

ZU EINIGEN PROBLEMEN DER ERDKRUSTENDYNAMIK IM KARPATENGEBIET

A. ZÁTOPEK, PRAG

Mit Recht und den modernen Richtungen der geophysikalischen Forschung entsprechend wird den strukturellen Problemen des Karpatenbeckens grosse Aufmerksamkeit gewidmet. Sie sind nicht nur vom wissenschaftlichen Standpunkt aus sehr interessant, sondern auch praktisch in mancher Hinsicht äusserst wichtig. Ich möchte im Zusammenhang mit der hier behandelten Problematik die Aufmerksamkeit auf einige Fragen mehr dynamischen Charakters lenken, deren Lösung eine engere Zusammenarbeit von Geophysikern der Karpatenländer voraussetzen würde und deren Ergebnisse zu einer Erweiterung unserer bisherigen Kenntnisse über die Erdkrustendynamik im Karpatengebiet beitragen könnten.

Bekanntlich äussert sich die Beweglichkeit der Erdkruste durch langsame und schnellere Schollenbewegungen, deren schnellste Art durch Erdbebenstösse dargestellt wird. Diese Bewegungen als Ganzes bilden nur einen Teil eines einheitlichen, bis heute noch recht mangelhaft erforschten Prozesses der Erdkrustentwicklung. Rasche und langsame Bewegungen lassen sich voneinander nicht trennen. Sie hängen eng zusammen, was durch Messungen nach mehreren Grossbeben, z. B. in Japan, vielfach bestätigt wurde.

Das Vorkommen von Erdbeben in den Karpaten und im Pannonischen Becken ist ziemlich häufig. Es ist allgemein bekannt, dass dieses Gebiet von Erdstössen beträchtlicher Stärke und ernster Schadenwirkung heimgesucht wurde. Das ausgezeichnete Buch des Herrn Prof. Dr. A. RÉTHLY [1], ebenso wie die unmittelbaren Erfahrungen vom 20. Februar 1951 und 12. Januar 1956 bezeugen diese Tatsache mehr als genügend [2].

Die langsamen Hebungen, Senkungen und Neigungen der Schollen bleiben aber in diesem Gebiet, wie in den anderen Gebieten, dem menschlichen Auge verborgen. Nur ihre Resultierende spiegelt sich gewissermassen in den Seehöhendifferenzen, die sich aus dem Vergleich älterer und neuer Höhenmessungen ergeben. Für Ungarn ist es sehr anschaulich auf der in den dreissiger Jahren gezeichneten Karte von GÁRDONYI [3] zu sehen. Einen ähnlichen Versuch hat bei uns vor wenigen Jahren VYSKOCIL [4] für einige Gegenden in der Slowakei unternommen und hat, besonders im Becken von Komorno-Komárom, Hebungen und Senkungen einzelner Schollen in guter Übereinstimmung mit geologischen Beobachtungen festgestellt.

Wir möchten uns nun allgemein fragen, wie sich das System von Höhenpunkten im karpatischen Gebiet gegenüber den entsprechenden Systemen in der Umgebung verhält und wie die Bewegungen einzelner Schollen oder Schollenblöcke zeitlich verlaufen, bzw. welche Rolle dabei einzelne Verwerfungssysteme spielen. Dieses ist nicht nur eine geologisch-tektonische, sondern auch geodätisch-geophysikalische Frage erster Ordnung, in der die ganze Dynamik des Karpatengebietes, einschliesslich der Erdbebenetätigkeit, enthalten ist.

Eine wichtige Auskunft über die langsameren Schollenbewegungen könnte man auf Grund von periodisch wiederholten Präzisions-Nivellements erhalten, besonders wenn man diese in den seismisch aktiven Zonen einsetzen würde. Mit dieser Methode könnte man bestimmt, bei geeigneter Wahl der Wiederholungsperiode, wenigstens in den beweglicheren Gebieten, die gegenseitigen Vertikalverschiebungen der Schollen unmittelbar feststellen und die einmal festgestellten verfolgen. Nach einer Zeit könnte man einzelne bewegliche Blöcke lokalisieren, was für das Bauwesen äusserst wichtig wäre.

Der Plan einer derartigen Untersuchung wurde bei uns für das Gebiet von Komorn-Komárom vorbereitet, denn hier werden nach den geodätischen und geologischen Andeutungen und bei einer relativ hohen seismischen Beweglichkeit schon nach einigen Jahren verlässliche Zahlenwerte erwartet [5]. Wie ich gehört habe, befassen sich auch ungarische Wissenschaftler mit ähnlichen Problemen. Hier wäre ein Gedankenaustausch und eine zielbewusste Zusammenarbeit sehr fruchtbringend.

Eine Reihe von Erkenntnissen über die Erdkrustendynamik ergibt sich aus den modernen, beim Studium der sogenannten Seizmizität verwendeten Methoden. Unter diesem Begriff wollen wir die Gesamtheit von wissenschaftlich bearbeiteten Angaben verstehen, die uns die Erdbebenetätigkeit eines betrachteten Gebietes möglichst quantitativ zu charakterisieren und mit anderen Gebieten zu vergleichen erlauben [6]. Es werden natürlich die Anzahl, Stärke, räumliche Verteilung der Erdbebenherde und ihrer Kraftfelder, die Frequenz der Stösse u. ä. untersucht, darüber hinaus aber noch die in der Form von Erdbebenwellen freigelöste Energie, deren Verteilung auf einzelne Beben und Wellen, der Entstehungsmechanismus der Erdbeben, das Regime der seismogenetischen Bruchsysteme, die Art der Energieausbreitung vom Herd aus nach verschiedenen Richtungen, die zeitlichen Veränderungen des Spannungszustands im Erdbebengebiet usw., alles mit dem Ziel, einmal auf Grund der Verfolgung der Spannungsentwicklung im Erdkörper zur Vorhersage von Erdbeben zu gelangen.

Eine richtige Beurteilung der Seizmizität eines Gebietes setzt ein möglichst umfangreiches und verlässliches Beobachtungsmaterial, ebenso mikroseismisch wie makroseismisch, voraus. Es ist wahr, dass in den modernen Untersuchungen vorwiegend das mikroseismische Material benutzt wird. Es wurde ja auch in den letzten Jahrzehnten die Zahl der Erdbebenwarten nicht unwesentlich vergrössert und die Empfindlichkeit der Instrumente gesteigert. Das hat aber die Bedeutung des makroseismischen Materials auf keine Weise herabgesetzt; dieses ist und bleibt als ein wichtiger Teil der Unterlagen bei der Erdbebenbearbeitung, namentlich für geologische Zwecke, unentbehrlich. Heutige Verkehrs- und Verbindungsmittel erlauben, besonders in besiedelten Gebieten, eine systematische und vielseitige makroseismische Erhebung.

Viel schlimmer ist die Lage, wenn man längere Perioden untersuchen soll. In solchen Fällen ist man oft auf ein unhomogenes und mit verschiedenen Mängeln behaftetes Material angewiesen. Hier ist die schärfste Kritik des Materials am Platze, wenn man auf den wissenschaftlichen Wert der Schlüsse nicht verzichten will.

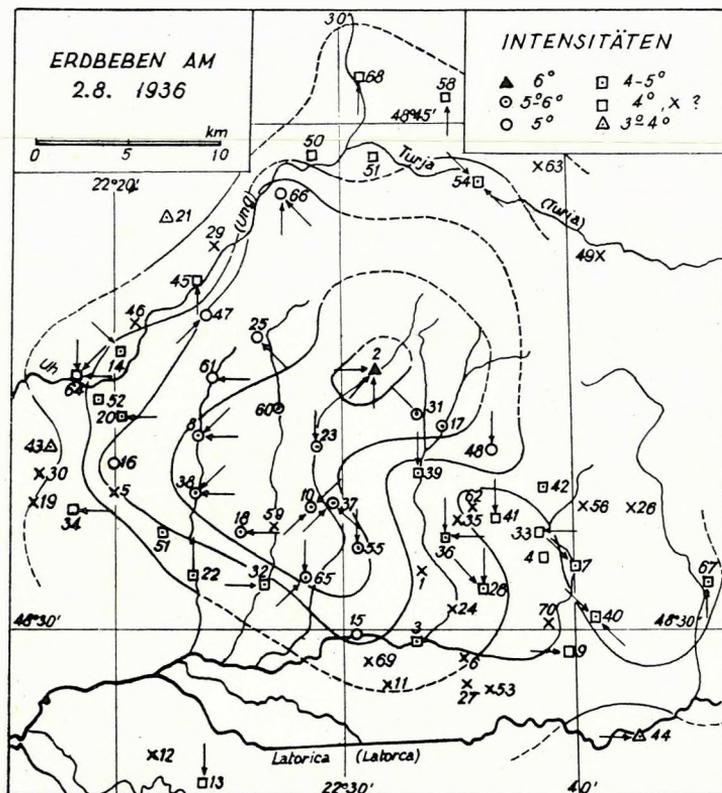


Abb. 1. Das Isoseistenbild des Herdes bei Antalóc vom 2. 8. 1936 zeigt ein anomales Absinken der Intensitäten am Rand des erschütterten Blocks. Negative Meldungen ausserhalb des makroseismischen Feldes wurden nicht eingezeichnet. Leere Fläche im Epizentralgebiet entspricht einer unbesiedelten Bergzone. Nach [7].

In manchen Fällen kann man durch geeignete Bearbeitungsmethoden unter kritischer Zuhilfenahme von gut fundierten neuen Erkenntnissen zu brauchbaren Ergebnissen gelangen. Deswegen wird ein grosser Wert auf die Zusammenstellung von Erdbebenkatalogen in einzelnen Ländern unter Berücksichtigung moderner Gesichtspunkte gelegt und dieser Arbeit soviel Zeit und Fleiss geopfert. Es ist besonders wichtig, die natürliche Ganze zu erforschen; dabei ist aber die Zusammenarbeit der Fachleute aller beteiligten Länder absolut notwendig.

So wird es auch bei der Untersuchung der Seismizität des Karpatengebietes

gelten. Man wird dabei vielen Problemen der Art begegnen, dass sie kaum in einem einzigen Land restlos gelöst werden können [7].

Ich möchte es an einigen Beispielen zeigen:

1. Der seismische Zusammenhang zwischen den Alpen und der Böhmisches Masse erscheint makroseismisch nach unseren Untersuchungen viel enger als derjenige mit den Westkarpaten, denn die Energie der ostalpinen Beben breitet sich durch die Böhmisches Masse nach Norden hin sehr gut aus, dagegen wird aber im Karpatengebiet – und in den Alpen selbst – ihre starke Dämpfung beobachtet [7, 8]. Physikalisch könnte man diese Erscheinung durch erhöhte Absorption in den diese Gebiete bildenden geologischen Formationen oder durch Reflexion der seismischen Wellenenergie an geneigten Diskontinuitäten nach unten erklären. Ob es so ist, oder ob eine andere Ursache dieses anomale Verhalten hervorruft, wäre noch zu beweisen.

