

Verh. Geol. B.-A.	Sonderheft G	S. 36— 51	Wien, Oktober 1965
Z. deutsch. geol. Ges. Jahrgang 1964	Band 116 2. Teil	S. 292—307	Hannover, Oktober 1965

Geologischer Bau der ungarischen Becken

VON LASZLO KÖRÖSSY, Budapest

Mit 2 Abbildungen

Es ist eine alte Tradition der Geologen Ungarns und Österreichs, daß sie sich für die in Österreich bzw. in Ungarn errungenen geologischen Forschungsergebnisse gegenseitig interessieren. Die geotektonischen Einheiten setzen sich über die politischen Grenzen hinweg fort, weshalb unsere Kenntnisse unvollständig wären, wenn sie nur bis zu den Staatsgrenzen reichen würden.

Die geologische Kenntnis Ungarns hat sich neuerdings, infolge der Erkundung durch Tiefbohrungen in den mit neogenen Ablagerungen gefüllten Becken, mit großen Schritten weiterentwickelt.

Die Struktur der Beckengebiete Ungarns wird im folgenden im Lichte der neuen Angaben nach den in den grundlegenden Arbeiten von L. LOCZY, K. TELEGDY-ROTH und E. VADASZ niedergelegten Prinzipien erörtert.

A. Gliederung in tektonische Stufen

In Ungarn lassen sich von den bekannten ältesten Bildungen bis zu den jüngsten vier tektonische Stufen unterscheiden (siehe Abb. 1).

Die erste (unterste) tektonische Stufe wird durch diejenigen Bildungen vertreten, die vor den variszischen Krustenbewegungen entstanden sind. Diese älteren Bildungen sind uns noch nicht genügend bekannt, so daß sie in weitere Stufen nicht gegliedert werden können. Bezeichnend für diese tektonische Stufe ist eine intensiv gefaltete Struktur, die im Laufe der nachträglichen Bewegungen durch die Entstehung einer Bruch-Schuppen-Struktur weiter gestört wurde. Auf der ersten tektonischen Stufe liegt die zweite, mit einer großen Diskordanz.

In die zweite tektonische Stufe werden jene jungpaläozoisch-mesozoischen Bildungen eingeordnet, die zwischen den variszischen und austri-schen Krustenbewegungen entstanden sind. Diese tektonische Stufe zeichnet sich durch eine durch Raumverengung entstandene Bruch-Schuppen-Struktur aus.

In die dritte tektonische Stufe reihen wir die oberkretazischen und paläogenen Bildungen ein, die zwischen den austri-schen und savischen Bewegungen entstanden sind. In den Beckengebieten Ungarns sind dies z. T. epikontinentale Bildungen einfacherer Tektonik, z. T. flyschartige Ablagerungen komplizierter Struktur.

Schließlich werden der vierten tektonischen Stufe jene neogenen Beckenablagerungen zugeordnet, die nach den savischen Orogenbewegungen ent-

*) Adresse des Autors: Budapest XII, Vas Gereben — u. 1.

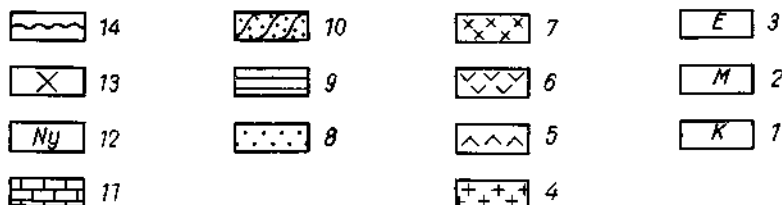
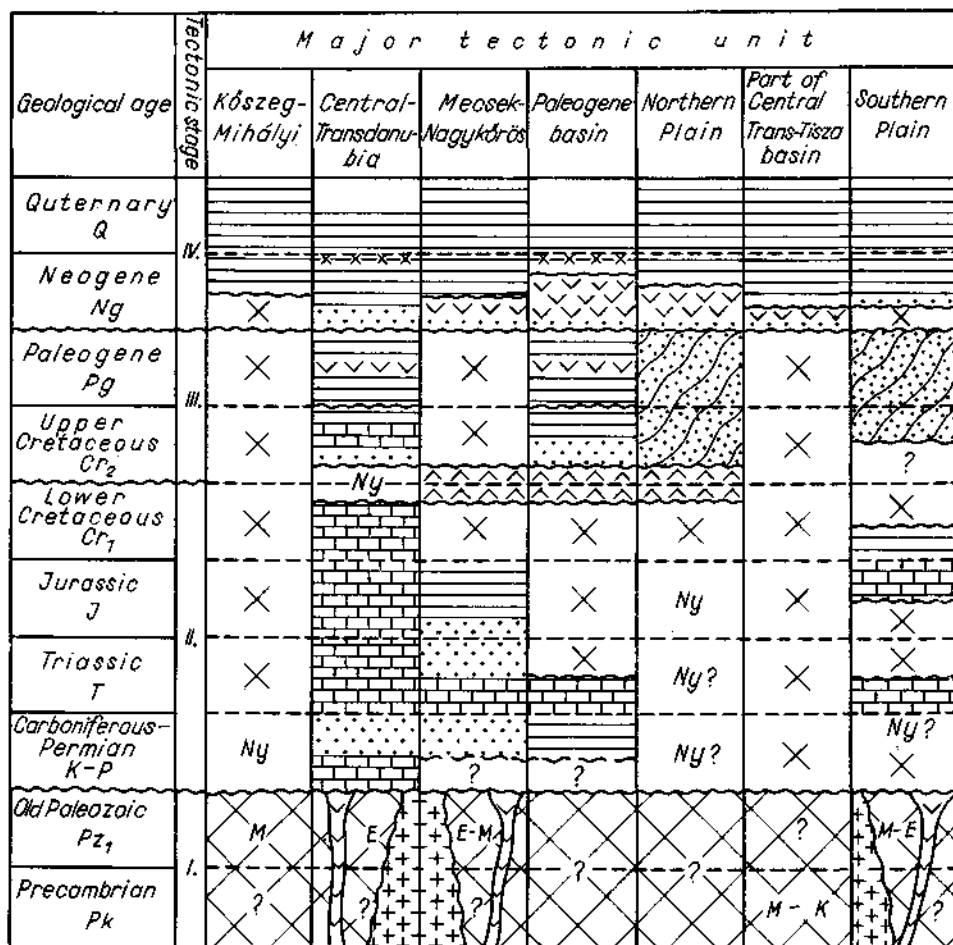


Abb. 1: Zusammenfassung der großstrukturellen Einheiten Ungarns. (1) überwiegend katazonale kristalline Schiefer. (2) überwiegend mesozonale kristalline Schiefer. (3) überwiegend epizonale kristalline Schiefer. (4) magmatische Intrusionen. (5) basische vulkanische Tätigkeit (Diabase). (6) Rhyolith-Dazit-Andesit-vulkanische Tätigkeit. (7) Basalt-vulkanische Tätigkeit. (8) grobklastische Sedimente. (9) fein-klastische Sedimente. (10) Flysch. (11) Kalkstein-Dolomit. (12) Spuren. (13) Hiatus. (14) Diskordanz.

standen sind. Für die vierte tektonische Stufe sind die durch vertikale Bewegungen des Beckenuntergrundes und Kompaktion bedingten Strukturformen charakteristisch.

