

## **PANNONIEN S. STR.-BILDUNGEN DER TRANSDANUBISCHEN BECKENGEBIETE**

BÉLA BARDÓCZ—ERNŐ BÍRÓ—VIKTOR DANK—LÁSZLÓ MÉSZÁROS—GUSZTÁV  
NÉMET—ISTVÁN TORMÁSSY

### **Einleitung**

Die Beziehungen und vertikalen Zusammenhänge der lithostratigraphischen Einheiten sowie die Parallelisierung mit den für die Grosse Ungarische Tiefebene eingeführten Einheiten sind in der Arbeit von V. DANK—Á. JÁMBOR in Abb. 2 vorgelegt.

Innerhalb des das Intervall zwischen dem Miozän und dem Pleistozän umfassenden Komplexes haben wir 12 lithostratigraphische Einheiten (Formationen) unterschieden und diese in 4 Formationsgruppen (Groups) eingestuft. Den ganzen Komplex haben wir nach den für den Gültigkeitsbereich der Klassifikation (Transdanubien) charakteristischsten geographischen Namen Peremarton and Dunántúl Übergruppe genannt (Abb. 1). Zum Stratotypus der Formationen wurden Bohrprofile der in Transdanubien auf Erdöl und Erdgas niedergebrachten Schürfb Bohrungen gewählt.

Die vorliegende Zusammenstellung umfasst die zum Pannonien s. str. gehörenden Mura und Zala Formationsgruppen sowie die Dráva Formation der Somogy Formationsgruppe.

### **Charakterisierung der Lithostratigraphischen Einheiten**

#### **Die Mura Formationsgruppe**

Die Formationsgruppe wurde nach dem Fluss Mur im SW-Transdanubien benannt, da 3 Formationen der Formationsgruppe zum ersten Mal im SW-Transdanubien erkannt worden waren. Die zur Formationsgruppe gehörenden fünf Formationen sind die folgenden:

- Die Lovász Formation (Sandstein)
- Die Lenti Formation (Mergel)
- Die Belezna Formation (Kalkmergel)
- Die Mihályi Formation (Konglomerat)
- Die Pásztori Formation (Trachyt).

Die Zusammenfassung dieser fünf Formationen in eine und dieselbe Formationsgruppe wird dadurch berechtigt, dass alle hierzu gerechneten Formationen eine sog. „Transgressionslithofazies“ darstellen, sowie dass mit Ablagerung der Formationen die erste Phase der Expansion der pannonischen Binnensee zu Ende kam. Wenn das Liegende miozän ist, kann die Mura Formationsgruppe wie folgt, darauf lagern:

- sie kann sich davon ohne Unterbrechung der Sedimentation entwickeln (z. B. SW-Transdanubien),
- mit einer Erosionsdiskordanz darauf lagern;
- in einer Form, in der keine offensichtliche erosionsbedingte Unterbrechung vorliegt, aber eine Lücke (Hiatus) („paraconformity“) vorhanden ist. Die Formationen der Formationsgruppe überlagern jedes, auf eine andere Weise aufgebautes Liegende (z. B. mesozoisch, paläozoisch, präkambrisch) mit einer Erosionsdiskordanz.

Das Hangende ist die Nagylengyel Formation (Tonmergel), stellenweise die Tófej Formation (Sandstein-Tonmergel).

### *Die Lovászi Formation*

*Typusgebiet des Stratotypus der lithostratigraphischen Einheit:* SW-Transdanubien; Lovászi, Erdöl-Erdgasfeld von Budafa.

Die Formation überlagert das Abschlussglied der Sarmat-Stufe, den sog. „Plattenmergel“ mit einer Sedimentationskontinuität. Der „Plattenmergel“ lässt sich im SW- und W-Teil des Komitates Zala, im Raume der Neogendepression von Budafa–Lovászi–Resznek–Őrség in grosser Häufigkeit verfolgen. Die Oberkante der Formation (Kontakt mit der Lenti Formation) im Raume des Stratotypusgebietes lässt sich eindeutig definieren. Ihre Mächtigkeit beträgt in den Strukturen von Lovászi im Durchschnitt 100 m. In der Tiefzone von Resznek–Őrség und in ihrer Randzone kann sie in ähnlicher Mächtigkeit in allen Bohrungen angetroffen werden, doch gegen Osten (Pusztapáti, Barabásszeg, Nagylengyel) keilen die Sandsteinschichtglieder (beds) aus und gehen in eine pelitische Fazies über.

