

Zur Kenntnis der tektonischen Strukturen im Untergrund des Neogens von Ungarn

Von György WEIN

mit 1 Abbildung und 4 Tafeln (= Beilagen 4 und 5)

Schlüsselwörter:

*Ungarn
Tektonik
Orogenesezyklen
präkambrisch-alpin*

Inhalt

	Seite
Zusammenfassung	85
Einleitung	86
I. Präkambrischer Strukturbau	86
II. Altpaläozoischer Strukturbau	87
III. Karbonischer Strukturbau	91
IV. Mesozoische tektonische Etage	92
V. Oberkretazisch-paläogene tektonische Etage	93
VI. Neogene tektonische Etage	94
Literaturverzeichnis	97

Zusammenfassung

Neue Tiefbohrungen, geophysikalische Messungen und Schurfarbeiten in Ungarn haben es möglich, ja sogar notwendig gemacht, den geologischen Aufbau und die Entwicklungsgeschichte des von Neogen bedeckten Untergrundes von Ungarn neu darzustellen.

Zum wenig bekannten präkambrischen „Strukturbau“, der aus mehreren voneinander nicht trennbaren „régions de plissement“ aufgebaut wird, rechnen wir die epi- bis mesometamorphen Gesteine der Zentralkarpatischen Schwelle (Zone des Soproner Kristallins) und jene epi- bis mesozonalen Polymetamorphite, die südwestlich der tektonischen Hauptlinie Zagreb—Kulcs im Mecsek-Gebirge anstehen und in der Großen Ungarischen Tiefebene durch Bohrungen belegt wurden. In dieser mehrere Geozyklen umfassenden Periode trat auch basischer Initialmagmatismus (Amphibolit, Serpentin) und syn- bis posttektonischer Granitmagmatismus (Soproner Granitgneis, Granodiorit der Bohrung Szalatnak 3) auf.

Das Altpaläozoikum entwickelte sich entlang von Strukturen, die in großen Zügen mit den alpidischen Richtungen übereinstimmen. Die nach der Assyntischen (Baikalischen) Orogenese folgende Emersion wurde von einer fast ganz Ungarn bedeckenden, Nordwest-Südost-streichenden Geosynklinale abgelöst, deren mächtiges ?Ordoviz-Silur pelitisch-psamitisch und deren Devon hauptsächlich karbonatisch entwickelt ist. Hinzu kommt anfänglich saurer, dann basischer Initialvulkanismus.

Die ganze Schichtfolge wurde zwischen Devon und Unterkarbon (Bretonische Phase) epizonal metamorph. Die variszischen Bewegungen brachten auch eine kraftvolle Schuppung mit sich, und es wird ihnen auch die stellenweise kräftig auftretende, retrograde Metamorphose zugeschrieben. Die variszische Orogenese klingt mit posttektonischem Granitmagmatismus und subsequentem Quarzporphyrvulkanismus (Oberkarbon bis Perm) aus; bis auf die Eugeosynklinale von Igal-Bükk ist das ganze Gebiet landfest.

Entlang der altpaläozoischen und variszischen tektonischen Strukturen entstehen während des alpinen Zyklus Sedimentationströge und steife Kristallinrücken.

Die schon während des Paläozoikums existierende Ur-Tisia wird durch den Loczyrücken, der sich südlich der Hauptstrukturlinie von Zagreb—Kules ausbildete, und durch die präkambrisch-altpaläozoischen Kristallinblöcke des Rückens der südöstlichen Ungarischen Tiefebene repräsentiert.

Während des altalpinen Zyklus entstand der Ungarische Mittelgebirgstrog, die Eugeosynklinale von Igal—Bükk (bereits vom Karbon bis zur oberen Trias), die Eugeosynklinale von Mecsek-Kiskörös und der mesozoische Trog von Villány. Dazwischen liegt der Loczyrücken und an dessen Südrand die Kristallinrücken von Kaposfö—Magocs und von Moragy. Im Südosten des Rückens der südöstlichen Ungarischen Tiefebene entsteht der Trog von Tótkomlós—Bihar. Initialvulkanismus ist in den Eugeosynkinalen von Igal-Bükk (mittlere Trias) und Mecsek-Kiskörös (untere Kreide) zu beobachten.

Durch die kräftige Einengungstektonik der Austrischen Phase wurden die mobilen Zonen gefaltet und verschuppt; Decken von alpinem Ausmaß kamen aber nicht zustande, außer im Kőszeg-Rohonczer Gebirge, wo wahrscheinlich während dieser Zeit eine Metamorphose stattfand und die jetzige Schuppenstruktur entstand.

Der jungalpine Zyklus beginnt mit einer Emersion Anfang der Oberkreide (Turon), darauf folgt die Transgression des Senons. Im östlichen Teil der Tiefebene kommt es zu Flyschbildung; intermediärer Vulkanismus im oberen Eozän und eine kräftige Einengung in der Pyrenäischen Phase schließen die oberkretazisch-paläogene Epoche ab. Während des Oligo-Miozäns und des Pliozäns herrscht dilatationsartige Zerstückelungstektonik, die das Karpatenbecken in Blöcke zerstückelt und so die jetzige Pannische Masse („Tisia“) ausbildet. Schließlich tritt subsequenter intermediärer und saurer und dann finaler basaltischer Vulkanismus auf.

Einleitung

Diese kurze Zusammenfassung soll ein Bild über den strukturellen und genetischen Bau Ungarns geben. Auf Grund von gegenwärtig zur Verfügung stehenden Bohrergebnissen und geophysikalischen Angaben befassen wir uns im besonderen mit den von neogenen Schichten bedeckten Gebieten.

Die Reihenfolge der Besprechung richtet sich in vertikaler Hinsicht nach den in den großen Sedimentationszyklen entstandenen gleichwertigen strukturellen Baueinheiten (*région de plissement, étage structurel*) und in horizontaler Hinsicht nach den Hauptstruktureinheiten der Gebirge und der Sedimentationsbecken. Die strukturgeologischen Gegebenheiten werden, entsprechend dieser Reihenfolge und ihres Charakters, gesondert behandelt.

Es wird auch versucht, die über Ungarn hinausgehenden Teile des Karpatenbeckens soweit als möglich zu skizzieren.

I. Präkambrischer Strukturbaueinheiten (mehrere „*régions de plissement*“)

Hierher müssen alle jene epi- und mesozonalen kristallinen Gesteine gestellt werden, die unter dem fossilbelegten epimetamorphen Altpaläozoikum liegen.

Im Soproner Gebirge besteht die Schichtfolge dieser ältesten Struktureinheit aus Gneis (Einsprengling im Granitgneis), Muskowitgneis, Glimmerschiefer, Disthen- und Leuchtenbergitquarzit sowie einen diese Gesteine durchschlagenden Granitgneis, dessen absolutes Alter 582 ± 52 Millionen Jahre beträgt. Die nordöstliche Fortsetzung dieser Serie erwähnen auch T. BUDAY und V. SPICKA 1967, was das Bestehen der altpaläozoischen Zentralalpin-Karpatischen Schwelle von T. SZALAI, 1966, bestärkt.

Der bei Balatonboglár und Hidvég südlich vom Balaton erbohrte Glimmerschiefer, Granat-Chloritquarzit und Gneis gehört nach Untersuchungen von M. VENDÉL, 1958, auf Grund der Metamorphose ebenfalls in das Präkambrium.

Im nördlichen Teil des Komitates Nográd wurden in früheren Untersuchungen in mehreren Tiefbohrungen im Liegenden der oligozänen Schichtfolge Paragneise und Glimmerschiefer festgestellt. Gesteine ähnlichen Alters erkannten wir im Granitmantel des Vepors, die auch von den tschechoslowakischen Geologen in die präkambrische Kohut-Serie eingereiht werden. Das Streichen dieser Einheiten im Vepor-Gebiet ist SW—NE und wird der Assyntischen Orogenese zugeordnet. Den am Nordostrand des Tokajer Gebirges in der Bohrung Vilivány 3 aufgeschlossenen Kianit-Glimmerschiefer (sein Metamorphosealter wurde mit 950 Millionen Jahren festgestellt) haben G. PANTÓ, 1965, und T. BUDAY et al, 1960, mit ähnlichen Gesteinen des Marmaroscher Massivs und mit der Kohutserie des Zips-Gömörer Erzgebirges identifiziert. Es treten also schon früh die für den Nordostteil des Karpatenbeckens charakteristischen Nordwest—Südost-Richtungen auf, die sich nach dem Podolischen Massiv richten.

Sehr wichtig in diesem Zusammenhang ist auch die im Vorland des Mecsek-Gebirges angesetzte Bohrung Szalatnaker 3, die unter der silurischen Schichtfolge einen von einem mehrere Meter mächtigen Verwitterungsmantel eingehüllten grobkörnigen Granit anfährt. Sollten sich diese Beobachtungen bestätigen, hätten wir hier einen Granitkörper der Assyntischen Orogenese vorliegen.

K. SZEPESHÁZY, 1967, hat aus den Bohrungen Kunbaja 1 und Madaras 1 mesozonal veränderten Biotit-Muskovit-Glimmerschiefer und Glimmerquarzit beschrieben und hält diese Gesteine für paragenetisch, die nach wiederholten Metamorphosen das endgültige Gleichgewichtsstadium erreicht haben. Sie vertreten wahrscheinlich im poly-metamorphen Kristallin der Ungarischen Tiefebene die ältesten, möglicherweise präkambrischen Gesteine.

Hierher müssen auch die zwischen Mecsek- und Villány-Gebirge bei Gyód erbohrten Serpentine gestellt werden. Durch ihr WNW—ESE-Streichen weichen sie von der jüngeren mittelgebirgischen (= erzgebirgischen) SW—NE-Streichrichtung ab und schließen sich somit der wahrscheinlich während der Assyntischen Orogenese entstandenen Streichrichtung der Altkristallinserie der Ostalpen an.

Auf Grund der aufgezählten lückenhaften Angaben glauben wir annehmen zu dürfen, daß sich im mittleren Teil des mit Neogen bedeckten Abschnittes des Karpatenbeckens der aus epi-mesozonalen kristallinen Gesteinen aufgebaute älteste Strukturbau (mehrere „régions de plissement“) befindet. Dieser weicht in seinem Gesteinsaufbau und in seiner Streichrichtung von dem im folgenden altpaläozoischen Zyklus entstandenen Strukturbau ab.

Die diskordante Lagerung der Schichtfolgen von Ordoviz, Silur und Devon läßt darauf schließen, daß vor dem altpaläozoischen Sedimentationszyklus eine Festlandsperiode war.