2. Bei der Untersuchung der Erdbebenstätigkeit der Westkarpaten während der Periode von 1923 bis 1938 (Abb. 1 und 2) hat man in vielen Fällen eine ganz unregelmässige Verteilung der makroseismischen Intensitäten nach verschiedenen Richtungen beobachtet. Man pflegt in solchen Fällen über den „Zusammenhang mit der Tektonik“ zu sprechen. Dieser Zusammenhang scheint aber gar nicht einfach und eindeutig zu sein, sondern hängt von vielen, meist unbekanntem Parametern ab. Bei den Kleinbeben, deren Herde in den Westkarpaten in einer Tiefe von wenigen Kilometern liegen, werden die jungen und nicht zu tief hinabreichenden Brüche infolge ihrer losen Kopplungen sehr leicht in Mitleidenschaft gezogen. Dann nimmt aber das pleistoseistische Gebiet eine viel grössere Fläche ein, als ihm normal zukommen würde. Ausserhalb des pleistoseistischen Gebietes sinken die Intensitäten sehr rasch unter die Fühlbarkeitsgrenze, so dass das makroseismische Feld praktisch auf einen, oft auch morphologisch ausgeprägten Block beschränkt bleibt [7].

Bei den grösseren Beben mit tieferen Herden erscheinen dagegen im Randgebiet des makroseismischen Feldes ausgesprochene „bevorzugte Zonen“, in denen sich die Energie, augenscheinlich an tiefere Diskontinuitäten gebunden, auf anomal grosse Entfernungen fortpflanzt [8]. Die Entdeckung solcher beweglicheren Zonen ist aus bautechnischen Gründen wichtig.

Die Existenz solcher Zonen wurde durch die Untersuchung der Ausbreitung der ostalpinen Beben durch die Böhmisches Masse in derselben klar bewiesen. Die Zonen wurden lokalisiert und ihr System bringt die Hauptrisse der Tektonik und des Blockbaues der Böhmisches Masse zum Vorschein [Abb. 3]. Die dazu benutzte objektive graphisch-statistische Methode wäre gewiss unter geeigneten Bedingungen auch im Karpatengebiet anwendbar und wahrscheinlich fähig ähnliche Ergebnisse zu liefern.

Nebenbei gesagt, weisen die in der Böhmisches Masse gefundenen Zonen auf die Notwendigkeit hin, eine allgemein mathematische Theorie der geführten Wellen aufzubauen, die die physikalische Existenz der berechneten Wellen erkennen liesse was bei der ULLER-schen Theorie nicht der Fall ist. Nur dann wird man den Mechanismus der Energieführung an den Diskontinuitäten von der Tiefe zur Oberfläche hin verstehen können.

3. Unser drittes Beispiel wird sich auf die gegenwärtig als sehr wichtig angesehene instrumentelle Erdbebengrösse, die sogenannte „Magnitudo“, beziehen [9-26].

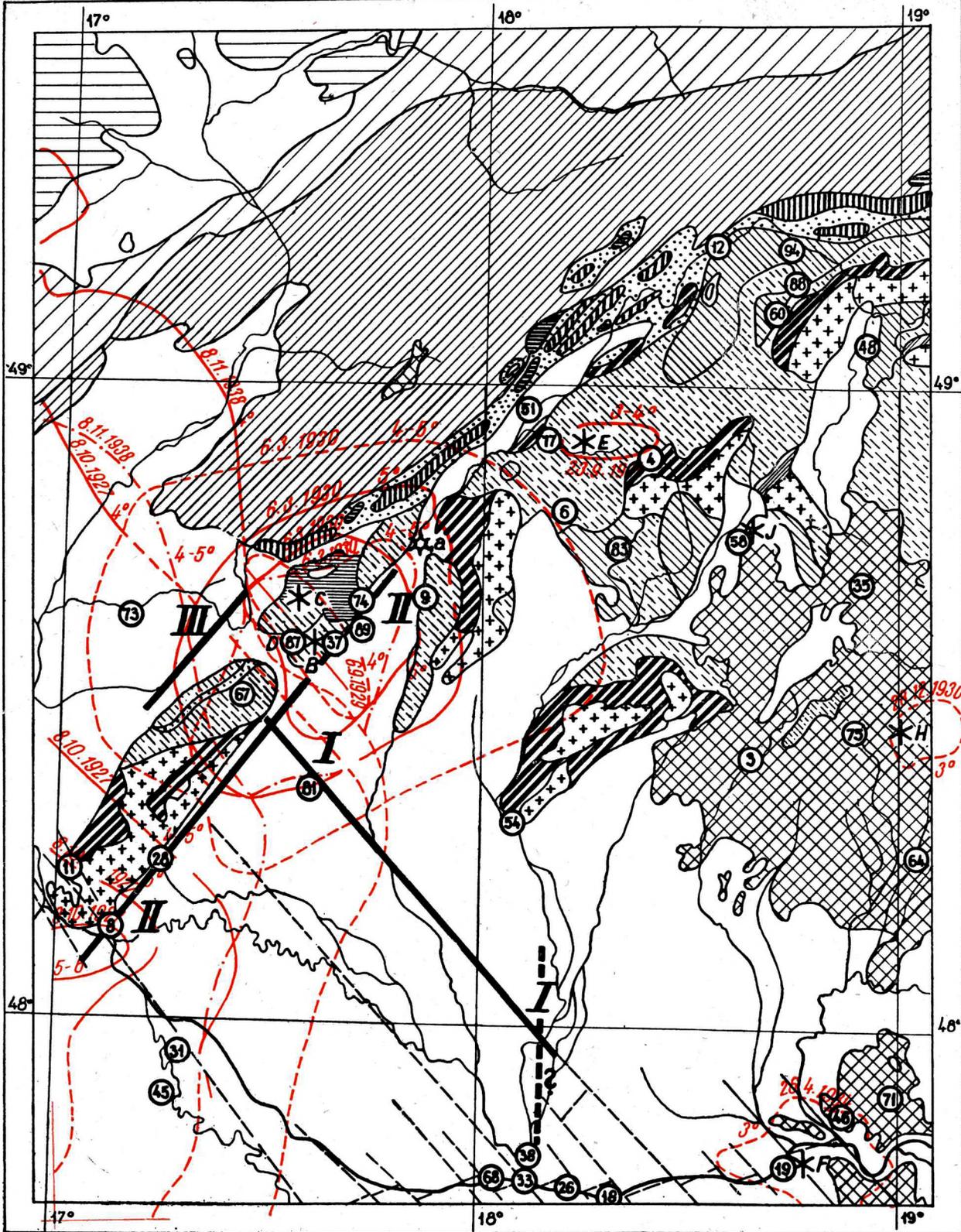


Abb. 2. Erdbeben­­tätigkeit in der Westslowakei während der Periode von 1923 bis 1938 mit den Zonen stärkerer Beweglichkeit längs I–I, II–II und III; Sternchen bedeuten Epizentren der untersuchten Periode, die eingekreisten Nummern sind historische Epizentren nach A. RÉTHLY. Aus [7].

Diese Grösse wird bekanntlich aus den seismographisch aufgenommenen Maximalamplituden verschiedener Wellenarten bestimmt (Abb. 4 und 5) und hängt mit der Energie E , die im Herd in der Form von elastischen Wellen ausgelöst wird, durch die halbempirische Beziehung $\log E = a + bM$ zusammen, wobei a und b geeignete Konstanten (nach GUTENBERG und RICHTER [6] $a = 12$, $b = 1,8$, wenn E in Erg angegeben wird) und M die Magnitudo bezeichnen. Kennt man die Werte von a und b , so kann man, wenigstens ordnungsmässig, die Energien von seismographisch aufgezeichneten Beben mit lokalisierten Herden feststellen. Bei genügendem Material sind wir dann im Stande, auf die Gesamtenergie aller während der betrachteten Periode vorgekommenen Erdbeben eines Gebietes zu schliessen, dieses mit anderen seismisch tätigen Gebieten zu vergleichen und endlich, wie es vor etwa 15 Jahren GUTENBERG und RICHTER zum erstenmal gemacht haben, die energetische Seite der Erdbeben-tätigkeit auf der ganzen Erdoberfläche zu übersehen. So ermittelt uns die Magnitudo eine physikalisch definierte Klassifikation aller Erdbeben und erlaubt einen tieferen Einblick in den Energiehaushalt der gebirgsbildenden Kräfte [19-26].

Über die wahrscheinlichsten numerischen Werte der Konstanten in der angeführten Formel für E werden noch Diskussionen geführt. Das ändert aber an der Bedeutung der Klassifikation der Erdbeben mittels der Magnitudo und an ihrer Brauchbarkeit nichts, besonders dann, wenn statt den Energiewerten ihre Verhältnisse betrachtet werden.

Die Magnitudenwerte, mit der Herdtiefe als Parameter, wurden von GUTENBERG, RICHTER, PETERSCHMITT, KÁRNÍK und anderen auch mit makroseismischen Intensitäten in Zusammenhang gebracht. Wenn man dann noch, in begründeten Fällen, vom SIEBERG'schen Aehnlichkeitsgesetz Gebrauch macht, so kann man — wenn auch nur sehr grob — die energetischen Betrachtungen auf historische Beben erweitern. Das ermöglicht bei genügend reichem Material, eine erdbebengeschichtliche Energiebilanz des betreffenden Gebietes aufzustellen.

Man kann noch weiter gehen: BENIOFF hat in den letzten Jahren an einer Reihe von Grossbebengebieten die ausgelösten Energien als Zeitfunktionen untersucht [27-31]. Er erhielt damit wichtige, physikalisch unterlegte Anhaltspunkte für die Beurteilung des Verlaufs von elastisch-plastischen Erscheinungen in und unter der Erdkruste, wie z. B. den Verlauf von Druck-Anhäufung und Auslösung, Beweise für die Entstehung von Verwerfungen in den ozeanischen Tiefen und den Bewegungsmechanismus an der Berührung von tiefen Grosstrukturen. BÅTH [24] hat mit diesen Methoden interessante Erkenntnisse über den zeitlichen Verlauf der Spannungsenergie in Fennoskandia erzielt.

Es wäre zweckmässig und wünschenswert, eine derartige Untersuchung auch für das Karpatengebiet anzustellen; von dieser Seite ist es ja recht wenig bekannt. Unsere vorläufigen Versuche, wenigstens die Energien der stärksten Stösse in der Slowakei festzustellen, haben für die historischen Stösse von Komorn-Komárom, Dobrá Voda—Jókő, Sillein-Zsolna und wohl auch für die ungarischen Beben von 1951 bzw. 1956 die Energien der Grössenordnung von 10^{19} bis 10^{22} Erg ergeben, was im Vergleich mit der Energie des bekannten Messina-Bebens von 1908 und wohl auch der des grossen rumänischen Bebens in 1940 nur etwa einige Hunderttausendstel bis Hundertstel und im Vergleich mit den grössten Weltbeben sogar nur Hundertmillionstel bis Hunderttausendstel ausmachen würde [32].

