

## ÜBERSICHT DER BECKENRANDFAZIES DES PANNONIEN S. STR. (KUNSÁG-STUFE) IN UNGARN

von

ÁRON JÁMBOR

Die geologischen Charakteristika der in Beckenfazies entwickelten Kunság-Ablagerungen in einem gesonderten Aufsatz zu geben, wird trotz ihrer relativ geringen räumlichen Verbreitung, ihrer 10 bis 15-mal dünneren Ausbildung, durch ihren, im Vergleich zu den Beckenfazies auffallenden Faziesreichtum berechtigt.

In Beckenrandfazies sind uns die Ablagerungen des Pannonien s. str. von den die Mittelgebirge in der Mitte des Pannonischen Beckens umgebenden Hügellandgebieten bekannt. Auf dem Gebiet Ungarns sind diese Räume vom Osten nach Westen die folgenden: der Rand des Sopron-Gebirges und des Transdanubischen Mittelgebirges, die Umgebung der Mecsek- und Villány-Gebirge ferner der Südrand des Nordungarischen Mittelgebirges sowie die dazwischen eingreifenden, kleinen intramontanen Beckengebiete (Tapolca, Nagyvázsony, Zsámbék, Szilágy, Cserehát, Komját). Hierzu wird auch der obere Teil der jungen neogenen Schichtenfolge der kleinen intramontanen Becken im Raume der vulkanischen Berge des Tokajer Gebirges (die Szerencs-Bucht) gerechnet. In den Teilen des inneren Raumes der grossen Becken (Kleine Ungarische Tiefebene, Zala-Becken, Draubecken, Grosse Ungarische Tiefebene), wo die Schichtenfolgen der Kunság Stufe küstennahe, d. h. Seichtwasser-Sarmatablagerungen überlagern, sind sie in vielen Fällen auch hier in Seichtwasser-Beckenrandfazies entwickelt. Wegen ihrer starken Bedecktheit und ihrer geringen Verbreitung im Vergleich zum Bohrnetz können wir die Gebiete solcher Ausbildung heute noch nicht abgrenzen, doch ist uns ihr Vorhandensein in manchen Schichtenfolgen (in denen von Mihályi, Dorozsma usw.) bekannt.

Die Ablagerungen des Pannonien s. str. sind an den Beckenrändern ziemlich gut aufgeschlossen. Hier ist das Bohrnetz im allgemeinen wesentlich dichter als im Beckeninneren, und ausserdem hat eine ganze Reihe von kleineren-grösseren natürlichen und künstlichen Aufschlüssen ihre sorgfältige Untersuchung ermöglicht. Die künstlichen Aufschlüssen (mehrere hundert Tiefbohrungen, Sand-Ton-Schürfe usw.) wurden vor allem im Laufe der Suche und Erkundung sowie der Exploitation von Lagerstätten fester Minerale errichtet.

Die in Beckenfazies entwickelten Pannonien s. str.-Ablagerungen sind weniger tektonisiert, sie fallen im allgemeinen mit 1–2°, seltener etwas steiler von den aus älteren Gesteinen bestehenden Gebirgen beckeninwärts ein. So treten die Schichten der Kunság Stufe an der NW-Seite des Transdanubischen Mittelgebirges, an der SO-Seite des Mecsek-Gebirges sowie der Cserhát-, Bükk- und Tokajer Gebirge in den, den älteren Bildungen am nächsten Liegenden Räumen zutage bzw. sind in der Nähe der Tagesoberfläche. In den anderen Gebieten (Sopron- und Kőszeg-Gebirge, SO-Vorland des Transdanubischen

Mittelgebirges, S-Vorland des Mátra-Gebirges und Umgebung des Villányer Gebirges) lagern die Bildungen der Dunántúl Stufe transgressiv, und der Einfallen der Pannonien s. str.-Schichten ist so gering, dass sie unter den ersteren nur stellenweise, im Ergebnis der quartären Abtragungsprozesse zutage getreten sind. In diesen letzteren Gebieten sind uns die Pannonien s. str.-Bildungen vor allem aus Tiefbohrungen bekannt.

Bei der Bestimmung des Begriffes Pannonien s. str. sowie bei der allgemeinen Charakterisierung dieser Bildungen haben wir uns mit der Frage der Abgrenzung der Kunság Stufe befasst. Auch hier möchten wir vermerken, dass die paläontologische-lithologische Grenzziehung der unteren Grenze in den Beckenrandschichtenfolgen im allgemeinen leicht durchzuführen ist. In den grauen pelitischen sublitoralen Serien wird die Grenzziehung durch die unterschiedliche Farbe der Schichten der beiden Stufen und die unterschiedliche Mollusken-, Ostracoden- und Lebenspuren-Fauna, ferner durch die vollkommen unterschiedliche und in den Ablagerungen des Pannonien s. str. äusserst reiche, organischskelettige Mikropflanzton-(Dinoflagellata)-Flora erleichtert.