II. Altpaläozoischer Strukturbau (région de plissement)

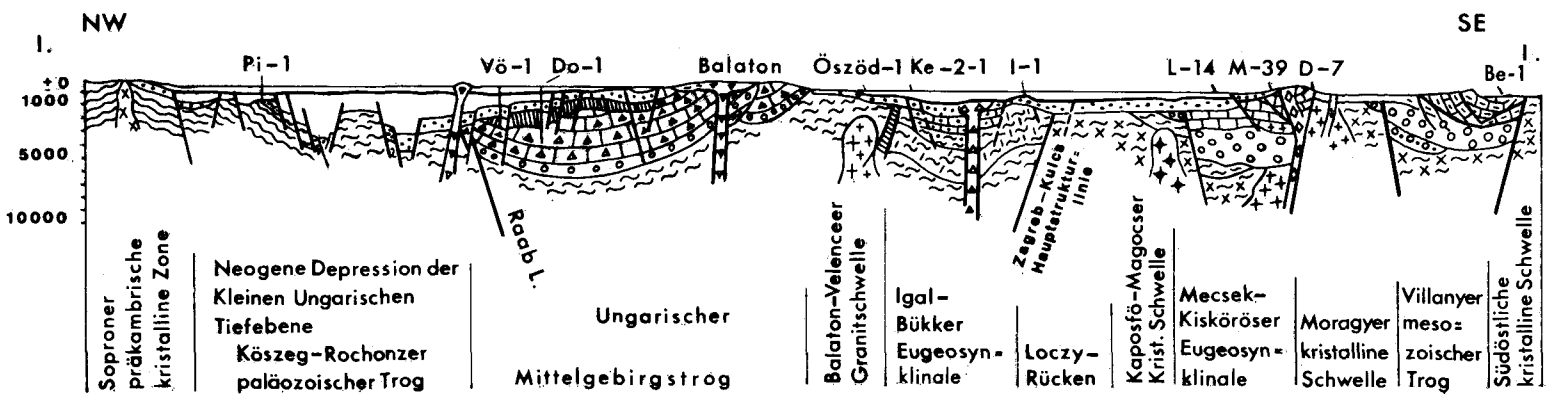
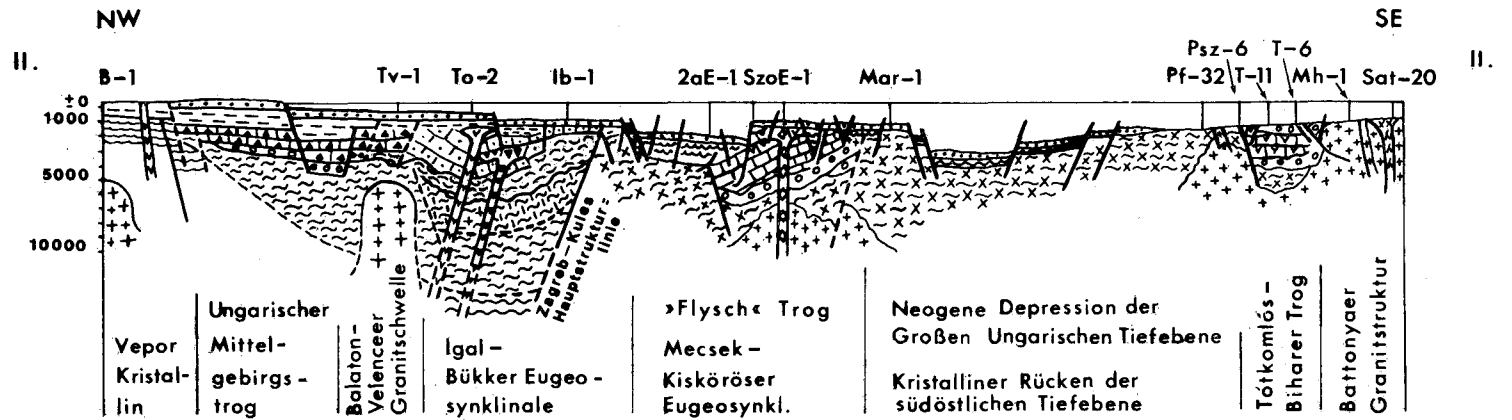
Der altpaläozoische Sedimentationszyklus setzt nach der Assyntischen Orogenese mit einer sich fast auf ganz Ungarn erstreckenden Geosynklinalbildung ein. Die Südwest—Nordost-streichende Geosynklinale ist im Nordwesten von der Zentralkarpatischen Scholle begrenzt. Ihre südwestlichen Grenzen sind jenseits der ungarischen Grenze zu suchen. Fossilbelegtes Altpaläozoikum hat P. RAFAELLI, 1965, auch im Papuk-Gebirge nachgewiesen.

Kambrium läßt sich nicht durch Fossilien belegen, wir setzen aber voraus, daß es als Basis der 7000 m mächtigen Schichtfolge vorhanden sein kann.

Obertags anstehend können wir im Kőszeg-Rohonczer Gebirge, im Uppony-Szendröer Gebirge und im Mecsek-Gebirge Serien ähnlicher Entwicklung untersuchen. Außerdem haben sie zahlreiche Bohrungen unter dem Neogen aufgeschlossen. Diese Gesteine bilden einen wesentlichen Bestandteil der kieseligen Verwitterungsprodukte vom

Geologische Profile durch Ungarn

von G. Wein 1969



Jahrbuch Geol. B. A. (1973), Bl. 116 10*

VI.	Neogene Tekt. Etage	Holozän	▽▽▽	Basalt
		Pleistozän		Beckenausbildung
V.	U. Kretazisch-Paläogene Tekt. Et.	Miozän	▲▲▲	Andesit-Rhyolit
			Beckenausbildung
IV.	Mesozoische Tekt. Etage	Paläogen Ober-Kreide	~~~~~	"Flyschfazies"
		Ober-Kreide		"Gosaufazies"
			▽▽▽	Basische Vulkanite
		Trias - Jung Unterkreide	◇◇◇	Unterkretazische basische-alkalische Vulkanite (Diabase, Trachiodolerite, Bostonite, Phonolite)
		▽▽▽	Tótkomlóser Ausbildung	
		— —	Villányer Ausbildung	
		— —	Mecseker Ausbildung	
		▲▼▲	Bükker Ausbildung mit Initialvulkanismus	
		▲▲▲	Mittelgebirgsausbildung	
		Perm	ooo	Kontinentale Schichten
			λλλ	Quarzporphyr

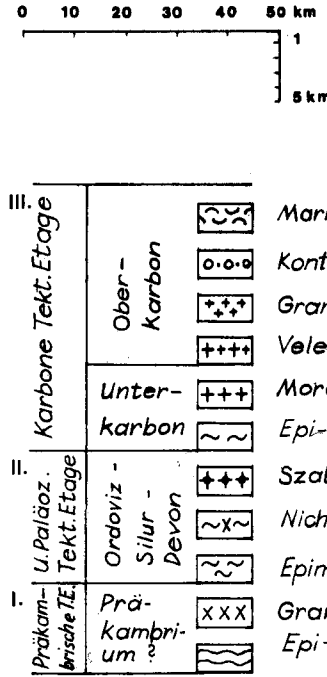


Abb. 1

Perm bis ins Tertiär, was darauf hinweist, daß sich die altpaläozoische Schichtfolge in ganz Ungarn entwickelt hat

Wir müssen hier bemerken, daß eine Gruppe österreichischer Geologen die Meinung vertritt, daß die Kőszeg-Rohonczer Phyllitserie mesozoischen Alters ist und unter der ostalpinen Decke im „Penninischen Fenster“ auftaucht.

Unsererseits nehmen wir jedoch an und vertreten damit die Meinung sämtlicher ungarischer Geologen, daß der oftmals erbohrte epimetamorphe Untergrund der Kleinen Ungarischen Tiefebene autochthones Altpaläozoikum und die Kőszeg-Rohonczer Schichtfolge vielleicht Karbon darstellen. Diese Einheiten wurden durch die variszischen und altalpidischen Phasen metamorph und erhielten den heute bestehenden Falten-, Schuppen- und eventuell Deckenbau. Unsere Meinung wird durch die aus Bohrkernen bestimmten Graptolithen- und Histrichosphaeridenreste gestützt (J. ORAVETZ, 1964 und E. BALÁZS, 1971). Ein weiteres Hauptargument findet sich in der Bohrung Tét 2, wo epimetamorphe, altpaläozoische Sandsteine und Serizitschiefer aufgeschlossen sind, die unter Perm und Trias in Bakonyer Ausbildung liegen. Die Metamorphose sowie die Schuppung und Faltung muß also hier vor der alpinen Gebirgsbildung stattgefunden haben.

Der untere Teil der vielleicht schon im Ordovizium beginnenden altpaläozoischen Schichtfolge ist in sandig-toniger, karbonatarmer Epikontinentalfazies entwickelt. Im Devon nimmt die Karbonatführung mehr und mehr zu, im Kőszeg-Rohonczer-Gebirge gibt es stellenweise Grauwacken. Im unteren Teil dieser Schichtfolge finden wir eher saure Vulkanite (rhyolitdazitische Tuff und Quarzporphyr), im Devon dagegen Spuren von basischem Vulkanismus (Amphibolit).

Die durchlaufende Sedimentation wird nur durch Meeresspiegelschwankungen gestört, die auf Vertikalbewegungen hinweisen. Diskordant liegendes Silur (Bohrung Szalatnak 3) und Devon (Bohrung Pinnye 1) zeigen das auch.

Die epimetamorphen Serien der altpaläozoischen Geosynklinale streichen bis zum Szendrőer bzw. bis zum Zempléner Gebirge in SW—NE-Richtung, drehen dort in E—W-Richtung und schließen sich dann im Zips-Gömörer Erzgebirge der NW-SE-streichenden Gölnicer Serie an.

Die während dieser Geosynklijalperiode angesammelte mächtige Sedimentserie erhält einerseits durch ihr Eigengewicht, andererseits durch den orogenen Druck der Bretonischen Phase ihre charakteristisch metamorphe und gefaltete Struktur. Dadurch kann man sie sehr gut sowohl vom präkambrischen, epi- bis mesozonalen Kristallin als auch vom kaum metamorphen, nur germanotype Tektonik aufweisenden Karbon unterscheiden.

Das wichtigste Ereignis für die Bildung der tektonischen Strukturen Ungarns ist die Bretonische Gebirgsbildungsphase, die die altpaläozoische Geosynklijalperiode abschließt und während der drei tektonische Hauptstrukturlinien entstehen.

Die erste ist die Zagreb—Kulcs-Hauptstrukturlinie, entlang der später der paläomesozoische Trog von Igal-Bükk entsteht. Nördlich dieser Linie ist die altpaläozoische Schichtfolge nur epimetamorph, sie wurde von der syntektonischen variszischen Granitisation nicht berührt. Südlich davon liegt polymetamorphes Kristallin, das die charakteristische variszische Granitisation aufweist. Diese Zone dürfte die Abtragungsprodukte der aus dem altpaläozoischen Meer emporgehobenen Kordilleren beinhalten. Das nach der Bretonischen Phase entstandene Festland ist die Urtisia, die von T. SZALAI als „Loczy-Rücken“ bezeichnet wurde.

Die zweite Hauptstrukturlinie ist die Szamoslinie, die quer zur Streichrichtung der Mittelgebirge entstanden ist. Die NW—SE (herzynisch)-streichende Strukturlinie kann bis zum Nordostrand des Zips-Gömörer Erzgebirges bzw. bis zum Nordrand des Preluka-Gebirges verfolgt werden und richtet sich nach dem Podolischen Massiv.

Schließlich spielt als dritte die Savelinie eine wichtige Rolle bei der Ausbildung der Struktur des Karpatenbeckens; sie bildet die Südgrenze des auf das Drau- und Savegebiet übergreifenden Loczy-Rückens.

Die Entwicklung des altpaläozoischen Stockwerkes ist durch das Geosynklinalstadium, den initialen Vulkanismus sowie durch die ununterbrochene Sedimentation gekennzeichnet. Diese wurde nur durch Vertikalbewegungen gestört. Der ganze Strukturbaue wurde während der zwischen Devon und Unterkarbon liegenden Bretonischen Phase verschmolzen und beendet. Jedoch auch die Epimetamorphose, die Fältelung und die Hauptstrukturlinien sowie das Einsetzen der syntektonischen variszischen Granitisation fanden in dieser Phase statt. Es scheint, daß letzteres durch die absoluten Altersbestimmungen von variszischen Graniten bestätigt wird, die eine bedeutende Schwankung von 280 bis 432 Millionen Jahren aufweisen.

III. Karbonischer Strukturbaue (région de plissement)

Der Bretonischen Phase folgt eine allgemeine Hebung. Nach den bisherigen Angaben zog sich das Meer im Unterkarbon in den Igal-Bükker Trog zurück, das ganze übrige Karpatenbecken wurde wahrscheinlich landfest.

Aus dem unteren Karbon ist nur die Viséstufe von Köszárhegy bekannt. Die neuesten Untersuchungen von G. MAJOROS (mündliche Mitteilung) weisen darauf hin, daß die Konglomerate von Füle ebenfalls zum Unterkarbon gehören. Wenn dem so ist, entwickelte sich der Igal-Bükker Trog nach der Emersionsperiode der Bretonischen Phase. Das von A. FÖLDVÁRI, 1952, behandelte Unterkarbonvorkommen von Köszárhegy beweist ferner, daß sich in der Sudetischen bzw. Asturischen Phase in nordwestlicher Richtung eine großzügige Schuppung vollzog. Diese stark kontraktive Phase (oder Phasen) bewirkt die ältere Nordostfaltung des Köszeg-Rohoncz-Gebirges und die Südostschuppung des Morágygebirges im Mecsek.

Das zweite große Ereignis der Karbonzeit war die Granitisation, die nach ihrer Erscheinungsform, ihrem Gesteinsmaterial und der absoluten Altersbestimmung auf drei Perioden aufgeteilt werden kann.