Es wäre hochinteressant — vorausgesetzt, dass die Aufzeichnungen noch vorliegen — sich über den zeitlichen Verlauf der Energieauslösung im Karpaten-

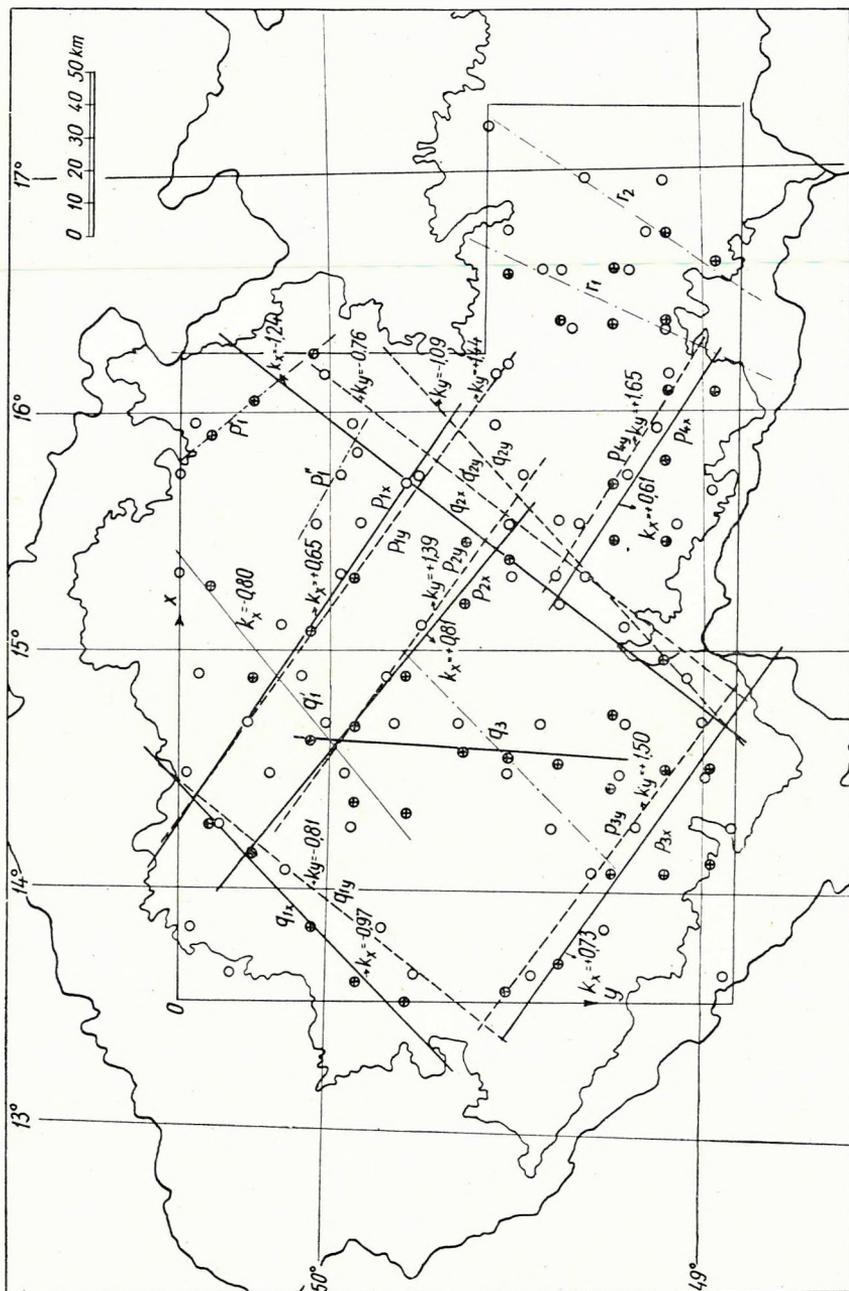


Abb. 3. Statistisch ermittelte Achsen von Zonen höherer seismischer Beweglichkeit für Ostalpenbeben auf dem Gebiet von Böhmen und Mähren entdecken die Hauptzüge der Blockstruktur in diesem Teil der Böhmisches Masse. Nach [8].

gebiet seit dem Bestehen der seismischen Stationen in unseren Ländern ein Bild zu verschaffen. Dieses würde einen wertvollen Beitrag zur Untersuchung der Seismizität in Mitteleuropa darstellen und zur Klärung mancher Fragen, besonders der des Zusammenhanges der Seismizität der Karpaten mit der Aktivität in den Nachbargebieten, führen.

4. Weiteres Beispiel bezieht sich auf die Feststellung des Anfangsmechanismus eines Bebens. Dazu ist eine möglichst genaue Kenntnis der Herdtiefe erforderlich. Bei der Bestimmung der Herdtiefe für die karpatischen Beben ergeben sich beträchtliche Differenzen, die der Ungenauigkeit der Aufzeichnungen zugerechnet werden müssen. In den künftigen Untersuchungen der Seismizität des Karpatengebietes wird man viel genauere Herd-Koordinaten und Tiefenbestimmungen benötigen als bisher. Bei der Erdbebenanalyse wird oft der Anfangsmechanismus, bestimmt auf Grund von Druck- und Zugverteilung beim P-Einsatz, gebraucht. Für die karpatischen Beben wurde es, soweit ich weiss, noch nicht gemacht. Man sollte für diesen Zweck das bestehende Netz der Erdbebenwarten so verdichten, dass die Druck- und Zugverteilung nach allen Azimuten möglichst gleichmässig feststellbar wäre. Dieses wäre natürlich auch für die Konstruktion von Laufzeitkurven vorteilhaft. Klare Richtungsbestimmung aus dem P-Einsatz wird die Anwendung von Seismographen höherer Empfindlichkeit, also von photographisch registrierenden Apparaten mit einer solchen Registriergeschwindigkeit voraussetzen, das auf den Aufzeichnungen die Zeit mit Sicherheit auf wenigstens 0,1 Sek ablesbar sei. Dies bedeutet auch eine Automatisierung der Zeitübertragung in die Registrierstreifen. Bei uns wird die Errichtung von drei bis vier neuer Erdbebenstationen

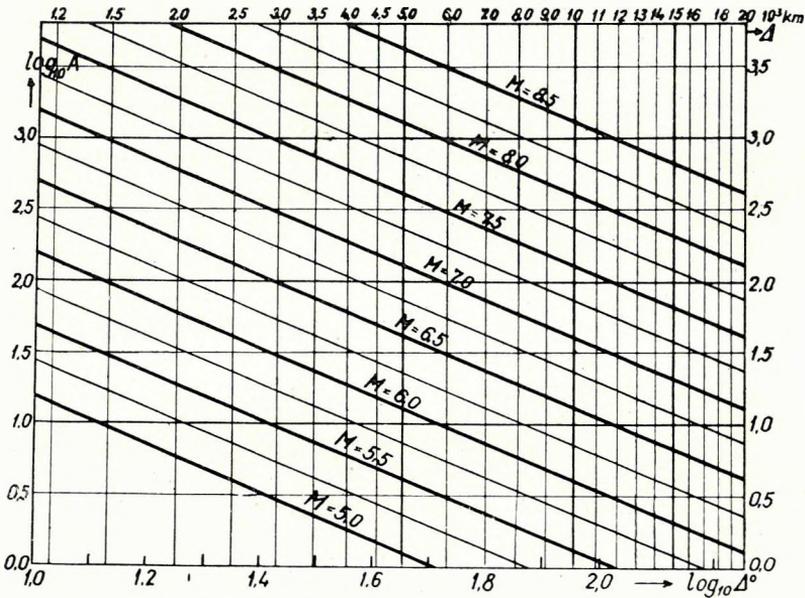


Abb. 4. Diagramm für die Magnitudenbestimmung aus den grössten Horizontalamplituden der Oberflächenwellen mit einer Periode von etwa 20 Sekunden gültig für die Erdbebenwarte Prag. Aus [16].

für die nahe Zukunft vorgesehen, deren Hauptaufgabe wäre es, die karpatischen und alpinen Stösse aufzuzeichnen.

5. Zur Frage der Seismogenetik: In den letzten Jahren haben sich in der Sowjetunion der Akademiker GAMBURCEV mit weiteren sowjetischen Seismikern viel mit den seismogenetischen Problemen befasst [33-38]. Sie haben gezeigt, dass in den erdbebentätigen Gebieten sehr zahlreiche, äusserst schwache Stösse vorkommen, deren Energie um 17 oder noch mehrere Ordnungseinheiten kleiner ist als die der stärksten Erdbeben. Die ausgelöste Energie wächst allgemein mit dem Ausmass des Herdes. Da die schwachen Stösse als Begleiterscheinungen derselben tektonischen Vorgänge in der Bruchzone wie die starken Stösse, die von Zeit zu Zeit an geschwächten Stellen erscheinen, angesehen werden, so besteht die Möglichkeit, durch Lokalisierung der Herde von äusserst schwachen Erschütterungen ihre Nester als seismogenetische Zonen zu erschliessen und durch die Frequenzanalyse der Stösse das Regime der Zone zu entdecken.

Auf Grund ähnlicher Vorstellungen wurden durch KÁRNÍK und seine Mitarbeiter vorigen Jahr in der seismisch aktivsten Zone unseres Staates, d. h. in der Nähe von Komorn-Komárom, Versuche angestellt, solche schwachen Stösse mit Hilfe eines für diesen Zweck konstruierten hochempfindlichen kurzperiodischen Vertikalseismometer festzustellen [39]. Es gelang an einem Bruch solche Erschütterungen aufzunehmen. Die maximale Bodenamplitude bei dem stärksten der aufgezeichneten Stösse betrug etwa 0,7 Mikron. Die Herdtiefe konnte natürlich mit dem einzigen Apparat nicht bestimmt werden, sie ist jedoch nicht grösser als 5 km und wird auf etwa 4 km geschätzt. Derzeit sind in demselben Gebiet Messungen im Gange, bei denen mittels vier gleichzeitig registrierender Feldstationen die Herdlage der schwachen Stösse festgestellt werden soll. Die Angaben über die Grösse der Stösse und ihre Frequenz sollen aus den Registrierungen einer geeignet gelegenen speziellen Station abgeleitet werden. Aehnliche Messungen sind auch in anderen seismisch aktiven Gebieten der Slowakei geplant. Später sollen sie durch systematische seismische Tiefsondierungen bis zur MOHOROVICIC schen Fläche vervollkommen werden.

6. Zu einer karpatischen Eigentümlichkeit: Es sind die Erdbeben am Aussenrand des südöstlichen Teiles des Gebirges mit ihren subkrustalen Herden in einer Tiefe von etwa 150 km. Sie erinnern mit dem Charakter ihrer Tätigkeit an die Erdbeben im Hindukusch, deren Herde freilich tiefer gelegen sind. Hier taucht die Frage auf, auf welche Weise diese Erdbeben an der schärfsten Krümmung des Karpatenbogens entstehen und wie sie mit den starken innerkarpatischen Erdbeben, deren Herde jedenfalls in der Tiefe von höchstens 30 km, also in der Erdkruste zu suchen sind, zusammenhängen. Man würde nach der Rolle, die dabei die subkrustalen Konvektionsströme spielen, fragen. Solche Fragen müssen von den künftigen Untersuchungen beantwortet werden, bei denen noch weitere Mittel, wie z. B. Neigungsmesser verwendet werden könnten.

Es gibt noch vieles, was in dieser Mitteilung erörtert werden könnte. Ich glaube, dass die künftigen Tagungen über die regionale Geophysik der Karpaten dazu noch genug Gelegenheit geben werden.