In den Beckenrandgebieten sind die Bildungen des Pannonien s. str. in vielen Fällen an der Basis unvollständig ausgebildet. Bisher haben sich allerdings die unmittelbar über den Sarmatschichten lagernden Serien (mit Ausnahme des Sopron-Gebirges) sowohl lithostratigraphisch, als auch paläontologisch als vollständig erwiesen. Die von unten unvollständigen Schichtenfolgen beginnen unmittelbar über den präarmatischen Bildungen mit relativ grobkörnigen (Kleinschotter, Sand) Basisbildungen. Vom paläontologischen Gesichtspunkt ist es schwer zu beurteilen, ob diese Fazies vollständig oder unvollständig ist. Die Geländebeziehungen sprechen in der Mehrheit der Fälle eher für eine unvollständige Ausbildung, weil im Raume der Depressionen das pelitische Sarmat ohne Unterbrechung der Sedimentation durch pelitische Pannonien s. str.-Schichten überlagert wird, während in den hipsometrisch höher gelegenen Teilen derselben morphologischen Struktur die Pannonien s. str.-Sedimentation über älteren Bildungen mit einer geröllig-sandiger Basisschicht (Zámori Formation) einsetzt. Es scheint also, dass die Pannonien s. str.-Transgression nicht an der Sarmat/Pannonien s. str.-Grenze, sondern zu Beginn des mittleren Teiles der Pannonien s. str. Stufe begonnen hat.

Aus diesem Grund und angesichts der erwähnten Entwicklung lässt sich an der Basis des Oberteiles der Pannonien Stufe das Vollziehen einer neuen Transgression feststellen (Kisbér Formation), und an den Beckenrändern wird die pannonische Stufe vom entwicklungsgeschichtlichen Gesichtspunkt durch die an der Basis der Dunántúl Stufe (= oberpannonische Unterstufe) stattgefundenene dritte pannonische Transgression abgeschlossen. An den Beckenrändern stimmt dies im allgemeinen mit der Grenze der Spiniferites bentori- und der S. validus Mikropflanzton-Zone und gleichzeitig mit der unteren Grenze der vorwiegend dünngeschichteten, an Sandeinlagerungen reichen Seichtwasser-Sedimentfolge „oberpannonischen Typus“ überein. Aufgrund dieser grossen lithologischen Veränderung können wir die früher Unterpannonische bzw. Oberpannonische Unterstufe und heute Peremarton und Balaton Übergruppen genannten lithostratigraphischen Einheiten unterscheiden.

Vor allem aufgrund der Untersuchung der in Beckenrandfazies entwickelten Pannonien s. str.-Schichtenfolgen konnten wir die wesentlichen Elemente der tektonisch-paläogeographischen Veränderungen bestimmen, die die Sar-

mat/Pannonien s. str.-Grenze ausgebildet haben. Die morphologischen Konsequenzen der an der Sarmat/Pannonien s. str.-Grenze stattgefundenen tektonischen Bewegungen haben die bis dahin mit der östlichen Paratethys-See bestandene, fast unbegrenzte Verbindung blockiert, verschlossen. Infolge der morphologischen Veränderungen sowie der Bewegung der eurasiatischen Platte wurde das allgemein aride Klima des Sarmats durch ein im Sommer aride sehr warme und im Winter kühle und sehr niederschlagsreiche Klima abgelöst. In der Nähe der Sarmat/Kunság-Grenze sind demzufolge — in den unter der Basis der hydrodynamischen Tätigkeit der Wellen (Wellenbasis) gelegenen Gebieten des Sedimentationsbeckens — die dünnplattigen Sedimente [Zala Formation (Plattenmergel)] sehr weit verbreitet, in denen auch noch Foraminiferen [*Miliammina* und *Trochammina* sp., sogar sarmatische Relikte von Mollusken und Foraminiferen (?)] vorkommen. Die tektonischen Bewegungen wurden durch Rhyolithvulkanismus und grosse, praktisch auf das ganze Gebiet des Karpatenbeckens verbreitete, mehrmals Wiederholte Tuffauswürfe begleitet, die nur die Entstehung von Rhyolithuffschichten von äusserst geringer Mächtigkeit (0,1 bis 15,0 cm) zur Folge hatten (Zsámbék Formation — Mergel mit Tuffstreifen). Diese geringmächtigen Rhyolithuffschichten sind nur in den sublitoralen pelitischen Serien erhaltengeblieben, weil sie in den anderen Faziesräumen, bereits in der frühen Phase der Diagenese, wegen Strömungen, Wellenschlag, Brandung oder der Lebenstätigkeit von Schlammfresser vernichtet wurden. Das Zentrum des vulkanischen Ausbruches, der zum Rhyolithuffauswurf führte, mag — nach unseren heutigen Kenntnissen — irgendwo in dem vulkanischen Raum im Untergrund des Tokajer Gebirges bzw. des Nyírség-Gebietes gelegen haben. Darauf weist die ziemlich mächtige Rhyolithufflage (Cserehát Formation) hin, die im Cserehát-Gebiet, zwischen den Flüssen Hernád und Sajó, zwischen Sedimentgesteinen des Sarmats und des Pannonien s. str. vorkommt (mehrere m mächtig).