### *Lithologischer Aufbau*

Für die Lovász Formation ist die Wechsellagerung von Sandstein- und Tonmergelschichtglieder kennzeichnend. Der Sandstein ist hellgrau, von mittlerer Härte, glimmerig, siltführend, feinkörnig. Der Tonmergel bis Mergel ist grau, dunkelgrau, von mittlerer Härte, horizontalgeschichtet, stellenweise mit verkohlten Pflanzenresten, siltführend.

### *Die Lenti Formation*

*Typusgebiet des Stratotypus der lithostratigraphischen Einheit:* SW-Transdanubien; Lovászi, Erdöl- und Erdgasfeld Lovászi.

Die Formation überlagert den Lovászi-Sandstein; ihre Grenzen können sowohl nach unten als auch nach oben (Kanizsa Formationsgruppe) eindeutig gezogen werden. Ihre Mächtigkeit beträgt im Raume des Stratotypusgebietes 70 bis 100 m. Innerhalb des Pannonien s. str.-Komplexes lässt sich dieser Stratotypus durch die Grosstruktur von Budafa und das Gewölbe von Lovászi durchweg gut verfolgen; auch in den Bohrungen der Tiefzone Resznek–Őrség ist sie verfolgbar, nur ihre Grenzen sind hier nicht so scharf wie im Typusgebiet.

*Lithologischer Aufbau*

Grauer, harter, stellenweise geschichteter, feinsandiger Tonmergel bis Mergel, stellenweise mit Sandsteinschnüren. Wo die Lenti Formation mächtig wird, kommen im Komplex auch Sandsteinschichten vor.

*Die Belezna Formation*

*Typusgebiet des Stratotypus der lithostratigraphischen Einheit:* SW-Transdanubien; Erdöl- und Erdgasfeld Belezna.

Der Miozän-Komplex wird von ca. 50 m mächtigen Mergel bis Kalkmergelschichten überlagert. Im elektrischen Profilbild (kurznormaler Widerstand) kann die Überlagerung aufgrund der charakteristischen Widerstandszunahme eindeutig nachgewiesen werden. Nach oben, gegen die der Lenti Formation entsprechenden Tonmergel-Mergelbildungen bzw. gegen eine der Formationen der Kanizsa Formationsgruppe (Nagy lengyel Formation, Tófej Formation) ist der Übergang graduell. Die Belezna Formation lässt sich in der Linie Belezna—Gyékényes—Tarany—Darány im Raume der Drau-Depression in einem breiten Streifen verfolgen. Auf jugoslawischer Seite entspricht dieser Formation das „Križevci član“ (Križevci Member) der „Moslavačka Gora“ Formation bzw. seine heteropische Fazies, der „Koprivnički pješčenjaci“ (Koprivnica Sandstone). Diese Formationen liegen zwischen den Markern Rs5 (G) und Rs7 (H).

Die wichtigsten Charakterzüge der Überlagerung älterer Gesteine sind wie folgt:

— Prämiozäne Bildungen werden durch die Formation immer mit einer Erosionsdiskordanz überlagert (z. B. in der Bohrung Görgeteg—Babócsa 6. folgt unter dem Kalkmergel des 2283—2300 m-Intervalles unmittelbar das präkambrische metamorphe Grundgebirge).

— Längs einer Diskordanzfläche berühren sich der obertortonische (oberes Baden) Schichtenkomplex und die Belezna Formation z. B. im Raum Darány-West. In der Bohrung Darány-West 1. im unteren Rückfallabschnitt der kennzeichnenden Widerstandszunahme zwischen 2501,8 und 2514 m (Kerngewinn: 12,2 m, 100%), bei einer Schichtung von 10° bis 15° Einfallen kommt ein dunklerbräunlichgrauer, sehr harter, muscheliger, splittrigbrüchiger Mergel mit einem dunkleren, grauen, mittelharten, feinglimmerigen, durch Gleitflächen durchsetzten, stark siltführenden, einige winzige, verkohlte Pflanzenresten erhaltenen Mergel bzw. mit einem grauen, harten, feinkörnigen 5—6 cm mächtigen Sandstein mit kalkigem Bindemittel in Kontakt. Der untere Mergel ist tektonisch gestörter, dicht mit Gleitflächen durchsetzt und enthält noch einige Foraminiferen; der obere Mergel ist dichter, im wesentlichen kaum tektonisiert, in ihm lassen sich nur Ostracoden beobachten, stellenweise in grosser Zahl; der Charakter der Diskordanz ist eigenartig: sie ist keine Winkeldiskordanz, da die beiden Mergel mit beinahe gleichem Fallwinkel geschichtet sind; es gibt keine Spur einer Erosionsdiskordanz; hier kommen zwei Mergelschichten ziemlich scharf voneinander getrennt in Kontakt. Wahrscheinlich handelt es sich um das Phänomen der „paraconformity“, d. h. eine Situation, in der es keine offensichtliche Erosionsunterbrechung vorhanden ist, doch liegt eine Sedimentationslücke (Hiatus) vor.

