhalt.

2.2 Der Untergrund der Becken

2.2.1 Der Molasseuntergrund

Strukturelle Gliederung

Den Untergrund der Molassezone bildet der Kontinentalrand Europas, der hier von der Böhmisches Masse und deren sedimentären Auflagerungen eingenommen wird.

Der Molasseuntergrund zeigt folgendes strukturelles Bild: die Tiefenlinien streichen im Westabschnitt etwa E–W, die Alpenfront verläuft leicht schräg dazu. Dies hat zur Folge, dass die Tiefenlage des Untergrundes an der Gebirgsfront von 4.000 m im Salzburger Raum allmählich auf ca. 1.300 m im Gebiet von Steyr ansteigt. In der Verengungszone Amstetten–Wieselburg liegt der Untergrund bei etwa 800 m unter der Oberfläche. Ab St. Pölten–Wilhelmsburg schwenken die Tiefenlinien in ein NE–SW-Streichen um und der Beckenuntergrund sinkt wieder auf über 2.000 m

unter Gelände ab (jeweils auf die Gebirgsfront bezogen). Das Gebiet nördlich der Donau weist mit Waschbergzone und der Bildung des großen Wiener Beckens ein vom Voralpengebiet abweichendes Bild auf, da hier die alpinen Teile selbst tief versenkt sind. Der europäische Untergrund sinkt hier in Tiefen von über 7.500 Metern ab (–7.334 m AN in Zistersdorf ÜT, vgl. auch den Profilschnitt zum Wiener Becken in Abbildung 14).

Unterhalb der alpinen Decken von Flyschzone und Kalkalpen erreichten Bohrungen den Molasseuntergrund bei –3.575 m AN in Oberhofen (nahe Straßwalchen, Abb. 8), bei –4.688 m AN in Molln 1, –5.583 m AN in Berndorf 1, –5.887 m AN in Aderklaa ÜT 1. Unter den höheren Kalkalpendecken (Dachstein etc.) ist die Versenkung der Kontinentalkruste mehr als 8.000 m unter AN (KRÖLL et al., 2006a). Abbildung 7 gibt eine Übersicht zu den Untergrundverhältnissen des Ostabschnittes. In Abbildung 8 sind die geologischen Informationen zum Beckenuntergrund sowie strukturelle Merkmale, wie Bruchlinien und Tiefenlage, für den Westabschnitt der Molassezone zusammengestellt.

Neben der genannten Trennung von West- und Ostabschnitt durch die kristalline Hochzone ist der Molasseuntergrund jeweils durch Schwellenbereiche sowie Becken- und Grabenzonen gekennzeichnet, worin sich die „prätertiäre“ geologische Entwicklung ausdrückt. Der westliche Molasseuntergrund ist durch eine „Zentrale Schwellenzone“ gekennzeichnet, die – als Fortsetzung des Landshut-Neuöttinger-Hochs – einen NW–SE streichenden Rücken bildet, dem im Norden der Braunauner Trog und im Süden das Salzachbecken anliegt. Östlich

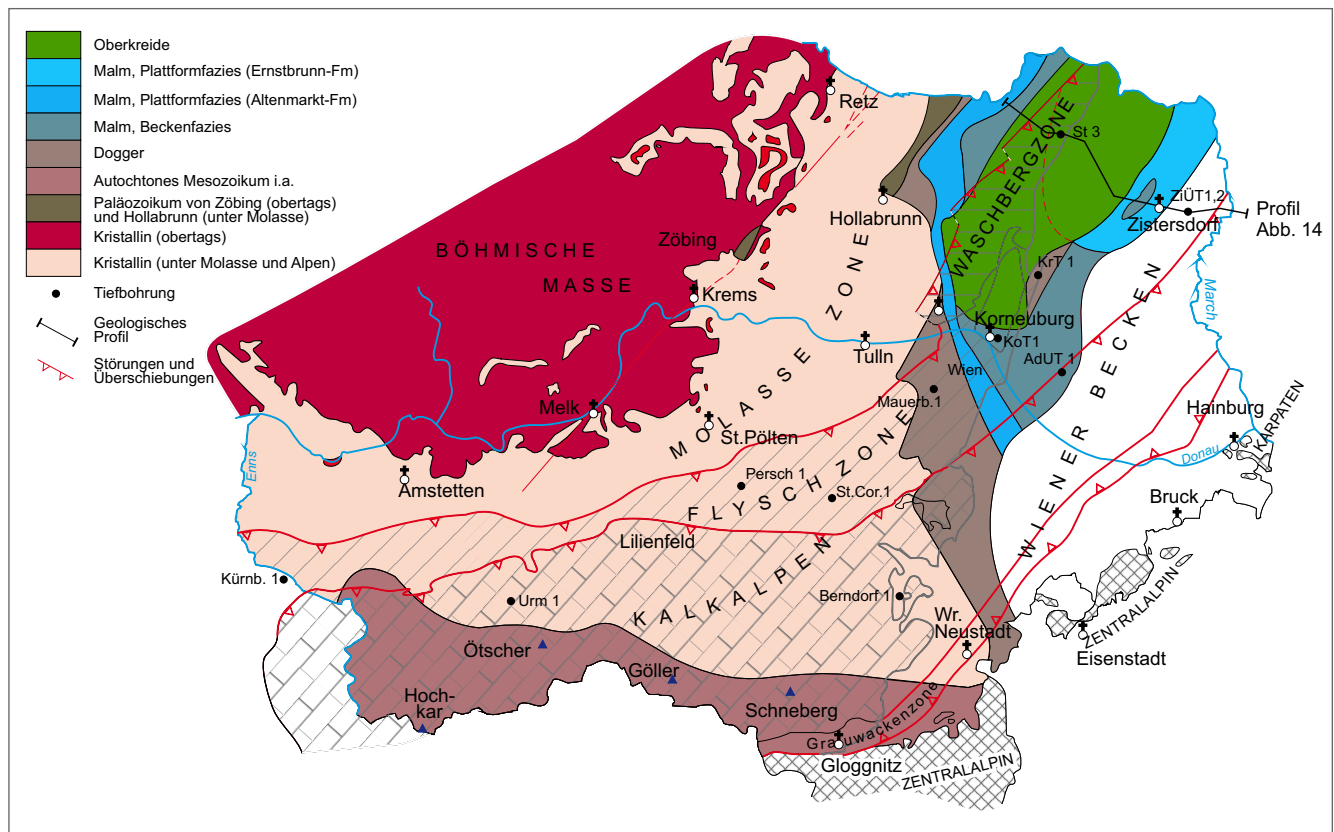


Abb. 7.
Der Beckenuntergrund der Molassezone zwischen Enns und Thaya (aus WESSELY, 2006: Abb. 154).

Geologische Karte des prätertiären Untergrundes

Tiefenstufen in
Grauskala dargestellt

Oberkreide

Jura

Kristallin

• Tiefbohrungen

Ho Hochberg

Per Perwang

Vo Vordersee

Obh Oberhofen

Grü Grünau

Mol Molln

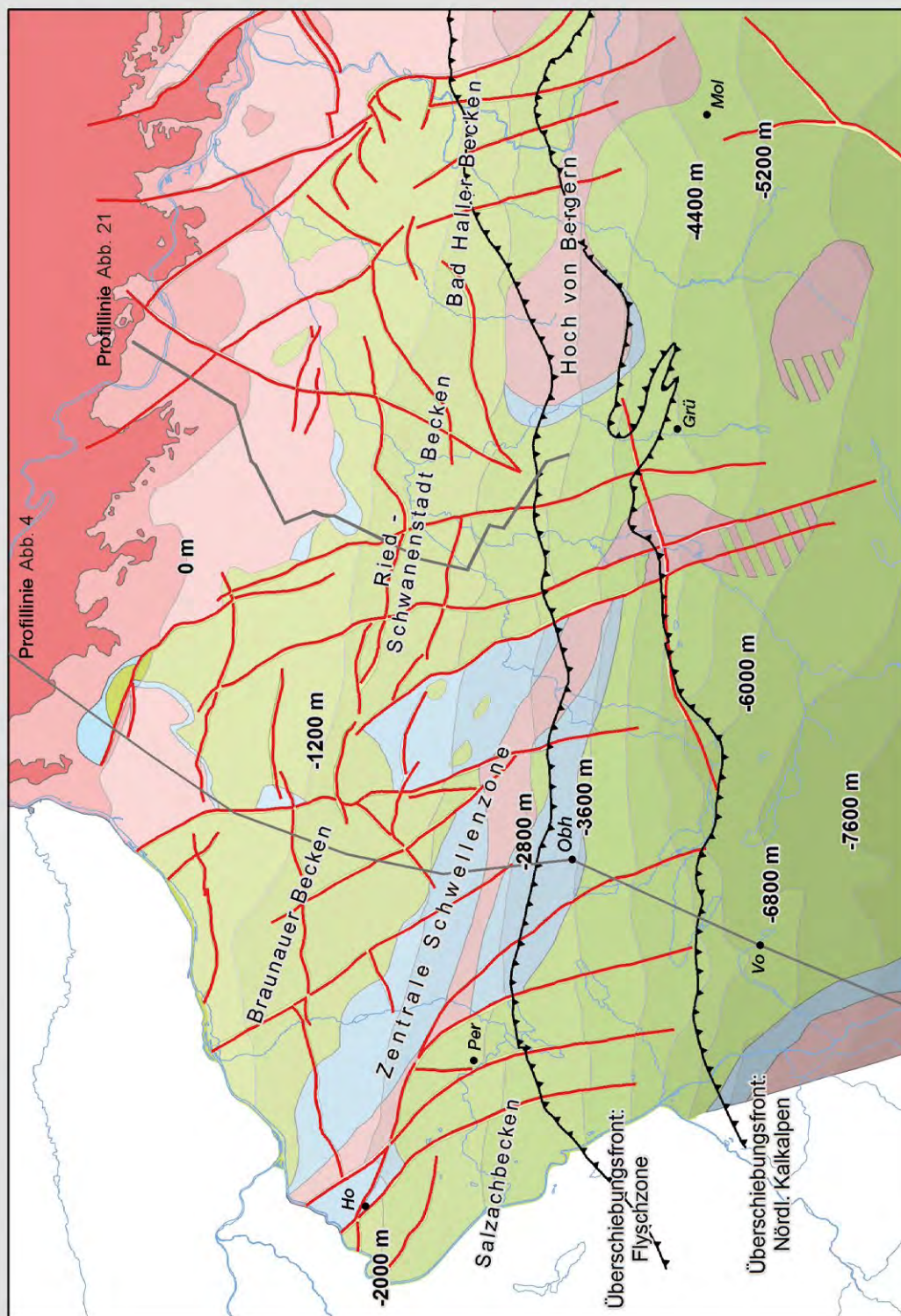


Abb. 8.
Beckenuntergrund des Westabschnittes der Molassezone (nach Kröll et al., 2006a).

Im Ostabschnitt wird der Untergrund durch NE-SW verlaufende Brüche/Störungen/Grabensysteme (Mailbergbruchsystem mit über 2.000 m Vertikalversatz, Stettendorfer Bruch, Diendorfer Störung) dominiert (Abb. 22). Die bruchhaften Zerlegungen zeigen bevorzugt mesozoische Aktivitäten (Mitteljura), obgleich die variszische Anlage zu vermuten ist („Boskovitzer Furche“). Wesentliche mesozoische Absenkungen mit Beckenbildung sind vom östlichen Teil des Ostabschnittes bekannt (siehe unten). Zum südlichen Bereich unter den Alpenen Decken liegen lediglich Informationen aus Tiefbohrungen sowie aus Reflexionsseismiken vor (KRÖLL et al., 2001: 21f.). In diesem Zusammenhang ist jedoch auf die Einbeziehung von Sedimenten des Kontinentalrandes in den alpinen Bau (Grestner Klippenzone, insbesondere im Raum Ybbsitz, großtektonisch dem Helvetikum zugeordnet, sowie auf die Granitexotika (Leopold-Buch-Denkmal) in der Buntmergelschicht hinzuweisen. Beim Einsetzen der Molassesedimentation (ab dem Oligozän) wird der Kontinentalrand als weitgehend eingeebnet angesehen (MALZER et al., 1993: 292). Für das Diendorfer Störungssystem werden auch miozäne Aktivitäten mit Steilstellung von karpatischen und badenischen(?) Ablagerungen angezeigt (ROETZEL et al., 1999a: 349).

Wie bemerkt, wird der Untergrund vom kristallinen Sockel der „Böhmischen Masse“ – als Überbegriff für verschiedene kristalline Grundgebirgseinheiten, die seit dem Varisikum Teil der europäischen Kontinentalplatte sind – und seiner sedimentären Bedeckung („Autochthon“) aufgebaut. Es sollten hier nur einige Grundzüge der Entwicklung des Kontinentalrandes angeführt werden. Eingehendere Betrachtungen finden sich bei MALZER et al., 1993: 283ff, WESSELY, 2006: 59ff, sowie bei TOLLMANN 1985: 409ff. Abbildung 9 zeigt schematisiert die stratigrafischen Verhältnisse der autochthonen Bedeckung des kristallinen Untergrundes mit lithologischer wie fazieller Charakterisierung.

Am Sporn der Böhmisches Masse (ab Steyr ostwärts) fehlt dem kristallinen Sockel eine autochthone, sedimentäre Auflage, die vermutlich der Erosion anheimgefallen ist. Oberkreidebedeckung wird hier erst unter den Alpen ausgewiesen (KRÖLL et al., 2001). Autochthone „präterti-



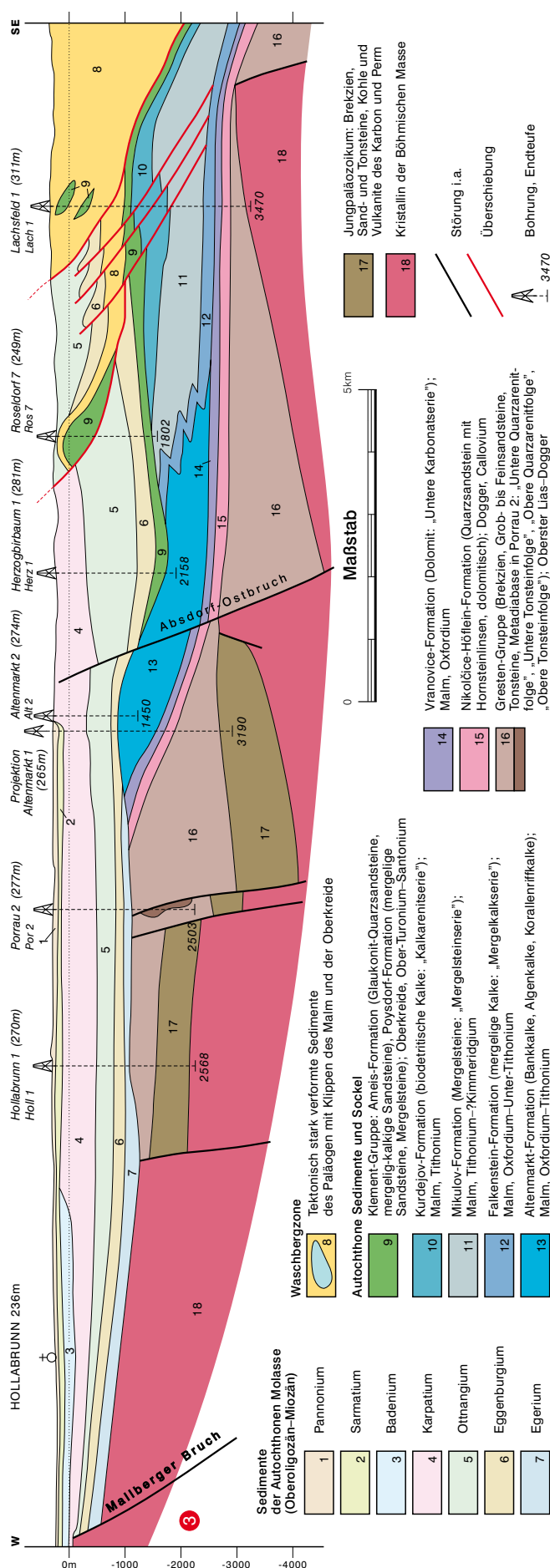
äre“ Sedimente sind im Westabschnitt weit verbreitet. Im Ostabschnitt ist das Autochthon erst im östlichen Niederösterreich (etwa ab einer Linie Wiener Neustadt–Stockerau–Hollabrunn) vorhanden. Im Nordbereich wird dieses mesozoische Senkungsgebiet als Thayatrof (WESSELY, 2006: 62) oder Staatzer Faziestrog (TOLLMANN, 1985: 419) bezeichnet und stellt – in weiterer Ausdehnung gegen Südost – auch den Sedimentationsraum der Gesteine der Waschbergzone dar und entspräche in seinen jüngsten Entwicklungen einem (mehr theoretischen) „Prä-Wiener Becken“ (siehe Abschnitt zum Wiener Becken).

Die autochthonen Ablagerungen des österreichischen Molasseuntergrundes umfassen den Zeitraum vom Oberkarbon bis zur Oberkreide (zur Ausnahme der Waschbergzone mit jüngeren Anteilen, siehe unten). Im nordöstlich anschließenden tschechischen Raum (Umgebung von Brünn) beginnt die sedimentäre Abfolge im Mitteldevon (Old Red), gefolgt von oberdevonisch-unterkarbonen Karbonaten (diese sowohl obertags – Moravischer Karst – als auch unter jüngerer Bedeckung/alpinen Decken auftretend), denen eine unterkarbone Abfolge in Kulmfazies aufliegt.

Die Abfolge im österreichischen Gebiet lässt sich in drei Sedimentationsphasen mit größeren Unterbrechungen untergliedern: Zunächst treten bevorzugt in Gräben/Senken abgelagerte, kontinentale Sedimente des Permokarbon auf. Diese erste Phase ist beispielsweise im Perm von Zöbing obertags aufgeschlossen. In der Bohrung Hochburg (SW Burghausen/OÖ, siehe Abbildung 8) wurden knapp 400 m Siliziklastika des Karbon bis Unterperm angetroffen (KRÖLL et al., 2006b: 17). Auch im Ostabschnitt wurden jungpaläozoische Ablagerungen erbohrt. So sind im Raum Hollabrunn – als eine Verlängerung der Boskowitz Furche betrachtet – rund 1.000 m mächtige terrigene, permokarbene Ablagerungen vorhanden (KRÖLL et al., 2001: 20; vgl. auch Abbildung 10: mit etwa 150 m Oberkarbon und darüber 550 m Unterperm in der Bohrung Hollabrunn 1).

Die nachfolgende großräumige Transgression setzt im Unter-/Mitteljura (zweite Phase) ein. Im Westabschnitt folgt auf terrestrischen Flusssanden mit Kohleflözen und flachmarinen Sandsteinen des Dogger (der Gresten-Formation entsprechend) im Oberjura eine karbonatische Entwicklung. Diese „Malmkarbonate“ der süddeutschen Kalkplattform treten unter bedeutender Mächtigkeitsreduktion gegen Osten bis in das Gebiet von Sattledt auf. In der Bohrung Hochburg besitzen sie eine Mächtigkeit von 557 Metern. Aus dem Profilschnitt (Abb. 4) und der Untergrundkarte (Abb. 8) geht die Verbreitung des Jura gegen Süden, unterhalb der Alpen hervor. Auch unter jüngerer Bedeckung wurden Malmkarbonate mit über 150 m Mächtigkeit (insgesamt über 230 m Jurasedimente) in der Bohrung Grünau (Abb. 8) erfasst. Im hangenden Anteil ist die Karbanatplattform durch Stromatolithen, Dolomite, Feinbrekzien u.a. gekennzeichnet (WAGNER, 1996b: 221), worin sich Verflachung und Regression ausdrückt. Dafür wird der Begriff der Purbeck-Fazies verwendet, für den hypersaline Sedimente (Salzlagunen), Wattablagerungen und der Übergang in terrestrische Verhältnisse charakteristisch

Abb. 10. Profilschnitt durch die östliche Molassezone und ihrem Untergrund (aus ROETZEL, 2009; Profilverlauf und Lage der angegebenen Bohrungen, siehe Abbildung 22).



sind. In von späterer Erosion verschont gebliebenen Gebieten erreichen die Juraablagerungen im Westabschnitt eine Mächtigkeit von 500 bis 800 m (MALZER et al., 1993: 286).

Im Ostabschnitt lagern sich die Gesteine der „Gresten-Gruppe“ (Quarzsandsteine, Tonsteine, auch Kohlelagen; Deltaablagerungen am Kontinentalrand) synsedimentär in den zu dieser Zeit aktiven Bruchstrukturen ab. Die Gesamtabfolge des Mitteljura (Gresten-Formation und Dolomitsandsteinfohle/Nikolcice-Höflein-Formation) kann bis 1.700 m mächtig werden (Bohrung Stockerau Ost 1, siehe Abb. 28). Im Oberjura steht im Ostabschnitt einer küstennahen karbonatischen Entwicklung (Altenmarkter Schichten, bis 750 m) eine mergelige Beckenentwicklung (Mikulov-Mergel) gegenüber (935 m in Zistersdorf ÜT2a, im Raum Falkenstein rund 2.000 m mächtig). Der Übergangsbereich („Hangfazies“, Falkenstein-Formation) liegt etwa im Raum Laa an der Thaya (Abb. 10, 24 sowie WESSELY, 2006: 64). Diese Mergelfolge der Beckenfazies bildet übrigens das Hauptmuttergestein der Kohlenwasserstoffe des Wiener Beckens. Ein Äquivalent in der Waschbergzone sind die Klementnitzer Schichten, die hier das tiefste Schichtglied bilden. Der hangende Abschluss des jurassischen Zyklus ist im Ostabschnitt die obertithone Kalkplattform der Ernstbrunn-Formation, die auch in den Klippengesteinen der Waschbergzone aufgeschlossen ist (Abb. 11). Unterkretazische Sedimente sind – abgesehen von wenigen Ausnahmen – vom Molasseuntergrund nicht bekannt. Dieser Zeitraum ist durch Erosion und Verkarstung gekennzeichnet.

Der dritte Zyklus beginnt mit der Oberkreidetransgression (Cenomanium/Turonium) und dauert bis an das Ende der Kreide. Im Westen beträgt die Gesamtmächtigkeit der marinen Kreideablagerungen bis 1.000 m; diese liegen in Schwellen- und Küstenbereichen in sandig-kalkiger Ausbildung (Glaukonitsandsteine), in tieferen Gebieten als Tonmergel (Globotruncanenmergel) vor. Eine Sonderentwicklung tritt am Ostrand des Bad Haller Beckens (Gasfelder von Thann/Teufelsgraben) ab dem oberen Turonium (ca. 90 Ma) mit einer limnisch-fluviatilen Fazies und sandigen Deltabildungen auf (Gesamtmächtigkeit dieser Oberkreidebildungen bis 700 m, MALZER et al., 1993: 290; siehe auch Abbildung 9).

Im Ostabschnitt liegt die autochthone Oberkreide in tonig-mergeliger, teils sandiger, untergeordnet karbonatischer Ausbildung vor (Ameis-Formation und Poysdorf-Formation). Sie erreichen bis 500 m Mächtigkeit. In der Waschbergzone sind die Oberkreideablagerungen durch die Klement-Formation vertreten. Es sind dies Glaukonitsandsteine und -mergel, die in den höheren Anteilen als „Mucronatenschichten“ (heute „Palava-Formation“) bezeichnet wurden. Sie sind wegen ihres Fossilreichtums bekannt und bereits von SUESS (1852) genannt.

Dem Ende der Kreide folgen weiträumige Hebungen des Kontinentalrandes und eine weitere erosive Phase (Abtragungsbeträge bis zu 1.600 m, MALZER et al., 1993: 292). Als Ausnahme setzt sich die Sedimentation im Ablagerungsgebiet der Waschbergzone im Paläogen mit flachmarinen Bildungen fort und hält mit einer Schichtlücke im middle-



Abb. 11.
Staatzer Klippe aus oberjurassischen Kalk der Ernstbrunn-Formation in der Waschbergzone (Foto: T. Hofmann).

ren Eozän und einer kurzen Unterbrechung im obersten Oligozän bis zu ihrer Aufschuppung im unteren Miozän an (PILLER et al., 2004). Die nachfolgende Sedimentationsphase beginnt in der westlichen Molassezone im Obereozän (ab ca. 37 Ma), im Osten ab dem Rupelium (ab ca. 30 Ma; siehe unten).

2.2.2 Wiener Becken und Steirisches Becken

Die Untergrundverhältnisse der inneralpinen Beckenbereiche sind von den oben dargestellten, geotektonischen Voraussetzungen (Kapitel 1.2.3) maßgeblich beeinflusst. Im Gegensatz zur Molassezone, für die – vereinfacht gesagt – ein Absenkungsprozess eines Kontinentalrandes durch Auflast zutrifft, entwickeln sich das Wiener Becken und die pannonischen Randgebiete in komplexen tektonischen Abläufen, die an spezifische Strukturelemente gebunden sind. Auch weisen das Wiener Becken (Scherbruchsysteme) und die pannonischen Randbeckenbereiche in Österreich einen unterschiedlichen Baustil auf. Das Wiener Becken wird deshalb hier nicht zum Pannonischen Beckensystem (PBS) gezählt, da es von der wesentlichen Krustendynamik (Krustenausdünnung) des PBS nur bedingt erfasst ist und deshalb auch getrennt dargestellt wird.

Abbildung 12 zeigt die „prätertiären“ geologischen Untergrundverhältnisse des ostösterreichisch-westpannonisch-slowakischen Gebietes. Es sei hier angemerkt, dass die Transdanubische Einheit (obertags im Bakony aufgeschlossen) – die ehemals auch als „Pelso unit“ bezeichnet wurde – aufgrund der geologisch-faziellen Vergleichbarkeit und seiner tektonischen Position mit dem Drauzug-Gurktal-Deckensystem korreliert wird (SCHMID et al., 2008: 152).

Das Wiener Becken

Das Wiener Becken weist eine lange Erforschungsgeschichte auf, die schon vor 200 Jahren begann. So stellt das Wiener Becken den „klassischen Boden für die Entwicklung der Vorstellungen über die Stratigraphie des Neogen dar“ (TOLLMANN, 1985: 485). Entsprechend umfangreich und kaum überschaubar ist die fachspezifische Literatur zum Wiener Becken. Einen weiteren Schwerpunkt in der Erforschung des Beckens bilden die Erkundungen auf Öl und Gas, die während des Ersten Weltkrieges begannen. Seit 1930 erfolgte die systematische Erschließung des Beckens durch Bohrungen (1930 erste fündige Bohrung im Raum Zistersdorf, 1934 erste wirtschaftliche Auf-

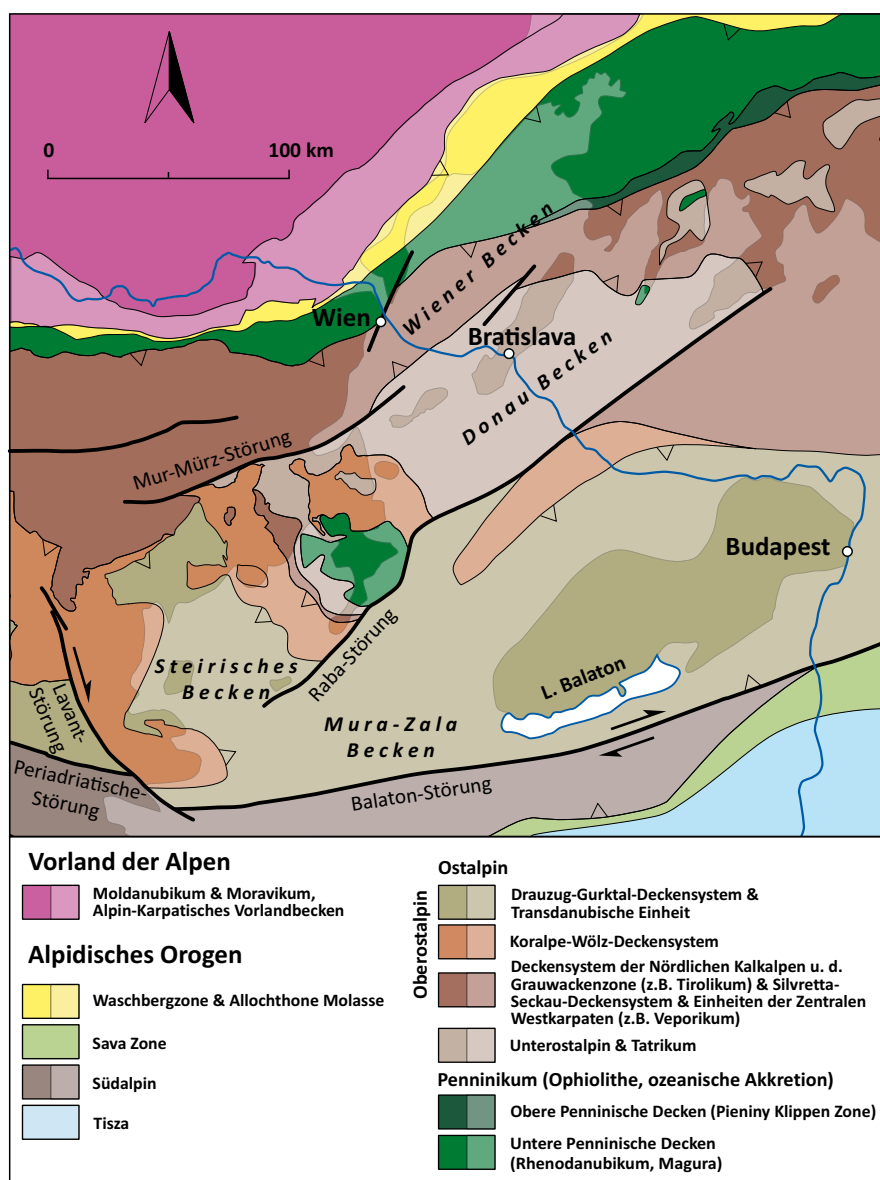


Abb. 12. Geologische Karte des „prätertiären“ Untergrundes (nach SCHMID et al., 2008, verändert).

schließung mit der Bohrung Gösting 2). Bis heute wurden mehr als 3.500 Bohrungen im österreichischen Teil des Beckens abgeteuft. Detaillierte Informationen zur lagerstättenkundlichen Erschließung des Beckens finden sich in KREUTZER (1993b) sowie auch bei GRILL (1968) und KRÖLL (1980). Einen kurzen Überblick der geologischen Forschungsmethoden und -ergebnisse gibt WESSELY (2006: 189). Gesamtübersichten zur Geologie des Wiener Beckens finden sich in allen Übersichtswerken zur Geologie Österreichs.

Die kartenmäßige Erfassung des Baus und der Geologie des Beckenuntergrundes brachten KRÖLL & WESSELY (1993; siehe auch Abbildung 15) und WESSELY et al. (1993). Weitere Einblicke über die Verhältnisse bieten geologische Profile über das Becken hinweg bzw. zahlreiche Detailprofile, seismische Profile etc. (WESSELY, 1993a; WESSELY, 2006; Abbildung 14).

Der tektonische Bau des Wiener Beckens

Als strukturelle Voraussetzungen in der Entwicklungsgeschichte des Wiener Beckens nennt WESSELY (2000: 193f.) den Aufbau des europäischen Kontinentalrandes und seine Rolle in der Überschiebungstektonik. Am Kristallinsporn der Böhmisches Masse kommt es in der frühmiozänen Überschiebungsphase zum Umbiegen des Alpen-Karpatenbogens von einer W-E Orientierung zu einer SW-NE Ausrichtung. (In der Bohrung Berndorf 1, ca. 16 km nordwestlich Wiener Neustadt, wurde das Kristallin der Böhmisches Masse bei knapp 6.000 m Bohrtiefe angefahren.) Das Umbiegen bzw. das Vorseilen der Gebirgsfront wird zudem noch dadurch forciert, dass im südöstlichen Vorlandbereich der Böhmisches Masse mesozoische Beckenbildungen (siehe oben) vorhanden sind, die strukturelle Vorzeichnungen – im Sinne von tektonischen Schwächezonen – für die tektonischen Abläufe darstellen (WESSELY, 2006: 66f.; siehe auch Abbildung 22). Die Orientierung dieser Bruchsysteme entspricht einerseits der Richtung der Diendorfer Störung respektive der Boskowitz Furche, andererseits den in Waschbergzone und Wiener Becken vorherrschenden SW-NE Richtungen. Obgleich für WESSELY die Kennzeichen des Wiener Beckens als pull-apart Becken auffällig sind, ist „...eine echte Blattverschiebung im NW des Beckens [...] nicht wirklich zu orten“ (WESSELY, 2000: 193). Dies könnte daher rühren, dass in der Hauptphase des pull-apart Mechanismus die Nordwestfront bereits eine gewisse Fixierung erlangt hat.

Als weiteres Merkmal ist der zeitliche Ablauf des Überschiebungsgeschehens des Alpen-Karpatenbogens hervorzuheben, der bereits in Kapitel 1.2.3 behandelt wurde und als Voraussetzung für die Beckenbildung gilt (vgl. auch WESSELY, 1998: Abb. 1, 2000: Abb. 1).

Aufgrund der Einbeziehung in die Überschiebungstektonik werden im Wiener Becken drei Stockwerke unterschieden. Das erste beinhaltet die junge Beckenfüllung, das zweite den eigentlichen „prätertiären“ Untergrund und das dritte Stockwerk die bei der Überschiebung überfahrenen Einheiten. Letzteres wurde im Abschnitt zur Molassezone mitbehandelt.

Im Untergrund des Wiener Beckens (2. Stockwerk) setzen sich die geologischen Einheiten, wie sie an der Westgrenze an das Becken herantreten, gegen Nordost fort und leiten in den Westkarpatischen Raum über (WESSELY et al., 1993). Somit sind die lithologischen Verhältnisse des Untergrundes, die auch durch die unzähligen Bohrungen genau erfasst sind, gut bekannt. In einem NW-SE Querschnitt Hollabrunn-Hainburg zeigt der allochthone Untergrund einen Aufbau aus Flyschdecken, überlagert von Kalkalpendecken mit zwischengeschalteten Gosaumulden und der unterlagernden Grauwackenzone als östliche Begrenzung des kalkalpinen Anteils. Den Ostrand bildet das ostalpin/tatrische Kristallin mit seiner permomesozoischen Auflage. Im slowakischen Gebiet erfolgt eine gewisse Umstellung des Baustils der kalkalpinen Decken, die sich darin äußert, dass Einheiten, die im Ostalpengebiet eine tiefe

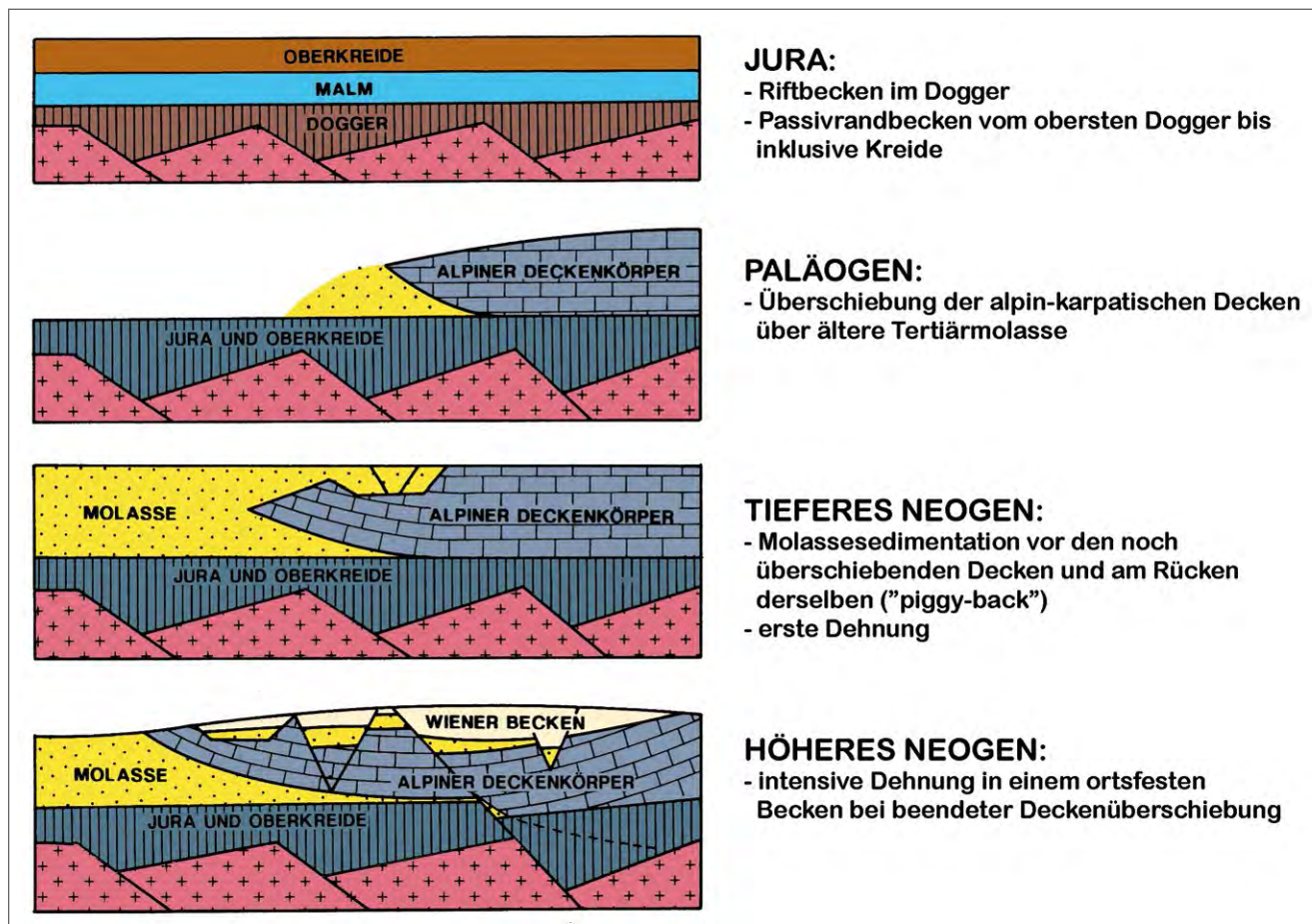


Abb. 13.
Schema der Entwicklung des Wiener Neogenbeckens und seiner Vorläufer (nach WESSELY, 2000, 2006).

und stirnnahe Position einnehmen (Bajuvarikum), sich hier nicht nur in frontaler Position, sondern sich auch in rückseitiger Position, dem Tatrikum aufliegend, befinden, worin sich der von den Ostalpen durchaus unterschiedliche Gebirgsbau der Westkarpaten äußert.

Der Bildungsverlauf des Wiener Beckens kann schematisch in vier Phasen unterteilt werden, wobei drei Beckenzyklen zu unterscheiden sind (Abb. 13):

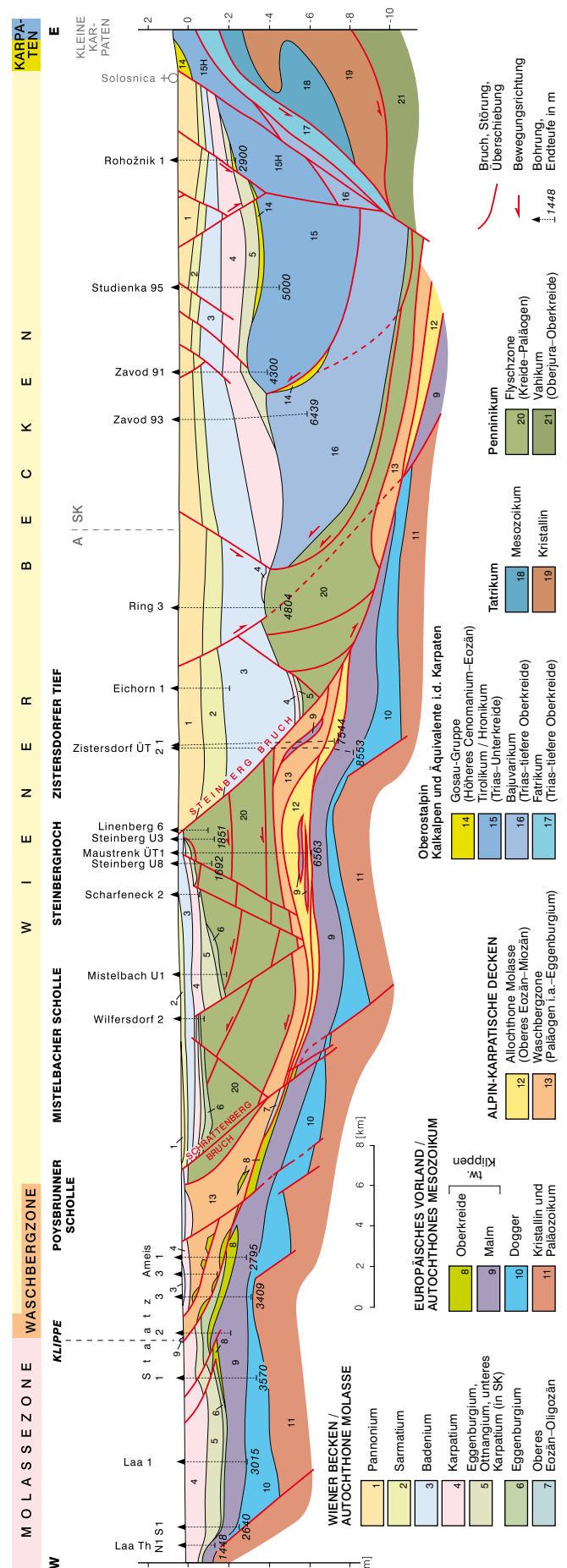
Prä-Wiener Becken: Es handelt sich um die bereits oben erwähnten Beckenbildungen am europäischen Kontinentalrand mit permokarbonen und mesozoischen (Dogger bis Kreide) Sedimenten: erste Hauptphase. Die zweite Phase ist durch den Einsatz der Überschiebungen – hier im oberen Oligozän (ca. 25 Ma) – am Kontinentalrand gekennzeichnet. Es lagern sich Sedimente des Eozän bis Oligozän (35 bis 25 Ma) ab, die ihrerseits auch nachfolgend von der Alpenstirn überfahren werden (Bohrung Berndorf 1 mit 35 m autochthoner Molasse unter Kalkalpen und Flysch).

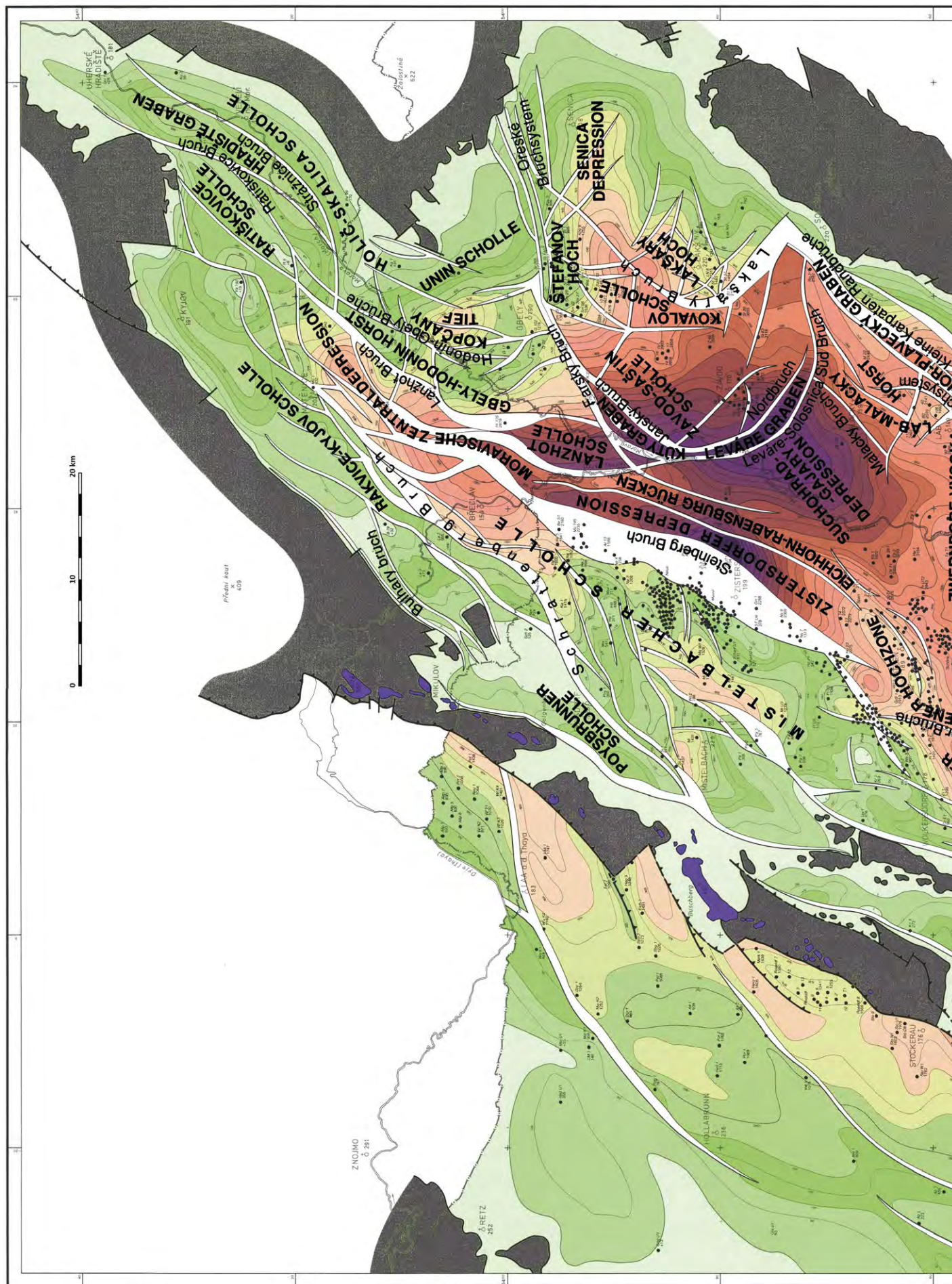
Proto-Wiener Becken: Bei fortdauernder Überschiebung der alpinen Einheiten werden Sedimente sowohl vor der Stirn, als auch auf den alpinen Decken (Parautochthone Molasse, STEININGER et al., 1986) abgelagert. Letztere werden als „piggy-back-basins“ (Becken, die sich auf aktiven Deckenstrukturen bilden) bezeichnet und bilden als synsedimentäre Ablagerungen in bruchtektonischen Senkungsbereichen das Proto-Wiener Becken (in Abbildung 13: „Tieferes Neogen“). Diese dritte Phase umfasst den Zeitraum Eggenburgium–Karpantium (ca. 20 bis 16,5 Ma). Die Hauptverbreitung dieser frühen Beckenbereiche liegt im Nordabschnitt des heutigen Beckens und stand zu dieser Zeit in Verbindung mit dem Molassebecken und auch mit intrakarpatischen Beckengebieten. Ab dem Ottnangium/Karpantium beginnt die Ausdehnung in den südlichen Beckenbereich. Das Korneuburger Becken ist mit der Phase des Proto-Wiener Beckens vergleichbar.

Neo-Wiener Becken (Phase 4): Mit dem Ende der Überschiebungstektonik im Karpantium kommt es zur Ausbildung des Beckens in seiner heutigen Form. Am Übergang vom Karpantium zum Badanium (vor ca. 16 Ma) finden starke tektonische Bewegungen („Steirische Phase“) mit kurzzeitiger Inversion des Beckens statt. Es werden teils beträchtliche Abtragungen angenommen (bis zu 400 m; WEISSENBÄCK, 1996: 358). Neuerliche extensionelle Bedingungen mit Absenkung und Sedimentakkumulation setzen sich vom Badanium bis zum oberen Pannonium (ca. 8 Ma) fort, womit die miozäne Entwicklung des Wiener Beckens endet.

Die innere Gliederung des Wiener Beckens und seines Untergrundes (Abb. 15) ist im Wesentlichen durch die bruchtektonische Zerlegung bestimmt, die zur Ausbildung von Hoch- und Tiefzonen führt. Die Westflanke des Beckens wird von sogenannten Hochschollen eingenommen: Poysbrunner Scholle, Mistelbacher Scholle, Mödlinger Scholle. Die Hochschollen weisen jeweils beckenseitig Hochzonen auf: Steinberghoch und Laxenburg-Oberlaaer Hoch.

Abb. 14.
Profilschnitt durch das nördliche Wiener Becken (nach WESSELY, 2006), leicht verändert. Profilverlauf in Abbildung 7.





Die beckenseitige Begrenzung dieser Weststrandschollen bilden die Bruchsysteme des Steinbergbruches (rund 6.000 m Vertikalversatz) bzw. das Bisamberg-Leopoldsdorfer Bruchsystem (rund 4.000 m Vertikalversatz). Die zugehörigen Depressionen sind das Zistersdorfer Tief, die Großengersdorfer- und die Schwechater Depression.

Der zentrale Beckenbereich ist wiederum durch weitere Hoch- und Tiefzonen untergliedert. Die mediane Hochzone reicht vom Hodonin-Gbely-Horst im NNE über den Eichhorn-Rabensburg Rücken zu den Hochzonen von Matzen und Aderklaa (diese Hochzonen sind für die Mineralölindustrie von Interesse). Gegen Osten grenzen an diese Hochzonen die Drösing-Kuty Depression und das Marchfelder Tief. Weitere Hochzonen im südlichen und östlichen Beckenbereich bilden das Wienerherberg-Enzersdorfer Hoch und die Tallesbrunn-Zwerndorf Aufwölbung. Den Südostrand des Beckens bildet ein Grabensystem, das sich bis in jüngste Zeit absenkt. Dazu gehört der Wiener Neustädter Graben, die Mitterndorfer und Lasseer Senken, sowie der Zahor-Plavecky Graben. Ostrandbrüche dieses Grabens sind der Pottendorfer Bruch sowie das Kopfstetten-Engelhartstetten-Bruchsystem.

Der Großteil der Brüche bildet sich im Badenium und ist bis in das obere Pannonium aktiv. Im nördlichen Beckenbereich treten jedoch auch bedeutende untermiozäne Abschiebungen auf (WESSELY, 2000: 196). An einigen Bruchsystemen sind rezente Aktivitäten festzustellen (PERESSON, 2006). Für die Hauptbrüche wird eine listrische Ausbildung angenommen, d.h. sie laufen unterhalb der allochthonen, alpinen Decken aus, wodurch sich die Qualifizierung als eines „thin skinned basin“ ergibt – d.h. die Beckenbildung erfasst nur höhere, spröde Krustenanteile.

Das Steirische Becken

Obgleich das Steirische Becken zum Pannonischen Beckensystem (PBS) zählt, ist es als ein Randbecken des PBS zu qualifizieren, da es durch Hochzonen von diesem System abgetrennt ist und über Korridore mit den angrenzenden Becken (Mura-Zala-Becken, Radgona-Vas-Becken) in bestimmten Zeiträumen in Verbindung stand.

Wie oben bemerkt, liegt das Steirische Becken auf Ostalpinen Einheiten. An den Rändern und in einzelnen Aufragungen treten die Gesteinseinheiten obertage auf, die auch den Untergrund des Beckens bilden. Die Kenntnisse zum Untergrund beruhen auf der Kohlenwasserstoff-Exploration (mit Schwerpunkt in den 1970er und frühen 1980er Jahren) sowie auf umfangreichen geophysikalischen Untersuchungen. Im Jahr 1988 wurde die Geologische Themenkarte zum Steirischen Becken veröffentlicht. In Abbildung 16 ist die geologische Untergrundkarte dieser Publikation vereinfacht dargestellt.