Das Klima hat zunächst in einem Zeitraum von mehreren Jahrhunderten jährlich zweimal eine starke Veränderung der Salzkonzentration im Wasser des Sedimentationsbeckens verursacht, und später hat es eine Verdünnung der Salzkonzentration im Vergleich zum sarmatischen Meereswasser ausgelöst.

Diese Veränderung vollzog sich also im geologischen Sinne sehr schnell, aber gar nicht gleichmässig im ganzen Pannonischen Becken. Angesichts der regionalen Unterschiede in der Umwandlung der Mollusken-, Foraminiferen- und Ostracoden-Fauna sowie der Mikroplankton-Flora hat man den Eindruck, dass in den mehr oder weniger geschlossenen Becken (Estuarien) wie z. B. das Zsámbék-Becken die Umwandlung der benthonischen Faunen mit gewisser Verspätung im Vergleich zur Entstehung der Mikroplankton-Flora pannonischen Typus stattfindet, während im grossen pannonischen See die beiden Veränderungen im wesentlichen koinzidieren. Das lässt sich vielleicht mit einer zeitlichen Verspätung der Salzgehaltabnahme der tieferen Wasserschichten der geschlossenen Becken erklären.

Obwohl wir zu Beginn dieses Aufsatzes den Faziesreichtum der Pannonien s. str.-Ablagerungen der Beckenrandgebiete hervorgehoben haben, möchten wir trotzdem die Charakterisierung der Fazies damit anfangen, dass diese Ablagerungen auch hier vor allem durch die dominante Rolle der grauen Tonmergelschichten gekennzeichnet sind (siltführender Tonmergel, tonmergelführender Silt, Tonmergel). Ihr Anteil übertrifft im Durchschnitt 80 bis 90%. Den aus den Beckenfaziesgebieten bekannten dunkelgrauen Tonmergeln, kleinkörnigen

Sandsteinen, Plattenmergeln, Konglomeraten, bräunlichgrauen Kalkmergeln, Basalten und Basaltpyroklastiten gegenüber wird der Faziesreichtum an den Beckenrändern durch die Biofaziesmannigfaltigkeit des grauen Tonmergels, ferner durch das Auftreten von Perlschotter-Quarzsand-, Plattenmergel-, weissen Mergel-, diatomeenführenden Mergel-Diatomit-, Kalkstein-, Süsswaserkalk-, Rhyolithuff—Bentonit-Buntton-Gerölle-, gut sortierten Silt-, hämatitglimmerigen Sand-, Lettenkohle-Lignit-, Andesitpyroklastit-, Andesitbasalt-, fluviatilen Konglomerat—Sandstein-Schichten gewährleistet. Innerhalb der grauen Tonmergelhauptfazies kommt die Mollusken-Biofazies am häufigsten vor. Auf charakteristische Weise sind den im Beckeninneren vorkommenden gegenüber hier die Mollusken im allgemeinen gut erhalten, von weisser oder blassdrapper Farbe und bilden in der Regel eine Pflasterstruktur oder aus zwei-drei Muscheln bestehende dünne Lumachelle, ferner kommen sie als Einzelklappen in einer mit der Schichtung parallelen Lage vor. Häufig sind auch die durch schlammfressende Organismen bedingten Lebensspurenmergel. Von diesen sind die Ypsilon- und die Siphonellen-Typen für die tonigere Fazies, die mit *Pectinaria sabulosa* für die siltreiche Fazies charakteristisch. Verhältnismässig häufig kommen in den mehr oder minder abgeschnürten Ästuarien die diatomenreichen Typen, seltener die an (kombustiblem) Alginit, Schwammnadeln bzw. Ostracoden reichen Fazies vor.