— Die dritte Lagerungsart der Belezna Formation ist die Konkordanz, die für das Typusgebiet des Stratotypus (Belezna) ferner für den Raum von Somogyudvarhely und Tarany kennzeichnend ist.

Bei Belezna setzen sich die wechsellagernden Sandstein-, Mergel- und Tonmergelschichten der Sarmat-Stufe ohne lithologische Veränderung in der Mura Formationsgruppe des Pannonien s. str. fort, so dass die Grenzziehung in diesem Gebiet auf Schwierigkeiten stösst.

In Somogyudvarhely konnte das Vorhandensein der Sarmatschichten in der Bohrung 4. nachgewiesen werden. Bei der Sohlenrückfall des charakteristischen Widerstandsmaximums, zwischen 2576 und 2589 m wurde ein kontinuierliches Kernbohren vorgenommen, wobei ein 100%-ger Kerngewinn erreicht werden konnte. Der Tonmergel des 2576—2577,5 m-Intervalles ( $\text{CO}_3$ -Gehalt 34,14 Gewichtsprozent) ist in seinem Habitus dem Mergel des 2577,5—2589 m-Intervalles ähnlich ( $\text{CO}_3$ -Gehalt 59,78 Gewichtsprozent), also ein kontinuierlicher Übergang ist wahrscheinlich. Angesichts ihrer inneren Texturmerkmale unterscheiden sich die beiden Gesteine voneinander: im Mergel des 2577,5—2589 m-Intervalles gibt es mehr Kalcitkristalle, die auch grösser sind. Ferner enthält dieser Mergel mehr fremde Fragmente. Scharf ist der Unterschied auch in der Fossilführung: der Tonmergel des 2576—2577,5 m-Intervalles enthielt nur Ostracoden-Klappen, während der des 2577,5—2589 m-Intervalles führte eine ziemlich reiche und kennzeichnende Fossilvergesellschaftung (Algae: *Sphaeridia moldavica* MAC.—PAGH., *Acicularia* sp., Foraminifera: *Rotalia beccari* (L.), *Nonion granosum* (D'ORB.), *Nonion* sp., *Elphidium* sp., *Anomalina badenensis* D'ORB. (Relikte), *Bolivina* sp. (Relikt), *Globorotalia* sp. (Bruchstück, umgehäuft!), Spongiae: Schwammnadeln., Pisces: Fischschwimmstachel, Annelidae: *Pectinaria*, *Trichoptera?* sp.), die — trotz einiger allochtoner bzw. Relikten-Formen — bereits auf ein Brackwassermilieu hinweist. Die reduktive Fazies wird durch den dispersen bzw. Foraminiferengehäuse ausfüllenden Pyrit angezeigt. Ein kennzeichnendes Fossil der Sarmat-Stufe ist die agglutinierte, rohrförmige *Pectinaria* sp. (Annelidae); diese Fazies kann am letzten Ende der Sarmatzeit entstanden sein. In Tarany haben wir innerhalb des 2490—2644 m-Intervalles einen 26 bis 44 mm mächtigen faunenleeren Mergel-Kalkmergelabschnitt bedingungsweise in das Sarmat eingestuft, und wir setzen für die Sarmat/Pannonien s. str.-Grenze eine ununterbrochene Sedimentation voraus.

### Lithologischer Aufbau

Die Kalkmergel und Mergel sind bräunlichgrau und dunkelgrau, hart, von muscheligen und splittrigen bruch, feinsandig bzw. feinsiltführend, stellenweise leicht subhorizontal geschichtet und verfügt über einen Karbonatgehalt von 42,70 bis 74,29 Gewichtsprozent. In die basalen Kalkmergelbildungen sind westwärts Sandsteinlinsen eingeschaltet. In Abhängigkeit von der Zahl und Mächtigkeit der Linsen vermächtigt sich die Formation stark in westlicher Richtung. Aufgrund der vor allem für das Miozän charakteristischen Schichten-druckverhältnisse wird die Basis der kennzeichnenden Kalkmergelbildungen von Belezna in den Oberteil des Sarmats eingestuft. Das wird auch durch die biostratigraphischen Angaben der Bohrung Somogyudvarhely 4. berechtigt.

