

Geophysikalische Angaben zur Tektonik des Grenzgebietes der Ostalpen

Von Viktor Scheffer *), Budapest

Mit 14 Abbildungen und 1 Tabelle

Als Grundlage zur Schilderung einiger regional-geophysikalischer Probleme des Grenzgebietes der Ostalpen bedienen wir uns der „Schwereanomalienkarte des östlichen Teiles von Mitteleuropa“ (1), die wir als Abb. 1 beigelegt haben. Diese Bouguer-Anomalienkarte bringt die Isoanomalien mit einer Aequidistanz von 5 mGal im System von Potsdam. Die Art und Grundsätze ihrer Konstruktion und die benutzten Quellen sind in unserem oben angeführten Aufsatz: „Angaben zur regionalen Geophysik der Karpatenbecken“ behandelt worden.

Wenn wir die regionalen Hauptelemente, die aus der Karte zu entnehmen sind, behandeln, können wir die folgenden, in den nächsten Kapiteln beschriebenen Feststellungen machen.

1. Ein Gebiet relativ geringer Krustendicke in der zentralen Zone des Karpatenbeckens

Ein wesentlicher Zug des Schwereanomalienbildes zeigt sich in der regionalen Verteilung der Störungswerte. Es ist festzustellen, daß der südöstliche Teil des dargestellten Gebietes mit positiven und das angrenzende nordwestliche Gebiet mit negativen Grundwerten der Störungen zu charakterisieren sind.

Die Grenze der Zone, die durch positive Störungswerte charakterisiert ist, entspricht im Nordwesten etwa der transdanubischen Raab-Linie und deren Verlängerung bis nach Kosice. Ihre Nordost-Grenze verläuft senkrecht zur vorigen entlang der Streichrichtung der Nordost-Karpaten durch die Städte Mukatschewo und Huszt. Aus dem folgenden geht hervor, daß das oben beschriebene, mit positiven Grundwerten charakterisierte Gebiet seine Schwerestörungswerte dem Umstande verdankt, daß sich hier der relativ dichtere Teil der Erdkruste in einer höheren Lage befindet als in den umgebenden Erdkrustenteilen.

*) Anschrift: Dr. Viktor Scheffer: Köolajipari Tröszt, Budapest V,
Szent István Körut 11

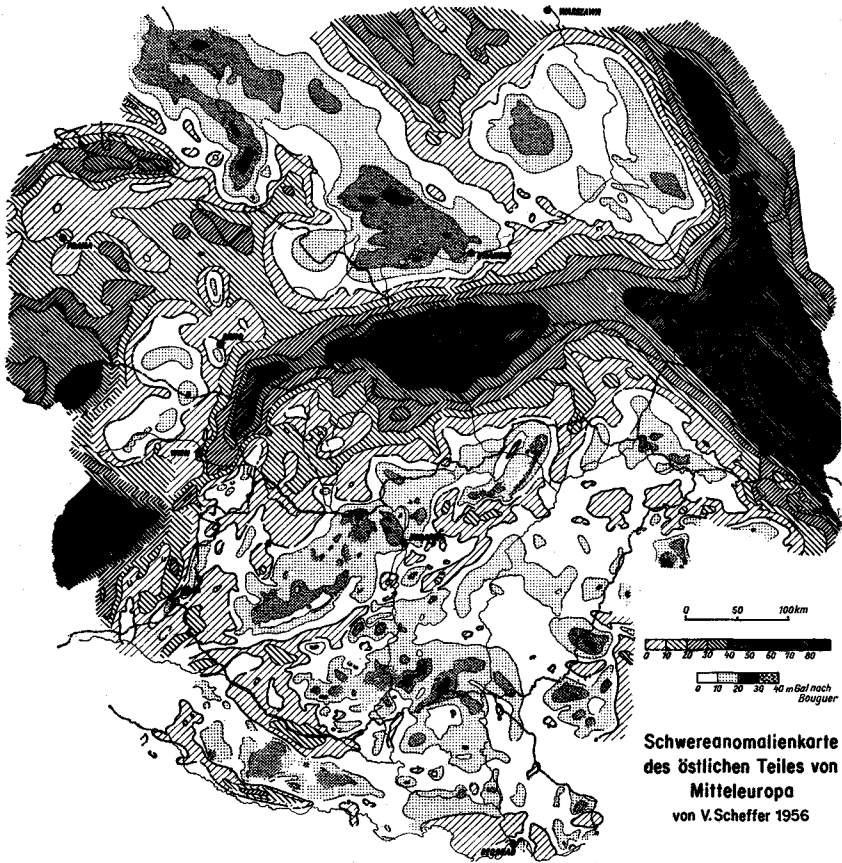


Abb. 1

Schwereanomalienkarte des östlichen Teiles von Mitteleuropa.

Wertedistanz der im System von Potsdam dargestellten Isoanomallinien nach BOUGUER 5 mGal.

Die Normalkorrektion der Schwerewerte wurde nach der Internationalen Formel von Stockholm, 1930, durchgeführt.

Die vollauszogenen Isoanomallinien sind die Resultate von Detailmessungen, die gestrichelt gezeichneten Linien geben die Isoanomalien aus regionalen Messungen an.

Der zur Berechnung von Höhenkorrekturen angenommene Dichtewert ist für die Gebiete, die Ungarn umgeben, im allgemeinen 2,67. Im nördlichen Transsylvanien und in der Zone der Nordostkarpaten wurden die Dichtewerte dem sogenannten „Diagramm der Dichtemittelwerte“, das für dieses Gebiet konstruiert wurde, entnommen. In der Berglandschaft an der Grenze der Slowakei wurden veränderliche Dichtewerte angenommen, die für die geologische Umgebung der Stationen charakteristisch sind. Auf dem Flachlande in Ungarn wurde der Durchschnittswert von 2,0 verwendet.

Auf Grund der Ergebnisse der Schweremessungen des Ungarischen Staatlichen Geophysikalischen Institutes Roland Eötvös, der ehemaligen Ungarisch-Amerikanischen Ölindustrie AG, der Ungarisch-Italienischen Erdölindustrie AG und der Ungarisch-Deutschen Öl AG, mit Verwendung der Resultate der

Staatlichen Tschechoslowakischen Gravitationsvermessung, die von M. Wittinger und B. Choudoba veröffentlicht wurden, der Schwereanomalienkarte der Kleinen Tiefebene von R. Behounek und der Daten, die in 1955 von I. W. de Bruyn über Polen, Rumänien, Jugoslawien, Österreich und den westlichen Teilen der Sowjetunion veröffentlicht wurden, zusammengestellt von Viktor Scheffer (1956).

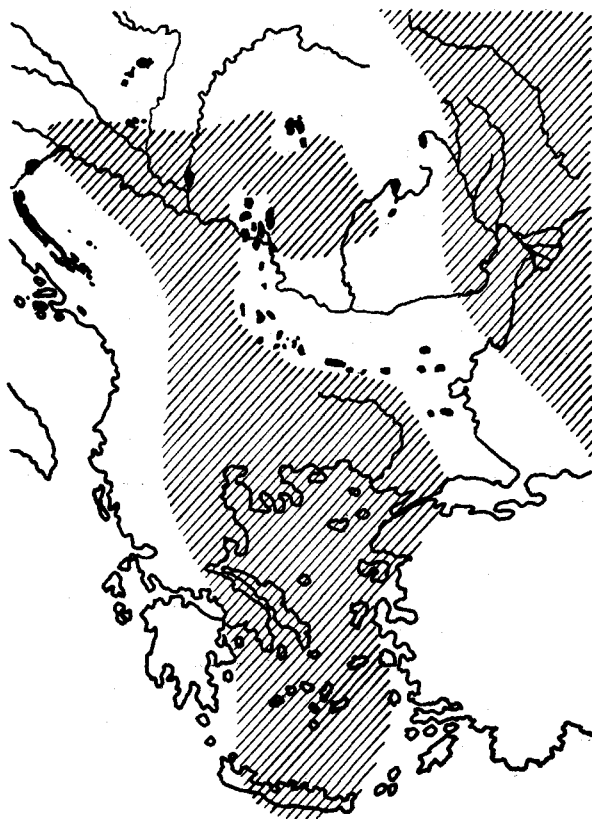


Abb. 2

Das „Orientalische Festland“ in der Liaszeit,
nach Pompecky

Auf Grund des Störungsbildes können wir annehmen, daß sich diese relativ geringe Krustendicke in Richtung der Balkanhalbinsel fortsetzt und im großen und ganzen die Krustenteile größerer Dichte eine relative Hochlage nach dem Situationsplan einnehmen, den wir in Abb. 2 darstellen. Diese Konfiguration entspricht der Vorstellung des „Orientalischen Festlandes“ von I. F. POMPECKY (2). Der Teil des „Orientalischen Festlandes“, der unter dem Ungarischen Becken liegt und der gegen Norden etwas ausgedehnter ist, als ursprünglich von POMPECKY angenommen wurde,

und zur Zeit eine bedeutende Tiefenlage hat, ist eine Erdkrustenanomalie und kann auf Grund des Schwerestörungsbildes, wenn auch in seinen Konturen etwas verschoben, doch als ähnlich der Figur des Tisia-Blockes erkannt werden (I. PRINZ, 3).

Dieses lokale Emporragen der MOHOROVICIC-Diskontinuität entspricht nicht dem Begriff des KOBERSCHEN „Ungarischen Zwischengebirges“; es läßt sich aber annehmen, daß es im Laufe der Karpatenorogenese als ein wichtiges Bauelement gewirkt hat.

Diese Hochzone wird im Norden, Nordwesten und im Osten von den Deckensystemen der Ostalpen und der Karpaten umgeben, welche infolge ihrer größeren Erdkrustendicke als Schweredepressionsgebiete erscheinen.

Es muß hier erwähnt werden, daß wir uns deshalb bei der Untersuchung des Schwerebildes auf die Bouguer-Anomalien stützen konnten, weil die Durchführung der isostatischen Reduktionen den Verlauf der Schwerestörungen nicht wesentlich beeinflusst.