Aufgrund der stratigraphischen Reichweite, geologischen Merkmale und Verbreitung haben wir innerhalb der grauen Tonmergel-Hauptfazies mehrere lithostratigraphische Einheiten unterschieden. Für die Csákvár Formation ist die molluskenführende, an Lebensspuren reiche und diatomitführende Fazies, für die Csór Formation die Sabulosa-Fazies, für die Imárhegy Formation der Gesteinstypus mit Schwammnadeln, Diatomiten und Alginiten charakteristisch. Die Ostracoden-Fazies kommt in jeder Formation vor. Die einzelnen Formationen sind in der Tabelle 2. des Aufsatzes von V. DANK—Á. JÁMBOR ihrer bisher gekannten stratigraphischen Reichweite entsprechend angeführt.

Zur grauen sublitoralen Tonmergel-Hauptfazies gehört die blassgraue (wenn trocken, weisse), oft plattenförmig geschichtete, im allgemeinen an Diatomeen reiche Kalkmergelfazies, die in erster Reihe in den Randlagunen des einstigen Mecseker Sedimentationsbeckens (Martonfa, Máriakéménd) bekannt ist, doch aber weniger charakteristischer Ausbildung auch im Nagyvázsöny-, Peremarton-, Várpalota- und Csákvár-Becken angetroffen werden kann (Monostorapáti Formation). Im südlichen Vorland des Nordungarischen Mittelgebirges (Bogács), ferner in den kleinen intramontanen Becken zwischen den Vulkanitbergen von Baden—Sarmat- bzw. Pannonien s. str. des Tokajer Gebirges wird die Faziesähnlichkeit durch eine tuffitführende Diatomitbildung angezeigt. Die Vorkommen im Mecsek werden zur Csákvár Formation, die im Tokajer Gebirge zur Cserehát Formation gerechnet. Ihre Entstehung ist an die Verbreitung der in der Sommerhitze durchwärmten Ästuarien-Lagunen und an das durch die Isoliertheit bedingte Fehlen anderer Sedimentmaterialien gebunden.

Die nächste der Häufigkeit nach ist die durch bunte Tone vertretene Fazieseinheit in Austrocknenden Seen, Sumpfe und Flusswassermilieus die derzeit im Südwestteil des Lagunen-Ästuarien-Systems, im Raume des Peremarton-, Várpalota- und Csákvár-Beckens zwischen der Hauptmasse des Transdanubischen Mittelgebirges (in ihrem SO-Vorland) und der SO davon vorkommenden Grundgebirgsschollenreihe (Phyllit von Balatonfőkajár, Devonkalk-

stein von Szárhegy, Velence-Gebirge-Granit, Triasdolomit von Etyek), ferner im SO-Vorland des Velence-Gebirges an der Basis der Peremarton Supergroup (die Ósi Formation) ausgebildet ist. Ein anderer, bedeutender Faziesraum ist uns im Ostteil des Borsod-Beckens zwischen den Flüssen Hernád und Sajó, im Cserehát, im Komját- und im Szendrő-Becken (Edelény Formation) bekannt. In der Bunttonfazieseinheit sind neben den gelben, braunen grünen und grauen Tonschichten die aus sehr leicht abgerundeten, kleinen Geröllkörnern bestehenden Geröllen und Sande lokalen Ursprungs, ferner die kohleführenden Ton-, sogar Lignitschichten und -Linsen auch charakteristisch (Komjáti-, Szendrő- und Öskü-Becken).

Im Raume der durch subtorale graue Tommergelbildung gekennzeichneten Csákvár- und Zsámbék-Becken wurde das abgelagerte Sediment infolge tektonischer und klimatischer Wirkungen (Austrocknen) gelegentlich trockengelegt. Dies hat zur Entstehung von Wurzelspuren, Trockenrisse, Schichten von brekziöser Struktur, gelegentlich pelitischen, an Huminitesubstanz reichen, geringmächtigen, dunkelgrauen Tonschichten, im Zsámbék- und im Máty-Becken dagegen zur Entstehung von geringmächtigen Hydrobienkalkschichten (Strázsahegy Member) geführt.