An der Sarmat/Pannonien s. str.-Grenze kam es wegen der ununterbrochenen Sedimentation zu keiner wesentlichen Veränderung in der Lithologie. In Belezna kann die Schichtenfolge ab der ersten Kalkmergel- und Mergeleinschaltung zwischen den Sandsteinschichten des Sarmats als zur panonischen Abteilung gehörig betrachtet werden, obwohl dort, wo der Oberteil des Sarmats durch Mergel vertreten ist, diese Unterscheidung unsicher ist.

### *Die Mihályi Formation*

*Typusgebiet des Stratotypus der lithostratigraphischen Einheit:* NW-Transdanubien; Erdgasfeld von Mihályi.

Die Mihályi Formation überlagert ihr Liegendes immer mit einer Erosionsdiskordanz, deshalb lässt sie sich gut trennen. Problematisch wird die Grenzziehung in dem Falle, wenn das Liegende gestört, verwittert, brekziös ist. In solchen Fällen berücksichtigt man bei der Grenzziehung die authigene Brekziation, den Abrollungsgrad und den Gehalt an fremden Materialien. Als Hangende der Formation dient die sich ohne Unterbrechung der Sedimentation darüber lagernde Belezna Formation, doch kann es auch durch die Nagylengyel, die Tófej oder die Drava Formation vertreten sein.

Die Mihályi Formation ist im Raume der Strukturhöhen von Mihályi und Görgeteg – Babócsa bekannt. Zum ersten Mal wurde sie in den Schürfböhrung im Raume von Mihályi nachgewiesen, deswegen hat man auch ihren Namen von hier genommen. Ihre Mächtigkeit ist ziemlich variabel: von 5 bis 60 m in Mihályi und von 1 bis 40 m in Babócsa.

### *Lithologischer Aufbau*

Im Stratotypusgebiet ist das dominante Gestein das Konglomerat, aber daneben kommt auch Sandstein-, Travertin- und Mikrobrekzienfazies vor.

Das Konglomerat ist hellgrau bis grau; besteht aus gut bis mittelmässig abgerollten Geröllen verschiedener metamorpher Gesteine (Quarzit, Phyllit, Glimmerschiefer, Serizitschiefer, Epidotschiefer); ungeschichtet; mittelmässig hart bis hart; stellenweise sehr lockerbindig, porös; sehr schwach sortiert; feinkörnig (besteht vorwiegend aus Geröllen von 1 bis 3 mm-Durchmesser, vereinzelt kommen auch Gerölle mit einem Durchmesser von 1 bis 2 cm oder mehr vor) bzw. stellenweise von Konglomeratcharakter (Blöcke von 5–10, sogar von 15 cm-Durchmesser). Bindemittel: kaolinführender, karbonathaltiger Sandstein. Karbonatgehalt: 12,69–40,13 Gewichtsprozent. Das Liegende des Konglomerates ist immer eine altpaläozoische Bildung (Phyllit, Quarzit, Dolomit, Serizitschiefer).

Die Mikrobrekzie ist hellgrau, von mittlerer Härte, ungeschichtet, besteht aus Phyllit- und Quarzitgeröllen von 2 bis 8 mm-Durchmesser. Sie ist durch ein stark kalkiges, sandiges Bindemittel zementiert, leicht sortiert.

Der Sandstein ist hellgrau, fein-, klein- bis grobkörnig, siltführend, mit stark karbonatischem Bindemittel, Karbonatgehalt: 32,45–42,6 Gewichtsprozent.

Der Travertin ist weisslichgrau bis hellbräunlichgelb, von mittlerer Härte, ungeschichtet, hohlräumig, porös, stellenweise von kalktuffigem Gefüge. Fein-

kristallin; in den Hohlräumen enthält das Gestein Aragonitausscheidungen, sowie Pyriteinsprenglinge. Dieses Gestein kann als postvulkanisches Produkt des Trachyt- und Alkalibasaltvulkanismus der Kleinen Ungarischen Tiefebene betrachtet, und seine Bildungszeit zum Beginn des Pannonien s. str. gestellt werden.

Die obigen Gesteinsarten sind uns aus den Bohrungen Mihályi (M) 2., 3., 9., 10., 31., 35. und 36. bekannt. Es handelt sich um fossilere typische Ablagerungen des pannonischen Meeres.

### *Die Pásztori Formation*

*Typusgebiet des Stratotypus der lithostratigraphischen Einheit:* Die Kleine Ungarische Tiefebene; CO<sub>2</sub>-Vorkommen bei Pásztori.