Ich möchte nun diese Mitteilung mit einem Zitat aus meiner im Jahre 1940 erschienenen Studie [7] über westkarpatische Beben schliessen:

„Es wäre wünschenswert, alle seismischen Erscheinungen mit grösster Sorgfalt und auf Grund möglichst vollkommenen und zuverlässigen Beobachtungs-

materials dauernd und lückenlos zu untersuchen, die Beobachtungs- und Sammlungsmethoden immer zu verbessern und die Zusammenarbeit der Fachleute verschiedener Länder zu vertiefen, um der Erkenntnis dieser seismisch hochinteressanten, aber noch mangelhaft bekannten Gebiete näher zu kommen.

Wollte man über die Art, Entstehung und Ursache der Bewegungen dieses Gebietes objektiv beurteilen, dann wäre der Aufbau eines instrumentellen Grundnetzes von fundamentaler Wichtigkeit."

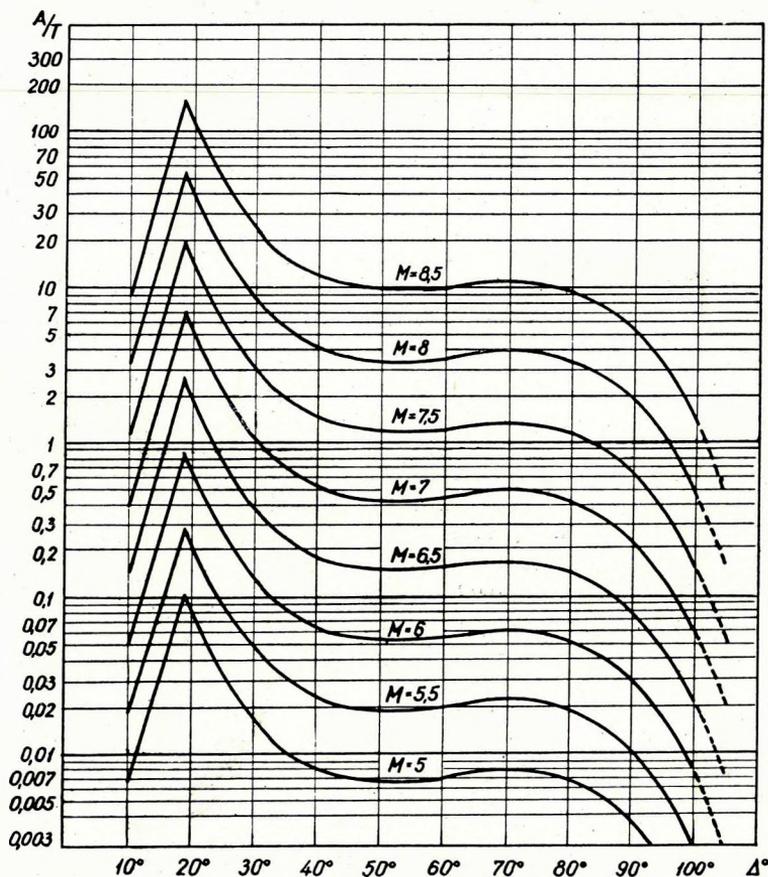


Abb. 5. Diagramm für die Magnitudenbestimmung aus den Amplituden der Wellen PH an der Erdbebenwarte Prag. Ähnlich wird hier die Magnitudo aus den Wellen PV, PPH und SH bestimmt. Aus [18].

SCHRIFTTUM

- [1] Réthly A.: A kárpátmedencék földregései (455–1918), Budapest, 1952.
 [2] Kárník V.: Zeměřesení v Novohradských horách (Nõgrad) 20. 2. 1951, Geofysikální sborník 1953, No 2, 17–40, 1954.

- [3] Čepek L.: Tektonika komárenské kotliny a vývoj podélného profilu čsl. Dunaje, Sborník Stát. geol. úst. ČSR, 12, 33, 1938.
- [4] Vyskočil V.: Příspěvek ke studiu současných tektonických pohybů na Slovensku na základě přesných nivelačních měření, Věstník Ústř. ústavu geologického, im Druck.
- [5] Zátópek A.: Seismická charakteristika Československa, Sborník čs. společnosti zeměpisné, 61, 81–92, 1956.
- [6] Gutenberg B., Richter C. F.: Seismicity of the Earth and Associated Phenomena, Princeton University Press, 1949.
- [7] Zátópek A.: Zemětřesná pozorování na Slovensku a býv. Podkarpatské Rusi 1923–1938, Publikace Geofys. úst. v Praze, Spec. práce č. 2, Praha, 1940.
- [8] Zátópek A.: Šíření východoalpských zemětřesení českým masivem (The propagation of East Alpine Earthquakes in the Bohemian Mass), Publikace Čs. stát. úst. geofys., Spec. práce č. 3, Praha, 1948.
- [9] Richter C. F.: An Instrumental Earthquake Magnitude Scale, Bull. Seism. Soc. Am., 25, 1–32, 1935.
- [10] Gutenberg B., Richter C. F.: On Seismic Waves, Third paper, Gerl. Beitr. z. Geophys., 47, 73–131, 1936.
- [11] Gutenberg B.: Amplitudes of Surface Waves and Magnitude of Earthquakes, Bull. Seism. Soc. Am., 35, 3–12, 1945.
- [12] Gutenberg B.: Amplitudes of P, PP and S and Magnitude of Shallow Earthquakes, Bull. Seism. Soc. Am., 35, 57–69, 1945.
- [13] Gutenberg B.: Magnitude Determination for Deep-focus Earthquakes, Bull. Seism. Soc. Am., 35, 117–130, 1945.
- [14] Peterschmitt E.: La magnitude des séismes, Comptes Rendus de la Conf. réunie à Strasbourg du 4 au 8 juillet 1947, U. G. G. I., Assoc. de Séismol., 86–88, Strasbourg, 1948.
- [15] Peterschmitt E.: Étude de la magnitude des séismes, Ann. Inst. Phys. du Globe, Strasbourg, N. S., 6, 3ème partie, 51–58, 1950.
- [16] Zátópek A.: Veličina magnitudu jako objektivní číselná charakteristika zemětřesné činnosti (On the magnitude scale as objective numerical characteristic of seismic activity), Sborník čs. spol. zem., 55, 14–19, 1950.
- [17] Zátópek A., Vaněk J.: Les magnitudes de Praha et leur relation avec les „revised values” de Pasadena, Travaux Scientifiques de l’Assoc. de Séismol., 18, 137–152, 1952.
- [18] Vaněk J., Zátópek A.: Magnitudenbestimmung aus den Wellen P, PP und S für die Erdbebenwarte Prag, Geofys, sborník 1955, 91–120, Praha, 1956.
- [19] Gutenberg B., Richter C. F.: Earthquake Magnitude, Intensity, Energy, and Acceleration, Bull. Seism. Soc. Am., 32, 163–191, 1942.
- [20] Bath M.: The Relation between Magnitude and Energy of Earthquakes, Transactions Am. Geoph. Union, 861–865, 1955.
- [21] Solovieff S. L.: O klassifikacii zemletriasenii po velitchinie ikh energii, Tr. geofiz. inst. AN SSSR, No 30 (157), 3–21, Moskau, 1955.
- [22] Gutenberg B., Richter C. F.: Magnitude and Energy of Earthquakes, Annali di Geofisica, 9, 1–15, 1956.
- [23] Gutenberg B.: The Energy of Earthquakes, Quart. Journ. Geol. Soc. London, 122 1–14, 1956.

- [24] *Bath M.*: Seismicity of Fennoscandia and Related Problems, Gerl. Beitr. z. Geophys., 63, 173–208, 1953.
- [25] *Kárník V.*: Magnitudenbestimmung europäischer Nahbeben, Geofys. sborník 1956, derzeit im Druck.
- [26] *Solovieff S. L.*: O sviazi energii i intensivnosti zemletriaseniia, Izv. Ak. Nauk SSSR, Ser. geofiz., No 3, 357–359, 1956.
- [27] *Benioff H.*: Seismic Evidence for the Fault Origin of Oceanic Deeps Bull. Geol. Soc. Am., 60, 1837–1856, 1949.
- [28] *Benioff H.*: Earthquakes and Rock Creep I, Bull. Seism. Soc. Am., 41, 31–62, 1951.
- [29] *Benioff H.*: Global Strain Accumulation and Release as Revealed by Great Earthquakes, Bull. Geol. Soc. Am., 62, 331–338, 1951.
- [30] *Benioff H.*: Orogenesis and Deep Crustal Structure – Additional Evidence from Seismology, Bull. Geol. Soc. Am., 66, 385–400, 1954.
- [31] *Benioff H.*, Seismic Evidence for Crustal Structure and Tectonic Activity, Geol. Soc. Am. Spec. Paper 62, 61–74, 1955.
- [32] *Zátopek A.*: Die Seismizität auf dem Gebiet der Tschechoslowakei, I. U. G. G. Newsletter No 15, Assoc. Int. de Séismol. et de Phys. de l'Int. de la Terre, Comm. séism. européenne, 3ème Réunion à Vienne, 412, 1956.
- [33] *Gamburcev G. A., Riznichenko J. V., Berzon I. S.*: On the Prospecting Possibilities of the Correlation Refraction Method (CRM), Comptes Rendus de l'Ac. des Sc. de l'URSS, 51, No 7, 51, 1946.
- [34] *Gamburcev G. A.*: O novom vidie fazovoi korreliacii pri seismitcheskikh nabliudieniiakh, Dokl. Ak. Nauk SSSR, 87, No 1, 37, 1952.
- [35] *Gamburcev G. A.*: Ob opredelenii azimuta na epicentr pri registracii miestnykh zemletriasenii, Dokl. Ak. Nauk SSSR, 87, No 2, 105, 1952.
- [36] *Gamburcev G. A.*: Glubinnoie seismitcheskoie zondirovanie zemnoi kory, Dokl. Ak. Nauk SSSR, 87, No 6, 943, 1952.
- [37] *Gamburcev G. A., Galperin E. I.*: Metodika rabot po korreliacionnomu metodu izutcheniia zemletriasenii, Izv. Ak. Nauk SSSR, Ser. geofiz. No 1, 3, 1954.
- [38] *Gamburcev G. A., Galperin E. I.*: Azimutalniie seismitcheskiie nabliudieniia s naklonnymi seismografami, Izv. Ak. Nauk SSSR, Ser. geofiz., No 2, 134, 1954.
- [39] *Kárník V., Tobyáš V., Vanék J.*: Experimenteller Nachweis äusserst schwacher tektonischer Erschütterungen im Gebiet von Komárno, I. U. G. G. Newsletter No 15, 413, 1956.

Auszüge einiger, an der Konferenz vorgetragenen Aufsätze

Professor Liviu Constantinescu (Bukarest) berichtete über die Ergebnisse der Berechnung des magnetischen Normalfeldes für Rumänien. Die Berechnung wurde mit der üblichen Annäherung zweiten Grades ausgeführt. In der dem Vortrag anschliessenden Diskussion wurde auch die Berechnung eines gemeinsamen magnetischen Normalfeldes der an der Sitzung teilnehmenden Staaten vorgeschlagen. Die allgemeine Meinung hierüber war, dass dies aus verschiedenen Standpunkten interessant sein könnte, jedoch als die Aufgabe einer ferneren Zukunft zu betrachten sei.