Im Untergrund des Beckens lässt sich in weiten Bereichen der generelle Deckenaufbau des ostalpinen Gebirges nachverfolgen. Das Ostalpine Kristallin wird von schwach-metamorphen paläozoischen Deckeneinheiten überlagert und im Nordosten taucht als tiefste Einheit das unterlagernde Penninikum in Form des Rechnitzer Fensters auf. Wie weit sich die Untergliederung der umgebenden kristallinen Grundgebirgseinheiten (Koralmkristallin, Wechselkristallin u.a.) im Untergrund nachzeichnen lässt, bleibt vorläufig eine offene Frage. Dagegen können die paläozoischen

Einheiten gut mit den obertags auftretenden Einheiten korreliert werden. Die aus dem Raum von Graz gegen Osten ziehenden Einheiten (Arnwiesener-, Wollsdorfer-, Blumauer-Gruppe) werden mit diversen Decken und Abfolgen des Grazer Paläozoikums verglichen (KRÖLL et al., 1988: 23ff.). Lithologisch charakteristisch ist das Auftreten von teils mächtigen Karbonatfolgen (bis 450 m) und vulkanogenen Gesteinen im Liegenden (EBNER, 1988). Die Überlagerung von Arnwieser Gruppe auf Blumauer Einheit geht aus den Bohrungen Fürstenfeld Th.1 und Blumau 1a hervor.

Gesteine der Sausal-Gruppe, die obertage im Sausal, Remschnigg und Stadelberg (Dreiländereck) zu finden sind, können mit der Stolzalpen-Einheit der Gurktal-Deckensystem verglichen werden. Lediglich für die in der Bohrung Radochen 1 angetroffenen Tonschiefer (Radochener Schichten) ist eine stratigrafische Zuordnung unklar.

Als Sonderfall kann die Situation im Raum Radkersburg betrachtet werden, da dieses Gebiet schon südöstlich der Südburgenländischen Schwelle, damit außerhalb des eigentlichen Steirischen Beckens liegt und somit ein Subbecken des Mura-Zala Beckens darstellt (Radkersburg-Vas Subbecken). Die im Beckenuntergrund in den Bohrungen angetroffenen Gesteine der Radkersburg Gruppe (mesozoische Karbonate, permotriadische Siliziklastika über Schwarzschiefern (Karbon?)) werden mit den transdanubischen Einheiten verbunden. Die mesozoischen Sedimente der transdanubischen Einheit werden durch die Raba-Störung, die in den Senkungsbereich von Radkersburg zieht (Abb. 12), von den oben genannten, zumeist älteren Einheiten des Beckenuntergrundes getrennt.

Im Gegensatz zum Wiener Becken, das aufgrund seiner Position in den frühen Phasen noch von der Alpenüberschiebung beeinflusst ist, setzt die Bildung des Steirischen Beckens erst mit der Extrusionsphase (siehe Kapitel 1.2.3) ein. Der Dehnungsprozess von ALCAPA äußert sich in der Bildung von großräumigen Blattverschiebungssystemen, Grabenbildungen mit Abschiebungen und Blockrotationen. Diese Vorgänge führen zur Entstehung des Steirischen Beckens ab dem Otnangium (ca. 18 Ma).

Der Beckenuntergrund weist ein ausgeprägtes Relief auf, das von Teilbecken, die durch Schwellenbereiche getrennt sind, gekennzeichnet ist (Abb. 17, 19). Wesentliche Hochzonen des „prätertiären“ Untergrundes bilden die N-S bis NE-SW streichende Südburgenländische Schwelle, die das Steirische Becken im Südosten abgrenzt, sowie die N-S streichende Sausal Schwelle, die das Weststeirische Teilbecken vom Oststeirischen Teilbecken abtrennt. Beide Schwellen sind in einzelnen Berg-/Hügelgruppen (Eisenberg/Hannersdorf, Stadelberg bzw. Sausal) obertage aufgeschlossen und sind wichtige Strukturelemente in der Beckenentwicklung. Die Absenkungsgebiete können in einzelne Senkungszonen (sogenannte „Depotcenter“; Gnaser-, Fürstenfelder- und Mureck Subbecken) untergliedert werden, die teils von Bruchstrukturen, teils durch einzelne Schwellenbereiche (z.B. Auersbacher Schwelle) begrenzt sind. An den nördlichen und westlichen Rändern greift die Beckenfüllung in mehreren Buchten in das Grundgebirge (Buchten von Voitsberg (Stallhofen), Graz, Weiz, Pöllau, Friedberg) vor. Vom Steirischen Becken abgetrennte „Tertiär“-Vorkommen finden sich bei Passail und Birkfeld.

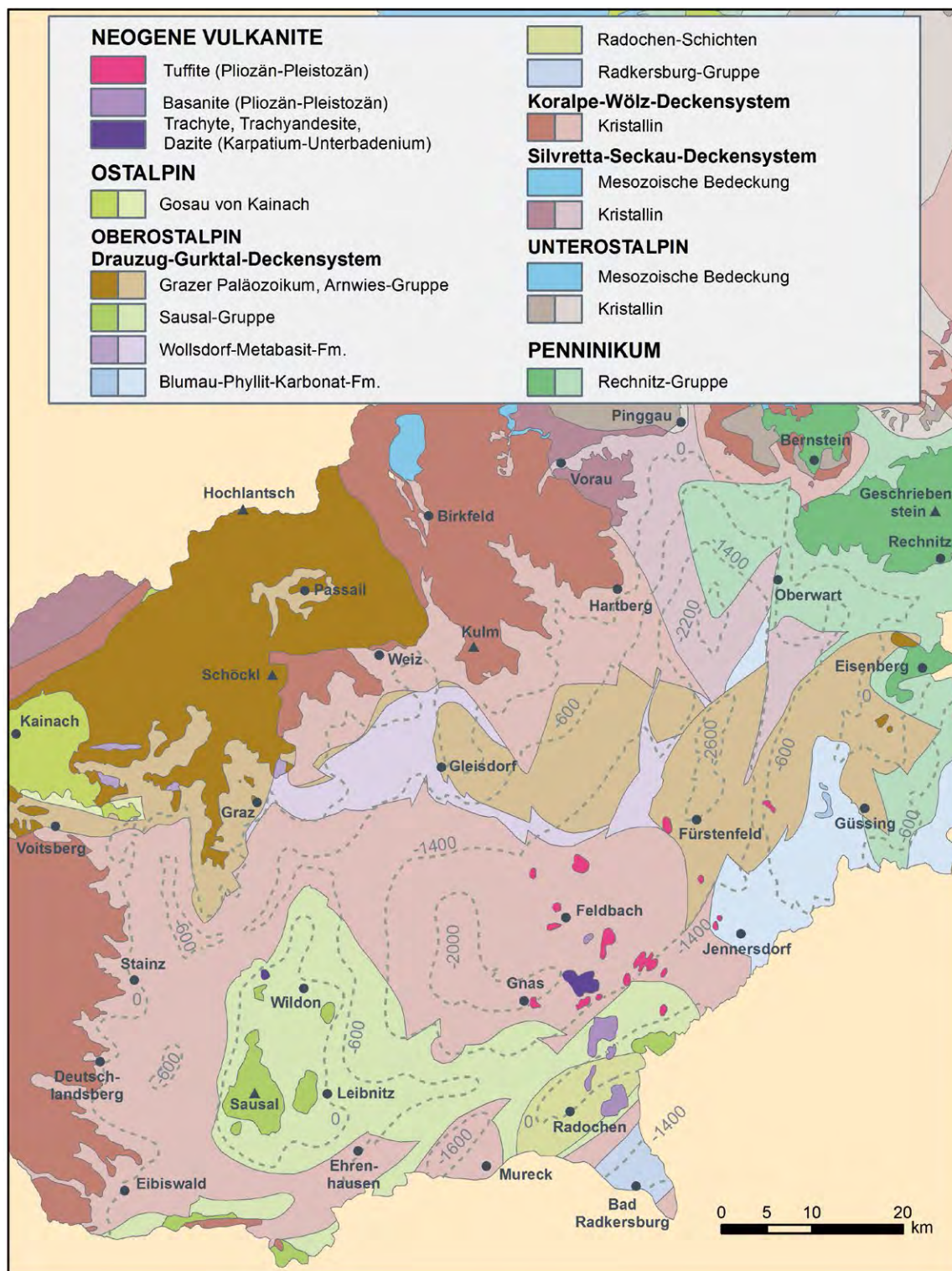
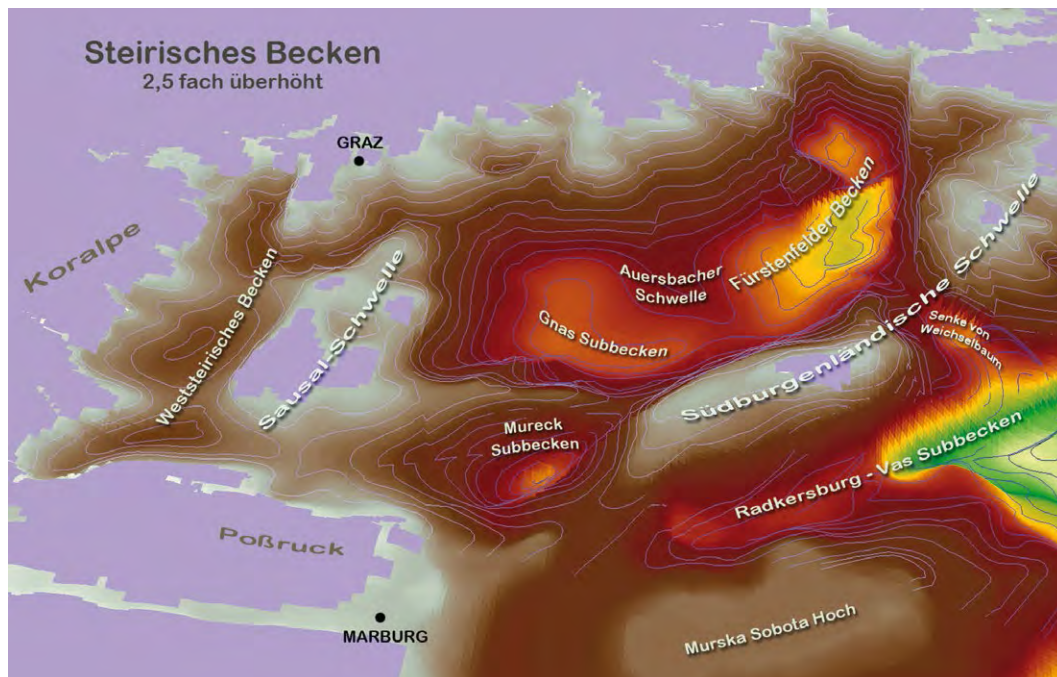


Abb. 16.
Geologische Karte
des „prätertiären“
Untergrundes des
Steirischen Beckens
(nach FLÜGEL, 1988;
Tiefenangaben in
Meter unter Adria).

Im weststeirischen Beckenbereich liegen die Maximaltiefen respektive „tertiäre“ Sedimentmächtigkeiten bei 800 bis 900 m, während in den östlichen Senkungsbereichen Tiefen von 2.300 bis 3.000 m erreicht werden. Mit Sedimentmächtigkeiten von knapp 3.000 m liegt im Fürstenfelder Becken die höchste Absenkung vor (KRÖLL et al., 1988: 18). In der Literatur (SACHSENHOFER et al., 1996: 412) werden Maximaltiefen von über 4.000 m für das Gnaser Teilbecken angegeben.

Die frühen Beckenbildungen des Ottnangium liegen im Zentralbereich des östlichen Teilbeckens sowie an den

südlichen Rändern (Eibiswald, Mureck). Das akzentuierte Relief der frühen Senkungsbereiche ist an NW-SE bzw. N-S streichende Störungssysteme gebunden und findet seine Hauptanlage im Karpatum, wobei Subsidenzraten von 10 cm in 100 Jahren (Weststeirisches Becken) bis zu 30 cm/100 a (= 3 km/Ma!) (Gnaser Subbecken) angegeben werden (EBNER & SACHSENHOFER, 1995). Ab dem Badenium nimmt die Absenkungsrate generell beträchtlich ab (bis auf 2,5 cm/100 a), obgleich die Ausdehnung der Absenkungsgebiete deutlich zunimmt (siehe oben: „wide rift“ Phase). Im Sarmatium steigt die Absenkung wieder



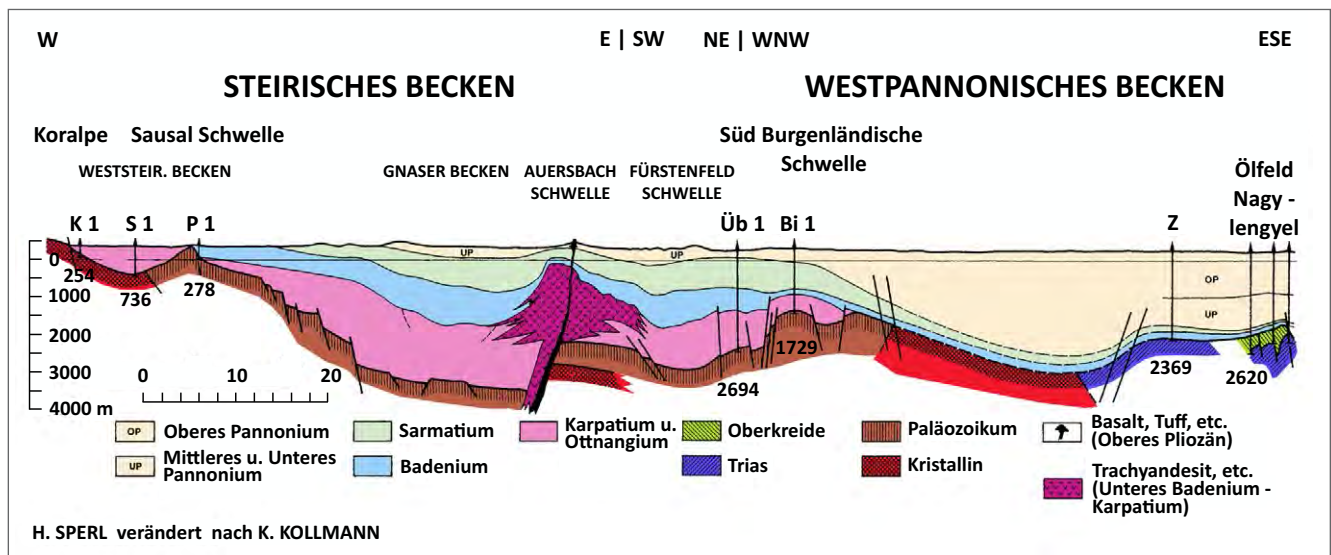


Abb. 19.
Geologischer Schnitt durch das Steirische und das Westpannonische Becken (MALZER & SPERL, 1993, nach KOLLMANN, 1965; Profilage in Abb. 18).

leicht an (7 cm/100 a); im Pannonium geht die Subsidenz in weiten Bereichen allmählich zu Ende bzw. verlagert sich nach Osten (auf die Südburgenländische Schwellen), dem die Heraushebung des Beckens („uplift“) im oberen Pannonium/Pliozän folgt.

Der die Entwicklung des Pannonischen Beckensystems begleitende Magmatismus manifestiert sich im Steirischen Becken in vulkanischen Aktivitäten. Ein großes Verbreitungszentrum von Vulkaniten mit ca. 30 x 30 km Ausdehnung (zum Vergleich: Ätna ca. 50 x 50 km) liegt im Südosten des zentralen östlichen Beckens (Bad Gleichenberg, Bohrungen St. Nikolai und Mitterlabill, mit einer Mächtigkeit von etwa 2.500 m; Abb. 18, 19) und ist im Karpatium und unteren Badenium aktiv. Weitere kleinere Zentren mit Aktivitäten im unteren Badenium liegen bei Walkersdorf/Ilz bzw. Weitendorf/Wundschuh (EBNER & SACHSENHOFER, 1995: 141). Diese gehören der älteren, kalkalkalischen

Phase des pannonischen Magmatismus an (überwiegend Andesite, Trachyandesite), der den Zeitraum von ca. 19 bis 13 Ma umfasst (im Osten des PBS bis 4 Ma). Die junge alkalische Phase (12–1 Ma; SEGHEDI et al., 2004) ist in der Oststeiermark durch Basaltergüsse wie bei Klöch und Straden und kleineren Auswurfzentren von Pyroklastika (z.B. Kapfenstein, Güssing, Tobai) repräsentiert (Abb. 18), deren Alter mit 3,8 bis 1,7 Ma datiert sind (BALOGH et al., 1994). Es sei hier erwähnt, dass die Basalte des Pauliberger und bei Oberpullendorf zu den ältesten Vorkommen dieser alkalischen Phase zählen (ca. 11,7 Ma, Grenze Sarmatium/Pannonium).

Die kleineren Beckenrandgebiete des PBS (die Senken/Becken von Oberpullendorf und des Seewinkels) werden in eigenen Abschnitten behandelt. Ihre strukturelle Entwicklung passt sich in das Bild des oben dargestellten PBS.

3. Grundzüge der sedimentären Entwicklung

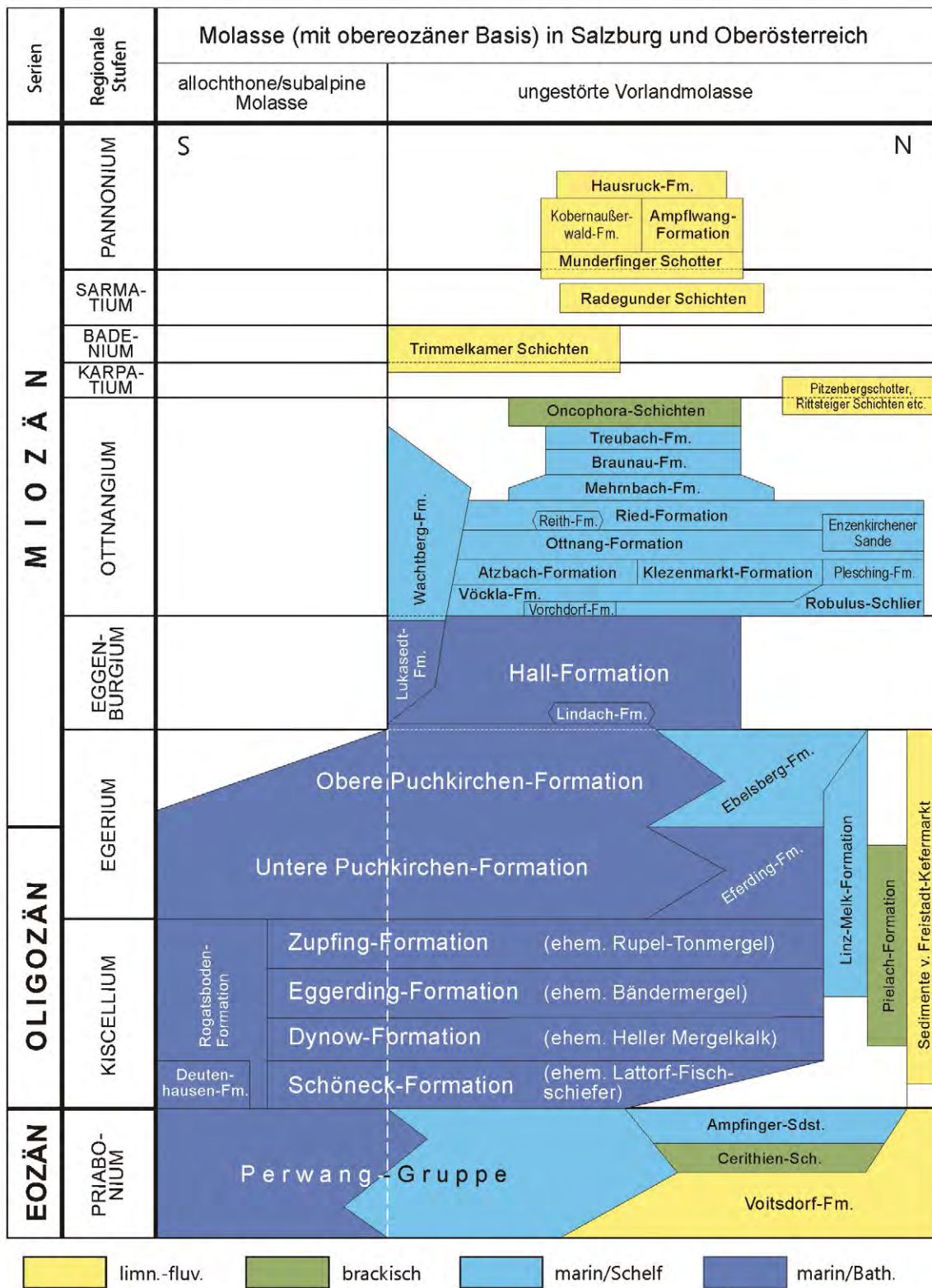
3.1 Die Molassesedimente

3.1.1 Die Entwicklung im Westabschnitt

Im bayerisch-schweizerischen Raum wird die Sedimentationsentwicklung der Molassezone in vier Phasen untergliedert, wobei zwischen Unterer und Oberer Meeresmolasse sowie Unterer und Oberer Süßwassermolasse unterschieden wird. Diese sedimentäre Gliederung ist etwa bis in den Raum von München gegeben. Im Gegensatz dazu werden für das hier behandelte Molassegebiet in der älteren Literatur drei Zyklen unterschieden: 1. marine Vorschliermolasse, 2. marine Schliermolasse und 3. Süßwassermolasse (TOLLMANN, 1985: 442, Tab. 23; JANOSCHEK, 1964: 333), d.h. hier ist der Zeitraum der älteren Süßwassermolasse (Eger) marin ausgebildet. Aufgrund der laufenden geologischen Erforschung des Molassegebietes haben sich viel-

fache neue Erkenntnisse ergeben, die sich sowohl in nomenklatorischer Hinsicht, als auch in genaueren fazialen und zeitlichen Untergliederungen ausdrücken (Abb. 20). So setzt der Beginn der eigentlichen Molassesedimentation (RUPP, 2008: 54, 2011: 101f.) mit der Ablagerung der Schöneck-Formation („Lattorf-Fischschiefer“) ein, wodurch das unterlagernde Obereozän (Priabonum) abgetrennt wird und somit ein erster – wie oben konstatiert – Molassezyklus einzuziehen bzw. die Grenze an die Wende Eozän-Oligozän zu legen wäre. Nach der älteren Ansicht beginnt der zweite Zyklus mit der Tonmergelstufe (ehemaliger „Rupelschlier“). In der folgenden Darstellung wird vielfach auf ältere, aber dennoch geläufige Bezeichnungen zurückgegriffen. Bezüglich des modernen Forschungsstandes sei auf die Erläuterungen zur Geologischen Karte 1:50.000, Blatt 47 Ried im Innkreis (RUPP, 2008), sowie auf die Erläuterungen zur Geologischen Karte von Oberösterreich 1:200.000 verwiesen (RUPP et al., 2011).

Abb. 20.
Stratigrafische Tabelle der oberösterreichischen Molassezone (aus RUPP et al., 2011, leicht verändert).



Die postkretazische Sedimentation beginnt im Westabschnitt der zentralen Paratethys (siehe Kapitel 2.1) nach einer erosiven Phase im Obereozän (ca. 37 Ma; die älteren autochthonen Ablagerungen wurden in Kapitel 2.2.1. – „Zum geologischen Aufbau der Molasseuntergrundes“ behandelt). Es sei angemerkt, dass die Beckensedimente des Kiscellium und Priabonium nur aus dem Untergrund – d.h. aus Bohrungen – bekannt sind (Profildarstellung in Abbildung 21; eine geologische Karte zur Molassezone in Ober-

österreich sowie weitere geologische Schnitte finden sich in SCHUBERT, 2015). Entsprechend der räumlichen Gliederung treten am Nord- und Ostrand limnisch/fluviatile, grobsandig bis tonige und brackische sowie lagunär-marine Flachwassersedimente (ehemalige "Sandsteinstufe"; TOLLMANN, 1985: 449) auf. Das Material stammt von der Böhmisches Masse, wobei das Meer noch nicht den heutigen Kristallinrand erreichte. Auf der zentralen Schwelle (siehe Kapitel 2.2.1) bilden sich Algenkalke („Lithothamni-

enkalk“), die beckenwärts (gegen Süden) in Algenschutt-
kalke übergehen. Im Übergang zum Beckenbereich folgen
Nummulitensandsteine, anschließend Mergel (Discocycli-
nenmergel), denen im Beckenbereich die Globigerinen-
mergel folgen. Nach der neueren Nomenklatur werden diese
Schwellen- und Beckensedimente zur Perwang-Gruppe
zusammengefasst. Das obere Eozän erreicht eine Mäch-
tigkeit von etwa 120 m. Die Wassertiefen werden mit bis
zu 200 m angegeben (MALZER et al., 1993: 292). Der Sedi-
mentationsraum reicht im Osten etwa bis Steyr.

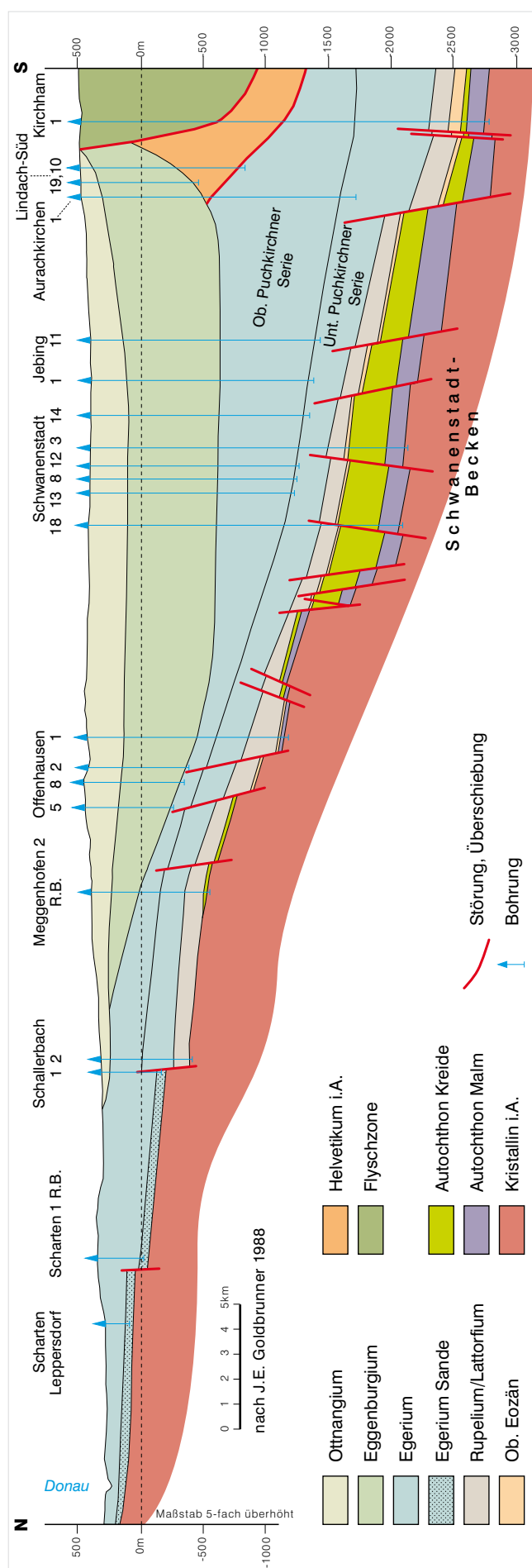
Kiscellium

Ab dem unteren Oligozän (ca. 34 Ma) setzt mit einer ra-
schen Absenkung des Beckens die eigentliche Molasse-
entwicklung ein. Der Übergang wird von einem klimati-
schen Wandel mit einer generellen Abkühlung der Ozeane
begleitet. Es werden weitverbreitet dunkle, feinschichtige
Ton- bis Kalkmergel abgelagert („Lattorf-Fischschiefer“
nach der älteren Nomenklatur), die durch den hohen Ge-
halt an organischem Material ein wichtiges Erdölmutter-
gestein sind. Die Mächtigkeit erreicht 30–40 m. Darüber
lagert der „Hellgraue Mergelkalk“ (bis 15 m) gefolgt von
feinschichtigen, dunklen Tonmergeln mit hellen Zwischen-
lagen („Bändermergel“, bis 50 m). Diese kondensierte Ab-
folge weist auf ruhige Ablagerungsbedingungen in einem
abgeschlossenen Beckenbereich mit wechselnden öko-
logischen Bedingungen (Wassertemperatur, Salinität) hin.
Gegen Westen nehmen die Mächtigkeiten rasch zu und
erreichen in der Schweiz bis zu 1.500 m an flyschoiden
Sedimenten (Deutenhausener Schichten) (LEMCKE, 1984:
Abb. 1).

Im obersten Kiscellium (ca. 30 Ma) beginnt in weiten Be-
ckenbereichen eine pelitische (feinstoffreiche) Sedita-
tion, die traditionell mit dem Begriff Schlier verbunden ist.
Zu einer tieferen Sedimentabfolge können die „Rupel-Ton-
mergelstufe“ (oberes Kiscellium), der „Ältere Schlier“
(= „Oligozänschlier“; im Gegensatz zum jüngeren Schlier
des Miozän: i.e. Haller Schlier, Ottnanger Schlier etc.) so-
wie Anteile der „Puchkirchner Serie“ gezählt werden. Die
neuere lithostratigraphische Gliederung unterscheidet Zup-
fing-Formation, Eferding-Formation und Ebelsberg-Forma-
tion. Eferding- und Ebelsberg-Formation sollen dabei den
Begriff des „Älteren Schlier“ ersetzen (RUPP, 2011: 102).
Diese Schichtfolgen können zusammen Mächtigkeiten von
über 2.000 m erreichen.

Die Rupel-Tonmergel sind gut geschichtete, schwach
feinstandig-glimmerige, mittel- bis dunkelgraue, festge-
lagerte Tonmergel. MALZER et al. (1993: 293) geben eine
Mächtigkeit bis zu 450 m an (nach ABERER, 1958: 39: 210–
283 m; Bohrung Perwang 1: 300 m autochthone Tonmer-
gelstufe unterhalb der Schuppenzone, Bohrung Grünau 1:
650 m Tonmergelserie unterhalb Kalkalpen, Klippenzone
und Helvetikum; RUPP et al., 2011: 153ff.). In Bayern errei-
chen die Tonmergel über 1.200 m an Mächtigkeit. In den
südlichen Beckenbereichen treten bereits klastische Ein-
schüttungen auf, die aus den Alpen stammen.

Abb. 21.
Profilschnitt durch das oberösterreichische Molassebecken (nach GOLDBRUNNER,
1988: Abb. 4; Lage des Profilverlaufs in Abb. 8).



Die Ausweitung des Molassebeckens nach Osten ist durch den Beginn einer küstennahen Sedimentation (Pielacher Tegel, limnisch fluviatile bis brackische Schluffe und Tone) auch auf dem „Sporn“ (Bohrung Seitenstetten) angezeigt. Sedimente des Obereozän bis Unteroligozän treten auch als „Inneralpine Molasse“ auf. In der Bohrung Urmannsau überlagern Molassesedimente (Rogatsboden-Formation) die Buntmergelserie (Ultrahelvetikum), die in allochthoner Position wiederum auf Molasse des Egerium (autochthon) liegen (WESSELY, 2006: Abb. 56). Beide sind im Deckenbau auch obertags aufgeschlossen (Molassefenster von Rogatsboden und Texing). Ähnliche Verhältnisse liegen im Inntal vor, wobei die Molasse auf den Kalkalpen liegt. Im Sinne der Nomenklatur nach STEININGER et al. (1986) sind diese Sedimente als „paraautochthone Molasse“ einzustufen.

Egerium

Im Egerium (ab ca. 27 Ma) kommt es zu einer stärkeren fazialen Differenzierung des Ablagerungsraumes. Während sich im Beckenbereich die Schliersedimentation fortsetzt, greift das Meer weit gegen Norden vor. Der Küstenbereich wird von den marinen „Linzer Sanden“ bedeckt, die gegen Süden mit der pelitischen Hangfazies (Schlier, bräunlichgraue Tonmergel mit Feinsandlagen) verzahnen. „Linzer Sande“ und Äquivalente („Melker Sande“) übergreifen nun auch den „Sporn“. Die „Linzer Sande“ umfassen den gesamten Zeitraum des Egerium und wurden in der älteren Literatur in Ältere (weiße, meist feinkörnige, reife Quarzsande, mit wechselndem Anteil von Feldspat und Glimmer; Chattium) und Jüngere Linzer Sande (grobkörnige, resche, unreife Quarzsande, Aquitanium) unterteilt (FUCHS, 1980a: 161; siehe auch Kapitel „3.1.2 Die Entwicklung im Ostabschnitt“). Gegen Nordwesten werden die Sande noch vom „Älteren Schlier“ (Ebelsberg-Formation) überlagert. Fluviale Ablagerungen treten auch, auf der Böhmisches Masse liegend, im Kefermarkter und im Freistädter „Tertiärbecken“ auf. Sie sind möglicherweise Bildungen des unteren Egerium (FUCHS, l.c.). Gegen Westen verflacht das Molassebecken und geht in die Fazies der unteren Süßwassermolasse (z.B. Kohlensämpfe in Oberbayern) über, womit die Verlagerung der Subsidenz nach Osten angezeigt wird. Die Verlandung ist als Folge der westalpinen Hebung und einer intensiven Abtragung zu betrachten. Jedoch wird auch eine markante Meeresspiegelabsenkung und Regression festgestellt, die zur Entwicklung der Unteren Süßwassermolasse führte (LEMCKE, 1984: 377).

Während im Münchner Raum das Molassebecken verflacht, kommt es im salzburgisch-oberösterreichischen Gebiet zu weiteren Absenkungen des Beckens. Durch das Näherrücken der Alpenfront (inklusive von Molasseschuppen) entsteht im Süden ein tektonisch aktiver Beckenhang. Dies führt in den tiefen Beckenbereichen zur Bildung turbiditischer Sedimente (Rutschmassen, Schuttfächer, Rinnenfüllungen etc. von Geröllen, Konglomeraten, Sanden und wiederaufgearbeiteten Peliten). Der überwiegende sedimentäre Eintrag erfolgt von Süden. Das grobklastische Material besteht bevorzugt aus kristallinem Material, woraus ein Transport über die nördlichen Gebirgseinheiten (Kalkalpen, Flysch etc.) hinweg abgeleitet werden kann. In diesem Zeitraum werden auch die „Augensteinsedimente“ auf den Nördlichen Kalkalpen abgelagert, eine Zone, die zu dieser Zeit den Südrand des Molassebeckens bildete (KUHLEMANN et al., 2001: 142).

Diese turbiditische Sedimentabfolge des Egerium wird in die Untere und Obere Puchkirchner Serie (entspricht der Chattium-/Aquitanium-Grenze bzw. der Oligozän-/Miozän-Grenze, 23 Ma) untergliedert. Sie verzahnen gegen Norden mit dem „Älteren Schlier“ (nach neuer Nomenklatur Eferding-Formation und Ebelsberg-Formation, letztere mit Flachwassercharakter; Abb. 20). Die Mächtigkeiten betragen jeweils über 1.000 m und sie bilden wichtige Speichergesteine für Kohlenwasserstoffe. Für die Obere Puchkirchen-Formation wird als sedimentäres Modell ein gebirgsfrontparallel verlaufender Tiefseerinnenkomplex mit Bodenströmung und Sedimenteintrag von den Becken-/Rinnenrändern angenommen (MALZER et al., 1993: Abb. 137; WAGNER, 1996a: 41, 47; DE RUIG, 2003; HUBBARD et al., 2005). Mit der anhaltenden Einengung des Beckens werden auch die Puchkirchner Serien von der Verschuppung erfasst, d.h. es kommen allochthone Molassesedimente auf autochthoner Puchkirchner Serie zu liegen. Derartige Verhältnisse liegen in den Perwang-Schuppen, benannt nach der Bohrung Perwang im salzburgisch-oberösterreichischen Grenzgebiet, vor (siehe RUPP et al., 2011: 157 sowie Abbildung 4). Aus diesen Daten kann für dieses Gebiet für den Zeitraum des Egerium die späte Einengungsphase abgeleitet werden.

Eggenburgium

Im Übergang zum Eggenburgium (ca. 20 Ma) endet im Westabschnitt der Vorschub der Alpen und die Deckenstirn erreicht ungefähr die heutige Position. In weiterer Folge tritt die Heraushebung als tektonisches Element in den Vordergrund, die noch zur Aufkippung jüngerer Ablagerungen am Beckensüdrand führt. Die Freilegung und Erosion von Molasseschuppen scheint wahrscheinlich. Eine palinspastische Rekonstruktion für das obere Eozän ergibt eine Breite des Molassebeckens von ca. 250 km (WAGNER, 1996a: 46; die derzeitige maximale Breite beträgt in Bayern ca. 120 km). Nach einem kurzzeitigen Meeresrückzug und der Trockenlegung des Beckens (FUCHS, 1980a: 161) erfolgt die Transgression des Eggenburgium aus dem östlichen Paratethysraum. Die marine Fauna des Eggenburgium weist enge Beziehungen zum Indischen Ozean auf. In der westlichen Molassezone beginnt der Zyklus der oberen Meeresmolasse und eine Verbindung zum Mittelmeer über die Rhône-Senke wird im höheren Eggenburgium wiederhergestellt.

Mit einer Diskordanz setzt sich im südlichen Beckenbereich – insbesondere im Tiefbereich und im „Puchkirchner Kanal“ – die turbiditische Fazies noch im unteren Eggenburgium fort. Die liegenden Schichten (hellgraue, dunkelbraune Tonmergel, Silte, Sande, tonig-sandige Konglomerate) sind allgemein als „Haller Basisschichten“ (bis 200 m) bekannt. Sie werden in der neueren Nomenklatur als Lindach-Formation bezeichnet. Nach Auffüllung der Tiefenrinnen und weiterer Nordverlagerung der Beckenachse werden im Becken hellgraue bis grüngraue, glimmerige, siltig-feinsandige Tonmergel abgelagert, die den „Haller Schlier“ bilden. Die nördliche Auskeilungslinie der Haller Serie ist – gegenüber dem „Älteren Schlier“ – deutlich nach Süden verlagert. Im Haller Schlier finden sich vielfache Strukturen, welche auf die Bedeutung von submariner Erosion und Umlagerung älterer Sedimente bei seiner Bildung hinweisen (WAGNER, 1996a: 43). Der Haller Schlier erreicht Mächtigkeiten von 566 bis 825 m (ABERER, 1958: 45).

Distale Schüttungen eines Fan-Deltas treten mit Silten und Sanden bis Sandsteinen, die teilweise Gerölle führen, nördlich von Salzburg auf (Lukasedt-Formation).

Über die Entwicklungen des Eggenburgium an den Beckenrändern gibt es nur wenige Anhaltspunkte. Am Nordrand sind die Sedimente schon am Übergang zum Ottnangium wieder abgetragen, auch im Süden fehlen die Seichtwasserablagerungen. Lediglich im bayerischen Raum ist eine Strandfazies des Eggenburgium im „Ortenburger Meersand“ erhalten.

Ottnangium

Im Gegensatz zu den älteren Molassesedimenten sind Sedimente des Ottnangium (ab ca. 18 Ma) weiträumig aufgeschlossen. Sie werden nach ihrem Hauptverbreitungsgebiet als Innviertel-Gruppe zusammengefasst.

Die sedimentäre Entwicklung des Ottnangium weist gegenüber der relativ einheitlichen Haller Schlier-Entwicklung eine regionale Untergliederung auf. Die räumliche Gliederung unterscheidet zwischen einem Südwest-, Zentral-, Nord- und Ostteil. Dies spiegelt eine Anordnung der Fazieszonen wider, die von der vorangehenden N-S Ausrichtung in eine E-W Ausrichtung übergeht. Im zentralen und östlichen Bereich setzt sich Schliersedimentation am Übergang zum Ottnangium ohne deutlich erkennbare lithologische Grenze fort. Es wird der sogenannte „Robulusschlier s.str.“ (glimmerreiche, feinsandige Silte) abgelagert, der gegen Westen unter deutlicher Zunahme der sandigen Anteile in die Vöcklaschichten (ABERER, 1958: 49) (250 bis 280 m) übergeht. Gegen Hangend entwickeln sich aus den Vöcklaschichten unter ständiger Abnahme des Pelitanteils die Atzbacher Sande. Die glimmerreichen fein- bis mittelkörnigen Quarzsande mit Grobsand-/Feinkieslagen weisen eine hohe Glaukonitführung auf und erreichen eine Mächtigkeit bis zu 100 m. Als Bildungsraum wird ein subtidaler Flachmeerbereich mit starker Gezeitenaktivität angenommen (FAUPL & ROETZEL, 1987). Die Sedimentzufuhr erfolgte von WSW (siehe unten: Wachtberg-Formation). Gegen Norden keilen die Atzbacher Sande südöstlich Grieskirchen aus. Ihr Hauptverbreitungsgebiet liegt im südlichen und östlichen Hausruckgebiet. Im Hangenden der Sande erfolgt in diesem Raum wiederum eine pelitische Entwicklung mit dem Ottnanger Schlier: gut geschichtete, graue (grünlich-bläulich), feinsandig-glimmerige Tonmergel mit dünnen Feinsandlagen und Feinsandschlieren; 80 bis 100 m mächtig. Der Ottnanger Schlier ist durch die Artenvielfalt seines Fossilinhalts berühmt.

Im Norden verzahnt der Robulusschlier s.l. (der nach der älteren Literatur auch andere Schliere des unteren Ottnangium umfassen kann) mit Grobsanden und den „Phosphoritsanden“ (Plesching-Formation, nach Plesching bei Linz), meist grobkörnige, glaukonitische Quarzsande, mit aufgearbeiteten Phosphoritknollen (aus dem „Älteren Schlier“), die dem Kristallin teils direkt aufliegen. Zudem sind im Norden die Transgressionsbildungen der Enzenkirchner- und Natternbacher Sande (bis 20 m mächtig, am Südrand des Sauwaldes) mit dem Ottnanger Schlier vergesellschaftet. Gegen Nordwesten greift der Schlier noch über die Küstensande bis auf das Kristallin aus. Im bayerischen Raum transgrediert das Ottnangium wieder über das gesamte Vorlandbecken.

Eine eigenständige Entwicklung zeigt sich im südwestlichen Teil des Beckens. Hier gehen die feinsandigen Ablagerungen des Eggenburgium (Lukasedt-Formation) konkordant in die Entwicklung der „Sand-Schottergruppe“ (neu: Wachtberg-Formation) über. Diese besteht aus einer Wechsellagerung von Quarz-/Kristallinschotter inklusive Material der Kalkalpen (erbsen- bis nussgroße Komponenten; sandige, teils kalkige Matrix) und graugrünen mergeligen Feinsanden. Der Sedimenteintrag erfolgte von einer „Ur-Salzach“. Die Deltaablagerungen erreichen in zentralen Bereichen (Oichtental, Engental; Bereich Oberndorf-Mattighofen) mehrere hundert Meter und verzahnen distal mit dem Schlier des unteren und mittleren Ottnangium. Die „Ur-Salzach“ wird auch als Materiallieferant für den bayerischen Raum (LEMCKE, 1984: 382) sowie für einzelne Sandformationen der Innviertel-Gruppe (RUPP, 2011: 109) angesehen.

Im zentralen Beckenbereich folgt über dem Robulusschlier/Ottnanger Schlier eine flachmarine, faziell gut differenzierbare Schichtenfolge, die starke laterale und vertikale Verzahnungen aufweist. Der Übergang in die Rieder Schichten ist faunistisch gekennzeichnet: „Rotalien-schlier“: blaugraue, olivgraue, glimmerige Tonsilte mit dünnen Feinsandlagen, 60–80 m; die namensgebenden „*Rotalia*“ sind ebenso wie „*Robulus*“ veraltete Bezeichnungen von Foraminiferengattungen. Im Süden weist der Rotalien-schlier teils mächtige Sandeinschaltungen auf (Sande von Reith, Quarzfeinsande), die gegen Norden deutlich zurücktreten. Über den Rieder Schichten entwickeln sich wieder Sandkomplexe und Tonmergelpakete, die als „glaukonitische Serie“ zusammengefasst werden. Dazu zählen:

- Die liegenden Mehrnbacher Sande; graue-grünlich-graue, mergelige, glimmerige, feinkörnige, glaukonitische Quarzsande mit regelmäßigen dünnen Tonmergelzwischenlagen und Mächtigkeiten von 60 bis 80 m. Das Hauptverbreitungsgebiet liegt südwestlich und westlich von Ried.
- Der Braunauer Schlier; ein gut geschichteter, fester, feinsandig-glimmeriger Tonmergel mit glaukonitischen Feinsandlagen mit Mächtigkeiten zwischen 40 bis 50 m.
- Die Treubacher Sande; verwühlte, mergelige, glimmerige, glaukonitische Feinsande mit wenigen festen Tonmergellagen und -linsen. Sie erreichen Mächtigkeiten von 20 bis 30 m und haben ihr Hauptverbreitungsgebiet um Treubach, jedoch treten auch weiter verstreute Vorkommen auf, die den hangenden Abschluss der vollmarinen Sedimente des Ottnangium bilden. Der glaukonitischen Serie entsprechen in Bayern die „Brombacher Meeressande“.

Für die Aussüßung, Verlandung und Abschnürung von Beckenrestgebieten in der Paratethys sind die sogenannten *Oncophora*-Schichten charakteristisch. „*Oncophora*“ ist eine Brackwassermuschel des Seichtwasserbereiches, die nach heutiger Nomenklatur als „*Rzehakia*“ bezeichnet wird. Die *Oncophora*-Schichten sind im Westabschnitt des Molassebeckens nur spärlich (östlich von Treubach, den Treubacher Sanden auflagernd) und geringmächtig (15–25 m) obertage vertreten, ansonsten aus einigen Bohrungen bekannt. Sie bestehen aus schwach sandigen, glimmerigen, gut geschichteten, festen tonigen Silten an der Basis, die im Hangenden rasch in stark glimmerige, schrägschichtete siltige Feinsande übergehen. Weitaus größere

re Mächtigkeiten erreichen die Brackwassersedimente in Ostniederbayern. Der Rückzug des Meeres erfolgt im bayerischen Raum gegen Südwesten in Richtung Schweiz.

Mit den *Oncophora*-Schichten endet der marine Schlier-Molasseyklus. Nach Meeresrückzug und differenzieller Heraushebung von Bruchschollen tritt eine erosive Phase (um ca. 17,5 Ma) ein, die beispielsweise im Osten die Beckenfüllung bis zum Robulusschlier entfernt. Nach ABERER (1958: 70) liegt die maximale Mächtigkeit der Innviertler Serie zwischen 650 und 700 m. Die in Bohrungen erfassten Mächtigkeiten von 440 bis 520 m, legen demnach eine Abtragung von etwa 100 bis 150 m nahe.

Karpatium-Pannonium

Den letzten Zyklus der „tertiären“ Schichtfolge bilden die Ablagerungen der „Süßwassermolasse“. Diese Phase (16–9 Ma) entspricht dem Zyklus der „Oberen Süßwassermolasse“ im bayerisch-schweizerischen Gebiet, zu deren Beginn eine kurzzeitige brackische Ingression aus dem Westen stattfand (KUHLEMANN & KEMPF, 2002: 66). Generell ist diese Phase durch eine verstärkte Heraushebung der Ostalpen geprägt und von einem westgerichteten System für Entwässerung und Sedimenttransport gekennzeichnet. Aus Oberösterreich sind bisher noch keine Sedimente des Karpatium bekannt (WAGNER, 1996a: 45). Dem ab dem Badenium nach Südwesten zurückweichenden Beckenbereich folgt die fluviatile Schüttung von Ost nach West, wobei Ur-Salzach und Ur-Enns als Hauptlieferanten angesehen werden (LEMCKE, 1984: 385f.). Auch ein Ur-Inn soll im Nahebereich von der Ur-Salzach aktiv gewesen sein. In Ostbayern kommen mächtige „Vollschotter“ und „Quarzrestschotter“ zur Ablagerung. Die frühere zeitliche Einstufung der Pitzenbergschotter in das Badenium oder in den Zeitraum oberes Ottnangium/Karpatium ist in Diskussion (RUPP, 2011: 117). Es handelt sich um Fein- bis Grobkiese in mittel- bis grobsandiger Matrix, die Mächtigkeit bis zu 60 m erreichen. Ihre Verbreitung liegt im nordwestlichen Sauwaldgebiet.

Die Sedimente der Süßwassermolasse in Salzburg/Oberösterreich liegen in einem E–W ausgerichteten Streifen zwischen Hausruck und Salzach. Der Schlieruntergrund steigt von etwa 300 m ü. A. im Westen auf rund 600 m ü. A. im Osten an. Die durch ihre Kohleführung gekennzeichneten limnisch-fluviatilen Sedimente kamen in Mulden und erosiven Ausräumungsgebieten zur Ablagerung. Die Sedimentanlieferung erfolgt durch die Alpenflüsse, wobei auch Treibholzführung zur Kohlebildung beiträgt.

Eine Abfolge des Badenium tritt im Kohlenrevier von Trimmelkam (nördlich Salzburg) auf. Im Hausruckrevier werden die Kohlen führenden Schichten dem Pannonium zugeordnet. Mit der Verlagerung der Kohlebildungen gegen Osten geht auch die Änderung der westgerichteten Hauptschüttungen des mittleren Miozän in die östliche Richtung ab dem Pannonium einher, womit sich das heutige Donausystem herausbildet. Erst die Sedimente des Pannonium sind obertags wieder gut aufgeschlossen.

Im Trimmelkamer Revier liegt die Kohle führende graue Serie (drei Hauptflöze und tonige Zwischenmittel) auf Basisanden und -tonen (10–15 m). Im Hangenden der grauen Serie folgt eine grüne Serie mit sandigen Tonen und Tonmergeln (35–40 m), der eine weitere Kohlenlage (Rade-gunder Flöz) sowie als Abschluss eine Serie mit sandigen

Tonen, Feinsanden und mächtigen, über weite Strecken verfolgbaren Quarz-Kristallinschotterhorizonten folgen. Meist gehen die feinkörnigen Ablagerungen der Kohlenmulden lateral in Schotter über. Für das Rade-gunder Flöz wird von RUPP (2011: 104) ein sarmatisches Alter angegeben.

Im Hausruck und im Kobernauberwald treten, lateral miteinander verzahnend, die Kohle führenden Schichten (Ampflwang-Formation) im Osten und die fein- bis grobkiesigen Schotterablagerungen im Westen (Munderfing-Schotter, Kobernauberwald-Schotter) auf. In den, von Quarzgeröllen dominierten Schottern wurden Fossilien von Großtirsäugern (Pferde, Nashörner, Elefanten) gefunden, die eine Einstufung ins Pannonium erbrachten. In der Hausruck-Kohle-tonserie des östlichen Bereichs folgen auf liegenden Sanden und Tonen drei Flözlagen der Hausruck-kohle (Weichbraunkohle), die durch tonig-schluffige, teils sandige Lagen voneinander getrennt sind (Zwischenmittel). Die Kohlenlagen werden in Muldenzonen bis zu 9 m mächtig und die beiden oberen Flözlagen sind meist im ganzen Hausruck verbreitet. Die überlagernden Schichten sind tonig-sandig entwickelt („Hangendtone“) und gehen in einen sandig-schottrigen Komplex mit Tonmergellagen über. Die Kohle-ton-Serie wird bis zu 60 m mächtig, die Kobernauberwald-Schotter bis zu 200 m (RUPP, 2008: 34). Die Kiese sind in einem meandrierenden Flusssystem abgelagert, dem zwischen- und vorgelagert die Stillwasser-, Sumpf- und Moorbereiche der Ampflwang-Formation liegen.

Über Kohle-ton- und Kobernauberwald-Serie liegen als jüngstes Glied der Süßwasserschichten mit einer Diskordanz die oberpannonen „Hausruckschotter“ (Hausruck-Formation): graue Fein- bis Grobkiese in sandiger Matrix, teils karbonatisch verfestigt (konglomeriert). Die Geröllgrößen liegen im cm- bis dm-Bereich und sind von Quarz und Quarzit dominiert. Kalke, Dolomite und Sandsteine treten in der Feinkiesfraktion auf. Sie erreichen Mächtigkeiten bis zu 140 m (Göbelsberg). In den Hausruckschottern ist die Hauptentwässerungsrichtung der Alpenflüsse gegen ENE umgestellt.