Der geologische Bau jeder tektonischen Stufe unterscheidet sich von demjenigen der tiefer oder höher gelegenen Stufen. Die jüngeren Bewegungen beeinflussten naturgemäß auch die älteren tektonischen Stufen; deshalb sind die tieferen tektonischen Stufen stärker, die oberen schwächer gestört.

Betrachtet man die geologische Entwicklungsgeschichte der einzelnen Gebiets-einheiten Ungarns, so sieht man, daß sich der Werdegang der tektonischen Ereignisse in den einzelnen Stufen von Gebietseinheit zu Gebietseinheit ändert. Die Gebiete mit unterschiedlicher geologischer Entwicklungsgeschichte sind voneinander abgrenzbare, großtektonische Einheiten. In Ungarn können sieben derartige großtektonische Einheiten unterschieden werden.

Die großtektonischen Einheiten werden, neben den Unterschieden in ihrer geologischen Entwicklungsgeschichte, auch noch durch Dislokationszonen voneinander getrennt. In den Beckengebieten Ungarns lassen sich fünf Dislokationszonen erkennen, welche großtektonische Einheiten mit verschiedener geologischer Entwicklungsgeschichte voneinander abtrennen.

Auf dieser Grundlage kann der gegenwärtige strukturelle Zustand (Morpho-tektonik) und die tektonische Entwicklungsgeschichte (Tektogenese) der Beckengebiete Ungarns rekonstruiert werden.

B. Die großtektonischen Einheiten Ungarns

Es ist bekannt, daß im Schema der großtektonischen Gliederung Europas in Archäo-, Paläo-, Meso- und Neo-Europa Ungarn auf das Territorium Neo-Europas fällt. Wenn man Neo-Europa als eine großtektonische Einheit erster Ordnung ansieht, so können seine Unterteilungen, und zwar die gefalteten Gebirgssysteme der Alpen, der Karpaten und der Dinariden sowie die dazwischen eingeschalteten Massive und Becken gleichen Ranges — wie z. B. der Raum der innerkarpatischen Becken —, als großtektonische Einheiten zweiter Ordnung angesehen werden. Die großtektonische Einheit zweiter Ordnung, der Karpatbecken, teilt sich wieder in mehrere großtektonische Einheiten dritter Ordnung. In diesem Sinne können die erwähnten sieben tektonischen Einheiten als großtektonische Einheiten dritter Ordnung betrachtet werden.

Diese sieben tektonischen Einheiten Ungarns sind folgende (siehe Abb. 2):

Zeichenerklärung zu Abb. 2:

- (1) Dislokations-Zonen erster Ordnung, zwischen den großtektonischen Einheiten. (2) Dislokations-Zonen zweiter Ordnung, welche die Hoch- und Tiefschollen innerhalb der großtektonischen Einheiten begrenzen. (3) Dislokations-Zonen dritter Ordnung. (4) Verbreitungsgrenze der orogenen Flyschformationen. (5) Isohypsen der Oberfläche des tertiären Beckenuntergrundes. (6) Neogene Aufwölbungen (von Lovászi, Budafa). (7) I—VII, Großtektonische Einheiten: I. Kőszeg—Mihályi, II. Zentrales Transdanubien, III. Mecsek—Nagykörös, IV. Paläogen-Becken, V. Nördlicher Teil der Tiefebene, VI. Zentraler Teil der Tiefebene, VII. Südlicher Teil der Tiefebene. (8) + Hochschollen. (9) — Tiefschollen. (10) Ausbisse der Ersten Tektonischen Stufe. (11) Ausbisse der Zweiten und Dritten Tektonischen Stufen. (12) Tertiäre Ergußgesteine an der Oberfläche.

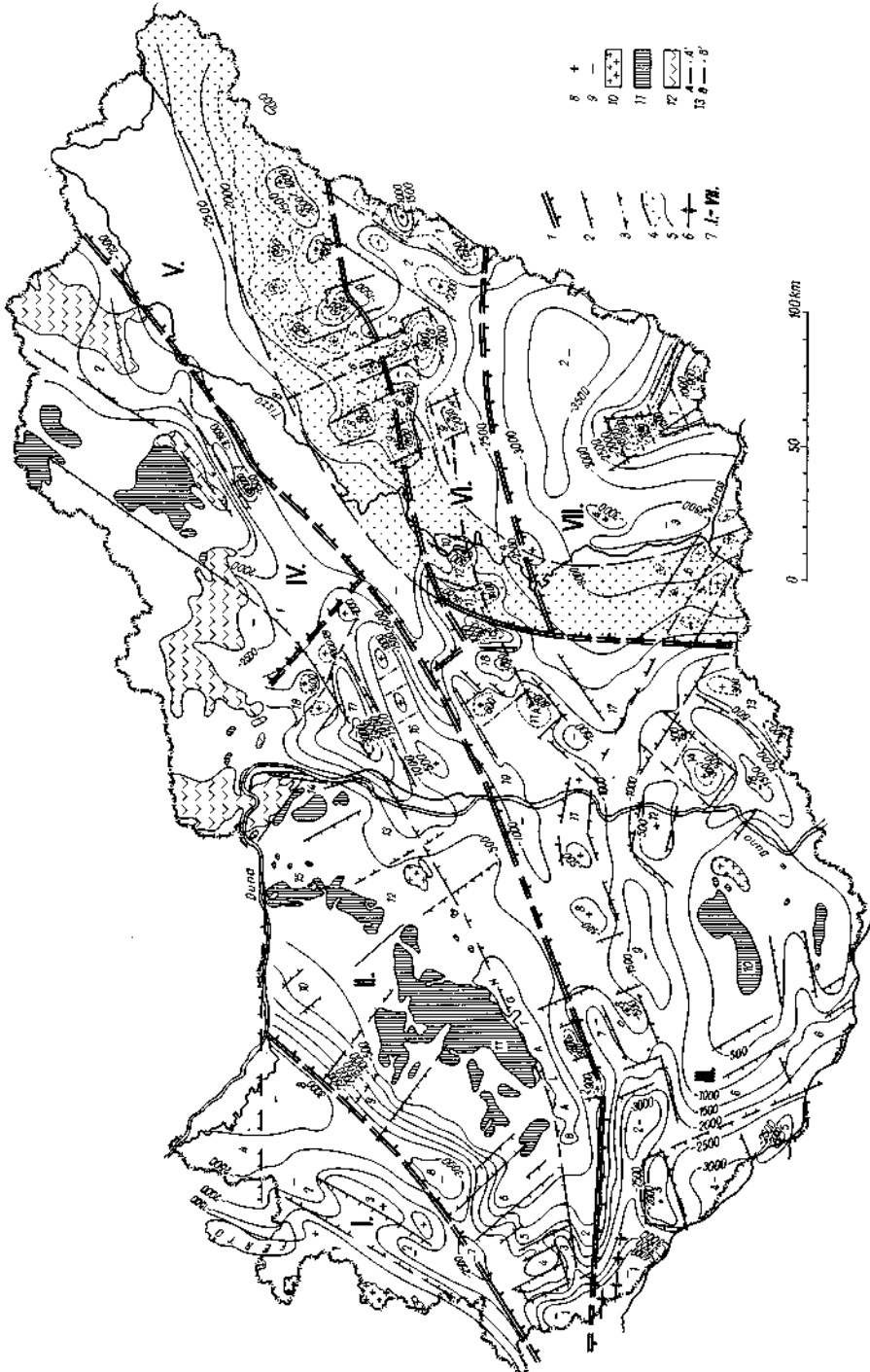


Abb. 2: Tektonische Karte der Beckengebiete Ungarns.