Über die bereits am Ende des Devon einsetzende und in großer Tiefe stattfindende syntektonische Granitisation informieren uns heute unserer Meinung nach die Oberflächenaufschlüsse des Morágyer Rückens im Mecsek-Gebirge.

Die Fortsetzung dieser SW—NE-streichenden und nur in der Zentralzone granitisierten und von Anatektit-Migmatitizonen begleiteten Struktur kann bis in die Mitte der Tiefebene verfolgt werden. Nach SZEPESHÁZY, 1967, bildet den Untergrund des Neogens die südlich der Zagreb—Kulcsér Hauptstrukturlinie und während dieser sehr bedeutenden syntektonischen Granitisation entstandene polymetamorphe Kristallinserie.

Dieser Granitisation folgte jener Granitplutonismus, welcher nach unseren Beobachtungen bereits im Oberkarbon nach Entstehen der Schuppenstrukturen stattfand und der sich in der Balaton-Velenceer Granitplutonkette entwickelte. Zu demselben Granitmagmatismus sind auch die Aplogranite zu zählen, die im Mecsek und Battonya die syntektonischen Granitmassen durchbrechen.

Möglicherweise schließt im Oberkarbon ein subsequenter Granitporphyr-, im Unterperm ein Quarzporphyrvulkanismus diese bedeutende Periode ab.

In den zentralen Teilen Ungarns wird die im Altpaläozoikum entstandene, SW—NE (erzgebirgisch, mittelgebirgisch)-streichende Richtung von den variszischen Bewegungen weiter entwickelt. Die sudetische (subherzynische) Richtung entwickelt sich entlang der Szamoslinie, wie wir an der Oberfläche im Zips-Gömörer Erzgebirge beobachten können. In Ungarn weisen die unter mächtiger Neogenbedeckung vorhandenen magnetischen Anomalien und Gravitationsmaxima auf diese Strukturlinie hin.

Im Bereich der Tiefebene kreuzen sich diese beiden Linien, wie reflexionsseismische Messungen und Tiefbohrungen beweisen. Während die Streichrichtung in der Linie von Szolnok-Kecskemét SW—NE ist, finden wir bei Battonya und Algyö NW—SE-Streichen, das sich den herzynischen Graniten im Hegyes-Drocsa-Gebirge anschließt.

Die Denudation des in Ungarn ausgebildeten variszischen Hochgebirges beginnt im oberen Karbon. Der Höhepunkt von Denudation und Sedimentation liegt im Perm, und es beginnt nun entlang der im Karbon entstandenen tektonischen Linien mit dem permomesozoischen Zyklus die Bildung neuer Sedimentsammeltröge.

IV. Mesozoische tektonische Etage

Ausgangspunkt sind die Tröge entlang der variszischen Strukturlinien und der kristallinen Schwellen.

Die Hauptstreichrichtung dieser Tröge ist die mittelgebirgische SW—NE-Richtung, die sogar im südöstlichen Teil der Tiefebene, im Tótkomlós-Biharer Geosynklinalast vorherrscht, nur im nordöstlichen Teil der Igal-Bükker Geosynklinale, die sich der Szamos-Linie anschmiegt, herrscht NW—SE-Streichen.

Auf Grund des tektonischen Entwicklungsstiles unterscheiden wir zwei Haupttypen der mesozoischen Sedimentationströge. Im ersten Typ, dem Ungarischen Mittelgebirgstyp, bildet sich in einem verhältnismäßig breiten und gleichmäßig sinkenden Trog eine mächtige karbonathaltige Schichtfolge. Da sich während der Geosynklinalbildung keine tiefgreifenden Strukturlinien entwickelten, gibt es auch keinen Initialvulkanismus.

Die Entwicklung dieses Beckens dürfte entlang SW—NE-gerichteten flexurartigen Strukturlinien stattgefunden haben; zonal aufgebaute Trias- und Juraschichten von abweichender Mächtigkeit und verschiedener Fazies parallel der ehemaligen Küstenlinie scheinen dafür zu sprechen. I. KONDA, 1970, hat synsedimentäre jurassische NW—SE-Brüche nachgewiesen. Ähnlich aufgebaut sind die Villányer und die Tótkomlós-Biharer Geosynklinalen, die nur durch ihre lückenhafte Schichtfolge davon abweichen.

Zum zweiten Typ gehören die gut entwickelten, verhältnismäßig schmalen, entlang tiefer Bruchlinien gebildeten und schnell sinkenden Becken mit orogenartiger, lückenloser, mächtiger Schichtfolge. Entlang der tiefgreifenden Bruchlinien entwickelt sich eine starke initiale subvulkanische und submarin-vulkanische Tätigkeit. Zu diesem Typ gehören die paläomesozoische Igal-Bükker und die mesozoische Mecsek-Kisköröser Eugeosynklinale. Erstere entwickelte sich nach der den altpaläozoischen Zyklus abschließenden Bretonischen Phase und dauerte bis zur oberen Trias. Die Geosynklinalentwicklung erreichte ihren Höhepunkt mit stärkster Senkung und Sedimentation in der Trias, und auch der Initialvulkanismus findet im Oberanis und Ladin statt.

In der südöstlich liegenden, parallelen Mecsek-Kisköröser Geosynklinale, deren Entwicklung im Perm beginnt, liegt das Sedimentationsmaximum im Lias. Hier folgt der intensive spätinitiale Vulkanismus erst in der unteren Kreide. In beiden Typen tritt der initiale Vulkanismus am Ende der Geosynklinalperiode auf. Nach diesen Beobachtungen kann vielleicht angenommen werden, daß nur im letzten Stadium die Senkung der basaltischen Lavaentwicklung in die tiefgreifenden Brüche eindringen konnte. Durch die Wirkung der Nebengesteine entstand diese mannigfaltige und diesen Typus charakterisierende alkalische Vulkanitfolge.

Beobachtungen über die Achsenverschiebungen in den mesozoischen Geosynklinalen liefern uns sehr wichtige Angaben über die möglichen subkrustalen Magmaströmungen. Die Längsachsen der Tröge des Ungarischen Mittelgebirges und der Mecsek-Kisköröser Eugeosynklinale wanderten bis inklusive obere Kreide von Südosten nach Nordwesten. Nach der oberen Kreide ändert sich im Ungarischen Mittelgebirge die Richtung und schließt sich vermutlich der Absenkung der paläogenen Buzsák-Bükkaljaer Strukturzone an.

Nach den Beobachtungen des Verfassers (G. WEIN, 1967) können wir zwischen den einzelnen mesozoischen Struktureinheiten ein Streben nach dem isostatischen Gleichgewicht wahrnehmen. Diese Ausgleichsbewegungen in der mesozoischen tektonischen Etage können unserer Meinung nach zwischen der Mecsek-Kisköröser Eugeosynklinale, dem Mórágyer Kristallinzug und dem Villányer Trog beobachtet werden.

Nach der lange andauernden Geosynklijalbildung, die durch Oszillationen, kurze Hebungen und anhaltende Senkungsperioden gekennzeichnet ist, setzt mit der Jungkimmerischen Phase mit schmalen Wölbungen und Brüchen die erste kontraktive gebirgsbildende Phase ein. Prinzipiell gleich, aber in den Auswirkungen der Bewegungen deutlich verschieden, können in sämtlichen Geosynklinalen die stark kontraktive Austrische und die von dieser oft nicht zu trennende Subherzynische Phase festgestellt werden. Diese schließt die langandauernde permomesozoische Geosynklijalperiode ab und verschleißt die mesozoische tektonische Etage. Es ist festzuhalten, daß in den einzelnen Struktureinheiten teils Bruch-, teils Faltenbau vorherrscht. Die schnell sinkenden und mit mächtigen „orogenen“ Sedimenten gefüllten Tröge von Igal-Bükk und Mecsek-Kiskörös sind germanotyp gefaltet, während die mit starren karbonatführenden Gesteinen gefüllten Becken (Ungarisches Mittelgebirge, Villány, Tótkomlós-Bihar) kaum gefaltet sind, entlang der Brüche zeigen sich dagegen Überschiebungen und Schuppungen.

V. Oberkretazisch-paläogene tektonische Etage

Nach der Austrischen und Subherzynischen Phase, die die permomesozoische tektonische Etage abschließen, tritt in ganz Ungarn eine Emersionsperiode ein. Nach der turonen Festlandsperiode und gleichzeitig mit der Transgression des Senonmeeres beginnt die Gestaltung jener Sedimentationsbecken, in denen die Schichtfolgen der oberkretazisch-paläogenen tektonischen Etage angehäuft wurden. Man könnte, vor allem im Ungarischen Mittelgebirge, die oberkretazische und die paläogene Schichtfolge als getrennte tektonische Etagen unterscheiden; die Trennung wird aber vorläufig wegen des zusammenhängenden oberkretazisch-paläogenen Sedimentationszyklus des Flyschtroges nicht vorgenommen.

Zu dieser Zeit, als zwar noch die Wirkung des tektonischen Stils des Mesozoikums überwog, aber schon die für das Miozän charakteristische Blocktektonik einsetzte, bildeten sich die Struktureinheiten des Troges des Ungarischen Mittelgebirges, des Buzsák-Bükkaljaer Grabensystems und des Flyschtroges der Tiefebene.

Im Ungarischen Mittelgebirge, in der Bucht am Nordwestrand des Bakony-Gebirges liegt die Schichtfolge des Senons diskordant auf dem Mesozoikum. Zu jener Zeit erreichte die Achse des Troges ihre nordwestlichste Zone. Im Paläogen verschiebt sich der Schwerpunkt der Sedimentation wieder nach Südosten.

L. BENKÖ-CZABALAY hat (nach einer mündlichen Mitteilung) in der Oberkreide eine Bruchlinie nachgewiesen, die zu der NW—SE-streichenden Achse des Senonbeckens parallel verläuft.

Die Transgression des Senons wird durch die Emersionsperiode der Laramischen Phase abgelöst.

Entlang von NW—SE-streichenden Brüchen bilden sich jene Becken, in denen es nach dem unteren Eozän, bzw. nach der Illyrischen Phase im Mitteleozän zu Kohlebildungen kommt. Der Andesitvulkanismus des mittleren und oberen Eozäns, der sich an die Illyrische und Pyrenäische Phase anschließt, kann im ganzen Bereich des Ungarischen Mittelgebirges nachgewiesen werden. Während der Pyrenäischen Phase entstanden im Budaer Gebirge und im Bakony gegen das Vorland gerichtete geschuppte Aufschiebungen, die bereits K. HOFMANN (1871) erwähnte.

Den Bewegungen der Pyrenäischen Phase folgt eine Emersion; daran anschließend entsteht ein für die tertiäre Tektonik typisches System von Grabenbrüchen, eines vorwiegend NW—SE ausgerichtet, ein anderes den alten SW—NE-streichenden Linien folgend. In diese dringt von Osten das Oligozänmeer ein und in diesen Gräben liegen die mächtigsten Teile der oligozänen Schichtfolge. Am Ende des Oligozäns schließt eine teilweise Hebung diese tektonische Etage ab. Auch die großzügige, gegen das nordwestliche Vorland gerichtete Schuppung der Darnolinie hängt mit der Savischen Phase am Ende des Oligozäns zusammen.

Das paläogene Bruchsystem von Buzsák-Bükkalja, das mit der „Balatonlinie“ T. SZALAI's (1958) identifiziert werden kann, ist nach neueren Angaben nicht einheitlich, sondern es ist in zwei Grabensysteme getrennt. Beide ursprünglichen Gräben sind SW—NE-streichende eozäne bis oligozäne Bruchsysteme, die in der Savischen Phase zusammengepreßt wurden. Die miozäne Schichtfolge liegt diskordant auf dem durch Bohrungen aufgeschlossenen steilstehenden epikontinentalen Oligozän. In östlicher Richtung kann das Buzsák-Bükkalja-Bruchsystem bis zur Darnolinie und bis zum hochgehobenen Mezökövesder Block verfolgt werden, gegen Westen dürfte es bis zum Bachergebirge, also bis zur alpin-dinarischen Narbe reichen.

Wie wir bereits erwähnt haben, scheint sich der obereozäne subsequeunte Andesitvulkanismus sowohl dem Südrand des Ungarischen Mittelgebirges als auch dem Buzsák-Bükkalja-Grabensystem selbst anzuschließen.

