

Annual Report of the Eötvös Loránd Geophysical Institute of Hungary for 1988–89

Годовой отчет Венгерского Геофизического Института им. Лоранда Этвеша
за 1988–89 гг.

A Magyar Állami
Eötvös Loránd
Geofizikai Intézet
1988–89. évi
jelentése





A MAGYAR ÁLLAMI EÖTVÖS LORÁND
GEOFIZIKAI INTÉZET

1988–89. ÉVI JELENTÉSE

ANNUAL REPORT OF THE EÖTVÖS LORÁND GEOPHYSICAL
INSTITUTE OF HUNGARY
FOR 1988–89

ГODOBOЙ OТЧЕТ
BЕHГEPCKOГO ГEOFИЗИЧECKOГO ИHCTИTУTА
ИМ. ЛOPАHДА ЭТBEША
за 1988–89 гг.

Szerkesztő:
Sz. Kilényi Éva

ETO (UDC) 550.3(061.6) (439 Budapest) (058)
HU ISSN 0524-8655

Felelős kiadó: Ráner Géza
Összeállította: Hegybiró Zsuzsanna

1	FÖLDTANI KUTATÁS	11
1.1	Regionális földtani kutatás	13
1.1.1	A Kisalföld regionális geofizikai kutatása	13
1.1.2	A Rába-vonal és az MK-1 reflexiós szeizmikus szelvény menti gravitációs anomáliák értelmezése	19
1.1.3	Észak-Magyarország regionális földtani kutatása (Tellurikus és magnetotellurikus mérések az Ózdi-medencében)	47
1.2	Ásványi nyersanyagkutatás	51
1.2.1	Kőolajkutatás	51
1.2.1.1	Jászvári szeizmikus reflexiós mérések	51
1.2.1.2	Áttekintő geoelektromos mérések néhány eredménye a Jászágban és a Zagyvárókban	58
1.2.1.3	A Szolnok-Törökszentmiklós környékén végzett szeizmikus reflexiós mérések ..	65
1.2.2	Köszénkutatás	70
1.2.2.1	Részletes barnaköszénkutatás a Zsámbék-észak területen	70
1.2.2.2	A geoelektromos rétegvizeléses módszer (GRK) eredményei a balinkai köszénkutatási területen	73
1.2.2.3	Észak-magyarországi miocén barnaköszének geofizikai előkutatása	81
1.2.3	Bauxitkutatás	82
1.2.3.1	Bauxit előkutatás	82
1.2.3.2	Felderítő- és részletes fázisú bauxitgeofizikai kutatás	92
1.2.4	Víz- és torlatkutatás	98
1.2.4.1	Geoelektromos vizkutatás a Rum és Ikervár közötti Rába-partszakaszon	98
1.2.4.2	A gönyüi Duna-part torlatképződményeinek kutatása	104
2	GEOFIZIKAI MÓDSZEREK ÉS MŰSZEREK KUTATÁSA ÉS FEJLESZTÉSE	113
2.1	Szeizmikus módszer- és műszerkutatás	115
2.1.1	Dőlő határfelületre vonatkozó normálkorrekció (DMO) és összegzés előtti migráció (PSM)	115
2.1.2	A horizontális és vertikális felbontóképesség növelésének lehetőségei a szénhidrogén kutatásban	123
2.1.3	Mélyfúrásgeofizikai és szeizmikus adatok együttes feldolgozása személyi számítógépen	131
2.1.4	Bányabeli reflexiós mérések alkalmazhatósága többretegű barnaköszén telepeken	137
2.1.5	Refrakciós tomográfia	143
2.1.6	Épületek rezgésállóságának vizsgálata	146
2.1.7	Mérőműszer kifejlesztése VSP céljaira	150

2.2	Geoelektromos módszer- és műszerkutatás	153
2.2.1	Az elektromágneses tér analitikus lefelé folytatása	153
2.2.2	Elektromágneses szondázásokból származtatott reziduálszelvények	157
2.2.3	Tranziens szondázások direkt inverziójának alkalmazása egy vizkutatási feladat megoldásában	162
2.2.4	Légi-geofizikai mérések alkalmazása a bauxitkutatásban	167
2.2.5	Bányabeli geoelektromos gradiensszelvényezés kifejlesztése	177
2.2.6	Magnetotellurikus műszerfejlesztés	180
2.3	Mélyfúrású geofizikai módszer- és műszerkutatás	185
2.3.1	A mikrolambda eljárás kifejlesztése	185
2.3.2	IBM-AT rendszerű személyi számítógépen alapuló karotázs minicentrum	191
2.3.3	IBM-AT rendszerű személyi számítógépre alapozott karotázs adatgyűjtőrendszer kifejlesztése	195
2.3.4	Kombinált nyomásgradiens-hőmérsékletmérő szonda kifejlesztése	199
3	FÖLDFIZIKAI KUTATÁS	203
3.1	A földmágneses tér vizsgálata	205
3.2	Geodinamikai vizsgálatok	207
3.2.1	A földi árapály tanulmányozása	207
3.2.2	A föld belső szerkezetének geodinamikai vizsgálata	209
3.3	Paleomágneses kutatás	211
3.3.1	A Bükkalja miocén vulkáni szintjének paleomágneses képe	211
3.3.2	A mágneses anizotrópia és felhasználása paleomágneses adatok korrekciójában	218
3.4	Geodéziai gravimetria	225
FÜGGELÉK		229
	Példák az ELGI külföldi tevékenységéből	229
	Könyvtári szolgálat; Kiadványok	239

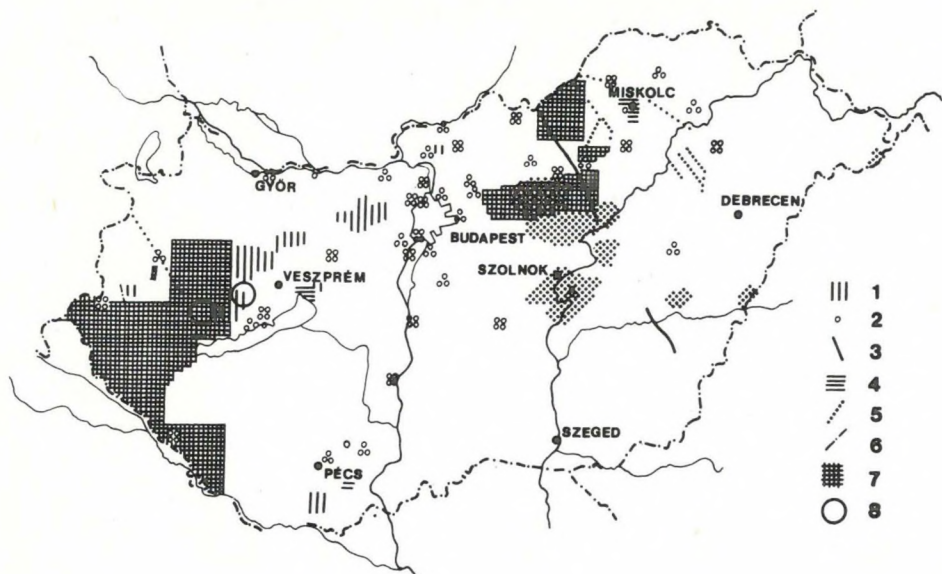
CONTENTS

1	GEOPHYSICAL PROSPECTING	243
2	METHODOLOGICAL AND INSTRUMENTAL RESEARCH	255
2.1	Seismic methodological and instrumental research	257
2.1.1	Dip-moveout (DMO) and prestack migration (PSM)	257
2.1.2	Possibilities to increase the horizontal and vertical resolution in oil and gas prospecting	260
2.1.3	Integrated processing of well-logging and seismic data on personal computers	262
2.1.4	In-mine reflection measurements in multiseam brown coal deposits	264
2.1.5	Refraction tomography: A methodological experiment	266
2.1.6	Investigation of the resistance of buildings to vibrations	267
2.1.7	Developing an instrument for vertical seismic profiling	268
2.2	Geoelectric methodological and instrumental research	271
2.2.1	Downward continuation of electromagnetic field	271
2.2.2	Residual profiles derived from electromagnetic soundings	274
2.2.3	Application of direct inversion of transient soundings to solve a groundwater prospecting task	276
2.2.4	Application of airborne geophysical measurements in bauxite prospecting	278
2.2.5	Development of in-mine geoelectric gradient profiling	283
2.2.6	Magnetotelluric instrumental research	284
2.3	Well-logging methodological and instrumental research	289
2.3.1	Development of the microlambda method	289
2.3.2	Well-logging mini centre based on an IBM-AT compatible personal computer	292
2.3.3	Development of an up-to-date well-logging data acquisition system based on an IBM-AT compatible personal computer	294
2.3.4	Development of a combined pressure gradient-temperature measuring sonde	296
3	EARTH PHYSICS RESEARCH	299
3.1	Investigation of the geomagnetic field	301
3.2	Geodynamic investigations	303
3.2.1	Study of Earth tides	303
3.2.2	Geodynamic investigation of the Earth's interior	305
3.3	Palaeomagnetic studies	307
3.3.1	Palaeomagnetic studies on the Miocene volcanic horizons at the southern margin of the Bükk Mts	307
3.3.2	Magnetic anisotropy and its use in correcting palaeomagnetic data	309
3.4	Geodetic gravimetry	313
	MISCELLANEOUS	315
	Examples of ELGI's activities abroad	315
	Library	319
	Publications	319

СОДЕРЖАНИЕ

1	ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЕ РАБОТЫ	323
2	ИССЛЕДОВАНИЯ В ОБЛАСТИ МЕТОДОВ И АППАРАТУРЫ ..	337
2.1	Методики и аппаратуры сейсморазведки	
2.1.1	Нормальная поправка, относящаяся к наклонной границе (НП), и миграция до сумирования (МДС)	339
2.1.2	Возможности увеличения разрашающей способности по горизонтали и вертикали при разведке нефти и газа	342
2.1.3	Совместная обработка данных промысловой геофизики и сейсморазведки на персональном компьютере	345
2.1.4	Применимость подземной сейсморазведки МОВ а многопластовых угольных залежах	348
2.1.5	Рефракционная томография: методический эксперимент	349
2.1.6	Изучение вибростойкости зданий	351
2.1.7	Разработка измерительного прибора для вертикального сейсмического зондирования	352
2.2	Электроразведка	
2.2.1	Продолжение вниз электромагнитного поля аналитическим способом ..	355
2.2.2	Профили остаточных аномалий по электрормагнитным зондированиям ..	358
2.2.3	Применение прямой инверсии зондирований методом переходных процессов в решении гидрогеологической задачи	360
2.2.4	Применение аэрогеофизических методов в поисках бокситов	363
2.2.5	Разработка подземного электропрофилирования методом градиентов ..	368
2.2.6	Разработка аппаратуры для магнитотеллурических измерений	370
2.3	Разработка методов и аппаратуры для промысловой геофизики	375
2.3.1	Разработка способа микролямбда	375
2.3.2	Каротажный миницентр на основе персонального компьютера IBM-AT ..	379
2.3.3	Разработка современной системы сбора каротажных данных на базе персонального компьютера IBM-AT	381
2.3.4	Разработка комбинированного зонда для измерения температуры и градиента давлений	383
3	ИССЛЕДОВАНИЯ В ОБЛАСТИ ФИЗИКИ ЗЕМЛИ	
3.1	Изучение геомагнитного поля	387
3.2	Геодинамические исследования	389
3.2.1	Изучение земных приливов	389
3.2.2	Геодинамическое исследование внутренней структуры земли	391
3.3	Палеомагнитные измерения	393
3.3.1	Палеомагнитный образ миоценого вулканогенного комплекса Бюккалья ..	393
3.3.2	Магнитная анизотропия и ее использование в поправке палеомагнитных данных	395
3.4	Геодезическая гравиметрия	398
	ДОПОЛНЕНИЕ	403
	Примеры деятельности ЭЛГИ за рубежом	403
	Работа библиотеки	407
	Издания	407

1 FÖLDTANI KUTATÁS



1. ábra. Az ELGI terepi mérései 1988–89-ben

- 1 — ásványi nyersanyagok komplex kutatása
- 2 — mérnökgeofizikai, vízföldtani és környezetvédelmi kutatás
- 3 — földkéreg- és litoszférakutatás
- 4 — gravitációs és földmágneses mérés
- 5 — szeizmikus kutatás
- 6 — geoelektromos szelvénymenti mérés
- 7 — geoelektromos területi mérés
- 8 — légi-geofizikai kutatás

Fig. 1. Field work of ELGI, 1988–89

- 1—integrated prospecting for minerals
- 2—hydrogeological, civil engineering, and environmental projects
- 3—crustal and lithospheric investigations
- 4—gravity and geomagnetic survey
- 5—seismic survey
- 6—geoelectric profiles
- 7—geoelectric network
- 8—aero-geophysical survey

Рис. 1. Полевые работы ЭЛГИ за 1988–89 гг.

- 1 — комплексные работы на полезные ископаемые
- 2 — инженерно-геофизические и гидрогеологические изыскания
- 3 — изучение земной коры и литосферы
- 4 — гравиразведка и магниторазведка
- 5 — сейсморазведка
- 6 — электроразведка в профильном варианте
- 7 — электроразведка в площадном варианте
- 8 — аэрогеофизические измерения

1.1 REGIONÁLIS FÖLDTANI KUTATÁS

1.1.1 A Kisalföld regionális geofizikai kutatása*

A tájegység komplex földtani kutatása az 1982-ben elfogadott program alapján, összehangolt MÁFI–ELGI éves munkatervek szerint valósult meg. A program menetrendje szerint a geofizikai vizsgálatok alapját képező terepi mérések — módszerenként időben eltolódva — 1989 végéig befejeződtek. Ez lehetőséget biztosít, hogy a 8 éves kutatás fontosabb adatairól és néhány eredményéről áttekintést adjunk.

A kisalföldi kutatási programon belül a geofizikai mérések célja: a változatos kifejlődésű és településű medenceüledékek, továbbá a különböző korú és szerkezeti helyzetű aljzati képződmények fizikai paramétereinek meghatározásával egységes geofizikai adatbázis és térképsorozat létrehozása. A kutatás eredményeit elsősorban a regionális földtani értelmezés, a területi vízgazdálkodás, a környezetvédelem, a mezőgazdaság és a településfejlesztés hasznosíthatja, de egyes térképeknek fontos szerepe lehet a szénhidrogén és melegvízkutatás terén is.

A különböző módszereket alkalmazó kutatás a behatolási mélység, fizikai felbontóképesség, a várható eredményesség alapján három mélységintervallumra terjedt ki: a

- felszínközeli (10–20 m) rétegeket mérnökgeofizikai szondázásokkal (MGS),
- közepes mélységig (500–700 m) települt képződményeket VES és GP módszerekkel,
- a medence nagyszerkezeti elemeit tellurikus (TE), magnetotellurikus (MT) és szeizmikus mérésekkel vizsgáltuk.

A kutatás 1982-ben a Győr D-i térképlap területén indult. Évenként átlagosan egy db 1:100 000 méretarányú térképlapot (kb. 1500 km²) mértünk fel. Az egyes módszereket a megoldandó feladat szerint csoportosítottuk, illetve alakítottuk ki a terepi paraméterek és a módszerek területi egymásutánosságának rendjét.

* Hobot J., Dudás J., Fejes I., Milánkovich A., Pápa A., Nemesi L., Varga G.

a) *A felszínközeli rétegek vizsgálatára* végzett MGS mérések részletesebb összefoglalását az 1987. Évi jelentésben adtuk meg. Emlékeztetésül: a módszert a földtani térképezés eszközeként, a MÁFI sekélyfúrásaival párhuzamosan alkalmaztuk a felszínközeli rétegek műszaki-földtani paramétereinek vizsgálatára. A kutatás során kb. 12 000 km² területen, 1758 ponton, 18 578 m összhosszban történt négyparaméteres MGS mérés. A mérési adatokból számítógépes megjelenítő programmal földtani rétegsorok és litológiai rétegminősítések készültek. Ezek a térképező fúrásokból származó eredményekkel közös értelmezés után épülnek be a MÁFI különböző földtani, vízföldtani, agrogeológiai, építésföldtani stb. térképsorozataiba. Az MGS mérések tényanyagát és az értelmezett szelvények nagy részét mágneslemezen tároljuk, amelyek a földtani adatokkal egységes bázissá szervezhetőek.

b) *A közepes mélységű kutatások* az 500–700 m mélységig települt — első sorban a pleisztocén és felső pannon — összletek vizsgálatára irányultak. Célunk e képződmények üledékföldtani, vízföldtani viszonyainak regionális megismerése. A kutatásban geoelektromos ellenállás (VES) és gerjesztett potenciál (GP) méréseket alkalmaztunk.

A kisalföldi kutatási programban méréseink mintegy 9000 km²-re terjedtek ki. A kutatás 8 éve alatt 1268 ponton végeztünk AB = 4000 m-es VES mérést. E pontok 22%-án, 284 ponton AB = 800 m-es GP szondázást, a többi ponton, különböző AB-távolságok mellett összesen 5515 GP-szelvénypont mérést (GPP) is végeztünk. A VES–GP ponthálózat sűrűsége: 5–7 km²/pont. A mérések éves tényadatait az *I. táblázat* foglalja össze.

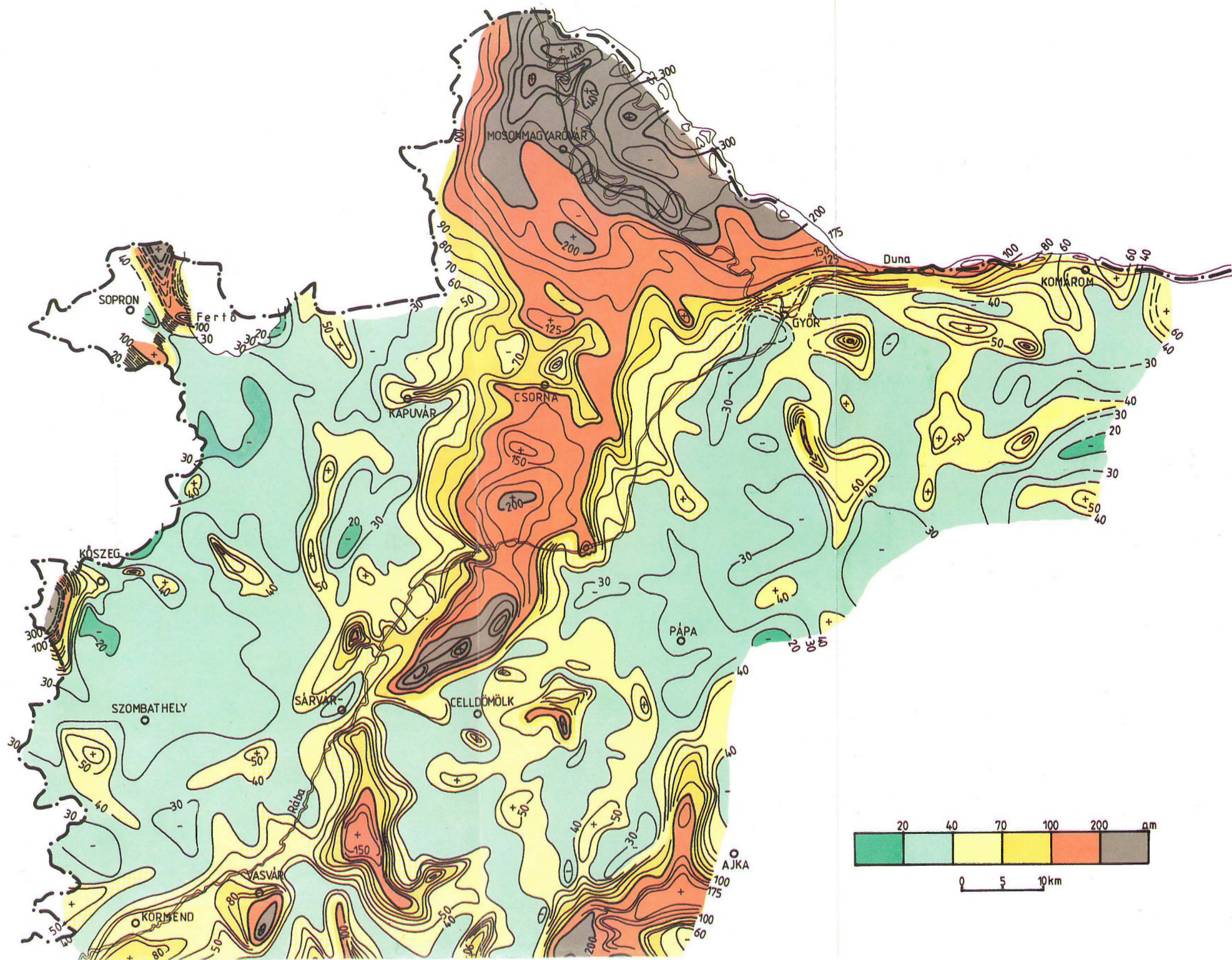
ÉV	VES	GPS	GPP	km ² /pont	szerkesztett térképek szelvények száma	
1982	160	53	600	7,5	13	4
1983	240	81	820	5,6	14	9
1984	256	88	935	5,7	13	3
1985	201	72	1060	5,4	13	3
1986	215	10	1110	6,0	13	4
1987	196	—	990	6,5	13	4
1990	Adatbázis, zárójelentés			—	—	—
Össz.:	1268	284	5515	átl. 6,0	79	27

I. táblázat. A Kisalföldön végzett közepes mélységű (500–700 m) kutatás teljesítményadatai

Table I. Production data of medium-depth (500–700 m) prospecting on the Little Hungarian Plain

Таблица I. Данные по выполнению среднелюбинных (500–700 м) исследований в Малой Венгерской впадине

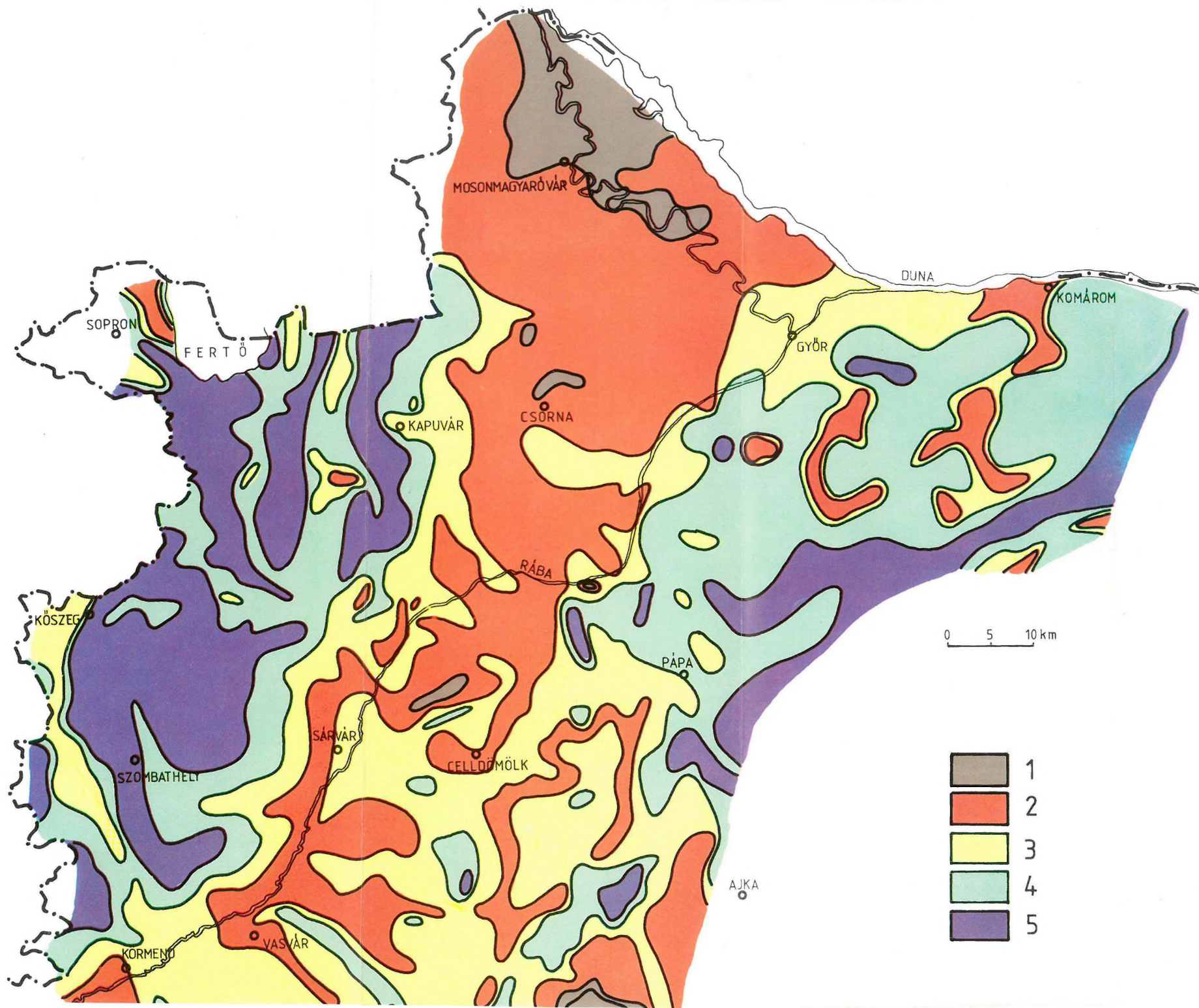
Megjegyzés: A táblázat nem tartalmazza a kisalföldi mérésekhez kapcsolódó 1988–89. évi zalai méréseket



2. ábra. Átlagellenállás térkép 100 m mélységig

Fig. 2. Average resistivity to a depth of 100 m

Рис. 2. Карта средних сопротивлений до глубин 100 м



3. ábra. Litológiai térkép 150–200 m mélységig

1 — az öszlet 70–80%-a kavics, durva homok, homok; 2 — az öszlet 60–70%-a homok, finom homok; 3 — az öszlet kb. 50%-a homok, finom homok; 4 — az öszlet 20–30%-a finom homok, kőzetliszt; 5 — az öszlet túlnyomórészt impermeábilis

Fig. 3. Lithological sketch to a depth of 150–200 m

1—70–80% of the complex is gravel, coarse sand, sand; 2—60–70% sand, fine-grained sand; 3—about 50% fine-grained sand, sand; 4—20–30% fine-grained sand, aleurite; 5—practically impermeable

Рис. 3. Литологическая карта до глубин 150–200 м

1 — толща на 70–80% состоит из галечников, грубых песков и песков; 2 — толща на 60–70% состоит из песков и тонких песков; 3 — толща на приблизительно 50–50% состоит из тонких песков и глин; 4 — толща на 20–30% состоит из тонких песков и алевритов; 5 — толща практически непроницаемая

A kutatások eredményeit a méréseket követő évben jelentésekben foglaltuk össze. A jelentések szelvény- és térképanyaga 1:100 000-es léptékű. A VES-GP mérések paramétereit és kiértékelési adatait mágneslemezen tároljuk. Az egységes adatbázis kialakítása IBM AT személyi számítógépre folyamatban van.

