

A MAGYAR ÁLLAMI EÖTVÖS LORÁND GEOFIZIKAI INTÉZET KIADVÁNYA

# GEOFIZIKAI KÖZLEMÉNYEK

A MAGYAR GEOFIZIKUSOK EGYESÜLETÉNEK HIVATALOS LAPJA

★

SZERKESZTI:  
DOMBAI TIBOR

X. KÖTET, 1—4. SZÁM



MŰSZAKI KÖNYVKIADÓ, BUDAPEST

1962

Felelős szerkesztő:

DOMBAI TIBOR

Szerkesztő bizottság:

Dr. Barta György, Dr. Egyed László, Dr. Sebestyén Károly,

Dr. Kilczer Gyula, Dr. Oszlaczky Szilárd

---

Szerkesztő:

Buday Tibor

Felelős kiadó: Solt Sándor

Műszaki szerkesztő: Pék Gyula — Ívterjedelem  $10^3/4$  (B/5) 102 ábrával + 5 mell.

Példányszám: 1000 — Azonossági szám: 40 562

62/27654. Franklin-nyomda Budapest, VIII., Szentkirályi utca 28.

A MAGYAR GEOFIZIKUSOK EGYESÜLETE

**V. NEMZETKÖZI ANKÉTJÁN**

1959. SZEPTEMBER 8—12-ÉN ELHANGZOTT ELŐADÁSOK

ДОКЛАДЫ

ПРОЧИТАННЫЕ НА V МЕЖДУНАРОДНОМ СИМПОЗИУМЕ

**ОБЩЕСТВА ВЕНГЕРСКИХ ГЕОФИЗИКОВ**

С 8 ПО 12 СЕНТЯБРЯ 1959

PAPERS READ BEFORE THE SOCIETY OF HUNGARIAN  
GEOPHYSICISTS AT ITS

**V. INTERNATIONAL SYMPOSIUM,**

ON THE 8—12<sup>TH</sup> SEPTEMBER 1959

VORTRÄGE GEHALTEN ANLÄSSLICH DES

**V-TEN INTERNATIONALEN SYMPOSIUMS**

DES VEREINS UNGARISCHER GEOPHYSIKER

AM 8—12-TEN SEPTEMBER 1959



Т. ДОМБАИ  
ЛОРАНД ЭТВЕШ КАК ГЕОФИЗИК

В истории науки Лоранд Этвеш получил место как выдающийся физик, в то же время его имя стало известным благодаря своим работам геофизического характера. Но в каком бы отношении не обсуждать его творчество, самого Этвеша в первую очередь следует рассмотреть как человека. Неоднократно речи и мемуары, посвященные его памяти, имели своей целью изучение человеческих качеств и личности Этвеша как ученого. Но до сих пор никем не была поставлена перед собой цель рассмотреть факторы, определившие его характер и вскрыть основные черты его личности опираясь на анализ его творчества.

На формирование личности молодого Этвеша имели бесспорно существенное влияние традиции и классовое положение семьи Этвеш, общественная жизнь XIX столетия и, прежде всего, фигура его отца — известного политика и писателя — Иосифа Этвеша. В связи с этим приводится цитата френсиса Бэкона, на которую была сделана ссылка отцом в 1864 г. и сыном в 1919 г. хотя и в различной форме, но с подобным содержанием. Это показывает подобие мировоззрения отца и сына.

Другая важная черта нашего ученого — это его любовь к природе. По мнению автора этим в определенной мере объясняется и тот факт, что при своих исследованиях как в области поверхностной напряженности, так и поля силы тяжести, он исходил всегда из обстоятельного рассмотрения конфигураций поверхности.

По его исследованиям в области гравитации наглядно видно, что к решению поставленных перед собой задач он подходил всегда путем всестороннего анализа данной задачи. Его приемы представляют собой яркий пример стремления к достижению точности. Он разрабатывал предложенные и методы измерения во всех случаях с самой высокой и поразительной точностью. Его не удовлетворило разяснение одних статических условий; он продолжал свою работу всегда до полного выяснения динамики процессов.

Только таким образом смог он впервые сформулировать и обосновать „эффект Этвеша“.

Из всего его творчества бросается в глаза стремление к совершенству и классичности. Первое подтверждается тем фактом, что в течение 33 лет он непрерывно занимался связанными между собой проблемами гравитации; второе выявляется из того, что он опубликовал всегда только многократно подтвержденные результаты, и то в виде взаимосвязанных, округленных, крупных работ. Таким образом его творчество представляет собой блестящее, само по себе завершенное единство.

Т. ДОМБАИ  
ROLAND EÖTVÖS, DER GEOPHYSIKER

Roland Eötvös erhält in der Geschichte der Wissenschaft seinen Platz als Physiker zugewiesen, doch wurde sein Name durch seine Arbeiten geophysikalischer Natur bekannt geworden. In welcher Beziehung wollten wir aber uns auch immer mit dem Lebenswerk von Eötvös beschäftigen, es sollte in erster Linie der Mensch im Auge behalten werden. Eötvös als Mensch, als wissenschaftliche

Persönlichkeit war schon manchmal Gegenstand von Gedenkreden und Würdigungen gewesen, niemand hat sich aber bisher die Aufgabe gestellt, die seinen Charakter bestimmenden Faktoren zu erforschen und die Grundzüge seiner menschlichen Persönlichkeit aus einer Analyse seines Schaffens aufzudecken.

Es ist von vorherein einleuchtend, dass die Tradition und Klassenlage der Familie Eötvös, das Gesellschaftsleben des XIX.-n Jahrhunderts, vor allem aber die Gestalt seines Vaters – Joseph Eötvös, Politikers und Schriftstellers – eine grundlegende Wirkung bei der Formung der Persönlichkeit des jungen Loránd Eötvös hatten. In dieser Beziehung wird ein Zitat von Francis Bacon aufgeführt, welches vom Vater in 1864 und vom Sohn in 1919 zwar in völlig abweichender Form, aber mit übereinstimmendem Inhalt angewendet wurde; dadurch erhält die Schlussfolgerung eine Stütze, wonach Vater und Sohn im Grunde genommen eine ähnliche weltanschauliche Einstellung besaßen.

Ein anderer hervortretender Charakterzug unseres Wissenschaftlers ist seine ausgesprochene Vorliebe für die Natur. Nach Verfassers Ansicht findet sich dafür ein Hinweis auch in der Tatsache, dass er bei seinen Forschungen, die Oberflächenspannung sowie das Gravitationsfeld betreffend, immer eine tiefgehende Betrachtung der Oberflächenformen als Ausgangspunkt wählte.

Aus seinen Gravitationsforschungen geht klar hervor, dass er die zur Lösung hingestellte Aufgabe immer von allen Seiten her analysierte. Sein Vorgehen ist auch immer ein Musterbeispiel, was sein Bestreben nach Präzision anbelangt; in allen Fällen führte er die Ausarbeitung der von ihm angegebenen Messverfahren mit der grössten und augenfälligsten Genauigkeit durch. Er begnügte sich nicht mit der statischen Seite der Verhältnisse, er setzte seine Arbeit bis zu einer vollständigen Klärung der Dynamik der Vorgänge fort.

Nur so war es möglich, dass er den „Eötvös Effekt“ in bahnbrechender Weise als erster geprägt hat und erwiesen konnte.

In seinem ganzen Lebenswerk ist ein Streben nach Vollständigkeit und Klassizität aufzufinden; für das erste weist die Tatsache hin, dass er sich mit den unter sich zusammenhängenden Problemen der Gravitation 33 Jahre hindurch ununterbrochen beschäftigt hatte; das zweite wird dadurch evident, dass er immer nur mehrfach bestätigte Resultate publizierte, und auch dann immer in grösseren, zusammenhängenden, abgerundeten Abhandlungen. So bildet sein Lebenswerk eine schöne, in sich vollendete Einheit.

## EÖTVÖS LORÁND, A GEOFIZIKUS

DOMBAI TIBOR

Egy-egy könyv, dolgozat vagy előadás címétől elvárjuk, hogy röviden, de mégis félreérthetetlenül tájékoztasson minket, mit kíván a szerző számunkra nyújtani, érdemes-e könyvét kézbevenni, előadását meghallgatni. Előadásom címe ebben a tekintetben nem üti meg a mértéket, mert könnyen adhat félreértésre alkalmat.

Jogosan kérdezhetnék ugyanis tőlem, miért akarom Eötvös Lorándot erőnek erejével geofizikussá avatni, holott a tudománytörténet a maga szigorú mértéke szerint a fizikusok között mérte ki számára a helyet. „Maga Einstein Eötvös halálakor úgy nyilatkozott, hogy a fizikának egy fejedelme halt meg” (Novobátczy). Nem tudok, de nem is akarok ezzel az ellenvetéssel vitába szállni, mert igaz ugyan, hogy a világhír, mely nevét szárnyra vette, a Föld szerelmesét, titkainak avatott kezű kutatóját illeti, de a tudományt új összefüggésekkel gazdagító: az Eötvös-törvényt felfedező, a gravitáló és a tehetetlen tömeg közötti arányosságot kísérleti úton kimutató tudós minden bizonnyal fizikus volt.

Gondolhatnánk persze azt is, hogy emberi mivoltunkból fakadó olyan törekvés vezet, amely a valamikori Olymposzt istenekkel népesítette be. Hihetnénk, hogy — miként annak idején Hellasban az uralmon levő osztály azért teremtette meg, nektárral és ambróziával azért táplálta a fellegekbe burkolódzott halhatatlanok hadát, hogy az elnyomottak fölötti hatalmát könnyebben tarthassa fenn — geofizikus létemre magam is olyan Eötvöst kívánok alkalmas módon egymáshoz fűzött szóval magasztalni, aki emberek felett álló tekintélyével további jó szolgálatot tehet az egész világon egyébként is hatalmas fellendülésben levő geofizikának. Felmerülhet azonban az is, hogy éppen ellenkezőleg, a tekintélyek korának alkonyán az elmúlt évek dermedt Eötvös-ideálját töreksem majd a mai geofizikusok képére és hasonlatosságára alakítani — persze megint csak azért, hogy ezzel a mai magunkat valamiképpen igazolhassuk, valahogy úgy, ahogyan az eszmények és a mindennapos élet közötti mély ellentmondás miatt illúzióját veszített görög nép is „intim negligésben” mutatja be a házasságtörő Zeust és pletykás családját.

Nem kívánok semmiképpen sem kristályfinom, törekeny ideált Önök elé ékes szavakkal felvázolni. Sajnos nem lesz nehéz ezt a hibát elkerülnöm, hiszen nem őrizhetem gazdag emlékként az Eötvössel való személyes találkozás varázsát, mely emberien oly érthetővé tenné az ilyen elétevelődést. Eötvössel ugyanis — mint olyan sokan közülünk — csak közvetve találkozhattam. De nem hiszem azt sem, hogy ennek a közvetett találkozásnak a gyakorisága — idestova 25 esztendeje fordulok csaknem naponként életművéhez —, akár pedig a halála óta eltelt 40 esztendő torzító hatása miatt túlságosan hétköznapi, vagy megfakult lenne az a kép, melyet róla magamban hordozok.

Amidőn az emlékezés halkan sercenő gyufaszálával néhány rövidke perc tartamára derengővé kívánom tenni Önök számára a múlt idők homályát, az vezet csupán, hogy geofizikusok előtt szólhatok Eötvösről, olyan geofizikusok előtt, akik közül sokak számára — mint külföldről jött kedves vendégeink számára — a nagyobb térbeli távolság, vagy — mint fiataljaink számára — a nagyobb időbeli távolság miatt kevésbé elevenen él Eötvös alakja.

Emberről kívánok Önöknek szólni, aki szenvedéllyel kereste a természet titkait, törvényszerű összefüggéseit; emberről, aki hatni igyekezett környezetére, s akit ez a környezet ennek ellenére szintén alakított; emberről, aki mielőttünk széles mesgyét vágott az ismeretlen valóság bozótjába; emberről, aki emberek között ember módjára élt, és — egy kicsit geofizikus is volt.

Mindnyájan tudjuk, hogy embernek emberről tárgyilagosan szólni mily nehéz. Ezért előre is kérem, bocsássák meg, ha a tárgyilagosság méltán megkívánt hangját itt-ott talán akaratlanul is melegebbé fogja tenni a szeretet.

Ugyan kiben nem ötlött volna még fel a kérdés valamely szélesen hömpölygő patak partján megállva: honnan az ár, mely oly méltósággal a tenger felé tart; a természet milyen törvénye szabta meg a vizeknek, hogy éppen ebben a mederben találkozzanak; a sziklák között

rohanó patak haragos zúgásának, a csendesen kanyargó ér kedves csobogásának emléke miként születik újra a folyó suhanásszerű halk neszében, amellyel távozása előtt a partoktól búcsút vesz. Mit őrzött meg a folyó színe barlangok sötétjéből, az ég kékjéből, fenyvesek méltóságosan komor zöldjéből, a tükrében hiún páváskodó tarka virágok üde színéből?

Alig jutunk e kérdéssor végére, gondolatban máris indulunk a folyó mentén felfelé haladva, hogy megkeressük a választ. Csak később látjuk aztán, milyen nagy területet kellene bejárjunk, míg a választ megtaláljuk; csak későre értjük meg, hogy hasztalan a sok fáradozás, gyümölcse csupán néhány félszegen imbolygó, utánadagoló mondat lehet, melyekbe a szeretet lehelhet egy kicsike eleven megeget.

És mégis elindulunk, és mégis csak keresünk.

Azt hiszem, valahogy így van mindenki, aki Eötvös életművének titkait kívánja megismerni. Mert vajon ki tudná megmondani, hogy milyen örökölt, vagy szerzett tulajdonságok indították el pályáján; milyen személyes benyomások hatására kanyarog ez a pálya élete különböző szakaszaiban; milyen végső cél áll a pálya végén? Mi az a mozzanat, ami valamennyi munkáját egyveretűvé teszi? Mi szabta meg számára a munka és a pihenés egymást váltogató ütemét? Erényei és hibái, helytálló megállapításai és tévedései közül melyek a sajátjai és melyek a koráé? Hogyan fonódik össze egyéniségében a szív és az ész?

Mindmegannyi nyugtalanító és izgató kérdés, melyre mégis választ vár, melyre mégis választ keres, aki az Eötvös-vágta csapáson szerényen tallóz.

Tanítványait sokat foglalkoztatták ezek a kérdések. Megemlékezéseikben találkozhatunk többé-kevésbé alátámasztott véleményükkel, megállapításaikkal. A kérdések túlnyomó többsége mégis kérdés marad. Eötvös emberi alakjának, tudós egyéniségének megrajzolásában eddigelő csupán a főbb vonások alakultak ki határozottan. Jellemének és alkotásainak belső és külső összefüggéseit azonban még nagyjából fedti.

Talán nem ismerem túlságosan félre a helyzetet, ha azt állítom, hogy az Eötvös-család múltja, osztályhelyzete, a szülői ház meghittsége által megszabott szűkebb környezet, a XIX. századbeli magyar közélet, a kor kulturális törekvései, édesatyjának kedélye és világnézete, törekvései és munkája az az alap, amit együttesen kell figyelembe vennie annak, aki majdan lerója azt az adósságunkat, amivel ezen a téren Eötvös Loránd emlékének még tartozunk. Méltatói ugyanis — szerény véleményem szerint — éppen ezeknek az adatoknak az együttes elemzésével foglalkoznak a legkevésbé.

Tényeken alapuló meggyőződés, hogy az apa és a fiú életművének a kortól és a környezettől nem független tanulmányozásából fényesen kideríthető lenne, Loránd atyja életének egyenes folytatója, noha látszólag egymástól teljesen különböző, egymástól teljesen idegen pályán működtek. Eötvös József — akkor is, amidőn regényt írt — politikus volt, Eötvös Loránd pedig a miniszteri bársonyszékben sem tagadhatta meg tudós voltát.



Hazánk e két nagyjának ilyen vonatkozású kapcsolatára egyetlen példát kívánok csupán ez alkalommal megemlíteni.

Eötvös József naplójának 1864. augusztus 1-én kelt feljegyzésében, egyes politikai kérdésekhez fűzött reflexiók után ez a Bacontól vett idézet áll: „...prodibit veritas ex errore, quam ex confusione”. És ha ezután kerünkbe vesszük Eötvös Lorándnak 55 évvel később, 1919-ben írt értekezését, amelyben a Coriolis-erőből származó hatásra — ma Eötvös-hatásnak nevezzük — hívja fel Hecker professzor figyelmét, a refrén döbbenetes erejével hat ránk az élettől fájó szívvel búcsúzó fiúnak ebben a formában papírra vetett idézete: „Citius enim emergit veritas e falsitate, quam e confusione”. A forma — látjuk — megváltozott, de a — minden bizonnyal atyjától még gyermekkorában elsajátított — lényeg elkíséri a fiút a sír szájáig. Teljessé azonban a párhuzamosság érvénye az iménti vonatkozásban akkor válik, ha emlékeztetünk Eötvös Józsefnek 1862-ből származó következő vallomására: „Bacon nagy befolyást gyakorolt minden tanulmányaimra. . .”. És itt arról a Baconról van szó, aki a XVI. századbeli Angliában a természettudományos gondolkodás egyik harcosa volt, és akinek *Silva silvarum sive historia naturalis* című nagy munkáját az apa rendszeresen tanulmányozta. Kézenfekvő, hogy a két Eötvös életének egyik közös mozgatóját itt kell keresnünk.

Nem fog bizonyára további példák felsorakoztatása nélkül sem túlzásnak minősülni, ha azt mondom, hogy az Eötvös-kérdés tisztázása tekintetében nagy jelentőségű lenne, ha valaki alapos tanulmány keretében kutatná ki, milyen kapcsolat van a két Eötvös világnézete között. Sok homályban levő kérdésre lehetne így világosságot deríteni.

Nem érzem feladatommak, hogy — akárcsak vázlatosan is — tovább foglalkozzam az imént felemlített kérdésekkel. Nem hagyhatom mégsem említés nélkül azt az adatot, amely egyike talán a legelsőeknek és amelyből kiindulva nyomon követhetjük, miként alakult át a fiúban a politikai beállítottságú apai örökség természettudományos érdeklődéssé. Eötvös József 1864 szeptemberében — Loránd ekkor 16 éves — ezt írja naplójába: „Ma adtam először 150 frt-ot fiamnak, ki holnapután geologicus utazásra megy”.

Nem vagyok biztos, hogy szabad-e ezt az adatot messzebbmenő következtetések kezdőpontjául felhasználni, szabad-e innen eredeztetni Eötvös Lorándnak a Földdel, halálos holtáig tartó kutatási témájával való kapcsolatát. Tudjuk azonban, hogy kora ifjúságától kezdve szívesen tölti szabadidejét a természetben. Különösen a svájci hegyek vonzzák. Azt is gondolhatnánk, hogy az ifjú Eötvös fogékony lelkébe a hegyvidék szép formái iránt feltámadt érdeklődés terelte kutató szelleme figyelmét olyan kérdések felé, amelyek — minthogy megoldásuk felületekkel való foglalkozást kívánt meg — kárpótolhatták őt a természetnek a laboratórium négy falán kívül rekedt szép formáiért.

Gondoljunk csak eredeti eljárására, melyet a kapilláris állandó mérésére dolgozott ki, és amely a kapilláris folyadékmeniszkus alakjának meghatározásán alapszik. Később, aztán a gravitáció és a földmágnesség tanulmányozása mindennapos kapcsolatot teremtett közte és a felületek között. Az úgynevezett Balatoni Értekezés mindenestre arra

utal, hogy a felületelméleti fogalmaknak és összefüggéseknek elemi úton történő kezelésétől sem idegenkedett, nem tartotta méltóságán alulinak, hogy eljárását ilyen módon tegye érthetővé azok számára, akik a differenciálgeometriát nem sajátíthatták el, — hihetően azért, mert a felületek alaki viszonyai olyannyira vizuálisan éltek benne, hogy láttatásukhoz nem volt szüksége a szokásos szimbolikára.

Nem szeretnék vitába szállni azzal, aki ezt a gondolatfűzést romantikusnak, vagy éppen erőltetettnek mondja. Emlékeztetni szeretném azonban mégis arra, hogy Eötvös elvitte műszerét Tírol egy érdekesnek ígérkező helyére, a Monte Cristallo és a Croda Rossa között fekvő, viszonylagosan 1500 m-nél mélyebb, szűk völgybe, nyilvánvalóan azért, hogy a térszíni formák és a nívófelület közötti kapcsolatot az égbenyúló hegyek és az azokat darabokra szabdaló mély völgyek láttára támadt magasztos élmény keletkezése helyén tanulmányozhassa.

Geofizikusok előtt talán nem szükséges Eötvös gravitációs vizsgálatait behatóan részleteznem. Ismeretes, hogy a lineárisan változó gravitációs tér valamennyi jellemzőjének meghatározása foglalkoztatta. Görbületi variométerével a nívófelület főgörbületeinek különbségét és a legkisebb görbületű normálmetszet irányát mérte. Horizontális variométerével, az Eötvös-ingával a nehézség horizontális gradiensét is meg tudta határozni. E műszerek alapját az a zseniális felismerés adja, hogy a Coulomb-mérleg, amely „berendezésénél fogva csakis vízszintes erők mérésére alkalmas, . . . ez a szerkezet alkalmas a legfüggőlegesebb erőnek, a nehézségi erőnek, illetve ennek változásainak mérésére is” (Selényi).

Igaz ugyan, hogy ezekkel a műszerekkel manapság úgy mérünk, hogy megcsillapodásuk után az inga csavaratlan helyzetéhez képest elfoglalt egyensúlyi helyzetét olvassuk le, mégis meg kell említenem, hogy Eötvös ezen a sztatikus mérési eljárás mellett a dinamikus mérési eljárást, a lengési idő megfigyelésén alapuló eljárást is kidolgozta, és alkalmazta is.

Sok gondot okozott Eötvösnek a nehézségi erő vertikális gradiensének megmérése. Miután a mérési eljárás elméletét kidolgozta, egy vízszintes tengely körül lengő műszert is szerkesztett. Ez azonban a tengely tökéletlen volta miatt nem váltotta be a hozzá fűzött reményeket. Ez az oka annak, hogy azon a néhány soros utaláson kívül, amit először Eötvösnek az 1900-ban Párisban tartott Nemzetközi Fizikus Kongresszus elé terjesztett jelentésében találunk, nem készült ezekről a kutatásairól semmiféle publikáció.

Nem találunk publikációt Eötvösnek arról a munkájáról sem, amely olyan műszer szerkesztésére irányult, amellyel két-két földi pont között a nehézségi erő különbségét közvetlenül is meg lehet mérni. Ezt a műszert, a bifiláris gravimétert, mely a legutóbb Brüsszelben volt műszaki dokumentumként kiállítva, ma is kegyelettel őrizzük, noha az eredetileg kitűzött célt Eötvös nem érthette el vele.

Amidőn utolsó gravitációs felismerését és annak kísérleti igazolására vonatkozó eredményeit az úgynevezett Eötvös-hatásról szóló értekezését vetette papírra, hátamögött már ott settenkedett a Nagy Halál. Ha ennek az utolsó felismerésnek az előzményeit kutatjuk, arra kell gondol-

nunk, hogy egyes vonatkozásaiban visszanyúlik a görbületi variométer sztatikus és dinamikus megfigyelése közötti elég lényegesnek minősülő különbségre.

A görbületi variométer ugyanis akkor van egyensúlyban, ha — pongyolán szólva — az ingarúdra merőlegesen ható vízszintes irányú erők forgató nyomatéka a megcsavart mérőszál forgató nyomatékával ellentétes értelművé és egyenlővé válik, míg dinamikus megfigyelés esetén a direkciós erő a mérőszál torziós nyomatékából és az ingarúd irányában ható erőkomponens gyorsulásából számítható. Ha tehát az ingarúdnak egyugyanazon helyzetében sztatikus és dinamikus megfigyelést végzünk, akkor a gravitációs tér azonos jellegű paramétereinek egymásra merőleges komponenseit határozzuk meg.

Ennek a gondolatnak további fejlődési stádiumát abból az utalásból bontogathatjuk ki, amelyre az előbb a vertikális gradiens méréséről szólva hivatkoztam. Ezen a helyen ugyanis Eötvös azt állapítja meg, hogy a nehézségi erőnek függőlegesmenti változása miatt a másodperc-inga lengés-ideje körülbelül  $23 \cdot 10^{-8}$  másodperccel kisebb, mint lenne akkor, ha a nehézségi gyorsulás az inga minden pontjában ugyanakkora lenne, mint a tömegközéppontjában. Mi mást jelent ez, mint azt, hogyha a dinamikus megfigyelés alkalmával nem járunk el dialektikusan, vagyis ha nem szakadunk el a nagyobb kényelmet nyújtó sztatikus szemlélettől, akkor becsapjuk magunkat, hamis képet alkotunk a valóságos viszonyokról.

Ezt vette észre Eötvös, amikor Hecker professzornak mozgó hajón végzett nehézségi méréseit tanulmányozta. Így született meg az Eötvös-effektus, amely harmonikus egészzé teszi Eötvösnek a földi gravitáció tanulmányozására fordított 33 esztendői munkáját.

Hellyel-közzel a pontos embereket azzal a minősítéssel szoktuk kitüntetni, hogy pontosak, mint valami Eötvös-inga. Eötvös Lorándot 40 évvel ezelőtt fogadta magába vissza az édes anyaföld és mi — legalábbis mi magyarok — még ott tartunk, hogy az Eötvös-ingában látjuk a gravitációs méréseknél elérhető maximális pontosság szimbolumát. Miért éppen mi magyarok vagyunk ennyire tájékozatlanok? Minden más ország fiának könnyen megbocsáthatnánk, ha nem ismeri Eötvös eredményeit, de magunknak — soha. Tudvalevő ugyanis, hogy Eötvös nem volt megelégedve az általa elért pontossággal és érzékenységgel. Kitűnik ez abból, hogy az erősebben zavart gravitációs térben nem az ingaház azimutját tekintette a lengő azimutjaként, hanem az inga elcsavarodását még korrekcióba vette. Nem feledkezhetünk meg további bizonyítékként a gravitációs kompenzátorról sem, amely az asztatizálás elvét használva fel, a gravitációs észlelések érzékenységének elvileg korlátlan fokozására ad lehetőséget.

Mindebből az a tanulság, hogy nagy haszonnal járna, ha a magyar geofizikusok Eötvös munkáit behatóan tanulmányoznák, mert mindnyájunknak követendő például szolgálhatna alaposság, körültekintés és gyakorlatiasság szempontjából egyaránt.

Eötvös Loránd földmágneses kutatásai mind hazánkban, mind pedig külföldön kevésbé ismertek. Éppen ezért nehéz lenne egy ilyen — inkább

az alkalom, mint a megnyilvánuló érdeklődés szülte — előadásban akár csak olyanszerű áttekintést is nyújtani, miként az előbb gravitációs kutatásairól szólva tettem. Ezért erről a területről csak két dologra szeretnék rámutatni. Először is arra, hogy az általa szerkesztett földmágneses műszerek csak úgy, mint a görbületi és a horizontális variométer, a Coulomb-mérleg elvén nyugszanak. Mi magunk már csak az egyetlen — itt az obszervatóriumban is megtekinthető — transzlatométert használjuk, mégpedig kőzetek mágneses szuszceptibilitásának meghatározására. A másik pedig Eötvösnek az a nagyjelentőségű elvi megállapítása, amely összefüggést ad valamely állandó mágnesezettségű tömeg mágneses erőkomponensei és gravitációs potenciálja másodrendű differenciálhányadosai között.

Nem lenne teljes ez a mostani ismertetésem, ha nem hangsúlyoznám, hogy Eötvös Loránd mindig meghatározott céllal kutatott. Értekezéseiből és jelentéseiből könnyen juthatunk arra a téves közvetkeztetésre, hogy kutatási feladatát, célját munkája kezdeti szakaszában mindjárt szabatosan meg tudta fogalmazni. Nem lenne helyes, ha nem ismernénk fel ennek a látszatnak az okát. Ha egész életművét ebből a szempontból gondosan áttanulmányozzuk, látni fogjuk, hogy különösen pályája kezdetén elég tétova módon keresi a kutatási feladatot. Akkor azonban, amidőn olyan témára akad, amelyről alapos körültekintés után megállapítható, hogy sok vonatkozással kapcsolódik más területekhez, akkor már elemében érzi magát a tudós. Széltében-hosszában bejárja egész munkaterületét és nem elégszik meg egyes részeredményekkel. Úgy gyűjtögeti ezeket a részleteket, mint a fecske a fészeképítéshez szükséges sarat, és amikor már az egyes téglák egymásmellé illeszthetők, amikor már kitélik belőlük egy klasszikus szépségű épületre való, akkor lepi meg vele a világot. Ez a teljességre, ez a klasszicitásra való törekvés kelti aztán bennünk azt a benyomást, mintha valami földöntúli koponyából játszi könnyedséggel pattant volna ki az eredmények kerek egésze.

Ilyesféle képet — mondhatnám talán, önarcképet — rajzol a kutatóról az egyetemi oktatás kérdéseivel foglalkozva, amidőn így ír: „Csak azt mondhatjuk tudományosan képzettnek, aki elméjét egy, vagy más szak beható tanulmányozása által a gondolkodásra általában képessé tette, és aki széleskörű irodalmi ismereteket szerzett magának, úgyhogy a tudományban, vagy az életben felmerülő feladatokat talán csak hosszú megfontolás után és sok segédeszközzel, de végre is meg tudja oldani”.

Azt hiszem ez a vélemény teljességgel igazolja az előbb mondottakat. És ebből sem derül ki egyéb, mint amit előljáróban mondtam, nevezetesen az, hogy nagyjelentőségű és különösen számunkra, geofizikusok számára értékes kutatási eredményei ellenére is ember volt, aki lépésről lépésre haladt előre, aki minden egyes eredményéért keményen megdolgozott.

Ezért tekintjük Eötvös Lorándot mi magyar geofizikusok mintaképünknek és valljuk vele együtt, hogy „tudós hazája széles a világ... de ne feledjük soha, hogy Magyarország is ehhez a világhoz tartozik”.

A. ÁDÁM  
TELLURIC MODEL

Application and developing of the technique of modern electrolytic modeling (in three dimensions) are dealt with in connection with the interpretation of telluric measurements.

Besides a discussion of the measuring, representation and connections of the standard parameters, principles of an "anisotropy-ellipse-system" measured by a homogenous rotatory field over some model-structure and the possibilities of their use in practical exploration are treated.

**FÖLDIÁRAMMODELL**

ÁDÁM ANTAL

**B e v e z e t é s**

A geofizikai mérési adatok közvetett kiértékelését az analitikus módszerek mellett igen előnyösen végezhetjük el modellkísérletek alapján összeállított adatsorozatokkal. A ható ok és az okozat közötti kapcsolat ugyanis olyan bonyolulttá is válhat, hogy annak matematikai megfogalmazása nagy nehézséget jelent és sok esetben lehetetlen. Mindenképpen célszerű tehát megvizsgálni az analóg modell szerkesztésének lehetőségét.

A geoelektromos kutatás modellezése kézenfekvő. Ugyanazok a törvények érvényesek a modelkísérletnél, mint a terepen. A valósághoz közelláló képet kapunk, ha a dimenziók és a fajlagos ellenállások arányát helyesen választjuk meg.

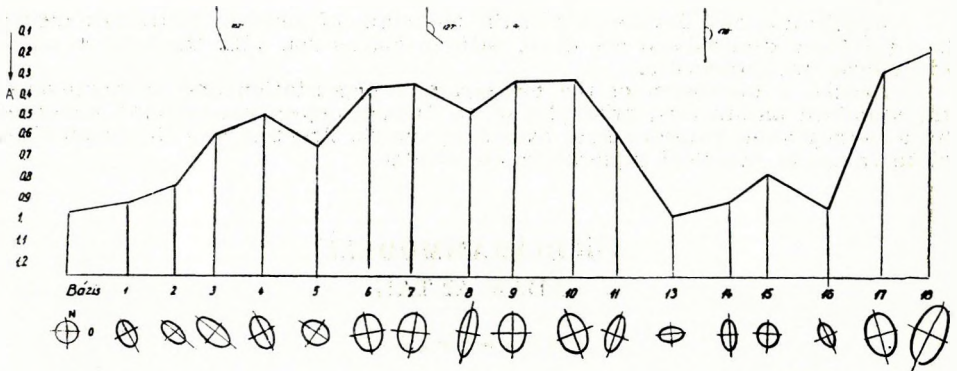
A geoelektromos modellek magy múltra tekintenek vissza. Conrad Schlumberger első kísérletei óta (1911) számos eredményről számolt be a szakirodalom. A fejlődést a technikai tökéletesedéssel párhuzamosan a mérési pontosság növekedése jellemzi. A különböző zavaró tényezők, mint pl. a polarizáció, falhatás stb. kiküszöbölése mellett meg kell említeni azt a jelentős egyszerűsítést, amelyet L. Cagniard (1) vezetett be a modellszerkezetek és a mérési pontok kölcsönös helyzetének rögzítésében, a modellterképezésben.

A földiárammodellezés terén az irodalomból V. S. Tuman (2) és R. Utmann (3, 4) eredményeit ismerjük. Az előbbi ónfóliával végzett kétdimenziós kísérleteket hosszan elnyúlt cilindrikus szerkezetek hatását

elemelve; az utóbbi háromdimenziós modellek izoairtérképeit rajzolta meg mérései alapján. Érdekes síkmodellezést végeztek a M. Áll. Eötvös Loránd Geofizikai Intézetben is ellenállásráccsal. Ezeknek célja inhomogén vezető üledék esetére érvényes tellurikus mélységkorrekciók matematikai formuláinak felállítása. (5)

A mi vizsgálatunk összegezve a modelltechnika eddigi eredményeit, elsősorban Utmann mérőberendezéséből indul ki és bevezetni, ill. szélesíteni kívánja a nagyellenállású földtani szerkezetek helyzetének, alakjának stb. felismerését megkönnyítő tellurikus mérőszámoknak, elsősorban az anizotrópiaellipszis paramétereinek alkalmazását.

Tanulmányunk számára ez a megfigyelés adta az ösztönzést, amely szerint a tellurikus ellipszisek bizonyos törvényszerűség szerint változ-



1. ábra A relatív ellipszisek területének (A) és formájának változása egy szelvény mentén.

nak a geológiai alakzatok felett. Sok értékes tektonikai adatról, felvilágosításról mondunk tehát le, ha a mai gyakorlatot követve a tellurikus értelmezési munkában csupán az ellipszis területét hasznosítjuk akár szelvény, akár pedig izoterület térkép formájában. A fentiek szemléltetésére bemutatjuk egyik buzsáki tellurikus szelvényünket (1. ábra) a méréspontok relatív ellipsziseivel. Jól megfigyelhető az ellipszisek alakjának és tengelyirányainak változása ezen a vetőkkel szabdaltnak területen. Az elmondottak különösen akkor érvényesek, ha a bázist homogén és izotróp terület fölé telepítjük, vagy a relatív módszer helyett valamilyen abszolút anizotrópia ellipszis meghatározási eljárást választunk. Kísérleteink egyik főfeladata tehát az anizotrópiaellipszisek szabályszerűségeinek nyomonkövetése idealizált geológiai szerkezetek felett. További cél lehet az, hogy összefüggéseket kapjunk nagyellenállású geológiai szerkezetek helyzete (mélysége), valamint az anizotrópiaellipszisek paramétereinek között, az üledék különböző ellenállásviszonyai mellett. Ez utóbbi vizsgálatokkal elsősorban a tellurikus mérések alapján végzett mélységszámítások pontossága növelhető.

### A mérőberendezés

A vázolt feladat technikai megoldására több út kínálkozott.

1. Két egymásra merőleges homogén térrel meghatározhatjuk az

$$\begin{aligned}x &= ax + by \\ y &= cx + dy\end{aligned}$$

transzformációs összefüggés koeficienseit  $a, b, c, d$ -t és ezekből számíthatjuk a tellurikus relatív ellipszis területét adó  $\begin{vmatrix} ab \\ ca \end{vmatrix}$  determináns kivül az ellipszis tengelyeit, azok irányát stb.

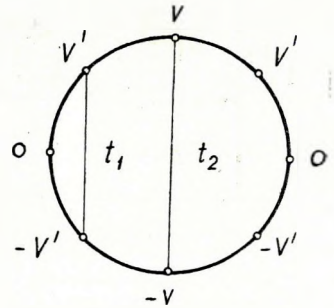
2. Szakaszosan, vagy folyamatosan forgatható homogén térrel az abszolút anizotrópiaellipszist felrajzolhatjuk a katódoszilloszkóp utánvilágító ernyőjére és lefényképezhetjük, vagy egyszerűen néhány pontját kimérhetjük és ezekkel megszerkeszthetjük. Ez a 2. megoldás kedvezőnek ígérkezett, mivel nem jár számítási munkával és a mérést ellenőrizni lehet. Így ezt választottuk és pedig szakaszosan forgatható térrel.

A tér kialakítása egy kör kerülete mentén egymástól egyenlő távolságra elhelyezett pálcás elektródákkal történt. A homogenitás feltétel:

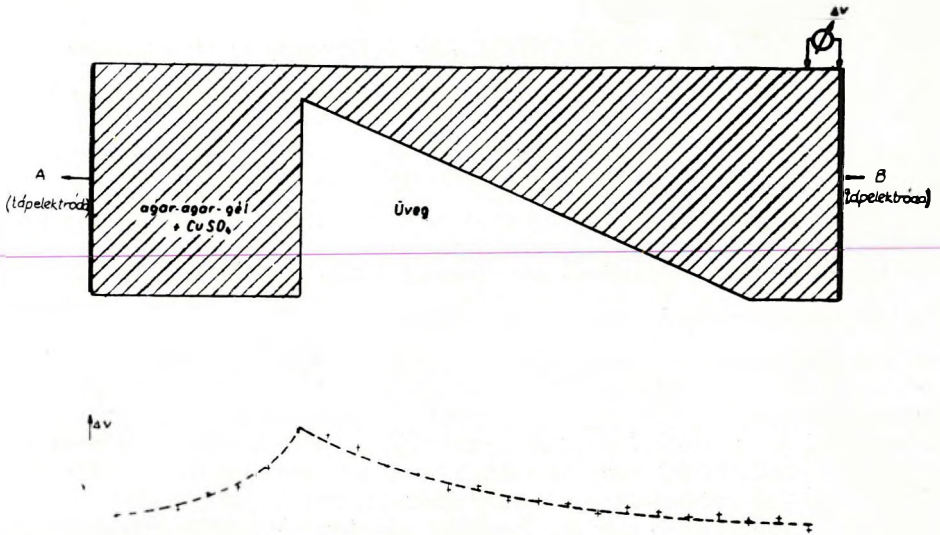
$\frac{\Delta V}{t} = \text{const}$ , ahol  $\Delta V$  jelenti két-két szembenfekvő elektróda feszültségkülönbségét,  $t$  pedig a távolságát. Az elektródarendszer (L. 2. és 4. ábrát) potenciométeres leosztással kapja meg a feszültséget, ahol pl.  $\frac{R_1}{R_2} = \frac{t_1}{t_2}$

Az elektródák számát egyrészt a homogenitás mértéke, másrészt az ellipszis meghatározásához szükséges pontok száma szabja meg. Tekintettel arra, hogy a homogenitás biztosítása több elektródát követel, így csak azzal foglalkozunk. A homogenitás matematikai ellenőrzésénél egyszerűbbnek látszott síkmodell segítségével való kimérése, ui. a térbeli modell tere deformálás nélkül valamennyi vízszintes metszetben azonos.

Ez a síkmodell vízszintes üveglapra öntött egyenletes vastagságú rézszulfátos agar-agar kocsonyából készült. Az üveglap alatt elhelyezett papírra pontosan kiszerkesztettük az elektródák helyét. Ezek alapján rögzítettük a gélben a kis korongalakú tápelektrodákat és a később ismertetett potenciométeres leosztással hangfrekvenciás váltófeszültséget kapcsoltunk rájuk. A mérés mm-háló szerint történt túalakú elektródákkal és cső-voltmérővel. A homogenitási vizsgálat mellett mindjárt a falhatást is tanulmányoztuk. Ugyanez a géles síkmodell kiválóan alkalmas cilindrikus szerkezetek hatásának tanulmányozására is, mint ezt a 3. ábra mutatja.

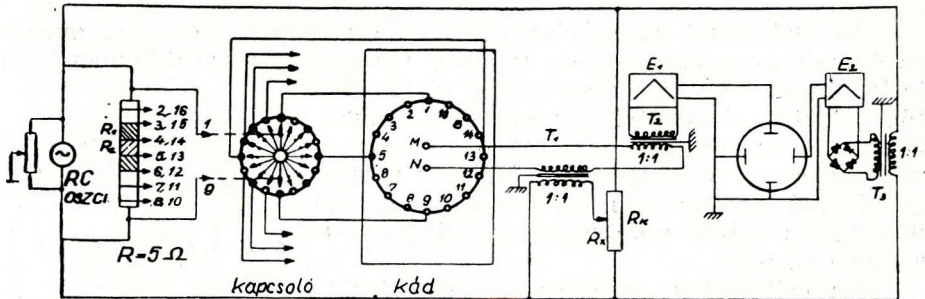


2. ábra  
Tápelektrodarendszer



3. ábra Tellurikus síkmodell

A kísérletek azt mutatták, hogy 50 cm-es körkerületen 16 elektróda 2—3% pontossággal meghatározott teret ad. (L. később). Ennek alapján történt a térbeli modell végleges megszerkesztése.



4. ábra Kapcsolási vázlat a tellurikus anizotrópiaellipszis pontenkénti kompenzációs méréséhez

A felépítést a 4. és 5. ábra mutatja.

Feszültségforrásul EMG hangfrekvenciás oszcillátor (Typ. 1113/B.) szolgált AF erősítővel.\*

\* A generátor adatai:

max. teljesítmény: 5 W

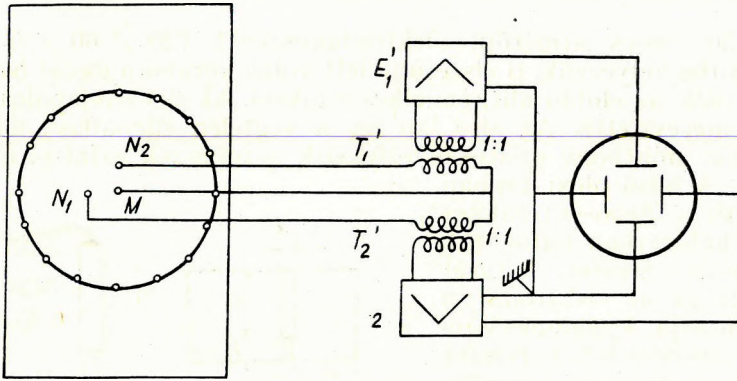
kimenő feszültség: 0—5 V között folyamatosan, durva és finom szabályozással.

Torzítási tényező: 1% (helyesen illetve) (15 kc/s-ig).

Frekvencia-határok: 20 c/s—20kc/s (három sávban ±2%, ill. 1 c/s.)



Ennek  $5\ \Omega$ -os kimenetére illesztettük a leosztó potenciométert azért, hogy az elektródák kb.  $20\ \Omega$  körüli átmeneti ellenállása a feszültségosztást ne zavarja. A kimenőtranszformátor leföldelt végét felszabadítva



5. ábra Kapcsolási vázlat a tellurikus ellipszis felrajzoltatásához katódoszcilloszkóp ernyőjére

potenciométeres középföldeléssel szimmetrizáltuk a generátor feszültségét.

Az alkalmazott frekvencia  $800\text{--}900\ \text{Hz}$ . Megválasztásánál egyrészt a skinhatás kiküszöbölése, másrészt a homogenitás biztosítása játszott döntő szerepet. A skinhatás a  $z = 500\sqrt{\rho T}$  képlettel számítható;  $\rho$  = a fajlagos ellenállás ( $\Omega\ \text{m}$ ),  $T$  = periodus (sec) és „ $z$ ” a behatolási mély-(m). Ez csapvíznél ( $\rho = 20\ \Omega\ \text{m}$ ) és  $2000\ \text{Hz}$ -nél  $50\ \text{m}$ -nek adódik, tehát a mi max.  $0,25\ \text{m}$  vízvastagságunknál elhanyagolható.

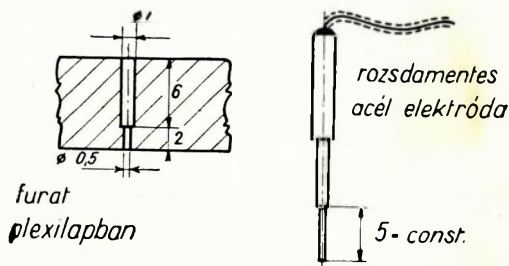
A feszültség az elektródakoszorúra  $16$  polusú kapcsolón keresztül jut. Ez lehetővé teszi, hogy a feszültségosztó kivezetéseit más-más elektródapárra kapcsoljuk, tehát a teret körbeforgassuk. A két egymásra merőleges elektródapáron létrejövő feszültegesést vagy kikompenzáljuk, vagy  $1:1$  áttételű  $T_1'$  és  $T_2'$  transzformátoron és  $E_1'$  és  $E_2'$  erősítőn keresztül közvetlenül a katódoszcilloszkóp egymásra merőleges eltérítő lemezeire visszük. (L. 5. ábrát). Az utóbbi esetben a kapcsoló körbeforgatásakor az oszcilloszkóp utánvilágító ernyőjén megjelenik az anizotrópiaellipszis. Az elmondottak alapvető feltétele, hogy az oszcilloszkóp két csatornájában fáziseltérés ne legyen. A kompenzációs eljárásnál a kompenzálást  $6$  dekádos Feussner-kompenzátorral végeztük. Ez megkapta a generátor teljes feszültségét így a mérőelektródákon levő feszültség ( $V_x$ ) a mindenkor betáplált feszültség hányadában fejezhető ki és ez a hányados független a feszültség ingadozásától.

$$V_x = \frac{R_x}{R_k} V,$$

ahol  $V$  a generátor feszültsége,  $R_k$  a kompenzátor összellenállása,  $R_x$  = az  $R_k$ -ből a mérőkörbe beiktatott ellenállás.

Nullindikátorként oszcilloszkópot használtunk. Ennek az eltérítő feszültségét  $T_3$  transzformátoron keresztül szintén a hanggenerátor adta. Célszerű ezt a feszültséget szűrés nélkül egyenirányítani, mert így a nullázás két félellipszis fedésbehozásából áll, amit szemünk igen jól meg tud ítélni.

Az 50 cm-es átmérőjű elektrodakoszorút  $120 \times 60 \times 60$  cm-es vinidurkádba helyezük. (Célszerűbb lett volna köralakú kádat használni, azonban csak az előbbi állt rendelkezésünkre). Az elektrodapálcákat két plexilap merevítette. Az alsó lap így a végtelen ellenállású alzatot, a felső pedig, minthogy pontosan ráfekszik a folyadék szintre, a légkört képviseli. A felső plexi lapban közepén  $40 \times 20$  cm-es területet 5 mm-es hálózatban felfűrtünk az elektrodák részére. A fűrat kiképzését és az elektrodát a 6. ábra mutatja. A hálózathoz viszonyítva a szerkezetek helyzetét pontosan megadhatjuk és egy hasonló beosztású papírlapra felrajzolhatjuk, tehát a térképezés és így lényegesen leegyszerűsödik.



6. ábra A mérőelektróda és a mérési pontokat reprezentáló fűrat kiképzése a plexi üvegben. (Az adatok mm-ben.)

A kábelezés a parazita feszültségek elkerülése végett mindenütt árnyékolt kábellel történt.

A modellek gipszből készültek. Kiszáritás után a gipsz felületét több réteg nitrolakkal fűjtük be. Ezzel a víz behatolását megakadályoztuk.

### Mérési módszer

A mérés 2 cm-es elektrodátávolsággal történt. A mérőpontok sűrűsége szerkezetenként változott.

Az elforgatott helyzetű ellipszist 3 rádiuszvektora meghatározza (a középponton kívül 3 pont.) Ennek ellenére a 4. ábra szerinti kapcsolásban még rendszerint 2 ellenőrző mérést is végeztünk a grafikus ellipsziszszerkesztés pontosságának növelése végett.

A mérési séma

Komp.	$\hat{E}_{(x)}$	$K_{(y)}$
$\alpha$		
0	$x_1$	$y_1$
45	$x_2$	$y_2$
90	$x_3$	$y_3$
135	$x_4$	$y_4$
180	$x_5$	$y_5$

ahol  $\hat{E}(x)$  és  $K(y)$  a kád hossz- és keresztiránya,  $\alpha$  az  $\hat{E}$  irány és a tér által bezárt szög.

A különféle zavarok és inhomogenitások keresése az alábbi sin, ill. cos összefüggések közelítő értékével történt:

$$\begin{aligned}x_a &= x \sin(\alpha + \varphi_x) \\ y_a &= y \sin(\alpha + \varphi_y)\end{aligned}$$

ahol  $x_a, y_a$  a homogén viszonyok mellett  $\alpha$  irányú tér két komponense a mérési pontban,  $x, y$  a komponensek amplitúdói,  $\varphi_x$  és  $\varphi_y$  a tér torzulásából eredő fázistolások. Ezek a keresett ellipszist pontosan meghatározzák. Egyébként az  $a, b, c, d$  koeficiensek is egyszerűen számíthatók

(3, 4) a következő egyenletrendszerrel:

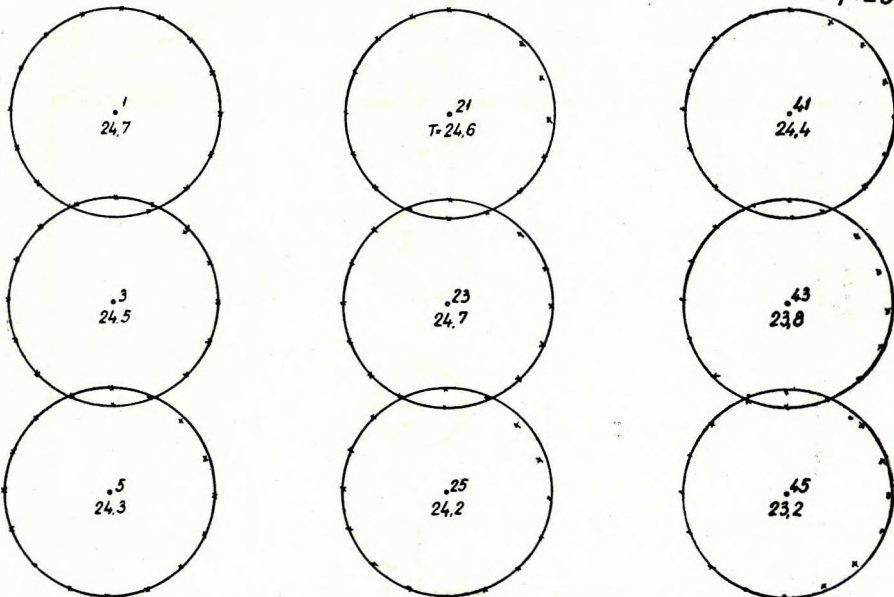
$$\begin{aligned}x_1 &= ax_1 + by_1 \\ y_1 &= cx_1 + dy_1 \\ x_3 &= ax_3 + by_3 \\ y_3 &= cx_3 + dy_3\end{aligned}$$

ahol  $x_1, y_1$ , illetve  $x_3, y_3$  adott bázison mért komponensek. Homogén területen választva a bázist egyenletrendszerünk a következőképpen módosul:

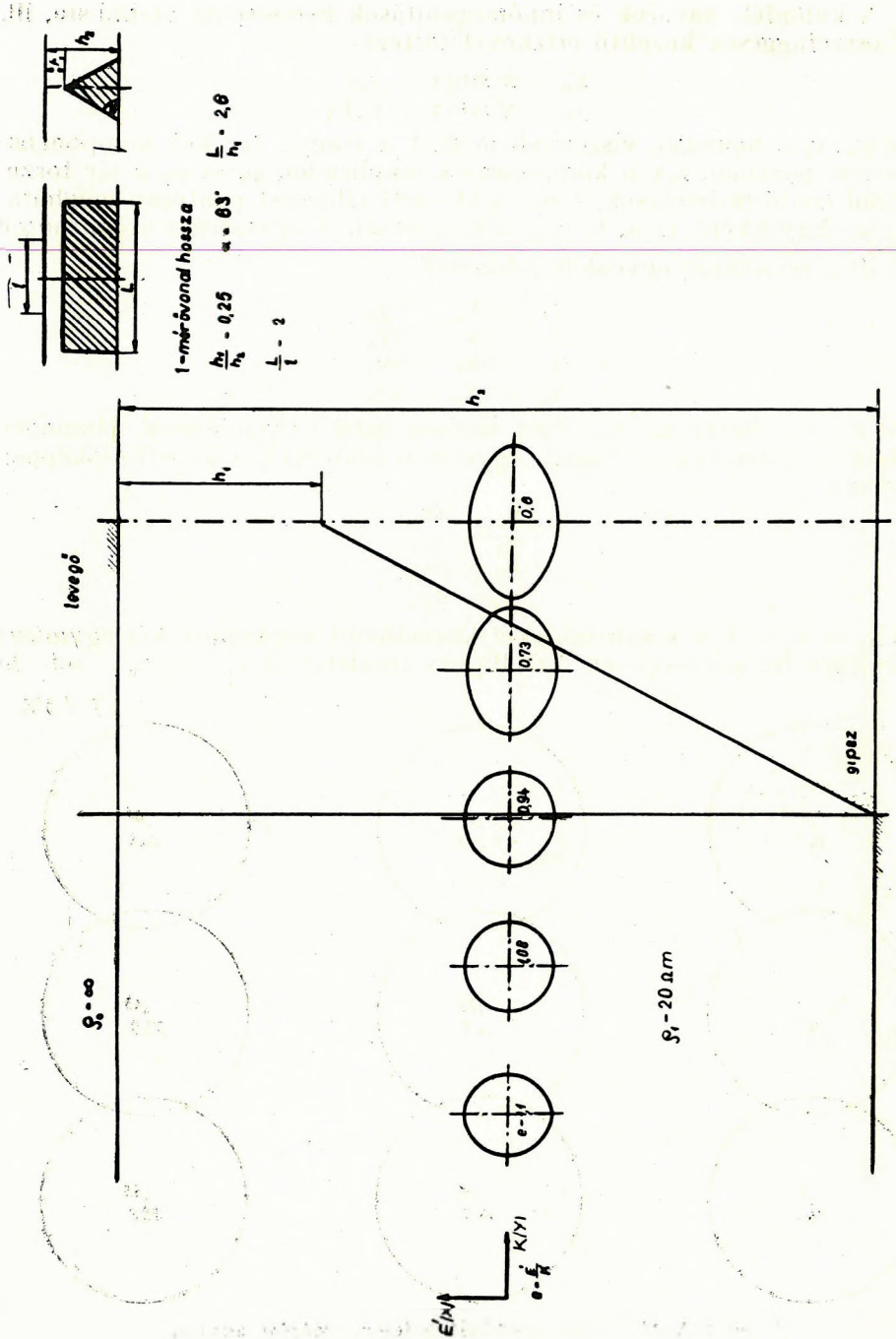
$$\begin{aligned}x_1 &= ax_1 \\ y_1 &= cx_1 \\ x_3 &= by_3 \\ y_3 &= dy_3\end{aligned}$$

Ha  $x_1 = y_3 = 1$ , a koeficienseket közvetlenül megkapjuk két egymásra merőleges tér segítségével. Az ellipszis területét:  $x_1 y_3 - y_1 x_3 = ad - bc$

$T: \pm 3\%$



7. ábra A tér homogenitását kifejező mérési adatok



8. ábra Az anizotrópia ellipszisek háromszögszelvényű hengeres szerkezet dőlésirányában. (A vékony vonal a szerkezet 90°-kal beforgatott metszetét adja.)

összefüggés adja. (L. A mérőberendezés c. fejezet 1. pontját.) — Az anizotrópiaellipszis paramétereit a szerkesztés után közvetlenül mérhetjük, illetve, minthogy elsősorban még kvalitatív képre szorítókunk, térképszerűen ábrázolva a szükséges adatokat megkaphatjuk.

### Mérési eredmények

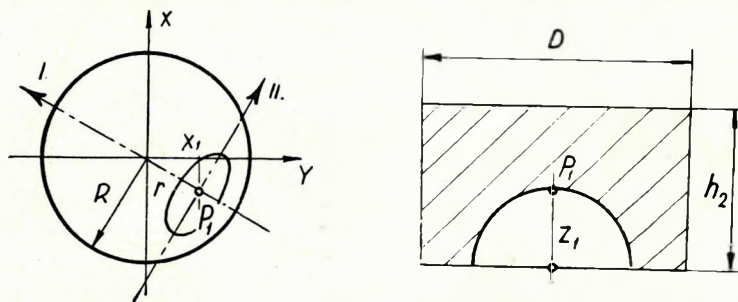
Adataink jóságának megítélése végett a mérések közben rendszeresen végeztünk homogenitási vizsgálatot. Ennek eredményét a 7. ábra mutatja. A mérésre használt területen belül, mivel a teret semmi sem torzítja, ellipszisek helyett köröket kell kapnunk. Az excentricitás által-

unk használt mérőszámának ( $e = \frac{b}{a}$ ) maximális hibaszázaléka (a két szélsőérték elhagyása után) 3%, területé pedig 3,5% (a 45. pont nélkül).

A tér deformálása után nyert adatok helyességét két olyan szerkezet felett végzett vizsgálattal bizonyítjuk be, amelyekre egyszerű megfontolással levezethetjük az ellipszisek elrendeződését, azaz nagytengely irányait, nagyságait. Ezek a szerkezetek:

1. Hosszú, háromszögszelvényű hasáb, (cilindrikus szerkezet) közepén, dőlésirányban mérve az ellipsziseknek csak a dőlésirányú tengelye

változik a mélységgel arányosan, vagyis:  $y = \frac{h_B}{h} y_B$ , ahol  $y$  a mérőpontban,  $y_B$  a bázison mért komponens,  $h$ , illetve  $h_B$  mérőpontban, illetve a bázison a szerkezet mélysége. A 8. ábra ezt a feltevést igazolja:\*



9. ábra Az ellipszis formájának levezetéséhez (egy nagyellenállású félgömb alakú szerkezet felett)

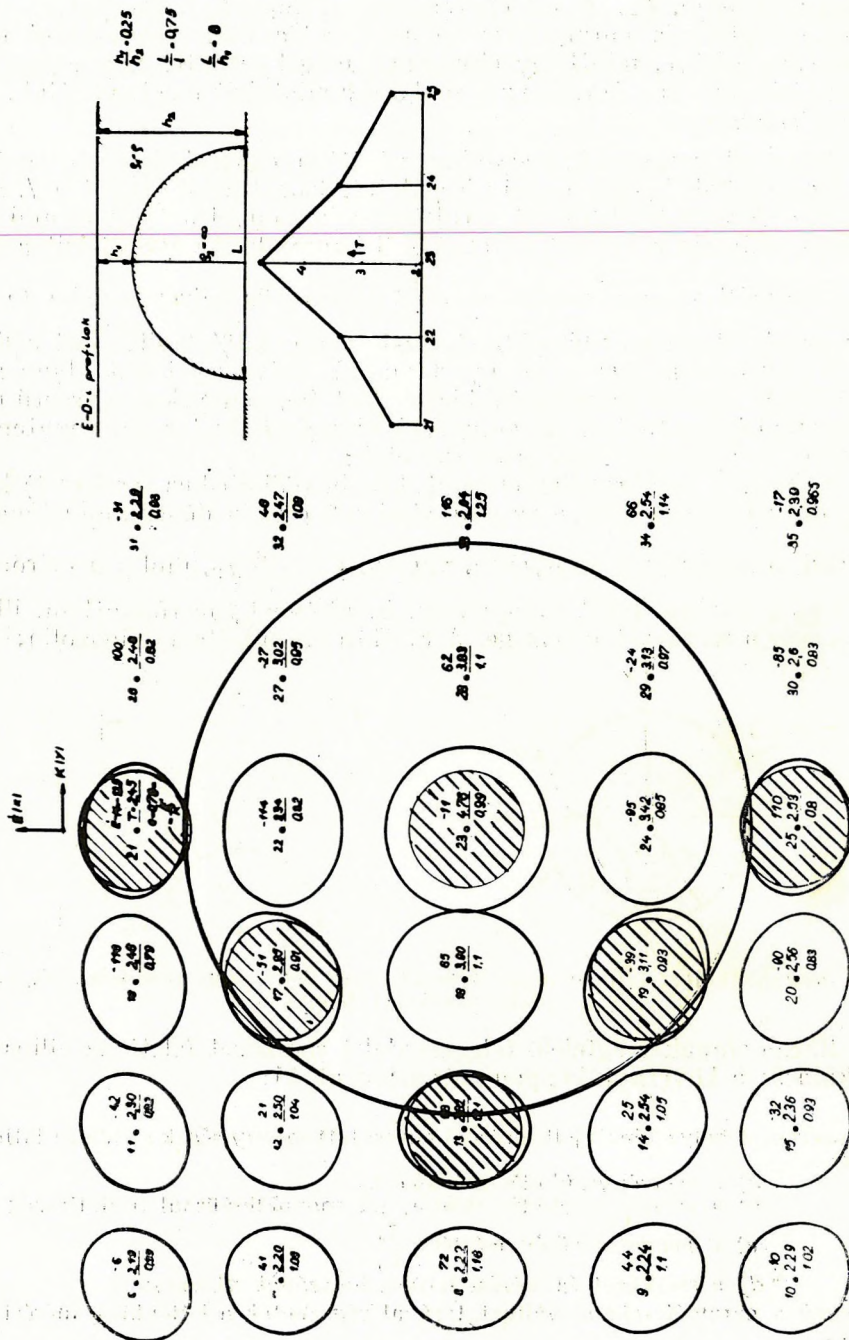
2. Sódornak megfelelő félgömbalakú szerkezet felett az ellipszisek alakulását a következőképpen számíthatjuk ki:

\* A szerkezet helyzetének jellemzésére bevezetett mennyiségek az ábrán láthatók. Ezek:

- a) a szelvénytűkülés mértéke  $h_1$ ,
- b) a szelvénytűkülés módja, pl. monoklinálisnál a dőlésszög ( $\beta$ )
- c) a hengerszerűség mértéke  $\frac{L}{h_1}$
- d) a szerkezet és mérési terület hosszának viszonya

Ezeknek a paramétereknek változtatásával végezhetők a különböző mérési sorozatok.

Félgömbölkü szerkezet ellipszisrendszere



10. ábra Ellipszisrendszer egy félgömbölkü nagyellenállású szerkezet felett.