3.1.2 Die Entwicklung im Ostabschnitt

Vorbemerkung zur Waschbergzone: Der Begriff der Waschbergzone wurde von GRILL (1953) etabliert. SCHAFER (1943) behandelte das entsprechende Gebiet im Zusammenhang von gebirgsrandnahen, gefalteten Teilen der Vorlandmolasse. In der älteren Literatur wurde der Begriff der „äußeren Klippenzone“, im Gegensatz zur „inneren Klippenzone“ (z.B. Grestener Klippenzone u.a.) verwendet (THENIUS, 1974: 53). Nach THENIUS wurde in ihr „neuerdings“ auch ein „Rand-Helvetikum“ gesehen (THENIUS, l.c.). Bei GRILL gewinnt die Waschbergzone als „...Fortsetzung der subalpinen Molasse und der Vorfaltungszone der autochthonen Molasse...“ nördlich der Donau „...eine Eigenständigkeit [...] in stratigraphischer wie tektonischer Hinsicht; sie werden zum karpatischen Element, dem daher auch ein eigener Name gegeben wurde“ (GRILL, 1962: 35).

Von FUCHS (1980a: 144ff.) wurde im Zusammenhang einer generellen Gliederung der Molasse von einer zentralen Molasse (Waschberg-Vorfaltungszone) und einer inneren Molasse (Waschbergzone) gesprochen. Dieser „...Versuch der

Einführung [...] von generalisierenden Begriffen...“ scheitert nach TOLLMANN „...am Mangel einer durchgreifenden regionalen Verfolgbarkeit einer derartigen nomenklatorisch verwirrenden Einteilung“ (TOLLMANN, 1985: 435). So scheint die direkte Korrelierbarkeit der Schichtfolgen von Molassezone und Waschbergzone sowohl durch die tektonische Eigenständigkeit sowie durch die „...merkbarsten Unterschiede...“ „...der gut individualisierten [...] Schichtausbildung“ (TOLLMANN, 1985: 456) problematisch.

In jüngerer Zeit (KRHOVSKY et al., 2001) wurden die Beziehungen der Waschbergzone zu den nördlich anschließenden Einheiten (Zdanice/Steinitzer unit und Pouzdrany/Pausramer unit, eine äußere Schuppe) untersucht, ein Naheverhältnis, das schon zuvor durch lithologische Vergleiche und der Verwendung von Schichtbezeichnungen (Menilit-Serie, Pausramer Mergel; MALZER et al., 1993: 295, Tab. 18) hergestellt wurde. Für die Waschbergzone ergab sich eine Zwischenstellung im Ablagerungsraum dieser beiden Einheiten (KRHOVSKY et al., 2001: 227) und die Untersuchungen zeigten, dass sich die „oligozäne Schichtfolge der Waschbergzone [...] mit derjenigen in der Molassezone kaum vergleichen“ lässt (RÖGL et al., 2001: 293). Eine gewisse Angleichung von autochthoner Molasse und Waschbergzone erfolgt erst ab dem Eggenburgium. Die endgültige Aufschuppung der Waschbergzone erfolgt im Karpatium.

Von Interesse für die geologisch-tektonischen Verhältnisse im Übergangsbereich Alpen-Karpaten ist auch die Tatsache, dass die Zdanice Einheit – die unmittelbare Fortsetzung der Waschbergzone im mährischen Gebiet – eine äußere Flyschdecke (Subsilesischer Flysch) bildet, also eher mit der penninischen Flyschzone (dort Magura-Einheit) in Zusammenhang gebracht wird. Ein weiteres Merkmal dieser Übergangszone ist die Transgression der Molasse auf die Zdanicer Einheit (piggy-back) ab dem unteren Miozän (Eggenburgium) [ebenso wie im (Proto) Wiener Becken].

Die Dichotomie der Waschbergzone manifestiert sich auch weiterhin in den unterschiedlichen großtektonischen Zuordnungen. Während sie bei SEIFERT et al. (1991) „eine allochthone Einheit der Molassezone“ ist, wird sie auch in jüngeren Arbeiten (z.B. KÁZMÉR et al., 2003) mit den Flysch-Einheiten in Verbindung gebracht. In paläogeografischer Hinsicht wird die Waschbergzone zwischen Molassezone und Flyschzone positioniert (SEIFERT et al., 1991: 110). Jedoch scheinen bezüglich der komplexen räumlich-zeitlichen Zusammenhänge mit Gebirgs- und Beckenbildungen, insbesondere, wenn man das Helvetikum als weiteres tektonisches Element mit in Betracht zieht, noch einige offene Fragen zu bestehen. Ein direkter Vergleich mit dem Helvetikum wurde jedoch von GRILL abgelehnt (GRILL, 1962: 34f.). Die helvetische Schottenhofzone zieht jedoch noch ins Wiener Becken hinein (WESSELY et al., 1993).

Ein Blick auf die Übersichtskarte der östlichen Molassezone (östlich des Hochbereichs von Amstetten-Melk; Abb. 22) in ihrer heutigen Ausdehnung zeigt einen stark gegliederten Rand der Böhmisches Masse. Die nordwestliche Grenze verläuft etwa vom Raum Fels über die Eggenburger Bucht nach Retz. Westlich davon befinden sich einige Absenkungsgebiete (Horn, Langau-Riegersburg, Weitersfeld) auf der Böhmisches Masse. Die Ostgrenze ist durch die Waschbergzone und ihre äußeren Schuppen

(Roseldorf-Zone) markiert und gegen Süden und Westen verengt sich die Molassezone mit der Alpenfront kontinuierlich. Aus der Verteilung der obertägig auftretenden Molassesedimente ist die zunehmende stratigrafische Verjüngung von West nach Nordost erkennbar, die den Meeresrückzug in die karpatische Vortiefe und die Verlandung des Beckens dokumentiert. Die Gesamtmächtigkeit der Molassesedimente erreicht in den Tiefzonen mehr als 2.300 m (Stockerau).

Abbildung 23 zeigt die stratigrafische Abfolge der östlichen Molassezone und der Waschbergzone. Die Schichtfolge dieses Molasseabschnitts beginnt in weiten Bereichen im Egerium (teils ab Kiscellium/Rupelium, ab ca. 30 Ma). Ältere Ablagerungen (Eozän–unteres Oligozän) wurden bei der Bohrung Zistersdorf ÜT2a in einer Tiefe ab ca. 7.100 m (d.h. unter den alpinen Decken, etwa 400 m mächtig) als mergelig-sandige Schichtfolge mit Brekzienlagen angetroffen (WESSELY, 1993a: 280). Das vermutlich eozäne Alter des Moosbierbaumer Konglomerates (Granulit- und Gneisgerölle, bis 350 m, Bohrung Moosbierbaum K8) ist nicht gesichert.

In der Waschbergzone setzt der vergleichbare Sedimentationszyklus im unteren Kiscellium (Obereozän?) ein. Diese oligozänen Sedimentabfolgen (Ottenthal-Formation (ehemals Pausramer Mergel (partim) bzw. Menilith-Serie) und Thomasl-Formation) weisen generell einen vollmarinen Tiefwassercharakter auf und zeigen neben ihrer guten Vergleichbarkeit mit der Typusregion des Kiscellium (Tard Clay, Kiscell Clay) bei Budapest (SEIFERT et al., 1991) auch in einzelnen Abschnitten (Dynow-Mergel) Anklänge an die Entwicklung im westlichen Molassebecken (RÖGL et al., 2001: 341, darin auch die neueren Erkenntnisse über die Waschbergzone). Die älteren Formationen der Waschbergzone (einschließlich der Reingruber-Formation des Obereozän) sind im Wesentlichen geringmächtige Schollen von Schürflingen des autochthonen Untergrundes mit Flachwassercharakter.

Kiscellium-Egerium

Die ältesten autochthonen Molassesedimente des Randbereiches werden von WESSELY (2006: 45) in einer Melk-Gruppe zusammengefasst. Zur Melk-Gruppe werden die Pielach-Formation, die Melk-Formation sowie das Ollersbacher Konglomerat, das in den Molasseschuppen bei Neulengbach mit Granit- und Flyschgeröllen auftritt, gezählt. In den Trogbereichen des Ostabschnittes kommt der „Ältere Schlier“ zur Ablagerung, dessen Hauptsedimentationsphase im oberen Egerium stattfindet. Daraus ist die erst allmähliche Absenkung des Beckens, die deutlich später als im Westabschnitt einsetzt, zu erkennen, was wiederum auf die Dynamik der Alpenüberschiebung hinweist.

Die Pielach-Formation besteht aus Sedimenten einer reich gegliederten Küstenlandschaft, die sich im Zuge der oligozänen Transgression bildete. Es sind anfangs limnisch-terrestrische Ablagerungen, die folglich in eine brackisch-randmarine Fazies übergehen. Bevorzugt treten bläulich-grünlich-dunkelgraue Tone und Silte auf, die mit dem alteingeführten Begriff als „Pielacher Tegel“ bezeichnet werden (nach Pielach nahe Melk). Als Einschaltungen im Tegel finden sich tonige Fein- bis Grobsande sowie kohlige Tone und auch Kohlelagen (diverse kleine-

re Glanzbraunkohlenvorkommen, z.B. Oberwölbling-Hermannsschacht; Statzendorfer Kohlenrevier, nordwestlich Herzogenburg).

Weiters ist die Bildung von Sanden ein charakteristisches Glied der oligozänen Ablagerungen, die am Rand der Böhmisches Masse aufgeschlossen sind. Die randmarinen Küstensande sind weiße bis gelbe, ungeschichtete, resche, überwiegend mittel- bis feinkörnige Quarzsande, deren fazielle Ausbildung auf kurze Transportwege und eine rasche Ablagerung hinweist (ROETZEL, 1983). Die Sande lagern sich in Buchten und an Kristallinaufragungen ab und überlagern auch häufig die Pielach-Formation bzw. verzahnen auch mit diesen. Im Raum Melk (Wachberg) werden die Sande bis zu 90 m mächtig und stellen ein wichtiges Rohstoffpotenzial (Glaserzeugung u.a.) dar. Neben den strandnahen Bildungen zeigen sich in den umgebenden Ablagerungsräumen auch die Bedingungen eines gezeitendominierten, flachen Schelfbereichs. Die Sande werden im Ostabschnitt als Melker Sande bezeichnet und sind ein Äquivalent zu den Linzer Sanden des Westabschnittes („Linz-Melk-Formation“). Die Melker Sande wurden ebenso wie die Linzer Sande in der Literatur (GRILL, 1956: 42; FUCHS, 1972: 205ff.) in „Ältere Sande“ (fein- bis mittelkörnig; unteres Egerium) und „Jüngere Sande“ (grobkörnig, oberes Egerium) unterteilt, eine Unterteilung, die nach neuerem Kenntnisstand nicht mehr haltbar ist (KRENMAYR & ROETZEL, 2000).

Oligozäne Tegel und Sande bedecken jedoch nicht nur den Südrand der Böhmisches Masse, sondern ziehen bis unter die Alpenfront hinein (Bohrungen Urmannsau, Texing 1, Perschenegg 1, auch in den Molasseschuppen am Alpenrand) und sind gegen Osten bis in den Raum Stockerau sowie gegen Nordosten über Hollabrunn hinaus (Bohrung Dürnleis: 129 m Melker Schichten) verbreitet. Im Gebiet Hollabrunn-Laa an der Thaya findet sich ein Absenkungsbecken mit über 200 m Ablagerungen des Egerium (JIŘIČEK & SEIFERT, 1990). Die Bohrung Moosbierbaum K5 (westlich Zwentendorf) erbrachte bis zu 100 m mächtige Melker Sande. Im voralpinen Molassestreifen gegen Westen sind Sedimente des tieferen Oligozän aus Bohrungen bis in das Gebiet der Enns bekannt (WESSELY, 2006: 46), die zu den Vorkommen der Pielach-Formation des nördlichen Randbereiches des westlichen Molassegebietes überleiten (westlichste Vorkommen im Senkungsbereich des Reichbaches, NNE Steyregg bei Linz).

Die Bildung der Hauptmasse des Älteren Schlier des Ostabschnittes erfolgt im oberen Egerium (Aquitanium, ca. 22 Ma) in Form von allgemein geringmächtigen, einheitlich meist dunkelbraunen, auch feinsandigen Tonschiefern und Tonsteinen. Er wurde sowohl im Westen als auch im Nordosten mit einer Mächtigkeit von durchschnittlich 50 m erbohrt (WESSELY, 2006: 50). Seine Verbreitung reicht von der Westgrenze Niederösterreichs bis in den Raum Hollabrunn (Bohrung Porrau 2, BRIX & GÖTZINGER, 1964). Die Überlagerung des Älteren Schlier auf den marinen Seichtwassersedimenten der Melker Schichten weist auf die Ausbildung des östlichen Molassehaupttroges im oberen Egerium hin.

Auch in der Bohrung Berndorf 1 wurde in ca. 6.000 m Tiefe ein oberes Egerium erbohrt. Die dort angetroffenen grobklastisch-konglomeratischen Ablagerungen mit gut gerundeten kalkalpinen Geröllen (WACHTEL & WESSELY, 1981)

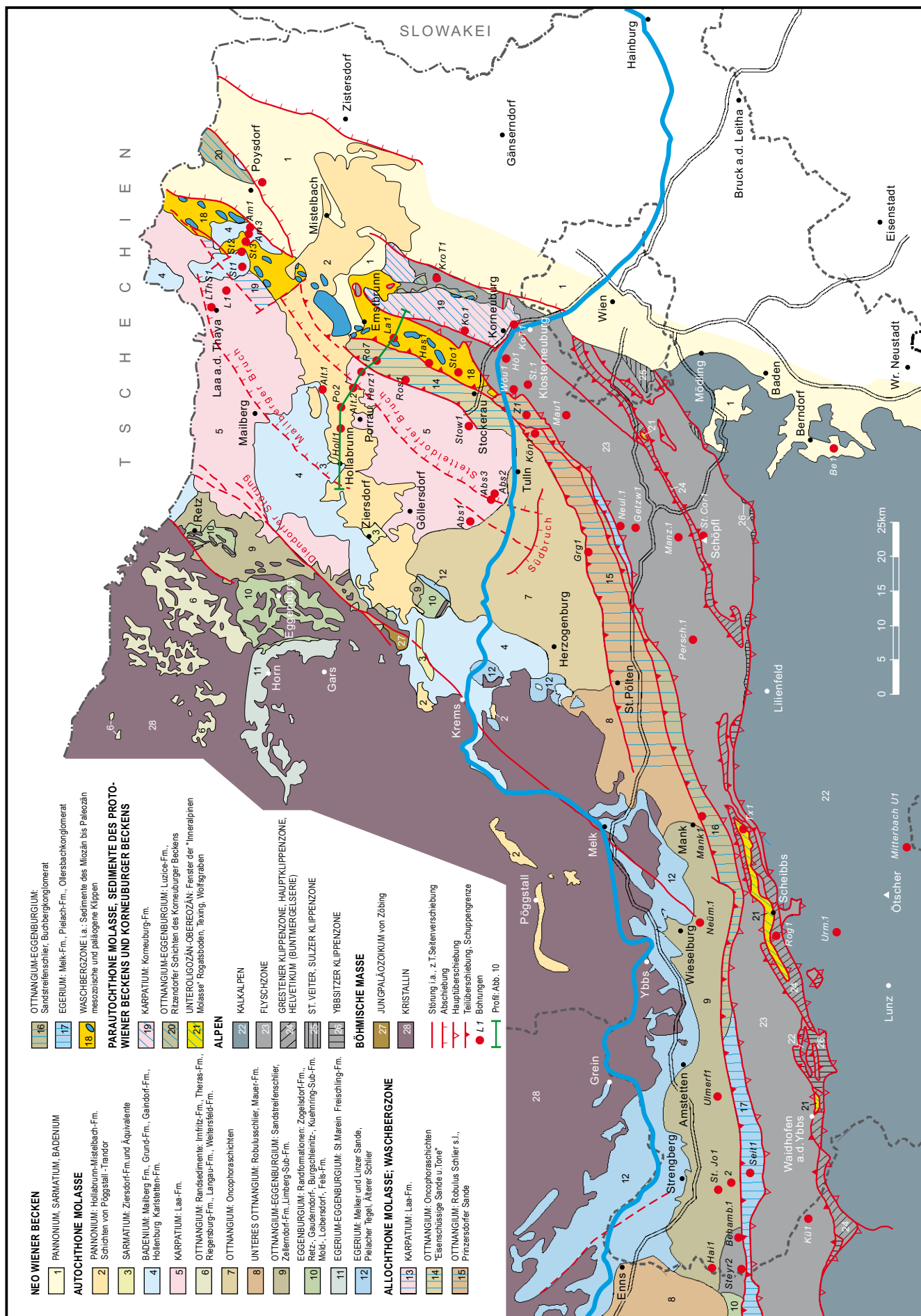
zeigen die herannahende Alpenfront an und geben somit die Ausdehnung des oligozänen Beckens wieder. Im Ablagerungsraum der Waschbergzone ist das obere Egerium durch eine Beckenfazies mit den Kalkmergeln der Michelstetten-Formation (Michelstetten, ca. 8 km nordöstlich von Ernstbrunn) vertreten, die, ebenso wie die älteren Sedimente der Waschbergeinheit, keine Beziehung zur Molassezone aufweisen (siehe oben) und heute als Schuppenmaterial vorliegt.

Eine zeitgleiche Entwicklung ist die St. Marein-Freischling-Formation. Es sind dies fluviatile, untergeordnet limnische Sedimente: Grobsande, Kiese und Silte, mit kohlig-tonigen Einlagerungen. Sie treten im Horner Becken sowie in kleineren benachbarten Senken auf. Im Raum Krems-Statzendorf verzahnen (vermutlich) die fluviatilen Sedimente des Horner Beckens im Mündungsbereich eines Entwässerungssystems gegen Süd mit höheren Anteilen der marinen Melk-Formation (NEHYBA & ROETZEL, 2010).

Eggenburgium-Ottnangium

Während des Eggenburgium (ab ca. 20,5 Ma) führt der anhaltende Alpenvorschub zur weiteren Einengung des Molassebeckens im Süden und Südosten (Molasseschuppen mit Sedimenten des Egerium bei Neulengbach, siehe Abbildung 22) und zu einer Ausweitung des Beckens nach Nordosten. Mit der Transgression des Meeres von Südost kommt es am Rand der Böhmisches Masse zu kleinräumig wechselnden Ablagerungen einer marinen Randfazies, die als Eggenburg-Gruppe (Eggenburger Schichten s.l.) zusammengefasst wird. Diese Schichten ziehen wegen ihres Fossilreichtums seit langem die Aufmerksamkeit auf sich. Die Transgressionssedimente bestehen aus „*einer raschen Wechselfolge von gut bis mäßig sortierten Grob-, Mittel- und Feinsanden mit Kieseinschaltungen*“ (STEININGER & ROETZEL, 1991: 68), die in einem wellendominierten, seichtmarinen Milieu unter tropischen bis subtropischen Bedingungen abgelagert werden (Die jeweiligen Formationsnamen und ihre sedimentären Ausbildungen finden sich bei ROETZEL et al., 1999b). Die Transgression erfolgt im Raum Fels (Fels-Formation) und im Horner Becken (Mold-Formation) im unteren Eggenburgium. Die Eggenburger Bucht, der Raum Retz sowie die Kristallinsinken von Langau-Riegersburg und von Weitersfeld werden im oberen Eggenburgium transgredierte. Die flachmarinen bis littoralen Transgressionssedimente sind meist sandig-kiesig entwickelt (Burgschleinitz-Formation u.a.). Noch im oberen Eggenburgium folgt auf eine kurze Regressionsphase mit Schichtlücke und Diskordanz eine neuerliche Transgression („Ottnangtransgression“). In der Eggenburger Bucht und im Raum Maissau sind die zugehörigen Ablagerungen karbonatisch entwickelt (Zogelsdorf-Formation). Der Zogelsdorfer Sandstein ist ein quarzreicher Kalksandstein, der Verwendung als Bau- und Skulpturstein fand. Den Abschluss dieser strandnahen Sedimente bilden vollmarine Pelite (Zellerndorf-Formation). Die fossilarmen bis -leeren, ebenflächig-geschichteten Tone und Tonmergel mit Feinsandlagen zeigen das Übergreifen der Beckenfazies auf den Kristallinrand im obersten Eggenburgium/

Abb. 22.
Übersichtskarte der Molassezone Niederösterreichs (Quartär abgedeckt) aus WESSELY (2006: Abb. 52). ►



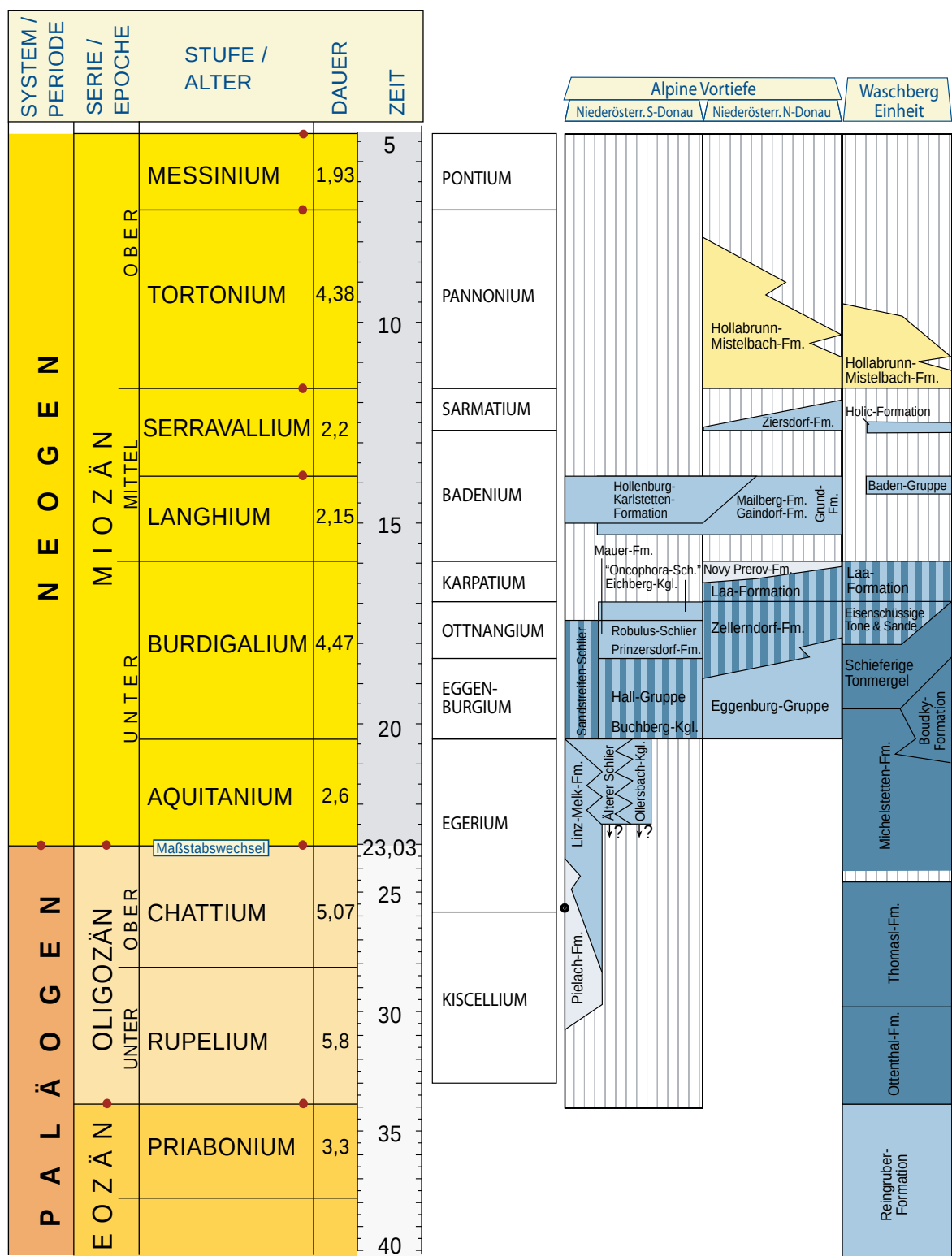


Abb. 23.
Stratigraphische Tabelle der niederösterreichischen Molassezone und Waschbergzone (verändert nach PILLER et al., 2004).

Ott nangium an. In der Bohrung Goggendorf U1 (N Sitzendorf, ca. 3,5 km vom Kristallinrand entfernt) ist die Eggenburg-Gruppe – bei einer Gesamtmächtigkeit der „tertiären“ Schichtfolge von 225 m – rund 70 m mächtig. Die Mächtigkeiten des Zellerndorfer Schlier steigt von wenigen Metern in Randnähe auf 60 m nur wenige 100 m von Kristallinrand entfernt an. Als maximale Überlagerungsmächtigkeit erreicht der Zellerndorfer Schlier ca. 80 m (SCHUBERT, 1999: 174).

Im Becken von Langau führt die Transgression des Eggenburgium zur Bildung von brackisch-ästuarischen Sand- und Tonablagerungen, die von paralischen Kohlesümpfen (Braunkohletagebauegebiet von Langau-Geras) gefolgt werden.

Ein östliches Gegenstück einer strandnahen Transgressionsbildung des Eggenburgium kann in den Ritzendorfer Schichten des Korneuburger Beckens gesehen werden (FUCHS, 1980a: 173; siehe Kapitel 3.2.2 – Korneuburger Becken, dort der Flyschzone auflagernd). Zu weiteren Transgressions- und Beckenrandbildungen des Eggenburgium/Ott nangium, siehe unten.

Im Übergangsgebiet der beiden Molassetröge (Raum Steyr–Amstetten) geht der Haller Schlier der westlichen Zone unter Zunahme der Sandeinschaltungen in den Sandstreifenschlier des Ostabschnittes über. Dieser besteht aus grauen, mergeligen, sandigen Schluffen mit hellen, unterschiedlich mächtigen Feinsandlagen. Der Sandstreifenschlier erreicht im westlichen Abschnitt mehrere 100 m Mächtigkeit: Bohrung St. Johann 1 (nordwestlich Seitenstetten): 560 m; Bohrung Mank 1: 720 m (BRIX & GÖTZINGER, 1964). Der Sandstreifenschlier enthält wegen der schwierigen biostratigrafischen Erfassung der Grenze Eggenburgium/Ott nangium im Abschnitt westlich Mank auch Anteile des ott nangischen Robulusschlier.

Gegen Nordosten – im neu gebildeten „Molassetrog“ – liegt über basalen, dem Kristallinuntergrund auflagernden Glaukonitsandsteinen (bis 50 m) eine Abfolge von Tonmergeln und Sandsteinen mit wechselnden Anteilen. Aufgrund des charakteristischen paläontologischen Inhalts werden in Bohraufschlüssen diese Schlierablagerungen in eine unterliegende Foraminiferenfazies und eine hangende Fischfazies gegliedert. Sie erreichen in den Muldenbereichen Mächtigkeiten bis knapp 200 m (Bohrungen Hollabrunn, Laa).

Der Robulusschlier des unteren Ott nangium ist im Gebiet zwischen Mank und St. Pölten sowie in einem Streifen entlang der Alpenfront bis zur Donau auch obertägig aufgeschlossen. Hier kann er vom Sandstreifenschlier durch den Fossilbefund abgegrenzt werden. Es handelt sich um graue, gebankte bis dünnsschichtige, teils sandige Tonmergel, denen regelmäßig glimmerreiche Sandlagen eingeschaltet sind. Gegen Nordost wird er durch die höheren Anteile des Zellerndorfer Schlier bzw. den oberen Anteilen des ehemaligen „Burdigalschlier“ (i.e. die fossilieeren oberen Schlierschichten der „Fischfazies“) vertreten, da auch hier eine Grenzziehung mangels Fossilführung kaum möglich erscheint. Nach PREY (zitiert nach WESSELY, 2006: Abb. 58) besteht eine äußere Schuppe der geschuppten Molasse östlich von St. Pölten aus einem Schlier des Eggenburgium bis unteren Ott nangium. Die Schuppe ist den *Oncophora*-Schichten aufgeschoben.

Innerhalb und randlich des eggenburgisch/ott nangischen Molasseschliers treten Konglomerate (Blockschichten) und Sandkomplexe auf. Diese klastischen Schüttungen (Rinnensedimente etc.) werden sowohl dem Eggenburgium wie dem Ott nangium zugeordnet:

- Eggenburgium: Buchbergkonglomerat: überwiegend Flyschgerölle (ca. 3 km nordöstlich von Neulengbach); Königsstettner Blocksande; (beide in der geschuppten Molasse).
- Ott nangium: Prinzersdorfer Sande: hellgrünlich-gelbliche Feinsande im Robulusschlier (westlich St. Pölten); Mauer-Formation: Schuttstromsedimente mit bis zu hausgroßen Kristallinblöcken (am Südrand des Dunkelsteinerwaldes), Eichbergkonglomerat: vorwiegend Flyschgerölle in *Oncophora*-Sanden (am Südrand des Tullner Beckens, ca. 11 km südwestlich Tulln).

Grobklastische Einschaltungen sind auch von der Waschbergzone bekannt, wo sie in den schiefrigen Tonmergeln des Ott nangium auftreten (GRILL, 1968: 46ff.).

- Blockschichten mit exotischen Geröllen: die Geröllgrößen erreichen über 10 m und bestehen aus Kristallingesteinen (Granite, Paragneise etc.) und Flyschsandsteinen (WESSELY, 2006: 75). Sie sind beispielsweise vom Hollingstein im Waschbergzug (1,5 km SSE Niederhollabrunn) bekannt (HOLZER & KÜPPER, 1953).
- Altmannser Grobsande mit Geröllkomponenten, die denen der Blockschichten vergleichbar sind (Altmanns, nordwestlich Mistelbach).
- Ameiser Sand; bis 200 m in Bohrung Ameis 1 (östlich von Staats; FUCHS, 1980a: 173).

Gegen Nordost treten im zentralen Trogbereich immer jüngere Schlierablagerungen zutage (Abb. 24), welche die fortschreitende Verlandung und die beginnende Aussüßung des Beckens im Südwesten anzeigen. Ab St. Pölten gegen Nordost folgen über dem Robulusschlier die brackischen *Oncophora*-Schichten des oberen Ott nangium. Den seichtmarinen bis limnischen, gelblichgrauen, geschichteten, glimmerigen Sanden bis Silten mit Tonmergellagen und Lignitschmitzen im Süden stehen in den tieferen Beckenteilen des Nordostens marine, turbiditische, feinkörnige Sandsteine und siltige, laminierte Tonsteine gegenüber (WESSELY, 2006: 55; zur faziellen Neuinterpretation, siehe HAMILTON, 1997). Nach HAMILTON erfolgt der Hauptsedimenttransport von Osten, vom aktiven Rand der Waschbergzone. Die *Oncophora*-Schichten erreichen Mächtigkeiten von mehreren hundert Metern: Moosbierbaum (Tullner Becken) 770 m, Laa 800 m, Hollabrunn 1 (in Randnähe) 315 m. Die großen Mächtigkeitsunterschiede gegenüber den unterlagernden älteren Einheiten sowie die zwischen den Hoch- und Tiefschollen an Brüchen (z.B. Mailbergbruch: 240 m *Oncophora*-Schichten am Hoch gegenüber 700 m am Tief (Bohrungen bei Laa an der Thaya), vgl. GOLDBRUNNER & KOLB, 1997 sowie Abbildung 14) zeigen eine beträchtliche Zunahme der Absenkung des Beckens im Ott nangium (in einer Zeitspanne von etwa 1,5 Ma) an. Zeitgleich zu den *Oncophora*-Schichten sind die „Eisenschüssigen Sande und Tone“ in der Roseldorf-Zone, einer äußeren Schuppe der Waschbergzone. Sie zeigen jedoch keine fazielle Ähnlichkeit mit den *Oncophora*-Schichten

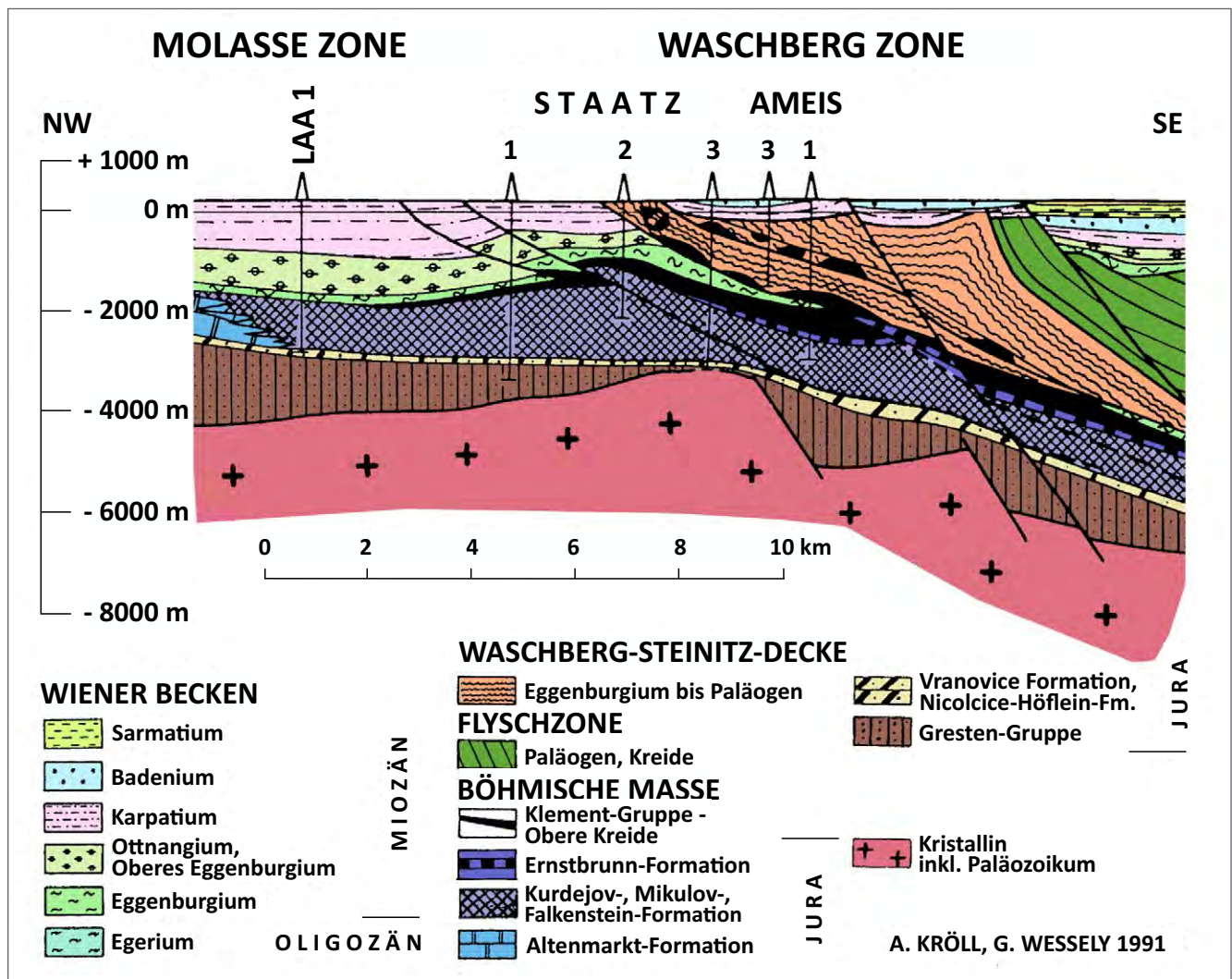


Abb. 24.
Profilschnitt durch Molassezone und Waschbergzone im Raum Staatz (aus SAUER et al., 1992: Abb. 115).

des Südbereiches, sondern vielmehr Ähnklänge an jene des nördlichen Weinviertels (SCHNABEL, 2002: 29), wie sie aus den Erdölbohrungen bekannt sind. Zu den komplexen Beziehungen der einzelnen Ablagerungsräume und der zeitlichen Korrelationen der Sedimente, siehe Kapitel 3.2.1 – Wiener Becken.

Karpatum

Nördlich der Donau folgt über den *Oncophora*-Schichten der Schlier des Karpatum, der auch obertags weitverbreitet anzutreffen ist (Ziegelgrube bei Laa an der Thaya; Stratotyplokalität der Laa-Formation, vgl. RÖGL et al., 1997). Die karpatische Meeresingression von Südosten über das Wiener Becken und die Waschbergzone ist in den marinen Ablagerungen der Laa-Formation repräsentiert. Sie wird von blau- bis bräunlich-grauen, feinschichtigen, siltig-feinsandigen, glimmerreichen Tonmergel mit dünnen Feinsandlagen und Sandsteinkonkretionen aufgebaut. Gegen das Hangende nehmen die sandigen Einschaltungen zu. Die Laa-Formation erreicht Mächtigkeiten von bis zu 1.200 m (WESSELY, 2006: 56), wobei eine generelle Mächtigkeitszunahme – wie auch auf die *Oncophora*-Schichten zutreffend – von West nach Ost festzustellen ist. Es

wurden auch rinnenförmige, grobklastische Einlagerungen erfasst, die auf Untergrundströmungen, submarine Erosion und Sedimenteintrag aus tektonisch aktiven Randbereichen (debris flow; Waschbergzone) hinweisen und die noch anhaltenden Überschiebungsaktivitäten dokumentieren (ROETZEL et al., 1999a; WESSELY, 2006: 56f.). Die Paläoökologie des Karpatschliemeeres ist durch Meerestiefen von etwa 200 m, geringere Wassertemperatur, hohes Nährstoffangebot und reduzierten Sauerstoffgehalt gekennzeichnet (ROETZEL, 2003). Gegen Ende des Karpatum kann ein Trend zur Verflachung des Beckens und ein zunehmender Frischwassereinfluss festgestellt werden. Im nordöstlichen Grenzbereich zu Tschechien werden die Pelite der Laa-Formation von flachmarinen Silten und Sanden des oberen Karpatum diskordant überlagert („Nový Přerov“-Formation/Member), die über 350 m (Bohrung Alt-Prerau 6, ANIWANDTER et al., 1990) mächtig werden. Im Karpatum endet die aktive Überschiebung auch im nördlichen Beckenbereich und die marine Sedimentation der Beckenfazies zieht sich in die westkarpatische Vortiefe zurück. Sedimente des Karpatum sind noch in den Schuppen- und Deckenbau der Waschbergzone eingebaut, überlagern aber auch den Deckenbau (siehe Korneuburger Becken).

Badenium

Die weitere Sedimentationsentwicklung im mittleren und oberen Miozän ist einerseits durch die Verbindung zum Meeresbereich des Wiener Beckens, andererseits durch den fluviatil beeinflussten Einzugsbereich im Süden gekennzeichnet. Die Transgression des unteren Badenium (ca. 16,4 Ma) erfasst nochmals weite Bereiche des Beckens. Die Ablagerungen liegen teils diskordant den Laaer Schichten auf und sind gegenwärtig noch als Erosionsreste erhalten. Die Hauptverbreitung der pelitreichen Sedimente (marine Silte und Tone mit tempestitischen Sandeinschaltungen; Grund-Formation, bis zu 270 m), die im unteren Anteil mächtige Sandeinschaltungen aufweisen, liegt nordwestlich bis nordöstlich von Hollabrunn. Gegen Westen geht die Grund-Formation in die altersgleiche, lithologisch abwechslungsreichere Gaiendorf-Formation (ca. 4 km südöstlich Maissau) über, die aus Sanden und Kiesen mit geringmächtigen Peliteinschaltungen besteht (ROETZEL et al., 1999b: 44). Die Gaiendorf-Formation repräsentiert den Seichtwasserbereich (MANDIC & HARZHAUSER, 2003). In der südlich Ziersdorf gelegenen Bohrung Glaubendorf U1 ist die Gaiendorf-Formation 165 m mächtig. Im Verbreitungsgebiet der Grunder Schichten treten auch Corallinaceenkalke (entsprechend den Leithakalken) der Mailberg-Formation auf, die auf Hochzonen/Schwellen gebildet werden und die Grunder Schichten meist überlagern. Die Verbreitung der genannten badenischen Ablagerungen scheint gegen Westen und Norden tektonisch begrenzt zu sein (siehe abgedeckte Karte in ROETZEL, 1999). Im südlichen Beckenbereich (Kremser Bucht, Langenlois, Hollenburg) liegen mächtige Deltasedimente (kalkalpine Konglomerate einer „Ur-Traisen“, Hollenburg-Karlstetten-Formation), die bis nördlich der Donau vorstoßen. Die badenischen Schichtglieder werden in die (Untere und Obere) Lagenidenzone eingestuft. Im mittleren und oberen Badenium folgt im Molassebecken eine Erosionsphase, die auch einen klastischen Eintrag ins Wiener Becken bewirkt (siehe Kapitel 3.2.1 – Wiener Becken).

Sarmatium

Im unteren Sarmatium (ab ca. 12,7 Ma) erfolgt eine neuerliche Ingression in das Molassebecken über die Zayafurche, einer im Badenium angelegten Ausräumungszone. Die sarmatischen Ablagerungen (Ziersdorf-Formation) treten in einem Streifen quer über die Molassezone (Zayafurche/Mistelbach–Hollabrunn–Ziersdorf–Langenlois) in begrenzten reliktschen Vorkommen auf. Die Verbreitung von Sarmatium-Ablagerungen, auch unter den jüngeren Sedimenten des Pannonium, wird in ROETZEL (2009) beschrieben. Die tonigen Silte bis siltigen Tone in Wechsellagerung mit Mittel- bis Feinsanden (untergeordnet Kiesen) sind Ablagerungen eines tidalen, brackisch-seichtmarinen Environments mit terrestrischem Einfluss. Letzter zeigt sich in den Einschaltungen (bis mehrere Meter mächtig) von polymikten Grobschottern mit Geröllen im dm-Bereich (Reisbergschotter, 2,5 km nordöstlich Hollabrunn). Die Schotter werden als Umlagerungsprodukte von badenischen Ablagerungen interpretiert (ROETZEL, 2009: 34). Chronostratigrafisch wird die Ziersdorf-Formation in das untere Sarmatium gestellt. Mächtigkeitsangaben reichen bis zu 110 m (Bohrung Hollabrunn 1).

Pannonium

Die Schüttung der Hollabrunn-Mistelbach-Formation setzt in der Zone A/B des Pannonium (ca. 11 Ma) ein und dauerte bis ins mittlere/jüngere Pannonium (Zonen E, F?, H) an (ROETZEL, 2009). Der Großteil des Sedimenteintrags findet im Pannonium C–E statt. Die fluviatilen Kiese, Sande und Schotter ziehen in einem etwa 7 km breiten Streifen aus dem Raum Krems–Langenlois kommend über Hollabrunn (als Gravel-bed-river-System) gegen die Zayafurche der Waschbergzone und gehen im Raum Mistelbach in ein Delta in den Pannensee (Braid-Delta System) über (NEHYBA & ROETZEL, 2004). Das Geröllspektrum (über 2 cm) der gut gerundeten Kiese und kiesigen Sande besteht überwiegend aus Quarz, mit wechselnden Anteilen von kristallinen und kalkalpinen Komponenten. Hangend und an den Rändern dominieren sandig-mergelige Stillwassersedimente. Die pannonen Ablagerungen erreichen im westlichen Verbreitungsgebiet bis zu 100 m Mächtigkeit, die gegen Osten hin (Mistelbach) deutlich geringmächtiger werden. Die Hollabrunn-Mistelbach-Formation tritt heute aufgrund der Reliefumkehr in Höhenrücken zu Tage. Das Flusssystem kann als „Ur-Donau“ betrachtet werden, die sich mit der Änderung der Schüttungsrichtung in der westlichen Molassezone (Hausruckschotter) und der Überwindung der zentralen Schwellenzone (auch pannonen Ablagerungen bei Pöggstall und Trandorf, siehe Abb. 22) entwickelte. Diese Vorgänge sind durch die weitere Heraushebung der Alpen und die Aufschotterung des Vorlandes durch die Alpenflüsse mitbedingt (WESSELY, 2006: 59).

3.2 Die sedimentäre Entwicklung der inneralpinen Becken

3.2.1 Wiener Becken

Die genaue Kenntnis der sedimentären Entwicklung des Wiener Beckens begründet sich im Wesentlichen auf den Tiefenaufschlüssen (Bohrungen). Die abgedeckte geologische Karte (Kartenbeilage) weist eine weitgehende Bedeckung der Tiefschollen mit oberpannonen Ablagerungen auf. Die randlichen Hochschollen sind oberflächlich überwiegend von mittlerem- und unterem Pannonium bedeckt. Sarmatium und Badenium tritt an den Beckenrändern sowie an der Hochzone des Steinberghochs zu Tage. In Abbildung 25 ist die allgemeine Sedimentationsentwicklung des Beckens zusammengestellt, woraus der besondere Bezug zum slowakisch/tschechischen Raum hervorgeht, der auch für die stratigrafische Gliederung des Wiener Beckens weitgehend namensgebend ist (PILLER et al., 2004). Eine, den modernen Kenntnisstand zum Wiener Becken zusammenfassende Darstellung findet sich in HARZHAUSER & PILLER (2005), eine zum außerösterreichischen Bereich in KOVÁČ et al. (2004).

Die sedimentären Auffüllungen des Beckens können entsprechend der Unterteilung in Proto- und Neobecken (siehe Abschnitt 2.2.2 – „Das Wiener Becken“) und deren räumlichen Vorgaben differenziert werden (Abb. 13). Erste Beckenbildungen fanden ab dem Eggenburgium im nördlichen Bereich des heutigen Wiener Beckens statt (größtenteils in den Nachbarstaaten Tschechien und Slowakei gelegen). Es bildet ein quer/schräg zum heutigen Streichen des Alpen-Karpatenbogens orientiertes Meeresbecken,

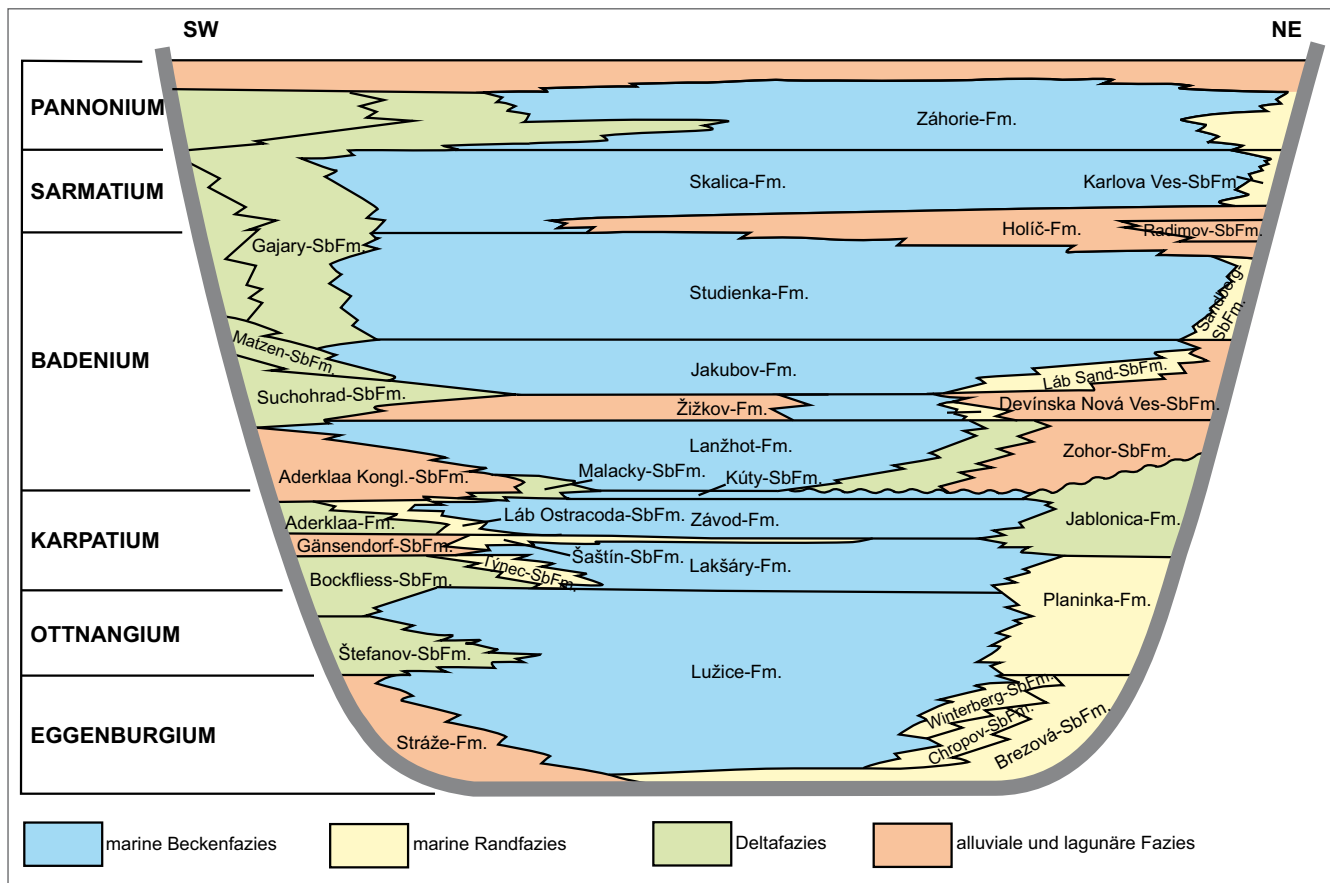


Abb. 25.
Sedimentationssystem des Wiener Beckens (aus Kováč et al., 2004).

das im Naheverhältnis zur Molassezone und dem Waschbergtrug steht (POPOV et al., 2004). Auch gegen Südost bestand eine Verbindung mit dem innerkarpatischen/pannonischen Raum. Diese primäre Anlage der Trogbereiche währt bis ins Karpatium und wird ab dem Karpatium–Badenium von der NNE–SSW Achse des Neo-Wiener-Beckens abgelöst.

Proto-Wiener Becken (Eggenburgium–Karpatium)

Zur ersten Sedimentationsphase („Protobecken“) zählen die Ablagerungen vom Eggenburgium bis Karpatium. Obertags finden sich untermiozäne Sedimente nur in wenigen Vorkommen auf der Poysbrunner Hochscholle (Abb. 15) bei Poysdorf-Schrattenberg. Der Beckenbereich und seine faziellen Verhältnisse in der Frühphase sind in Abbildung 26 (Eggenburgium) dargestellt. Am Beginn der Beckenbildung stand eine archipelartige Konfiguration mit vermutlich gegliederten Küsten- und Inselbereichen und zwischengelagerten Senken, die sich im Wesentlichen auf den slowakisch/tschechischen Raum beschränken. In den Senkungsgebieten wurden anfangs terrestrisch-fluviatile Grobklastika abgelagert. In der österreichischen Literatur wird vom „Schlierbasisschutt“ gesprochen, der von JANOSCHEK (1943) als Flyschschutt bezeichnet wird, womit die Herkunft und Ausbildung des Materials angesprochen wird. Vom slowakischen Gebiet werden auch Kalkgerölle genannt. Der Schlierbasisschutt wurde in den Bohrungen auf der Mistelbacher und Poysbrunner Scholle angetroffen und JANOSCHEK (1951: 542) gibt eine maximale Mächtigkeit von 300 m westlich vom Steinbergbruch

(Hauskirchen) an. Jedoch zeigte sich, dass die verschiedenen Basisschuttbildungen nicht als chronostratigraphische Marker verwendbar sind, sondern ein „Funktionselement“ ohne zeitliche Relevanz bilden (PAPP et al., 1973: 65). So wird der Flyschschutt von Maustrenk (nordwestlich Zistersdorf) als ottnangisch angesehen (WESSELY, 2006: 200).