A mérésekkel vizsgált mélységtartomány képződményeinek horizontális és vertikális felépítéséről a VES görbék számítógépes modellezéséből származó rétegellenállás és vastagsági viszonyok adnak képet. Ezek a korábbi évi jelentésekben közölt rétegszelvények és a különböző mélységintervallumokra szerkesztett átlagellenállás térképek alapján ismertek. A VES mérésekkel jól követhető volt a pleisztocén–felső pannon, a peremeknél a felső- és alsópannon határa és az idősebb paleozoós–mezozoós aljzat felszíne is.

Az üledékes összlet regionális ellenállás-változásait a 100 m behatolási mélységre szerkesztett térképen (2. ábra) mutatjuk be. A térkép szembetűnően nagy ellenállással (70–300 Ω m) jelzi Szigetköz térségében É-on a Duna és a Lajta, D-en a Duna és a Rába kavicsteraszaiból képződött hordalékkúpot, valamint a Rába és néhány ösfolyó különböző vastagságú hordalékanyagát. Nagy fajlagos ellenállással jelentkeznek a medenceperemi kismélységű aljzat közei is (Ajka–Sümeg, Kőszeg, Sopron).

A látszólagos polarizálhatóság (P_a) laza üledékekre jellemző értékei az egész Kisalföldön 1–6% között változnak. Ezek önállóan nem, de az azonos mélységre meghatározott látszólagos ellenállás adatokkal együtt értelmezve üledékminőségre adnak becslési lehetőséget (lásd ELGI Évi jelentés 1983–1987.). A két paraméter együttesen a jelentős átfedések ellenére is meghatároz egy szemcseméret-intervallumot. Ugyanis az üledékképződés során ritkán alakul ki pl. 0,04 mm szemcseátmérőjű vastag finom homokréteg, valószínűbb, hogy az ilyenek minősített rétegben a szemcseméret zömmel 0,02–0,08 mm között változik.

A felszínen mért ρ_a – P_a értékpárokból — az ellenállás és a GP térképekhez hasonlóan — több mélységintervallumra — látszólagos szemcseméret (d) eloszlási vázlatok készültek, amelyek közelítően a litológiát tükrözik az adott mélységközben. E vázlatokból összesítő litológiai térképet szerkesztettünk (3. ábra), amelyben a különböző szemcsemérettel jellemzett képződmények regionális elterjedése látható, a felszíntől 150–200 méterig. Az izovonalak az összletben uralkodó szemcseméret változásait, illetve litológiai határokat jelzik. A térkép hidrogeológiai paraméterekre, porozitásra, vízvezető képességre stb. ad értelemszerű becslési lehetőséget. Jól lehatárolhatók a részletes kutatásra érdemes, víznyerésre legkedvezőbb homokos-kavicsos rétegeket tartalmazó összletek, illetve a kedvezőtlen, kevés homokréteggel bíró agyagos, kőzetlisztes rétegsorok térségei. A térképen színezéssel, és öt minősítő kategóriával a következő vízföldtani értékelés adható a 150–200 m mélységig települt képződményekre.

Az 1-el jelzett területeken az összlet ellenállása nagy (70–300 Ω m), a polarizálhatóság (P) alacsony, 1–1,5%. Az összletet 70–80%-ban kavics, durva kavics, alárendelten homokrétegek építik fel. Víznyerésre jó területek.

A 2-jelű területeken az összlet ellenállása 50–100 Ω m közötti, a P értékei 1,5–2,5% között változnak. Az összlet rétegsora 60–70%-ban homok, durva

homokrétegeket tartalmaz. Ezek a területek vízfeltáráásra a legkedvezőbbek. Ide sorolható a Szigetköz és tágabb térsége, a Rába-völgy nagy része és a térképen számos kisebb terület.

3-jelű, az előbbi területekhez kapcsolódó, kevesebb és vékonyabb homokréteget tartalmazó összletek ellenállása 30–60 Ω m, a polarizálhatóság közepes, 2–3,5% közötti. Vízföldtanilag közepes minőségű területek, ahol a homok-agyag-rétegek aránya 50–50%. Főleg a Kisalföld DK-i részén fordulnak elő.

A 4-jelű területeken a képződmények ellenállása 20–40 Ω m, a P%-os értékei magasak, 3–5% közöttiek. A rétegsort agyag, kőzetliszt és kevés homok alkotja. Víznyerésre előnytelen területek, a vízadókat vékony homoklencsék képezik. Ilyen területek a medence ÉK-i és Ny-i peremén nagy kiterjedésben található.

Az 5-jelű területek regionális vízföldtani megítélése kedvezőtlen. Az összlet ellenállása 10–20 Ω m, a polarizálhatóság az agyagra jellemző alacsony érték 0,5–1,0% közötti. Előfordulnak 3–4%-os P-értékek is, de ezeket a rétegsorban lévő lignitek okozzák.

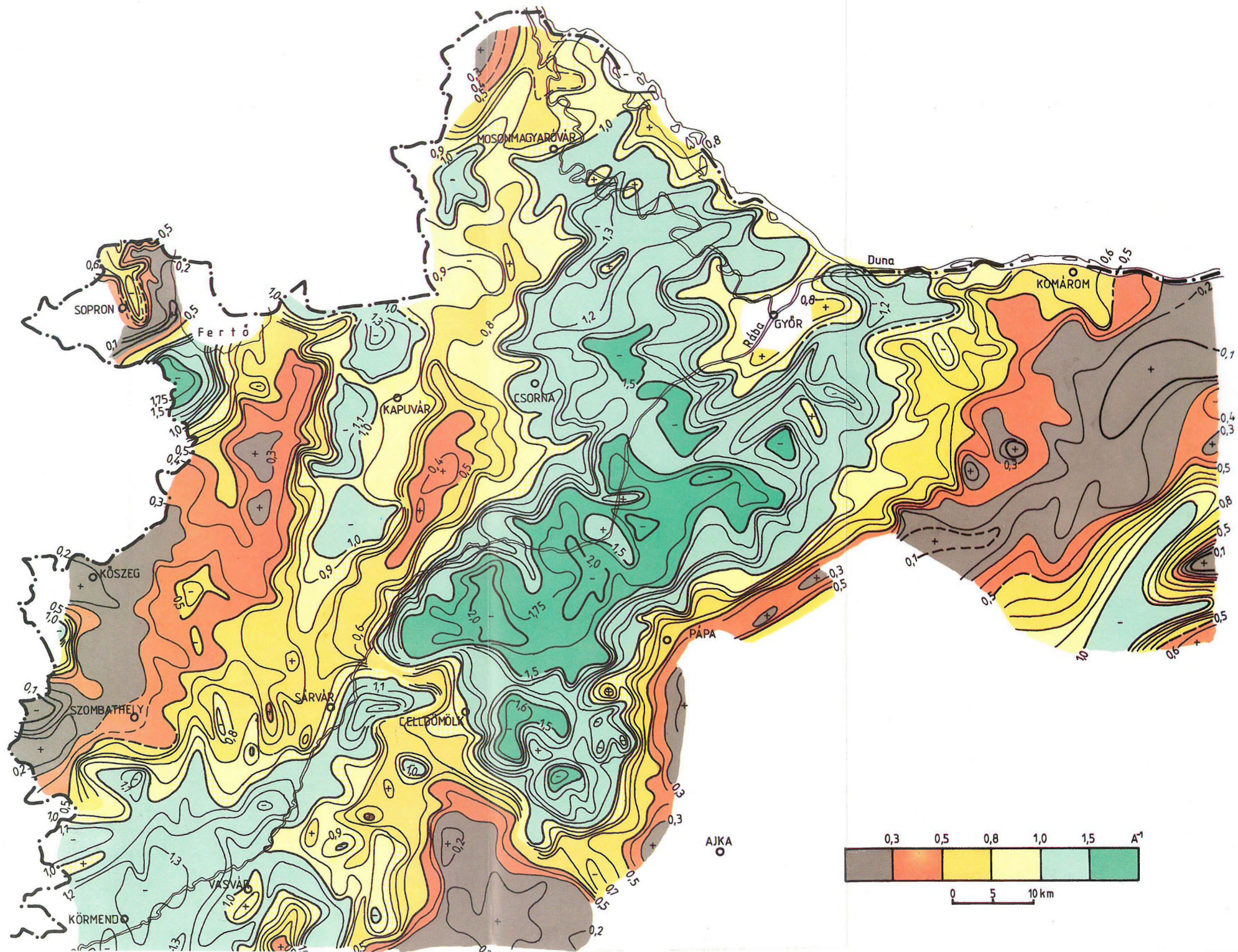
A Kisalföld regionális vízföldtani elemzése egyetlen globális térkép alapján csak közelítő lehet, a következtetések azonban fúrásokkal alátámasztott adatokon nyugszanak, a mérési sűrűségnek megfelelőek.

c) *Mélyszerkezeti kutatásaink* tervezésénél figyelemmel voltunk a korábbi mélyszerkezeti vizsgálatokra, valamint arra, hogy az ELGI tevékenységével párhuzamosan a GKV — egy nagyságrenddel nagyobb ráfordítással, korszerű szeizmikus és geoelektromos eszközökkel — részletező szénhidrogén-kutatást végez a Kisalföld egyes területein. Feladataink megfogalmazásánál ezért nagyobb szerepet az egész Kisalföldre kiterjedő kvázihálózatos tellurikus méréseknek és az átnézetes magnetotellurikus–szeizmikus szelvényhálózatnak szántunk. Úgy ítéljük, hogy ilyen összetételű kutatással teljesebbé tehetjük a medence üledékeinek, az aljzatnak és belső szerkezetének, végső soron az egész medence nagyszerkezeti viszonyainak megismerését.

Kutatásaink az egész Kisalföldre kiterjedtek. A különböző mérések a szükségeszerű egymásutánosság betartásával, évenként néhány hónapon keresztül, 8 éven át folytak. Ezek lényegesebb adatait a *II. táblázat* foglalja össze.

A táblázatban felsorolt mérések közül a tellurika 4,3 km²/pont sűrűséggel lefedi a teljes Kisalföldet. Vonalmenti MT szondázásokat mintegy 360 km hosszon, 2–2,5 km pontközzel végeztük. A 12x100%-os fedésű szeizmikus mérést négy MT-vonalon, 174,1 km szelvényhosszban végeztünk, vibrációs gerjesztéssel. A mérések előzetes földtani értelmezésénél felhasználtuk a korábbi években mért földtani alapszelvényeket (MK–1, MK–3), valamint a DKH–1, DKH–2 jelű MT szelvényeket is. Ezek a folyamatban lévő nagyszerkezeti elemzés lehetőségét 60 MTS ponttal és 80 km szeizmikus szelvényanyaggal bővítik, és elősegítik az ún. kéreganomáliák tanulmányozását is.

A kutatásokról 1:100 000 léptékű melléklet anyaggal éves jelentésekben beszámoltunk. Lokális hálózatu Δg sűrítő mérések adataival reambuláltuk a gravitációs térképeket. Az 1989. évi Geofizikai Vándorgyűlésen a kutatás előzetes eredményeit bemutattuk. E célból az éves részeredményekből az alábbi 1:200 000 méretarányú előzetes szelvények, térképek készültek;



4. ábra. Tellurikus izoarea térkép
Fig. 4. Telluric isoarea map
Рис. 4. Карта теллурических изоаралов

Év	TE-pont	MTS-pont	szeizmika
1982	290	–	–
1983	321	11	–
1984	517	30	–
1985	360	30	51,8 km
1986	–	20	31,4 km
1987	342	20	30,1 km
1988	287	21	34,2 km
1989	–	25	26,6 km
1990	Adatbázis, zárójelentés		
	2117	157	174,1 km

II. táblázat. A Kisalföldön végzett mélyszerkezet-kutatás teljesítményadatai

Table II. Production data of deep structural exploration on the Little Hungarian Plain

Таблица II. Данные по выполнению глубинных структурных исследований в Малой Венгерской впадине

- tellurikus izoarea térkép,
- medenceüledék izoohm (Q_a) térképe,
- a neogén medencealjzat ellenállásának térképe,
- komplex MT és szeizmikus szelvények,
- preausztriai aljzat regionális mélységtérképe,
- a medence nagyszerkezeti modellje.

E térképek komplex geofizikai elemzését és földtani értelmezését az 1989. évi mérésekből származó információk figyelembevételével az 1990. évi zárójelentésben végezzük el. Előzetesként a tellurikus izoarea térképet, a medenceüledék átlagellenállásának (Q_a), és a medencealjzat ellenállásának regionális térképét adjuk meg.

A tellurikus izoarea térkép (4. ábra) a Pannonhalmától D-re lévő főbázisra számolt értékekből készült. Anomáliái a medence nagyobb részén a harmadkor előtti aljzat mélységviszonyait tükrözik. A gravitációs szűrt térképpel összevetve, a terület nagy részén jó a korreláció. Ez különösen a Ny-i területekre igaz, ami azt jelenti, hogy ott a medence szerkezete egyszerűbb, az üledékek felépítése egyveretűbb, az aljzat nagy ellenállású, közzettanilag homogénebb. A földmágneses ΔZ -anomáliákkal nincs hasonlóság, ami azt látszik bizonyítani, hogy a mágneses hatók aljzatban lévő testek, vagy a felszín közelébe jutott kistömegű fiatal bazaltok. Az izoarea térkép tartalmazza az üledékösszlet ellenállás-inhomogenitásait. Ez a hatás a Kisalföld mélyzónájában, főleg Győr térségében, elnyomja az aljzat mélységváltozásának hatását is. Az inhomogenitás az üledék nagyobb kompaktációjával, cementáltabb összlettel, vagy a durvább szemű negyedkori képződményekkel magyarázható. A Kőszegi-hegység K-i előterében, de különösen a medence középhegységi peremrészein a tellurikus anomáliák értékére és alakjára az aljzat ellenállásának lokális és regionális változásai is hatnak. Az MT mérésekből a jelzett inhomogenitások (üledékellenállás, aljzatellenállás-változások) kiszűrhetők, s a korrigált tellurikus térkép közelítően már mindenütt az aljzatot jelzi.

Az üledékek ellenállását (Q_σ) jelző izoohm térkép (5. ábra) a harmadkor előtti aljzatra települt teljes összlet globális litológiájáról ad képet. Megállapítható, hogy a kismélységű medencerészek üledékeinek fajlagos ellenállása viszonylag nagy. Minél sekélyebb, annál nagyobb. Kivétel a Szigetköz térsége — aminek valószínű okait a TE térképnél indokoltuk — valamint Csorna–Mihályi környéke. Az utóbbi anomália okát más adatokkal összefüggésben még vizsgálni kell. A 2000–4000 m mélységű medencerészekben a legkisebbek a Q_σ értékek, jelezvén az üledékösszlet CH-képződésre kedvező legagyagosabb zónáit.

Az MT-mérések lényeges eredménye az aljzat ellenállástérképe (6. ábra). A jelentős ellenállás-változások pásztákba rendeződve, hasonlóságot mutatnak a MÁFI fedetlen földtani térképével. Az ellenállás maximumok a medence K-i, DK-i részén több fúrásból ismert mezozoós karbonátos kifejlődésű aljzattal, a Ny-i területeken és Mihályi, Mosonmagyaróvár vonalában viszont paleozoós képződményekkel azonosíthatók. Az ellenállás minimumai az aljzat nagyszerkezeti vonalainak töredezett zónáit jelzik. Pl. a Mihályi gerinc Ny-i határvonalán, vagy az általunk Rába vonallal azonosított Gércé–Rábapatoná irányban húzódó sávban, ahol szerepe lehet a márgás kifejlődésű mezozoós aljzatnak is, amelyet a Dunántúli-középhegység területén 30–40 Ω m fajlagos ellenállással ismertünk meg.

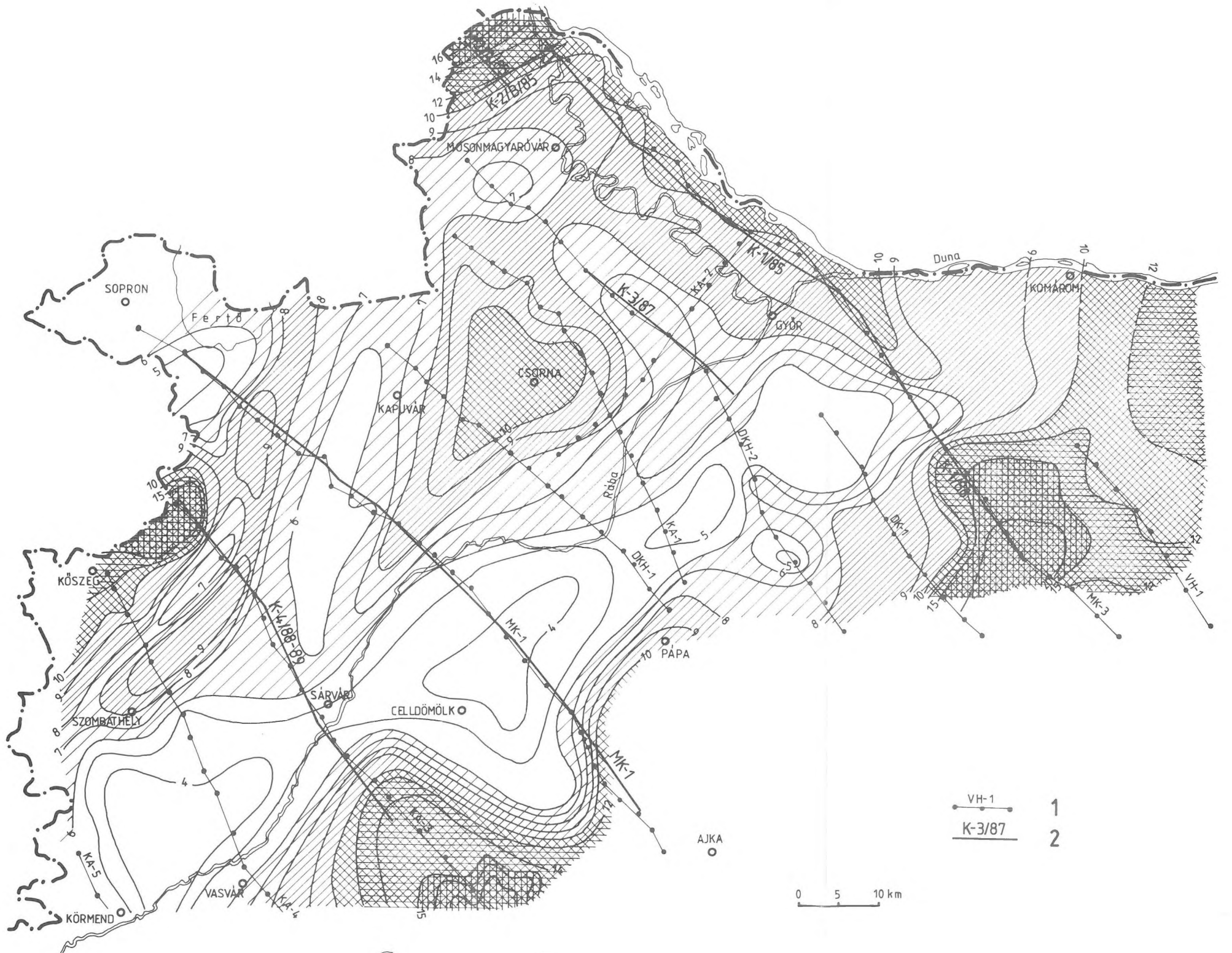
A szeizmikus mérések 1988–89. évi eredményeit mutatjuk be a K–4/88–89 reflexiós időszelvényen (7. ábra). A szeizmikus vonalat az 5. ábrán jelzett nyomvonal mentén mértük. Az időszelvénybe a közelébe eső összes fúrás (Zsira–1, Bük–1, –2, Ölbő–3, Ikervár–6, Sótöny–1, –2) adatát bevetítettük és korreláltuk. Feltüntettük továbbá a Bouguer-anomália (Δg), a gravitációs maradékanomália (Δg_m) és a vertikális mágneses térerősség (ΔZ) anomália menetét. Jelöltük a szelvény közelében mért magnetotellurikus szondázások szeizmikus időre átszámított eredményeit.

A szeizmikus vonal mentén a fedett preneogén képződmények helyzetét és szerkezeti kapcsolatait vizsgáltuk. A nagyszerkezeti egységek határait és jellegzetességeit FÜLÖP–DANK [1987]: Magyarország földtani térképe a kainozoikum elhagyásával térképi tartalmához viszonyítjuk.

A szeizmikus vonal az Alp típusú szerkezeti egység három tagját érinti. Ezek ÉNy-ről DK-re a következők:

- alsó-keletalpi takaró (fúrással nem igazolt),
- felső-keletalpi takaró (Bük–1, –2, Öl–3, Ik–6, Só–2),
- Dunántúli-középhegység egység (Só–1).

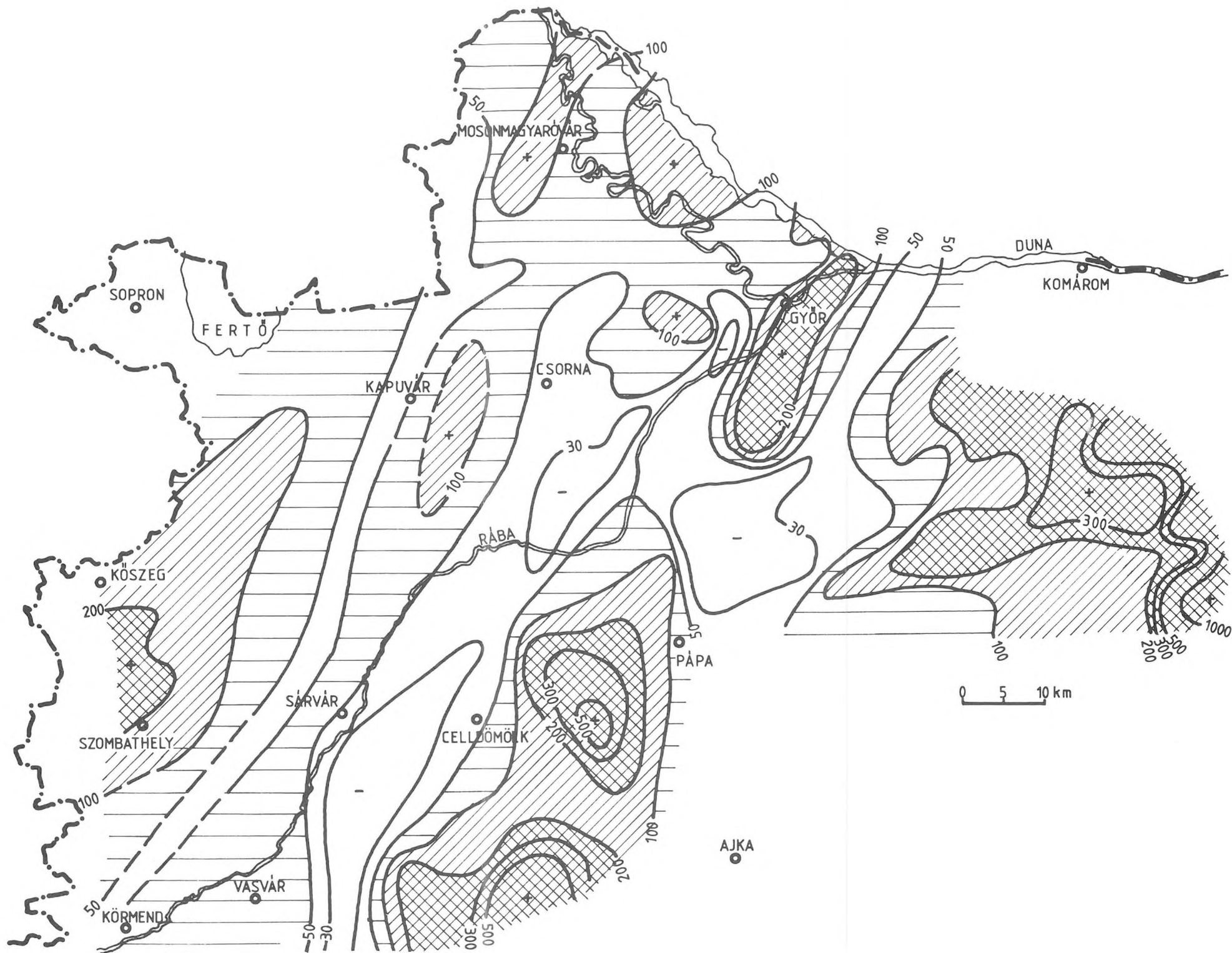
A szeizmikus időszelvény 0–11 km-es szakaszán a preneogén képződményeket jelző reflexiók hullámszáma erős kompressziós igénybevételre utal. A 11 km-es pontban jelölhető az alsó- és felső-keletalpi takaró határa. Itt egy ÉNy-i látszólagos dőlésű felület mentén az alsó-keletalpi összlet a büki fúrásokkal feltárt felső-keletalpi devon mészkövekre tolodott. A két takaró határa Fülöp–Dank térképi adataival megegyezik, de a feltolódás iránya azzal ellentétes.