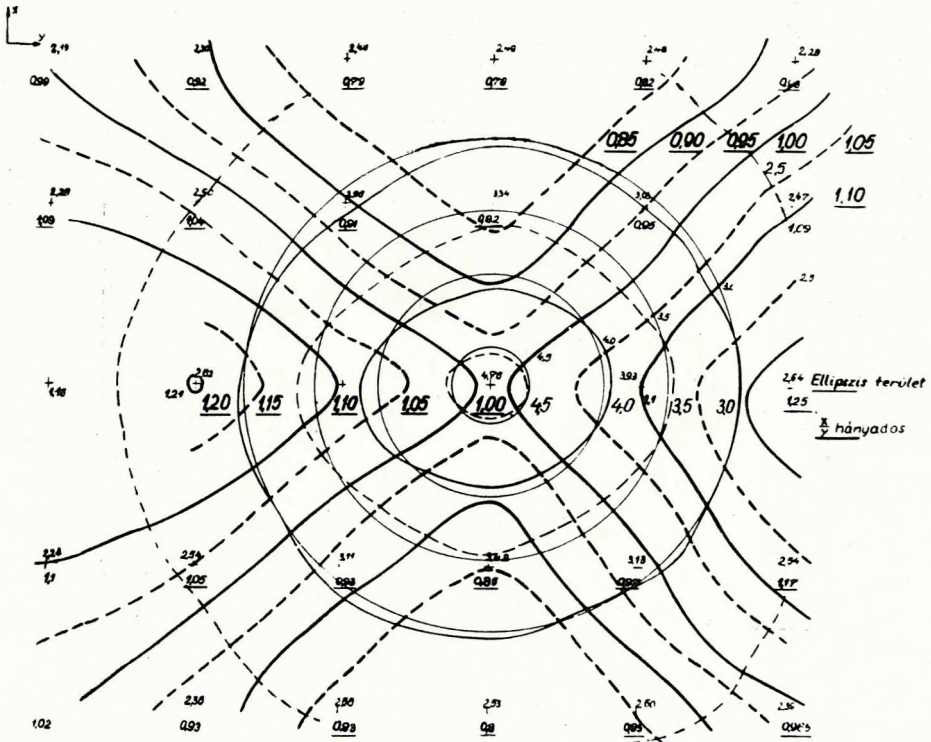
Vegyünk fel egy tetszés szerinti  $P_1$  pontot a 9. ábrán: Ha az áram folytonos ( $I = \text{const}$ ), a  $P_1(x_1, y_1, z_1)$  pontban különböző irányokban mért áramsűrűség, ill. térerősség ( $\rho = \text{const}$ ) az áramfolyás irányára merőleges szelvény (T) szűkülésétől függ. Általánosan a

$$T = Dh_2 - \frac{Z_1^2 \pi}{2} = Dh_2 - \frac{\pi}{2} \sqrt{R^2 - r^2}$$

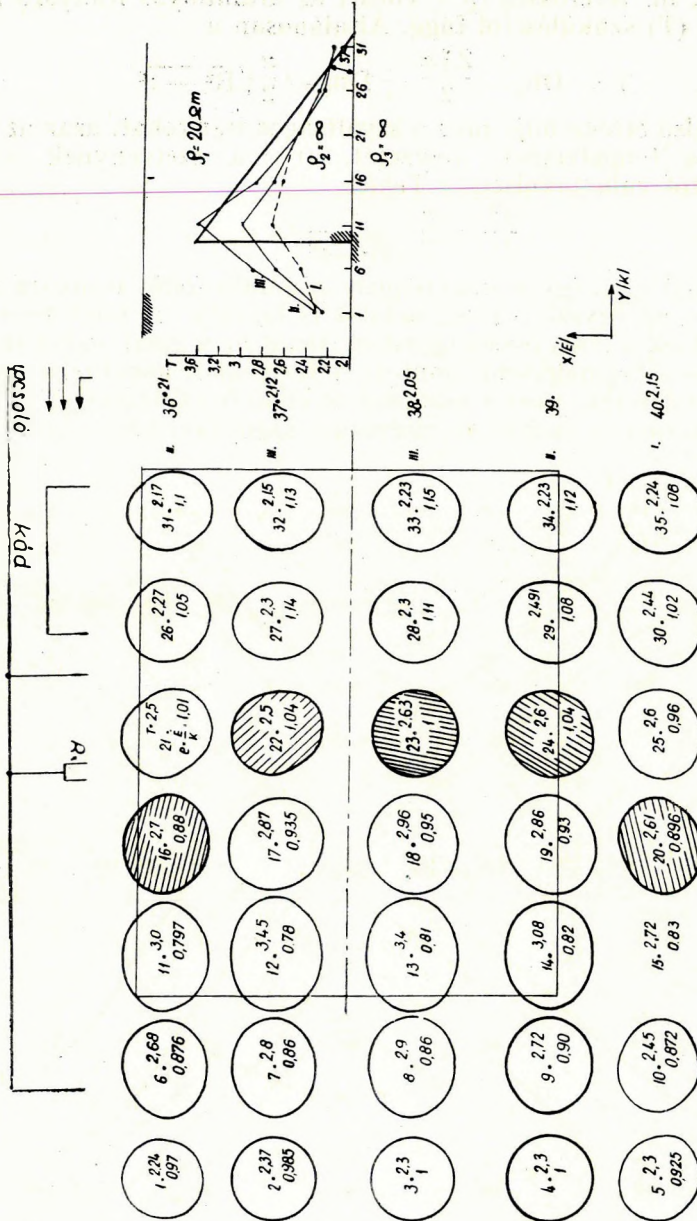
függvény szélső értéke adja meg a kiváltságos irányokat, azaz az anizotropia-ellipszis tengelyeinek helyzetét. ( $r = a$  szelvénynek a gömb középpontjától való távolsága.) Tehát:

$$\frac{dT}{dr} = \frac{\pi}{2} \frac{r}{\sqrt{R^2 - r^2}} = 0$$

$T_{\min}$   $r = 0$ -nál van, így a nagytengely a gömbi főkör irányára merőleges, mint ezt az egyszerű megfontolás is igazolja. A pont koordinátái nem szerepelnek a fenti összefüggésben, tehát az a gömb egészére vonatkozik, kivéve a legmagasabb pontot. A fentiekből következik az, hogy itt kört kell kapnunk, mert  $r$  minden irányban 0. (Tekintettel arra, hogy  $D$ -t nem ismerjük, a tengelyek nagyságát számítani nem lehet.)



11. ábra Egyenlő ellipszisterületek (izoair) vonalai (vékonyan rajzolva) és  $\frac{x}{y}$  hányados izoairvonalai (vastagon rajzolva). A berajzolt körök az izoair vonalak elméleti értéke



12. ábra Ellipszisrendszer egy monoklinálissal kombinált vetődés felett.

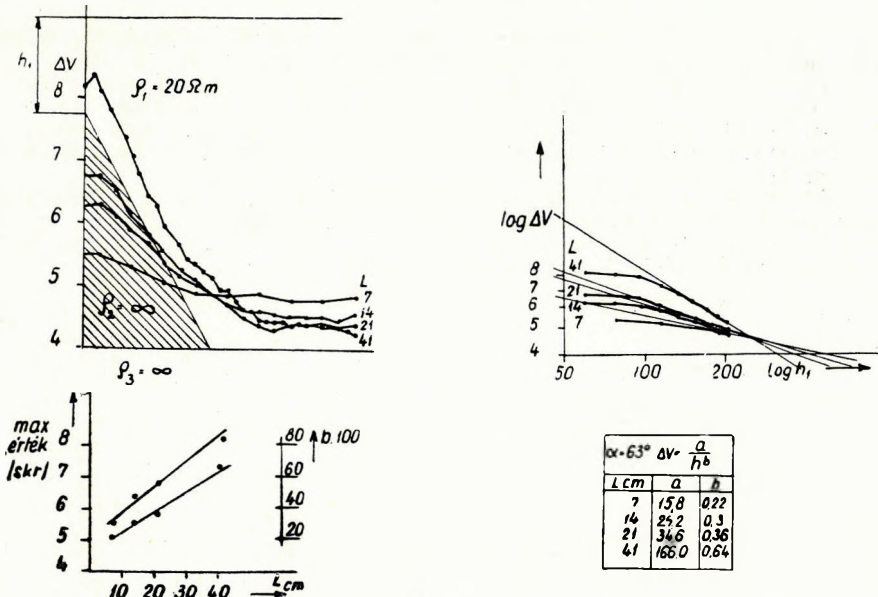


Ha a fenti szempontok figyelembevételével vizsgáljuk ezek után a 10. ábrát, a modellmérés eredményeinek helyességét bizonyítva látjuk. — Az ellipszisekbe berajzolt körök (illetve a körhöz közelálló ellipszisek) a mérés előtti tér homogenitására jellemzők.

Az ellipszisek általunk bevezetett excentricitása a szerkezet mélységével ( $h_2$ ) egyre csökken, tehát a bemutatott kép csak kis mélységnél rajzolható ki határozottan. A modellezés eredményeként az ellipszis-rendszeren kívül megrajzolhatjuk az  $x/y$ -hányados és a területek izovonalait. Ez a 11. ábrán látható. Természetesen a terepi gyakorlatban nem használt  $x$  hányados is jellemző a szerkezetre és így izovonalai jól kijelölik ezt.

Itt kell emlékeztetni arra, hogy az átmenetek nem élesek, tehát az ellipszisek kiforgása, a homogenizálódás folyamatosan történik a szerkezettől távolodva.

Ezek után bemutatjuk a 12. ábrán egy összetettebb szerkezet vetővel kombinált monoklinális ( $\beta = 37^\circ$ ) felett az ellipszisek rendszerét. A mérőtérben a szerkezetet excentrikusan helyeztük el. A törvényszerűség szembeötlő. Az ellipszisek a legnagyobb szelvénszűküllet, tehát a monoklinális csúcsa és egyben a fővető körül forognak. A számszerű összefüggések, tehát az ellipszisirányok és a szerkezet paramétereire közötti kapcsolat megállapításához több adatra lesz szükségünk.



13. ábra Mérési eredmények egy monoklinális mélységértékei, valamint az anizotrópiaellipszis területe közötti összefüggés levezetéséhez

Modellkísérleteink egyik további célja az, hogy a természetben előforduló olajtároló szerkezeteket idealizálva és az üledékrétegsort különböző rétegekre felbontva végezzük el a fenti vizsgálatokat.

Befejezésül néhány szóval meg kell emlékeznünk azokról a kísérletekről, amelyeket különböző dőlésű, helyzetű és hosszú monoklinálisokkal végeztünk. Ezekkel kívántuk részben kiegészíteni a M. Áll. Eötvös Loránd Geofizikai Intézetben végzett modellméréseket, amelyek  $\Delta V = f(h)$ , illetve  $T = f'(h)$  összefüggést vizsgálják cilindrikus szerkezeteken, tehát kétdimenziós modelleken korrekciós célból. Mi elsősorban az összefüggés térbeli változását kutattuk.

Mérési adatok alapján megállapíthatjuk, hogy a monoklinálisok dőlésirányú szelvényeire érvényes  $\Delta V = \frac{a}{h^b}$  összefüggésben a „b” kitevő értéke a szerkezet széle felé lényegesen csökken. Hasonló csökkenés tapasztalható a szerkezet hosszának a függvényében is. Ez az összefüggés kezdetben lineárisnak tekinthető (13. ábra), akárcsak „b” maximális értéke és a szerkezet hossza közötti kapcsolat. Természetesen „b” szélső értékét aszimptotikusan közelíti meg. (Ez az ábránkon már nem látható.)

Ez utóbbi vizsgálatokat a kitűzött cél megvalósítása végett a geoelektromos vertikális elektromos szondázásokból jól ismert elméleti görbék számításához hasonlóan kell elvégezni, ami természetesen nagyarányú üzemszerű modellmérést igényel.

#### IRODALOM

1. *L. Cagniard et R. N. Neale*: Technique nouvelle de modèles réduits pour la prospection électrique. (Geophysical Prospecting Vol. V. Nr. 3. 1957)
2. *V. S. Tuman*: The Telluric Method of Prospecting and its Limitations under Certain Geologic Conditions. Geophysics 16 (1951) 1, S. 102–114.
3. *M. René Utmann*: Prospection Electrique et Tellurique. Études sur modèles réduits. (Bulletin de l'Association Française des Techniciens du Pétrole 30. Septembre 1954. No. 107.)
4. *M. René Utmann*: Die Anwendung von Modellen in der elektrischen Prospection (Freiberger Forschungshefte C 60, 1959)
5. *Erkel András és Jósa Ernő*: Jelentés az 1958. évi geoelektromos nagymélységű ellenállásmérési kísérletekről. (Kézirat)

Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet  
GEOFIZIKAI KÖZLEMÉNYEK

X. kötet, 1—4. szám

A. ÁDÁM AND J. VERŐ

PRELIMINARY REPORT ON REGIONAL TELLURIC  
OBSERVATIONS OF THE GEOPHYSICAL RESEARCH  
LABORATORY OF THE HUNGARIAN ACADEMY OF SCIENCES

In the course of the International Geophysical Year the Laboratory has been carrying out telluric measurements also with a moving observatory. Aim of the measurements was to state the stream-flow conditions of the various currents of high frequency throughout the country that is the stream-deforming effect of large scale tectonics, then to establish "telluric bases", like the magnetic ground stations, applying the characteristic "telluric determinant"; further to draw some conclusions — using the principles of magnetotellurics — concerning the structure of the earth's crust in Hungary, taking into account the problems of "deep tellurics".

ÁDÁM ANTAL ÉS VERŐ JÓZSEF

**ELŐZETES BESZÁMOLÓ**

**AZ MTA GEOFIZIKAI KUTATÓ LABORATÓRIUMÁNAK  
ORSZÁGOS FÖLDIÁRAMMÉRÉSEIRŐL**

**Bevezetés**

Egy obszervatórium mindig csak a fizikai jelenségek időbeli változásának vizsgálatára szorítkozhat. A jelenség, jelen esetünkben a földiáramok térbeli, regionális sajátosságainak meghatározása végett hálózatos mérésekre van szükség, pl. obszervatóriumrendszer adataira. Kis országban ez a súlyos anyagi terhek miatt nehezen valósítható meg, tehát a megismerésnek más úton kell járnia. Így jöttek létre a mozgó obszervatóriumok. Laboratóriumunk is ezt a módszert követi országos földiáramméréseivel.

Ezeknek a vizsgálatainknak több célja van:

1. Tanulmányozni kívánjuk a magyarországi földiáramviszonyokat, azaz az áramok regionális megoszlását, irány sajátosságait, a nagytektonika és hegyszerkezet áramiránydeformáló hatását.

2. A mágneses alappontokhoz hasonlóan földiárambázisokat definiálunk a Nagycenk melletti obszervatóriumhoz kapcsolva a jellegzetes

(ab)  
(cd) tellurikus determinánssal.

3. A magnetotellurika elveinek felhasználásával is vizsgáljuk a magyarországi kéregrészt elektromos felépítését, szem előtt tartva a mélytelligerika problémakörét.

4. Következtetni szeretnénk a Magyarország felett zavarok esetén uralkodó ionosféra-áramrendszerre.

5. Meghatározzuk, hogy normális terepi tellurikához az egyes irányokban milyen távolságon belül használható még bázisként a Nagycenk melletti obszervatórium.

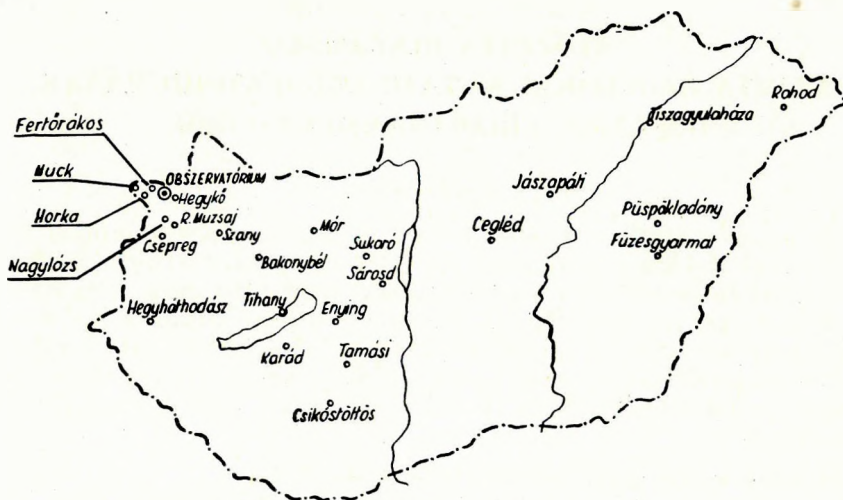
A Nemzetközi Geofizikai Együttműködés 1959 februárjában Moszkvában tartott ülésén (4.) is szorgalmazták ezeket a méréseket. Idézzük a német szövegből:

„Es wird empfohlen, temporäre Variationsregistrierungen im Felde mit einem Punktabstand von 40—100 km durchzuführen, um

- (i) Aufschlüsse über die Leitfähigkeit des Untergrundes zu erhalten
- (ii) die Entfernung festzustellen, in der die Observatoriumsreduktionen noch gültig sind.”

#### A mérési pontok telepítési rendszere

Az első hat állomást egy-egy jellegzetes nagytektonikai szerkezet fölé telepítettük. Így pl. „A Győri-medencébe”, a Móri-árokba, tehát a várhatóan jellegzetes árameloszlású helyekre stb. (Lásd a térképen.) (1. ábra)



1. ábra A mérési pontok eloszlása az országban

A további hat ponttal közvetlenül az obszervatórium környékét hálóztuk be és vizsgáltuk a Soproni-hegység és a Kisalföld átmeneténél kialakuló áramviszonyokat. Ezekből következtetni kívántunk arra, hogy az obszervatórium milyen terület földiáram-sajátságait képviseli.

Ötpontos K-Ny-i irányú szelvényünk keresztülszeli az egész országot. Célja a mélytellurika határproblémájának tisztázása. Mint ismeretes a niemegki kutatók a mélybeni jólvezető öv K-i határát a 20. hosszúsági körnél (kb. Gyöngyös—Szeged vonala) jelölték ki. Ennek megállapítását kívántuk elősegíteni földiárammal végzett frekvenciaszondázással.

További méréseinkkel az ország területét egyenletesen, hálózatosan kívánjuk beborítani, hogy a bevezetőben jelzett célokat elérjük.

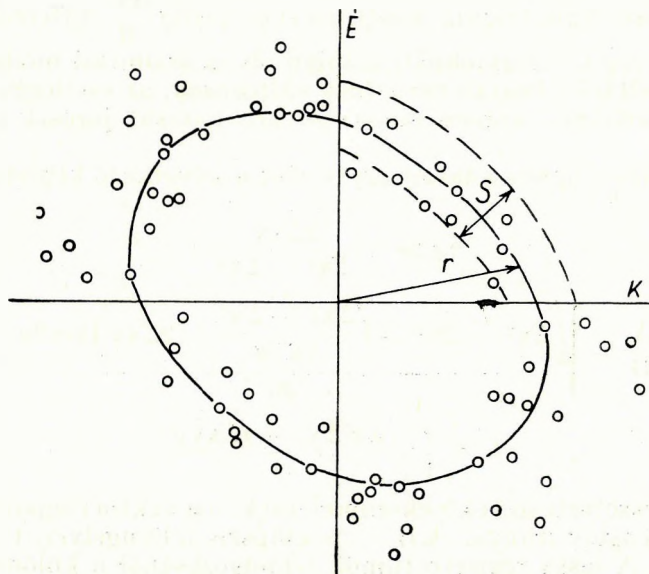
### Feldolgozási módszerek

A földiáramok sajátosságainak (bevezető 1., 2. és 5. pont) tanulmányozására a földiáram hodográfjainak elliptikus jellege miatt a terepi gyakorlatból ismert valamelyik ellipszismódszer látszott legalkalmasabbnak.

Az obszervatóriumra vonatkozólag relatív ellipszis szerkesztése nem felel meg a következő okokból:

1. Elsősorban, mivel relatív jellegű. Nehéz az alapul választott állomás, jelen esetben az obszervatórium geológiai hatását elkülöníteni, egyedül a mérőpontra karakterizálni az ellipszist.

2. Az egyedi változásokon alapuló, néhány pontot felhasználó szerkesztési módszer a nagyobb bázistávolság mellett a fázistolásokkal jelentkező azonosítási nehézségek és ebből adódó pontszóródás (deformáció) miatt elveszti előnyeit. Az ellipszis meghatározása csak statisztikusan nagymennyiségű változással lehetséges, mint az a 2. ábrán látható a Rohod/Nagycenk relatív ellipszis szerkesztésénél. A pontok szóródá-



2. ábra Rohod/Nagycenk tellurikus relatív ellipszis

sának mértéke, tehát a relatív ellipszis megszerkesztésének bizonytalansága alapul szolgálhat az optimális bázistávolság megválasztásához. (Ennek mértékül definiálható pl. a pontok 80%-t magában foglaló sáv szélességének (s) és a középtengelynek (r) (L. 2. ábra) a viszonya

$$Sz = \frac{s}{r}$$

Sokkal kedvezőbbnek látszott a földiáram regionális vizsgálatára a Kunetz-féle abszolút, vagy állomásellipszis (1) mégpedig különböző periódusú változásokra külön-külön megszerkesztve. Kunetz szerint: „Ezt az ellipszist abszolútnak nevezzük a jól ismert relativellipszissel ellentétben, mert nem a referencia bázisra vonatkozik, hanem egyes egyedül a mérőállomástól függ.” Elvileg megkapjuk ezt az ellipszist, ha a tellurikus variációk végpontjainak eloszlása alapján szerkesztett elliptikus szimmetriájú valószínűségi felszín vízszintes síkokkal metszünk és a metszetek közül azt választjuk, amelynek rádiuszvektora a megfelelő irányokban a tér nagyságának közepes abszolút értékével egyenlő. A gyakorlatban Kunetz ezt az ellipszist többféleképpen szerkesztette meg és pedig

1. az ún. vetületi középértékek alapján,
2. az összvariációkkal (totális módszer),
3. a vektorok irányának közepes sűrűsége alapján

(azaz a valószínűségi felszín szintvonalával). Számításaink során célszerűbbnek látszott ezek mellőzésével részben a  $t_1$  időpontban levő  $V_1$  és  $t_2$  időpontban levő  $V_2$  potenciál különbségéből számított  $\Delta V$  változásvektorok (lassú regisztrátumoknál), részben pedig  $\frac{dV}{dt}$  differenciálhányadosok (gyors regisztrátumoknál) alapján olyan számítási módszert bevezetni (2), amellyel a hosszú periódusú változások, az esetleges potenciálugrások (polarizáció, kóboráramok) zavaró hatását jórészt kiküszöbölhetjük.

Az állomás-ellipszis adatait (2) szerint a következő képletekből lehet számítani:

$$\operatorname{tg} 2\alpha = \frac{2\Sigma xy}{\Sigma x^2 - \Sigma y^2}$$

$$\frac{A}{B} = \sqrt{\frac{\Sigma x^2 + \Sigma y^2 \pm \left( \frac{\Sigma x^2 - \Sigma y^2}{\operatorname{tg} 2\alpha} + 2\Sigma xy \right) \sin 2\alpha}{2n}}$$

$$t = \frac{\pi}{4} \sqrt{\frac{\Sigma x^2 \Sigma y^2 - (\Sigma xy)^2}{n}}$$

ahol  $x, y$  az összetartozó vektorkomponensek,  $n$  a vektorvégpontok száma,  $\alpha$  = a nagytengety iránya,  $A, B$  = az ellipszis féltengelyei,  $t$  = az ellipszis területe. A lassú regisztrátumok feldolgozásánál a különböző periódusú változásvektorokat ( $\Delta x, \Delta y$ ) szétválogatva dolgoztuk fel.

A periódusok az alábbiak:

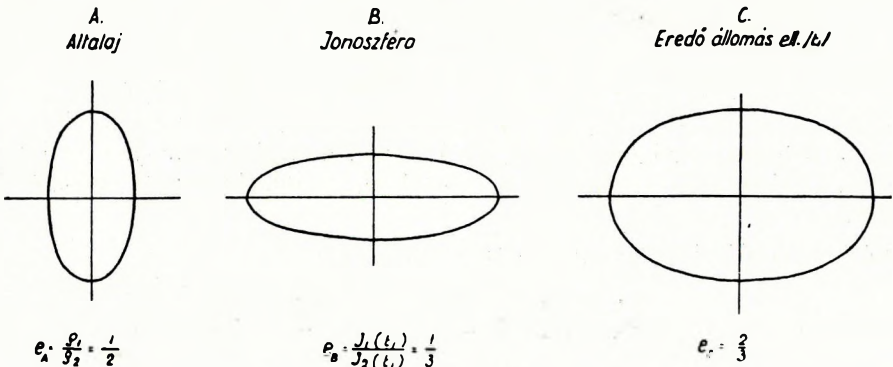
$$\begin{aligned} 0 & - 2' \\ 2' & - 4' \\ 5' & - 7' \\ 8' & - 11' \\ & 12' \text{-től felfelé.} \end{aligned}$$

Kb. 100 adat szükséges a reális ellipsziszhez.

A gyors regisztrátumokon  $x = \frac{dV_x}{dt}$ , ill.  $y = \frac{dV_y}{dt}$  kiolvasása szintén periódusonként csoportosítva egy tangenskiolvasóval (L. [2]-t) végezhető el. Kb. 1000 adat szükséges az ellipszis meghatározásához.

Az abszolút ellipszisek számítása a rendelkezésre álló adatok segítségével különböző periódusonként történik, tehát ezek a természetes térrel való frekvenciaszondázás alapját képezik.

Az egy-két napi regisztrátumok alapján kapott ellipszisek paramétereiben azonban nem tekinthetők állandónak. — Adott bázisra vonatkoztatva területarányukat kiszámítjuk, ez azonban a mérőpontot csak relatíve jellemzi. — Az ellipszisek változékonysága könnyen megmagyarázható az ionosféra áramviszonyaival. Ennek hatása szuperponálódik a kérdéses pont alatti geológiai viszonyokból levezethető anizotrópia-ellipsziszre. A 3. ábrán bemutatjuk idealizálva ezt a jelenséget.

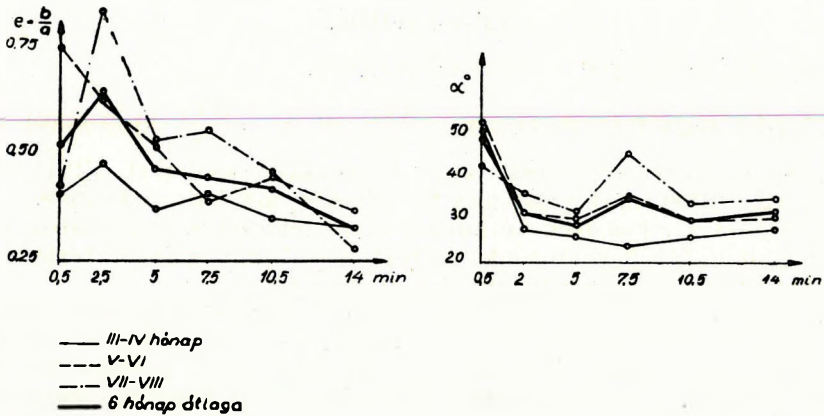


3. ábra Az abszolút (állomás) ellipszis kialakulásának szemléltetése

Annak megítélése végett, hogy a lassú regisztrátumokból számított obszervatóriumi ellipszis milyen időbeli változáson megy keresztül, fél-éves adathalmazt dolgoztunk fel. A 4. ábra 2—2 hónapot összefogva mutatja a periódus függvényében  $\alpha$  és  $e = \frac{B}{A}$  változását.

A gyors regisztrátumoknál ( $T = 10 \text{ sec} - 2 \text{ min}$ ) kétéves vizsgálatunk eredményeként, összesen kb. 32 800 tangensérték alapján kaptuk az 5. ábrán látható ellipszist. Ennek a kiszámítása, bár igen sok munkát igényelt, szükséges volt ahhoz, hogy a kevesebb adatból nyert abszolút ellipszisek paramétereit felhasználhassuk vizsgálatainknál.

Az abszolút ellipszisekkel végezhető relatív ellipszisszámítás képletei (2) lehetővé teszik, hogy rövidebb időtartamból számított abszolút ellipszisek paramétereit a stabilizált obszervatóriumi ellipszis segítségével véglegesítsük, azaz egy hasonlóan hosszú adatsorra építsük át.



4. ábra Az abszolút ellipszisek paramétereinek változása egy fél év folyamán a periódus függvényében.

Adva vannak a következő adatok:

$\alpha'_0$	$\alpha'_k$	$\alpha_0$	keresett	$\alpha_k$
$A'_0$	$A'_k$	$A_0$		$A_k$
$B'_0$	$B'_k$	$B_0$		$B_k$

ahol a 0 index a bázisállomás, a k index a mozgóállomás jele, a jelzett adatok rövidebb időtartamból számítottak, a jelzetlenek a végleges értékek.

A két abszolút-ellipszis egyenlete

$$\begin{aligned} x'_k &= a'_k x + b'_k y & x'_0 &= a'_0 x + b'_0 y \\ y'_k &= c'_k x + d'_k y & y'_0 &= c'_0 x + d'_0 y \end{aligned}$$

Az a, b, c, d számítása az alábbi képletekkel történik:

$$a = A \cos^2 \alpha + B \sin^2 \alpha; \quad d = A \sin^2 \alpha + B \cos^2 \alpha;$$

$$b = c = \frac{A - B}{2} \sin 2\alpha,$$

ahol A, B az ellipszisek féltengelyei.

$$x'_k = a_R x'_0 + b_R y'_0 = \frac{a'_k d'_0 - b'_k c'_0}{t'_0} x'_0 + \frac{b'_k a'_0 - a'_k b'_0}{t'_0} y'_0$$

$$y'_k = c_R x'_0 + d_R y'_0 = \frac{c'_k d'_0 - d'_k c'_0}{t'_0} x'_0 + \frac{d'_k a'_0 - c'_k b'_0}{t'_0} y'_0$$



A relatív ellipszis érvényes 0—K között is, tehát ha a fenti képletekbe 0' helyett 0-t helyettesítünk, megkapjuk K-t.

$$\begin{aligned}x_k &= a_R x_0 + b_R y_0 \\y_k &= c_R x_0 + d_R y_0 \\a_k &= a_R a_0 + b_R c_0 \\b_k &= a_R b_0 + b_R d_0 \\c_k &= c_R a_0 + d_R c_0 \\d_k &= c_R b_0 + d_R d_0\end{aligned}$$

Az ellipszis adatainak számítása:

$$\begin{aligned}A &= \frac{a + d \pm \sqrt{(a + d)^2 - 4t}}{2} \\B &= \frac{-b}{a - A} = \frac{d - A}{-b}\end{aligned}$$

A képletekből mellékesen kiadódó  $\begin{vmatrix} a_R b_R \\ c_R d_R \end{vmatrix}$  determinánst felhasználhatjuk arra, hogy a mágneses alappontokhoz hasonlóan földiárambázisokat definiáljunk. Ennek segítségével a földiáramobszervatórium mindenkor jellemezheti az ezekben a pontokban uralkodó áramviszonyokat. Az abszolút ellipszis adatait többféle formában szemléltethetjük, és pedig:

- az obszervatóriumra vonatkozó relatív terület grafikonja gyanánt a periódus függvényében,
- a relatív terület térképe útján periódusonként izovonalakkal,
- az excentricitás  $\left(e' = \frac{A - B}{B}\right)$  a nagytengely irányában, térkép-szerűen,

- a  $\frac{\Sigma x^2}{\Sigma y^2}$  azaz a két komponens négyzetösszegének arányával stb.

Az a és b pontban szereplő relatív terület a mélyföldtani és kéregviszonyokra, a c és d pont pedig elsősorban az árammegoszlás irányasajátságaira nézve ad felvilágosítást.

A 3. ábrával kapcsolatban említett két tényező hatása a véglegesnek minősített abszolút ellipszisben is benne van. Ezért, ha az uralkodó ionoszféraviszonyokat, vagy a geológiai felépítést külön akarjuk tanulmányozni, szét kell választanunk a két hatást egymástól. Erre két módszer is kínálkozik — bár mindkettő feltevésekkel dolgozik — és pedig:

- Meg kell határoznunk sugárirányban végzett vertikális ellenállásszondázásokkal a horizontális vezetőképesség  $\left(S = \frac{H}{\rho}\right)$  anizotrópiáját egy helyen, pl. az obszervatóriumban. Ezt a mai technikai felkészültség mellett csak az üledékre kaphatjuk meg. Ennek a hatását levonva a behatolási mélység alapján kiválasztott periódusú abszolút ellipszishől, visszamarad az ionoszféra áramképe.

2. A másik statisztikus eljárás abból a feltevésből indul ki, hogy átlagolva a különböző nagytektonikai szerkezeti egységek fölött nyert abszolút ellipsziseket, a nagy számok törvénye szerint a változó tényező, tehát a geológia hatása kiejthető. Az átlagolást az  $\left| \frac{ab}{cd} \right|$  determinánson

végezzük el. Visszamarad az ionoszféra sajátosságaira jellemző ellipszis, amely az ország kis területén belül állandónak tekinthető. A tektonikailag erősen deformált területek ellipsziseit esetleg az ellipszis területével arányosan kisebb súlyokkal súlyozni lehet, s így szerepük az eredő kialakításában csökken. Ezekre a vizsgálatokra csak nagyobb adatmennyiség mellett kerülhet sor.

A kéreg szerkezeti kutatás relatív jellegét magnetotellurikával lehet megszüntetni. Ehhez legalább az obszervatórium területén nagyérzékenységű mágneses gyors-regisztrálást kellene végezni. Ennek hiányában első kísérleteinket a mágneses tér nagyobb területi homogenitását feltételezve a hurbanovói mágneses lassú regisztrátumokra alapoztuk. Az összetartozó és egymásra merőleges irányú tellurikus és mágneses változások alapján látszólagos fajlagos ellenállás számítható Cagniard képleteivel (3):

$$\rho = 0,2 T \left( \frac{E}{H} \right)^2; \quad p = \frac{1}{2\pi} \sqrt{10\rho T}$$

ahol  $\rho$  = a fajlagos ellenállás m-ben

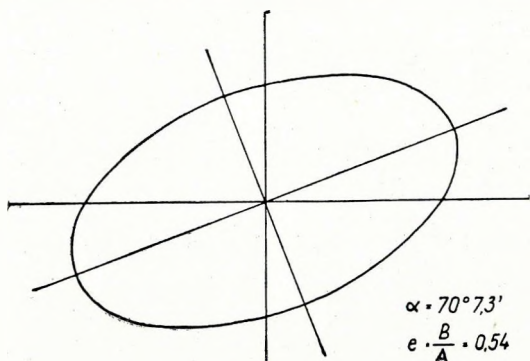
$T$  = a periódus sec-ban

$E$  = a tellurikus térerősség változás mV/km-ben

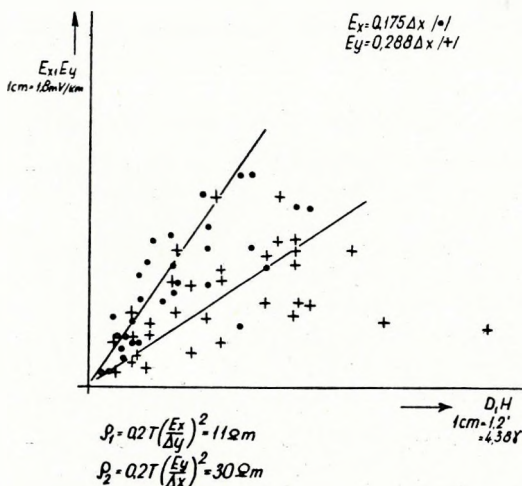
$H$  = a mágneses térerősség változás  $\gamma$ -ban

$p$  = a kérdéses periódusú áram lehatolási-mélysége km-ben.

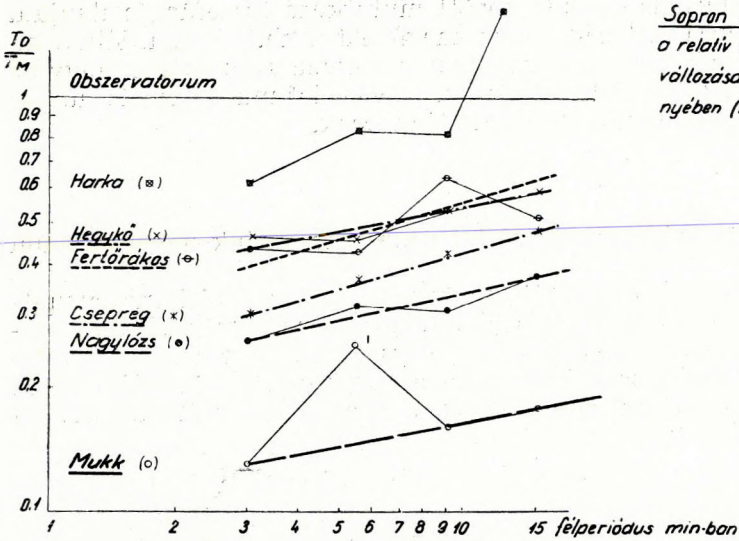
A kb. 30'-es átlagperiódusú változásokkal kapott látszólagos fajlagos ellenállás értéke 10 és 30  $\Omega$ m között változik a 6. ábrán



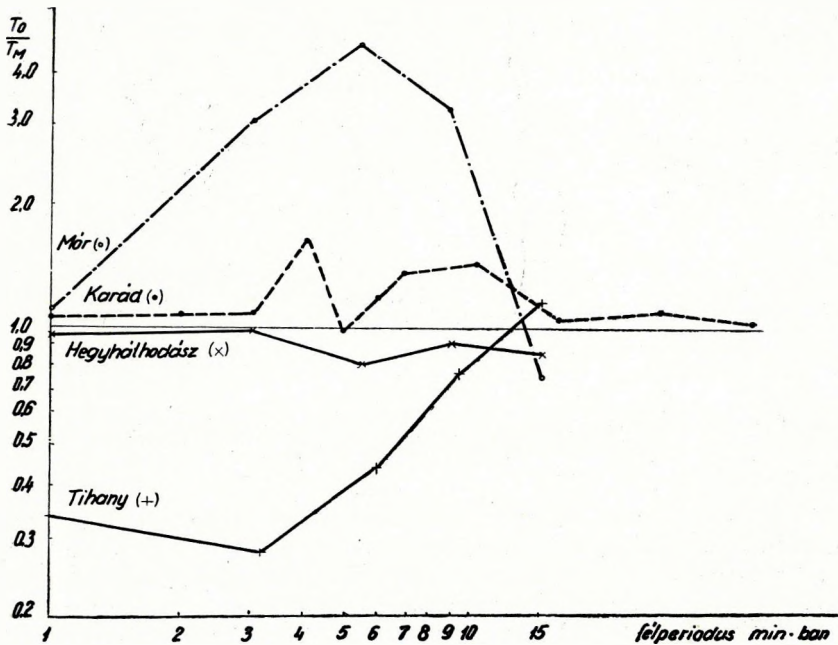
5. ábra  $T = 10$  sec – 2 min-os változásokra, mintegy 32 800 tangensérték alapján számított (ún. stabilizált) abszolút ellipszis.



6. ábra Összefüggések a 30 perces átlagperiódusú tellurikus (Nagycenk) és mágneses (Hurbanovó) változások között



7/a ábra A relatív ellipszis területének változása a periódus függvényében (lineáris közelítésekkel) a Sopron környéki pontokban



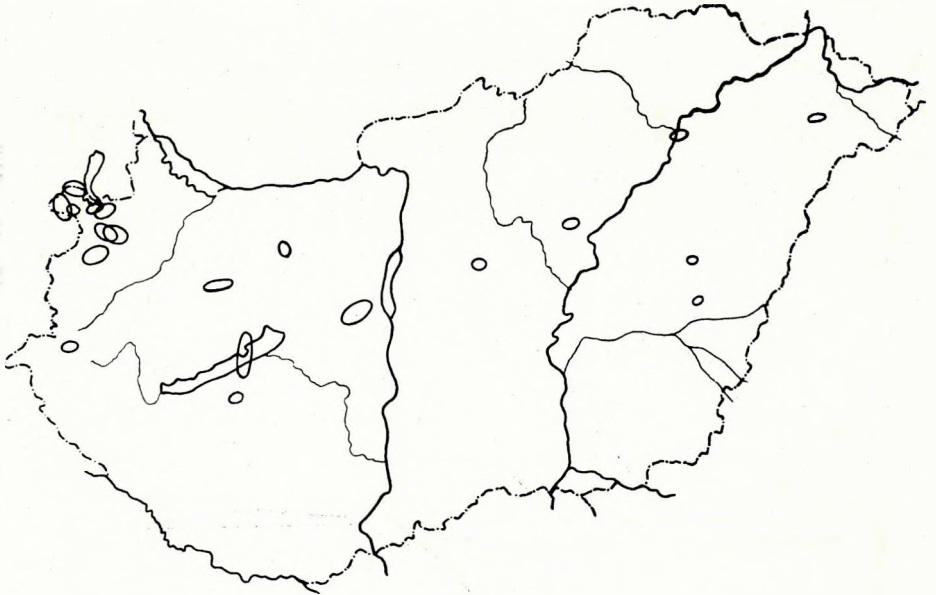
7/b ábra A relatív ellipszis területének változása a periódus függvényében néhány dunántúli pontban

a mágneses és tellurikus értékek között mutatkozó összefüggés alapján. A közepes behatolási mélység ennek megfelelően kb. 100 km. Mint említettük, a lassú regisztrátumok spektruma nagyon szűk ahhoz, hogy az e fölött levő kéregrészt felbonthassuk. Ilyen irányú vizsgálatainkat gyorsregisztrátumok alapján folytathatjuk csak.

### Eredmények

Az ismertetett módszertani vázlat után bemutatjuk néhány eddigi eredményünket.

A 7. ábrán néhány dunántúli pontban az obszervatóriumra vonatkoztatott területarányokat ábrázoltuk a félperiódus függvényében 30 perces változásokig. A pontok közös jellegzetessége az, hogy a területarány-görbe a növekvő periódusok irányában az egység felé közeledik, tehát homogenizálódási folyamat mutatkozik, a felszíni hatástól még erősen torzítva.



8. ábra  $T = 0-2$  min-ű változások „állandósított” („stabilizált”) abszolút ellipszisei néhány mérési pontban

A 8. ábra a  $0-2$  min-ű (gyors)- változások végleges, tehát az obszervatórium hosszú adatsorára átszámított abszolút ellipsziseit mutatja. Ebből az adatok szórványossága miatt egyelőre csak kvalitatív megállapításokat tehetünk. Az ellipszisek nagytengelyének irányában érdekes forgás mutatkozik a Soproni-hegység körül. Az obszervatórium ellipsziséhez viszonyítva átfordulnak a tengelyirányok a Soprontól D-re levő nagy K-Ny-i határvetőtől D-re. Feltűnik a tihanyi rendkívüli alakú

ellipszis, amely a tihanyi obszervatórium sajátos jellegére utal a földi-áramok szemszögéből. A móri ellipszis nagytengelye a törésvonal irányába mutat.

Ha az  $e = \frac{A - B}{B}$  excentricitást ábrázoljuk a nagytengely irányában,

különböző periódusú változások esetén, akkor a nagyobb periódusoknál bizonyos homogenizálódás, azaz közös irányba (É-ra) fordulás jelentkezik. Ebből a mélyszerkezetek sajátosságaira nézve nehéz következtetést leszűrni, minthogy a nagyobb (kb.  $T = 8-25$  min.) periódusú változások abszolút ellipszisei erősen excentrikusok elsősorban a felső légkör anizotrópiájából adódóan és így a földi hatásokat eltakarhatják. Ez utóbbiak kiszámításához van szükségünk a homogén geológiai viszonyok esetén jelentkező abszolút ellipszisekre, amelyet pl. az országos átlag-ellipszissel igyekszünk megközelíteni.

#### IRODALOM

- (1) *G. Kunetz*: Anwendungen statistischer Eigenschaften der Erdströme in der praktischen Geophysik (Freiberger Forschungshefte C 32, 1952. S. 5.)
- (2) *Verő József*: Die Bestimmung der tellurischen Stationsellipsen (Gerlands Beiträge zur Geophysik 69. Heft 5. :1960)
- (3) *L. Cagniard*: Basic theory of the magneto-telluric method of geophysical prospecting. (Geophysics, 1953.)
- (4) IGC, Resolutionen der III. Tagung der Vertreter der Länder der Europäisch-Asiatischen Region in Moskau, vom 4-7. Februar 1959, V. Geomagnetismus (S. 13-14.)



B. BALKAY

ON SOME RIFT-LIKE FEATURES OF THE LITTLE  
HUNGARIAN PLAIN

The morphological, tectonical, volcanological and geophysical properties of the Little Hungarian Basin and the African rifts are compared. The Little Hungarian Basin is found to be a rift-like feature, smaller and more ancient than the African rifts.

A KISALFÖLD ÉS AZ AFRIKAI ÁRkok KÖZÖTTI  
HASONLÓSÁGRÓL  
BALKAY BÁLINT

*Egyed* elmélete a Föld kialakulásáról és fejlődéséről a földfelszín tágulását, következésképpen a földfelszín közeteinek húzásos igénybevételét posztulálja. A legmarkánsabb húzott övek a Föld felszínén az afrikai árkok. Ezekre vonatkozólag, részben *Girdler* (2) adataira támaszkodva, *Egyed* (1) adott meg az expanziós elméletre támaszkodó keletkezési magyarázatot. Érdekes kérdés azonban, hogy hasonló, húzóerőkre visszavezethető árkos szerkezeteket nem lehet-e olyan területeken is fölfedezni, ahol az ilyenfajta formák gyűrt hegységvonulatok jelenléte miatt első pillanatra nem ismerhetők fel?

Európában *Stille* (3) a Földközi-tenger—Mjösen zónát tartja az afrikai árkokhoz sok tekintetben hasonló alakzatnak. Arra a körülményre, hogy a Kisalföld is rendelkezhetik az afrikai árkokhoz hasonló tulajdonságokkal, *Egyed* hívta fel a figyelmemet. A jelen dolgozatban ezért szeretném összehasonlítani a kérdéses terület morfológiai, tektonikai, vulkanológiai és geofizikai jellemvonásait az afrikai árkokéval.

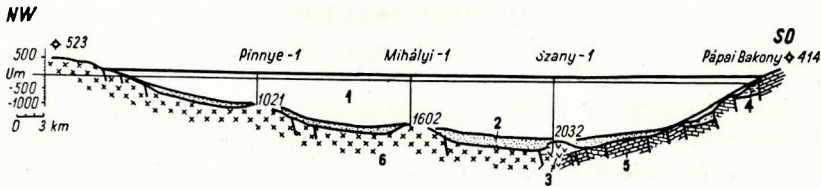
Geotektonikai helyzetüket tekintve a Kisalföld és az afrikai árkok jelentősen különböznek, mert a Kisalföld gyűrt hegységláncolatok között, az afrikai árkok pedig kontinenshatároló leszakadásokkal párhuzamosan, kratogén területeken fekszenek. Céлом viszont éppen az, hogy rámutassak: a kettő közötti különbség a méretektől eltekintve nem nagy, ami a létrehozó tektonikai folyamatok és erők jellegbeli azonosságára vall.

Topográfiai szempontból a Kisalföld a Rába folyó két oldalán elterülő, mintegy 120 km hosszú és 50 km széles alakzat. Nyugaton az Alpok előhegyei határolják, keleti határvonala a felszínen nem ilyen határozott, a mélyben azonban körülbelül a Balaton Ny-i végződésétől Komárom

irányába haladó vonal mentén törésekkel határolódik. A kéregszerkezeti vizsgálatok az alakzatot valamivel hosszabbnak mutatják: lehalad egészen a lovászi kőolajmezők vidékére, amint azt a (4)-ben adott kéregszerkezeti térképen láthatjuk. Az ilyen értelemben vett, kibővített Kisalföld tengelyében a földkéreg átlagos vastagsága 20 km körüli, vagyis jóval kisebb az európai átlagnál.

1. Morfológiai tekintetben az afrikai árkok szélessége a mélységükhöz úgy aránylik, hogy 35 : 1, illetve 70 : 1 (2). Ha a mai topográfiát tekintjük, a Kisalföldön ez az érték 100 : 1. Ha azonban a medencét kitöltő pannóniai és fiatalabb üledékeket eltávolítva képzeljük, átlagosan 35 : 1 értéket kapunk. A hossz és szélesség aránya még a Kisalföld szlovákiai folytatását tekintve is jóval kisebb, mint az afrikai árkoknál.

2. Szerkezeti szempontból az afrikai árkok vetődésekkel határolt tektonikus árkok. Miután a vetődés fogalmának használata a magyar földtani irodalomban nem egységes, hangsúlyozom, hogy vetődés alatt olyan töréses formát értek, amelynél a törési felület fölött elhelyezkedő ún. fedőtag az alatta elhelyezkedő ún. fekvőtaghoz képest lefelé mozdult el. (Lesiklás, Abschiebung, normal fault ennek a formának szokásos szakirodalmi nevei.) A mechanika törvényéből következően ezeknek



1. ábra. A Kisalföld keresztmetsvénye Kőrössy L. szerint.

- 1) Poszt-szarmata medencekitöltés 2) Miocén rétegek, 3) Karbodolerit, Palegoén, 4) Mezozoos alaphegység, 6) Kristályos alaphegység

a törési felületeknek a dőlése általában meredek (5), ezt az elvet a tapasztalat mind az afrikai árkok, mind a Kisalföld esetében igazolja. Az ilyen törések többek között Kőrössy (6) szelvényén is jól láthatók. A földtani szelvények elemzése arra mutat, hogy az afrikai árkokat és a Kisalföldet létrehozó feszültségek a törések helyzetéből és dőlésszögéből ítélve a földkéregnek a megfigyelések számára hozzáférhető részében az árok tengelyére merőlegesek és húzó jellegűek voltak. A Kisalföld esetében a kérdéses törések mentén az Alpok és a Bakony hegység közettömegei 2—4000 méterre süllyednek a tenger színe alá.

Hasonló vonás a két alakzat földtani szerkezetében az is, hogy mindkettő idősebb, eltérő csapású szerkezeteken vág keresztül, mitsem törődve azok szerkezeti irányjaival. Az afrikai árkok esetében az átmetszett szerkezetek legnagyobb részét prekambriak, a Kisalföld esetében pedig az Alpokból a Bakony hegység felé húzódó, nagyjából K—Ny csapású alpida szerkezetről van szó. A fő különbség a két terület földtani felépítése között, hogy a Kisalföld árkat helvétitől pleisztocénig, sőt holocénig terjedő vastag üledéksorozat borítja, míg az afrikai árkok üledéktakarója

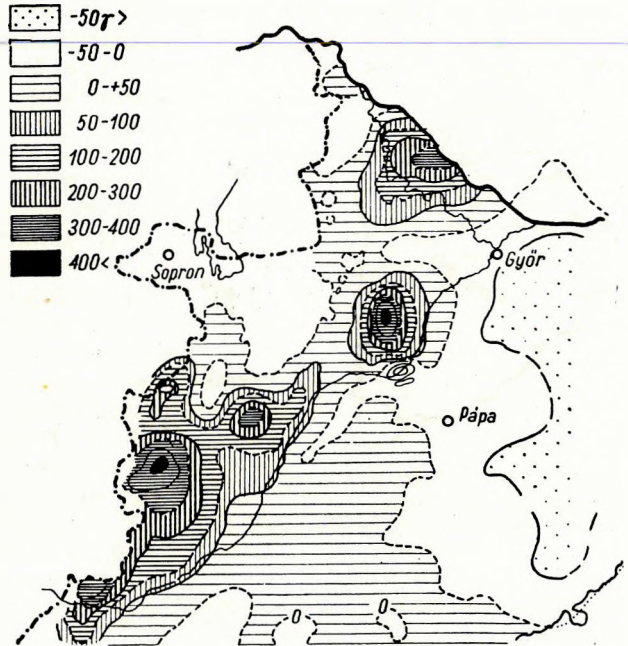


sokkal vékonyabb és átlagát tekintve sokkal fiatalabb. Ez a jelleg arra mutat, hogy az afrikai árkok hosszú üledékfelhalmozódás után fognak csak a Kisalföldhöz hasonló állapotba jutni, tehát, hogy az afrikai árkok fiatalabb képződmények.

3. Ismeretes, hogy az afrikai árkokat részben ma is működő, részben pedig nemrégén kihűnyt alkálibasaltos vulkánosság jellemzi. *Girdler* (2) írja, hogy a Vörös-tenger tengelyében alkálibasalt-szigetek kis csúcsai emelkednek a víz felszíne fölé. Ehhez igen hasonló képet látunk a Kisalföldön, ahol ugyan csak néhány kis alkálibasalt-kúp nyúlik ki az üledékes kitöltésből. A kisalföldi árok peremén — és pedig mindkét oldalon, Ausztriában csak úgy mint a Bakonyban — nagyobb bazaltkúpokat és lávafolyásokat találunk. Elhelyezkedésükben a Kilimandzsáró és Kibo helyzete emlékeztetne ezekre. Koruk pliocén, tehát egészbenvéve idősebbek, mint az afrikai árok vulkánossága.

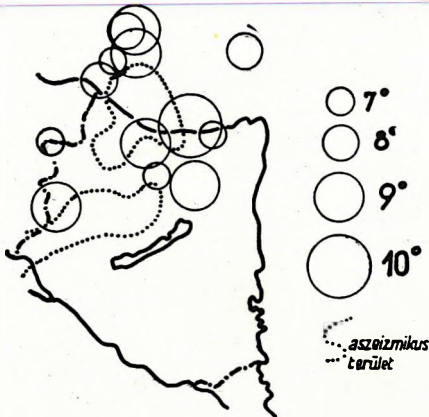
4. Geofizikai tekintetben a) a nehézségi gyorsulásra, b) a földmágnességre, c) a földi hőfluxusra és d) a szeizmicitásra vonatkozó adatokat szeretném összehasonlítani.

a) Az afrikai árkokat általánosságban negatív izosztatikus anomáliák jellemzik. — Magyarországon az izosztatikus és *Bouguer*-anomáliák lefutása igen hasonló. Ezért az összevetés céljára a részletesebb *Bouguer*-anomália térképet használtam (7). Ez területünk tengelyében egy elég rosszul definiált minimumot mutat. Erre a minimumra helyi maximumok szuperponálódnak, amelyeket fúrással igazolt paleozoos-kristályos eltemetett hegyvonulatokkal sikerült kapcsolatba hozni. A környező hegységekhez viszonyított átlagos nehézségi gyorsulásbeli hiány mintegy 20 milligal. Ez jóval kevesebb, mint amennyit az afrikai árkoknál találtak; ha azonban az üledékes kitöltést eltávolítottunk képzeljük, mint ahogy az afrikai árkoknál ténylegesen hiányzik is, a gravitációs anomália nagyságrendileg elérheti az afrikai árkokra jellemző értéket. Az afrikai árkok egyes részei között fennálló nehézségi rendellenességbeli különbségeket is általában az üledékes kitöltés egyenetlenségeire vezetik vissza (2).



2. ábra A Kisalföld Bouguer-anomália szelvénye az 1. ábra szelvényének mentén

b) A Vörös-tenger tengelye mentén *Girdler* meredek mágneses anomáliát mutatott ki, amelyet egy bázisos magmás közettömeg hatására vezetett vissza. Területünkön is többszáz gammás csücsértékű mágneses anomáliásáv húzódik keresztül. Ezt *Scheffer* és *Kántás* (8) már több mint egy évtizede eltemetett bázisos magmás tömeg hatásával magyarázták. Ezt a feltevést igazolta a szanyi fúrás, ahol mintegy 2000 m mélységben, nagy mágneses anomália helyén, karbodolerites kőzetet találtak. Fontos különbség az itteni és Vörös-tengeri mágneses anomália között, hogy az itteni a kislalföldi árok tengelyével mintegy 30°-os szöget zár be, míg a Vörös-tengeri anomáliásáv a Vörös-tenger tengelyével egybeesik.



3. ábra A kislalföld területének és a környező csatlakozó területeknek 7-es és nagyobb földrengései Réthly nyomán.

c) Amint arra *Egyed* (1) is felhívta a figyelmet, az afrikai árkokat a földi hőáram nagy értékei jellemzik. Eddig a Kisalföldön egy helyen mérték meg a földi hőáramot (9). A mérés nemadott a szárazföldi átlagnál nagyobb értéket.

d) Az afrikai árkok területén nagy a szeizmicitás. Magyarország általános kis szeizmicitásához képest a Kisalföld peremvidékeit is elég nagy szeizmicitás jellemzi *Réthly* térképe szerint (10). Ennek a térképnek idevágó részletét a 3. ábra mutatja. Látható, hogy a Kisalföld nyugati, élesebb határa mentén sűrűn, a keleti, kevésbé éles határ mentén rendszertelenebbül helyezkednek el

a földrengésszékkel, a középponti legmélyebbre süllyedt rész aszeizmikus terület.

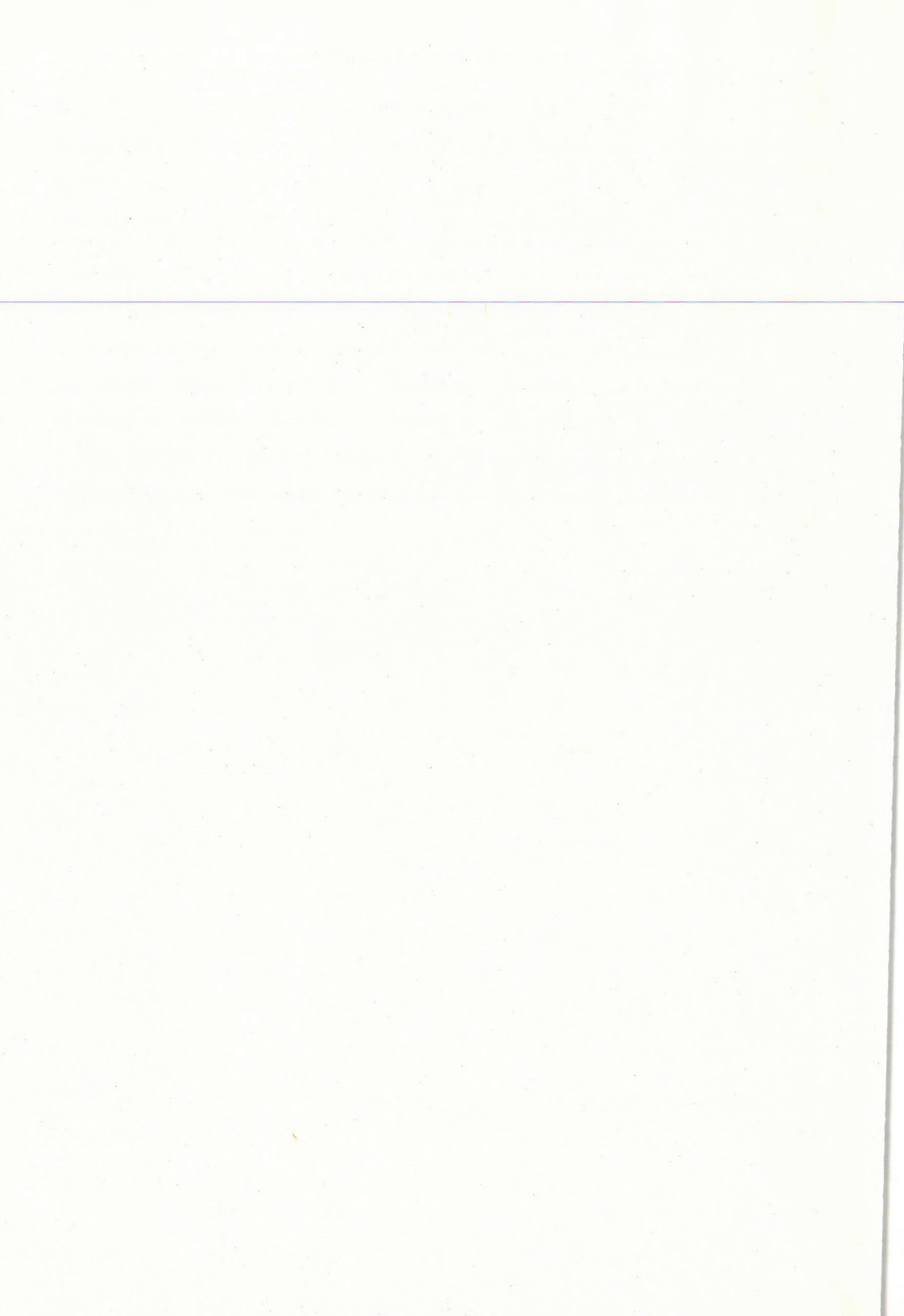
Összefoglalásul megállapítható, hogy a Kisalföld és déli folytatása, mely Európa egyik legvékonyabb kéregrészletén települ, sok hasonló vonást mutat a nagy afrikai árkokkal. Az üledékköltésben, hőáramban és szeizmicitásban mutatkozó különbségeket egyértelműen megmagyarázhatjuk azzal a már említett feltevéssel, hogy a Kisalföld idősebb forma, mint az afrikai árkok és azoknak mintegy „fosszilis” megfelelője. A kislalföldi árok fiatal korát a stájer mozgásoktól (a tortonai emelet elejétől) a szarmata emelet végéig, érett korát a pliocén bazaltvulkánosságig, öregkorát az azóta eltelt időre számítjuk.

Más különbségek egyrészt a méret és alak, másrészt sok apróbb részlet tekintetében valószínűleg arra vezethetők vissza, hogy a kislalföldi árok aránylag fiatal orogén-öveket vág keresztül, nem pedig csaknem gyökerükig lepusztult, idős prekambri orogéneket, mint az afrikai árkok.

A fenti megfontolások újabb igazolásul szolgálnak arra, hogy a Föld felszínén a húzófeszültségekre visszavezethető szerkezeti formák gyakoribbak, mint hinni szokás.

## IRODALOM

1. *Egyed L.*: The origin of the Red Sea. *Annales Univ. Budapestinensis Sectio Geologica*, III. 1960.
2. *Girdler, R. W.*: The relationship of the Red Sea to the East African Rift system. *Éuart. J. Geol. Soc. London*, 114. 1958.
3. *Stille, H.*: Betrachtungen zum Werden des europäischen Kontinentes mit bes. Berücksichtigung der Mittelmeer – Mjösen – Zone. *Zeitschr. . Deutsch. Geol. Ges.* 97, 1945.
4. *Balkay B.*: Crustal structure below Hungary. *Annales Univ. Budapestinensis, Sectio Geologica*, II. 1959.
5. *M. King Hubbert*: Mechanical basis for certain familiar geologic structures. *Bull. of Geol. Soc. Amer.*, 62. 1951.
6. *Körössy L.*: Adatok a Kisalföld mélyföldtanához. *Földtani Közöny*, 88. 3. 1958.
7. *Facsinay L. – Szilárd J.*: A magyar országos gravitációs alaphálózat, *Geofizikai Közlemények*, 5. 2. 1956.
8. *Scheffer V. – Kántás K.*: A Dunántúl regionális geofizikája. *Földtani Közöny*, 79. 1–4. 1949.
9. *Boldizsár T.*: Heat flow in the oil field of Nagylengyel. *A soproni Bányászati és Kohászati Oszt, Közl*, 20. 1957.
10. *Réthly A.*: A Kárpátmedencék földrendései. *Akadémiai Kiadó, Budapest*, 1952.



G. BARTA

CONNECTION BETWEEN THE EARTH'S MAGNETISM  
AND THE ELLIPTICITY OF THE EQUATOR

Previous investigations of the author led to the conclusion that the secular variation of the Earth's magnetism, besides local features, possesses also large scale characteristics, affecting the whole of the globe. In the system of data of the last 50 years a periodicity of 50 years is appearing and the same period is present also in the rotational velocity of the Earth. One can suppose therefore, that the secular variation of the Earth's magnetic field is associated with great mass movements. These mass movements cause a change in the equipotential levels of the gravitational field, too, and as a consequence of this, the 50 year's periodicity can also be found in the observational series of sea-level variation.

It is known since long, that the magnetic centre of the Earth is lying eccentrically in a distance of 350 km from the geometric centre towards the Marshall-islands. The direction of the greater axis of the elliptic equator agrees well with the direction of the magnetic eccentricity. Supposed the most inner core has an eccentricity of 300 km against the crust, then the difference of the two axis of the resulting equipotential surface turns out to be 175 meters in accordance with the observational evidence. The velocity of the wandering westwards of the magnetic centre is well known. Supposing that this velocity is linked with the displacement of the innermost core and it shows an oscillation corresponding to the magnetic longitudinal wave, then we can await the existence of an oscillation in the velocity of the Earth rotation, whose period is about 50 years and whose amplitude is 0,5 sec; this is in agreement with the observed oscillation of 0,9 sec as regards phase and magnitude. The oscillation of the velocity of displacement of the innermost core would lead to a fluctuation of the potential surface aloft of an amplitude of 13 cms. Nevertheless when observing sea-level fluctuations we can only state the differences of fluctuations of the crust and the border line of the sea; therefore the value obtained above can be admitted as being in sufficient agreement with the amplitude of 3 cms stated by the observation.

Basing on these considerations we can suppose that the shape of the geoid is changing considerably in time. The system of data we possess as yet do not allow to decide whether the eccentricity of the innermost core is produced by the elliptical shape of the equator or this ellipticity is brought about by the eccentricity of the core. If in the future, observational material will increase, this problem will probably become solvable.

Further, the considerations led to the conclusion, that the gravitational field may show a secular variation of about 10 mgal, owing to the variations of the mass-distribution of the Earth. To establish this supposed secular fluctuation we ought to have an observing network of carefully distributed and accurately surveyed base stations, executing relative gravimetric measurements regularly.

## A FÖLDMÁGNESES TÉR EXCENTRICITÁSÁNAK KAPCSOLATA A FÖLD HÁROMTENGELYŰSÉGÉVEL

BARTA GYÖRGY

### Előzmények

Eddigi vizsgálatok során a földmágneses tér évszázados változásában sikerült kimutatni bizonyos általános jelleget. A mérsékelt övi obszervatóriumok mágneses összetevőinek évszázados változásában kimutatható ugyanis egy kb. 50 év periódusú lüktetés (2,5, 22).

A jelenséget a kiegyenlített évszázados változás által megadott változó irányú koordinátarendszerben vizsgálva megállapíthatjuk, hogy az évszázados változás az egész Földön egyidejűleg gyorsul és lassul, ennek a változásnak a periódusa kb. 50 év (5).

A teljes évszázados változás-vektorok ortogonális vetítéséből megállapítható, hogy a jelenségnek Pakisztán körül szimmetria-centruma van. Az évszázados változást képviselő vektorok a vetítési centrum körül konvergálnak, a peremobszervatóriumok vektorai pedig divergálnak (3).

Már ezekben az értekezésekben felvetettük azt a gondolatot, hogy a mágneses középpont ismeretes mozgásának kapcsolata lehet a szimmetria-középpont Pakisztán körüli kialakulásával. Ezekben az elgondolásokban igen nagy szerepet játszik a Föld mágneses középpontjának excentrikus fekvése és mozgása. Ezért igen fontos ezt a jelenség-csoportot minél alaposabban megvizsgálni.