1. Großtektonische Einheit von Kőszeg-Mihályi. Ihre erste tektonische Stufe ist die Fortsetzung des zentralen kristallinen Zuges der Alpen und besteht hauptsächlich aus Bildungen, deren Metamorphose im Grenzbereich der Epi- und Metazone liegt. Ihre zweite tektonische Stufe stellt den Überrest von jungpaläozoischen, sedimentären Bildungen dar. Das Mesozoikum ist aus diesem Gebiet kaum bekannt.

Die dritte tektonische Stufe fehlt.

Die vierte tektonische Stufe ist aus geringmächtigen obermiozänen und stellenweise mächtigen pliozänen Ablagerungen aufgebaut.

2. Die großtektonische Einheit Zentral-Transdanubiens. (Transdanubisches Mittelgebirge und seine Fortsetzung im Beckenuntergrund.) Ihre erste tektonische Stufe ist durch die an der Oberfläche und im Beckenuntergrund auftretenden epizonalen metamorphen Schiefer und intrusive Granite des zusammenhängenden Zuges des Balatonhochlandes und des Velence-Gebirges vertreten.

Die zweite tektonische Stufe besteht aus jungpaläozoisch-mesozoischen Ablagerungen von „transdanubischer Mittelgebirgs“-Fazies.

Bezeichnend für das Mesozoikum der „transdanubischen Mittelgebirgs“-Fazies ist die fast vollständige, marine, karbonatische Ausbildung der Trias, innerhalb welcher insbesondere die Obertrias große Mächtigkeiten erreicht. Des weiteren wird es durch lückenhaften Jura und Unterkreide, durch vollständigere Oberkreide in größtenteils mariner Fazies charakterisiert.

Die dritte tektonische Stufe besteht aus Bildungen einer diskontinuierlichen epikontinentalen Sedimentation. Die vierte tektonische Stufe ist eine stellenweise lückenhafte, an manchen Stellen aber mächtige neogene Sedimentfolge mit Spuren vulkanischer Tätigkeit.

3. Großtektonische Einheit von Mecsek-Nagykörös. Hier ist die erste tektonische Stufe von Gesteinen aufgebaut, die wesentlich stärker metamorphisiert sind als die der bisher erwähnten Einheiten. Akademiker E. SZADÉCZKY-KARDOSS hat nachgewiesen, daß tiefreichende genetische und Altersunterschiede zwischen den kristallinen Gesteinen der tektonischen Einheit Zentral-Transdanubiens und denjenigen des Mecsek-Gebirges bestehen. Im ersten Falle sind die Granite durch *Migmatite*, im zweiten durch *Migmatite* vertreten. Dies wurde neuerdings von B. JANTSKY ausführlich untersucht, der südlich vom Mecsek-Gebirge die Zonen von palingenetischen Migmatit-Vorgängen verschiedener Intensität nachgewiesen hat. Nach unserer Auffassung ist diese eine der ältesten Einheiten des Untergrundes der Ungarischen Becken. Nach den Ergebnissen der von K. SZEPESHÁZY durchgeführten lithologischen Untersuchungen lassen sich diese Bildungen im Donau—Theiß-Zwischenstromland bis Nagykörös verfolgen.

Die zweite tektonische Stufe der Mecsek-Nagykörös großtektonischen Einheit unterscheidet sich ebenfalls von derjenigen der vorigen Einheit und besteht aus jungpaläozoisch-mesozoischen sedimentären Bildungen „Mecseker“ Fazies.

Das Mesozoikum von Mecseker Fazies wird durch marine, hauptsächlich karbonatische Unter- und Mitteltrias, durch lückenhafte kontinentale Obertrias und Lias (von Grestener Fazies) und durch äußerst lückenhafte, auch Vulkanite einschließende Kreide charakterisiert.

Die dritte tektonische Stufe fehlt.

Die vierte tektonische Stufe ist eine neogene Sedimentfolge veränderlicher Mächtigkeit mit Spuren vulkanischer Tätigkeit.

4. Großtektonische Einheit des paläogenen Beckens des Bükk-Gebirges. Die untere tektonische Stufe ist meistens unbekannt, nur im NW kennen wir Phyllite und Glimmerschiefer, die eine im Beckenuntergrund verfolgbare Fortsetzung des Vepor-Gebirges darstellen. Die jungpaläozoisch-mesozoischen Bildungen der zweiten tektonischen Stufe sind im „Bükker“ Fazies ausgebildet.

Das Mesozoikum des Bükk-Gebirges zeichnet sich durch eine marine, hauptsächlich karbonatische Ausbildung der Unter- und Mitteltrias und durch das Fehlen der Obertrias, des Jura und der Unterkreide aus. Von den oberkretazisch-paläogenen Bildungen der dritten tektonischen Stufe ist hauptsächlich das Oligozän mächtig. Im Aufbau der vierten tektonischen Stufe spielen die miozänen Vulkanite eine wichtige Rolle. Stellenweise treten miozän-pliozäne marine und lakustre Sedimente auf.

5. Großtektonische Einheit des nördlichen Teiles der Großen Tiefebene (Alföld). Die Bildungen der ersten tektonischen Stufe sind in eine unbekannte Tiefe abgesunken. Auch die Bildungen der zweiten tektonischen Stufe lagern tief und bloß Spuren jungpaläozoisch-mesozoischer Ablagerungen sind uns bekannt. Die dritte tektonische Stufe ist von sehr mächtigen und intensiv gestörten, flyschartigen, paläogen-oberkretazischen Ablagerungen aufgebaut. In der vierten tektonischen Stufe gibt es mächtige Vulkanite mit Ausbruchszentren. Die pliozänen Ablagerungen sind verhältnismäßig dünner.

6. Beckenteil mit kristallinem Untergrund in dem Zentralen Teil der Tiefebene. Die erste tektonische Stufe wird durch kristalline Schiefer der tieferen Mesozone (Gneis, Glimmerschiefer) charakterisiert, die von alkalimagmatogenen zum Amphibolit umgewandelten Intrusionen durchsetzt worden sind. In diesem Gebiet sind uns keine nach der Metamorphose eingedrungenen Magmaintrusionen bekannt. Die Bildungen der zweiten und der dritten tektonischen Stufe fehlen. Die vierte tektonische Stufe besteht aus geringmächtigen obermiozänen und mächtigen pliozänen Ablagerungen. Wir kennen keine vulkanischen Eruptionszentren in diesem Raum, es kommen nur feinkörnige vulkanische Auswürflinge vor.

7. Großtektonische Einheit des südlichen Teiles der Großen Tiefebene. Die untere tektonische Stufe ist meist unbekannt, da sie sehr tief abgesunken ist. Sie ist vermutlich mit den im hohen Schollenzug von Battonya-Pusztaföldvár bekanntgewordenen kristallinen Bildungen identisch. Das sind durch tektonische Bewegungen gestörte mesozonale und epizonale kristalline Schiefer, mit metamorphisierten Magmaintrusionen. Nach der Metamorphose wurden die umgewandelten Gesteine durch Granitgneis, Granit und Quarzporphyr durchbrochen.