5. ábra. Medenceüledékek ellenállás-térképe

Fig. 5. Average resistivity map of the basin fill

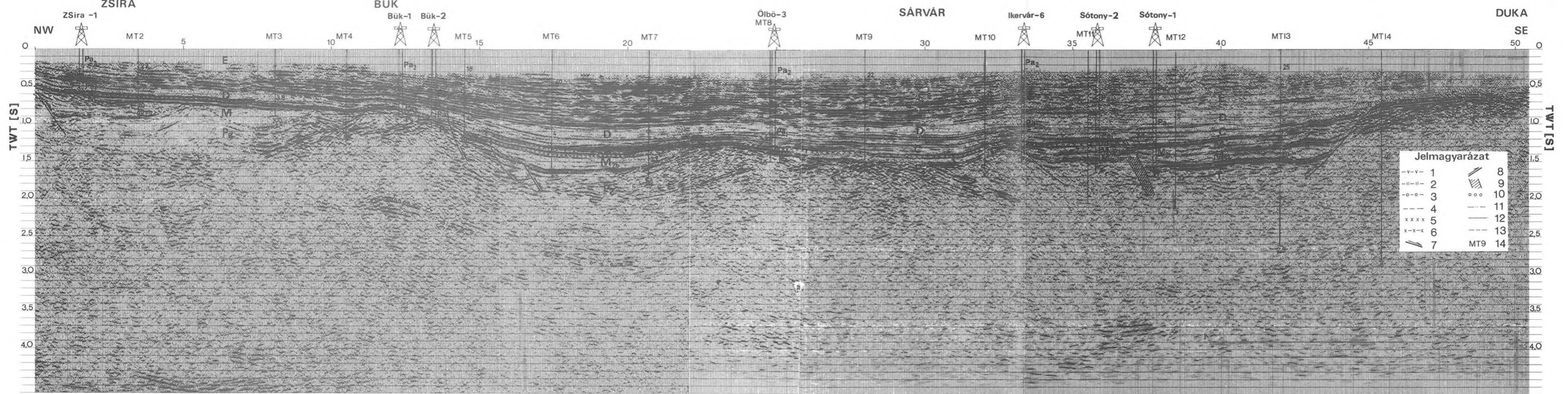
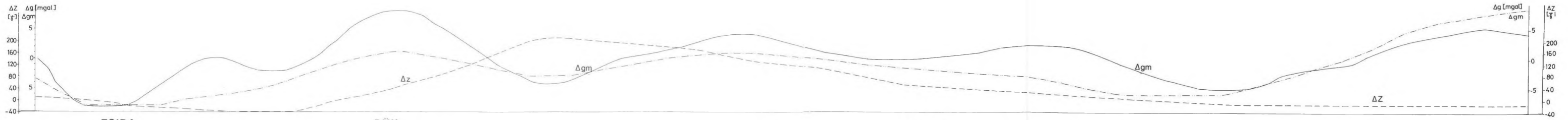
Рис. 5. Карта сопротивлений отложений, выполняющих впадину



6. ábra. A medencealjzat ellenállásának térképe
1 — magnetotellurikus szelvény; 2 — szeizmikus szelvény

Fig. 6. Resistivity map of the basement
1—magnetotelluric profile; 2—seismic profile

Рис. 6. Карта сопротивлений фундамента впадины
1 — профиль МТЗ; 2 — профиль сейсморазведки



7. ábra. K–4/88–89 migrált reflexiós szeizmikus időszelvény

Földtani határok: 1 — az alsó-keletalpi takaró preneogén képződményei (paleozoikum), 2 — a felső-keletalpi takaró preneogén képződményei (paleozoikum), 3 — a Dunántúli-középhegység egység preneogén képződményei (mezozoikum), 4 — miocén (kárpáti) összlet, 5 — miocén (bádeni) összlet, 6 — miocén (szarmata) összlet; *szeizmosztratigráfiai egységek:* C — delta előtér, D — delta lejtő, deltafront összlet, E — delta síkság, folyóvízi, szárazföldi összlet; *szerkezeti elemek:* 7—extenziós normálvezető, 8 — takaróhatár, 9 — Rába szerkezeti zóna, 10 — medencealjzaton belüli reflexiós beérkezések; *geofizikai adatok:* 11 — Δg -anomália (mGal), 12 — gravitációs maradék-anomália (mGal), 13 — ΔZ -anomália (nT), 14 — magnetotellurikus mérési pont a magnetotellurikus réteghatár és a látszólagos fajlagos ellenállás (Ωm) jelölésével

Fig. 7. Migrated seismic time section K–4/88–89

Geological boundaries: 1—Pre-Neogene formations of the lower eastern Alpi nappe (Palaeozoic), 2—Pre-Neogene formations of the upper eastern Alpi nappe (Palaeozoic), 3—Pre-Neogene formations of the Transdanubian Central Range unit (Mesozoic), 4—Miocene (Karthian), 5—Miocene (Badenian), 6—Miocene (Sarmatian); *seismic stratigraphic units:* C—prodelta, D—delta slope, delta front, E—delta plain, fluvial, terrestrial sediments; *structural elements:* 7—extensional normal fault, 8—nappe boundary, 9—Rába tectonic zone, 10—intrabasement reflections; *geophysical data:* 11— Δg -anomaly (mGal), 12—gravity residual anomaly (mGal), 13— ΔZ -anomaly (nT), 14—magnetotelluric sounding with magnetotelluric boundaries and apparent resistivity values (Ωm)

Рис. 7. Мигрированный временной разрез сейморазведки МОВ К–4/88–89

Геологические границы: 1 — донеогеновые образования (палеозой) Нижне-Австроальпийского покрова; 2 — донеогеновые образования (палеозой) Верхне-Австроальпийского покрова; 3 — донеогеновые образования (мезозой) Задунайского среднегорья; 4 — толща миоценовых (карпатских) отложений; 5 — толща миоценовых (баденских) отложений; 6 — толща миоценовых (сарматских) отложений; *сейсмостратиграфические единицы:* С — отложения пред-дельтовой области; D — отложения склона дельты или фронта дельты; E — отложения дельтовых равнин, аллювиальные и наземные; *структурные элементы:* 7 — сброс растяжения; 8 — граница покрова; 9 — Рабская структурная зона; 10 — отражения из средней коры; *геофизические данные:* 11—аномалия Δg (мгал); 12—остаточная гравитационная аномалия (мгаг); 13 — аномалия ΔZ (нТ); 14 — пункт магнитотеллурического зондирования с обозначением границ магнитотеллурических слоев и кажущихся удельных сопротивлений (омм)

A felső-keletalpi takaró képződményeit a 11–28 km-es szakaszon ÉNY-i dőlésű laposszögű reflexiók részekre tagolják. A szelvény 28-as kilométerében a preneogén képződményeket osztó reflexiók dőlésiránya délkeletire változik. Ez a dőlésirány a Dunántúli-középhegység egység triász képződményeit tagoló reflexiókban is megőrződik. Kialakulásuk ÉNy–DK irányú kompresszió hatására történhetett. A laposszögű aljzati reflexiók mind a paleozoós, mind a mezozoós felszint jelző diszkordanciafelületen befejeződnek. Ezek alapján a kompressziós szerkezetek a felsőtriász és a miocén közötti tág intervallumban alakulhattak ki.

A paleozoós és a mezozoós képződmények érintkezési zónája a Só–2, és a Só–1 fúrás között a szelvény 36,5–37 km szakaszára tehető. A képződményváltást az aljzatot jelző reflexiók jellegváltása is kifejezi. A szelvénynek ez a szakasza a Rába szerkezeti zónával azonosítható. A Só–1 és a Só–2 fúrás között a bádeni összlet felszínét is érintő vető mutatható ki. A Rába szerkezeti zónának ezen a szakaszán az utolsó tektonikai esemény a középső miocénnél fiatalabb.

Az 1989. évi Vándorgyűlésen előzetes eredményként bemutattuk a Kisalföld mélyszerkezetének modelljét és a neogén aljzat közelítő mélységtérképét. Ezek azonban elsősorban a tellurikus és MT-mérések értelmezésére épültek. Ezeket más adatokkal — főleg szeizmikus, graviméteres és fúrási ismeretekkel — pontosítva a későbbiekben kívánjuk közreadni.

1.1.2 A Rába-vonal és az MK–1 reflexiós szeizmikus szelvény menti gravitációs anomáliák értelmezése*

Bevezetés

A Kisalföldön keresztül lemerített MK–1 reflexiós szeizmikus szelvény középtájt harántolja a *Rába-vonalat*, amelyet a térség legjelentősebb nagyszerkezeti határának tartanak. RÁNER et. al. [1984] szerint „a Mihályi-kiemelkedést DK-en egy meredek dőlésű tektonikai határ zárja”, amelyen az aljzat szeizmikus képe megváltozik; valószínűnek látjuk, hogy ezt a határt vélték Rába-vonalnak. FÜLÖP–DANK [1987] térképével összhangban RÁNER et al. [1984] azt tartja, hogy a Mihályi-kiemelkedés a felső-, az attól ÉNy-ra lévő Csapodi- és Nagycenki-medence pedig az alsó-keletalpi takaró képződményeiből áll, míg a szelvény DK-i szakasza már a Dunántúli-középhegység eltemetett része felett fut.

A Rába-vonal helyzete az MK–1 szelvényen az eddigi adatok szerint kb. 62 km-ben várható, egyik oldalán (Mihályi-kiemelkedés) felső-keletalpi, a másikon pedig középhegységi képződményekkel. Regionális jelentőségű törések helyzetének és településének meghatározásában gyakran jó eredményekre juthatunk gravitációs modellszámítással, ezért a továbbiakban erre teszünk kísérletet. Mielőtt azonban modellszámításba kezdenénk, szükségesnek látjuk a gravitációs adatok előzetes elemzését azzal a céllal, hogy a Δg -változásokat okozó testek legfőbb jellegeivel tisztába jöjjünk és ennek alapján választhassuk meg számítási modellünket.

* Dudko A. (MÁFI), Balla Z., Kövesi G.

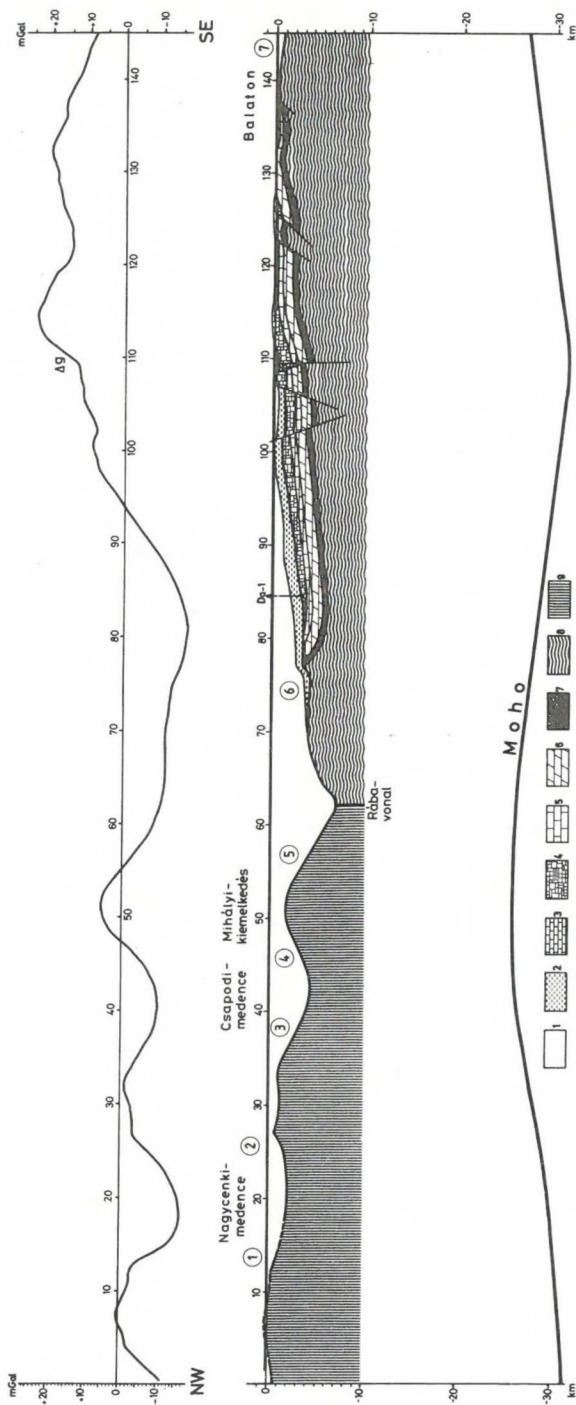
A Bouguer-anomália térkép [SZABÓ-SÁRHIDAI 1985] maximumai a medencealjzat kiemelkedéseire, minimumai pedig süllyedékekre esnek, ami arra mutat, hogy a Δg -változásokat elsősorban a kainozoos üledékösszlet és a medencealjzat közötti sűrűségkülönbség határozza meg. A medencealjzat felépítésének tisztázására irányuló gravitációs értelmezésnek alapfeltétele tehát egyrészt az aljzat domborzatának, másrészt az aljzat és a fedőüledékek sűrűségkülönbségének az ismerete.

Az aljzattomborzatra vonatkozó információt az MK-1 szelvény tartalmazza, a közvetlen használathoz azonban az időszelvényt át kellett számítanunk mélységszelvényre (8. ábra), ami a szelvényen közölt sebességfüggvények alapján volt lehetséges. A szeizmikus szelvényre felvittük a térképről [SZABÓ-SÁRHIDAI 1985] kiolvasott Bouguer-anomáliát is, amely — a várakozásoknak megfelelően — lényegileg az aljzattomborzatot követi. A hasonlóság azonban a szelvény 62 és 77 km-e között megszűnik (DK felé a Bouguer-anomália csökken, míg az aljzattfelszín emelkedik), s ez az aljzaton belüli sűrűségváltás jeleként fogható fel. Erre a szakaszra esik a Rába-vonal, ezért kézenfekvőnek látszik feltételezni, hogy az aljzaton belüli sűrűségváltás valamilyen összefüggésben áll ezzel a vonallal.

A Bouguer-anomáliáknak és a medencealjzat települési mélységének az összefüggését az ilyen típusú vizsgálatokban gyakran alkalmazott Δg - h -diagram segítségével elemeztük. Azt a módosítást vezettük be, hogy a szelvény mentén 1 km-enként kiolvasott és egymás után következő adatpároknak megfelelő pontokat a diagramon összekötöttük. A szokásos ponthalmaz helyett így egy bonyolult görbét kaptunk (9. ábra). Ezen a görbén egy sor balról jobbra emelkedő szakasz ismerhető fel, amelyek mindegyike egy-egy konkrét lejtőszakasznak felel meg az eredeti aljzattomborzatban.

A 9. ábra értelmezését az alábbi megfontolásokkal végeztük. Egy-egy görbeszakasz meredeksége elsősorban a medenceüledék és az aljzat között fennálló sűrűségkülönbséget tükrözi. Ha ez a sűrűségkülönbség állandó, a megfelelő görbeszakasz egy olyan egyenessé válik, amelynek meredeksége annál nagyobb, minél kisebb a sűrűségkülönbség. Mivel nagyobb vastagságú üledékösszletekben törvényszerű a kompakció, a medenceüledék és az aljzat között fennálló sűrűségkülönbség valójában nem állandó. Ha az aljzat sűrűsége nem változik, a kompakció hatása abban tükröződik, hogy egyenesek helyett lefelé egyre meredekebbé váló görbéket kapunk, mivel ebben az irányban az üledékek sűrűsége nő, az aljzat sűrűségétöbblete pedig ezzel összhangban csökken.

Az ilyen típusú görbék bármely szakaszához fektetett érintő egy konkrét $\Delta g/\Delta h$ -arányt, azaz egy konkrét $\Delta\sigma$ -értéket jellemez. Gyakran feltételezik, hogy az ilyen érintőkből — vagy pedig a görbék egyenes szakaszaiból — a $\Delta g = 0,0419 \cdot \Delta\sigma \cdot \Delta h$ egyenlet alapján (mGal, g/cm³, m mértékegységekkel) közvetlenül számíthatók a sűrűségek. Az illető egyenlet azonban két — vízszintes helyzetű és végtelen kiterjedésű — ún. Bouguer-lemez különbségét írja le, nem pedig sík lejtők gravitációs hatását. Az ebből eredő hiba — modellszámítási



8. ábra. Földtani szelvény az MK-1 reflexióis szeizmikus vonal mentén (helyzetét l. a 15. ábrán)

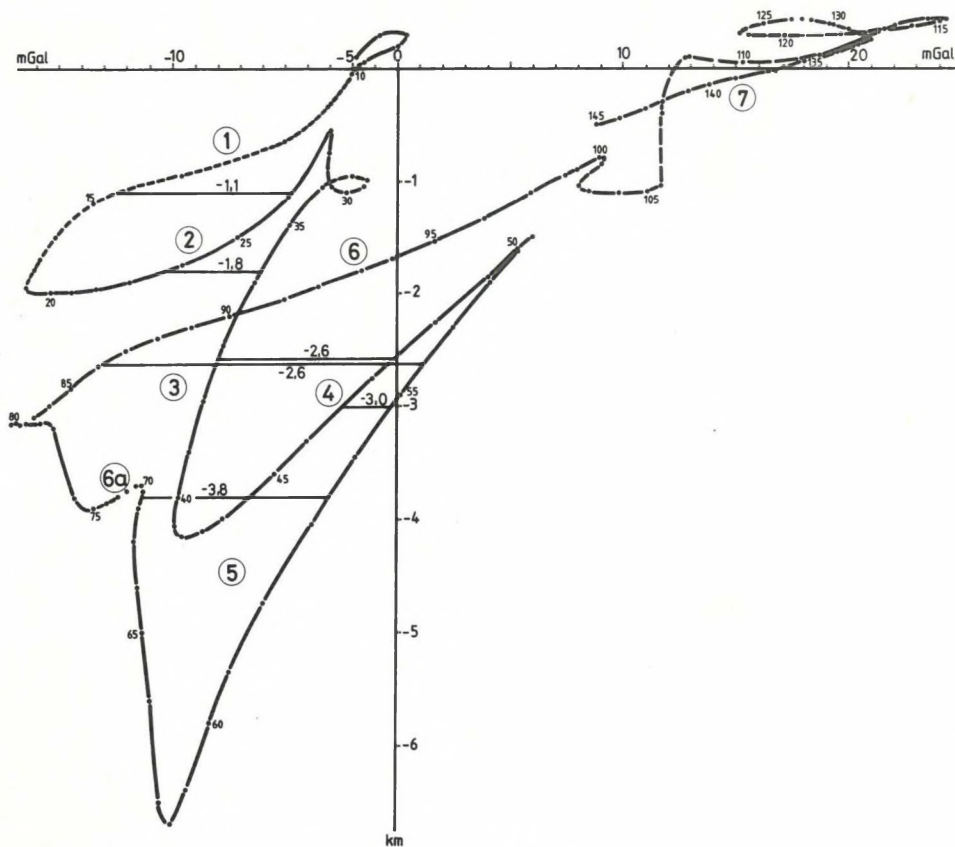
1 — neogén-kvarter medenceüledék; 2 — felsőkréta (szenon) üledék; 3 — jurá-alsókréta üledékek, felsőtriász dachsteini mészkő és közszenai rétegek; 4 — felsőtriász fődolomit; 5 — felsőtriász veszprémi márga; 6 — alsó-középsőtriász; 7 — perm; 8 — a Dunántúli-középhegység paleozoos metamorf alizata; 9 — keletalpi-pennini képződmények. Szaggatott vonal — a gravitációs maradék-anomáliát (11. ábra) létrehozó mélyszerkezeti lépcső elvi képe, körökben — lejtők száma, Da-1 — Dabrony-1 fúrás

Fig. 8. Geological section along reflection seismic line MK-1 (for location, see Fig. 15)

1—Neogene-Quaternary basin fill; 2—Upper Cretaceous (Senonian) sediments; 3—Jurassic to Lower Cretaceous sediments, Upper Triassic Dachstein Limestone and Cassian Beds; 4—Upper Triassic Main Dolomite; 5—Upper Triassic Veszprém Marl; 6—Lower-Middle Triassic; 7—Permian; 8—Palaeozoic metamorphic basement of deep-seated, step-like source of the residual gravity anomaly (Fig. 11), in circles—serial numbers of slopes, Da-1—borehole Dabrony-1

Рис. 8. Геологический разрез вдоль сейсмической линии МК-1 (положение см. на рис. 15)

1 — неоген-четвертичные отложения, 2 — верхнемеловые (сенонские) отложения, 3 — юрско-нижнемеловые отложения и верхний триас; дахштейнский известняк и кассанские слои, 4 — верхний триас; главный доломит, 5 — верхний триас; встречемский мергель, 6 — нижний-средний триас, 7 — пермь, 8 — палеозойский фундамент Задунайского среднегорья, 9 — австро-альпийские и пеннинские образования. Пунктирная линия — принципиальная схема глубинной структурной ступени — источника остаточной гравитационной аномалии (рис. 11), в кружках — номера склонов, Da-1 — скважина Дабронь-1



9. ábra. Az MK-1 szelvény Δg -h-diagramja

A kiolvasási pontok mellé irt számok — a 8. ábra km-osztása; körökben — a lejtők sorszáma; vízszintes vonalak számokkal — a 11. ábra szerkesztéséhez felhasznált egyenesek a kiolvasási mélységgel

Fig. 9. Δg -h diagram of profile MK-1

Figures at dots—km scale of Fig. 8; in circles—serial numbers of slopes; horizontal lines with figures —straight lines to construct Fig. 11, depth indicated

Рис. 9. Диаграмма Δg -h профиля МК-1

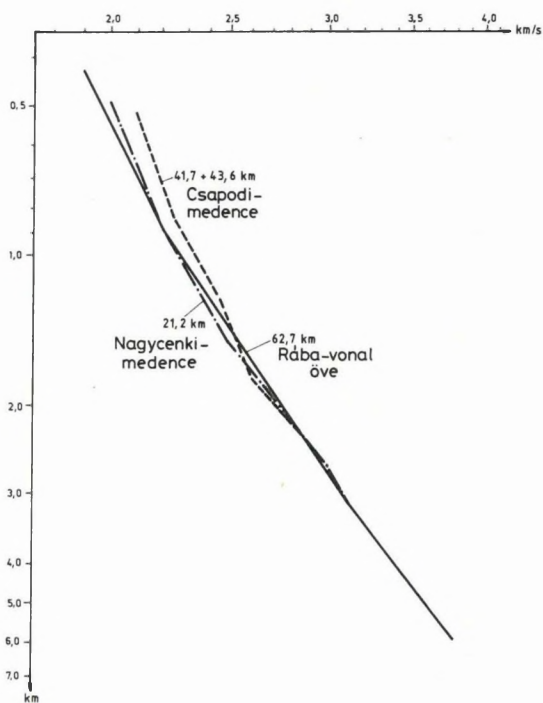
Числа при точках отсчета — километраж рис. 1; в кружках — номера склонов; горизонтальные линии с числами — прямые, использованные для построения рис. 11 с обозначением глубин отсчетов

eredményeink szerint — kis dőlésszögeknél 10–12%-ot tesz ki, de ez is csak igen hosszú lejtőkre érvényes. Rövidebbeken a hiba megnő, mivel a lejtők két végén lévő hajlat (a szomszédos kiemelkedés és süllyedék) a gravitációs képet erősen megzavarja. Így tehát a Δg -h-diagram egyenesei sűrűségmeghatározást nem tesznek lehetővé s csak minőségi következtetésekre használhatók.

A reflexiók időszelvényen [RÁNER et al. 1984: 24–25. ábra] közölt stacking-sebességekből számított intervallumsebességek növekedése a mélységgel az üledékösszleten belül (10. ábra) világosan tükrözi a kompakció hatását s azt is,

hogy ez a hatás a szelvényben elkülönülő három medencében hasonló. Mindennek alapján az üledékösszlet sűrűségét vízszintes irányban állandónak tartjuk s úgy véljük, az egész szelvényre állandó sűrűségeloszlást alkalmazhatunk.

Az MK-1 szelvényen látható hat lejtőnek (8. ábra, 1-6) a Δg -h-diagramon hat görbeszakasz (9. ábra, 1-6) felel meg; ezek az alábbi három csoportba vonhatók össze: 1-2 — ÉNy-i, 3-5 — középső és 6 — DK-i. A középső csoport görbéi lefelé fokozatosan meredekebbé válnak, vagyis kompakciós menetet mutatnak. Ugyanakkor az illető görbeszakaszok DK felé egyre magasabb Δg -értékek felé tolódnak, más szóval, a 8. ábra említett három (3-5) lejtőszakának egyazon mélységben lévő pontjai felett DK felé egyre nagyobb Bouguer-anomáliát mértek.



10. ábra. Az intervallumsebességek függőleges eloszlása az MK-1 szelvény három medencéjében

Görbék melletti számok — stacking-sebességfüggvények szelvénymenti helyzete km-ben

Fig. 10. Vertical distribution of interval velocities in the three basins on profile MK-1

Figures at curves — location (km) of stacking velocity functions along the profile

Рис. 10. Вертикальное распределение поинтервальных скоростей в трех впадинах на профиле МК-1

Числа при кривых — положение (км) серии определений стэкинговых скоростей на профиле

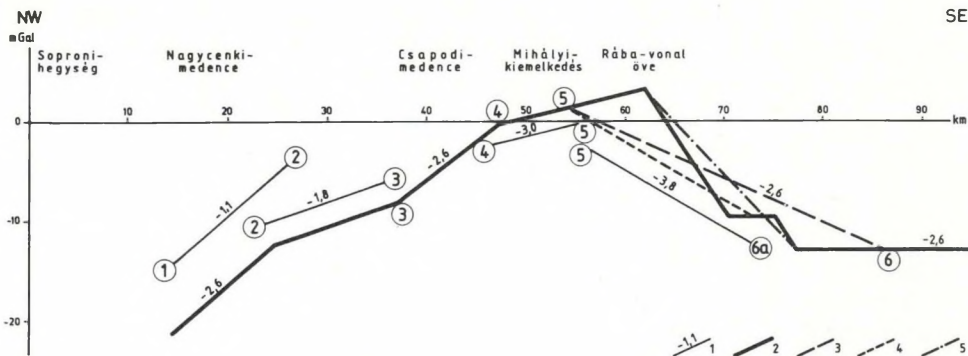
Az ÉNy-i csoport görbéin nincs nyoma kompaktiós hajlatnak; ennek oka talán az, hogy a lejtők túl rövidek. Ezeknek a görbéknek a laposabb dőlése alapján megállapíthatjuk, hogy az itteni aljzat egészében véve nagyobb sűrűségű, mint a Mihályi-kiemelkedésen. Ugyanakkor ezek a görbék jól illeszkednek a középső csoportra meghatározott tendenciába, vagyis az egyazon mélységtartományt jellemző Δg -értékek az egész 1–5. lejtősorozatban egyformán DK felé növekednek. A 6. görbeszakaszon azonban a Δg -értékek jóval kisebbek, mint a vázolt tendencia alapján várható lenne, vagyis az 5. és 6. lejtő között jelentős változás áll be a gravitációs térben. A köztes szakaszon (62–77 km) a Δg -h-görbe olyan jellegű, mintha az aljzat a medenceüledékeknél kisebb sűrűségű — vagyis „abnormális” — volna, s a Δg -h-görbe menete csak 77 km-en túl válik ismét normálissá (balról jobbra emelkedővé). Az MK–1 szelvény vonalán tehát a Δg -h-görbe menete nemcsak az aljzat domborzatát és az üledékek kompaktióját tükrözi, hanem egy más hatást is, amely úgy jellemezhető, hogy ÉNy felől értéke egyre nő, majd a 62–77 km közötti szakaszon drasztikusan lecsökken, vagyis itt egy *gravitációs lépcső* körvonalazható.

Mindezt az alábbi módon illusztrálhatjuk. A 9. ábrán olyan vízszinteseket vettünk fel, amelyek mindegyike két szomszédos lejtőszakaszt metsz kb. a közepe táján (az aljzattomborzat torzító hatása várhatóan itt a legkisebb), és kiolvastuk a két metszésponthoz tartozó Δg -értéket, továbbá a görbék mentén felírt km-osztás alapján interpolálással meghatároztuk a metszéspontok szelvénymenti helyét. A kiolvasott Δg -értékeket az interpolálással kapott km-ben felvittük az MK–1 szelvényre és a kapott pontokat egyenesekkel kötöttük össze (11. ábra). A különböző mélységekre vonatkozó egyeneseket függőleges irányban úgy csúsztattuk el, hogy végeik a –2,6 km mélységre vonatkozó egyenesek megfelelő végeihez csatlakozzanak. Az így kapott maradékanómália már gyakorlatilag nem függ az *aljzattomborzattól* s minden bizonnyal az *aljzaton belülről származó hatást* tükröz.

A gravitációs lépcső a 11. ábrán meglehetősen laposnak látszik, ennek oka azonban az lehet, hogy a szomszédos (5. és 6.) lejtőszakaszok vízszintes egyenessel összekötött pontjai túl nagy távolságban vannak egymástól (86–54 = 32 km-re); a Δg -h-görbe jellegéből ítélve a gravitációs lépcső 62 és 77 km között lenne várható, vagyis a lépcső sokkal meredekebb. A lépcső egy lapos ÉNy-i lejtőjű gravitációs maradékmaximum meredek DK-i oldalaként is felfogható.