Die in den Bohrungen von Pásztori aufgeschlossenen vulkanischen Ablagerungen weisen auf eine zeitlich lange, wiederholte Tätigkeit hin. Aus den Lagerungsverhältnissen der sedimentären Gesteine sowie der vulkanischen Ablagerungen lässt sich feststellen, dass sich die magmatische Tätigkeit in der Miozän einsetzte, ihr Paroxysmus im Pannonien s. str. war, und sie sich im Oberpannon aussetzte. Als Folge der vulkanischen Tätigkeit bei Pásztó kam es zur Ablagerung von vorwiegend saueren Gesteinen.

Im Gebiet bei Pásztori wurde des Alter des Trachit-Vulkanismus von der Bohrung 4 bewiesen. Die Bohrung Pá. 4. (10. Kern) durchteufte bei 2005,5—2022 m Mergel, Agglomerat, Trachittuff. Im Mergel-Bindemittel des Agglomerats sind Ostracoden unterpannonischen Alters zu finden, und auch im darüber lagernden, zweifellos unterpannonischen Mergel — *Congerina partschi maorti* BARN.—STR., *Limnocardium (Paradacna)* sp. — kommen trachitische Lapillis oft vor.

### **Die Kanizsa Formationsgruppe**

Die Formation wurde nach der Stadt Nagykanizsa benannt, weil die charakteristischsten Entwicklungstypen ihrer beiden Members in der Nähe dieser Stadt eingehender kennengelernt wurden. Die beiden Members — die Nagylengyel Formation sowie die Tófej Formation — sind von Transgressionscharakter, sie breiten sich über die Formationsgruppe von Mura hinaus und sind immer heteropische Fazies voneinander.

Das Liegende der Formationsgruppe ist durch die Mura Formationsgruppe oder beim Fehlen von dieser durch Schichten, die älter als Pannonien s. str. sind, vertreten. Ihr Hangendes ist in jedem Fall die Dráva Formation (Tonmergel-Sandstein) der Somogy Formationsgruppe.

Die Kanizsa Formationsgruppe hat eine grosse Regionalverbreitung und lässt sich im Osten der Kleinen Ungarischen Tiefebene, im Zala-Südbalaton-Beckenteil und im Somogy-Drávatal-Beckenteil verfolgen. Eine Ausnahme davon ist die Rückenzone des Hochschollenzuges Mihályi und die Randzonen der Teilbecken, wo die pannonische Sedimentation erst in der Somogy Formationsgruppe begonnen hat.

### Die Nagylengyel Formation

*Typusgebiet des Stratotypus der lithostratigraphischen Einheit:* SW-Transdanubien; Erdölfeld Nagylengyel.

Die Formation ist nach dem Erdölfeld Nagylengyel benannt worden, da sie in den Bohrungen im Raume des Erdölfeldes und in seiner Umgebung (z. B. Barabásszeg, Szilvagy, Salomvár, Bak, Zalaszentmihály) in typischster Entwicklung durchteuft wurde.

Die Nagylengyel Formation kann auch Schichten überlagern, die älter als Pannonien s. str. sind. Im Raume von Nagylengyel ist die Überlagerung sarmatischer Schichten durch die Formation eine allgemeine Regel. Auf der Kleinen Ungarischen Tiefebene, in der Umgebung von Vaszar—Takácsi—Tét überlagert sie dagegen mit einer Erosionsdiskordanz die Badenien-Schichten, während am SO-Rand der Struktur Répcelak, in der Bohrung M 22. das altpaläozoische metamorphe Grundgebirge überlagert wird. Oft überlagert sie das eine oder das andere Schichtglied der Mura Formationsgruppe. In diesen Fällen, ist die Ununterbrochenheit der Sedimentation an den Stellen am wahrscheinlichsten, wo das Liegende durch die Belezna Formation vertreten ist. Im Somogy—Dravatal-Teilbecken lässt sich diese Erscheinung an vielen Stellen beobachten. In Mihályi kommt es vor, dass die Nagylengyel Formation mit Ausbleiben der Belezna Formation unmittelbar die Mihályi Formation überlagert.

Die Oberkante der Nagylengyel Formation ist an den Stellen scharf, wo im Hangenden die Tófej Formation durch mächtige, an Sandsteinschichten reiche Ablagerungen vertreten ist. (Eine solche Stelle ist z. B. auch das Typusgebiet des Stratotypus.) In Bereichen von Struktur erhöhungen kann praktisch die ganze Kanizsa Formationsgruppe durch die Formation vertreten sein (z. B. Zalaszentmihály, Zm 1.). An diesen Stellen wird die Formation schon durch die Dráva Formation überlagert.