Az excentricitás többek között abban nyilvánul meg, hogy a Csendes-óceán nyugati részén óriási területen a vízszintes térerősség 10 000 gammával nagyobb, mint az átellenes oldalon fekvő atlanti-óceáni részen. A mágneses elhajlás változása a Föld felületén szintén excentricitásra mutat. A mágneses térnek a mágneses középpont excentricitására utaló torzultsága a mai mérési pontosságnál tehát sok nagyságrenddel nagyobb mértékű.

A különböző időpontokból származó adatok összehasonlítása alapján megállapítható, hogy az excentrikus mágneses középpont bizonyos szabályos mozgást végez. Gauss ideje óta, tehát több mint 100 esztendeje,  $0,2^\circ/\text{év}$  sebességgel Ny—ÉNy irányban mozgott, excentricitása pedig 300-tól 400 km-ig növekedett.

A mágneses excentricitás az idő folyamán mindig folyamatosan követhető módon változott. Kimutatása tehát nemcsak egy, hanem számos adatrendszeren nyugszik. Leszögezhetjük tehát, hogy a földmágneses tér excentricitása rengeteg mérési adaton alapuló kétségtelen fizikai tény. Ha ez így van, akkor a Föld belső felépítésében hasonló tömegexcentricitást is kell keresni.

A mágneses középpont meglehetősen nagy sebességű vándorlása arra mutat, hogy az excentricitás nem lehet közvetlen kapcsolatban a Föld kontinens-felépítésével, sőt a Föld kéreg- és köpeny-szerkezetével sem. Ezek u. i. időben nem változnak olyan lényegesen, hogy a mágneses évszázados változáshoz hasonló — a földtörténeti korokhoz képest

rövid periódusú — változás okát ezekben kereshetnők. A hatás oka tehát csak a kéreg és a köpeny alatt, a magban kereshető. A változásnak a Föld forgásához és keringéséhez képest hosszú periódusú jellegéből pedig nagytehetetlenségű folyamatra következtethetünk. Feltételezhetjük tehát, hogy nagy mélységben (a Föld magjában) levő, óriási méretű tömeg excentricitásáról és lassú eltolódásáról van szó.

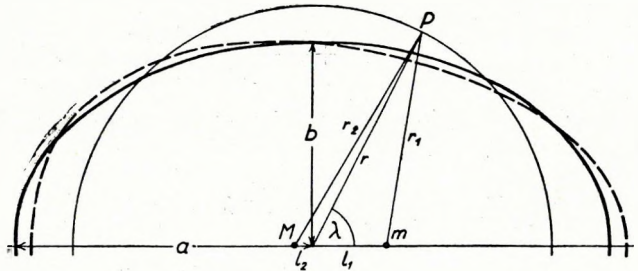
### A Föld alakjának összefüggése a mágneses tér excentricitásával

Ezzel kapcsolatban felvetődhet az a gondolat, hogy ilyen nagy tömegeknek ilyen nagy méretű excentricitása a Föld alakját és gravitációs terét mérhetően befolyásolhatja. Valóban a Föld alakjának háromtengelyűsége — vagyis az egyenlítő ellipticitása — csakugyan ilyen excentricitáshoz hasonló belső tömegeloszlásra vezethető vissza és igen figyelemreméltó, hogy a mágneses excentricitás iránya a mérési pontosság határain belül megegyezik a háromtengelyű Föld egyenlítői nagytengelyének irányával.

A 300—400 km-es mágneses excentricitás az első pillanatra túlságosan nagynek tűnik ahhoz, hogy a Föld felépítésében ekkora valódi tömegexcentricitást tételezzünk fel. A lehetséges hatások nagyságrendi viszonyainak megbecsülésére azonban számításokat végeztünk arra vonatkozólag, hogy a belső földmagnak ilyen méretű excentricitása mekkora nivófelület- és nehézségi gyorsulás-változást okozhat a Föld felszínén.

Eredményképpen a háromtengelyű Föld egyenlítői nagy- és kistengelyének különbségére és a nehézségi gyorsulás egyenlítői változására az ismert adatokkal elég jól egyező értékeket kaptunk.

A számítását a következőképpen végeztük: Tegyük fel, hogy két tömegpont  $M$  és  $m$  egy közös ponttól  $l_2$  és  $l_1$  távolságokra fekszik úgy, hogy  $m \cdot l_1 = M \cdot l_2$ . A két tömeg tömegközéppontja legyen koordináta-rendszerünk kezdőpontja. Vegyünk fel a külső térben a közös tömegközépponttól  $r$  távolságra egy  $P$  pontot. Legyen a  $P$  pont távolsága a  $m$  tömegtől  $r_1$  és  $M$ -től  $r_2$ . Az 1. ábrából láthatóan a  $P$  pontban a két tömegpont együttes vonzásának potenciálja a következő lesz:



1. ábra

$$V_1 + V_2 = V = f \frac{m}{r \sqrt{1 - \frac{2l_1}{r} \cos \lambda + \frac{l_1^2}{r^2}}} + f \frac{M}{r \sqrt{1 + \frac{2l_2}{r} \cos \lambda + \frac{l_2^2}{r^2}}}$$

Alkalmazzuk az

$$\frac{1}{\sqrt{1-x}} = 1 + \frac{x}{2} + \frac{3x^2}{8} + \frac{5x^3}{16} + \dots$$

sorfejtést, kapjuk:

$$V_1 = f \frac{m}{r} \left[ 1 + \frac{l_1}{r} \cos \lambda - \frac{l_1^2}{2r^2} + \frac{3}{8} \left( \frac{4l_1^2}{2r^2} \cos^2 \lambda + \frac{4l_1^3}{r^3} \cos \lambda + \frac{l_1^4}{r^4} \right) + \right. \\ \left. + \frac{5}{16} \left( \frac{2l_1}{r} \cos \lambda - \frac{l_1^2}{r^2} \right)^3 + \dots \right].$$

$$V_2 = f \frac{M}{r} \left[ 1 - \frac{l_2}{r} \cos \lambda - \frac{l_2^2}{2r^2} + \frac{3}{8} \left( \frac{4l_2^2}{r^2} \cos^2 \lambda + \frac{4l_2^3}{r^3} \cos \lambda + \frac{l_2^4}{r^4} \right) - \right. \\ \left. - \frac{5}{16} \left( \frac{2l_2}{r} \cos \lambda + \frac{l_2^2}{r^2} \right)^3 + \dots \right].$$

A sorfejtésben az  $l_1^3/r^3$  tagnál megállva, tekintetbe véve az  $m \cdot l_1 = M \cdot l_2$  összefüggést, megkapjuk a potenciált:

$$V = f \frac{m+M}{r} \left[ 1 + \frac{m}{M} \frac{l_1^2}{2r^2} (3\cos^2 \lambda - 1) + \right. \\ \left. + \frac{m(M-m)}{M^2} \frac{l_1^3}{2r^3} \cos \lambda (5\cos^2 \lambda - 3) + \dots \right] \quad 1.$$

A potenciál kifejezésből pedig egyszerű differenciálással kaphatjuk meg a gyorsulást.

$$g = f \frac{m+M}{r^2} \left[ 1 + \frac{3ml_1^2}{2Mr^2} (3\cos^2 \lambda - 1) + \right. \\ \left. + \frac{2m(M-m)l_1^3}{M^2r^3} \cos \lambda (5\cos^2 \lambda - 3) + \dots \right] \quad 2.$$

A formula megadja a gravitációs gyorsulást a gömbfelületen a feltételezett tömegeloszlás esetén.

A Föld külső magja átlagosan  $11 \text{ g/cm}^3$  sűrűségű anyag. Legyen ebben a külső magban excentrikus helyzetű a gömbalakú  $1250 \text{ km}$  sugarú és kb.  $17 \text{ g/cm}^3$  sűrűségű belső mag. A Föld belső magjának a külső maghoz viszonyított tömegtöbblete (vagyis a két tartomány sűrűségkülönbsége szorozva a belső mag köhtartalmával)  $m = 0,05 \cdot 10^{27} \text{ g}$ . A Föld e tömegtöbblet elhagyása után egyenként homogén koncentrikus gömbhéjakból állónak tekinthető, és a tömege  $M = 5,95 \cdot 10^{27} \text{ g}$ -nak vehető. Ezeket a tömegeket, valamint a Föld  $R$  sugarát és a mag feltételezett  $l_1 = 300 \text{ km}$ -es excentricitását az 1–2 képletekbe helyettesítve, a  $\lambda$ -t  $10^\circ$ -onként változtatva megkapjuk az excentrikus belső tömegeloszlású Föld tömegvonzásának potenciálját és e tömegvonzás okozta gyorsulást az  $R$  sugarú gömb egyenlítőjén.



1. táblázat

**A NÍVÓFELÜLET ÉS A GRAVITÁCIÓS GYORSULÁS MEGVÁLTOZÁSA  
AZ EGYENLÍTŐ MENTÉN A FÖLD BELSŐ MAGJÁNAK 300 KM-ES  
EXCENTRICITÁSA ESETÉN**

$\lambda$	$r - R$	$g r - f \frac{M + m}{R^2}$	g korr. nivó- felületre	$\Delta$ g a nivó- felületen	eltérés a szimm. alaktól
0°	+123,9 m	+58,6 mgal	-38,2	+20,4 mgal	+5,5 m
10	+118,1	+55,8	-36,4	+19,4	+5,1
20	+101,2	+47,8	-31,2	+16,6	+3,8
30	+75,6	+35,6	-23,3	+12,3	+1,8
40	+44,6	+20,9	-13,8	+7,1	-0,1
50	+12,2	+5,6	-3,8	+1,8	-1,6
60	-17,7	-8,3	+5,5	-2,8	-2,5
70	-41,2	-19,2	+12,7	-6,5	-2,3
80	-55,8	-25,9	+17,2	-8,7	-1,4
90	-59,7	-27,5	+18,4	-9,1	0,0
100	-53,0	-24,1	+16,4	-7,7	+1,4
110	-36,6	-16,4	+11,3	-5,1	+2,3
120	-12,8	-5,3	+4,0	-1,3	+2,4
130	+15,5	+7,7	-4,8	+2,9	+1,7
140	+44,8	+21,1	-13,8	+7,3	+0,1
150	+72,1	+33,4	-22,3	+11,1	-1,7
160	+93,9	+43,2	-29,0	+14,2	-3,7
170	+108,0	+49,5	-33,3	+16,2	-5,0
180	+112,8	+51,7	-34,8	+16,9	-5,5

Az 1. táblázatban közöljük az excentrikus tömegeloszlású Föld  $V = f \frac{M + m}{R}$  potenciálú felületének eltérését az R sugarú gömbtől (az r-et a potenciállal fordítottan arányosnak vettük és úgy számítottuk ki a r—R értékeket), és a nehézségi gyorsulásnak az excentricitás nélküli értékhez viszonyított különbségét mgal-ban. A R sugarú körre kiszámított gyorsulás-különbségeket a szintfelület egyenlítői metszsvonalának r távolságaira kell redukálni. A redukciót a 0,3086 (r—R) képlettel hajtottuk végre. Látható, hogy a nivófelületen a nagy tengely irányában 15—20 mgal gyorsulás-többletre, az arra merőleges irányban pedig 9 mgal gyorsulás-hiányra számíthatunk az excentricitás következtében.

A táblázatból látható, hogy az egyenlítő a  $\lambda = \pm \frac{\pi}{2}$  tengelyre nem szimmetrikus, hanem a M tömeg irányában tompultabb, a m tömeg irányában elnyúltabb, mint az ellipszis (l. ábra szaggatott vonal). Látható, hogy ez az eltérés igen csekély: csak  $\pm 5,5$  m-t tesz ki. Ezért továbbra is az egyenlítőről, mint ellipsziszről és annak nagy és kistengelyéről beszélünk. Az ellipszis nagytengelyének az  $r_0$  és az  $r_\pi$  sugarak számtani közép-

értékét, kistengelyének az  $r_{\pi}$  sugarat tekintjük. A nagy- és kistengelyek különbsége tehát:

$$a - b = \frac{r_0 + r_{\pi}}{2} - r_{\pi} = R + 118,3 - (R - 59,7) = 178 \text{ m.}$$

Tehát a Föld belső magjának 300 km-es excentricitása az egyenlítőt ellipszissé teszi és mintegy 180 m-es különbséget okoz az ellipszis nagy- és kistengelye között. Táblázatunkból az is látható, hogy a nehézségi gyorsulás a nivófelület egyenlítői nagytengelyén a m tömeg oldalán levő végpontban 29,5 mgal-lal, a M tömeg oldalán levő végpontban pedig 26,0 mgal-lal nagyobb, mint a kistengely végpontjaiban. Ha az egyenlítő alakjának és nagytengelyének a kistengelyre vonatkozó aszimmetriáját kiküszöböljük, akkor azt mondhatjuk, hogy a nehézségi gyorsulás a nagytengely végpontjaiban 27,8 mgal-lal nagyobb, mint a kistengely végpontjaiban.

A földmágnesség potenciálja gömbfüggvények szerint haladó sorfejtésének a földmágnesség momentán állapotát jellemző együtthatói 1550-től mostanáig sok epochára állnak rendelkezésünkre. Ezekre az időpontokra vonatkozóan ismerjük az excentricitás irányát és mértékét (7). Ezekből az adatokból az előzőkhöz hasonló módon megkaptuk az egyenlítői ellipszis irányát és kiszámítottuk nagy- és kistengelyének különbségét, valamint ezek végpontjaiban a gravitációs gyorsulás különbségét.

2. táblázat

**A MÁGNESES EXCENTRIKUS DIPÓLUS GÖMBI KOORDINÁTÁI ( $l_1, \varphi, \lambda$ ),  
A BELŐLÜK KISZÁMÍTOTT EGYENLÍTŐI ELLIPSZIS-ADATOK ( $\lambda_0, a - b$ )  
ÉS A GRAVITÁCIÓS GYORSULÁS KÜLÖNBSÉGE A TENGELEK VÉGPONTJÁBAN  
( $g_a - g_b$ ).**

Sorsz. az ábrán	A sorfejtő neve	Idő- pont	$l_1$ km	$\varphi$	$\lambda$	$\lambda_0$	$a - b$	$g_a - g_b$
I.	Fritsche	1550	242	+2,9°	220,4 °E	40,4 °E	116 m	18 mgal
II.	Fritsche	1600	220	+4,1	210,0	30,0 E	96	15
III.	Fritsche	1650	224	+5,2	205,6	25,6 E	99	15
IV.	Fritsche	1700	224	+6,0	193,5	13,5 E	99	15
V.	Fritsche	1780	246	+4,1	180,7	0,7 E	120	19
—	Fritsche	1842	273	—3,7	180,2	0,2 E	148	23
—	Fritsche	1885	304	+2,3	168,4	11,6 W	183	29
VI.	Fritsche	1900	318	+4,2	164,8	15,2 W	200	31
VII.	Erman—Petersen	1829	251	—1,6	181,7	1,7 E	125	19
VIII.	Gauss	1835	289	—13,4	188,3	8,3 E	165	26
IX.	Adams	1845	285	—4,9	181,2	1,2 E	161	25
—	Carlheim— Gyllensköld	1860	272	—5,5	187,0	7,0 E	146	23
X.	Schmidt	1885	289	+6,2	167,7	12,3 W	165	26
XI.	Dyson—Furner	1922	363	+9,7	161,3	18,7 W	261	41
XII.	Vestine—Lange	1945	396	+14,4	154,1	25,9 W	310	48
XIII.	Afanasieva	1945	388	+14,8	156,4	23,6 W	298	46
XIV.	Chakrabarty	1945	411	+13,9	153,9	26,1 W	334	52
XV.	Finch—Leaton	1955	436	+16,3	150,2	29,8 W	376	59

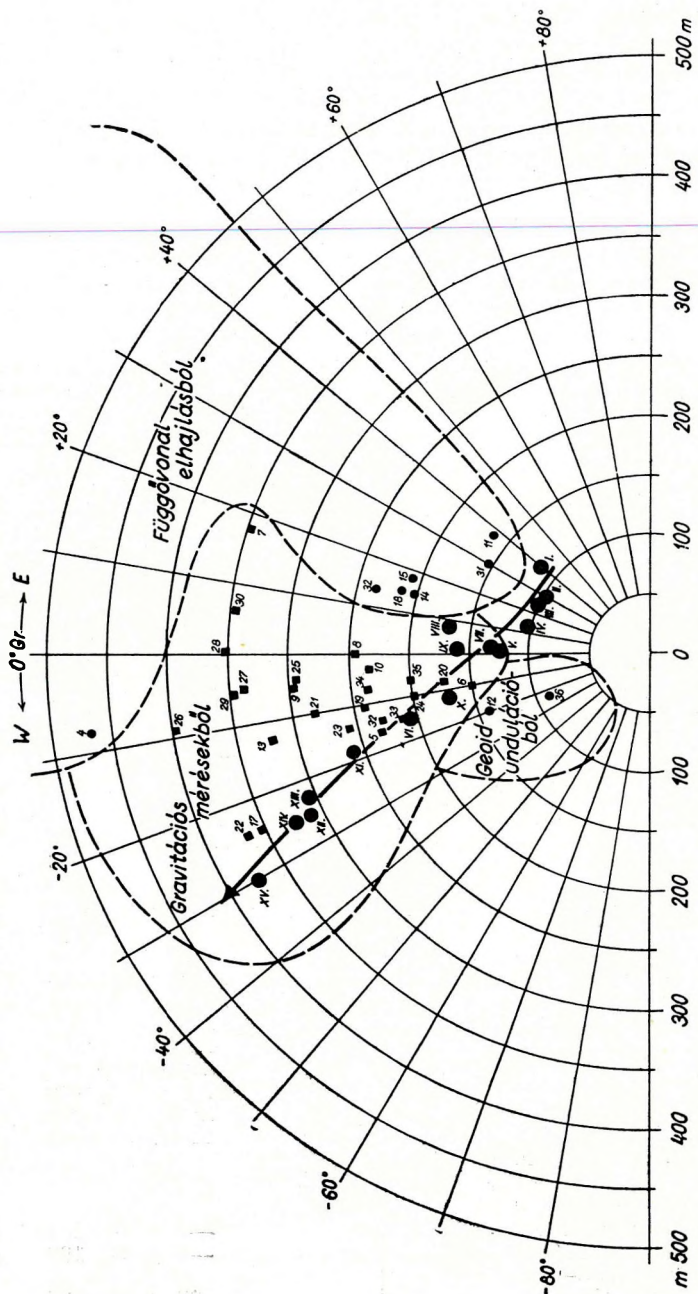
A már tárgyalt aszimmetria kiküszöbölésére a nagytengely hosszára és annak két végpontjában a gravitációs gyorsulásra a  $\lambda = 0^\circ$  és a  $\lambda = 180^\circ$ -nak megfelelő értékek számtani közepét fogadtuk el. A felhasznált és nyert adatokat a 2. táblázathoz közöljük.

A 3. táblázatban közöljük a múlt század közepétől rendelkezésünkre álló föld-háromtengelyűségi adatokat (26). A 2. és 3. táblázat adatait a 2. ábrán egyesítve szemléltetjük. Néhány mágneses adatot az

3. táblázat

**AZ EGYENLÍTŐI ELLIPSZIS NAGY TENGELYÉNEK IRÁNYA**  
( $\lambda_0$  GREENWICHTŐL KELETRE POZITÍV) ÉS NAGY ÉS KIS TENGELYÉNEK  
KÜLÖNBSEGE (a — b) GEODÉZIAI ÉS GRAVITÁCIÓS ADATOK ALAPJÁN  
SZÁMÍTVÁ

Sor-szám	A szerző neve	Év	Geodéziai adatokból		Gravitációs adatokból	
			$\lambda_0$	a — b	$\lambda_0$	a — b
1.	Schubert	1859	+41°	718 m		
2.	Clarke	1860	+14	1618		
3.	Clarke	1866	+16	1944		
4.	Clarke	1878	—8	465		
5.	Helmert	1915			—17° ± 6	230 m ± 51
6.	Berroth	1916			—10	150 ± 58
7.	Heiskanen	1924			+18 ± 5	345 ± 38
8.	Heiskanen	1928			0 ± 5	242 ± 38
9.	Heiskanen	1928			—5	294 ± 75
10.	Heiskanen	1928			—3	230 ± 42
11.	Heiskanen	1929	+38 ± 10	165 ± 57		
12.	Hirvonen	1934			—19 ± 3	139 ± 16
13.	Hirvonen	1934			—13 ± 18	320 ± 200
14.	Krassowski	1936	+15	200		
15.	Krassowski	1936	+18	204		
16.	Kasanski	1937			+8	
17.	Heiskanen	1938			—25 ± 2	352 ± 30
18.	Krassowski	1940	+15 ± 2,4	212 ± 16		
19.	Luoma	1941			—11	237
20.	Luoma	1941			—7 ± 4	172 ± 62
21.	Luoma	1941			—10 ± 1	278 ± 45
22.	K. Jung	1943			—25 ± 7	366 ± 77
23.	K. Jung	1943			—14 ± 8	258 ± 66
24.	K. Jung	1943			—10,3	197,2
25.	Niskanen	1945			—3,9	293
26.	Niskanen	1945			—9,4	392
27.	Niskanen	1945			—5,3	333
28.	Niskanen	1945			+0,8	350
29.	Niskanen	1945			—6,0	295
30.	Niskanen	1945			—6,1	293
31.	Krassowski	1950	+29,5 ± 5,4	156 ± 29		
32.	Isotow	1950	+14,3 ± 2,4	228 ± 19		
33.	Isotow	1950	+15	213		
34.	Zsongolovics	1952			—7 ± 6	233 ± 47
35.	Zsongolovics	1952			—6 ± 6	199 ± 47
36.	Tanni után	1948— 54			—23 ± 1	86 ± 6



2. ábra. Az egyenlítői ellipszis nagy és kistengelyének különbsége és nagytengelyének iránya, geodéziai és gravitációs adatok (kis kör- és négyzögpontok) alapján, valamint a mágneses excentricitásból számítva (nagy körpontok). A kihúzott nyíl jelzi az egyenlítői ellipszis változását a mágneses adatokból, számítva 1550-től 1955-ig.

ábrázolásból kihagytunk azért, mert részben ugyanarra az időpontra vonatkoztak, részben összeestek más adatokkal. Láthatjuk tehát, hogy nemcsak a mágneses excentricitás iránya esik egybe a Föld ellipszis-alakú egyenlítőjének nagytengelyével, hanem az ellipszis nagy- és kistengelyének különbsége is jól megegyezik a geodéziai és gravitációs mérések eredményeiből meghatározott adatokkal. Az ábrából látható, hogy a mágneses adatokból számított egyenlítői ellipszis alakja az utolsó évszázad folyamán megnyúlt és nagytengelyének az iránya a mágneses középpont vándorlásának megfelelően nyugatra vándorolt.

Természetesen a Föld alakját meghatározó gravitációs tér is mutat a Föld háromtengelyűségéhez hasonló egyenlítői torzultságot. Az egyes szerzők által meghatározott  $g$ -formulákból kiszámított  $g_0 - \frac{g_\pi}{2}$  értékeket (ahol  $g_0 = g(\varphi = 0, \lambda = \lambda_0)$  és  $\frac{g_\pi}{2} = g(\varphi = 0, \lambda = \lambda_0 + \frac{\pi}{2})$ ) a 4. táblázatban közöljük. A 2. és 4. táblázatokban közölt eredményeket összefog-

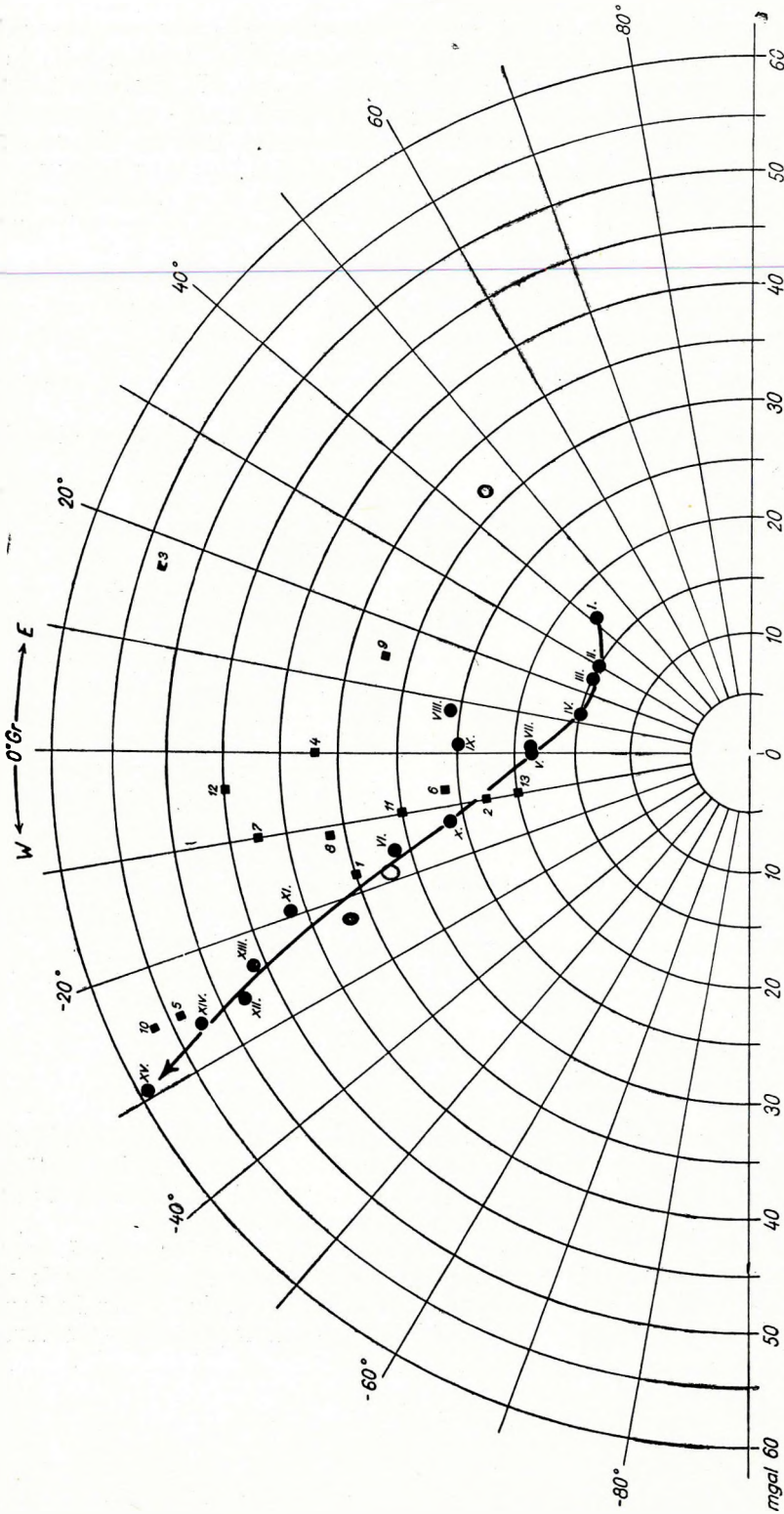
4. táblázat

**A GRAVITÁCIÓS GYORSULÁS VÁLTOZÁSA AZ EGYENLÍTŐ MENTÉN  
KÜLÖNBÖZŐ SZERZŐK SZERINT**

$g_0 = g(\varphi = 0, \lambda = \lambda_0);$		$g_\pi = g(\varphi = 0, \lambda = \lambda_0 + \frac{\pi}{2})$		
		$\frac{g_\pi}{2}$	$g_0 - \frac{g_\pi}{2}$	$\lambda_0$
1.	Helmert	1915	35 mgal	-17°
2.	Berthold	1916	23 "	-10°
3.	Heiskanen	1924	53 "	-18°
4.	Heiskanen	1928	37 "	0°
5.	Heiskanen	1938	54 "	-25°
6.	Luoma	1941	26 "	-7°
7.	Luoma	1941	43 "	-10°
8.	Luoma	1941	36 "	-11°
9.	Krassowski	1942	32 "	+15°
10.	K. Jung	1943	56 "	-25°
	Zsuravjev 1940. évi adataiból			
11.	K. Jung	1943	30 "	-10°
	Luoma 1941. évi adataiból			
12.	Niskanen	1945	45 "	-4°
13.	K. Jung	1955	20 "	-10°
	Tanni 1948. évi adataiból			

lalva a 3. ábrán szemléltetjük. A táblázatokból és az ábrából jól látható, hogy a mágneses excentricitási adatokon alapuló gravitációs különbségek iránya és nagyság szerint jól egyeznek a gravitációs mérésekből nyert különbségekkel. (dr. Haáz István megállapítása.)

Ezek szerint a földmágneses térnek a mágneses egyenlítő mentén mutatkozó aszimmetriája és a háromtengelyű Föld egyenlítőjének ellipticitása ugyanazzal a belső excentricitással magyarázható. Eredményünk megerősíti azt a felfogást, amely a Föld (permanens) mágneses terének



3. ábra. A gravitációs gyorsulás változása az Egyenlítő mentén, gravitációs mérésekből (kis pontok) és a mágneses excentricitásból (nagy pontok) számítva. A kihúzott nyíl jelzi a gravitációs gyorsulás változását az Egyenlítő mentén, a mágneses adatokból számítva 1550-től 1955-ig.

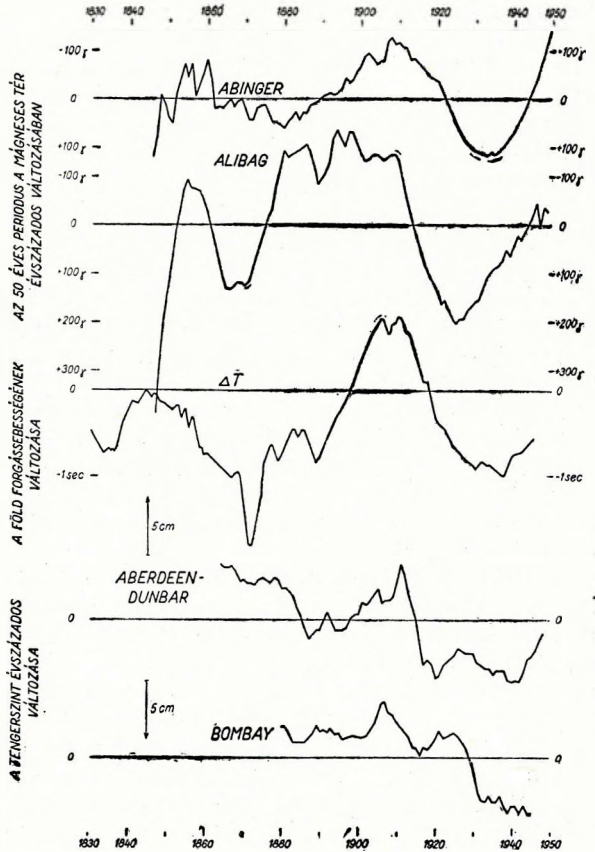
székhelyét a Föld belső magjának tömegéhez köti és ezt azzal egészíti ki, hogy ennek a belső magnak a tömegközéppontja a mágneses középponttal megegyező excentrikus helyzetet foglal el. A földmágnesség évszázados változása tehát csakugyan belső tömegmozgással, a belső mag excentrikus helyzetének lassú változásával magyarázható.

*A Föld forgássebességének, sarkmagasság ingadozásának és a gravitációs tér nívófelületének évszázados változása*

Az előző fejezetben láttuk, hogy a mágneses évszázados változás az excentrikus földmag bizonyos mozgására vezethető vissza. Természetes, hogy ha a földmágneses tér évszázados változásában észlelhető egy 50 év periódusú lüktetés, akkor ennek a Föld magmozgásában is jelentkeznie kell. Ennek a mozgásnak pedig a Föld felületén más jelenségekben is meg kell nyilvánulnia.

Valóban, néhány más jelenség határozott 50 éves periódusa csakugyan ilyen nagyméretű tömegelmozdulásra mutat a Föld belsejében. Az utolsó 50 év folyamán a Föld forgássebességében is észlelhető egy kb. 50 év periódusú változás. 1910 körül a Föld lassabban, 1935 körül pedig gyorsabban forgott a normálnál. A késés és sietés amplitúdója  $\pm 0,9$  sec. Ezen idő alatt ekkora változást a tengerszintnek 63 cm-es süllyedése okozna (23). Ekkora méretű tömegelmozdulásokat a Föld felszínén nem észlelünk és a külső kéregben sem tételezhetünk fel. A ható okot tehát itt is a Föld magjában kell keresni.

A belső mag keletről nyugatra mozog. Ha a mágneses longitudinális



4. ábra. A földmágneses tér évszázados változásának, a Föld forgássebesség-változásának, és a tengerszint évszázados változásának 50 éves hulláma

hullám a maximum felé halad, akkor ez a mozgás gyorsul, tehát a külső kéreg gyorsabban fog nyugatról keletre mozogni a normálisnál, vagyis a Föld ebben a szakaszban sietni fog a megfigyeléssel teljes összhangban (4. ábra). A hullám amplitúdójára vonatkozólag nem lehet becslést végezni addig, amíg a kéreg és a mag kapcsolódására nem teszünk feltevést.

A Föld belsejében végbemenő tömegmozgásra mutat az a tény is, hogy a sarkmagasság-ingadozás amplitúdójában szintén könnyen felismerhető egy 50 év körüli periódus. A sarkmagasság-ingadozás amplitúdójának 1910 körül maximuma, 1935 körül minimuma volt a földmágneses tér évszázados változásában és a Föld forgássebességében jelentkező lüktetéssel jó megegyezésben (15).

Ha a mágneses középpont elmozdulása a Föld belsejében végbemenő nagyméretű tömegmozgásokkal kapcsolatos, akkor ennek a változásnak a gravitációs tér évszázados változásában is jelentkeznie kell. Kellő pontosságú és hosszúságú gravitációs észlelési sorozatokkal nem rendelkezünk, tehát a kérdést így eldönteni nem lehet. Meg kell azonban gondolnunk, hogy tengerszint-magasság adataink viszont már igen régi időkről állnak rendelkezésünkre és ezek végeredményben a gravitációs tér nivófelület-magasság méréseinek felelnek meg. Ha pl. a Föld belső magja 50 év periódusú mozgást végez, akkor természetesen a tengerszint évszázados változásában is jelentkeznie kell hasonló periódusnak (amennyiben a földkéreg és köpeny nem követi teljes mértékben a nivófelület változását, úgy mint a folyadékfelszín).

A jelenség vizsgálatára összeállítottuk a rendelkezésünkre álló hosszú sorozatú mareográf-állomások évi átlagértékeinek sorozatát (6). A vizsgálatot nagyon megnehezíti, hogy a földkéreg helyi jellegű mozgása igen sok esetben elfedi az általános folyamatot. Különösen erősen érezhető ez Japánban, ahol a mareográf-állomások nullpontja a földrengések következtében gyakran és erősen megváltozik. Ez a pont pl. a tokiói 1923-as földrengés következtében 133 cm-rel mozdult el! Ezeket a változásokat kellő pontossággal nem lehet figyelembe venni, ezért erősen földrengéses területeken hosszú periódusú tengerszint-vizsgálatokat folytatni nem lehet.

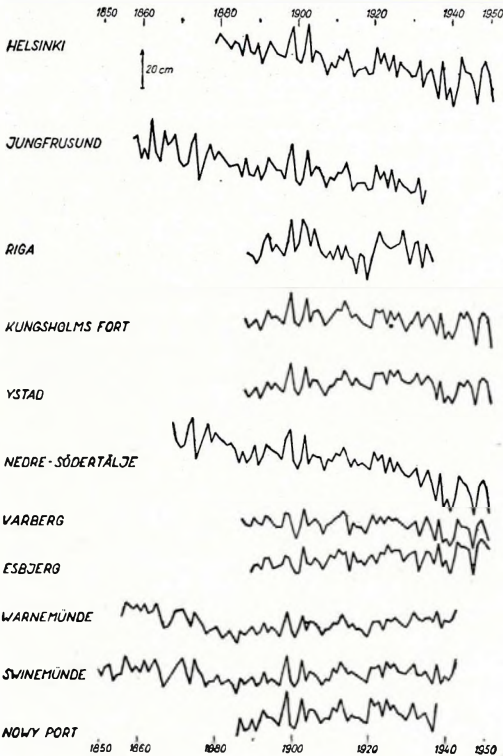
További súlyos nehézségeket okoz, hogy a tengerszint magasságát igen sok külső ható is befolyásolja (szélerősség, szélirány, légnyomás, tengeráramlások, hullámmozgások viszonyok stb). Ezek a hatók a tengerszint-ingadozás görbéket annyira csipkézik, hogy hosszú periódusú változás vizsgálata esetén a görbéket ölelkező középképzéssel simítani kell. Az északeurópai, simítás nélküli tengerszint-görbéken mégis megfigyelhető egy kb. 25 esztendő visszataró jellegű nyugtalanság, ami a földkéreg feszültségében egy 50 éves hullám létezésére utal (5. ábra).

Ölelkező középképzésnek alávetett hosszú sorozatú tengerszint adatarendszeret összehasonlítva megállapíthatjuk, hogy a tengerszint-ingadozásokban is felismerhető egy bizonyos általános jelleg. Így pl. Sydneyben és Aberdeenben — amelyek a földgömb átellenes pontjainak tekintendők — a nivófelület változás határozottan párhuzamos menetet mutat. Ezzel szemben a köztük fekvő Bombay és Tunisz, valamint a tőlük

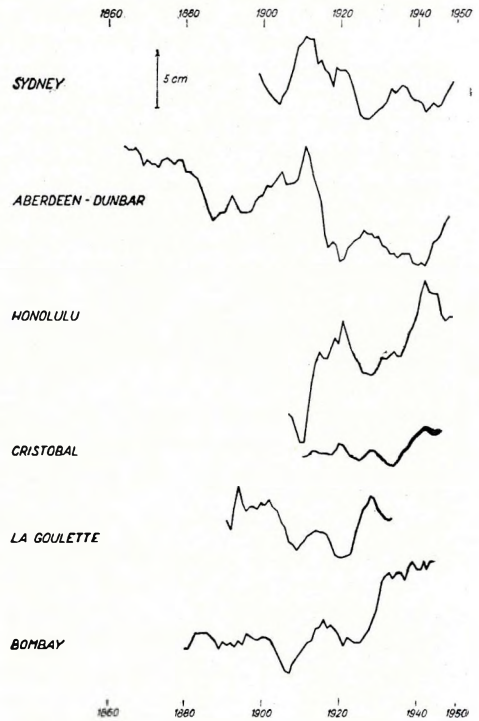


ugyancsak nagy távolságra fekvő Honolulu nivófelülete határozott ellenmenetet mutat. Ezek a sajátságok a nivófelület változások globális jellegét igazolják. Felismerhető ezekben az adatrendszerekben is egy kb. 50 év körüli periodicitás (6. ábra).

Érdekes megfigyelni, hogy a tengerszint-ingadozásban jelentkező 50 év periódusú hullámnak akkor van a fő változás jellegével egyező értelmű szélső értéke (tehát emelkedő változás esetén maximuma, csökkenő esetén minimuma), amikor a földmágneses tér longitudinális hullámának maximuma van, ez igazolja elgondolásaink előjel-helyességét.



5. ábra. A tengerszint ingadozása észak-európai mareográf állomásokon



6. ábra. A tengerszint ingadozása a Föld különböző pontjain

Összefoglalva megállapíthatjuk, hogy a hosszú sorozatú mareográf-állomások adatrendszerében szintén észlelhető egy bizonyos, az egész Földre kiterjedő globális jelleg és jelentkezik egy 50 év periódusú hullám. Ennek a fázisa megegyezik a mágneses évszázados változás longitudinális hullámának fázisával, ezért közöttük az összefüggés feltételezhető.

*Az excentricitás változásának kimutathatósága, a gravitációs gyorsulás évszázados változása*

Az előző fejezetben láttuk, hogy az 50 éves periódus sok olyan folyamatban jelentkezik, amelyet a tömegmozgás befolyásolhat. Ezzel kapcsolatban felvetődik az a gondolat, hogy nem mutatható-e ki a geoid alakváltozása közvetlen nivófelület meghatározásokkal. Ismeretes, hogy a földtengelynek viszonylag kicsi a mozgása, úgy hogy amennyiben tömegmozgást tételezünk fel, akkor annak a földtengelyre szimmetrikusnak kell lennie (23). Ennek a feltételnek a mi mozgásunk általában megfelel, úgy hogy a sark-mozgásban nem várhatjuk a jelenség kimutatását.

A gömb és ellipszoid között a nivófelület szögkülönbségét elvileg ki lehet mutatni, sajnos ez a szögkülönbség a gömb és a 300 km-es excentricitás által okozott ellipszoid-alak között maximális esetben is csak 3". Mi, ennek a különbségnek csak lassú időbeli változását mérhetjük, ami az utolsó 100 évben alatta marad az 1"-nek. Ilyen kis változás pedig ekkora időközre nem mutatható ki, sőt valószínűleg még hosszú ideig a jövőben is a kimutathatóság alatt marad.

A feltételezhető forgássebesség-változások és tengerszint-ingadozások amplitúdójának megbecslésénél hiányoznak a biztos ismeretek arról, hogy a belső magot milyen erők kapcsolják a külső kéreghez. Mi, ezeknek a jelenségeknek az időbeli változását csak a külső kéreg felületén mérhetjük. Ezért ez a kutatási út sem tekinthető közvetlenül járhatónak. Legfeljebb becsléseket végezhetünk a lehetséges forgássebesség-ingadozásokkal kapcsolatban. Ha más mérésekkel is ki lehetne mutatni a magmozgás tényét, akkor természetesen ezek a becslések azonnal konkrét formát ölthetnének, és azokból a külső mag anyagának sajátságaira és a köpeny és a mag kapcsolatára következtethetnénk. Ezért volna elvileg is rendkívül fontos a belső mag excentricitásának és mozgásának kimutatása más természetű mérésekkel.

Ismeretes, hogy relatív gravitációs (graviméteres) méréseink igen nagy pontosságúak. Lehetséges, hogy a Föld belső magjának vándorlása éppen ilyen mérésekkel mutatható ki legegyszerűbben annak ellenére, hogy abszolút formában a gravitációs mérések ingamérések ma még nem alkalmasak az erőtér évszázados változásának kimutatására.

Az 1. táblázathban jól látható, hogy a gravitációs gyorsulás az egyenlítő mentén a nivófelületen elég erősen eltérő értékeket vesz fel. A nivófelületet jól azonosíthatjuk a tengerszinttel, tehát a helyi kéregmozgások hatását is viszonylag jól ki tudjuk küszöbölni. Ezért javasolható egy graviméteres mérés a mozgás feltételezett síkjában az egyenlítő mentén. Ez a kör ilyen relatív gravitációs mérésekre igen alkalmas, mert viszonylag kicsi rajta a gravitációs gyorsulás változása. A pontok helyzetének és magasságának megfelelő választásával elérhető, hogy a mérésre kiválasztott pontok között igen csekély legyen a gyorsulás-különbség. Ezzel a válogatással teljes mértékig kihasználhatóvá tennénk a korszerű relatív graviméterek nagy mérési pontosságát. Ugyancsak a pontosság és a mérés szabatos megismerhetősége kedvéért a mérési vonal mentén 3—4 helyen állandósított hitelesítő alapvonalat is kell létesíteni.

Ha az így kiválasztott és állandósított pontokon a mérést bizonyos idő múlva megismételjük, akkor a relatív  $g$ -értékek sorozatában az excentrikus mag elmozdulásának megfelelő eltolódást kell találnunk. Hogy az excentrikus földmag elmozdulásának hatását világosan szemléltessük, az 1. táblázat  $\Delta g$  oszlopából elkészítettük az 5. táblázatot. A táblázatból látható, hogy ha a két mérés között az egyenlítő síkjában a Föld belső magja  $10^\circ$ -kal tolódik el és távolsága a Föld középpontjától nem változik meg, akkor a különbségek sorozata egy  $\pm 5$  mgal nagyságrendű amplitúdójú kettős hullámot mutat az egyenlítő mentén. Ekkora elfordulás a mágneses mérések szerint mintegy 50 év alatt következik be, tehát 10 év alatt egy  $\pm 1$  mgal amplitúdójú kettős hullámra számíthatunk a két mérés által meghatározott adatsorok különbségében. Ez az érték pedig messze fölötte van a mérési pontosságnak.

5. táblázat

**A NEHÉZSÉGI GYORSULÁS ÉRTÉKÉNEK VÁRHATÓ VÁLTOZÁSA  
AZ EGYENLÍTŐ MENTÉN A 300 KM EXCENTRICITÁSÚ FÖDMAG  
10<sup>o</sup>-OS ELMOZDULÁSA ESETÉN**

(Kb. 50 évi évszázados változás)

- I.—IV. oszlop Az excentrikus földmag hatása az időszak elején  
 II.—V. oszlop A hatás a földmag  $10^\circ$ -os elmozdulása esetén  
 III.—VI. oszlop A  $10^\circ$ -os mageltolódás esetén a gravitációs gyorsulás változása.

	I	II	III		IV	V	VI
$0^\circ$	+20,4	+19,4	+1,0 mgal	$180^\circ$	+16,9	+16,2	+0,7 mgal
10	+19,4	+16,6	+2,8	190	+16,2	+14,2	+2,0
20	+16,6	+12,3	+4,3	200	+14,2	+11,1	+3,1
30	+12,3	+7,1	+5,2	210	+11,1	+7,3	+3,8
40	+7,1	+1,8	+5,3	220	+7,3	+2,9	+4,4
50	+1,8	-2,8	+4,6	230	+2,9	-1,3	+4,2
60	-2,8	-6,5	+3,7	240	-1,3	-5,1	+3,8
70	-6,5	-8,7	+2,2	250	-5,1	-7,7	+2,6
80	-8,7	-9,1	+0,4	260	-7,7	-9,1	+1,4
90	-9,1	-7,7	-1,4	270	-9,1	-8,7	-0,4
100	-7,7	-5,1	-2,6	280	-8,7	-6,5	-2,2
110	-5,1	-1,3	-3,8	290	-6,5	-2,8	-3,7
120	-1,3	+2,9	-4,2	300	-2,8	+1,8	-4,6
130	+2,9	+7,3	-4,4	310	+1,8	-7,1	-5,3
140	+7,3	+11,1	-3,8	320	+7,1	+12,3	-5,2
150	+11,1	+14,2	-3,1	330	+12,3	+16,6	-4,3
160	+14,2	+16,2	-2,0	340	+16,6	+19,4	-2,8
170	+16,2	+16,9	-0,7	350	+19,4	+20,4	-1,0
180	+16,9	+16,2	+0,7	360	+20,4	+19,4	+1,0

Természetesen a mérést el lehet végezni az egyenlítővel párhuzamos más körökön is, ahol esetleg több szárazföld áll rendelkezésre és azok közlekedési lehetősége jobb. A graviméterek relatív pontosságát így is ki tudjuk használni, viszont valamit veszítünk azzal, hogy a várt effektus magasabb szélességeken kisebb mértékben jelentkezik, mint az egyenlítőn. Legcélszerűbb volna a mérést mind az egyenlítőn, mind az északi és déli féltekén több szélességi kör mentén elvégezni.

Igen érdekes volna továbbá a méréseket az egyenlítőre és egymásra merőleges két köríven is végrehajtani. Itt azonban elveszítjük a nagy relatív pontosságot, mert a nagy átfogó képességű graviméterek állandó-meghatározásánál már az abszolút ingamérések kisebb pontosságú eredményeit is fel kell használnunk. Az egyenlítő és a sarkok között 5000 mgal gravitációs különbség van, ennek mérése 0,01 mgal pontossággal a mai műszertechnikai fejlettség mellett még nem lehetséges. Több műszerrel ismételtén végzett mérésekkel azonban a pontosság fokozható és a gravitációs tér feltételezett relatív változása talán ezeken a köríveken is kimutatható.

A földmag excentricitás kimutatásának még egy lehetséges közvetlen módja a belső magon keresztülhaladó földrengési hullámok kiértékelése lehetne. Nehézséget okoz azonban, hogy a földrengési regisztrátumokon a rengés fő hulláma a belső magon keresztülhaladó viszonylag gyenge hullámokat elnyomja és ezek beérkezési idejének pontos megállapítása igen nehéz.

### *A jelenségek logikai összefüggése, a kutatás további céljai*

A Föld magjában történő tömegmozgásra utaló periódusok nem olyan határozottak, hogy a közös ok minden további nélkül vitathatatlannak lenne tekinthető. Kérdéses lehet egyrészt, hogy a különböző jelenségekben felismerhető periódusok közös okra vezethetők-e vissza, másrészt eldöntendő, hogy a közös ok külső, vagy belső hatótól származik-e.

A Föld forgássebességében, sarkmagasság-ingadozásában és a tengerszint-ingadozásban elképzelhető egy külső eredetű vezérlés (esetleg időjárási, vagy tengeráramlási folyamatokra gondolhatunk). A mágneses évszázados változásról azonban kimutatható, hogy az oka a Föld belsőjében van. A Föld alakjának deformációját szintén csak belső ható okozhatja.

A periódusok azonosságát és okozati összefüggését feltételező elgondolás bizonytalanságát a sztatikus képben a háromtengelyűségi adatok pontatlansága képviseli. Nem tudjuk ui. eldönteni, hogy a feltételezett összefüggések nem véletlen jellegű egybeeséseken alapszanak-e. A külső, illetve belső ható elvi kérdése a sztatikus képben abban nyilvánul, hogy felületi gravitációs mérésekből ma még közvetlenül nem dönthető el, hogy az ellipszoidicitás felületközeli tömegelrendeződés anomáliájából, vagy a belső mag excentricitásából származik-e. Ebben a kérdésben

a dinamikus modell van a segítségünkre. A tárgyalt jelenségek térbeli, időbeli és nagyságrendi egyezéséből ui. arra kell következtetnünk, hogy a sztatikus és dinamikus modellek között nem véletlen, hanem okozati kapcsolat van. Ebben az esetben pedig a sztatikus képnek változási lehetőséget kell tartalmaznia. Ezt pedig csak változó helyzetű belső mag feltételezésével tudjuk biztosítani.

Az excentrikus tömeg felszínhez viszonyított mozgását esetleg vissza lehet vezetni az égitestek gravitációs hatására. A forgástengelyhez excentrikusan elhelyezkedő tömegre ui. a Napnak és a Holdnak az árapálykeltő erőkhöz hasonló jellegű gravitációs hatása van. Erre mutat az a tény, hogy a mágneses középpont az égitestek látszólagos mozgási irányával megegyező irányban mozog. Ezen a területen a következő igen fontos lépés az energiaviszonyok feltárása, továbbá az excentricitás okának megállapítása volna. Ezeknek a kérdéseknek a megoldása egy egész sor természeti jelenség fizikai okának megismerésére vezethet.

Az adatrendszerek tökéletesedésével és az előzőkben javasolt céltudatos gravitációs és szeizmológiai kutatások végrehajtásával remélhetőleg be lehet majd bizonyítani a most még hipotézis jellegű elmélet helyességét és meg lehet állapítani a vázolt földmodell érvényességi határait.

Ezúton is köszönetemet fejezem ki dr. Haáz István tudományos osztályvezetőnek a lektorálás során végzett értékes munkájáért és tanácsaiért, valamint dr. Albert Anna és Kurali Ferencné munkatársaimnak a dolgozattal kapcsolatos nagytömegű számítási munkák elvégzéséért.

## IRODALOM

1. Association d'Océanographie Physique. Monthly and annual mean heights of sea level up to and including the year 1936; 1937 to 1946; 1947 to 1951. Publication scientifique 5—10—12.
2. *Barta György*: A földmágneses tér évszázados változásának 44 éves periódusáról. Geofizikai Közlemények III. kötet, 1. szám, 1954.
3. A földmágneses tér évszázados változásáról. Geofizikai Közlemények, VI. kötet, 1—2. szám, 1957.
4. On the variations of gravity. Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eötvös nominatae. Sectio Geologica Tomus I., 1957.
5. A földmágneses tér évszázados változásának longitudinális és transzverzális effektusa. Geofizikai közlemények VII. kötet, 1 szám., 1958.
6. On the secular variation of the level surface of gravity. Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eötvös nominatae. Sectio Geologica Tomus II. 1959.
7. A Föld mágneses sarkainak és középpontjának időbeli vándorlásáról. Geofizikai Közlemények, VIII. kötet, 1—2. szám, 1959.
8. Bock R.—Schumann W.: Katalog der Jahresmittel der magnetischen Elemente der Observatorien und der Stationen, an denen eine Zeitlang erdmagnetische Beobachtungen stattfanden. Berlin, 1948.
9. *Brouwer D.*: A new discussion of the changes in the Earth's rate of rotation. Proc. of the National Acad. Sci., 1952.

10. *Bullard E. C.* . . . : The westward drift of the earth's magnetic field. *Philosoph. Transact. Roy. Soc. London Ser. A*, 243. 1950.
11. *Elsasser W. M.* : The earth's interior and geomagnetism. *Rev. of Mod. Physics* 22, 1. 1950.
12. *Fisk H. W.* : The unsymmetrical distribution of Magnetic Secular Variation. *Terr. Magn.* 37. kötet, 3. szám, 1932.
13. *Fritsche H.* : Die Elemente des Erdmagnetismus und ihre säkularen Änderungen während des Zeitraumes 1550 bis 1915. St. Petersburg, 1900.
14. *Jung K.* : Figur der Erde. *Handbuch der Physik.* Band XLVII. Geophysik I. Berlin, 1956.
15. *Labrouste, A.-Mme Labrouste Y.* : Composantes périodiques de la variation des latitudes. *Annales de Géophysique*, 2, 1945.
16. *Lowes F. J.—Runcorn S. K.* : The analysis of the geomagnetic secular variation, *Philosoph. Transact. Roy. Soc. London, Ser. A*, 243. 1951.
17. *Lucke O.* : Analyse der Veränderungen des erdmagnetischen Hauptfeldes, aus den Potentialentwicklungen erschlossen. *Geomagn. und Aeronomie.* Band III. Berlin, 1959.
18. Über den physikalischen Zustand der Materie im Erdinneren und den Ursprung des geomagnetischen Hauptfeldes. *Geomagn. und Aeronomie.* Band III. Berlin, 1959.
19. *Mauersberger P.* : Beobachtungsergebnisse über das Hauptfeld und die Säkularvariation. *Geomagnetismus und Aeronomie.* Band III. Berlin, 1959.
20. Mathematische Beschreibung und statistische Untersuchung des Hauptfeldes und der Säkularvariation. *Geomagn. und Aeronomie.* Band III. Berlin, 1959.
21. *Mc Nish A. G.* : The apparent effect of magnetic activity upon the secular variation of the earth's magnetic field. *Transact. Amer. Geophys. Union* 14th annual meeting, 1933.
22. *Slaucitajs, L.* : Some notes on secular variation. *Centr. of Baltic University*, 6, Pinneberg, 1948.
23. *Spencer—Jones H.* : The Rotation of the Earth. *Handbuch der Physik.* Band XLVII. Geophysik I. Berlin, 1956.
24. *Strasser G.* : Ellipsoidische Parameter der Erdfigur. *Deutsche Geodätische Kommission*, München, 1957.
25. *Vestine E. H.* : On variations of the magnetic field, fluid motions, and the rate of the Earth's rotation. *Journal of Geophysical Research*, 58, 1953.
26. *Wolf H.* : Das von L. Tanni bestimmte Geoid und die Frage der Elliptizität des Erdäquators. *Deutsche Geodätische Kommission.* Frankfurt am Main, 1956.

P. BENCZE

CONNECTION BETWEEN THE DISTRIBUTION OF PLACES  
HIT BY LIGHTNING AND THE GEOLOGICAL STRUCTURE OF  
THE UNDERGROUND

The thunderstorm-frequency map — constructed upon the data of a wide-spread observing network — already shows the existence of a connection with the geological structure. This is even more evident on the graphs made upon the data of running disturbances of electric power lines and upon statistics of lightning damages. Experience shows, that — as it is customary with electrical discharges — the electrical behaviour of the electrode, i. e. of the ground, i. e. the geoelectric structure is of primary importance in determining the process. Therefore, the knowledge of the geological structure allows to state the extent of endangerment by lightning. Taking into account this point of view one can reduce the risk of running disturbances with newly erected power lines. It would be worth while to arrange for such investigations in other countries, too.

**A VILLÁMCAPÁSI HELYEK ÉS A FÖLDTANI SZERKEZET  
KÖZÖTTI ÖSSZEFÜGGÉSRŐL**

BENCZE PÁL

A légköri elektromos kisülések már régen magukra vonták az ember figyelmét, részletes tanulmányozásukra a műszertechnika fejlődésével azonban csak századunkban kerülhetett sor. Ekkor sikerült először tisztázni a villámok keletkezési mechanizmusát, a kisülések lefolyását. Az elmúlt években laboratóriumi modellkísérleteket is végeztek. A legtöbb országban ma már szervezett zivatarjelentő szolgálat működik. Természetesen ezeket a kutatásokat elsősorban a villámcsapások által okozott tetemes anyagi károk ösztönözték. A helyzet nagyon hasonló a másik nagy anyagi károkat előidéző természeti jelenség, a földrengések területén fennálló helyzethez. Ez a hasonlóság, mint a továbbiakban látni fogjuk még sokkal messzebbmenő.

Minden gázhalmazállapotú közegben a lejátszódó elektromos kisülés kialakulását három tényező befolyásolja: a kisülési csatorna hossza, a közeg vezetőképessége és az elektródák minősége. Ezek közül a tényezők közül a villámcsapás esetén az esetek legnagyobb részében pozitív elektródként viselkedő földfelszín az, amelynek az elektromos kisüléseknél játszott szerepe bennünket közelebből érdekel. Mint azt a villámkárstatisztikákkal régen kimutatták, a lecsapási helyek többnyire a környe-

zetükhöz viszonyítva kiemelkedő építmények, terepalakulatok, fák, oszlopok stb. Ez a villám keletkezési folyamatának ismeretében azzal magyarázható, hogy a kis görbületes sugarú helyeken a zivatarfelhő és a föld között fellépő nagy potenciálkülönbség folytán a potenciálgradiens értéke túllépi az ütközési ionizáció előidézéséhez szükséges kritikus értéket. Az ütközési ionizációnál képződő negatív ionok levezetődnek a talajba, míg a pozitív ionok tértöltés formájában a levegőben maradnak. A felhőből kiinduló elővillámot így a kialakuló tértöltés magafelé tereli.

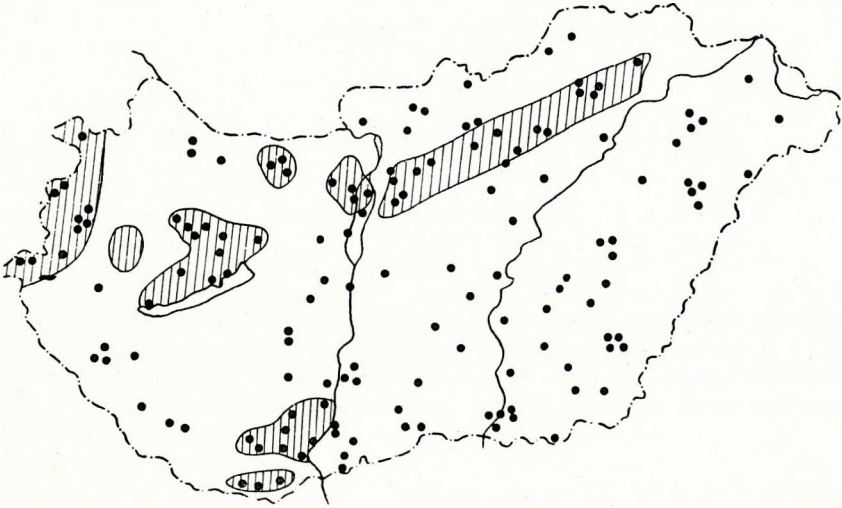
A vizsgálatok azonban azt is kimutatták, hogy elég gyakran előfordul olyan eset is, amikor a villám annak ellenére, hogy a közelben volt kiemelkedő építmény, vagy terepalakulat, mégis nem ott, hanem mellette csapott le. Ennek a legtöbb esetben a talaj geoelektromos inhomogenitása volt az oka.

A jelenségek vizsgálatára laboratóriumban modell-kísérleteket végeztek (1). A modellkísérletek igazolták a megfigyeléseket, a lecsapások két, geoelektromos szempontból különböző képződmény határán sűrűsödtek. Ez pozitív villámoknál határozottan kimutatható, negatívoknál kevésbé. Lényeges a rétegek helyzete. Jól vezető réteget takaró rossz vezető réteg felett horizontális geoelektromos homogenitás esetén a villámok egyenletesen oszlanak el, feltételezve, hogy orográfiai tényezők nem játszanak szerepet. Szerepet játszik itt a geoelektromos inhomogenitást előidéző képződménynek a környezetéhez viszonyított fajlagos ellenállása és kiterjedése is. Minél kisebb a képződmény mérete és fajlagos ellenállásának környezete fajlagos ellenállásától való eltérése, annál kisebb a villám lecsapási helyére gyakorolt befolyása. A kisebb fajlagos elektromos ellenállás ellensúlyozhatja ezt a hatást. Lényeges lehet a talaj-víz lecsapási hely meghatározó szerepe, amennyiben a vízzáró réteg talajvízszintből való kiemelkedésének helyei, továbbá a talajvízszint felszínhez viszonyított helyzetének változása is geoelektromos inhomogenitást képez (2). A felszíni képződmények fajlagos elektromos ellenállása más szempontból is fontos. Minél nagyobb az ellenállás, annál erősebb a kisülési csatorna szétágazódása és így annál kisebb az egyes ágakban folyó áram erőssége. A talaj fajlagos elektromos ellenállásától függ általában a kisülési csatornában folyó áram erőssége.

A fentieket a tényleges helyzetre alkalmazva, a nagy üledékes medencék, amelyek geoelektromos szempontból általában homogénnek tekinthetők, a lecsapási helyek eloszlása normális, lényeges sűrűsödések nem lépnek fel. Ugyanakkor a peremvidékek, hegy és dombvidékek geoelektromos szempontból erősen zavartak és kiemelkedő helyzetüktől eltekintve, a lecsapási helyeknek a diszkontinuitási felületek közelében való sűrűsödése várható. Állításunk alátámasztására a zivatargyakorisági térkép, villámkárstatisztika és a villamos hálózatokra vonatkozó villámkárstatisztika állnak rendelkezésünkre. A villámkutatókkal hazánkban a Budapesti Műszaki Egyetem Villamosművek és Vasutak Tanszéke foglalkozott. Az 1952—55 között gyűjtött, valamint az Országos Meteorológiai Intézet megfigyelő állomásain észlelt, 1901-ig visszamenő adatok feldolgozása alapján megszerkesztették az ország zivatargyakorisági térképét, amelyen az illető helyen megállapított zivataros napok évi,



átlagos számát tüntették fel (3). Zivataros napnak minősült az olyan nap, amelyen dörgés volt hallható. Ez azt jelenti, hogy a villámlás a megfigyelőhelytől számított 5 km-es körzeten belül történt. Ha feltételezzük, hogy a föld- és felhővillámok aránya az ország területén belül nem változik lényegesen, továbbá a feltüntetett értékekből az átlagos izokeraunikus szintnek megfelelő zivataros napok számát levonjuk, a fent ismertetett modellkísérletek eredményéből a gyakorlat számára levont következtetéseket igazoltnak tekinthetjük (1. ábra). Tehát ez a térkép bizo-



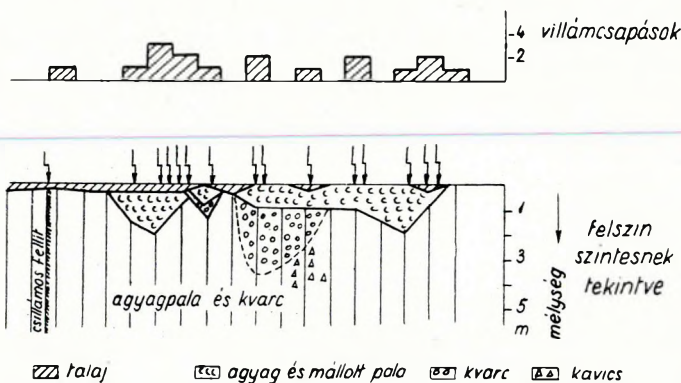
1. ábra

nyos mértékig a villámeloszlásról is tájékoztatást nyújt. A legnagyobb gyakorisággal kitüntetett helyek, mint látjuk, a peremvidékek (Magyar Középhegység északi és déli pereme, Mecsek hegység keleti pereme, Dunántúl nyugati, Nagyalföld északi peremvidéke). Az Alföldre vonatkozó adatok egyenletes eloszlást mutatnak, a térképen itt helyenként látható sűrűsödések egy-egy nagyobb településsel esnek össze. Természetesen az eredmény az említetteken kívül mind a megfigyelőhálózat sűrűségének, mind az észlelések megbízhatóságának függvénye.

A villámkárstatisztika sem alkalmas a felvetett probléma kielégítő megoldására, amennyiben az okozott kár, annak gyakorisága egyrészt a települések sűrűségétől függ, másrészt az adatok csak a lakott területekre vonatkoznak. Egyébként a villámkárra vonatkozó adatok a legrégebbek és hazánkban már a múlt század végéről állnak rendelkezésre statisztikai kimutatások. Sajnos, ezek csak összefoglaló jellegűek, a területi eloszlásra való utalás ritka.