Mit der eggenburgischen Transgression findet der Übergang in flachmarine bis neritische Verhältnisse statt und es bilden sich mehrere Absenkungsgebiete (Senken von Lužice, Kopčany, Štefanov, Senice; JIŘIČEK & SEIFERT, 1990: 92). Eine Tiefenrinne erstreckt sich vom Raum Mistelbach gegen Nordost, die vermutlich eine tektonische Rinne auf den aktiven Flyschdecken des Untergrundes bildet. In der Rinne werden Sedimentmächtigkeiten des Eggenburgium von über 600 m angegeben (JIŘIČEK & SEIFERT, 1990: Abb. 4).

In den neu gebildeten Senkungsbereichen werden die feinglimmerigen Tonmergel der Unteren Luschtiz-Formation (nach Lužice, südwestlich Hodonin) abgelagert. In flachmarinen und strandnahen Bereichen gehen die zuvor grobklastischen Sedimente in die sandige und auch schluffig-tonige Fazies über („fining upward“). Die Untere Luschtiz-Formation repräsentiert die Schlierfazies des Eggenburgium, die als Cyclammina-Bathysiphon-Schlier bezeichnet wurde (GRILL, 1968: 61ff.). GRILL betont auch die lithologische wie faunistische Nahebeziehung zu zeitäquivalenten Sedimenten der Waschbergzone (ehemals Schieferige Tone und Tonmergel/Auspitzer Mergel; nicht zu wechseln mit dem oligozänen Pausramer Mergel, siehe Kapitel 3.1.2).

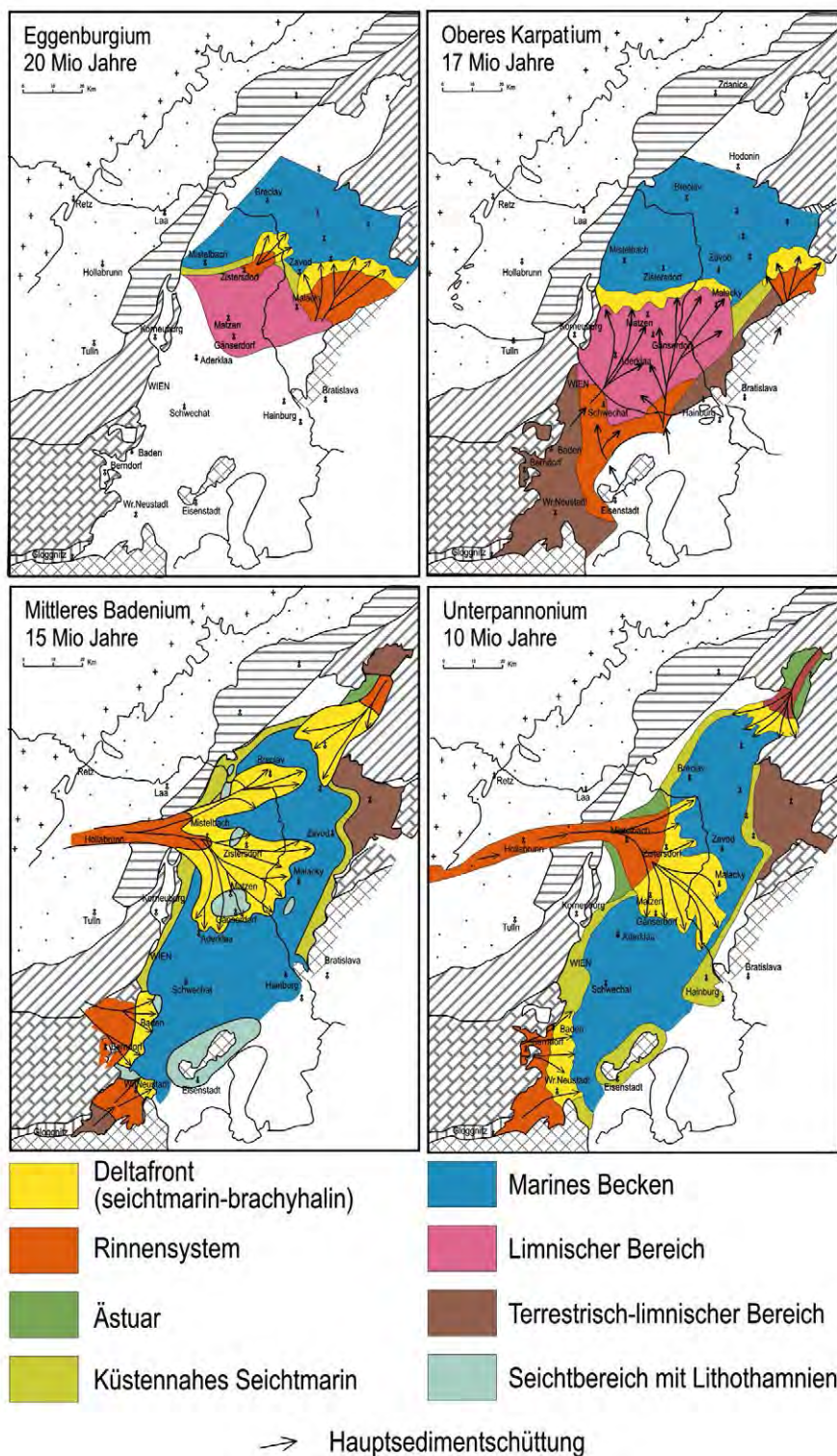


Abb. 26.
Entwicklung der Ablagerungsbereiche im Wiener Becken (aus WESSELY, 2006).

Über der Unteren Luschitz-Formation folgen in den Beckenbereich vorgreifende markante Deltasandhorizonte („Štefanov sands“, „Hodonin sands“), die bis zu 150 m mächtig werden. Die Sandschüttungen markieren eine Regressionsphase mit Meeresspiegelabsenkung am Übergang vom Eggenburgium in das Ottnangium (ca. 18 Ma). Generell ist anzumerken, dass die Deltas im „Protobecken“ einen Haupteintrag von Südwest bis Südost erhielten (Abb. 26; das „Štefanov-Delta“ wäre jenes nordöstlich

von Zistersdorf in Abbildung 26 – Eggenburgium; das südöstlich davon gelegene wäre das „Zavod-Delta“). Über den Sandschüttungen verbreiten sich wiederum marine Schliersedimente (Obere Luschitz-Formation), die GRILL (1968) als Elphidium-Cibicides-Schlier bezeichnete und der auch mit dem Robulusschlier verglichen wird (JIŘIČEK & SEIFERT, 1990: 94). Im Senkungsgebiet bei Mistelbach liegen bis zu 800 m mächtige Sedimente des Ottnangium, in der Štefanov Senke werden sie bis zu 700 m mächtig.

Weiterhin bestand auch im Ottnangium eine breite Verbindung zur Molassevertiefe im Gebiet Mistelbach-Mikulov. Zeitgleich beginnt auch die Einengung und Schuppung der Waschbergzone. Während des Ottnangium erweitert sich das nördliche Becken gegen Süden etwa bis in den Raum Gänserndorf. Der Matzener/Spannberger Rücken begrenzte den neuen Senkungsraum im Nordwesten. Dieser neue Trogbereich wird von Decken der Kalkalpen unterlagert, während der westlich anschließende Flyschrücken von Matzen/Spannberg letztendlich erst im Badenium seine Barrierefunktion („Hochzone“) verlor, und von Sedimenten der Sandschalerzone transgrediert wurde.

In dem während des Ottnangium neu gebildeten südlichen Senkungsraum bilden sich lakustrine Tonmergel, die Übergänge zu brackischen und brachyhalinen Verhältnissen zeigen. Weiters treten auch Sand- und Geröllhorizonte auf. Die Sedimente sind Bildungen eines von Süden vordringenden Deltakomplexes und werden als Bockfließ-Schichten (Bockfließ, nordwestlich Gänserndorf) bezeichnet. Der Ablagerungszeitraum deckt oberstes Ottnangium und basales Karpatium ab (Abb. 25). Sie treten im Raum Matzen, im Marchfeldgebiet und gegen Nordosten etwa bis Dürnkrut-Gajary auf und erreichen im Raum Matzen bis zu 800 m Mächtigkeit (JIŘIČEK & SEIFERT, l.c.). Sie könnten teils dem obersten Anteil der Schlierabfolge bei GRILL entsprechen

(WESSELY, 2006: 200). Dieser hangende Schlieranteil zeichnet sich durch eine Faunenverarmung aus („Fossilärmer Schlier“) und wird mit dem *Oncophora*-Niveau verglichen (GRILL, 1968: 66).

Im Laufe des Karpatium kommt es zu einem weiteren Ausgreifen des Wiener Beckens gegen Süden. Die Absenkung der zentralen Trogbereiche (Schwechater Depression und Slowakische Tiefzonen) setzt sich fort; es kommt aber auch zur allmählichen Herausbildung der Horststruktur der

Kleinen Karpaten (und Leithagebirge?). Eine bedeutende Absenkung findet auch im Korneuburger Becken statt (siehe Kapitel 3.2.2).

Im unteren Karpatium herrschen im nördlichen, marinen Beckenbereich ähnliche Sedimentationsbedingungen wie in der vorangegangenen Stufe. Im nördlichen Trogbereich werden Tonmergel und Sande abgelagert, die der Sedimentation der Laa-Formation in der Molassezone entsprechen. So besteht die karpatische Abfolge im slowakischen Tiefbereich (Suchohrad-Zavod) aus 600 bis 900 m Schlier (Lakšárska Nová Ves-Formation), gefolgt von einem brackisch-limnischen Deltasandpaket (100–400 m „Šaštín sands“), dem wiederum eine bis zu 1.000 m mächtige, marine bis brackische Schlierfolge (Zavod-Formation) des oberen Karpatium nachfolgt. Das Karpatium zeigt also eine zweiphasige Entwicklung. Auch in der Senke auf der Mistelbacher Hochscholle erreicht die Schlierfazies des Karpatium Mächtigkeiten von über 600 m (JIŘÍČEK & SEIFERT, 1990: 97).

Gegen Süden geht die tiefere karpatische Schliereinheit des slowakischen Gebietes noch in die höheren, karpatischen Anteile der Bockfließ-Formation über. Nachfolgend bestehen im Bereich südwestlich des Matzener Rückens limnisch-terrestrische Bedingungen, welche die untere regressive Phase anzeigen. So liegen über der Bockfließ-Formation graue, teils bunte Mergel mit Sandsteinlagen. Andernorts setzt die Sedimentation mit Basalkonglomeraten, gefolgt von terrestrisch-limnischen, bunten Mergeln an. Diese Schichten werden als Gänserndorf-Formation bezeichnet und erreichen in einzelnen Trogbereichen 300 bis über 500 m Mächtigkeit. Im Norden verbindet sich die Gänserndorf-Formation mit den „Šaštín sands“ im progradierenden „Šaštín-Gänserndorf Delta“. Der zweite transgressiv-regressive Zyklus des oberen Karpatium (Abb. 26 – Oberes Karpatium sowie Abb. 25) ist im südlichen Beckengebiet durch die Aderklaaer Schichten vertreten: graue, tiefer auch graugrüne Mergel mit z.T. mächtigen Sandsteinlagen eines limnischen Ablagerungssystems. Sie haben eine Mächtigkeit von bis zu 1.000 m, sind im Marchfeldgebiet weit verbreitet und reichen schon weit in den südlichen Beckenbereich (Rauchenwart, Wienerherberg) zurück. Das Deltagebiet im Grenzbereich zur Slowakei ist durch die Lab-Formation vertreten, die eine reiche Ostrakodenfauna führt. Sie ist im Raum Malacky über 100 m mächtig. Im nördlich anschließenden Becken herrscht die Schliersedimentation der marin-brackischen Zavod-Formation.

Neo-Wiener-Becken

Die weitere Entwicklung des Wiener Beckens ist – beginnend im Karpatium – durch die tektonische Umstellung gekennzeichnet. Die Überschiebungsaktivitäten sind allmählich zum Stillstand gekommen und die Beckenabsenkung findet seitdem an den Hauptbruchstrukturen (Steinbergbruch u.v.a., siehe Kapitel 2.2.2 – „Das Wiener Becken“) insbesondere ab dem oberen Badenium statt. Die zentrale Achse des pull-apart-Beckens erfährt ihre endgültige Ausrichtung auf NNE–SSW. Damit beginnt die Phase des „Neobeckens“. Es kommt zu einer sukzessiven Ausweitung des Beckens in dieser Richtung. Im Norden erfolgt die Entwicklung der Moravischen Zentraldepression und in Folge des Hradiště Grabens (im Sarmatium). Im Süden erweitert

sich das Becken bis Wiener Neustadt. Jedoch treten auch Beckeninversionen auf, die mit der oben angesprochenen Entwicklung der Horststruktur der Kleinen Karpaten in Zusammenhang stehen könnte. So rückt der Beckenrand im karpatischen Senica-Zavod Trogbereich deutlich nach Süden zurück und es dominiert hier nachfolgend eine randnahe, littoral-lagunäre Fazies. Demgegenüber wird im Süden die limnische von der marinen Fazies abgelöst. Mit der tektonischen Umstellung geht eine großräumige Änderung der Faziesverteilung (Abb. 26 – Mittleres Badenium) einher. Der Hauptsedimenteintrag des Neobeckens kommt infolge aus WNW (aus der Molassezone) bzw. NE sowie in kleineren Deltabildungen im Süden. Die geotektonischen Umstellungen und der Meerestiefstand an der Wende Karpatium/Badenium bewirkten bedeutende Erosionen und die Ausbildung von Diskordanzen (Steirische Diskordanz u.ä.) (vgl. auch WEISSENBÄCK, 1996: erosiver Abtrag der Aderklaaer Schichten von bis zu 400 m).

Die Waschbergzone wird bald herausgehoben und infolge auch erodiert. Somit verliert die Waschbergzone letztlich mit der Badentransgression ihren eigenständigen Charakter, wie auch bei WESSELY (2006: 75) ihre Schichtfolge mit der Laa-Formation endet. Im nördlichen Abschnitt (ab Niederleis) wird die Waschbergzone im unteren Badenium transgrediert, wobei GRILL (1968: 67) das Übergreifen vom Westrand des Wiener Beckens über die Waschbergzone in das Molassebecken konstatiert. Die Molassezone wird im Laufe des Badenium weitgehend landfest und das Molassemeer hat sich im mittleren Badenium in die karpatische Vortiefe Polens zurückgezogen. Die kurzzeitigen Transgressionen der niederösterreichischen Molassezone im unteren Badenium und unteren Sarmatium gingen vom Wiener Becken aus (siehe Kapitel 3.1.2). Im Gebiet der Brucker Pforte sowie über das Mattersburger/Eisenstädter Becken entwickelte sich eine Verbindung zum östlich anschließenden Paratethysraum des Pannonischen Beckens. Dieses stand über die slowenisch-kroatischen Beckenbereiche während der unterbadenischen Transgression mit dem mediterranen Meer in Verbindung („Trans Dinaride Corridor“, vgl. KOVÁČ et al., 2007, auch Abbildung 6). Dieser Korridor wurde im oberen Badenium wieder geschlossen.

Badenium

Aus Obigem geht die üblicherweise verwendete Dreiteilung der Badenischen Stufe (unteres-mittleres-oberes) hervor. Sie geht auf GRILL (1943) zurück, der diese Gliederung aufgrund charakteristischer Vergesellschaftungen von benthischen Foraminiferen im Wiener Becken vornahm. Davon leitet sich die Unterteilung des „Torton“ in Lagenidenzone, Sandschalerzone und Bulimin-Bolivinenzone ab. Die Lagenidenzone wurde noch anhand von Evolutionstrends (Uvigerinen) in eine obere und untere Zone unterteilt (PAPP & TURNOVSKY, 1953). Obgleich allgemein in Gebrauch, sind diese Untergliederungen im Hinblick auf ihre Korrelierbarkeit – da stark faziesabhängig – keineswegs unproblematisch (KOVÁČ et al., 2007). Eine ähnliche Dreiteilung wurde in den 1970er Jahren auch für den Raum der karpatischen Vortiefe und für östliche Teile der zentralen Paratethys übernommen, die hier nach der spezifischen Entwicklung (Evaporitbildungen im mittleren Badenium) in die Unterstufen des Moravium, Wielicium und Kosovium gegliedert wurden (PAPP et al., 1978).

Die unterbadenische Sedimentation beginnt im Südteil des zentralen Beckenabschnitts – wie erwähnt behielt der Matzener Rücken bis ins mittlere Badenium seine Wirksamkeit – mit dem fluviatilen Aderklaaer Konglomerat, wodurch der Meerestiefstand angezeigt wird. Das Äquivalent am östlichen Beckenrand an den kleinen Karpaten bildet die Zohor-Subformation (Abb. 25). Die Konglomerate erreichen Mächtigkeiten von wenigen Zehnermetern auf der Hochscholle bei Oberlaa (hier Rothneusiedler Konglomerat genannt), bis zu über 400 m im Schwechater Tief (Bohrung Wittau 1). Gegen Norden hebt das Aderklaaer Konglomerat im Gebiet Matzen–Prottes – hier ebenso nur noch geringmächtig – aus. Das Geröllmaterial zeigt bevorzugt kalkalpine, aber auch zentralalpine und karpatische Herkunft. In der Brucker Pforte wurden äquivalente Konglomerate, dem Kristallin auflagernd, erbohrt oder finden sich obertägig im Leithagebirge (Mannersdorf); letztere jedoch ohne genauere zeitliche Einstufung. Weitere Grobklastikanschüttungen des unteren Badenium sind zu nennen:

- Das Andlersdorfer Konglomerat (nordwestlich Orth an der Donau; Obere Lagenidenzone, bei Bohrmetern 2.762, WESSELY, 2006: Abb. 386; insgesamt (inklusive Aderklaaer Konglomerat) 350 m Konglomerat).
- Die Auerthal-Formation der oberen Lagenidenzone (im Feld Matzen–Schönkirchen das Aderklaaer Konglomerat überlagernd) zeigt noch limnisch-fluviatile Einflüsse mit Konglomeratschüttungen vom Flyschrücken.
- Die Bannholzsotter in der Bucht von Niederleis östlich von Grafensulz (GRILL, 1968: 70f.).
- Die Blockschichten im Bereich der Falkensteiner Berge, der Waschbergzone auflagernd, werden von GRILL (1968: 56f.) bei der flachlagernden Molasse (Molassezone) mitbehandelt.

Allgemein übergreifen im Zuge der Badenium-Transgression die vollmarinen Sedimente sukzessive die älteren Ablagerungen. An Beckenrändern und Hochzonen bilden sich meist ab dem mittleren Badenium Leithakalke und seichtmarine Strandsande (Abb. 26). Im Beckeninneren werden Tonmergel abgelagert, wobei sich auch mächtige Deltas mit Sandfächern in die Trogegebiete vorbauen (Ur-Donau über die Zayafurche, Ur-March von Nordosten). KREUTZER (1986) stellt eine sequenzstratigrafische Zyklizität für das Badenium fest und er unterscheidet eine untere, transgressive Phase (die Lagenidenzonen und den Großteil der Sandschalerzone umfassend), dem die Highstandphase des oberen Badenium (oberste Sandschalerzone und Buliminen-Rotalienzone) folgt. In neueren Arbeiten werden für das Badenium drei Sequenzzyklen festgestellt (KOVÁČ et al., 2004). Im obersten Badenium macht sich bereits eine Regression mit einem Rückgang der Salinität und einer Reduktion des Faunenspektrums bemerkbar, welche auf die zunehmende Abschnürung der Paratethys zurückzuführen ist (Abb. 6, Schließung der Verbindung zum Mittelmeer).

Die Ablagerungen der badenischen Tonmergelfazies mit blaugrauen, sandarmen Tonmergeln finden sich im Tiefbereich der Schwechater Depression und des Marchfeldtiefs mit Mächtigkeiten über 650 m (Wittau 1) für die beiden Lagenidenzonen, wobei in diesem Raum die Untere Lagenidenzone noch etwa der eingeschränkten Verbreitung des Aderklaaer Konglomerats folgt und erst die Obere Zone

weiträumig im Becken ausgreift (WEISSENBÄCK, 1996). In diesem Trogbereich setzt sich die Tonmergelfazies auch in der Sandschalerzone fort. So kommen weitere 300 m an Tonmergeln zur Ablagerung. Die obere Zone des Badenium (Bulimina-Bolivina Zone) bleibt beispielsweise im Raum Aderklaa sandfrei (WESSELY, 2006: 205) und hat hier eine mittlere Mächtigkeit von rund 150 m. Die Tiefbohrung Liesing, die im Jahr 1914 abgeteuft wurde, durchörtert 600 m tonige Gesteine des Tortonium (KÜPPER, 1954: 125). Auf der Mistelbacher Scholle erreicht das untere Badenium in überwiegend mergeliger Ausbildung über 800 m (Bohrung Katzelsdorf 1) (GRILL, 1968: 72).

Der Stillwasserentwicklung stehen teils bedeutend größere Mächtigkeiten in den von den Deltaschüttungen beeinflussten Gebieten gegenüber, die insbesondere im oberen Badenium abgelagert werden. Im Tiefbereich östlich von Zistersdorf („Zistersdorfer Depression“) beträgt die Gesamtmächtigkeit der badenischen Ablagerungen großräumig über 2.000 m (JIŘÍČEK & SEIFERT, 1990: Abb. 8). Einzelne Bohrungen bei Zistersdorf zeigen Maximalmächtigkeiten des Badenium von knapp 2.500 m, wobei das obere Badenium ca. 1.500 m erreicht. Maximalmächtigkeiten der Sandschalerzone von über 1.000 m werden im Feld Schönkirchen erreicht.

Als Vertreter der Deltasande sind zu nennen:

- Die über 500 m mächtigen Zwerndorfer Sande (Untere Lagenidenzone bis obere Sandschalerzone), die in den hangenden Anteilen gegen Westen, Süden und Osten mit den Tonmergeln verzahnen.
- Die Matzener Sande mit 15 Horizonten der oberen Sandschaler- bzw. der Buliminen-Rotalienzone (in Summe bis 600 m). Diesen unterlagert der sogenannte „16. Tortonhorizont“ (= „Matzener Sand“, bis 140 m, Hauptöllagerstätte des Feldes Matzen), der ab der Oberen Lagenidenzone bis in die Sandschalerzone sukzessive diskordant über ältere Schichten (Aderklaaer- bis Bockfließer Schichten) und infolge auch an den Spannberger Rücken herantritt. Der Rücken wird letztlich vom 11.–13. Torton-Horizont überflutet (KREUTZER, 1986).
- Die Aderklaaer Sande der Oberen Lagenidenzone, die im Süden mit Tonmergeln verzahnen und gegen Hangend über eine Wechsellagerung mit Tonmergeln in die Tonmergel der Sandschalerzone übergehen.
- Nördlich des Spannberger Rückens (im Gebiet von Pírawarth–Hohenrappersdorf) treten Sande in Wechsellagerung mit Tonmergel bei einer Sedimentzufuhr aus Nordwesten auf.

Die angesprochenen Sandfolgen bilden wichtige Öl- und Gasspeicher. Für eine zeitliche Korrelation der Sandhorizonte wurden sogenannte Markerhorizonte (Aderklaaer und Matzener Hauptmarker) herangezogen, wofür sich Bentonitlagen eignen. Rhyolitische Tufflagen sind auch für die lithostratigrafische Gliederung des Pannonischen Beckens von Bedeutung (HORVÁTH & TARI, 1999).

Im neuentwickelten, südlichen Beckenbereich werden vorwiegend Tonmergel eines Stillwasserbereichs abgelagert. Obertags sind diese Schichten als Badener Tegel bekannt und wegen ihrer reichen Mikro- und Makrofauna altberühmt. Die Typlokalität des Badener Tegels, zugleich Holostratotypus der Stufe des Badenium ist eine ehema-

lige Ziegelgrube bei Baden/Sooß. Stratigrafisch wird sie der Oberen Lagenidenzone zugerechnet. Die Sedimentationsverhältnisse eines neuen Troges im Raum Wiener Neustadt ist durch die Bohrung Sollenau 1 erschlossen: insgesamt wurden über 1.100 m an badenischen Ablagerungen erbohrt, wobei hier auch bereits die Untere Lagenidenzone mit knapp 350 m vertreten ist (BRIX & PLÖCHINGER, 1988: 34). Ansonsten wird der Bereich des südlichen Wiener Beckens im Achsenbereich ab der Oberen Lagenidenzone, an den Rändern und Hochschollen ab der Sandschalerzone transgrediert.

Die Beckenrandsedimente des Badenium sind fluviatil/limnisch oder flachmarin ausgebildet. Im nördlichen Beckenbereich (Poysbrunner Scholle) finden sich limnisch beeinflusste Mergel und Süßwasserkalke (Ameis). Am Westrand des südlichen Wiener Beckens bilden sich Senken/Meerbuchten (z.B. Becken von Gaaden und nähere Umgebung), die bevorzugt mit Flussablagerungen gefüllt sind, wobei die Wildbachablagerungen der „Fleyschschotter“ (Fleysch- und Kalkgerölle) hervorzuheben sind. Es handelt sich wahrscheinlich um Bildungen der Sandschalerzone, da sie lokal von Mergeln der Oberen Lagenidenzone unterlagert werden. Als limnische Bildungen sind die Braunkohlen von Grillenberg-Neusiedl (südwestlich Berndorf) zu nennen.

Marine Strandsedimente treten in flachen Küstenbereichen als Sande (Gainfarn bei Vöslau, Pötzleinsdorf in Wien), an Steilküsten als Grobklastika auf. Beispielsweise ist die Gainfarn Brekzie zu nennen, die noch vom Vöslauer (Badener) Konglomerat überlagert wird. Grobklastische Deltabildungen finden sich auch im Gebiet von Lindabrunn-Enzsfeld. Im Stadtgebiet von Wien (Nußdorf) finden sich ebenso Geröllhorizonte und grobe Brekzien. Diese Ablagerungen gehen beckenwärts häufig in Mergel über. Ein charakteristisches Sediment der Küsten- und Seichtwassergebiete bildet der Leithakalk, der seine Hauptverbreitung am namensgebenden Bergrücken findet (mehrere Zehnermeter mächtig), sowie in weiteren Vorkommen an den Beckenrändern, z.B. St. Margarethen (Burgenland), Rauchstallbrunngraben bei Baden, Leithakalke bei Steinabrunn auf der Poysbrunner Scholle. Im Beckeninneren werden Leithakalke (Nulliporenkalke) an Untergrundhochs gebildet (Steinberg-Hoch, Matzen-Hoch (im oberen Badenium), Laxenburg-Hoch) oder treten als detritäre Lagen am Rande von Hochzonen auf. Die Leithakalke hatten als Bausteine eine große Bedeutung.

Sarmatium

Im Sarmatium (13 bis 11,6 Ma) setzen sich die allgemeinen Sedimentationsbedingungen sowie die bruchtektonischen Aktivitäten in ähnlicher Weise fort. Nach traditioneller Ansicht ist das Sarmatium durch seine Brackwasserverhältnisse und einer spezifischen Faunenentwicklung gekennzeichnet (ehemals „Brackische Stufe“ nach EDUARD SUESS), die den Übergang vom vollmarinen Stadium des Badenium zu den lakustrinen Bedingungen des Pannonium bildet. Dem werden in neueren Untersuchungen durchaus normalmarine bis hypersaline Bedingungen während der sarmatischen Stufe gegenübergestellt (PILLER & HARZHAUSER, 2005). Sequenzstratigrafisch folgen der regressiven Phase des obersten Badenium, einem Meerestiefstand an der Grenze Badenium/Sarmatium, eine transgressive Phase im

unteren Sarmatium und eine Hochstandphase im oberen Sarmatium (KREUTZER, 1993a: Abb. 117). Ein bedeutender Sedimenteintrag findet weiterhin über die Zayafurche statt. So können in der Mergel-Sand-Fazies (meist grünlichgraue Mergel mit Sandeinschüttungen) der Tiefscholle am Steinbergbruch bis zu 20 sarmatische Sandhorizonte (Nordfeld der Gösting, Gaiselberg) ausgeschieden werden.

An den Beckenrändern bestehen kalkig-klastische Sedimentationsbedingungen mit Bildung von Bryozoenriffen, Oolithkalken und -sanden (Wolfsthal), Lumachellenkalken/-sanden (Atzgersdorfer Stein (Wien, 23. Bezirk)), Nexing (Bildungen eines gezeitendominierten Deltas, Holostatotypus des Sarmatium, (Obere Ervlienzone)) sowie „detritären“ Leithakalken (Steinbrüche im Leithagebirge). Von Interesse sind auch die Riesenkonglomerate aus Leithakalkblöcken am Steinberghoch (bei Windisch-Baumgarten), die Brandungsbildungen des oberen Sarmatium sind (GRILL, 1968: 84). Dem Becken zufließende Flusssysteme bilden grobklastische Ablagerungen (z.B. Siebenhirten bei Mistelbach, unteres Sarmatium (GRILL, 1968: 82); Brunner Konglomerat, Hainburger Berge (WESSELY, 2006: 211ff., Abb. 450)). Weiters sind auch die vielzähligen sarmatischen Sandablagerungen („Cerithien-Sande“) altbekannt. Obertägig treten die Sarmatium-Ablagerungen in einem mehr oder minder schmalen Saum am Beckenrand auf. Größere Areale mit sarmatischen Sedimenten finden sich im Wiener Raum (Heiligenstadt bis Perchtoldsdorf) sowie im Hochschollenbereich des Weinviertels. Als klassisches Stillwassersediment ist der Hernalser Tegel („Rissoen-Tegel“, Faziostratotyp des älteren Sarmatium, Wien, 17. Bezirk), hier in unmittelbarer Beckenrandnähe zu nennen.

Es sei noch eine kurze Zusammenschau der Mächtigkeiten der sarmatischen Ablagerungen im Wiener Becken gegeben: Senke von Wiener Neustadt (Sollenau 1) über 600 m; ansonsten im südlichen Beckenbereich ca. 200 bis 350 m; im Hochbereich von Laxenburg–Oberlaa 50 bis 100 m; in den Senkungsgebieten nördlich und östlich von Wien 700 bis 800 m; Raum Aderklaa 600 bis 700 m; im Raum Matzen und im Schönkirchen-Tallesbrunn-Zwerndorfer Hochbereich etwa 350 bis 400 m, während im Zistersdorfer Gebiet die maximalen Mächtigkeiten von über 1.200 m erreicht werden. In Normalprofilen nimmt das obere Sarmatium mehr als die Hälfte der Gesamtmächtigkeit des Sarmatium ein (GRILL, 1968: 83).

Pannonium

Der Übergang zum Pannonium weist in Bezug auf Ausdehnung und Sedimentationsverhältnisse auch keine wesentlichen Änderungen auf. Es zeigen sich sowohl konkordante als auch diskordante Übergänge an der Sarmatium-Pannonium-Grenze. Eine markante Schichtlücke, wie von anderen Becken bekannt, scheint hier nicht vorzuliegen (JANOSCHEK, 1951: 605). Die Abschnürung der zentralen Paratethys führt zu brackischen und nachfolgend zu Süßwasserverhältnissen („Pannonsee“), was sich auch in einem markanten Faunenumschlag und dem Ende der karbonatischen Randbildungen äußert. Die zuvor als biostratigrafische Marker leitenden Foraminiferen werden von Mollusken (Muscheln und Schnecken) und von Säugetieren abgelöst. Im Zuge des Seespiegelanstieges im höheren unteren Pannonium und mittleren Pannonium entsteht eine

endemische (d.h. ausschließlich in einem bestimmten Gebiet vorkommende) Fauna (WESSELY, 2006: 222). Ab dem oberen Pannonium liegen limnische bzw. terrestrisch-fluviatile Verhältnisse vor. Aus sedimentologisch-stratigraphischer Sicht weist das obere Pannonium eine, von den vorangegangenen Zonen stark abweichende Ausbildung auf, weshalb es im Schrifttum meist gesondert abgehandelt wird. Zeitlich wird das Pannonium in die Zonen A bis H untergliedert.

Aus der Strukturkarte der Sarmatium-Oberkante (BRIX & SCHULZ, 1993: Beilage 2) geht die Fortsetzung der Subsidenz der Tiefzonen an den Hauptbruchsystemen während des Pannonium hervor. Möglicherweise lässt sich eine verstärkte Absenkung im südöstlichen Beckenbereich (Pottendorfer Bruch) feststellen. In Tiefzonen erreicht das Pannonium eine Maximalmächtigkeit von 1.200 m. Obertägig dominiert unteres und mittleres Pannonium auf den Hochschollen und den Beckenrändern. Über den Tiefschollen bildet oberes Pannonium den Top der neogenen Sedimente.

Die Regressionsphase mit Seespiegeltiefstand an der Pannonium-Basis (ca. 11,5 Ma) führt primär zur Verlagerung der Küstenlinie in Richtung des zentralen Beckengebietes, einer wesentlichen Einengung des Sedimentationsbereiches, zum erosiven Einschneiden der Zubringerflüsse, Wiederaufarbeitung älterer Ablagerungen und der Progradation der Deltaschüttungen ins Becken. Die von Quarz dominierten fluviatilen Kiese, Sande und Schotter der unterpannonen Hollabrunn-Mistelbach-Formation sind im Hochbereich der Mistelbacher Scholle weit verbreitet und die zugehörigen distalen Sedimente dieser Schüttungen überdecken auch große Bereiche der Tiefzonen. Im Becken führen diese Schüttungen zu einer Abfolge von fein- und grobkörnigen Schichten (Wechsel von beständigen Mergelpaketen und Sandkörpern). Der „Große Unterpannonisand“ (Zone C) aus Grobsanden mit Schottereinlagerungen erreicht am Steinbergbruch 60 bis 100 m Mächtigkeit. Die Zyklizität der Beckensedimentation setzt sich auch im mittleren Pannonium (Zonen D, E) fort (WESSELY, 2006: Abb. 436, 464). Im Feld Matzen werden fünf Unterpannon-Horizonte korreliert, die Deltaprogradationen mit coarsening upward-Zyklen darstellen und als distale Bildungen der Hollabrunn-Mistelbach-Formation zu betrachten sind. Für das mittlere Pannonium wurden zwei Sandhorizonte feldübergreifend korreliert. Im Tiefschollenbereich erreicht das untere Pannonium eine Mächtigkeit von bis zu 500 m (Raum Zistersdorf), das mittlere Pannonium ist generell etwas geringer mächtiger (etwa 100–300 m) (vgl. auch JIŘÍČEK & SEIFERT, 1990: Abb. 10). Allgemein lässt sich feststellen, dass – ohne über das gesamte Becken verallgemeinerbar – tiefere Anteile eher mergelreich sind und der Sandanteil gegen das mittlere Pannonium zunimmt. Im südlichen Beckenbereich dominiert die Tonmergelfazies (Stillwasserbereich) bei geringeren Sedimentmächtigkeiten (UP+MP: Sollenau: 270 m, Rauchenwarth: ca. 350 m).

Als fluviatile Schotterbildungen des unteren und mittleren Pannonium an Hoch- und Randzonen des Südabschnittes sind zu nennen: Triestingschotter, Piestingschotter, Lindebergkonglomerat sowie Schotter des Hartberg bei Baden. Sie setzen sich bevorzugt aus Geröllen der Flyschzone zusammen. Bemerkenswert ist ihre topografische Hochlage, die im südlichen Wienerwaldgebiet (Piesting-

und Triestingtal) über 500 m erreicht und auch bei Gumpoldskirchen auf über 400 m liegen. Weiterhin werden in Küstenbereichen auch Sande abgelagert, die teilweise Aufarbeitungsprodukte älterer Ablagerungen sind. Ansonsten sind im Beckenbereich Tegel und sandige Tonmergel vorherrschend. Erstere sind/waren als Ziegelgruben erschlossen (Mannersdorf, Inzersdorf, Vösendorf (Holostratotypus des Pannonium, Zone E), Leobersdorf).

Das obere Pannonium tritt am Beckenrand und den Hochschollen nur noch vereinzelt auf (z.B. am Eichkogel bei Mödling). Lediglich im Südteil reicht es noch nahe an den Beckenrand. Somit beschränkt sich die Verbreitung des oberen Pannonium im Wesentlichen auf die Tiefschollengebiete. Dort erreichen oberpannone Ablagerungen noch Mächtigkeiten von über 600 m (WESSELY, 2006: 224). Neben der Aussüßung ist das obere Pannonium durch das Ausgreifen der fluviatilen Systeme ins Becken und seiner allmählichen Verlandung gekennzeichnet.

Durch die basale lignitische Serie (Cary-Formation) wird der Wechsel der Sedimentationsbedingungen im oberen Pannonium markiert. Der Umschlag manifestiert sich auch im Beckeninneren durch Lagen von dunklen Tonen und Lignitflözen. Insgesamt wird das obere Pannonium aufgrund der mangelnden Fossilführung vom petrografischen Gesichtspunkt gegliedert, wobei auf die „lignitische Serie“ (Zone F) die „blaue Serie“ (Zone G) und hangend die „gelbe (bunte) Serie“ (Zone H) folgt.

Im südlichen Beckenbereich liegen an der oberen Pannonium-Basis die durch die Braunkohlenabbau bekannte Unteren Neufelder Schichten (Zone F, ca. 10–9,5 Ma), die neben den Ligniten (zwei Hauptflöze mit 9–10 m und 3–6 m, Gesamtmächtigkeit der Lignite bis 90 m) aus sandigen Tonmergeln, Tonen, Sanden und Schottern bestehen. In den Oberen Neufelder Schichten (Zone G und H) treten die Lignite stark zurück. Die Gesamtmächtigkeit der Neufelder Schichten erreicht über 700 m (ZORN, 2000: 25). Die Oberen Neufelder Schichten verzahnen im Gebiet von Wiener Neustadt mit dem Rohrbacher Konglomerat (verfestigte Schotter, Sandsteine und Lehm-lagen), welches aus dem Raum Ternitz geschüttet wurde. Den Neufelder Ligniten entsprechen Kohlen, die in der Umgebung von Hodonín (Mähren/Tschechien) liegen.

Die „blaue Serie“ (Zone G) besteht weithin aus einer Wechsellagerung von Sanden, Tonmergeln und Tonen mit einzelnen Kies- und Feinschotterlagen sowie Lignitbändern und besitzt eine Mächtigkeit von 200 bis 350 m. Die überlagernde „gelbe (bunte) Serie“ baut sich aus gelblichen Feinsanden, Silten, grünlichen, rötlichen und grauen Tonen und Mergeln auf. Sie ist etwa 100 m mächtig. JANOSCHEK (1951: 622) gibt eine Mächtigkeit des oberen Pannonium – soweit nicht erosiv beseitigt – von 270 bis 430 m an. Als eine Sonderbildung des oberen Pannonium wäre der Süßwasserkalk des Eichkogels zu nennen, dem auch im Beckenbereich ein gehäuftes Auftreten von Mergel- und Kalkkonkretionen in der höheren Serie einhergeht (JANOSCHEK, 1951: 619; z.B. bei Moosbrunn und Wienerherberg). Bereichsweise kann das obere Pannonium einen bedeutenden „Reichtum [...] an Sand- und Schotterlagen“ (WESSELY, 2006: 226) aufweisen, die als Ablagerungen eines verzweigten Flusssystems („braided river“) der Paläo-Donau gedeutet werden. Oberpannone Sande sind in zahlreichen Sandgruben des Wiener Beckens auf-

geschlossen. Mit Ausnahme lokaler Flussschotter unklarer Einstufung gibt es im Wiener Becken keine Sedimente des Pontium (RÖGL, 1996: 70). Mit Ende des Pannonium (ab

ca. 8 Ma) beginnt die endgültige Heraushebung des Beckens. DECKER (1996: 42) gibt einem Hebungsbetrag von über 300 m an.

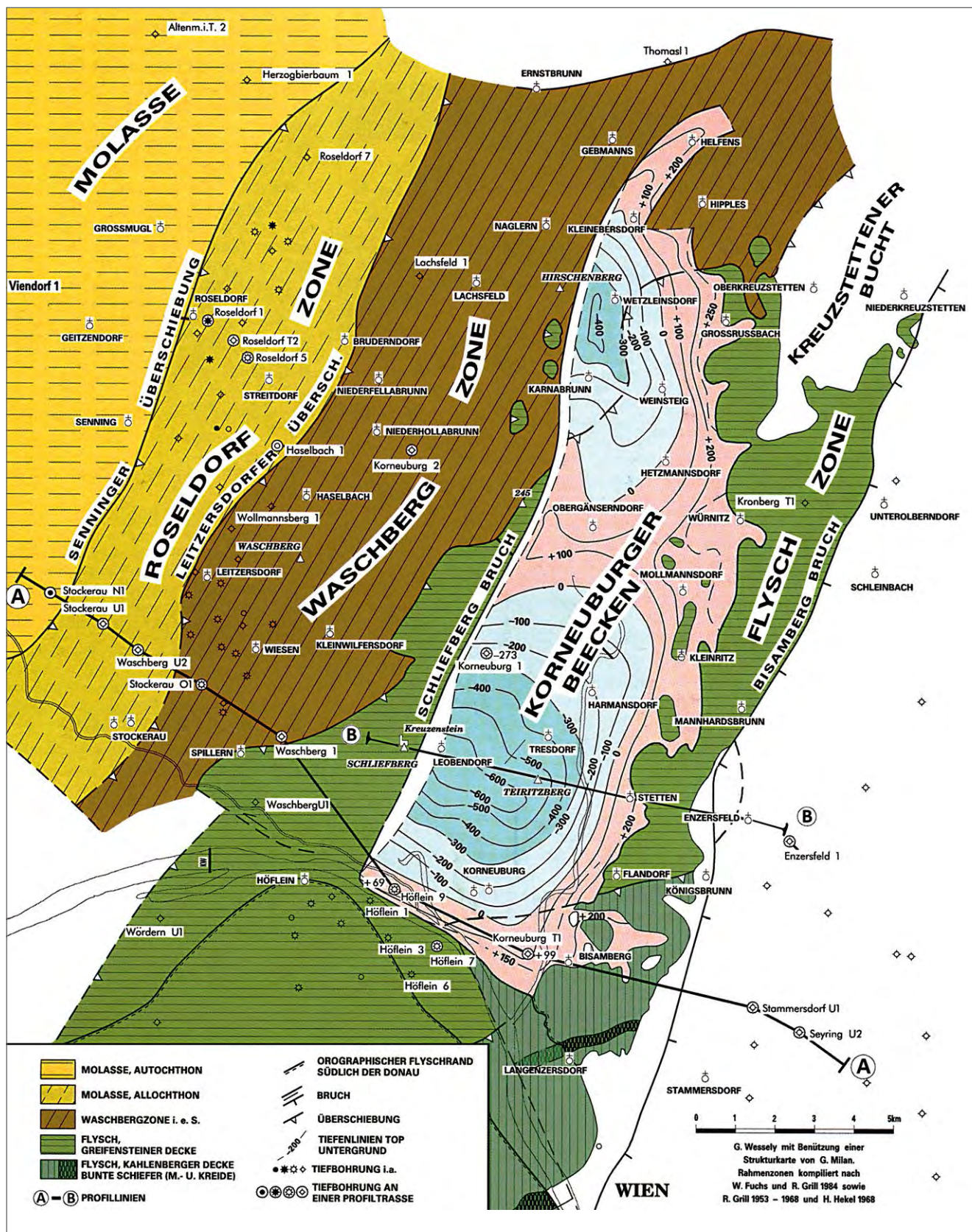


Abb. 27. Strukturkarte des vorneogenen Untergrundes des Korneuburger Beckens (aus WESSELY, 2006: Abb. 472; verändert).

3.2.2 Korneuburger Becken

„Die Bildung des Korneuburger Beckens ist eng mit der des Wiener Beckens in seiner Frühphase verknüpft. Die Haupt- und die Spätphase des Wiener Beckens sind im Korneuburger Becken nicht mehr vertreten“ (WESSELY: 1998: 9). Das Korneuburger Becken entspricht somit genetisch dem „Proto-Wiener Becken“ und seiner Klassifikation als „piggy-back-basin“ (siehe Kapitel 2.2.2. – „Das Wiener Becken“). Aufgrund von paläomagnetischen Daten wird eine Rotation des Korneuburger Beckens um 22° im Gegenuhrzeigersinn seit dem Karpatium festgestellt (WESSELY, 2006: 227), was etwa der Abweichung der Ausrichtung des Schliebergbruchs von der zentralen Achse des Wiener Beckens entspricht.

Das Becken (Abb. 27) zeigt eine NNE–SSW gestreckte Form von 20 km Länge und 7 km Breite, die sich im Nordosten auf 1,5 km verengt. Die Begrenzung des Beckens ist

im Nordwesten durch den Schliebergbruch gegeben, der eine maximale Sprunghöhe von 800 m erreicht. Im nördlichen Verengungsbereich existieren kleinere Brüche, auch westfallende an seiner Ostbegrenzung. Die SE-Grenze ist ansonsten bruchlos mit einem kontinuierlichen Absinken des Untergrundes. Dagegen scheint der Charakter der SW-Begrenzung nicht restlos geklärt (WESSELY, 1998: 10, 2006: 227); die Beckenfüllung jedoch hebt gegen Südwesten aus. Es liegt somit ein asymmetrisches Becken mit Halbgrabenstruktur vor. Den Untergrund bildet zum Großteil die Flyschzone; im nördlichen Abschnitt unterlagern Gesteine der Waschbergzone. Eine gewisse Abweichung zeigt sich in der Untergrundkarte des Wiener Beckens (WESSELY et al., 1993), die hier die Flyschzone durchziehen lässt. Die Beckenbasis (Flyschzone und Waschbergzone) überlagert ihrerseits das Kristallin der Böhmisches Masse mit seiner autochthonen Sedimentbedeckung inklusive junger überfahrener Molassesedimente (Egerium–

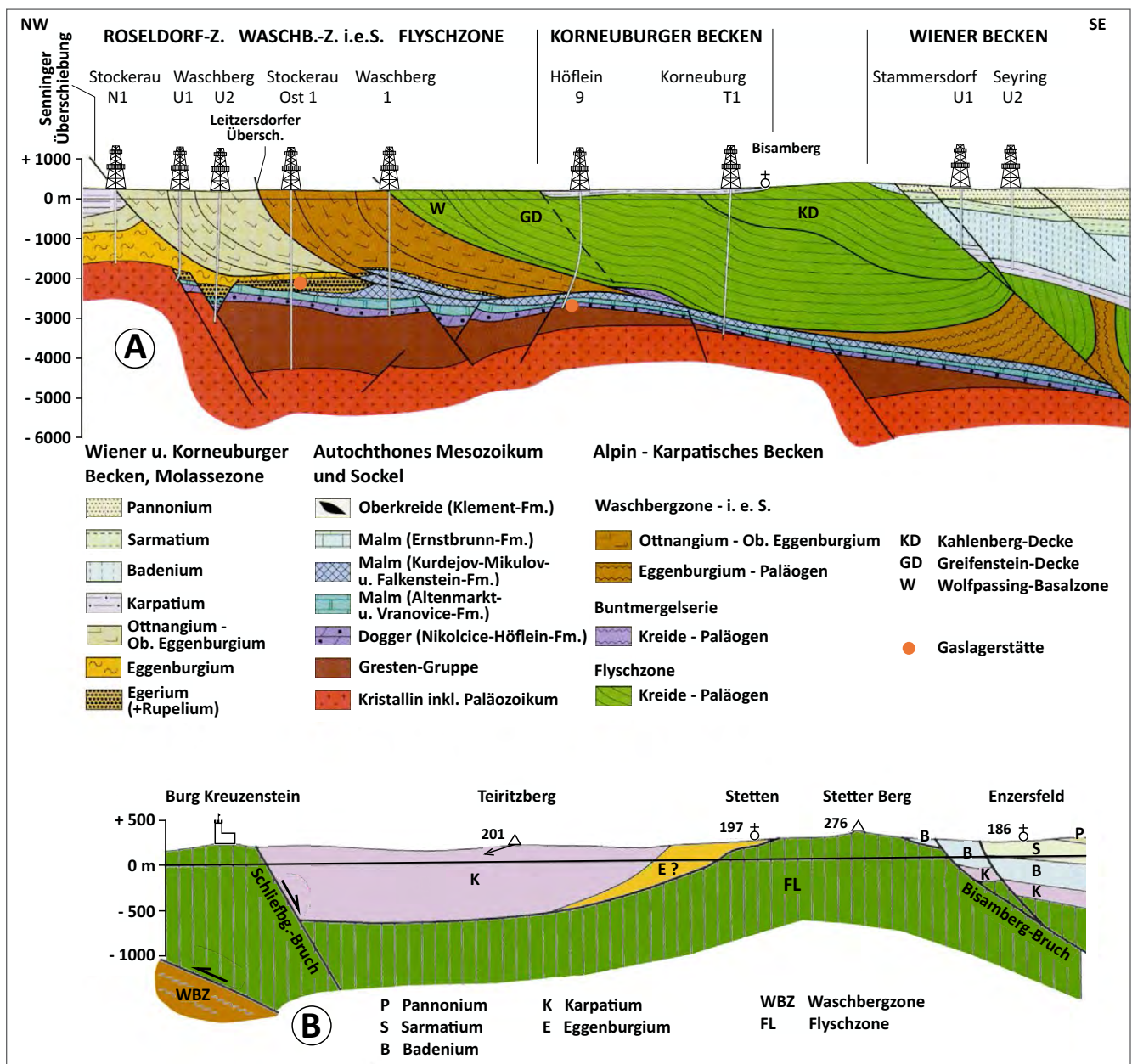


Abb. 28. Profilschnitte durch das Korneuburger Becken (aus WESSELY, 1998, 2006). Lage der Profilschnitte in Abbildung 27.

Eggenburgium; vgl. Abb. 28: Bohrung Stockerau Ost 1). Den obertägigen Rahmen bilden im Osten und im Südabschnitt der Westbegrenzung Gesteine der Flyschzone, im nördlichen Bereich die Waschbergzone (siehe Überschiebungslinie in Abbildung 27). Das Relief des Beckenuntergrundes zeigt zwei, dem Schließbergbruch angelagerte Tiefzonen mit einem größeren, tiefer abgesenkten Bereich im Gebiet Leobendorf–Teiritzberg (650 m unter NN) und einem nördlichen Trog im Gebiet Karnabrunn–Wetzleinsdorf (350 m unter NN). Die dazwischenliegende Schwelle (bei Obergänserndorf) reicht bis etwa 100 m an die Geländeoberkante heran.

Die Klärung des Sedimentationsgeschehens im Korneuburger Becken ist wegen der spärlichen Erfassung durch Bohrungen (Korneuburg 1) mit einigen Unsicherheiten behaftet. In der älteren geologischen Literatur wurde die Beckenfüllung mit den helvetischen Grunder Schichten verglichen. Neuere Untersuchungen ergaben zwei „transgressive Schichtfolgen“: eine ältere Phase des Eggenburgium–Ottangium und eine jüngere des Karpatium (HEKEL, 1968). Die ältere Phase wird durch die von HEKEL erfassten „Ritzendorfer Schichten“ repräsentiert. Es handelt sich um vollmarine, strandnahe, sandreiche und Geröll führende Tonmergel. Dazu treten fossilfreie Tonmergelfolgen sowie ockerfarbene Tonmergel und Sande. Obertäglich treten diese Sedimente in einigen Vorkommen am nordöstlichen Rand des Beckens auf. Aufgrund seismischer Daten kann ein gut stratifiziertes Schichtpaket entlang des Ostabschnittes des Beckens als eine tiefere Schichtgruppe der Beckenfüllung erfasst werden (WESSELY, 1998: 12). Diese Schichten keilen gegen die Mitte des Beckens aus. Anteile dieses Schichtpakets vertreten wahrscheinlich die Ritzendorfer Schichten. Ob dieses tiefere Stockwerk nur aus Sedimenten des Eggenburgium/Ottangium besteht oder auch karpatische Anteile enthält, und ob sedimentäre Vergleiche (Bockfließer Schichten) möglich sind, ist nicht endgültig geklärt. Nach WESSELY (1998: 12) könnte aus den seismischen Profilen für die tiefere Einheit auch ein ursprünglich westgerichtetes Onlap abgeleitet werden, das sich infolge der späteren Kippung als scheinbares downlap abzeichnet. Dies würde demnach ein näheres Verhältnis zum Wiener Becken als zur Molassezone – wie dies durch FUCHS (1980a: 173) in Betracht gezogen wurde, der von einem „östlichen Festland“ spricht – nahelegen. Auch ein Zusammenhang mit den eggenburgischen Sedimenten in der Rinne bei Mistelbach (siehe oben) scheint überlegenswert.