Die Expansion der Pannonien s. str.-Schichten fand nach unseren bisherigen Kenntnissen — wie bereits erwähnt — in zwei Phasen statt. Einige Gebiete wurden an der Basis des mittleren Teiles des Pannonien s. str. und andere, wesentlich grössere Räume an der Basis des oberen Teiles des Pannonien s. str. vom Binnenmeer erobert. Der Transgression zufolge entwickelten sich zumeist an Abrasionsküsten gebundene Perlschotter-Quarzsandschichten. Diese können auch an den Rändern des Sopron-Gebirges (Kisbér Formation), des Transdanubischen Mittelgebirges (Tinnye und Kisbér Formationen) und des Mecsek-Gebirges angetroffen werden. An der SO-Seite des Mecsek-Gebirges (Kisbér Formation) und der Inselschollen von Südbaranya (Tinnye Formation) kamen nicht Perlschotter, sondern verhältnismässig grobkörnige Schotter-schichten lokalen Ursprungs (Permsandstein im Mecsek bzw. jurassischer Hornstein und Kalkstein an den Inselschollen) zur Ablagerung, deren Material allerdings durch die Brandung ebenfalls ziemlich gut abgerundet worden war.

Der Begriff Perlschotter stammt vom Volksmund, doch wird seine Anwendung in der Fachliteratur durch die auffallend gut abgerundete Form der zur 3—5 mm-Fraktion gehörenden Körner, durch seine auch bei geringerem Abrollungsgrad sehr fortgeschrittene Poliertheit sowie dadurch eindeutig berechtigt, dass er vor allem aus monomiktem Quarz besteht. Ihr Zustandekommen lässt sich auch mit der Wirkung der Brandung am Seeufer erklären.

Das Zustandekommen der Quarzsandfazies ist uns in ihren Einzelheiten schon weniger bekannt. Wir müssen dabei den in der Ablagerungs- und frühdiagenetischen Phase oft stattgefundenen, wahrscheinlich zumeist biogen bedingten pH-Veränderungen eine wesentliche Rolle beimessen. Diese Veränderungen führten nicht nur zur Verwitterung der Feldspäte, sondern auch zu der der Glimmerkörner (sogar der Muskovit war verschwunden), und später wurde ihr Material infolge der neuen Aufarbeitung durch Brandung in die tieferen Beckenteile transportiert.

In der Cserehát Formation (Vulkanite) haben wir die früher ins Sarmat eingestufte, untergeordnet aus Andesiten, vorwiegend aber aus Andesitagglomeraten, -tuffen und -tuffiten sowie fluviatilen Konglomeraten und Sanden bestehende Serie des Borsod-Beckens, ferner den sog. obersten Rhyolithtuff

zusammengefasst, der nach den Untersuchungsergebnissen von GY. RADÓCZ (1969) zwischen den sedimentären Ablagerungen des Sarmat und der Kunság Stufe — also aufgrund der Interpretierung der Angaben vom Transdanubischen Mittelgebirge schon im unteren Teil des Pannonien s. str. — gelagert ist. Aufgrund der Diatomeenflora gehört hierzu jener Teil der die Kleinbecken innerhalb des Tokajer Gebirges ausfüllenden Diatomit—Rhyolithuffit—Hydroquarzit—Kaolin—Bentonit-Serie, dessen Pannonien s. str.-Alter durch die charakteristische Diatomeenflora bewiesen ist.

Das Alter des im Borsod-Becken vorkommenden Andesites der Cserehát Formation beträgt aufgrund der von K. BALOGH durchgeführten Messungen rund 9 Millionen Jahre. Das steht mit den mündlichen Mitteilungen von I. PÁLFALVY im Einklang, nach denen die reiche Laubwald-Blattflora der Tuffite der Cserehát Formation schon von Pannonien s. str.-Charakter ist. Aus diesem Grund haben wir ihn in das Pannonien s. str. gestellt. Ebenfalls ein Pannonien s. str.-Alter, -also weniger als 11 Millionen Jahre- hat der jüngste vulkanische Zyklus des Tokajer Gebirges gezeigt, der mit Rhyolithuff eisetzt, sich mit Andesit fortsetzt und durch Andesit-Basalt abgeschlossen wird. So scheint die Zuordnung dieser Vulkanite zur Cserehát Formation berechtigt zu sein.

In der Tabelle über die lithostratigraphischen Einheiten (siehe Abb. 2. im Aufsatz von V. DANK—Á. JÁMBOR) gibt es ausser den bisher erwähnten noch eine Formation, die sog. Borsod Formation. Sie besteht aus Sand-, Schotter- sowie grauen und grau bis gelben, bunten Tonschichten. Bezüglich ihres Alters konnte im Nordteil des Borsod-Beckens bisher nur soviel festgestellt werden, dass es älter als Würm und jünger als der Andesitagglomerat-Anteil der Cserehát Formation ist. In ihrem Zug an der NW-Seite des Tokajer Gebirges lässt sich ihr Alter noch weniger genau — jünger als Sarmat (Pannonien s. str.?), älter als Würm — bestimmen.