A következő kérdés: milyen mélységből ered az a hatás, amely ezt az asszimmetrikus maximumot létrehozza. Közvetlenül a gravitációs és szeizmikus adatokból (9. ábra) feltételezhetjük, hogy a 4–5. lejtőszakaszon az aljzat kisebb sűrűségű kőzetekből áll, mint akár a 6-on, akár az 1–2-n, mivel a Δg -h-görbe jóval meredekebb; ez a sűrűségkülönbség azonban ellentétes a maradékmaximum értelmével. A gravitációs maradékmaximum tehát nemcsak, hogy nem vezethető vissza a medencealjzattal alkotó kőzetek sűrűségének eltérésére, hanem egy olyan — nyilvánvalóan nagyobb mélységből származó — hatást tükröz, amellyel az aljzat felső szintjeit felépítő kőzetek sűrűségkülönbsége ellentétes. Ez a nagymélységű hatás a legegyszerűbben egy *iszimmetrikus kiemelke-*

déssel modellezhető. A modell megszerkesztéséhez egyrészt a földtani szelvény, másrészt az abban elkülönített képződmények átlagos sűrűségének ismerete szükséges.



11. ábra. Mélyszerkezetet tükröző gravitációs maradék-anomália az MK-1 szelvény mentén

Számok körökben — a lejtők sorszámjai; 1 — a 9. ábráról a szakasz fölé írt mélységben kiolvasott Δg - és km-adatok alapján felvitt pontokat összekötő egyenes; 2 — a $-2,6$ km mélységre mechanikusan összetolt és a Δg -h-görbe alapján korrigált gravitációs maradék-anomália; 3 — az 5. és 6. lejtő közötti eredeti gravitációs lépcső; 4 — az 5. és 6a. lejtő közötti gravitációs lépcső $-2,6$ km mélységre csúsztatva; 5 — a Δg -h-görbe alapján a 6a. lejtőt figyelmen kívül hagyva korrigált maradék-anomália

Fig. 11. Residual gravity anomaly reflecting deep structure along profile MK-1
 Figures in circles—serial numbers of slopes; 1—straight line connecting points plotted with their Δg and km values from Fig. 9 at depth indicated above the line; 2—residual gravity anomaly mechanically shifted to $-2,6$ km depth and corrected by the Δg -h curve; 3—initial gravity step between slopes 5 and 6; 4—gravity step between slopes 5 and 6a shifted to $-2,6$ km depth; 5—residual anomaly corrected by the Δg -h curve, neglecting slope 6a

Рис. 11. Остаточная гравитационная аномалия, отражающая глубинную структуру на профиле МК-1

Числа в кружках — номера склонов; 1 — прямая, соединяющая точки, нанесенные по значениям Δg и км, определённым на рис. 9 при глубине, отмеченной над отрезком; 2 — остаточная гравитационная аномалия, механически смещенная на глубину $-2,6$ км и поправленная по кривой Δg -h; 3 — исходная гравитационная ступень между склонами 5 и 6; 4 — гравитационная ступень между склонами 5 и 6a, смещенная на глубину $-2,6$ км; 5 — остаточная аномалия, поправленная по кривой Δg -h, пренебрегая склоном 6a

A földtani szelvény

A földtani szelvényt az alábbi módon szerkesztjük:

1) A Rába-vonaltól ÉNy-ra a Mihályi-kiemelkedésen epimetamorf pala-összletet, a Csapodi-medence tengelyvonalától ÉNy-ra levő terület aljzatában pedig kristályos sorozatot tételeznek fel [FÜLÖP-DANK 1987], amely alatt Penninikum következne. A mihályi, a kristályos és a pennini képződmények határainak települése azonban a szelvényben teljesen bizonytalan, ezért azokat a

8. ábrán nem tüntettük fel s csak felosztatlan „keletalpi–pennini sorozatot” ábrázoltunk. A takaróhatárokat a gravitációs modellszámítás folyamán vesszük majd fel az első eredmények nyomán.

2) A Rába-vonaltól DK-re a szelvény az 1:500 000-es aljzatterkép [FÜLÖP–DANK 1987] szerint bizonytalan, majd paleozoos korú képződmények után felsőkréta üledékeken fut a Bakony felé; ezen utóbbiaknál idősebb képződmények a szelvénytől ÉK-re 20 és DNy-ra 10 km távolságban bukkannak elő; az itt feltüntetett réteghatárokat kb. csapásmenti egyenesekkel kötöttük össze, s ezekkel metsztük ki a szelvényen azokat a szakaszokat, amelyeken az illető képződmények kiérnek a felsőkréta fekéjébe.

3) A szelvényen 84,6 km-ben lévő Dabrony–1 fúrásról — egyéb rétegtani adat híján — feltételeztük, hogy a fúrástalpon lévő felsőtriász földolomitnak a közepét tárta fel.

4) 90 km-től kezdve az aljzatdomborzatot, 107 km-től pedig a felsőkréta előtti képződmények határait és szerkezeti elemeit is CSÁSZÁR et al. [1978] 1:100 000-es térképéről olvastuk ki.

5) A fentiek szerint kapott markerpontok alá az összetevő vastagságokat (*III. tábl.*) a rétegződésre merőlegesen mértük fel, s az így kapott pontokat sima görbe vonalakkal kötöttük össze.

Az így kapott földtani szelvényen (8. ábra) az összlethatárok igen lapos dőlésűek. A valóságos szerkezet minden bizonnyal jóval bonyolultabb, valószínűleg pikkelyes-torlódásos, hiszen a mért rétegdőlés többnyire 20–40°. A felsőkréta bázisán a Dabrony–1 fúrás (84,6 km) és a Középhegységi-szinklinális tengelye (109 km) között — a Pápai Bakony felépítéséből ítélve — más, mint felsőtriász azonban nem várható, vagyis bármilyen bonyolult pikkelyes szerkezet esetén is az egyes szintek helyzete a kiserkesztett átlagos összlethatároktól legfeljebb 1,5–2 km-rel térhet el, ami a szerkesztési méretarányban (1:200 000) jelentéktelen ingadozásának vehető.

A gravitációs lépcső alapján feltételezett mélyszerkezeti lépcsőt előzetesen oda helyeztük, ahol FÜLÖP–DANK [1987] térképén a Rába-vonal van, azaz a szelvény 62 km-ébe, de alakját és sűrűségét illetően semmiféle előfeltevéssel nem éltünk (a 8. ábrán látható alakzat csak elvi illusztrációnak tekintendő). Ezen paraméterek meghatározását tartottuk a modellszámítás legfontosabb feladatának.

Gravitációs modellszámítás

A gravitációs modellszámítást a Földfizikai Osztályon készített *interaktív program* segítségével VT 160 személyi számítógépen végeztük el. A program kétdimenziós — azaz a szelvényre merőleges irányban „végtelen” — hatók szelvényét, valamint a mért és a számított görbét képernyőn jeleníti meg töréspontokkal megadott sokszögek formájában. A mért gravitációs görbe és a földtani határok jellemző pontjait kézi mérésrel olvassuk ki és szövegszerkesztővel visszük be az adatfile-ba. A továbbiakban a pontok mozgásával a hatók

Képződmény		Vastagság m	Sűrűség, g/cm ³	Minfa szám, db	Forrás
Dunántúli-középhegység					
felsőkréta		–	2,56	22	Vinár-1
alsókréta-jura		400	–	–	CSÁSZÁR et al.
felsőtriász	dachsteini mészkő	200	–	–	CSÁSZÁR et al.
	kősszeni rétegek	200	–	–	CSÁSZÁR et al.
	rezi + földolomit	1200	–	–	CSÁSZÁR et al.
	veszprémi márga	600	–	–	CSÁSZÁR et al.
alsó-középtriász		1100	–	–	CSÁSZÁR et al.
triász	dolomit	–	2,76	104	BIHARI et al.
	mészkő	–	2,62	80	BIHARI et al.
	márga	–	2,54	24	BIHARI et al.
perm		500	2,49	94	BIHARI et al.
metamorf paleozoikum		–	–	–	
Kisalföld					
felsőpannóniai		1500	1,99	305	BIHARI et al.
alsópannóniai		1000	2,17	212	BIHARI et al.
miocén		3000	2,33	431	BIHARI et al.
mihályi palák		–	2,60	sok	fúrások
soproni kristályos összlet		< 6000	2,67	–	gránit-átlag

III. táblázat. Az MK–1 szelvény főbb képződménycsoportjainak vastagsága és sűrűsége

Table III. Thickness and density data of the main formations of profile MK–1
Headings: Formation; Thickness, m; Density, g/cm³; Number of samples; Source of data. *Upper part:* Transdanubian Range; *lower part:* Little Hungarian Plain

Таблица III. Мощности и плотности главных образований профиля МК–1

Шанка: образования; мощности, м; плотности, г/см³; количество проб; источник данных.
Верхняя часть: Задунайское среднегорье; *нижняя часть:* Малая Венгерская впадина

alakját a képernyőn tetszőlegesen változtathatjuk, de új pontokat és új határokat csak szövegszerkesztővel hozhatunk létre. A sűrűségeket gépeléssel vihetjük be vagy változtathatjuk a képernyőn. Mind a szelvény, mind a gravitációs görbe léptékét tetszés szerint módosíthatjuk.

A program lehetővé teszi, hogy az alak és a sűrűség változtatásával elérjük a számított görbe kielégítő pontosságú egyezését a mért görbével. Gyorsítóval ellátott gépen egy teljes új számítás kb. 40, egy módosítás pedig kb. 10 s-ot vesz igénybe (gyorsító nélkül 300 és 80 s-ot), — így igen nagyszámú változat próbálható ki. Bármely köztes eredmény kinyomatható a képernyőről és felhasználható a modellszámítás egyes lépéseinek dokumentálására. A dokumentálás nagy előnye, hogy bemutathatóvá válik a fokozatos megközelítéssel kapott megoldás menete és megítélhetővé az, hogy mennyire egy- vagy többértelmű a kialakított kép.

A modellszámítási szelvények végén túl „0” sűrűségű egység következne, ami a szelvényvégeken eltorzítaná a számított Δg -görbét. Ahhoz, hogy ezt elkerüljük, a szelvényeket oldalirányban jelentősen meg kell hosszabbítanunk. Legbiztosabb megoldás a „tényleges” sűrűség-szelvény megszerkesztése lenne, de ez indokolatlanul nagy munkával járna. Ezért azt a szokásos megoldást választottuk, hogy a szelvényvégekre kifutó határokat egymással párhuzamosan, vízszintesen vezettük tovább, a számításban figyelembe vett mélységnek legalább a tízszereséig, azaz mindkét irányban 200–200 km-ig. Az ebből eredő hiba már gyakorlatilag a szelvényvégeken is elhanyagolható.

A modellszámítás alá vont szelvény hossza 145 km, ezen a távolságon a Moho-felület mélységingadozásainak gravitációs hatása már nem látszik elhanyagolhatónak. Ezért elsőként eme hatás felbecsülésére teszünk kísérletet.

A Moho-felület domborzatának közelítő gravitációs hatása

Az MK–1 szelvény alatt a Moho-felület mélysége 25 és 33 km között ingadozik, egyik szélső értéket sem érve el [POSGAY et al. 1990]. Az ilyen nagy mélységből származó gravitációs hatás korrekt számítása csak úgy lehetséges, ha a szelvényvonalat jelentős távolsáig meghosszabbítjuk. Itt azonban az a probléma jelentkezik, hogy milyen mélységeket vegyünk fel a kiegészítő szakaszokra. Adatok [POSGAY et al. 1990] ÉNy-on még 50, DK-en pedig még 100 km-en át vannak, ami nyilvánvalóan kevés. Ha a szélső pontokon lévő mélységeket terjesztjük tovább, az MK–1 szelvény egészében véve egy 6–7 km-es *Moho-lépcső* övébe kerül (12. ábra, A), s ez a lépcső a gravitációs hatást eltorzíthatja. Ezért szükségesnek láttuk DK-en is ugyanabba a mélységbe levinni a Moho-felületet, mint a legtávolabbi ÉNy-i érték (33 km). E pont helyét a Dinaridák ÉNy-i peremvidékén, kb. a Száva folyó völgyében vettük fel. Az így kapott szelvényen (12. ábra, A) a vizsgált szakasz egy *köpeny-feboltozódásra* esik, ami az általános helyzetet jól tükrözi.

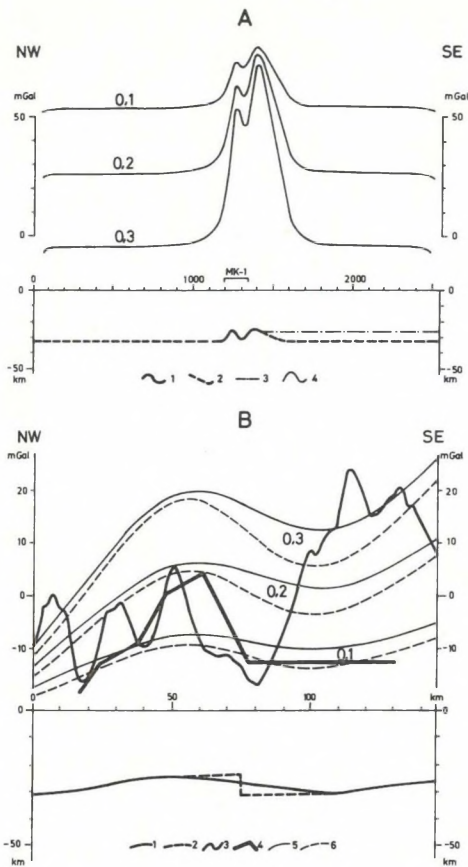
Рис. 12. Гравитационный эффект от поверхности Мохо вдоль профиля МК–1

A) Полный гравитационный эффект при различных скачках плотностей (0,1, 0,2 и 0,3 на диаграмме) на поверхности Мохо

1–3 — рельеф поверхности Мохо (при десятикратном искажении); 1 — снятый с карты [POSGAY et al. 1990], 2 — дополнение для проведения расчетов; 3 — возможный вариант продолжения глубин в сторону; 4 — рассчитанная гравитационная аномалия (выбор нулевого уровня не имеет значения). Положение профиля МК–1 обозначено

В) Эффект от поверхности Мохо вдоль профиля МК–1 в различных моделях

1–2 — модели с различной геометрией; 1 — рельеф, взятый с карты [POSGAY et al. 1990], 2 — соответствующая возможная ступень; 3–4 — гравитационная аномалия (нулевой уровень установлен правильно): 3 — измеренная, 4 — остаточная для глубины –2,6 км (с рис. 11); 5–6 — гравитационная аномалия (выбор нулевого уровня не имеет значения), рассчитанная для различных скачков плотностей (0,1, 0,2 и 0,3 на диаграмме) на поверхности Мохо; 5 — для модели с волнистой поверхностью, 6 — для модели со ступенью



12. ábra. A Moho-felület domborzatának gravitációs hatása az MK-1 szelvény mentén

A) A teljes gravitációs hatás a Moho-felület mentén érintkező képződmények különböző sűrűségeltérései (a diagramon 0,1, 0,2 és 0,3) esetén

1-3—a Moho-felület domborzata (tízszeres túlmagásítás): 1—térképről [POSGAY et al. 1990] kiolvasott, 2—a számításához kiegészítésként felvett, 3—formális mélységkiterjesztéssel felvehető; 4—számított gravitációs anomália (a 0-szint megválasztásának nincs jelentősége). Megjelölve az MK-1 szelvény helye

B) A Moho-hatás az MK-1 szelvény mentén különböző modellekre

1-2—geometriai modellek: 1—térképről [POSGAY et al. 1990] kiolvasott domborzat, 2—az ennek megfelelő lehetséges lépcső; 3-4—gravitációs anomália (a 0-szint helyesen beállítva): 3—mért, 4—a -2,6 km-re kapott maradék-anomália (a 11. ábráról); 5-6—a Moho-felület mentén érintkező képződmények különböző sűrűségeltéréseivel (a diagramon 0,1, 0,2 és 0,3) számított gravitációs anomália (a 0-szint megválasztásának nincs jelentősége): 5—hullámos felszínű modellre, 6—lépcsős modellre

Fig. 12. Gravity effect of the Moho topography along profile MK-1

A) Total gravity effect presuming various density contrasts on the Moho (0.1, 0.2 and 0.3 on the plot)

1-3—Moho topography is exaggerated ten times: 1—from the map [POSGAY et al. 1990], 2—presumed in the course of calculations, 3—acceptable extension of the model; 4—calculated gravity anomaly (position of the zero level is of no importance). Location of profile MK-1 indicated

B) Moho effects on profile MK-1 in various models

1-2—models of topography: 1—topography from the map [POSGAY et al. 1990], 2—corresponding possible step; 3-4—gravity anomalies (with correct position of zero level): 3—measured, 4—residual anomaly for -2.6 km depth (from Fig. 11); 5-6—gravity anomalies (position of the zero level is of no importance) calculated for various density contrasts (0.1, 0.2 and 0.3) on the Moho: 5—for a model with undulating surface, 6—for a model with a step

A szelvény állandó Moho-mélységgel jellemezhető szélső szakaszainak hosszát kísérleti úton úgy választottuk meg, hogy az illető szakasz közepén legalább néhány száz km hosszban a számított gravitációs hatás állandó legyen. Ez a feltétel mintegy 1000 km-es hosszról kezdve megbízhatóan teljesül, ezért a Moho-hatást 2500 km teljes hosszúságú szelvényen határoztuk meg (12. ábra, A). Ezek a vízszintes méretek világossá teszik, hogy a Moho-hatás kétdimenziós modellel korrekt módon nem írható le, mivel az egész köpeny-felboltozódás átmérője nem haladja meg a 400–500 km-t, s az egyes kiemelkedések és süllyedékek hossza legfeljebb 100–200 km. A regionális (felboltozódás) és helyi (kiemelkedések-süllyedékek) egyenetlenségek oldalirányú megszűnése a kétdimenziós modellel számítható Δg -amplitúdókhoz képest nyilvánvaló csökkenést okoz, vagyis a valóságos — háromdimenziós — Moho-hatás a programunkkal számítottnál kisebb. Mivel azonban a modellezés során főleg tendenciákra vagyunk kíváncsiak, használhatónak tartjuk a kétdimenziós modellszámítás eredményeit is, azzal a megkötéssel, hogy a kapott paraméterek inkább csak minőségi következtetéseket tesznek lehetővé.

Az MK–1 szelvényen a Rába-vonal egy DK-i irányú Moho-lejtő középetájára esik. Figyelembe véve azt a körülményt, hogy a Moho-felület domborzatát a tárgyalt szakaszon refrakciós szelvényekből kapták, amelyekben az esetleges szögletek köztudomásúan „lesimulnak”, lehetségesnek tartjuk, hogy a valóságos Moho-domborzatban lépcső van. Ezért két szélső esettel számoltunk: egy hullámos és egy lépcsős modellel (12. ábra, B).

A Moho-hatás erősen függ az illető felületen fennálló sűrűségkülönbségtől, amelynek értékét illetően 0,1–0,3 g/cm³ közé eső becsléseket ismerünk. Elegendőnek tartottunk három-három számítást a két geometriai modellre. A kapott eredmények (12. ábra, B) azt mutatják, hogy a Moho-hatás jellege modelltől és sűrűségtől függetlenül egy igen lapos gravitációs maximum-minimum párral jellemezhető, amelyben a szomszédos csúcsok 42–43 km-re vannak egymástól, s csak az amplitúdó ingadozik. (IV. tábl.).

További teendők a számítás megkezdése előtt a modell kialakítása.

Modell	Anomália hullámhossza, km	Anomália amplitúdója, mGal		
		sűrűség-többlet, g/cm ³		
		0,10	0,20	0,30
hullámos felszínű lépcsős	42	2,5	5,1	7,5
	43	4,3	8,5	12,8

IV. táblázat. A Moho-hatás főbb paraméterei az MK–1 szelvény mentén

Table IV. Main parameters of the Moho effect along profile MK–1

Headings: Model; Wavelength of anomaly, km; Amplitude of anomaly, mGal; density excess, g/cm³. Lines: with wavy surface, step-like

Таблица IV. Основные параметры эффекта от Мохо на профиле МК–1

Шанка: модель; длина волны аномалии, км; амплитуда аномалии, мгал; избыток плотности, г/см³. Строки: с волнистой поверхностью, ступенчатая

A 9. ábráról megállapíthatjuk, hogy 100 és 111, valamint 116 és 132 km között erős helyi zavarok vannak a Δg -h-görbén. Mivel jelen munkánkban nem célunk a Bakony szerkezeti vizsgálata, ezeknek a zavaroknak az értelmezésével nem foglalkozunk, s csak a *zavarmentes szakaszok* földtani és gravitációs adatait vesszük figyelembe. Ezért a földtani szelvénynek a Δg -h-zavarokra eső szakaszait kihagytuk, s helyettük a szomszédos szakaszok összehatásainak formális összekötésével szerkesztettük meg a szelvényt. Konkrétan ez azt jelenti, hogy eltekintettünk a Devecseri-medence (100–111 km), valamint a Veszprémi- és a Litéri-törés közé zárt tömb (116–132 km) létezésétől, s a számított gravitációs görbének csak közelítő egyezését követeljük meg a mért görbével, nevezetesen, a Devecseri-medence és a Dabrony–1 fúrás közötti szakaszon (85–100 km) *egybeesést*, a középhegységi két maximum közül a délinek a tetővidéken (112–134 km) pedig a *csúcshintek azonosságát* (a már homogén sűrűségűnek vett paleozoos aljzat itt felszínközelen van, így a sűrűség-szelvény bizonytalansága sokkal kisebb, mint a másik maximumon, amelyet legalább részben a földolomit hoz létre s amelynek így mind csúcstérte, mind alakja erősen függ az összletsűrűségektől és a szerkezettől).

Hasonlóképpen nem törekszünk a Mihályi-kiemelkedéstől ÉNy-ra eső egységeken sem a mért görbe pontos reprodukálására a modellszámítás során, mivel a Δg -h-görbén (9. ábra) látható zavarok minden bizonnyal olyan helyi sűrűség-ingadozásokat tükröznek, amelyek modellszintű ábrázolása messze túlőne feladatunk keretein és amelyek nemigen befolyásolják a Rába-vonal problematikáját.

A főbb képződménycsoportokra BIHARI et al. [1978] nyomán, valamint fúrásdokumentációkból vettünk fel átlagsűrűségeket (III. tábl.), amelyeket vastagsággal súlyozva számítottunk át szintenkénti átlagokra (V. tábl.). Az üledékösszlet esetében 1000 m-es szintosztást alkalmaztunk; mivel az alapadatokat (III. tábl.) maximum 2–2,5 km mélységből származó anyagon kapták, számoltunk azzal, hogy az üledékek sűrűségét — a kompakció miatt — esetleg növelni kell majd. A középhegységi perm-alsókréta rétegsor meglehetősen változatos sűrűségű elemeit négy egységbe vontuk össze.

Modellszámítás fokozatos megközelítéssel

A számítás megbízhatósága szempontjából alapvető kérdés a Moho-hatás helyes felbecsülése. Az előzetes vizsgálat eredményeiből (12. ábra, IV. tábl.) kiindulva elegendőnek látjuk két modellel számolni: az egyikben egy kontrasztos — lépcső által létrehozott — hatás van, a másikban pedig nincs Moho-hatás. Az eredmények összehasonlításával dönthetjük el, szükség van-e további pontosításra.

Mélyégtartomány	Vastagság		Összet	Sűrűség		
	teljes	részleges		mért	számított	korrigált
Kainozoos medenceüledék						
0-1000	1000	1000	Felsőpannóniai	1,99	1,99	2,10
1000-2000	1000	500 500	Felsőpannóniai Alsópannóniai	1,99 2,17	2,08	2,24
2000-3000	1000	500	Alsópannóniai	2,17	2,17	2,34
3000-4000	1000	500 500	Alsópannóniai Miocén	2,17 2,33	2,25	2,42
4000-5000	1000	1000	Miocén	2,33	2,33	2,48
5000-6000	1000	1000	Miocén	-	2,40	2,53
6000-7000	1000	1000	Miocén	-	2,46	2,56
Középhegységi aljzat						
-	-	-	Felsőkréta	2,56	2,56	-
-	800	400 200 200	Alsókréta-jura Dachsteini mészkő Kösszeni rétegek	- 2,62 -	2,62	-
-	1200	1200	Rezi + földolomit	2,76	2,76	-
-	2200	600 1100 500	Veszprémi márga Alsó-középtriász Perm	2,54 2,62 2,49	2,57	-
-	-	-	Metamorf összlet	-	2,63	-

V. táblázat. Az MK-1 szelvény menti modellszámításban alkalmazott vastagságok és sűrűségek

Table V. Thickness and density data used in gravity model calculations along profile MK-1

Headings: Depth interval; Thickness, total, partial; Formation; Density, measured, calculated, corrected. Upper part: Cenozoic basin sediments; lower part: Basement of the Transdanubian Range

Таблица V. Мощности и плотности, использованные в расчетах гравитационных моделей вдоль профиля МК-1

Шапка: интервалы глубин; мощности, полные, частичные; образования; плотности, измененные, расчетные, поправленные. Верхняя часть: кайнозойские отложения впадин; нижняя часть: фундамент Задунайского среднегорья

Elsőként olyan modellekkel számolunk, amelyekben *kontrasztos Moho-hatás* van. Úgy gondoltuk, célszerű a fokozatos megközelítés főbb lépéseit bemutatnunk, hogy a kapott eredmény megbízhatósága felmérhető legyen. A vizsgálatunk fő objektumát képező gravitációs lépcső magassága 16 mGal,

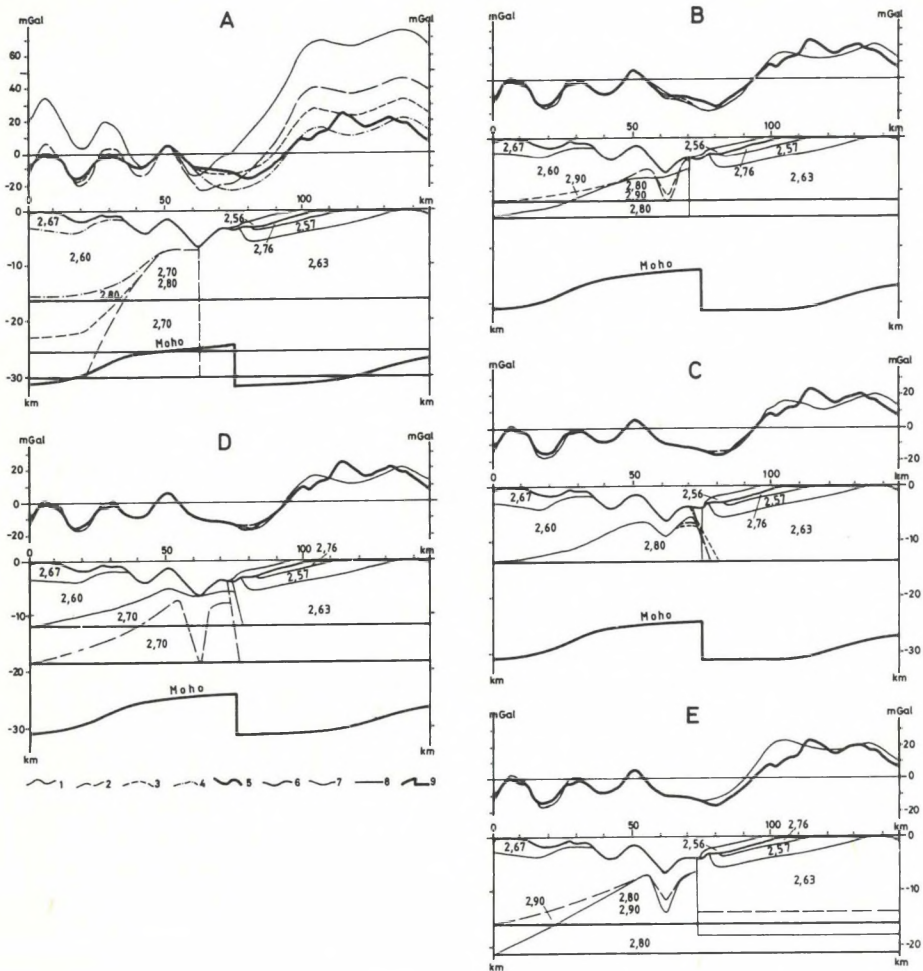
szélessége 15 km; ezzel szemben a Moho-hatásra létrejövő gravitációs lépcső magassága a legkontrasztosabb modellben is alig 13 mGal, szélessége viszont 43 km. Világos tehát, hogy a lépcsőt zömmel jóval a Moho felett, vagyis a *földkéreg magasabb szintjeiben elhelyezkedő alakulat hozza létre*, s a Moho-hatás legfeljebb a lépcső magasságát befolyásolja. Olyan modellt választottunk, amelyben a Moho-hatás a gravitációs lépcső magasságának kb. a felét teszi ki, ez $0,2 \text{ g/cm}^3$ sűrűségkülönbségnek felel meg az alsókéreg és a felsőköpeny között. Modellszámítási programunk bármilyen előre megadott regionális anomáliát ki tud vonni a számított görbékéből, s az alábbiakban közölt „számított” görbék mindegyike már az említett Moho-hatással korrigáltan értendő.