Die Hauptfüllung des Beckens bilden Sedimente des Karpatium, die mit dem Begriff der „Korneuburger Schichten“ (nach FUCHS, 1980a) zusammengefasst werden. Sie bestehen aus Tonmergeln, Tonen (auch Kohlentone), Silten, Sanden und Sandsteinen, untergeordnet aus Kiesen. Es sind Ablagerungen eines seichtmarinen Environments (im Nordteil, als Randbereich der Paratethys), das im Gebiet südlich der zentralen Schwelle, in ästuarine, teils terrestrische Bedingungen übergeht. Für den Hochbereich bei Obergänserndorf wird am Ostrand ein fluviatiler Eintrag aus dem Bereich des südlichen Wiener Beckens (entspricht der Aderklau-/Gänserndorf-Formation) festgestellt (HARZHAUSER & WESSELY, 2003). Durch Meeresspiegelschwankungen und differenzielles Subsidenzgeschehen kommt es zum gegenseitigen Übergreifen der verschiedenen Faziestypen, auch mit kurzzeitigen marinen Über-

flutungen des Südteils. Diese sedimentären Bedingungen heben sich deutlich von dem nördlich anschließenden Sedimentationsgebiet der vollmarinen Laaer Schichten der Molassezone und des nördlichen Wiener Beckens ab und rechtfertigen somit die Eigenständigkeit der Korneuburger Schichten. In der Bohrung Korneuburg 1 wurden knapp 450 m Karpatium erbohrt. Auch die beiden Tiefgebiete dürften ausschließlich mit karpatischen Sedimenten aufgefüllt sein, wodurch sich eine Gesamtmächtigkeit von über 800 m ergibt. Jüngere Sedimente als Karpatium sind – nach derzeitigem Kenntnisstand – im Korneuburger Becken nicht vertreten. Das Absenkungsgeschehen hat sich ab dem Badenium ins Wiener Becken verlagert.

3.2.3 Eisenstädter (Mattersburger) Becken

Entgegen der Randstellung des Oberpullendorfer Beckens und des Seewinkelgebietes zum Westpannonischen Becken ist das Eisenstädter Becken in seiner heutigen Form eine Ausbuchtung des südlichen Wiener Beckens mit einer Umrahmung durch kristalline Hochzonen (Leithagebirge, Ruster Höhenzug, Brennbach/Soproner Gebirge, Rosalia). Wegen der „direkten Verbindung“ sowie der „sehr ähnlichen Entwicklung“ (PILLER & VAVRA, 1991: 174) wird das Eisenstädter Becken als Teil- oder Randbecken des Wiener Beckens angesehen (Abb. 15; WESSELY, 1993b: 376).

Das Eisenstädter Becken zeigt eine Ausdehnung von etwa 20 x 20 km. Entsprechend seiner Umrahmung besteht der Untergrund überwiegend aus den Kristallingesteinen des Semmering/Wechselsystems. In der Strukturkarte der „Tertiärbasis“ (KRÖLL & WESSELY, 1993) findet sich lediglich eine Bohrung (Zillingtal 1, 1944/45, ET: 1.415 m), die den „prätertiären“ Untergrund erreicht. Das Beckentiefste liegt mit über 2.400 m Neogenfüllung in der Umgebung von Mattersburg und bildet als „Mattersburger Bucht“ (PASCHER, 1991: 37) den Südteil des Eisenstädter Beckens. (Anmerkung: Der Topografie des Beckens folgend wäre es korrekter vom Mattersburger Becken, wie auch von WESSELY (1993b) verwendet, und einer Eisenstädter Bucht (TOLLMANN, 1955) im Mattersburger Becken zu sprechen.)

Das Becken weist somit eine asymmetrische Form auf. Die beiden NW–SE verlaufenden Staffelbrüche (Forchtensteiner Brüche, Abbildung 15), welche die Südwestbegrenzung des Beckens bilden, zeigen Sprunghöhen von etwa 800 bis 1.000 m. Im Verhältnis zur tektonischen Struktur des Neo-Wiener Beckens, dem sie zeitlich und genetisch(?) zuzuordnen sind, bilden sie randliche Querbrüche, die mit dem fortgesetzten Vorrücken des Karpatenbogens in Zusammenhang stehen könnten. Nach KÜPPER (1957) sind die Brüche ein Teil des „...weithin verfolgbaren [...] Bruchsystem[s] Sauerbrunn-Sieggrabener Sattel, Kobersdorf-Stoob-Klostermarienberg“, das „...mit großer Sprunghöhe gleichbleibend stets östlich abgesenkter Scholle das tektonische Charakterelement unseres Gebietes...“ bildet. KÜPPER bezieht diese Brüche in „...ein großes, zeitlich und genetisch einheitliches System...“ ein, mit dem er auch diverse Westrandbrüche des Wiener Beckens (Badener Bruch etc.) verbindet (KÜPPER, 1957: 63f., Tafel 12). In der Untergrundkarte zum Steirischen Becken (FLÜGEL, 1988), die auch das Oberpullendorfer Becken abdeckt, ist dieses Bruchsystem („Stoobar Verwurf“) nicht ausgeschieden (Weiteres siehe im Abschnitt zum Oberpullendorfer Becken).

Die Schwelle zum südlichen Wiener Becken liegt im tiefsten Absenkungsbereich bei ca. 1.500 m unter GOK. Junge N-S streichende Störungssysteme werden für die Westbegrenzung des Ruster Höhenzuges sowie für die Grenzzone zum Wiener Becken festgestellt (WESSELY, 1993b: 376; Abb. 29). Nach WESSELY (l.c.) führten Inversionen zu starken Mächtigkeitsunterschieden der einzelnen Schichtpakete. Die Eisenstädter Bucht wird im Nordwesten vom Leithagebirge-Ostrandbruch begrenzt.

Die Kenntnisse über Abfolge und Verteilung der Beckenfüllung sind aufgrund der fehlenden Bohrungsaufschlüsse vergleichsweise gering. Aus dem oberflächlichen Verteilungsbild der Sedimente geht eine Abfolge von älteren Ablagerungen im Süden (ab dem Karpatium) zu jüngeren im nördlichen Bereich (Pannonium) hervor.

Ottnangium?–Karpatum

Absenkung und Sedimentation beginnen im Karpatium. Dies ist insofern beachtenswert, als sich der angrenzende Bereich des Wiener Beckens erst ab dem unteren Badenium bildet. Weiters treten im südlichen „Übergangsgebiet“ zum Becken von Oberpullendorf ältere Schichten des Ottnangium (z.B. Glanzkohlen vom Brennbrennberg, Auwaldschotter u.a.) auf. Das bedeutet, dass für die Anfangsphase ein eigener Sedimentationsraum vermutlich mit Bezug zum Becken von Oberpullendorf und mit vorherrschend fluvialen Bedingungen anzunehmen ist. So gehören nach PASCHER „...die Auwaldschotter nicht der Beckenfüllung...“ (PASCHER, 1991: 38) an. Bei WESSELY wird das Karpatium des Mattersburger Beckens durch die „kohleführende limnisch-fluviatile Brennbrennberger Serie“ (WESSELY, l.c.) gebildet, wobei nicht ganz klar hervorgeht, welche Schichten damit verbunden sind. Wieweit die Klastika ins Beckeninnere reichen, ist ungewiss. Karpatium ist in der Bohrung Zillingtal 1 „als sehr fraglich anzusehen“ (l.c.). Vermutlich keilen die Klastika gegen den sich in Folge herausbildenden zentralen Beckenbereich bald aus. Ähnliches ist auch von den karpatischen Brennbrennberger Blockschottern („Brennbrennberger Blockstrom“ nach JANOSCHEK (1931) mit Kristallingeröllen bis zu 2 m Durchmesser) anzunehmen. Jedenfalls werden

diese und die unterlagernden Hochriegelschichten bei PASCHER mit dem „Neogen der Mattersburger Bucht“ in Verbindung gebracht, womit sich im gewissen Sinn die Frage der Südagrenzung des Beckens stellt. Die untermiozänen Ablagerungen, die heute einen Höhenrücken zwischen der Rosalia und dem Soproner Gebirge bilden, werden sowohl im Norden wie im Süden von den jüngeren Schichten des Badenium überlagert. Diese Frage der Abgrenzung ist auch von KÜPPER (1957) angesprochen, der im Brentenriegel für die nachfolgende Zeit des Badenium eine trennende Barriere sieht (KÜPPER, 1957: 29, siehe auch Abschnitt 3.2.5).

Als regional eigenständiges(?) Glied des Karpatium ist die im Bereich des Ruster Höhenzuges auftretende Rust-Formation zu nennen. Diese baut sich aus feinen und groben, meist gut gerundeten, aber schlecht sortierten Sanden auf. Untergeordnet finden sich Kiese und Schotter mit Geröllen. Die Hauptbestandteile bestehen aus Quarz, Quarziten, Granitgneisen und seltener Glimmerschiefern. Sie erreichen eine Mächtigkeit von über 100 m und sind Flussablagerungen mit einer Schüttung aus Südosten. Nach FUCHS erfolgte auch eine weitere Schüttung über das „...damals unbedeutende Leithagebirge...“ (FUCHS, 1980b: 457) hinweg in Bereiche des späteren Wiener Beckens, womit hier ein Liefergebiet für die limnisch-fluviatilen Bildungen des südlichen Wiener Beckenbereichs in Betracht gezogen wird. Dies ist auch andeutungsweise in Abbildung 26 dargestellt. An der Westabdachung des Ruster Höhenzuges wurden diese Sedimente im oberen Unterbadanium (FUCHS, 1980b: 457) wiederaufgearbeitet, woraus dieser Zeitraum für die marine Ingression des Eisenstädter Beckens abgeleitet werden kann (ZORN, 2000: 17). Über die Verbreitung der „Ruster Schotter“ im Untergrund gibt es kaum Anhaltspunkte. Es soll jedoch nicht unerwähnt bleiben, dass über die zeitliche Einstufung der Ruster Schotter (KROH et al., 2003: 97: Ottnangium bis Karpatium) und auch der verschiedenen, insbesondere aus Bohrungen bekannten Vorkommen von „Basiskonglomeraten“, die vielfach als unterbadanisch eingestuft werden (TAUBER, 1959a: 19; SCHMID, 1968: 19: „... Konglomeratserie ... mitteltortone Transgressionskonglomerate“), doch gewisse Unklarheiten bestehen.

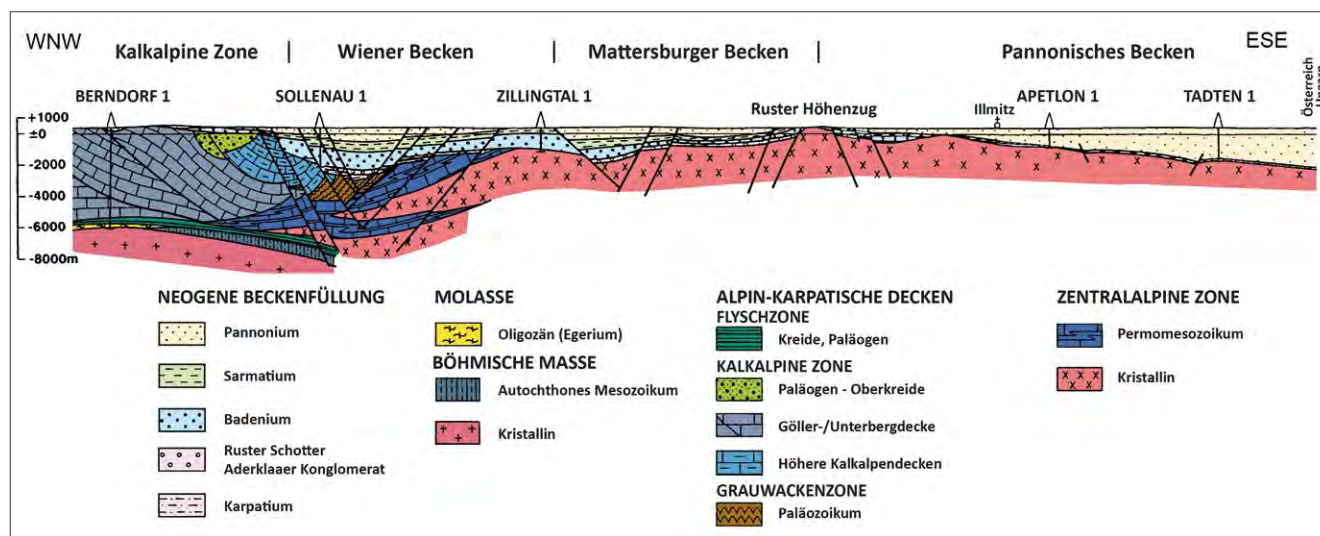


Abb. 29.
Geologischer Schnitt vom Wiener Becken in das Pannonische Becken (nach WESSELY, 1993b).

Badenium

Zur Zeit des oberen Unterbadeniums setzt – wie auch für den Südtail des Wiener Beckens festgestellt – die eigentliche Absenkung des Beckens und die marine Ingression ein. Im Gebiet der Mattersburger Bucht untergliedert PASCHER (1991: 39) die Sedimente der Oberen Lagenidenzone in einen beckenrandnahen Sand-Schotter-Faziesbereich (West bis Süd), der gegen das Beckeninnere in den Sand-Ton-Faziesbereich übergeht. Erstere setzen mit den marinen Mattersburger Basisschottern ein, denen im Hangenden Sande und Schotter in Wechsellagerung mit braunen Ton(mergeln) folgen (TOLLMANN, 1985: 540). Sie stellen wahrscheinlich zum Großteil Wiederaufarbeitungsprodukte älterer Neogensedimente dar. KÜPPER (1957: 30) unterscheidet das „Torton“ am Südrand des Beckens in einen tieferen Anteil von Tonen und Tonmergeln mit Einschaltungen von Sanden und Grobklastika (Lagenidenzone, 500 m) und einen höheren Teil aus feinschichtig/tonigen Ablagerungen (700 m) des mittleren und oberen Badenium. In der Bohrung Zillingtal wurden etwa 645 m in überwiegend toniger Fazies (mittleres und oberes Badenium) durchörtert; die liegende Lagenidenzone ist über 400 m mächtig (KÜPPER, 1957: 63).

Basale badenische Ablagerungen am nördlichen Beckenrand (Leithagebirge) liegen in den „Burgstallschottern“ und in den sogenannten „Terebratelsanden“ (ZORN, 2000: 20) vor. Erstere, bestehend aus Quarz, Quarzit und Gneisen, sind bis 100 m mächtig und werden als Umlagerungsprodukte von Ruster Schotter gesehen. Die Terebratelsande – nach Neubearbeitungen als „Hartl-Formation“ (nach der klassischen Lokalität des „Hartl“ bei Eisenstadt) benannt (KROH et al., 2003) – überspannen den Zeitabschnitt der Unteren und Oberen Lagenidenzone. Bereichsweise überlagern sie die Burgstallschotter. Für die grobsandig bis feinkiesigen, untergeordnet feinsandig-siltigen, kalkigen, teils auch kreuzgeschichteten Terebratelsande ist das „massenhafte Auftreten von *Brachioipoden* [Armfüßer] und *Bryozoen*“ charakteristisch (ZORN, 2000: l.c.). Über den Sanden kommen hier Leithakalke zur Ablagerung. Sie erreichen in diesem Umfeld am Südwestrand des Leithagebirges eine Gesamtmächtigkeit von über 50 m (TOLLMANN, 1985: 535) und überdecken den Zeitraum vom oberen Unterbadenium bis zum Oberbadenium. Die Faziostratotyplokalität des Fenk-Steinbruchs (NNW Großhöflein) wird in die untere Buliminen-Bolivinen-Zone eingestuft (ZORN, 2000: 19).

Mittleres Badenium (Sandschaler-Zone) tritt in zentralen Beckenbereichen als sandiger, hellgrauer bis bräunlicher Tonmergel sowie als dunkler, plastischer, siltiger Mergel auf. Gesamtmächtigkeiten von 500 m werden von PASCHER (1991: 40) angenommen, wobei 100 bis 120 m obertags aufgeschlossen sind. Die Kalksandsteine (detritäre Leithakalke, über 100 m(!), vgl. TOLLMANN, 1985: 535) des Ruster Höhenzuges (z.B. Römersteinbruch) sind Bildungen des mittleren und oberen Badenium, wodurch sich der „Ruster Höhenzug“ als Hochzone auszeichnet. Jedoch wird auch die höhere Absenkungstendenz des Höhenzuges ab dem mittleren Badenium angezeigt. Weitere bekannte Leithakalkaufschlüsse (auch außerhalb des eigentlichen Beckens) finden sich bei Müllendorf (Kreidesteinbruch), Breitenbrunn, Winden, Jois (auch sarmatische Leithakalke) und Osip. Oberes Badenium ist neben den Leithakalkvorkommen nur in geringer Verbreitung auf-

geschlossen. Der im Gebiet von Walbersdorf (ebenfalls einer klassischen Lokalität, bei Mattersburg) auftretende Tegel umfasst Anteile des mittleren und oberen Badenium (dunkel bis hellgraue, auch gelbbraune, siltige Mergel; bis 60 m). In der Bohrung Zillingtal erreicht das Badenium in „Walbersdorfer Fazies“ – fast ausschließlich Tonmergel – ca. 500 m. Die Schichten des Badenium fallen im Mattersburger Gebiet mit etwa 20 bis 30° gegen Nordost bis Norden ein (vermutlich leicht verkippt) und werden mit einer Schichtlücke vom unteren Sarmatium diskordant überlagert. Der weit überwiegende Anteil der Absenkung und der Auffüllung des Beckens fand somit im Badenium statt.

Sarmatium

Das Sarmatium setzt im Mattersburger Gebiet nach einer Erosionsdiskordanz lokal mit Sanden und Schottern ein. Ansonsten sind die Schichten des unteren und mittleren Sarmatium vorwiegend tonig. Das obere Sarmatium umfasst alle Korngrößen, vor allem aber Sande und Schotter (PASCHER, 1991: 43). Für den Mattersburger Raum gibt PASCHER eine Gesamtmächtigkeit des Sarmatium mit 100 bis 200 m an. Zillingtal 1 ergab ca. 200 m Sarmatmächtigkeit. In einer Strukturbohrung SE Zillingtal (PF 5) wurden etwa 250 m Sarmatium durchörtert, ohne Badenium anzutreffen. Jedoch fanden sich in den letzten 30 Bohrmeter drei Aufarbeitungshorizonte von badenischem Fossilmaterial, d.h. Badenium dürfte knapp unterhalb der Endteufe liegen. Wie aus einer Übersicht von Bohrprofilen hervorgeht, sind die Sarmatmächtigkeiten im Beckenbereich relativ konstant etwa 200 m und nehmen gegen den Rand sukzessive ab.

Die sarmatische Randfazies am Beckennordrand ist im Vergleich zum Badenium und dem Pannonium deutlich geringmächtiger entwickelt. Es kommt als detritärer Leithakalk (z.B. bei Schützen am Gebirge) oder in sandiger und mergeliger Fazies, sowohl des unteren wie des oberen Sarmatium vor (TOLLMANN, 1955: 36f.). Südlich St. Margareten (Zollhaus, Kiesgrube Käufer) befindet sich ein großer Schotter- und Sandabbau, in dem obersarmatische (Mactra-Schichten) Kiese und Sande (20 m) eines von Süden geschütteten Deltas auftreten, das von einzelnen Meeresvorstößen überflutet wurde (HARZHAUSER & PILLER, 2005: 33ff.). Die klastische Fazies setzt sich im südlich angrenzenden ungarischen Raum fort. Auch am Marzer Kogel-Schattendorfer Wald finden sich weit verbreitet „Jungsarmat-Schotter“ (PASCHER, 1991: 45). Hier ist auch fossilführendes unteres Sarmatium vertreten. Im traditionsreichen Fossilfundgebiet von Wiesen liegt die aufgelassene Sandgrube, die als Faziostratotypus des Sarmatium („Mactra-Schichten der *Porosonion granosum*-Zone) ausgewählt wurde. Sie repräsentiert die feinsandige Fazies des Sublittorals (PAPP, 1974b: 176ff.; vgl. auch PILLER, 2000).

Pannonium

Pannone Sedimente bedecken – häufig von jungen Ablagerungen (Löß) überdeckt – weite Bereiche des Beckens, ziehen als Umrahmung des Leithagebirges gegen Nordosten weiter, wo sie in die Pannonen Serien des Seewinkelgebiets übergehen. Gegen Westen besteht eine sedimentäre Verbindung mit dem Wiener Becken. Das Pannonium besteht im Beckenbereich überwiegend aus Tonmergel,

untergeordnet finden sich Sande/Sandsteine, Schotter/Konglomerate (ZORN, 2000: 26). Die Mächtigkeiten erreichen weit verbreitet einige Zehnermeter, in einzelnen Senkungszoneen vermutlich wenige hundert Meter. Bohrung Zillingtal weist 45 m Pannonium auf. Stratigrafisch werden Zonen B bis D nachgewiesen. Als lokale Bildung sind die fluviatilen Schotter des Foelik (SW Großhöflein) zu nennen, die den hangenden Abschluss der pannonen Ablagerungen bilden und die Zonen C bis E umfassen (LUEGER, 1980). Eine Trockenlegung des zentralen Beckenbereiches wird für das Pannonium E angenommen (FUCHS, 1965: 180). Hingegen treten Ablagerungen des oberen Pannonium in den Grenzbereichen des Beckens auf: am Übergang zum Wiener Becken (westlich Pötsching) finden sich die Ablagerungen der Neufeld-Formation (siehe oben, Kapitel 3.2.1). Die bis 700 m mächtigen, limnischen Sedimente beinhalten die bekannten Braunkohlen von Neufeld/Zillingdorf. Oberes Pannonium ist weiters im Neusiedlerseegebiet/Seewinkel vertreten.

3.2.4 Steirisches Becken

Die Abbildungen 30 und 32 zeigen die sedimentäre Abfolge im Steirischen Becken. Paläogeografische und fazielle Verhältnisse sind in Abbildung 31 zusammengestellt. Die Abbildungen 30 und 31 sind einem Exkursionsführer zum Steirischen Becken (GROSS et al., 2007) entnommen, der eine moderne Referenz zu diesem Thema darstellt. Im Beitrag zu den Tiefengrundwässern (SCHUBERT, 2015) sind weitere geologische Karten zu finden. Von den früheren zusammenfassenden Darstellungen sind die Arbeiten von KOLLMANN (1965) und EBNER & SACHSENHOFER (1991) zu nennen. (Sie werden nachfolgend als „K.K.“ bzw. „E&S“ zitiert.) Als „klassische“ Arbeiten zum „Jungtertiär“ an der „Ostabdachung der Zentralalpen“ gelten jene von WINKLER-HERMADEN aus der Zeit von 1913 bis 1962.

Die Grundlagen der tektonischen Entwicklung und die Strukturen des Beckens wurden oben behandelt. Zur Erkenntnis der Sedimente wie des Untergrundes haben wie-

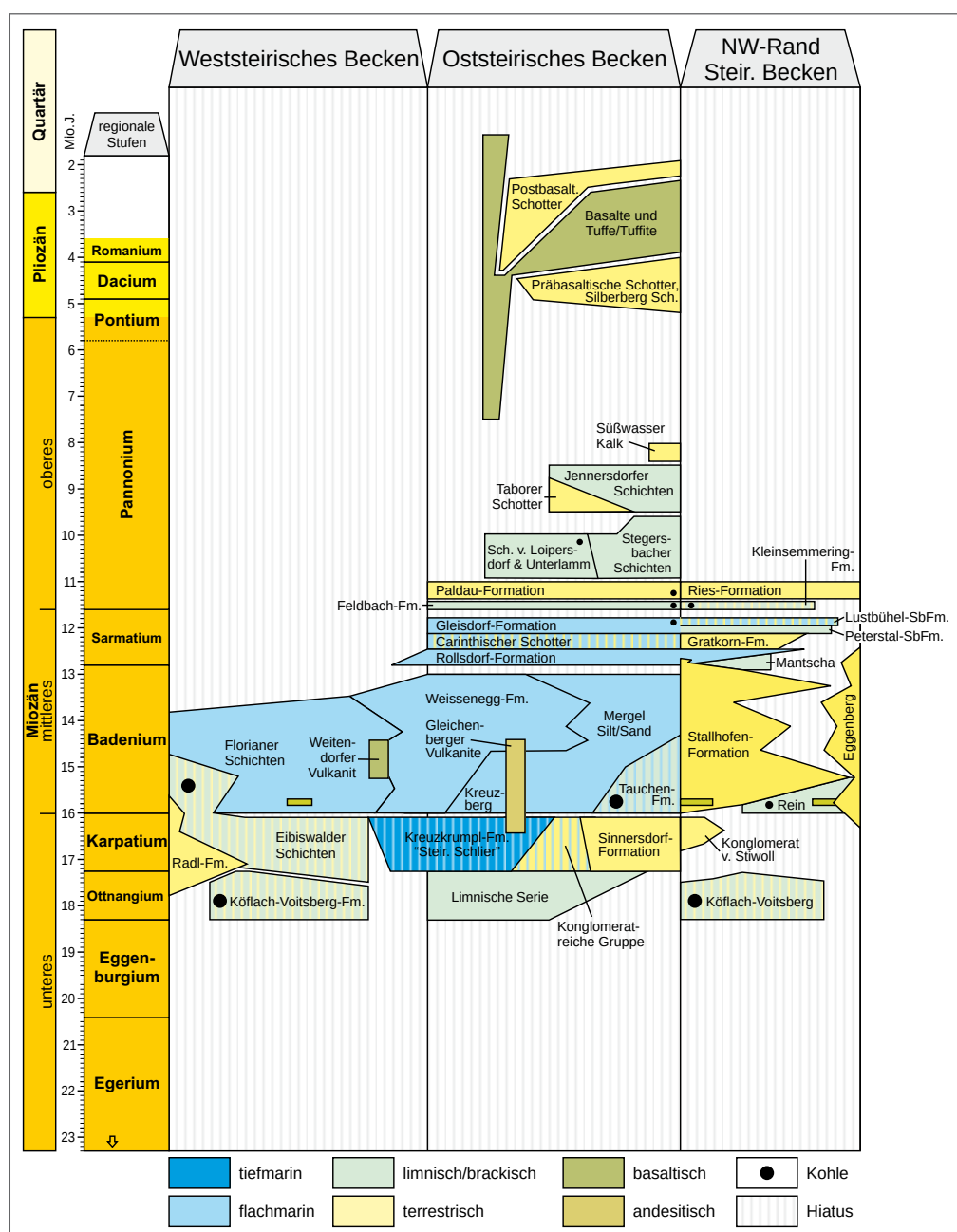


Abb. 30. Stratigrafische Tabelle des Neogens des Steirischen Beckens (aus GROSS et al., 2007).

derum die Kohlenwasserstoff-Bohraktivitäten (hauptsächlich in den 1960 bis 1980er Jahren) – wenn auch in der Dichte wegen der Nichtfündigkeit mit dem Wiener Becken nicht vergleichbar – sowie geophysikalische Untersuchungen beigetragen. In jüngerer Zeit sind einige Bohrungen für geothermale Nutzungen (Thermen) hinzugekommen. Zur Kartenbeilage ist zu bemerken, dass aufgrund diverser Neuinterpretationen, die sich insbesondere im Steirischen Becken ergaben und unten beleuchtet werden, einige zeitliche Zuordnungen – bevorzugt das Karpatium betreffend – nicht mehr dem neuesten Kenntnisstand entsprechen.

Der neogene Sedimentationszyklus des Steirischen Beckens beginnt im Ottnangium und endet im oberen Pannonium. Die Ablagerungen der Zonen F, G und H, die ehemals als Pontium betrachtet wurden, werden heute wieder zum Pannonium als Oberpannonium zugeordnet. Die numerischen Alterswerte sind Abbildung 30 zu entnehmen.

Ottnangium

Neben den häufig auftretenden, meist schwer einzustufenden basalen Bildungen (Basisbrekzien, Rotlehme etc.), beschränkt sich der Sedimentationsraum des Ottnangium auf einzelne frühe Senkungsbereiche. Im Zentralen Becken (Gnas-Subbecken) finden sich flachmarine (!) Sedimente des Ottnangium, wofür sich aus Seismiken Mächtigkeiten von bis zu 1.000 m ergaben (EBNER & SACHSENHOFER, 1995: 135). In der Bohrung Petersdorf 1 (Bohrjahr 1995; zur Lage der Bohrungen siehe Abbildung 18) werden die unteren 559 m dem limnisch-fluviatilen Ottnangium zugeordnet (HOHENEGGER et al., 2009: Tabelle 2). Im Fürstenfeld-Subbecken (Bohrung Übersbach 1) liegt über einer basalen Rotlehmserie (ca. 60 m) eine Serie mit bituminösen Mergelsteinen mit Glanzkohlen (ca. 60 m). Darauf folgen ca. 170 m mit Tonmergelsteinen und Mergelsandsteinen (K.K. 502f.). Die hangende „konglomeratreiche Serie“ (360 m), bestehend aus Tonmergel, Tonmergelsteinen, Tonsteinen und Mergelsandsteinen mit unvermittelten Konglomerateinschlüssen (bis 10 m mächtig) und reichen Glanzkohlenlagen an der Basis, die bei KOLLMANN noch dem Helvetikum s. str. zugeordnet wird, zählt EBNER & SACHSENHOFER (1991) zum Karpatium und wird bei HOHENEGGER et al. (2009) wieder mit dem Ottnangium verbunden. In der nördlich davon gelegenen Bohrung Fürstenfeld Thermal beginnt die Sedimentation erst im Karpatium.

Im Mureck-Subbecken (wird in der Literatur auch häufig mit dem Gnas-Becken verbunden) wurde eine maximale Mächtigkeit des Ottnangium von 540 m in Perbersdorf 1 (1953) erbohrt: Basisbrekzien, Tonmergel mit Lagen von Mergel- und Glimmersandsteinen, Konglomerate. Sie wurden von KOLLMANN als Äquivalente der limnisch-fluviatilen Schichtfolge des Radlgebirges/Eibiswalder Bucht angesehen (K.K. 498). In diesem Subbecken von Eibiswald, am Süden des Weststeirischen Beckens, liegen über basalen Rotlehm und kiesig bis tonigen Feinklastika grobe Blockschotter und Brekzien (Lokalbezeichnung Radl-Formation; Radlschotter, Radel-Wildbachsotter). Darüber folgen in Wechsellagerung Kiese, Sande und Silte mit gut gerundeten Gerölllagen (Untere Eibiswalder Schichten). Sie zeigen turbiditische Merkmale (Schuttströme), „channel fills“, Kreuzschichtungen und andere sedimentologische Merkmale, die sie als Ablagerungen eines alluvialen Fan-Delta-Komplexes kennzeichnen. Sie gehen

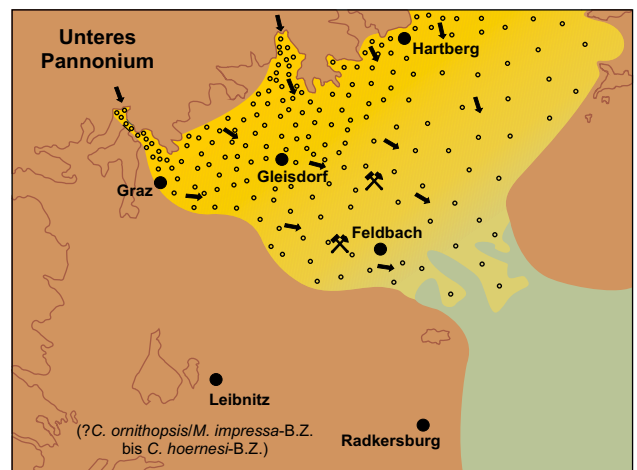
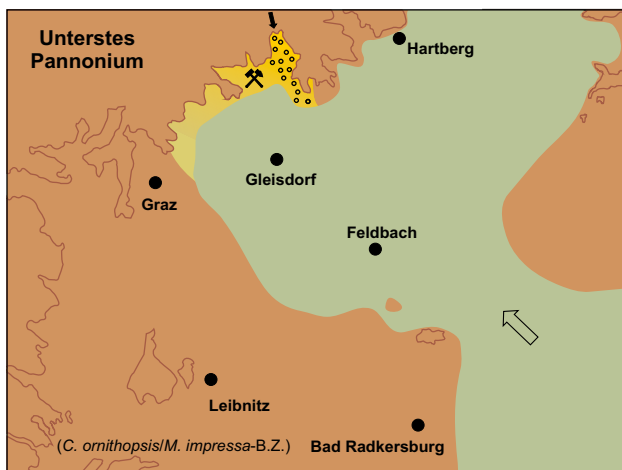
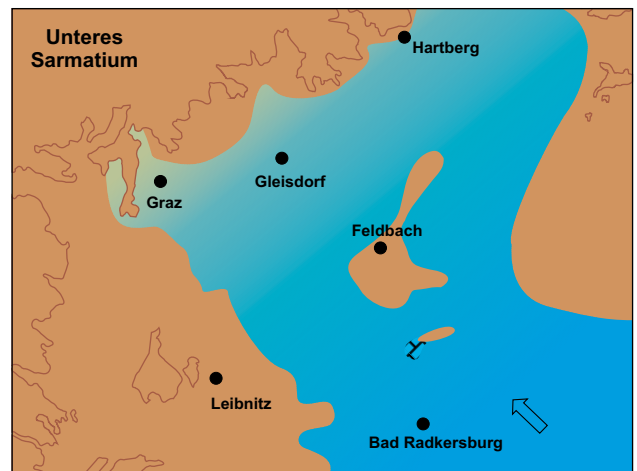
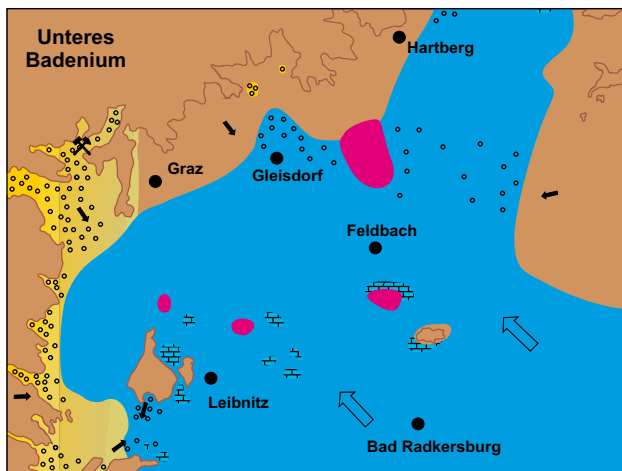
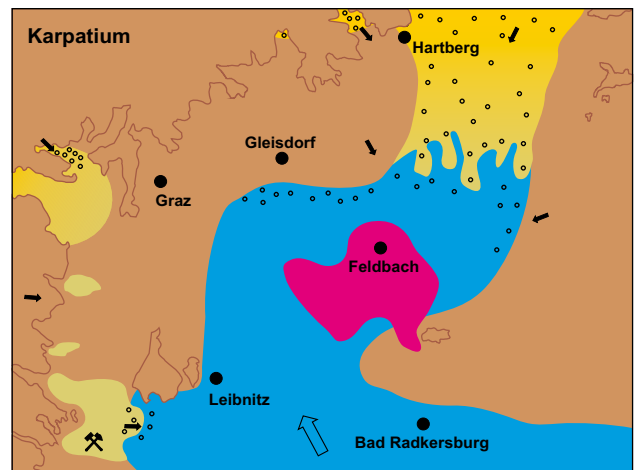
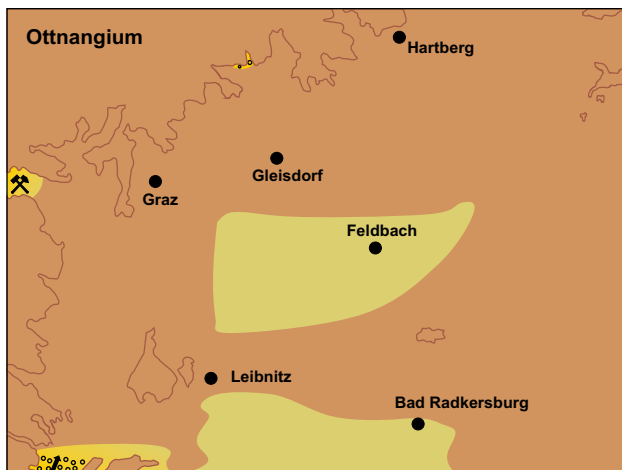
distal in marine Bedingungen über (STINGL, 1994). Die Mittleren und Oberen Eibiswalder Schichten gehören jüngeren Neogenzyklen an (Abb. 32). Gesamtmächtigkeiten von 2.000 bis (?)3.000 m wurden angegeben (SACHSENHOFER, 1996: 21). Nach KOLLMANN: 1.000 m Radlschichten und 300 bis 400 m Untere Eibiswalder Schichten (K.K. 501). Der topografisch höchste Bereich des Steirischen Beckens (Klementkogel, 1.052 m ü. A.) wird von diesen Einheiten aufgebaut. Demgegenüber liegt das untere Leibnitzer Feld bei Spielfeld heute auf ca. 250 m ü. A., woraus sich klare Hinweise auf junge und jüngste Hebungen ergeben. Dieser Problematik wird auch im aktuellen geowissenschaftlichen Diskurs nachgegangen, der die wesentliche Heraushebung auch des Beckenrandes (i.e. Koralmblock) mit der Inversion des Pannonischen Beckens (würde bedeuten ab dem Pontium) verbindet (LEGRAIN & STÜWE, 2010).

Nach neueren Untersuchungen (STEININGER et al., 1998) werden die zuvor als karpatisch angesehenen Kohlen im Revier Köflach-Voitsberg, die auch von ökonomischer Bedeutung waren, dem Ottnangium zugeordnet. Von der insgesamt 165 m mächtigen, tonig-sandigen Köflach-Voitsberg Formation (bei E&S 38: 300 m), die ein fluviatil-limnisches Abtragungsprodukt des lokalen Hinterlandes ist, wird das im unteren Drittel liegende Hauptlager der Braunkohle bis 30 m mächtig (HAAS et al., 1998). Es sei hier angemerkt, dass für den nördlichen Senkungsbereich des Weststeirischen Beckens auch die Begriffe der „Bucht von Stallhofen“ sowie „Teilbecken von Lieboch“ in Verwendung stehen.

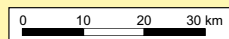
Karpatium

Mit dem Karpatium setzt die rasche Absenkung der zentralen Gebiete des Oststeirischen Teilbeckens ein. Es werden Absenkungsbeträge bis zu 17 cm/100 a und darüber hinaus (siehe Kapitel 2.2.2 – „Das Steirische Becken“) genannt. Synsedimentäre Bruchtektonik (Randbrüche mit N–S bzw. SW–NE Ausrichtung) und Krustenausdünnung (SACHSENHOFER, 1996: 23) führen zu der Ausbildung der einzelnen Tief- und Hochzonen (Schwellen) und somit zur „...schrittweise[n] Ausgestaltung des heute morphologisch stark differenzierten Beckenbasements“ (E&S 39). Die mittelsteirische Schwelle bildet die westliche Beckengrenze. Eine Grabenstruktur entwickelt sich im Fürstenfelder Teilbecken, die sich gegen Norden in die Bucht von Friedberg-Pinkafeld fortsetzt. Im Süden bestand eine Verbindung zur Bucht von Eibiswald. EBNER & SACHSENHOFER (1991, 1995) weisen für das gesamte Weststeirische Becken einen karpatischen, limnisch-fluviatilen Faziesbereich aus. Die Auslassungen in diesem Sedimentationsraum für das Karpatium in Abbildung 31 dürfte mit diversen Neueinstufungen der Kohlen (siehe oben, auch GRUBER et al., 2003), neuen paläontologischen Befunden sowie radiometrischen Datierungen von Tuffen (HANDLER et al., 2006) in Zusammenhang stehen. Weiters beginnt im Karpatium der lebhafteste Vulkanismus des Oststeirischen Beckens. Es handelt sich um einen Kalium-betonten, subalkalisch-alkalischen Vulkanismus, der mit Latiten, Trachyandesiten und Tuffen auftritt.

Abb. 31.
Paläogeografie und Faziesverteilung des Steirischen Beckens (aus GROSS et al., 2007, zusammengefasst). ►



Legende:



- fluvial, teilweise limnisch
- limnisch-fluvial
- limnisch, brackisch (meso-/pliohalin)
- marin
- Corallinaceen-Korallen-Kalke (Leithakalke)

- Bryozoen-/Serpuliden-Biostrom
- Grobklastika
- karpatisch/badenische Vulkanite
- ⚡ größere Kohlebildungen
- ↘ Schüttungsrichtung
- ⇐ Transgression
- ~ heutiger Grundgebirgsrand

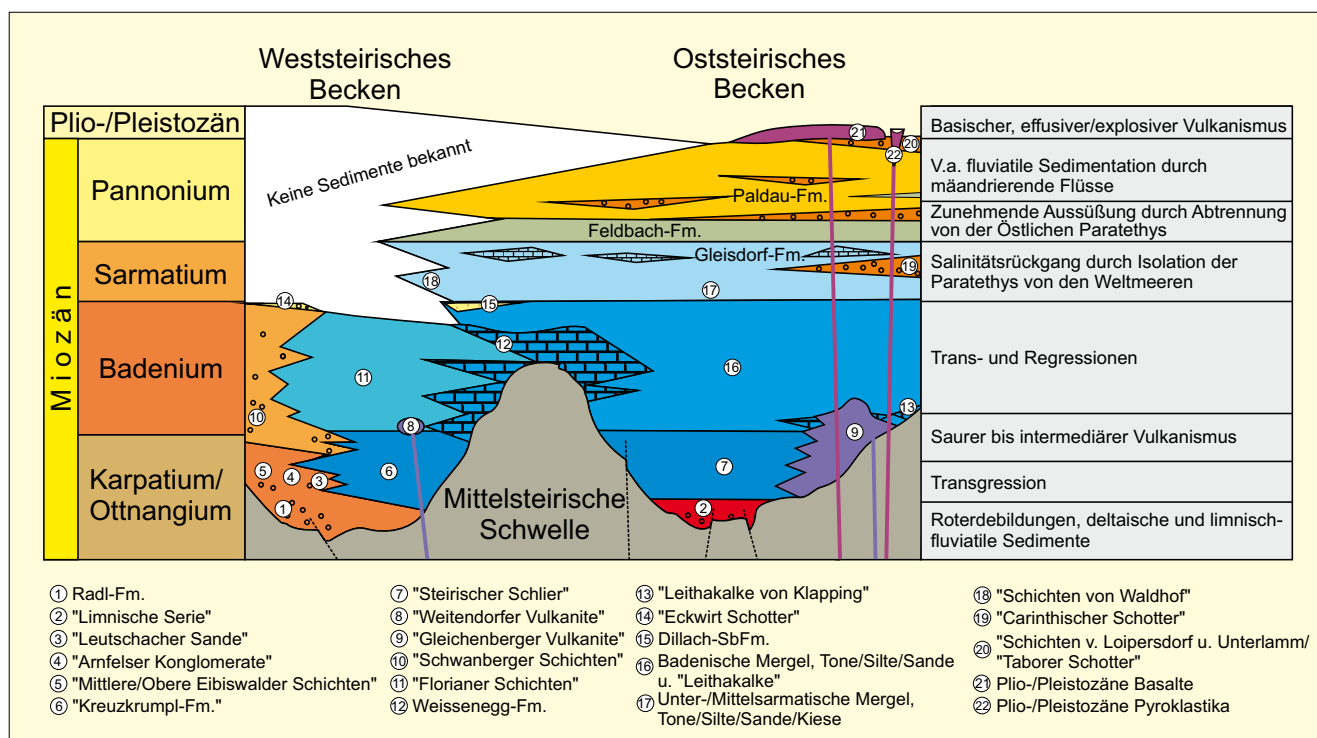


Abb. 32.
Sedimentäre Abfolge des Steirischen Beckens (aus GROSS, 2000, umgezeichnet).

Die marine Ingression – mit einer Verbindung zum Mittelmeer – erreicht den südlichen und mittleren Abschnitt des Beckens (Abb. 31), wo der „Steirische Schlier“ zur Ablagerung gelangt. KOLLMANN sieht eine „...gute regionalgeologische Parallele zwischen dem Steirischen Schlier und den Schichten des Karpat im klassischen Gebiet [...] darin, daß beide eine ausgeprägte Phase der marinen Transgression einleiten...“ (K.K. 509). Nach KOLLMANN gibt die Bohrung Perbersdorf 1 „...den besten Einblick in die Entwicklung und Gliederung des Steirischen Schliers“ (K.K. 511). Nach den ursprünglichen Bearbeitungen des Kernmaterials wurden 568 Bohrmeter dem Schlier des Karpatium zugeordnet. Es handelt sich um eine „...lithologisch sehr wechselnde Serie [...] aus sandarmen bis sandigen grauen bis dunkelgrauen [...] Tonmergeln mit Quarzsandsteinlagen...“ (K.K. 511). Im tieferen Teil finden sich Konglomerateinschlüsse mit Quarzgeröllen und aufgearbeiteten Vulkaniten. So konnte aus dieser Bohrung das Einsetzen des Vulkanismus „...kurz vor der marinen Ingression...“ abgeleitet werden (l.c.). Dieser Schichtkomplex (das Kernmaterial) ist neueren Untersuchungen unterzogen worden, wobei letztlich nur die unteren ~100 m als Karpatium, die oberen ~460 m als Lagenidenzone eingestuft wurden (HOHENEGGER et al., 2009: Tab. 1). In einer anderen Interpretation dieser Bohrung lag die Badenium/Karpatium-Grenze bei Bohrmeter 501, und auf das unterliegende Ottnangium (immerhin ein Drittel der Bohrstrecke) wurde „verzichtet“ (POLESNY, 2003). Damit erweist sich, dass auch biostratigraphische Einstufungen einem zeitlichen Wandel unterliegen.

Anmerkung: Leicht verständlich, dass man durch neue Erkenntnisse/Anschaungen etc. beim Versuch einer Darstellung der sedimentären Entwicklung der Beckenbereiche vor einige Schwierigkeiten gestellt zu sein scheint, will man nicht nur Einzelaspekte, sondern den weiteren Zusammenhang in ein Bild zusammenfas-

sen. Aber in einer dynamischen Wissenschaft muss man immer damit rechnen, womit auch klar wird, dass auch den neuesten Einsichten die Wahrscheinlichkeit des Vorübergehenden anhaftet. So gesehen ist die Naturwissenschaft auch als eine historische Wissenschaft aufzufassen.

Gesichert sind die Mächtigkeiten der Vulkanite mit über 1.000 m (Bohrungen Wiersdorf 1, St. Nikolai 1; E&S 40) und ihre Verbreitung (Abb. 31). Die Bohrung Perbersdorf 1 liegt am Südwestrand des Mitterlabill-Gleichenberg-Schildvulkangebietes. Diese vulkanische Aktivität hielt, wie aus dieser Bohrung und anderen Hinweisen hervorgeht (E&S 44f.), bis ins untere Badenium an. Die jüngeren vulkanischen Aktivitäten des Badenium zeigen eine Nordverlagerung der Eruptionszentren (Weitendorf-Wundschuh, Ilz-Walkersdorf) an.

Anmerkung: Die Vorkommen der für den Oststeirischen Raum charakteristischen Thermalwässer aus dem tiefen Untergrund stehen mit dem Vulkanismus in engem Zusammenhang. Dies zeigt sich in den hohen CO₂-Gehalten der Wässer sowie den hohen Temperaturen, die einen erhöhten Wärmeffluss aus dem Erdinneren anzeigen. Einige Thermen entnehmen ihre Wässer den Gesteinen des Beckenuntergrundes (paläozoische Karbonate: Waltersdorf, Blumau 2; triassische Karbonate: Radkersburg), andere fördern aus unterschiedlichen „tertiären“ Horizonten (Badenium: Fürstenfeld, Ilz, Bad Tatzmannsdorf; Sarmatium: Loipersdorf 2, Stegersbach).

Um auf den karpatischen Schlier zurückzukommen, so scheinen Mächtigkeitsangaben aufgrund der oben festgestellten Verhältnisse fragwürdig. Schwierigkeiten ergaben sich ja auch bei der Erklärung der Mächtigkeit von Ottnangium und Karpatium (über 3.500 m) im Eibiswalder Becken (KRÖLL et al., 1988: 40; E&S 39 sowie K.K. 515), insbesondere, wenn man die zeitliche Neueinstufung der höheren Eibiswalder Schichten (Badenium), neue Ansichten zur Hebungsgeschichte etc. mitberücksichtigt. Zur Schliermäch-

tigkeit spricht KOLLMANN von wenigen hundert Metern von hochmarinen, einförmigen Tonmergeln in der Gamlitzer Bucht, EBNER & SACHSENHOFER (1995: 137) allgemein von mehreren hundert Metern im südlichen und östlichen Beckenbereich. In der Bohrung Radkersburg ist das Karpatium mit überwiegender Schlierentwicklung etwa 550 m mächtig (bei E&S Tab. 2 ist der gröberklastische tiefere Anteil (220 m) das Ottnangium). Bohrung Petersdorf 1 hat ein schluffig-sandiges Karpatium von 215 m (HOHENEGGER et al., 2009: Tab. 2). Angaben zur Wassertiefe reichen von 100 m (neritisch; Mureck-Subbecken) bis über 500 m (oberes Bathyal; Gnas-Becken) (EBNER & SACHSENHOFER, 1995: 137).

Obertags aufgeschlossene Schliervorkommen finden sich an der Mittelsteirischen Schwelle, wo auch die Typlokalität des „Steirischen Schliers“, eine alte Ziegelgrube bei Wagna/Leibnitz (GROSS et al., 2007: 171ff.) liegt. In der Gamlitzer Bucht, den Windischen Büheln und im angrenzenden nordslowenischen Raum ist der Schlier „klassisch aufgeschlossen“ (K.K. 514). In der Bucht von Eibiswald reicht er etwa bis Leutschach-Arnfels, wo er mit den „Arnfelder Konglomeraten“ verzahnt. Diese sind eine zyklische Abfolge von Konglomeraten, tonigen Sandsteinen und Mergeln, mit Geröllen aus mesozoischen Kalken, die eine Mächtigkeit von bis zu 300 m (E&S 40) erreichen. Sie sind Bildungen eines fluviatil-deltaischen Bereichs, mit einer Schüttung von Südwest (und Südost, K.K. 514). Die seinerzeit angenommene Überlagerung der Arnfelder Konglomerate auf den höheren Eibiswalder Schichten bedarf einer Neuinterpretation. Über dem Arnfelder Konglomerat liegen noch ca. 150 m an Kohle führenden, marinen Sanden (Leutschacher Sande), die bei EBNER & SACHSENHOFER (1991) – ebenso wie die Mittleren und Oberen Eibiswalder Schichten – dem Karpatium zugeordnet werden.