A statisztikai jellegű adatok közül a leghasználhatóbbak a villamos-hálózatra vonatkozó villámkár kimutatások. A nagy- és kifeszültségű villamos hálózatoknak az egész ország területére kiterjedő rendszere

lehetővé teszi a lecsapási helyeknek a lakatlan területeken kívüli tanulmányozását is. Lehmann(4) a szászországi villamoshálózatokon végzett vizsgálataival kimutatta, hogy geoelektromos diszkontinuitási felületek közelében a villámcsapások sűrűsödnek. A 2. ábrán egy ilyen szelvényt



2. ábra

látunk a geológiai szelvényvel együtt. Ennek a módszernek is megvannak a maga hátrányai. Egyrészt a villamosvezetékek sokszor több száz kilométer hosszúak és így meteorológiai szempontból különböző területeket szelnek át. A vezeték különböző szakaszainak megfigyelése során nyert eredmények egymással tehát közvetlenül nem hasonlíthatók össze.

Másrészt a villámok a legkisebb ellenállást keresve, a lecsapási helytől messzire elvándorolnak és így a kár sem ott keletkezik. Tekintetbe veendő az is, hogy a vezetéket ért villámcsapás esetén az üzemzavar a hálózat állapotától függ. Egy rossz állapotban levő vezetéken előbb jelentkezik üzemzavar, mint a jó állapotban levőn és amennyiben az üzemzavar nem hívja fel a figyelmet a villámcsapás tényére, az nem is kerül feljegyzésre.

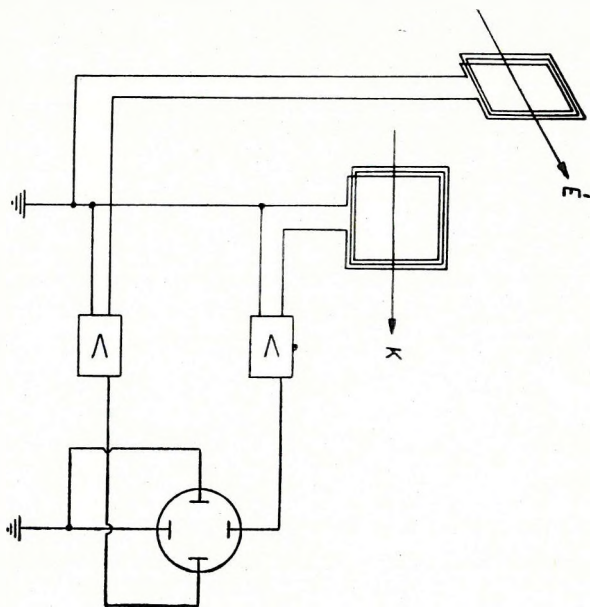
A lecsapási helyek szabatos meghatározása csak műszeres észlelés útján lehetséges. Erre a

Elektrosztatikus térváltozás típusa	Százalékos előfordulás	Átlagos momentumváltozás (coul km)	Az elektrosztatikus térváltozás alakja 100 km távolságban
I. lassú negatív (felhő villám)	37	80	
II. lassú pozitív (felhő villám)	12	4,5	
III. pozitív R elemekkel (földvillám)	30	115	
IV. negatív R elemekkel (földvillám)	2	110	
V. komplex kétféle előjelű részekkel	19	—	

$\pm 0$   
 $v/m$   
 $0$   
 0 100  
 m/10 sec.

legcélszerűbb az elektromos kisülések környezetében fellépő elektrosztatikus térváltozásokat felhasználni (5). Ezeknek alakja a különféle villámoknál, százalékos előfordulásuk és nagyságuk az 1. táblázatban található. Bennünket itt csak a földvillámok érdekelnek. Mint látjuk, a felhő- és földvillámok az utóbbiaknál mutatkozó úgynevezett R (rapid = gyors) elemek fellépésében különböznek egymástól. Ez a 50–200 c/s-ig terjedő frekvenciájú komponensek jelentkezésében nyilvánul meg. Ha tehát vevőkészülékünk átviteli sávját úgy választjuk meg, hogy az az R elemekhez viszonyítva lassú, a felhő- és földvillámoknál egyaránt fellépő elektrosztatikus térváltozásokra még ne legyen érzékeny, akkor berendezésünk csak a földvillámok R tagját fogja észlelni. Az átviteli sávnak tehát 50–200 c/s-nak kell lennie. Az átviteli sávnak felfelé való elhatárolása nem kényes, mivel az érzékenység megfelelő beállításával az elektrosztatikus térváltozást kísérő sugárzási tér vételét kiküszöbölhetjük.

A feladat azonban a lecsapási hely meghatározása. Ehhez, mint síkheli feladatnak a megoldásához két adatra van szükségünk, vagy egy szögre és egy távolságra, vagy pedig két szögre. Tehát két készülékre van szükség, amelyek két különböző helyen, célszerűen a zivatarok vonulási irányára merőleges vonal mentén egymástól 5–10 km-re helyezünk el. A helymeghatározás a beérkezések azimutját mindkét helyen mérve, az alsó geodéziából ismert előremetszés segítségével történik. A térerősség vektormennyiség lévén, a két komponens eredője a térerősséget adja irány és nagyság szerint. A jel beérkezési azimutját oly módon határozhatjuk meg, hogy azokat két egymásra merőleges, célszerűen észak-déli és kelet-nyugati vételi síkú keret, vagy fordított L antennával vesszük. Két antenna használata esetén ügyelni kell arra, hogy az antennákhoz csatlakozó csatornák erősítése egyforma legyen. A beérkezés azimutjának indikálása katódsugárcilloszkóp segítségével történik, az egyik csatornán beérkező jeleket a vízszintes, a másikon jelentkezőket a függőleges eltérítő lemezpárra kapcsolva. Egy ilyen berendezés blokk-sémáját látjuk a 3. ábrán. A két különböző helyen elhelyezett készülék szinkronizálását, vagyis azt, hogy azok ugyanannak a földvillámnak az R elemeit



3. ábra

észleljék, úgy biztosíthatjuk, hogy az érzékenységet csökkentve csak a készülékek környezetében fellépő kisüléseket észleljük, amelyek időben már jól elkülönülnek és fellépésük időpontja a másodperc mutatóval ellátott óralapot az oszcilloszkóp ernyőjével együtt fényképezve, megállapítható. Természetesen a két megfigyelő hely órájának együtt kell járnia. Az exponálást célszerűen maga a készülék vezérelje, vagy utánvilágító ernyőjű oszcilloszkópot kell alkalmazni.

Ez a módszer elsősorban annak a megállapítására szolgálhat, hogy a felszíni, felszínközeli, esetleg még mélyebben fekvő, a földtani szerkezetből, a közettani változásból származó geoelektromos inhomogenitások mennyiben tekinthetők lecsapási helyeknek, illetőleg a földvillámok milyen mértékben használhatók fel geoelektromos inhomogenitások kiutatására. Jelentős a probléma megoldása a jövőben építendő távvezetékek üzembiztonsága szempontjából.

#### IRODALOM

(1) *Norinder, H. and O. Salka*: The Effect of Geological Discontinuities on Artificial Lightning Discharges in a Model Test Arrangement. Arkiv för Geofysik, vol. 1. pp. 45–78 (1950).

(2) Törökszentmiklós környékén végzett villámfészkek kutatás. A Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet jelentése.

(3) *Verebély, L.*: A hazai villámkutatás eddigi eredményei.

MTA Műszaki Tudományok Osztályának Közleményei. XXI. kötet. 189. old. (1957).

(4) *Lehmann, G.*: Erfahrungen mit Blitzschutzmassnahmen in Hochspannungsnetzen. Viss. Z. Hochsch. für Elektrotechnik. Ilmenau, Bd. 3. S. 129–132 (1957).

(5) *Pierce, E. T.*: The Influence of Individual Variations in the Fieldchanges due to Lightning Discharges upon the Design and Performance of Lightning Flash Counters.

Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie.  
Ser. A. Bd. 9. S. 78–86 (1956).

L. EGYED

## ON THE ORIGIN OF THE RED SEA

In spite of a number of similar features, the Red Sea differs from the African rifts in that it is accompanied by positive isostatic anomalies. Girdler has interpreted this anomaly by supposing the surge of a basic mass along the axis of the Red Sea. He thinks the negative anomalies of the African rifts to be due to a different mechanism.

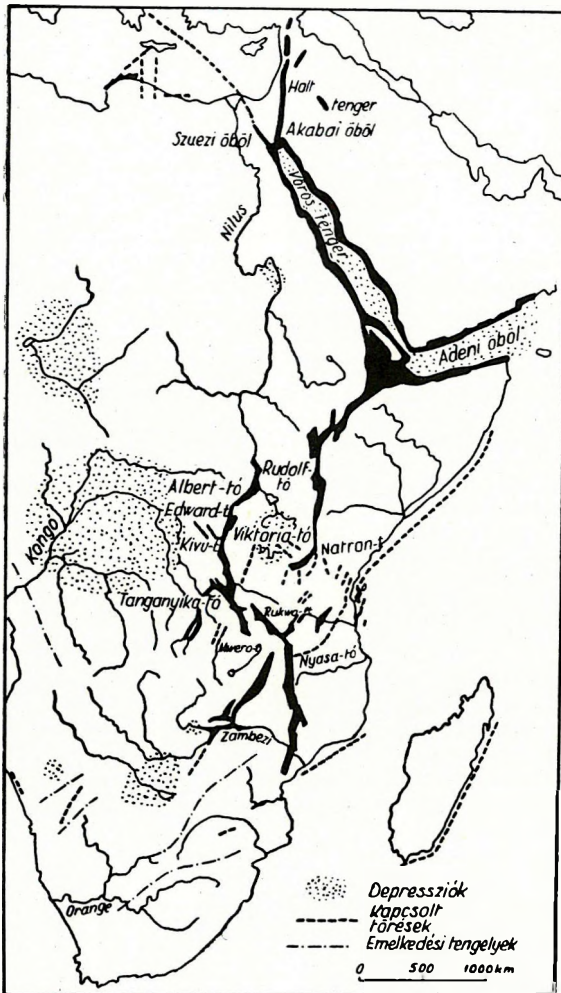
Author shows that the entire rift system, the Red Sea included, may be derived from crustal tension, involving also the upper 6—700 kilometers of the mantle, which are supposed to be rigid and mechanically coupled to the crust. The crust and this part of the mantle are that part of the Earth which may be termed with right "tectonosphere". The young phase of rift formation involves a thinning of the tectonosphere layer, by fracturing near the surface, and by plastic deformation in the mantle. The thickness of the crust being small as related to that of the tectonosphere, the sialic crust will sink, thus bringing about a negative gravity anomaly.

At the same time, the plastic deformation leads to the accumulation of heat energy, resulting in the formation of a magma chamber. In the mature stage of rift formation the basic magma thus formed may surge along deep fractures in the neighbourhood of the surface, giving rise to the positive isostatic and magnetic anomalies interpreted so well by Girdler. This mature phase is encountered in the Red Sea, while the Gulf of Suez and the Gulf of Aqaba are still in the young phase.

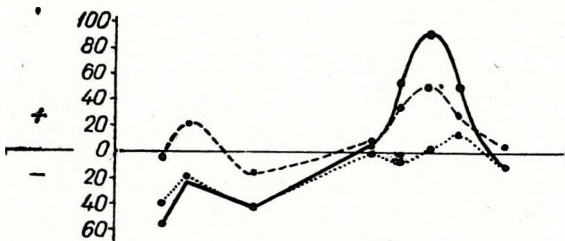
## A VÖRÖS TENGER KIALAKULÁSÁNAK KÉRDÉSÉHEZ

EGYED LÁSZLÓ

Ha valaki rátekint Afrika tektonikai térképére (1. ábra), akkor a Vörös-tenger és az Afrikai árkok egyazon összefüggő árokrendszer tagjainak látszanak. A morfológiai hasonlóság még feltűnőbb lesz, ha a legkisebb szélesség és legnagyobb mélység viszonyszámát szigorúbb értelemben nézzük. A Vörös-tenger területén végzett újabb gravitációs mérések adatai azonban lényegesnek látszó eltérést domborítanak ki, mert míg az árkok területét az 50 és 100 milligal közötti negatív izosztikus anomáliák jellemzik, addig a Vörös-tenger tengelyében egy pozitív anomália-sáv húzódik (2. ábra). Ha azonban a Szuezi öböl vagy az Akabai öböl területét nézzük, amelyek maguk is árkok, itt ismét negatív anomáliákkal jellemzett területeket találunk (3. ábra). A Vörös-tengeren végzett légi mágneses mérések is jellegzetes mágneses rendelleneségeket mutatnak annak tengelyében.



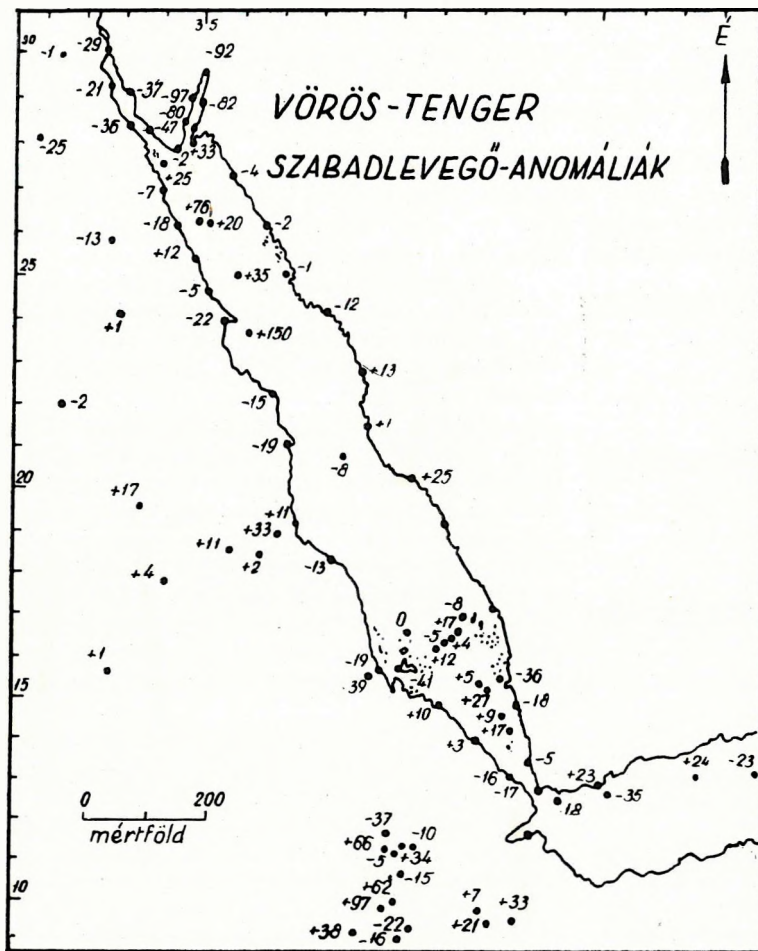
1. ábra. A keletafrikai árokrendszer térképe



2. ábra. A Vörös-tenger nehézségi anomália szelvénye, Girdler után

A gravitációs és mágneses anomáliák értelmezésével legutóbb R. W. Girdler (1) foglalkozott, „The relationship of the Red Sea to the East African rift system” c. dolgozatában s kimutatta, hogy mind a gravitációs kép, mind pedig a mért mágneses szelvény összhangba hozható a Vörös-tenger tengelye mentén kialakult, a kéreg felső részébe benyomult tömegek hatásával. A Vörös-tenger kialakulását ő éppen ezért a kéregben fellépő húzásokból magyarázza s a magmabenyomuláshoz a felszakadt részekben szerinte a kéreg alól odaáramló magma biztosította az anyagot. Ezzel szemben a keletafrikai árkoknál kétféle lehetőséget tételez fel. Vagy azt, hogy a húzás mértéke kisebb volt és csupán arra vezetett, hogy a törésvonalak mentén besülyedtek az árkok közepét felépítő blokkok, vagy pedig felveti azt a lehetőséget, hogy vetődések mentén nyomás hozta létre az árkokat, megfelelően a Bullard-féle magyarázatnak (2). Nem kerüli el a figyelmét azonban az, hogy mind geofizikai, mind pedig földtani felépítés szempontjából a Szezei öböl és az Akabai öböl teljesen hasonlóak a keletafrikai árkokhoz.

Mi az alábbiakban egy reálisabb és egységes magyarázatot szeretnénk adni a Vörös-tenger és a keletafrikai árkok kialakulására s egyúttal néhány alapvető tévhitet szeretnénk eloszlatni.



3. ábra. A Vörös-tenger környékének szabadlevegő-anomáliái Girdler után

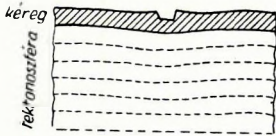
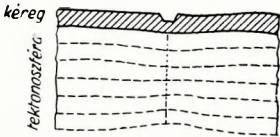
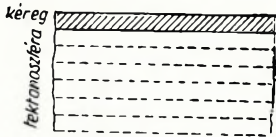
Mindenekelőtt szeretnénk azt leszögezni, hogy a kéreg alatt, tehát a Mohorovičić-féle szint alatt nincs összefüggő egységes latens magmaö. Tehát a nyomás megcsökkenése nem eredményezi azt, hogy a kéreg alatt a magma folyékonyvá válik. A Mohorovičić-szint tehát nem jelent egyúttal valamiféle termikus határt is.

Ennek alátámasztására a következőket hozom fel: a kontinentális táblák területén (Afrika, Kanada, Orosz tábla, stb.) a hőmérséklet átlagban 100–200 méterenként emelkedik  $1\text{ C}^\circ$ -ot (3), ami 35 km mélységben 300–350  $\text{C}^\circ$ -nak felel meg. Jobban emelkedő hőmérsékletet csak az újabb orogén mozgásoknak alávetett területeken találunk. Ez mindjárt arra utal, hogy ezeken a területeken a jobban emelkedő hőmérséklet a mozgá-

sok által keletkezett s a rossz hővezető szilikátokban felhalmozott hőben keresendő.

Ugyancsak 200—500 C° közötti kéregalatti hőmérsékletre jutott J. F. Lovering is (4). Ez a hőmérséklet pedig messze alatta van a kérget, vagy a köpenyt alkotó szilikátok 1 atm nyomásra vonatkoztatott olvadáspontjának.

A mélyfészki rengések keletkezése és hipocentrumainak térbeli eloszlása arra enged következtetni, hogy a köpenyben levő hőmérséklet csak igen nagy mélységben — talán 750 km-ben — éri el az 1 atm nyomásra vonatkoztatott olvadási hőmérsékletet.



4. ábra. A tektonoszféra egy húzott részének szelvénye, árokmélységgel

a) Trajektóriarendszer árok nélkül b) Trajektóriarendszer árokkal, ha a nehézségi erőteret elhanyagoljuk c) Trajektóriarendszer árokkal, a nehézségi erő tekintetbevételével

Ugyancsak többen kezdenek arra a következtetésre jutni (4), hogy a Mohorovičić-szint nem jelent kémiai összetételben való változást, csupán valamilyen nagynyomású módosulatba történő átalakulás határa.

Mindez arra a meggondolásra kényszerít, hogy a kéreg deformációinak mechanikai tárgyalásánál nem lehet a kérget a köpeny felső részén úszó és csúszó lemezek tekinteni, mert az szoros mechanikai csatolásban van a köpenynek egy, a kéreg vastagságának a többszörösét kitevő szilárdnak tekinthető részével. A felszínen történő jelenségek tehát többszáz km vastagságú öv mechanikai deformációinak a játékából alakulnak ki. Ez az amit helyesen *tektonoszféra*nak lehet nevezni.

Honnan táplálkoznak azonban a kéregbe benyomódó magmás tömegek? Fentebb említettük, hogy a jobban átmozgatott területeken hőtartalek halmazódnak fel. Általában ha a tektonoszférában törések, sűrűlódások, mozgás, de legfőképpen plasztikus jellegű deformáció megy végbe, a deformáló mechanikai energia igen tekintélyes része hőenergiává alakul át. Miután a köpenyt alkotó szilikátok hővezetőképessége igen kicsiny,

az így keletkezett hő kis veszteséggel raktározódik, s a további plasztikus deformációknál továbbhalmozódik. A felhalmozott hő miatt a hő elérheti a köpeny anyagának olvadáspontját s a plasztikus deformációk tartományában latens, túlnyomás alatt levő magmafészkek alakulnak ki, a mélyek pl. egy törésvonal kialakulásakor a feszültségek lecsökkenése folytán olvadékká válnak, s a törésvonal mentén benyomulnak a köpeny felsőbb részeibe, illetőleg a kéregbe.

Ez a szemlélet egészen egyszerű és egységes magyarázatot szolgáltat mind a Vörös-tenger, mind pedig a keletafrikai árok kialakulásának a mechanizmusára. Ez pedig a következő:

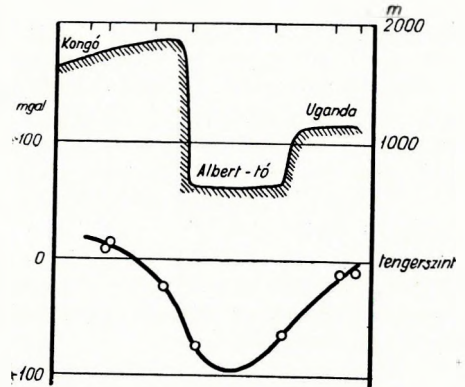
Az expanzióból származó feszültségek folytán kialakul egy húzott öv a tektonoszférában. a) A feszültségek növekedésével a kéregnek merev legfelsőbb része felszakad, s felszíni törések alakulnak ki. A felrepedt



s meggyengült rész miatt ezen a keresztmetszeten viszonylagosan meg-növekednek a deformáló feszültségek, s ha eltekintünk a nehézségi erőtől, kialakul a mellékelt trajektória-zóna. b) A nehézségi erő miatt ez aszimmetrikus lesz. c) A tektonoszférában plasztikus jellegű deformációk lépnek fel, mégpedig elsősorban a kisebb keresztmetszetű övben, tehát a felszíni felrepedés alatt. Itt tehát lassanként kialakul egy magmafészek.

Az első stádiumban tehát létrejön az árok, amely főképpen a felszíni morfológiában jelentkezik. A kivékonyodás — az árok morfológiailag kihangsúlyozott részétől eltekintve — a tektonoszféra teljes keresztmetszetén oszlik meg s a tulajdonképeni kéregre ebből igen kevés jut. A feszültségek és a fellépő aszimmetria miatt a Mohorovičić-szint még süllyed is. Ezeket a mozgásokat a tektonoszféra övének méretéhez képest differenciális mennyiségeknek kell tekintetni.

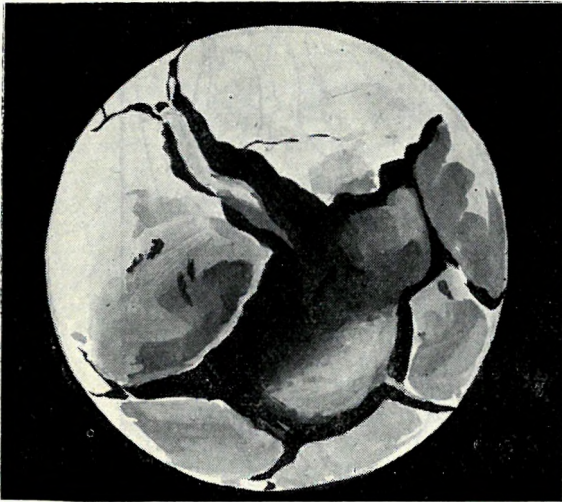
Ha most itt nézzük a nehézségi gyorsulás eloszlását és izosztikus kompenzációt tételezünk fel, mégpedig az Airy-Heiskanen-féle feltevések mellett, akkor ez pl. az Albert tó esetében, amelynek feneké a tsza.



5. ábra. Az Albert-tó árkanak nehézségi anomália-szelvénye



6. ábra. A Vörös-tenger szelvénye a benyomult magmás tömeggel



7. ábra. A Vörös-tengerre emlékeztető alakzatok

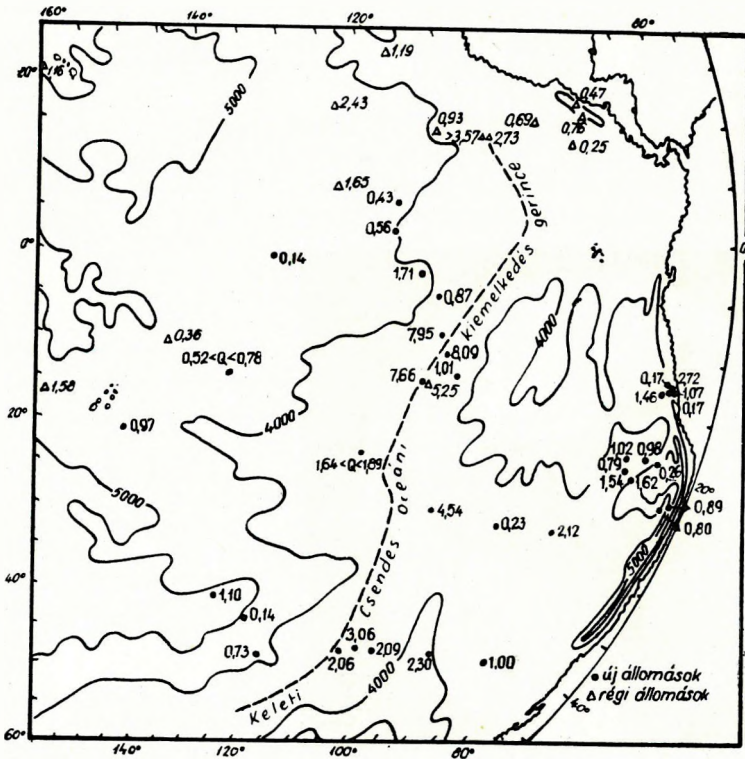
300 méterre van, közelítés-sel egy 35 km mélyen fekvő, 1,35 km vastag, 40 km széles és  $0,6 \text{ gcm}^{-3}$  sűrűségű vízszintes oszlop hiányaként jelentkezik, ami a tömeg vonzásban kerekben 60 milligal negatív izosztikus anomáliát jelent. Az izosztikus anomália itt ténylegesen eléri a 95 milligalt. A különbséget az Albert tó medencéjében felhalmozott üledékek terhére lehet írni, amit Girdler (1) szerint alátámaszt az anomáliáknak a tó területén való elég éles csökkenése is.

Ha a húzából származó hatások oly nagyméretűek, hogy kialakulhat a megfe-

lélő magacentrum és az árok tengelyében az ehhez vezető mély törésvonal, ahogyan a Vörös-tenger esetében létre is jött, akkor a felnyomuló olvadék a mély felrepedés vonalát betölti, megcsökkennek a területen a mélyben levő feszültségek s kialakulnak mindazok a jelenségek, amelyeket Girdler a gravitációs és mágneses mérések alapján oly precízen értelmezett. A húzásból származó hatások a Szuezi és Akabai öböl területén csak az első fázisig jutottak el. Ezért észlelhető itt csupán negatív anomália.

Hogy egy húzott kéregben valóban létre tudnak jönni a Vörös-tengerhez hasonló morfológiai formák, azt igen szemléletesen világítja meg Kádár Lászlónak felfújtt gumiballonra felhordott gipsztömegeken végzett kísérlete (5).

Hogy valóban az árokrendszer mentén ki fog alakulni egy nagyobb hőmérsékletű zóna, amely később magmafészékké fejlődhet, igen meggyőzően alátámasztja az a tény, hogy a tengeri hátságok közepvonalán végighaladó árokrendszer mentén helyezkednek el a legmagasabb hőfluxus értékek s ezektől jobbra-balra szimmetrikusan csökkenő hőfluxus-értékeket észlelünk. Az árkos területek feszültségalatti voltát jelzik a nagyerősségű földrengések, amelyek mind az afrikai árkok, mind pedig



8. ábra. A hőfluxus eloszlása az Albatros-platón, Herzen adatai szerint

a tengeri hátságokat kísérő árkok mentén s csakis itt jelentkeznek. Nem szabad elfelejteni, hogy az afrikai árokrendszer az egész világot végigölelő tengeri hátsági árokrendszernek egy részét képezi.

A tengeri hátságok árokvonulatának hőfluxusemelkedését tehát felesleges nem megalapozott magmaáramlások kétséges hatására visszavezetni. (6), mert a fenti értelmezés természetes módon még kvantitatíve is helyes eredményhez vezet.

#### IRODALOM

1. *Girdler, R. W.*: The relationship of the Red Sea to the East African Rift System. *Quart. J. Geol. Soc. London*, 104, 79–105, 1958.
2. *Bullard, E. C.*: Gravity measurements in East Africa. *Phil. Trans. Roy. Soc. A*. 235. 445–531. 1936.
3. *Gutenberg, B.*: Internal constitution of the Earth. New York, 1951.
4. *Lovering, J. F.*: The nature of the Mohorovicic discontinuity. *Trans. AGU*. 39. 946–955. 1958.
5. *Kádár L.*: Korreferátum. *Földrajzi Közlemények*, 16–18, 1959.
6. *Herzen, R. v.*: Heat flow values from the South-Eastern Pacific. *Nature* 183, No. 4665, 882–883, 1959.



## RECENT RESULTS OF THE SEISMIC EXPLORATION IN HUNGARY

TIVADAR GROHOLY

Introductory data show to what extent Hungary has been explored by seismic work.

Regarding seismic reflection measurements, detailed results from three separate areas are subject to a complex geophysical analysis. There is one seismic reflection high in each of these areas and all of them are hydrocarbon reservoirs. These structures have been discovered by means of seismic reflection measurements.

### *1. The Hajdúszoboszló Structure*

The magnetic maximum anomaly and the seismic maximum anomaly have been detected in close proximity. Locations of the gravity maximum anomaly and the seismic maximum anomaly are shifted by about 8 km along the structural striking. The seismic structural highs are located in good agreement with the secondary residual maximum anomalies. Early drilling in the gravity maximum area gave only poor results. Drilling into the seismic structural high (revealed only one year ago) led to the discovery of Hungary's largest productive gas field. Estimated gas supplies amount to the order of  $10^9$  m<sup>3</sup>. The basement rocks of the southern section are Paleozoics (their density averages 2,60) while the northern structural portion has a flysch basement (its average density is 2,48).

The uplifted zone of the flysch strata is higher than the upmost region of the Paleozoic.

The gravity anomaly is located on the uplifted section of the crystalline basement.

The seismic structural high has been indicated over the flysch. This probably accounts for the spacing found between the gravity maximum anomaly and the seismic structural high.

The small magnetic maximum anomaly correlates quite well with the seismic high and is also located just over the upmost flysch portion. In relation to the surrounding area, the strata of higher magnetic susceptibility are apparently more uplifted and have a greater thickness too.

Locations of secondary gravity maximum anomalies are in good agreement with the flysch uplifts.

## 2. The Pusztaföldvár Structure

In a gravity minimum area the seismic structural high has been located in the zone of the small magnetic maximum anomaly and the positive gravity residual anomaly. The Lower Pannonian horizons of the seismic structural high are hydrocarbon reservoirs. Estimates of gas supplies amount to the order of  $10^9$  m<sup>3</sup>.

The basement is crystalline shale and its density averages 2,67. The sediments overlying the basement represent a structural high. The secondary positive gravity anomaly has been located in close proximity. On the flanks of the Paleozoic basement there are Mesozoic strata (the average density of which is about 2,75). That is probably why in relation to the surrounding territory, a gravity minimum area has been indicated over the crystalline basement.

The greater magnetic values found in the area of the seismic structural high must be ascribed to the influence of this crystalline basement.

## 3. The Kaba Structure

The Lower Pannonian horizons of the seismic structural high found in an area of gravity and magnetic minimum anomalies have proved as hydrocarbon reservoirs. The flysch lies deeper in the environment of Kaba than in the surrounding territory. The crystalline basement rock also is much deeper here. These circumstances account for the gravity minimum area.

The seismic high has been indicated over the flysch uplift.

The rocks of greater magnetic susceptibility are deeper in the area of Kaba than in the surrounding region and that is why the magnetic minimum also is located in this place.

The complex geophysical analysis of the discussed three areas shows that the structural highs revealed in these areas by seismic reflection methods are well correlatable with the positive gravity residual anomalies.

Thus gravity minimum areas have become much more valuable for oil exploration.

Of the seismic refraction correlation data results of a regional general survey-net are discussed.

A net of 15 km offset was surveyed in the southeast part of the Hungarian Plain by large-scale refraction correlation methods; the surveyed area was about 4500 km<sup>2</sup> large. The depth of the basement varied from 1000 m to 5000 m.

Relying upon these measurement blocks of the Paleozoic and the Mesozoic may be separated from one another.

The refraction correlation measurements have confirmed the assumption that the basement of a gravity minimum area (Tótkomlós — Pusztaföldvár) located between two great gravity maximum anomalies (Ferencszállás — Gyula) is much shallower than in the region of the gravity maximum anomalies.

## SOME RECENT GRAVIMETRIC STUDIES ON THE ISOSTASY AND THE THICKNESS OF THE EARTH'S CRUST

W. A. HEISKANEN

The gravimetric method was not born yesterday. In fact, it has already been used for almost half a century to explore new oil fields and other valuable deposits of the earth's crust, to study the fine structure and regional formations of the earth's interior, to investigate the isostatic equilibrium of the earth's crust, and to determine the figure of the earth, or the geoid. The first problem belongs to the oil- and mining industry, the second and third to the geophysics, the fourth to geodesy. Therefore, we speak about exploration, geophysical and geodetic applications of the gravimetric method. The last one is also called the physical geodesy.

The gravimetric method measures only the size and direction of the gravity, tries to find the size and the location of the disturbing mass layers — geophysical gravimetry — and the effect of these disturbing masses on the figure of the earth — geodetic gravimetry. The gravity,  $g$ , at any point of the earth's surface is the sum of the attraction of the earth's mass and of the centrifugal force caused by the diurnal rotation of the earth around its axis. The rotation itself, however, brings about also the flattening,  $\alpha$ , of the earth. The gravity  $g_{90}$  at the pole, is 5,3 mgal larger than the gravity  $g_0$  at the equator, and the polar radius of the earth is about 21,5 km shorter than the equatorial radius. The only quantities which we use in the gravimetry are the gravity anomalies  $\Delta g$ .

As we know, the gravity anomaly  $\Delta g$  is the difference between the observed — and to sea level reduced — gravity  $g_0$  and the theoretical gravity  $\gamma$  obtained from the gravity formula;  $\Delta g = g_0 - \gamma$ . It is good to keep in mind that  $g_0$  refers to the geoid surface,  $\gamma$  to the spheroid surface of the more or less smooth earth. We have several spheroid surfaces depending on what formula we use for the increasing of the density of the earth with the depth and for some other characteristic parameters of the earth. All of these spheroids differ from one another very little. The International gravity formula has been derived so that the corresponding spheroid is also ellipsoid. In general, the distances  $N$  between the spheroid and ellipsoid are rather small — seldom exceeding  $\pm 50$  m.

In fact, it is strange that we compare two gravity values with one another, which refer to different surfaces. The important Bruns term will make this comparison consistent.

The famous formula of Helmert (4), derived already during the last part of the 19<sup>th</sup> century

$$D = 2 \left\{ \frac{2}{3} \frac{R}{\gamma} \Delta g + N \right\}$$

gives the connection between the gravity anomalies  $\Delta g$ , the geoid distances  $N$ , and the thickness  $D$  of the disturbing layer condensed to the sea level (Ideelle störende Schicht) so that its density is half of the mean density  $\rho_m$  of the earth. So if we like to compute the thickness  $D$  of the disturbing layer at any point, we have to know not only  $\Delta g$  but the undulation  $N$  of the geoid as well.

The gravity anomalies depend mostly on the density differences of the earth's crust, on the reduction method used to reduce the gravity to sea level, but partly also on the theoretical gravity  $\gamma$ . If, for instance,  $\gamma$  is 5 mgal too small, the  $\Delta g$  is 5 mgal too large and vice versa.

The theory of the rotating earth, as well as the gravity observations carried out at different latitudes, show that the normal gravity reduced to sea level increases with the square of sine of the latitude  $\varphi$ . If we also consider the small longitude term of the gravity, the gravity formula is this:

$$\gamma = \gamma_E [1 + \beta \sin^2 \varphi - \varepsilon \sin^2 2\varphi + r \cos^2 \varphi \cos 2(\lambda - \lambda_0)],$$

in which  $\beta$  is the coefficient of the important  $\sin^2 \varphi$ -term,  $E$  is a small term computed theoretically and  $r$  the amplitude of the longitude term and  $\lambda_0$  the direction of the long equatorial axis. During the last years there has been quite a bit of discussion concerning the longitude term.

Now when huge gravity material exists from different parts of the world and when we can partly use also the satellite geodesy to determine the shape of the earth, we can derive also higher order harmonics to the expansion of the gravity anomalies and of the geoid undulations  $N$ .

I give here some gravity formulas—without longitude term as well as with it.

#### *Some Gravity Formulas*

Helmert, 1901,	$\gamma = 978,030 [1 + 0,005302 \sin^2 \varphi - 0,000007 \sin^2 2\varphi]; \alpha = 1: 298,2$
Heiskanen, 1928,	$\gamma = 978,049 [1 + 0,005289 \sin^2 \varphi - 0,000007 \sin^2 2\varphi]; \alpha = 1: 297,06$
International, 1930,	$\gamma = 978,049 [1 + 0,0052884 \sin^2 \varphi - 0,0000059 \sin^2 2\varphi]; \alpha = 1: 297,0$
Heiskanen, 1938,	$\gamma = 978,045 [1 + 0,0050326 \sin^2 \varphi - 0,0000059 \sin^2 2\varphi]; \alpha = 1: 298,2$
Heiskanen, 1928,	$\gamma = 978,049 [1 + 0,005293 \sin^2 \varphi - 0,0000070 \sin^2 2\varphi + 0,000019 \cos^2 \varphi \cos 2(\lambda - 0^\circ)]; \alpha = 1: 297,0$



Niskanen, 1945,  $\gamma = 978,0468 [1 + 0,0052978 \sin^2 2\varphi - 0,0000059 \sin^2 2\varphi + 0,0000230 \cos^2 \varphi \cos 2(\lambda + 4^\circ)]; \alpha = 1: 297,8$

The International gravity formula, accepted in 1930 (1), is, in fact international. The last term is derived by E. Wiechert (a German), by H. A. Darwin (an Englishman), and by G. Cassinis (an Italian); the second term by J. F. Hayford (an American); and the first term by me (Finn).

The gravimetric studies of last years and the satellite geodesy have given for the equatorial gravity  $\gamma_E$  of the gravity formula about 978,042 cm/sec<sup>2</sup>, for the coefficient  $\beta = 0,005302$ , and correspondingly for the flattening value  $\alpha = 1: 298,2$ , as obtained already by Helmert.

### Isostasy

We know that there exist quite a few methods to reduce the gravity to sea surface. We know also that mostly used methods are the free air reduction with the condensation method of Helmert, the Bouguer reduction, and the isostatic reductions. The free air reduction is easiest to compute, but will not give representative gravity values. The Bouguer reduction changes the geoid too much — even hundreds of meters — to suit the geodetic purposes. So it is best to use the isostatic reduction which gives representative gravity anomalies and changes the geoid only some few meters.

The gravimetric and the seismic studies of last decades have shown quite clearly that the isostatic equilibrium prevails in broad lines. Also it is almost sure that the floating type of the equilibrium, presented first by G. B. Airy more than one hundred years ago, seems to correspond to the real facts in the earth's interior. Figure 1. shows schematically the meaning of the isostatic equilibrium. The mountains are not absolute mass surplus areas, but they will, so to say, float in the heavier underlayer of the crust. They have roots similar as an iceberg has in the ocean, only located deeper. The thickness of the *root formation* is a linear function of the mountain elevation and inversely proportional to the density differences  $\Delta\rho$  between the underlayer and the crust. This root of light crustal material compensates the effect of the mass surplus of the mountains. In the ocean areas the equilibrium is brought about by the *anti-root* of the ocean basin. The mass deficiency of the ocean will be compensated by the heavy antiroot. Again the thickness of the anti-root is linear function of the depths of the ocean and is inversely proportional to the density difference  $\Delta\rho$ . The equilibrium prevails, i. l., the surface unit, if it is not too small, will be under the same pressure regardless of whether it is under the mountains, under the level land, or under the oceans.

Since I have realized that there exists now and then confusion concerning the real meaning of the free air, Bouguer, and isostatic reductions, I try to explain them.

In the free air reduction we simply forget the mass between the sea level and the physical earth's surface. In other words, we think the

mountain mass to be compensated at the sea level; consequently, the free air reduction is a modification of an isostatic reduction. It corresponds to the thickness of the earth's crust,  $T = 0$ . In the Bouguer reduction we think the mountain mass to be absolute mass surplus and simply subtract the effect of it from the observed gravity. If the topography is irregular, we have still to consider the effect of it; or the terrain corrections (Geländerreduktion). I particularly emphasize the significance of the terrain correction. Fortunately, it is almost negligible except in the rugged mountains, where it is always positive regardless of whether the station is at the mountain top or in the valley, and can be  $+20$ ,  $+30$ , in some cases even more than  $+50$  mgal; at Mont Blanc not less than  $+123$  mgal. Consequently, the Bouguer anomalies in mountain areas without the terrain correction have not much practical value. They only mislead both the geodesists and the geophysicists.

When we add to the observed gravity the positive free air reduction and the negative Bouguer plate reduction with the positive terrain correction we get the Bouguer anomalies which should be close to zero. Unfortunately it is not so. The Bouguer anomalies in the mountains are the more negative the higher the mountain and at the oceans the more positive the deeper the ocean, they are, in a way, the exaggerated picture of the topography. This fact is brought about by the isostatic equilibrium.

Therefore, we most consider also the effect of this compensation, and that happens in the isostatic reduction. In the Bouguer reduction we, so to say, "carry" the mountain mass into infinity, which is not right. Therefore in the isostatic reduction we carry the same mass from infinity to the root formation of the mountain. In the ocean areas we in Bouguer reduction fill the ocean by a mass with the density of ( $\rho = 1,03$ ), which again is wrong —  $1,03$  is the density of the ocean water. Instead, to carry the mass to infinity we simply take mass surplus of the anti-root and transfer it to the ocean basin. This is the meaning of the isostatic reduction.

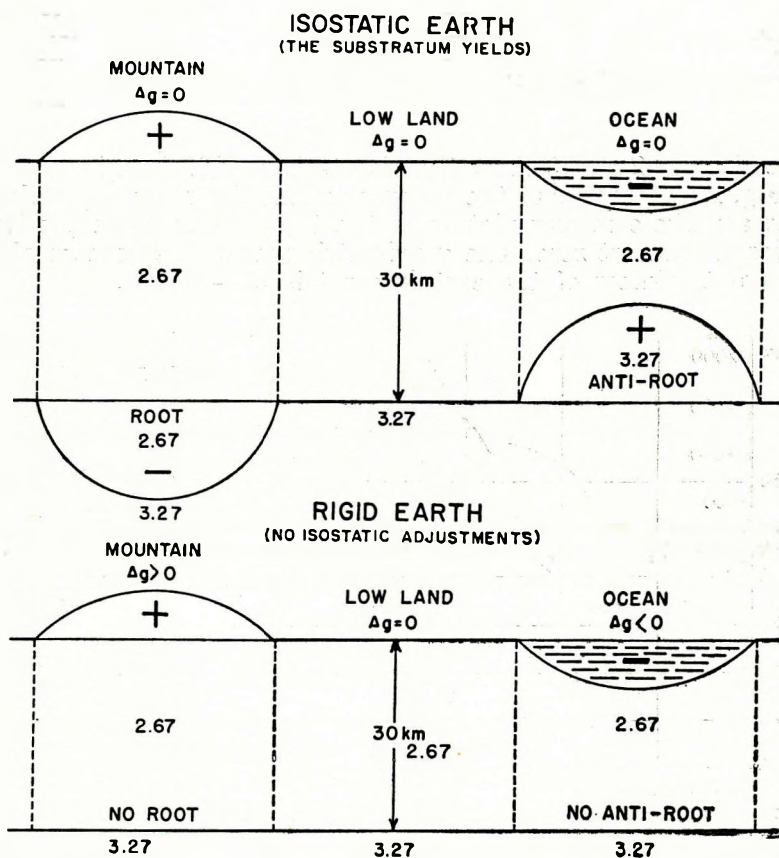
If the rigidity of the earth were infinite, then the earth's crust would not yield at all and Bouguer anomalies would be close to zero. But since the earth's crust can yield, the root- and anti-root formations are possible, the isostatic equilibrium prevails and the isostatic anomalies are close to zero.

It has been frequently claimed that because the free air anomalies are, not only in the continents but also at the oceans, rather small, the isostatic equilibrium will not prevail. In fact, however, the small free air anomalies are good evidence of the isostatic equilibrium, because, as I already mentioned, the free air reduction is an isostatic reduction, with the depth of compensation zero. The only drawback of this reduction is that we condense the topographic masses to a wrong level. In the proper isostatic reductions we transfer the topographic masses to the existing root formation where they have, so to say, a ready made „bed" to lay down.

The scientists who for some reasons do not like the isostasy, claim

that this reduction is unnecessary because the average value of the free air anomalies and the isostatic anomalies is almost the same. They have, however, forgotten the important fact that all kinds of gravity anomalies are in flat lands, and even on high plateaus, almost the same. The attraction effect of an infinite slab of density  $\rho$  and elevation  $h$ , depends only on the product  $\rho \cdot h$ , but not on each of them separately. So we can in case of the infinite broad plateau condense the topographic masses either to the sea level — free air reduction — to a root formation — the isostatic reduction — or distribute them in the infinitely thick layer — Bouguer reduction.

If we try without any prejudices to study the isostasy, we have to use the gravity material of the rugged mountains and ocean coastal



*Fig. 1.* Difference between the isostatic and the rigid earth. Figure shows that the mountain roots of light material and the heavy antiroots of the oceans compensate the effect of the topographic masses. The isostatic gravity anomalies are everywhere relatively small. In the rigid earth the gravity anomalies would be strongly positive in the mountain areas and strongly negative in the ocean areas.

areas, or, in general, of the regions where the topography is as rugged as possible. There exists hardly any larger mountain or ocean area where the Bouguer anomalies are closer to zero than the isostatic anomalies. Table I shows the average Bouguer and isostatic anomalies,  $T = 30$  km — International gravity formula used — in some mountainous and ocean regions.

Region	Mean Bouguer Anomaly	Mean Isostatic Anomaly $T = 30$ km
USA	-108 mgal	-8 mgal
Canada	-135 mgal	+5 mgal
India	-115 mgal	+7 mgal
East Africa	-146 mgal	-10 mgal
The Alps	-115 mgal	-7 mgal
The Oceans	about $+68 \times h$ mgal (h, depth in unit 1 km)	-5 mgal

The Figures 2 and 3 show that isostatic equilibrium in broad lines exists. Fig. 2 indicates that the Bouguer anomalies along a profile across the Alps are like a mirror picture of the topography while the isostatic anomalies are almost zero. The gravimetric method has shown also that the normal thickness of the earth's crust is 30—35 km.

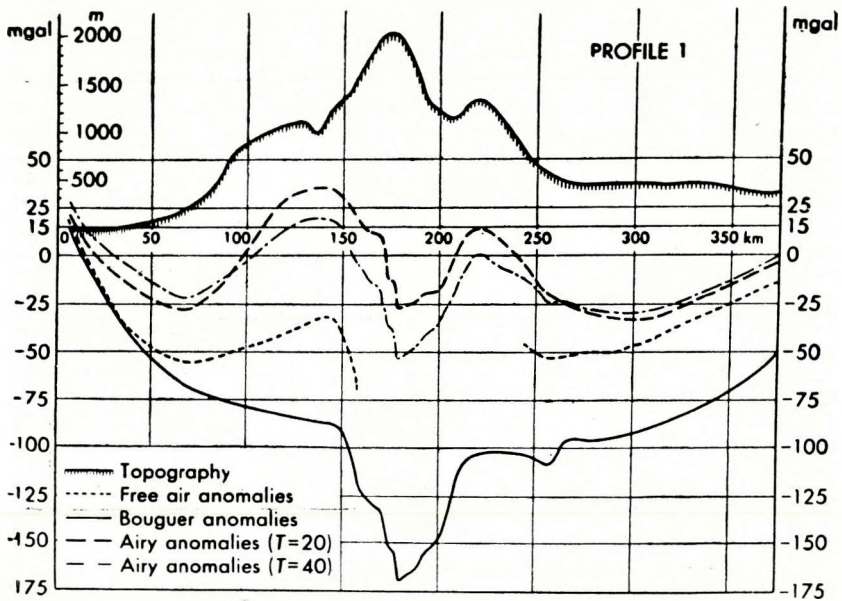


Fig. 2. Profile of Perano—Landau across the Alps shows that the Bouguer anomalies are mirrored pictures of the topography while isostatic anomalies are much less. (Publ. Isos. Inst., IAG, No. 16, 1947.)

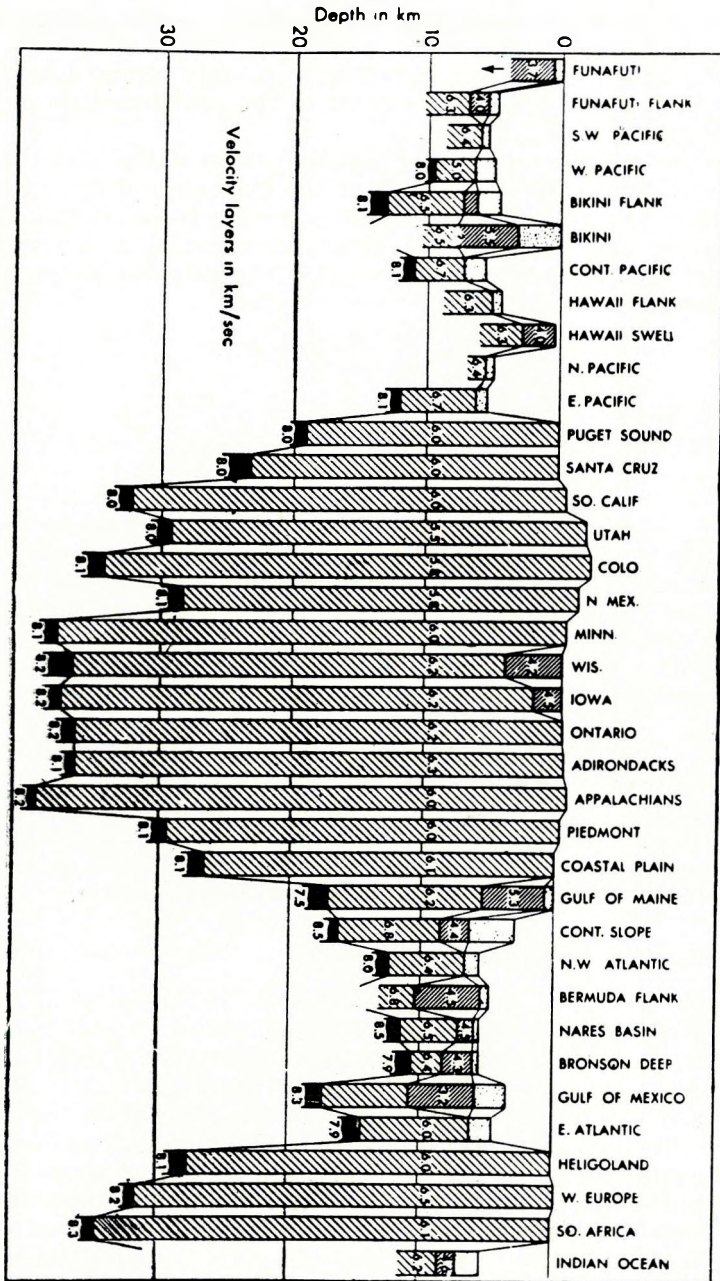


Fig. 3. Seismological evidence for the Airy-Heiskanen isostatic theory. According to the material analyzed by Woollard, the earth's is under Europe and North America about 25-38 km thick, but under the Atlantic and Pacific only about 4-8 km thick (3, p. 208.).

Figure 3 gives — according to Woollard — the seismic evidence from around the world. We realize easily that the earth's crust is under the Atlantic and Pacific Oceans rather thin, only about 4 to 7 km (7), while the thickness of the earth's crust of the continents for zero elevation — is between 25—30 km.

These and innumerable other similar graphs show that the floating isostatic equilibrium prevails and that the thickness of the earth's crust corresponding to zero elevation is not very far from 30 km. As to the root formation and the antiroots, their thickness is of course inversely proportional to the density difference  $\Delta\rho$ . The total thickness,  $T_C$ , under the continents is

$$T_C = T + \frac{\rho}{\Delta\rho} h + h$$

and the thickness  $T_0$  under the oceans

$$T_0 = T - \left( \frac{\rho}{\Delta\rho} h' + h' \right)$$

where  $\rho$  is the density of the earth's crust;  $\Delta\rho$  the compensation density;  $h$  the elevation of the mountain; and  $h'$  the depths of the ocean. For the value  $\Delta\rho = 0,6$  the thickness of the root is  $4,5 h$  km, and the thickness of the anti-root is  $2,73 h$ , where  $h$  is in the first case the elevation of the mountain and in the second case the depths of the ocean. If the density difference is  $0,3$ , the corresponding thicknesses are  $9,0 h$  and  $5,5 h$  km.

In order not to be misunderstood I would like to emphasize that although the isostasy is a proven fact, the thickness of the earth's crust can and will be different in different parts of the world, depending on the geological structure, tectonic phenomena, and other factors which in one way or another are working against the general trend of the earth's interior to reach the isostatic equilibrium.

### *The Big Isostatic Experiment of Nature*

Perhaps the most striking phenomena in favor of the isostatic equilibrium are the big experiments which nature is just now making before the eyes of the scientists. I mean the post-glacial uplift of Fennoscandia and the ice caps of Greenland and Antarctic which in many cases are immersed even more than thousand meters below the sea level.

As we all know, the land uplift of Fennoscandia has been studied extensively geologically and geodetically. The ice cap of about 2500 meter thickness pushed the earth's crust about 700 meters downward, obviously so deep that the isostatic equilibrium in broad lines prevailed. When the ice cap began to melt, the load decreased and the land started gradually to uplift, in the beginning slowly, but at the time when the whole ice cap was melted, very fast, even about 13 cm/100 years. With the postglacial centuries the uplift, of course, slowed down.

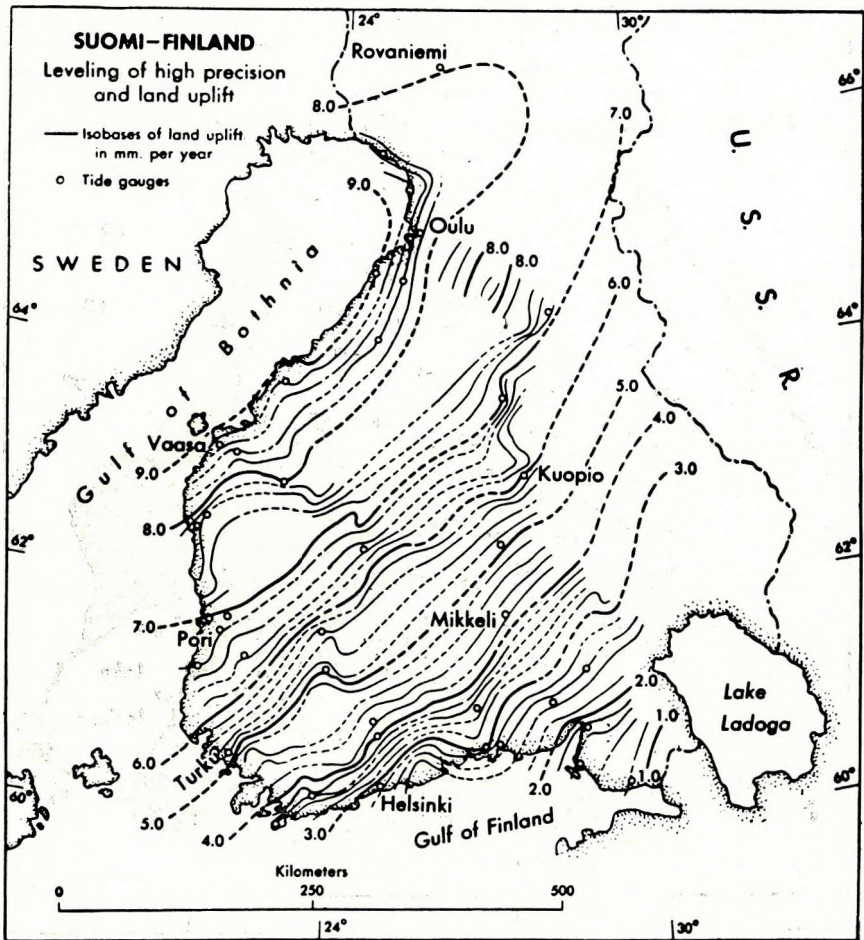


Fig. 4. Land uplift in Finland according to E. Kääriäinen. The upheaval is at the end of the Gulf of Finland almost zero but in the area of Gulf of Bothnia about 9 cm/100 years. Result obtained by two precise levellings at the interval of about 50 years.

At the end of the glacial period the land had uplifted already about 250 m.

During the postglacial period this uplift has continued so that now the maximum postglacial uplift is about 270 m. When we add to this the 250 m uplift occurring before the end of the glacial period, the whole amount is about 520 m. Fig. 4 shows the curves of equal speed of the uplift in Finland according to the results of two precise levellings carried out in Finland 1892—1910 and 1935—1955 (5). We see that the zero line of the upheaval is close to Leningrad area, from where it increases

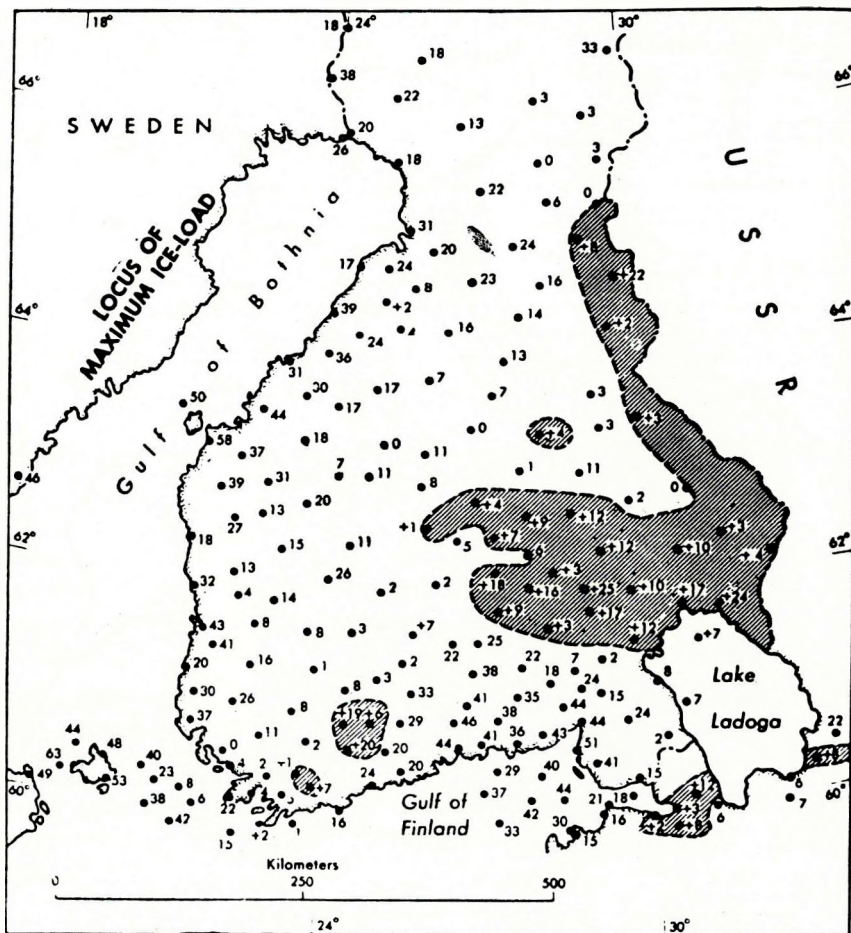


Fig. 5. Correlation between the land uplift and the gravity anomalies (according to R. A. Daly). The more negative the gravity anomalies, the larger the land uplift.

almost linearly in northwest direction reaching the maximum more than 90 cm/100 years in Gulf of Bothnia and at the east coast of Sweden.

Fig. 5 shows that the gravity anomalies are in land uplift area systematically negative. This means that the isostatic equilibrium does not yet completely prevail. On basis of the negative gravity anomalies, E. Niskanen (6) has computed that the earth's crust has to uplift about 200 meters until the complete isostatic equilibrium prevails. The resistance of the earth's crust is, however, so great that obviously complete isostatic equilibrium will never be reached.

One of the most interesting results of the studies of the IGY was



the seismic discovery that in a large part of the Antarctic the ice cap reach deep under the present ocean level. The under boundary of the ice cap is like a shallow bowl. In some cases the depths of the bowl is even of the order of 1500 m. Similar behavior of the ice cap has been found earlier in Greenland. What does this mean? One can hardly imagine that the ice cap is „born” in the ocean. There must have been a continent on which the ice began to grow. With the extra load of the ice cap the earth's crust began to sink. Obviously the glacial period there has lasted so long time that the earth's crust has reached almost complete isostatic equilibrium.

So we have before our eyes two different phases of the isostatic experiment of nature. In Fennoscandia the experiment is almost in the final phase. The time elapsed from the glacial period is so long that the essential part of the land uplift has already occurred. In Antarctic and Greenland is the second phase happening just now. The ice cap has been there sufficiently long time and has pushed the earth's crust down so that the bowl-like under boundary of the ice cap was the result.

The continuous observations from decade to decade perhaps can discover whether these continents are in the static phase or whether also there the ice sheet is becoming thinner and the land is uplifting. Last alternative almost surely happens.

Before I finish I mention the interesting experiments that they have planned in America to *drill through the earth's crust* to the M-discontinuity. The drilling of course will be made in the parts of the ocean, like in the West Indies and close to the west coast of Central America where the M-discontinuity is only about 4 km under the sea bottom. We do, of course, not know when this drilling will be done, but we know that the significance of it will be enormous. It will be the first time when we empirically can measure the thickness of the earth's crust, get the crust samples and the density values from different depths. Also it is possible to check how suddenly the density at the M-discontinuity changes from, say 2,8 to 3,2. Needless to say, all geophysicists and geodesists are waiting impatiently this new information.

#### REFERENCES

1. *Cassinis, G.*: Sur l'adoption d'une formule internationale pour le pesantour normale, Bull. géod., no. 26, 1930.
2. *Heiskanen, W. A.*: Ist die Erde ein dreiachsiges Ellipsoid?, Gerlands Beitr., Geophys., vol. 19, 1928.
3. *Heiskanen, W. A.* and *Vening Meinesz, F. A.*: The Earth and its Gravity Field, McGraw-Hill Co., New York, 1958.
4. *Helmert, F. R.*: Theorien der Höheren Geodäsie, Vol. II. Leipzig 1884, p. 261.
5. *Kääriäinen, E.*: On the recent uplift of the earth's crust in Finland, Publ. Fin. Geod. Inst., no. 42, 1953.
6. *Niskanen, E.*: On the upheaval of land in Fennoscandia, Publ. Isos. Inst. IAG (Helsinki), no. 6, 1939.
7. *Worzel, J. Lamar*: Continuous Gravity Measurements on a Surface Ship with the Graf Sea Gravimeter, Journal Geophysical Research, Vol. 64, no. 9, 1959.



F. HONFI AND S. LAKATOS  
THEORY, PRACTICE AND POSSIBILITIES OF  
MONOELECTRODIC WELL-LOGGING

Analogy is established between the results of a monoelectrodic and those of a logging with potential-sonde. The data of a profile obtained with a spherical monoelectrodic sonde agree in theory and practice with those of a profile gained by a potential-sonde, the length of which is equal to the radius of the ball-shaped monoelectrodic sonde. Analogy can also be established between a long-shaped potential sonde and a cylinder-shaped monoelectrodic sonde.

During the lecture, several profiles obtained by monoelectrodic and potential sonde are to be shown.

**AZ EGYELEKTRÓDÁS LYUKSZELVÉNYEZÉS ELMÉLETE,  
GYAKORLATA ÉS LEHETŐSÉGEI**  
HONFI FERENC—LAKATOS SÁNDOR

A lyukszelvényező mérések egyik legmostoháiban kezelt módozata az egyelektródás lyukszelvényezés, amellyel a kézikönyvek is rendszerint csak mint mérési lehetőséggel foglalkoznak minden részletezés nélkül. Pedig a módszer mint a legegyszerűbb lyukszelvényezés több figyelmet érdemel, hiszen nem kell hozzá többeres kábel, pulzátor, bonyolult áramkörök és így a mérés különösebb felkészültség nélkül is elvégezhető. A szolgáltatott eredmény nem arányos az egyszerűséggel! Ennek belátásán alapszik, hogy az utóbbi időkben a karottázs mérőeszközök és módszerek nagyiramu fejlődése mellett is jelentősebb tért hódított. A szén-és érckutatásban való alkalmazására több utalás található az irodalomban.