Die Formation ist in Transdanubien weit verbreitet. Ihre Durchschnittsmächtigkeit beträgt im Typusgebiet des Stratotypus, in Nagylengyel 135 m, im allgemeinen 100 bis 150 m, selten mehr als 200 m. Als zusammenhängender Tonmergelkomplex äussert sie sich markant in den bohrlochgeophysikalischen Profilen. Sie ist dort leicht erkennbar.

### Die Tófej Formation

*Typusgebiet des Stratotypus der lithostratigraphischen Einheit:* SW-Transdanubien; Erdölfeld Nagylengyel. Die Formation erhielt ihren Namen von den Sandsteinschichten „Tófej“, des Erdöl- und Erdgasfeldes Hahót—Ederics bei der Ortschaft Tófej im Komitat Zala.

Ausserhalb des Typusgebietes kann die Formation im grössten Teil des Zala—Südbalaton- und des Somogy—Drautal-Teilbeckens angetroffen werden, sie fehlt nur gegen die Mittelgebirge (Keszthely-, Mecsek-, Villány-Gebirge), an den Rändern. Im Raume des West- und Ostteilbeckens der Kleinen Ungarischen Tiefebene lässt sich diese Formation ebenfalls weit verfolgen, mit Ausnahme der Ränder der Teilbecken und der Topzone der Grossstruktur Mihályi.

In der Zone Salomvár—Barabásszeg—Szilvagy—Nagylengyel macht ihre Mächtigkeit 300 bis 500 m aus. Nach unten ist die Grenze scharf (Nagylengyel

Formation), nach oben (Dráva Formation) gibt es einen allmählichen Übergang.

In Abhängigkeit von der Persistenz oder Linsenförmigkeit der Sandsteinschichtglieder innerhalb der Tófej Formation, bzw. der Tatsache, ob die Formation die Tiefteile des Sedimentationsbeckens oder seine mehr erhöhten Zonen ausfüllt, werden 3 Entwicklungstypen als Grundtypen unterschieden. Für den *Gellénháza*-Typus sind vor allem Persistenz und dickbankige Sandsteinfazies charakteristisch, was sich auf die Stabilität der Sedimentation schliessen lässt. In den vielen Bohrungen, die im Nordteil des Komitates Zala, im Raume Órség—Göcsej abgeteuft wurden, kann man gut beobachten, dass die verhältnismässig mächtigen (im allgemeinen 10—20 m) Sandsteinschichtglieder der Formation — die voneinander durch ungefähr gleichmächtige Tonmergelschichtglieder getrennt sind — auf ziemlich grossen Gebieten verfolgt werden können, d. h. sie mit Hilfe der durch die elektrischen Profile gebotenen guten Identifikationsmöglichkeiten mehrere Kilometer lang verfolgbar sind.

Für den *Liszó*-Typus ist die linsenförmige Entwicklung kennzeichnend. Die Sandsteinschichten sind in der Regel tonig, durch Siltsteinschnüre gegliedert, in horizontaler und vertikaler Richtung mit raschem Fazieswechsel charakterisierbar. Die grosse Faunenarmut lässt sich mit dem unruhigen bewegten Beckenboden erklären. Letzten Endes sind die beobachteten Lücken und die äusserst häufigen Fazieswechsel tektonischen Bewegungen zuzuschreiben.

Selbstverständlich unterscheiden sich voneinander die beiden Typen nicht so scharf. Häufig treten Persistenz und linsenartige Ausbildung der Sandsteinschichten zusammen, kombiniert auf. Das lässt sich im Drautal-Teilbecken gut erkennen.

Der dritte Typus ist der von *Bajcsa*, der die relativ tiefen Teile des Pannonien s. str.-Beckenuntergrundes ausfüllt. Auf der Grossen Ungarischen Tiefebene entspricht er dem „Flügelsandstein“ der Szolnok Formation. Den Namen „Bajcsa“ haben wir gewählt, weil der Typus in der Struktur von Bajcsa (Bohrungen 1., 2., 4., 5., 13., 14.) am besten erkannt und verfolgt werden konnte. Seine Mächtigkeit beträgt hier 500 bis 600 m und ein charakteristisches Merkmal ist die häufige, monotone Abwechslung von Tonmergeln, sandigen Tonmergeln, Mergeln und Sandsteinen. Diese Sandsteine sind hart, dicht, mit einem relativ hohen Karbonatgehalt. Von unten nach oben werden die Sandsteinschichten häufiger. Die Sandsteine des Bajcsa-Typus keilen sich gegen die Strukturhöhen aus, bzw. verzahnen sich mit der Nagylengyel Formation. Zwischen Bajcsa und Belezna lässt sich das gut beobachten.