Aus Resultaten von Tiefenreflexionsmessungen, die in den letzten Jahren auf diesem Gebiete durchgeführt wurden (4), ist zu entnehmen, daß in dieser Zentralzone des Karpatenbeckens, die durch hohe Werte der Schwerestörungen charakterisiert wird, die Erdkrustendicke wesentlich geringer ist, als es dem Durchschnittswert entspricht.

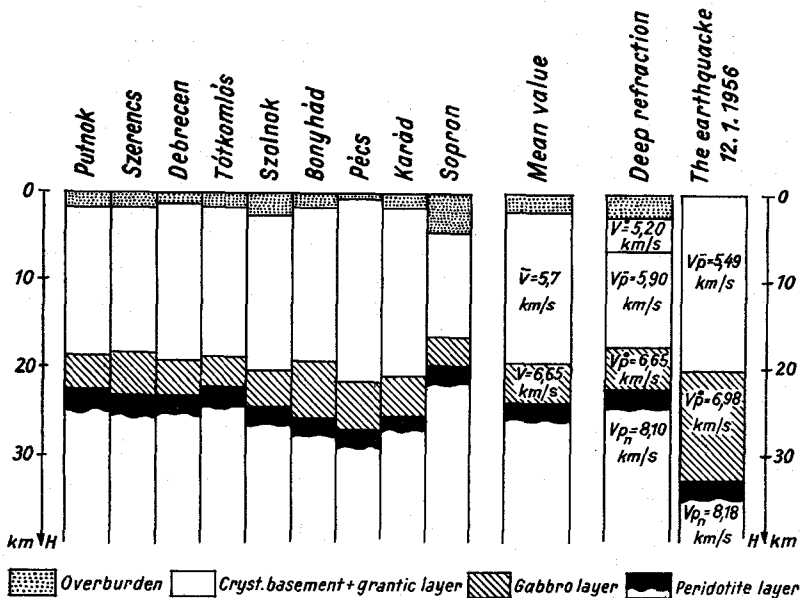


Abb. 3

Der Aufbau der Erdkruste in Ungarn,
nach I. Gálfi und L. Stegena

In Tabelle 1 werden die Resultate der in Ungarn zum Zweck der Krustenuntersuchung durchgeführten neuen Tiefenreflexionsmessungen angegeben. Nach diesen kann man feststellen, daß auf diesem Teile des regionalen Schwerehochgebietes die CONRAD-Fläche in 19,2 km und die MOHOROVICIC-Fläche in 23,6 km Tiefe liegen. Der größte wahrscheinliche Fehler der auf diese Weise bestimmten Tiefe der MOHOROVICIC-Fläche beträgt nach B. BALKAY, aus den Daten von fünf Stationen bestimmt, 2,24 km (5).

In Abb. 3 ist die schematische Struktur des Ungarischen Erdkrustenteiles wiedergegeben. Auf Grund der Daten, die aus Tabelle 1 zu ersehen

Tabelle 1

Die Resultate der in Ungarn zum Zwecke der Krustenuntersuchung durchgeführten Tiefenreflexionsmessungen.

Nach I. GÁLFI und L. STEGENA

Nr.	Lokalität der Messungen	Laufzeit		Tiefe unter der Erdoberfläche	
		Conrad Diskontinuität s.	Mohorovicic	Conrad Diskontinuität km	Mohorovicic
1.	Sopron	6,82	7,83	16,3	19,7
2.	Debrecen	7,45	8,62	19,2	23,2
3.	Karád	7,78	—	20,8	25,2 ¹⁾
4.	Pécs	7,57	9,25	21,5	27,2
5.	Bonyhád	7,52	9,62	19,1	25,9
6.	Putnok	7,45	8,55	18,8	22,6
7.	Szerencs	7,25	8,76	18,2	23,2
8.	Szolnok	8,28	9,54	20,2	24,5
9.	Tótkomlós ²⁾	7,30	8,30	18,8	22,3
Durchschnitt				19,2	23,6

¹⁾ Extrapolierter Wert

²⁾ Die Werte wurden freundlicherweise von der Abteilung „Seismik“ des Ungarischen Öl-Trusts mitgeteilt.

sind, wurden die Erdkrustenprofile der einzelnen Stationen aufgezeichnet. Das anschließende Profil gibt die Mittelwerte an. Die nächstfolgende Kolonne liefert die Resultate eines experimentellen Tiefenrefraktionsprofils, das im Ungarischen Becken geschossen wurde (6). Die Resultate dieses Profils stimmen mit denen der Tiefenreflexionen praktisch gut überein. Die letzte Kolonne des Bildes zeigt jenen Erdkrustenquerschnitt, der auf Grund der beobachteten Daten des Erdbebens vom 12. Januar 1956 von DUNAHARASZTI errechnet werden konnte (7). Die Autoren benutzten damals zur Auswertung des Erdbebens die beobachteten Daten der Stationen Budapest, Kecskemét, Kalocsa, Szeged, Beograd, Campulung, Bacau, Jasi, Zagreb, Hurbanovo, Wien und Jena.

Die errechneten Krustendickenwerte, die für die ungarische Kruste nicht unbedingt charakteristisch sind, da sie sich auf ein größeres Gebiet als das Karpatenbecken beziehen, sind folgende: Die Granitkruste, die sich

unter der Sedimentschicht befindet, erstreckt sich bis zu 20,2 km, die Gabbrokruste bis zu 33 km Tiefe.

Falls wir den letzteren Wert als die Durchschnittstiefe der MOHOROVICIC-Fläche der Karpatenzone annehmen, können wir feststellen, daß unter der Zentralzone des Ungarischen Beckens, die dem Hochgebiet der regionalen Schwereanomalien entspricht, die Dicke der Erdkruste mit ca. 9,4 km geringer ist als in den angrenzenden Gebieten. Diese Angabe, die von der Tiefenseismik und von der Seismologie geliefert wurde, steht in qualitativer und quantitativer Übereinstimmung mit den Daten des Schwerebildes.

2. Die Resultate von geothermischen Untersuchungen in der Zone der Erdmantelhöhe unter dem Karpatenbecken

Die geothermische Tiefenstufe

Es ist schon lange bekannt, daß sowohl die Tiefenebene wie auch die Transdanubischen Gebiete Ungarns niedrige geothermische Tiefenstufenwerte besitzen. In seiner neuesten Zusammenstellung gibt T. BOLDIZSÁR (8) Tiefenstufenwerte an, die bei Messungen in 71 ungarischen Tiefbohrungen ermittelt wurden. Aus diesen Werten ergibt sich der Landesdurchschnittswert der geothermischen Tiefenstufe als 18,7 m/°C.

In seiner neuesten Zusammenstellung gibt Lajos BÉLTEKY auf Grund der Daten von 114 Tiefbohrungen, welche auf dem Gebiete Ungarns gleichmäßig verteilt sind, den Durchschnittswert von 18,1 m/°C für die ungarische geothermische Tiefenstufe an (9).

Der durchschnittliche Wert der geothermischen Tiefenstufe für die ganze Erde variiert von 27,5 m/°C bis 35 m/°C (10).

Abb. 4, „Die regionalen Werte der geothermischen Tiefenstufe auf dem Gebiete des Karpatenbeckens“, gibt uns die regionalen Durchschnittswerte der geothermischen Tiefenstufe in Ungarn und in seinen Nachbarstaaten an.

Die regionalen Werte der Tiefenstufe in Ungarn wurden aus der unter (8) erwähnten Zusammenstellung von T. BOLDIZSÁR errechnet, in dem das Gebiet von Ungarn in drei charakteristische Teile geteilt wurde.

Die Werte für Ost- und West-Österreich wurden von R. JANOSCHEK unter Mitwirkung von B. KUNZ angegeben (11).

Der Durchschnittswert vom Wiener Becken wurde auf Grund des von F. SCHIPPEK publizierten (12) und seitens I. KALINA (Ceskoslovenské Naftové Doly, Hodonin) angegebenen Werten errechnet (13).

Dem letzteren verdanken wir auch die Stufenwerte des Tschechoslowakischen Teiles der Kleinen Tiefenebene, der Ost-Slowakei und der sogenannten äußeren Flysch-Zone der Slowakei.

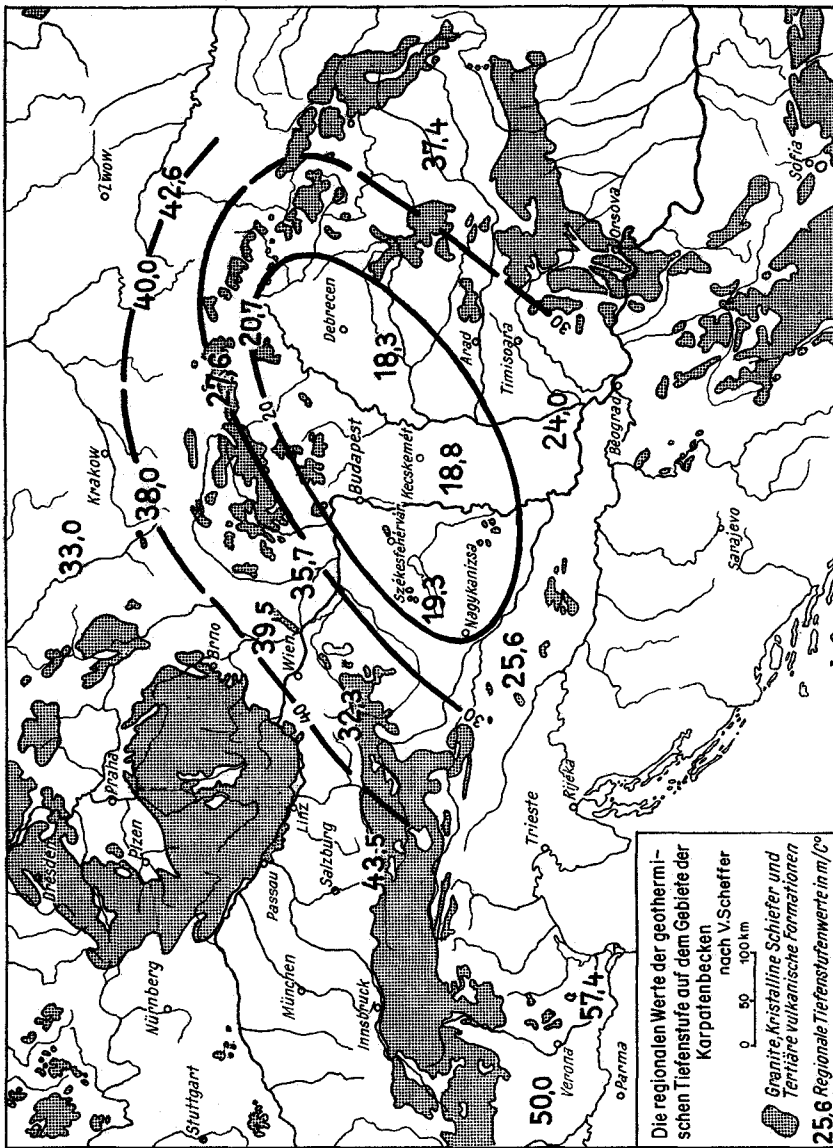


Abb. 4

Den Mittelwert von Kroatien entnehmen wir der Publikation von A. RUBINIC (14). Der regionale Wert der geothermischen Tiefenstufe für die jugoslavische Vojvodina wurde von V. AKSIN, dem Chefgeologen der „Naftagas“-Unternehmung, Novisad, angegeben (15).