Nem kívánjuk vitatni a többeres lyukszelvényező módszerek előnyét, csupán arra szándékozunk rámutatni, hogy egyszerű műszaki adottságok között, „kicsiben” is végezhető mérések megfelelő eredmény biztosítása mellett. És ha előfordul, hogy egy ilyen szelvény nem egyértelmű — ami többeres mérőrendszereknél is fennáll — végső esetre az oldalfalmintavétel éppúgy vitadöntő marad.

*A monoelektródás karottázs elmélete*

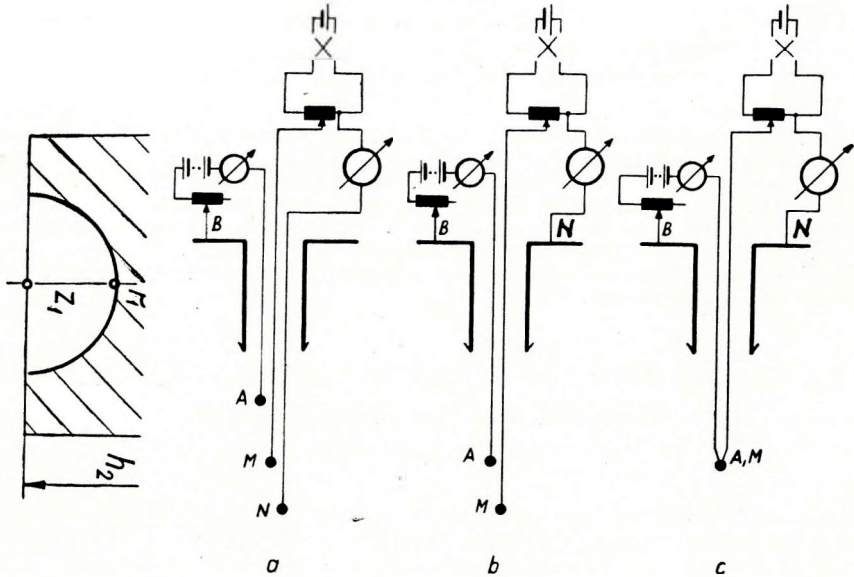
Alapelve a háromelektródás ellenállásmérésből vezethető le a lát-szólagos ellenállásra és a szondakoefficiensre vonatkozó ismert formulákból.

(1 a ábra). Ezek:

$$q_k = KR = K \frac{\Phi \bar{M} \Phi \bar{N}}{I} \quad (1)$$

$$\text{ahol } \Phi = \frac{q I}{4\pi r} \text{ és} \quad (2)$$

$$K = 4\pi \frac{\bar{A}\bar{M} \cdot \bar{A}\bar{N}}{\bar{M}\bar{N}} = 4\pi \bar{A}\bar{M} \left(1 + \frac{\bar{A}\bar{M}}{\bar{M}\bar{N}}\right) \text{ mivel } \bar{M}\bar{N} = \bar{A}\bar{N} - \bar{A}\bar{M} \quad (3)$$



1. ábra

Ha az egyik mérőelektrodát a föld felszínére helyezzük (1 b ábra) a (3) kifejezés  $AM/MN$  tagja tart a nulla felé, így

$$q_k = KR = K \frac{\Phi}{I} \text{ és} \quad (4)$$

$$K = 4\pi \bar{A}\bar{M} \quad (5)$$

Közelítsük a továbbiakban  $M$  elektrodát minden határon túl  $A$ -hoz. Így  $AM \rightarrow 0$  és következésként  $K \rightarrow 0$ . Esetünkben azonban a pontszerű elektróda feltevésével nem élhetünk, mivel nem pontszerű, hanem valamilyen geometriai idommá kiképzett elektródával dolgozunk.

Vegyük a legegyszerűbb esetet.

Elektrodánk ( $A$ ) gömbalakú és a vizsgálati pont ennek megfelelően felszínén van (1c ábra), azaz egyesítjük az áram és mérőelektrodát. Az  $A$  elektróda körül az equipotenciális felszínnek gömbfelületek (2a ábra), ami természetes is, mivel az elektromos teret kialakító másik elektróda

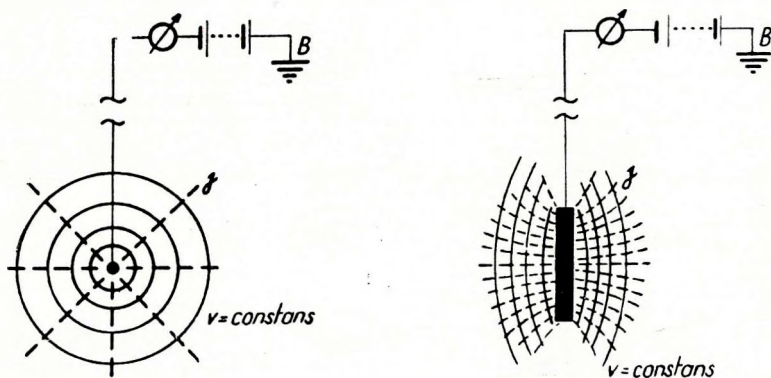
(B) viszonylag nagy távolságra van. Így az M vizsgálati pont a hozzátartozó equipotenciál felszínnel együtt egybeesik az A gömbalakú elektróda felszínével és így  $\overline{AM}$  a gömb sugarával egyenlő ( $\overline{AM} = r$ ).

Tehát alapformuláink (1, 2, 3) a következőképpen alakulnak:

$$\varrho_k = KR = K \frac{\Phi}{I} = K \frac{V}{I}, \text{ ahol} \quad (6)$$

$$K = 4\pi r. \quad (7)$$

Összevetve a kapott eredményeket, megállapítható az egyelektródás szonda egyenértékűsége a potenciál szondával, amennyiben utóbinak hossza megegyezik a gömbszonda sugarával. Ez a megállapítás homogén közeg esetére vonatkozik elméletileg, mivel a potenciál szondánál a mért ellenállás az MN elektródák közötti kis részhez tartozik, míg az egyelektródás szondánál az A elektródától kezdődően a tér távoli pontjáig tart.



2. ábra.

Szerencsére azonban a kapott mérési eredmény szempontjából nem lényeges ellenvetés ez még heterogén képződményeknél sem, mert az elektróda körül a potenciál a szondától való távolság  $\frac{1}{4 \cdot \pi \cdot r}$ -szeres szorzatával csökken és így a mérési eredményt gyakorlatilag csak a szonda közelében levő képződmények befolyásolják. Ezért elfogadható elméletileg is és gyakorlatilag is a megfelelő hosszúságú egyelektródás gömb- és potenciál-szonda azonossága. Sajnos, ez a megállapított azonosság széleskörű kiaknázása nem lehetséges a fúrólyuk adott kis átmérője miatt. Sőt a bennszakadás veszélye miatt olyan átmérőjű egyelektródás gömbszondát sem tanácsos alkalmazni, amelynek átmérője közelebb van a fúrólyukéhoz.

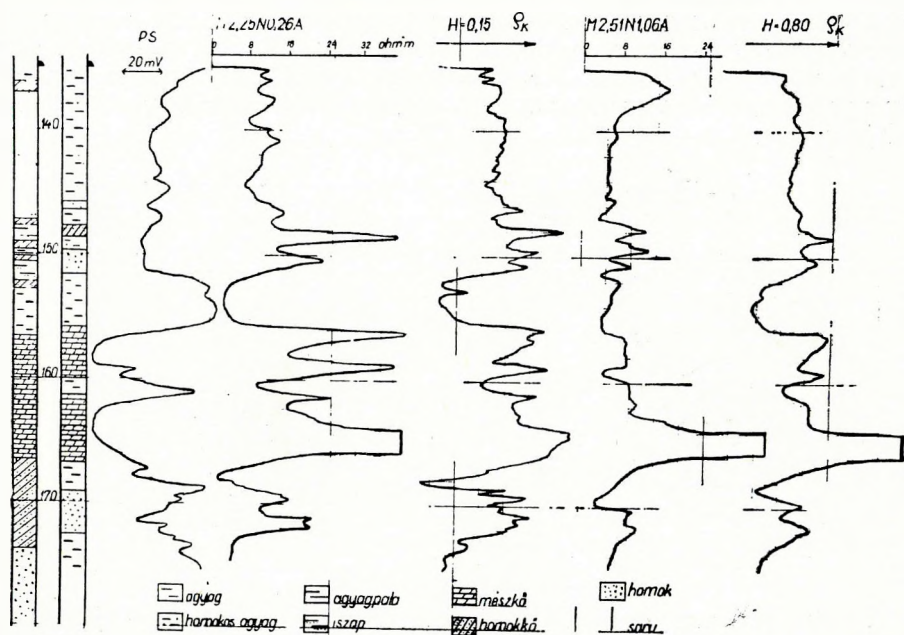
A szondaméreték változtatására maradó lehetőség tehát a hosszúság változtatása.

Ebben az esetben elméleti alapjaink megváltoznak, mivel a két-féle alakú szonda körül az elektromos tér különböző (2a és b ábra).

Az első — a gömbalakú szonda már letárgyalt esete egyszerű.

A második — hengeralakú szonda esete bonyolultabb. A potenciál-felületek forgási ellipszoidok, az áram pedig forgási hiperboloidok mentén mozog, amelynek gyűjtőpontjai azonosak az ellipszoidokéval. A szondának az átmérőhöz viszonyított hosszának növekedésével, az áramnak egyre több és több hányada hatol a szondára merőlegesen, ill. egyre merőlegesebben a fúróluk falába. Ugyanilyen mértékben csökken az

### CSEPEL STRANDFÜRDŐ



3. ábra

iszap, lyukátmérő és az esetleges kaverna hatása a fajlagos ellenállásra. Az analógia tehát a potenciál-szondával itt is megvan, amit teljesebbé tesz az is, hogy a szonda hosszúságánál kisebb vastagságú rétegek nem mutathatók ki megbízhatóan.

De hangsúlyozzuk, hogy ez csak igen nagyfokú analógia és nem azonosság!

A fentiek igazolására kísérleti sorozatot végeztünk a következő szondákkal: (5. ábra)

Egyelektródás szondák:

$H = 0,15$  m, átmérő 40 mm

$H = 0,80$  m, átmérő 40 mm

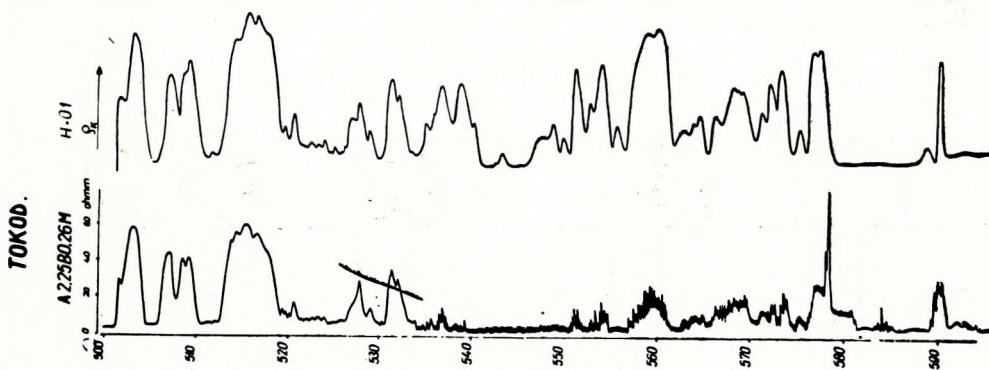
( $H$  — az egyelektródás szonda hossza)

Háromelektródás szondák:

M 2,25 N 0,26 A

M 2,51 N 1,06 A

A 0,26 m-es potenciálszonda és a  $H = 0,15$  m-es egyelektródás szonda egyenértékűsége kézenfekvő. (3. ábra). Az 1,06 m-es potenciálszonda és a  $H = 0,80$  m-es egyelektródás szonda közötti eltérés a várokozásnak megfelelően jelentős, mégis az ellenállásanomáliák nagyságának viszonylagos alakulása rávilágít a hosszú potenciálszondához való rokonságra.



4. ábra

A 4. ábra az egyelektródás lyukszelvényezés érdekes előnyére világít rá: a normál karottázs felvételt kóboráramok zavarták. Látható, hogy a módszer ilyen körülmények között is jól alkalmazható.

*A módszer gyakorlata*

Ugyanolyan mérési eredménnyel regisztrálható

1.  $\Phi$  potenciál az A elektródától a végtelenig.
2. Az elektródán átfolyó áram.

Az 5a. ábra kapcsolásánál a mért  $\Phi$  potenciálhoz hozzájárul a kábelre jutó feszültség is, ami gyakorlatilag konstans. Ugyanezzel a kapcsolással egyenértékű az 5 b. kapcsolás is, ahol csak egy felszíni elektróda van.

Ezeknél a kapcsolásoknál az átfolyó áram egy szabályozó ellenállással állítható be.

Ez a két kapcsolás jól mutatja a rokonságot a háromeres karottázzsal.

Gyakorlati méréseknél célszerűbb az ellenállás regisztrálása helyett annak fordítottját, a vezető képességet regisztrálni (áramkarottázs 5c. és d. ábra). Az ilyen kapcsolás mellett az áram, azaz most már a mérőkörön átfolyó áram:

$$I = \frac{E}{R_A + (R_1 + R_B + R_I + \dots)}$$

A kifejezés nevezőjében a zárójelben levő tagok részben igen kicsinnyé tehetők, részben elhanyagolhatók. A kifejezésben szereplő tagok:

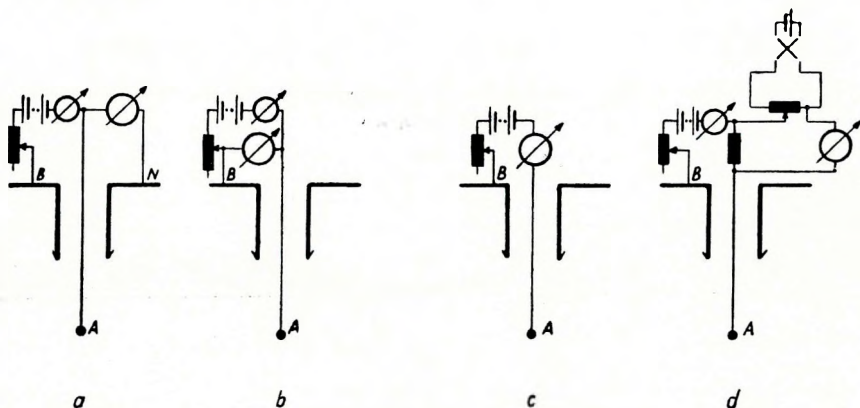
$E$  — telepfeszültség,

$R_A$  — a mérőelektróda átmeneti ellenállása,

$R_1$  — kábel és huzalozási ellenállás. Értéke néhány ohm szokott lenni és gyakorlatilag konstans.

$R_B$  — a felszíni elektróda átmeneti ellenállása. Ha rákapcsoljuk a fúróluk csővezetékének felső részére, értéke gyakorlatilag nulla.

$R_I$  — árambeállító ellenállás. Alkalmazása nem feltétlenül szükséges. Ezenkívül a körön átfolyó áram a telepek sorbakapcsolásával is szabályozható.



5. ábra

A nevező zárójeles kifejezésében az elmélet szerint szerepelnek: a telepek belső ellenállása, az árammérő belső ellenállása... de ezek a többiekhez viszonyítva még csekélyebb szerepet játszanak.

#### Alkalmazás

Az elmondottak alapján feltétlenül figyelmet érdemel a módszer. Alkalmazása pedig célszerű minden olyan esetben, amikor a szokásos lyukszelvényezés elmarad. Elsősorban gondolunk a 100—200 m-es vízfúrásra, amelyek dokumentációs értéke igen bizonytalan. Ezek szelvényezése pedig karottázs kapacitás hiánya vagy esetleges magas mérési díj miatt nem jön számításba. Az általunk javasolt módszert kiegészítve a PS mérésével, valamint az esetleges magmintavétellel, megfelelő értékű és olcsó mérések végezhetők.

Agyagos-homokos formációban a réteghatárok egy PS és egy lát-szólagos ellenállásszelvényvel a legtöbb esetben tisztázhatók. Kétféle hosszúságú monoelektródás szondával pedig bizonyos kvantitatív kiértékelés is adható a rétegek felépítésére vonatkozóan. És a célnak megfelelő mérőeszköz pedig elkészíthető olyan kicsiben, hogy az egy vagy két személy által könnyen szállítható.



**REFRAKTIONSSEISMISCHE ÜBERSICHTS-  
UND SPEZIALMESSUNGEN  
IN DER DEUTSCHEN DEMOKRATISCHEN REPUBLIK**

W. MARTIN

*1. Einleitung*

In der Deutschen Demokratischen Republik sind in den vergangenen Jahren refraktionsseismische Übersichtsmessungen ausgeführt worden, die in der Hauptsache auf dem Streuerschiessen beruhen. Als Ergebnis dieser Arbeiten liegt nunmehr ein Laufzeitplan für den nördlichen Teil der Republik vor.

Schon früher wurde in Deutschland das Streuerschiessen in einem Ausmass angewendet, wie wohl in keinem anderen Land. Es hat sich aber gezeigt, dass über die Zweckmässigkeit des Streuerschiessens und den Wert des Laufzeitplanes unrichtige Vorstellungen bestehen. Daher soll mit diesen Ausführungen einiges aus der Praxis der Übersichtsmessungen in der DDR mitgeteilt werden.

*2. Refraktionsseismik und Erdölerkundung im Gebiet der DDR*

Nach der Gründung der Staatlichen Geologischen Kommission im Jahre 1950 begann für die einzelnen Zweige der angewandten Geophysik eine neue Periode planvoller Arbeit. Die Gravimetrie und die Magnetik konnten dabei an die Ergebnisse der umfangreichen gravimetrischen und magnetischen Messungen anknüpfen, die im Rahmen der „Geophysikalischen Reichsaufnahme“ vor und während des Weltkrieges in unserem heutigen Staatsgebiet durchgeführt worden waren. Seismische Messungen lagen jedoch nur ganz vereinzelt vor. Sie greifen von Westen her nur wenig auf das heutige Staatsgebiet der DDR über. Das hatte seine Ursache in gewissen Auffassungen von der Erdölhöflichkeit des Gebietes östlich der Elbe. Diese wurde, im Zusammenhang mit der Theorie von der „Pompeckjschen Schwelle“, für sehr gering erachtet. Durch neuere Erkenntnisse ist jedoch das Gebiet zwischen Ostsee und Mitteldeutscher Hauptlinie für die Erdölerkundung durchaus interessant geworden, sodass hier im Jahre 1935 auf Anregung und unter Leitung von Thomas refraktionsseismische Übersichtsmessungen aufgenommen wurden. Bei

der Entscheidung, welche Verfahren dabei Verwendung finden sollten, musste von den geologischen Gegebenheiten ausgegangen werden.

### 2.1 Die geologische Situation im Norden der DDR

Das Gebiet nördlich der Mitteldeutschen Hauptlinie weist mächtiges Mesozoikum und vielfach auch mächtiges Tertiär auf. Die Tektonik ist in starkem Masse von den Bewegungen permischer Salzmassen bestimmt; davon zeugen u. a. zahlreiche Salzstöcke. Auch die mesozoisch-känozoischen Gebirgsbildungen verursachten vielfältige Strukturen und tektonische Störungen. Es ergibt sich also für die Lagerungsverhältnisse und Mächtigkeiten der Sedimentschichten ein auf engem Raum rasch wechselndes Bild. Dadurch unterscheidet sich die Geologie Norddeutschlands sehr wesentlich von den geologischen Verhältnissen vieler anderer Länder.

Unter diesen Umständen erschien es unzweckmässig in unserem Lande Erkundungsmethoden zu praktizieren — etwa die Vermessung seismischer Regionalprofile — die speziell für Länder geeignet sind, in denen grossräumige geologische Einheiten dominieren. Für unsere geologischen Bedingungen erwies sich die fast voraussetzungslose Methode des Streuerschiessens als besonders brauchbar.

### 2.2 Die Zielsetzung für refraktionsseismische Übersichtsmessungen

Die Übersichtsmessungen sollten unter Beachtung folgender Gesichtspunkte durchgeführt werden:

- I. Es sollte eine möglichst vollständige Bestandsaufnahme an Laufzeitanomalien bzw. geologischen Strukturen erfolgen.
- II. Als einheitliche Beobachtungsentfernung wurden 4 km gewählt; das entspricht einer Teufenreichweite von etwa 1200 m. Die so nachgewiesenen Strukturen und Schichten liegen für die Lagerstättenerschliessung günstig. Der Laufzeitplan kann an den Laufzeitplan Nordwestdeutschlands angeschlossen werden.
- III. Alle Laufzeitanomalien sollten durch Linienbeobachtungen einer ersten Klärung zugeführt werden, so dass Aussagen über Charakter, Grenzen und Teufen der Anomalien möglich sind.
- IV. Im Isochronenbild sind fast immer die Streichrichtungen der Strukturelemente eindeutig zu erkennen. Deshalb ist der Laufzeitplan Voraussetzung für die sinnvolle Anlage aller weiteren geophysikalischen (auch regionalen) Messungen.
- V. Im Verein mit der Schwerekarte und der magnetischen Karte erweitert der Laufzeitplan die Interpretationsmöglichkeiten. Der Dichte des Gesteins zum Beispiel wird als weiterer Parameter die Elastizität zugeordnet.
- VI. Bevorzugte Streichrichtungen, Häufung oder Fehlen bestimmter Anomalietypen im Laufzeitplan lassen Schlüsse auf den grossräumigen Bau zu.

Mit den vorstehenden Grundsätzen waren die Ziele unserer Übersichtsmessungen weitergesteckt, als die der früheren „Reichsaufnahme“.

Dem „Reichsamt für Bodenforschung“ ging es seinerzeit lediglich um das Auffinden von Kurzzeitengebieten. Sie wurden als Konzessionsgebiete umgrenzt und an die kapitalistischen Erdölunternehmen vergeben. Eingehendere geophysikalische Messungen wurden dann im Auftrag dieser Firmen ausgeführt.

### 2.3 Die Durchführung der Übersichtsmessungen

Die refraktionsseismischen Übersichtsmessungen der DDR unterscheiden sich von den refraktionsseismischen Arbeiten der früheren „Geophysikalischen Reichsaufnahme“ hauptsächlich in der Anlage der Messungen und hinsichtlich der verwendeten Apparaturen.

#### I. Anlage der Messungen.

„Reichsaufnahme“: Die Streuer tangieren einander nur. Es wurden nur wenige, meist einseitig geschossene Linien beobachtet. DDR: Die Streuer greifen ineinander. Es wurden zahlreiche, gegengeschossene Linien beobachtet.

#### II. Apparative Ausrüstung.

„RA“: Die Mintrop-Seismographen ermöglichten je Station nur eine Laufzeitmessung. Fast immer waren Extrapolationen zum 4 km-Punkt mit einer angenommenen Geschwindigkeit nötig. DDR: elektrische Apparaturen mit je 4 Seismographen ermöglichen exakte Laufzeitmessungen am 4-km-Punkt und Bestimmung der Streuerendgeschwindigkeit. Letztere kann zur Interpretation mit herangezogen werden.

### 3. Ergebnis der refraktionsseismischen Übersichtsmessungen

Als Ergebnis der Übersichtsmessungen liegt nunmehr der Laufzeitplan für den nördlichen Teil der DDR vor. Es wurden mehr als 120 Anomalien entdeckt, von denen die meisten bis dahin unbekannt waren.

Um die mit dem Laufzeitplan verbundene Problematik deutlich zu machen, werden im folgenden zwei Ausschnitte aus dem Laufzeitplan betrachtet.

#### 3.1 Der Laufzeitplan im Vorland der Mitteldeutschen Hauptlinie (Figur 1.)

Auffällig ist die grosse Zahl von Lang- und Kurzzeitengebieten. Die runden Anomalien sind Kurzzeitengebiete, denen Salzdiapire zugrunde liegen.

Ferner sind antiklinale Aufwölbungen als langgestreckte Kurzzeitengebiete zu erkennen. Die herzynisch streichenden Serien von Lang- und Kurzzeitengebieten laufen parallel zum Flechtiger Höhenzug, der als



verursachen durch ihre geringere Schallhärte lange Laufzeiten und durch ihre geringe Dichte einen Schwereabfall.

### 3.2 Der Laufzeitplan im Gebiet der Prignitz (Figur 2.)

In diesem Teilgebiet fehlt die augenfällige Übereinstimmung, wie sie am Mitteldeutschen Hauptabbruch zu beobachten ist, zwischen Laufzeitplan und Schwerekarte. Die Schwere- und auch die magnetische Karte zeigen hier ausgedehnte Maxima, die ursprünglich (bevor seismische Messungen oder Bohrungen vorlagen) hochliegendem Kristallin zugeschrieben wurden. Im Laufzeitplan hingegen erscheinen an dieser Stelle extrem lange Laufzeiten, also mächtige Schichten geringer Schallhärte, also junge Sedimente.

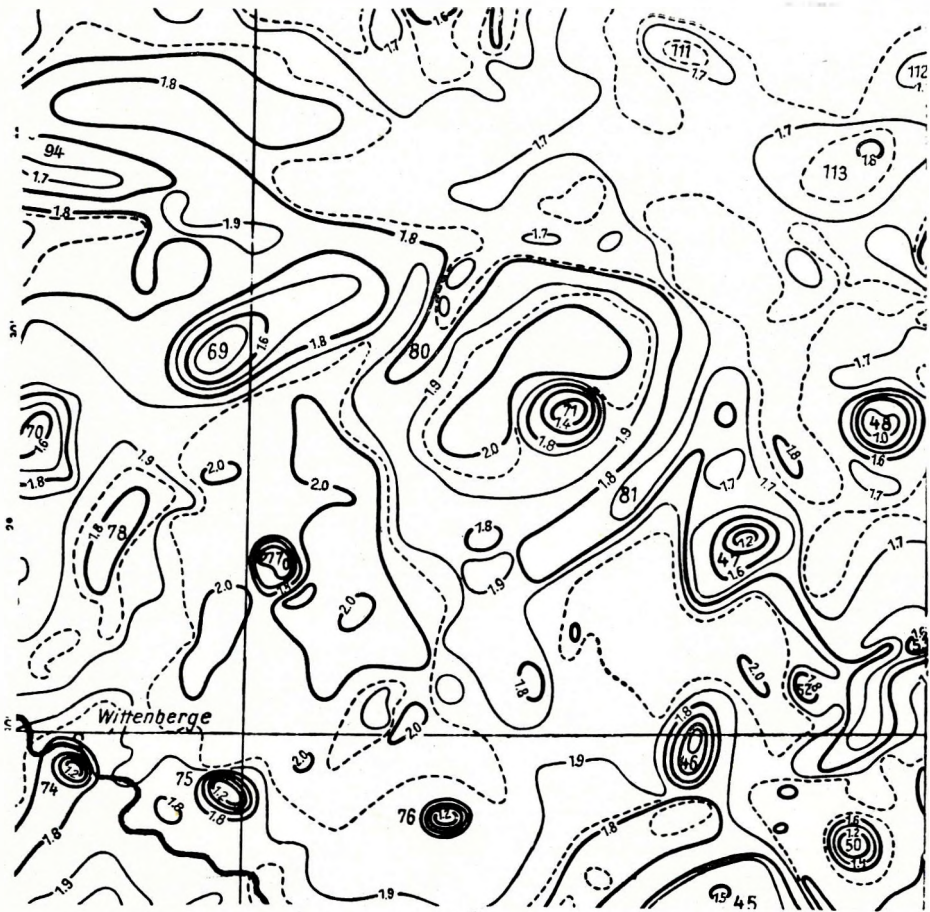


Fig. 2. Ausschnitt aus dem Laufzeitplan der DDR — Teil Prignitzblock (Nach Thomas, 1955) Kurzzeitengebiete numeriert.

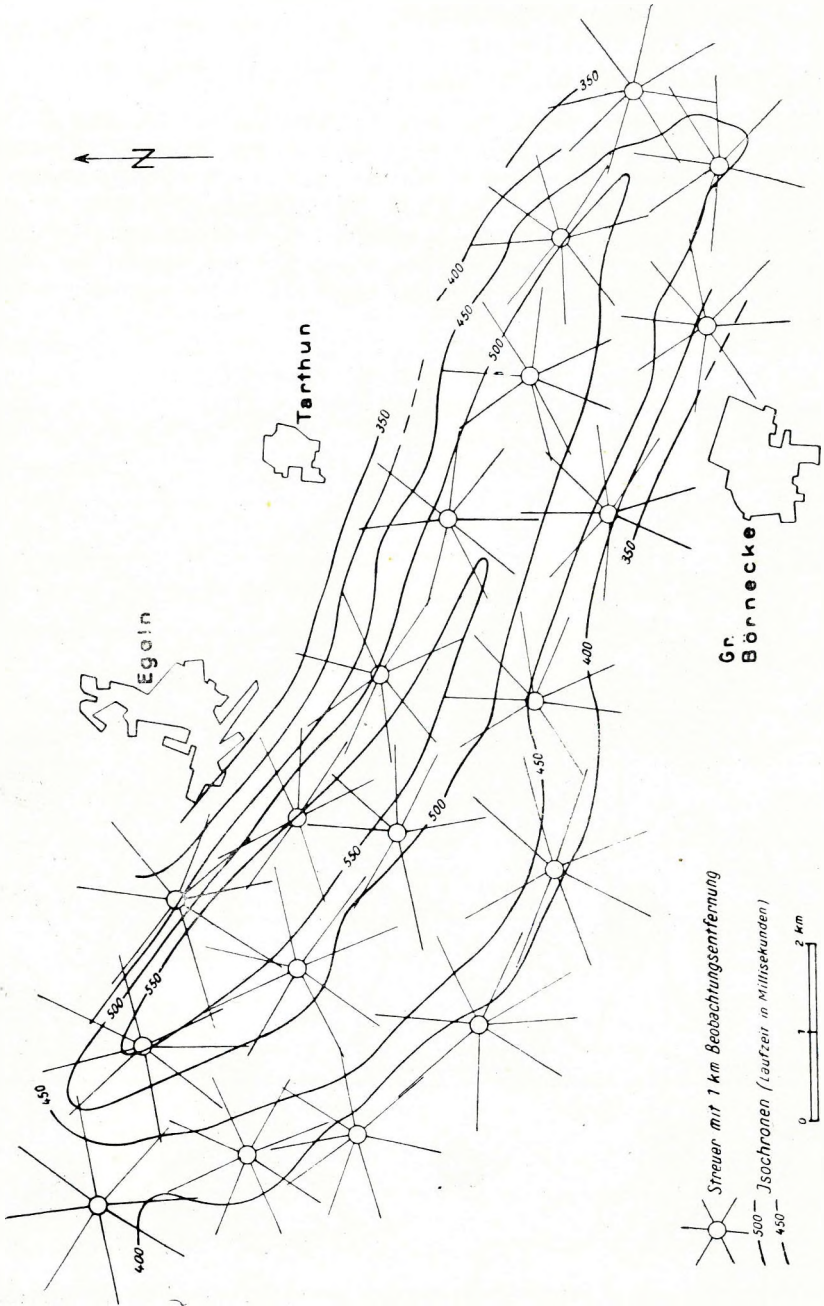


Fig. 3. Laufzeitplan der Egerner Südmulde.

Tatsächlich beträgt die Mächtigkeit der Sedimente, wie Reflexionsmessungen ergaben (Lit. 8) mehr als 4000 m.

Auch dieses Beispiel spricht für den Wert des Laufzeitplanes bei der geologischen Deutung geophysikalischer Daten.

Im Interesse einer einheitlichen Kartendarstellung ist der 4-km-Beobachtungsabstand über möglichst grosse Flächen beibehalten worden.

Im Südosten der Republik jedoch, wo die prätertiären Schichten in wesentlich geringerer Teufe liegen, wurde ein sehr brauchbarer Laufzeitplan mit 2-km-Streuern erarbeitet.

#### 4. Die Anwendung der Streuermethode bei lokalen Untersuchungen

Auch bei eingehenderen lokalen refraktionsseismischen Untersuchungen lassen sich die Streuermethode und der Laufzeitplan vorteilhaft anwenden.

Als Beispiel sei hier die Vermessung der Egelner Südmulde kurz behandelt. Die Aufgabe bestand darin, die Grenzfläche Tertiär—Trias zu bestimmen.

Zunächst wurden Streuermessungen mit einem Beobachtungsabstand von 1000 m durchgeführt. In kurzer Zeit (1/10 der für die Linienbeobachtungen benötigten Zeit) wurde das Messgebiet mit einem Netz von 19 Streuern überdeckt (Figur 3.). Auf Grund des daraus resultierenden Laufzeitplanes wurden Refraktionslinien angelegt, teils im Streichen, teils quer dazu.

Als Ergebnis der darauffolgenden Linienbeobachtungen konnte ein Teufenplan (Figur 4.) gezeichnet werden (aus hier unerheblichen Gründen leider nur für den östlichen und mittleren Muldenteil). Zwischen beiden Plänen besteht in den wesentlichsten Zügen Übereinstimmung. Die Achsen beider Darstellungen decken sich; sie sind an der gleichen Stelle geknickt. Die grossen Teufen (300...350 m) werden durch die längsten Laufzeiten ( $> 0,55$  sec) angezeigt. Die rasche Abnahme der Tertiärmächtigkeit in nordöstlicher Richtung deckt sich mit der engen Scharung der Isochronen. Im Südosten ändert sich die Teufe in der Längsrichtung nur wenig (280...260 m), dementsprechend ändern sich auch die Laufzeiten nur wenig (0,55...0,50 s). Erst im Südosten verringern sich Teufen und Laufzeiten in verstärktem Masse.

Eine solch gute Übereinstimmung zwischen Laufzeit- und Teufenplan wird nicht in jeder beliebigen geologischen Situation zu erzielen sein. Die Voraussetzungen waren hier insofern günstig, als Tertär und Prätertiär durch einen deutlichen Geschwindigkeitssprung getrennt sind.

Allgemein darf man feststellen, dass der Laufzeitplan auch bei lokalen Messungen ein wertvolles Hilfsmittel sein kann. Er gestattet nicht nur die rationelle Anlage von Refraktionsprofilen, sondern vermag u. U. auch wesentliche geologische Seiten eines Untersuchungsobjektes qualitativ richtig wiederzugeben. In den Fällen, wo eine solche qualitative Aussage als Erkenntniserweiterung genügt, ist das Streuerschiessen ein schnelles und daher relativ billiges Verfahren.

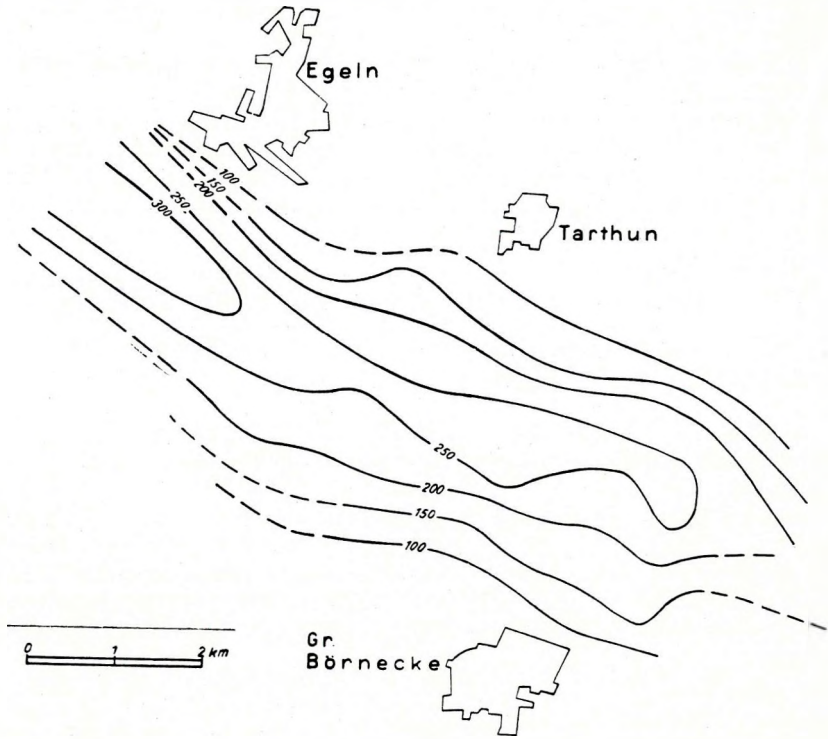


Fig. 4. Teufenplan des östlichen und mittleren Teiles der Egelner Südmulde.

#### LITERATUR

1. DORN: Geologie von Mitteleuropa, Stuttgart, 1951.
2. KÖLBEL: Die bisherigen Ergebnisse der erdölgeologischen Erforschung Nordwest-Deutschlands. Ztschr. f. angewandte Geologie, Bd. 2/1956, Nr. 1.
3. KÖLBEL: Stand und Ergebnisse der Kartierung des tieferen Untergrundes Nordostdeutschlands und angrenzender Gebiete. Bericht der Geologischen Gesellschaft, 4 Bd. Heft 2/3, 1959.
4. LANGE, E.: Die „Pompecksche Schwelle“ — eine Erdöllegende. Ztschr. f. angewandte Geologie, Bd. 1/1955, Nr. 1.
5. LAUTERBACH: Geophysikalische Karte der Deutschen Demokratischen Republik, 1 : 200 000; Magnetik-VEB Geophysik, Leipzig
6. LAUTERBACH: Beiträge zur tektonischen Deutung der geomagnetischen Übersichtskarte der DDR; Z. d. Karl-Marx-Universität Leipzig. Math.-nat. Reihe, Bd. 3, Nr. 3, 1953.
7. MARTIN: Refraktionsseismische Arbeiten in der Egelner Südmulde. Z. f. angewandte Geologie, Bd. 5/1959, Nr. 10.
8. MEINHOLD: Der Untergrund des westlichen Mecklenburgs nach den Ergebnissen reflexionsseismischer Messungen. Geologie, Berlin, Bd. 4/1955, Nr. 1.
9. MEINHOLD: Der Untergrund von Mecklenburg und der Prignitz und die Frage der Pompeckschen Schwelle. Bericht der Geol. Gesellschaft Bd. 2/1957, Nr. 2.
10. MEINHOLD: Die Erdölhoffigkeit der DDR. Freiburger Forschungshefte C 31



11. REICH; Geophysikalische Karte von Nordwest-Deutschland, 1 : 500 000 1948.
12. SIEMENS: Die Schwerekarte der Deutschen Demokratischen Republik 1 : 200 000 VEB Geophysik, Leipzig 1953.
13. SIEMENS: Die Schwerekarte der DDR — Freiburger Forschungshefte C 7, 1953
14. THOMAS: Geophysikalische Karte der Deutschen Demokratischen Republik, 1 : 200 000, Seismik
15. THOMAS: Bericht über die refraktions-seismischen Ergebnisse im Gebiet der DDR. — Archiv des VEB Geophysik, Leipzig, 1958.
16. Unveröffentlichte Berichte des VEB Geophysik, Leipzig.
17. Materialien der „Geophysikalischen Reichsaufnahme“ Archiv des VEB Geophysik, Leipzig



## **DIE GEOPHYSIKALISCHE TÄTIGKEIT DES INSTITUTS FÜR GEOLOGISCHE UND GEOPHYSIKALISCHE FORSCHUNGEN IN BEOGRAD**

D. PROSEN

In Jugoslawien begann eine beachtenswerte Entwicklung der angewandten Geophysik erst nach dem zweiten Weltkrieg und sie spielt heute eine bedeutende Rolle bei der Erdöl- und Erzlagerstättenforschung sowie bei der Lösung zahlreicher Probleme auf dem Gebiete der Ingenieur- und Hydrogeologie.

Das Institut für geologische und geophysikalische Forschungen in Beograd besass im Jahre 1946 nur eine einzige geophysikalische Terraingruppe, jedoch entwickelte sich der geophysikalische Sektor in den folgenden Jahren — dank der Heranbildung hoch- und mittelqualifizierter Fachleute und Anschaffung der nötigen Instrumente, später auch, durch eigene Herstellung verschiedener Apparaturen — zu einer für komplexe geophysikalische Untersuchungen fähigen Organisation. Dieser grosse Aufschwung wurde durch die stete Anwendung der immer neugewonnenen Erfahrungen, sowohl hinsichtlich der Arbeitstechnik im Gelände, als auch bei der Interpretation der erhaltenen Resultate, ermöglicht.

Mit Rücksicht auf die von unserem geophysikalischen Sektor zu lösende Problematik, wurden drei Abteilungen geschaffen und zwar: die Abteilung für Erdölforschung, die Abteilung für Erzlagerstättenforschung und die Abteilung für Ingenieurgeophysik. Ausserdem besteht im Rahmen des geophysikalischen Sektors ein Laboratorium zur Bestimmung der physikalischen Eigenschaften von Gesteinen und Mineralien und ein Laboratorium für elektrische Untersuchungen an Modellen. Schliesslich werden im Laboratorium für Elektronik des Instituts und in dessen Werkstätte die bestehenden Instrumente und Apparaturen geprüft, nötige Reparaturen vorgenommen und verschiedene neue Apparaturen hergestellt.

Wir werden hier die geophysikalische Tätigkeit des Instituts unter Berücksichtigung der gelösten Problematik in allegemeinen Umrissen beschreiben.

### *Anwendung der geophysikalischen Methoden bei der Erdölforschung*

Unmittelbar nach dem zweiten Weltkrieg folgte auch Jugoslawien dem Beispiel anderer Länder in der Anwendung geophysikalischer Methoden bei der Erdölforschung. Die ersten Untersuchungen dieser Art sind bereits 1946 zu verzeichnen. Seitdem hat das Institut Untersuchungen an verschiedenen Stellen unseres Landes vorgenommen und zwar unter verschiedenen geologischen, topographischen und anderen Verhältnissen. Zahlreich und verschiedenartig sind die Probleme, auf die man bei der Erdölforschung in verschiedenen Gebieten stiess, da jedes der untersuchten Gebiete seine Eigenheiten hatte, weshalb auch die Arbeits- und Interpretationsmethoden verschiedenartig waren. Beispielsweise möchten wir bloss den ungeheuren Kontrast der topographischen Verhältnisse im Montenegrinischen Küstengebiet, in der Vojvodina und in der Umgebung Tuzla's anführen, von der grossen Mannigfaltigkeit der geologischen Geschichte gar nicht zu reden, in deren Verlauf die heutigen Strukturformen entstanden sind. In solchen Geländen wurden — bei der Lösung verschiedenartiger Probleme und schwieriger Aufgaben, von denen kaum eine einzige klassisch war — Erfahrungen sowohl hinsichtlich des Verfahrens im Gelände, wie auch hinsichtlich der Interpretation der erzielten Resultate gesammelt. Der Untersuchungsbereich erstreckte sich von Lendava über die Erdölgebiete Kroatiens bei Sumečani, Mramor Brdo und Gojlo, ferner über die Abhänge der Majevica bis Syrmien (Srem) und den ebenen Gebieten der Vojvodina. Ausserdem wurden Untersuchungen in der Umgebung von Kladovo und Negotin vorgenommen wie auch im Montenegrinischen Küstengebiet und dessen Hinterland.

Das Institut wandte bei den angeführten Untersuchungen gravimetrische, seismische Methoden, in erster Linie das Reflexionsverfahren, und bis zu gewissen Grad auch geomagnetische Methoden wie auch die Methode des spezifischen elektrischen Widerstands (tiefe elektrische Sondierung) an.

Gravimetrische Untersuchungen wurden vom Institut im sämtlichen Volksrepubliken vorgenommen. Bis Ende 1954 wurde eine Fläche von 8313 km<sup>2</sup> mit 19 294 Punkten untersucht; in den folgenden Jahren wurden untersucht:

Jahr	km <sup>2</sup>	Punkte
1955	1255	5046
1956	2285	4558
1957	2409	3693
1958	5150	7789

Einschliesslich 1958 wurde eine Gesamtfläche von 19 412 km<sup>2</sup> mit 40 380 Punkten untersucht. Hierbei muss man sich die Tatsache vor Augen halten, dass in der Periode von 1946 bis 1952 bloss 839 km<sup>2</sup> mit 3313 Punkten untersucht wurden. Ein so jäher Aufschwung des Untersuchungsumfangs nach 1952 erfolgte dank der Anschaffung und Anwen-

derung von Gravimetern moderner Typs (Worden), mit denen weitaus schneller, genauer und daher auch wirtschaftlicher gemessen wird.

Die Anwendung des seismischen Reflexionsverfahrens erfährt ebenfalls einen jähen Aufschwung. Während in der Periode von 1948 bis 1952 Untersuchungen längs 42 km verschiedener Profile vorgenommen wurden, gestalteten sich ab 1955 die Untersuchungen wie folgt:

Jahr	km
1955	230
1956	524
1957	529
1958	791

Untersuchungen mit der Drehwaage wurden hauptsächlich auf dem Gebiete der Vojvodina vorgenommen.

Magnetische Untersuchungen wurden stellenweise vorgenommen, um Aufschlüsse über den Aufbau oder Abweichungen im Aufbau des Grundgebirges zu erhalten.

Mit elektrischen Tiefsondierungen wurden die Kontakte zwischen Flyschbildungen und Kalkgesteinen oder zwischen tonigen und mergeligen Sedimenten und Kalkgesteinen bis zu einer Tiefe von zirka 900 m erfolgreich festgestellt.

Die Untersuchungsergebnisse rechtfertigten auch unter unseren geologischen Verhältnissen die Anwendung geophysikalischer Methoden bei der Erdölforschung in allen unseren Erdölgebieten, und sie zeigten, dass sie zweifellos die wirtschaftlichste Informationsquelle über den Aufbau des Untergrundes sind, zu mindesten in der ersten Untersuchungsphase.

Wir werden nun einige Ergebnisse der geophysikalischen Aufschlussmethoden auf erdöhlöffigen Gebieten in Jugoslawien anführen.

Im allgemeinen wurden im Gebiete der Vojvodina durch gravimetrische Untersuchungen mehrere Zonen höherer Werte der Bouguer-Anomalien, die voneinander durch Zonen niedrigerer Werte getrennt sind, festgestellt. Die erhaltenen Schwereanomalien spiegeln grösstenteils den Einfluss des Grundgebirges — des Liegenden tertiärer Sedimente des Pannonischen Beckens ab. Die Tiefe variiert weitgehend in verschiedenen Teilen der untersuchten Zonen des Banats und der Bačka. Etliche Schwereanomalienzonen wurden auch durch Anwendung der seismischen Reflexionsmethode (Jermenovci, Boka, Samoš—Padina, Nikolinci, Melenci, Kikinda, Bečej, Palić usw.) untersucht. Mehrere durch das Reflexionsverfahren erhaltene Grenzflächen wurden bereits durch Bohrungen auch geologisch als Grenze zwischen dem Grundgebirge und den Sedimenten oder als Grenze zwischen Miozän- und Pliozänsedimenten identifiziert. Einigen steht die geologische Identifizierung erst bevor.

Auf Abb. 1 ist ein Teil der Karte der Bouguer — Schwereanomalien der Lokalität Boka dargestellt; auf Abb. 2 der entsprechende Teil der Strukturkarte der Miozän-Pliozängrenze die auf Grund der Ergebnisse des Reflexionsverfahrens gewonnen wurde. Die bis zu dieser Grenze durch Anwendung der Reflexionsmethode erhaltenen Tiefen stimmen

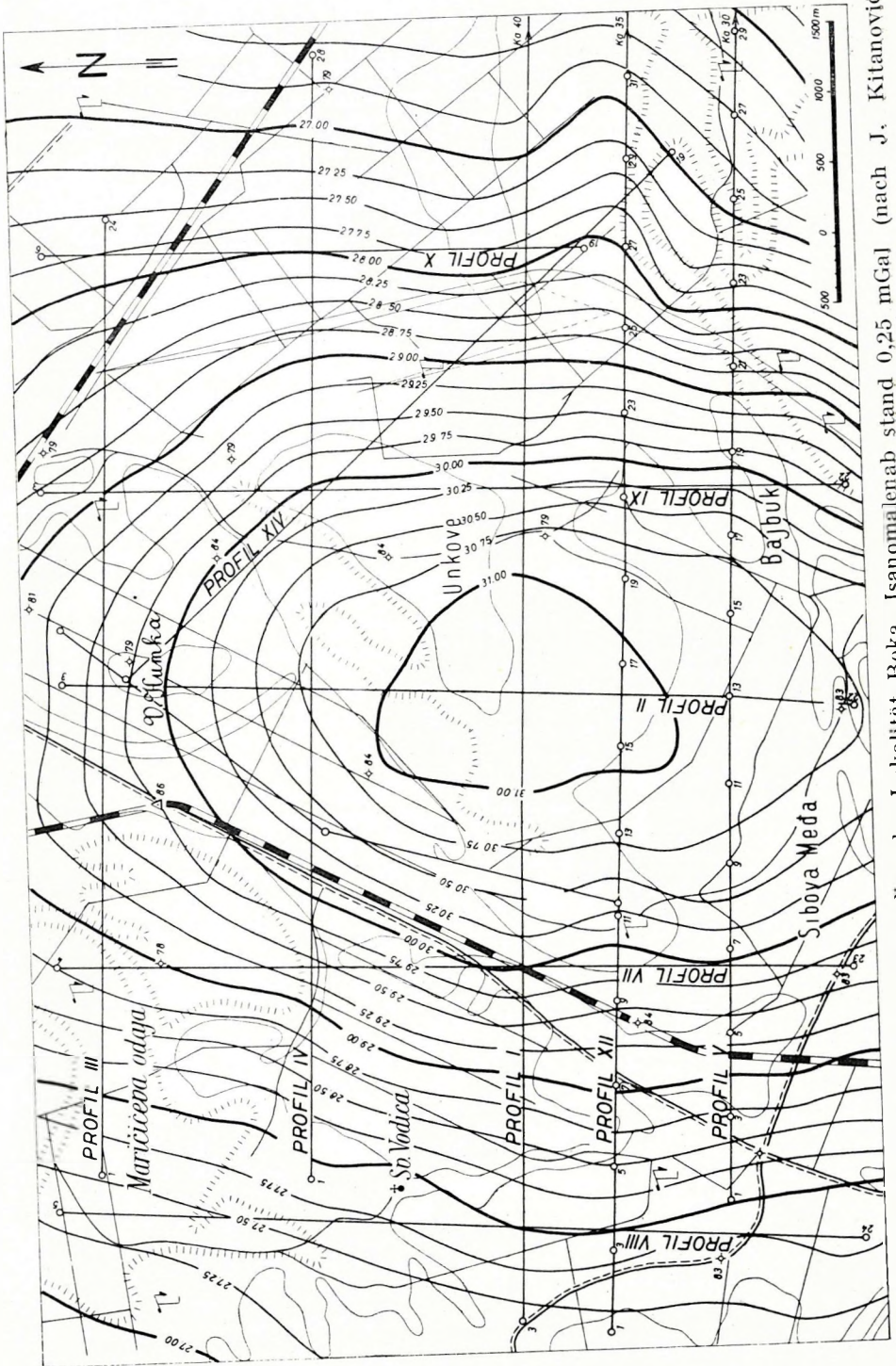


Abb. 1. Karte der Bougueranomalien der Lokalität Boka. Isanomenab stand 0,25 mGal (nach J. Kitanović und Lj. Aćimović).

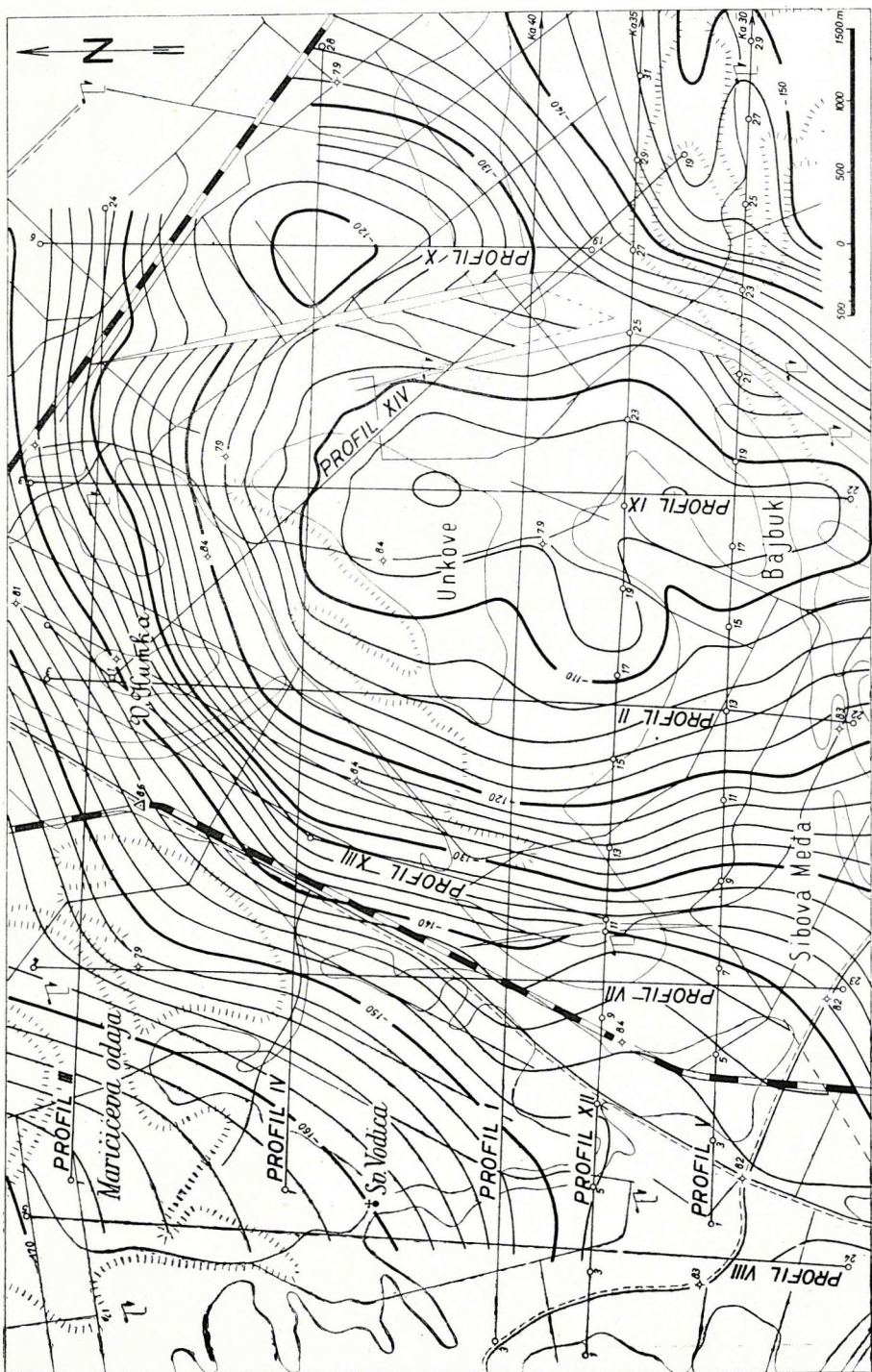


Abb. 2. Strukturkarte der Miozän-Pliozän-Grenze in der Lokalität Boka (auf Grund des Reflexionsverfahrens); nach Š. Popović und J. Petrović.

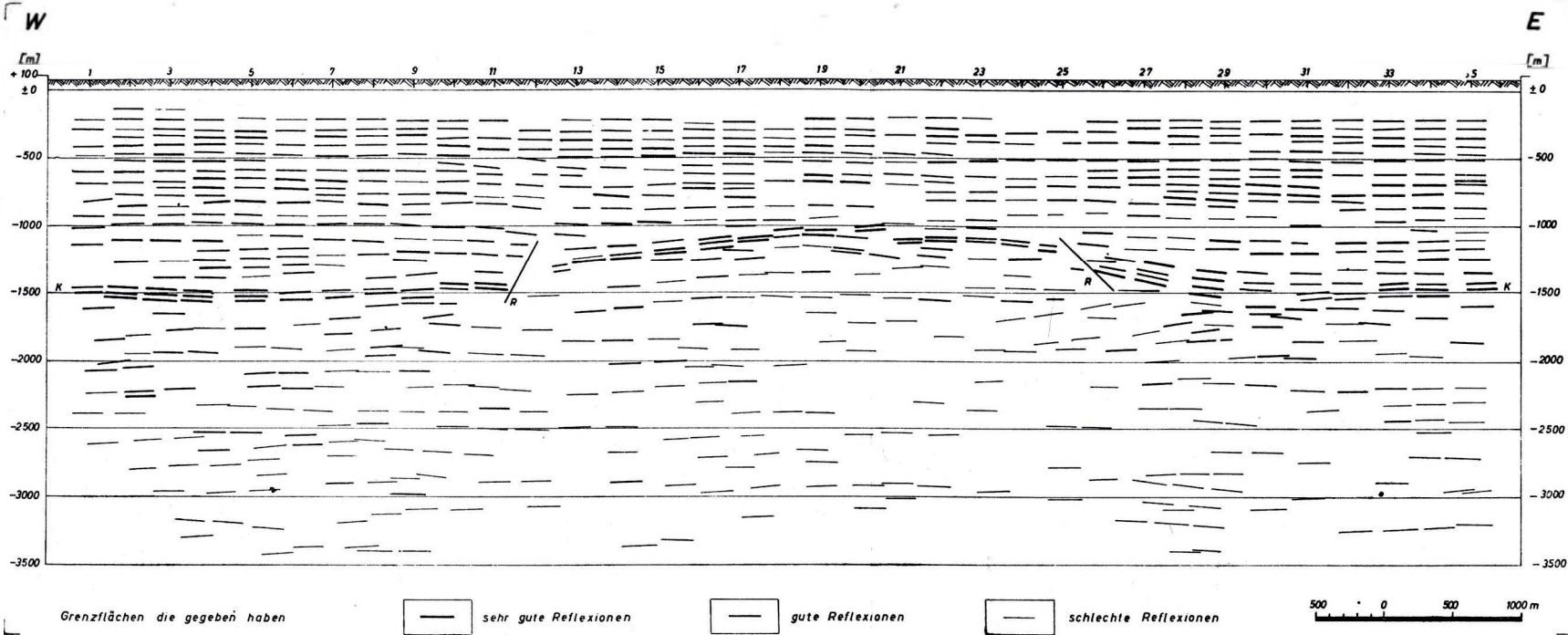


Abb. 4. Seismisches Reflexions-Profil No. XII im Gelände Boka (nach Š. Popović und J. Petrović).



X/1-4  
118. a  
v. tain

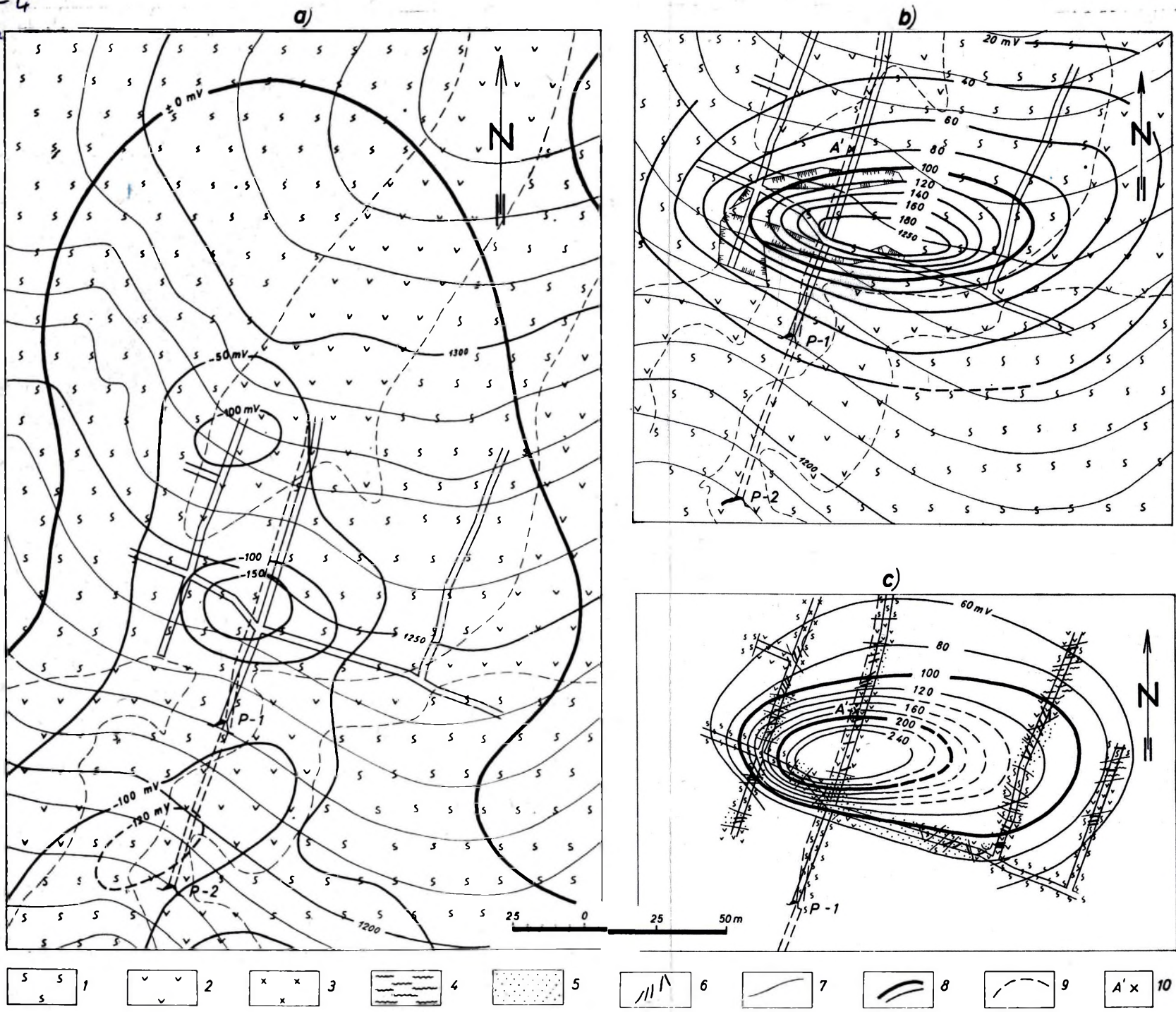


Abb. 9. Lokalität Zuta Prlina

a) Resultate der Eigenpotentialmessungen. b) Obertags gewonnene Äquipotentiallinien mittels der „mise à la masse“-Methode. c) Äquipotentiallinien gewonnen im oberen Stollen und in den Gängen mittels der „mise à la masse“-Methode. 1 — Serpentin; 2 — Dazit-Adensit; 3 — Ganggesteine; 4 — Limonit; 5 — Erzimpregnationen; 6 — kompaktes Erz; 7 — Isohypsen; 8 — Isolinien des Eigenpotentials und künstlich erzeugten Potentials; 9 — wahrscheinlicher Verlauf der Isolinien; 10 — Projektion der Sromelektrode die sich im unteren Stollen befindet (nach P. Georgievski und M. Perić).