Im Senon beginnt die Absenkung des Flyschtroges der Tiefebene, die im Osten teilweise der einstigen Mecsek-Kisköröser Eugeosynklinale folgt, dann aber gegen Süden schwenkt und Einheiten des Kristallinrückens der Tiefebene erfaßt. Dieser Kristallinrücken wurde seit dem Perm mehrmals bis zum Hochgebirge herausgehoben. Im schnell sinkenden Trog sedimentierte eine charakteristische Flyschschichtfolge, die in nordwestlicher Richtung — sich vom ehemaligen Festland entfernend — allmählich in eine Epikontinentalfazies übergeht.

Nach den neuesten Untersuchungen trennt eine Diskordanz den unteren Teil der Flyschschichtfolge, das Globotruncanen-führende Senon und das Trochamminoiden-führende Untereozän, vom hangenden Eozän- und Oligozänflysch. Diese Diskordanz kann der Illyrischen Phase entsprechen. Die Pyrenäischen Phase kann eventuell mit dem im Eozän entstandenen groben, polymikten Konglomerat fixiert werden. Nach der richtigen Beobachtung von A. JUHÁSZ, 1965, und K. SZEPESHÁZY, 1971, enthält der senone Flysch saure Tuffschichten, das Eozän dagegen neben Rhyolit auch Andesitprodukte.

Neben den syngenetischen Fältelungen und Rutschungen ist die Flyschfolge auch während einer oder mehrerer Phasen des Paleogens stark gefaltet worden. Nach geophysikalischen Refraktionsmessungen erfolgte die Schuppung von zwei Seiten nach dem mittleren Teil des Troges.

Im Süden endet der Flyschtrog noch auf ungarischem Gebiet, im Nordosten hängt er mit den Nordostkarpaten und mit dem inneren transylvanischen Flyschbecken zusammen.

Die Bildung des oberkretazisch-paläogenen Flyschtroges weist zum ersten Mal auf die strukturelle Umgestaltung hin, die sich in der Angliederung der Kristallinmasse der südöstlichen Tiefebene am Bihar-Massiv zeigt und die der von Gy. PRINZ (1922) ursprünglich als „Tisia“ beschriebenen Struktureinheit entspricht.

VI. Neogene tektonische Etage

Bei der Rekonstruktion des mit Neogen bedeckten Beckenbodens müssen die in jungneogener Zeit gebildeten Strukturlinien dargestellt werden, die ja die räumliche Lage des Untergrundes abändern. Da wir unsere Untersuchungen auf diese Zeitperiode

nicht erstrecken wollen — unser Ziel ist die Darstellung des unter dem Neogen liegenden Beckenuntergrundes —, berühren wir diese nur kurz.

Die nach der Savischen Orogenperiode auftretende regionale Heraushebung trennt die neogene Strukturentwicklung vom oberkretazisch-paläogenen Strukturbaue. Die Periode der Hebung dauerte in den Zentralzonen der Alpen und Karpaten weiter an, während die in den Zwischenmassiven auftretenden Geosynklinalen und Becken periodisch, gestört oder beschleunigt, sinken. Die Pannonische Masse erhält endgültig erst im Miozän alle jene Eigenschaften, die sie als Struktureinheit einer starr gewordenen „Zwischenmasse“ charakterisieren. Sie wird von einem den Steirischen Phasen zugeschriebenen NW—SE- und SW—NE-streichenden Bruchsystem zerteilt, das Dilatationszüge aufweist. Die SW—NE-Linien entsprechen vielfach, vor allem aber dort, wo die mesozoischen Richtungen es ermöglichen, alten, regenerierten Linien oder es bilden sich neue parallel dazu; dazwischen entwickeln sich entlang NW—SE-Brüchen Gräben und Senken, die dann mit mehrere tausend Meter mächtigem Neogen ausgefüllt werden. Das helvetische Meer drang in diese schachbrettartig ineinandergreifenden Strukturen ein, im Torton war dann fast ganz Ungarn überflutet. Nur die höheren Teile der Gebirge blieben landfest. Im Mittelmiozän entstehen die meisten Längs- und Querbrüche, die auch im Untergrund des Neogens Dislokationen verursachten. Die Sedimentmächtigkeit in den einzelnen Becken ist verschieden und hängt von den selektiven Vertikalbewegungen ab. Die Hebung der Zentralzone der Alpen und Karpaten erfolgt zu dieser Zeit. Dies erleichtert den Transport des denudierten Materials in die Becken.

Die Beckenachsen wandern nun seit dem Paläogen — im Gegensatz zum Mesozoikum — von Nordwesten nach Südosten, was auch S. JASKO, 1948, zeigt. Unter anderem kann die Ausbildung der heutigen Form der ungarischen Zwischenmasse mit jenen Magmenströmungen in Verbindung gebracht werden, die die Annäherung des „Moho“-Niveaus bzw. die Verdünnung der Kruste verursachten. An diese Bewegungen schließt sich auch der charakteristische subsequente Vulkanismus des Mittelmiozäns.

Die Entfaltung der vulkanischen Tätigkeit scheint einerseits mit den mesozoischen und oberkretazisch-paläogenen, tiefgreifenden SW—NE-Brüchen, die mit den Eugeosynklinalen von Igal-Bükk und Mecsek-Kiskörös zusammenhängen, andererseits mit den NW—SE-Querbrüchen in Verbindung zu sein. Diese Auffassung stimmt mit der Theorie von E. SZÁDECZKY-KARDOSS überein, nach der die basaltischen Magmen entlang der NW-fallenden tiefgreifenden Hauptstrukturlinie des Typs „Benioff“ aufsteigen und längs der offenen NW—SE-Verwerfungen schließlich an die Oberfläche gelangen. Meines Erachtens entspricht die „Beniofflinie“ von E. SZÁDECZKY-KARDOSS, 1966, der Igal-Bükker Eugeosynklinallinie bzw. der Zagreb—Kulcsér Hauptstrukturlinie oder sie entwickelt sich aus dieser. Entlang dieser Linie fand im Ungarischen Mittelgebirge, vom oberen Eozän angefangen, ein bis zum Sarmatien andauernder subsequenter Vulkanismus seinen Weg.

Wenn wir die Verbreitung der im Neogenbecken aufgeschlossenen subsequenten Vulkanite verfolgen, sehen wir, daß sich südlich von dem an der Oberfläche erscheinenden Vulkangürtel ein zweiter aus mehreren hundert Meter mächtigen Vulkaniten bestehender Gürtel entwickelte. Dieser liegt im Bereich der aus dem Igal-Bükker Trog des Paläozoikums, dem Kaposfö-Mágoeser Kristallinzug und dem Loczy-Rücken zusammengesetzten Struktureinheit. Mit seinem Streichen von Südwest nach Nordost liegt er parallel zum Ungarischen Mittelgebirge. Als Urheber nehmen wir für diesen Fall die Nordwest-fallende, tiefgreifende Strukturlinie der Mecsek-Kisköröser Eugeosynklinale als eine regenerierte Magmenbahn an. Ort und Richtung des neogenen subsequenten Vulkanismus scheinen also durch ältere Strukturlinien bestimmt, wie auch im Vihorlat-Gutin bei der Bildung der ins Komitat Szabolcs hinüberreichenden miozänen Vulkandecke des Tokajer Gebirges, deren NW—SE-Streichen durch mesozoische, sudetisch (herzynisch) streichende Bruchsysteme vorgezeichnet ist.

Die Verbreitung der neogenen Vulkanite beweist also, daß die tiefgreifenden älteren Strukturlinien auch noch im Neogen ihre leitende Rolle beibehalten und die junge Tektonik nur im oberen Krustenteil herrscht.

Die obermiozäne Regression schließt diese rege und untergliederte Periode ab. Zu Anfang des Pliozäns bilden sich, ähnlich dem miozänen System, längs der Bruchsysteme teilweise weiterlebende Becken und Blöcke. Jetzt entwickeln sich die großen Neogensenken Transdanubiens und der Großen Ungarischen Tiefebene. Die im Miozän einsetzende Strukturbildung entwickelt sich weiter, aber die sinkenden und steigenden Blocksysteme trennen sich noch mehr und die Becken sinken so intensiv, daß sich bis 4000 m mächtige, plio-pleistozäne Schichtfolgen ansammeln. Die pliozäne Beckenbildung, die man als selektive Senkung und Hebung charakterisieren kann, wird im Oberpannon durch eine Ausgleichsperiode abgelöst. In einigen Struktureinheiten, in erster Linie im Mecsek-Kisköröser Gebiet, findet die Strukturbildung in Form einer Schuppung während der Slavonischen (Rhodanischen) und Ostkaukasischen Phasen statt. Meiner Meinung (G. WEIN, 1964) kann nachgewiesen werden, daß sich die Vergenz der Schuppung immer gegen die mit plastischen Sedimenten ausgefüllten jungen Senken, also gegen die leichtere Ausweichmöglichkeit richtet. Vom oberen Pannon an wird die Senkung gleichmäßiger, die einzelnen Strukturen sind bestrebt, ihr während der Attischen und Slavonischen Phasen gestörtes Gleichgewicht wieder zu erlangen. Viel seltener und weniger bedeutend sind Bruchlinien des Oberpannons, jedoch sowohl entlang dieser als auch entlang älterer Linien gelangt der oberpannon-altpleistozäne finale Basaltvulkanismus an die Oberfläche. Später als die Absenkung der Becken, und zwar mit dem Oberpannon, setzt die Hebung der Mittel- und Inselgebirge aus dem Binnenmeer ein. Hebungen und Senkungen laufen in den während des Tertiärs gebildeten Blockstrukturen selektiv ab. Einige Strukturen steigen, andere sinken, die Bewegungen können auch die Richtung ändern.

Nach den seismischen Untersuchungen von L. STEGENA, 1964, und E. MITUCH, 1968, zeigt die jetzige Lage des Moho-Niveaus klar den Zusammenhang zwischen den jungen Senkungen und der Krustenmächtigkeit. Wo das Moho-Niveau hoch liegt, finden wir die jungen Senkungen der Ungarischen Zwischenmasse, wie im Bereich der Kleinen Ungarischen Tiefebene und des transdanubischen Pannonbeckens, sowie in den mit mehrere tausend Meter mächtigen Lockersedimenten ausgefüllten neogenen Gräben der Tiefebene. Wo aber die Moho-Diskontinuität in die Tiefe gesunken ist, bauen die dichteren paläomesozoischen Gesteine des Ungarischen Mittelgebirges und des Mecsek-Villányer Gebirges den obersten Krustenteil auf.

Durch morphologische Untersuchungen und Terrassenstudien haben L. MOLDVAI (1965), H. PÉCSI (1959), und E. ERDÉLYI (1961—1962) im Zusammenhang mit der Bildung unserer Mittel- und Inselgebirge gezeigt, daß im Vorraum der steigenden Blockstrukturen Senken entstehen und die mit den Randbrüchen vorkommenden Aufschiefungsfalten auch mit dieser vertikalen Bewegung zusammenhängen.

Zur allgemeinen Charakterisierung der Pliozänbewegungen muß erwähnt werden, daß sich hier die Mittel- und Inselgebirge emporhoben, aber es besteht dabei ebenso ein Zusammenhang zu Alpen und Karpaten wie bei der miozänen Zergliederung und der Bildung der gleichzeitigen Senken.

Die Klärung des isostatischen Zusammenhanges der einzelnen Strukturen und der großen Einheiten bringt die Lösung bezüglich der Ausbildung der Neogenbecken. Ohne die pliozäne Tektonik besprechen zu wollen, muß ich bemerken, daß die am Ende des Pliozäns (Levantinische Periode) vorhandene Emersionsperiode einen markanten Punkt in der Entwicklung des neogenen Strukturbaues darstellt, und zwar heben sich die jungen Senken, wodurch der Sedimentationszyklus des Pliozäns abgeschlossen wird. Das Binnenmeer und der spätere See werden in die heutige, von den Karpaten umgürtete Ebene verwandelt. In bezug auf die Strukturbildungen kann diese Ausgleichsperiode als ein ruhiges Zeitalter betrachtet werden.