Die zweite tektonische Stufe ist lückenhaft und weist auf eine Verbindung mit dem Mesozoikum des östlichen Beckenrandes hin. Die Bildungen der dritten tektonischen Stufe sind uns noch kaum bekannt, hierher gehört eine tektonisch gestörte Sedimentmasse von Flysch-Fazies im W-Teil des Gebietes.

Die vierte tektonische Stufe ist durch mächtige pliozäne Bildungen vertreten, in denen Spuren vulkanischer Tätigkeit nicht nachgewiesen werden können.

Trotz der Unvollständigkeit der Angaben ist es klar, daß sich die Stufen der angeführten sieben großtektonischen Einheiten voneinander unterscheiden: ihre geologische Entwicklungsgeschichte war verschieden.

C. Weitere Gliederung der großtektonischen Einheiten

Die einzelnen tektonischen Einheiten gliedern sich in hohe und tiefe Schollenzüge. Nach unserer Klassifikation sind die hohen und tiefen Schollenzüge Struktureinheiten vierter Ordnung. Die Gliederung in Schollenzüge betrifft vor allem die ersten drei tektonischen Stufen. Die Schollenzüge sind mit einer auf größerer Fläche einheitlichen neogenen Sedimenthülle (vierte tektonische Stufe) bedeckt. Die Struktur dieser letzteren paßt sich den Schollenzügen des tieferen Untergrundes an.

Längs Bruchlinien gliedern sich die hohen und tiefen Schollenzüge in einzelne Schollen. Die neogene Sedimenthülle bildet eine Aufwölbung oberhalb einer hohen Scholle und eine Mulde oberhalb einer tiefen Scholle, infolge der verschiedenen relativen Bewegungen der Schollen oder infolge der Kompaktion. Die somit entstehenden einzelnen Schollen sind lokale Strukturen oder Struktureinheiten fünfter Ordnung.

Die Struktureinheiten dritter, vierter und fünfter Ordnung sind auf der schematischen tektonischen Karte der Beckengebiete angeführt (Abb. 2).

D. Dislokationszonen zwischen den tektonischen Einheiten

Ähnlich den tektonischen Einheiten werden auch die zwischen ihnen wahrnehmbaren Dislokationszonen nach einer Rangordnung eingereiht, damit ihre Wichtigkeit ausgedrückt werden kann.

Die Hauptdislokationszonen, welche die sieben großtektonischen Einheiten voneinander trennen, werden Dislokationszonen erster Ordnung genannt. Die Dislokationszonen zwischen den hohen und tiefen Schollenzügen innerhalb einer großtektonischen Einheit nennen wir Dislokationslinien zweiter Ordnung, und diejenigen, welche die einzelnen Schollen (Lokalstrukturen) trennen, werden Dislokationslinien dritter Ordnung genannt.

Unsere Kenntnis der Dislokationszonen ist nicht gleichmäßig und vollständig, sie soll im folgenden zusammengefaßt werden:

Entlang der einzelnen Abschnitte der Dislokationszonen erster Ordnung ist die Intensität der Bewegung verschieden. Es können drei Grade der Intensität unterschieden werden.

1. Es gibt Abschnitte, wo die Ränder von zwei benachbarten großtektonischen Einheiten sich längs steiler Trennungsflächen aufeinander aufgestaut haben.

2. An anderen Stellen hat sich der Rand einer Einheit längs gewisser Steilflächen über den Rand der anderen tektonischen Einheit geschoben. An solchen Stellen entstanden über dem Rand der abgesunkenen Einheit grabenartige Senken, d. h. zur Sedimentation geeignete Zonen.

3. An Stellen der mächtigen Aufstauungen von Struktureinheiten entstanden im Laufe dauernder Bewegungen mobile Zonen. In den bei solchen Kontakten

tektonischer Einheiten entstandenen, labilen Senken wurden die sich schnell ablagernden klastischen Sedimente durch intensive Dislokationen gestört. In diesen Senken bildeten sich die flyschartigen Ablagerungen.

Die Dislokationszonen erster Ordnung werden stellenweise von basischer (Diabas-)Magmentätigkeit begleitet. Spuren und oft sogar mächtige lineare Massen von basischen Magmatiten wurden in Tiefbohrungen entdeckt; wo es noch keine Bohrungen gibt, weisen auf ihr Vorhandensein die magnetischen Anomalien hin.

In den Dislokationszonen zweiter Ordnung, längs deren die einzelnen großtektonischen Einheiten in Schollenzüge gegliedert worden sind, fanden ebenfalls Bewegungen verschiedener Intensität statt. An manchen Stellen können diese in zwei Gruppen eingereiht werden: einerseits Longitudinale (oder mit den überwiegenden tektonischen Richtungen zusammenfallende) und andererseits transversale (oder die vorigen kreuzende) Dislokationslinien.

Entlang der longitudinalen Dislokationslinien tritt die durch die Druckkräfte bedingte Schuppenstruktur häufig auf. Die longitudinalen Dislokationslinien entstanden größtenteils bereits zur Zeit der Zerstückelung, die infolge der Zusammenschiebung großtektonischer Einheiten zwischen den austrischen und savischen Bewegungen eingetreten ist.

Die transversalen Dislokationslinien sind meistens durch Dilations-Zerstückelung bedingt und ist an sie ein stellenweise (im N-Teil der Großen Tiefebene) großangelegter neogener Vulkanismus gebunden. Die transversalen Dislokationslinien kamen hauptsächlich im Neogen (steyrische Phase) zustande.

Die Dislokationslinien dritter Ordnung sind gewöhnlich Bruchsysteme, längs deren die einzelnen Teile der hohen und tiefen Schollenzüge voneinander getrennt sind. Sie sind gleichaltrig und z. T. identisch mit den erwähnten transversalen Dislokationslinien, aber von kleinerer (lokaler) Bedeutung.

Zwischen den großtektonischen Einheiten lassen sich folgende Dislokationszonen erster Ordnung erkennen:

1. Raab-Linie. Sie stellt eine Dislokationszone dar, die die tektonische Einheit von Köszeg-Mihályi von der Einheit Zentral-Transdanubiens abtrennt. Westlich von der Raab-Linie, im Raume von Köszeg-Mihályi, liegt das Kristallinikum, d. h. die erste tektonische Stufe verhältnismäßig hoch. SO von der Raab-Linie ist sie jedoch stellenweise sehr tief abgesunken und mit einer mächtigen tertiären und mesozoischen Sedimenthülle bedeckt. Die durch die Raab-Linie getrennten Gebiete weisen einen ganz verschiedenen geomagnetischen und Gravitations-Charakter auf. Die NW von der Raab-Linie befindliche kristallinische Masse ist aseismisch, während ihre Kontaktflächen entlang der Raab-Linie Gebiete intensiver seismischer Aktivität darstellen. Nach dem geologischen Alter der hier auftretenden Bildungen fand die Zusammenschiebung längs der Raab-Linie am Ende des Mesozoikums, bzw. im Paläogen infolge sich wiederholender Bewegungen zwischen den austrisch-savischen Orogenphasen statt.