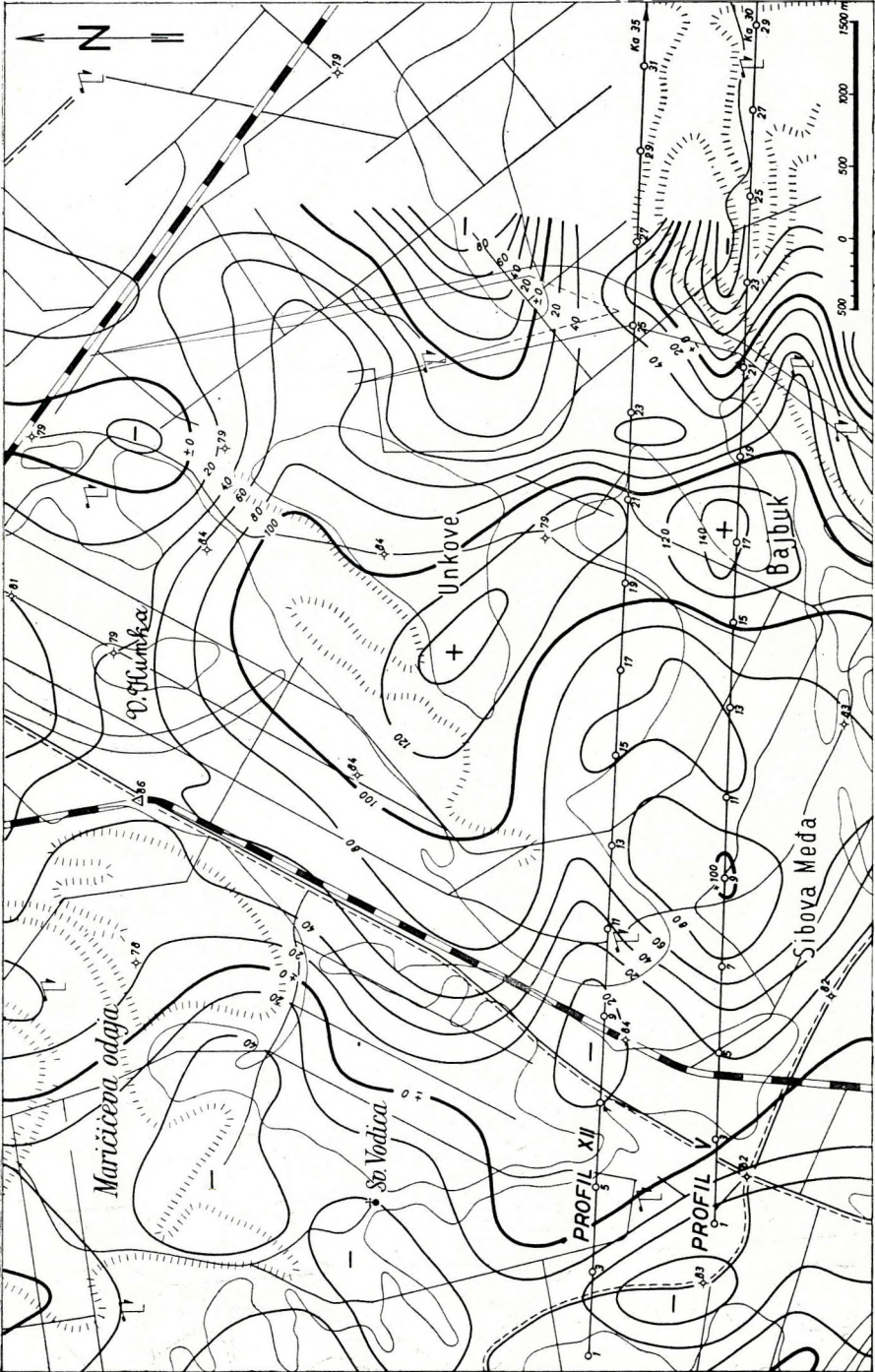
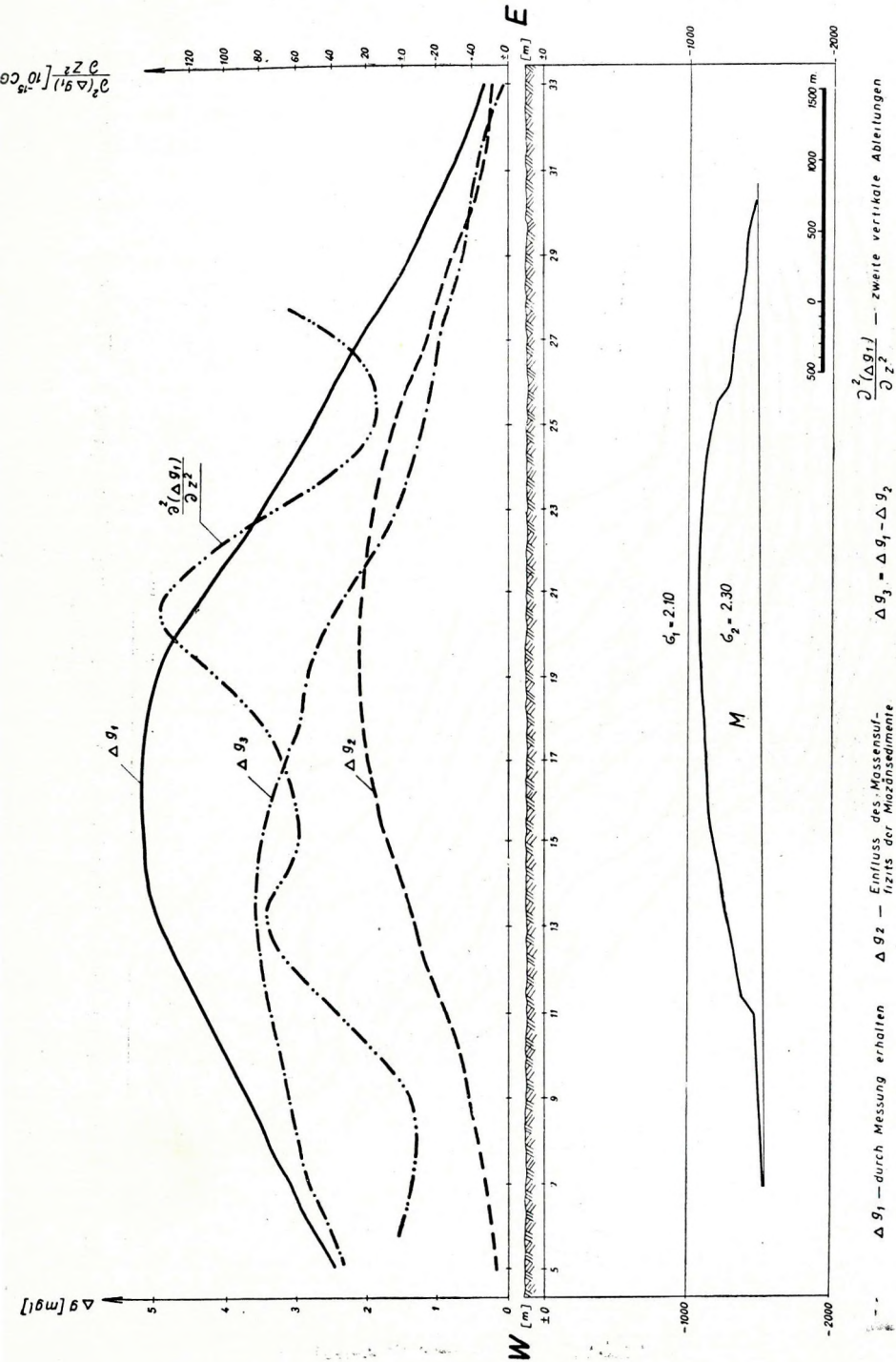


Abb. 3. Karte der zweiten Schwereableitungen in der Lokaltät Boka (nach R. Mužijević und M. Živadinović).



$\Delta g_1$  — durch Messung erhalten     $\Delta g_2$  — Einfluss des Massensuffizits der Miozän-sedimente     $\Delta g_3 = \Delta g_1 - \Delta g_2$      $\frac{\partial^2(\Delta g_1)}{\partial z^2}$  — zweite vertikale Ableitungen

Abb. 5. Profil No. XII der Lokalität Boka mit Schwereanomalienverlauf und Kurve der zweiten vertikalen Ableitungen (nach R. Muzijević).

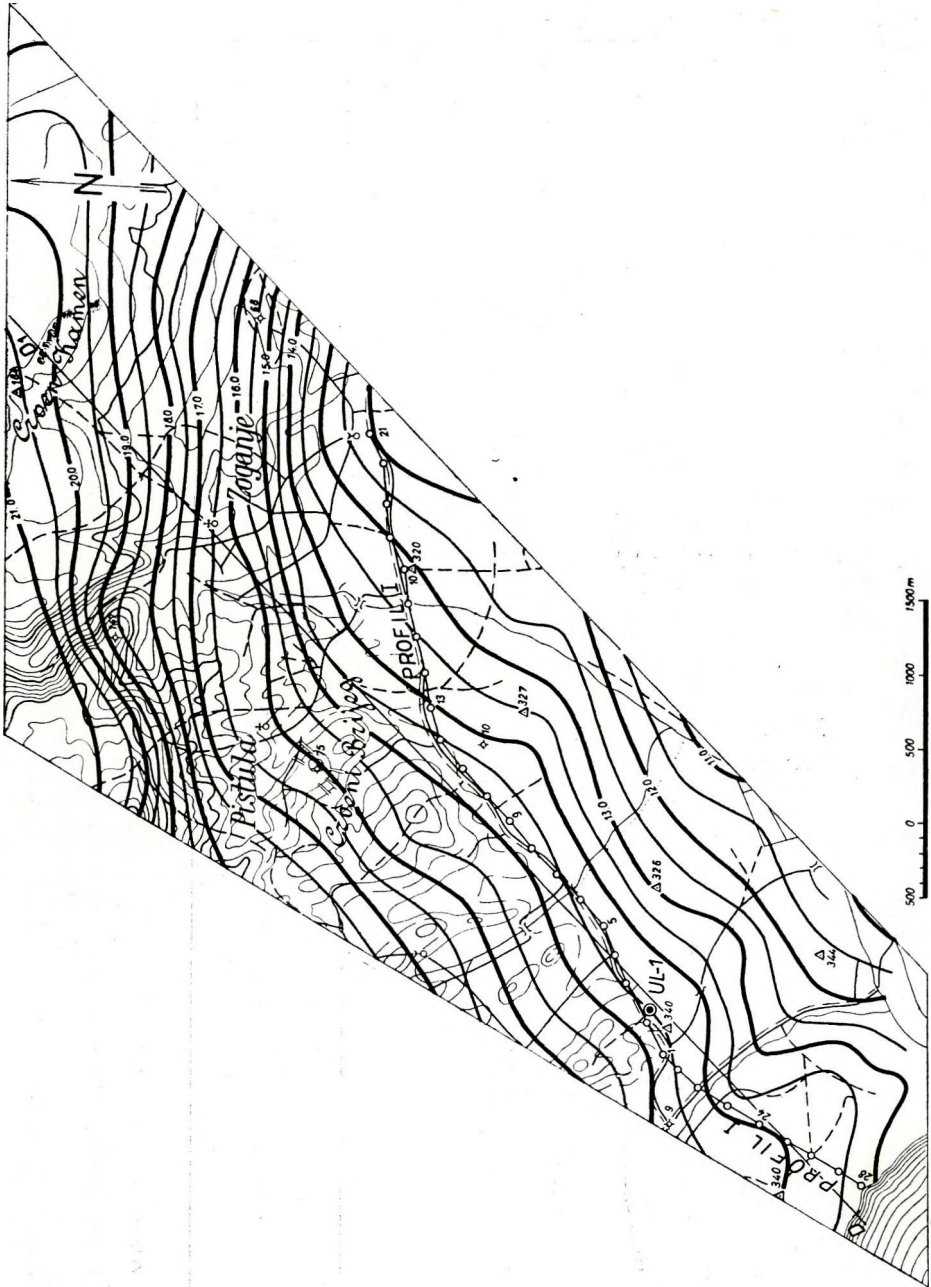


Abb. 6. Kartenteil der Bougueranomalien der Umgebung von Ulcinj (nach J. Kitanović, Lj. Aćimović und P. Bilbajkić).

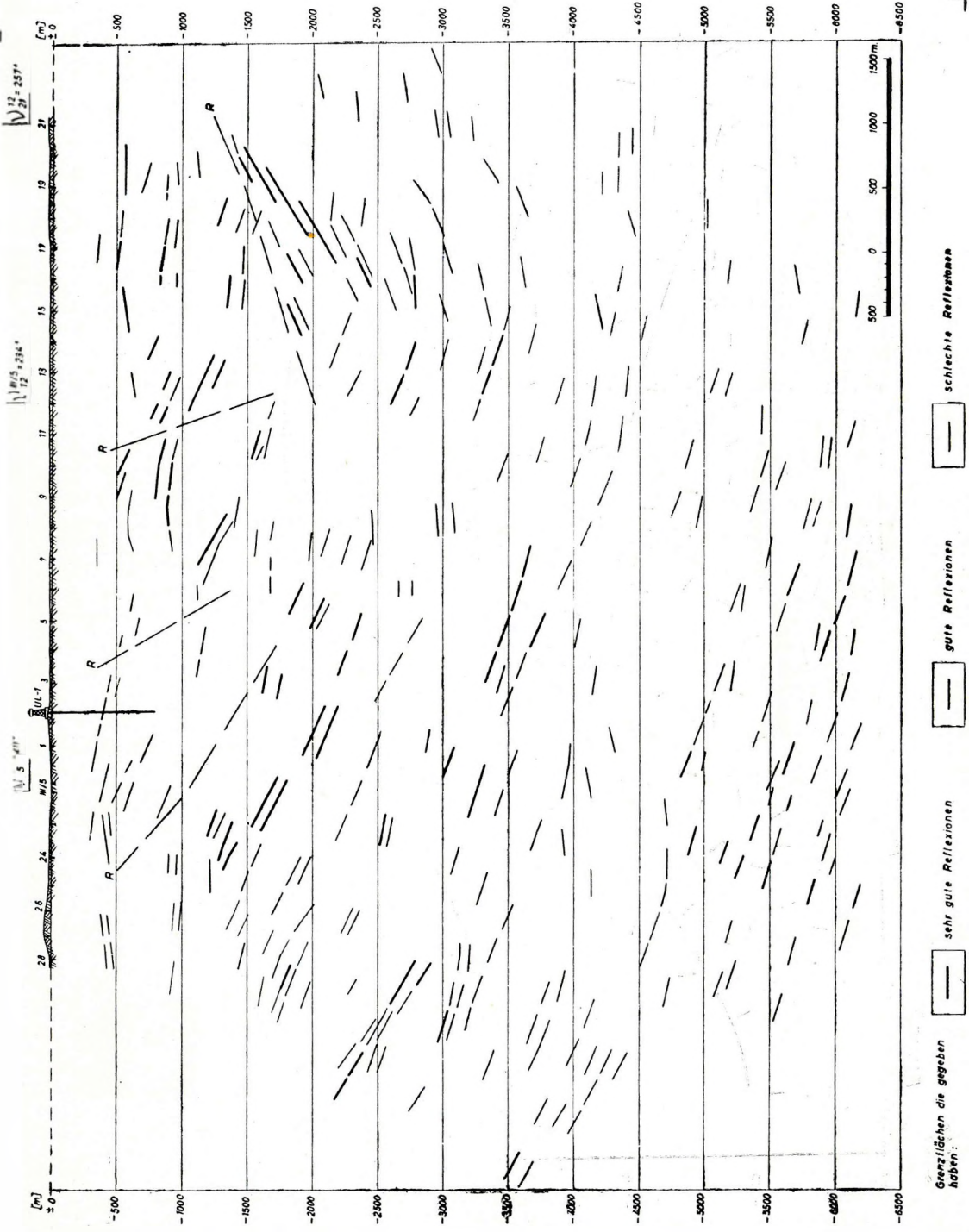


Abb. 7. Seismisches Reflexions-Profil No. 1 in der Umgebung von Ulcinj (nach T. Dragšević).

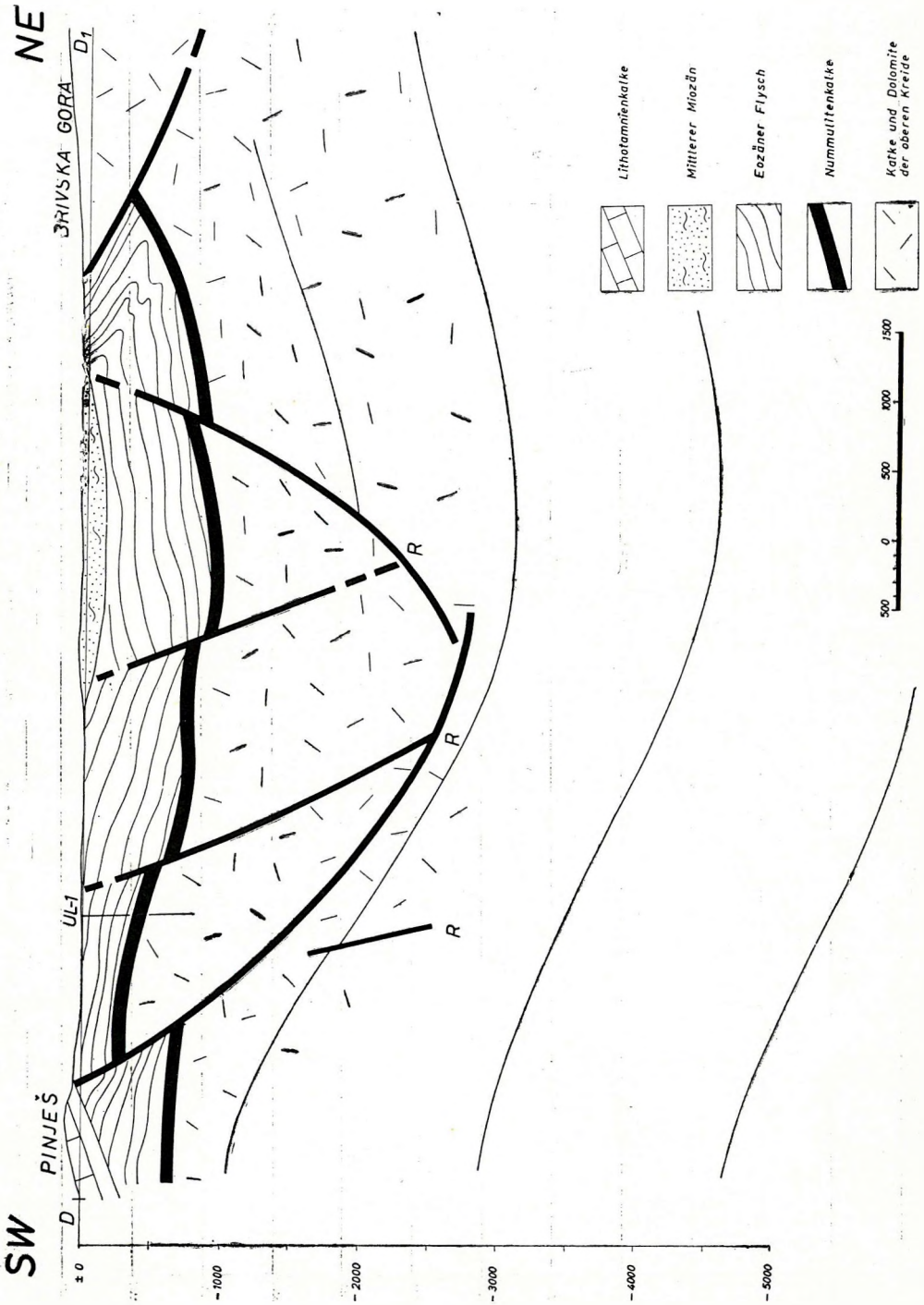


Abb. 8. Geologische Auffassung der Tektonik der Umgebung von Ulcinj längs des Profils D - D<sub>1</sub> (nach M. Roksandić).

sehr gut mit den durch Bohrungen erhaltenen überein. Auf Abb. 3 ist der entsprechende Teil der Karte der zweiten vertikalen Schwereableitungen dargestellt. Auf Abb. 4 wird ein durch das Reflexionsverfahren erhaltenes Profil gegeben. Auf Abb. 5 wurde der Schwereanomalienverlauf  $\Delta g_1$  dargestellt, der auf Grund der Schweremessungsergebnisse die Trasse des erwähnten Profils entlang erhalten wurde, ferner die Kurve  $\Delta g_2$ , die den Einfluss des Massensuffizits von Miozänsedimenten im Verhältnis zu Pliozänsedimenten darstellt, der auf Grund der Strukturkarte errechnet wurde. Wird  $\Delta g_2$  von  $\Delta g_1$  abgezogen, erhält man die Kurve  $\Delta g_3$  deren Ursache die unter dem Miozän liegenden Massensuffizite sind, da sich die flachliegenden Schichten horizontal erstrecken. Die Kurve zweiter vertikaler Ableitungen weist ebenfalls auf das Bestehen von zwei Ursachen, sowohl der miozänen Struktur als auch der Massensuffizite älteren Ursprungs als das Miozän, hin.

Im Montenegrinischen Küstenland wiesen die Ergebnisse der gravimetrischen Untersuchungen auf eine ausgedehnte Zone höherer Werte der Schwereanomalien nordwestlich von Ulcinj hin. Nordöstlich von dieser Zone wurde ein ununterbrochener Fall der Anomalienwerte festgestellt, dessen Charakter als regional betrachtet werden kann. Seismische Untersuchungen in der unmittelbaren Umgebung von Ulcinj (siehe Abb. 7) ergaben eine Reihe von Reflexionsflächen bis zu einer Tiefe von über 6000 m und weisen auf eine bedeutendere Störung flacherer und eine relativ geringere Störung tieferer Teile des Untergrundes hin. In der weiteren Umgebung von Ulcinj wurde auch die Methode des spezifischen elektrischen Widerstands angewandt. Durch Anwendung dieser Methode wurden die Kontakte zwischen Flyschbildungen und Kalkgesteinen in Tiefen von 600–700 m festgestellt.

Auf Abb. 6 wird ein Teil der Schwereanomalienkarte der Umgebung von Ulcinj mit eingezeichneter Trasse eines seismischen Reflexionsprofils dargestellt. Auf Abb. 7 wird das erwähnte Profil gezeigt, und auf Abb. 8 die geologische Auffassung der Tektonik eines Profils, dessen Trasse ebenfalls auf der Schwereanomalienkarte (Abb. 6) eingetragen ist.

### *Anwendung geophysikalischer Methoden bei Erzlagerstättenforschungen*

Seit seiner Entstehung bis zum heutigen Tage arbeitet der geophysikalische Sektor intensiv an der Erschliessung neuer Erzlagerstätten wie auch an der Erweiterung der Reserven schon bekannter Erzlagerstätten. Durch Anwendung geophysikalischer Methoden wurden verschiedene, an die Forschung von Buntmetall-Lagerstätten gebundene Probleme gelöst, vor allem in Bezug auf Blei—Zink- und Kupfererze, sowie auch an Probleme der Schwarzmetallforschung (Eisen-, Chrom-, und andere Erze), Nichtmetalle (Graphit, Magnesit u. a.) u. a. m.

Zur Lösung der erwähnten Problematik wurden verschiedene elektrische Methoden angewendet, ferner die magnetische und in Ausnahmefällen auch die gravimetrische Methode. Von den elektrischen Methoden wurden hauptsächlich die Eigenpotentialmethode, die Methode „mise à la masse“, die Methode „potential drop ratio“, die Widerstandsmethode

und die „Turam“ — Methode angewendet. Nach Bedarf wurden auch Bohrlochmessungen (Eigenpotential-, Widerstands- und Strommessungen) durchgeführt.

### *Forschungen auf Buntmetall-Lagerstätten*

Forschungen auf Buntmetallerze wurden durch Anwendung geophysikalischer Methoden an vielen Stellen durchgeführt; so im Bergwerk Rudnik bei Milanovac, Kiznica bei Priština, in Trepča, Mojkovac, am Kopaonik, angefangen von Koporić über Žuta Prlina bis Prisoje, ferner im Osogovo Gebirge, auf Toranica—Sase, in Bor usw.

Bei den Untersuchungen wurde hauptsächlich die Eigenpotentialmethode angewandt, ferner, mit dieser kombiniert, auch andere elektrische und elektromagnetische Methoden.

Die häufige Anwendung der Eigenpotentialmethode ist durch den Typ unserer Sulfidlagerstätten wie auch durch die übrigen natürlichen Faktoren bedingt. Die Mehrzahl unserer Sulfidlagerstätten (Pyrit, Chalkopyrit, Galenit, Covellin, Arsenopyrit), deren Entstehung mit Durchbrüchen von Dazit-Andesitgesteinen in Verbindung steht, sind nämlich wegen der reichlichen atmosphärischen Niederschläge in unseren geographischen Breiten und der Eigenschaften der Nebengesteine, starken elektrochemischen Prozessen ausgesetzt, denenzufolge starke Eigenpotentiale entstehen. Durch Anwendung der Eigenpotentialmethode wurden an vielen Orten neue Erzkörper erschlossen.

Als Beispiel einer Kombination der erwähnten Methode mit der „Turam“-Methode können wir die Lagerstätte Kiznica erwähnen, wo neben hohen Eigenpotentialindikationen, durch Anwendung der „Turam“-Methode Anomalien des elektromagnetischen Feldes erhalten wurden. Als Beispiel, wo Eigenpotentialindikationen wegen ungünstiger Verhältnisse ausblieben, können wir die Lokalität Mazici bei Trepča erwähnen, jedoch ergab die Anwendung der „Turam“-Methode günstige Indikationen.

Im Gebiet Mojkovac tritt am Kontakt von Porphyrit mit dolomitischem Kalkgestein oder Schiefer, wie auch im Porphyrit selbst, eine Zink-Bleivererzung mit hohem Pyrit- und Chalkopyritgehalt auf. Auf der Oberfläche besteht ein Eisenhut. Unter dem Eisenhut wurde ein Stollen vorgetrieben, der auf eine gewisse Mineralisierung stieß; es wurde jedoch kein Erzkörper gefunden.

Obertags wurden Eigenpotentialmessungen vorgenommen, in gleicher Weise auch im 140 m unter der Erdoberfläche liegenden Stollen, die hohe Eigenpotentialindikationen erwiesen. Die „Turam“-Methode ergab gleichfalls Anomalien. Auf Grund derart ausgeführter geophysikalischer Messungen wurden Querschläge vom bestehenden Stollen ausgebaut und man stieß auf einen Erzkörper.

Am Kopaonik, von der Lokalität Koporić über Žuta Prlina, Prisoje und weiter gegen Süden, treten Vererzungen am Kontakt der Dazit-Andesitgesteine mit hydrothermal verändertem Serpentin auf. In Abb.9 werden die durch Anwendung geophysikalischer Aufschlussmethoden auf der



X/1-2  
118.9  
stein

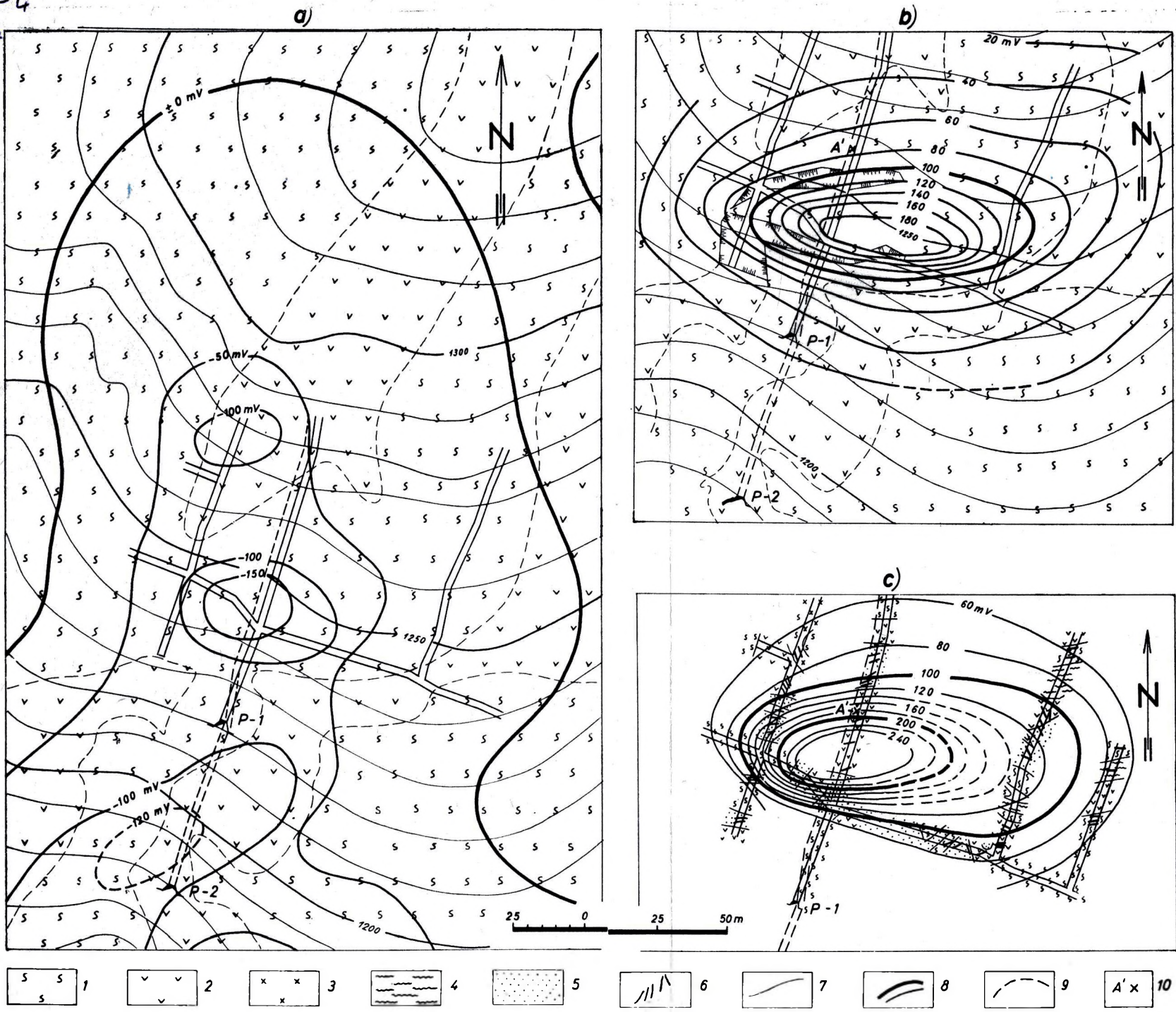


Abb. 9. Lokalität Zuta Prlina

a) Resultate der Eigenpotentialmessungen. b) Obertags gewonnene Äquipotentiallinien mittels der „mise à la masse“-Methode. c) Äquipotentiallinien gewonnen im oberen Stollen und in den Gängen mittels der „mise à la masse“-Methode. 1 — Serpentin; 2 — Dazit-Adensit; 3 — Ganggesteine; 4 — Limonit; 5 — Erzimprägnationen; 6 — kompaktes Erz; 7 — Isohypsen; 8 — Isolinien des Eigenpotentials und künstlich erzeugten Potentials; 9 — wahrscheinlicher Verlauf der Isolinien; 10 — Projektion der Sromelektrode die sich im unteren Stollen befindet (nach P. Georgievski und M. Perić).

Lokalität Žuta Prlina erzielten Resultate dargestellt. Es wurde die Eigenpotentialmethode angewandt, und auf Grund der erzielten Resultate wurde unter den alten Bergbauarbeiten und Erzausbissen ein Stollen vorgetrieben, der durch Querschläge erweitert wurde, wobei man auf Vererzung stiess. Durch einen zweiten Stollen, der 40 m unter dem ersten liegt, wurde der Erzkörper durchschnitten. Durch Anwendung der „mise à la masse“-Methode mit einer Stromelektrode im unteren Stollen und durch Messungen im oberen Stollen und Querschlägen, sowie auch obertags, wurde das Streichen des Erzkörpers festgestellt.

In Trepča (Grube Stari Trg) wurde der Erzkörper im Tagebau ausgebeutet. In Abb. 10 werden die Konturen des Erzkörpers auf Niveau 389 m wiedergegeben. Im Stollen auf dem Horizont 375 m, also 14 m tiefer, stiess man auf keinen Erzkörper, daraufhin wurden vier horizontale Bohrlöcher abgeteuft, die aber sehr wenig Kern ergaben, so dass keine Schlüsse über das Bestehen eines Erzkörpers gezogen werden konnten. Jedoch durch Anwendung der „mise à la masse“-Methode mit einer Stromelektrode im oberen Teil des durch den Tagebau aufgeschlossenen Erzkörpers und durch Messungen im Stollen und in den Bohrlöchern wurde die Lage des Erzkörpers auf dem Horizont 375 m festgestellt.

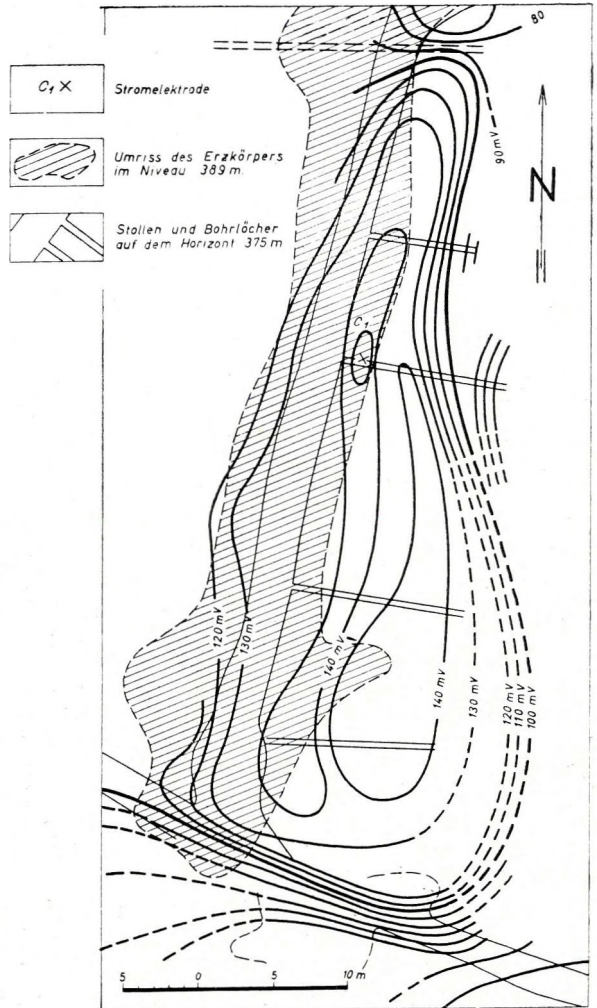


Abb. 10. Äquipotentiallinien gewonnen auf dem Horizont 375 m im Gelände Trepča mittels der „mise à la masse“-Methode (nach M. Perić und M. Cilenšek).

Jedoch durch Anwendung der „mise à la masse“-Methode mit einer Stromelektrode im oberen Teil des durch den Tagebau aufgeschlossenen Erzkörpers und durch Messungen im Stollen und in den Bohrlöchern wurde die Lage des Erzkörpers auf dem Horizont 375 m festgestellt.

### *Forschungen auf Schwarzmallerze*

Für die direkte Erforschung von Eisenerzen wurde hauptsächlich die magnetische Untersuchungsmethode angewandt.

Im Gebiete Šopur-Damjan wurde ein Hämatit-Erzkörper dank der Anwendung der magnetischen Methoden erschlossen. Den geologischen Aufbau des Untergrundes bilden magmatische, sedimentäre und metamorphe Gesteine. Am weitesten verbreitet sind kristalline Schiefer und Andesit, hierauf Kalkgesteine und Flysch, in bemerkenswerten Mengen auch Serpentin, Granit u. a. m. In diesem Gebiet sind verschiedenartige Erzvorkommen zu verzeichnen. Die häufigsten und bedeutendsten sind jedoch Eisenerze, die als Hämatite oft limonitisiert sind und öfters auch mit ziemlich viel Magnetit vergesellschaftet sind. Es ist charakteristisch, dass diese Vorkommen immer an Kontakten von Andesit mit anderen Gesteinen auftreten.

Da in diesem Eisenerzgebiete Andesite und Serpentine auftreten, die häufig ziemlich magnetisch sind, wurde zuerst die Möglichkeit der Anwendung der magnetischen Methoden zur Erschliessung des Eisenerzes festgestellt. Zu diesem Zweck wurden magnetische Feldwaagenmessungen längs der Trasse eines Profils, die über verschiedene Gesteine führt, vorgenommen. Die Resultate der Untersuchungen ergaben, dass auch bei derart verschiedenartigen geologischen Verhältnissen die Möglichkeit der Anwendung der magnetischen Methode besteht.

Durch Anwendung der magnetischen Methode wurden Indikationen erhalten, auf Grund deren man schliessen konnte, dass im Untergrund ein grösserer Erzkörper in Form einer Schicht besteht. Durch Bohrungen wurden die auf Grund geophysikalischer Untersuchungen gezogenen Schlüsse über Tiefe, Mächtigkeit und Streichen des Erzkörpers bestätigt. In Abb. 11 sind die Isanormalen der Vertikalintensität wiedergegeben, und in Abb. 12 ist das voraussichtliche geologische Profil A—B, die  $\Delta Z$ - und  $\Delta H$ -Kurven und die Projektionen der Feldvektoren in der Profilebene wiedergegeben.

Im Gebiete Čar-Sedlar, das aus Gneisen, Migmatiten, Amphiboliten und amphibolitischen Schiefen besteht, in denen stellenweise stärker limonitisierter Magnetit vorkommt, ist die magnetische Methode angewandt worden, um die vererzten Zonen zu erforschen. In Abb. 13 wird die Lokalität Sedlar gezeigt, wo vor Ausführung der geophysikalischen Untersuchungen die Ausbisse im Bach Salahov und in einem Einschnitt neben dem Bache Sedlar bekannt waren. Die Untersuchungen ergaben drei Anomalienzonen die den Vererzungszonen entsprechen, und zwar: Salahov Potok, Junizove Livade und Fazilin Potok. Auf Grund dieser Untersuchungen wurden bergmännische Forschungsarbeiten ausgeführt. Die festgestellte Zone besitzt eine Länge von ungefähr 700 m, und die Mächtigkeit des Erzes beträgt 2 bis 7 m.

Ein sehr interessantes Vorkommen oolithischer Eisenerze hinsichtlich der festgestellten Reserven wie auch hinsichtlich des Nickel- und Kobaltgehalts tritt bei Rzanovo, einige Kilometer von der griechischen Grenze entfernt, auf.



Den geologischen Aufbau bilden Triaskalksteine, Kreidekalksteine, Schiefer, Serpentine und Tuffe. Das Liegende der Schichte der oolithischen Eisenerze bilden gewöhnlich Kalkgesteine, seltener Schiefer; im Hangenden befinden sich Schiefer und an einzelnen Stellen Serpentin, der über den oolithischen Eisenerzen liegt. Die Mächtigkeit der Schichte beträgt 15 bis 23 m.

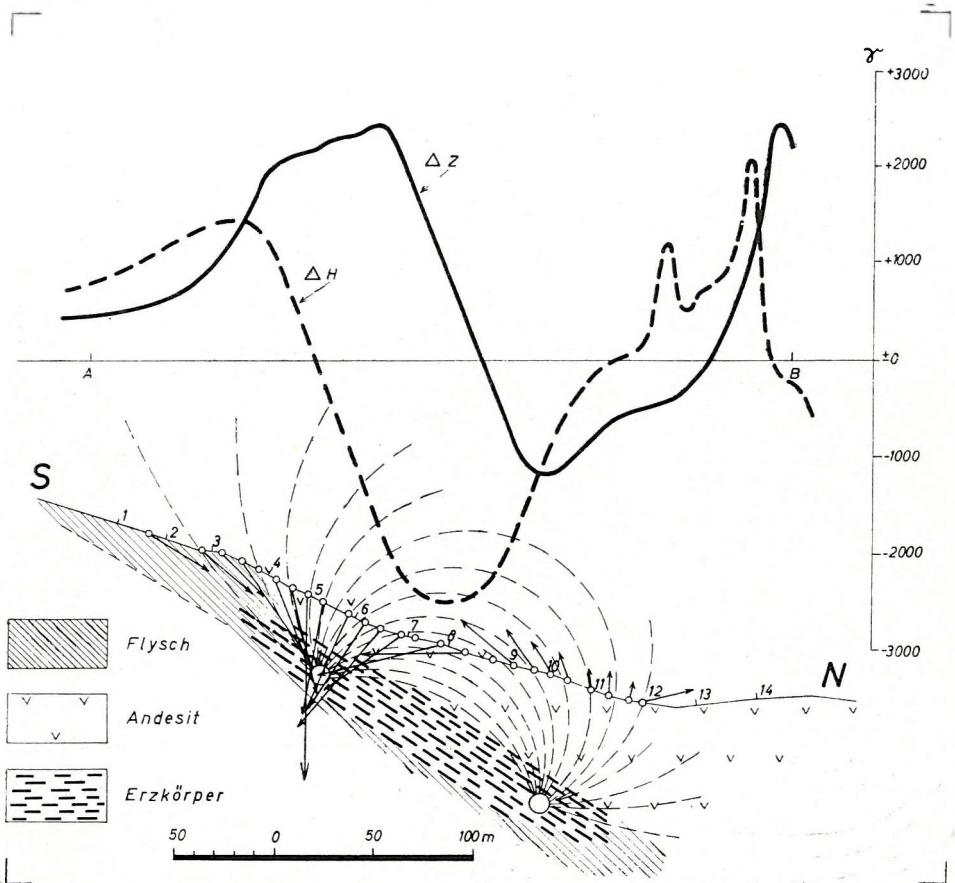


Abb. 12. Voraussichtliches geologisches Profil A—B im Gebiete Šopur-Damjan mit  $\Delta Z$  — und  $\Delta H$  — Störungsverlauf und Projektionen der Störungsvektoren in der Profilebene (nach D. Arandjelović).

Durch Anwendung der magnetischen Methode wurde die Eisenerzschichte auf einer Länge von 1100 m, mit einer Unterbrechung von ungefähr 200 m verfolgt. Die Erzschiebung konnte besser verfolgt werden, wenn sich im Hangenden Schiefer befand, da Serpentin magnetischer ist.

In gewissen Geländen wurden neben der magnetischen Methode auch elektrische Methoden angewandt. So wurden auf Tajmište in Maze-

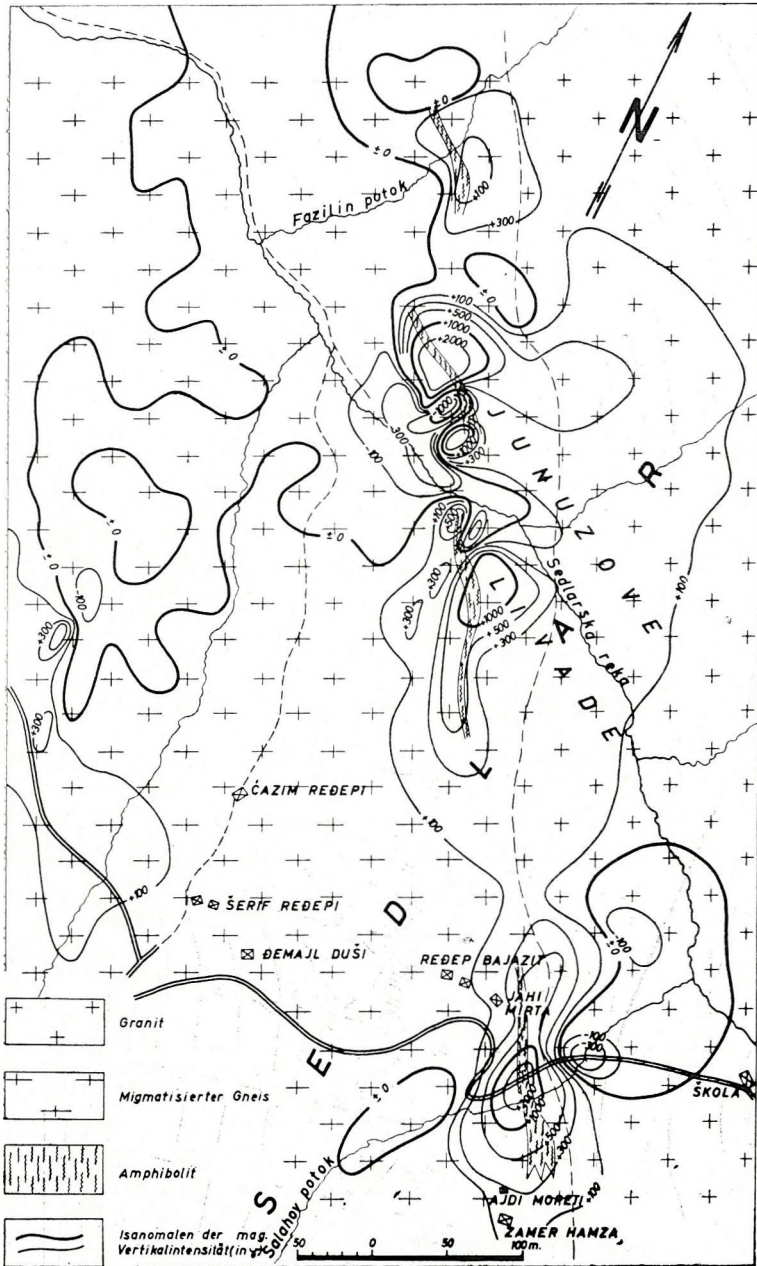


Abb. 13. Isanomalien der magnetischen Vertikalintensität im Gebiete Čar-Sedlar (nach T. Jancić).

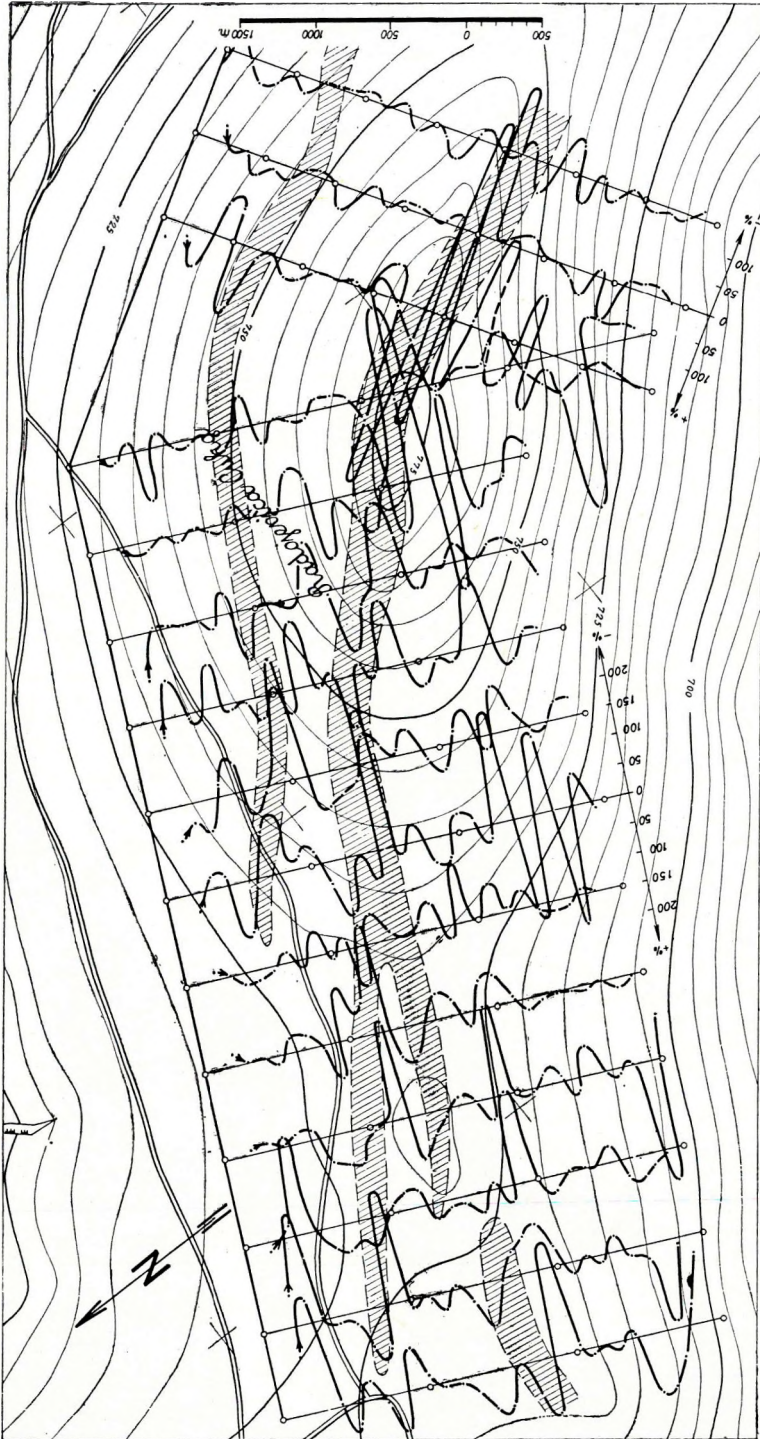


Abb. 14. Mittels der „potential drop ratio“-Methode gewonnene Resultate. Lokalität Radojevića Čuka. Die schraffierten Teile stellen die silifizierten Quarzbreccien dar (nach V. Ristić und V. Djordjević)

donien auf Grund der Resultate der kombinierten Anwendung dieser Methoden Chamositerzkörper erschlossen.

### *Indirekte Forschung auf Vererzungen*

Erzkörper wurden unter gewissen Bedingungen auch auf indirektem Wege erforscht.

Im Bergwerk Lece treten im Andesit silifizierte Quarzbreccienzonen auf, an die eine Blei-Zinkvererzung gebunden ist. Zur Erforschung einer solchen Vererzungsart ist die Eigenpotentialmethode ungeeignet. Jedoch durch Anwendung der "potential drop ratio"-Methode und der „Turam“-Methode wurde die bedeckte silifizierte Quarzbreccienzone verfolgt. In Abb. 14 und 15 werden die Resultate der Verfolgung einer solchen Zone auf Radojevića Čuka in nordwestlicher Richtung auf einer Länge von 700 m gezeigt. Durch Bestimmung dieser Zonen wurde die Fläche, auf der die Forschungsarbeiten konzentriert werden sollen, bedeutend verringert.

In der Umgebung des Bergwerks Blagojev Kamen wurde durch Anwendung der erwähnten Methoden ein Quarzgang erschlossen, der Scheelit enthält.

In gleicher Weise wurden im Gebiete Golija Pyrrhotin-Pyritgänge, in denen Scheelit vorkommt, durch Anwendung der Eigenpotentialmethode, der „potential drop ratio“-Methode und der magnetischen Methode erschlossen.

### *Forschungen auf Nichtmetalle*

Dank den Unterschieden der physikalischen Eigenschaften zwischen gewissen Nichtmetallen einerseits und den entsprechenden Nebengesteinen andererseits war es möglich, die geophysikalischen Methoden zur Forschung derselben anzuwenden.

So wurden Magnesite auf Goleš untersucht. Das perioditische Massiv Goleš ist von paläozoischen Schiefern in Norden, Westen und Süden umgeben, im Osten dagegen von den neogenen Sedimenten des Kosovo Polje. Die Grundmasse besteht aus Harzburgit, der in den Randzonen serpentiniert ist. Das Massiv wurde mehrmals von tektonischen Bewegungen ergriffen, die die Bildung von Splatzen verursachten, welche durch hydrothermale Prozesse, mit Magnesit und opal-kalzedonischer Masse ausgefüllt wurden.

Während Magnesit einen spezifischen elektrischen Widerstand von 90.000  $\Omega$  cm hat, besitzt Serpentin 25.000  $\Omega$  cm. Dieser Unterschied im spezifischen elektrischen Widerstand machte es möglich die „potential drop ratio“-Methode anzuwenden und auf diese Art Magnesitgänge zu erschliessen.

Im Gebiete Donja Ljubata wurde die Eigenpotentialmethode zur Erforschung von Graphit angewandt, und an mehreren Stellen, wo man stärkere Indikationen erhielt, wurde auch durch bergmännische Schürfarbeiten Graphit festgestellt. Die Tiefe, bis zu der sich Graphitkörper



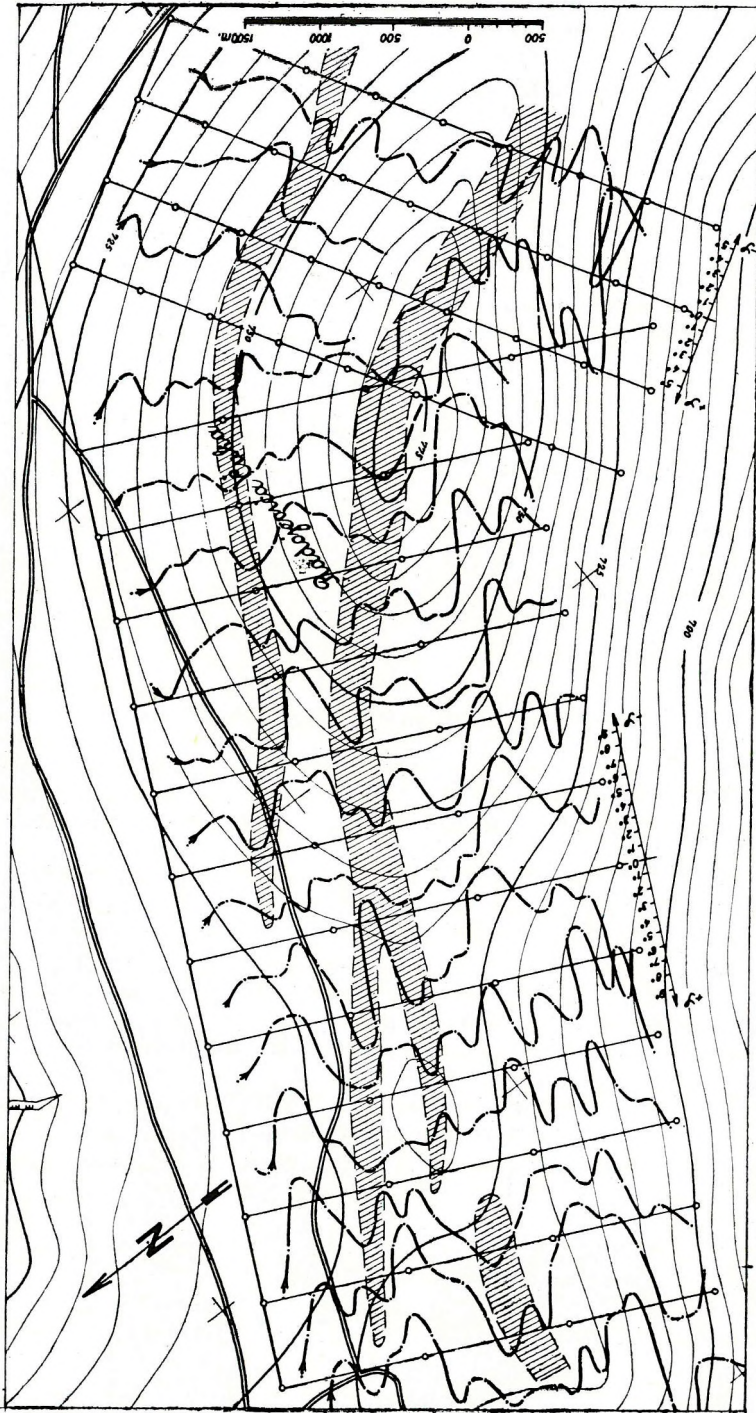


Abb. 15. Resultate der Anwendung der „Turam“-Methode in der Lokalität Radojevića Čuka. Die schraffierten Teile stellen die silifizierten Quarzbreccien dar (nach V. Ristić und V. Djordjević).

erstrecken, wurde durch Anwendung der elektrischen Widerstandsmethode festgestellt.

Durch Anwendung elektrischer Methoden wurden auch Pegmatitgänge verfolgt, die in unseren Geländen neben Feldspat häufig auch Glimmer und andere für die Industrie wichtige Mineralien führen; ausserdem wurden Probleme in Verbindung mit der Erforschung von Tonen, Quarzsanden und anderen für die Industrie notwendigen Rohstoffen gelöst.

#### *Elektrische Bohrlochmessung*

Bei der Erz- und Kohlenlagerstättenforschung wurden häufig elektrische Bohrlochmessungen durchgeführt, zwecks Korrelation der Gesteine in mehreren Bohrlöchern, die nicht gekernt wurden, oder zwecks Identifizierung der Gesteine in Bohrlöchern, wenn man über ein geologisches Profil eines diesen nahe liegenden Bohrloches verfügte, oder zwecks Ausbesserung und Ergänzung des geologischen Profils eines Bohrloches das auf Grund eines ungenügenden Prozentsatzes des entnommenen Kerns erhalten wurde.

In Abb. 16 sind die durch Eigenpotential- und Strommessungen sowie auch durch elektrische Widerstandsmessungen in einem Bohrloch im Bergwerk Mojkovac erhaltenen Resultate, zwecks Vergleichs mit dem durch Kernentnahme erhaltenen geologischen Profil, dargestellt.

#### *Anwendung geophysikalischer Methoden bei der Kohlenlagerstättenforschung*

Die durch Anwendung geophysikalischer Methoden bei Forschung von Kohlenbecken erhaltenen Resultate können eine Reihe äusserst nützlicher Angaben bieten, die auf die Lozierungen bergmännischer Schürfarbeiten und Bohrungen sowie auf die Verringerung der Forschungsspesen einen bedeutenden Einfluss haben können. Hierbei können Angaben über Mächtigkeit und Aufbau des Hangenden im Kohlenflöz, über die Mächtigkeit des Kohlenflözes, Mächtigkeit der tertiären und anderen Sedimente bis zum Grundgebirge, sowie auch über den Bau des Grundgebirges, erhalten werden.

In den letzten Jahren begann das Institut, gelegentlich der Forschungen auf Kohlenlagerstätten, in grösserem Ausmasse geophysikalische Methoden anzuwenden. Bei der Lösung verschiedener, an solche Forschungen geknüpft Probleme, wurden die elektrischen und seismischen Methoden angewandt.

Solche Forschungen wurden in den tertiären Kohlenbecken von Soko Banja, Bogovina Čičevac u.s.w. ausgeführt. Es wurde die Mächtigkeit der Tertiärsedimente und der Aufbau des Grundgebirges bestimmt. Die Tertiärsedimente bestanden hauptsächlich aus Ton, Mergel, Sanden u.s.w., und das Grundgebirge aus Kalksteinen, Schiefeln, Andesiten u.a.m. Die durch elektrische Tiefsondierung bestimmten Tiefen überschritten an einigen Stellen 700 m. Spätere Bohrungen bestätigten mit geringen Abweichungen die auf Grund elektrischer Sondierung erhaltenen Tiefen.



Auf einem Teil des Gebietes im Bergwerk Vrska Čuka wurde mittels elektrischer Tiefsondierung die Mächtigkeit des titon-valendischen Kalkgesteins bis zur liassischen produktiven Serie bestimmt.

In Ranovac wurde mit Hilfe elektrischer Tiefsondierungen und seismischen Reflexionsverfahrens die Mächtigkeit der permischen roter Sande bis zu den paläozoischen Schiefern bestimmt. Auf Grund dieser Angaben wurde die Karte des Paläoreliefs, das aus paläozoischen Schiefern aufgebaut ist, gezeichnet. Spätere Bohrungen bestätigten die Resultate geophysikalischer Untersuchungen.

*Anwendung geophysikalischer Untersuchungsmethoden  
bei der Lösung von Problemen auf dem Gebiete  
der Ingenieur- und Hydrogeologie*

Anfangs wurden die geophysikalischen Untersuchungsmethoden nahezu ausschliesslich bei der Erdöl- und Erzlagerstättenforschung angewandt, jedoch heute werden sie vielfach auch bei der Lösung verschiedener ingenieur- und hydrogeologischer Probleme herangezogen, und dank ihrer Anwendung werden die teuren Bohrungen und Schürfarbeiten auf ein Minimum reduziert.

Der geophysikalische Sektor des Instituts begann im Jahre 1950 geophysikalische Methoden zur Lösung der genannten Probleme anzuwenden. Seitdem wächst die Zahl und Art der Probleme von Jahr zu Jahr.

Bei der Lösung genannter Probleme wurden hauptsächlich elektrische Methoden und das seismische Refraktionsverfahren angewandt, während für die Bestimmung von Höhlen auch Untersuchungen mit der Drehwaage vorgenommen wurden. Von den elektrischen Methoden wurde in erster Linie die Widerstandsmethode angewandt und nur bei der Lösung gewisser spezifischer Aufgaben die „mise à la masse“-Methode.

Die bisher vom Institut gelösten Probleme können in einige Gruppen eingeteilt werden:

1. Bestimmung des Aufbaues und der Mächtigkeit der Alluvionen und des Baues ihrer „Bedrock's“ an Stellen künftiger Dämme, Talsperren, Staubecken u.a.m.
2. Forschung wasserführender Horizonte in alten Alluvionen und anderen jüngeren Sedimenten.
3. Bestimmung der Tiefe und Intensität der Karstifizierung, Erschliessung unterirdischer Wasserläufe und Höhlen im Karst, Begrenzung der Zonen in denen Meerwasser ins Festland eindringt u.a.m.
4. Bestimmung der Elastizitätskonstanten von Gesteinen an verschiedenen Baustellen.

1. — Bei Errichtung hydrotechnischer Bauten wurden verschiedene für das Projekt wichtige Probleme durch Anwendung geophysikalischer Methoden gelöst. So wurde Bestand und Mächtigkeit der Alluvionen an vielen Stellen der künftigen Dämme, Talsperren und Staubecken bestimmt; zum Beispiel: beim Wasserkraftwerk „Gornja Zeta“, im Tal des Crni Drim — Špiljski Most bei Debar und Glabočica, auf dem Opolj-

ske Polje bei Dragas, in den Flusstälern der Komarnica bei Šavnik, Tara bei Kolašin, Drina bei Perućac u.s.w.

An den Stellen von Dämmen und Staubecken waren die Alluvionen (Fluss-, See- oder Moränenablagerungen) gewöhnlich sehr heterogener Zusammensetzung. Durch Anwendung geophysikalischer Methoden war es möglich, die einzelnen Ablagerungsarten zu unterscheiden: grobkörnige Schotter, feinkörnige Schotter und Sande, Tone, sandige Tone u.s.w. Die Ablagerungsmächtigkeit schwankte von einigen Metern bis zu etlichen Dutzend Metern. Das „Bedrock“ bestand gewöhnlich aus Kalkstein, Dolomiten, Flysch, Schiefen u.a. Man stiess auch auf Fälle, wo das „Bedrock“ aus zwei oder mehreren Gesteinsarten aufgebaut war. Durch Anwendung der genannten Methoden, war es möglich, die Kontaktlinien verschiedener Gesteine unter der Ablagerung zu bestimmen. In Špiljski Most bei Debar besteht das „Bedrock“ aus Kalkstein, Hornsteinen und Flysch, am Opoljsko Polje aus Kalkstein und paläozoischen Schiefen.

2. — Die Probleme der Grundwasserforschung in alten Alluvionen und anderen jüngeren Sedimenten bestand im Erschliessen schotterartiger Sedimente, in der Bestimmung ihrer Mächtigkeit und Ausdehnung, in der Feststellung alter Flussbette u.s.w. Solche Untersuchungen wurden in unserem Land in mehreren Gebieten unternommen, so in: Titogradsko Polje, Strumičko Polje, Kajnak bei Skopje, bei Damjan in Mazedonien, in der Umgebung von Kladovo, im Tal der Velika Morava u.s.w. Auf Grund der elektrischen Untersuchungsergebnisse (elektrische Sondierungen und Kartierungen) wurden in sämtlichen erwähnten Gebieten die schotter-sandigen Sedimente von den tonigen abgegliedert, die gewöhnlich die Grundlage für wasserführende Horizonte bilden. In einigen Fällen war es sogar möglich, in Schotterablagerungen einzelne Zonen nach der Korngrösse abzugliedern.

In Abb. 17 ist ein Teil der durch elektrische Sondierungen längs acht Profilen im Gebiet Kladovski Ključ erzielten Ergebnisse dargestellt. Diese Untersuchungen haben zur Erklärung des Auftretens konzentrierter Quellen längs der Randzone des Gebietes von Ključ beigetragen. Dank den Unterschieden im spezifischen elektrischen Widerstand wurden drei Medien gesondert: Löss, Terrassenschotter und neogene Sedimente. Das Relief der wasserundurchlässigen, aus neogenen Sedimenten aufgebauten Unterlage (dargestellt in Abb. 17), lässt auf Grund der Resultate elektrischer Sondierungen auf das Vorhandensein kleinerer und grösserer Täler, deren Gefälle zu den Quellen an der Randzone des Ključ gravitieren, schliessen.