Kiindulási állapotban a Kisalföld a Soproni- és a Bakony-hegység feletti gravitációs anomáliához képest regionális minimumnak mutatkozik (13. ábra, A, 1). A minimumot egy a 11. ábrának megfelelő alakú mélységi hatóval kompenzáltuk; a ható tetejét közvetlenül a medence mélypontja alá helyeztük, a hatót DK-ről a Rába-vonalra illesztett függőleges sikkal határoltuk le, sűrűségét $2,70 \text{ g/cm}^3$ -nek vettük s felszínét addig módosítottuk, amíg a számított görbe közelítőleg meg nem egyezett a mérttel. Az ily módon kapott képben (uo., 2) a számított görbét csak a Rába-vonaltól ÉNy-ra sikerült ráilleszteni a mértre. Jól látható, hogy a számított görbe amplitúdói rendre jóval nagyobbak, mint a mérté, aminek legegyszerűbb magyarázata az lehet, hogy túl nagy a sűrűségkülönbség az aljzat és az üledékösszlet között.

A hiba elhárítására két lehetőségünk van: vagy az aljzatsűrűségeket korrigáljuk oly módon, hogy a kiemelkedéseken és a süllyedékekben rendre eltérő értékeket tételezünk fel, vagy az üledékösszletre számolunk a mélységgel nagyobb kompakciós sűrűségnövekedéssel. A második lehetőség jóval valószínűbbnek látszik, ezért az üledékösszlet egyes szintjeinek a sűrűségét addig emeltük — ügyelve arra, hogy a növekedés a mélységgel valamilyen egyszerű szabályszerűséggel leírható maradjon —, amíg a számított és mért görbe amplitúdókülönbsége el nem tűnt. Az üledékek sűrűsége ilyen módon vagy a Mihályi-kiemelkedés (+ szomszédos süllyedékek), vagy a Nagycenki-medence (+ szomszédos kiemelkedések) gravitációs anomáliájára állítható be, de a *kettőre egyszerre nem*. Az eltérés olyan irányú, hogy az aljzat sűrűségének emelése a Nagycenki-medence körzetében (III. tábl.) *tovább rotoná* a képet. Mivel a Rába-vonalhoz a Mihályi-kiemelkedés van közelebb, ezért a továbbiakban az erre „beállított” üledéksűrűségeket (V. tábl.) használtuk.

A korrigált üledéksűrűségekkal kapott képben (13. ábra, A, 3) a mélybeli ható felszínét a Nagycenki-medence alatt 25 km-ig kellett levinnünk, ugyanez a mélység azonban nem volt elegendő a Bakony alatt (a számított görbe túl magasan maradt). Ez azt mutatta, hogy *a mélységi ható sűrűsége $2,70 \text{ g/cm}^3$ -nél jóval nagyobb*, hiszen a kéreg szinte teljes vastagságában fennálló sűrűségugrás kevésbé valószínű. Ezért a mélységi ható sűrűségét $2,80 \text{ g/cm}^3$ -re emeltük.

A Soproni-hegység körzetében a medencealjzat felszínközeli részének a sűrűségét $2,67 \text{ g/cm}^3$ -re növeltük (III. tábl.). Az eredeti felfogás [FÜLÖP-DANK 1987; RÁNER et al. 1984] értelmében a soproni kristályos összlet alsó határa a Mihályi-kiemelkedés alá dőlne. Ha ezt elfogadnánk, a mélységi nagysűrűségű



13. ábra. Gravitációs modellszámítás az MK-1 szelvény mentén (kétszeres túlmagassítás) lépcsős Moho-hatással ($\Delta\sigma = 0,2 \text{ g/cm}^3$, A–D) és Moho-hatás nélkül (E)

1–4 — számított Δg -görbék (felül; csak ott vannak feltüntetve, ahol eltérnek a mért vagy a kisebb sorszámmal jelzett számított görbétől) és a megfelelő képződményhatárok (alul); 5 — mért görbe; 6 — aljzatfelszín; 7 — állandó összehatárok; 8 — sűrűség-kiegyenlítődségi szint; 9 — Moho-felület

A) Alaphelyzet
 1 — kiindulási (Moho-hatással korrigált) állapot; 2 — egy $2,70 \text{ g/cm}^3$ sűrűségű mélységi ható (függőleges DK-i határa 62 km-ben, a Rába-vonalon) bevezetve; 3 — az üledéksűrűségek „beállításva”; 4 — a mélységi ható sűrűsége $2,80 \text{ g/cm}^3$ -re emelve és egy felszín közeli ható (soproni kristályos összet, $2,67 \text{ g/cm}^3$) bevezetve

B) A $2,80 \text{ g/cm}^3$ sűrűségű mélységi ható függőleges DK-i határa a Rába-vonaltól 8 km-rel DK-re (70 km-be) tolva

1 — felszíne lapos; 2 — felszíne a medencealjzat domborzatához idomítva; 3 — sűrűsége $2,90 \text{ g/cm}^3$ -re emelve

- C) A $2,80 \text{ g/cm}^3$ sűrűségű mélységi ható DK-i függőleges határa a Rába-vonaltól 13 km-rel DK-re (75 km-be) tolva, a DK-i határ dőlése változtatva: 1 — 90° , 2 — DK 60° , 3 — DK 45°
- D) A mélységi ható felszíne változtatva, a bemélyedés lehetséges helyzete: 1 — a legmagasabb, 2 — a legmélyebb
- E) Moho-hatás nélküli modell, a mélységi ható sűrűsége változtatva: 1 — $2,80 \text{ g/cm}^3$, 2 — $2,90 \text{ g/cm}^3$

Fig. 13. Gravity model calculation along profile MK-1 (vertical scale is exaggerated two times) presuming a Moho step ($\Delta\sigma = 0.2 \text{ g/cm}^3$, A-D) and with no Moho effect (E)

1-4—calculated Δg curves (above; plotted if deviating from the measured or another calculated curve) and correspondig boundaries (below); 5—measured curve; 6—basement; 7—permanent formation boundaries; 8—density equalization level; 9—Moho

A) Basic situation

1—initial situation corrected for the Moho effect; 2—a deep-seated source of 2.70 g/cm^3 density (its southeastern vertical boundary located at picket 62 km at the Rába line) introduced; 3—sediment densities set; 4—density of the deep-seated source increased to 2.80 g/cm^3 and a superficial source (Sopron crystalline rocks, $\sigma = 2.67 \text{ g/cm}^3$) inserted

B) Southeastern vertical boundary of the deep-seated source with 2.80 g/cm^3 density shifted 8 km towards the southeast (to picket 70 km)

1—flat surface; 2—surface adjusted to the basement; 3—density increased to 2.90 g/cm^3

C) Southeastern vertical boundary of the deep-seated source with 2.80 g/cm^3 density shifted 13 km towards the southeast (to picket 75 km), its dip varying: 1— 90° , 2—SE 60° , 3—SE 45°

D) Varying the surface of the deep-seated source, with the possible position of the depression in it: 1—uppermost, 2—lowermost

E) Model with no Moho effect, density of the deep-seated source varied: 1— 2.80 g/cm^3 , 2— 2.90 g/cm^3

Рис. 13. Расчеты гравитационных моделей вдоль профиля МК-1 (двухкратное искажение) при эффекте от ступени в поверхности Мохо ($\Delta\sigma = 0,2 \text{ г/см}^3$, А-Д) и при отсутствии эффекта от поверхности Мохо (Е)

1-4—расчетные кривые Δg и соответствующие границы, 5—измеренная кривая, 6—поверхность фундамента впадины, 7 — неизменные границы толщ, 8 — горизонт выравнивания плотностей, 9 — поверхность Мохо

А) Опорная ситуация

1 — исходная ситуация (с поправкой за эффект от поверхности Мохо), 2 — введен глубинный источник плотностью $2,70 \text{ г/см}^3$ (юговосточная вертикальная граница совмещена с Рабской линией в 62 км), 3 — установлены плотности осадочного выполнения впадин, 4 — плотность глубинного источника увеличена до $2,80 \text{ г/см}^3$, и введен приповерхностный источник (шопфонский кристаллический комплекс, $2,67 \text{ г/см}^3$)

В) Юговосточная вертикальная граница глубинного источника перемещена с Рабской линии на 8 км к юговостоку (в 70 км)

1 — гладкая поверхность, 2 — поверхность приведена в соответствие с рельефом дна впадины, 3 — плотность увеличена до $2,90 \text{ г/см}^3$

С) Юговосточная вертикальная граница глубинного источника перемещена с Рабской линии на 13 км к юговостоку (в 75 км), изменения угла падения границы: 1 — 90° , 2 — ЮВ 60° , 3 — ЮВ 45°

Д) Изменения поверхности глубинного источника, возможное положение прогиба в ней: 1 — наивысшее, 2 — наинизшее

Е) Модель без эффекта от поверхности Мохо, плотность глубинного источника меняется: 1 — $2,80 \text{ г/см}^3$, 2 — $2,90 \text{ г/см}^3$

hatót teljes egészében diszkordáns testként kellene felfognunk, aminek a legkézenfekvőbb földtani oka az lenne, ha az illető test intruzív tömeg volna, amit azonban valószínűtlennek tartunk; ezért inkább egy, a szelvénybeli képpel összhangban álló szerkezetet fogadtunk el, nevezetesen azt, hogy a soproni kristályos öslesztnek a Csapodi-medence oldalában nem a felső, hanem az alsó határa bukkan ki a neogén fekéjébe, s ez a határ a mélységi ható felszínével azonos irányba, a Soproni-hegység alá dől.

Két momentumot kívánunk ezzel kapcsolatban kiemelni: egyrészt azt, hogy az említett döntés nem a gravitációs modellszámításból, hanem földtani megfontolásokból következett, másrészt azt, hogy a döntés a mélységi ható felszínének jellegét gyakorlatilag nem befolyásolja, kizárólag annak települési mélységét csökkenti a Soproni-hegység körzetében ahhoz viszonyítva, amit az „eredeti” felfogás [FÜLÖP-DANK 1987] alapján számíthatnánk. A Rába-vonal vidékére döntésünk már nincs kihatással.

A felszínközeli nagysűrűségű ható bevezetése azt eredményezi, hogy a mért görbe nagyon sokféle modellel reprodukálható: a felső ható vastagságának növelését igen széles határok között kompenzálhatjuk az alsó ható felszínének süllyesztésével és viszont. Ezért a modellszámítástól csak akkor várhatunk eredményt, ha *az egyik felszín előre megadjuk*. A felszínközeli nagysűrűségű ható alsó határfelületét olyannak vettük fel, hogy az jellegében kövesse a medencealjzat domborzatát (feltételezve, hogy a süllyedés ezt a felületet deformálta), s ehhez „idomítottuk” a mélységi ható felszínét. Az így kapott képben (13. ábra, A, 4) a maximumokon a számított görbe rendszeresen a mért felett, a minimumokon pedig az alatt van. Az eltérés megszüntetésére nem törekedtünk, mivel ezen a szakaszon nem volt célunk a további részletezés.

A Rába-vonal menti sűrűségugrás 16 km mélységig tart (a mért görbének már a bakonyi szakasza is reprodukálható). Ez az érték még mindig nagy, bár már nem látszik elfogadhatatlannak. További csökkentése csak a mélységi ható sűrűségének további emelésével lenne lehetséges, ami nem sokkal valószínűbb. A Bakony alá a teljes mélységig $2,63 \text{ g/cm}^3$ sűrűséget vettünk fel, ami csak a paleozoos aljzat felső szintjeire lehet igaz, s lefelé a sűrűség biztosan növekszik. Ez csak a mélységi ható felszínének még lejjebb helyezésével és/vagy sűrűségének növelésével lenne kompenzálható, vagyis a $2,80 \text{ g/cm}^3$ és a 16 km *minimális értéknek* tekintendő.

A Rába-vonal övétől DK-re egy 30 km széles sávban a számított görbe igen nagy tömeghiányról tanúskodik. Ez csak az aljzaton belüli sűrűség-növeléssel tüntethető el, aminek legegyszerűbb módja az, ha a függőleges sűrűség-határt DK-re toljuk el. 8 km-es elmozdítás (70 m-be: 13. ábra, B) esetén az eddigi egyszerű felszínű és $2,80 \text{ g/cm}^3$ sűrűségű hatóval a számított görbe menete a Rába-vonal környezetében még mindig lényegesen eltér a mértétől (uo., 1). Ez az eltérés jelentősen csökkenthető a ható felszínének olyan átalakításával, hogy az a medencealjzatot kövesse (uo., 2), de nem szüntethető meg. A 62 km-es helyzethez (13. ábra, A) viszonyítva kisebb mélységbe került a sűrűségkiegyenlítőds szintje (16-ból 15 km-be), de a DK-i oldalon megmaradt a modell tömeghiányról tanúskodó negatív eltérése a mért görbétől. Ezt az eltérést csak kis

mértékben csökkenti a ható sűrűségének $2,90 \text{ g/cm}^3$ -re való növelése (13. ábra, B, 3), amitől a sűrűségkiegyenlítődési szint is feljebb kerül ugyan, de nem döntő mértékben (15-ből 12 km-be).

A tömeghiány további csökkentésére a már bevált módszert alkalmazva, a függőleges sűrűséghatárt még 5 km-rel toljuk DK felé (75 km-be: 13. ábra, C). Az új helyzetben a ható felszínének módosításával a számított görbe már pontosan illeszthető a mértre (uo., 1) s a sűrűségkiegyenlítődés mélysége is tovább csökken (15-ről 14 km-re). Az illesztésnek az a feltétele, hogy kb. 71 km-től kezdődően *a ható felszínét meredeken a mélybe buktatjuk*. Ez a mélybe bukás kétféleképpen értelmezhető. A 11. ábra maradékanómália-görbéjének alsó szakaszán egy lépcső látható, amely a földtani szelvény (8. ábra) 70–75 km-es szakaszának felel meg, ahol a medencealjzat DK felé dől (9. ábra: 6a. lejtő). Ez akár egy „fennakadt blokk” jellegű szerkezet is lehet, amelynek alakja az adott mélységben (7–8 km) már nem modellezhető.

Másik lehetőség az eddig függőlegesen tartott sík megdöntése DK felé. Kb. 60° dőlésig (13. ábra, C, 2) a mért görbe jól reprodukálható, ha a dőlésszög csökkentésével a sík legfelső pontját egyre inkább ÉNy felé toljuk s a ható felszínének 65 km-től DK-re eső szakaszát egyre mélyebbre nyomjuk. 60° -nál a sík felső pontja 70 km körül van, s a ható felszíne DK-en már nem bukik lefelé. A dőlésszög további csökkentése arra vezet, hogy a mért görbe 80 km körüli minimumában a számított görbe feljebb kerül, vagyis a reprodukálhatóság megszűnik (uo., 3); a sík felső pontja ugyanakkor már nem mozdul el észrevehetően ÉNy felé.

Az eddigi számítások kiindulási pontja az volt, hogy a nagysűrűségű ható tetejét a medence mélypontjával kb. azonos mélységben vettük fel (13. ábra, A, 2), s minden további változtatást csak a lejtőkön eszközöltünk. A ható tetőpontját akár magasabb, akár mélyebb szintre is helyezhetjük, de az elmozdításnak geometriai korlátai vannak. A ható felszínének *relatív* bemélyedése a medence mélypontja alatt ugyanis változik a kérdéses elmozdulással: minél magasabbra kerül a Mihályi-kiemelkedés alatti tetőpont, annál kisebb a bemélyedés és viszont. A tetőpont legfelső lehetséges helyzetét arra az esetre kapjuk, amikor a bemélyedés a medence mélypontjára esik (13. ábra, D, 1), a legalsó lehetséges helyzetet viszont akkor, amikor a bemélyedés a sűrűségkiegyenlítődési szintre kerül (uo., 2), mivel ennél mélyebb helyzet esetén már két hatóval volna dolgunk. A két határesetnek megfelelő helyzetben a ható tetőpontja a Mihályi-kiemelkedés alatt 5 és 7 km-ben van. Az alsó mélységhatár valamivel sülyesztendő, ha a ható tetejét szélesítjük és laposra alakítjuk, de a változtatás hatása a mélységtengelyen nem haladja meg az 1 km-t. A két szélső esetben a sűrűségkiegyenlítődési szint 12 és 19 km mélységben, a DK-i meredek sűrűséghatár pedig 73 és 72 km-ben van, a dölések 65° és 75° -osak. A ható sűrűségének növelése a felső mélységhatárt sülyesztí, az alsót emeli, így az ingadozási tartományt szűkíti.

Feltételezhetjük, hogy a ható felszínének bemélyedése a *medence besüllyedésével* kapcsolatos. Ebben az esetben azt várhatjuk, hogy a ható felszínén mérhető bemélyedés kb. ugyanakkora, mint a Mihályi-kiemelkedés magassága

a medence mélypontja felett, vagyis 5 km körüli (13. ábra, C), s ezt fogadhatjuk el legvalószínűbb helyzetnek. A ható teteje — alakjától (csúcsos–lapos) függően — ennek megfelelően kb. a tsza 6 és 7 km közötti szintben van.

A modellszámításnak tehát az az eredménye, hogy a 11. ábra maradékanomáliájának megfelelő gravitációs lépcsőt egy olyan *mélységi ható* hozza létre, amelynek:

1) a sűrűsége $2,70 \text{ g/cm}^3$ -nél jóval nagyobb, legalább $2,80 \text{ g/cm}^3$ körüli, de akár még ezt is meghaladhatja.

2) a DK-i határa egy olyan sík, amely $60\text{--}90^\circ$ alatt dől a Bakony felé és amelyen a sűrűségugrás legalább tsza 12 km mélységig megvan;

3) kilépése a medencealjzatra $70\text{--}75$ km körül van (a korábbi adatok alapján kijelölt Rába-vonaltól $8\text{--}13$ km-rel DK-re), s ezen belül a nagyobb km-értékhez meredekebb dőlés tartozik és viszont;

4) két tetőpontja van, az egyik $50\text{--}55$ (a Mihályi-kiemelkedés alatt), a másik pedig $65\text{--}70$ km körül, s ezeket a köztes medence alatt egy bemélyedés választja el;

5) a Mihályi-kiemelkedés alatti tetőpontja tsza 6 km körüli mélységben van, s a $65\text{--}70$ km körüli tetőpont függőleges helyzetű DK-i sűrűséghatár esetén ennél magasabban, ugyanazon határ dőlt helyzete esetén viszont mélyebben van.

A *Moho-hatás nélküli kép* vizsgálatában abból indulunk ki, hogy rövid — néhány tucat km-es — szakaszokon a Moho-hatás változása elenyésző, ezért mindazok a következtetések, amelyeket ilyen rövid szakaszokra támaszkodva kaptunk, érvényben maradnak. Ezek közül a legfontosabb az üledéksűrűség beállítása és a DK-i meredek sűrűséghatár helyének a megválasztása. A mélységi ható tetejét ugyanúgy a medence mélypontja alatt felvéve, mint kezdetben (13. ábra, A), a már beállított üledéksűrűségekkel a modellezés során úgy tudtuk a mért görbét reprodukálni, hogy az eredetileg 75 km-be helyezett meredek határt kissé visszamozdítottuk (73 km-be: 13. ábra, E, 1), meghagyva azt függőleges helyzetben.

A modell felszínközeli részei egyebekben gyakorlatilag nem változtak, a Moho-hatás kiküszöbölése azonban a mélyben arra vezetett, hogy a Soproni-hegység alatt a nagysűrűségű ható felszíne 3 km-rel mélyebbre került, mint a Bakony alatt. Az abszolút mélységértékek — 21 és 18 km — irreálisan nagyok tűnnek, ezért elvégeztünk egy számítást $2,90 \text{ g/cm}^3$ sűrűsége is. Ebben a modellben a ható felszíne a Soproni-hegység alatt 2 km-rel van a bakonyi szint alatt, s a mélységek — bár csökkentek — változatlanul igen nagyok (16 és 14 km).

A számított görbe 135 km körüli csúcának illesztése a mért görbe 130 km körüli maximumának szintjére azt eredményezte, hogy 80 és 100 km között a számított görbe jóval a mért fölött maradt. Ez a probléma valószínűleg megoldható lenne, ha a Bakony alatti kéreg valamely részén megemelnénk a sűrűséget, ez azonban már nem a jelen munka feladata.

A Moho-hatás nélküli számítás tehát igazolta mindazokat a következtetéseket, amelyeket Moho-hatással kaptunk a mélybeli nagysűrűségű ható felszínének és DK-i határának helyzetét és jellegét illetően, vagyis ezek tekintetében a

Moho-hatás kiiktatásának vagy megváltoztatásának nincs jelentősége. A Soproni-hegység és a Bakony alatti mélysintek szempontjából a Moho-hatással számított modell valószínűbbnek látszik. A felvett Moho-hatás helyettesítése egy kevésbé kontrasztossal minden bizonnyal arra vezetne, hogy a mélybeli kép közeledne ahhoz, amit Moho-hatás nélkül kaptunk, ezért úgy véljük, hogy a Moho-felületen legalább $0,20 \text{ g/cm}^3$ sűrűségugrást kell feltételezni s elég nagy valószínűséggel a lépcsős modellt kell előnyben részesíteni. Háromdimenziós modellben ugyanez a hatás csak a kontrasztosság fokozásával — a sűrűségugrás és/vagy a lépcsőmagasság növelésével — lenne elérhető, vagyis a paraméterek értékét inkább alul-, mint felülbecsültük.

Összevetés más geofizikai adatokkal

A modellszámítással a Rába-vonal körzetében egy mélybeli nagysűrűségű hatót mutattunk ki, amelyet DK-en egy meredek határ zár le. Az alábbiakban azt vizsgáljuk meg, hogyan egyeztethető össze ez a következtetés a reflexiós és refrakciós szeizmikus, magnetotellurikus és földmágneses adatokkal és milyen pontosítások adhatók meg ezen adatok alapján.

A *reflexiós* képben (14. ábra, A) a medencealjzat felszíne ÉNy felől kb. 59 km-ig jól követhető. A medence mélypontján azt — Kilényi É. javaslatára — a 62 és 65 km között 3,0–3,3 s-ben látható reflexióköteggel azonosítottuk. 65 és 70 km között medencealjzat gyakorlatilag nem ismerhető fel, de 70 km-től kezdődően ismét jól követhető.

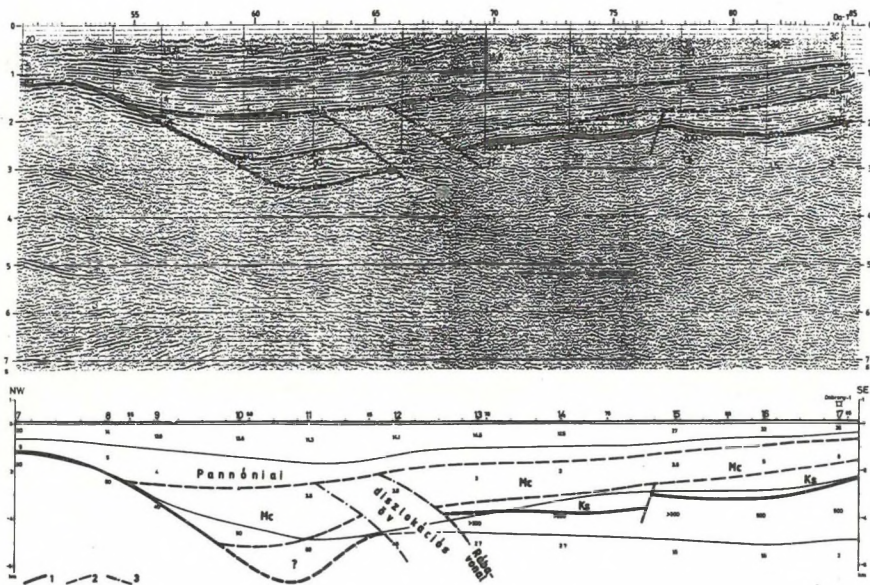
A modellszámítás eredménye az, hogy a nagysűrűségű ható meredek DK-i határa valahova 70–75 km környékére esik. A szeizmikus kép vázolt jellegzetességeivel ez a következtetés oly módon hozható összhangba, hogy a sűrűséghatár kilépési pontját a szeizmikus zavarzóna DK-i peremére, azaz 70 km-be tesszük. A modellszámítás értelmében ez azt jelenti, hogy az illető határ kb. 60° alatt dől a Bakony alá, a modellezés tényleges érzékenységét figyelembe véve azonban meredekebb dőlést sem zárhatunk ki.

A szeizmikus szelvény 70 és 72 km közötti szakaszán az aljzat a teljes behatolási mélységig szinte mentes a reflexióktól; ettől az övtől ÉNy-ra elég sok a mély helyzetű reflexió, zömmel DK-i dőlésben, míg DK-re sokkal kevesebb a reflexió és dőlésük ellentétes, ÉNy-i irányú. A 70–72 km közötti „átlátszó” öv mentén tehát a szeizmikus kép megváltozik, így az öv szerkezeti határnak tekinthető és a modellszámítással kapott határral azonosítható. Az a tény, hogy az „átlátszó” öv kissé el van csúszva DK felé a medencealjzaton fellépő zavarokhoz képest, DK-i irányú dőlésre enged következtetni.

A *refrakciós* adatok alapján a Moho-felületben egy 6 km magasságú lépcső tételezhető fel; bár ennek helyzete a szelvény mentén nem határozható meg kielégítő pontossággal, legvalószínűbben a szomszédos kiemelkedés és süllyedék közötti távolság közepetárára, azaz a nagysűrűségű ható DK-i határa alá esik. A Moho-lépcső magassága megegyezik a nagysűrűségű ható felszínének a sűrűségkiegyenlítődesi szint feletti magasságával. Mindennek alapján a két

határ szelvényben összeköthetőnek látszik.