Als für das Siebenbürgische Becken charakteristischen Wert übernehmen wir jene geothermische Tiefenstufe, welche in der Bohrung Nagysármás-1.

festgestellt wurde (16). Wir konnten das um so mehr tun, da die bis jetzt nicht publizierten rumänischen Daten mit diesem Wert gut übereinstimmen.

Die regionalen Tiefenstufenwerte von Oberschlesien, der polnischen Ost- und West-Karpaten, in dem Vorlande der Nordost-Karpaten, übernahmen wir aus der Datensammlung von S. PLEWA (Instytut Naftowy, Krakow) (17). Für den regionalen Wert der Gegend von Boryslaw haben wir außer den von S. PLEWA mitgeteilten Tiefenstufenwerten auch jene der älteren Litenatur (18) in Betracht genommen.

Die zwei regionalen Werte der Po-Ebene errechneten wir aus der Zusammenstellung von T. Rocco (19).

Die beigelegte Karte wurde also aus den Resultaten von Temperaturmessungen, welche in 8 Ländern durchgeführt wurden, zusammengestellt. Sie demonstriert eine hochinteressante Erscheinung von großer Bedeutung.

Von den Alpen, den Nordwest-Karpaten, dem äußeren Vorland der Nordöstlichen Karpaten und dem Siebenbürgischen Becken ausgehend läßt sich gegen die Zentralzone des Ungarischen Beckens eine regionale Verminderung von ca. 20 m der Werte der geothermischen Tiefenstufe feststellen. Von Westen nach Osten geht die Werteabnahme entlang der Raab-Linie sprunghaft vor sich.

Das Gebiet der kleinen geothermischen Tiefenstufenwerte fällt mit jener Zone verminderter Erdkrustenmächtigkeit zusammen, welche unter dem Ungarischen Becken durch die Schwere-Anomalien, die Resultate der Tiefen-Seismik und der Seismologie angegeben wird.

Dieses regionale Minimum der geothermischen Tiefenstufe des Karpaten-Beckens entspricht laut des oben angeführten einer Hochlage von ca. 10 km des Erdmantels.

Wenn wir diese regionale geothermische Anomalie in die Situations-Skizze der Mediterranen Kettengebirge nach KOBER-BUBNOFF auftragen (Abb. 5) und dieselbe mit der Tisia Hypothese von I. PRINZ vergleichen, können wir feststellen, daß diese nach Lage und Form sowohl mit den Konturen des Zwischengebirges unter dem Karpatenbecken nach KOBER (20) wie auch mit jenen des Tisia-Massivs nach PRINZ (21) gute Übereinstimmung zeigt. (Siehe Abb. 6.)

Indem wir diese Übereinstimmung nach der Form und Ausbreitung feststellen, müssen wir aber als neue Erkenntnis großer Tragweite konstatieren, daß sich das Zwischengebirge unter dem Karpatenbecken in einer Tiefe von 20—30 km befindet.

Falls man die seismischen Daten von GÁLFI-STEGENA bezüglich der Struktur des ungarischen Erdkrustenteiles (22, 23) berücksichtigt, kann festgestellt werden, daß über dem relativen Hoch von ca. 10 km des Erd-

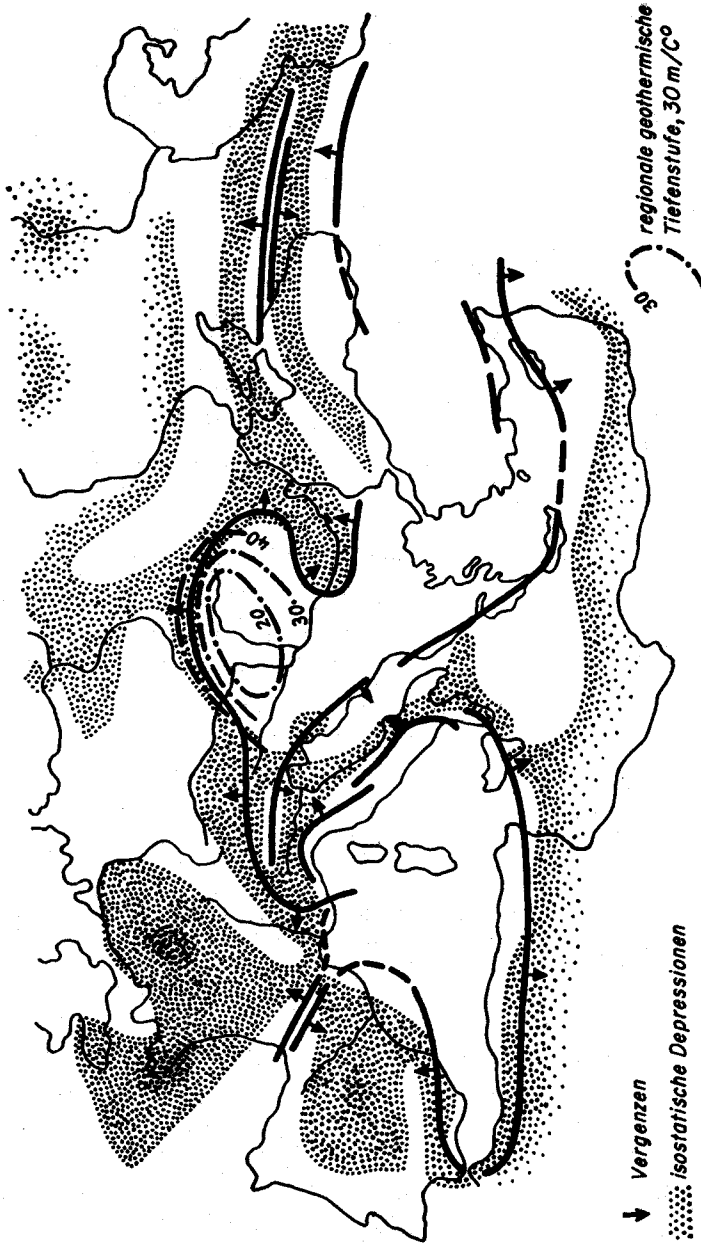


Abb. 5

DER ZUSAMMENHANG ZWISCHEN ISOSTATISCHEN ANOMALIEN UND VERGENZEN DER GEBIRGSBILDUNG IN DER ZONE DER MEDITERRANEN KETTENGEBIRGE

NIT DER DARSTELLUNG DES REGIONALEN GEOTHERMISCHEN MINIMUMS DER KARPATENBECKEN, NACH V. SCHEFFER

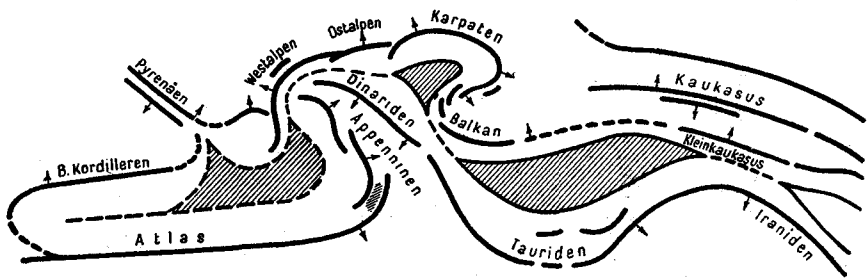


Abb. 6

Die Zonen der mediterranen Kettengebirge
nach Kober-Bubnoff

mantels, welcher sich in ca. 30 km Tiefe befindet, die CONRAD-Fläche in einer Tiefenlage von ca. 20 km nur noch eine relative Höhe von ca. 1 km besitzt.

Die relative Hochlage der Erdmanteloberfläche unter dem Karpatenbecken im Verhältnis zu dem orogenetischen Zug der Alpen und Karpaten macht es wahrscheinlich, daß dieselbe in der Entwicklung der orogenetischen Bewegungen eine entscheidende Rolle gespielt hat. Infolge der großen Tiefenlage des Erdmantelhochs kann dasselbe nicht als eine „variszische Zwischenmasse“ oder als ein „Zwischengebirge“ im Sinne von KOBER aufgefaßt werden. Es wird vielmehr wahrscheinlich gemacht, daß die Wurzeln und Ursachen der Orogenese der Alpen und Karpaten in dem Erdmantel und in den unteren Zonen der Erdkruste zu suchen sind.

In den vergangenen zwei Jahrzehnten entstanden viele interessante Theorien, um die von der Zone des ungarischen Zwischengebirges nach außen gerichteten Vergenzen des Karpatenbogens und des Dinarischen Gebirgszuges zu erklären (24, 25, 26, 27, 28, 29, 30, 31, 32, 33, 34, 35). Diese haben Gleitwirkungen infolge der Gravitation, thermodynamische, Oszillations-, down-buckling-Effekte vorausgesetzt.

Die Feststellung des Erdmantelhochs unter dem Ungarischen Becken mittels Gravitation, tiefenseismischen, seismologischen und geothermischen Methoden muß auf die richtige Weiterentwicklung dieser Hypothesen einen günstigen Einfluß ausüben. Andererseits deutet sie darauf hin, daß die Durchführung ähnlicher Untersuchungen auch auf anderen Erdkrustenteilen empfehlenswert ist.