Zu Beginn des Pleistozäns leben die orogenen Bewegungen wieder auf und halten mit positiven und negativen Vertikalbewegungen während des ganzen Pleistozäns an. Es sei hier nur kurz angedeutet, daß die Kleine Ungarische Tiefebene und der Südostteil der Großen Ungarischen Tiefebene stark sinken und mit mächtigen Flußsedimenten ausgefüllt werden. Gleichzeitig oder etwas später werden die Randgebirge gehoben. Die Beschreibung dieser postneogenen Entwicklung ist aber nicht mehr Gegenstand dieser Arbeit.

Literaturverzeichnis

- ANDRUSOV, D.: Geologia Ceskoslovenskich Karpat. (Geologie der Tschechoslowakischen Karpaten). — 1958.
- BALÁZS, E.: A Kisalföld medencealjátának ó-paleozóos kőzetei. — Földt. Int. évi jel. 1969, évről, Budapest 1971.
- BALKAY, B.: A magyarországi földkéreg szerkezete. — Geof. Közl., 9, 1—2, Budapest 1960.
- BALOGH, K.: A Bükk hegység földtani képződményei. — Földt. Int. évk., 48, k. 2. f., Budapest 1964.
- BALOGH, K., HORUSITZKY, F. et al.: Magyarázó Magyarország 1:300.000-es földtani térképéhez. — F. I. A. K., Budapest 1958.
- BALOGH, K. & KÖRÖSSY, L.: Tektonische Karte Ungarns im Maßstabe 1:1,000.000. — Acta Geol., 12, k. 1—4 f., pp. 255—262, Budapest 1968.
- BECK-MANNAGETTA, P. & BRAUMÜLLER, E.: Geologische Übersichtskarte der Republik Österreich, 1:1,000.000. — Geol. B. A., Wien 1964.
- BELOUSOV, V. V.: Basic problems in geotectonics. — McGraw-Hill Book Company INC. New York. Toronto, London, San Francisco 1962.
- BENDEFY, L.: Geotectonic and Crustal Structure Conditions of Hungary as Recorded by Repeated Precision Levelings. — Acta Geol., 8, k. 1—4 f., pp. 395—411, Budapest 1964.
- BOGDANOFF, A. A., MOURATOV, M. V. & KHAIN, V. E.: Elements structuraux de la croûte terrestre. — Extrait de la Revue de Geogr. Phys. et de Geol. Dyn., 5, f. 4, pp. 263—285, 1963.
- BOGDANOFF, A. A., MOURATOV, M. V. & SCHATSKY, N. S.: Notice explicative pour la carte technique internationale de l'Europe au 1:2,500.000, 1964.
- BUDAY, T.: Der tektonische Werdegang der Neogenbecken der Westkarpaten und ihr Baustil. — Geol. Práce, 60, Bratislava 1961.
- BUDAY, T., KODYM, O. sen. et al.: Tectonic development of Czechoslovakia, Praha 1960.
- CIRIČ, B.: Le développements des Dinarides Yougoslaves pendant la cycle Alpin. — Livre la Mem. de Prof. P. Fallot. I., II., pp. 565—582, Paris 1960—1963.
- Comité d'état pour le geologie, Institut Geologique: Atlas Geologique de Roumaine. — 1:1,000.000, Bukarest 1967.
- CSALAGOVITS, I., JUHÁSZ, A. et al.: Magyarország paleozóos és mezozóos képződményeinek fedetlen földtani térképe. — 1:500.000, Budapest 1967.
- CSIKY, G.: A Duna-Tisza köze mélyszerkezeti és ősföldrajzi viszonyai a szénhidrogén kutatások tükrében. — Földt. Közl., 1. sz., pp. 19—35, Budapest 1963.
- DIMITRESCU, R.: Studiu geologia si petrografia al regiunii Arada-Muntele Mare. — Com. Geol. Dari de Seama ale Sedintelor, 37 (1959—1960), 1962.
- DUBAY, L.: A nagylengyeli terület mélyföldtani viszonyai. — Földt. Közl., 86, k. 3. f., Budapest 1956.
- ERDÉLYI, M.: Külső Somogy vízföldtana. — Hidr. Közl., 41. k., pp. 445—458, 42. k., pp. 56—65, Budapest 1961—1962.
- : Geological Studies in the Halimba Basin. — Acta Geol. Hung., 9, k., pp. 339—362, Budapest 1965.
- ERICH, A.: Die Grauwackenzone von Bernstein. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 53, 1960, pp. 53—115, Wien 1961.
- ERKEL, A., BENDERNÉ-KELEMEN, O. et al.: Komplex geofizikai kutatás a Csereháton. — M. All. Eötvös Loránd Geof. Int. 1965. Evi Jel., pp. 65—102, Budapest 1967.
- FLÜGEL, H.: Das Paläozoikum in Österreich. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 56, pp. 402—443, Wien 1964.
- FÖLDVÁRI, A.: A szabadbattyáni ólomérc- és kővületes karbon erőfordulás. — M. Tud. Akad. Közl. V, k. 3. sz., Budapest 1952.
- FÖLDVÁRI, A., NOSZKY, J. et al.: Földtani megfigyelések a Kőszegi hegységben. — Jel. a Jöv. Mélykut., 1947—1948, évi Működéséről, pp. 3—31, Budapest 1948.
- FUSAN, O.: Paleozoikum gemerid. — Geol. Práce Zosit, 46, Bratislava 1957.

- FÜLÖP, J.: Magyarország krétaidőszaki képződményei. — Földt. Int. Évk., 49, k. 3, f. pp. 577—587, Budapest 1961.
- : A Villányi-hegység krétaidőszaki képződményei. — Geol. Hung. ser. Geol., 15, Budapest 1966.
- HADŽI, E.: Grundzüge der geologischen Entwicklung der südlichen Bereiche des Pannonischen Gebietes. — Extrait des Compt. rend. d. se. d. l. Soc. Serbe d. Geol. 1964, 1966, 1967, Beograd 1964.
- GÁLFI, J. & STEGENA, L.: Mélységi reflexiók és a földkéreg szerkezete a Magyar Medencében. — Geof. Közl., 8, k. 4. f, Budapest 1960.
- GEOL. SOC. OF LONDON: The Phanerozoic timescale. A Symposium dedicated to Prof. A. Holmes. — Quart. J. (Geol. soc. India, 120, pp. 458) (Geol. soc. Phanerozoic timescale 1964, pp. 260—262) 1964.
- HERTSCH, F. & KÜHN, O.: Die Südalpen. — ex: F. X. SCHAFFER: Geologie von Österreich. 2. Aufl. Wien 1951.
- HOFMANN, K.: A Buda-Kovácsi hegység földtani viszonyai. — F. I. Evk., 1, k. pp. 199—273, Budapest 1871.
- ILIE, M.: Tektonikai jelenségek az Apuseni hegységben. — Földt. Int. Evk., 49, k. 3. f, pp. 775—784, Budapest 1961.
- JANTSKY, B.: A Velencei-hegység földtana. — Geol. Hung. ser. Geol., 10, Budapest 1957.
- JASKO, S.: Lepusztulás és üledékfelhalmozódás a kainozoikumban. — Földt. Közl., 77, k. 1—12 f. pp. 26—36, Budapest 1948.
- JÁMBOR, A.: A Szendrői és az Upponyi hegység összehasonlító földtani vizsgálata. — Földt. Int. Evi Jel. az 1957—1958, évről, pp. 103—120, Budapest 1961.
- JUHÁSZ, A.: Adatok a Duna-Tisza köze metamorf és magmás medencealjátának ismeretéhez a soltvadkerti és miskei furások alapján. — Földt. Közl., 95, k. 4. f, pp. 375—381, Budapest 1965.
- KHAIN, V.: Carpathes Sovietiques. — Congr. Geol. Intern. Tectonique de l'Europe. Moscou 1964.
- SZ. KILÉNYI, E., BAGI, R. et al.: Komplex geofizikai kutatás az alföldi ún. fiis övben. — M. All. Eötvös Loránd Geof. Int. Evi Jel. az 1965, évről, pp. 10—64, Budapest 1967.
- KOKAY, J.: Hegységképződési elméletek bakonyhegységi adatok tükrében. — Földt. Közl., 98, k. 3—4 f, pp. 381—393, Budapest 1967.
- KONDA, J.: A Bakony-hegység juraidőszaki képződmények üledékföldtani vizsgálata. — M. A. F. I. Evk., 1, k. 2 f, pp. 155—260, Budapest 1970.
- KOPEK, G.: A Bakony hegység felsőkrétaköszénteleges összletének ősföldrajzi és hegység szerkezeti vázlata. — Földt. Közl., 91, k. 4 f, pp. 413—420, Budapest 1961.
- KOPEK, G., KECSKEMÉTI, T. & DUDICH, E.: A Dunántúli-középhegység eocénjének rétegtani kérdései. — Földt. Int. Evi Jel. az 1964, évről, pp. 249—264, Budapest 1966.
- KOVÁCH, A., BALOGH, K. & SÁMSONI, Z.: Rubidium-stroncium adatok a Mecsek hegység gránitjai korának kérdéséhez. — Földt. Közl., 98, k. 2 f, pp. 205—212, Budapest 1968.
- KÖRÖSSY, L.: Nyugat-Magyarországi medencék rétegtani és szerkezetani felépítése. — Földt. Közl., 95, k. 1 f, pp. 22—36, Budapest 1965.
- : Geologischer Bau der ungarischen Becken. — Verh. Geol. B. A., Sonderheft G., pp. 36—51, Wien 1965; Z. deutsch. geol. Ges., 116, 2. Teil, pp. 292—307, Hannover 1965.
- KÜPPER, H.: Ausztria földtani kutatásának újabb eredményei és jelentőségük Magyarország földtana szempontjából. — Földt. Közl., 95, k. 3 f, pp. 292—297, Budapest 1965.
- LÁNYI, J.: A Magyar Kisalföld mélyszerkezete a geofizikai mérések alapján. — Geof. Közl., 8, k. 4 sz, pp. 219—240, Budapest 1960.
- LÁNYI, J., SZABADVÁRY, L. et al.: A harmadidőszaki képződmények aljátának domborzati térképe a Bicskei-Medencében. — Geof. Int. 1967, évi jel, Budapest 1968.
- LENDVAI, K.: A bolyi medence. — Geof. Közl., 15, k. 1—4 f, pp. 69—76, Budapest 1966.
- LOCZY, L. sen.: A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei. I. A Balaton környékének geológiája és morfológiája. — Budapest 1913.
- : Die Geologie Westserbiens und des Pannonischen Mittelgebirges. — C. R. XIV. Congr. Int. Geol. 1926, 2 f, p. 689, Madrid 1927.
- LOCZY, L. sen. & PAPP, K.: A Magyar Birodalom és a szomszéd országok területének földtani térképe. — 1: 900.000. Budapest 1922.
- LOCZY, L. jun.: Die Rolle der paläozoischen und mesozoischen Orogenbewegungen im Aufbau des innerkarpatischen Beckensystems. — Z. Bulgar. Geol. Ges., 11. Jg. 1939, Sofia 1940.
- LUPU, M.: Quelques considerations sur les phases du diastrophisme dans le sillon des Monts Metallifères. — Carp.-balk. Ass. VII. Congr. Sofia, Reports Part I, pp. 287—292, Sofia 1965.
- MAHEL, M.: A központi Kárpátok mezozoikumának új felosztása és földtörténeti fejlődése. — Földt. Int. Evk., 49, k. 1 f, pp. 33—53, Budapest 1961.