In ihrem gegenwärtigen Zustand ist die SO von der Raab-Linie befindliche tektonische Einheit Zentral-Transdanubiens eine Monoklinale regionaler Verbreitung. Diese große Monoklinale fällt in regionalem Maßstab nach NW ein. An ihrem SO-Rand treten die kristallinen Gesteine der ersten tektonischen Stufe zutage bzw. in die Nähe der Tagesoberfläche im kristallinen Zug vom Velence-

Gebirge—Balatonhochland. Weiter nach NW sinkt die erste tektonische Stufe desto tiefer, je näher die zusammengeschobenen Teile der großtektonischen Einheit von Kőszeg-Mihályi sind. Die nordwestliche Absenkung der ersten tektonischen Stufe hat zu einer parageosynklinalen Sedimentation im Jungpaläozoikum-Mesozoikum geführt.

2. **Balaton-Linie.** Zwischen der tektonischen Einheit Zentral-Transdanubiens und derjenigen von Mecsek-Nagykörös erstreckt sich die Balaton-Linie. Sie wird durch den NW von ihr laufenden Horstzug, und den SO von ihr befindlichen Grabenzug, sowie stellenweise durch die vermutlich auf basische Magmatite hinweisenden, großen geomagnetischen Anomalien begleitet.

Nach den Berechnungen auf Grund der Resultate von Messungen mit der Eötvös-Drehwaage gibt es längs der Balaton-Linie Dislokationen mit einer Sprunghöhe von 1000 m und südlich der Balaton-Linie haben wir stellenweise mit 4000 m mächtigen Sedimentfolgen zu rechnen. Das ist größtenteils durch Bohrungen bewiesen.

Der zur ersten tektonischen Stufe gehörige Teil der Einheit von Mecsek-Nagykörös tritt im SO zutage oder in die Nähe der Oberfläche; weiter nach NW ist aber auch dieser in größere Tiefe abgesunken; und hier schieben sich die höher liegenden Teile der ersten tektonischen Stufe Zentral-Transdanubiens darüber. Längs der Balaton-Linie, oberhalb des Randes der absinkenden Mecseker tektonischen Einheit bildete sich, vom Jungpaläozoikum an bis zum Paläogen-Neogen, periodisch eine Sedimentationsmulde aus.

3. **Die Dislokationszone von Pusztamérges-Nagykörös.** Sie trennt vom O die tektonische Einheit von Mecsek-Nagykörös von derjenigen des Südlichen und Zentralen Teiles der großen Tiefebene.

Westlich von dieser Dislokationslinie finden wir das Kristallinikum (d. h. die Teile der ersten tektonischen Stufe) der tektonischen Einheit von Mecsek-Nagykörös, in einer hohen Lage. Östlich muß jedoch das Kristallinikum in einer großen Tiefe lagern. Tiefbohrungen haben es noch nicht erreicht, nach den Resultaten der seismischen Messungen dürfte es stellenweise 5000 bis 6000 m tief gelegen sein.

In nördlicher Richtung läßt sich die Dislokationszone bis Nagykörös gut verfolgen. Weiter nach N ist sie uns noch nicht gut bekannt, doch weist das Auftreten mesozoischer Ablagerungen in Bükker Fazies in ihrer östlichen Fortsetzung, und das Vorhandensein mesozoischer Schichten, in Transdanubischer Mittelgebirgs-Fazies in ihrer westlichen Fortsetzung, sowie die Diabasvorkommen bei Tóalmás auf eine tiefreichende Dislokation hin. Ihre Fortsetzung weiter nach S kann an Hand geophysikalischer Angaben und der Bohrungen verfolgt werden. Auf Grund der Interpretation geophysikalischer Angaben wird sie von V. SCHEFFER mit der balkanischen Vardar-Linie in Zusammenhang gebracht.

In dem Becken, das sich an den tiefgesunkenen Rändern der östlichen tektonischen Einheiten gebildet hat, finden wir **Flyschablagerungen**. Die aus Bohrkernen und geophysikalischen Angaben bekannten **Diabasmassen** sind ebenfalls an die Dislokationszone gebunden.

4. **Dislokationszone von Szolnok-Debrecen.** Diese trennt die tektonische Einheit des Zentralen Teiles der Tiefebene von der Einheit des N-Teiles der Großen Tiefebene und wird von orogenen Flyschbildungen und Diabaskörpern begleitet.

Die Bildungen der ersten tektonischen Stufe der Einheit des N-Teiles der Großen Tiefebene (die nördlich von der Dislokationszone liegt), sind in große Tiefe gesunken. Noch keine Bohrung hat hier das kristalline Grundgebirge erreicht. Auf die zu den tief abgesunkenen ersten und zweiten tektonischen Stufen gehörigen Bildungen hat sich, längs der Dislokations-Zone von Szolnok-Debrecen, der nördliche Rand der tektonischen Einheit des Zentralen Teiles der Tiefebene aufgestaut.

In der Sedimentationsmulde, die infolge des abgesunkenen Randes der großtektonischen Einheit des N-Teiles der Großen Tiefebene zustande gekommen war, lagerte sich der Flysch ab, welcher in der mobilen Zone intensiv gestört wurde.

5. Dislokationszone von Tiszakürt-Körösladány. Diese Zone zieht sich zwischen dem Zentralen Teil der Tiefebene und der tektonischen Einheit des S-Teiles der Großen Tiefebene hin. Ihre Natur ist noch wenig erkundet. Es ist jedoch bekannt, daß südlich von dieser Linie das Kristallinikum in einer großen Tiefe lagert und nach den geomagnetischen Messungen linear angeordnete, basische Magmamassen zu erwarten sind.

An Hand der vorliegenden Angaben können daher zwischen den großtektonischen Einheiten diese fünf genannten Dislokationszonen erster Ordnung nachgewiesen werden.

E. Tektogenese der unten tektonischen Stufen und der Dislokationszonen

Bezüglich der ersten tektonischen Stufe kann festgestellt werden, daß diese Gesteine infolge regionaler Metamorphose überwiegend aus sedimentären und z. T. magmatischen Bildungen entstanden sind. Die ursprünglichen Sedimente waren Arkosesandstein-, sandige Ton- und Mergelablagerungen, altpaläozoischer und noch älterer Geosynklinalen, doch änderte sich die Zusammensetzung der ursprünglichen Sedimente je nach den großtektonischen Einheiten. Die Magmatite waren hauptsächlich basische; es kommen aber auch aus sauren Gesteinen umgewandelte kristalline Schiefer vor.

Die kristallinen Schiefer sind zum Teil altpaläozoisch. In epizonalen Gesteinen fand J. ORAVECZ neuerdings Reste einer silurischen Fauna. Das absolute Alter der bis jetzt untersuchten Granite beträgt 217 bis 360 Millionen Jahre, sie sind also paläozoisch. Die kristallinen Schiefer Ungarns dürften z. T. vormaläozoisch sein. Es ist also zu vermuten, daß die Migmatite der Mecsek-Nagykörös-Einheit und die stark metamorphisierten kristallinen Schiefer des Zentralen Teiles der Tiefebene älter als paläozoisch sind.

Auch der spätere erdgeschichtliche Werdegang der ersten tektonischen Stufe ist verschieden, denn der Grad und der Ablauf der Metamorphose ändern sich je nach den tektonischen Einheiten. Gewisse Unterschiede können auch in den postmetamorphen Magmaintrusionen, in der Strukturentwicklung und der Mobilität wahrgenommen werden.