Asgar Lundbak (Kopenhága) berichtete in Zusammenhang mit dem internationalen Polarjahr über geophysikalische und meteorologische Arbeiten. Er wies auf die riesige Entwicklung des Beobachtungsnetzes seit dem letzten Polarjahr hin. Ausser den Grossmächten waren es hauptsächlich die skandinavischen Staaten, Australien und New-Zealand, die auch über den Polarkreisen viele Observatorien errichtet hatten, doch auch Österreich und Polen nehmen an dieser Arbeit teil. Die Beobachtungen erstrecken sich auf jeden möglichen Zweig der Geophysik und Meteorologie. Vortragender betonte besonders die Bedeutung der internationalen Zusammenarbeit in der Abwicklung der Polarjahre.

Dr. Martha Hergerdt (Leipzig) untersuchte anhand theoretischer und praktischer Beispiele die Annäherungsformeln des dritten Differentialquotienten (U_{zzz}) der Potentialfunktion der Schwerkraft. Die Anwendung der höheren Differentialquotienten des Potentials ist vom Standpunkt der Ausschaltung des linearen regionalen Feldes und der Steigerung des Auflösungsvermögens der Schwereforschungsmethode sehr nützlich. Im ersten Schritt berechnete Vortragende den Ablauf der Gradienten- und U_{zz} -kurven für den Fall kugel-, zylinder- und stufenförmiger Körper. Im zweiten Schritt verglich sie die auf diese Weise theoretisch berechnete Wirkung mit den Ergebnissen der auf Grund verschiedener Annäherungsformeln ausgeführten Berechnungen. Die Entfernung zwischen den Achsenschnittpunkten und dem Maximum der Kurve der U_{zz} -Werte ist in Verbindung mit der Tiefe der Kugel und des Zylinders, sowie mit der unterirdischen Tiefe der oberen Oberfläche der Stufe. Ist jedoch die Gitterbreite des Messpunktnetzes im Verhältnis zur gemessenen Tiefe zu gross, können bedeutende Verzerrungen auftreten. Der Vergleich mehrerer Annäherungsverfahren ermöglicht eine gute Annäherung der tatsächlichen Tiefe. Vortragende illustrierte dies mit einem Beispiel aus der Praxis.

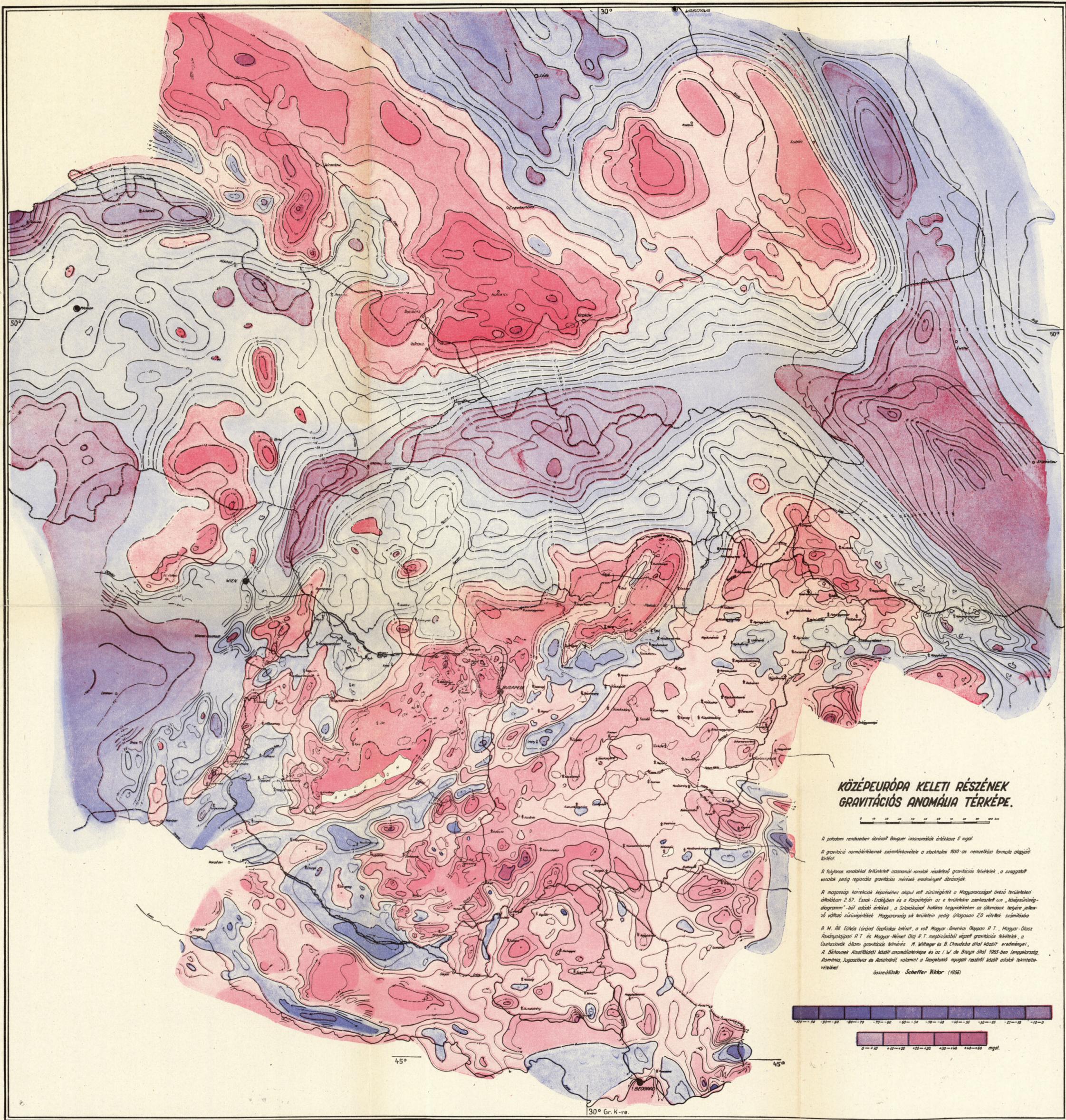
Inzwischen ist der Text des Vortrags in „Gerlands Beiträge zur Geophysik“ (66, 1, 1957, 4–22) erschienen.

TARTALOM

<i>Dombai Tibor</i> : Előljáróban	3
<i>Barta György</i> : A földmágneses tér évszázados változása	9
<i>Barta György</i> : A földmágneses tér változása a Kárpátmedencében	29
<i>Bisztricsány Ede és Csomor Dezső</i> : Az 1956. I. 12-i földrengés mikro szeizmikus adatainak feldolgozása és a Föld kérgének felépítése	37
<i>Egyed László</i> : A kéregmozgások okai és a magyarországi kéregmozgások	47
<i>Gálfi János és Stegena Lajos</i> : Szeizmikus reflexiók mérésével meghatározott néhány adat a földkéreg magyarországi részéről	53
<i>Renner János</i> : A függővonalelhajlások regionális jellege	61
<i>Simon Béla</i> : A magyar földrengéskutatás 50 éve	69
<i>Scheffer Viktor</i> : Adatok a Kárpát-medencék regionális geofizikájához	73
<i>A. Zatopek</i> : Kéregmozgások a Kárpát-medencében	105

CONTENT

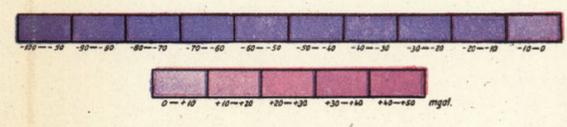
<i>T. Dombai</i> : Introductory	3
<i>G. Barta</i> : On the secular variation of the geomagnetic field	9
<i>G. Barta</i> : Variations of the geomagnetic field in the carpathian basin	29
<i>Bisztricsány—Csomor</i> : Working up of micro seismic data concerning the earth quake of january 12, 1956, and the structure of the earth's crust in the hungarian basin	37
<i>L. Egyed</i> : On the causes of movements in the earth's crust and the crustal movements in Hungary	47
<i>Gálfi—Stegená</i> : Some data obtained with seismic reflexion measurements concerning the hungarian part of the earth's crust	53
<i>J. Renner</i> : Regional character of deviations of the plumb-line	61
<i>B. Simon</i> : Fifty years of hungarian seismological investigations	69
<i>V. Scheffer</i> : Angaben zur regionalen Geophysik der Karpatenbecken	73
<i>A. Zatopek</i> : Zu einigen Problemen der Erdkrustendynamik im Karpatengebiet	105



KÖZÉPEURÓPA KELETI RÉSZÉNEK GRAVITÁCIÓS ANOMÁLIA TÉRKÉPE.



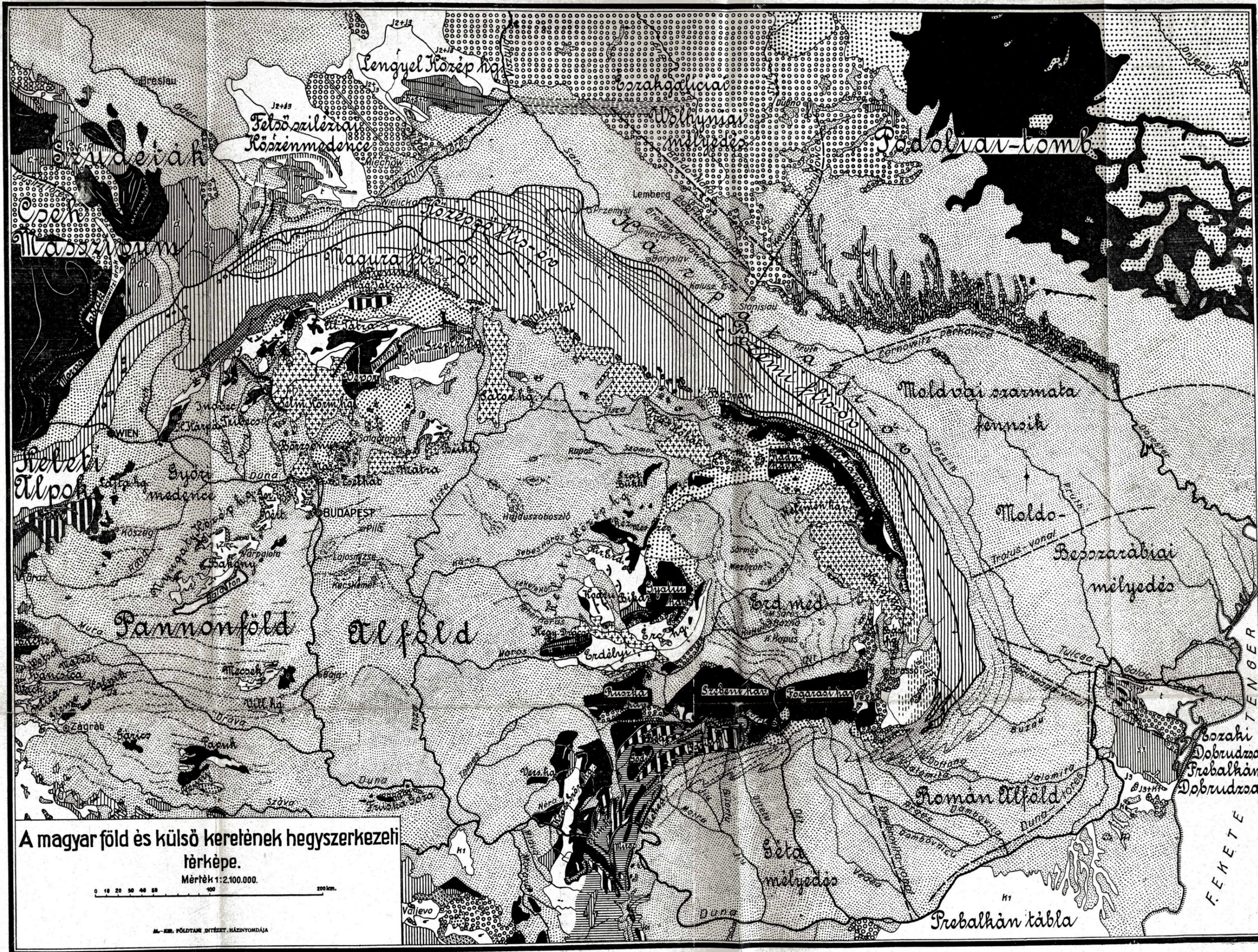
A potdani rendszerben ábrázolt Bouguer isonómák értékei 5 mgal.
A gravitáció normálértékének számításvétele a stockholmi 1930-as nemzetközi formula alapján történt.
A folytonos vonalakkal feltüntetett isonómái vonalak részletező gravitációs felvételek, a szaggatott vonalak pedig regionális gravitációs mérések eredményeit ábrázolják.
A magassági korrekciók készítéséhez alapul vett sűrűségérték a Magyarországot övező területeken általában 2,67. Észak-Erdélyben és a Kárpátoknál az e területekre szerkesztett ún. "középsűrűség-diagramm"-ból vettük az értéket, a Szlovákiával határos hegynyelvényeken az átlagosuk helyére jellemző változó sűrűségértékek Magyarországon is területein pedig átlagosan 2,0 értéket számítottuk.
A M. Áll. Erdős Lőrinc Geofizikai Intézet, a volt Magyar-Amerikai Olajipari Rt., Magyar-Olasz Ásványolajipari Rt. és Magyar-Német Olaj Rt. megbízásából végzett gravitációs felvételek, a Csehszlovák állam gravitációs felmérése A. Willinger és B. Choudoba által készített eredményei, R. Báhounek Kálofdélről készült anomáliatérképe és az I. W. de Bruyn által 1955-ben Lengyelország, Románia, Jugoszlávia és Ausztriáról, valamint a Szovjetunió nyugati részéről készült adatok felméréseivel.
összeállította Scheffer Viktor (1956)