Der Wert des irdischen Wärmefflusses beträgt in Ungarn nach den Resultaten der Untersuchungen von T. BOLDIZSÁR (36) ca. $2,4 \cdot 10^{-6}$ cal/cm² s. Der Durchschnittswert der auf der Erde bis jetzt durchgeführten Bestimmungen beträgt ca. 1,0 bis $1,2 \cdot 10^{-6}$ cal/cm² s. Da die Wärmeleitfähigkeit der Sedimentschichten, die dem Grundgebirge auflagern, normale Werte hat,

TEKTONISCHE ÜBERSICHTSSKIZZE DER OSTALPEN

A. TOLLMANN

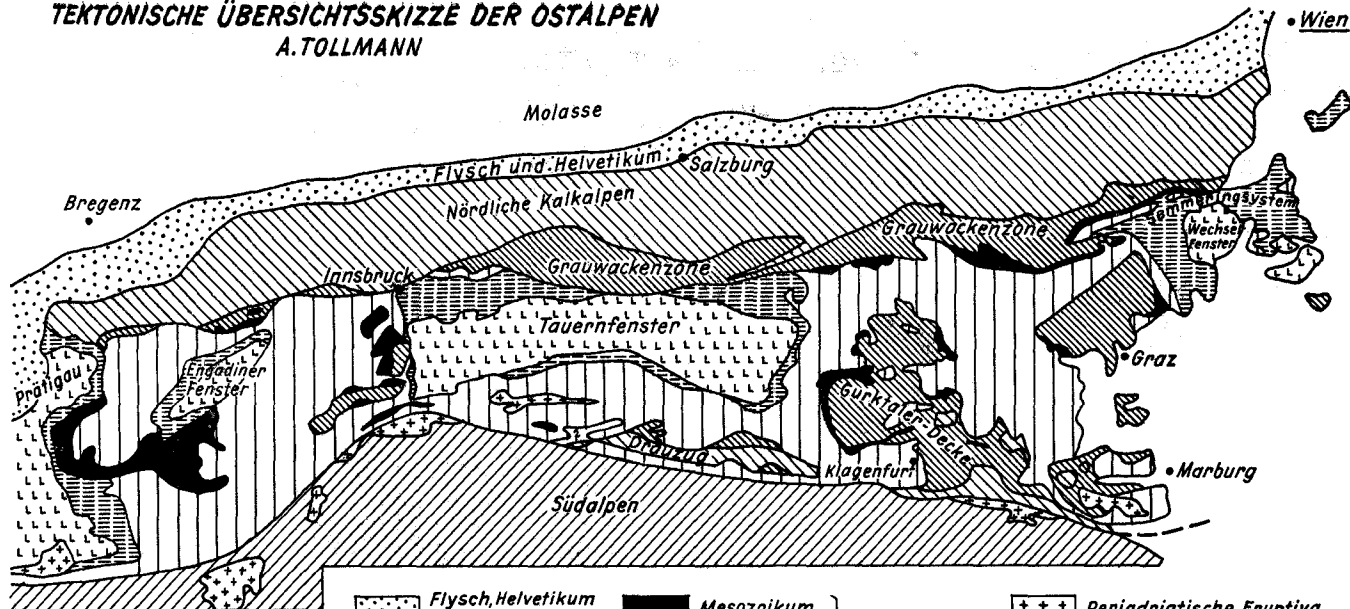
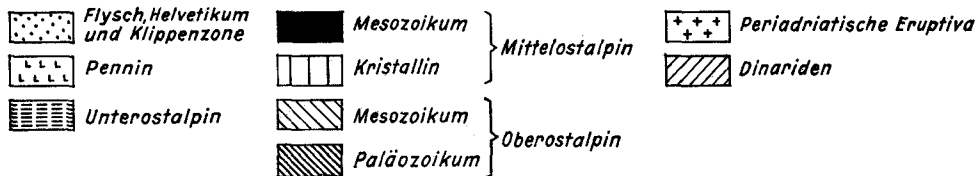


Abb. 7



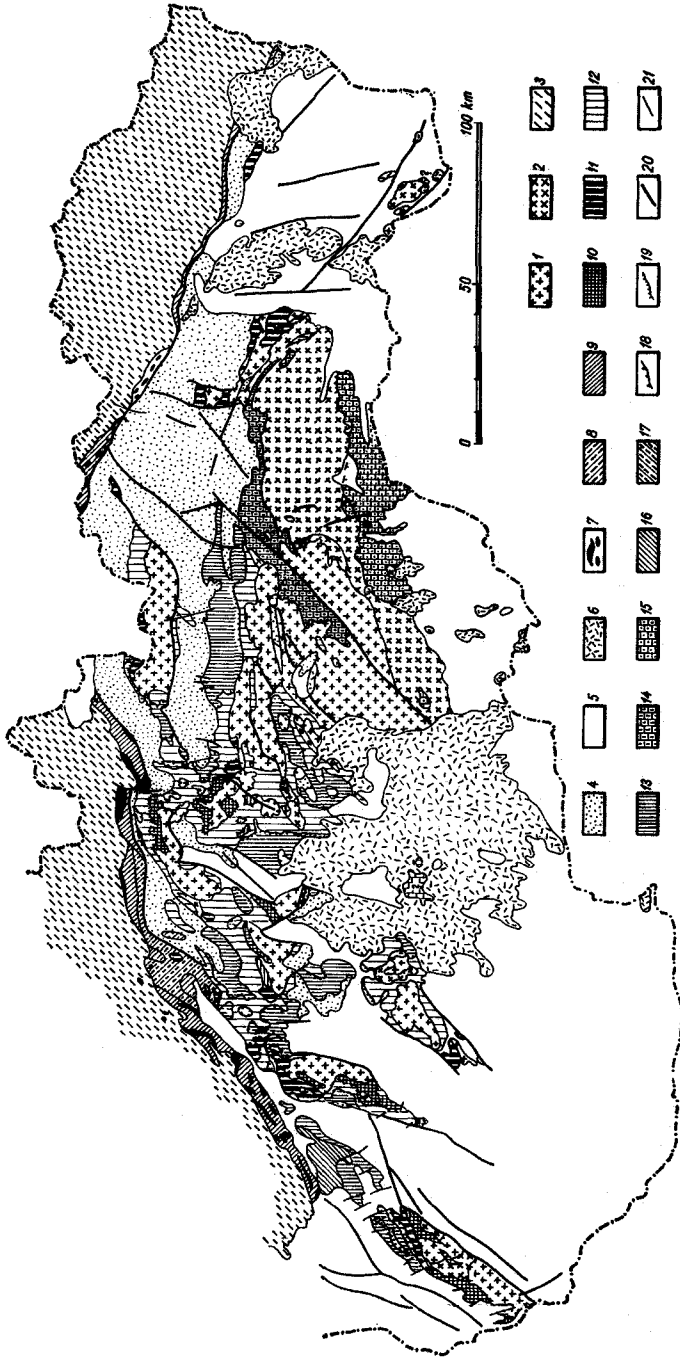


Abb. 8

Tektonische Skizze der Westkarpaten,

nach M. Mahel

Zeichenerklärung:

1. Kristalline Kerne; 2. Paläozoikum; 3. Paläogene Serie des Flyschgürtels; 4. Innerkarpatisches Paläogen; 5. Neogen; 6. Neovulkanite; 7—9. Klippenzone; 7. Trias—Unterkreide; 8. Mittlere Kreide; 9. Oberkreide; 10.—13. Mesozoikum der Zentralen Zone; 10. Serien der Westslowakischen Gruppe; 11. Serien der Westkarpatischen Gruppe; 12. Serie von Krizna; 13. Serie von Choc; 14. Nordgömör-Serie; 15. Südgömör-Serie; 16.—17. Oberkreide südlich der Klippenzone; 16. Oberkreide, Salzwasser-Fazies; 17. Oberkreide, kontinental; 18.—21. Tektonische Linien; 18. Größere deckenartige Aufschiebungen; 19. Kleinere Aufschiebungen; 20. Bedeutende Brüche; 21. Kleinere Brüche.

muß der unmittelbare Grund des niedrigen geothermischen Gradienten in dem relativ großen irdischen Wärmefluß gesucht werden.

Nach unseren Erfahrungen ist festzustellen, daß jene Teile der Erdoberfläche, welche einen großen Wärmefluß besitzen, sich im allgemeinen in Zonen junger, vulkanischer Gesteine, auf solchen Gebieten befinden, in denen die tieferen Teile der Erdkruste in eine relative Hochlage, in relative Oberflächennähe gekommen sind.

3. Die Zone der Deckensysteme der Alpen und der Karpaten

Die Deckenfalten der Ostalpen (37) Abb. 7 und die charakteristischen Deckensysteme der West-, Nord- und Nordostkarpaten, die sich an die vorigen anschließen (38) Abb. 8, werden auf der Karte der Schwereanomalien als ein mächtiges Gebiet indiziert, das durch negative Störungsgrundwerte charakterisiert wird. Aus unseren geologischen Kenntnissen kann man schließen, daß das Schweredepressionsgebiet nicht an die Morphologie, sondern an das Deckensystem gebunden ist (z. B. gehört das Flachland, die Westhälfte der Ungarischen Kleinen Tiefebene, zu dieser Einheit).

Nach der Feststellung von A. TOLLMANN (37) gehören die paläozoischen Inseln des Grazer Beckens und auch die sogenannte Südburgenländische Schwelle zum Deckensystem der Ostalpen.

In der Zone der Kőszeger und Soproner Gebirge erstreckt sich das Deckensystem der Ostalpen auf das ungarische Gebiet Transdanubiens, was sich auch an der Oberfläche feststellen läßt.

„Die kristallinen Züge des Gebietes von Sopron und Kőszeg verschwinden mit einem plötzlichen Abtauchen unter die jungtertiären Schichten der Kleinen Ungarischen Tiefebene. Ihre Gegenwart wurde von den Tiefbohrungen, welche bei der Gemeinde MIMÁLYI des Komitates Sopron abgeteuft wurden, unter den Pannon-Schichten in Tiefen zwischen 1460 und 2470 m erreicht. Die Bohrungen sind hier stellenweise nach der Durchquerung von Schichtresten des Torton und des Sarmats unmittelbar in

phyllitische und Tonschieferschichten geraten“, schreibt E. VADÁSZ in seinem Werke über die Geologie Ungarns (39).