A magnetotellurikus szelvényben (14. ábra, B) a medencealjzat ellenállása ÉNy felől egészen 67 km-ig uralkodóan 40–80 Ωm között van, míg 70 km-től kezdve többszáz Ωm -re ugrik. Mélyebben ugyan — egy közel vízszintes határ alatt — kimutattak egy 1–2 Ωm -es réteget, ennek természete azonban nem világos; helyzetéből következően nemigen lehet rétegtani eredetű, vagyis kevésbé valószínű, hogy az alacsony ellenállás egy bizonyos litológiájú képződményhez kötődjék, s azt inkább *hidrogeológiai okokra* vezetnénk vissza. Akármi váltja ki azonban az ellenálláscsökkenést, az a fentebb körvonalazott meredek határon ér véget, amelyen az aljzat geoelektromos ellenállása is ugrásszerűen megváltozik, vagyis a magnetotellurikus adatok összhangban állnak a határ létezésével és igazolják annak helyzetét.



14. ábra. Az MK-1 vonal reflexiók (A) és magnetotellurikus (B) szelvénye [RÁNER et al. 1984], új értelmezéssel

1 — medencealjzat; 2 — rétegtani határ; 3 — diszlokációs öv határai; Mc — miocén; Ks — felsőkréta, szenon

Fig. 14. Reflection seismic (A) and magnetotelluric (B) profile along MK-1 line [RÁNER et al. 1984] with new interpretation

1—basement; 2—stratigraphic contact; 3—boundaries of a dislocation zone; Pannóniai = Pannonian (Upper Miocene to Pliocene), Mc = Miocene, Ks = Upper Cretaceous, Senonian

Рис. 14. Сейсмический (МОВ, А) и магнитотеллурический (В) профиль вдоль линии МК-1 [RÁNER et al. 1984] в новой интерпретации

1 — поверхность досенонского фундамента, 2 — стратиграфический контакт, 3 — тектонический контакт; 'Pannóniai' = паннон (верхний миоцен и плиоцен); 'Mc' = миоцен; 'Ks' = верхний мел, сенон

Az MK-1 szelvényen a Mihályi-kiemelkedés felett *földmágneses anomália* van. A nagysűrűségű testek gyakran jelentkeznek mágneses hatóként is, kézenfekvőnek látszana tehát, ha az illető anomáliát a mélybeli gravitációs hatóval kapcsolnánk össze. Az MK-1 szelvényen azonban a földmágneses anomália csak a Mihályi-kiemelkedés tetővidékére korlátozódik, míg a gravitációs ható mindkét irányban folytatódik. E jelenség magyarázatául az a feltevés szolgálhat, hogy bizonyos mélységtől kezdve a mágnesezettség a *magas hőmérséklet* miatt megszűnik vagy erősen lecsökken. A Mihályi-kiemelkedés gravitációs hatója a modellek nagy részében határozottan a környezete fölé emelkedik. Az a mélységszint, amely elválasztja a ható kiemelt részét a többitől, kb. 7–8 km-re tehető, ami elégnék látszik ahhoz, hogy a mélyebb részeken már eltűnjön ugyanazon kőzetek mágnesezettsége. E megfontolás alapján kiesnek mindazok a modellek, amelyekben a nagysűrűségű ható felszíne a 65–70 km-es szelvényt szakaszon magasabban van, mint a Mihályi-kiemelkedés alatt. A számítások szerint (13. ábra) ez azt jelenti, hogy a függőleges DK-i határ helyett előnyben kell részesítenünk azokat, amelyek a Bakony alá dőlnek.

Az egyéb geofizikai adatokkal való összevetés tehát egyrészt igazolja a nagysűrűségű ható DK-i határának létezését, másrészt annak helyzetét elég nagy pontossággal 70 km-ben rögzíti, s a határ meredek DK-i dőlése mellett tanúskodik. Mind a reflexiós, mind a refrakciós szeizmikus adatok arra mutatnak, hogy *ez a határ átszeli az egész földkérget* és a Moho-n kb. akkora ugrást hoz létre, mint a felsőkéregben.

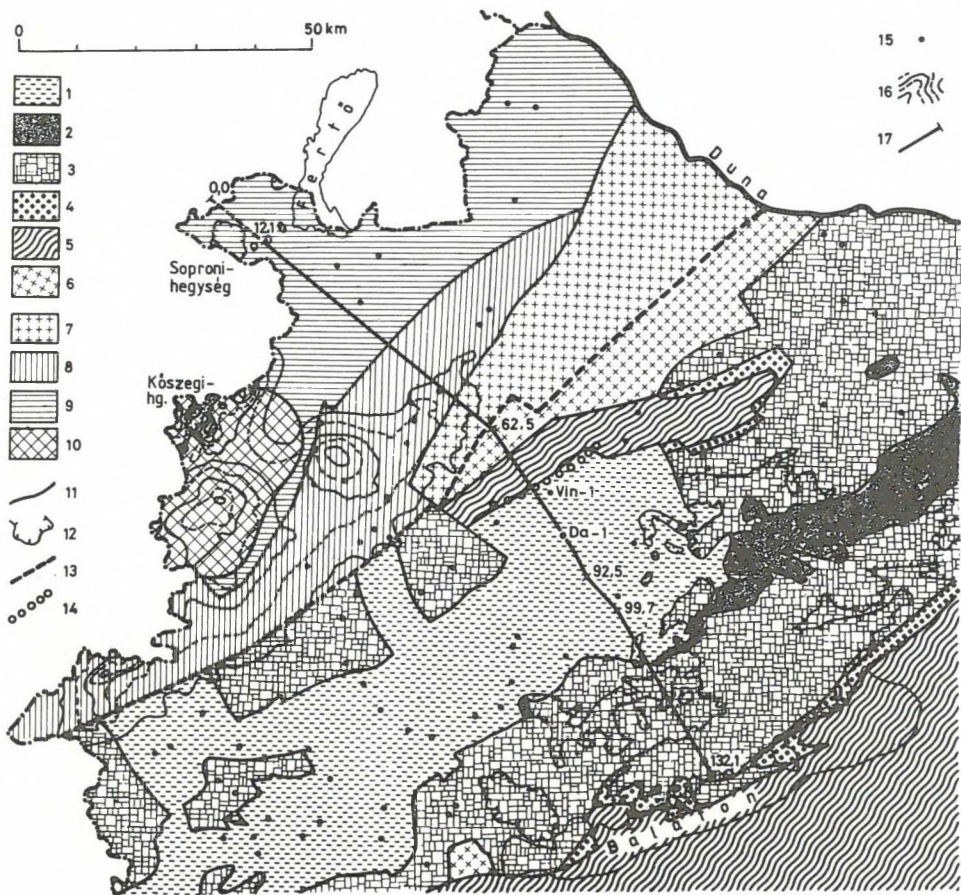
Földtani értelmezés

A földtani értelmezést két kérdésre korlátozzuk, amelyek közül az egyik a mélybeli nagysűrűségű ható meredek DK-i határának és a Rába-vonalnak a viszonyára, a másik pedig magára a hatóra vonatkozik.

A geofizikai adatok alapján kimutatott határ a földkérget teljes vastagságában átszeli, s így kétségtelenül a *legnagyobb jelentőségű szerkezeti határ* az Alpok nyúlványai és a Balaton közötti egész területen. Itt két nagyszerkezeti egység ismeretes: a keletalpi és a középhegységi. A Rába-vonal — definíciója szerint — ezek határa, ezért a geofizikai kéregszerkezeti határral azonosítjuk. Ebben a felfogásban a geofizikai adatok a Rába-vonalat illetően az alábbi új információkat szolgáltatottak:

1) A Rába-vonal síkja az MK-1 szelvényben nem 62, hanem 70 km-ben lép ki a medencealjzatba, a FÜLÖP-DANK [1987] térképén feltüntetett helytől 8 km-rel DK-re. A hivatkozott térképen feltüntetett fúrások közül egy sem esik az ott megrajzolt és a geofizikai adatok alapján itt feltételezett Rába-vonal közé, vagyis a térképen szereplő tényanyag nincs ellentmondásban a vonal áthelyezésével (15. ábra).

2) A sikot ÉNy-ról egy kb. 5 km széles olyan öv kíséri, amely a szeizmikus szelvényen (14. ábra, A) rendkívül zavart képet mutat, de a sűrűségmodellek tanúsága szerint már az ÉNy-i szárny anyagából áll. Valószínűnek látjuk, hogy ez az öv egy diszlokációs zóna.



15. ábra. Az MK-1 szelvény földtani környezete, FÜLÖP-DANK [1987] nyomán 1-6 — a Dunántúli-középhegység képződményei: 1 — felsőkréta, 2 — alsókréta és jura, 3 — triász, 4 — perm, 5 — anchi- vagy epimetamorf paleozoikum, 6 — újpaleozoikum és/vagy mezozoikum; 7-10 — alpi képződmények: 7 — bizonytalan korú és kifejlődésű, 8 — felső-keletalpi, 9 — alsó-keletalpi, 10 — pennini; 11-14 — földtani határok: 11 — rétegtani vagy tektonikai képződményhatár, 12 — felszíni kibúvások körvonala (a tuskék a kibúvások felé néznek), 13 — a Rába-vonal az alaptérkép szerint, 14 — a Rába-vonal helyzete az MK-1 szelvényen a geofizikai adatok alapján; 15 — fontosabb fúrások (Da-1—Dabrony-1, Vin-1—Vinár-1); 16 — a függőleges földmágneses térerősség izovonalai HAÁZ-KOMÁROMY [1967] térképéről (folyamatos — 1, szaggatott — 0,5 nT-nként; első izovonal = 0 nT) a Penninikummal kapcsolatba hozható maximumvonalon; 17 — az MK-1 szelvény nyomvonala az 1979-1981. évi km-beosztással (a DK-en később mért szelvényszakasz 0-pontja 83,9 km-ben van)

Fig. 15. Geology of the surroundings of profile MK-1, after FÜLÖP and DANK [1987]

1-6—geological formations of the Transdanubian Range: 1—Upper Cretaceous, 2—Lower Cretaceous and Jurassic, 3—Triassic, 4—Permian, 5—anchi- or epimetamorphic Palaeozoic, 6—Upper Palaeozoic and/or Mesozoic; 7-10—Alpine formations: 7—of uncertain age and type, 8—Upper Austro-Alpine, 9—Lower Austro-Alpine, 10—Penninic; 11-14—geological boundaries; 11—stratigraphic or tectonic, 12—of exposed areas (barbs towards outcrops), 13—Rába line in the base map,

14—Rába line in profile MK-1 on the basis of geophysical data; 15—important boreholes (Da-1—Dabrony-1, Vin-1—Vinár-1); 16—geomagnetic ΔZ isolines [after HAÁZ and KOMÁROMY 1967] (contour intervals: continuous—1 nT, dashed—0.5 nT; first isoline—0 nT) on the geomagnetic high related to the Penninics; 17—line MK-1 with the km scale of 1979–1981 ('0' point of the southeastern section shot later coincides with picket 83.9 km)

Puc. 15. Геология окрестностей профиля МК-1, по Фюлепу и Данку [FÜLÖP, DANK 1987]

1–6 — геологические образования Задунайского среднегорья: 1 — верхний мел, 2 — нижний мел и юра, 3 — триас, 4 — пермь, 5 — анхи- или эпиметаморфический палеозой, 6 — верхний палеозой и/или мезозой; 7–10 — альпийские образования: 7 — неясного возраста и типа, 8 — верхне-австроальпийские, 9 — нижне-австроальпийские, 10 — пеннинские; 11–14 — геологические границы: 11 — стратиграфические или тектонические, 12 — обнаженных участков (зубцы в сторону выходов), 13 — Рабская линия на опорной карте, 14 — Рабская линия на профиле МК-1 на основе геофизических данных; 15 — важнейшие скважины (Da-1 — Дабронь-1, Vin-1 — Винар-1); 16 — изолинии вертикальной компоненты геомагнитного поля с карты Хаза и Комароми [HAÁZ, KOMÁROMY 1967] (интервалы изолиний: сплошных — 1 нт, пунктирных — 0,5 нт; первая изолиния — 0 нт) на магнитном максимуме, который может быть связан с Пеннинским покровом; 17 — линия МК-1 с километражом 1979–1981 г. (нулевой пункт юговосточного отрезка, измеренного позже, находится в 83,9 км)

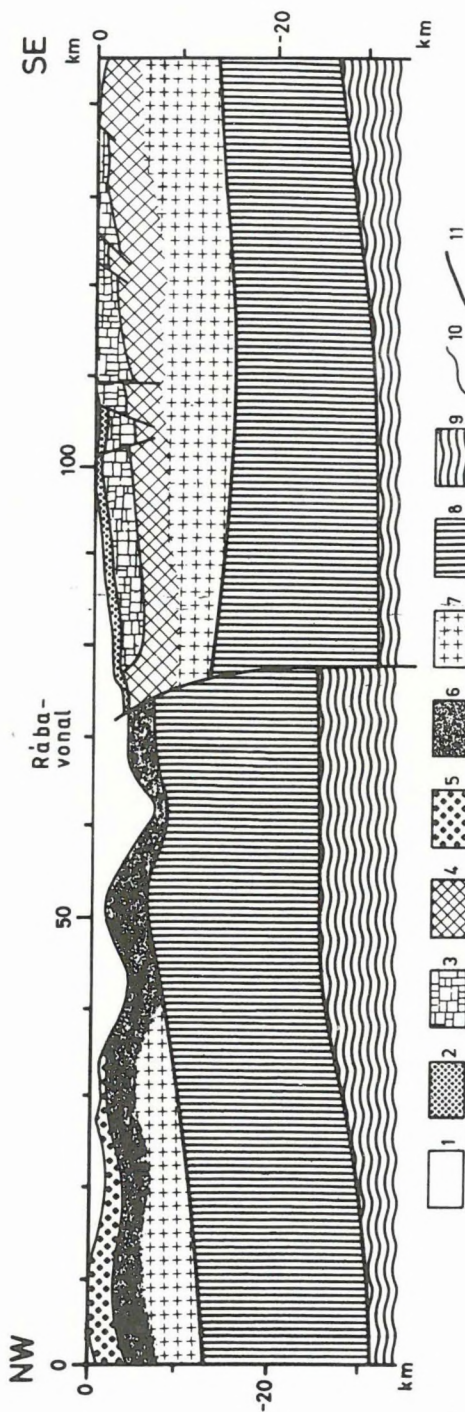
3) A medencealjzat felett ÉNy-ra emelkedő reflexiók zavarok kb. az 1,6–1,7 s szintig ismerhetők fel. Ez a szint DK felé jól követhető, s a 84,6 km-ben lévő Dabrony-1 fúrásban 0,8 s-ban, a pannóniai üledékek bázisán van. Így tehát a Rába-vonalat kísérő tektonikai mozgások a miocénben még jelentkeztek, a pannóniaiiban azonban már nem.

4) A Rába-vonal síkja meredeken (60–70° alatt) dől DK felé, azaz a Bakony alá. A szeizmikus szelvény (14. ábra, A) alapján lehetségesnek tartjuk, hogy ez a dőlés csak a kéreg felső részében igaz, s mélyebben a sík közel függőlegessé válik.

5) A Rába-vonal síkja az egész földkérget átszeli s legalább 12 km mélységig eltérő sűrűségű és reflexiók rajzolatú egységeket választ el egymástól; ezért lehetséges, hogy itt olyan kéregrészek érintkeznek egymással, amelyek a vonal menti vízszintes mozgással kerültek egymás mellé, vagyis hogy a Rába-vonal alapjában véve eltolódás jellegű.

A Rába-vonal vázlatos jellemzése után áttérhetünk a mélybeli nagysűrűségű ható tárgyalására. A modellszámítás legfontosabb eredménye a ható olyan nagy sűrűsége (22,80 g/cm³), amely bázisos vagy ultrabázisos összetételre mutat. A ható *lefelé legalább 12 km mélységig tart*. A modelljeinkben a Középhegység alatt a földkéreg közepetájára kapott „sűrűségkiegyenlítődési szint” az ún. „gránit-” és „bazalttréteg” határaként fogható fel. A legalább 6 km-rel efölé emelkedő nagysűrűségű ható a „gránitréteg” szintjében idegen, szokatlan test, azaz *kéregszerkezeti anomáliát* képez. A szelvénybeli kép (16. ábra) és a „bazalttréteg” anyagával közel azonos sűrűség alapján arra gondolhatunk, hogy itt a „bazalttréteg” kerül szokatlanul kis mélységre.

Alternatívaként vetődhet fel, hogy ez egy a „gránitréteg” alsó részén települő idegen test, amely sűrűsége alapján sem ÉNy, sem a mélység felé nem határolható le. Tetőpontjának kiemelkedés alatti helyzete és felső határának domborzata arról tanúskodik, hogy a medenceképződés előtt és nem annak



16. ábra. Kéregszerkezeti szelvény az MK-1 reflexiós szeizmikus vonal mentén

1—kainozoos (főleg neogén) üledékköszlet; 2—felsőkérta (szenon) üledékköszlet; 3—perm-alsókérta; 4—középhegységi paleozoikum; 5—alsó-keletapi takaró; 6—Penninikum; 7—„gránit-réteg”; 8—„bazalt-réteg” és hasonló sűrűségű egyéb képződmények; 9—felsőkőpeny; 10—földtani határ; 11—kéregszerkezeti határ

Fig. 16. Crustal structure along profile MK-1

1—Cenozoic (mainly Neogene) sediments; 2—Upper Cretaceous (Senonian) sediments; 3—Permian to Lower Cretaceous formations; 4—Paleozoic of the Transdanubian Range; 5—Lower Austro-Alpine nappe; 6—Penninics; 7—“granitic layer”; 8—“basaltic layer” and other formations of similar density; 9—upper mantle; 10—intra-crustal boundary; 11—intra-crustal boundary

Рис. 16. Структура земной коры вдоль профиля МК-1

1—кайнозойские (в основном неогеновые) отложения; 2—верхнемеловые (сенонские) отложения; 3—пермско-нижнемеловые образования; 4—палеозой Задунайского среднегорья; 5—Нижне-Австроальпийский покров; 6—Пеннинский покров; 7—“гранитный слой”; 8—“базальтовый слой” и прочие образования сходной плотности; 9—верхняя мантия; 10—геологические границы; 11—внутрикоровые границы

során keletkezett, vagyis a *neogénnél idősebb*. Emlékeztet a Déli Alpok nyugati részéről ismert ún. „Ivrea-test”-re [BERCKHEMER 1968] (annak figyelembe vételével, hogy az ottani vastag kéreg alsó fele nálunk a medenceképződés során eltűnhetett), az analógia bizonyításához azonban további vizsgálatok szükségesek.

Fentebb lehetségesnek találtuk, hogy a mélybeli test földmágneses hatóként is jelentkezik. Vizsgáljuk meg részletesebben a *földmágneses anomáliaképet* [HAÁZ–KOMÁROMY 1967]. A Mihályi-kiemelkedésnek az MK–1 szelvényre eső részén egy DNy felé jelentősen kiszélesedő maximumvonalat ÉK-i nyúlványa van meg. A maximumvonalat a Kőszegi–Rohonci-hegységre fut ki, ahol a Pennini-takaró képződményei bukkannak a felszínre. Szuszceptibilitásuk alapján az itteni bázisos és ultrabázisos kőzetek (zöldpala, metagabbro, szerpentinit) elvileg megfelelő hatót képezhetnek [HOFFER et al. 1990]. Emellett az anomáliák egyértelműen a pennini képződmények elterjedési területére esnek, s így kapcsolatuk — bár annak értelme nem világos — nehezen lenne tagadható. Ezért a Kőszegi-hegységtől ÉK felé tartó földmágneses maximumvonalat felhasználhatjuk a Penninikum medencebeli követésére, amint azt már évekkel ezelőtt megtettük [BALLA 1981: 24. ábra, 1982: 14. ábra].

Ettől a sávtól ÉNy-ra azonban — a Soproni-hegységben és a környező medenceterületeken — nincs földmágneses anomália. Mivel az itteni prekainozoos képződményeket az alsó-keletalpi takaróba sorolják, alattuk valamilyen mélységben már Penninikumnak kell következnie. A földmágneses anomáliák hiánya arról tanúskodik, hogy ez a mélység meghaladja a 7–8 km-t, amely szint alatt a kőzetek a magas hőmérséklet miatt már nem mágnesesek. A Mihályi-kiemelkedés alatt a Penninikum ennél magasabban van, vagyis egészében véve a Soproni-hegység felé dől.

Ha elfogadjuk, hogy a Mihályi-kiemelkedés felső-keletalpi paleozoikumból áll [FÜLÖP–DANK 1987], úgy azt kell feltételeznünk, hogy az alsó-keletalpi takarónak vagy a fedője dől a Mihályi-kiemelkedés felé, vagyis a fekvésével ellentétes irányba, vagy a vastagsága csökken le ugrásszerűen. Az alsó-keletalpi takaró tehát vagy elvékonyodik, vagy hirtelen kiékelődik. Ez az a helyzet, amit a Vashegy osztrák oldalán feltételeznek [PAHR 1980].

Alternatív lehetőség, ha a Penninikum felszínének a földmágneses anomáliaképből feltételezett dőlésirányát vesszük alapul. Ebben az esetben arra következtethetünk, hogy a mihályi palák is a soproni kristályos összlet alá buknak, vagyis nem a felső-keletalpi takaróba, hanem vagy az alsó-keletalpi takarónak a soproni kristályos összletnél mélyebb szintjébe, vagy a Penninikum valamely részébe tartoznak. A mihályi palákra ÁRKAI et al. [1987] szerint gyenge metamorfózis jellemző, s PAHR [1980] nem említi illet az alsó-keletalpi-takaróból. Ezért ebben a változatban a mihályi palák inkább a Penninikumba sorolhatók.

Tudomásunk szerint a mihályi palákból nincs semmiféle koradat, s azonosításuk a gráci paleozoikummal kizárólag közettani hasonlóságra támaszkodott. Ez azonban éppúgy fennáll a kőszegi palákkal is, amelyeket — ugyanilyen, elsősorban a metamorfózis fokára alapozott „hasonlóság” nyomán — hosszú ideig szintén paleozoos korúnak vélték. A rendelkezésünkre álló földtani tény-

anyag tehát nincs ellentmondásban az átminősítéssel. A mihályi palák meg a kőszegieknél is gyengébb metamorfózist szenvedtek [ÁRKAI et al. 1987], aminek az lehet az oka, hogy a Pennini-takaró szelvényében a kőszegieknél magasabb szintbe tartoznak.

A kőszegi összletek és földmágneses hatók tehát bármely változatban a Mihályi-kiemelkedés felé süllyednek. Láttuk, hogy a földmágneses anomáliaképből következően a Penninikum a Mihályi–Sopron szelvényben ugyanúgy ÉNy-ra dől, mint a mélybeli nagysűrűségű ható felszíne. Nincs adatunk azonban arra vonatkozóan, megvan-e ez a hasonlóság az előzőre közel merőleges Kőszeg–Mihályi szelvényben is. Ezt a kérdést ugyanolyan gravitációs modellszámítással lehetne eldönteni, mint amelyet az MK–1 szelvény mentén folytatunk le, ezt azonban egyelőre csak kutatási feladatként fogalmazhatjuk meg.

Vizsgálati eredmények hiányában nem tekinthetjük tisztázottnak a mélybeli nagysűrűségű test és a földmágneses anomáliák viszonyát. Annyit azonban megállapíthatunk, hogy a Mihályi Penninikum nem az alpi területeken szokásos módon — helvétai vagy brianszóni, de mindenképpen kontinentális aljzatra tolva — települ, hanem valamilyen, a *kontinentális kérgen belüli mafikus egységen*, amely akár a „bazaltréteg” szokatlanul magasra emelt felszíne is lehet. Ez az eredmény annyira meglepő, hogy feltétlenül ellenőrzést igényel, további, nagyobb területre kiterjedő vizsgálatokkal.

Összefoglalás

Az MK–1 reflexiós szeizmikus szelvény mentén végzett gravitációs modellszámítás eredményeképpen az alábbiakat állapítottuk meg:

1) A *Rába-vonal* a Magyarország földtani aljzattérképén [FÜLÖP–DANK 1987] jelölt helytől mintegy 8 km-rel DK-re esik, síkjának meredek dőlése a Dunántúli-középhegység alá irányul. A Rába-vonalat egy kb. 5 km széles diszlokációs öv kíséri, amely túlnyomórészt az ÉNy-i szárny anyagából áll. A diszlokációk az üledékösszletben a pannon talpáig tartanak, vagyis a miocénban még folytatódtak. Lefelé a diszlokációs öv az egész földkérget átszeli és valószínűleg ugrásként jelentkezik a Moho-felület domborzatában is. Az öv két oldalán levő képződmények fizikai paramétereikben legalább 12 km mélységig különböznek. Mindennek alapján a Rába-vonal *nagyméretű eltolódásnak* minősíthető.

2) A Mihályi-kiemelkedés alatt tőszá 6 km körüli mélységben egy *kontinentális kérgen belüli nagysűrűségű mafikus egység* kezdődik, amely akár a „bazaltréteg” szokatlanul magasra emelt része is lehet.

3) A mafikus egység fölött a Mihályi-kiemelkedésen valószínűleg a Pennini-takaró következik. A mihályi palák vagy ennek magasabb szintjébe tartoznak s így nem paleozoos, hanem *mezozoos korúak*, vagy valóban a felső-keletalpi takaró részét képezik, de ez esetben az alsó-keletalpi takaró itt már feltehetőleg nincs meg.