Die Entwicklungsgeschichte der Bildungen der zweiten tektonischen Stufe ist je nach den großtektonischen Einheiten verschieden, und zwar sowohl in stratigraphischer wie auch in struktureller Hinsicht. Aus dem Mesozoikum kennen wir viele pelagische Sedimente und wenige küstennahe Bildungen. Das wird von K. TELEGDY ROTH auf die Verengung des Sedimentationsraumes durch Zusammenschiebung zurückgeführt. Diese Zusammenschiebung fand zwi-

schen den austrisch-savischen Orogenphasen, zur Zeit der Hauptfaltung der Alpin-Karpatischen Geosynklinale statt. Zonen der Zusammenschiebung sind vor allem die zwischen den großtektonischen Einheiten befindlichen Dislokationszonen, wovon die Schuppenstruktur und der stark gestörte, zusammengepreßte Zustand der Flyschbildungen zeugen.

Die Sedimentationsbedingungen waren nur im Neogen auf dem ganzen Territorium Ungarns im großen und ganzen gleich. Doch selbst im Absinken der tertiären Becken lassen sich voneinander abweichende Bewegungen der großtektonischen Einheiten erkennen.

F. Tektogenese der Flyschbildungen

Die Zusammenschiebung der großtektonischen Einheiten erfolgte in der Zeit der Auffaltung der Alpen, der Karpaten und der Dinariden, und fällt hauptsächlich in die Zeitspanne zwischen die Bewegungen der austrischen und der savischen Orogenphase. An Stellen ihrer stärksten Zusammenschiebung stauten sich die Ränder der großtektonischen Einheiten aufeinander und zwischen ihnen entstanden labile Dislokationszonen.

Mit diesen labilen Dislokationszonen könnte man die in der Tiefe der ungarischen Beckengebiete neuerdings entdeckten Flyschablagerungen in Zusammenhang bringen. Die mächtigen, intensiv gestörten Flyschbildungen lagerten sich in schnell absinkenden, labilen Zonen ab, wie z. B. die beim Zusammenstau der großtektonischen Einheiten entstandenen Dislokationszonen. Unseres Erachtens besteht daher eine genetische Beziehung zwischen der Dislokationszone und dem Flysch.

Am Anfang der Oberkreide formten sich die Sedimentationsmulden, in denen sich im Laufe einer raschen, rhythmischen Sedimentation das oberkretazisch-paläogene Material der mächtigen Flyschsedimente abgelagerte. Es ist merkwürdig, daß das kristalline Grundgebirge an einer Flanke der mit Flysch ausgefüllten Senke, hoch gelegen ist, während es sich an der anderen Flanke unterhalb der Flyschablagerungen in großer Tiefe befindet. Die grabenartige Senke bildete sich in der Art, daß jene großtektonische Einheit, deren kristalliner Untergrund hoch liegt, sich auf den Rand der benachbarten großtektonischen Einheit aufschob, wodurch die älteren Teile letzterer tief absanken.

In der so entstandenen Sedimentationsmulde hat sich das Flyschmaterial abgelagert. Da zwischen den großtektonischen Einheiten eine labile Dislokationszone andauernd existiert hat, ist die Struktur der in den Mulden abgelagerten Sedimente sehr stark disloziert. Die letzten wahrnehmbaren Auswirkungen sind diejenigen der savischen Bewegungen, was daraus ersichtlich ist, daß auch die Flyschbildungen mit oligozäner Fauna, gefaltet sind.

Die basische Magmentätigkeit vollzieht sich gleichzeitig mit den austrischen Orogenbewegungen. Das wird u. a. durch die Bohrungen bei Nagykörös bestätigt, wo 110 m mächtige Diabastuffe und -agglomerate auf Kalksteinen mit valanginischer Fauna lagern und von oberkretazischen Konglomeraten überlagert werden. Geringere Spuren von Ausbrüchen neutraler-basischer Laven können auch in den Unterkreide-Ablagerungen angetroffen werden. Auch nach den Untersuchungsergebnissen von G. PANTO ist das Alter der in der Großen Tiefebene eingetretenen Diabaseruptionen kretazisch.

Zusammenfassend ergibt sich aus dem Gesagten, daß die der Zeitspanne zwischen den austrischen und savischen Orogenbewegungen entsprechende geologische Entwicklungsphase eine entscheidende Rolle in der Strukturgestaltung des auf ungarisches Gebiet entfallenden Teiles der Karpatenbecken gespielt hat. Innerhalb der Karpaten gibt es im Untergrund des Ungarischen Beckens kein einheitliches kristallines Massiv, dagegen sind Blöcke tektonischer Einheiten mit unterschiedlicher Entwicklungsgeschichte zu finden. Diese haben sich während der Auffaltung des sie umgebenden Gebirgssystems stark zusammengeschoben, doch war ihre Mobilität viel kleiner als die der Faltengebirge rings herum. Allein im verhältnismäßig schmalen Streifen, der beim Kontakt der Blöcke tektonischer Einheiten entstandenen labilen Dislokationszonen, erfolgten intensive orogene Bewegungen, durch Flyschbildung und basischen Magmatismus orogenen Charakters begleitet.

Dadurch hatten sich die Bildungen der unteren (ersten bis dritten) tektonischen Stufen so weit stabilisiert, daß sie den weiteren raumverengenden Bewegungen widerstehen konnten. Daher sind uns die Spuren von Faltenstörungen in den neogenen Beckenablagerungen (in der vierten tektonischen Stufe) nur ausnahmsweise bekannt.

G. Tektogenese des Neogens

Nach der Zusammenschiebung und Stabilisierung der älteren tektonischen Stufen traten im Neogen Dilatationszerstückelung, Bildung von Schollenzügen und stellenweise damit verbundene vulkanische Tätigkeit ein und anschließend bildeten sich die neogenen Sedimentationsbecken.

Die Zerstückelung setzte in der tektonischen Einheit Zentral-Transdanubiens und im Paläogenen Becken bereits während des Paläogens ein. Dieser Vorgang wurde von paläogenem Vulkanismus und Beckenabsinken begleitet. Die im Miozän stattgefundene Zerstückelung war jedoch ausgedehnter und allgemeiner.

Die miozäne Zerstückelung war vor allem im Raume des N-Teiles der Großen Tiefebene intensiv, wo Spuren eines großangelegten helvet-tortonischen Vulkanismus anzutreffen sind. Vor dieser allgemeinen großen Senkung wurden die unteren tektonischen Stufen dieser Einheit längs tiefreichender Brüche zerstückelt und die Brüche selbst dienten als Zufuhrwege von vulkanischen Produkten.

Die Struktureinheit von Mecsek-Nagykörös wird durch schwächeren Vulkanismus gekennzeichnet.

In den übrigen tektonischen Einheiten sind uns Ausbruchzentren kaum bekannt; bloß in größeren Entfernungen ausgeworfener, feinkörniger vulkanischer Schutt ist vorhanden.

Die Orientierung der durch die Zerstückelung bedingten hohen und tiefen Schollenzüge ist innerhalb der Grenzen einer großtektonischen Einheit in mehreren Fällen identisch und von derjenigen der benachbarten Einheiten abweichend. Augenfällig ist das bei Köszeg-Mihályi, deren hohe und tiefe Schollenzüge NNO—SSW orientiert sind, während die Schollenzüge der mit ihr im Kontakt befindlichen Scholle Zentral-Transdanubiens eine NW—SO-Richtung besitzen. In anderen Einheiten jedoch gehen die Schollenzüge in das Territorium der benachbarten Einheit über und setzten sich dort fort, was auf eine nach der Konsolidation eingetretene, gewissermaßen einheitliche Bewegung hinweist.