M. VENDEL (40) reiht die kristallinen Schiefer, die in dem Soproner und Köszeger Gebirge an der Oberfläche anstehen, und jene, die unter der Tiefebene durch Bohrungen erreicht wurden, in das Deckensystem der Ostalpen ein. Seine diesbezüglichen Ansichten sind mit jenen von A. TOLLMANN identisch, der in seinem neuesten Werk die Tektonik der Ostalpen, die Ansichten von L. KOBER modifizierend synthetisierte. Eine unserer Tiefbohrungen, die bei Szombathely abgeteuft wurde, hat in der Tiefe von 1535 m einen paläozoischen kristallinen Schiefer erreicht, der mit dem Gesteinsmaterial des Köszeger Gebirges übereinstimmt.

Ein wesentlicher Zug der Tektonik des Deckensystems der Ostalpen ist jener Umstand, daß die kristallinen Schieferdecken und Schuppen paläozoischer Gesteine, die teilweise mit mesozoischen Kalksteinen bedeckt sind, auf mesozoischen Schichten aufliegen.

Mit der Erweiterung unserer geologischen Kenntnisse durch die Bohrergebnisse konnte das Deckensystem der Ostalpen unter der jungen Sedi-
mentbedeckung der Kleinen Ungarischen Tiefebene in den letzten Jahren immer weiter nach Osten in unserem transdanubischen Gebiete nachgewiesen werden.

Unsere Vorstellung in dem vergangenen Jahrzehnt über den Beckenuntergrund der Kleinen Ungarischen Tiefebene wird durch Abb 9, welche von L. KÖRÖSSY konstruiert wurde, widerspiegelt (41).

Nach dieser Vorstellung taucht das autochtone Mesozoikum des Transdanubischen Mittelgebirges bis zu der tektonischen Linie, die mit dem Lauf des Raab-Flusses übereinstimmt, ab und bildet auf der Südostseite des Flusses den Beckenuntergrund. In dem Gebiet nordwestlich von dieser Linie haben die Bohrungen nach der Durchteufung des Pannons und Schichten eventuell miozänen Alters schon den kristallinen Untergrund erreicht.

Nach unseren neuen geologischen Erfahrungen keilen die Decken der Ostalpen in der Zone entlang der Raab-Linie aus.

Nach den Resultaten seismischer Refraktionsmessungen konnte auf dem Gebiet nördlich von Vasvár folgendes ermittelt werden: Die mesozoischen Kalksteinschichten, die unter der östlichen Hälfte der Kleinen Tiefebene den Beckenuntergrund bilden, befinden sich jenseits des Raab-Flusses im Liegenden der paläozoischen kristallinen Schiefer. Die Ausläufer des ostalpinen Deckensystems im Raab-Tal konnten auch nach diesem Verfahren festgestellt werden.

So wie es aus Abb. 7, der tektonischen Skizze der Ostalpen nach A. TOLLMANN, zu ersehen ist, wird der Anfang des Deckensystems entlang des nörd-

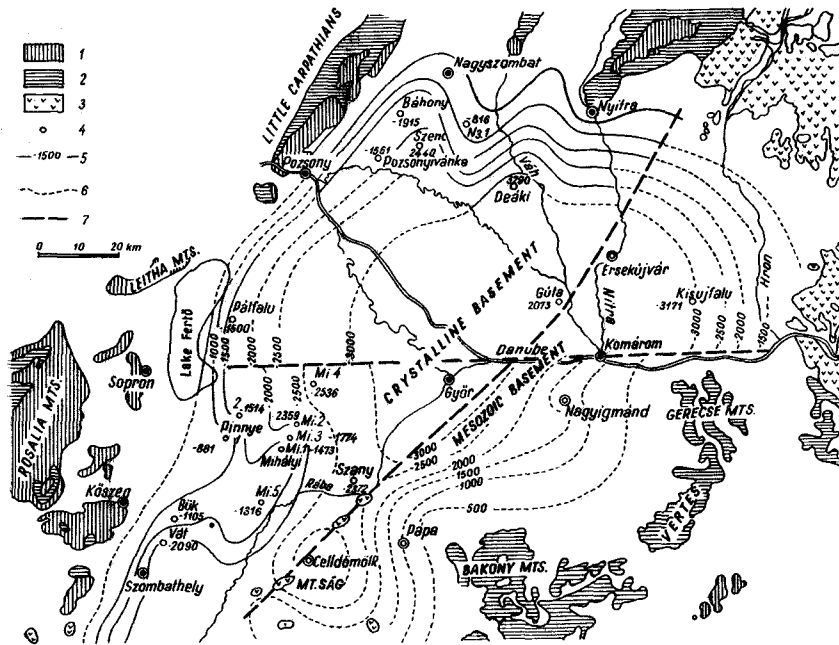


Abb. 9

Der Beckenuntergrund der Kleinen Ungarischen Tiefebene,
nach L. Körössy

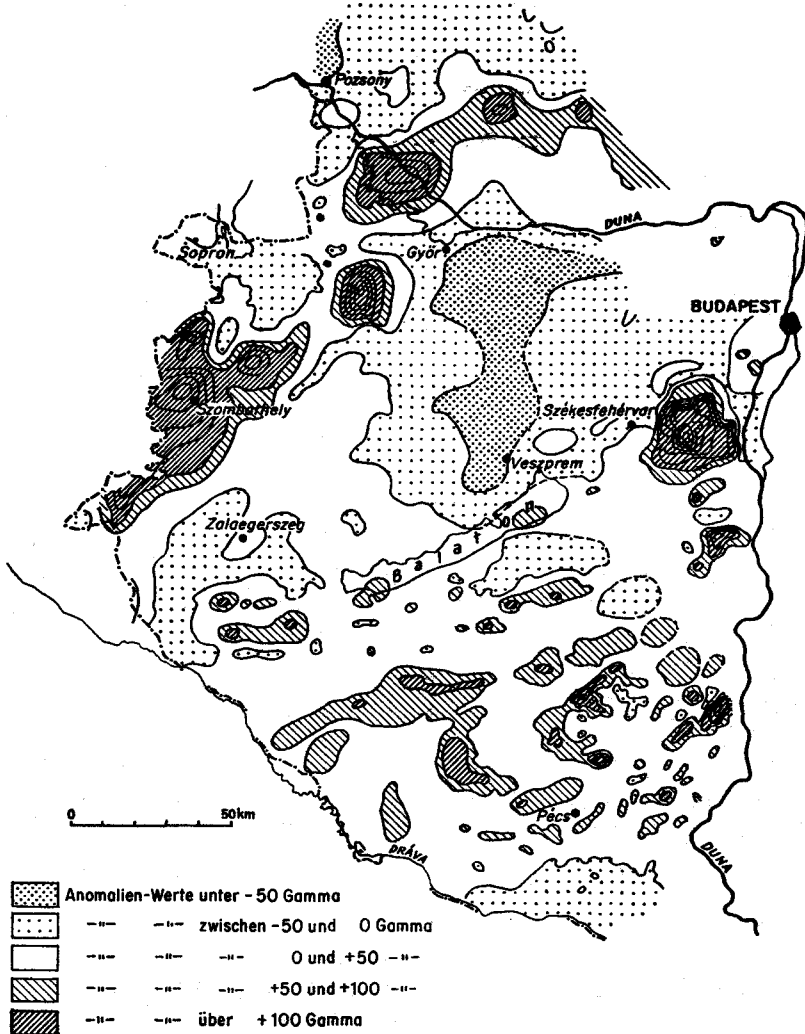
Zeichenerklärung:

1. Altpaläozoische kristalline Gesteine an der Oberfläche
2. Vortertiäre Sedimentgesteine
3. Neogene vulkanische Gesteine
4. Tiefbohrung
5. Oberfläche des pretertiären Beckenuntergrundes nach den Bohrdaten
6. Dieselbe, die auf Grund der Resultate der geophysikalischen Messungen vorausgesetzt werden kann
7. Großtektonische Linien im Beckeninern

lichen Saumes der Südalpen durch einen Zug von Oberflächenenergüssen begleitet. Dieser Zug folgt dem Südrand des Deckensystems entlang seiner ganzen Länge in dieser stark beanspruchten Zone der Erdkruste.

Entlang der Endzone des Deckensystems der Ostalpen in Transdanubien und der Kleinen Tiefebene konnte auf Grund der Resultate der hier durchgeführten magnetischen Messungen (42), die wir in Abb. 10 wiedergeben, auch eine lange Reihe von Störungen, die der Raab-Linie folgen und durch verschüttete eruptive Gesteine verursacht sind, festgestellt werden. Das südliche Ende der Deckensysteme der West-, Nord- und Nordost-Karpaten wird von den Oberflächenmassen der vulkanischen Gesteine, die man als den „inneren vulkanischen Kranz“ bezeichnet, begleitet.

**DIE STÖRUNGEN DER ERDMAGNETISCHEN VERTIKALINTENSITÄT
IN TRANSDANUBIEN (UNGARN) UND IN DER KLEINEN TIEFEBENE**
NACH DEN IN DEN JAHREN 1934-1944 DURCHFÜHRTEN MESSUNGEN
VON VIKTOR SCHEFFER, KARL KÁNTÁS, NIKOLAUS KRETZOI UND WALTER PALME



Die Anomalienwerte wurden auf den Wert des magnetischen Hauptbasispunktes Zalaegerszeg ($\Upsilon = 46^{\circ}51', \lambda = 34^{\circ}28'$ östl.v. Ferro) der Ungarisch-Amerikanischen Ölindustrie A.G. (MAORT), bezogen und auf die Epoche 1941,5 reduziert.