### Die Somogy Formationsgruppe

Die Formationsgruppe erhielt ihren Namen vom Komitat Somogy, weil die charakteristischen Faziestypen der beiden Formationen der Formationsgruppe hier am auffälligsten sind. Die Formationsgruppe umfasst die Dráva Formation und die Újfalu Formation. Die Vereinigung der beiden Formationen in eine Formationsgruppe wird dadurch berechtigt, dass die transgressionsartige Sedimentation eigentlich zwischen diesen beiden in Regression umschaltet, so dass die beiden Formationen nur in ihrer Beziehung zueinander untersucht werden können.

Wegen der kontinuierlichen Übergänge ist die untere und obere Grenze der Formationsgruppe schwer zu ziehen und unter Berücksichtigung der dominanten lithologischen Merkmale kann sie nur bis zu einer gewissen Masse präzisiert werden.

### *Die Dráva Formation*

*Typusgebiet des Stratotypus der lithostratigraphischen Einheit:* S-Transdanubien, ungarische Randzone der Draudepression.

Die Formation wurde nach dem Fluss Drau genannt, da sie in ihrer meist charakteristischen Entwicklung in den in der südlichen, mit dem Fluss parallelen 20 bis 30 km breiten Zone des Somogy—Drautal-Teilbeckens (z. B. Gyékényes—Berzence—Somogyudvarhely—Vízvár—Heresznye—Babócsa) abgeteufte Bohrungen durchteuft worden ist.

Das Liegende der Dráva Formation ist durch die Tófej Formation bzw. stellenweise durch die Nagylengyel Formation vertreten. Die Abgrenzung von diesen ist nicht scharf. Wenn das Liegende durch die Nagylengyel Formation vertreten ist, erweist sich die Grenzziehung praktisch als unlösbar. Von der Tófej Formation kann man sie am besten trennen, wenn man die Hauptzüge des elektrischen Profilbildes miteinander vergleicht: während in der Tófej Formation die Sandsteinschichten vorherrschen, werden diese in der Dráva Formation untergeordnet und die pelitische Fazies tritt in den Vordergrund.

Das Hangende der Dráva Formation ist die Újfalu Formation. Die Grenzziehung zwischen den beiden wird dadurch erleichtert, dass die PS-Kurve der Sandsteine der Dráva Formation „glockenförmig“ ist (transgressiver Charakter), während die Újfalu Formation eine „trichterförmige“ PS-Kurve aufweist (regressiver Charakter).

Die Dráva Formation ist in den Teilbecken Somogy—Drautal, Zala—Südbalaton sowie West- und Ostteil der Kleinen Ungarischen Tiefebene in grösster Verbreitung im Vergleich zu den älteren Formationen zu finden. Die lithologische Zusammensetzung ist fast überall gleich. Die dominante Rolle spielt der Tonmergel (grau, von mittlerer Härte, stellenweise glimmerig, siltführend), aber im unteren Teil der Formation haben sich auch mehrere tonige Sandsteinschichten (hellgrau, von mittlerer Härte, stellenweise glimmerig, siltführend) gebildet. Die Mächtigkeit der Dráva Formation liegt im Typusgebiet des Stratotypus bei 200 bis 400 m.

An die Dráva Formation ist ein wichtiges Merkmal gebunden: „die intra-pannonische schräge Lagerung“ oder „der mit unterschiedlichem Einfallen eingelagerte Komplex“, der im Stratotypusgebiet sowohl in geologischen als auch in seismischen Profilen gut beobachtbar ist. Darunter verstehen wir eine, im Vergleich zum Liegenden und Hangenden relativ unterschiedliche Lagerungsform und wir erklären das vor allem mit der Inversion des Sedimentationsprozesses, obwohl dabei auch den tektonischen Bewegungen eine bestimmte Rolle zugeschrieben wird. Die Umstände seiner Entstehung und deren Mechanismus sollte in der Zukunft noch weiter geprüft werden. In dieser Hinsicht kann die allgemeine Einführung der kontinuierlichen Schicht-einfallmessungen eine grosse Hilfe leisten.

## Entwicklungsgeschichtliche Übersicht

Der Grundzug des allgemeinen Ablagerungsmodells (depositional system) des Pannonien s. str. in Transdanubien ist die Tatsache, dass das Sedimentmaterial aus den Alpen gekommen war.

Den Beginn der Transgression zeigt das Einsetzen der Sandsteinserie oberhalb des „Plattenmergels“ (Lovászi Formation) bzw. das der grobklastischen Sedimente (Mihályi Formation) an.