Mit dem helvet-tortonischen Vulkanismus, der durch die Dilatationszerstückelung des Beckenuntergrundes bedingt war, begann die epirogenetische Senkung der neogenen Becken. Die Beckensenkung setzte zu verschiedenen Zeiten je nach tektonischen Einheiten ein und die Senkungsphasen hatten verschiedene Dauer. Im Laufe der allgemeinen Senkung setzte sich die Zergliederung der einzelnen tektonischen Einheiten in Horst- und Grabenzüge fort; auch als Folge dieser Bewegungen ist die Mächtigkeit der neogenen Sedimentation verschieden.

Die Senkung der tertiären Becken erfolgte in den einzelnen tektonischen Einheiten in einer Reihenfolge vom N nach S.

Zunächst sank das Territorium des Paläogenen Beckens ab, in dem sich überwiegend marine oligozäne Sedimente ablagerten, deren Mächtigkeit über 2000 m beläuft. Der Beckensenkung folgte vulkanische Tätigkeit im Paläogen.

Infolge des helvet-tortonischen Vulkanismus, der die Absenkung der neogenen Becken eingeleitet hatte, wurden die oligozänen Bildungen in der steyrischen Orogenphase äußerst stark zerstückelt und in Schollen zerschnitten.

Nach dem Oligozän sank (nach dem paläogenen Becken) auch das Territorium der ihm benachbarten Einheit des N-Teiles der Großen Tiefebene in großem Maße ab. Hier treten mehr als 1500 m mächtige helvet-tortonische Vulkanite auf, die zum Ende des Miozäns so tief abgesunken waren, daß dieser Raum von einem seichten tortonisch-sarmatischen Inselmeer überflutet wurde. Zur gleichen Zeit blieb die großtektonische Einheit des S-Teiles der Großen Tiefebene noch ein emporragendes Festland, von dem wir noch keine Spuren obermiozäner mariner Sedimentation kennen.

Im SW-Teil des Landes sind die miozänen Ablagerungen sehr mächtig, was auf eine, mit den dort zusammenlaufenden Dislokationszonen (Raab-Linie, Balaton-Linie) verbundene, starke Senkung zurückzuführen ist.

Im Pliozän gibt es eine relativ dünne Sedimentfolge lediglich am südlichen Rand des Paläogenen Beckens.

Im Raume des N-Teiles der Großen Tiefebene folgte der großen Miozän-senkung schon eine verhältnismäßig beschränktere Senkung im Pliozän. Nur infolge der Zergliederung in Schollenzüge findet man in diesem Gebiet solche Grabenzüge, die mit mächtigeren Pliozänsedimenten bedeckt sind. Nach der sarmatischen Regression stellen am Anfang des Pliozäns mehrere Abschnitte dieser großtektonischen Einheit ein Festland dar. Der untere Teil der unterpannonischen Bildungen fehlt auf großen Flächen, und auf den Horstzügen keilt beinahe das ganze Unterpannon aus.

Im Zentralen Teil der Tiefebene lagerten sich pliozäne Sedimente mittlerer Mächtigkeit ab. Infolge der Zerstückelung in Schollenzüge schwankt die Mächtigkeit der pliozän-pleistozänen Ablagerungen zwischen 1000—2500 m.

Der S-Teil der Großen Tiefebene begann erst im Pliozän zu sinken. Diese Senkung war so intensiv, daß sie an Intensität alle anderen tektonischen Einheiten der Großen Tiefebene übertraf. Hier bildeten sich stellenweise über 3000 m mächtige pliozäne und jüngere Sedimente.

Die Zerstückelung der tektonischen Einheit von Mecsek-Nagykörös in hohe und tiefe Schollenzüge ist seit dem Miozän besonders ausgeprägt. Infolgedessen wird sie durch eine pliozäne Sedimentation veränderlicher, aber im allgemeinen nur mittlerer Mächtigkeit charakterisiert. Eine obermiozäne Sedimentation ist

im Raume dieser tektonischen Einheit nur stellenweise bekannt und im allgemeinen durch dünne oder oberhalb der Grabenzüge mächtigere Sedimente vertreten. Im Pliozän sind sogar Mächtigkeitsschwankungen von 1000—1500 m häufig. Auf manchen Horstzügen fehlen die Unterpannon-Ablagerungen.

In Zentral-Transdanubien gibt es infolge des Vorhandenseins hoch über die Oberfläche aufragender Horstzüge auf großen Flächen keine pliozänen Ablagerungen. Die westlichen und südlichen Fortsetzungen des Transdanubischen Mittelgebirges in der Richtung des Dráva-Beckens sind jedoch mit mächtigen pliozänen und jüngeren Ablagerungen bedeckt.

In der tektonischen Einheit von Kőszeg-Mihályi begann infolge der Absenkung der tieferen tektonischen Stufen die Entwicklung des neogenen Beckens im Obermiozän. Im Pliozän erreichte die Beckensenkung große Ausmaße und stellenweise lagerten sich 2000—3000 m mächtige Sedimente ab.

In den auf diese Art entstandenen neogenen Becken wurde die Struktur der Beckenaufüllung hauptsächlich durch zwei Faktoren bestimmt; der eine ist die Kompaktion der ursprünglich lockeren Beckenablagerungen, der andere die relative Bewegung der Schollen des älteren Beckenuntergrundes.

Durch Raumverengung bedingte Faltenstrukturen sind uns bloß im SW-Teil Ungarns bekannt. Hier ist die Tektogenese der sanften Faltenformen darauf zurückführbar, daß im verhältnismäßig schmalen grabenartigen Gebiet die neogene Beckensenkung äußerst intensiv gewesen ist. Die raumverengenden Bewegungen setzten sich hier in geringem Maße auch während des Pliozäns fort, wodurch die neogenen Ablagerungen zu flachen Falten zusammengedrückt wurden.

In den anderen Beckengebieten ist das kristalline bis mesozoische Grundgebirge mit verhältnismäßig dünnen neogenen Beckenablagerungen bedeckt. Die Struktur dieser dünnen Sedimenthülle wird durch den Beckenuntergrund bestimmt. Das kristalline und mesozoische Grundgebirge hat sich jedoch bereits vor dem Neogen konsolidiert und die Faltungswirkung der horizontalen Druckkräfte konnte sich nicht einmal in den darauffolgernden, relativ dünnen neogenen Sedimenten geltend machen.

Kompressionsfaltungen erfolgten in den Becken zum letzten Male zur Zeit der savischen Phase, doch wurden sie auch schon damals nur auf diejenigen labilen Dislokationszonen beschränkt, wo die tektonischen Einheiten miteinander in Berührung kamen. Daher gibt es in den Neogenbildungen mit Ausnahme des südwestlichen Beckenteiles schon keine echten Kompressions-Faltenstrukturen.

Der stabilisierte Beckenuntergrund hat seit dem Neogen lediglich kontinuierliche epirogene, vertikal oszillierende Bewegungen erlitten. Diese Bewegungen äußern sich, neben den erwähnten regionalen Bewegungen der großtektonischen Einheiten, in den Bewegungsunterschieden zwischen den einzelnen Schollenzügen und den lokalen Schollen.