Die Zahl der beobachteten Stationen:
in Transdanubien: 16089
in dem Tschechoslowakischen Teile
der Kleinen Tiefebene CCA: 1500

Äquidistanz der magnetischen Isoanomalien 50 Gamma
Normalwertabzüge: $5,6144 \gamma/\text{km} \uparrow$ und $0,46078 \gamma/\text{km} \rightarrow \uparrow$ (nach Karl Kántás)

ZUSAMMENGESTELLT VON VIKTOR SCHEFFER 1948-49

Abb. 10

4. Regionale Struktur-Verhältnisse des Grenzgebietes der Ostalpen

Der Raab-Graben

Schon aus den Resultaten der alten Pendelmessungen in Transdanubien (42) und aus der Karte „Die Mächtigkeit der postsarmatischen Sedimente in Ungarn“ von Gy. KERTAI, 1956 (43), war es festzustellen, daß von der jungen Sedimentdecke der Kleinen Tiefebene ausgehend und entlang der Raab-Linie gegen das Murtal ziehend, sich eine Grabenstruktur befindet. Die tiefsten Teile dieses Grabens befinden sich in seinen nordöstlichen und südwestlichen Teilen. In dem mittleren Abschnitt des Grabens wird durch die Schwere- und magnetischen Anomalien ein sattelartiges Hoch indiziert (44). Nach den geologischen Aufnahmen von S. JASKO hat dieses Hochgebiet ein nordwest-südöstliches Streichen (45), und seine Achse zieht durch Kőszeg—Sárvár—Ukk—Sümeğ.

Nach den seismologischen Daten kann festgestellt werden (46, 47, 48), daß die Randgebiete des Raabgrabens in Anbetracht der kleinen Seismizität Ungarns, mit den Erdbeben-Epizentren Győr, Komárom, Szombathely u. a. eine lebhaftige Seismizität besitzen.

Auf unserer Abb. 11 stellen wir den Raabgraben nach den Daten von L. KÖRÖSSY (Kleine Tiefebene), L. DUBAY (49) (Zalagegend) und J. VUCKOVIC, K. FILJAK und V. AKSIN (Jugoslawien) (50) dar.

Der mittlere Abschnitt des Grabens, wo die Tiefe 3000 m nicht erreicht, verbindet das tiefere Becken der Kleinen Tiefebene mit dem sogenannten Zala-Becken. Im Gebiete des Zala-Beckens vereinigt sich der Raabgraben mit den Mur- und Draugraben. Das Gebiet, wo sich diese Gräben vereinigen, zeigt die größten Senkungen, deren tiefste Teile unter 5000 m liegen.

Die sogenannte Raablinie wird durch die südöstliche Absenkungsfläche des Raabgrabens gebildet. Nach den Daten von MAHEL (38) ist auch vorauszusetzen, daß diese Linie nach der Durchquerung des nordöstlichen Randes der Kleinen Tiefebene sich bis zur Zone der Nord-Karpaten fortsetzt. Gegen Südwesten setzt sich die Raablinie, sich an den Südrand des Murgrabens anschmiegend, fort.

Die Untersuchung der Streichungsrichtungen der Schwereanomalien und erdmagnetischen Störungen Transdanubiens (Abb. 12) führt uns zu dem Resultat, daß der Raabgraben bzw. die Raablinie in den Streichungsrichtungen der Schwerestörungen und magnetischen Anomalien eine scharfe Grenze bildet (51).

Das Schwellengebiet von Transdanubien

Die Streichungsrichtung der Anomalien des Gebietes nordwestlich vom Raabgraben ist eine NNO-SSW-liche.

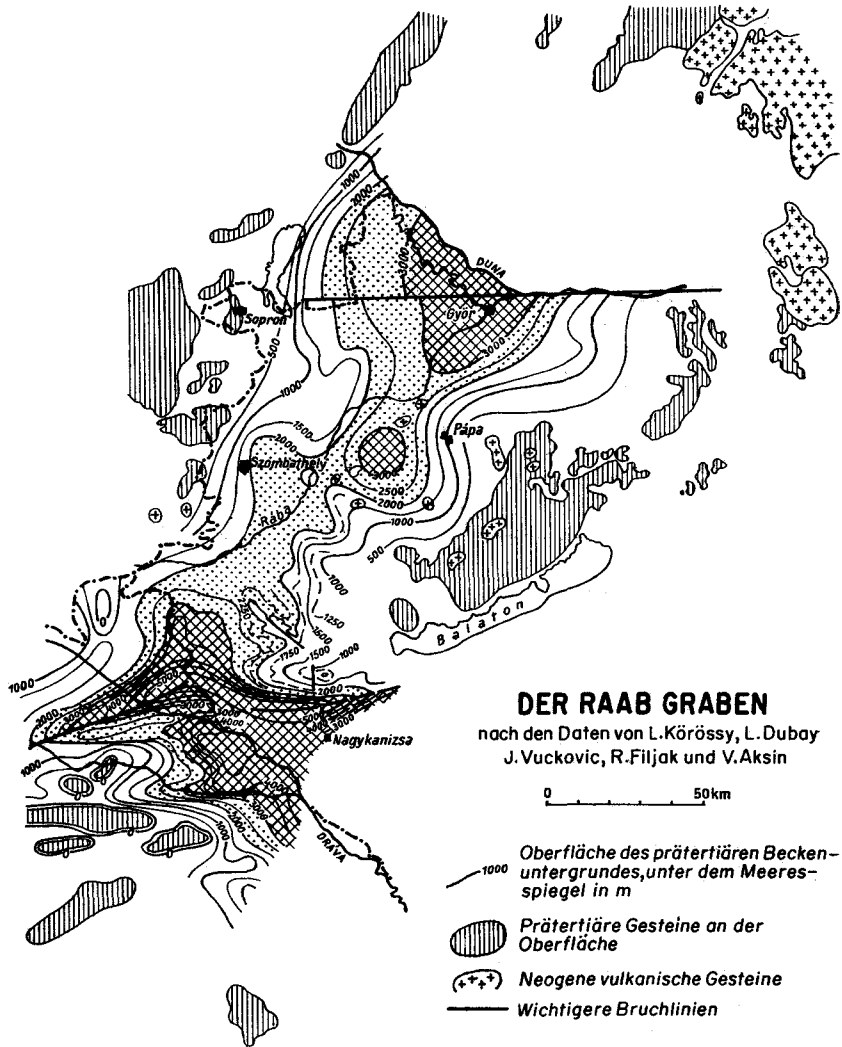


Abb. 11

Diese, sich von ihrer Umgebung absondernde Anomaliengruppe bedeutet nach unseren bisherigen Kenntnissen eine selbständige tektonische Einheit, welche die Streichungsrichtung der Kleinen Karpaten, des Leitha-, des Rosalien-Gebirges und des Schwellensystems, welches von den Ostalpen nach Transdanubien herüberzieht und sich dem Zuge der Westkarpaten anschmiegt, besitzt.

Diese stimmt mit den Streichungsrichtungen der Raablinie, des Raab-

DIE STREICHUNGSRICHTUNGEN DER SCHWEREANOMALIEN UND ERDMAGNETISCHEN STÖRUNGEN IN UNGARN

NACH VIKTOR SCHEFFER

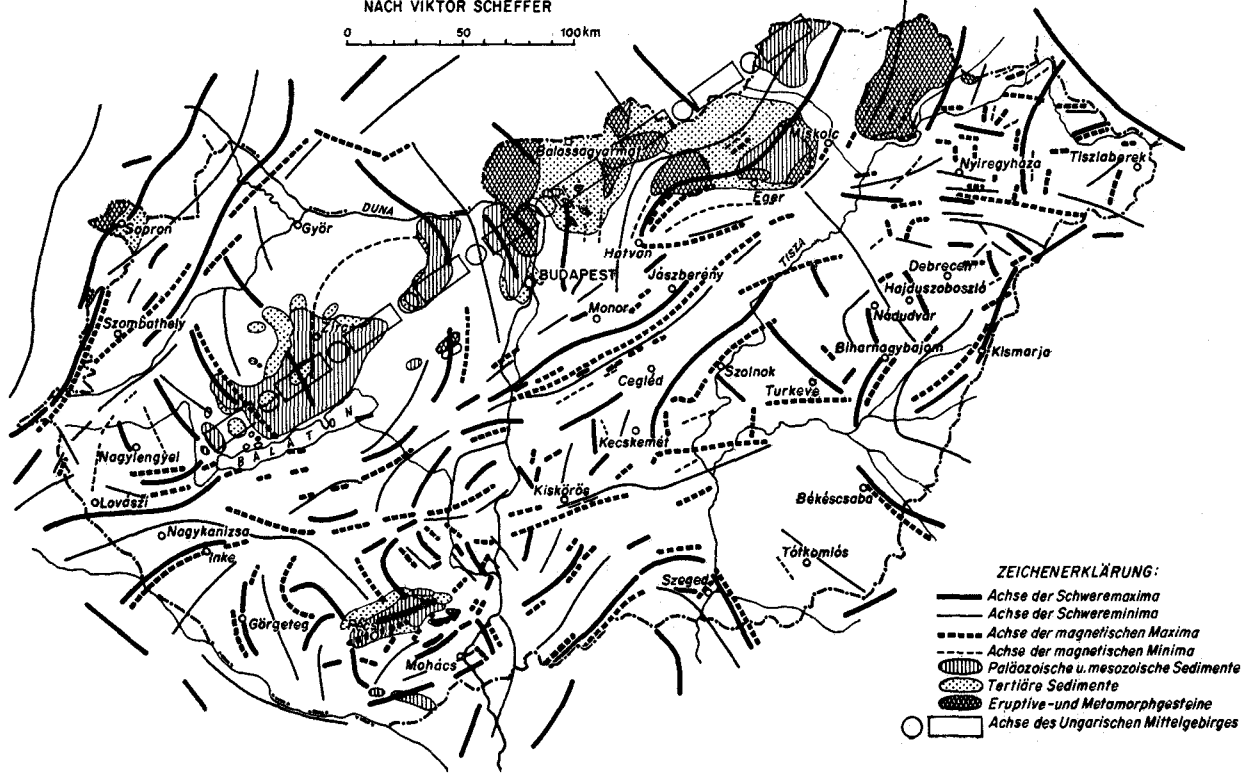
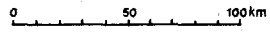


Abb. 12

grabens und des jung-vulkanischen Kranzes, welcher sich entlang des Grabens gebildet hat, überein (Fig. 10).