Die Verbreitung der marinen Fazies reicht im Fürstenfelder Teilbecken gegen Norden bis in den Raum Stegersbach-Litzelsdorf (POLESNY, 2003). KOLLMANN nahm noch einen „Einlasskanal“ aus dem Zalabecken über die Senke von Weichselbaum an (K.K. 523). Die Bohrung Übersbach zeigt eine über 750 m mächtige Wechsellagerung von Fein- und Grobklastika (POLESNY, 2003; nach der alternativen Interpretation, siehe oben, 398 m). Bohrung Stegersbach Thermal 1 hat etwa 850 m Grobklastika bei insgesamt ~1.100 m Karpatium (Gesamtmächtigkeit des „Tertiär“: 3.077 m; E&S Tab. 2). Demgegenüber ist in der nahegelegenen Bohrung Fürstenfeld Th 1 das Karpatium nur 127 m mächtig (bei E&S Tab. 2), bei POLESNY (2003) doch mit 504 m angegeben. Die randnahe Bohrung Blumau 1a zeigt ausschließlich Grobklastika (~632 m), wogegen Blumau 1 kein Karpatium antraf (GOLDBRUNNER, 1993a: 194). Daraus lassen sich die bedeutende synsedimentäre Bruchtektonik des Fürstenfelder Beckens im Karpatium (Absenkungen von etwa 2 cm/100 a bis 11 cm/100 a) sowie seine ausgeprägte Grabenstruktur ableiten.

Am Nordrand geht die Fürstenfelder Senke vom (eingeschränkt) marinen in den lagunären und limnisch-fluviatilen Faziesbereich über. Die fluviatile, aus Kies und Sandfolgen aufgebaute Sinnersdorf-Formation erfüllt die Bucht von Friedberg-Pinkafeld und zieht am Kristallinrand gegen Osten in das Becken von Oberpullendorf. Die „Rechnitzer Schieferinsel“ war zu dieser Zeit noch nicht exhumiert (PAHR, 1984: 20). Im westlichen Randbereich der Bucht reicht die Sinnersdorf-Formation in den Raum von Vorau

und kommt in weiteren Kristallineinbuchtungen vor. Sinnersdorfer Schichten in der Pöllauer Bucht sind fraglich (vgl. die Geologische Karte der Steiermark (1:200.000) mit jener des Burgenlandes). Neben den Kiesen und Sanden sind für die Sinnersdorf-Formation Wildbach- und Muren-sedimente (Blockschotter) sowie Konglomerate typisch und sie erweist sich als eigenständige terrestrische Randfazies (PAHR, 1984: 19f.). Auch sollen vulkanische Einlagerungen auftreten (teils nicht mehr auffindbare Andesituffe bei Aschau, Bentonite). Mächtigkeiten werden bis zu 600 m geschätzt.

Badenium

Der Übergang zum Badenium ist gekennzeichnet durch die altbekannte (seit STUR, 1871) tektonische Diskordanz, die dann durch STILLE (1924) als „Steirische Gebirgsbildung“ oder „Steirische Phase“ in die Literatur Eingang fand (FRIEBE, 1990: 228f.). Sie äußert sich in Verkippungen, erosiven Schichtreduktionen und auch Hebungen (z.B. des Steirischen Schliers in der Gamlitzer Bucht, l.c.: 254). TOLLMANN (1985: 572) nennt ein „...großwellige[s], west-ost-streichende[s] Falten-system“. Nach FRIEBE ist sie „...bereits im höchsten Karpat angelegt worden“ (l.c.: 229). Zudem ist die Übergangsphase auch eine Phase der Regression.

In der badenischen Stufe kommt es zur größten Ausdehnung des Beckenbereichs bei gleichzeitiger Abnahme (bis Stillstand) der Subsidenzraten. Der weltweite Meereshochstand (STEININGER & WESSELY, 2000: 110) mit der Haupttransgression im oberen Unterbadanium führt in weiten Beckenbereichen zu marinen Bedingungen. Der nördliche Teil der Südburgenländischen Schwelle, der Bereich des Stadelberges und der Sausal werden für diesen Zeitraum als landfeste Gebiete (bzw. Inseln) betrachtet (Abb. 31). Das Rechnitzer Fenster wird sich allmählich erheben. Entsprechend bestand also ein großer offener Zusammenhang mit dem pannonischen Paratethysgebiet und über diesen (zeitweise) auch zum Mediterran (siehe oben).

Wie zum Wiener Becken festgestellt, kann auch im Steirischen Becken zwischen der Beckenfazies und den diversen Randbildungen unterschieden werden. Auch die Dreigliederung des Badenium ließ sich „...in guter Übereinstimmung“ für das Steirische Becken anwenden (K.K. 527). Wie oben dargelegt, scheint, entgegen der von KOLLMANN gerade für die Bohrung Perbersdorf 1 „...in einer für ganz Österreich einmaligen Klarheit“ festgestellten Grenz-ziehung zum unterlagernden Karpatschlier, diese nicht unverrückbar zu sein.

Aus den Korrelationsprofilen der Bohrungen (POLESNY, 2003; HOHENEGGER et al., 2009) geht hervor, dass die Steirische Diskordanz auch in weiten Bereichen der tiefen Beckengebiete ausgebildet ist. Sie äußerte sich im Einsatz meist grobklastischer Sedimente oder „Aufarbeitungshorizonten“, welche die Regression anzeigen. Hinsichtlich Mächtigkeiten, Verteilung und Fazies der badenischen Beckensedimente können einige Tendenzen festgestellt werden. Die Mächtigkeiten in den einzelnen Gebieten weichen – unbeschadet der Neuinterpretationen – teils beträchtlich voneinander ab, insbesondere, wenn man die einzelnen Zonen miteinander vergleicht. In der Fürstenfelder Senke zeigen sich allgemein die höheren Mächtigkeiten: Fürstenfeld Th 1: ~1.150 (1.300) m; Blumau 1a: 1.000 m; Litzelsdorf: 773 m (oberes und mittleres Bade-

nium) (POLESNY, 2003: Abb. 2; E&S 46). Das untere Badenium ist im zentralen Beckenbereich (Gnas etc.) allgemein verbreitet (Petersdorf 1: 753 m von insgesamt 1.154 m Badenium), während es im Fürstenfelder Gebiet teils fehlt (z.B. Stegersbach, Litzelsdorf). Im Nahebereich der Vulkanbauten sind die Mächtigkeiten geringer (ca. 150 bis 300 m). Eine vulkanoklastische Beeinflussung sowie die Bildung von Leithakalken an flachmarinen Randbereichen (25 m Leithakalk in Bohrung Gleisdorf Th 1, GOLDBRUNNER, 1993a: 198), an den Untiefen der Vulkane sowie an den Südburgenländischen Schwellenbereichen werden festgestellt (E&S 45).

Im Gnaser-Murecker-Radkersburger Beckengebiet, dem Hauptablagerungsgebiet des Karpatschlier, setzt sich die marine Fazies im Badenium in einer überwiegend mergeligen, tonig-siltig-sandigen Entwicklung, die auch Einschaltungen von Vulkaniten und Grobklastika zeigt, fort (HOHENEGGER et al., 2009). Bohrung Mureck weist 450 m an badenischen Ablagerungen aus. Die Bohrung Radkersburg 2 erbrachte, bei einer Gesamtabfolge von 803 m Badenium, in einem mittleren Abschnitt eine Wechselfolge von Tonmergeln, Sandsteinen und Kiesen von ca. 250 m. Die Mächtigkeiten einzelner größerer Horizonte in dieser Wechselfolge liegen im Zehnermeterbereich. Ein weiterer Sandsteinhorizont (ca. 60 m) wird der Sandschalerzone zugeordnet. Ansonsten dominieren Tonmergel (ZETINIGG, 1992/1993: 141f.).

Im Fürstenfelder Teilbecken ist ein deutlich höherer grobklastischer Einfluss feststellbar: Übersbach 1 mit 117 m basalen Konglomeraten mit dünnen Bentonit-Tuffit-Lagen. Darauf folgen Nulliporenkalke und Tonmergel. Die weitere Abfolge (mittleres und oberes Badenium) ist in dieser Bohrung im Wesentlichen fein- bis grobsandig entwickelt (insgesamt 529 m; K.K. 548). Auch für die Bohrung Fürstenfeld Th 1 werden mehrere hundert Meter mächtige Konglomerate des Unterbadanium genannt (E&S 45; über 300 m). In Blumau 1a liegen auf den grobklastischen Schüttungen des Karpatium noch weitere 186 Bohrmeter Brekzien des unteren Badenium (GOLDBRUNNER, 1993a: 194f.). Der Randbruch bei Blumau wird im höheren Unterbadanium transgrediert. Die angrenzende Hochscholle bei Waltersdorf weist Mächtigkeiten des Badenium von ca. 300 bis 450 m auf. Aus der Sedimententwicklung im Fürstenfelder Becken lässt sich die Verlagerung der Absenkungstendenzen gegen Norden – wie auch für den Vulkanismus festgestellt – ableiten. Der Südrand scheint durch die Südburgenländische Schwelle stabil und flach auslaufend gewesen zu sein. Die Bohrung Binderberg 1 (= Loipersdorf 1) zeigt geringmächtiges Badenium (ca. 135 m) in Tonmergelfazies.

Zur Entwicklung des Badenium in den Randbereichen sind folgende Merkmale festzuhalten: Für den Osten wurde die fortschreitende Transgression im Friedberg-Pinkafelder Raum festgestellt. Der zentrale Beckenraum weitet sich am Nordrand in den Raum Gleisdorf aus. Zum Weststeirischen Becken wurde oben auf die Neubeurteilung hingewiesen, dass es weiträumig erst ab dem Badenium zum Sedimentationsraum wurde, womit die Mittelsteirische Schwelle ihre Grenzfunktion verlor (Abb. 31).

In der Friedberg-Pinkafelder Bucht folgt auf die Sinnersdorfer Schichten ein „mariner Sand-Schotterkomplex“, der teils kalkige Sedimente einschließt. Die benachbarten vulkanischen Aktivitäten wurden auch hier festgestellt. Bei

Schreibersdorf und bei Tauchen unterlagern diesem Komplex noch Kohleflöze (K.K. 549f sowie NEBERT, 1985). Das Tauchener Köhleflöz ist eine 25 m mächtige Flözfolge mit drei Kohlebänken (NEBERT, 1985: 42). Die Tauchen-Formation, mit der die badenischen Sedimente des Buchtgebietes bezeichnet werden, erreicht ca. 200 m Mächtigkeit. Biostratigrafisch ist Obere Lagenidenzone und Sandschalerzone erfasst. Die Thermalwasserbohrungen von Bad Tatzmannsdorf weisen für das Badenium alle drei Zonen auf (Th 3). In der, ca. 9 km südlich der Tauchener Kohlelager und weniger als 2 km vom penninischen Gebirgsrand entfernt gelegenen Tatzmannsdorf Th 1, wurden 454 m Badenium aufgeföhren, ohne es vollständig zu durchföhren (GOLDBRUNNER, 1993b: 213). Die Tauchen-Formation wird mit den Ritzinger Sanden im Becken von Oberpullendorf korreliert (NEBERT, 1985: 41).

Am Nordrand des zentralen Beckens liegt an der Basis ein konglomeratischer Komplex, der bis zu 185 m mächtig wird (Ludersdorf 1; ab dem unteren Badenium). Ähnliche Basisbildungen erfolgen im östlich anschließenden Gebiet (Arnwiesen 1), hier erst im oberen Badenium (E&S 44). Auf die Basisbildungen folgen in den Nordrandbereichen flachmarine Sedimente (teilweise auch Leithakalke) mit ca. 100 m Mächtigkeit. Weiter östlich zeigt sich neben der Bildung eines neuen vulkanischen Zentrums (Ilz-Walkersdorf) eine mergelige Entwicklung im unteren Badenium (Walkersdorf 1: knapp 700 m Badenium mit über 100 m mächtigen Vulkaniten im mittleren Abschnitt; POLESNY, 2003). An diesem Beckennordrand setzt sich die Sedimentation im Sarmatium fort, während das Weststeirische Becken mit Ausnahme von kleinen Randbereichen, keine sarmatische Ablagerungen aufweist.

Das Weststeirische Becken hat – wie ausgeföhrt – drei Hauptsenkungsgebiete. Die älteren Ablagerungen wurden schon genannt. Das Becken wird nun ab dem unteren Badenium mit Sedimenten aufgefüllt. Der randliche Einfluss von terrestrischen, fluviatilen, deltaischen und/oder limnisch-brackischen Verhältnissen ist zeitlich und räumlich differenziert. Die Stallhofener Bucht bildet einen terrestrisch-limnisch-fluviatilen Bereich, der im Mittelsteirischen Schwellenbereich mit einem Delta in die marinen Verhältnisse übergeht (Dillach-Delta in FRIEBE, 1990: 247f.). Schichtglieder, die in der Stallhofener Bucht auftreten, sind das Stiwwoller Konglomerat (terrestrisch, zuvor ins Karpatium gestellt), die Reiner Schichten (limnisch, Kohle föhrend), Eckwirt-Schotter (fluviatil) sowie einzelne neuere „Member“ (EBNER & STINGL, 1998). Abgesehen von der Köflach-Voitsberg-Formation, bedecken diese Grob- bis Feinklastika den „prätertiären“ Untergrund der flachen, verästelten Buchtbereiche.

Die südlich anschließenden Teile des Weststeirischen Beckens sind im Badenium überwiegend marin entwickelt. EBNER & SACHSENHOFER (1991: 43) nennen eine Linie Pirka-Stainz als Grenzbereich zum marinen Environment. In der Geologischen Karte 1:50.000, Blatt 189 Deutschlandsberg (BECK-MANNAGETTA et al., 1991) ist der Grenzbereich als limnisches Unterbadanium („Stallhofer Schichten“) ausgewiesen. Mit den in neuerer Zeit in das Badenium eingestuften höheren Eibiswalder Schichten (mit den Kohlen des Revier Wies-Eibiswald) liegt auch am Südende des Beckens – zumindest zeitweise – ein limnisch-fluviatiler Bereich vor. Für die zeitliche Einstufung der Sedimente dienten oft tuffitische Einschaltungen, die nach der gängi-

gen Meinung mit dem unteren Badanium identifiziert wurden. Die weit verstreut auftretenden Vulkanite wurden mit dem Vulkanzentrum von Weitendorf-Wundschuh oder auch dem Gleichenberger Gebiet verbunden. Mit der Neuinterpretation der Eibiswald-Wieser Kohlen wird für die Florianer Bucht ein terrestrisch-fluviatiler Bereich (Basisschichten) für das untere Badanium und die marine Ingression (Florianer Schichten) im mittleren Badanium angenommen (GRUBER et al., 2003). Die feinklastischen Florianer Schichten wurden von NEBERT (1989) lithostratigrafisch in ein „Unteres Sand-Kies-Glied“, ein mittleres „Tegelglied“ und ein „Oberes Sand-Kies-Glied“ unterteilt. Entgegen ihrer früheren Einstufung als unterbadenisches hielt sie NEBERT (zumindest des mittlere Tegelglied) für oberbadenisches. Bei KOLLMANN schien noch das „...ganze Obertorton zu fehlen“ (K.K. 544). Im südlichen Abschnitt (ab Stainz) treten in den Kristallineinbuchtungen noch grobklastische Bildungen (Wildbach- und Murenschutt, Blöcke bis 1 m³ und größer) auf, die als Schwanberger Schichten bezeichnet werden.

FRIEBE (1990) nimmt für die Entwicklung der Weissenegg-Formation den gesamten Zeitraum des Badanium an, den er in vier transgressive/regressive Phasen teilt, wobei die Haupttransgression (zweite Phase) im höheren Anteil der Unteren Lagenidenzone und in der Oberen Lagenidenzone stattfindet. Die Weissenegg-Formation umfasst die flach-marinen Ablagerungen am Ostrand der Mittelsteirischen Schwelle (i.e. der Westrand des Gnaser Beckens) und damit verbundene Sedimente in einigen Buchten zum Weststeirischen Becken (z.B. Gamlitzer Bucht), die über der „steirischen Diskordanz“ liegen. Sie beinhaltet neben feinklastischen Bildungen wie Tonmergel (z.B. „Gamlitzer Tegel“) oder Sanden (z.B. „Spielfelder Sande“) auch die vielen größeren und kleineren Leithakalkvorkommen. FRIEBE fasst diese in fünf Areale zusammen, die vom Gebiet Wildon bis an die Staatsgrenze (Leithakalkkareal von Graßnitzberg) reichen (FRIEBE, 1990: Abb. 1). Sie treten in verschiedenen stratigrafischen Niveaus, vom unteren bis ins obere Badanium, auf. Das höchste Niveau der Weissenegg-Formation nimmt das oben genannte „Dillach-Member“ ein, das nach FRIEBE die letzte regressive Phase des obersten Badanium („Verarmungszone“) repräsentiert und mit den Eckwirtschottern korreliert wird (FRIEBE, 1990: 227). Die Verbindung (bzw. Abgrenzung) der Weissenegg-Formation zu den Florianer Schichten nördlich des Sausal überlässt FRIEBE weiterführenden Untersuchungen. Im Übergang zur Bucht von Eibiswald verzahnen Feinsande der Weissenegg-Formation mit der Kreuzberg-Formation („Kreuzbergschotter“, marine Sande und Grobklastika; unteres Badanium), die ihrerseits auf den schon genannten karpatischen Leutschacher Sanden und Arnfelder Konglomeraten liegt. Die Schichtfolge des Badanium unterlag im Bereich des Sausal einer nachfolgenden erosiven Reduktion (E&S 43).

Sarmatium

Der Übergang zum Sarmatium ist durch eine Regressionsphase mit einem weit verbreiteten Erosionshiatus gekennzeichnet (E&S 46f.). Dagegen gibt FUCHS (1980b: 468) für das Beckeninnere eine „*Sedimentation [...] ohne Unterbrechung*“ an. Auch nach KOLLMANN geht die Sedimentation „...abgesehen von kleinen Schichtreduktionen [...] ohne größere Unterbrechungen [...] weiter“ (K.K. 572). Obgleich eine Abnahme der Salinität festgestellt wird, herr-

schen im Sarmatium für weite Bereiche weiterhin marine Bedingungen vor (Abb. 30, siehe auch oben zum Wiener Becken). Das Subsidenzgeschehen zeigt die anhaltende Nordverlagerung, zu der ab dem Sarmatium die, für die nachfolgende Zeit charakteristische, allgemeine Ostverlagerung hinzukommt. So wird das Fürstenfelder Becken zum Hauptsenkungsgebiet und es wird dort in einem größeren Umfeld eine merkliche Zunahme der Absenkungsrate (bis 7,5 cm/100 a) festgestellt. Das Gleichenberger Vulkangebiet, das Stadelberggebiet sowie die Hochzone bei Waltersdorf bilden – zumindest im unteren Sarmatium – Inseln/Hochzonen (Abb. 31). Der weststeirische Raum wird zur aufsteigenden Zone (EBNER & SACHSENHOFER, 1995: Abb. 5; SACHSENHOFER et al., 1996: 407). Jedoch wurde auch eine Verbindung des Sarmatmeeres über das „...noch in der Tiefe versenkte Korallenkristallin“ (TOLLMANN, 1985: 580) in das Lavantaler Becken angenommen (PAPP, 1974a: 77). Diese Versenkung der Koralpe wurde bei FUCHS (1980b: 473) auch schon für die Badentransgression aus dem Weststeirischen Raum ins Lavantaler Becken herangezogen. In diesem Zusammenhang erscheint es auch von Bedeutung, dass Nord- und Südkarawanken südlich des Klagenfurter Beckens im Sarmatium noch versenkt waren, und das den Karawanken auflagernde Sarmatium nachfolgend in ähnliche Höhen gebracht wurde, wie oben zum Klementkogel festgestellt wurde (BRENČIČ & POLTNIG, 2008: 21ff.). Der Versenkung der Koralpe steht jedoch die „*Heraushebung des umrahmenden Grundgebirges*“ entgegen, die für die randlichen Blockschuttbildungen des Badanium verantwortlich ist (siehe oben; E&S 41). Das Schuttmateriale der Schwanberger Schichten besteht aus Gneisen der Koralpe (NEBERT, 1989: 740). Das Mureck-Subbecken ist bei EBNER & SACHSENHOFER (1995) ebenso als Hebungszone ausgewiesen und erst im Raabgraben treten wieder Sedimente des Sarmatium auf. So ist für KOLLMANN ab dem Sarmatium die Verwendung des Begriffs „Oststeirisches Becken“ für einen „*einheitlichen Ablagerungsraum*“ gerechtfertigt (K.K. 553).

Entsprechend der Beckenentwicklung transgredieren mit dem neuerlichen Vorrücken des Meeres sarmatische Ablagerungen gegen Norden auf den Beckenrand. Im Raum Graz rückt der marine Sedimentationsraum weit nach Norden vor. Nördlich Gratkorn liegen die am weitesten ins Grazer Bergland vorstoßenden Sarmatium-Sedimente. Das Sarmatium bei Waldhof-Thal, in der Bucht von Stallhofen, überlagert noch teils die Eckwirtschotter. Im Nordosten liegt Sarmatium auf Badanium oder Karpatium (Sinersdorfer Schichten), transgrediert aber auch auf das sich weiter heraushebende Penninikum des Rechnitzer Fensters. Die obertägig verfolgbare Westgrenze der sarmatischen Ablagerungen verläuft am Ostrand des Grazer Feldes, über Wildon, St. Nikolai gegen Mureck. Wie weit diese Grenzlinie auch der paläogeografischen entspricht, ist fraglich, da sarmatische Ablagerungen wieder erodiert sein könnten. Die mögliche Verbindung ins Lavantaler Becken wurde bereits angesprochen. Für den Raum Mitterlabill-St. Nikolai (am Osthang des Gnase-Beckens) nehmen EBNER & SACHSENHOFER (1991: 47) aufgrund des Inkohlungsgrades den Abtrag eines ca. 750 m mächtigen nachbadenisches Sedimentstapels an. Gegen Osten wird das Sarmatium – mit Ausnahme der „Sprone“ (Feldbach, Gleisdorf, Hartberg) – großflächig vom Pannonium überlagert.

Für die stratigrafische Gliederung des Sarmatium lässt sich – ebenso wie für das Badenium – jene des Wiener Beckens anwenden (K.K. 554), die nach der mikrofossilbasierten Dreizonengliederung ein unteres, mittleres und oberes Sarmatium unterscheidet.

Für die untersarmatischen Sedimente werden weithin, auch an den Beckenrändern, marine Verhältnisse angenommen (GROSS et al., 2007: 130). Im Gebiet Waldhof-Thal finden sich in den Tonen und Tonmergel einzelne Lignitflöze und Kalke eingeschaltet. Mit den östlich von Weiz auftretenden Rollsdorf-Schichten (E&S 48) sowie im Raum Hartberg–Friedberg sind feinklastische, flachmarine Bildungen des unteren Sarmatium aufgeschlossen. Die Rollsdorf-Schichten werden in jüngerer Zeit in das höhere Sarmatium eingestuft (Abb. 33). Für den weiten Beckenbereich ist das untere Sarmatium einheitlich in tonig-mergelig-sandiger Fazies ausgebildet. In dieser Fazies streicht es auch am West- und Südrand des Beckens aus (E&S 48). In der Bohrung Petersdorf 1 erreicht das tonig-sandige untere Sarmatium etwa 370 m, für Paldau 1 werden 251 m angegeben.

In den Bohrungen des Fürstenfelder Raumes lassen sich durch die mangelnde Trennung von unterem und mittlerem Sarmatium keine Einzelmächtigkeiten angeben. Bohrung Übersbach 1 erbrachte 412 m unteres und mittleres Sarmatium mit sehr einförmigen, gut geschichteten Tonen, Tonmergel und Sandlagen, die von mehreren Kies- und Schotterlagen unterbrochen werden (K.K. 571). Blumau 1 erbohrte knapp 700 m unteres und mittleres Sarmatium. Die größten Mächtigkeiten sind im Beckentief bei Fürstenfeld zu erwarten (Fürstenfeld Th. 1 mit 1.135 m Gesamtmächtigkeit des Sarmatium). Eine Schichtlücke im unteren Sarmatium zeigen die Bohrung Waltersdorf auf der nördlichen Hochzone, die am Westrand des Fürstenfelder Tiefs gelegene Bohrung Walkersdorf sowie die Bohrung Binderberg 1 am Südrand. Ab dem mittleren Sarmatium macht sich im südlichen Fürstenfelder Beckenbereich die Absenkung der zuvor stabilen Südburgenländischen Schwelle bemerkbar, womit die Verbindung in den pannonischen Raum (Senke von Weichselbaum) hergestellt wird. Bohrung Jennersdorf 1 zeigt noch relativ geringmächtiges (100 m) unteres und mittleres Sarmatium, dem 400 m oberes Sarmatium folgen.

Das obertägig auftretende mittlere Sarmatium wurde von KOLLMANN (1965) in seiner Kartenbeilage (Tafel 2) ausgewiesen. Es schließt sich als „*breites Band nordwestlich*“ des unteren Sarmatium an und ist als „...*äußerst monotone Serie grauer Tonmergel charakterisiert*“ (K.K. 560f.). KOLLMANN gibt für den Südteil des Gnaser Beckens eine Mächtigkeit von 130 m an. Die Kenntnis über seine Verbreitung gegen Osten, in das Gebiet von Gleichenberg, wäre „*wünschenswert*“ (K.K. 561). In dem Gebiet von Jagerberg bis zum Sulzbachtal tritt ein Schotterzug auf, der von WINKLER-HERMADEN als Bildung eines „*sarmato-carinthischen Deltas*“ betrachtet wird (WINKLER, 1927: 397f.). WINKLER gibt eine zusammenfassende Mächtigkeit von 30 m an, wobei einzelne Lagen etwa 6 bis 10 m erreichen. Der Schotterzug wäre ein „*guter Leithorizont*“ für die Grenze zum oberen Sarmatium (K.K. 561f.). Jüngere Neubearbeitungen der Tiefbohrungen ergaben die weite Verbreitung dieser Grobklastika im Untergrund und Mächtigkeiten von bis zu 100 m (HARZHAUSER & PILLER, 2004; siehe unten Tiefbohrung Übersbach und Binderberg). WINKLER (1927) sieht in dem Schotter die Grenze zwischen

dem unteren und mittleren Teil des älteren Sarmatium. GROSS et al. (2007: 130) nennen eine Regressionsphase am Ende des unteren Sarmatium mit Erosionen und der Progradation des „*Carinthian Gravel*“. Die größten Gerölle werden gebietsweise über faustgroß. Das Spezifische dieser Schotter ist ihre „*eigentümliche Geröllzusammensetzung*“ (WINKLER, 1927: 401), die neben diversen kristallinen Gesteinen eine Vielzahl von Elementen der südalpinen Permo-Trias (Karawanken) aufweist, wovon sich auch der Name ableitet, da WINKLER darin eine Deltabildung eines „*Vorläufers der Drau*“ sah (WINKLER, 1927: 402). Entgegen WINKLER zieht KOLLMANN die Herkunft der Schotter vom ungarischen Mittelgebirge in Betracht, jedoch bei TOLLMANN mit einer Schüttungsrichtung gegen ENE widerlegt schien (TOLLMANN, 1985: 569). Für ein derartiges Herkunftsbereich wiederum sprechen die hohen dextralen Verschiebungsbeträge, die für die Extrusion von Alcapa (300 bis 400 km; z.B. anhand des Versatzes des nordungarischen Paläogenbeckens) angenommen werden (FODOR et al., 1999: 319ff.).

Bei KOLLMANN sind die carinthischen Schotter Teil der liegenden fossilarmen Serie. Dieser folgt eine mittlere fossilreiche und eine hangende fossilarme Serie. Diese drei Serien sind bei KOLLMANN das obere Sarmatium an der Südflanke des Oststeirischen Beckens. Der Großteil dieser Abfolge im Hangenden der Schotter und andere Schichtglieder werden in der neueren Literatur als Gleisdorf-Formation zusammengefasst (siehe unten sowie GROSS, 2003: 54 und Abb. 33). HARZHAUSER & PILLER (2004: Abb. 1) ordnen die carinthischen Schotter der *Elphidium hauerinum* Zone zu.

Das obere Sarmatium ist vom Bereich Graz, wo es den neogenen Untergrund des Stadtgebietes aufbaut, in südöstlicher Richtung und an der Südflanke des Oststeirischen Beckens weit verbreitet (K.K. Geologische Karte) und in seiner Dreiteilung „über weite Strecken“ verfolgbar. Über den Kiesen („*carinthischer Schotter*“) folgen vorwiegend tonig-mergelig-sandige Sedimente (E&S 49). In der Umgebung des Gleichenberger Massivs ergibt sich ein Fazieswechsel durch die Einschaltung von teils mächtigen Sanden, Kalksandsteinbänken (die mit dem Atzgersdorfer Stein verglichen werden), Kies- und Konglomeratlagen („*Mühldorfer Schotter*“) sowie dünnen Lignitlagen („*Lignit von Feldbach*“; K.K. 566f; E&S 49).

Von den obersarmatischen Sedimenten des Nordrandes sind zu nennen:

- Die Gleisdorfer Schichten: bis 150 m mächtige feinsandige Tone mit Kies- und Grobsandlagen. Mit den Gleisdorfer Schichten werden auch die in der näheren Umgebung auftretenden karbonatischen Bildungen (früher abgebaute, oolithische Kalkbänke) in Verbindung gebracht (FRIEBE, 1994: 268). FRIEBE (1994) versucht die gemischt siliziklastisch-karbonatischen Sedimente des oberen Sarmatium in der Gleisdorf-Formation zusammenzufassen, der auch andere Lokalitäten (z.B. St. Anna am Aigen; Grafenberg bei Hartberg) als einzelne Member zugeordnet sind (Abb. 33). Sedimentologisch sind sie durch einen zyklischen Aufbau – marin-lagunär-deltaisch-marin – gekennzeichnet, der auf oszillatorischen Meeresspiegelschwankungen beruht.
- (Untere) Kohlen führende Serie von Weiz: in randnahen Position, limnisch-brackische Ablagerungen eines

Schwemmlandbereichs (bis 200 m), diverse ehemalige kleine Kohlebaue am Nordrand bis in die nähere Umgebung von Graz (E&S 49).

- Pucher Schotter (nach Puch bei Weiz; ca. 7 km östlich von Weiz): Ablagerungen eines fluviatilen Deltas mit einer „coarsening upward“-Charakteristik; bis 250 m.
- Das obere Sarmatium beim „Hartberger Sporn“: die karbonatisch beeinflusste Transgressionsbildung (Grabenberg, siehe oben) überlagert direkt den kristallinen Untergrund und es finden sich weitere Sand-Kalksandstein-Kalkmergel-Wechselfolgen (Löffelbach-Schildbach, E&S 50).
- In der Tauchener Bucht wird das gesamte klastische Sarmatium 200 m mächtig.

Dazu ist anzumerken, dass für einige der genannten ober-sarmatischen Schichtglieder in GROSS et al. (2007: 131) ein bereits pannones Alter angegeben wird bzw. sich ihr Sedimentationsumfang ins Pannonium erstreckt.

Soweit die Einzelmächtigkeiten des oberen Sarmatium erfasst sind, ergibt sich aus den Bohrungen folgendes Bild: im Gebiet von Gleisdorf (Arnwiesen, Ludersdorf, Wollsdorf) ist das obere Sarmatium ca. 150 bis 180 m mächtig. Anhand der Bohrungen von Petersdorf und Paldau kann die noch anhaltende Subsidenz des Gnaser Beckenraums im Sarmatium nachvollzogen werden. Auf die relativ große Mächtigkeit des unteren Sarmatium (siehe oben) sind für Paldau noch knapp 500 m mittleres und oberes Sarmatium ausgewiesen. In der Bohrung Petersdorf folgt den 370 Metern des unteren Sarmatium, ein 95 m mächtiges, tonig-sandiges mittleres Sarmatium, das regressiv Anzeichen aufweist. Von einer Gesamtmächtigkeit des oberen Sarmatium von 240 m sind im unteren Teil über 140 m karbonatisch entwickelt (biogene Kalke). Der Top des Sarmatium ist wieder tonig (HOHENEGGER et al., 2009: Tab. 2).

Waltersdorf hat ca. 230 m oberes Sarmatium, das auf über 400 m mittlerem Sarmatium liegt; das untere Sarmatium fehlt (siehe oben). Blumau 1 zeigt ebenso ca. 200 m oberes Sarmatium, während weiter südlich etwa 400 m oberes Sarmatium angetroffen wurde (Übersbach, Jennersdorf). In der Bohrung Übersbach liegt an der Basis des oberen Sarmatium eine Schotterserie von ca. 100 m, die mit dem „carinthischen Schotter“ verglichen wird. Darüber folgen hauptsächlich Tonmergel. Auch der oberste Abschnitt (ca. 100 m) ist durch Schotter, Sandsteine und Tone mit kohligen Schichten in Wechsellagerung gekennzeichnet (K.K. 571f.). Ähnliche Mächtigkeiten sind für Binderberg und Walkersdorf anzunehmen (700 m mittleres und oberes Sarmatium). Zur Bohrung Binderberg wäre anzumerken, dass sie in Folge zur Nutzung für die Therme Loipersdorf herangezogen wurde. Der zur Förderung genutzte Abschnitt (Meter 1.047 bis 1.117; ZETINIGG, 1992/1993: 129ff.) ist sandig-kiesig entwickelt und grobklastische Abschnitte des mittleren und oberen Sarmatium sind in Summe knapp 200 m mächtig (HARZHAUSER & PILLER, 2004: Abb. 7). In den Bohrungen Neuhaus (170 m) und Bachselten (33 m), die in einer Randeinbuchtung der Südburgenländischen Schwelle (Bereich Großpetersdorf) liegen, setzt die Sedimentation (vermutlich) mit dem oberen Sarmatium ein, wodurch die Absenkung dieses bisher stabilen Teils der Schwelle einsetzt.

Pannonium

In Abbildung 31 ist der weitere Wandel in der Beckenentwicklung während des unteren Pannonium dargestellt. Dazu ist in Erinnerung zu rufen, dass das Pannonium (ca. 11,6–7 Ma) in die Zonen A bis H unterteilt wird. Das untere Pannonium umfasst A, B und C, das mittlere Pannonium D und E, und das obere Pannonium F, G und H. Die beiden Teilbilder in Abbildung 31 würden somit Zone B und Zone C abdecken. EBNER & SACHSENHOFER (1991) geben für das Pannonium A eine Schichtlücke an. Das paläogeografische Kärtchen für das obere Pannonium ist in Abbildung 34 angefügt. Aus den Darstellungen kann man die Fortsetzung der sarmatischen Einengung des Beckenbereichs von Südwest im unteren Pannonium entnehmen. Auch die Fortsetzung der sarmatischen Tendenz der Nordverlagerung lässt sich in den Grundgebirgsbuchten feststellen. Das allgemein geringe Absenkungsgeschehen ($< 1 \text{ cm}/100 \text{ a}$) kommt im unteren Pannonium weiträumig zum Stillstand, was sich in der allgemeinen Geringmächtigkeit des Pannonium manifestiert. Für das mittlere Pannonium ist der Sedimentationsraum auf das Gebiet östlich vom steirisch-burgenländischen Grenzraum eingeengt. Das obere Pannonium liegt nur mehr auf der Schwelle bzw. im Bereich der Senke von Weiselbaum. So ergeben sich für den Zeitraum nach dem unteren Pannonium (ab ca. 10,5 Ma) eine rasche Ostverlagerung des Sedimentationsraumes und der Beginn der letzten Inversion des Steirischen Beckens.

Mit der Abschnürung der zentralen Paratethys von der östlichen Paratethys in den Südkarpaten findet der Wandel in das Stadium des „Pannensee“ statt. Der generelle fazielle Trend geht von limnisch-brackischen Verhältnissen in der Zone B zu wechselnden fluviatilen und limnischen Bedingungen in den folgenden Zonenabschnitten über (Abb. 31, 32). Für das Pannonium wurde eine moderne stratigraphische Gliederung erstellt, in der die überkommenen Bezeichnungen der einzelnen Schichtglieder größtenteils integriert und auch definiert sind (GROSS, 2003; Abb. 33).

Unteres Pannonium

Die Verbreitung der Zone B konnte durch die Aufnahme- und Erkundungstätigkeiten der 1950er und 1960er Jahre „fast lückenlos regional“ erfasst werden (K.K. 587). Von den slowenischen, östlichen Windischen Büheln (Lendavatal) und dem burgenländischen Grenzbereich heraufziehend, umrahmen die Ablagerungen als „geschlossener Gürtel“ die sarmatischen Hüllen der Festgesteinsinseln von St. Anna und Gleichenberg und ziehen von Feldbach weiter über das Gnasbachtal gegen Nordwest bis in das obere Stiefingtal (etwa bis Vasoldsberg; K.K. 579ff.). KOLLMANN (l.c.) unterschied das Pannonium B an der Südostflanke in zwei Schichtpakete: das untere weist in seltenen Aufschlüssen an der Basis ein geringmächtiges Sandpaket (wenige Meter mit *Melanopsis impressa*) auf, dem teils gut geschichtete, grünliche bis bläulichgraue Tonmergel als Hauptmasse folgen. Sie geben aufgrund der reichen Fossilführung (Congerien etc.) einen „der besten Leithorizonte“ ab. Das obere Paket ist lithologisch stärker differenziert. Zu den Tonmergeln treten auch Sandlagen und -schnüre sowie Schotterlinsen hinzu. Im hangenden Bereich nehmen die sandigen Anteile an Mächtigkeit zu (GROSS, 2003: 25). Lokal kommt es zu Lignitbildungen („Lignite von Paldau“). GROSS (2003) nennt für die Ligni-

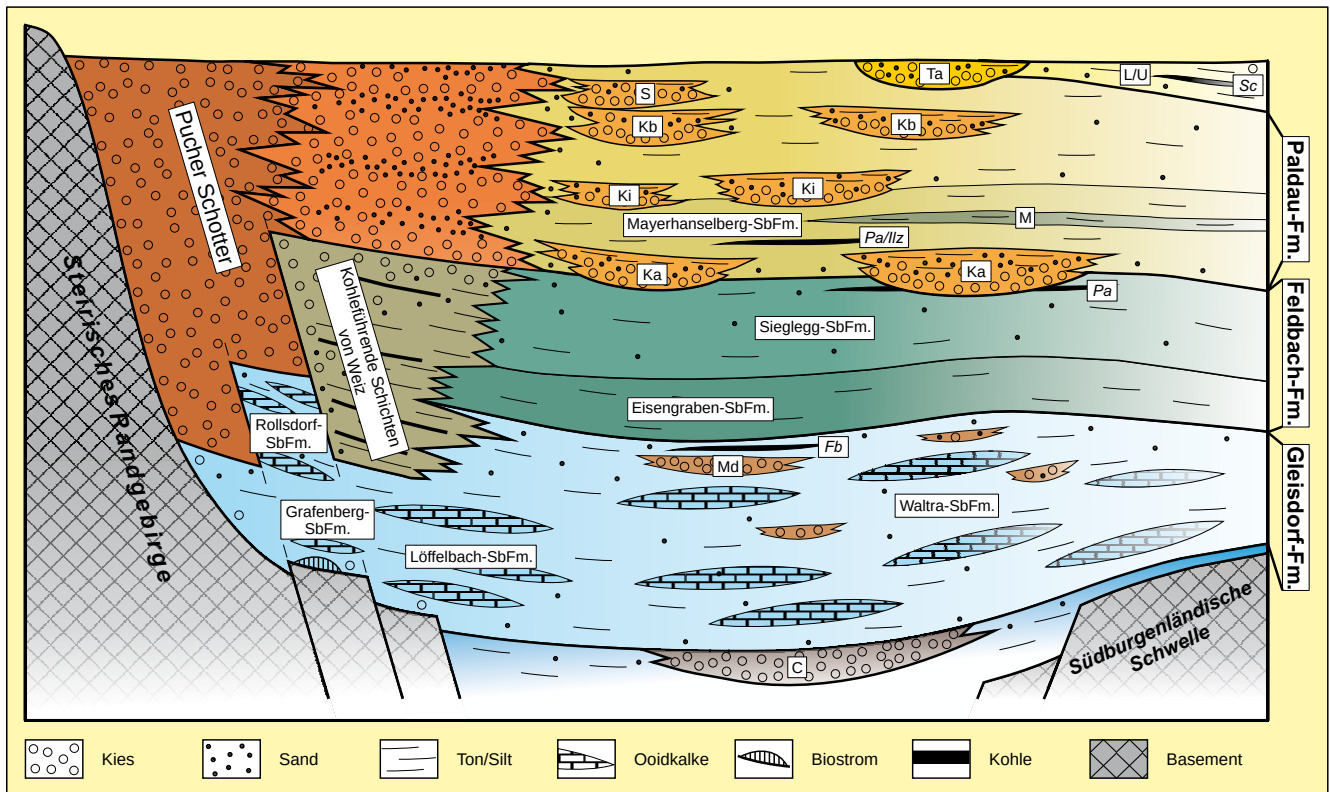


Abb. 33.
Die lithostratigraphische Abfolge in einem schematisierten NW-SE-Schnitt durch das Steirische Becken (oberes Sarmatium bis mittleres Pannonium; aus: GROSS, 2003: Abb. 2).
C: „Carinthischer Schotter“, Md: „Mühldorfer Schotter“, Ka: Kapfenstein-Subformation, M: Münzgraben-Bank, Ki: Kirchberg-Subformation, Kb: Karnerberg-Subformation, S: „Schemerl-Schotter“, Ta: „Taborer Schotter“, L/U: „Schichten von Loipersdorf und Unterlamm“, Fb: Kohle von Feldbach, Pa: Kohle von Paldau, Ilz: Kohle von Ilz, Sc: Kohle von Schiefer, Fm: Formation, SbFm: Subformation.

te im Hangendanteil jene vom „Hanna-Stollen“. Für den Raum Perlsdorf (südwestlich Feldbach) bemisst KOLLMANN die Mächtigkeit der beiden Pakete mit je 40 m, weiter südwestlich mit bis zu 120 m (K.K. 582). In der neuen Gliederung (Abb. 33) werden diese beiden Schichtpakete in der Feldbach-Formation zusammengefasst und für die zwei Teile wurden die Subformationen von Eisengraben (unten) und Sielegg (oben) eingeführt. Ein obertägiges Grenzprofil konnte nicht gefunden werden.

Am Nordrahmen wird die „Obere kohlenführende Serie von Weiz“ zur Zone B gezählt. Auch die randnahen Pucher Schotter setzen sich ins Pannonium fort. Vom Südrand des Gleisdorfer Sarmatsporns gegen Osten bis in den Raum Hartberg-Pinkafeld ist Zone B sowohl obertägig, teils als Erosionsrelikte, sowie durch Bohrungen erfasst worden. Es handelt sich wiederum um meist gut geschichtete Tone. Von Bad Tatzmannsdorf, wo Pannonium B auf die „Rechnitzer Schieferinsel“ greift, zieht es unter den jüngeren Schichten gegen Süden über Güssing in den Raabgraben. In diesem Abschnitt werden auch die größten Mächtigkeiten erreicht: Fürstenfeld Th 1: 190 m, Blumau: 86 m. Beide Bohrungen stehen in der Zone B. Ein erosiver Abtrag höherer Ablagerungen wäre zu überlegen, da in den benachbarten Bohrungen – nördlich wie südlich – die pannonische Schichtfolge noch weitergeht.

Das Pannonium C nimmt im zentralen Beckenbereich den Großteil der oberflächlich verbreiteten Pannonium-Sedimente ein. Gegen Osten überlagern die jüngeren Zonen. KOLLMANN unterschied – dabei häufig auf WINKLER (1927)

zurückgreifend – in den „lithologisch reich gegliederten Ablagerungen“ mehrere Schichtglieder (Kapfensteiner Schotter bis Schemerl Schotter mit jeweiligen Zwischenreihen, K.K. Taf. 2). Diese sind jetzt als Subformationen der Paldau-Formation eingegliedert (GROSS, 2003: 29ff. sowie Abbildung 33). In den vorwiegend aus Sanden, Kiesen und kalkfreien Tönen bestehenden fluviatilen und limnischen (?deltatischen) Ablagerungen des Pannonium C („Zwischenserien“) schalten sich flächenhaft die Schotterhorizonte ein, die für KOLLMANN Verlandungsphasen repräsentieren (K.K. 587). Er sieht in den verschiedenen, kartierbaren Schotterniveaus jeweils den Neueinsatz eines Sedimentationszyklus. Die Zyklizität (fluviatile Schotter – Pflanzen führende Tone (z.T. mit Kohleflözchen) – limnische Tone und Sande) wird mit wiederholten Vor- und Rückzügen des Pannonsee in Verbindung gebracht. Ein deltaischer Übergang in den Pannonsee wird im Bereich der Südburgenländischen Schwelle vermutet (GROSS, 2003: 34). Auch die Bildung von Kohlelagen (z.B. ehemaliger Bergbau von Ilz-Mutzenfeld, 1 m mächtiges Lager) und Kohleschmitzen setzt sich in der Zone C fort.

Generell zeigen die genannten Schotterniveaus eine Kornvergrößerung und Mächtigkeitszunahme von Süd nach Nord. Der bis faustgroße Geröllbestand besteht hauptsächlich aus Kristallingesteinen und Quarz; es treten auch Sandsteine und untergeordnet Karbonate auf. Die Matrix ist sandig. Die randlich am weitesten ausgreifenden Grobklastika, werden dem ersten Zyklus (Kapfensteiner Niveau) zugezählt (K.K. 588f.). Sie finden sich sowohl am Süd-

ostrand (Gleichenberg–Kapfenstein) und am Südwestrand, als auch in den Grundgebirgsbuchten im Norden, wie bei Graz (hier ohne Unterlagerung der Zone B) und im Raum Friedberg–Pinkafeld. Sie liegen zumeist erosiv dem Pannonium B (Feldbach-Formation) auf. Die nächsthöheren Niveaus nehmen sukzessive kleinere Räume ein. Die „Schermerl-Schotter“ konzentrieren sich auf die Umgebung von Nestelbach (ca. 9 km südwestlich von Gleisdorf).

An Mächtigkeitsangaben zu den einzelnen Schichtgliedern lassen sich folgende zusammenfassen (GROSS, 2003): Paldau-Formation: 100–160 m; Kapfenstein-Subformation: 20–40 m; Zwischenserie bei KOLLMANN: 50–80 m (jetzt Mayerhanselberg-Subformation: 40–50 m); Kirchberg-Subformation: 20–30 m; Karnerberg-Subformation: > 15 m. Für die Bohrung Übersbach werden 160 m für das Pannonium C angegeben, in Paldau 1 erreichen Zone B und C 143 m. Die Bohrung Binderberg hat – mit einem vermutlich geringmächtigen Anteil von Zone D – 358 m unteres Pannonium. Unter Berücksichtigung der ca. 80 m für Zone B, ergibt sich etwa die oben angegebene Maximalmächtigkeit von 160 m (oder darüber hinaus) für die Zone C. Die größte Gesamtmächtigkeit des unteren Pannonium wird für die Bohrung Litzelsdorf mit 396 Metern angegeben; ähnliches ist für die Bohrung Stegersbach Th 1 anzunehmen (E&S Tab. 2).

Mittleres Pannonium

Der Rückzug des Sedimentationsraumes im mittleren Pannonium (D, E) auf den östlichen Bereich wurde bereits genannt, wobei die Westbegrenzung vom Gebiet östlich von Fehring (Schiefer) über Fürstenfeld in den Stegersbacher Raum verläuft. Die mittelpannonen Ablagerungen bestehen aus Wechsellagerungen von bunten Tonen und Sanden, denen untergeordnet Kieslagen eingeschaltet sind. Sie werden als Schichten von Loipersdorf und Unterlamm bzw. als Stegersbacher Schichten bezeichnet (Abb. 30). Eine Unterscheidung der beiden Zonen ist kaum möglich (K.K. 597). In den höheren Anteilen schalten sich wiederum geringmächtige (70–80 cm) Kohleflöze ein (Abb. 33; Lignit von Schiefer, Hendorf etc., K.K. 598), die vorübergehend auch abgebaut wurden. Fossilmäßige Einstufungen sind selten (Zone D im Bereich Stegersbach–Litzelsdorf; nach PAPP, 1985: 74: Zone E).

Aus Bohrungen sind Mächtigkeiten des mittleren Pannonium von 100 m (Litzelsdorf) bzw. 134 m (Jennersdorf) bekannt. Die Bohrung Stegersbach Th 2 ist in den oberen 84 Metern kiesig-sandig dominiert und in den folgenden 46 Metern wechsellagern Sande mit schluffigen Sanden (BÖCHZELT & GOLDBRUNNER, 2000). Die Bohrungen Bachselten und Neuhaus in jener Bucht, die bereits im Zusammenhang mit der im Sarmatium beginnenden Absenkung der Südburgenländischen Schwelle genannt wurde, weisen Gesamtmächtigkeiten des Pannonium (inklusive oberpannone Anteile) von 544 bzw. 587 Metern auf. SAUERZOPF (1952: 7) schätzt für diesen Senkungsraum etwa 300 m unteres Pannonium und 150 m mittleres Pannonium an, d.h. die Entwicklung entspricht etwa jener im westlich davon liegenden Gebiet Stegersbach–Litzelsdorf. Auf der Südburgenländischen Schwelle südlich vom Rechnitzer Fenster (Bohrung R 3: 70 m, R 4: 60 m) und südwestlich des Eisenberger Aufbruchs (SB 01: 33 m) setzt die Sedimentation erst mit dem mittleren Pannonium ein (E&S l.c.).

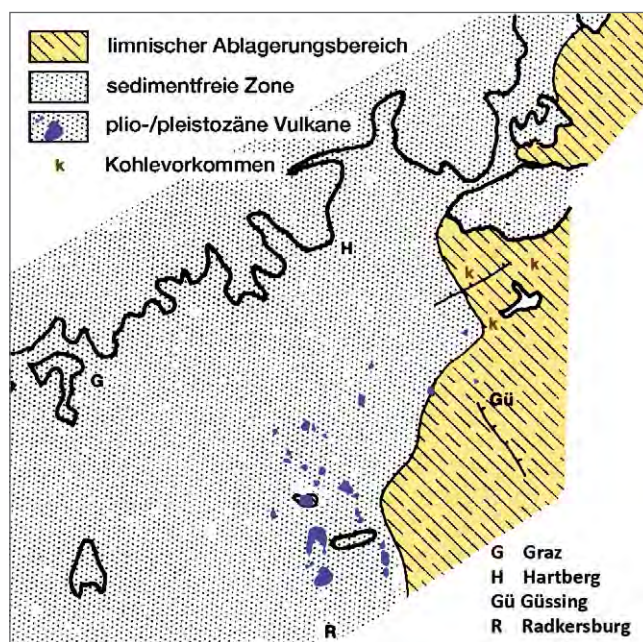


Abb. 34. Paläogeographische Karte des oberen Pannonium (nach EBNER & SACHSENHOFER, 1991).

Oberes Pannonium

Das obere Pannonium (Verbreitung in Abb. 34) wird wiederum durch einzelne, nach Lokalnamen bezeichnete Schichtglieder repräsentiert. Eine durchgehende bzw. eindeutige Verfolgung der Schichtglieder ist bislang nicht erfolgt, da ausgesprochene Leithorizonte (wie im Pannonium B) weitgehend fehlen. Der Fossilbefund ist gebietsweise und in einzelnen Horizonten bekanntlich sehr dürftig. Auch wird auf entsprechenden geologischen Karten keine Abgrenzung zum mittleren Pannonium ausgewiesen (vgl. Geologische Karte 1:50.000, Blatt 167 Güssing (HERRMANN et al., 1993), die Pannonium D bis F ausscheidet). Aufgrund dieser Datenlage wurde in der Kartenbeilage auf eine Grenzziehung verzichtet. Die Beschränkung des oberen Pannonium auf dem näheren Bereich des Schwellengebietes und östlich davon, wurde bereits festgestellt. Mit fortgesetzter Absenkung der Schwelle kommt auch erst oberes Pannonium dem Grundgebirge direkt zum Aufliegen (z.B. Bohrung R 1, 167 m), teils auch erst das jüngere obere Pannonium (R 5, 80 m). Das westliche Grenzgebiet wird somit zum Randfaziesraum oder aus anderer Sicht tendenziell zu einer Randbucht des Pannonischen Beckens (nach NEBERT (1979) ab dem oberen Pannonium). Die Mächtigkeit des oberen Pannonium nimmt gegen Osten rasch zu (Edlitz 1: ca. 345 m, Güssing 1: 455 m) und dieses Gebiet gehört schon zum eigentlichen (West) Pannonischen Becken („Raabgraben“). Meist sind in den Bohraufschlüssen alle drei Zonen (F, G, H) ausgewiesen.