Irodalom

- ÁRKAI P., HORVÁTH Z. A. and TÓTH M. N. 1987: Regional metamorphism of the East Alpine type Paleozoic basement, Little Plain, W-Hungary: mineral assemblages, illite crystallinity, -b. and coal rank data. *Acta Geol. Hung.* **30**, 1–2, pp. 153–175
- BALLA Z. 1981: Magyarország kréta-paleogén képződményeinek geodinamikai elemzése. *Ált. Földt. Szle* **16**, pp. 89–182
- BALLA Z. 1982: Development of the Pannonian Basin basement through the Crétaceous–Cenozoic collision: A new synthesis. *Tectonophysics* **88**, 1, pp. 61–102
- BERCKHEMER H. 1968: Topographie des „Ivrea-Körpers“ abgeleitet aus seismischen und gravimetrischen Daten. In: Symposium «Zone Ivrea–Verbano», Locarno/Stresa, 30.3–3.4. 1968, Schweiz. Min. Petr. Mitt. **48**, 1, pp. 235–246
- BIHARI D., DARIDÁNE TICHY M., DUDKO A., HORVÁTH I., ÓDOR L. 1978: A Dunántúli-középhegység szénhidrogén prognóza. Kézirat, MÁFI Adattár
- CSÁSZÁR G., CSILLAG G., BUDAI T., KOLOSZÁR L., BIHARI D. 1990: A Keszthelyi-hegység és a Balatonfelvidék térképezésének eredményei. MÁFI Évi jel. 1987-ről (nyomás alatt)
- CSÁSZÁR G., HAAS J., JOCHÁNÉ EDELÉNYI E. 1978: A Dunántúli-középhegység bauxitföldtani térképe (a kainozoos képződmények elhagyásával), 1:100 000, MÁFI, Budapest
- FÜLÖP J., DANK V. (főszerk.) 1987: Magyarország földtani térképe a kainozoikum elhagyásával, 1:500 000. MÁFI, Budapest
- HAÁZ I., KOMÁROMY I. 1967: Magyarország földmágneses térképe. A függőleges térerősség anomáliái, 1:500 000. *Geofiz. Közlemények* **16**, 4, Melléklet
- HOFFER E., SCHÖNVISZKY L. und WALACH G. 1990: Grenzüberschreitende geomagnetische Messungen im Gebiet des Günser Gebirges (Kőszegi-hegység). *Jb. Geol. B.–A.* (im Druck)
- PAHR A. 1980: Das Semmering- und Wechselsystem. Die Fenster von Rechnitz, Bernstein und Möltern. Das Rosalien- und Leithagebirge sowie die Hainburger Berge. In: R. OBERHAUSER, (Editor), *Der geologische Aufbau Österreichs*. Springer-Verlag, Wien – New York, pp. 315–331
- POSGAY K., ALBU I., MAYEROVÁ M., NAKLÁDALOVÁ Y., IBRMAJER I., HERMANN H., BLIŽKOVSKÝ M., ARIC K. and GUTDEUTSCH R. 1991: Contour map of the Mohorovičić discontinuity beneath Central Europe. *Geophys. Trans.* **36**, Encl.
- RÁNER G., ÁDÁM O., HAAS J., NEMESI L., REDLERNÉ TÁTRAI M., VARGA G. 1984: Földtani alapszelvények geofizikai vizsgálata. *ELGI* 1983. évi jel. pp. 37–44
- SZABÓ Z., SÁRHIDAI A. 1985: Magyarország Bouguer-anomália térképe, 1:100 000. Kézirat, ELGI

1.1.3 Észak-Magyarország regionális földtani kutatása

*Tellurikus és magnetotellurikus mérések az Ózdi-medencében**

Az Észak-Borsodi vagy más néven Ózdi-medence földtani ismeretessége meglehetősen hiányos. A Bükk-hegység peremén sorjázó, zömmel szénkutató fúrásokon kívül csak elvétve mélyült nagyobb mélységű fúrás, és ezek közül is csak egy, a Susa–1 jelű érte el az aljzatot. Üledékes medencék aljzatának domborzatára vonatkozó elképzelések jó kiindulópontja lehet a Bouguer-anomália térkép. Azonban, ha — mint a vizsgált területen is — a medencealjzat sűrűsége nem tekinthető állandónak, referencia adatok híján az értelmezés nem lesz egyértelmű, a modellvariációk szükségszerűen feltevéseket is tartalmaznak. Megbízhatóbb kép kialakításához kiegészítő adatokra van szükség.

* Madarasi A.

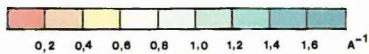
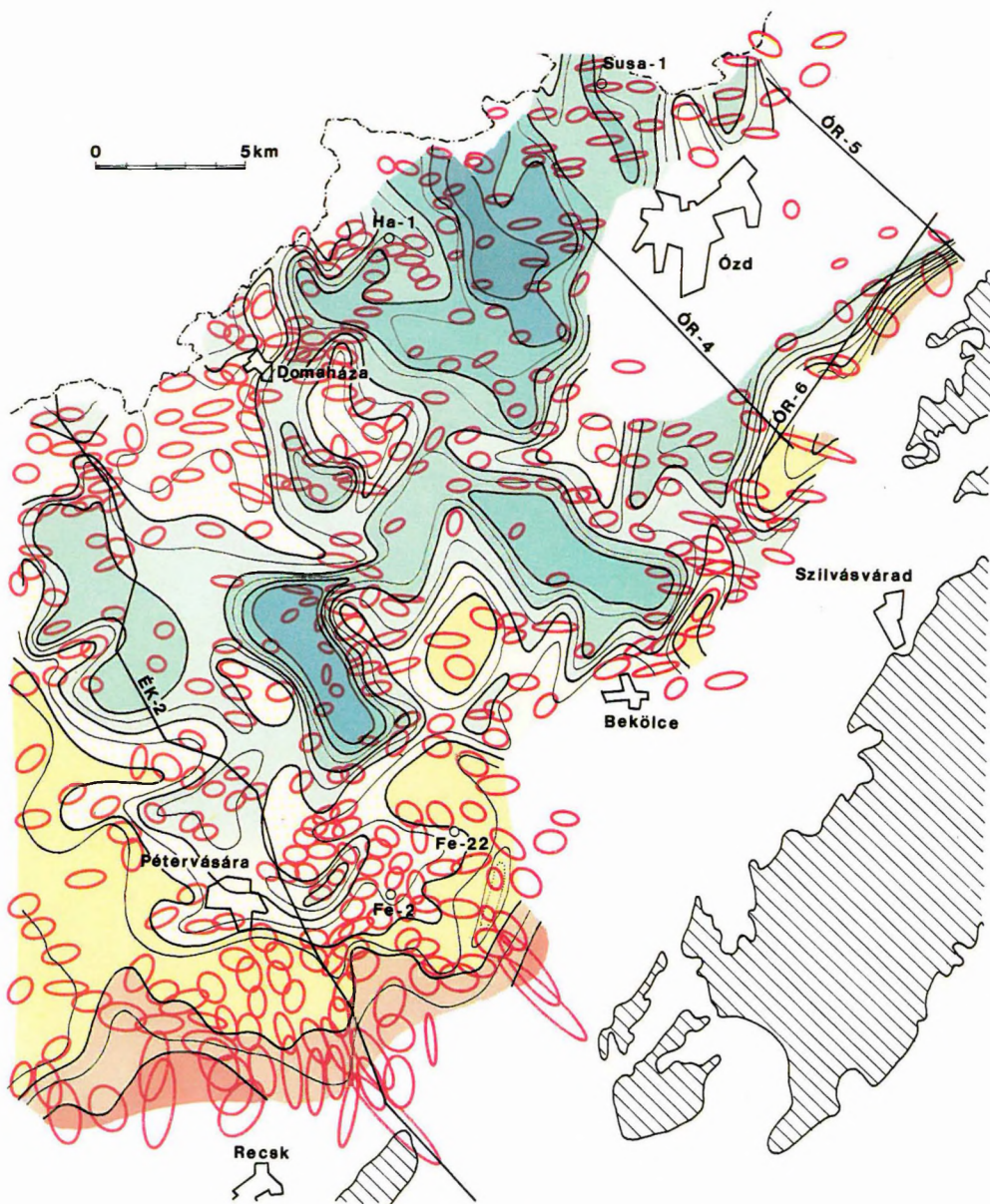
Első lépésként a tellurika látszott — gyorsasága és elfogadható költsége okán — legalkalmasabbnak a kutatási terület áttekintő felmérésére. A bemutatásra kerülő anyag az 1988–1989-ben, összesen 6 hónapig tartó terepi munka eredményeit tartalmazza. A méréseket az ELGI által kifejlesztett TEM–80 típusú műszerekkel végeztük. Minden mérési ponton meghatároztuk az anizotropia ellipszisek paramétereit, és az eredményeket izoárea térképen foglaltuk össze (17. ábra).

A tellurikus térkép legfeltűnőbb jellegzetessége az áreaértékek szokatlan változékonysága. A tellurikus kép az előzetes elképzelésekkel csak a terület déli szegélyén, ill. az Uppony melletti sávban egyezik, ahol az alacsony áreaértékek az aljzat felszínközelsége emelkedését jelzik (lásd a 18. ábrát is). A medence belsejében kis méretű, néhány km széles anomáliák váltakoznak, a gradiens néhol meglepően nagy. Ugyanakkor az anomáliák nagy részének csapása a Darnó-övre, ill. a medence tengelyvonalára merőleges. Rögtön felmerül a gyanú, hogy a tellurikus kép kialakulásában a medencekitöltő üledékek összvezetőképességének változásán kívül más tényező is meghatározó szerepet játszik. Ezt a feltevést a magnetotellurikus szondázások eredményei igazolják.

Az MT szondázások célja az volt, hogy néhány ponton megismerjük a vezetőképesség mélység szerinti változását, kiinduló adatokat teremtve ezzel az izoáreatérkép mélységtérképpé való transzformálásához. Ez a törekvésünk csak részben járt sikerrel, ugyanis a tellurikus kép nagyfokú változékonyságához képest az MT szondázások száma kevésnek bizonyult, és telepítésük sem mondható mindig szerencsésnek. Mindenesetre e mérések eredményéből vázlatos jelleggel megszerkeszthető az aljzat felszínének domborzati térképe (18. ábra).

A nem elhanyagolható eltérés, ami az így leképzett aljzatfelszín és a tellurikus anomáliák lefutása közt mutatkozik, jelentős részben az aljzaton belüli inhomogenitásra, mégpedig elektromosan jól vezető képződmény jelenlétére vezethető vissza. Ennek hatását jól szemlélteti a Susa–1 fúráson mért szondázási görbe (19. ábra). A görbén határozottan jelentkezik az ún. S-intervallum: az impedancia ezen a szakaszon a periódusidő növekedésével nem csökken. A görbe kiértékeléséből a nagyellenállású aljzat mélységére a fúrással megegyező érték adódik. Azonban a periódusidő további növekedése során az impedancia újra csökken az aljzaton belüli jól vezető réteg hatására, így a tellurikus mérések periódusidőben meghatározható látszólagos vezetőképesség a medencekitöltő üledékek összvezetőképességének többszöröse lesz.

Az aljzat mélységén és az aljzaton belüli jól vezetőn kívül a meghatározott áreaértékek az üledékek átlagellenállásától is függenek. Ezt a paramétert az MT szondázásokból határoztuk meg. Értéke a medence belsejében 5 és 10 Ωm között változik. Az átlagellenállás növekedése a jól vezetővel ellentétes hatást gyakorol, az anomáliák egy része magyarázható (lásd a 18. ábrán a 9 Ωm -es vonalat). E hatás korrigálását az MT szondázások relatív (a felépítés bonyolultságához viszonyított) ritkasága teszi bizonytalaná. Mindazonáltal az eddigiek alapján kijelölhetők olyan zónák, amelyek mentén a jól vezető hatása erőteljesebb környezeténél. Ezek a zónák inkább a jól vezető nagyobb kiterjedésével mint felszínközelsége miatt hozhatók kapcsolatba.



1 ○

2

ÓR-4

3 ○



17. ábra. Tellurikus izoárea térkép az anizotrópia ellipszisekkel

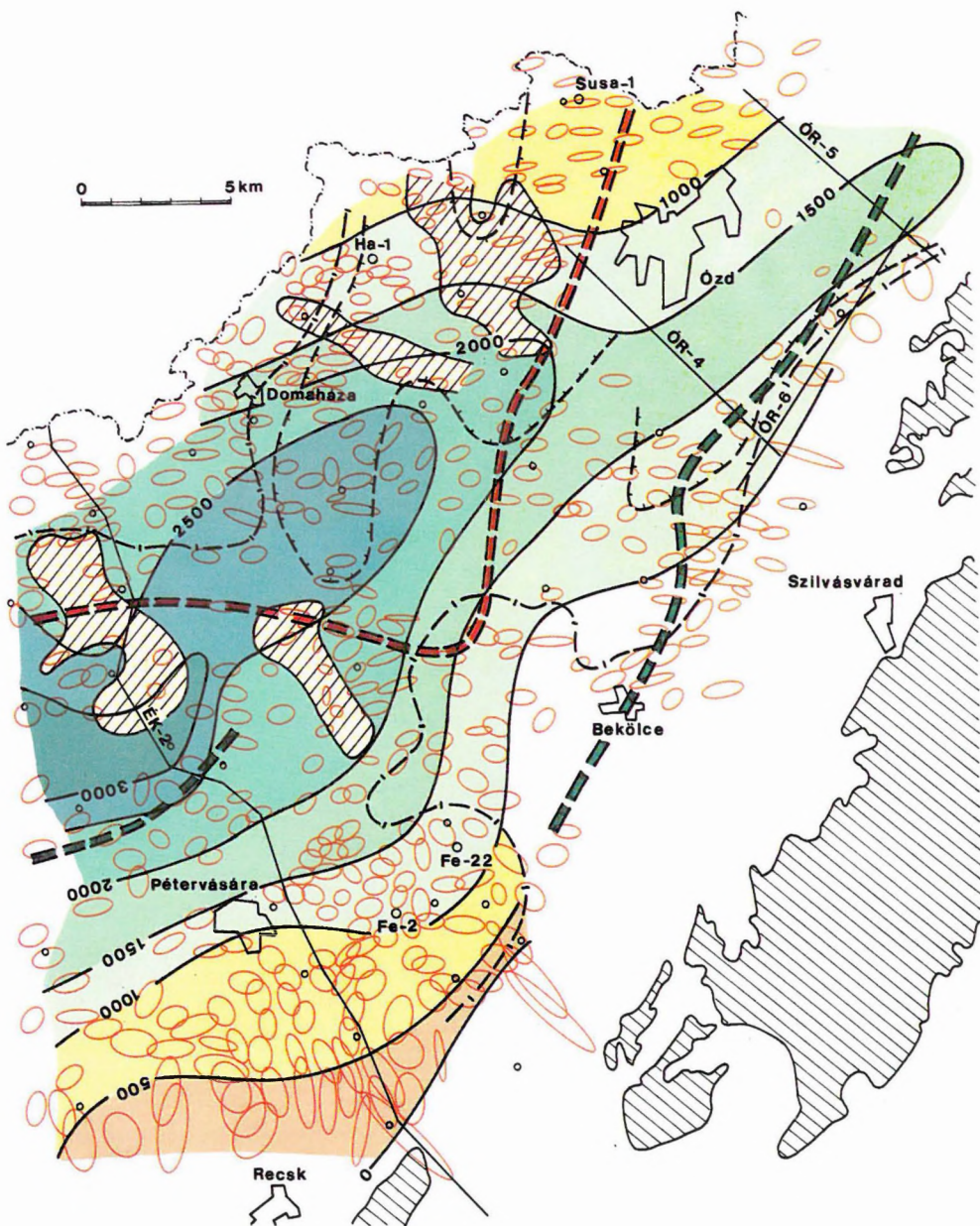
1 — tellurikus anizotrópia ellipszis; 2 — szeizmikus reflexió (ÉK) ill. refrakció (OR) vonal;
3 — mélyfúrás; 4 — az alaphegység kibúvása

Fig. 17. Telluric isoarea map with anisotropy ellipses

1—telluric anisotropy ellipse; 2—seismic reflection (ÉK) and refraction (OR) profiles; 3—borehole;
4—basement outcrop

Рис. 17. Карта теллурических изоареалов с эллипсами анизотропии

1 — эллипс теллурической анизотропии; 2 — сейсмический профиль МОВ (ЭК) или МПВ (OR); 3 — буровая скважина; 4 — выход фундамента



18. ábra. A geoelektromos aljzat mélységtérképe

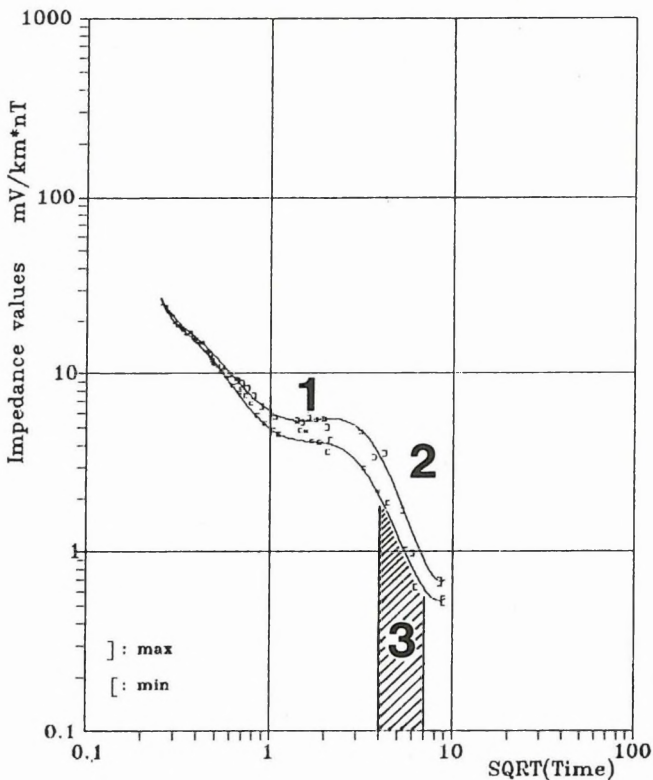
1 — a medencealjzat tengerszinthez viszonyított mélysége; 2 — az átlagellenállás $6 \Omega\text{m}$ -es izovonala; 3 — az átlagellenállás $9 \Omega\text{m}$ -es izovonala; 4 — gravitációs maximum kontúrja; 5 — gravitációs minimum tengelyvonala; 6 — aljzatbeli vezetőhöz kapcsolódó tellurikus anomália; 7 — magnetotellurikus szondázási pont; 8 — szeizmikus reflexió (ÉK) ill. refrakció (OR) vonal; 9 — mélyfúrás; 10 — az alaphegység kibúvása

Fig. 18. Depth contour map of geoelectric basement

1 — depth contour line (b.s.l); 2 — $6 \Omega\text{m}$ isoline of average resistivity; 3 — $9 \Omega\text{m}$ isoline of average resistivity; 4 — gravity high; 5 — axis of gravity low; 6 — telluric anomaly connected with intra-basement conductor; 7 — MT sounding; 8 — seismic reflection (ÉK) and refraction (OR) profiles; 9 — borehole; 10 — basement outcrop

Рис. 18. Карта глубин залегания геоэлектрического фундамента

1 — глубина до фундамента под уровнем моря; 2 — изолиния средних сопротивлений, 6 ом ; 3 — то же, 9 ом ; 4 — контур гравитационной аномалии; 5 — ось гравитационного минимума; 6 — теллурическая аномалия, связанная со сбросом в фундаменте; 7 — пункт МТЗ; 8 — сейсмический профиль МОВ (ЭК) или МПВ (ОР) буровая скважина; 10 — выход фундамента



19. ábra. A Susa-1 fúráson mért magnetotellurikus szondázási görbe
 1 — S-tartomány; 2 — az aljzatbeli vezető hatása; 3 — a tellurikus mérések periódus tartománya

Fig. 19. MT sounding curve at borehole Susa-1
 1 — S-interval; 2 — effect of intra-basement conductor; 3 — period range of tellurics

Рис. 19. Кривая МТЗ на скважине Шуша-1
 1 — диапазон S; 2 — эффект от проводящего тела в фундаменте; 3 — диапазон периодов теллурических измерений

A mélységtérképen feltüntettük a terület gravitációs képének két jellegzettségét: a Domaháza környéki maximum kontúráját, ill. a Darnó-övvvel közel párhuzamosan futó gravitációs minimum tengelyvonalát. Mint az látható, a medence tengelyvonala e vonaltól északra — részben a gravitációs maximum területén — húzódik. Mivel az MT szondázásokkal meghatározott mélységek az ÉK-2 földtani alapszelvény mentén jól egyeznek a szeizmikus reflexiós adatokkal, a mélységtérkép és a gravitációs kép közötti eltérés okát aljzaton belüli sűrűséginhomogenitásban kell keresnünk. Olyan gravitációs modell felállítására látszik kívánatosnak, ahol a Bouguer-anomália minimuma és a medence legmélyebb pontja nem esnek egybe.

Bár az elvégzett vizsgálatok a megválaszolásra váró kérdések számát nem csökkentették, hanem növelték, ígéretesnek tűnik a Darnó-övre merőleges szerkezeti elemek lokalizálása. Az aljzatbeli elektromosan jól vezető képződmény anyagára vonatkozó lehetséges elképzelések közül (elektronos vezetők: grafit vagy szulfidok; ionos vezető: sótartalmú termálvíz) a tágabb földtani környezet ismeretében egyik sem zárható ki, de legvalószínűbb a grafitos palákat feltételező változat.

1.2 ÁSVÁNYI NYERSANYAGKUTATÁS

1.2.1 Kőolajkutatás

1.2.1.1 Jászsági szeizmikus reflexiós mérések*

A Jászság területén a 60-as években kezdődött el a reflexiós szeizmikus kutatás, majd a 70-es években folytatódott. 1975-től kezdődően digitális jelrögzítésű többszörös fedéses méréseket végzett mind az ELGI, mind a GKV. A mérések többsége a D-i területrésze (Abony–Szolnok környéke) esett, s a Jászság középső és É-i területére alig, vagy egyáltalában nem került szeizmikus szelvény. Az OKGT megbízásából a Jászságban 1987–88-ban végzett szeizmikus kutatás célja elsősorban szerkezetkutatás, de hasonlóképp nagy fontosságú a terület kőolaj-perspektivitása szempontjából a nagyvastagságú pannóniai összlet genetikai, sztratigráfiai megismerése. Összesen 688 km szelvényhosszon végeztünk szeizmikus reflexiós mérést, a vonalháló sűrűsége 4,5–10 km-es (Uszjelű vonalak, 20. ábra).

A terület földtani felépítését a területen mélyült kevés mélyfúrás adataiból, a régebbi szeizmikus szelvények eredményeiből, illetve az egyéb geofizikai mérések (gravitációs, mágneses, geoelektromos) térképei alapján lehet vázolni. A jelenleg rendelkezésre álló földtani térképvázlat a kainozoikum elhagyásával készült és az alaphegység különböző képződményeinek elterjedését, körülbelüli mélységét és főbb tektonikai elemeit tartalmazza (21. ábra). A kutatási területre jellemző fő szerkezeti irány ÉK–DNy. Kutatási területünk közepét szeli át az a fő szerkezeti vonal, amely az alpi típusú Bükk-egységhez tartozó újpaleozoós és mezozoós képződményeket (ÉNy) választja el a Mecsek–északalföldi metamorf összlet ultrametamorf és metamorf képződményeitől (DK). A két különböző aljzatú terület határán jelentős tektonikai mozgások valószínűsíthetők. A törésvonalhoz É-ről vulkáni kitérési centrum kapcsolódik: a jászapáti eltemetett vulkáni tömeg hozzávetőleg 2 km mélységben van. A mágneses anomália térkép itt markáns pozitív anomáliát jelez (20. ábra). Egyes vonalaink DK-i végei elérik a bonyolult, sávos felépítésű zónát, ahol a Tisza egység különböző kifejlődésű mezozoós képződményei alkotják az aljzatot.

* Kilényi É., Szeidovitz Zs.

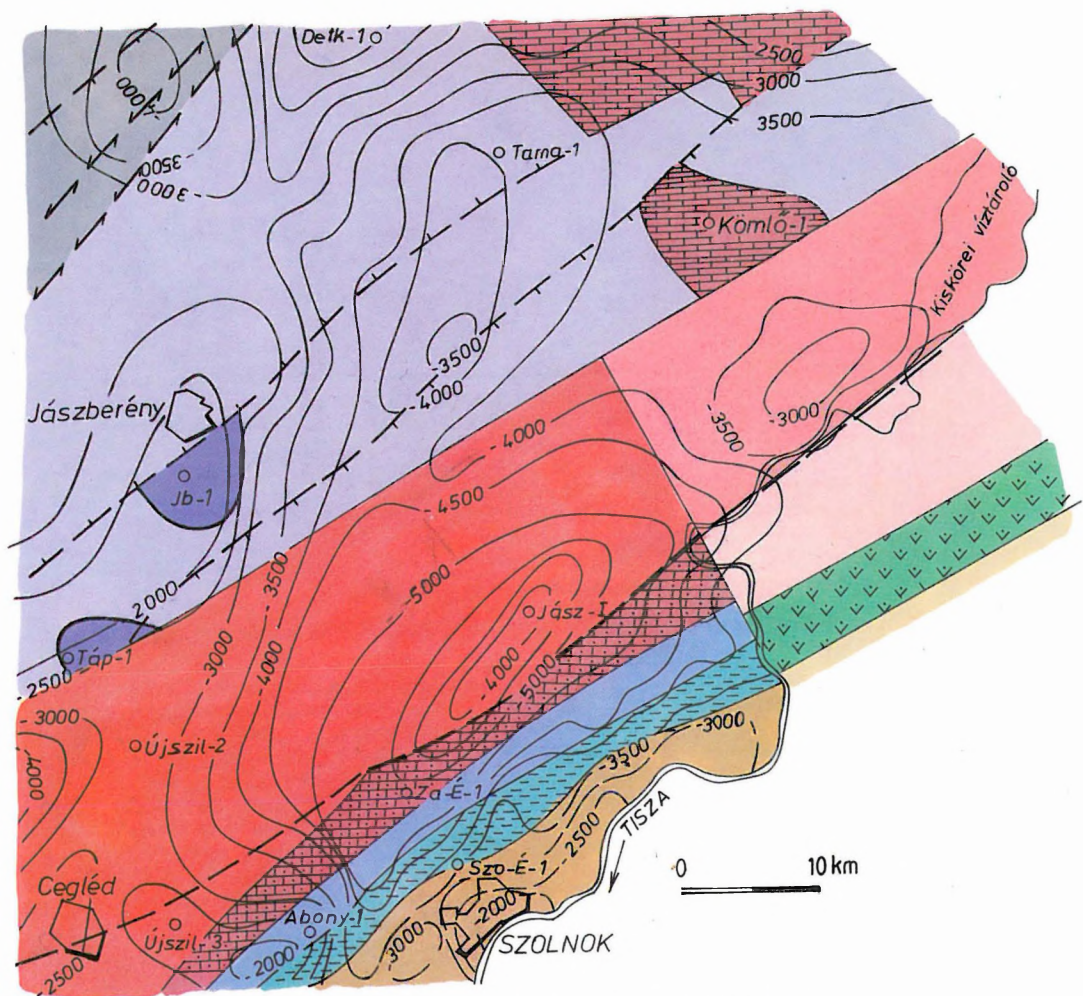


20. ábra. A jászsági szeizmikus mérések helyszínrajza a mágneses ΔZ -anomália térképen
 1 — 1987–88. évi szeizmikus reflexiók vonal; 2 — régebbi szeizmikus reflexiók vonal; 3 — mélyfúrás








Fig. 20. Location of seismic profiles on the geomagnetic ΔZ -anomaly map, Jász region
 1—seismic reflection profile of 1987–88; 2—earlier reflection seismic profile; 3—borehole

Рис. 20. Карта расположения профилей сейсморазведки в Ясском районе на карте магнитных аномалий ΔZ




1 — профиль сейсморазведки МОВ 1987–88 гг.; 2 — профиль сейсморазведки МОВ прежних лет; 3 — буровая скважина

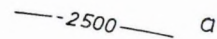
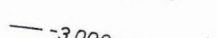
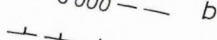
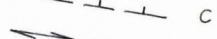


TISZA EGYSÉG

-  1
-  5
-  7
-  9
-  10
-  11
-  17

ALPI TIPUSÚ BÜKK EGYSÉG

-  54
-  56
-  66

-  -2500- a
-  -3000- b
-  - - - c
-  - - - d

21. ábra. Magyarország földtani térképe a kainozoikum elhagyásával — részlet
[FÜLÖP–DANK 1987. MÁFI kiadvány]