In dieses System gehören die sogenannte „Schwelle von Transdanubien“, seitens der österreichischen Kollegen „Südburgenländische Schwelle“ genannt, und die geologischen Strukturen, welche den Schwerehöhen von Pinnye und Mihályi-Répcelak entsprechen. Durch diesen Zug werden das Inneralpine Wiener und das Grazer Becken von dem Becken der Kleinen Ungarischen Tiefebene getrennt.

Die Raablinie meldet sich nach der Karte der Streichungsrichtungen der geophysikalischen Anomalien auf Grund des Kriteriums der plötzlichen Veränderung der Streichungen als eine ausgeprägte tektonische Linie. Auf der südöstlichen Seite dieser Linie bis zur Gipfelzone des Ungarischen Mittelgebirges ziehen sowohl die Schwerestörungen wie auch die erdmagnetischen Anomalien in NNW-SSE-licher Richtung, haben eine dinarische Streichungsrichtung und widerspiegeln wahrscheinlich die Wirkungen des Beckenuntergrundes.

Nach der Richtung der Schwere- und magnetischen Anomalien kann das Dinarische Streichen von der südöstlichen Ecke Transdanubiens, der Gegend von Mohács ausgehend bis zur Raablinie verfolgt werden.

Auf Grund der geophysikalischen Resultate kann festgestellt werden, daß der Raabgraben die Trennungszone zweier verschiedener tektonischer Einheiten bedeutet. Der nordwestliche Teil ist die Endzone der Ostalpendecken, entlang des Abbruches des Beckenuntergrundes dinarischen Streichens.

Nach R. JANOSCHEK, „Die östliche bzw. südöstliche Grenze des Grazer Beckens bildet die morphologisch wenig in Erscheinung tretende Südburgenländische Schwelle, ein zum Großteil von tertiären Ablagerungen bedeckter, durch Gravimeter-Messungen nachgewiesener Gebirgsrücken, welcher oberflächlich durch das Auftreten vereinzelter paläozoischer Schieferinseln gekennzeichnet ist.“

Diese Feststellung deckt sich mit jener von L. LOCZY sen. (52) vor 50 Jahren gemachten über die „Transdanubische Schwelle“. Auf Grund der Resultate der geophysikalischen Forschungen kann das Schwellengebiet als eine selbständige tektonische Einheit aufgefaßt werden.

In Abb. 13 haben wir die geologische Karte von KÖRÖSSY der Kleinen Tiefebene und jene von MAHEL über die Gegend der Westkarpaten vereinigt. Auf der Karte haben wir jene Wahrscheinlichkeit dargestellt, daß der sogenannte Raabbruch, als eine regionale tektonische Linie von großer Bedeutung, nach der Durchquerung des Beckenuntergrundes der Kleinen Tiefebene sich an die entsprechende, große Werteveränderungen des

Schwereanomalienbildes anschmiegend auch die Zone der Gömöriden durchquert und bis zu den Nordostkarpaten verfolgt werden kann.

Die Raablinie ist auch vom Gesichtspunkte der Krustenbewegungen eine sehr markante, wichtige Grenzlinie.

Die Abb. 14 zeigt die Resultate der Untersuchung der Höhenlagen der Donauterrassen durch M. Pécsi (53). Aus dem Profil geht hervor, daß die Raablinie zwischen der westlich liegenden, sinkenden Kleinen Tiefebene und den östlich sich erhebenden Gebieten des Ungarischen Mittelgebirges eine scharfe Grenze bildet.

Der Vergleich der vertikalen Erdkrustenbewegungen auf Grund des Terrassenprofils mit dem Schwereanomalienbild zeigt, daß das sinkende Gebiet der Kleinen Tiefebene einer Schwere depressionszone entspricht. Das Gebiet des sich erhebenden Transdanubischen Mittelgebirges ist ein Schweremaximum-Gebiet. Zwischen den sinkenden und sich erhebenden Gebieten ist die Raablinie eine Trennungslinie.

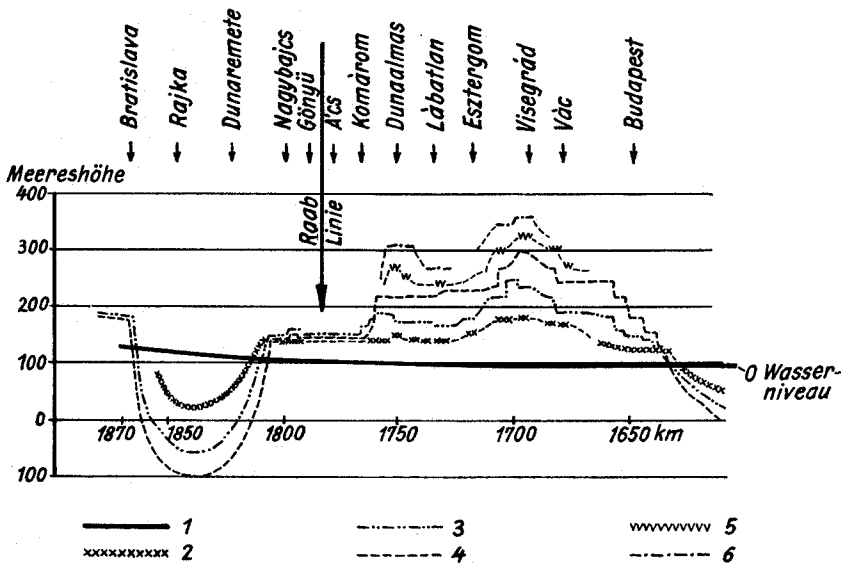


Abb. 14

Die Höhenlage der Donauterrassen in Ungarn
nach M. Pécsi

Die höheren Terrassen:

1. 0 Kurve der Donau
2. Terrasse N° III. Mittelpleistozän (Riss)
3. Terrasse N° IV. Älterer Pleistozän (Mindel)
4. Terrasse N° V. Altpleistozän (Günz)
5. Terrasse N° VI. Ende des Pliozäns — Anfang des Pleistozäns (Donau-Phase)
6. Terrasse N° VII. Ende des Pliozäns.

Die Untersuchung der Mächtigkeiten der Donauterrassen durch M. Pécsi hat ergeben, daß seit dem Ende des Pliozäns und dem Anfang des Pleistozäns sowohl die Intensität des Sinkens der Kleinen Tiefebene wie auch jene der Hebung des Mittelgebirgsabschnittes der Donau allmählich abnehmen. Diese Erscheinung beweist, daß der Charakter der derzeitigen Erdkrustenbewegungen auch auf diesem Gebiete Transdanubiens dem Bestreben, den isostatischen Gleichgewichtszustand der Erdkruste zu erreichen, entspricht.

Literatur:

1. Scheffer, V.: Some Contributions to the Geophysical knowledge of the Carpathian Basins. Acta Technica Ac. Sc. Hung., T. XXX, Fasc. 3. 4. Bpest 1960.
2. Pompecki, I. F.: Bemerkungen über die Verbreitung des Lias im ost-mediterranen Jura-Gebiete. Z. Deutsch. Geol. Ges., Vol. XLIV, S, 762, 1897.
3. Prinz, J.: Magyarország földrajza. — Die Geographie Ungarns. — Bpest 1942.
4. Gálfi, J. u. Stegena, L.: Deep reflections and crustal structure in the Hungarian basin. Annales Univ., sc. Budapestinensis de R. Eötvös Nominatae. Bpest 1960.
5. Balkay, B.: A magyarországi földkéreg szerkezete. — Die Struktur der ungarischen Erdkruste. — Geofizikai Közlemények IX. K. 1—2 sz. Bpest., 1960.
6. Gálfi, J., u. Pálos, M.: Kísérleti refrakciós kéregkutató a Magyar Medencében. — Experimental refraction investigation of the crust of the Hungarian Basin. — Geofizikai Közlemények, Bpest., 1959.
7. Bisztricsány, E. u. Csomor, D.: Az 1956 január 12.-i földrengés és a Föld kérgének felépítése a Magyar medencében. — The earthquake of Jan. 12., 1956 and the structure of the Earth's crust in the Hungarian Basin. — Geofizikai Közlemények 6, 37. Bpest., 1957.
8. Boldizsár, T.: Bányászati Kézikönyv. — Montanistisches Handbuch. — III, kötet Müszaki Kiadó. Bpest., 1962.
9. Bélteky, L.: Ujabb adatok a hazai geotermikus vizsgálatokhoz. Kézirat. — Neue Angaben über die geothermischen Untersuchungen in Ungarn. Manuskript. — Bpest., 1962.
10. Schössler, K. u. Schwarzlose, J.: Geophysikalische Wärmeflußmessungen. Freib. Forsch.-H. C 75, Berlin 1959.
11. R. Janoschek: Berufliche Mitteilung, Wien 1962.
12. F. Schippeck: Die Erdgasfelder der Österreichischen Mineralölverwaltung. I giacimentingassiferi dell' Europa Occidentale. Accademia Nazionale dei Lincei Roma 1959. Vol. I. pp. 299, 309, 319 e 326.
13. Kalina, I.: Manuskript, Hodonin, 1962.
14. Rubinic, A.: Temperaturni odnosi u Panonskon bazenu podrucju Hrvatske. — Geothermal relations in the croatian territory of the Panon basin. — „Nafta“, God, XII. Nr. 10. Okt. 1961. Zagreb.
15. Aksin, V.: Manuskript, Novi Sad, 1962.
16. Papp, K.: A földmelegségi mélységi fokozat. — geotermikus gradiens. — Magyarországon. — Der geothermische Gradient in Ungarn. — Schaffer X. F. Általános Geologia. — Allg. Geologie. — Bpest., 1919, p. 628.
17. Plewa, I.: Manuskript, Krakow, 1962.
18. Schoene, H. I.: Temperaturmessungen. — H. Reich und R. v. Zwerger: Taschenbuch der Angewandten Geophysik. — Leipzig, 1943. p. 391.
19. Rocco, T.: Giacimenti gassiferi padani. I giacimenti gassiferi dell' Europa Occidentale. Vol. II. Roma 1959.
20. Kober, L.: Bau der Erde, Wien 1921.
21. Prinz, J.: Siehe 3.