Die kontinuierlichen vertikalen Bewegungen des Beckenuntergrundes verlaufen langsam und gleichzeitig mit der neogenen Sedimentation. Die langsamen Bewegungen des Beckenuntergrundes führten in den meisten Fällen zur Entstehung keiner Buchstrukturen in den sich inzwischen ablagernden, plastischen Sedimenten. Solche sind nur in Gebieten wo nach der Sedimentation größere Bewegungen angetroffen wurden. Die langsamen Bewegungen des Beckenuntergrundes beeinflussten meistens nur die die Sedimente transportierenden Strömungen und formten, je nach deren Intensität, die Gebiete der Ablagerung mächtiger oder dünnerer, gröberer oder feinerer Sedimentmassen.

Die postneogenen vertikalen Bewegungen des Beckenuntergrundes brachten in den neogenen Sedimenten flache Aufwölbungen, Mulden und Flexuren zustande.

Der zweite wichtige Faktor in der Strukturgestaltung der neogenen Beckenablagerungen ist die Kompaktion der Schichten. Die Kompaktionsgewölbe und -mulden kommen durch Anpassung an die Formen des Beckenuntergrundes wegen der Belastung durch neue Schichten zustande.

Charakteristisch für die Struktur der neogenen Sedimente der ungarischen Becken ist die gemeinsame Wirkung der vertikalen Bewegung der Beckenuntergrund-Schollen und der Kompaktion. Schichtenkompaktion erfolgt immer, wenn das pelitische Sediment genügend mächtig ist. Die vertikale Bewegung des Beckenuntergrundes, und zwar seine relative Hebung oder Senkung, kann jedoch nicht überall nachgewiesen werden.

Der Effekt der in der Strukturgestaltung der neogenen Sedimente beteiligten jüngsten Faktoren spiegelt sich in der Morphologie wider. Oberhalb der Horstzüge des Beckenuntergrundes fehlt gewöhnlich das holozäne Sediment oder es ist ganz dünn und auch die gegenwärtige Oberfläche liegt höher als in der Umgebung. Der Zusammenhang zwischen den Formen des Beckenuntergrundes und der heutigen Oberfläche ist einerseits auf Kompaktion der neogenen Sedimente zurückzuführen. Wo das zur Kompaktion geeignete Sediment mächtiger ist, dort ist auch die Senkung des heutigen Terrains größer. Andererseits kann auch der Effekt der gegenwärtigen, im Verhältnis zueinander unterschiedlichen, vertikalen Bewegungen der Horst- und Grabenzüge des älteren Beckenuntergrundes nachgewiesen werden.

Die Epizentren der auf gegenwärtige Bewegungen hinweisenden Erdbeben sind teils an die zwischen den großtektonischen Einheiten befindlichen Dislokationszonen, teils an die die Horst- und Grabenzüge trennenden Dislokationslinien gebunden.

Literatur

- Vadász, E.: Die Geologie Ungarns. Budapest 1960.
- Vadász, E.: Analytische Geologie. Budapest 1955.
- Vadász, E.: On the problem of the Hungarian median „massif“. — *Annales Univ. Sci. Bp. Sec. Geol.* 1961, Tomus IV, S. 105—120.
- Vendel, M.: Über die Beziehungen des Kristallinunterbaues Transdanubiens und der Ostalpen. — *Mitt. der Geol. Ges., Wien* 1958, 51. Band, S. 281—293.
- Schmidt, E. R.: Geomechanische Gesichtspunkte zur Entstehung der ungarischen mesozoischen Kratosynklinalen und zur Interpretation ihrer tektonischen Hauptzüge. — *Földt. Int. Evk.* 1961, Bd. 49, S. 747—758.
- Scheffer, V., & Kántás, K.: Die regionale Geophysik Transdanubiens. — *Földtani Közlöny* 1949, Band 75, S. 327—360.
- Vajk, R.: Beiträge zur Tektonik von Transdanubien auf Grund Geophysikalischer Untersuchungen. — *Földtani Közlöny* 1943, Band 73, S. 135—200.
- Scheffer, V.: Über einige regional-geophysikalische Probleme der Karpaten-Becken. — *Freiberger Forschungshefte C* 124.
- Szepesházy, K.: Die Gesteine der kristallinen Grundgebirge des Ungarischen Beckens. — *Handschrift* 1957.
- Oravec, J.: Silurbildungen in Ungarn und ihre regionalen Beziehungen. — *Földtani Közlöny* 1964, Band 94, S. 3—9.
- Földváry-Vogl, M., & Kliburszky, B.: Age determination on biotite from granites by the Sr method. — *Geochemical conference of the Hungarian Academy of Sciences* 1959, S. 69 bis 75.

- Körössy, L.*: The Flyschlike formations of the Great Hungarian Basin. — Földtani Közlöny 1959, Band 89, S. 115—124.
- Telegdi Róth, K.*: Die Geologie Ungarns. — Tudományos Gyűjtemény, Pécs 1929.
- Muratow, M. V.*: Istorije tektonitscheskovo razvitiya alpinskoj skladschatoj oblasti jugovostotchnij Evropi i Maloj Azii. — Izvestija Akademia N. SSSR. 1962, Nr. 2, S. 1—24.
- Szepesházy, K.*: Contributions to the subsurface geology of the Nagykörs-Kecskemét area. — Földtani Közlöny 1962, Band 92, S. 40—52.
- Pantó, G.*: Mesozoischer Magmatismus in Ungarn. — Magyar Allami Földt. Int. Evkönyve 1961, Band 49, S. 785—799.
- Láng, S.*: Das geomorphologische Bild des Bakony Gebirges. — Földrajzi Közlöny, 1958, Band 82, S. 325—346.
- Dubay, L.*: Die Entwicklung des nördlichen Zala-Beckens im Lichte der Erdölschürfung. — Földtani Közlöny, 1962, Band 92, S. 15—39.
- Csomor, D., & Kiss, Z.*: Die Seizmizität Ungarns. — Geof. Közlöny I. Teil, Band VII, No. 3 bis 4, S. 169—180; II. Teil, Band XI, No. 1—4, S. 51—57, 1962.
- Szádeczky-Kardoss, E.*: Geologie der Rumpfungarländischen Kleinen Tiefebene. — Bányakohómérnöki oszt. Közl. 1938, Band 10, S. 1—444.
- Kertai, Gy.*: The Structure of the Hungarian Basins and the Oil Reservoirs as revealed by the Results of oil exploration. — Földtani Közlöny, 1957, Band 87, S. 383—394.
- Csikó, G.*: Tektonische und Paläogeographische Verhältnisse des Donau-Theiß Zwischenlandes im Spiegel der Erdölschürfungen. — Földtani Közlöny, 1963, No. 1, S. 19—36.
- Körössy, L.*: Same data concerning the subsurface geology of the Little Hungarian Basin. — Földtani Közlöny, 1958, Bd. 88, S. 291—298.
- Jantsky, B.*: Geologie des Kristallinen Grundgebirges von Süd-Baranya. — Vortrag, gehalten an der Sitzung der Magyarhoni Földtani Társulat am 13. Mai 1964.
- Horusitzky, F.*: Die Trias-Formationen Ungarns im Lichte der Tektonik. — Jahrbuch des Geol. Inst., Band 49, 1961.