Nach dieser ersten Phase der Transgression kam eine ruhige Periode, die durch die weit verfolgbaren pelitischen Formationen gekennzeichnet wird (Lenti Formation, Nagylengyel Formation). Im Südteil Transdanubiens, im Beckenteil Somogy—Drautal ist im unteren Abschnitt des Pannonien s. str. die Mergel-Kalkmergelfazies dominant (Belezna Formation). Es handelt sich dabei um Sedimente, die in den verschiedenen Teilen des Gebietes nicht gleichzeitig, aber meistens innerhalb der Entstehungszeit der Lenti Formation zur Ablagerung kamen.

Von der intensiveren Transgression zeugt die Dominanz der Sandsteine gegenüber den Peliten (Tófej Formation). Auch die Absenkung solcher Gebiete wurde intensiver, die im Miozän überhaupt nicht, oder nur in geringem Masse sanken. Aufgrund der Mächtigkeit und Zergliedertheit der Tófej Formation zeichnet sich dieses Bild ganz deutlich aus. Für die Sedimentation ist die Periodizität charakteristisch.

Im oberen Abschnitt des Pannonien s. str. (Dráva Formation) setzen sich die regionalen Sandsteinbildungen schon aus. Zu dieser Zeit hatte sich schon ein fast völliges Süssee-Werden vollzogen. Das pannonische Becken wurde von einem Binnenmeer zu einem Binnensee. Die Sedimentzufuhr in die Kanäle wurde von Abtragung von Sedimenten aus den Beckenrändern und ihrer Anhäufung ausgelöst, womit die Aufschüttung des Beckens begonnen hat. Dieser Vorgang fing in den verschiedenen Regionen zu verschiedenen Zeitpunkten an. Die der Küstenlinie folgende Versandung im oberen Abschnitt der Somogy Formationsgruppe (Újfalu Formation) zeigt schon den Beginn dieses Prozesses an. Seine Kulmination kann in der Kisalföld Formationsgruppe stattgefunden haben.

Diese Inversion des Sedimentationsvorganges ist eine der Ursachen des regionalen Bildes, nach dem in der Dráva Formation eine schräge Lagerung (ein mit unterschiedlichem Einfallen eingelagerter Komplex) beobachtet werden kann. Ausserdem hat sich auch ein kompressives orogenes Effekt geäußert, wovon die im Top des Pannonien s. str. im ausführlich untersuchten Budafa-Gewölbe nachgewiesene unterschiedliche Lagerung zeugt. Dieses orogene Effekt ist zeitlich mit der rhodanischen Phase identifizierbar.

### Genetisch bedingte Beziehungen der Sedimenttypen

In der litoralen Umwelt lassen sich genetisch bedingte Beziehungen der Sedimenttypen erkennen. D.A.BUSCH hat zwei Typen von Beziehungen dieser Art erkannt:

- den genetisch bedingten Schichtenzuwachs (GIS = genetic increment of strata);
- die genetische Schichtenfolge (GSS = genetic sequence of strata).

„GIS“ stellt ein solches Intervall von Schichten dar die einen einzigen Sedimentationszyklus repräsentieren, und in dem jede lithologische Komponente mit allen anderen genetisch verbunden ist. Die obere Grenze muss einen lithologischen Zeitmarker darstellen, während die untere Grenze sowohl ein lithologisch-zeitlicher Marker, als auch eine Diskordanz, als auch ein Fazieswechsel sein kann. „GIS“ umfasst alle Sedimente, die im Laufe einer gewissen Phase der zyklischen Absenkung oder zyklischen Erhebung zur Ablagerung kamen. Dabei kann es sich auch um eine beschränkte Sedimentabfolge handeln, die sich während einer gewissen Phase der stufenweise erfolgten Absenkung oder Erhebung abgelagert hat.

Ein „GSS“ besteht aus zwei oder mehreren zusammenhängenden „GIS“, die eine mehr oder weniger kontinuierliche Sedimentation darstellen. Darin kann keine Winkeldiskordanz vorhanden sein, aber eine Diskonformität von beschränkter Verbreitung (ungleichmässige Drauflagerung ohne Dislokation) kann vorkommen.

In dieser Auffassung repräsentieren die früher besprochenen Formationsgruppen (z. B. die Mura and Kanizsa Formationsgruppen) je ein „GIS“, da sie dem Grundkriterium der Definition entsprechen. (In diesen stehen alle lithologischen Komponente miteinander in genetischer Verbindung, weil die zu einer und derselben Formationsgruppe gehörenden Formationen heteropische Fazies voneinander darstellen.) Das Pannonien s. str. kann als eine „GSS“ betrachtet werden.