Zum Westrand der Schwelle können – ausgehend vom Steirischen Becken – folgende Angaben zum oberen Pannonium gemacht werden: Die im burgenländisch-steirischen Grenzgebiet südlich der Raab mächtig auftretenden Schotter sind als Taborer Schotter (nach dem Flurnamen Tabor (mit Schloss) im Burgenland, scharf an der Landesgrenze) bekannt. Sie sind von Quarzgeröllen (bis nussgroß) dominiert und wechsellagern mit feinkörnigen Sedimenten. KOLLMANN (1965: 598f.) stellt sie in die Zone G, wes-

halb sie dem mittleren Pannonium (Schichten von Unterlamm) mit einer Schichtlücke in der Zone F auflagern. Sie verlieren gegen Nordost deutlich an Mächtigkeit bzw. fehlen vielfach nördlich der Feistritz.

Die Schichten von Jennersdorf, welche die Taborer Schotter überlagern, sind eine tonige Serie mit auffällig blau-grüner Färbung und werden 150 m mächtig (E&S 53). Sie sind im Hügellgebiet nördlich Jennersdorf charakteristisch ausgebildet (K.K. 599). Die nahe gelegene Bohrung Binderberg weist kein oberes Pannonium auf. In der Bohrung Jennersdorf (239 m für Zone F und G) ist jene Schichtlücke in der Zone F nicht ausgewiesen; sofern bleiben 90 m für die Zone F, die noch nicht weiter gekennzeichnet sind. SAUERZOPF bezeichnet die „fossilleere“ Zone G, also den höheren Jennersdorfer Schichten entsprechende Ablagerungen, als „...meist einförmig tonig-sandig“ (SAUERZOPF, 1952: 3).

Die Zone F besteht nach ZORN (2000: 27) aus einem basalen „Congerierschnäbelhorizont“, dem Sande und Schluffe mit teils lignitischen Einlagerungen folgen. Weiters wird für die Zone F eine regressive Phase mit starkem Süßwasserzufluss von Westen verzeichnet (PAPP, l.c.). Die „Congerierschnäbelhorizonte“ (Oberdorf, nordöstlich von Litzelsdorf) folgen den Stegersbacher Schichten und für SAUERZOPF sind sie „sehr weit verfolgbar“ (SAUERZOPF, l.c.). Darüber folgen die Tone und Sande mit Ligniten von Oberneuberg (RÖGL & STEININGER, 1989: 292). EBNER & SACHSENHOFER nennen für den Raum südlich Riedlingsdorf-Oberschützen (südlich Pinkafeld) ein maximal 200 m mächtiges oberes Pannonium, bestehend aus Schluffen, Feinsanden und Quarzkleinschottern (E&S 53).

Im Bereich der Schwelle und am Ostrand zum Westpannonischen Becken wurden in den 1950er bis 1970er Jahren kohlengologische Untersuchungen durchgeführt. Dies führte mitunter zur Abteufung der bereits herangezogenen Bohrungen (R 4 etc. und Cf-Strukturbohrungen). NEBERT (1979) hat die Kenntnisse zu diesem Gebiet sowie unter Heranziehung der Ergebnisse der Forschungen auf ungarischem Gebiet in einer Arbeit zu den Lignitvorkommen des Südostburgenlands zusammengefasst. Für NEBERT lässt sich die Gliederung des westungarischen oberen Pannonium auf das angrenzende österreichische Gebiet übertragen (NEBERT, 1979: 155) und er bezieht sie auch auf den Ostrand des Steirischen Beckens.

Die lithostratigraphische Gliederung (nach JASKÓ, 1975, vgl. NEBERT, 1979: Tab. 1) unterscheidet drei Einheiten: eine Ton-Sandfolge (op 1), die den unteren Anteil von Zone F umfasst, eine Lignitfolge (op 2; oberer Teil von Zone F und unterer Teil von Zone G) sowie eine Sandfolge mit Lignitlagen (op 3; Zone G (oben) und H). Die zeitliche Einstufung in die Zonen wird von NEBERT als Versuch gewertet (NEBERT, 1979: 150, siehe auch RÖGL & STEININGER, 1989). Die Gliederung zeigt sich auch in der Zweiteilung in einigen Bohrprofilen (E&S Taf. 2), wobei der höhere Teil der Sandfolge (op 3) entspricht.

Die Schichtabfolge hat folgende – aus dem ungarischen Gebiet gewonnene – allgemeine Charakteristik:

- Die liegende Ton-Sandfolge wird mit 200 m Mächtigkeit angegeben und ist im Arbeitsgebiet von NEBERT obertägig nicht aufgeschlossen.

- Der nachfolgende Lignitkomplex (150 m) besteht aus einer Wechsellagerung von Sanden, sandigen Tonen und Tonen. Karbonatisches und grobklastisches Material fehlen, jedoch sind Kohleschichten in unterschiedlichen Niveaus und wechselnden Mächtigkeiten eingelagert. Obertägig ist diese Folge nur selten zu erfassen. Von wirtschaftlicher Bedeutung waren die Kohlen von Torony (westlich Szombathely), mit denen die Vorkommen von Höll und Deutsch-Schützen verglichen werden (NEBERT, 1979: 153). Auch wird ein zeitlicher Vergleich mit jenen von Zillingdorf und Neufeld gezogen.
- In der hangenden Sandfolge (200 m, Sande und sandige Tone) finden sich noch wenige unbedeutende Lignitlagen. Gebietsweise sind im obersten Abschnitt Feinschotter typisch, die auch mit den Silberberg-Schottern verglichen werden. In der stratigraphischen Tabelle (PILLER et al., 2004) werden letztere jedoch jünger eingestuft, nämlich als „Pre-basaltic Gravel“ (Abb. 30, siehe unten). In verschiedenen Aufschlüssen sind die teils glimmerreichen Sande mittel- bis feinkörnig, auch tonig, bzw. mit tonigen Zwischenlagen. Die Schichtung kann mäßig bis gut ausgebildet sein, auch Kreuzschichtungen werden festgestellt.

Aus einigen Aufschlüssen und aus den Bohrungen im engeren Schwellenbereich, d.h. in den eigentlichen Hochzonen (z.B. Rechnitz, Eisenberg), wurde ein charakteristischer Schotter an der Basis von op 3 („Basalschotter“) festgestellt, der teils direkt dem Grundgebirge aufliegt und von Quarzgeröllen dominiert ist, die Faustgröße erreichen können. Die Matrix ist sandig. Sie sollen den Taborer Schottern entsprechen (NEBERT, 1979: 160). In der Bohrung R 4, die NEBERT in der räumlichen Gliederung am Ostrand des Steirischen Beckens gelegen betrachtet, wurde zwischen Bohrmeter 40 und 80 ein vergleichbares Schotterpaket angefahren. Ansonsten sind die, in dieser Bohrung durchteuften Schichten, recht eintönig. Sie bestehen hauptsächlich aus Mergeln und Tonmergeln, denen Tone, Sande und Feinschotter zwischengeschaltet sind (128 m oberes Pannonium, das noch von 60 m mittlerem Pannonium unterlagert wird). Obertägig wird das Verbreitungsgebiet des oberen Pannonium weitgehend von dieser obersten Folge (op 3) aufgebaut. Lediglich in der Bohrung Güssing 1 werden die vom ungarischen Gebiet gewonnenen Mächtigkeitsangaben erreicht (455 m oberes Pannonium; ohne Unterlagerung von älteren neogenen Sedimenten).

Zuletzt sind noch einige geologische Besonderheiten zu nennen, die der Zone H zugerechnet werden. Es sind dies die Vorkommen von Süßwasseropal (Opalit) am Csaterberg sowie von Süßwasserkalken, ebenfalls in der Umgebung Kohfidisch und Kirchfidisch, sowie nördlich davon, bei Hannersdorf (ZORN, 2000: 28). Sie wurden vielfach mit den Süßwasserbildungen im Wiener Becken (Eichkogel) verglichen.

Pliozän–Pleistozän

Im südöstlichen Vulkangebiet finden sich noch jüngere Bildungen des Neogen, die mit der alkalischen Phase des Pannonischen Magmatismus zu verbinden sind (siehe oben, Kapitel 2.2.2 – „Das Steirische Becken“). Als Haupttypen treten Basalte (Nephelinbasanite, Tephrite),

Nephelinite (als Lavadecken und Schlacken) und basaltische Tuffe und Tuffite (mit Mantelxenolithen) auf. Weiters sind feinklastisch-limnische Bildungen bekannt, die als Maarsedimente („Kraterseen“) beurteilt werden (GROSS, 2003: 52f.). Wichtige vulkanische Zentren mit Basalten und Laven finden sich bei Klösch, Straden und Stein. Vulkanoklastisch-pyroklastisch-phreatomagmatische Bildungen sind die auch touristisch bekannten Aufbauten der Riegersburg und bei Kapfenstein. Weitere landschaftsprägende vulkanoklastische Hügel sind der Schloßberg von Güssing und der Basalttuff des Kalvarienbergs von Tobai (ZORN & FRITZ, 2000). Der Zeitraum dieser vulkanischen Phase wurde zwischen 3,7 und 1,7 Ma datiert (BALOGH et al., 1994), womit sich ein sedimentationsfreier Zeitraum von ca. 3,5 Ma ergibt. Dies entspricht der Gesamtdauer des Badenium oder $\frac{3}{4}$ des Pannonium. Klastische Bildungen, die mit den Vulkaniten in räumlich-sedimentärer Beziehung stehen, werden als „Pre- and Post-basaltic gravel“ bezeichnet.

3.2.5 Das Becken von Oberpullendorf

Das Becken von Oberpullendorf – auch „Landseer Bucht“ bezeichnet – zählt zu den geologisch verhältnismäßig wenig untersuchten Gebieten Österreichs. So sind nur drei Tiefenbohrungen, die den Beckenuntergrund auf-

geschlossen haben, abgeteufelt worden: Kroatisch Minihof (ÖMV 1981, ET 754 m) und die Thermalwasserbohrungen Lutzmannsburg 1 und 2 (1990, ET 951 m; 1999, ET 813 m). Strukturbohrungen wurden keine durchgeführt. Einige seichte Bohrungen dienten zu Wassererschließungen. Im angrenzenden ungarischen Gebiet finden sich zumindest einige Bohrungen, die zusätzliche Aufschlüsse zur Sedimentationsgeschichte liefern. Abbildung 35 zeigt den strukturellen Bau des präneogenen Untergrundes.

Der Bau des Oberpullendorfer Beckens und seine neogenen Sedimente zeigen neben dem breiten Übergang zum Pannonischen Becken im Osten weitere Zusammenhänge an den Grundgebirgsrändern zum Mattersburger Becken im Norden und im Südosten über den sogenannten „Tertiärkorridor von Grodnau-Holzschlag“ (E&S 80) zur Friedberg-Pinkafelder Bucht des Steirischen Beckens. Die Grundgebirgsumrahmung des Beckens bilden das Soproner Bergland (Brennberg) im Norden, die Bucklige Welt im Westen und das Günser/Rechnitzer Gebirge im Süden. Sowohl die Umrahmung als auch der Untergrund setzen sich aus Ostalpinen Einheiten des Semmering/Wechselsystems und dem Penninikum der Rechnitzer Einheit zusammen. Das Relief des „prätertiären“ Untergrundes zeigt ein generelles Absinken gegen Osten, größere Brüche streichen NE-SW mit Sprunghöhen bis knapp 1.000 m. Die maximale Tiefe wird auf österreichischem Gebiet im Raum Deutsch-

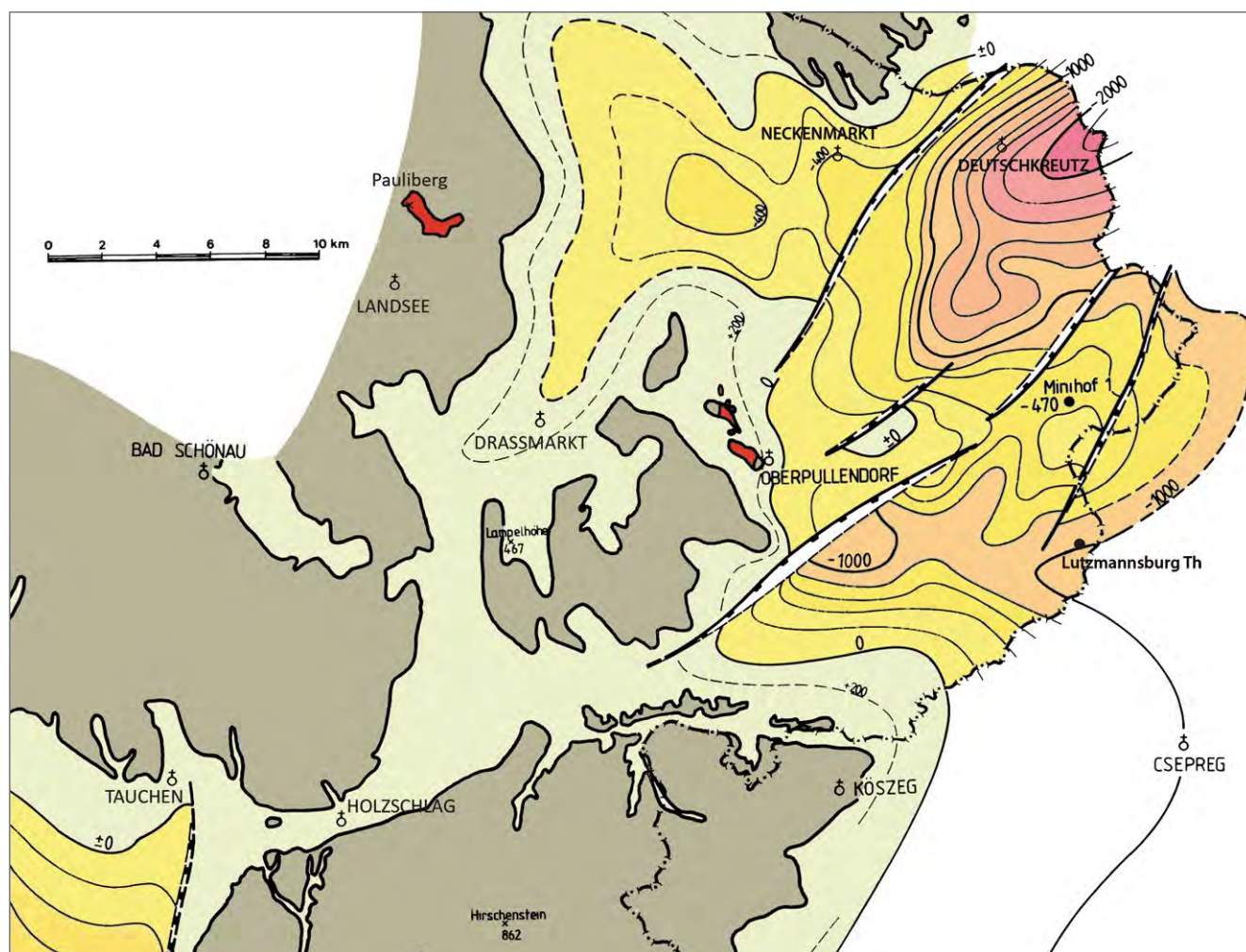


Abb. 35.
Strukturkarte des Untergrundes des Beckens von Oberpullendorf (Kröll, 1988; Ausschnitt).

kreutz-Nagyecenk (Großzinkendorf) mit über 2.000 m erreicht. Es handelt sich um eine lokale Senke, der sich östlich eine kleinere Hochzone (Pinnje) anschließt. Eine weitere Tiefzone befindet sich im Raum Lutzmannsburg. Im Westen ist das Becken generell seicht (KRÖLL, 1988). Strukturell ist das Oberpullendorfer Becken – zumindest für die jüngere Phase des Pannonium – eine Randbucht des Westpannonischen Beckens.

In der Beckenentwicklung sind folgende Strukturelemente von Bedeutung:

- initiale Einbruchsgebiete am Alpenostrand;
- die Fortsetzung der Südburgenländischen Schwelle gegen Nordost über die Kristallingebiete südwestlich Oberpullendorf–Brennberg–Ruster Hügelland. Das Becken lässt sich in ein westliches Teilbecken (Draßmarkter Becken) und einem Beckenostteil untergliedern. Ob die Abgrenzung durch die Südburgenländische Schwelle (NEBERT et al., 1980: 44) oder den Stoober Verwurf (E&S 80) gebildet wird, ist nicht geklärt. Die von KÜPPER (1957: Tafel 12) gezeichnete tektonische Linie (entspricht dem Stoober Verwurf) ist im Abschnitt zum Mattersburger Becken genannt;
- die Exhumation des Rechnitzer Penninikums, d.h. das Herausheben von tieferen geologischen Einheiten durch eine tektonische Entfernung von überlagernden Schichten (siehe Steirisches Becken);
- die vulkanischen Aktivitäten (Pauliberg und Stoob/Oberpullendorf) im unteren Pannonium (radiometrische Alter zwischen 10,05 und 11,5 Ma (BALOGH et al., 1994: 59) sowie
- die Einbeziehung des Beckens in die Bildungsphase des Westpannonischen Beckens ab dem mittleren Pannonium.

Ottnangium–Karpatum

Die älteren Anteile der sedimentären Entwicklung sind gebirgsrandnahe Ablagerungen. Das Ottnangium ist durch die „Auwaldschotter“ vertreten. Es handelt sich um fluvial-grobklastische Bildungen, wobei die Unteren Auwaldschotter aus Kristallingeröllen in sandig-kiesiger Matrix bestehen. Die Oberen Auwaldschotter zeichnen sich durch das Hinzutreten von kalkalpinen Komponenten aus. Im Liegenden der Auwaldschotter treten als lokale Bildung – dem Ödenburger Kristallin auflagernd – die Süßwasserschichten von Brennberg mit den basalen Brennberger Glanzkohleflözen auf. Die mehr als 300 m mächtigen Auwaldschotter finden sich aufgeschlossen im Bereich Siegraben–Brennberg sowie am Westrand des Draßmarkter Teilbeckens bei Weingraben. Zum Karpatum wird der „Brennberger Blockstrom“ gerechnet (ZORN, 2000: 16f.). Er gilt als Äquivalent der Sinnersdorf-Formation (siehe oben). Der im Bereich Siegraben–Brennberg flächenhaft verbreitete, bis 150 m mächtige Blockschotter stellt eine terrestrische (Schlammströme, mit Auftreten von bis zu 2 m² großen Blöcken in gelber Schotter-Sand-Tegel-Grundmasse), untergeordnet fluviale Bildung dar. Das Gesteinsmaterial weist auf ein lokales Einzugsgebiet hin. Zur Verbindung in das Mattersburger Becken, siehe oben. Am Westrand des Draßmarkter Teilbeckens erreicht die Sinnersdorf-Formation Mächtigkeiten bis zu 200 m. Sie besteht aus Kristallinschuttmaterial in roter Matrix, die im Hangenden in rhyth-

mische Ablagerungen von Blockschutt, Schottern und Sanden übergehen. Die Ablagerungen ziehen entlang des Grundgebirgsrandes über die Einsenkung bei Holzschlag-Grodnaus ins Steirische Becken.

Aus den Bohrungen Kroatisch Minihof und Lutzmannsburg werden Mächtigkeiten des Ottnangium/Karpatum mit 317 bzw. 485 m angegeben. Die Basis der Bohrung Minihof ist mit den limnischen Süßwasserschichten des Brennberggebietes äquivalent (E&S 80). Bohrung Lutzmannsburg zeigt eine grobklastische Entwicklung im Karpatum mit Mittel- bis Grobkiesen in toniger Matrix (GOLDBRUNNER, 1993c: 217). Über die sonstige Verbreitung des Ottnangium/Karpatum im Untergrund fehlen weitere Hinweise. In den Bohrungen im ungarischen Grenzraum ist kein Karpatum verzeichnet. Dies würde zur Auffassung von FUCHS (1980b: 457) passen, dass dort ein Liefergebiet für die Ruster Schotter gewesen wäre (vgl. Mattersburger Becken). Auch die, im Abschnitt zum Mattersburger Becken angesprochene Möglichkeit eines eigenständigen präbadischen Sedimentationsraumes, könnte dadurch gestützt werden.

Anmerkung: Zwischen den Auwaldschottern und dem Brennberger Blockschotter lagern die teils mächtigen Süßwassersedimente der Hochriegelschichten (limnische, Pflanzen führende Sande, Tegel und Tone mit Lignitschmitzen). Untersuchungen von BACHMAYER et al. (1991) sowie von DRAXLER & ZETTER (1991) legen ein badenisches Alter der Hochriegelformation nahe! Diese grundlegende Fragestellung der Alterseinstufung der Sedimente hätte im Zusammenhang mit der Lagebeziehung weitreichende Konsequenzen, da dadurch natürlich auch die hangenden Blockschotter als jünger einzustufen wären. Eine vergleichbare Situation wurde oben bezüglich der Eibiswalder Schichten festgestellt. Weiters bestehen zum Gebiet Siegraben–Brennberg, dem Grenzbereich von Oberpullendorfer und Mattersburger Becken, unterschiedliche Auffassungen. PASCHER (1991: 48; ebenso KÜPPER, 1957: 65; siehe oben) sieht darin – M. VENDEL folgend – einen horstartigen Kristallinrücken, der ab dem Badanium zur Abtrennung der beiden Beckenbereiche führte. Dagegen transgrediert nach TOLLMANN (1985: 533) das Badenmeer von Nord, dem die weitere Ausweitung des Sedimentationsraumes gegen Süd im Sarmatium folgt. Ein zusätzlicher Diskussionspunkt findet sich in der Literatur mit der sogenannten Rabnitz-Formation (NEBERT et al., 1980: 88ff; BACHMAYER et al., 1991): Im Südteil des Draßmarkter Teilbeckens treten feinsandig bis grobschotterige, fluviale Ablagerungen im Hangenden des Sarmatium auf, die dem Dacium (Pliozän) zugeordnet wurden (WINKLER-HERMADEN, 1962). Sie sind in der Geologischen Karte des Burgenlandes (1999) jedoch nicht ausgewiesen. Diese Anmerkungen sollten einen Eindruck von den Unsicherheiten in der geologischen Erfassung dieses Gebietes vermitteln.

Badanium

Badenische Sedimente treten in einem Streifen am Nordrand des Beckens zutage, wobei sie Auwaldschotter/Blockschotter diskordant überlagern (ZORN, 2000: 22). Es handelt sich grundsätzlich um flachmarine Bildungen. Als ältestes Schichtglied konnte Obere Lagenidenzone festgestellt werden (MOSTAFAVI, 1978). Größere Verbreitung finden die mittelbadenischen (Sandschalerzone) Ritzinger

Sande, meist gelbliche, untergeordnet weiße Feinsande. An der Basis der Ritzinger Sande treten einzelne Kohlelagen auf, ansonsten zeigen sich Konglomerat-, Kies- und Schotterlagen als Einschaltungen. Weitere badenische Sedimente liegen als konglomeratische Kalke, Kalksande, Sandsteine sowie Tegel vor. Auch die höhere Zone (*Bulimina-Bolivina*) ist fossilbelegt (ZORN, 2000). Im Bereich östlich von Ritzing treten Leithakalke auf, die gegen Osten zu (im Raum Sopron) größere Verbreitung finden. Ein lokaler Trend kann von West nach Ost festgestellt werden, der von gröber- zu feinerkörnigen Sedimenten und einer Zunahme der karbonatischen Bildungen führt. KÜPPER (1957: 65) gibt die Mächtigkeit des Badenium mit ca. 300 m an.

In den oben genannten Bohrungen ist ab dem Badenium bis in das Pannonium eine Schichtlücke vorhanden, wogegen in den ungarischen Bohrungen badenische Sedimente meist vorhanden sind und in einem Tiefbereich (bei Csapod) schon über 800 m erreichen. Dies kann als Hinweis auf eine komplexe Strukturgeschichte des Westpannonischen Grenzraumes, des Raabgrabens, auch im Zusammenhang mit der Bildung des Rechnitzer Fensters gesehen werden. In den Bohrungen von Lutzmannsburg bildet das Penninikum den Untergrund, in Minihof das austroalpine Kristallin.

Sarmatium

Sarmatische Ablagerungen sind weitverbreitet im Westen und Süden des Oberpullendorfer Beckens. Im Süden überlagern sie Rechnitzer Einheit. Am Nordrand überlagert das Sarmatium in einem schmalen Streifen die Sedimente des Badenium. Im nördlichen Bereich besteht das Sarmatium überwiegend aus Tegeln mit Einschaltungen von Sanden und Kalksandsteinen (östlich Neckenmarkt). Es zeigen sich faziell kleinräumig wechselnde Bedingungen, da bereichsweise auch Kiese und Sande sowie kalkige Sedimente gegenüber den Feinklastika dominieren (SCHROFFENEGGER et al., 1999: 28). Das im Draßmarkter Teilbecken weitverbreitete Sarmatium besteht vorwiegend aus feinsandigen Tegeln und gelben bis weißen Sanden. Eine Mächtigkeit des Sarmatium von ca. 60 m wird für den südlichen Beckenbereich genannt und es sollte in diesem Teilbereich auch die ausschließliche Beckenfüllung darstellen (ZORN, 2000: 24f.). Brunnenbohrungen zur Mineralwassererschließung („Waldquelle“) in Kobersdorf ergaben eine über 250 m mächtige Wechsellagerung von Tonen, Schluffen, Sanden und Kiesen, mit lignitischen Einschaltungen im unteren Abschnitt. Auch hier am Nordwestrand könnte die gesamte Abfolge zum Sarmatium gehören. Aufgrund der Ausbildung der Sedimente kann grundsätzlich ein Flach- und Stillwasserbereich während des Sarmatium angenommen werden. Im ungarischen Grenzraum ist das Sarmatium häufig fehlend oder geringmächtig (wenige Zehnermeter).

Pannonium

Mit dem Pannonium setzt die eigentliche Absenkungsentwicklung des Westpannonischen Beckens ein. Pannonische Sedimente bedecken östlich einer Linie Lackenbach–Oberpullendorf–Frankenau weitflächig das Becken. Hinweise auf unteres Pannonium wurden im Gebiet von Ritzing gewonnen (KÜPPER, 1957: 33). Das obere Pannonium nimmt sicherlich einen großen Teil der Oberfläche

ein. Entsprechend der Absenkung nehmen die Sedimentmächtigkeiten von West nach Ost bedeutend zu. Im Raum Neckenmarkt kann mit einer Mächtigkeit von ca. 50 m gerechnet werden (SCHROFFENEGGER et al., 1999: 315), nicht unweit davon (Horitschon) mit mehr als 180 m (KÜPPER, 1957: 33). In den Bohrungen Minihof und Lutzmannsburg wurden 396 m respektive 446 m durchörtet und die pannonen Ablagerungen setzen im mittlerem Pannonium ein (E&S Tab 2). Nach GOLDBRUNNER ist in der Bohrung Lutzmannsburg das tiefere Pannonium in kiesiger Ausbildung nur 13 m mächtig, die hangenden 450 m sind feinklastisches oberes Pannonium (GOLDBRUNNER, l.c.). Im ungarischen Grenzraum sind die jüngeren Pannonium-Sedimente ebenfalls häufig mächtiger als das tiefere Pannonium. Etwa 15 km östlich der Grenze (Csapod) erreicht das Pannonium bereits ~2.000 m mit ca. 1.000 m jüngerem Pannonium.

Die pannonen Sedimente zeigen eine räumlich diversifizierte Ausbildung, wobei die zeitliche Einstufung schwer fassbar ist. Im Stoober Raum dominieren feine bis grobe, weiße fluviatile Quarzsande (Sand-Feinkies-Serie/weiße Basissande nach WINKLER-HERMADEN, 1962: 171), denen Kiese und Schotter, aber auch Tone (Töpfertone) eingeschaltet sind. Im nördlichen Beckenbereich ist das basale Pannonium stärker tegelig/tonmergelig ausgebildet (ZORN, 2000: 27). Höhere Anteile zeichnen sich durch ihre gröberklastische Ausbildung (Grobschotter, Kies, Sand und Ton; WINKLER-HERMADEN, 1962: 171) aus. Obgleich das Pannonium nur geringe Fossilführung aufweist, scheint die bekannte Schichtlücke mit dem Fehlen von Pannonium A auch hier vorzuliegen (TOLLMANN, 1985: 555).

Die neogenen Vulkanite (Basalte) beschränken sich auf die Vorkommen am Pauliberg (im Kristallin) und im Bereich Stoober/Oberpullendorf. Die Bildungsalter von 11,5 bzw. 11,1 Ma wurden erst in jüngerer Zeit radiometrisch erfasst (BALOGH et al., 1994). Zu früheren unterschiedlichen Alterseinstufungen aus geologisch-sedimentologischen Gesichtspunkten siehe TOLLMANN, 1985: 556; BALOGH et al., 1994: 65) Die Hochschaltung des isolierten Sarmatium-Vorkommens am Osthang des Pauliberges auf 500 m. ü. A. lässt sich aus dem jüngeren Magmenaufstieg erklären. Ein Zusammenhang der magmatischen Aktivität mit Aktivitäten am Stoober Verwurf scheint naheliegend (SCHROFFENEGGER et al., 1999: 29f.) – Bewegungen, die in ihrer Wirksamkeit den westlichen Beckenbereich von der pannonen Absenkung abkoppeln.

3.2.6 Zum Seewinkel und dem Nordabschnitt des Westpannonischen Beckens

Die großtektonischen Voraussetzungen und geologischen Abläufe, die zur Bildung des Pannonischen Beckensystems führten, wurden in Abschnitt 1.2.3 beleuchtet. Die Abbildungen 5 und 12 geben Einblick in die Verteilung der Beckengebiete und in die Geologie des Untergrundes. Der Bezug der inneralpinen Becken zum Pannonischen Becken („Extrusion“) wurde mehrfach hergestellt, wie auch bereits Anteile des Westpannonischen Beckens in Österreich behandelt wurden. In nomenklatorischer Hinsicht wurde bisher der in der österreichischen Literatur verwendete Begriff „Westpannonisches Becken“ gewählt, dem die, jenseits der zentralungarischen Kette („Transdanubian range“) gelegenen Beckengebiete der großen ungarischen

Tiefebene („Great Hungarian Plain“), gegenüberstehen. Für das westungarisch-slowakische Becken sind die Begriffe „Danube Basin“ sowie „Little Hungarian Plain Basin“ in Verwendung, die entweder vom geografischen Gesichtspunkt den nördlichen bzw. den südlichen Abschnitt des Hauptsenkungsbereichs umfassen oder jeweils für den gesamten Beckenbereich stehen (RASSER & HARZHAUSER, 2008: 1064ff.). Seine maximale Tiefe erreicht das Becken mit über 8.500 m im Gabčíkovo-Subbecken, das im ungarisch-slowakischen Grenzraum nördlich von Gyôr liegt.

In der Betrachtung der geologischen Verhältnisse des Seewinkels ist von seiner Lage am Westrand des Beckens auszugehen. Auf die begrenzende Wirkung der Südburgenländischen Schwelle und ihrer (möglichen) Fortsetzung gegen Norden (Soproner Berge) wurde bereits verwiesen. In weiterer Folge können auch die Westbegrenzungen des Nordabschnittes (Ruster Höhenzug, Teile des Leithagebirges, Brucker Pforte und Kleinen Karpaten) als beständige Elemente der Westgrenze angesehen werden. Zu den trennenden oder nichttrennenden Wirkungen der Grenzzonen im geologischen Zeitraum ist auf die jeweiligen Abschnitte verwiesen. Die Topografie des Untergrundes zeigt ein anfangs flaches Absinken gegen Osten (mit Untergrundhochs: Podersdorf), das sich infolge zunehmend versteilt (Abb. 15, 29, 36). Noch an der äußersten südöstlichen Ecke des Seewinkels zieht von NNE aus dem zentralen Becken eine Tiefenrinne (4.000 m) durch, die erst mit der Annäherung an das Rechnitzer Hochgebiet wieder ansteigt (diese Rinne wurde schon in Abschnitt zum Becken von Oberpullendorf erwähnt, wo über 1.200 m mächtige badenische und sarmatische Sedimente mit Basisbrekzien angetroffen wurden). Östlich dieser Rinne liegt eine Untergrundschwelle (Hochzonen von Mosonszentjános und Mihályi (NAGYMAROSY, 2008: 1070) und von diesen Hochs beginnt der Abstieg in den tiefen Beckenbereich nach Nordost und Ost.

In der strukturellen Entwicklung dieses Hauptsenkungsraumes im slowakischen-ungarischen Gebiet können zwei Phasen unterschieden werden: eine ältere (Karpantium bis Sarmatium), die teils mit der Entwicklung des Wiener Beckens vergleichbar scheint. Die initiale Absenkung wird durch ein sinistrales „pull-apart“ Becken gebildet, dessen Südostflügel mit der Rába-Störung in Verbindung steht (HRUŠECKY et al., 1996: 422, siehe auch Abbildung 5). Weiters sind in dieser Phase vulkanische Aktivitäten zu verzeichnen (Stratovulkane von Kráľová und Šurany). Die jüngere Phase („thermal subsidence“) beginnt im Pannonium. Die pannone (inklusive quartäre) Füllung erreicht bis zu 5.500 m (HRUŠECKY et al., 1996), d.h. in der älteren Phase werden auch einige tausend Meter an Sedimenten abgelagert. Zur Entwicklung des „Danube Basin“ in der jüngeren Phase siehe KOVÁČ et al. (2011). Eine kurzgefasste Entwicklungsgeschichte des Seewinkelgebietes findet sich bei HÄUSLER (2007).

Ältere Phase

Im Seewinkelgebiet gibt es wiederum einige Tiefbohrungen, die den „prätertiären“ Untergrund erreichten, sowie eine größere Anzahl von Strukturborungen, die zur Kenntnis der stratigrafischen Abfolge beitragen (KRÖLL & WESSELY, 1993). Vom ungarisch-slowakischen Grenzraum stehen ebenso einige Bohrungsinformationen zur Verfügung. Zum Karpantium gehen aus den Bohrungen keine Informationen hervor. Auf die Annahme eines stabilen Hinterlan-

des im ungarischen Grenzraum als Sourceregion für die Ruster Schotter sowie zum Karpantium des Soproner/Oberpullendorfer Gebietes wurde oben eingegangen. Für den zentralen Senkungsraum des Danube Basin werden 300 bis 500 m karpatische und/oder unterbadenische Sedimente (terrestrisch-fluvial-alluvial) genannt (KOVÁČ et al., 2003: 59). Aufgrund der allgemeinen Geringmächtigkeit (bis zum Fehlen) der Ablagerungen des Badenium sowie des Sarmatium (0 bis 79 m bzw. 0 bis 188 m) im Seewinkelgebiet, kann auf einen tektonisch stabilen Beckenrand geschlossen werden. Nach WESSELY (1993b: 373) ist eine primäre Geringmächtigkeit und Lückenhaftigkeit anzunehmen und HÄUSLER (2007: 13) – TAUBER folgend – spricht von einem „Inselarchipel“ bis in das mittlere Pannonium. Demgegenüber erreichen die badenischen Sedimente in dem östlich angrenzenden Rinnenbereich bereits über 500 m; teils mit mächtigen Basisbrekzien (über 300 m) sowie mit Leithakalken (bis 50 m). Sarmatium ist für den nördlichen Rinnenbereich nicht ausgewiesen. Im zentralen Donaubecken können badenische Ablagerungen 2.500 m und mehr erreichen (JIŘIČEK, 1978). Von den genannten Strukturborungen in der Brucker Pforte sind auch jene, bereits im Abschnitt zum Mattersburger Becken erwähnten, basalen Grobklastika bekannt, die in den Bohrprofilen als Konglomeratserie bezeichnet wurden. Nach TAUBER (1959a: 19) werden für diese Basalbrekzien und Konglomerate verschiedene Lokalnamen verwendet. Darunter nennt er auch die „Ruster Schotter“, womit sich die Frage nach der zeitlichen Einstufung ergibt (siehe oben). TAUBER zeichnet sie zwar in seinen Profildarstellungen als „Untertorton“ ein (Abb. 36), gibt jedoch zu bedenken, dass sie *„kaum mit Recht [...] in ihrer Gesamtheit als Untertorton“* (TAUBER, l.c.) zu bezeichnen sind. Sie können bis zu 150 m mächtig werden. In den Bohrungen wurden sie meist mit 30 bis 50 m Mächtigkeit angetroffen. In den Profilschnitten von TAUBER (Abb. 36) sind für den Pfortenbereich auch immer wieder badenische Leithakalke eingetragen. Weiters ist für das Sarmatium ein basaler, mehrere Meter mächtiger Sandhorizont, charakteristisch. Die Tiefbohrung Apetlon 1 traf auch auf Leithakalk. Auf diese Bohrung Bezugnehmend stellen FUCHS & SCHREIBER (1985: 68) fest, dass das Sarmatium (38 m) hauptsächlich aus Tonmergeln besteht, und somit vom hangenden Pannonium lithologisch kaum zu unterscheiden ist. Für das Sarmatium ist somit, wie auch für das folgende untere Pannonium, im Seewinkelgebiet ein Stillwasserbereich anzunehmen. Die Bohrung Frauenkirchen 1 erbrachte knapp 60 m Badenium bzw. 120 m Sarmatium (FUCHS & SCHREIBER, 1985: Abb. 10). Sarmatium ist im Donaubecken von seinem slowakischen Nordabschnitt mit etwa 100 bis 200 m und in einzelnen Senken bis 600 m bekannt (JIŘIČEK & SENEŠ, 1974: Abb. 12). Im ungarischen Abschnitt sind im Sarmatium große Teile sedimentationsfrei.

Jüngere Phase

Die jüngere Phase nimmt den Zeitraum des Pannonium ein. Da der Seewinkel zum eigentlichen Pannonischen Becken zählt, soll ein kurzer Blick auf die größeren Zusammenhänge dieses Gesamttraumes geworfen werden. Im Abschnitt zum Wiener Becken wurde die in diesem Becken entwickelte und in Österreich allgemein verwendete Zonengliederung (A–H, nach PAPP, 1951) angeführt. Weiters wurde die allgemeine Charakteristik der Aussüßung und die damit zusammenhängende charakteristische fau-

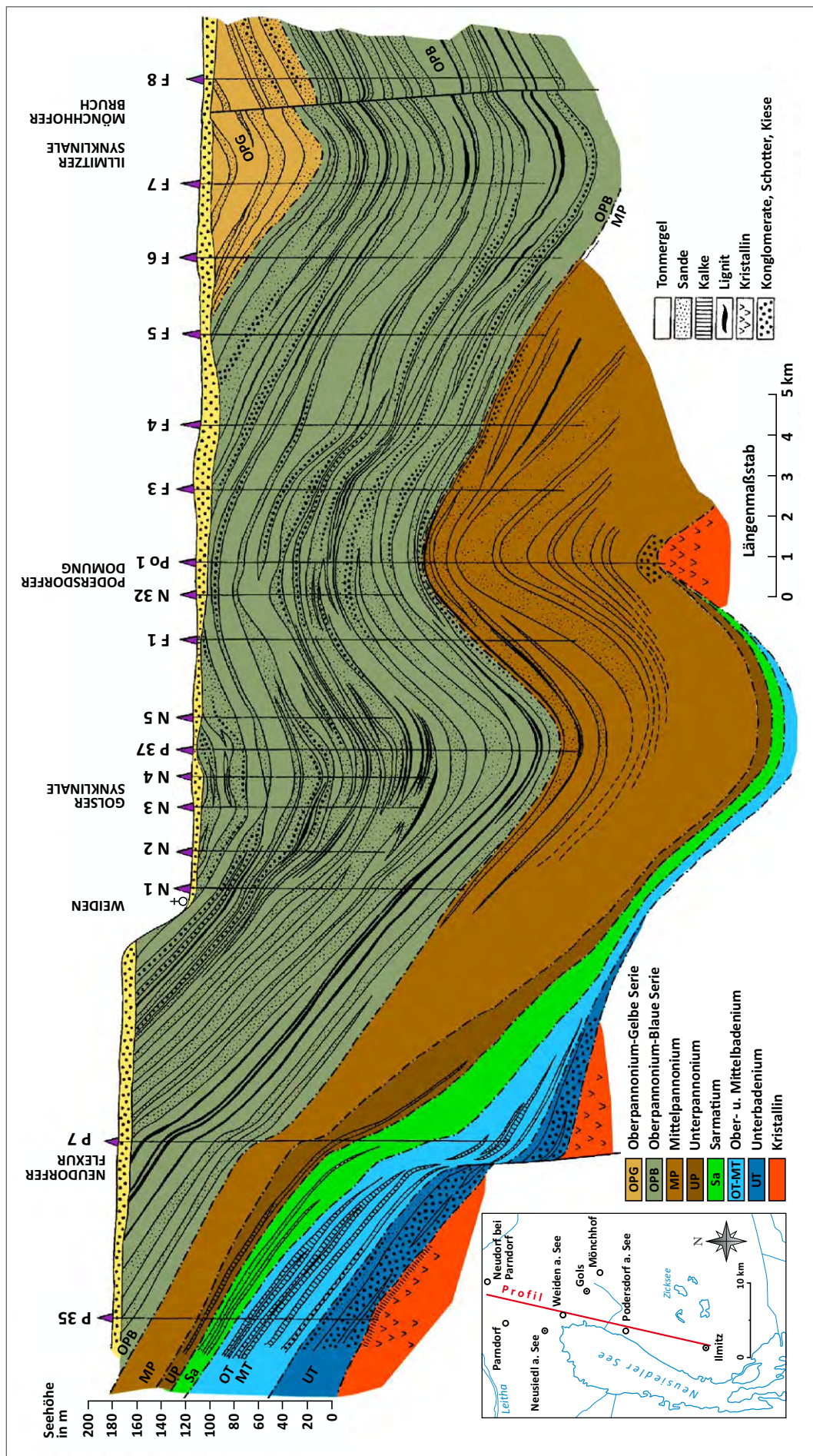


Abb. 36. Geologischer Schnitt durch den Seewinkel (N–S: Parndorfer Platte–Illmitz); nach TAUBER, 1959b, koloriert.

nistische Entwicklung (Melanopsiden, Congerien, Limnocardien) genannt. Diese eigenständige Entwicklung des Restgebietes der zentralen Paratethys ist mit dem Begriff des „Lake Pannon“ charakterisiert. Während im Sarmatium noch Verbindungen über das Dazische Becken zur östlichen Paratethys bestanden, wurde das Pannonische Beckensystem im Pannonium zu einem abgeschlossenen Gebiet (mit fraglichen Verbindungen nach Osten, POPOV et al., 2004: 32). Übrigens erreichte die östliche Paratethys im Sarmatium ihre größte Ausdehnung und das Sarmatium (s.l.) der östlichen Paratethys hat einen deutlich größeren chronostratigrafischen Umfang. Zur langen Geschichte der Definition des Pannonium und der Gliederung der pannonischen Sedimente über das gesamte Gebiet von zentraler und östlicher Paratethys wird auf die einschlägige ältere Literatur (PAPP et al., 1985; STEVANOVIĆ et al., 1989) sowie auf Arbeiten neueren Datums (z.B. POPOV et al., 2004) verwiesen. Nur so viel ist anzumerken, dass die Zonen F, G und H (i.e. das obere Pannonium) zeitweise auch mit der Stufe des „Pontien“ assoziiert wurden, dem gegenüber ein „Pannonien s.str.“ (A bis E) stand. Nach aktueller Ansicht ist das Pontium deutlich auf seinen jungen Anteil reduziert und aus dem Gliederungsschema für das Pannonische Becken zu eliminieren (PILLER et al., 2007: 161). Ebenso liegt die Obergrenze des Pontium wieder an der Miozän-/Pliozängrenze, d.h. es ist die jüngste regionale Stufe des oberen Miozäns. Das Pliozän, dessen Unterkante mit der Transgression über dem Messinium (Stichwort „Salinitätskrise“) seit CHARLES LYELL definiert ist, wird in der zentralen Paratethys in die Stufen Dacium und Romanium unterteilt.

Die generelle Entwicklung des „Lake Pannon“ ist durch die sukzessive Auffüllung und Landwerdung der diversen Beckenteile und einem abschließenden Rückzug des Sedimentationsraumes auf den südöstlichen Beckenteil (Umgebung von Belgrad) gekennzeichnet (MAGYAR et al., 1999). Weiteres wurden die Zyklizitäten in den Sedimentationsabfolgen und in den Seespiegelschwankungen mit astromisch gesteuerten Prozessen in Zusammenhang gebracht (HARZHAUSER et al., 2004). Die maximale Ausbreitung erreicht der Pannonosee im mittleren Pannonium. Das Ende der Sedimentation im westpannonischen Raum folgt dem Rückzug aus dem Wiener Becken. Oben wurde die Korrelierung der Abfolge im Südburgenland mit den Ligniten von Torony festgestellt. Bei NAGYMAROSY (2008) endet die Sedimentation in der kleinen ungarischen Tiefebene mit Ligniten und der Hanság-Formation, während sich die Sedimentation in der großen Tiefebene noch weiter fortsetzt. Somit scheint, unabhängig von den verschiedenen zeitlichen Einstufungen, ein Vergleich des westpannonischen Raumes mit dem Wiener Becken grundsätzlich möglich. Die generelle fazielle Ähnlichkeit von Wiener Becken und Seewinkelgebiet ist durch die Übernahme der Zonengliederung in der österreichischen Literatur dokumentiert. Für die slowakische Donautiefebene stellt JIŘÍČEK (1985) fest, dass die Randfazies jener der Wiener Entwicklung entspricht.

Der stratigrafische Umfang des Pannonium des Seewinkels umfasst nach FUCHS & SCHREIBER (1985) in den tieferen Beckenteilen (Tadten, Pamhagen) alle hier gebräuchlichen Zonen. Eine kontinuierliche Sedimentation vom Sarmatium in das Pannonium wird festgestellt und die Sedimente sind relativ einheitlich ausgebildet. Gegen den Beckenrand (Leithagebirge und Hainburger Berge) tritt eine fortschrei-

tende Verjüngung der transgressiven Auflagerung auf. Das Untergrundhoch bei Podersdorf wird erst vom Pannonium E überlagert (Bohrung Podersdorf 1 mit 190 m Pannonium E und 187 m oberes Pannonium), wie überhaupt der Schwerpunkt der Sedimentation auf das mittlere Pannonium und insbesondere auf das obere Pannonium fällt.

Unteres Pannonium ist bevorzugt von Tonmergeln mit nur geringen sandigen Anteilen aufgebaut. Ab dem mittleren Pannonium nimmt der Sandgehalt deutlich zu („sandige Tonmergel“). Im oberen Pannonium wechsellagern fein- bis mittelkörnige Sande mit geringmächtigen Tonmergellagen und gelegentlichen Ligniteinschaltungen (FUCHS & SCHREIBER, 1985: 68). WESSELY (1993b: 376) spricht von „mächtigen durchgehenden Sandkomplexen des Pontiens“. Vom petrografischen Gesichtspunkt sind die Ablagerungen des oberen Pannonium gegenüber dem unteren und mittleren Pannonium wesentlich abwechslungsreicher ausgebildet, worin sich die wechselnden faziellen Verhältnisse (limnisch (flach, sumpfig), fluviatil, deltaisch, terrestrisch etc.) ausdrücken. Der Umschlag von der Dominanz der Tonmergel zu den oberpannonischen Wechselfolgen mit ihren sandigen Anteilen ist als lithologischer Marker im pannonischen Raum meist gut zu fassen (Újfalú-Sandstein, Törtel-Sandstein etc.; JÁMBOR, 1989a).

Aus den zahlreichen Strukturbohrungen hat TAUBER eine feinere sedimentologische Charakterisierung des oberen Pannonium im Seewinkel gewonnen. Nach TOLLMANN – auf TAUBER zurückgreifend – zeigt der untere Anteil (Zone F, „Lignitische Serie“ im Wiener Becken) eine „vielfache [...] Wechselfolge von Tonmergeln und Sanden, zahlreichen Einschaltungen von Kohleflözchen und – im höheren Abschnitt – von Kieshorizonten“ (TOLLMANN, 1985: 546). In der Zone G („Blaue Serie“) treten die Lignite zurück, und die im oberen Teil der Zone F beginnende Einschaltung von Sanden kulminiert in der Zone G „... in der Bildung zahlreicher und zum Teil mächtiger Sand- und Kieshorizonte“ (TAUBER, 1959a: 20; in Abbildung 36 sind die beiden tieferen Zonen als „Blaue Serie“ zusammengefasst). Die „Gelbe Serie“ (Zone H) wird von Tonmergeln und Sanden mit wechselnden Anteilen aufgebaut. Als charakteristisch wird von TAUBER der Farbumschlag von den grauen (bläulich bis grünlich) Farben zu den gelb-bräunlichen Farben genannt, der auf die oxidierenden Verhältnisse durch den Frischwassereinfluss zurückzuführen ist. An Mächtigkeit tritt die Zone H gegenüber den beiden vorangehenden etwas zurück. Aus den Profildarstellungen von TAUBER (1959b) lässt sich die klare Tendenz zur Vorherrschaft der Tonmergel im Südosten des Seewinkels ablesen. Auch auf ungarischem Gebiet wurde die Dreiteilung des oberen Pannonium sowohl in der Randfazies, als auch in den Beckentiefen durchgehend festgestellt (JÁMBOR, 1989). Der Anteil der Sandschichten des oberen Pannonium wird für das ungarische Gebiet mit 40 bis 50 % angegeben (JÁMBOR, 1989a: 216).

In der Bohrung Pamhagen 1 ist das untere Pannonium ca. 550 m, das mittlere Pannonium ca. 280 m und das obere Pannonium 950 m (insgesamt 1.780 m) mächtig. Geringere Gesamtmächtigkeiten zeigen die Bohrungen Halbturn 2 (1.600 m), Frauenkirchen 1 (1.470 m), Halbturn 1 (1.150 m) und Apetlon (1.080 m); eine höhere die Bohrung Tadten 1 (2.020 m). Die maximale Mächtigkeit des oberen Pannonium wurde in der Bohrung Pamhagen 2 mit 1.100 m erreicht. (Das Quartär wurde aufgrund seiner ver-

gleichsweise untergeordneten Bedeutung in den Mächtigkeitsangaben nicht berücksichtigt.) Damit werden im See- und Winkel die größten Mächtigkeiten des oberen Pannonium in Österreich erreicht (Wiener Becken etwa 600 m). Im „Donaubecken“ werden unteres und mittleres Pannonium 500 m (randlich) bis 2.000 m mächtig (JIŘÍČEK, 1985). Das obere Pannonium ist dort weitflächig über 1.500 m mächtig. In der Bohrung Bösárkány, etwa 19 km südöstlich von Andau, wurden 2.500 m oberes Pannonium erbohrt

(MÉSZÁROS, 1989: 220). Unter- und mittleres Pannonium sind in dieser Bohrung über 1.000 m mächtig. Zuletzt sei noch der in der kleinen Ungarischen Tiefebene in mehreren (7) kleinen Durchbrüchen auftretende Basaltvulkanismus (Tapolca-Formation) genannt. Datierungen (3,0 bis 5,3 Ma; JÁMBOR, 1989b: 249) ergaben ein pliozänes Alter. Die Hauptzentren des jungen Basaltvulkanismus liegen im Südbereich des Bakony-Gebirges und im Nógráder Becken (Umgebung Salgótarján, nordöstlich von Budapest).