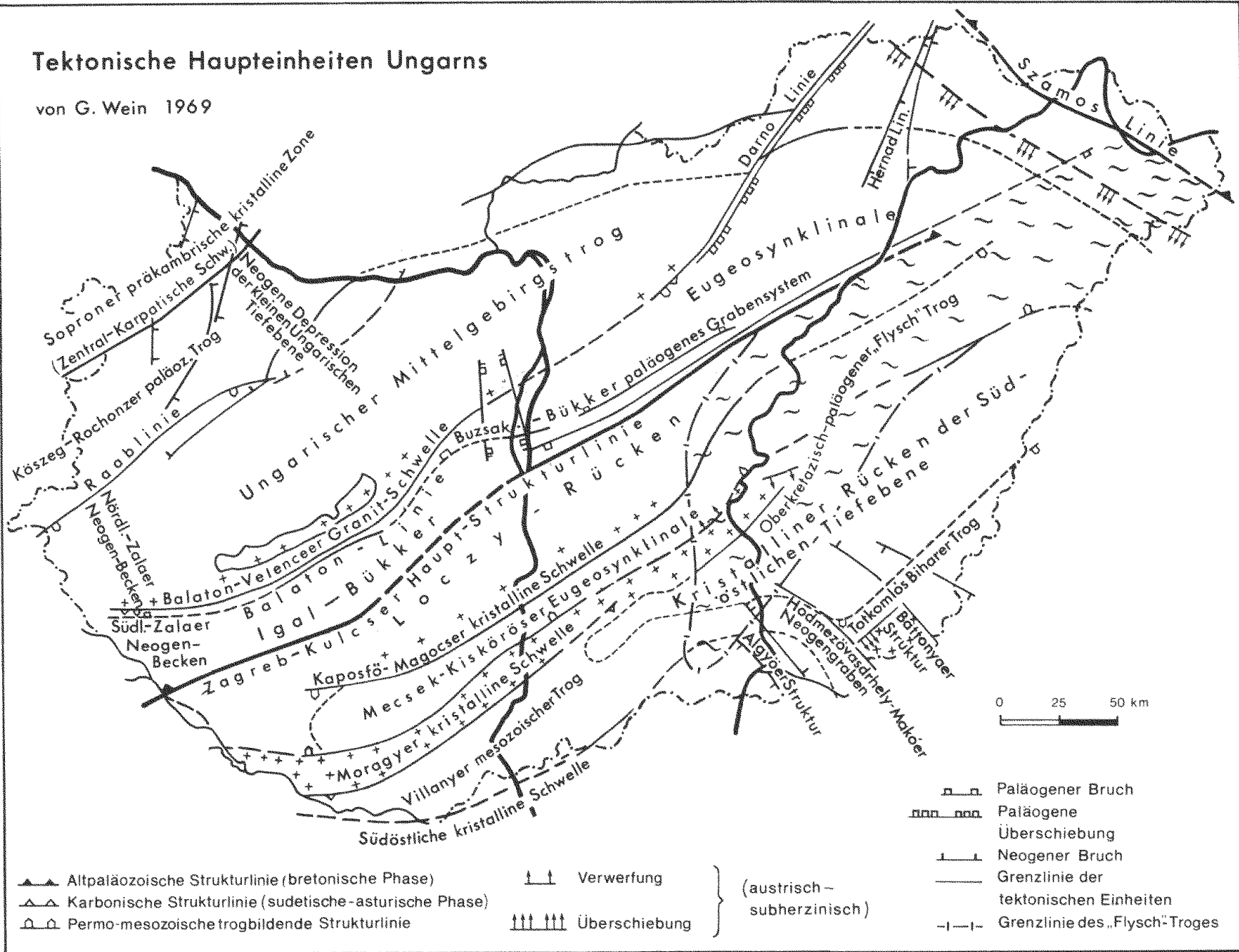
- MEDWENITSCH, W. & SIKOSEK, B.: Abriß der Geologie und Tektonik Jugoslawiens. — Carp.-Balk. Geol. Ass. VII. Congr. Sofia, Part I, pp. 293—303, Sofia 1965.
- METZ, K.: Geologische Karte der Steiermark, 1:300.000. — Graz 1957.
- MIKNIČIĆ, V.: Geolska karta F. N. R. Jugoslavije, 1:500.000. — Beograd 1953.
- MITUCH, E.: A III. nemzetközi földregészeti vonal mentén végzett magyar-szovjet közös szeizmikus mérés eredményei. — Geof. Közl., 17, k. 4 sz., pp. 7—11, Budapest 1968.
- MOLDVAY, L.: The manifestations of quaternary tectogenesis in the mountains of Hungary. — Acta Geol., 9, pp. 49—55, Budapest 1965.
- MRAZEC, L. & MACOVEI, G.: Carta Geologique de la Republique Populaire Roumaine, 1:500.000.— Bukarest.
- MUZILJEVIĆ, R.: Rezultati geofizickih ispitivanja u cilju istraživanja nafte u Vojvodini. — Vesnik za primenjenu geofiziku, 2, k. 2 f, Beograd 1961.
- NIKOLIĆ, D. & KEMENCI, R.: Geological and petrographical composition of the neogene Base in Vojvodina. — Ref. v. Savet. Dev. I. geol., pp. 157, Beograd 1962.
- ORAVECZ, J.: Szilur képződmények Magyarországon. — Földt. Közl., 94, k. 1 f, pp. 3—9, Budapest 1964.
- PAHR, A.: Ein Beitrag zur Geologie des nordöstlichen Sporns der Zentralalpen. — Verh. Geol. B. A., pp. 274—283, Wien 1960.
- PANTÓ, G.: Mezozoós magmatizmus Magyarországon. — Földt. Int. Evk., 49, k. 3 f, pp. 785—799, Budapest 1961.
- : A Tokaji-hegység harmadkor előtti képződményei. — Földt. Int. Evi Jel. az 1963, évről, pp. 227—241, Budapest 1965.
- PANTÓ, G., KOVÁCH, A. et al.: Rb/Sr Check of Assyntian and Caledonian igneous activity and metamorphism in northeastern Hungary. — Acta Geol., 11, 1—3, pp. 279—287, Budapest 1967.
- PAPP, F. & REICHERT, R.: A morágyvidéki gránitok. — Földt. Közl., 59, k., pp. 35—41, Budapest 1929.
- PATRULIUS, D.: Affinités provinciales et voies de migration de quelques faunas jurassiques des Carpates roumaines et de l'avant-pays carpatique. — Comptes Rendus et Memoires. Colloque du Jurassique, pp. 519—525, Luxembourg 1962.
- PÁLFY, M. & ROZLOZSNIK, P.: A Bihar és Béli hegység földtani viszonyai. I. — Geol. Hung., ser. Pal' VIII., Budapest 1938.
- PÁVAI V. F.: Magyarország hegységeinek szerkezeti vázlata. — Földt. Közl., 60, k. pp. 7—33, Budapest 1930.
- PETKO Č, K.: La carte tectonique de la RFP de Jugoslavie. — Bull. cl. d. sci. math. et nat., N. S., No. 9, 32, Beograd 1963.
- PÉCSI, M.: A negyedkori tektonikus mozgások mértéke a Dunavölgy magyarországi szakaszán. — Geof. Közl., 8, k., 1—2 f, Budapest 1959.
- PÉCSI, M. et al.: A dunai Alföld. — Budapest 1967.
- POLCZ, I., BAGI, R. et al.: Komplex kutatás záró művelete (szeizmikus mérés) és értelmezése Tiszakécske-Kunszentmárton környékén. — Geof. Int. 1967, évi jel., pp. 19—35, Budapest 1968.
- POSGAY, K.: A magyarországi földmágneses hatók áttekintő vizsgálata. — Geof. Közl., 16, k. 4 sz., pp. 1—118, Budapest 1967.
- PRINZ, Gy.: Magyarország földrajza. — Tud. Gyűjt. Pécs 1922.
- RADOCZ, Gy.: A Bükk hegység környéki helvétai képződmények mélyföldtani térképe, 1:100.000. — Budapest 1965.
- RAFAELLI, P.: Metamorphism of Paleozoic pelitic schists of Ravna Gora (Papuk mountain — Croatia). — Geolski Vjesnik, Svez 18, Brog 1, pp. 61—111, Zagreb 1965.
- RAKUSZ, Gy. & STRAUZ, L.: A Villányi hegység földtana. — Földt. Int. Evk., 41, k. 2 f, pp. 3—27, Budapest 1953.
- RENNER, J. & SZILÁRD, J.: Gravity Network of Hungary. — Acta Techn. Acad. Sd. Hung., ser. Geol., 1, fasc. 4, p. 365, Budapest 1959.
- RENNER, J. & STEGENA, L.: Magyarország mélyszerkezetének gravitációs vizsgálata. — Geof. Közl. 14, k. 1—4 sz., pp. 103—114, Budapest 1966.
- ROZLOZSNIK, P.: A Bihar hegycsoport tektonikai helyzete a Kárpátok rendszerében. — Mat. Term. Tud. Ert., 55, pp. 46—74, Budapest 1937.
- SAGHY, Gy., VÁNDOR, B. & VARGA, I.: A kisalföldi refrakciós mérések földtani eredményei. — Földt. Közl., 97, k. 2 f, pp. 160—166, Budapest 1967.
- SCHAEFFER, V.: A magyar közbülső tömeg kérdéséhez. — Geof. Közl., 9, k. 1—2 sz, Budapest 1958.

- SCHEFFER, V. & KANTÁS, K.: A Dunántul regionális geofizikája. — Földt. Közl., 79, k., pp. 327, Budapest 1949.
- SCHMIDT, E. R.: Tektonische Studien aus dem ungarischen Zwischengebirge, als Beispiele zur theoretischen und praktischen Anwendung der Geomechanik. — Geotekt. Symposium zu Ehren von Hans Stille, Stuttgart 1956.
—: Geomechanika. — Budapest 1957.
- SCHRÉTER, Z.: A Bükk-hegység geológiája. — Besz. a Földt. Int. Vitaül. Munk., 5, k. 7 f, pp. 378—411, Budapest 1943.
- SENES, J.: Az üledékképződéssel egyidejű kéregmozgások időbeli helyzete a szedimentációs ciklusban. — Földt. Kut., 7, évf., 2—3, sz, pp. 36—41, Budapest 1964.
- SCHWINNER, R.: Die Zentralzone der Ostalpen. — ex: F. X. SCHAFFER: Geologie von Österreich, 2. Aufl., Wien 1951.
- SIKOSEK, B.: Tektonik der Jugoslawischen Südalpen. — Recueil des Trav. de l'Ist. de Geol. „Iovan Zujovic“, 10, p. 259, Beograd 1958.
- STEGENA, L.: The structure of the earth's crust in Hungary. — Acta Geol., 8, k. 1—4 f, pp. 413—431, Budapest 1964.
- SZALAI, T.: A Kárpátok geotektonikai szintézise. — Geof. Közl., 7, k. 2, sz., pp. 111—146, Budapest 1958.
—: Die Tisia und das Zwischengebirge des Karpatenbeckens. — Geof. Közl., 9, k. 3—4, pp. 166—185, Budapest 1961.
—: Aufbau und Tektonik des Ostalpin- und Karpatenblockes. — Acta Geol. Hung., 10, k., Budapest 1966.
- SZANTNER, F. & SZABÓ, E.: Új tektonikai megfigyelések az utóbbi évek bauxitkutatásai alapján. — Földt. Közl., 92, k. 4 f., pp. 416—451, Budapest 1962.
- SZADECZKY-KARDOSS, E.: Magnamechanismus, Magmatektonik und Unterströmungen im Karpatenbeckensystem. — Acta Geol., 10, k., pp. 371—395, 3—4 f., Budapest 1966.
- SZADECZKY-KARDOSS, E., BUBICS, I. et al.: Metamorphose in Ungarn. — Acta Geol., 11, k. 1—3 f., pp. 49—58, Budapest 1967.
- SZADECZKY-KARDOSS, E., JUHÁSZ, A. et al.: Der sog. ophiolitische Magmatismus in Ungarn. — Acta Geol., 11, k. 1—3 f., pp. 71—76, Budapest 1967.
- SZEBÉNYI, L.: Rétegtömörülés és szerkezetalakulás. — Földt. Közl., 85, k. 4 f., Budapest 1955.
- SZEMENKO, N. P.: O vozrasznoj metamorfizma porod Rahovszkogo massziva. — Materialü Karpato-Balkanszkaj Geoliceszkaj Asszociacii IV. Sz" ezd Kiev—Lvov 1958. Akad. Nauk. U. Sz. Sz. R. 1, pp. 188—189, Kiev 1960.
- SZENTES, F.: Kárpáti hegyrendszer helyzete az alpesi orogénben. — Földt. Közl., 79, k., pp. 89—92, Budapest 1949.
—: Magyarország hegység szerkezeti térképe. — Földt. Int. Evi Jel. az 1957—1958, évről., pp. 7—12, Budapest 1961 a.
—: A magyarországi mezozoós kéregmozgások. — Földt. Int. Evk., 49, k. 3 f., pp. 741—745, Budapest 1961 b.
- SZEPESÁZY, K.: A kristályos aljzat fontosabb kőzettípusai a Duna-Tisza középső és déli részén. — Földt. Int. Evi Jel. az 1966, évről., pp. 257—289, Budapest 1967.
—: A Tiszántul északnyugati részének felsőkréta és paleogén kora képződményei. (Im Druck). — Vorgetragen in Ung. Geol. Ges., Budapest 1971.
- SZÉKYNÉ-FUX, V.: Adatok a Dunántul Medence harmadkori vulkánosságához. — Földt. Közl., 87, k. 1 f., Budapest 1957.
- SZÉNÁS, Gy. et al.: A Mecsek- és a Villányi-hegység geofizikai kutatásának eredményei. — Geof. Int. Evk. 1 k., Budapest 1964.
- SZÖTS, E.: Magyarország eocén/paleogén/képződményei. — Geol. Hung., ser. Geol., 9, k., pp. 1—320, Budapest 1956.
- TELEGI-RÓTH, K.: Magyarország geológiája. — Budapest 1929.
—: Adatok az Északi Bakonyból a magyar középső tömeg fiatal mezozoós fejlődéstörténetéhez. — Mat. és Term. tud. Ert., 52, k., pp. 205—305, Budapest 1964.
- TKACSUK, L. G. & GURZSIJ, D. V.: Rakovszkij kristallicsenkij massziv/Karpatu/. — Inszt. Geol. Polezmüh Iszkopaemüh Akad. Nauk. U. R. Sz. R., p. 126, 1957.
- TOLLMANN, A.: Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchungen des Zentralalpinen Mesozoikums. — Mitt. Ges. Geol. Bergb. Stud. Wien, 10, pp. 3—62, Wien 1959.
—: Faziesanalyse der alpidischen Serien der Ostalpen. — Verh. Geol. B. A., Sonderheft G, pp. 103—133, Wien 1965.
—: Die alpidischen Gebirgsbildungs-Phasen in den Ostalpen und Westkarpaten. — Geotekt. Forsch., 21, k., pp. 1—156, Stuttgart 1966.