3. — Die Errichtung hydrotechnischer Bauten in Karstgegenden stellt den Projektanten vor verschiedenartige und schwierige Aufgaben, die aus den vielen Problemen, die der Karst als geologische und geomorphologische Erscheinung mit sich bringt, hervorgehen. Geophysikalische Untersuchungsmethoden spielen hinsichtlich der Klärungen verschiedener Erscheinungen im Karste eine sehr wichtige Rolle, sowohl dem objektiven Wert ihrer Ergebnisse als auch ihrem Erfolg nach. Die Tiefe der intensiven Karstifizierung, die Abgliederung von Zonen nach deren Inten-

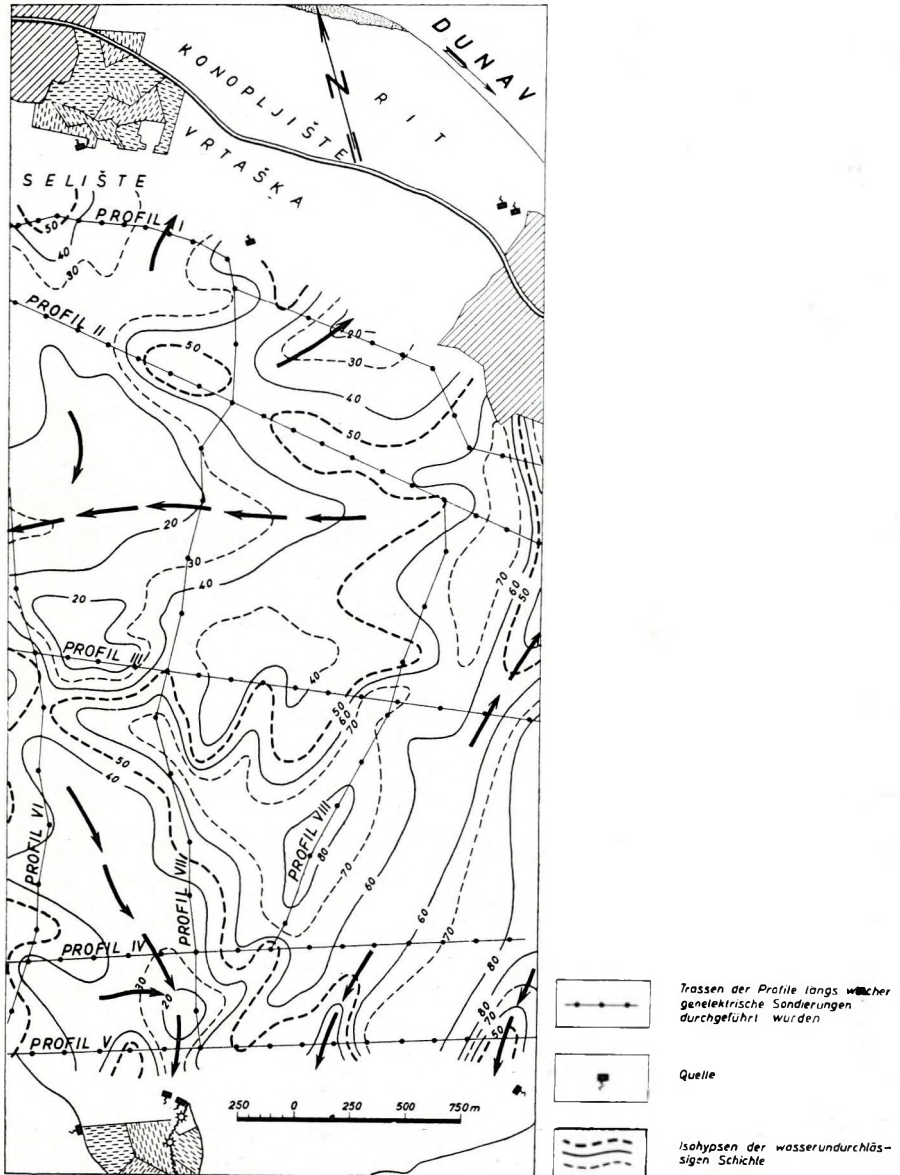


Abb. 17. Durch elektrische Widerstandsmessungen erhaltene Schichtenlinien des Reliefs der neogenen wasserundurchlässigen Sedimente im Gebiete Ključ (nach B. Milanović).

sität, die Richtungen unterirdischer Wasserläufe und das Grundwasserniveau sind sowohl für die Anlage von Wasserkraftwerken wie auch für die Wasserversorgung und Meliorationsarbeiten die Hauptprobleme, die bei uns durch Anwendung geophysikalischer Untersuchungsmethoden gelöst wurden.

So wurden geophysikalische Untersuchungen in grossem Ausmasse gelegentlich der Anlage eines der grössten hydroenergetischen Objekte — des Systems Trebišnjica mit den Wasserkraftwerken in Grančarevo und Dubrovnik — durchgeführt. Besonders umfangreiche elektrische Untersuchungen wurden im weiteren Hinterland des Staubeckens „Miruse“, zwecks Bestimmung der Kote der intensiven Verkarstung und deren Streichrichtung, vorgenommen. Besondere Aufmerksamkeit wurde den Detail-Untersuchungen auf der „Greda“ zwischen Dabarsko und Fatničko Polje gewidmet. Man nahm nämlich an, dass sich hier eine unterirdische Wasserscheide von der Kote + 400 m abwärts befindet. Auf Grund elektrischer Sondierungen und Kartierungen wurden geologische Profile, speziell mit Rücksicht auf die Tiefe der intensiven Verkarstung, zusammengestellt. Eines dieser Profile ist in Abb. 18 dargestellt. Auf Grund solcher Untersuchungen wurde festgestellt, dass auf der „Greda“ die Wasserscheide nicht auf der Kote + 400 m erwartet werden kann, sondern tiefer, da sich die Basis verkarsteter Kalkgesteine tiefer als die Kote + 400 m befindet. Dies bedeutet praktisch, dass hier Wasserverluste aus den Staubecken auftreten könnten, inwiefern nicht gewisse technische Massnahmen ergriffen werden, nachdem die Wasserstauungskote auf + 400 m liegen soll.

Die Hauptrichtung der Verkarstung (die mit dem Verlauf der unterirdischen Wasserläufe übereinstimmt) ist an mehreren Stellen durch sogenannte elektrische Kreissondierungen festgestellt worden.

Durch elektrische Untersuchungen ist die Mächtigkeit und der Aufbau der Ablagerungen auf dem Fatničko Polje bestimmt worden. Geophysikalische Untersuchungen ergaben, dass die Tiefe bis zu den Kalksteinen an gewissen Stellen auch über 170 m beträgt, ferner, dass es sehr wenig Ablagerungen gibt, und dass die Sedimentformation, die das Gelände aufbaut, wasserundurchlässiger Flysch ist. Die Ergebnisse dieser Untersuchungen wurden später durch die an einigen Stellen durchgeführten Bohrungen bestätigt. Auf Grund der Ergebnisse elektrischer Sondierungen und Kartierungen wurde die Isobathenkarte des im liegenden der Flyschsedimente sich befindenden Kalkgesteins gezeichnet.

In Abb. 19 ist das Blockdiagramm mit den Ergebnissen geophysikalischer Untersuchungen hinsichtlich der Tiefe der Verkarstung dargestellt.

Die Bestimmung unterirdischer Wasserläufe im Karst ist eine komplizierte hydrogeologische Aufgabe. Neben rein hydrogeologischen Forschungen (Ausarbeitung einer hydrogeologischen Karte, verschiedene Beobachtungen an Quellen, Estavellen u.a.m.) werden auch elektrische Untersuchungen angewandt. Diese Untersuchungen werden durch Anwendung der Widerstandsmethode, der „mise à la masse“-Methode und der elektromagnetischen Methoden durchgeführt.

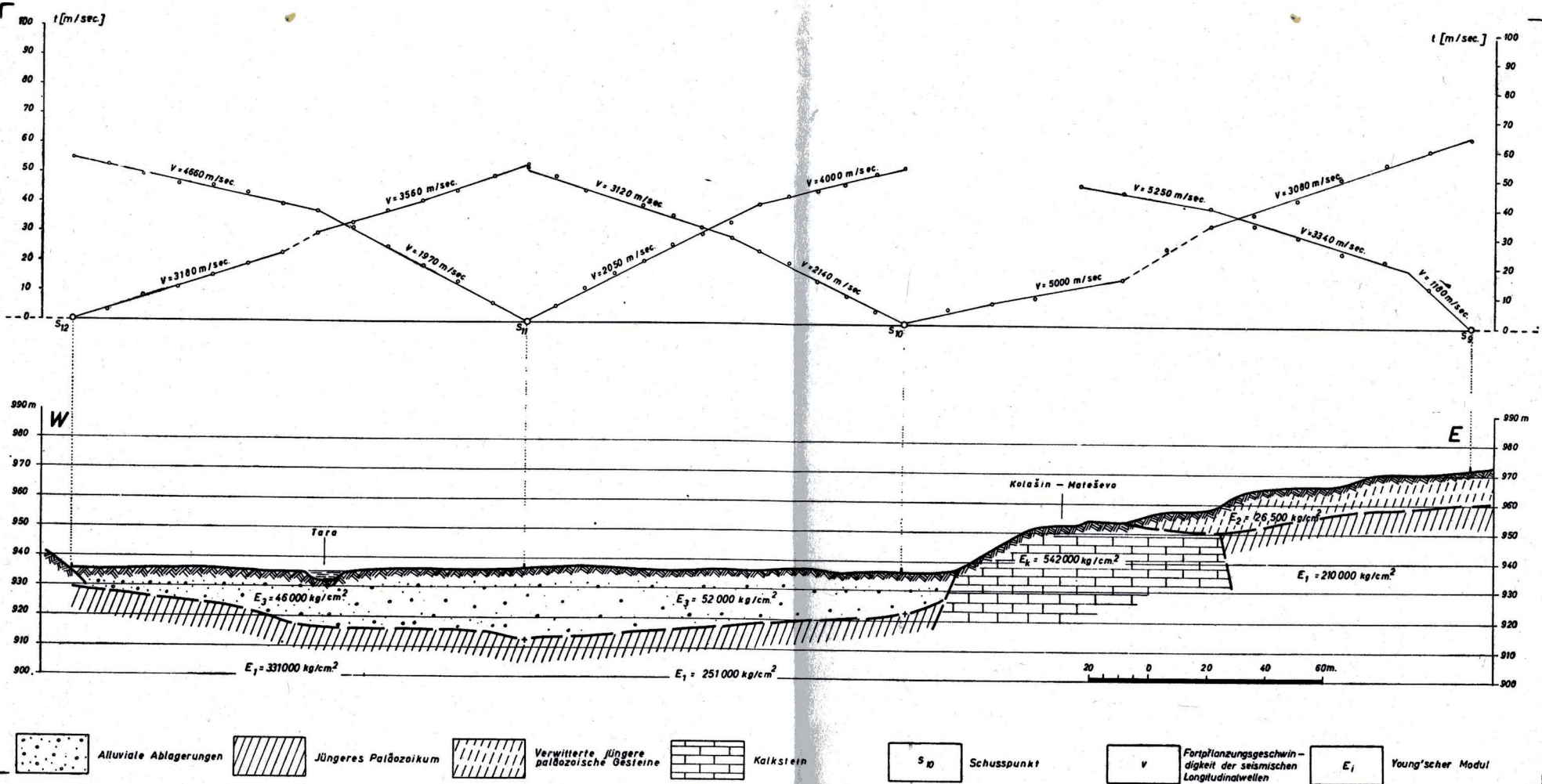
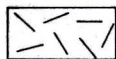
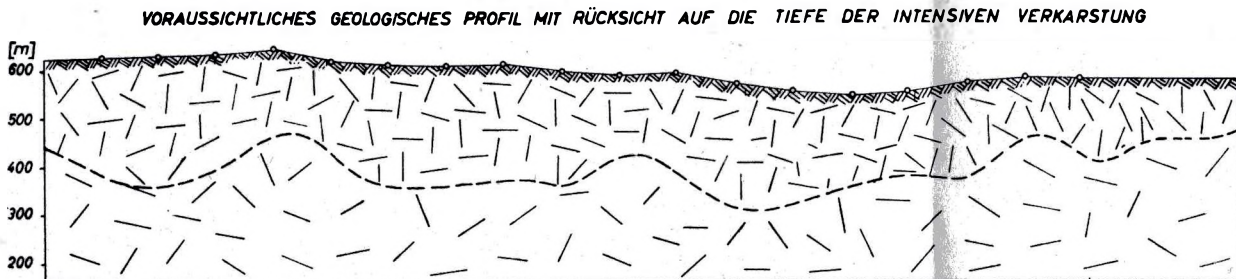
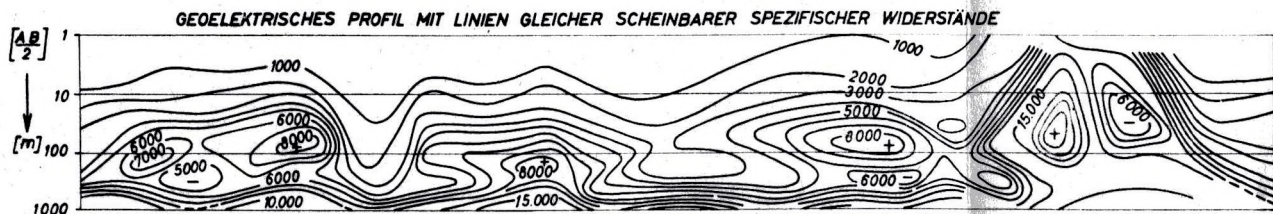
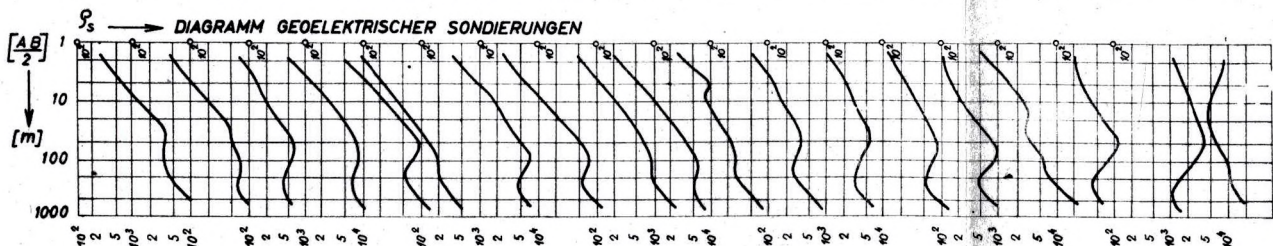
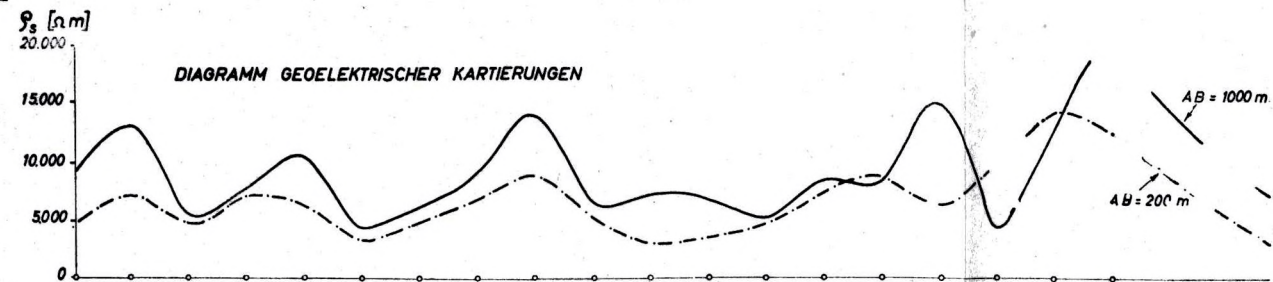
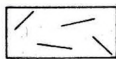


Abb. 20. Geologisches Profil zusammengestellt auf Grund seismischer Refraktionsmessungen im Flusstale der Tara bei Kolašin, mit entsprechenden Young'schen Moduls (nach N. Grujić).





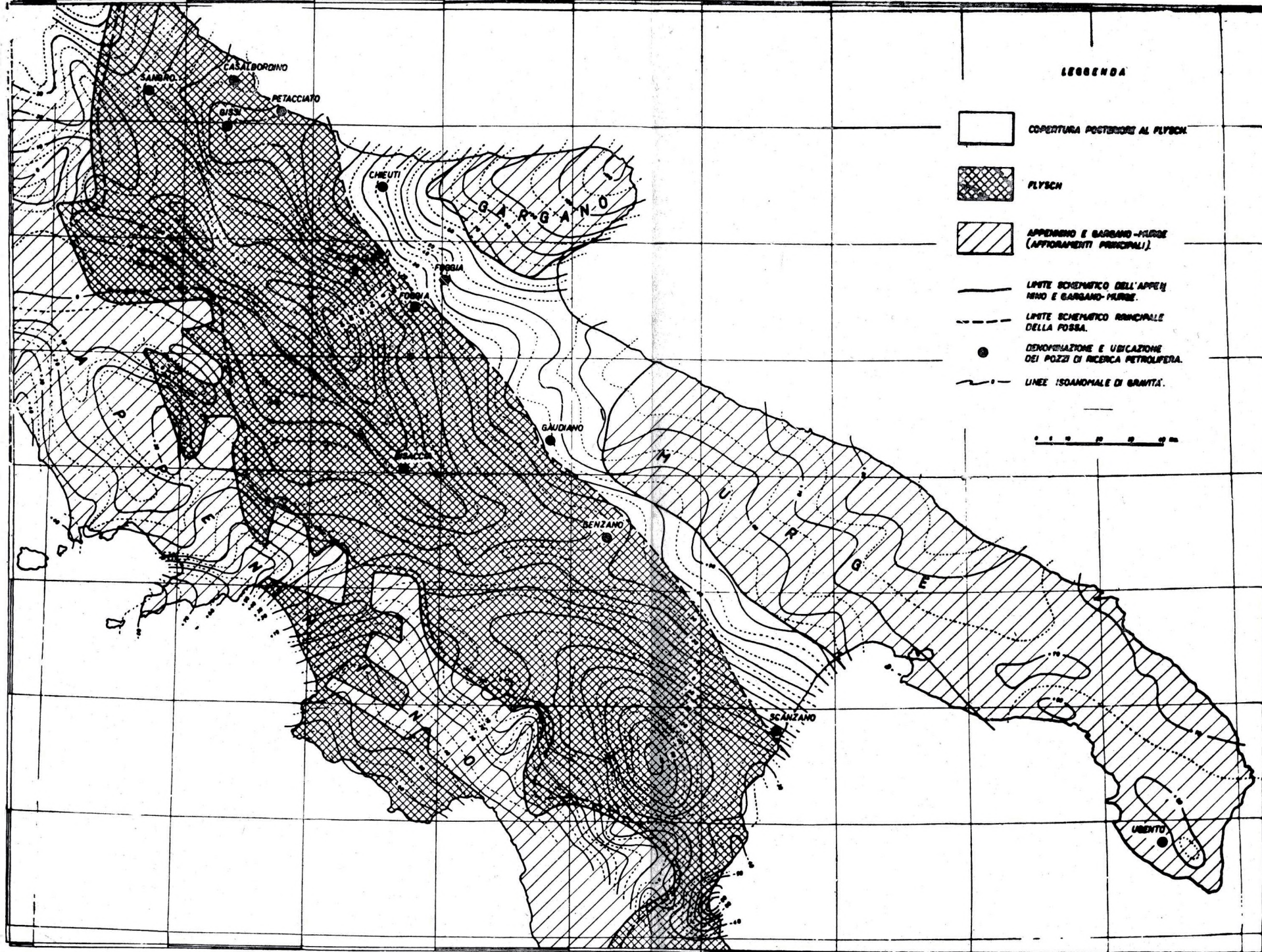
Intensiv verkarstete Kalksteine



Kompaktere Kalksteine

500 0 500 1000m

Abb. 18. Resultate geoelektrischer Sondierungen und Kartierungen längs eines Profils auf der „Greda“ zwischen Dabarsko und Fatnicko Polje (nach D. Arandjelović).



4. ábra. A délolaszországi flistömegek és gravitációs anomáliák térképe

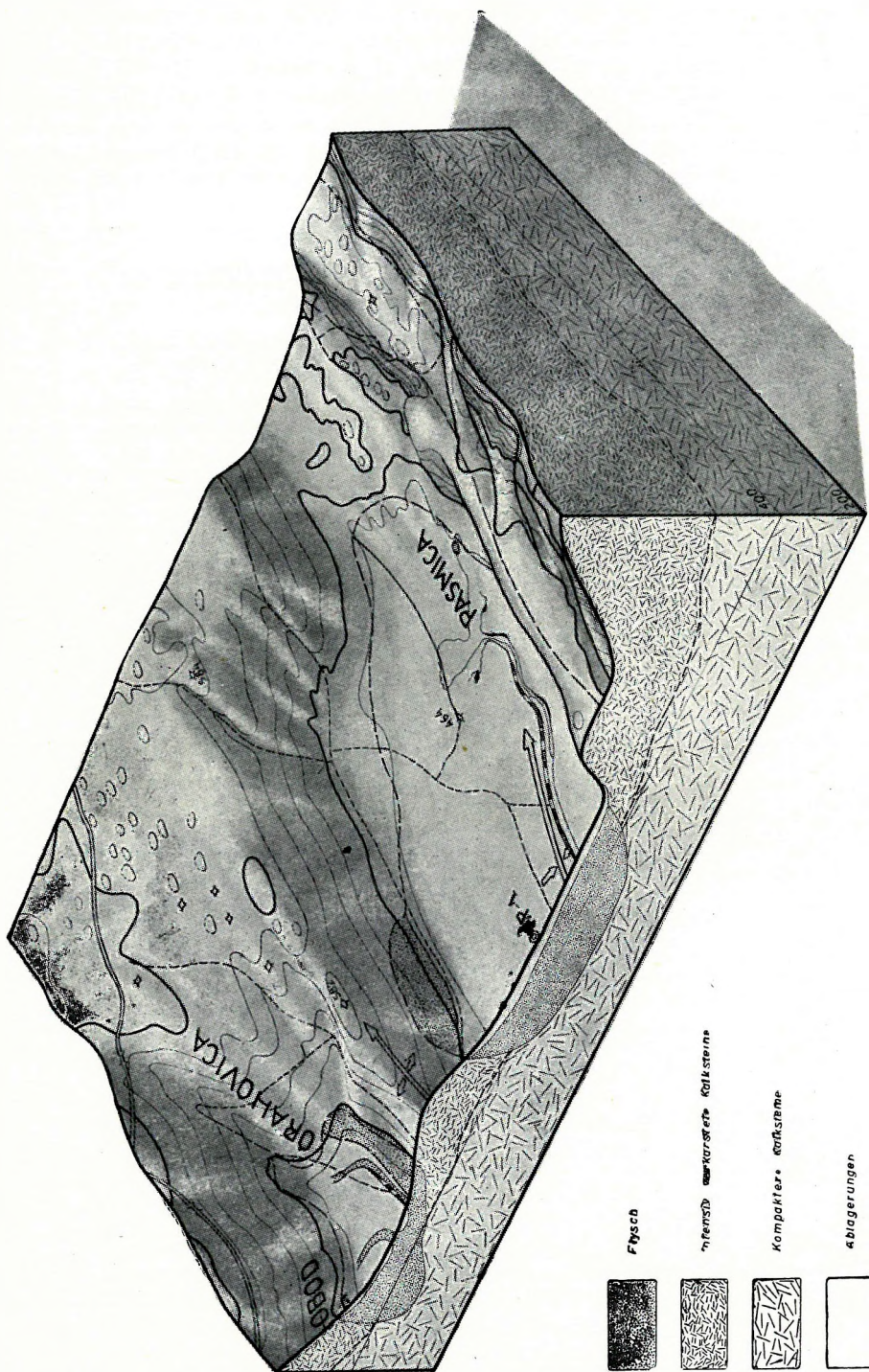


Abb. 19. Blockdiagramm aus welchem die Tiefe der intensiven Karstifizierung ersichtlich ist. Gezeichnet auf Grund der Ergebnisse geophysikalischer Untersuchungen im Fatnicko Polje (nach D. Arandjelović).

Die Anwendung erwähnter Methoden war dank dem grossen Unterschied des spezifischen elektrischen Widerstands des Wassers ( $10 - 50 \Omega \text{ m}$ ) und des Kalkgesteins (über  $1000 \Omega \text{ m}$ ) möglich. Durch solche Untersuchungen konnten Zonen höherer elektrischer Leitfähigkeit abgegrenzt werden, die auf Stellen unterirdischer Wasserläufe im Karst hinweisen können, was für die richtige Lozierung von Bohrlöchern sehr wertvoll ist. In gewissen Fällen war es möglich, durch Anwendung geo-

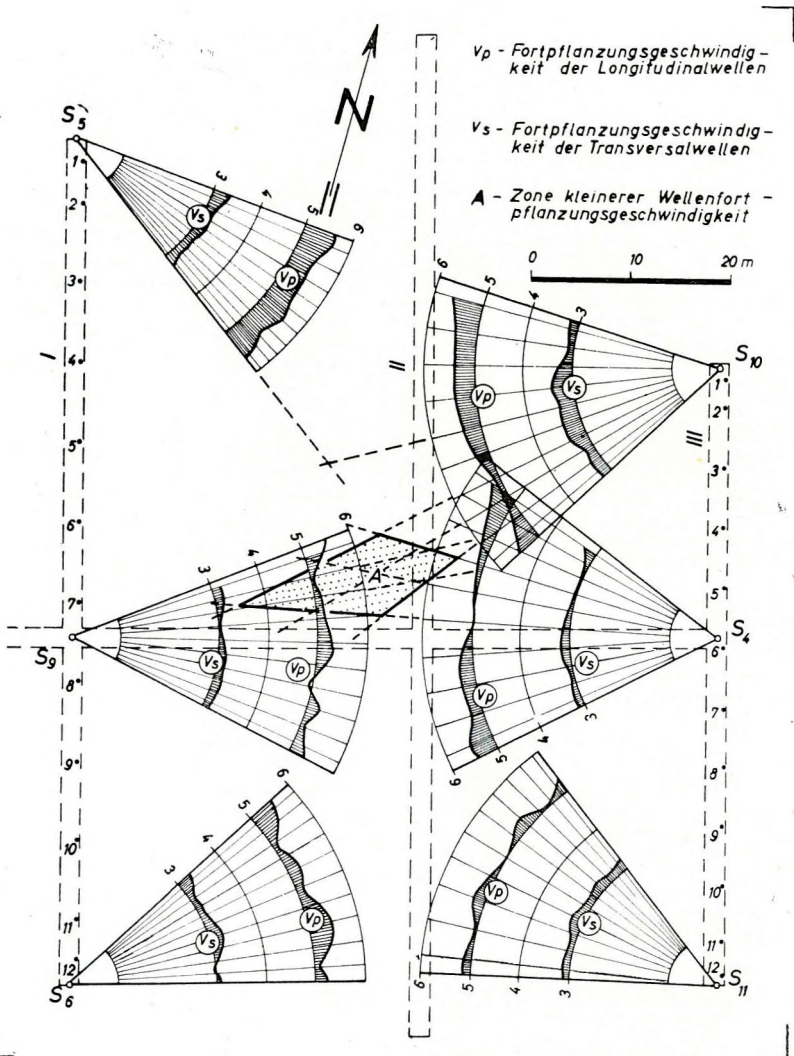


Abb. 21. Resultate der seismischen Refraktionsmessungen in der Maschinenhalle des Wasserkraftwerkes Dubrovnik. Diagramme der Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Longitudinal- und Transversalwellen (nach N. Grujić).

elektrischer Methoden auch das Niveau des unterirdischen Wasserlaufs zu bestimmen.

Durch Anwendung elektrischer Untersuchungsmethoden gelang es in einigen Geländen Dalmatiens, Zonen nach dem Verkarstungsgrad abzusondern, und unter diesen wurden wieder solche Zonen abgesondert, in denen grössere unterirdische Wassermengen zu erwarten waren. Die auf diese Weise erzielten Resultate wurden durch Bohrungen bestätigt.

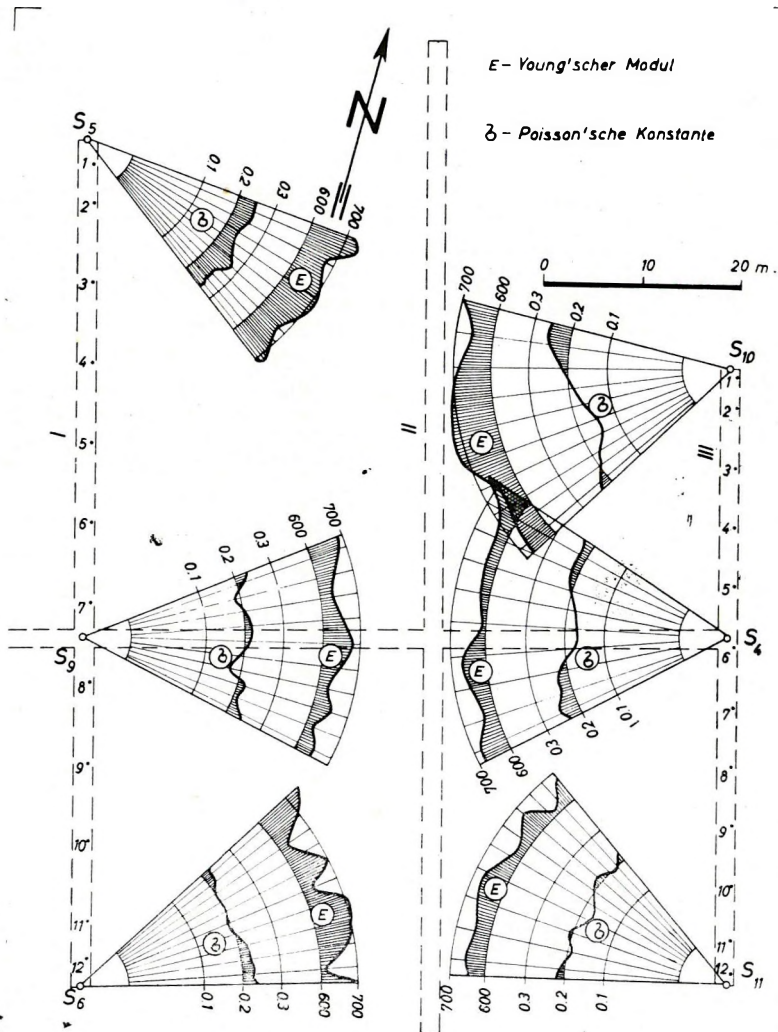


Abb. 22. Resultate der seismischen Refraktionsmessungen in der Maschinenhalle des Wasserkraftwerkes Dubrovnik. Diagramme des Young'schen Moduls und der Poisson'schen Konstante (nach N. Grujić).

In gleicher Weise wurden elektrische Methoden für die Trennung von Zonen, in denen Meerwasser ins Festland durchsickert, erfolgreich angewandt.

4. — Den Entwurf grosser hydrotechnischer Bauten, die mit ihrem Gewicht auf das Gestein einwirken, oder auf das sich der Druck der aufgestauten Wassermassen überträgt, kann man sich heute ohne Kenntnis der Elastizitätskonstanten (Young'scher Modul und Poisson'sche Konstante) gar nicht vorstellen.

Neben den statischen Bestimmungsmethoden des Elastizitätsmoduls wurden in Jugoslawien an mehreren Stellen auch dynamische Methoden angewandt, die die Bestimmung des Elastizitätsmoduls und der Poisson'schen Konstanten ermöglichen. Die Fortpflanzungsgeschwindigkeiten der seismischen Longitudinal- und Transversalwellen durch das Gestein und dessen Dichte kennend, wurde der Young'sche Modul und die Poisson'sche Konstante errechnet. Durch Vervollkommnung der Arbeitstechnik gelang es in letzter Zeit auf Seismogrammen nicht nur die Ankunft von Longitudinal — sondern auch von Transversalwellen zu registrieren, was die Bestimmung des Young'schen Moduls und der Poisson'schen Konstante ermöglicht. Dadurch wird die bisher übliche Annahme des Wertes der Poisson'schen Konstante, die in weiten Grenzen variieren kann, vermieden.

Da sich die Werte der durch geotechnische und dynamische Methoden bestimmten Elastizitätsmodulen voneinander unterscheiden, ist es nützlich, an denselben Gesteinen den Young'schen Modul auf statischem und dynamischem Wege zwecks Bildung von Korrelationssystemen für die entsprechende Gesteinsgruppe, zu bestimmen.

Das Institut hat zahlreiche Untersuchungen zwecks Bestimmung des Young'schen Moduls vorgenommen und zwar: an den Stellen der zukünftigen Fundamente und Flanken der geplanten Talsperren bei Šavnik, Kolašin, Foča, Zvornik, an den Stellen der Maschinenhallen der Wasserkraftwerke Dubrovnik, Split und längs den Trassen mehrerer Zuleitungstunnels und in den Zuleitungstunnels selbst auf dem Gojak, Mavrovo, Kolašin, Šavnik, Split u. a. (siehe Abb. 20., 21. und 22.).

K. ШЕБЕШТЬЕН

МЕТОДЫ КАРОТАЖНЫХ РАБОТ ПО ИССЛЕДОВАНИЮ УГОЛЬНЫХ  
СКВАЖИН

В настоящей работе описываются результаты каротажных исследований угольных скважин в Венгрии. Комплекс геофизических исследований эффективно применяемый в угольных скважинах определяется физическими параметрами угленосной толщи, отличающимися от параметров вмещающих пород в такой степени, что по ним можно выделить угольные пласты.

Наиболее надежным методом оказался и в Венгрии метод гамма-гамма-каротажа. В районах со сложным или неизвестным строением применение его необходимо. Однако в районах со спокойным залеганием пластов результаты исследований по методу ПС в комплексе с кривыми удельного сопротивления, снятыми соответствующими зондами, дают также достаточно сведений для выделения угольных пластов.

K. SEBESTYÉN

WELL LOGGING METHODS IN COAL PROSPECTING

The paper deals with the results of well-logging in coal prospecting in Hungary. The applicability of a logging method whith coal exploration will be determined by that, whether the physical parameter to be observed showed a sufficiently marked variation in connection with the coal content of the traversed beds.

As regards the Hungarian conditions the gamma-gamma method proved to be the best one, and in an area with unknown or problematic structure its application seems to be inevitable. In areas of undisturbed stratification however, the SP curves and the resistivity curves — made by means of a suitable sonde — also provide sufficient data for the detection of coal beds.

**KŐSZÉNKUTATÓ FŰRÁSOK  
KAROTTÁZS VIZSGÁLATÁNAK MÓDSZEREI**

SEBESTYÉN KÁROLY

A kőszénkutató fúrások geofizikai vizsgálatai Magyarországon 1950 körül indultak meg. Szükségszerűen azok a módszerek kerültek alkalmazásra, melyek a kőolajkutatóban eredményesnek bizonyultak. Csakhamar beigazolódott azonban, hogy a kőszénkutató fúrásokban korántsem lehet olyan egységesített módszereket alkalmazni, mint a homokos kőolajtárolók esetében.

Kiderült az, hogy a különböző típusú látszólagos fajlagos ellenállás görbék már elvben sem adhatnak megoldást, mert a kőszén faj-

lagos ellenállása nem tér el minden esetben elegendő mértékben a meddő padok és kísérő kőzetek fajlagos ellenállásától. Hasonló tapasztalatok tehetők egyéb módszerekkel is.

Felmerült annak szükségessége, hogy a lyukvizsgálatok olyan komplexuma kerüljön az egyes kőszénterületeken alkalmazásra, mely a terület földtani viszonyainak figyelembevételével kerül összeállításra és elegendő a feladatok megoldására.

Mindenek előtt tisztázni kell, hogy melyek azok a feladatok, melyek megoldását a mélyfúrási geofizikának a barnaszén vonalán szolgáltatnia kell.

Elődleges feladat a kőszéntelepek jelenlétének detektálása, mélységük és vastagságuk kimutatása. Nem kevésbé fontos a kőszéntelepek struktúrájának meghatározása, a minőségi paraméterekben mutakozó változások detektálása, a közbetelepült meddő padok kimutatása és vastagságuk meghatározása.

További feladatként jelölhető meg az az adatszolgáltatás, melyet az általános földtani kép kialakításához szolgáltathat a mélyfúrási geofizika. Beleértendő ebbe a rétegsor kőzettani taglalása és a földtani kor meghatározás elősegítése. Az egyes fúrások kiértékelésén túl, területi kutatás viszonylatában pedig rétegszelvények szerkesztése a karottázs szelvények korrelálása alapján.

A vázolt feladatok, de különösen az első kérdéshez tartozók szempontjából a magyarországi kőszénterületek három kategóriába oszthatók: A Mecsek hegységi fekete kőszénekre, a különböző korú barnakőszénekre és az egészen fiatal fás kőszénekre.

Az előzőekben vázolt problémák megoldása a különböző típusú szénmedencékben nem egyenlő mértékű geofizikai mérésanyagot kíván.

Következik az abból, hogy a széntelepek és a széntelepess csoport többi tagjának fizikai paraméterei nem azonos mértékben különböznek, illetve fedik egymást az egyes területeken.

A magyarországi barnakőszén előfordulásokról a földtani szakirodalom és a karottázs szelvények alapján is megállapítható, hogy a széntelepek a legtöbbször agyagos márgás képződmények között fordulnak elő. Azonban nem ritkák a rétegsorban a homokos közbetelepülések és más nagy fajlagos ellenállású padok sem.

A leggyakrabban előforduló rétegek fizikai tulajdonságait I. táblázatunk tartalmazza.

A táblázat adatai alapján megállapítható, hogy a kőszén és az egyéb rétegek csaknem minden fizikai paraméterben kisebb-nagyobb átfedésben vannak, melynek mértékétől függően bizonytalanná válik az ezekre támaszkodó módszerek alkalmazása. A különböző típusú látzólagos fajlagos ellenállás-görbék az általában agyagos rétegsorban a széntelepeket jól indikálják, de a márgákkal és homokokkal való fedésük miatt olyan helyeken ahol ezek várhatóak nem alkalmazhatók egyedüli módszerként a széntelepek indikálására.

A természetes potenciál-görbe viszont nem mindig alkalmas a homokok megkülönböztetésére, mert a széntelepekkel szemben is gyakran jelentkeznek közepes PS értékek. A természetes gamma-görbe egyes



## I. Táblázat

NÉHÁNY KÖZET FIZIKAI TULAJDONSÁGAI (a karottázs görbék alapján)

Közet	Fajl. ellenáll.	Term. gamma*	Sűrűség gr/cm <sup>3</sup>
triász mészkő	~ 1000	1	2,7 — 2,9
édesvízi mészkő	100 — 300	1	2,3 — 2,4
márga	10 — 40	2 — 5	2,1 — 2,2
meszes márga	> 40	2	2,2 — 2,3
homok	20 — 400	2	2,3 — 2,4
homokkő	100 — 1000	2	2,3 — 2,6
agyag	5 — 30	9	1,9 — 2,1
kavicsos-agyag	10 — 30	3 — 7	2,1 — 2,3
homokosagyag Fny.	10 — 20	3 — 7	2,0 — 2,2
tufásanyag Fny.		8 — 9	2,1 — 2,3
andezittufa Fny.	80 — 100	2 — 5	2,1 — 2,2
riolittufa Fny.	5 — 10	5 — 7	2,0 — 2,1
homok Fny.	20 — 40	2 — 3	2,2 — 2,4
agyagmárga Fny.	20 — 30	2 — 4	2,0 — 2,1
barnaszén Fny.	30 — 40	0 — 1 ?	1,2 — 1,4
agyagos-szén Fny.	20 — 30	3 — 5	1,5 — 1,7
köszén Tatab.	100 — 300	0 — 1 ?	1,2 — 1,5
szénpala Tatab.	50 — 100	1 — 3	1,4 — 1,8
lignit (Visonta) (Várpalota)	10 — 20	1 ?	1,2 — 1,4

\* Viszonylagos skála      mészkövek 1-nek feltételezve  
                                          agyagok    9-nek feltételezve

esetektől eltekintve határozott minimumokat mutat a barnaszéntelepeknél, de ezalól is találhatók kivételek. (Pl.: Solymár)

Érdekesen alakul a gerjesztett potenciál módszer alkalmazhatósága. A kezdetben sokatígérő módszerről a gyakorlat azt mutatta, hogy általában párhuzamosan megy a fajlagos ellenállással és ahol ez nem ad megkülönböztetési lehetőségeket, ott a gerjesztett potenciál sem ad.

A táblázatból megállapítható, hogy átfedés nélküli különbség a köszén és az egyéb rétegek között csupán a térfogat súlyban (sűrűségben) adódik.

A széntelepek minden esetben való biztonságos detektálása tehát a sűrűségre érzékeny gamma-gamma módszertől várható (eltekintve a módszer technológiájából eredő bizonytalanságoktól).

A módszerek alkalmazhatóságára vonatkozó áttekintés után nézzük meg az egyes köszénmedencékben a felsorolás 1. pontjában foglalt feladatok megoldásához elegendő mérés-komplexumot.

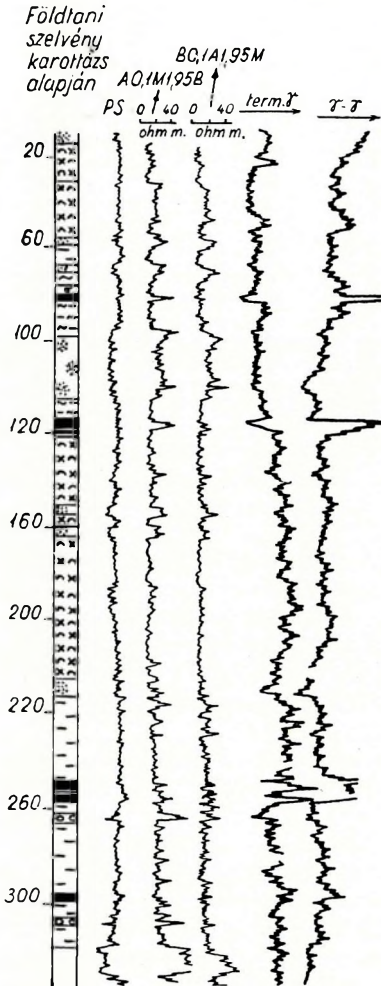
*Borsodi szénterület*

A karottázs szempontjából jellegzetesnek tekinthetjük az 1. a és 1. b ábrán bemutatott szelvényeket. A meglehetősen kevert homokos — agyagos márgás rétegsorban a fajlagos ellenállás görbe nem elegendő a széntelepek biztos detektálásához, mert pl. az 1. a ábrán a 100 m körüli homokpad (50—70  $\Omega$ m) értékű indikációt ad ugyanúgy, mint a széntele-

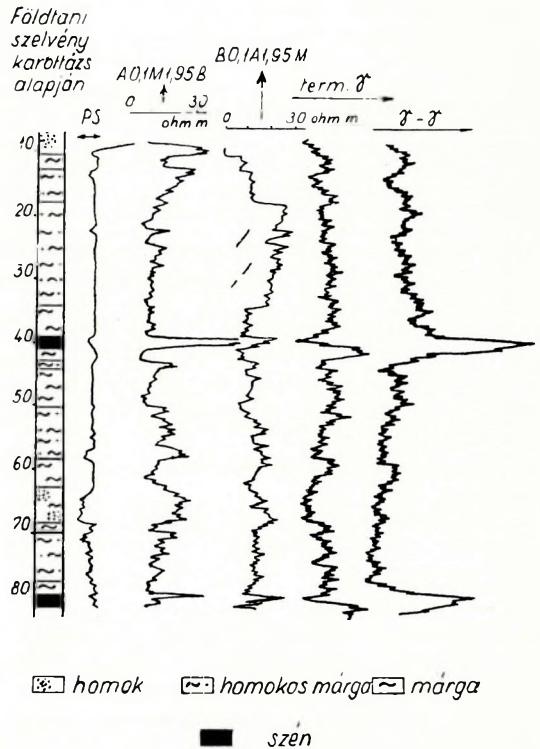
pek. Ugyanez mondható a természetes gamma-görbére is. Ez ugyan az V. telep felső agyagmentes szénpadát a homokokénál is kisebb aktivitással jelzi, de az agyagosabb szénrétegek már nem különböztethetők jól meg.

Teljesen megnyugtató elkülönítést csupán a gamma-gamma görbe szolgáltat. Jellegzetesen indikálja a szén-telegeket.

A réteghatárok kimutatása azonban a gamma-gamma görbe segítségével nem oldható meg, már csak azért sem, mert a gamma-gamma görbe alakja függ a lyuk-geometriától, a forrás és detektor távolságától, a szondának a lyukban elfoglalt



1/a. ábra Karottázs felvétel a borsodi szénmedence területéről



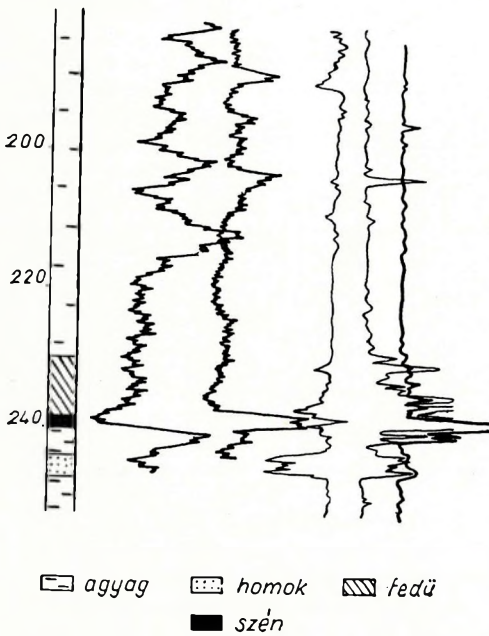
1/b. ábra Karottázs felvétel a borsodi szénmedence területéről

helyzetétől, a vontatási sebességtől, stb. A réteghatárok kimutatására igen alkalmas a megfelelő szondával felvett látszólagos fajlagos ellenállás görbe.

Az első problémakomplexum megoldásához tehát egy gamma-gamma görbe és két látszólagos ellenállásgörbe elegendő.

Hasonló megoldáshoz juthatunk a tatabányai és a csatlakozó eocén szénmedencékben is. A rétegsor itt is homokos agyagos márgás összetételű és a látszólagos fajlagos ellenállás görbék általában jó megkülönböztetési lehetőséget biztosítanak a széntelepek számára. Problémát csupán a széntelep fedőjében levő (csigás) márga okoz, mely váltakozó padjaival erősen jelentkezik a látszólagos fajlagos ellenállás görbéken. 200  $\Omega$ m-es látszólagos fajlagos ellenállás értékeket is mutat.

Földtani  
szelvény  
karottázs  
alapján



agyag    homok    fedő  
szén

2. ábra. Karottázs görbék a tatabányai szénmedencéből

Földtani szelvény karottázs alapján

term.  $\gamma$

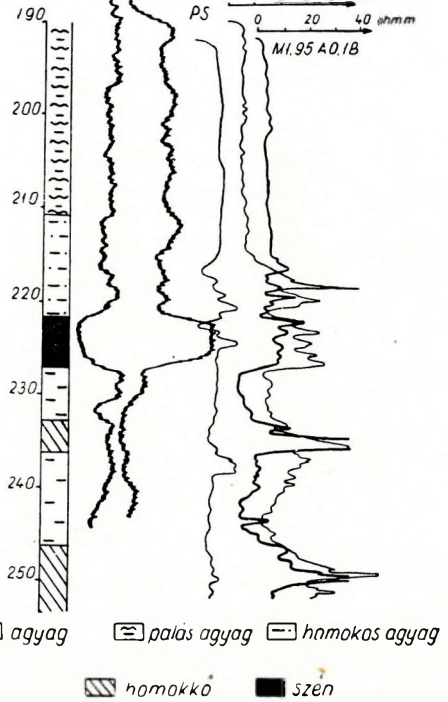
$\gamma - \gamma$

0 20 40 ohm m

PS

0 20 40 ohm m

M1,95 A0,1B



agyag    galás agyag    homokos agyag  
homokkő    szén

3. ábra. Karottázs görbék a várpalotai fás barnakőszén terület egy fúrásából

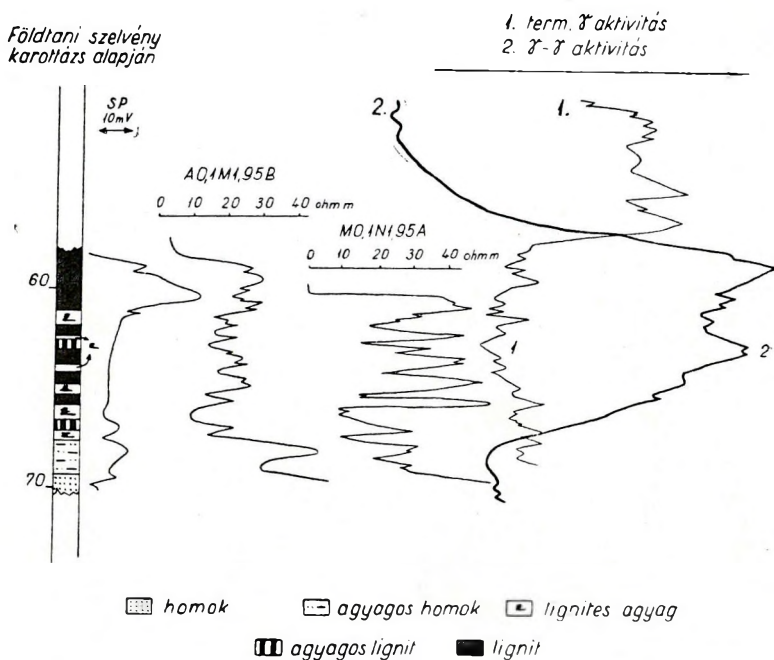
Körülbelül hasonló nagyságú látszólagos ellenállás értékekkel jelentkezik a széntelep is.

A biztonságos megkülönböztetésre itt is a gamma-gamma szelvény ad lehetőséget, mint azt a 2. ábra mutatja. Az ábrából jól látható, hogy a monoton lefutású gamma-gamma görbéből a széntelep indikációja igen határozottan emelkedik ki.

Szabvány mérési komplexumként az előbbihez hasonlóan látszólagos fajlagos ellenállás görbék és gamma-gamma javasolható.

A fás barnakőszénnek (Várpalota, Gyöngyösvisonta) vonalán régebben alkalmazott látszólagos ellenállás, gerjesztett pot. és PS módszerek

nem adtak megfelelő eredményt. A széntelep nem különbözött számottevően a meddőtől. A gamma-gamma görbe itt is megoldást hozott. Itt azonban az előzőktől eltérően a réteghatárok megállapítására is a gamma-gamma illetve a természetes gamma görbe kell, hogy szolgáljon. A 3. ábra várpalotai, a 4. gyöngyösvisontai felvételt ábrázol.



4. ábra Karottázs görbék a gyöngyösvisontai-környéki lignitről

Olyan területeken, ahol a kiértékelés már megfelelő tapasztalatokkal rendelkezik — ahol tehát már néhány fúrás karottázs szelvényei rendelkezésre állnak — a gamma-gamma görbe esetleg el is hagyható, mert a szelvények korrelálása által a feladat megoldható. Erre példa a később tárgyalandó felsőnyárádi, illetve bokodi korrelációs szelvény.

A második feladatcsoport a széntelek szerkezetének detektálása. Elvileg nem jelent problémát, mert a megfelelő léptékben felvett mikroellenállás szelvény szolgáltatja a kívánt adatokat.

Problémát inkább a műszer jelenti, mert az itt előforduló 70—80 mm átmérőjű furatokban megbízhatóan működő mikroszonda komoly műszaki problémát jelent.

Külön kell szólni a minőségi mutatók kérdéséről.

A karottázs görbék és a széntelek minőségi mutatói között szükségképpen meg van a kapcsolat (pl. a kőszén fajlagos ellenállása és nedvességtartalma, vagy a kőszén agyagossága és természetes gamma aktivitása nem gránitos környezet esetén).

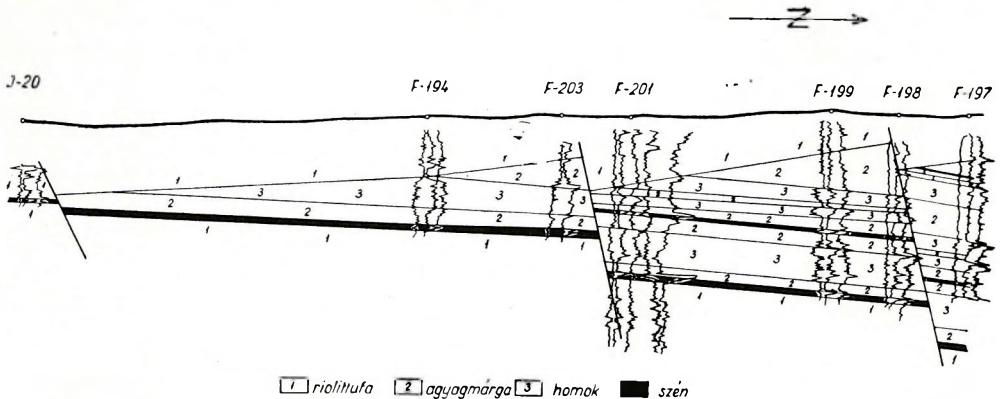
A kapcsolatokat még nem sikerült olyan szabatos formában meghatározni, hogy a minőségi jellemzők (vagy ezek közül egyesek) megadhatók lennének. Ezt a feladatot jelenleg kifogástalanul az oldalfalminták segítségével sikerült megoldani.

A karottázs magvétel által szolgáltatott mintaanyag a fúrási mintaéval egyenértékű, de esetenként megbízhatóbb annál.

Eddig a széntelepek detektálása szempontjából vizsgáltuk az egyes szelvény-görbéket. Ha most az általános földtani felépítés vizsgálata szempontjából értékeljük őket, akkor meg kell állapítanunk, hogy a gamma-gamma erre a feladatra csak egészen korlátozott mértékben használható, mert a rétegsor tagjai között csak egészen kismértékű különbségek mutatkoznak.

A fajlagos ellenállás görbék kiegészítve a PS és a természetes gamma görbével a rétegsor részletes taglalását adják. Az egyes földtani korok települési formáknál fogva szintén felismerhetők a szelvények.

Eddigi megfontolásaink az egyes fúrásokban a karottázs vizsgálatok segítségével elérhető kutatási eredményekre vonatkoztak. Nagyobb területre kiterjedő kutatások esetén a karottázs szelvények korrelációja ad igen hasznos eredményt. Ezt mutatja az 5. és 6. ábránk. Az 5. ábra

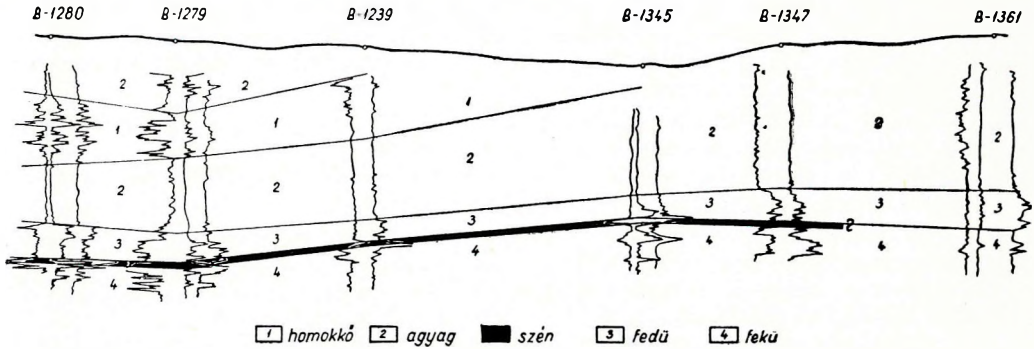


5. ábra Korrelációs szelvény a karottázs görbék alapján a felsőnyáradi kutatási területről

a felsőnyáradi mintakutatási területről, a 6. a Bokod környékéről mutat karottázs szelvények korrelációjával készült földtani szelvényt. A két ábra meggyőzően mutatja, hogy a karottázs szelvények korrelálásával még akkor is, ha ez tisztán csak a szelvények formai tulajdonságaira van alapítva, igen biztonságos földtani kép alakítható ki.

Figyelembe kell itt venni a karottázs szelvénynek a fúrás földtani szelvényvel szemben mutatkozó ama előnyét, hogy a magképeségtől és fúrhatóságától függetlenül minden földtani réteg indikációját tartalmazza. A teljesértékű rétegsor egyúttal lehetőséget ad a telepek azonosítására is.

Az elmondottak alapján megállapítható, hogy:



6. ábra Korrelációs szelvény a karottázs görbék alapján Bokod környékéről

1. A barnakőszenek fúrólukbeli kimutatása, tulajdonságaik megállapítása, a rétegsor földtani beosztása, nagyobb kutatási egységek földtani viszonyainak tisztázása a karottázs szelvények alapján teljes mértékben megoldható.

2. Az alkalmazandó méréscomplexum:

PS görbe

2—3 fajlagos ellenállás-görbe

természetes gamma görbe

gamma-gamma görbe

szükségszerinti oldalfalmagminta.

Fentiek szerint a magyarországi barnakőszenek kutatásának problémája megoldottnak tekinthető.

V. SCHEFFER

ÜBER EINIGE GEOPHYSIKALISCHE BEZIEHUNGEN  
DES FLYSCHPROBLEMS

Der Verfasser wies in seiner im Jahre 1952 geschriebenen Arbeit „Über den Zusammenhang zwischen isostatischen Anomalien und Vergenzen der Gebirgsbildung“ nach, dass in der Zone der mediterranen Kettengebirge die Vergenzen von den Gebieten der isostatischen Maxima nach den Depressionen gerichtet sind.

Auf Grund des eingehenden Studiums der Erscheinung kam der Verfasser zu der Überzeugung, dass in dieser Zone die Richtung der Vergenzen der Gebirgsbildung von den Massenüberschuss- und Massendefizitgebieten der Erdkruste bestimmt wird.

Die Ergebnisse der in den letzten Jahren in den Appenninen, Alpen und Karpaten durchgeführten geologischen und geophysikalischen Untersuchungen beweisen eindeutig, dass die sogenannten Vortiefen schon vor dem Ablauf des orogenetischen Prozesses vorhanden waren.

Die Ergebnisse der in den Flyschzonen der obenerwähnten Gebiete in den letzten Jahren durchgeführten umfassenden geologischen Untersuchungen den isostatischen Anomalien gegenüberstellend kann es festgestellt werden, dass der Zusammenhang zwischen Vergenzen und isostatischen Anomalien auf den Flyschgebieten von allgemeiner Gültigkeit ist. Derselbe soll für jede Tektonik gültig sein, deren Wesen die durch die Gravitation verursachten Rutschungen bilden.

V. SCHEFFER

ALCUNE CONSIDERAZIONI GEOFISICHE SUL PROBLEMA  
DEL FLYSCH

L'autore nel suo lavoro „Relazione fra le anomalie isostatiche e le vergenze orogenetiche“ pubblicato nell'anno 1952 ha dimostrato, che le vergenze nella zona delle catene montuose mediterranee sono dirette dalle aree dei massimi isostatici verso le zone delle depressioni.

In base ad uno studio particolare l'autore é giunto alla convinzione, che le direzioni delle pieghe nella zona sopramenzionata sono determinate dagli eccessi e dai difetti di massa della crosta terrestre.

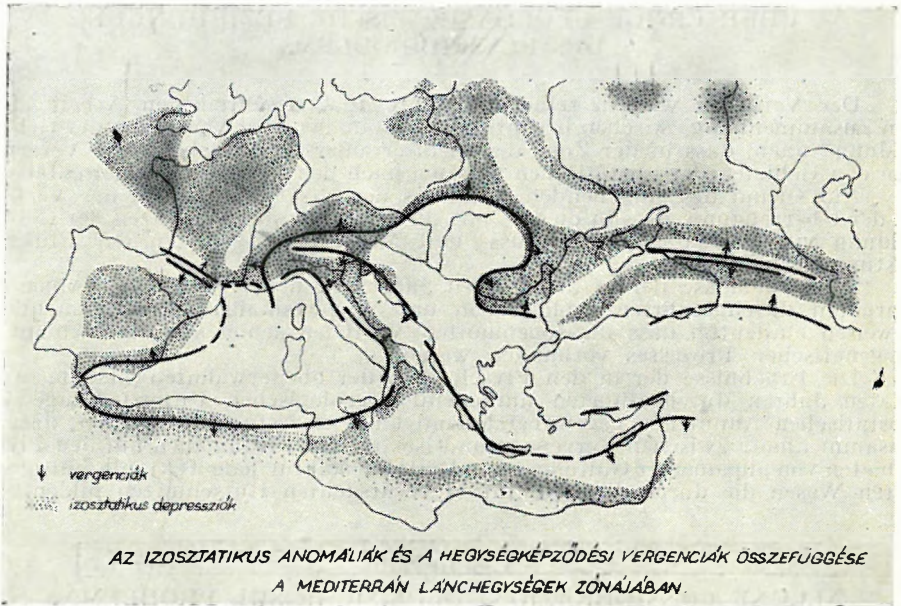
I risultati delle indagini geologiche e geofisiche svolte nel giro degli ultimi anni nelle zone dei Carpazi, delle Alpi e degli Appennini hanno concordemente stabilito, che le cosiddette „profondità marginali“ esistevano già prima del decorso del processo orogenetico.

Confrontando i risultati delle indagini geologiche particolari, svolte negli ultimi anni nelle zone del Flysch delle aree sopramenzionate con le anomalie isostatiche si puo affermare, che la relazione fra le vergenze e le anomalie isostatiche ha in tali zone una validità generale. Tale relazione deve essere valida per tutte le tettoniche a scivolamenti, causati dalla gravità.

## A FLISPROBLÉMA NÉHÁNY GEOFIZIKAI VONATKOZÁSÁRÓL

SCHEFFER VIKTOR

A Magyar Tudományos Akadémia Műszaki Tudományok Osztálya 1952-ben rendezett Nemzetközi Geodéziai és Geofizikai Kongresszusán „Az izosztatikus anomáliák és a hegységképződési vergenciák összefüggése” címmel tartott előadásban (1) bemutattuk, hogy a mediterrán lánchegységek zónájában a hegységképződési vergenciák az izosztatikus maximumok területeiről a depressziók felé irányulnak. (1. ábra)



1. ábra.

A hegységképződési vergenciák, vagy más kifejezéssel az orogénikus hegységek mozgásának horizontális komponensei az izosztatikus anomáliákban kifejezésre jutó tömegtöbbletek zónáiból az előtérben elhelyezkedő gravitációs depressziók, tömeghiányok területei felé irányulnak.

Az ismertetett összefüggés kézenfekvő magyarázatául a földkéreg egyensúlyba jutásra való törekvését tételvezhetjük fel.

A vertikális síkra vonatkozó izosztatikus kompenzációs hipotézisek közös jellemzője az a feltevés, hogy a felszíni tömegtöbbleteket mélységbeli tömeghiányok, a hegységek gyökerei kompenzálják.

A horizontális síkban lejátszódó egyensúlyba jutás megvalósítására irányuló folyamatok lényege pedig az, hogy a földkéreg azon helyeire, ahol tömeghiányok vannak, vagyis a depressziók helyeire, amelyek az előbbi analógiával élve hegységnélküli gyökérrégiókat képviselnek, az orogenezis kéregréseket tol át a tömegtöbbletek zónáiból.

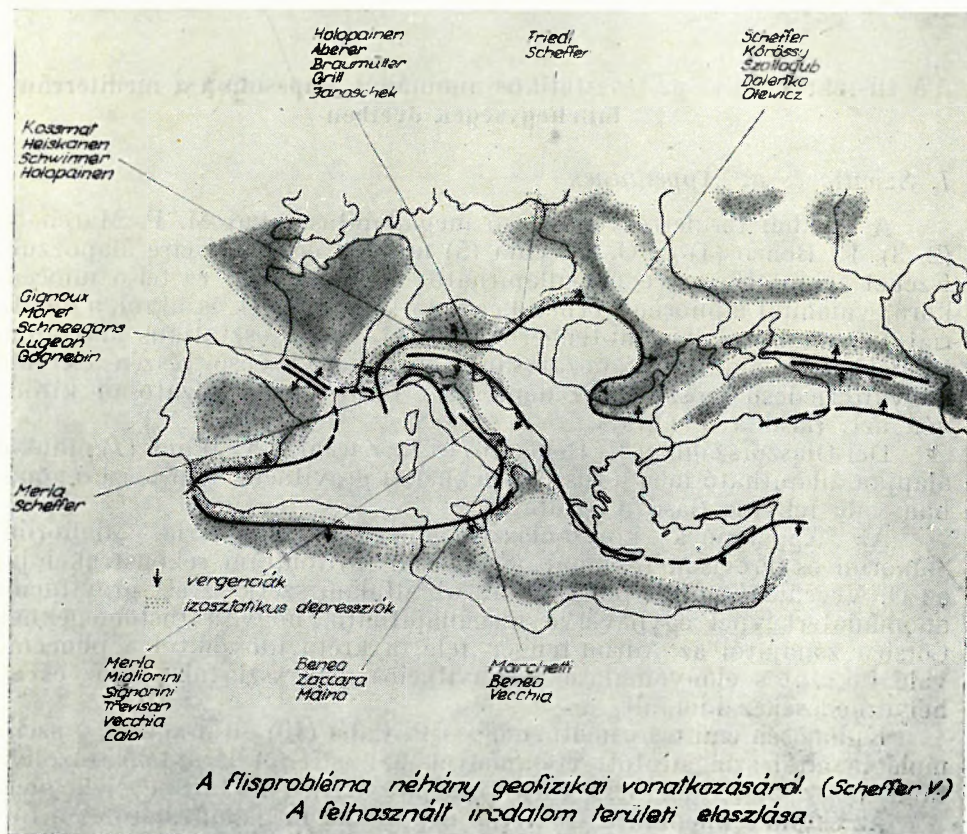


Az 1952-es értekezésben említést nyert az a tény is, hogy az utóbbi időben mind szélesebb geológus körökben elfogadott azon elmélet, amely szerint a lánchegységek a gravitáció hatása következtében csúsztak jelenlegi helyükre, tulajdonképpen már hallgatólagosan magában foglalja és feltételezi azt, amit az előzőkben kifejtettünk.

A tanulmányban az izosztatikus depressziók kiterjedése, alakja, valamint ezeknek a takaróredőkhöz viszonyított helyzete vizsgálata alapján Kossmat felfogásával ellentétes meggyőződésre jutottunk.

Geofizikai indokok alapján megállapítottuk hogy az előtér süllyedésének létrejötte nem képzelhető el a gravitáció hatása folytán reácsúsztott takaróredők által képviselt megterhelés következtében az orogentikus folyamat lezajlása után és hogy az az elképzelés a valószínűbb, amely szerint az orogenezis a földkéreg egyensúlyának helyreállítására tolja át a depressziók helyeire kéregrészeket a tömegetbbletek zónáiból.

Az utóbbi években a mediterrán lánchegységek öveiben végzett és a gyakorlati kutatások szempontjából nagyfontosságú flisproblémával



2. ábra.

kapcsolatos földtani kutatások lényegesen előbbrevítették e kérdés tanulmányozási lehetőségét.