4. Literatur

ABERER, F. (1958): Die Molassezone im westlichen Oberösterreich und in Salzburg. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **50**, 23–93, Wien.

ALLEN, P.A. & ALLEN, J.R. (1992): Basin analyses: principles and applications. – 451 S., Blackwell Scientific Publications, Oxford.

ANIWANDTER, A., BIMKA, J. & ZYCH, D. (1990): Facies development of the Miocene Formations in the southwestern part of the Carpathian Foredeep and its oil and gas prospects. – In: MINAŘIKOVÁ, D. & LOBITZER, H. (Eds.): Thirty Years of Geological Cooperation between Austria and Czechoslovakia. – Geol. B.-A.-Ústřední ústav geologický Praha, 186–198, Wien–Praha.

BACHMAYER, F., RÖGL, F. & SEEMANN, R. (1991): Geologie und Sedimentologie der Fundstelle miozäner Insekten in Weingraben (Burgenland, Österreich). – In: LOBITZER, H. & CSÁSZÁR, G. (Red.): Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich–Ungarn (Teil 1), 53–70, Wien.

BALOGH, K., EBNER, F. & RAVASZ, C. (1994): K/Ar-Alter tertiärer Vulkanite der südöstlichen Steiermark und des südlichen Burgenlands. – In: LOBITZER, H., CSÁSZÁR, G. & DAURER, A. (Red.): Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich–Ungarn (Teil 2), 55–72, Wien.

BECK-MANNAGETTA, P., EISENHUT, M., ERTL, V., HOMANN, O. & LEDOLTER, M. (Graphik) (1991): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 189 Deutschlandsberg. – 1 Bl., Geol. B.-A., Wien.

BÖCHZELT, B. & GOLDBRUNNER, J. (2000): Tiefbohrung Stegersbach Thermal 2. Hydrogeologisch-technischer Abschlußbericht und Ansuchen um wasserrechtliche Nutzungsbewilligung. – Unveröff. Bericht, 21 S., Geoteam.Ges.m.b.H., Graz.

BRENČIČ, M. & POLTNIČ, W. (2008): Podzemne vode Karavank / Grundwasser der Karawanken. – 143 S., Geološki zavod Slovenije, Joanneum Research, Ljubljana–Graz.

BRIX, F. & GÖTZINGER, G. (1964): Die Ergebnisse der Aufschlußarbeiten der ÖMV AG in der Molassezone Niederösterreichs in den Jahren 1957–1963. Zur Geologie der Beckenfüllung, des Rahmens und des Untergrundes (Teil 1). – Erdöl-Zeitschrift, **80**, 57–76, Wien.

BRIX, F. & PLÖCHINGER, B. (1988): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 76 Wiener Neustadt. – 85 S., Geol. B.-A., Wien.

BRIX, F. & SCHULZ, O. (Hrsg.) (1993): Erdöl und Erdgas in Österreich. – 688 S., Verlag Naturhistorisches Museum, Wien.

CLOETINGH, S., BADA, G., MATENCO, L., LANKREIJER, A., HORVÁTH, F. & DINU, C. (2006): Modes of basin (de)formation, lithospheric strength and vertical motions in the Pannonian-Carpathian system: inferences from thermo-mechanical modelling. – In: GEE, D.G. & STEPHENSON, R.A. (Eds.): European Lithosphere Dynamics. – Geological Society of London, Memoirs, **32**, 207–221, London.

DE RUIJ, M.J. (2003): Deep marine sedimentation and gas reservoir distribution in Upper Austria: new insights from 3D seismic data. – Oil Gas European Magazin, **29**, 64–73, Hamburg.

DECKER, K. (1996): Miocene tectonics at the Alpine-Carpathian junction and the evolution of the Vienna basin. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich, **41**, 33–44, Wien.

DECKER, K. & PERESSON, H. (1996): Tertiary kinematics in the Alpine-Carpathian-Pannonian system: links between thrusting, transform faulting and crustal extension. – In: WESSELY, G. & LIEBL, W. (Eds.): Oil and Gas in Alpidic Thrustbelts and Basins of Central and Eastern Europe. – EAGE Special Publication, No. **5**, 69–77, London.

DRAXLER, I. & ZETTER, R. (1991): Palynologische Untersuchungen in den mittel-miozänen Hochriegelschichten (Süßwasserschichten) von Weingraben (Gemeinde Kaisersdorf, Burgenland, Österreich). – In: LOBITZER, H. & CSÁSZÁR, G. (Red.) (1991): Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich–Ungarn (Teil 1), 71–92, Wien.

EBNER, F. (1988): Das Paläozoikum in den RAG-Bohrungen Blumau 1, 1a und Arnwiesen 1 (Oststeirisches Tertiärbecken). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **131/4**, 563–573, Wien.

EBNER, F. & SACHSENHOFER, R. (1991): Die Entwicklungsgeschichte des Steirischen Tertiärbeckens. – Mitteilungen der Abteilung für Geologie, Paläontologie und Bergbau am Landesmuseum Joanneum, **49**, 96 S., Graz.

EBNER, F. & SACHSENHOFER, R. (1995): Palaeogeography, subsidence and thermal history of the Neogene Styrian Basin (Pannonian basin system, Austria). – Tectonophysics, **242**, 133–150, Amsterdam.

EBNER, F. & STINGL, K. (1998): Geological Frame and Position of the Early Miocene Lignite Opencast Mine Oberdorf (N Voitsberg, Styria, Austria). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **140/4**, 403–406, Wien.

EINSELE, G. (2000): Sedimentary Basins: evolution, facies, and sediment budget. – 792 S., Berlin–Heidelberg–New York (Springer).

FAUPL, P. & ROETZEL, R. (1987): Gezeitenbeeinflusste Ablagerungen der Innviertler Gruppe (Ottangien) in der oberösterreichischen Molassezone. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **130/4**, 415–447, Wien.

FLÜGEL, H.W. (1988): Geologische Themenkarten der Republik Österreich. Steirisches Becken – Südburgenländische Schwelle 1:200.000: Geologische Karte des prätertiären Untergrundes. – Geol. B.-A., Wien.

- FODOR, L., CSONTOS, L., BADA, G., GYÖRFI, I. & BENKOVICS, L. (1999): Tertiary tectonic evolution of the Pannonian Basin system and neighbouring orogens: a new synthesis of palaeostress data. – In: DURAND, B., JOLIVET, L., HORVÁTH, F. & SÉRANNE, M. (Eds.): *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen*. – Geological Society of London, Special Publication, **156**, 295–334, London.
- FRIEBE, J.G. (1990): Lithostratigraphische Neugliederung und Sedimentologie der Ablagerungen des Badenium (Miozän) um die Mittelsteirische Schwelle (Steirisches Becken, Österreich). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **133/2**, 223–257, Wien.
- FRIEBE, J.G. (1994): Gemischt siliziklastisch-karbonatische Abfolgen aus dem Oberen Sarmatium (Mittleres Miozän) des Steirischen Beckens. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **137/2**, 245–274, Wien.
- FRISCH, W. & MESCHDE, M. (2007): Plattentektonik – Kontinentverschiebung und Gebirgsbildung. – 196 S., Darmstadt (WBG).
- FRISCH, W., KUHLEMAN, J., DUNKL, I. & BRÜGEL, A. (1998): Palinspastic reconstruction and topographic evolution of the Eastern Alps during late Tertiary tectonic extrusion. – *Tectonophysics*, **297**, 1–15, Amsterdam.
- FROITZHEIM, N., PLAŠIENKA, D. & SCHUSTER, R. (2008): Alpine tectonics of the Alps and Western Carpathians. – In: McCANN, T. (Ed.): *The Geology of Central Europe. Volume 2: Mesozoic and Cenozoic*, 1141–1232, London.
- FUCHS, R. & SCHREIBER, O.S. (1985): Das Pannonien im östlichen Burgenland (Seewinkel). – In: PAPP, A., JÁMBOR, A. & STEININGER, F. (Hrsg.): *Chronostratigraphie und Neostatotypen, Miozän der Zentralen Paratethys*, Bd. VII, M6 Pannonien, 68–72, Budapest.
- FUCHS, W. (1965): Geologie des Ruster Berglandes. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **108**, 155–194, Wien.
- FUCHS, W. (1972): Tertiär und Quartär am Südostrand des Dunkelsteiner Waldes. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **115**, 205–245, Wien.
- FUCHS, W. (1980a): Die Molasse und ihr nichthelvetischer Vorlandanteil am Untergrund einschließlich der Sedimente auf der Böhmisches Masse. – In: OBERHAUSER, R. (Red.): *Der geologische Aufbau Österreichs*, 144–176, Wien–New York (Springer).
- FUCHS, W. (1980b): Das inneralpine Tertiär. – In: OBERHAUSER, R. (Red.): *Der geologische Aufbau Österreichs*, 452–483, Wien–New York (Springer).
- GOLDBRUNNER, J.E. (1988): Tiefengrundwässer im Oberösterreichischen Molassebecken und im Steirischen Becken. – *Steirische Beiträge zur Hydrogeologie*, **39**, 5–94, Graz.
- GOLDBRUNNER, J.E. (1993a): Bohrungen im Becken. – In: ZÖTL, J. & GOLDBRUNNER, J.E.: *Die Mineral- und Heilwässer Österreichs: Geologische Grundlagen und Spurenelemente*, 194–201, Wien.
- GOLDBRUNNER, J.E. (1993b): Die Heilwasservorkommen im nördlichen Randbereich des steirischen Beckens und der Landseer Bucht: Bad Tatzmannsdorf. – In: ZÖTL, J. & GOLDBRUNNER, J.E.: *Die Mineral- und Heilwässer Österreichs: Geologische Grundlagen und Spurenelemente*, 209–214, Wien.
- GOLDBRUNNER, J.E. (1993c): Die Heilwasservorkommen im nördlichen Randbereich des steirischen Beckens und der Landseer Bucht: Die Bohrung Lutzmannsburg Thermal 1. – In: ZÖTL, J. & GOLDBRUNNER, J.E.: *Die Mineral- und Heilwässer Österreichs: Geologische Grundlagen und Spurenelemente*, 217–218, Wien.
- GOLDBRUNNER, J.E. & KOLB, A. (1997): Die Tiefbohrungen in Laa an der Thaya. – *Exkursionsführer der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, **17**, 61–70, Wien.
- GRILL, R. (1943): Über mikropaläontologische Gliederungsmöglichkeiten im Miozän des Wiener Beckens. – *Mitteilungen des Reichsamtes für Bodenforschung, Zweigstelle Wien*, **6**, 33–44, Wien.
- GRILL, R. (1953): Der Flysch, die Waschbergzone und das Jungtertiär um Ernstbrunn (Niederösterreich). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **96**, 65–116, Wien.
- GRILL, R. (1956): Aufnahmen 1955 auf den Blättern Krems a. d. Donau (38), Obergrafendorf (55) und St. Pölten (56). – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **1956**, 42–46, Wien.
- GRILL, R. (1962): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Umgebung von Korneuburg und Stockerau 1:50000. – 52 S., Geol. B.-A., Wien.
- GRILL, R. (1968): Erläuterungen zur Geologischen Karte des nordöstlichen Weinviertels und zu Blatt Gänserndorf. – 155 S., Geol. B.-A., Wien.
- GROSS, M. (2000): Das Pannonium im Oststeirischen Becken. – *Berichte des Institutes für Geologie und Paläontologie der Karl-Franzens-Universität Graz*, **2**, 47–86, Graz.
- GROSS, M. (2003): Beitrag zur Lithostratigraphie des Oststeirischen Beckens (Neogen/Pannonium; Österreich). – *Österreichische Akademie der Wissenschaften, Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommissionen*, **16**, 11–62, Wien.
- GROSS, M., FRITZ, I., PILLER, W.E., SOLIMAN, A., HARZHAUSER, M., HUBMANN, B., MOSER, B., SCHOLGER, R., SUTTNER, T.J. & BOJAR, H.-P. (2007): The Neogene of the Styrian Basin – Guide to excursions. – *Joannea – Geologie und Paläontologie*, **9**, 117–193, Graz.
- GRUBER, W., HERMANN, S., SACHSENHOFER, R. & STINGL, K. (2003): Kohlefazies und Sedimentologie der Eibiswalder Bucht (Miozän, Steirisches Becken). – *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, **93**, 15–29, Wien.
- HAAS, M., DAXNER-HÖCK, G., DECKER, K., KOLCON, I., KOVAR-EDER, J., MELLER, B. & SACHSENHOFER, R. (1998): Palaeoenvironmental studies in the Early Miocene Lignite Opencast Mine Oberdorf (N Voitsberg, Styria, Austria). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **140/4**, 483–490, Wien.
- HAMILTON, W. (1997): Die Oncophoraschichten im Bereich Altpreßau/Wildendürnbach und ihre Entstehung. – *Exkursionsführer der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, **17**, 97–98, Wien.
- HANDLER, R., EBNER, F., NEUBAUER, F., BOJAR, A.-V. & HERMANN, S. (2006): ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of Miocene tuffs from the Styrian part of the Pannonian Basin: an attempt to refine the basin stratigraphy. – *Geologica Carpathica*, **57/6**, 483–494, Bratislava.
- HARZHAUSER, M. & PILLER, W.E. (2004): Integrated stratigraphy of the Sarmatian (Upper Middle Miocene) in the western Central Paratethys. – *Stratigraphy*, **1**, 65–86, New York.
- HARZHAUSER, M. & PILLER, W.E. (2005): Das Neogen des Wiener Beckens. – 75. Jahrestagung der Paläontologischen Gesellschaft, 1–42, Graz.
- HARZHAUSER, M. & WESSELY, G. (2003): The Karpatian of the Korneuburg Basin. – In: BRZOBOHATÝ, R.L., ČIČHA, I., KOVAC, M. & RÖGL, F. (Eds.): *The Karpatian: A lower Miocene Stage of the Central Paratethys*, 107–109, Brno.
- HARZHAUSER, M., DAXNER-HÖCK, G. & PILLER, W.E. (2004): An integrated stratigraphy of the Pannonian (Late Miocene) in the Vienna Basin. – *Austrian Journal of Earth Sciences*, **95/96**, 6–19, Wien.
- HÄUSLER, H. (2007): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Erläuterungen zu den Blättern 79 Neusiedl am See, 80 Ungarisch-Altenburg, 109 Pamhagen. – 88 S., Geol. B.-A., Wien.

- HEKEL, H. (1968): Nannoplanktonhorizonte und tektonische Strukturen in der Flyschzone nördlich von Wien (Bisambergzug). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **111**, 293–337, Wien.
- HERRMANN, P., FELLNER, D. & SCHÖNLAUB, H.P. (1993): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 167 Güssing. – 1. Bl., Geol. B.-A., Wien.
- HOHENEGGER, J., RÖGL, F., ČORIĆ, S., PERVESLER, P., LIRER, F., ROETZEL, R., SCHOLGER, R. & STINGL, K. (2009): The Styrian Basin: A key to the Middle Miocene (Badenian/Langhian) Central Paratethys transgressions. – *Austrian Journal of Earth Sciences*, **102/1**, 102–132, Wien.
- HOLZER, H. & KÜPPER, K. (1953): Geologische Beobachtungen am Hollingstein (Waschbergzug). – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **1953**, 146–150, Wien.
- HORVÁTH, F. & TARI, G. (1999): IBS Pannonian Basin project: a review of the main results and their bearings on hydrocarbon exploration. – In: DURAND, B., JOLIVET, L., HORVÁTH, F. & SÉRANNE, M. (Eds.): *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen*. – Geological Society of London, Special Publication, **156**, 195–213, London.
- HRUŠECKÝ, I., ŠEFARA, J., MASARYK, P. & LINTNEROVÁ, O. (1996): The structural and facies development and exploration potential of the Slovak part of the Danube Basin. – In: WESSELY, G. & LIEBL, W. (Eds.): *Oil and Gas in Alpidic Thrustbelts and Basins of Central and Eastern Europe*. – EAGE Special Publication, No. **5**, 417–429, London.
- HUBBARD, S.M., DE RUIG, M.J. & GRAHAM, S.A. (2005): Utilizing outcrop analogs to improve subsurface mapping of natural gas-bearing strata in the Puchkirchen Formation, Molasse Basin, Upper Austria. – *Austrian Journal of Earth Sciences*, **98**, 52–66, Wien.
- HUISMANS, R.S., PODLADCHIKOV, Y.Y. & CLOETINGH, S. (2002): The Pannonian basin: Dynamic modelling of the transition from passive to active rifting. – *EGU Stephan Mueller Special Publication Series*, **3**, 41–63, Amsterdam.
- JÁMBOR, A. (1989a): Allgemeine Charakteristik der pontischen „oberpannonischen“ Bildungen Ungarns. – In: STEVANOVIĆ, P., NEVESSKAJA, L.A., MARINESCU, F., SOKAČ, A. & JÁMBOR, A. (Eds.): *Chronostratigraphie und Neostatotypen, Neogen der Westlichen („Zentrale“) Paratethys*, Band **VIII**, Pontien, 212–219, Zagreb–Beograd.
- JÁMBOR, A. (1989b): Geologische Merkmale der pontischen („oberpannonischen“) Basalte Ungarns. – In: STEVANOVIĆ, P., NEVESSKAJA, L.A., MARINESCU, F., SOKAČ, A. & JÁMBOR, A. (Eds.): *Chronostratigraphie und Neostatotypen, Neogen der Westlichen („Zentrale“) Paratethys*, Band **VIII**, Pontien, 241–250, Zagreb–Beograd.
- JANOSCHEK, R. (1931): Die Geschichte des Nordrandes der Landseer Bucht im Jungtertiär (Mittleres Burgenland). – *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien*, **24**, 38–133, Wien.
- JANOSCHEK, R. (1943): Das Inneralpine Wiener Becken. – In: SCHAFFER, F.X. (Hrsg.): *Geologie der Ostmark*, 427–514, Wien.
- JANOSCHEK, R. (1951): Das Inneralpine Wiener Becken. – In: SCHAFFER, F.X. (Hrsg.): *Geologie von Österreich*, 525–693, Wien.
- JANOSCHEK, R. (1964): Das Tertiär in Österreich. – *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien*, **56**, 319–360, Wien.
- JIRIČEK, R. (1978): Die Donautiefenebene in der SW Slowakei. – In: PAPP, A., CÍCHA, I., SENEŠ, J. & STEININGER, F. (Hrsg.): *Chronostratigraphie und Neostatotypen, Miozän der Zentralen Paratethys*, Bd. **VII**, M4 Badenien (Moravien, Wielicien, Kosovien), 76–79, Bratislava.
- JIRIČEK, R. (1985): Die slowakische Donautiefenebene. – In: PAPP, A., JÁMBOR, A. & STEININGER, F. (Hrsg.): *Chronostratigraphie und Neostatotypen, Miozän der Zentralen Paratethys*, Bd. **VII**, M6 Pannonien, 75–77, Budapest.
- JIRIČEK, R. & SEIFERT, P. (1990): Paleogeography of the Neogene in the Vienna Basin and the adjacent part of the Foredeep. – In: MINAŘIKOVÁ, D. & LOBITZER, H. (Eds.): *Thirty Years of Geological Cooperation between Austria and Czechoslovakia*. – Geol. B.-A.-Ústřední ústav geologický Praha, 89–105, Wien–Praha.
- JIRIČEK, R. & SENEŠ, J. (1974): Die Entwicklung des Sarmat in den Becken der Westkarpaten der ČSSR. – In: PAPP, A., MARINESCU, F. & SENEŠ, J. (Hrsg.): *Chronostratigraphie und Neostatotypen, Miozän der Zentralen Paratethys*, Band **IV**, M5 Sarmatien, 77–85, Bratislava.
- KÁZMÉR, M., DUNKL, I., FRISCH, W., KUHLEMANN, J. & OZSVÁRT, P. (2003): The Palaeogene forearc basin of the Eastern Alps and Western Carpathians: subduction erosion and basin evolution. – *Journal of the Geological Society*, **160**, 413–428, London.
- KOLLMANN, K. (1965): Jungtertiär im Steirischen Becken. – *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien*, **57**, 476–632, Wien.
- KOVÁČ, M., ANDREYEVA-GRIGOROVICH, A.S., BRZOBOHATÝ, R., FODOR, L., HARZHAUSER, M., OSZCZYPKO, N., PAVELIĆ, D., RÖGL, F., SAFTIĆ, B., SLIVA, L. & STRÁNIK, Z. (2003): Karpatian Paleogeography, Tectonics and Eustatic Changes. – In: BRZOBOHATÝ, R., CÍCHA, I., KOVÁČ, M. & RÖGL, F. (Eds.): *The Karpatian. A Lower Miocene stage of the Central Paratethys*, 49–72, Brno.
- KOVÁČ, M., BARÁTH, I., HARZHAUSER, M., HLAVATÝ, I. & HUDÁČKOVÁ, N. (2004): Miocene depositional systems and sequence stratigraphy of the Vienna Basin. – *Cour.Forsch.-Inst. Senckenberg*, **246**, 187–212, Frankfurt a. M.
- KOVÁČ, M., ANDREYEVA-GRIGOROVICH, A.S., BAJRAKTAREVIĆ, Z., BRZOBOHATÝ, R., FILIPESCU, S., FODOR, L., HARZHAUSER, M., NAGY-MAROSY, A., OSZCZYPKO, N., PAVELIĆ, D., RÖGL, F., SAFTIĆ, B., SLIVA, L. & STUDENČKA, B. (2007): Badenian evolution of the Central Paratethys Sea: paleogeography, climate and eustatic sea-level changes. – *Geologica Carpathica*, **58**, 579–606, Bratislava.
- KOVÁČ, M., SYNÁK, R., FORDINÁL, K., JONIAK, P., TÓTH, C., VOJTKO, R., NAGY, A., BARÁTH, I., MAGLAY, J. & MINÁR, J. (2011): Late Miocene and Pliocene history of the Danube Basin: inferred from development of depositional systems and timing of sedimentary facies changes. – *Geologica Carpathica*, **62/6**, 519–534, Bratislava.
- KRENMAYR, H.-G. & ROETZEL, R. (2000): Die lithostratigraphische Formalisierung der Melker und Linzer Sande: Die „Linz-Melk-Formation“. – *Berichte des Institutes für Geologie und Paläontologie der Karl-Franzens-Universität Graz*, **2**, 10, Graz.
- KREUTZER, N. (1986): Die Ablagerungssequenzen der miozänen Badener Serie im Feld Matzen und im zentralen Wiener Becken. – *Erdöl-Erdgas-Kohle*, **102**, 492–503, Hamburg–Wien.
- KREUTZER, N. (1993a): Das Neogen des Wiener Beckens. – In: BRIX, F. & SCHULZ, O. (Hrsg.): *Erdöl und Erdgas in Österreich*, 232–248, Wien.
- KREUTZER, N. (1993b): Lagerstätten im Neogen des Wiener Beckens und dessen Untergrund. – In: BRIX, F. & SCHULZ, O. (Hrsg.): *Erdöl und Erdgas in Österreich*, 403–434, Wien.
- KRHOVSKÝ, J., RÖGL, F. & HAMRSMID, B. (2001): Stratigraphic correlation of the Late Eocene to Early Miocene of the Waschberg Unit (Lower Austria) with the Zdanice and Pouzdrany Units (South Moravia). – *Österreichische Akademie der Wissenschaften, Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommissionen*, **14**, 225–254, Wien.

- KROH, A., HARZHAUSER, M., PILLER, W. & RÖGL, F. (2003): The Lower Badenian (Middle Miocene) Hartl Formation (Eisenstadt – Sopron Basin, Austria). – Österreichische Akademie der Wissenschaften, Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommissionen, **16**, 87–109, Wien.
- KRÖLL, A. (1980): Die österreichischen Erdöl- und Erdgasprovinzen. Das Wiener Becken. – In: BACHMAYER, F. & BRIX, F. (Hrsg.): Erdöl und Erdgas in Österreich, 147–179, Wien.
- KRÖLL, A. (1988): Geologische Themenkarten der Republik Österreich. Steirisches Becken – Südburgenländische Schwelle 1:200.000: Reliefkarte des prätertiären Untergrundes. – Geol. B.-A., Wien.
- KRÖLL, A. & WESSELY, G. (1993): Geologische Themenkarten der Republik Österreich. Wiener Becken und angrenzende Gebiete 1:200.000: Strukturkarte – Basis der tertiären Beckenfüllung. – Geol. B.-A., Wien.
- KRÖLL, A., FLÜGEL, H.W., SEIBERL, W., WEBER, F., WALACH, G. & ZYCH, D. (1988): Erläuterungen zu den Karten über den prätertiären Untergrund des Steirischen Beckens und der Südburgenländischen Schwelle. – 49 S., Geol. B.-A., Wien.
- KRÖLL, A., MEURERS, B., OBERLERCHER, G., SEIBERL, W., SLAPANSKY, P., WESSELY, G. & ZYCH, D. (2001): Erläuterungen zu den Karten über die Molassebasis Niederösterreichs und der angrenzenden Gebiete. – 25 S., Geol. B.-A., Wien.
- KRÖLL, A., WAGNER, L., WESSELY, G. & ZYCH, D. (2006a): Geologische Themenkarten der Republik Österreich. Molassezone Salzburg-Oberösterreich 1:200.000: Strukturkarte der Molassebasis. – Geol. B.-A., Wien.
- KRÖLL, A., MEURERS, B., OBERLERCHER, G., SEIBERL, W., WAGNER, L., WESSELY, G. & ZYCH, D. (2006b): Erläuterungen zu den Karten über die Molassebasis Salzburg – Oberösterreich. – 22 S., Geol. B.-A., Wien.
- KUHLEMAN, J. & KEMPF, O. (2002): Post-Eocene evolution of the North Alpine Foreland Basin and its response to Alpine tectonics. – *Sedimentary Geology*, **152**, 45–78, Amsterdam.
- KUHLEMAN, J., FRISCH, W. & DUNKL, I. (2001): The Oligocene geologic and paleotopographic evolution of the Eastern Alps. – Österreichische Akademie der Wissenschaften, Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommissionen, **14**, 129–152, Wien.
- KÜPPER, H. (1954): Das Inneralpine Wiener Becken südlich der Donau. – In: GRILL, R. & KÜPPER, H. (Red.) (1954): Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Wien 1:75.000, 123–132, Wien.
- KÜPPER, H. (Red.) (1957): Erläuterungen zur geologischen Karte Mattersburg-Deutschkreutz. – 67 S., Geol. B.-A., Wien.
- KÜPPER, H. (1967): Die Ergebnisse der Bohrung Urmannsau als Beitrag zur Alpengeologie. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **60**, 65–68, Wien.
- LEGRAIN, N. & STÜWE, K. (2010): Evidence of young regional uplift in the non-glaciated Easternmost Alps: the dissected relict landscape of the Styrian margins. – *Journal of Alpine Geology*, **52**, 164–165, Wien.
- LEMCKE, K. (1984): Geologische Vorgänge in den Alpen ab Ober- und Miozän im Spiegel vor allem der deutschen Molasse. – *Geologische Rundschau*, **73**, 371–397, Stuttgart.
- LUEGER, J. (1980): Die Molluskenfauna aus dem Pannon (Obermiozän) des Fölligberges (Eisenstädter Bucht) im Burgenland (Österreich). – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **73**, 95–134, Wien.
- MAGYAR, I., GEARY, D.H. & MÜLLER, P. (1999): Paleogeographic evolution of the Late Miocene Lake Pannon in Central Europe. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **147**, 151–167, Amsterdam.
- MALZER, O. & SPERL, H. (1993): Das Steirische Becken (Steiermark und Südburgenland). – In: BRIX, F. & SCHULZ, O. (Hrsg.): Erdöl und Erdgas in Österreich, 378–384, Wien.
- MALZER, O., RÖGL, F., SEIFERT, P., WAGNER, L., WESSELY, G. & BRIX, F. (1993): Die Molassezone und deren Untergrund. – In: BRIX, F. & SCHULZ, O. (Hrsg.): Erdöl und Erdgas in Österreich, 281–358, Wien.
- MANDIC, O. & HARZHAUSER, M. (2003): Molluscs from the Badenian (Middle Miocene) of the Gaiandorf Formation (Alpine Molasse Basin, NE Austria) – Taxonomy, Paleoecology and Biostratigraphy. – *Annalen des Naturhistorischen Museums in Wien: Serie A*, **104**, 85–127, Wien.
- MÉSZÁROS, L. (1989): Geologische Charakteristik und wirtschaftliche Bedeutung der pontischen „oberpannonischen“ Bildungen in der Kleinen Ungarischen Tiefebene. – In: STEVANOVIĆ, P., NEVESSKAJA, L.A., MARINESCU, F., SOKAČ, A. & JÁMBOR, A. (Eds.): Chronostratigraphie und Neostatotypen, Neogen der Westlichen („Zentrale“) Paratethys, Band **VIII**, Pontien, 220–225, Zagreb-Beograd.
- MOSTAFAVI, M. (1978): Die Neogenentwicklung am Nordrand des Oberpullendorfer Beckens (Burgenland). – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich, **25**, 111–143, Wien.
- NAGYMAROSY, A. (2008): Pannonian Basin Systems. – In: McCANN, T. (Ed.): *The Geology of Central Europe. Volume 2: Mesozoic and Cenozoic*, 1070–1074, London.
- NEBERT, K. (1979): Die Lignitvorkommen Südburgenlands. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **122/1**, 143–180, Wien.
- NEBERT, K. (1985): Kohlengeologische Erkundung des Neogens entlang des Ostrand der Zentralalpen. – *Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt*, **6**, 23–77, Wien.
- NEBERT, K. (1989): Das Neogen zwischen Sulm und Laßnitz (Südweststeiermark). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **132/4**, 727–743, Wien.
- NEBERT, K., GEUTEBRÜCK, E. & TRAUSSNIGG, H. (1980): Zur Geologie der neogenen Lignitvorkommen entlang des Nordostsporns der Zentralalpen (Mittelburgenland). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **123/1**, 39–112, Wien.
- NEHYBA, S. & ROETZEL, R. (2004): The Hollabrunn-Mistelbach Formation (Upper Miocene, Pannonian) in the Alpine-Carpathian Foredeep and the Vienna Basin in Lower Austria - An example of a Coarse-grained Fluvial System. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **144/2**, 191–221, Wien.
- NEHYBA, S. & ROETZEL, R. (2010): Fluvial deposits of the St. Marein-Freischling Formation – insights into initial depositional processes on the distal external margin of the Alpine-Carpathian Foredeep in Lower Austria. – *Austrian Journal of Earth Sciences*, **103/2**, 50–80, Wien.
- PAHR, A. (1984): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000. Erläuterungen zu Blatt 137 Oberwart. – 47 S., Geol. B.-A., Wien.
- PAPP, A. (1951): Das Pannon des Wiener Beckens. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **39–41**, 99–193, Wien.
- PAPP, A. (1974a): Die Entwicklung des Sarmats in Österreich. – In: PAPP, A., MARINESCU, F. & SENEŠ, J. (Hrsg.): Chronostratigraphie und Neostatotypen: Miozän der zentralen Paratethys: Band **IV**, M5 Sarmatien (sensu E. Suess, 1866): Die Sarmatische Schichtengruppe und ihr Stratotypus, 75–77, Bratislava.

- PAPP, A. (1974b): 4. Faziostratotypus: Wiesen D II. Burgenland, Wiener Becken. – In: PAPP, A., MARINESCU, F. & SENEŠ, J. (Hrsg.): Chronostratigraphie und Neostratotypen: Miozän der zentralen Paratethys: Band **IV**, M5 Sarmatien (sensu E. Suess, 1866): Die Sarmatische Schichtengruppe und ihr Stratotypus, 176–182, Bratislava.
- PAPP, A. (1985): Alpenstrand – Das Steirische Becken. – In: PAPP, A., JÁMBOR, A. & STEININGER, F. (Hrsg.): Chronostratigraphie und Neostratotypen: Miozän der zentralen Paratethys: Band **VII**, M6 Pannonien (Slavonien und Serbien), 72–74, Budapest.
- PAPP, A. & TURNOVSKY, K. (1953): Die Entwicklung der Uvigerinen im Vindobon (Helvet und Torton) des Wiener Beckens. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **46**, 117–142, Wien.
- PAPP, A., CICHA, I. & SENEŠ, J. (1978): Gliederung des Badenien, Faunenzonen und Unterstufen. – In: PAPP, A., CICHA, I., SENEŠ, J. & STEININGER, F. (Hrsg.): Chronostratigraphie und Neostratotypen: Miozän der zentralen Paratethys: Band **VI**, M4 Badenien (Moravien, Wielicien, Kosovien), 49–52, Bratislava.
- PAPP, A., RÖGL, F. & SENEŠ, J. (Hrsg.) (1973): Chronostratigraphie und Neostratotypen, Miozän der Zentralen Paratethys, Band **III**, M2 Ottnangien. – 841 S., Bratislava.
- PAPP, A., JÁMBOR, A. & STEININGER, F. (Hrsg.) (1985): Chronostratigraphie und Neostratotypen: Miozän der zentralen Paratethys: Band **VII**, M6 Pannonien (Slavonien und Serbien) – 636 S., Budapest.
- PASCHER, G. (1991): Das Neogen der Mattersburger Bucht (Burgenland). – In: LOBITZER, H. & CSÁSZÁR, G. (Red.): Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich-Ungarn (Teil 1), 35–52, Wien.
- PERESSON, H. (2006): Neotektonik. – In: WESSELY, G.: Geologie der österreichischen Bundesländer – Niederösterreich, 255–258, Geol. B.-A., Wien.
- PILLER, W. (2000): Wiesen-Pötsching – Naturdenkmal Sandgrube (Sandgrube Biricz). – In: SCHÖNLAUB, H.P. (Hrsg.): Geologie der österreichischen Bundesländer – Burgenland, 93, Geol. B.-A., Wien.
- PILLER, W. & HARZHAUSER, M. (2005): The myth of the brackish Sarmatian Sea. – Terra Nova, **17**, 450–455, Oxford.
- PILLER, W. & VAVRA, N. (1991): Das Tertiär im Wiener Becken und Eisenstädter Becken. – In: HOFMANN, T., ROETZEL, R. & NAGL, D. (Hrsg.): Exkursionen im Tertiär Österreichs. Molassezone, Waschbergzone, Korneuburger Becken, Eisenstädter Becken, 169–216, Wien.
- PILLER, W., EGGER, J., ERHART, C.W., GROSS, M., HARZHAUSER, M., HUBMANN, B., VAN HUSEN, D., KRENMAYR, H.G., KRISTYN, 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). – 1 Bl., Kommission für die paläontologische und stratigraphische Erforschung Österreichs der Österreichischen Akademie der Wissenschaften und Österreichische Stratigraphische Kommission.
- PILLER, W., HARZHAUSER, M. & MANDIC, O. (2007): Miocene Central Paratethys stratigraphy – current status and future directions. – Stratigraphy, **4/2–3**, 151–168, New York.
- POLESNY, H. (2003): The Karpatian in the Styrian Basin. – In: BRZOBOHATÝ, R., CICHA, I., KOVÁČ, M. & RÖGL, F. (Eds.): The Karpatian. A Lower Miocene stage of the Central Paratethys, 127–131, Brno.
- POLTNIG, W. & HERLEC, U. (2012): Geologisch-naturschutzfachliche Grundlagen des Geoparks Karawanken (pdf). – 197 S., www.geopark-karawanken.at/files/2012_geopark_karawanken_naturschutzfachliche_grundlagen.pdf (abgerufen am 26.11.2015).
- POPOV, S.V., RÖGL, F., ROZANOV, A.Y., STEININGER, F.F., SHCHERBA, I.G. & KOVAC, M. (Eds.) (2004): Lithological-Paleogeographic maps of Paratethys: 10 maps Late Eocene to Pliocene. – Courier Forschungsinstitut Senckenberg, **250**, 46 S., Frankfurt am Main.
- RASSER, M.W. & HARZHAUSER, M. (Coord.) (2008): Paleogen and Neogene. – In: MCCANN, T. (Ed.): The Geology of Central Europe. Volume 2: Mesozoic and Cenozoic, 1031–1139, London.
- ROETZEL, R. (1983): Die Faziesentwicklung des Oligozäns in der Molassezone zwischen Krems und Wieselburg (Niederösterreich). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **126/1**, 129–179, Wien.
- ROETZEL, R. (Red.) (1999): Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1999 Retz-Hollabrunn. – 366 S., Geol. B.-A., Wien.
- ROETZEL, R. (2003): The Karpatian Sediments in the Alpine-Carpathian Foredeep in Austria. – In: BRZOBOHATÝ, R., CICHA, I., KOVÁČ, M. & RÖGL, F. (Eds.): The Karpatian. A Lower Miocene stage of the Central Paratethys, 97–100, Brno.
- ROETZEL, R. (2009): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000: Erläuterungen zu Blatt 23 Hadres. – 150 S., Geol. B.-A., Wien.
- ROETZEL, R., CICHA, I., DECKER, K. & HEINRICH, M. (1999a): C8 Gogendorf – Sand- und Kiesgrube der Gemeinde Gutersdorf. – In: ROETZEL, R. (Red.): Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1999 Retz-Hollabrunn, 348–350, Geol. B.-A., Wien.
- ROETZEL, R., MANDIC, O. & STEININGER, F. (1999b): Lithostratigraphie und Chronostratigraphie der tertiären Sedimente im westlichen Weinviertel und angrenzenden Waldviertel. – In: ROETZEL, R. (Red.): Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1999 Retz-Hollabrunn, 38–54, Geol. B.-A., Wien.
- RÖGL, F. (1996): Stratigraphic correlation of the Paratethys Oligocene and Miocene. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich, **41**, 65–73, Wien.
- RÖGL, F. (1998): Palaeogeographic Considerations for Mediterranean and Paratethys Seaways (Oligocene to Miocene. – Annalen des Naturhistorischen Museums in Wien: Serie A, **99**, 279–310, Wien.
- RÖGL, F. (1999): Mediterranean and Paratethys. Facts and hypotheses of an Oligocene to Miocene paleogeography (Short overview). – Geologica Carpathica, **50/4**, 339–349, Bratislava.
- RÖGL, F. (2001): Mid-Miocene Circum-Mediterranean paleogeography. – Berichte des Institutes für Geologie und Paläontologie der Karl-Franzens-Universität Graz, **4**, 49–59, Graz.
- RÖGL, F. & STEININGER, F. (1989): Das Pont in Österreich. – In: STEVANOVIC, P., NEVEŠKAJA, L.A., MARINESCU, F., SOKAČ, A. & JÁMBOR, A. (Eds.): Chronostratigraphie und Neostratotypen, Neogen der Westlichen („Zentrale“) Paratethys, Band **VIII**, Pontien, 286–293, Zagreb-Beograd.
- RÖGL, F., HOFMANN, T., ZORN, I., BRZOBOHATÝ, R. & STOJASPAL, F. (1997): Die Typuslokalität der Laaer Serie. – Exkursionsführer der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **17**, 75–81, Wien.
- RÖGL, F., KRHOVSKY, J., BRAUNSTEIN, R., HAMRSMID, B., SAUER, R. & SEIFERT, P. (2001): The Ottenthal Formation revised – sedimentology, micropaleontology and stratigraphic correlation of the Oligocene Ottenthal sections (Waschberg Unit, Lower Austria). – In: PILLER, W. & RASSER, M.W. (Eds.): Paleogene of the Eastern Alps. – Österreichische Akademie der Wissenschaften, Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommissionen, **14**, 291–346, Wien.
- RUPP, C. (2008): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000. Erläuterungen zu Blatt 47 Ried im Innkreis. – 100 S., Geol. B.-A., Wien.

- RUPP, C. (2011): Vorlandmolasse. – In: RUPP, C., LINNEN, M. & MANDL, G.W. (Red.): Geologische Karte von Oberösterreich 1:200.000, Erläuterungen, 101–121, Geol. B.-A., Wien.
- RUPP, C., LINNEN, M. & MANDL, G.W. (Red.) (2011): Geologische Karte von Oberösterreich 1:200.000. Erläuterungen. – 255 S., Geol. B.-A., Wien.
- SACHSENHOFER, R. (1996): The Neogene Styrian Basin: An overview. – *Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich*, **41**, 19–32, Wien.
- SACHSENHOFER, R., SPERL, H. & WAGINI, A. (1996): Structure, development and hydrocarbon potential of the Styrian Basin (Pannonian Basin system, Austria). – In: WESSELY, G. & LIEBL, W. (Eds.): Oil and Gas in Alpidic Thrustbelts and Basins of Central and Eastern Europe. – EAGE Special Publication, No. **5**, 393–414, London.
- SACHSENHOFER, R., JELEN, B., HASENHÜTTL, C., DUNKL, I. & RAINER, T. (2001): Thermal history of the Tertiary basins in Slovenia (Alpine-Dinaride-Pannonian junction). – *Tectonophysics*, **334**, 77–99, Amsterdam.
- SAUER, R., SEIFERT, P. & WESSELY, G. (1992): Guidebook to excursions in the Vienna Basin and the adjacent Alpine-Carpathian thrustbelt in Austria. – *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, **85**, 264 S., Wien.
- SAUERZOPF, F. (1952): Beitrag zur Entwicklungsgeschichte des südburgenländischen Pannons. – *Burgenländische Heimatblätter*, **14/1**, 1–16, Eisenstadt.
- SCHAFER, F.X. (1943): Das Alpenvorland. – In: SCHAFER, F.X. (Hrsg.): *Geologie der Ostmark*, 515–553, Wien.
- SCHMID, H. (1968): Das Jungtertiär an der SE-Seite des Leithagebirges zwischen Eisenstadt und Breitenbrunn (Burgenland). – *Wissenschaftliche Arbeiten aus dem Burgenland*, **41**, 74 S., Eisenstadt.
- SCHMID, S.M., BERNOULLI, D., FÜGENSCHUH, B., MATENCO, L., SCHEFER, S., SCHUSTER, R., TISCHLER, M. & USTASZEWSKI, K. (2008): The Alpine-Carpathian-Dinaridic orogenic system: correlation and evolution of tectonic units. – *Swiss Journal of Geosciences*, **101**, 139–183, Basel.
- SCHNABEL, W. (Red.) (2002): Geologische Karte von Niederösterreich 1:200.000, Legende und kurze Erläuterung. – 47 S., Geol. B.-A., Wien.
- SCHROFFENEGGER, V., RAKASEDER, S. & KURZWEIL, H. (1999): Grundwasserhöflichkeit im Mittleren Burgenland. – 333 S., Amt der Burgenländischen Landesregierung, Abt. Wasser- und Abfallwirtschaft, Eisenstadt.
- SCHUBERT, G. (1999): Zu den hydrogeologischen Verhältnissen im Obermarkersdorfer Becken. – In: ROETZEL, R. (Red.): *Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1999 Retz-Hollabrunn*, 171–178, Geol. B.-A., Wien.
- SCHUBERT, G. (2015): Hydrogeologie der trinkbaren Tiefengrundwässer in Österreich. – *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **64**, 11–70, Wien.
- SCHUSTER, R., DAURER, A., KRENMAYR, H.G., LINNEN, M., MANDL, G.W., PESTAL, G. & REITNER, J.M. (2015): Rocky Austria. *Geologie von Österreich – kurz und bunt*. – 4. Auflage, 80 S., Geol. B.-A., Wien.
- SEGHEDEI, I., DOWNES, H., SZAKÁCS, A., MASON, P.R.D., THIRLWALL, M.F., ROŞU, E., PÉCSKAY, Z., MÁRTON, E. & PANAIOTU, C. (2004): Neogene-Quaternary magmatism and geodynamics in the Carpathian-Pannonian region: a synthesis. – *Lithos*, **72**, 117–146, Amsterdam.
- SEIFERT, P., BRAUNSTEIN, R. & BALDI, T. (1991): Korrelation der oligozänen Schichtfolgen von Ottenthal (Waschbergzone, Niederösterreich) mit der Region Kiscell (Budapest, Nordungarn). – In: LOBITZER, H. & CSÁSZÁR, G. (Red.): *Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich-Ungarn (Teil 1)*, 109–129, Wien.
- STAMPFLI, G. & KOZUR, H. (2006): Europe from Variscan to the Alpine cycles. – *Geological Society of London, Memoirs*, **32**, 57–82, London.
- STEININGER, F. & ROETZEL, R. (1991): Die tertiären Molassesedimente am Ostrand der Böhmisches Masse. – In: HOFMANN, T., ROETZEL, R. & NAGL, D. (Hrsg.): *Exkursionen im Tertiär Österreichs. Molassezone, Waschbergzone, Korneuburger Becken, Eisenstädter Becken*, 59–141, Wien.
- STEININGER, F. & WESSELY, G. (2000): From the Tethyan Ocean to the Paratethys Sea: Oligocene to Neogene Stratigraphy, Paleogeography of the circum-Mediterranean region and the Oligocene to Neogene Basin evolution in Austria. – *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, **92**, 95–116, Wien.
- STEININGER, F., WESSELY, G., RÖGL, F. & WAGNER, L. (1986): Tertiary sedimentary history and tectonic evolution of the Eastern Alpine foredeep. – *Giornale di Geologia*, ser. 3, **48/1–2**, 285–297, Bologna.
- STEININGER, F., DAXNER-HÖCK, G., HAAS, M., KOVAR-EDER, J., MAURITSCH, H., MELLER, B. & SCHOLGER, R. (1998): Stratigraphy of the „Basin Fill“ in the Early Miocene Lignite Opencast Mine Oberdorf (N Voitsberg, Styria, Austria). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **140/4**, 491–496, Wien.
- STEVANOVIĆ, P., NEVESSKAJA, L.A., MARINESCU, F., SOKAČ, A. & JÁMBOR, A. (Eds.) (1989): *Chronostratigraphie und Neostatotypen, Neogen der Westlichen („Zentrale“) Paratethys*, Band **VIII**, Pontien. – JAZU & SANU, 952 S., Zagreb–Beograd.
- STILLE, H. (1924): *Grundfragen der vergleichenden Tektonik*. – 443 S., Berlin (Bornträger).
- STINGL, K. (1994): Depositional environment and sedimentary of the basinal sediments in the Eibiswald Bucht (Radl Formation and Lower Eibiswald Beds), Miocene Western Styrian Basin, Austria. – *Geologische Rundschau*, **83/4**, 811–821, Stuttgart.
- STUR, D. (1871): *Geologie der Steiermark* – Verlag des geognostisch-montanistischen Vereines für die Steiermark, 654 S., Graz.
- SUESS, E. (1852): Sandstein- und Mergellagen in der Gegend von Nikolsburg in Mähren. – *Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt*, **3/4**, 129, Wien.
- TARI, G., DÖVÉNYI, P., DUNKL, I., HORVÁTH, F., LENKEY, L., STEFANESCU, M., SZAFIAN, P. & TÓTH, T. (1999): Lithospheric structure of the Pannonian basin derived from seismic, gravity and geothermal data. – *Geological Society of London, Special Publication*, **156**, 215–250, London.
- TAUBER, A.F. (1959a): *Geologische Stratigraphie und Geschichte des Neusiedlerseegebietes*. – *Wissenschaftliche Arbeiten aus dem Burgenland*, **23**, 18–24, Eisenstadt.
- TAUBER, A.F. (1959b): *Grundzüge der Tektonik des Neusiedlerseegebietes*. – *Wissenschaftliche Arbeiten aus dem Burgenland*, **23**, 26–31, Eisenstadt.
- THENIUS, E. (1974): *Geologie der österreichischen Bundesländer in kurzgefaßten Einzeldarstellungen. Niederösterreich*. – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Bundesländerserie*, 280 S., Wien.
- TOLLMANN, A. (1955): *Das Neogen am Nordwestrand der Eisenstädter Bucht*. – *Wissenschaftliche Arbeiten aus dem Burgenland*, **10**, 74 S., Eisenstadt.
- TOLLMANN, A. (1985): *Geologie von Österreich, Band 2. Außerzentralalpiner Anteil*. – 710 S., Wien.

- WACHTEL, G. & WESSELY, G. (1981): Die Tiefbohrung Berndorf 1 in den östlichen Kalkalpen und ihr geologischer Rahmen. – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **74/75**, 137–165, Wien.
- WAGNER, L. (1996a): Die tektonisch-stratigraphische Entwicklung der Molasse und deren Untergrundes in Oberösterreich und Salzburg. – Exkursionsführer der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **16**, 36–65, Wien.
- WAGNER, L. (1996b): Stratigraphy and hydrocarbons in the Upper Austrian Molasse Foredeep (activ margin). – In: WESSELY, G. & LIEBL, W. (Eds.): Oil and Gas in Alpidic Thrustbelts and Basins of Central and Eastern Europe. – EAGE Special Publication, No. **5**, 217–235, London.
- WEISSENBÄCK, M. (1996): Lower to Middle Miocene sedimentation model of the central Vienna Basin. – In: WESSELY, G. & LIEBL, W. (Eds.): Oil and Gas in Alpidic Thrustbelts and Basins of Central and Eastern Europe. – EAGE Special Publication, No. **5**, 355–363, London.
- WESSELY, G. (1993a): Der Untergrund des Wiener Beckens. – In: BRIX, F. & SCHULZ, O. (Hrsg.): Erdöl und Erdgas in Österreich, 249–280, Wien.
- WESSELY, G. (1993b): Das Pannonische Becken einschließlich des Mattersburger Beckens (Burgenland). – In: BRIX, F. & SCHULZ, O. (Hrsg.): Erdöl und Erdgas in Österreich, 371–378, Wien.
- WESSELY, G. (1998): Geologie des Korneuburger Beckens. – In: SOVIS, W. & SCHMIDT, B. (Hrsg.): Das Karpat des Korneuburger Beckens Teil 1 – Beiträge zur Paläontologie, **23**, 9–23, Wien.
- WESSELY, G. (2000): Sedimente des Wiener Beckens und seiner alpinen und subalpinen Unterlagerung. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich, **44**, 191–214, Wien.
- WESSELY, G. (2006): Geologie der österreichischen Bundesländer – Niederösterreich. – 416 S., Geol. B.-A., Wien.
- WESSELY, G., KRÖLL, A., JIŘÍČEK, R. & NĚMEC, F. (1993): Geologische Themenkarten der Republik Österreich. Wiener Becken und angrenzende Gebiete 1:200.000: Geologische Einheiten des prä-neogenen Beckenuntergrundes. – Geol. B.-A., Wien.
- WINKLER, A. (1927): Über die sarmatischen und pontischen Ablagerungen im Südostteil des steirischen Beckens. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **77**, 393–456, Wien.
- WINKLER-HERMADEN, A. (1962): Die jüngsttertiäre (sarmatisch-pannonisch-höherpliozäne) Auffüllung des Pullendorfer Beckens (= Landseer Bucht E. Sueß) im mittleren Burgenland und der pliozäne Basaltvulkanismus am Pauli-Berg und bei Oberpullendorf-Stoob. – Sitzungsberichte der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse, Sitzungsberichte: Abteilung I, **171**, 143–192, Wien.
- ZETINIGG, H. (1992/1993): Die Mineral- und Thermalquellen der Steiermark. – Mitteilungen der Abteilung für Geologie, Paläontologie und Bergbau am Landesmuseum Joanneum, **50/51**, 362 S., Graz.
- ZORN, I. (2000): Das Paläogen und Neogen. – In: SCHÖNLAUB, H.P. (Hrsg.): Geologie der österreichischen Bundesländer – Burgenland, 15–28, Wien.
- ZORN, I. & FRITZ, I. (2000): Miozäner und plio-/pleistozäner Vulkanismus. – In: SCHÖNLAUB, H.P. (Hrsg.): Geologie der österreichischen Bundesländer – Burgenland, 28–30, Wien.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt in Wien](#)

Jahr/Year: 2015

Band/Volume: [64](#)

Autor(en)/Author(s): Berka Rudolf

Artikel/Article: [Zur Geologie der großen Beckengebiete des Ostalpenraumes 71-141](#)