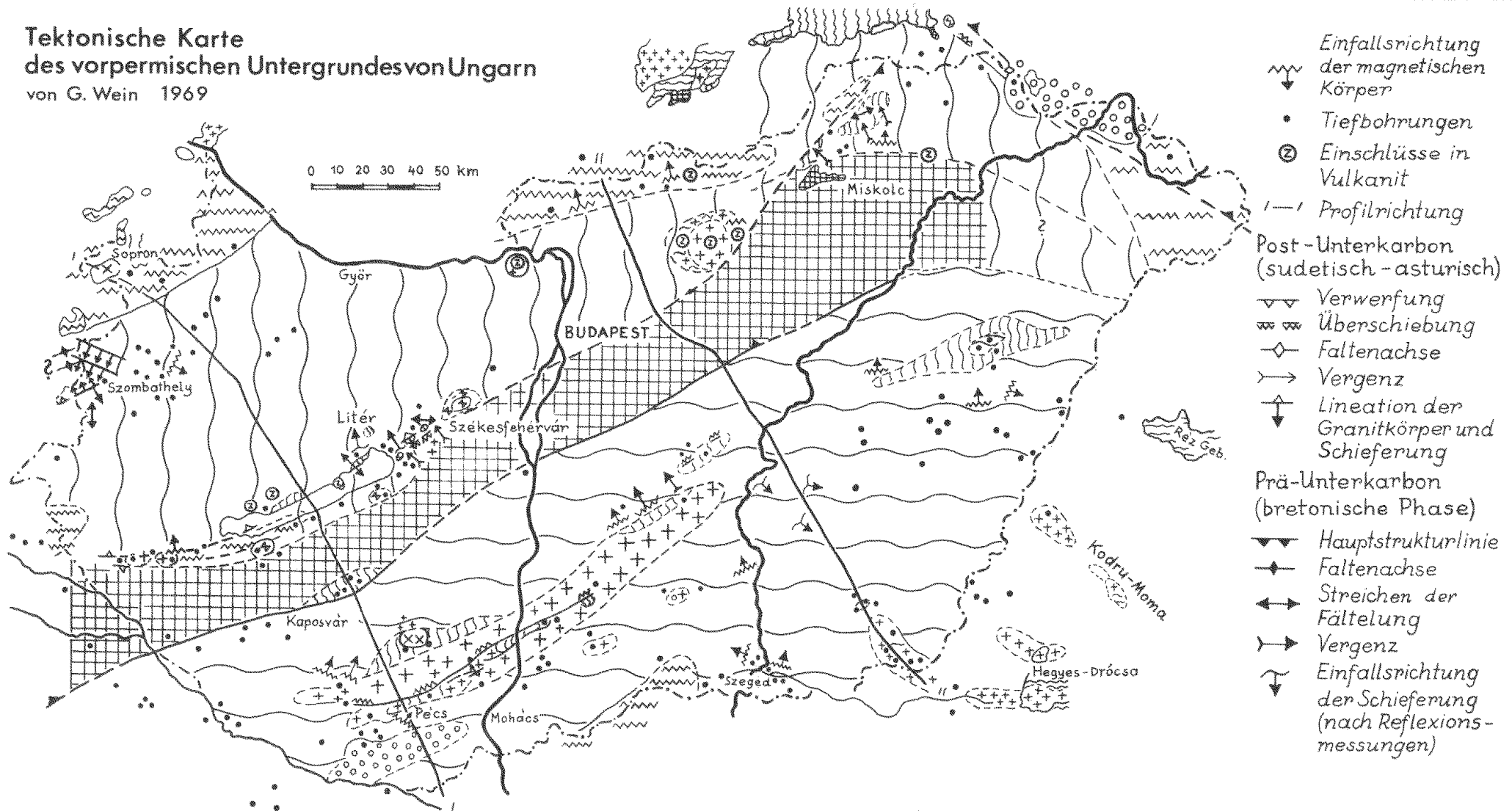
- VADÁSZ, E.: A Mecsekhegység. A Magyar Tájak földtani leírása. — I. Budapest 1935.
- : Magyarország földtani nagyszerkezeti vázlata. — M. T. A. Műsz. Tud. Oszt. Közl., 14, k. 1—2 sz., pp. 217—243, Budapest 1954.
- VARRÓK, K.: Földtani vizsgálatok a Kőszegi-hegységben. — Földt. Int. Evi Jel. az 1960, évről., pp. 7—20, Budapest 1963.
- VASS, D., MARKOVÁ, M. & FUSAN, O.: Dependence of the development of tertiary Basins in the inner side of the West Carpathian Arch upon the structure of the substratum. — Geol. Prace, Zapr. 44—45, pp. 137—147, Bratislava 1968.
- VENDL, A.: A Velencei hegység geológiai és petrográfiai viszonyi. — Földt. Int. Evk., 22, k., Budapest 1914.
- VENDL, M.: Die Geologie der Umgebung von Sopron. Teil I. Die kristallinen Schiefer. — Mitt. d. Berg- u. hüttenm. Abt. d. Kg-ung. Hochschule f. Berg- u. Forstwesen 1929, pp. 225—291; II. Teil. Die Sedimentgesteine des Neogen und Quartär. — Erdészeti Kísérletek, 1930, pp. 1—74, és 267—354, Sopron 1930.
- : Über die Beziehungen des kristallinen Unterbaues Transdanubiens und der Ostalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 51, 1958, pp. 281—293, Wien 1960.
- VYALOV, O. S., BUROV, V. S. & MURAVETSKY, V. N.: Kárpátaija. — Dokl. A. N. SSSR., 150, 874, 1963.
- WEGMANN, C. E.: Stockwerkstektonik und Modelle von Gesteinsdifferentiation. — Stille Festschrift, 1956.
- WEIN, Gy.: Földtani szelvény az Ung mentén. — Besz. a M. kir., Földt. Int. Vitaül. Munk., 5 k., Budapest 1943.
- : A szerkezetalakulás mozzanatai és jellegei a Keleti Mecsekben. — Földt. Int. Evk., 49, k. 3 f., pp. 759—768, Budapest 1961.
- : The Vergency-Directing Role of the Fore-Deeps in the Mountains of Hungary. — Acta Geol., 8, k. 1—4 f., pp. 347—355, Budapest 1964.
- : Az „Eszaki Pikkely“ / Mecsek-hegység/ földtani felépítése. — Földt. Int. Evi Jel. az 1964, évről., Budapest 1965.
- : Délkelet-Dunántul hegyszerszerkezeti egységeinek összefüggései az óalpi ciklusban. — Földt. Közl., 97, k. 3 f., pp. 286—293, Budapest 1967.
- : Die Tektonik von Südosttransdanubien. — Jb. Geol. B. A., 111, pp. 91—113, Wien 1968.
- : Tectonic review of the neogene-covered Areas of Hungary. — Acta Geol., 13, k., pp. 399—436, Budapest 1969.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Geologisches Kräftespiel und Landformung. — Wien 1957.
- ZAPFE, H.: Das Mesozoikum in Österreich. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 56, 1963, H. 2, Wien 1964.

Tektonische Haupteinheiten Ungarns

von G. Wein 1969



**Tektonische Karte
des vorpermischen Untergrundes von Ungarn**
von G. Wein 1969



- ↘ Einfallsrichtung der magnetischen Körper
- Tiefbohrungen
- ⊙ Einschlüsse in Vulkanit
- /— Profilrichtung
- Post-Unterkarbon (sudetisch-asturisch)
- ▽▽ Verwerfung
- ≡≡ Überschiebung
- ◇ Faltenachse
- Vergenz
- ↑↓ Lineation der Granitkörper und Schieferung
- Prä-Unterkarbon (bretonische Phase)
- ▼ Hauptstrukturlinie
- ◆ Faltenachse
- ↔ Streichen der Fältelung
- Vergenz
- ↘ Einfallsrichtung der Schieferung (nach Reflexionsmessungen)

Karbonischer Strukturbaue (Region de Plissement)

- ⊙⊙ Kontinentales Oberkarbon
- ⊙⊙⊙ Marines Karbon
- ⊕⊕ Metamorphite mit Aplit Granitporphyr, Quarzporphyr-Adern, Kontaktgesteine (Karbon)
- ⊕⊕ Granit von Velence (Oberkarbon)
- ⊕⊕ Granitisierte Gesteine (Unterkarbon)

Altpaläozoischer Strukturbaue (Region de Plissement)

- ▨ Epimetamorphes Altpaläozoikum
- ▭ Polymetamorphe Gesteine (Präkambrium - Altpaläozoikum)