22. Gálfi, I. u. Stegena, L.: Siehe 4.
23. Bisztricsány, E. u. Csomor, D.: Siehe 7.
24. Lugeon, M.: Une hypothèse sur l'origine du Jura. Bull. Soc. vaud. Sc. nat., vol. 61. p. 465—478. Lausanne 1941.
25. Van Bemmel, R. W.: The geology of Indonesia, vol. Ia. p. 732, Govt Printing Office, The Hague 1949.
26. — Mountain Building. Govt Printing Office, The Hague 1954.
27. Scheffer, V.: Az izosztatikus anomáliák és a hegységképződési vergenciák összefüggése. Der Zusammenhang zwischen isostatischen Anomalien und Vergenzen der Gebirgsbildung. Magyar Tudományos Akadémia Műsz. Tud. Oszt. Közl. VII. k. 4. sz. Bpest., 1952.
28. Glangeaud, L.: Interprétation tectonophysique des caractères structuraux et paléogéographiques de la Méditerranée occidentale. B. S. G. F., (6) I. p. 753—759, Paris 1951.
29. — Corrélations chronologiques des phénomènes géodynamiques dans les Alpes, l'Appennin et l'Atlas nord-africain. Ibid., (6) VI., p. 867—891, Paris 1956.
30. — Essai de classification géodynamique des chaînes et des phénomènes orogéniques. Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn., 2e sér., t. I, no 4., p. 200—220. Paris 1957.
31. Brun, J. H.: Étude géologique du Pinde septentrional et de la Macédoine occidentale. Ann. géol. Pays hellén., t. VII. Athènes 1956.
32. — Mouvements verticaux et translations dans le couple axe ancien-sillon orogène de la Grèce septentrionale. B. S. G. F., (6) VII, p. 305—325. Paris 1957.
33. Ampferer, O.: Über das Bewegungsbild von Faltengebirgen. Jahrb. k. k. geol. Reichsanstalt, Bd. LVI, p. 539—622, Wien 1906.
34. Kraus, E.: Vergleichende Baugeschichte der Gebirge. p. 587. Ak. Verlag, Berlin 1951.
35. Vening, Meinesz, F. A.: Plastic buckling of the Earth's crust. Amer. Geol. Soc., Sp. pap., 62, p. 319—330, Washington 1955.
36. Boldizsár, T.: Terrestrial heat flow in Hungary. Geofisica pura e applicata. Vol. 34. Milano 1956.
37. Tollmann, A.: Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des zentralalpiner Mesozoikums. Mitt. d. Ges. der Geol. und Bergbaustudenten in Wien, 10. Bd., Wien 1959.
38. Mahel, M.: A Központi Kárpátok mezozoikumának új felosztása és földtörténeti fejlődése. — Neue Einteilung und paläographische Entwicklung des Mesozoikums der Zentralkarpaten. — A. M. Áll. Földt. Int. évkönyve. XLIV kötet. I. füz., Bpest., 1961.
39. Vadász, E.: Magyarország Földtana. — Die Geologie Ungarns. — II. kiad. 34. old. Bpest., 1960.
40. Vendel, M.: Über die Beziehungen des Kristallinunterbaues Transdanubiens und der Ostalpen. Mitt. der Geol. Ges. 51. Bd., 1958, Wien 1960.
41. Körössi, L.: Adatok a Kisalföld mélyföldtanához. — Daten zur Tiefengeologie der Kleinen Tiefebene. — Földt. Közlöny, 88. k. 3. füz. Bpest., 1958.
42. Scheffer, V. u. Kántás, K.: Regionale Geophysik von Transdanubien. Acta Technica Ac. Sc. Hung., Tom. 1. Fasc. 2, et Tom. 3, Fasc. 1 u. 2. Bpest., 1952 u. 1953.
43. Kertai, Gy.: A magyarországi medencék és a kőolajtelepek szerkezete a kőolajkutató eredményei alapján. — Die Struktur der ungarländischen Becken und Erdöllagerstätten auf Grund der Resultate der Erdöl-schürfungen. — Földt. Közlöny 87 k. 4. f. Bpest., 1957.
44. Scheffer, V. u. Kántás, K.: Siehe 42.
45. Jasko, S.: Lepusztulás és üledékfelhalmozódás Magyarországon a kainozoikumban. — Abtragung und Sedimentanhäufung im Kainozoikum in Ungarn. — Földt. Közl. LXXVIII. köt. 1—12 f. 29 old. Bpest., 1948.
46. Réthly, A.: A Kárpátmedencék földrengései. — Die Erdbeben der Karpatenbecken. — Akadémiai Kiadó, Bpest., 1952.

47. Simon, B.: A Magyar Medence földrengési térképe. — Die Erdbebenkarte des Ungarischen Beckens. — Földt. Közl. LXIX köt, 10—12 füz, Bpest., 1939.
48. Csomor, D. és Kiss, Z.: Magyarország szeizmitósa. — Die Seismizität Ungarns. — Geof. Közl. VII. k. 3—4 sz. Bpest, 1958.
49. Dubay, L.: Az Északzalai medence fejlődéstörténete a kőolajkutatások tükrében. — Entwicklungsgeschichte des nördlichen Zalabeckens im Spiegel der Erdölforschungen. — Földt. Közl. XCII. k. 1. füz, Bpest., 1962.
50. Vuckovic, I., Filjak, R., Aksin, V.: Survey of Exploration and Production of Oil in Jugoslavia. Report on the V. World Petroleum Congress of New York. Section I. Paper 55. New York 1959.
51. Scheffer, V.: A Magyar "Közbülső tömeg" kérdéséhez. — Über die Frage des „Zentral-Massivs“ des Karpatenbeckens. — Geof. Közl. IX. k. 1—2 sz, Bpest., 1958.
52. Lóczy id., L.: A Balaton tanulmányozásának eredményei I. rész. A Balaton környékének geológiája és morfológiája. — Resultate der Untersuchungen des Balatonsees, I. Teil. Geologie und Morphologie der Balaton-Umgebung. Bpest., 1913.
53. Pécsi, M.: A magyarországi Dunavölgy kialakulása és felszínalkotása. — Entwicklung und Oberflächen-morphologie des Donautales in Ungarn. — Akadémiai Kiadó. Bpest., 1959.

Bei der Schriftleitung eingegangen am 9. November 1962.

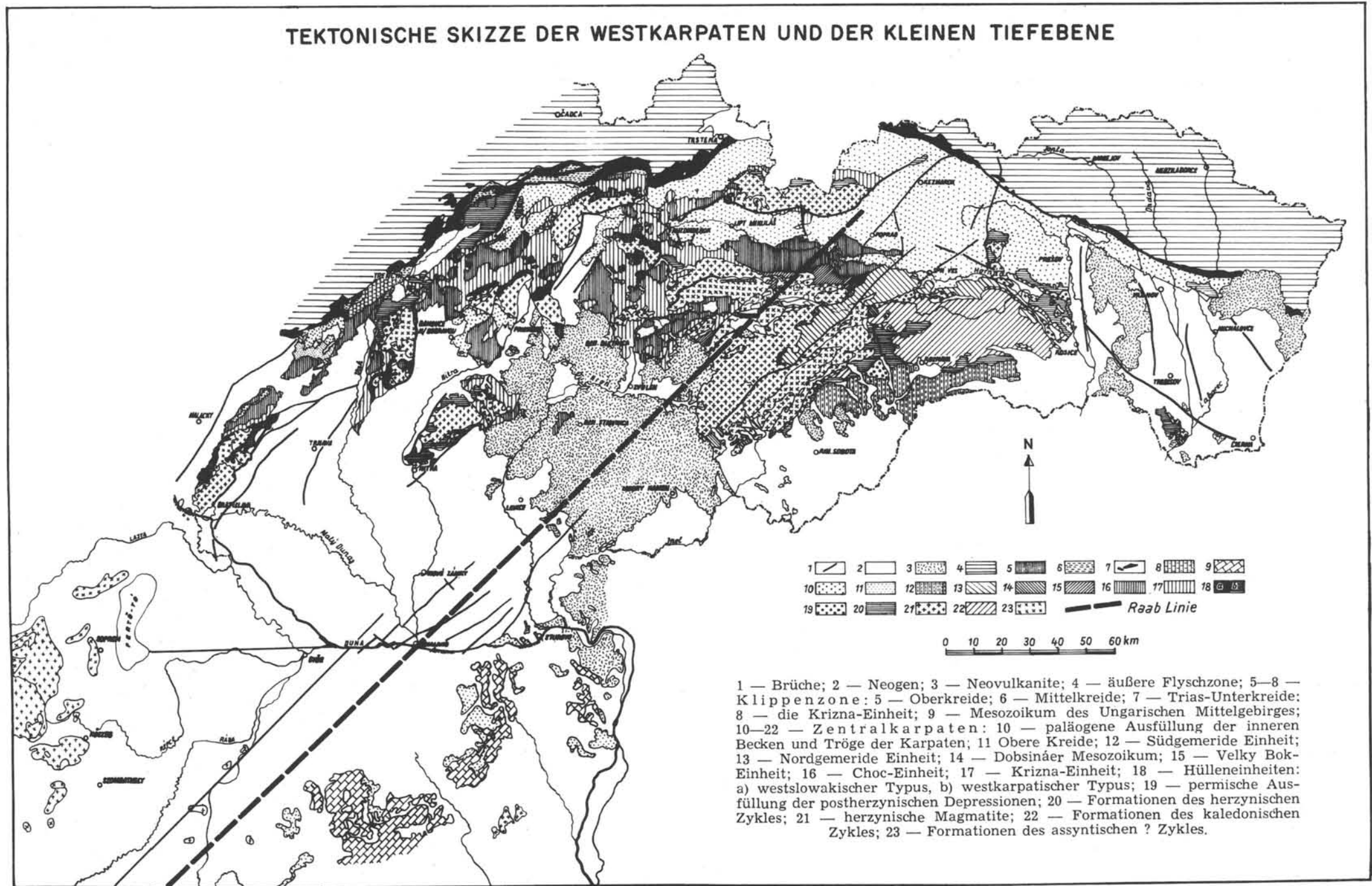


Abb. 13.

Tektonische Skizze der Westkarpaten und der Kleinen Tiefebene nach Vereinigung der Karten von H. Mahel und L. Körössy.