1. ábra. Scheffer V.: Adatok a Kárpát-medencék regionális geofizikájához

JELMAGYARÁZAT.

-  1. Fiatalharmadkori és negyedkori képződmények.
-  2. Fiatalharmadkori (miocén) képződmények elterjedésének határa fiatalabb képződmények alatt a mélyben, a Felsősziléziai Kőszénmedence területén.
-  3. A Kárpátok fiatalharmadkori belső vulkánosorozója (fiatalharmadkori vulkáni képződmények egybeült külön feltüntetve nincsenek).
-  4. Oharmadkori képződmények.
-  5. Oharmadkori (oligocén) képződmények elterjedésének határa fiatalabb képződmények alatt a mélyben, a Felsősziléziai Kőszénmedence területén.
-  6. A flisös felsőkriéta-oharmadkori képződményei; északboszniai szerpentin-flis-öv a Dinaridákban.
-  7. Felső júra és alsó kréta üledékek a flisövben.
-  8. A belső szirtöv.
-  9. A gault-felsőkréta transzgresszió üledékei.
-  10. Perm-alsókréta képződmények általában az alp-kárpáti ívben; p = perm, t = triász, j = középső- és j = felsőjúra, k = alsókréta a külső keret területén; a = ofiolitok, k = alsókréta a Dinaridákban.
-  11. Trüszképződmény elterjedésének határa fiatalabb képződmények alatt a mélyben, a Felsősziléziai Kőszénmedence területén.
-  12. Az Északnyugati Kárpátok alsó trüszjának „melafir”-takarói.
-  13. Perm-alsókréta képződmények az alp-kárpáti ív feltételezett nagyszabású takaró-rendszerei alól kibukkanó autochton ablakokban (Semmering, Magas Tátra, Páring); a Balkán hegység autochton perm-alsókréta képződményei.
-  14. Perm előtti ókori képződmények általában az alp-kárpáti ívben; cb = kambrium, s = szilur, d = devon, ac = alsó karbon, pc = produktív karbon a külső keret területén.
-  15. A produktív karbon képződmény elterjedésének határa fiatalabb képződmények alatt a mélyben, a Felsősziléziai Kőszénmedence területén.
-  16. Kristályos kőzetek (gránit és kristályos palák); a Cseh-masszivum és a Szudéták területén a csapási irányok feltüntetésével.
-  17. Kristályos kőzetek (gránit és kristályos palák) az alp-kárpáti ív feltételezett nagyszabású takaró-rendszerei alól kibukkanó autochton ablakokban (Semmering, Magas Tátra, Páring).
-  18. Feltételezett nagyszabású áttolódások.
-  19. Pikkelyeződés, egyben általános dőlés.
-  20. Antiklinális (nyereg).
-  21. Szinklinális (vápa).
-  22. Csapási irány.
-  23. Vízszintes eltolódások az Északi Bakonyban.
-  24. A kárpátjai öv pliocén-utáni redőződése, a magyar belső medencék antiklinális-vonalatai és dómjai, az Alföldön részben nehézségi-erő-mérések eredményeiből következtetve.
-  25. A külső keret uralkodó flexurái (lehajlása) és törési vonalai.
-  26. A Lengyel Középhegység feltételezett ókori folytatása Dubno felé.

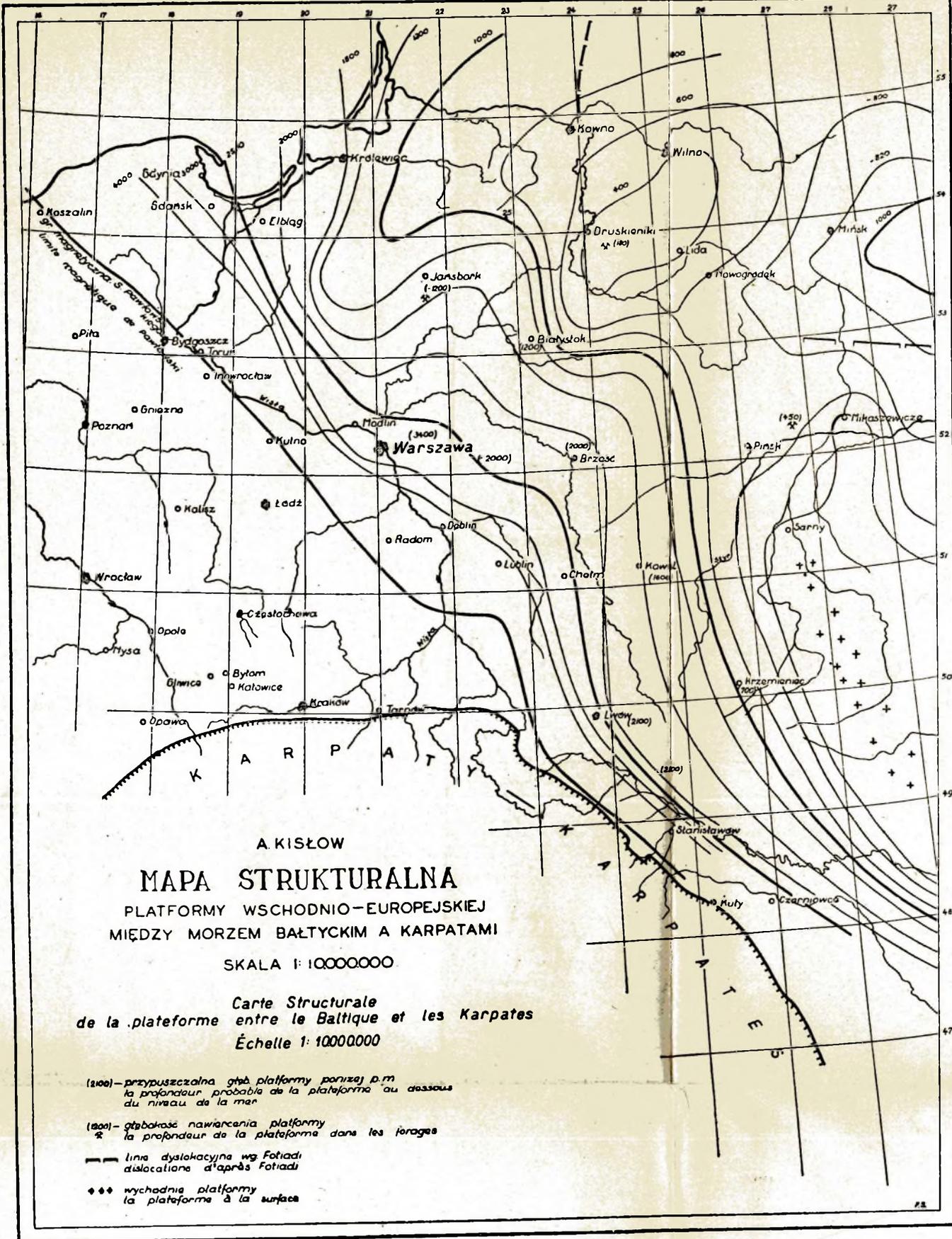


A magyar föld és külső keretének hegyszerkezeti térképe.
Mérték 1:2.100.000.

0 10 20 30 40 50 100 200 km.