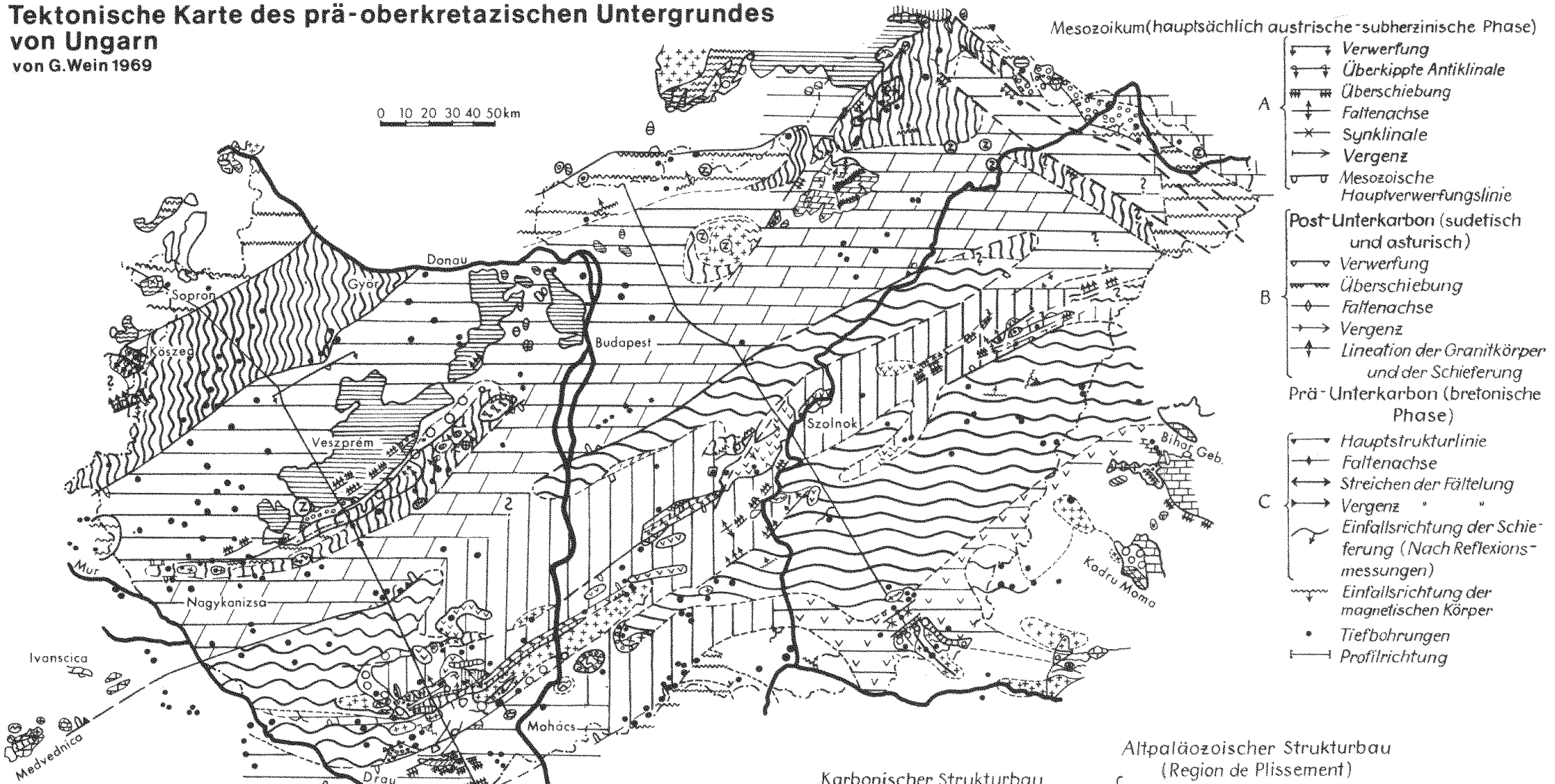
Präkambrischer Strukturbaue (Mehrere Regions de Plissement)

- ⊗⊗ Granit von Sopron und Szalatnak (Präkambrium - Kambrium?)
- ▨ Epi- und mesozonale kristalline Gesteine (Präkambrium)

Tektonische Karte des prä-oberkretazischen Untergrundes von Ungarn

von G. Wein 1969

0 10 20 30 40 50km



Mesozoikum (hauptsächlich austrische-subherzynische Phase)

- A**
- ↔ Verwerfung
 - ↗ Überkippte Antiklinale
 - ≡ Überschiebung
 - ↑ Faltenachse
 - × Synklinale
 - Vergenz
 - Mesozoische Hauptverwerfungslinie

- B**
- ↔ Verwerfung
 - ≡ Überschiebung
 - ◆ Faltenachse
 - Vergenz
 - ◆ Lineation der Granitkörper und der Schieferung

Prä-Unterkarbon (bretonische Phase)

- C**
- ↔ Hauptstrukturlinie
 - ◆ Faltenachse
 - ↔ Streichen der Fältelung
 - Vergenz
 - ↗ Einfallsrichtung der Schieferung (Nach Reflexionsmessungen)
 - ↗ Einfallsrichtung der magnetischen Körper
 - Tiefbohrungen
 - Profilrichtung

Mesozoischer Strukturbaue (Tektonische Etage)

- | | |
|---|--|
| <p>IV</p> <ul style="list-style-type: none"> ▲▲ Diabas, Spyllit, Gabbro (Cenoman-Turon?) ▼▼ Basische Alkalivulkanite (Unterkreide) □□ Mesozoikum ▤▤ Mesozoikum von Tótkomlós-Bihar (Perm-Unterkreide) ▥▥ Mesozoikum von Villány (lückenhaft Perm-Unterkreide) | <p>IV</p> <ul style="list-style-type: none"> ▨▨ Mesozoikum von Mecsek (Perm-Unterkreide-Cenoman) ▩▩ Mesozoikum des Ungarischen Mittelgebirges (Perm-Unterkreide-Cenoman) ▪▪ Oberkarbon-Perm-Trias (marin) Ausbildung von Bükk ○○ Terrestrisches Perm ×× Quarzporphyr (Unterperm) |
|---|--|

Karbonischer Strukturbaue (Region de Plissement)

- III**
- Kontinentales Oberkarbon
 - ▨▨ Marines Karbon
 - ▩▩ Metamorphite mit Aplit, Granitporphyr, Quarzporphyr-Adern Kontaktgesteine (Karbon)
 - ◆◆ Granit von Velence (Oberkarbon)
 - ++ Granitisierte Gesteine (Unterkarbon)

Altpaläozoischer Strukturbaue (Region de Plissement)

- II**
- ▨▨ Epimetamorphes Altpaläozoikum
 - ▩▩ Polymetamorphe Gesteine (Präkambrium-Altpaläozoikum)

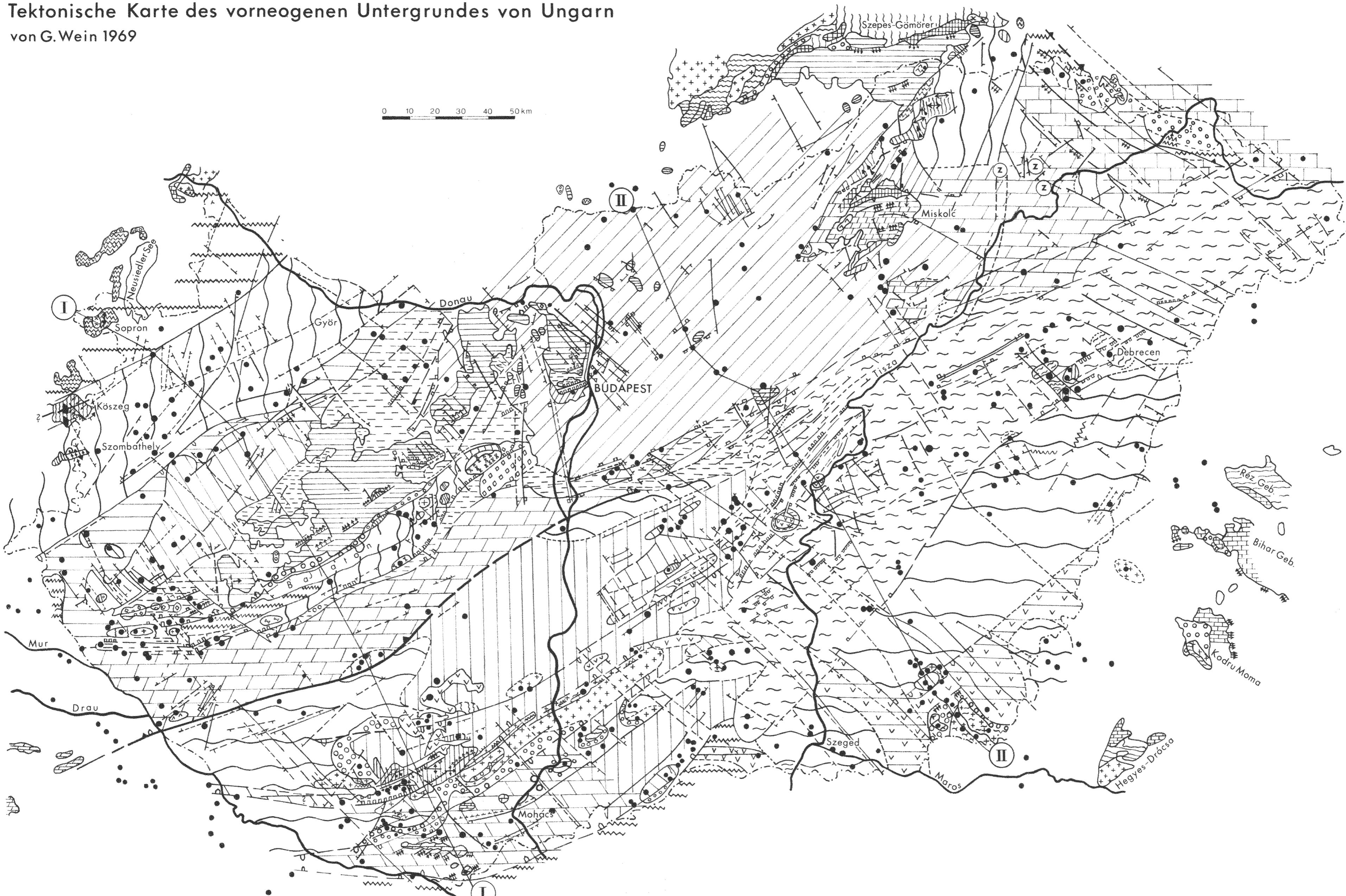
Präkambrischer Strukturbaue (Mehrere Regions de Plissement)

- I**
- ×× Granit von Sopron und Szalának (Präkambrium-Kambrium?)
 - ▨▨ Epi- und mesozonales Kristallin (Präkambrium)

Tektonische Karte des vorneogenen Untergrundes von Ungarn

von G. Wein 1969

0 10 20 30 40 50 km



<ul style="list-style-type: none"> Epikontinentale Ausbildung Flyschfazies Vulkanite Epikontinentale Ausbildung (Senon) Flyschfazies (Senon) Junge Granite (Oberkreide - Paläogen?) 	<p>A Oligozän</p> <p>B Eozän</p> <p>C Oberkreide</p>	<p>Oberkreidatisch-paläogener Strukturbau (Tektonische Etage)</p>	<ul style="list-style-type: none"> Diabas, Spyllit, Gabbro (Cenoman - Turon?) Basische Alkalivulkanite (Unterkreide) Mesozoikum Mesozoikum von Tótkomlós-Bihar (Perm - Unterkreide) Mesozoikum von Villány (Lückenhaft Perm - Unterkreide) Mesozoikum von Mecsek (Perm - Unterkreide - Cenoman) Mesozoikum des Ungarischen Mittelgebirges (Perm - Unterkreide - Cenoman) Oberkarbon - Perm - Trias (marin) Ausbildung von Bükk Terrestrisches Perm Quarzporphyr (Unterperm) 	<p>Mesozoischer Strukturbau (Tektonische Etage)</p>	<ul style="list-style-type: none"> Kontinentales Oberkarbon Marines Karbon Metamorphite mit Aplit, Granitporphyr, Quarzporphyr-Adern, Kontaktgesteine (Karbon) Granit von Velence (Oberkarbon) Granitisierte Gesteine (Unterkarbon) Epimetamorphes Altpaläozoikum Polymetamorphe Gesteine (Präkambrium - Altpaläozoikum) Granit von Sopron u. Szarlatnak (Präkambrium - Kambrium?) Epi- und mesozonales Kristallin (Präkambrium) 	<p>Karbonischer Strukturbau (Region de plissement)</p> <p>Altpaläozoischer Strukturbau (Region de plissement)</p> <p>Präkambrischer Strukturbau (Mehrere „Regions de plissement“)</p>	<p>III.</p> <p>II.</p> <p>I.</p>	<p>Miozän Pliozän</p> <ul style="list-style-type: none"> Verwerfung Überschiebung Vergenz Verwerfung Überschiebung Vergenz Verwerfung Blattverschiebung Überschiebung Vergenz Verwerfung Überschiebung Überkippte Antiklinale Faltenachse Synklinale Vergenz Mesozoische Hauptverwerfungslinien 	<p>Mesozoikum Oberkreide - Eozän - Oligozän (hauptsächlich austrische und subherzynische Phase)</p>	<p>Post-Unterkarbon (bretonisch und asturisch)</p> <ul style="list-style-type: none"> Verwerfung Überschiebung Faltenachse Vergenz Lineation der Granitkörper und Schieferung 	<p>Prä-Unterkarbon (bretonische Phase)</p> <ul style="list-style-type: none"> Hauptstrukturlinie Faltenachse Streichen der Fältelung Vergenz der Fältelung Einfallsrichtung der Schieferung (nach Reflexionsmessungen) Einfallsrichtung der magnetischen Körper Tiefbohrungen Profilschnitt
---	--	---	---	---	--	---	----------------------------------	---	---	---	---