A flissel kapcsolatos problémák megismerése a jelen értekezésben tárgyalt területeken tektonikailag nagy fontosságú kérdéseket vetett fel.

A mediterrán lánchegységek öveiben az 1952-es értekezés megírása óta főképpen a szénhidrogénkutatás céljaira végzett részletes földtani és geofizikai kutatások eredményei részleteiben is megerősítették a fenti értekezésben közzétett következtetések érvényét, amelyeket annak idején a Tanni-féle izosztatikus anomáliakép-séma alapján vontunk le.

Ezen újabb vizsgálatok eredményeinek tekintetbevételével megállapítható, hogy a vergenciáknak az izosztatikus anomáliákkal való összefüggése a flisterületeken általános érvényű, és hogy az elő-mélység idősebb a lezajlott orogenetikus folyamatnál.

Az alábbiakban, területekre tagoltan, azon kutatók eredményeit ismertetjük, akik az utóbbi években a jelen értekezés tárgyköre szempontjából lényeges megállapításokkal járultak hozzá a flistektonikai kérdései megismeréséhez az Appenninek, Alpok és Kárpátok zónájában.

2. ábránkban szemléltetjük a felhasznált irodalom területi eloszlását

### **A flistektonika és az izosztatikus anomáliák kapcsolata a mediterrán lánchegységek öveiben**

#### *I. Szicília és az Appenninek*

A szicíliai területre vonatkozó megállapításainkat M. P. Marchetti (2, 3), E. Beneo (4) és O. Vecchia (5) munkái eredményeire alapozzuk. Ezeket tekintetbe véve megállapítható, hogy az alsó- és felső miocénkorú, valamint a pliocén korban képződött flistömegek északról, a Calabriától nyugatra, a Tirréni-tengerben fekvő nagy izosztatikus maximum területéről nyomultak fokozatosan a Szicília középső részén elterülő nagy kiterjedésű izosztatikus depresszió területére, fokozatosan kitöltvén azt. (lásd a 3. ábrát).

Dél-Olaszországban E. Beneo (6) és G. Zaccara, A. Maino (7) munkái alapján állapítható meg a flistömegeknek a gravitációs depressziós zónában való fekvése (lásd a 4. ábrát).

Az Appenninek közép-olaszországi területén Merla, Migliorini, Signorini és Trevisan toscanai geológusok (8) földtani rekonstrukcióját az O. Vecchia (9) által publikált és az általam szerkesztett gravitációs anomáliatérképpel egybevetve megállapítható, hogy a flistömegeknek Corsica zónájától az Adriai-tenger felé, a kréta időszaktól a pliocénig való fokozatos előnyomulása a gravitációs depresszió alakjához és elhelyezkedéséhez idomult.

Különösen említésre méltó, hogy a P. Caloi (10) által közölt, a szeizmológia által szolgáltatott eredmények azt a tényt látszanak bizonyítani, hogy a terület jelenkori kéregmozgásai izosztatikus jellegűek.

Az északi Appenninek területén ugyancsak megállapítható ez a törvényszerűség, amely szerint a flistömegek a gravitációs anomáliák által



3. ábra.

jelzett tömegtöbbletek zónáiból kerültek a gravitációs depressziók által indikált tömeghiányok zónáiba. Ezt G. Merla (11) és Scheffer V. (12) munkáinak egybevetése is bizonyítja.

## II. Az Alpok területe

Az Alpok területével foglalkozva csak röviden óhajtunk hivatkozni M. Gignoux, L. Moret, D. Schneegans, M. Lugeon és E. Gagnebin úttörő munkásságára, (13, 14, 15, 16) a flisre vonatkozó „tectonique d'écoulement felismerésére, amely tulajdonképpen már hallgatólagosan feltételezi azt, hogy a tömegmozgatás a gravitációs anomáliákban jelentkező tömegtöbbletek zónáiból a tömeghiányok zónáiba történik. M. Lugeon és E. Gagnebin (15)-el jelölt munkájukban már 1941-ben kifejezést adtak azon meggyőződésüknek, hogy a „tectonique d'écoulement” nemcsak a francia-svájci Alpokban, hanem az Alpok más zónáiban, a Kárpátokban, Appennineknben, az afrikai Rif-ben és az andaluziai Bétiszi Kordillerákban is megtalálható.

A Keleti Alpok területén végzett vizsgálatok folyamán mutattak rá először geofizikai indokok alapján Heiskanen (17) és Schwinner (18) a Kossmat-féle Randsenke hipotézis (19) geofizikai valószínűségére. Az új, megfelelőbb hipotézist P. E. Holopainen (20) a következőképpen fejezi ki (89. old.): „The old Variscian block was pressed down to a great depth before the Alps began to rise”

Ezután kerülhetett felismerésre a „tectonique d'écoulement”.

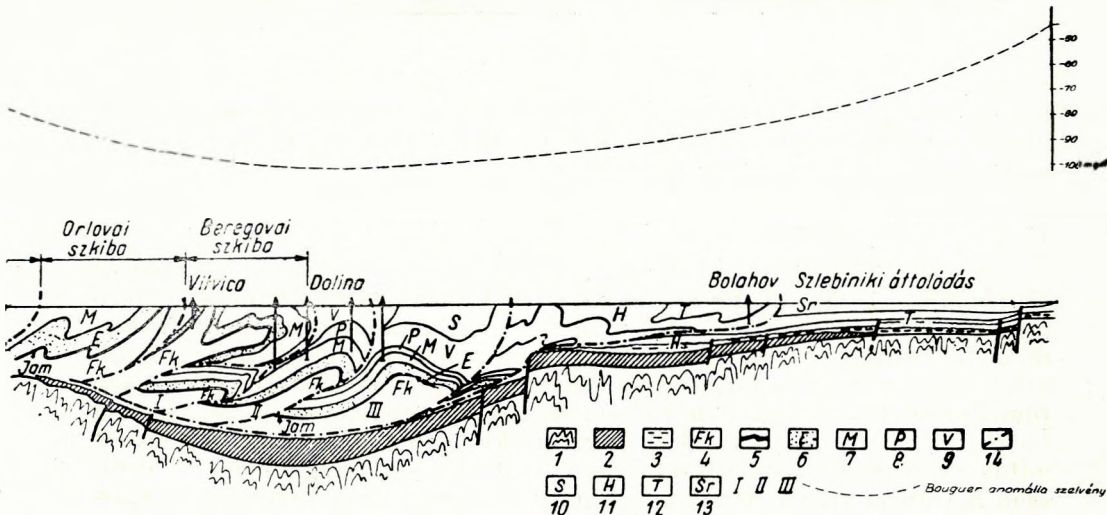
Ha P. E. Holopainen izosztatikus anomátiaterképét összehasonlítjuk a Keleti Alpokon át fektetett földtani szelvényekkel, például Aberer F., Braumüller E., Grill R., Prey S., Janoschek R. és Bürgl K. (21, 22, 23) munkái alapján, egyértelműen megállapíthatjuk a flistómegek elhelyezkedése, vergenciája és a gravitációs anomáliák közötti összefüggést.

### III. A Kárpátok vidéke

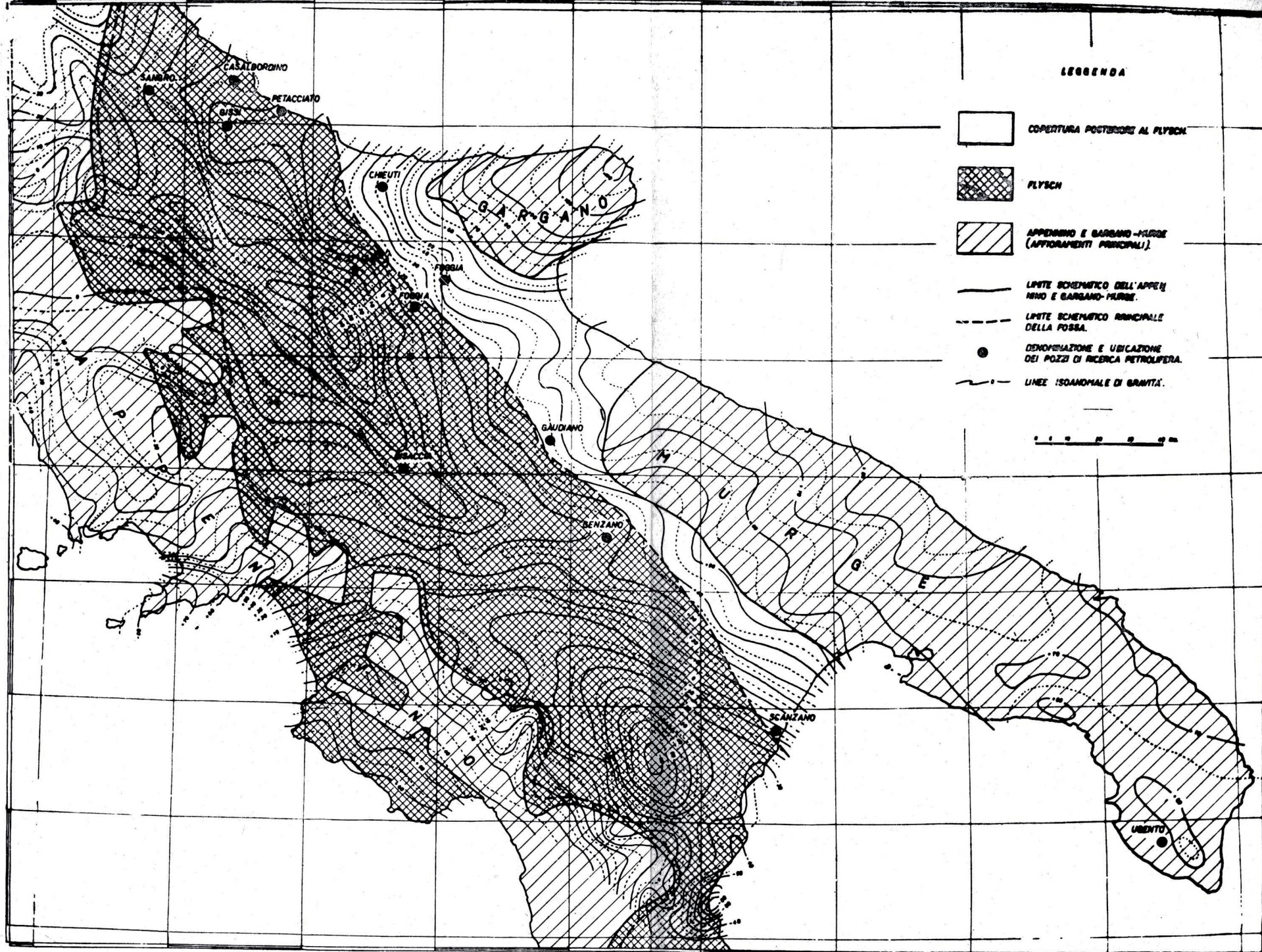
A Keleti Alpok nagy izosztatikus depressziós zónája után a Kárpátok egész ivén át gravitációs minimum-terület mutatkozik mind az izosztatikus, mind a Bouguer-anomáliákban. (24, 25) A Nyugati Kárpátokkal szomszédos, regionális törésvonalak mentén leszakadt Bécsi Medence gravitációs depresszióinak megfelelő területe flistómegeire települtek a fiatal harmadkorú rétegek szénhidrogéntartó szerkezetei. (26)

A Kárpátok gravitációs depresszió-vonulata általában a flistakaró alatti alaphegységmedvédeket tükrözi. A Magas-Tátra környékének megfelelő gravitációs depressziót azonban részben az ottani gránit tömegek autochton része okozhatja.

Az Északkeleti Kárpátok előterében, a Keleti és Déli Kárpátok felé tartva egy szinklinorium vonul, amelyre flistakarók települtek.



5. ábra. Földtani szelvény a Kárpátok előmélyedésén át G. N. Dolenko után



LEGGENDA

- COBERTURA POSTERIORE AL FLYSCH
- FLYSCH
- APPENNINO E GARGANO-FLUGGE (AFFIORAMENTI PRINCIPALI)
- LINEE SCHEMATICHE DELLA FOSSA
- LINEE SCHEMATICHE PRINCIPALI DELLA FOSSA
- DENOMINAZIONE E UBICAZIONE DEI POZZI DI RICERCA PETROLIFERA
- LINEE ISOGRAFIQUE DI GRANTÀ



4. ábra. A délolaszországi flistömegek és gravitációs anomáliák térképe

5. ábránkban G. N. Dolenko (27) szelvényét közöljük, melyet Körössy L. (28) ismertetett kőolajföldtani szempontból. E szelvényből láthatjuk, de különösen V. B. Szollogub értekezéseiből (29, 30) tudjuk, hogy az Északkeleti Kárpátok előterében, az előmélység flisrétegei alatt a fúrások nagyvastagságú jura-korú rétegeket harántoltak.

Szollogub szerint ezen, a Kárpátok keletkezése előtti, jurakorú bemélyedés DK-i folytatását a Moldavai SzSzk területén levő Dobrudzsai előmélység képezi.

Z. R. Olewicz (31) 1959-ben megjelent legújabb munkájában részletesen tárgyalja az Északkeleti Kárpátok flistektonikáját a geofizikai mérések eredményeinek figyelembevételével.

A mediterrán lánchegységek eddig ismertetett részeiben egyöntetűen megállapítható a gravitációs anomáliák és a flistömegek közötti összefüggés.

### *Befejezés*

Az előzőkben röviden összefoglaltuk az egyes területeken végzett vizsgálatok eredményeit.

Az elvégzett kritikai vizsgálatok ismertetésére, azok nagy terjedelme folytán nem térhettünk ki. Megemlítjük azonban, hogy például az egyes országokban a flissel kapcsolatosan végzett laboratóriumi munkák és a kiértékeléssel kapcsolatos számítások nagyjából azonos eredményekre vezettek. A vizsgálatok egy részét a közensűrűség eloszlás megállapítása és az ebből, a gravitációs módszer segítségével levonható következtetések képezték.

Ezek jellegzetes példáiként egyrészt Marchetti (2, 223. old.) megállapítását idézzük, amely szerint: „The average densities of the olistostrome are shaly densities ( $D = 2.3$  to  $24$ ) and even when the olistostromes are strongly heterogeneous, they do not seem to affect the final general outline of the gravity picture”.

Ugyanerre az eredményre jutottak az Északkeleti Kárpátok flistömegeivel foglalkozó Bogdanow, Gurevics és Seresewszkaja (32) szovjet kutatók is, megállapítván, hogy a gravitációs anomáliák kialakításában a terület harmadkorú tektonikai alakulatai, a Kárpáti flis és a molasz antiklinálisai, sűrűségértékeik nagyjából azonos volta miatt csak alárendelt szerepet játszanak.

A szeizmikus módszerek flisterületeken való alkalmazhatóságával kapcsolatosan szerzett széleskörű tapasztalatok (2, 30) is nagyjából egyeznek. Meg kell azonban jegyeznünk, hogy az elmúlt években a Szovjetunióban speciális eljárásokat fejlesztettek ki a flistektonika szeizmikus módszerekkel való regionális és részletes felvételeire a szénhidrogénkutatás céljából.

A jelen értekezésben tárgyalt összefüggések a flisterületekre valószínűleg általános érvényűek. E munkánkban csak azon területeket tárgyaltuk, amelyek e célból végzett vizsgálati eredményeinek birtokában voltunk.

„Der Name Flysch leitet sich aus der Schweiz her, wo damit Gesteine bezeichnet werden, die bei starker Durchfeuchtung zum Fliesen neigen“ (22., 49. old.), irja R. Grill az ausztriai flis képződményekről szólva.

Az előzőkben ismertettük, hogy a flistömegek mozgása általában a tömeg-többletek zónájából a tömeghiányok területeire irányul.

## IRODALOM

1. *Scheffer V.*: Az izosztatikus anomáliák és a hegységképződési vergenciák összefüggése. MTA Műszaki Tudományok Osztálya közleményei. VII. kötet 4. sz. 1952. Budapest.
2. *M. P. Marchetti*; The occurrence of slide and flowage materials (olistostromes) in the tertiary series of Sicily. Congresso Geologico Internacional. Seccion V. Primer Tomo pp. 209–225. Mexico 1957.
3. *M. P. Marchetti*; Summary introduction to geology of Sicily Excursion in Sicily. Roma 1960. pp. 11–13.
4. *E. Beneo*: Sul Microdiapiro di Leonforte e su quelli a Nord di Gela (Sicilia Centrale Meridionale) Rend. Acc. Naz. Lincei; Sc. Fis., Mat. e Nat. Serie VIII. VII. 1–4. Roma 1949.
5. *O. Vecchia*: Lineamenti Geofisici e Geologia profonda nella Sicilia ed aree circostanti, Rivista di Geofisica Applicata. Anno XV. N. 1. Milano 1954.
6. *E. Beneo*: La ricerca petrolifera in Italia meridionale. Bollettino del Servizio Geologico D'Italia Vol. LXXX, 4–5 fasc. pp. 1–12. Roma, 1959.
7. *G. Zaccara e A. Maino*: Rilievo gravimetrico dell'Italia centro-meridionale „Boll. Servizio Geologico d'Italia” 1957. pp. 479–488. Roma.
8. *G. Merla, C. I. Migliorini, R. Signorini, L. Trevisan*: Evoluzione dell'Appennino. Relazione per la Larderello S. p. A, Larderello 1957.
9. *O. Vecchia*: Sui principali caratteri strutturali dell'Italia settentrionale dedotti dalle misure gravimetriche. Rivista di Geofisica Applicata, Milano, 1952.
10. *P. Caloi*: La crosta terrestre, dagli Appennini all'Atlantico, ricostruita sulla base dei rilievi sismici. Annali di Geofisica, Vol. XI. — N. 3–4 Roma, 1958.
11. *G. Merla*: Essay on the geology of the Northern Apennines. I giacimenti gassiferi dell'Europa Occidentale Vol. II. Acc. Naz. dei Lincei. Roma 1959.
12. *V. Scheffer*: Sulle anomalie della gravità e dell'intensità verticale del magnetismo terrestre nell'Italia Settentrionale. Risultati dei rilievi geofisici della Società Petrolifera Italiana. Forno Tarò 1943.
13. *Gignoux M. e Moret L.*: Description géologique du bassin supérieur de la Durance, Trav. Labor. géol. Grenoble 1938, vol 21.
14. *Schneegans D.*: La géologie des nappes de l'Ubaye — Embrunais entre la Durance et l'Ubaye, Mém. Carte géol. France Thèse Fac. Sc Grenoble, 1938.
15. *Lugeon M. e Gagnebin E.*: Observations et vues nouvelles sur la géologie des Préalpes romandes. Mémoires de la Soc. vaudoise des Sc. natur. N. 47, Lausanne 1941.
16. *Lugeon M.*: Une hypothèse sur l'origine du Jura, Bull. Soc. vaudoise des. Sc. natur Vol. 61. Nr. 256. Lausanne 1941.
17. *W. Heiskanen*: Untersuchungen über Schwerkraft und Isostasie. Veröffentlichungen d. Finnisch Geod. Inst. Nr. 4. Helsinki 1924
18. *Schwinner R.*: Geophysikalische Zusammenhänge zwischen Ostalpen und Böhmischer Masse. Gerl. Beitr. z. Geophys. Bd. 23 pp. 35–92. 1929
19. *F. Kossmat*: Die mediterranen Kettengebirge in ihrer Beziehung zum Gleichgewichtszustande der Erdrinde. Abhandl. d. Math.-Phys. Kl. d. Sächsischen Akd. d. Wiss., Bd. 38, Nr. 2. 1921. Leipzig.
20. *P. E. Holopainen*: On the gravity field and the isostatic structure of the Earth's crust in the East Alps. Helsinki, 1947.
21. *F. Aberer und E. Braumüller*: Über Helvetikum und Flysch im Raume nördlich Salzburg — Mitt. d. Geol. Ges. in Wien. 49, S. 1 ff., Wien 1958.

22. R. Grill: Überblick der erdölgeologischen Verhältnisse Österreichs. — Erdöl in Österreich, S. 47 ff., Verlag Natur u. Technik, Wien 1957.
23. R. Janoschek: Über den Stand der Aufschlussarbeiten in der Molassezone Oberösterreichs. Erdöl—Zeitschrift H. 5 Wien 1961.
24. L. Tanni: On the Isostatic Structure of the Earth's Crust in the Carpathian Countries and the related Phenomena. — Publ. of the Isostatic Institute of the Int. Assoc. of Geodesy, No. 11, Helsinki. 1942.
25. V. Scheffer: Some Contributions to the Geophysical Knowledge of the Carpathian Basins. Acta Technica Academiae Scientiarum Hungaricae Tom XXX. Fasc. 3—4 Budapest, 1960.
26. K. Friedl: Das Wiener Becken. — Erdöl in Österreich Verlag Natur und Technik, Wien 1957.
27. G. N. Dolenko: O zakonemernosztjah v raszpredelénia Sztruktura vnutrennej zoni predkarpatszkovo progiba. — Geol. Szbornik Lvovszkvo Geol. Obs. 1957. p. 33—41. Lvov.
28. Körössy L.: Az Északkeleti Kárpátok, az Ung-beregi síkság kőolajföldtani viszonyai és a határos magyar területek kilátásai. Bányászati Lapok 92. évf. 7. szám. Bpest, 1959.
29. V. B. Szollogub: O tektonicseszkom sztrojennii Predkarpatszkogo progiba po dannim szejmicseszkih rabot. (A Keleti Kárpátok előmélységének tektonikai szerkezete a szejmikus kutatás adatai alapján.) Trudi Insztituta Geologicseszkih Nauk A. N. USZSZR Szer. Geofiz. V. 1. 19. old Kiev 1956.
30. V. B. Szollogub: Sztrojennie Predkarpatszkogo progiba po dannim szejmicseszkih iszledovannii (A Keleti Kárpátok előmélységének szerkezete a szejmikus vizsgálatok alapján) Trudi Naucsno proizv. etc. Kiev. 1959.
31. Z. R. Olewicz: Baseny sedymientacynje i strukturalne ziem Polski. Prace Instytutu Naftowego No. 63 Katowice 1959.
32. A. A. Bogdanov, B. L. Gurevics, S. I. Seresevszkája: Die Schwere-Anomalien und ihr Zusammenhang mit den tektonischen Hauptelementen in der Westukraine. — Izvesztija Akademii Nauk CCCR. Ser. Geogr.-geophys. 1950. Nr. 3, 223—231. old. németül: Sowjetwissenschaft Abteilung 4. Jahrg. Heft 1. 1951, 69—78. old. Moszkva.



J. VERŐ

DETERMINATION OF THE ABSOLUTE TELLURIC ELLIPSE  
(STATION ELLIPSE)

The possibilities of the use of telluric measurements could be considerably increased if we could use beside the ratios of areas, other parameters of the ellipses, respectively the ratios of them, too.

For solving this problems, the notion of the so called absolute ellipses or station-ellipses was introduced, which are only dependent on geologic conditions of the measuring point and on ionospheric structure. For the determination of these, a method was shown by G. Kunetz. This method possesses the disadvantage, that it involves rather long lasting measurements and has many sources of error. To eliminate these inconveniences it seems advisable to use the derivatives of the values of the telluric field strength instead of using the values itself.

The lecture deals with the calculation of the station-ellipse based on the  $dV/dt$ -values; the methods of reading the graphs, the influence of the errors and the role of the parameters of the ellipse are discussed, further the number or readings needed and the construction and calculation of the so called relative ellipse, which is characteristic for the interrelation of two measurings points, on the basis of the two absolute ellipses are treated.

**A TELLURIKUS ÁLLOMÁSELLIPSZIS SZÁMÍTÁSA**

VERŐ JÓZSEF

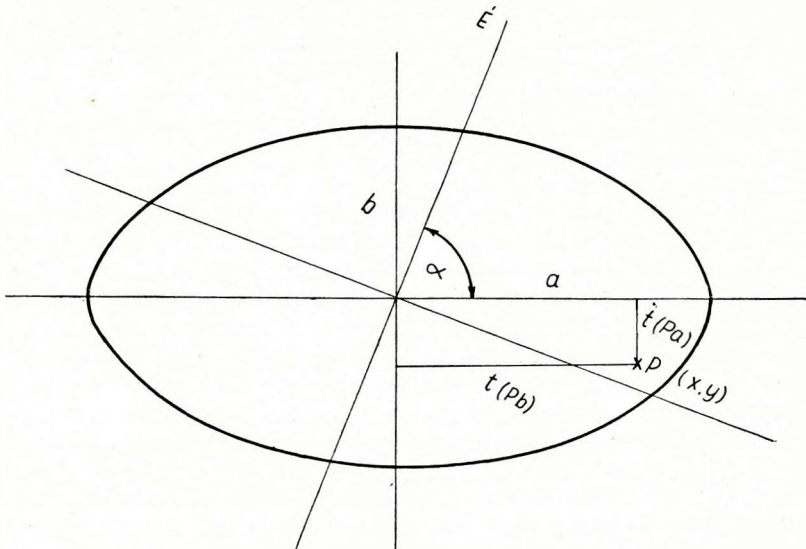
A tellurikus mérések szolgáltatja adatok közül a gyakorlatban többnyire csak a mérőállomáson nyert relatív ellipszis területének arányát szokták felhasználni a bázisállomáshoz viszonyítva. Az ellipszis tengelyirányait, excentricitását a szokványos módszerekkel történő feldolgozásnál ritkán használják. Ha mégis hasznosítani akarjuk ezeket is, akkor nem indulhatunk el a relatív ellipszis módszeréből.

G. Kunetz eredményei alapján ismeretes, hogy a földi áramok eloszlása elliptikus szimmetriát mutat, azaz az egyes irányokban mért potenciálkülönbségek közéértékét megfelelő irányban felrakva, ellipszist nyerünk. Ezt az ellipszist  $\delta$  belső ellipszisnek nevezi és meghatározására többféle módszert is ismertetett egy előadásában. (1) Ahhoz, hogy egy állomáson is vonhassunk le következtetéseket az árameloszlásból, szemléletességre kell törekednünk. Legcélszerűbb az egyes irányokban levő átlagos potenciált közvetlenül kiszámítani, a lehető leg-sűrűbb (pl. 3"-es) időközökben kiolvastva a regisztrátumról a keleti és északi irányú potenciált, s ezeknek a kiolvasásoknak a segítségével megszerkeszteni a belső ellipszist, amelyet mi állomásellipszisnek nevezünk.

Habár ennek az eljárásnak vannak előnyei, korántsem tökéletes. Ugyanis a lassúbb, nagyperiódusú változások miatt rengeteg kiolvasásra van szükség, az esetleges polarizáció teljesen meghamisítja az eredményeket, sőt, ha időközben kompenzálunk, vagy valamilyen oknál fogva potenciálugrás lép fel, ezt a továbbiakban mindig figyelembe kell vennünk ami azt is jelenti, hogy az ugrás kimérésének a hibáját továbbvisszük stb.

Ezeknek a hiányoknak a nagyrészt meg lehet szüntetni úgy, hogy nem a potenciálkülönbséget, hanem ennek idő szerinti differenciálhányadosát olvassuk ki alkalmas szerkezet segítségével. Ennek az az előnye, hogy időközben kompenzálás vagy potenciálugrás esetén ez csak egy értéket hamisít meg, mert a többi differenciálhányadosban nem szerepel. Erre a célra sínen csúszó, kétirányban elmozgathatóan kiképzett, tangensosztású, transzportórt szerkesztettünk. A mozgatható kart a regisztrátum megfelelő pontján a jel mellé illesztve az iránytangenszt leolvashatjuk. Ezt a regisztrálóműszer érzékenységtől és a film eltolásának sebességétől függő állandóval megszorozva, megkapjuk a változásebességet, pl.  $\mu\text{V}/\text{km}/\text{sec}$ -ban. Gyakorlatilag általában elegendő a tangens egy tizedes pontossággal kiolvasnunk. A következőkben geodéziai koordinátarendszerrel dolgozunk, tehát a kezdőpontban északra mutató x-tengellyel.

Ha a változásebességet mindkét komponensben kiolvassuk,  $dV_x/dt - dV_y/dt$  ponthalmazt nyerünk. Ennek a ponthalmaznak a törvényszerűségei lényegileg azonosak a potenciálkülönbségek ponthalmazával. Az állomásellipszis meghatározását azon az elven végezzük, hogy a nagytengely irányától a pontok távolságának négyzetösszege minimum legyen. Egyszerűség kedvéért jelöljük a kiolvasott és az  $\varepsilon$  érzékenységgel



1. ábra Az állomásellipszis egyes adatainak jelentése

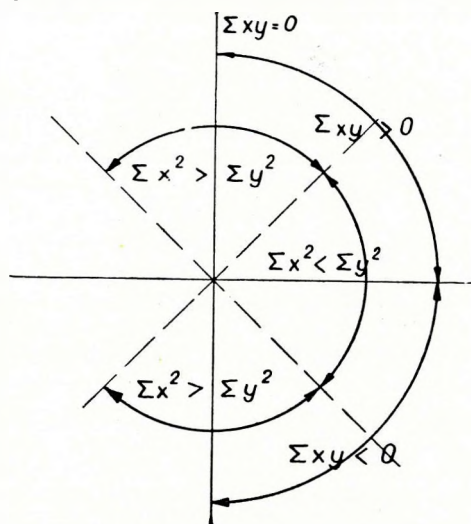
beszorzott ( $\varepsilon = \frac{\varepsilon' E}{60}$  ahol  $\varepsilon'$  a műszer érzékenysége, 1 km-es terítési hosszra átszámítva, E az előtolás percnként (differenciálhányadosokat a következőképpen:  $dV_{x_i}/dt = x_i$ ,  $dV_{y_i}/dt$  pedig  $y_i$ . A nagytengelynek az északi iránnyal bezárt szöge a fenti feltétel alapján (1. ábra):

$$\sum_{i=1}^n t_i^2 = \sum_{i=1}^n (x_i \cos \alpha + y_i \sin \alpha)^2 = \min$$

vagyis

$$\alpha = \frac{\text{arc tg } \frac{2 \sum x_i y_i}{\sum x_i^2 - \sum y_i^2}}{2} \quad (1)$$

Az  $\alpha$  szög nagyságának és a nagytengely térbeli helyzetének eldön-



2. ábra Az állomásellipszis nagytengelyének iránya különböző  $\sum x_i^2$ ,  $\sum y_i^2$ ,  $\sum x_i y_i$  értékek mellett.

tését könnyíti meg a 2. ábra. Az ellipszis tengelyének hossza pedig a másik tengelytől mért távolságnégyzetek átlagából vont négyzetgyök:

$$a = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n t_{(Pb)i}^2}{n}} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i \sin \alpha + y_i \cos \alpha)^2}{n}}$$

$$b = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n t_{(Pa)i}^2}{n}} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i \cos \alpha - y_i \sin \alpha)^2}{n}} \quad (2)$$

Trigonometriai összefüggések és (1) felhasználásával ez a következő alakra hozható:

$$a = \sqrt{\frac{\sum x_i^2 + y_i^2 + \sqrt{(\sum x_i^2 - \sum y_i^2)^2 + 4(\sum x_i y_i)^2}}{2n}}$$

$$b = \sqrt{\frac{\sum x_i^2 + \sum y_i^2 - \sqrt{(\sum x_i^2 - \sum y_i^2)^2 + 4(\sum x_i y_i)^2}}{2n}} \quad (3)$$

Az ellipszis területét leegyszerűbben\*

$$T = \sqrt{\frac{\sum x_i^2 \sum y_i^2 - (\sum x_i \sum y_i)^2}{n}} \quad (4)$$

képlet adja meg.

Az állomásellipszis kellő pontosságú meghatározásához szükséges feltételek megállapítása végett nagyszámú kísérletet végeztünk. Ezek tapasztalatait és eredményét a következőkben foglalhatjuk össze:

1. Nagy gondot kell arra fordítani, hogy a két komponens összetartozó értékpárjai időbelileg valóban pontosan megfeleljenek egymásnak, azaz pontosan az időjellel párhuzamosan egyirányban fekvő pontokban olvassunk ki, mert a fenti képletek kellő pontossággal együvé tartozó  $x_i$  és  $y_i$  értékeket tételeznek fel. A két érték közötti időbeli különbség az ellipszis elfordulását okozza; pl. 20 mm/perc előtolás mellett 20 sec-os változásoknál 1 mm  $54^\circ$ -os, a két komponens közötti fáziseltolódásnak felel meg. A hiba csökkentése végett egy kiolvasási szakaszon belül esetleg többször is be lehet az időjelet állítani, hogy a szabályos hiba véletlen jellegűvé váljék. Ezzel szemben az előtolás 10–15%-os megváltozását egyáltalán nem szükséges figyelembevenni különösen, ha a tevékenység nagysága nem sokat változik. Erre nézve a következő példát hozzuk fel: egy felvételen az előtolás ugrásszerűleg megváltozott 18,8 mm/percről 16,9 mm/percre. Az ellipszist kiszámítottuk úgy is, hogy az egyes szakaszokat a megfelelő előtolás szerinti érzékenységgel számítottuk, majd az összes kiolvasást 18,0 mm/perc átlagos előtolással dolgoztuk fel. Az első szakaszban 80, a másodikban 110  $\mu\text{V}/\text{km}/\text{sec}$  volt az átlagos változás-sebesség, tehát tevékenység-különbség is volt. A két ellipszis:

18,8 és 16,9 mm/perc előtolással	18,0 m/perc előtolással	különbség
$\alpha_1 = 81^\circ$	$\alpha_2 = 81^\circ 24'$	24'
$a_1 = 94,7 \mu\text{V}/\text{km}/\text{sec}$	$a_2 = 93,3 \mu\text{V}/\text{km}/\text{sec}$	1,5%
$b_1 = 27,2 \mu\text{V}/\text{km}/\text{sec}$	$b_2 = 27,4 \mu\text{V}/\text{km}/\text{sec}$	1%
$T_1 = 2580 (\mu\text{V}/\text{km}/\text{sec})^2$	$T_2 = 2550 (\mu\text{V}/\text{km}/\text{sec})^2$	1%

2. A gyakorlatban előforduló polarizáció a mi számításunkat csak igen kicsi, elhanyagolható mértékben zavarja, legfeljebb nagyon pontos számításnál érdemes a polarizáció értékével a kiolvasásokat megjavítani.

3. Az állomásellipszis meghatározásának legkomolyabb problémájára, hogy mennyi adat szükséges, a következőket mondhatjuk. Itt három feladatot kell elkülönítenünk:

\* Az ellipszis területéből a  $\pi/4$  szorzót mindenütt elhagytuk.

a) Keressük egy adott pontban az állomásellipszist. Ehhez még a tangensmódszerrel is nagyon sok kiolvasást kell végeznünk. Pl. a Nagycenk melletti obszervatóriumban a 0—2' periódusú változások állomásellipszisét több, mint 30 000 kiolvasás alapján számítottuk ki. Ilyen számításra azonban csak egyszer van szükség, mert feltehetőleg sem a geológiai, sem az ionoszféra-viszonyok hosszabb idő alatt középértékben nem változnak meg lényegesen.

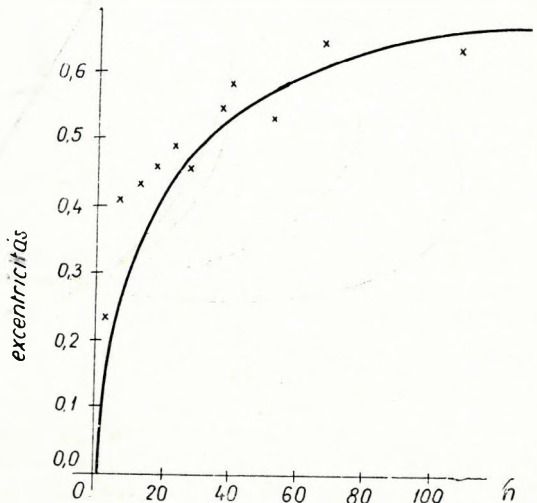
b) A második probléma a következő: adva van egy meghatározott időközről készült felvétel. Ezalatt az idő alatt a változások jellege azonos maradt, így feltehetőleg erre az időre érvényes, ún. időszakos állomásellipszis sem változott sokat. Kérdés, hány adattal lehet jól jellemezni ezt az időközt (az ilyen időközök kb. egy órai időtartamúaknak vehetők fel.) Tapasztalatunk alapján legalább 50, de legfeljebb 100 pontban érdemes a tangenst kiolvasni, lehetőleg az egész szakaszban arányosan elosztva.

Hasonló eredményre jutunk azon az alapon is, hogy a több egymástól független ellipszishől számított átlagos excentricitás a pontok számának növelésekor egy bizonyos határig nő, t. i. ha a pontszám egy, az abszolút ellipszis ennek a pontnak az irányába eső egyenessé válik, majd a pontszám növekedésével egyre jobban megközelíti a valóságos ellipszist. Körülbelül 50—60 az a pontszám, amelynél már az átlagos excentricitás alig változik. (3. ábra).

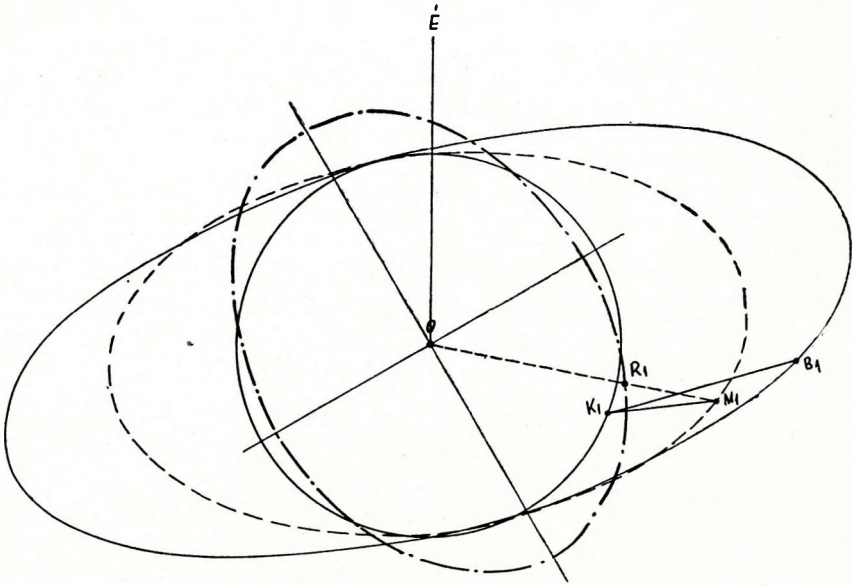
c) A harmadik probléma az első kettő összekapcsolásából keletkezik: adva van egy pont, amelyben ismeretes az állomásellipszis, valamint egy másik, ahol rövidebb ideig végtünk méréseket. Kérdés, hogy a változások jellegének ismeretében (ezt az első pont időszakos abszolút ellipszise jelképezi.), mennyi adat szükséges a másik pont állomásellipszisének megnyugtató meghatározásához. Úgy találtuk, hogy kb. 20—25 előbb említett időköz, tehát 1000 pont már elegendő biztonságot nyújt.

Két pont állomásellipszisének ismeretében meghatározhatjuk a két pont közötti relatív ellipszist. A szerkesztést a 4. ábra mutatja, a számítást az alábbiakban ismertetjük. (5. ábra)

Abból indulunk ki, hogy mindkét ponton az állomásellipszist egy-egy elképzelt pontra vonatkoztatjuk, amelyben homogén az árameloszlás, tehát az állomásellipszis kör. Ebben az esetben az állomásellipszis kapcsolatot teremt a kör egy egységnyi vektora és a kérdéses állomás egy



3. ábra Az átlagos excentricitás különböző pontmennyiségből számított ellipsziseknél



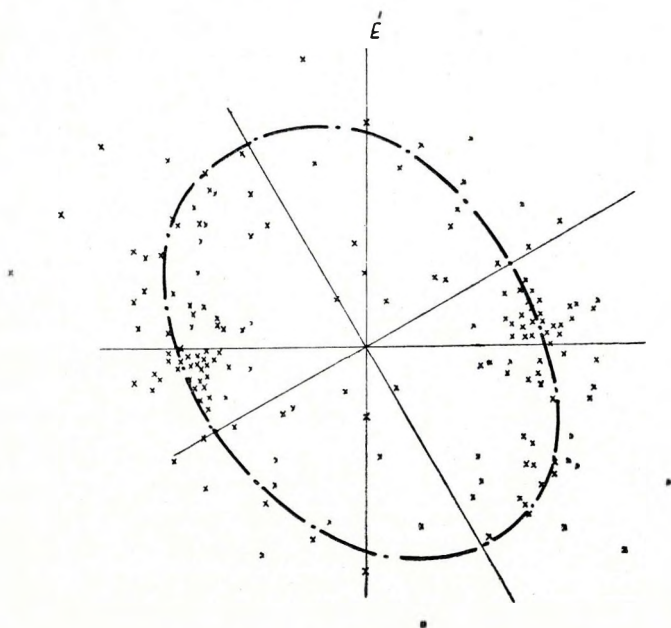
*Néhány dunántúli pontban  
a relatív ellipszis területének  
váltakozása a periódus függvényében.*

4. ábra A relatív ellipszis szerkesztése; az állomásellipszisek megfelelő pontjait a kör egy pontjából ( $K_1$ ) a nagytengelyekkel párhuzamosan rajzolt egyenes metszi ki ( $B_1$  és  $M_1$ ).

ennek megfelelő vektora között, azaz  $b = e \cdot B$ , ill.  $m = e \cdot M$ , ahol  $e$  egységnyi,  $b$  és  $m$  pedig állomásvektor,  $B$  és  $M$  a két állomásnak megfelelő kétdimenziós tenzor, amelynek komponenseit az állomásellipszis ismeretében kiszámíthatjuk. A két egyenletből:

$$m = b \cdot B^{-1} \cdot M \quad (6)$$

A  $B^{-1} \cdot M$  tenzor a relatív ellipszis a mozgó állomás és a bázis állomás között. A tenzorok szorzására és a reciproktenzor képzésére vonatkozó szabályok alkalmazásával könnyen megkaphatjuk a gyakorlati képleteket is a relatív ellipszis számítására. Az állomásellipszis tenzora bizonyíthatólag mindig szimmetrikus tenzor, a relatív ellipszisé már nem. Komponensei a jól ismert  $a$ ,  $b$ ,  $c$ ,  $d$  állandók, a lineáris vektorfüggvény együtthatói. Determináns alakja megadja az ellipszis területét, saját értékei a tengelyeket, a saját értékek iránya pedig a tengelyek irányát. Az összetartozó változásokat az összetartozó képvektorok jelentik. A relatív ellipszis ismeretében a végleges obszervatóriumi állomásellipszis



5. ábra Az állomásellipszisekből kapott relatív ellipszis és közvetlenül meghatározott relatív ellipszis pontok. A bázis és mozgó pont távolsága 250 km volt.

alapján már át lehet számítani az időszakos állomás ellipszist a véglegesre:

( $B'$  és  $M'$  az időszakos,  $B$  és  $M$  a végleges állomásellipszis tenzora.)

$$B'^{-1} \cdot M' = B^{-1} \cdot M \quad (7)$$

ahol már csak  $M$ , a végleges állomásellipszis ismeretlen.

Az egyes állomásellipszisek meghatározásának teljes időszükséglete az obszervatóriumban és a kérdéses ponton külön-külön 1000 kiolvasást véve alapul körülbelül két nap.

Végeredményben tehát a végleges állomásellipszis meghatározása célszerűen két lépésben történik. Az első lépésben az időszakos állomásellipszist határozzuk meg egyidejűleg a mérőállomáson és az obszervatóriumban, majd az obszervatóriumi adatok alapján számítjuk ki a végleges állomásellipszist. Ez így csak kevéssel pontatlanabb, mint az obszervatóriumé.

Összefoglalva megállapíthatjuk, hogy az állomásellipszisnek az eddig használtaknál több adata révén a tellurikus mérések eredményeiből az eddigieknél több következtetést lehet levonni, bár kétségtelen, hogy a lényegesen nagyobb kiolvasó és számító munka miatt ipari kutatásban való alkalmazását be kell gyakorolni.

#### IRODALOM

1. Kunetz, G: Freiburger Forschungshefte, C 32, Geophysik
2. Simonyi, K: Elméleti villamosságtan I.





## DIE AUSWERTUNG DER SCHWERESTÖRUNGEN BEI DICHTÄNDERUNGEN MIT DER TIEFE

VINCENC VYSKOČIL

### *Einleitung*

Bei der quantitativen Auswertung der Schwerestörungen wurde bisher meistens nur eine konstante Dichte der gravimetrisch störenden Massen berücksichtigt. Es zeigt sich aber, dass besonders die vertikalen Dichteänderungen der Sedimente die Ergebnisse der gravimetrischen Auswertung wesentlich beeinflussen können. Beim Vergleich der Dichten der aus verschiedenen Tiefbohrungen abgenommenen Gesteine stellte sich heraus, dass die Dichte der Sedimente mit zunehmender Tiefe steigt. Diese Zunahme hängt mit der Abnahme der Porosität eng zusammen.

Auf den beträchtlichen Wert des vertikalen Dichtegradienten in sedimentären Becken und seine Bedeutung für die Interpretation der Schwerestörungen haben schon einige Geophysiker aufmerksam gemacht. Uhmann\* führt an, dass die Werte des vertikalen Dichtegradienten in Neogenbecken auf dem Gebiete der Tschechoslowakei sich in den Grenzen von 0,1 bis 0,6 gcm<sup>-3</sup>/km bewegen. Die Feststellung der Verschiedenheit der vertikalen Dichtegradienten in einem Becken zeigt auf die Existenz eines horizontalen Dichtegradienten. Verlässliche Angaben über die Werte des horizontalen Gradienten fehlen zwar, sie sind aber wahrscheinlich wesentlich kleiner als die des vertikalen Gradienten.

Wenn man von den allmählichen Dichteänderungen spricht, bedeutet es noch nicht, dass diese Änderungen wirklich ganz stetig sind. Die Annahme einer stetigen Dichtefunktion ist immer eine Approximation, denn besonders an den stratigraphischen Grenzen kommen Dichtesprünge oft vor.

In diesem Beitrage will ich die Möglichkeiten einer quantitativen Interpretation im Falle einer veränderlichen anomalen Dichte erörtern.

Gravitationswirkung der Störungsmassen, deren Dichte eine Funktion der Tiefe ist.

Die übliche Methodik der quantitativen Interpretation beruht auf dem Vergleich der gemessenen Schwerestörungen mit der Gravitationswirkung eines Modells. Als solche Modelle werden meistens einfache geo-

---

\* I. Uhmann: Závislost hustot hornin na hloubce v některých neogenních oblastech ČSR, Práce ústavu pro naftový výzkum č. 31—33, 1956, 5—12.

metrische Körper benutzt. Wenn die Schwerstörung nicht einem einfachen Modell entspricht, muss man eine allgemeinere Form der Störungsmassen wählen, deren Attraktion in der Regel mit Hilfe von Diagrammen bestimmt wird.

Unter der Annahme, dass die Abhängigkeit der Dichte von der Tiefe durch eine Potenzreihe

$$\sigma(z) = \sigma_0 + \sum_{n=1}^m k_n z^n \tag{1}$$

gegeben ist, habe ich in meiner Abhandlung in der Nr. 2 (1958) der Zeitschrift „Studia geophysica et geodetica“ die Attraktion einiger zweidimensionaler Körper (schiefe Stufe, senkrechte Stufe, Prisma) berechnet. Für die Gravitationswirkung  $V_z$  eines rechteckigen Prismas bekommt man z. B. folgende Beziehung

$$V_z(x_0, 0) = \overline{V_z(x_0, 0)} - z \sum_{n=1}^m \frac{k_n}{n+1} \left\{ 2z^{n+1} \operatorname{arc} \operatorname{tg} \frac{x_0 - x}{z} + \right. \\ \left. \begin{array}{l} \text{x) } 2 \sum_{i=0}^{\frac{n-2}{2}} (-1)^i \frac{z^{n-2i}}{n-2i} (x_0 - x)^{2i+1} + (-1)^{\frac{n}{2}} (x_0 - x)^{n+1} \ln[(x_0 - x)^2 + z^2] \\ \text{+} \\ \text{xx) } 2 \sum_{i=0}^{\frac{n-1}{2}} (-1)^i \frac{z^{n-2i}}{n-2i} (x_0 - x)^{2i+1} + (-1)^{\frac{n+1}{2}} 2(x_0 - x)^{n+1} \operatorname{arc} \operatorname{tg} \frac{z}{x_0 - x} \end{array} \right\} \tag{2}$$

Das Symbol  $\overline{V_z(x_0, 0)}$  bedeutet die Attraktion eines Prismas von konstanter Dichte  $\sigma_0$ ; der durch \* bezeichnete Ausdruck gilt bloss für gerade und der durch \*\* bezeichnete Ausdruck gilt nur für ungerade  $n$ .

Um den Einfluss der Dichteänderungen mit der Tiefe auf die Werte von  $V_z$  kennen zu lernen, habe ich einige numerische Beispiele für senkrechte Stufe und für Prisma berechnet. In diesen Beispielen wurde eine quadratische oder bloss lineare Dichtefunktion vorausgesetzt. Zu Vergleichszwecken habe ich auch die Einwirkung ( $V_z$ )<sub>er</sub> des untersuchten Körpers berechnet für den Fall, wenn die Dichte durch die Beziehung

$$\sigma_{er} = \frac{1}{z_2 - z_1} \int_{z_1}^{z_2} \sigma(z) dz \tag{3}$$

gegeben ist.

Die Differenzen

$$\Delta V_z = V_z - (V_z)_{er} \tag{4}$$

ermöglichen dann eine Fehlerabschätzung bei Vernachlässigung der Dichteänderungen. (Abb. 1.)

Ich will hier auch einige numerische Beispiele für senkrechte Stufe und Prisma anführen (Abb. 2.). Der charakteristische Verlauf der Werte von  $V_z$  und  $(V_z)_{ef}$  wird in Abb. 1. für eine senkrechte Stufe und in Abb. 1. für ein Prisma dargestellt. Die numerischen Werte von  $V_z$  und  $\Delta V_z$  werden in Tafel 1. angeführt. (Taf. 1.)

Offensichtlich sind die Werte von  $\Delta V_z$  für eine senkrechte Stufe sehr klein. Den Nullwert erreichen sie über dem Rande der Stufe und für weit entfernte Punkte. Aus dem Verlauf der Werte von  $(V_z)_{ef}$  kann man also richtig den Rand und die Mächtigkeit der Platte bestimmen.

Etwas grössere Differenzen  $\Delta V_z$  bemerken wir im Falle eines Prismas, besonders im Gebiete des Maximums von  $V_z$ .

Allgemein kann man sagen, dass für eine gegebene Dichtefunktion die Differenzen  $\Delta V_z$  von den horizontalen Dimensionen und der Tiefe des Körpers abhängig sind. Je tiefer sich der Körper befindet, desto kleiner sind die Differenzen  $\Delta V_z$ . Bei erheblichen Mächtigkeiten des anomalen Körpers kann man den Wert von  $\Delta V_z$  wesentlich vermindern, wenn man den Körper durch wagrechte Schnitte in zwei oder drei Schichten teilt und in jeder Schicht die zugehörige effektive Dichte  $\sigma_{ef}$  bestimmt.

In den angeführten Beispielen wurden die Extremwerte des Dichtegradiënten benutzt. In Wirklichkeit sind die vertikalen Gradienten in der Regel kleiner. Man kann sagen, dass bei Berechnungen der Gravitationswirkung die effektiven Dichten der Körper benutzt werden können, ohne dass ein beträchtlicher Fehler begangen würde. Die Berechnung der effektiven Dichten ermöglicht die Überführung der Interpretationsaufgabe mit veränderlicher Dichte auf die übliche Aufgabe mit konstanter Dichte.

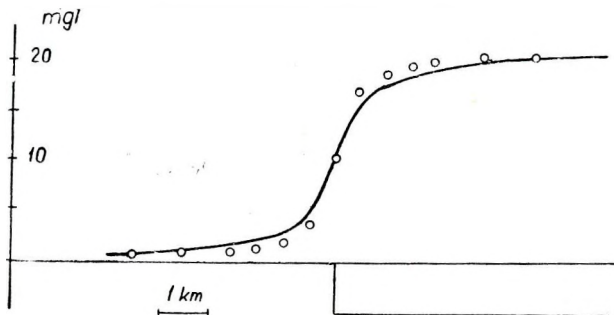


Abb. 1. Werteverlauf von  $V_z$  für eine senkrechte Stufe (Kurve -  $\sigma_{ef} = 0,5 \text{ gcm}^{-3}$ , Ringe -  $\sigma(z) = (1-z) \text{ gcm}^{-3}$ ).

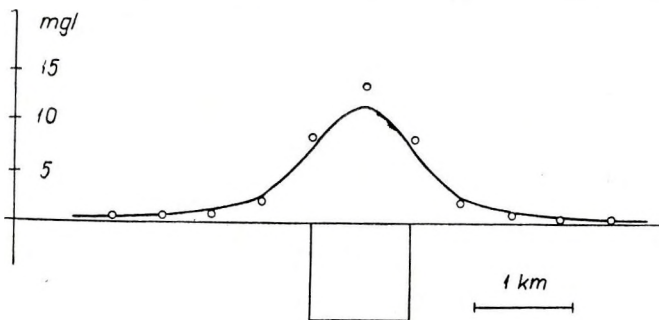


Abb. 2. Werteverlauf von  $V_z$  für ein Prisma (Dichten wie in Abb. 1.).

Die Werte  $V_z$  und  $\Delta V_z$  für senkrechte Stufe und Prisma\*

Taf. 1.

	$\sigma(z) = \frac{\sigma_0 + k_1 z + k_2 z^2}{\sigma_{ef}}$	$x_0$ in km	Senkrechte Stufe		Prisma	
			$V_z$ in mg/l	$\Delta V_z$ in mg/l	$V_z$ in mg/l	$\Delta V_z$ in mg/l
1	$\sigma_0 = 1,0 \text{ gcm}^{-3}$	0,0	10,5	0,0	13,9	2,4
	$k_1 = -1,0 \text{ gcm}^{-3} \text{ km}$	0,5	17,4	1,2	8,4	0,9
	$k_2 = 0,0$	1,0	18,9	0,9	2,1	-0,5
	$\sigma_{ef} = 0,5 \text{ gcm}^{-3}$	2,0	19,8	0,5	0,6	-0,2
2	$\sigma_0 = 0,0$	0,0	10,5	0,0	9,2	-2,3
	$k_1 = 1,0 \text{ gcm}^{-3}$	0,5	15,0	-1,2	6,7	-0,8
	$k_2 = 0,0$	1,0	17,1	-0,9	3,2	0,6
	$\sigma_{ef} = 0,5 \text{ gcm}^{-3}$	2,0	18,8	-0,5	1,0	0,2
3	$\sigma_0 = 1,0 \text{ gcm}^{-3}$	0,0	7,0	0,0	10,2	2,5
	$k_1 = -2,0 \text{ gcm}^{-3} \text{ km}$	0,5	12,1	1,3	5,9	0,9
	$k_2 = 1,0 \text{ gcm}^{-3} \text{ km}$	1,0	12,9	0,9	1,2	-0,5
	$\sigma_{ef} = 0,333 \text{ gcm}^{-3}$	2,0	13,4	0,5	0,3	-0,2

Verhältnismässig leicht kann man den vertikalen Dichtegradienten bei der Berechnung der Attraktion mit Hilfe von Diagrammen in Betracht ziehen. Von denen verschiedener Typen ist zu diesem Zweck das sogenannte Gamburgzev-Diagramm am besten geeignet, weil er aus horizontalen Streifen besteht (Abb. 3.).

Das Diagramm wird für eine konstante Dichte  $\sigma_0$  konstruiert. Wenn wir es für eine in vertikaler Richtung veränderliche Dichte anwenden wollen, müssen wir für jeden Streifen die zugehörige effektive Dichte  $\sigma_{ef}$  feststellen und den Gesamtwert der Attraktion für jeden Streifen mit dem Koeffizienten  $\frac{\sigma_{ef}}{\sigma_0}$  multiplizieren. Bei kleinen Werten des vertikalen Gradienten kann man eine effektive Dichte für mehrere Streifen anwenden.

\* Die vertikalen Dimensionen der Körper:  $z_1 = 0,0 \text{ km}$ ,  $z_2 = 1 \text{ km}$ ; die Breite des Prismas ist 1 km. Der Ursprung der Koordinaten  $x_0$  ist bei der senkrechten Stufe über seinem Rande und beim Prisma über seiner Mitte.

Das Diagramm kann man aber auch so vorbereiten, dass jedes Feld seine konstante Gravitationswirkung aufrecht erhält. Bei verschiedenen Dichtefunktionen unterscheiden sich dann die Mächtigkeiten und Tiefen der Streifen.

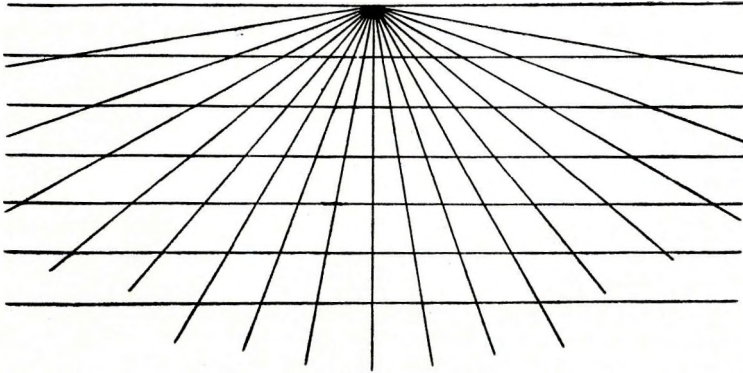


Abb. 3.

Wenn zum Beispiel die Dichte eine lineare Funktion der Tiefe

$$\sigma(z) = \sigma_0 + k_1 z \quad (5)$$

ist, so erhalten wir zur Berechnung der zugehörigen Tiefen  $z_i$  der Streifen die Gleichung

$$\pi \kappa k_1 z_i^2 + 2\pi \kappa k_0 z_i - iV'_z = 0, \quad (6)$$

wo  $V'_z$  die Einwirkung eines Streifens ist. Wenn die Dichte die Exponentialfunktion

$$\sigma(z) = \sigma_0 e^{bz} \quad (7)$$

ist, so bekommen wir die Beziehung

$$e^{bz_i} = \frac{b \cdot i \cdot V'_z}{2\pi \kappa \sigma_0} + 1, \quad (8)$$

aus welcher man die Werte  $z_i$  leicht feststellen kann.

Ähnliche Beziehungen kann man auch zur approximativen Berechnung der Tiefen des Liegenden in sedimentären Becken benutzen. Das entspricht eigentlich der Anwendung der einfachen approximativen Formel

$$h = \frac{V_z}{2\pi \kappa \sigma_0}, \quad (9)$$

welche im Falle konstanter anomaler Dichte  $\sigma_0$  zur Geltung kommt.

Ich will hier noch bemerken, dass bei grösseren Tiefen des Liegenden (ungefähr 2 km und mehr) die anomale Dichte, die den Unterschied zwischen den Gesteinsdichten des Liegenden und den Sedimenten im Hangenden darstellt, nicht mehr so ausgeprägten Wert, wie in den kleineren Tiefen, besitzt. Deshalb ist die Berechnung der Tiefen des Liegenden aus gravimetrischen Angaben in solchen Fällen unsicher und auch die Genauigkeit der Resultate ist dann problematisch. Ganz unrichtige Resultate kann man erzielen, wenn in den Tiefenberechnungen bei Vernachlässigung-vertikalen Dichtegradien die oberflächige anomale Dichte benutzt wird.

### *Schlussfolgerung*

In dieser kurzen Bemerkung zur Problematik der Interpretation bei veränderlicher anomaler Dichte konnte ich nicht alle mannigfaltigen Probleme in Betracht ziehen.

Die Wahl der Interpretationsmethodik hängt hauptsächlich von unseren Kenntnissen der Dichteverhältnisse im untersuchten Gebiet ab. Die Möglichkeiten einer quantitativen Auswertung bei einer mit der Tiefeveränderlichen Dichte muss man in jedem Spezialfall separat abschätzen.

Ich glaube, dass bei den meisten praktischen Auswertungen der Schwerestörungen die einfachen Methoden unter Benutzung der effektiven Dichten und Anwendung der modifizierten Diagramme befriedigende Resultate darbieten können.

**A MAGYAR GEOFIZIKUSOK EGYESÜLETÉNEK  
V. NEMZETKÖZI ANKÉTJÁN MÉG A KÖVETKEZŐ  
ELŐADÁSOK HANGZOTTAK EL:**

AM V. INTERNATIONALEN SYMPOSIUM DES VEREINES  
DER UNGARISCHEN GEOPHYSIKER WURDEN NOCH  
FOLGENDE VORTRÄGE GEHALTEN:

- Bese Vilmos:* Elnöki megnyitó
- Barlai Zoltán:* Szénhidrogéntárolórétegek komplex mélyfúrású geofizikai vizsgálatainak néhány problémája Magyarországon
- Bendefy László:* Kísérlet szintezési alappontok abszolút mozgásának megállapítására
- Boldizsár Tibor:* Új geotermikus adatok a Dunántúlról és az Alföldről
- L. Contantinescu:* Quantitative Auswertung von Schwereanomalien in West-Siebenbürgen
- Gálfi – Stegena:* A földkéreg szerkezete Magyarországon
- Gálfi – Stegena:* Általánosított módszer a kéregvastagság meghatározására
- PS és PP típusú váltóhullámokkal
- G. P. Gorskov:* Some methodological questions of the processing of a seismic material
- Jesch A. és Kiss Gy.:* A jet-perforálás hazai fejlődése és eddigi eredményei
- V. A. Kuzibanov:* A nehézségi erő redukálása a Föld fizikai felszínéről egy külső síkra
- Sz. V. Medvegyev:* A Szovjetunió szeizmikus területfelosztása
- Nyitrai Tibor:* A földáram napi változásai Tihanyban
- Oszlaczky Szilárd:* A földi árapály-jelenségek vizsgálata
- K. Rothe:* Gegenwärtiger Stand der Bohrlochmessungen in der mitteldeutschen Braun- und Steinkohlenebiet
- J. Smolik:* A method of construction of reflecting interfaces, taking account of the curvature of the ray path for the determination of the true velocities for any given sectiondistribution
- Szalai Tibor:* Praealpi építőelemek szerkezete a Keleti Alpok és a Nyugati Kárpátok között
- Szilárd József:* A Sajó völgyében és környékén végzett gravitációs mérések eredményeinek vizsgálata újabb kiértékelés alapján
- V. V. Szollogub:* Az alpi geoszinklinális peremi süllyedékeinek tektonikája a Szovjetunió délnyugati részén és a szomszédos területeken a geofizikai kutatások eredményei alapján
- Szlovjov:* A Vracsa hegység szeizmicitásának összehasonlítása a Szovjetunió néhány területének szeizmicitásával
- Tatár János:* Szénkutató mélyfúrások radiológiai szelvényezése
- A. Zatopek:* Einige Ergebnisse der Mikroseismenforchung in Prag
- D. Zidarov:* Einige hinreichende Bedingungen für die Eindeutigkeit der Lösung der umgekehrten gravimetrischen Aufgabe

## TARTALOM – CONTENTS

<i>Dombai Tibor</i> : Eötvös Loránd, a geofizikus .....	4
<i>Ádám Antal</i> : Földiárammodell .....	13
<i>Ádám Antal és Verő József</i> : Előzetes beszámoló az MTA Geofizikai Kutató Laboratóriumának országos földiáramméréseiről .....	27
<i>Balkay Bálint</i> : A Kisalföld és az afrikai árkok közötti hasonlóságról .....	39
<i>Barta György</i> : A földmágneses tér excentricitásának kapcsolata a Föld három- tengelyűségével .....	46
<i>Bencze Pál</i> : A villámcsapási helyek és a földtani szerkezet közötti összefüggésről	63
<i>Egyed László</i> : A Vörös tenger kialakulásának kérdéséhez .....	69
<i>Groholy Tivadar</i> : Recent Results of the seismic exploration in Hungary .....	77
<i>W. A. Heiskanen</i> : Some recent gravimetric studies on the Isostasy and the thickness of the Earth's Crust .....	79
<i>Honfi Ferenc és Lakatos Sándor</i> : Az egyelektródás lyukszelvényezés elmélete, gyakorlata és lehetőségei .....	91
<i>W. Martin</i> : Refraktionsseismische Übersichts- und Spezialmessungen in der Deutschen Demokratischen Republik .....	97
<i>D. Prosen</i> : Die geophysikalische Tätigkeit des Instituts für geologische For- schungen in Beograd .....	107
<i>Sebestyén Károly</i> : Köszénkutató fúrások karottázs vizsgálatának módszerei ..	137
<i>Scheffer Viktor</i> : A flisprobléma néhány geofizikai vonatkozásáról .....	146
<i>Verő József</i> : A tellurikus állandósági számítása	155
<i>V. Vyskočil</i> : Die Auswertung der Schwerestörungen bei Dichteänderungen mit der Tiefe .....	163