M. K. P. Földtani Intézet. Háznyomdája

2. ábra. telegdi Róth Károly földtani térképe Scheffer V.: Adatok a Kárpát-medencék regionális geofizikájához



4. ábra. Az Orosz Tábla DNy-i szegélyének strukturális térképe A. Kislow szerint Scheffer V.: Adatok a Kárpát-medencék regionális geofizikájához

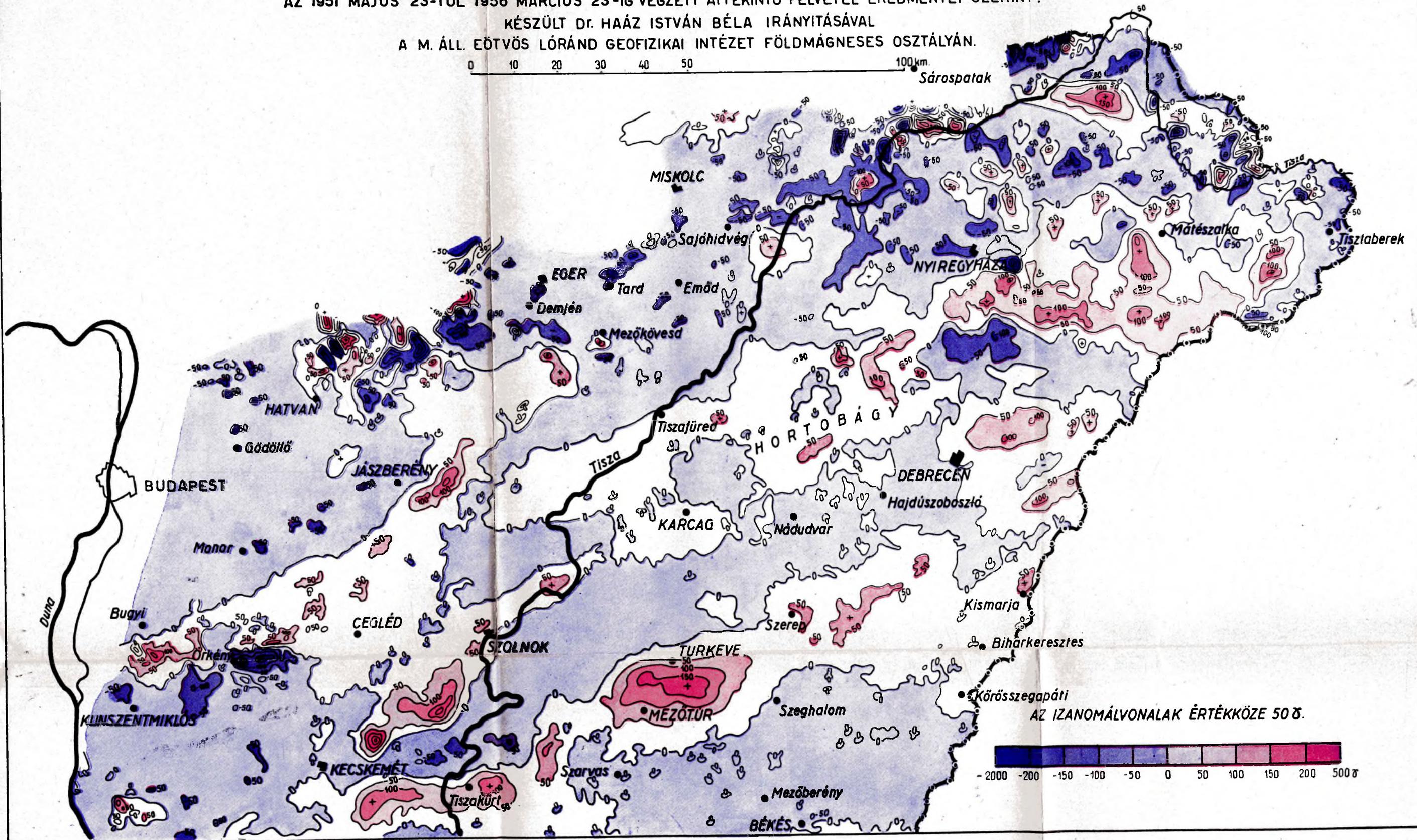
A FÖLDMÁGNÉSSÉG FÜGGŐLEGES TÉRERŐSSÉGÉNEK IZANOMÁL VONALAI AZ ALFÖLDÖN

AZ 1951 MÁJUS 23-TÓL 1956 MÁRCIUS 23-IG VÉGZETT ÁTTEKINTŐ FELVÉTEL EREDMÉNYEI SZERINT.

KÉSZÜLT DR. HAÁZ ISTVÁN BÉLA IRÁNYÍTÁSÁVAL

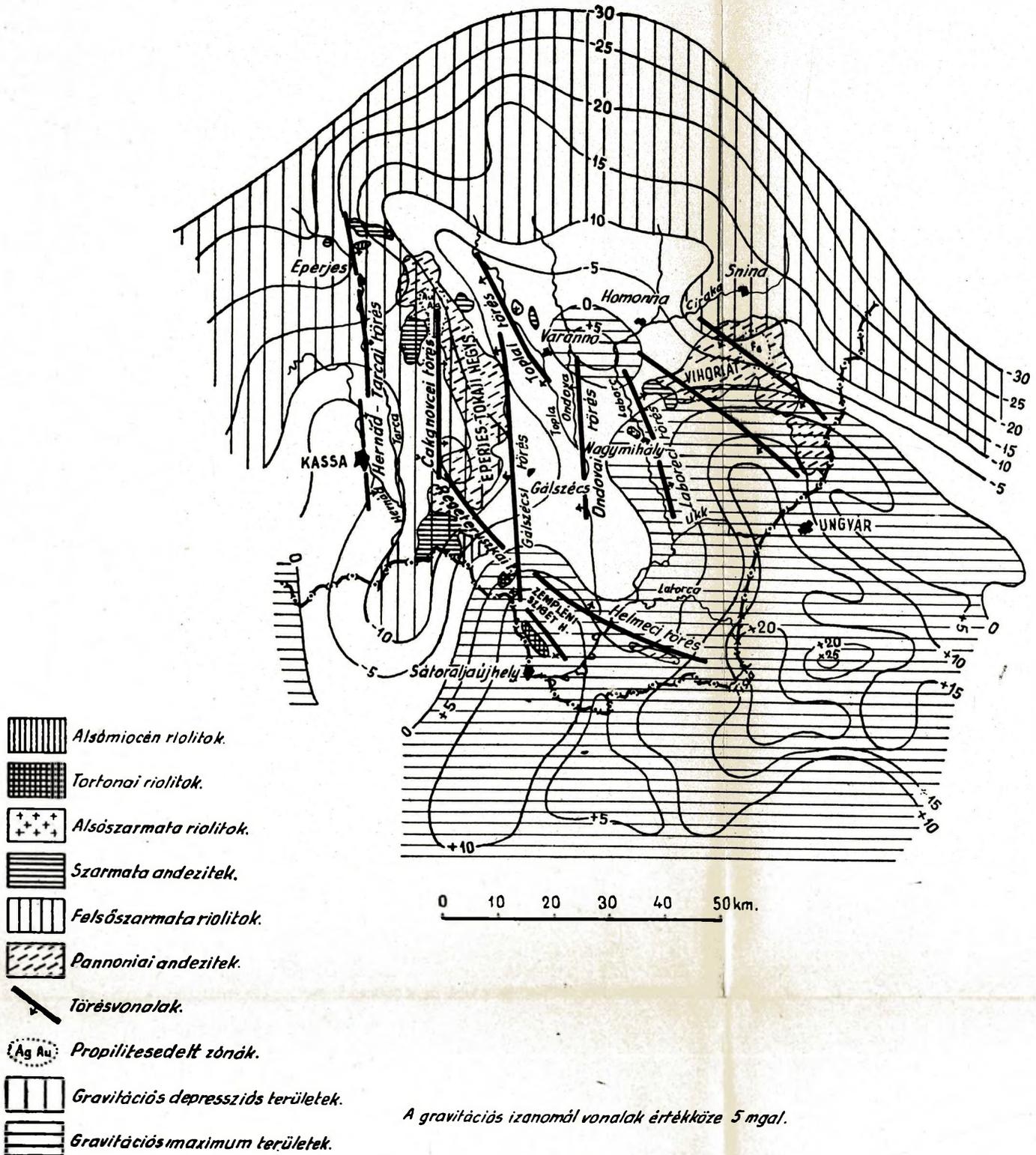
A M. ÁLL. EÖTVÖS LÓRÁND GEOFIZIKAI INTÉZET FÖLDMÁGNÉSES OSZTÁLYÁN.

0 10 20 30 40 50 100 km

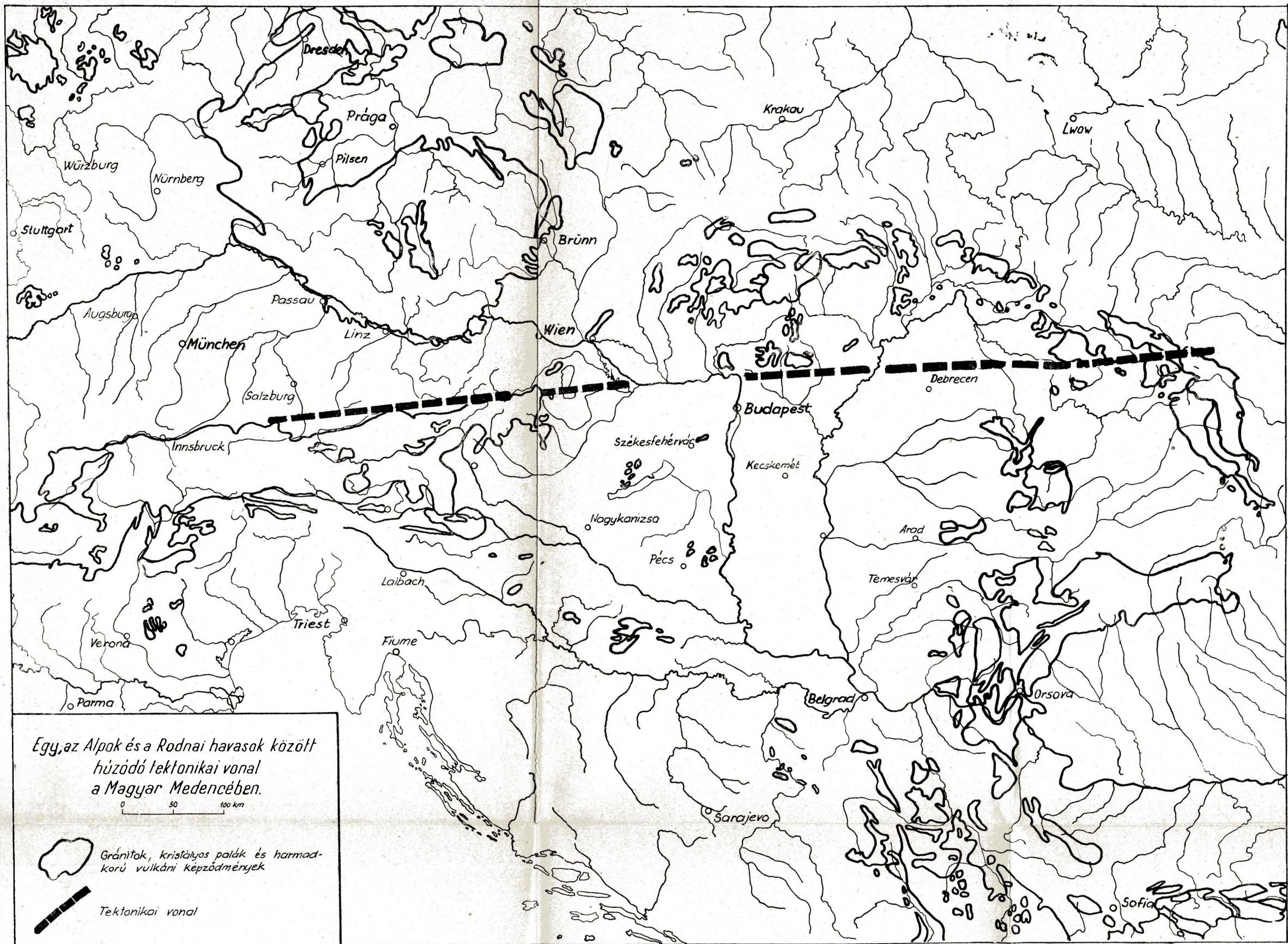


6. ábra. Scheffer V.: Adatok a Kárpát-medencék regionális geofizikájához

KELETSZLOVÁKIA FŐTEKTONIKAI VONALAI (Seneš Jan szerint) ÉS GRAVITÁCIÓS ANOMÁLIAI.



7. ábra. Scheffer V.: Adatok a Kárpát-medencék regionális geofizikájához

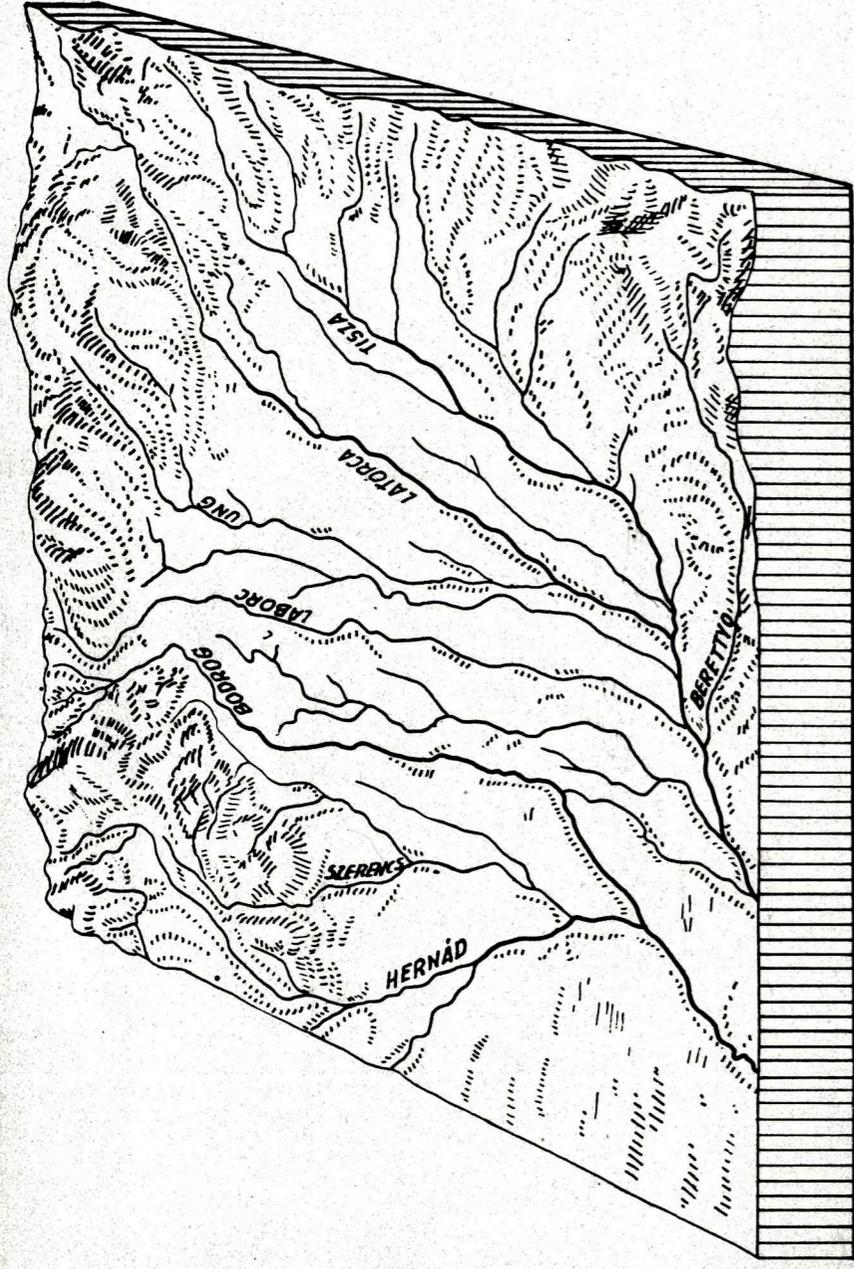


Egy, az Alpok és a Rodnai havasok között
húzódó tektonikai vonal
a Magyar Medencében.

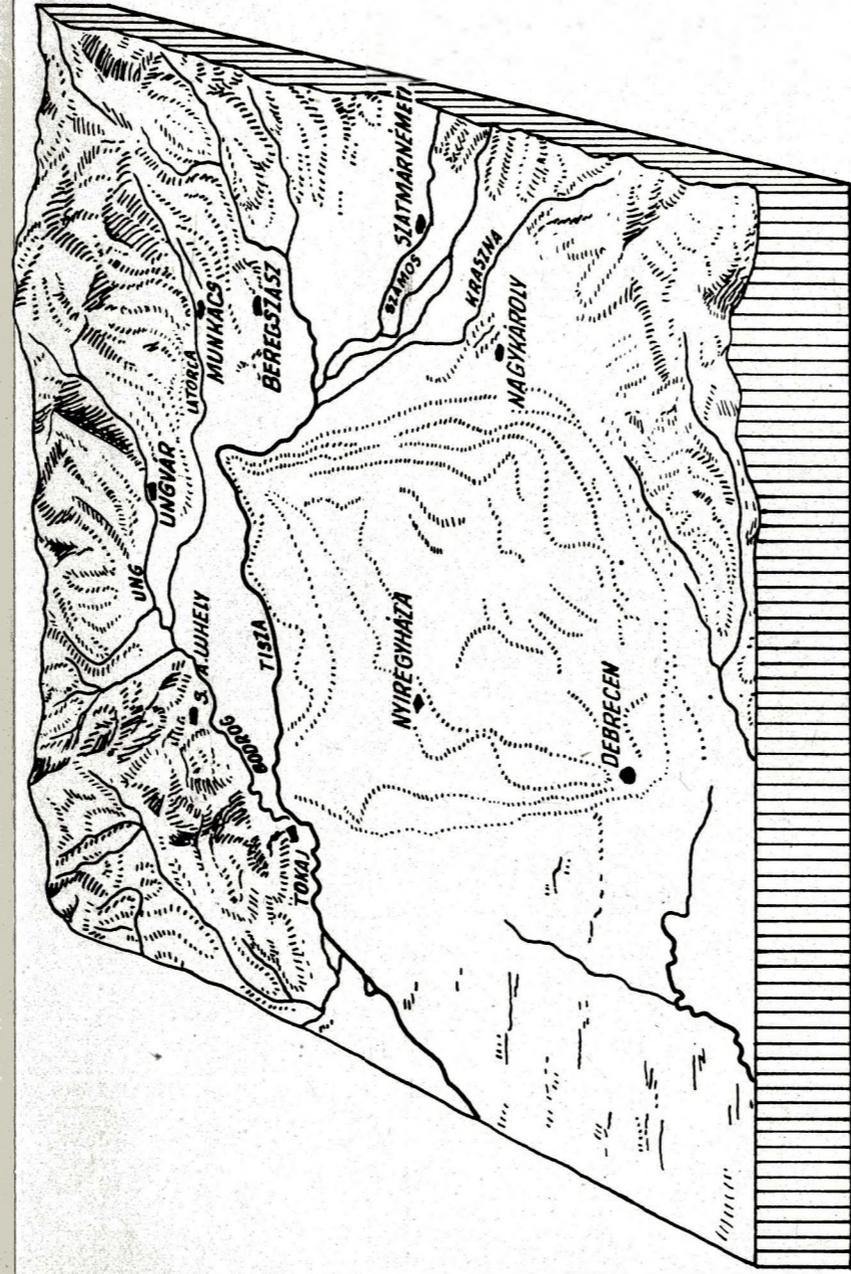
0 50 100 km

-  Gránitok, kristályos palák és harmadkorú vulkáni képződmények
-  Tektonikai vonal

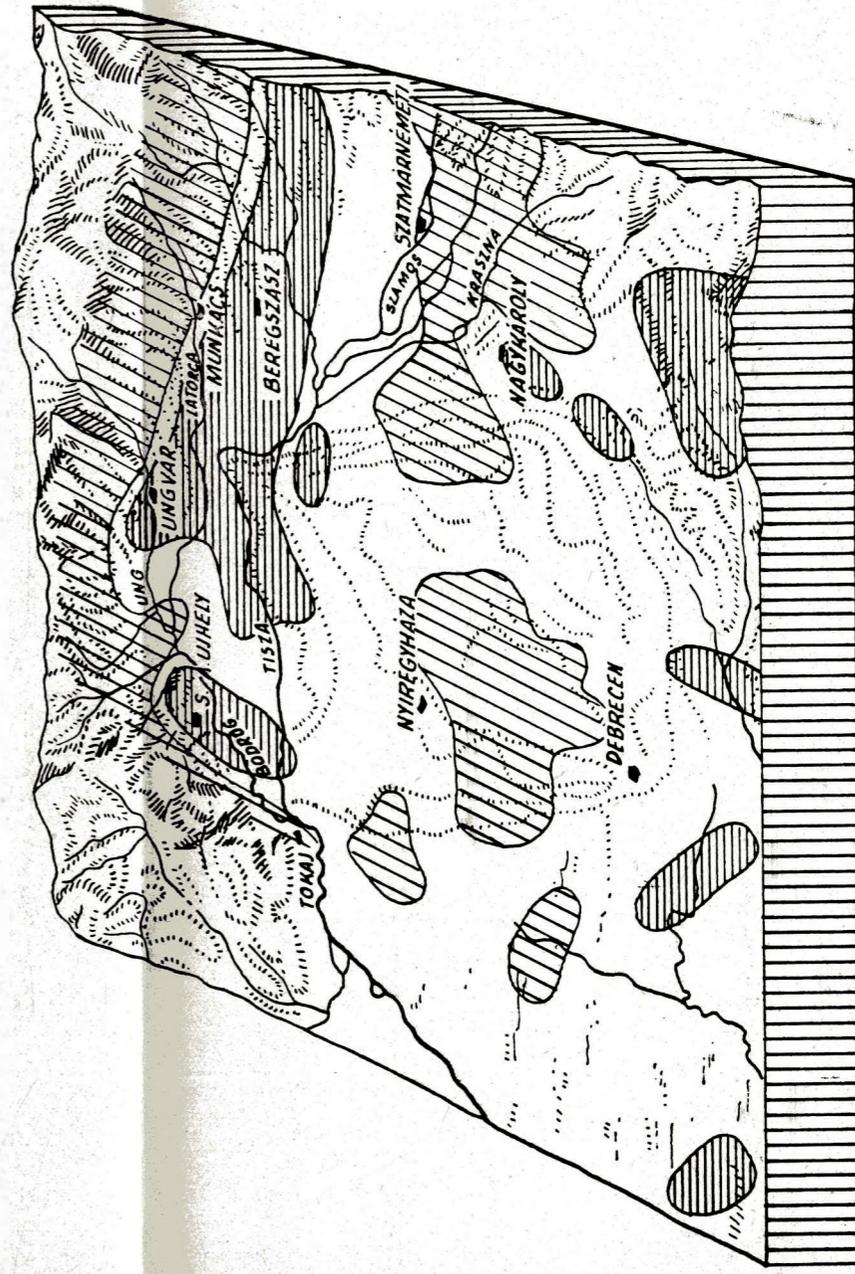
9. ábra. Scheffer V.: Adatok a Kárpát-medencék regionális geofizikájához



Az Alföld északkeleti részének valószínű képe a pleisztocén végén.



Az Alföld északkeleti részének mai képe
Borsy Zoltán szerint.



Az Alföld északkeleti részének mai képe, a gravitációs rendellenesség alakulatok sematikus feltüntetésével.

☞ gravitációs maximumok ☞ gravitációs depressziók.