Tisza-egység képződményei: 1 — szenon–paleogén flis jellegű képződmények, 5 — mecseki típusú valangini–barrémi vulkáni és vulkanosediment képződmények, 7 — mecseki típusú dogger–malm nyílttengeri pelites–karbonátos képződmények, 9 — mecseki típusú felsőtriász–liász sekélytengeri törmelékes–karbonátos képződmények, 10 — alsó–középsőtriász sekélytengeri törmelékes–karbonátos képződmények, 11 — mezozoós képződmények általában, 17 — Mecsek–észak–alföldi metamorfit összetultrametamorf és metamorf képződményei; *Alpi-típusú Bükk-egység képződményei:* 54 — középső- és felsőtriász sekélytengeri karbonátos képződmények, 56 — újpaleozoós és mezozoós képződmények általában; 66 — bizonytalan korú és kifejlődésű vagy ismeretlen aljzat. Világos szín: feltételezett, sötétebb szín: bizonyított; a — a pretercier képződmények felszínének tengerszinthez viszonyított mélysége; b — a szenon–paleogén flis felszínének mélysége; c — másodrendű harmadidőszaki vető; d — másodrendű harmadidőszaki eltolódás

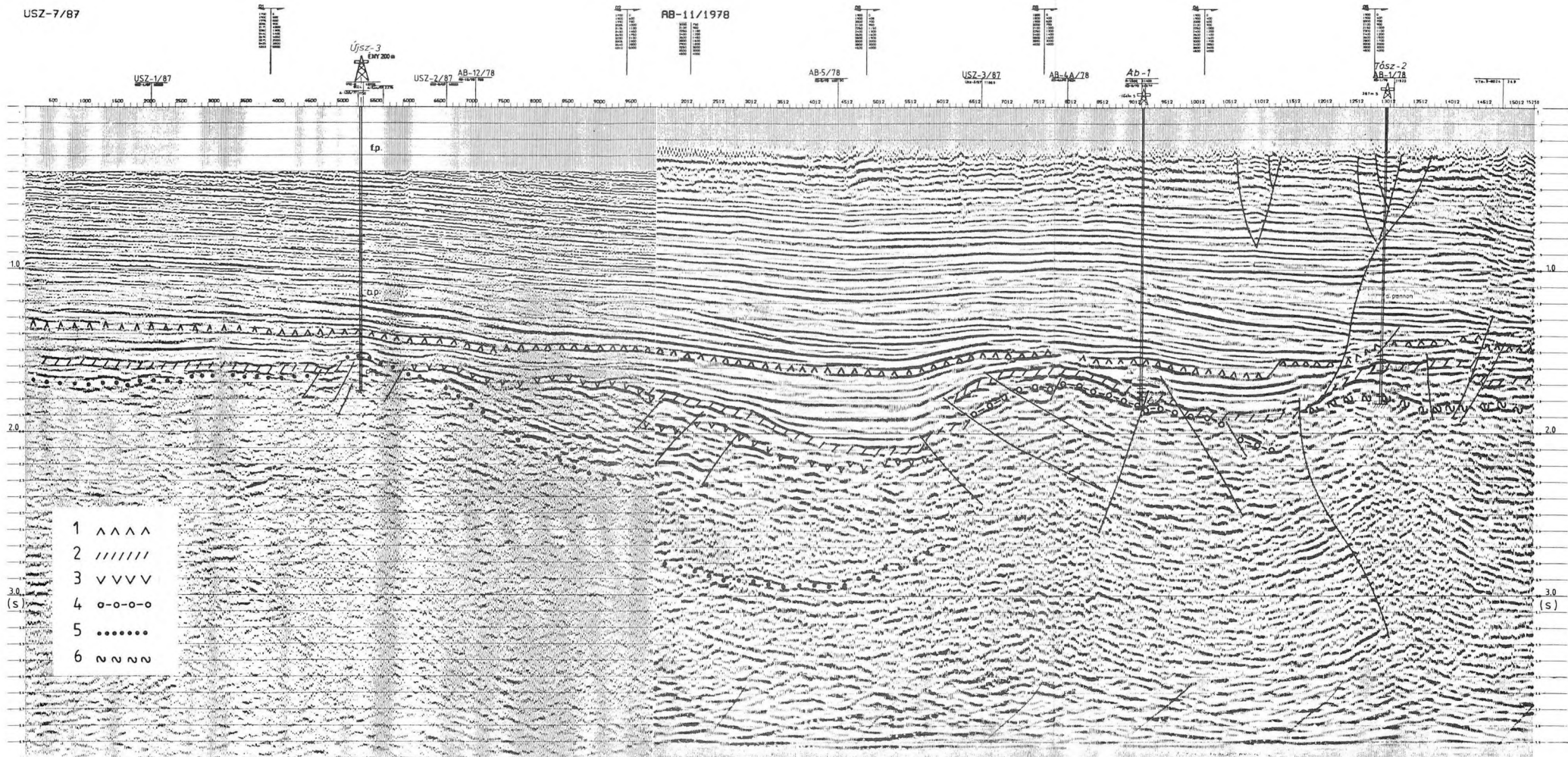
Fig. 21. Geological map of Hungary without Cenozoic formations [detail of
FÜLÖP–DANK 1987]

Tisza unit: 1—Senonian–Palaeogene flysch-type formations, 5—Valanginian–Barremian volcanic and volcano-sedimentary formations of Mecsek type, 7—Dogger–Malm pelagic pelitic–carbonate deposits of Mecsek type; 9—Late Triassic–Lias shallow-marine detrital deposits of Mecsek type (= Gresten facies), 10—Early and Middle Triassic shallow-marine detrital–carbonate deposits, 11—Mesozoic formations at large, 17—Ultrametamorphic and metamorphic rocks of the Mecsek–Northern Great Plain Metamorphite sequence; *Alpinotype Bükk Unit:* 54—Middle to Late Triassic (partly anchimetamorphic) shallow-marine carbonate deposits, 56—Late Palaeozoic to Mesozoic formations at large; 66—Basement of uncertain age and facies or unknown. Light colour: presumed, dark colour: proved. a—Depth of pre-Tertiary surface (b.s.l); b—Depth of the Senonian–Palaeogene surface; c—Second-order Tertiary normal fault; d—Second-order Tertiary strike-slip fault

Рис. 21. Фрагмент Геологической карты Венгрии со снятием кайнозойских образований [FÜLÖP, DANK 1987, изд. Венг. Геол. Ин-та]

Образования Тиссайской единицы: 1 — сенон–палеоген флишевого типа, 5 — вулканогенные и вулканогенно–осадочные образования мечекского типа, воланжин–баррем, 7 — пелагические глинисто–карбонатные отложения мечекского типа, средняя–верхняя юра, 9 — мелководные обломочно–карбонатные отложения мечекского типа, верхний триас–нижняя юра, 10 — мелководные обломочно–карбонатные отложения, нижний–средний триас, 11 — нерасчлененный мезозой, 17 — ультраметаморфические и метаморфические образования метаморфической серии мечекско–североальфельдского типа; *образования Бюккской единицы альпийского типа:* 54 — мелководные карбонатные отложения, средний–верхний триас, 56 — нерасчлененные верхний палеозой и мезозой, 66 — фундамент неясного–возраста или типа или неизвестный. Светлые тона: предполагаемые, темные тона: установленные образования; a — глубина до поверхности до третичных образований под уровнем моря; b — глубина до поверхности сенон–палеогенового флиша; c — третичный сброс второго порядка; d — третичный сдвиг второго порядка

USZ-7/87



22. ábra. Az Usz-7/87 és Ab-11/78 migrált szeizmikus időszelvényből készített kompozitszelvény

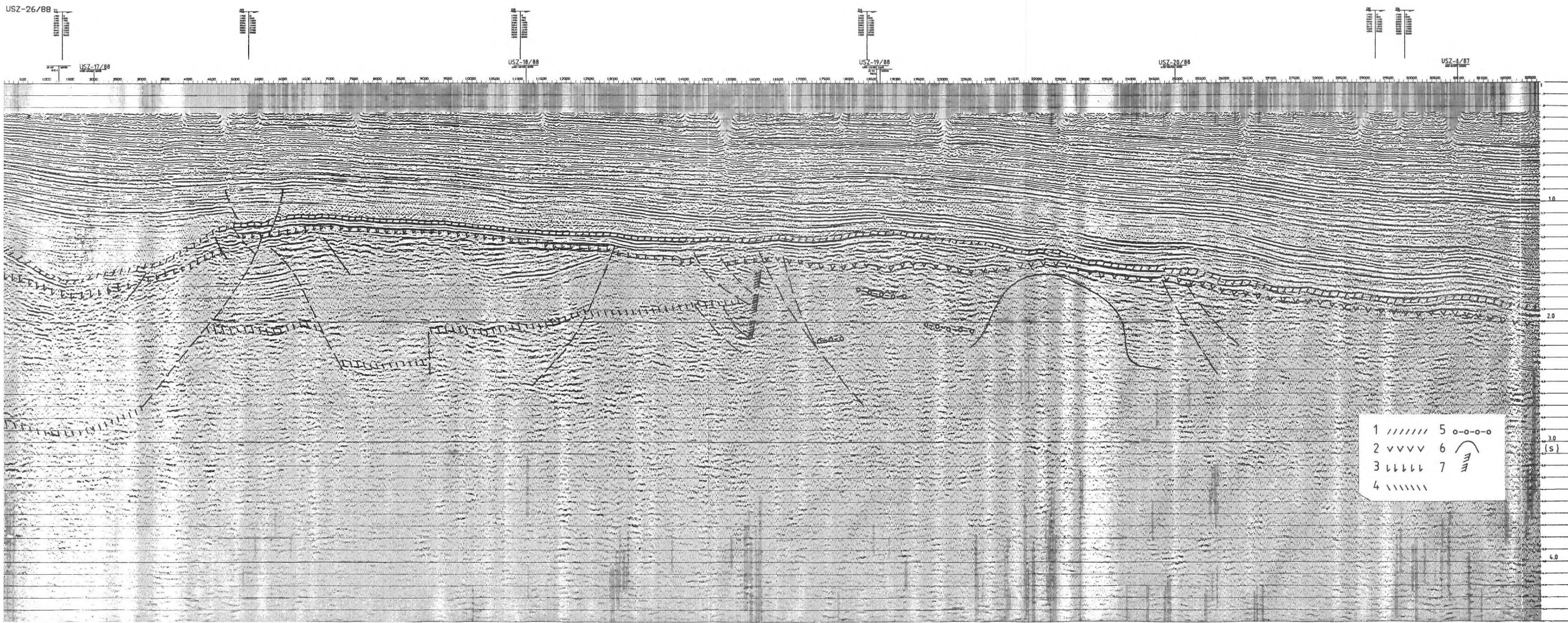
1 — progradáló delta üledékek talpa; 2 — pannóniai üledékek talpa; 3 — üledékes és vulkáni miocén összlet határa; 4 — mezozoós alaphegység; 5 — prekambriumi alaphegység; 6 — flis összlet felszíne

Fig. 22. Usz-7/87 and Ab-11/78 composite time section

1—base of delta sediments; 2—base of Pannonian sediments; 3—contact of volcanic and sedimentary Miocene; 4—Mesozoic basement; 5—pre-Cambrian basement; 6—top of flysch

Рис. 22. Разрез, скомпонованный из сейсмических временных разрезов Usz-7/87 и Ab-11/78

1 — подошва отложений наступающей дельты; 2 — подошва паннонских отложений; 3 — контакт миоценовых осадков и вулканитов; 4 — мезозойский фундамент; 5 — докембрийский фундамент; 6 — поверхность флишевых отложений



1	//////	5	o-o-o-o
2	vvvvv	6	⤿
3	llllll	7	E
4			

3.0
(s)

4.0

23. ábra. Usz-26/88 migrált szeizmikus időszelvény

1 — pannóniai üledékek talpa; 2 — üledékes és vulkáni miocén összlet határa; 3 — oligocén összlet teteje; 4 — oligocén összlet talpa; 5 — mezozoós alaphegység; 6 — szubvulkáni intruzió; 7 — oligocén elterjedési határa

Fig. 23. Migrated time section Usz-26/88

1—base of Pannonian; 2—contact of volcanic and sedimentary Miocene; 3—top of Oligocene; 4—base of Oligocene; 5—Mesozoic basement; 6—subvolcanic intrusion; 7—limit of Oligocene sediments

Рис. 23. Мигрированный сейсмический временной профиль Usz-26/88

1 — подошва паннонских отложений; 2 — контакт миоценовых осадков и вулканитов; 3 — кровля олигоценных отложений; 4 — подошва олигоценных отложений; 5 — мезозойский фундамент; 6 — субвулканическая интрузия; 7 — граница распространения олигоценных отложений

A *preausztriai medencealjzat* fent vázolt szerkezetét néhány mélyfúrás szolgáltatva adatokból szerkesztették. Ezek közül prekambriumi metamorfitokat értek el az Újszilvás-3 és Jász-I fúrásban, a Jászberény-1, a Kömlő-1 és az Abony-1 mélyfúrásban pedig különböző mezozoós képződményeket találtak. Megpróbáltuk a kétféle aljzatos elkülöníteni, illetve lefutását követni a szeizmikus szelvényeken, de ez csak bizonyos területeken volt lehetséges, pl. az újszilvási Újsz-3 és az abonyi Ab-1-et összekötő Usz-7/87 és Ab-11/78 kompozitszelvény mentén (22. ábra). Bár az eredmény nem tekinthető teljesen egyértelműnek, hiszen ezek az összletek már nagy mélységük miatt sem jelentkeznek határozott reflexiós képpel, mégis határozott különbséget vélünk felfedezni a mezozoós aljzat belsejének reflexiós képe és a kristályos aljzat felszíne alatti teljes reflexió mentesség között. Bonyolítja a képet az idős aljzat felett helyenként előforduló vastag miocén vulkáni kőzettömeg, amely egyrészt árnyékoló hatást fejt ki, azaz kevés energia jut el az aljzatig, másrészt a mélyből jövő rendezett energiát szétszórja, ezáltal felismerhetetlenné téve az aljzat reflexiós jellegét. ÉNy-on, ahol paleogén üledékek is megjelennek, az idős aljzat igen nagy mélységben van, a szeizmikus szelvényeken csak reflexiónyomok fedezhetők fel ezekben a mélységtartományokban.

A kutatási területhez ÉNy-ról kapcsolódó területen a tóalmási, nagykátai és Jászberény-Ny-i fúrások tárták fel a *paleogén üledékeket*. A paleogén medence DK-i elterjedésére Tanács J. 1984-ben szerkesztett térképe (MÁFI adattár) nyújt támpontot, eszerint kutatási területünk ÉNy-i részére benyúlik. A paleogén összlet eocén üledékekkel kezdődik (márga, mészmárga, agyagmárga rétegek), amelyek csak a medence mélyebb részein találhatóak, majd az oligocén két fő üledékes egységre tagolható: az alsó agyagos kifejlődésű (Tardi agyag, Kiscelli agyag), a felső homokos kifejlődésű (Szécsényi slir, Pétervásári homokkő). Kutatási feladataink közé tartozott a paleogén medence DK-i határának megvonása, a határ jellegének meghatározása és a kőolajképződés és tárolás szempontjából döntő jelentőségű agyagos és homokos egységek szerkezeti helyzetének, illetve vastagság viszonyainak megismerése.

Szeizmikus szelvényeinken az oligocén képződmények két fő egységét el lehet különíteni, az alsó agyagos képződmények jellege a szinte teljes reflexiómentesség, a felső, homokos összletekből jól követhető reflexiósorozatok származnak. Ezt szemlélteti az Usz-26/88 szelvény (23. ábra) ÉNy-i fele. A paleogén összlet vastagsága 400–1100 ms (600–2500 m-nél is nagyobb) között változik, amelyből a homokos összlet 13 km-beli kiékelődéséig kb. fele-fele arányban oszlik meg az agyagos és a homokos rétegsor. 13 és 16 km között a miocén üledékek közvetlenül az agyagos alsó oligocén összletre települnek, mígnem 16 km-nél miocén vulkáni kőzettömegek kerülnek az oligocén mellé. E kettő kontaktusa egyértelműen tektonikus. Az oligocén üledékösszletet az ÉNy-DK irányú szelvényeken, nagyjából a Jászberény-Tarnaörs vonalig lehetett felismerni és követni.

Az oligocén összlet vizsgálatára készített szeizmikus térképek közül az összlet felszínének időtérképét a 24. ábrán mutatjuk be.

Az oligocén összlet talpát a szeizmikus kép jellegváltása alapján jelöltük be, helyenként, különösen a nagyobb mélységekben ez a jelölés meglehetősen bizonytalan.

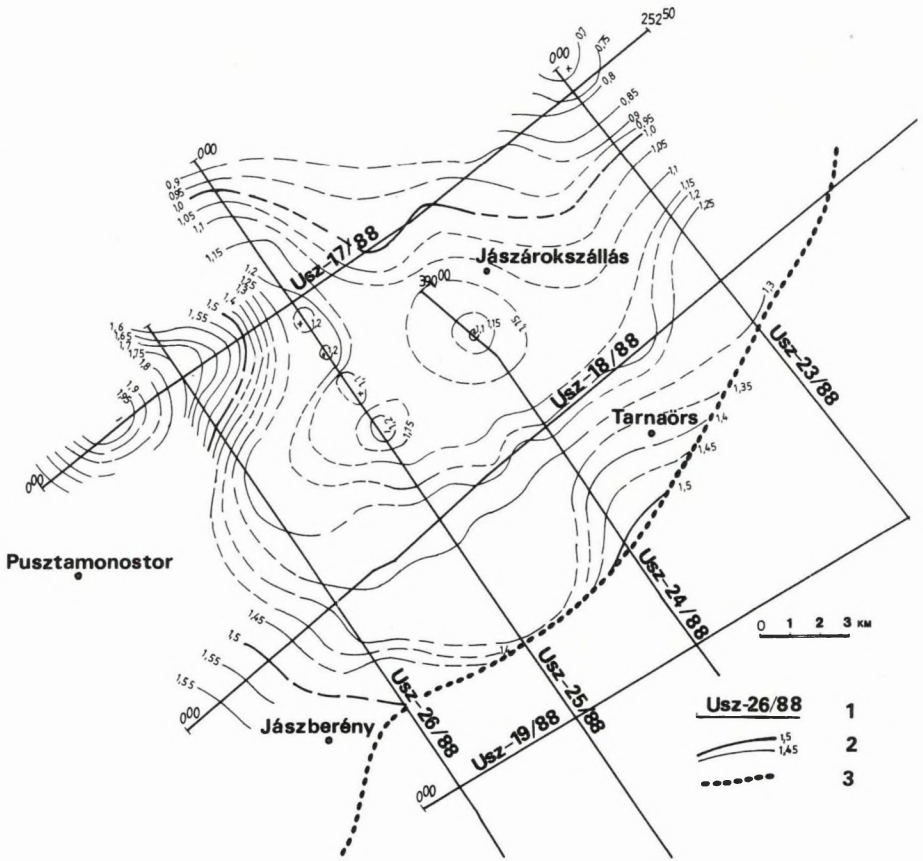
A miocént két, jellegében teljesen eltérő kifejlődés képviseli (itt a miocén alatt — a hazai szénhidrogén-kutató mélyfúrási jegyzőkönyvek adattári jelölésével egyezően — az eggenburgitól a felső szarmatáig bezárólag tartó korszakot értjük). Az üledékes miocén összletet általában hosszan követhető párhuzamos reflexiósorozatok jellemzik. A vulkáni miocén összleten belül is két típust lehet elkülöníteni: a kitörési centrumok közelében, a viszonylag homogén kiömlési vagy szubvulkáni kőzetek reflexiómentes „kiüresedett” alakzatokat hoznak létre, ezek zömmel tufákból felépülő környezete viszont kaotikus, de energiadús reflexiók képpel jelentkeznek. Ezeket a jelenségeket az Usz-26/88 szelvény DK-i felén szemléltethetjük (23. ábra). A 22 km-es szelvénykaró környékén látható egy vulkáni test, mely a mágneses ΔZ -anomáliatérkép (20. ábra) szerint a jászapáti mágneses ható DNy-i nyúlványa. Míg az üledékes miocén általában 100–150 m (maximum 500 m), addig a vulkáni miocén rendkívül változó vastagságú, területünkön a 2000 m-t is elérheti.

A szeizmikus mérések a *pannóniai* üledéksorozat megismerését tették lehetővé a legrészletesebben. A kutatási terület nagy részén a pannóniai üledéksorozat nagyon vastag, K-en a Tisza vidékén éri el a legnagyobb vastagságot, a Jászapáti–Jászberény vonaltól É-ra viszont erőteljesen kivékonyodik. Ott, ahol a pannóniai üledékösszlet igen nagy vastagságot ér el, az üledéksorozatot három fő részre tagoltuk a szűrt-dekonvolvált szelvényváltozatok alapján. A pannóniai összleten belüli vizsgálatainkat az ÉNy–DK irányú Usz-24/88 szelvény DK-i kb. 23 km hosszú szakaszán szemléltetjük (25. ábra).

A pannon legkorábbi időszakában közel vízszintes rétegződéssel valószínűleg a területtől távolabb képződő deltarendszer turbiditjei, márgái ülepedtek le, de lehetséges, hogy ez az összlet nagyobb vízmélységű (kb. 1000 m) tengeri üledéksorozat. Valószínű, hogy a legmélyebb, gyengén reflektáló rész turbidit, fölötte közepes vízmélységben képződött tengeri sorozat van, amelyet hosszan követhető közel párhuzamos erős reflexiók jellemeznek (25. ábra, A szekven-
cia).

A következő üledékösszletet a folyamatosan előrenyomuló (progradáló) delta képződmények uralják, amelyek közepes mélységű (600–900 m) vízben keletkeztek. A 25. ábrán a progradáló delta üledéksorozat a B-vel jelölt összleten belül látható és az egyes lebenyeket megkülönböztetésül számmal láttuk el.

A pannónia üledékösszlet vizsgálata során több térképet szerkesztettünk. A deltafront fácies számmal megkülönböztetett lebenyeit a szelvényeken korreláltuk és időtérképeket szerkesztettünk a lebenyek lefutásának vizsgálatára, 100 ms-os időintervallumokkal. Az 1-es lebeny a legidősebb, a 8-as a legfiatalabb. A lebenyek elvégződését fogazott vonallal ábrázoltuk. A 26. ábrán öt különböző lebeny lefutását ábrázoltuk (1, 3, 5, 7, 8-as számú) egy térképen. Az egyre fiatalabb korú lebenyek előrenyomulása Ny, illetve ÉNy felől K, DK felé



24. ábra. Az oligocén összlet felszínének értelmezett felület időtérképe
 1 — szeizmikus reflexiós vonal; 2 — időszintvonal (s); 3 — az oligocén elterjedési határa

Fig. 24. Time contour map of top of Oligocene

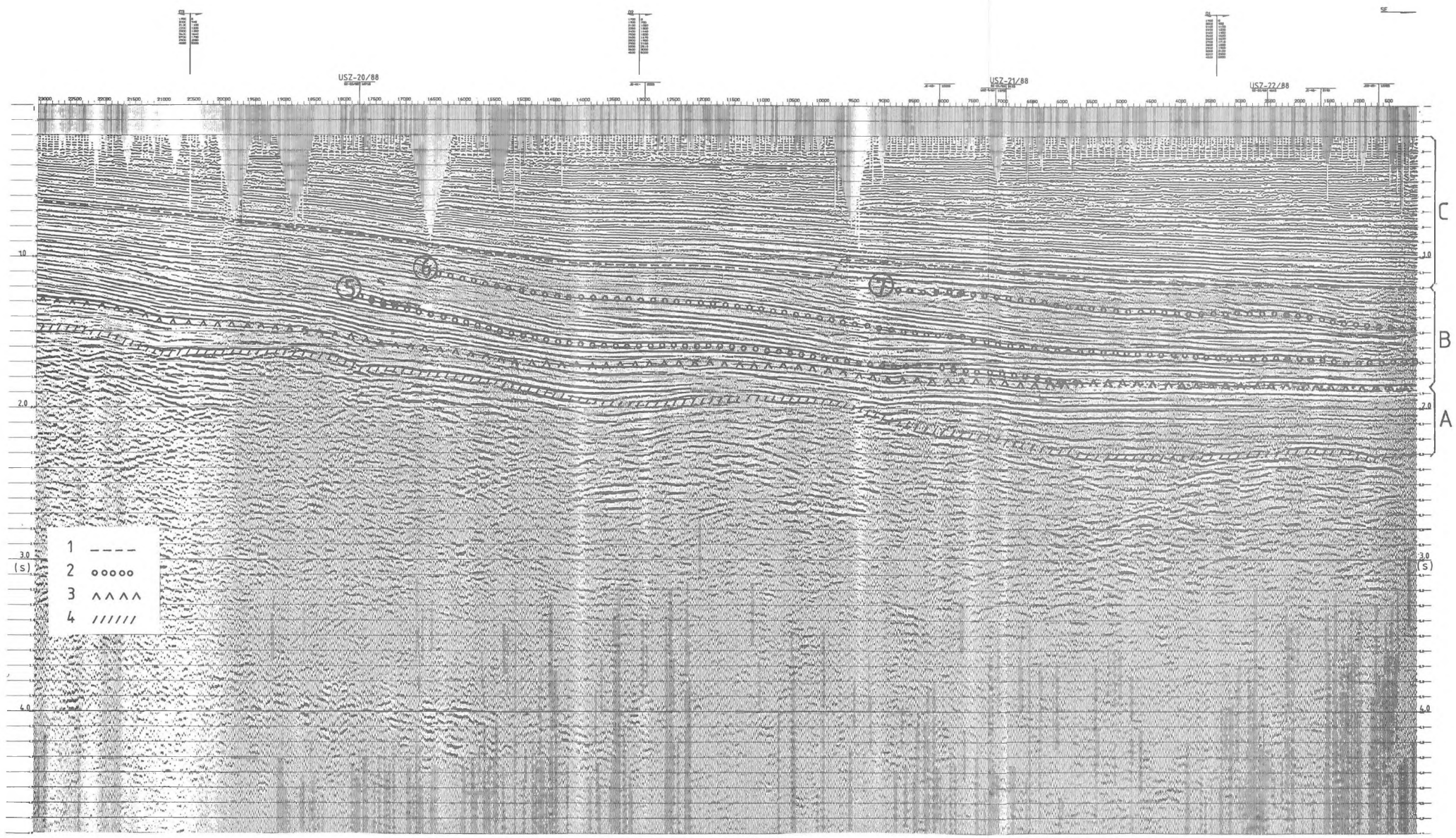
1—reflection seismic profile; 2—time contour line (sec); 3—limit of Oligocene sediments

Рис. 24. Карта времен пробега до поверхности, интерпретируемой в качестве кровли толщи олигоценовых отложений

1 — профиль сейсмозразведки МПВ; 2 — изолиния времен пробега (с); 3 — граница распространения олигоценовых отложений

tartott. A 7-es és 8-as leány elvégződése a kutatási területtől távolabb K-re lehet.

A kutatási terület ÉNy-i részén, az Uisz-19/88 szelvénytől É-ra a pannóniai üledékösszlet fokozatosan kivekonyodik, a progradáló leányok már nem figyelhetők meg. A pannóniai üledékösszlet két részre tagolódik; míg a korábbi üledékképződési időszakot képviselő összlet reflexiószegény szeizmikus képpel jellemezhető — valószínűleg egyöntetűen agyagos összetételű — a markáns



25. ábra. Usz-24/88 szeizmikus időszelvény részlete

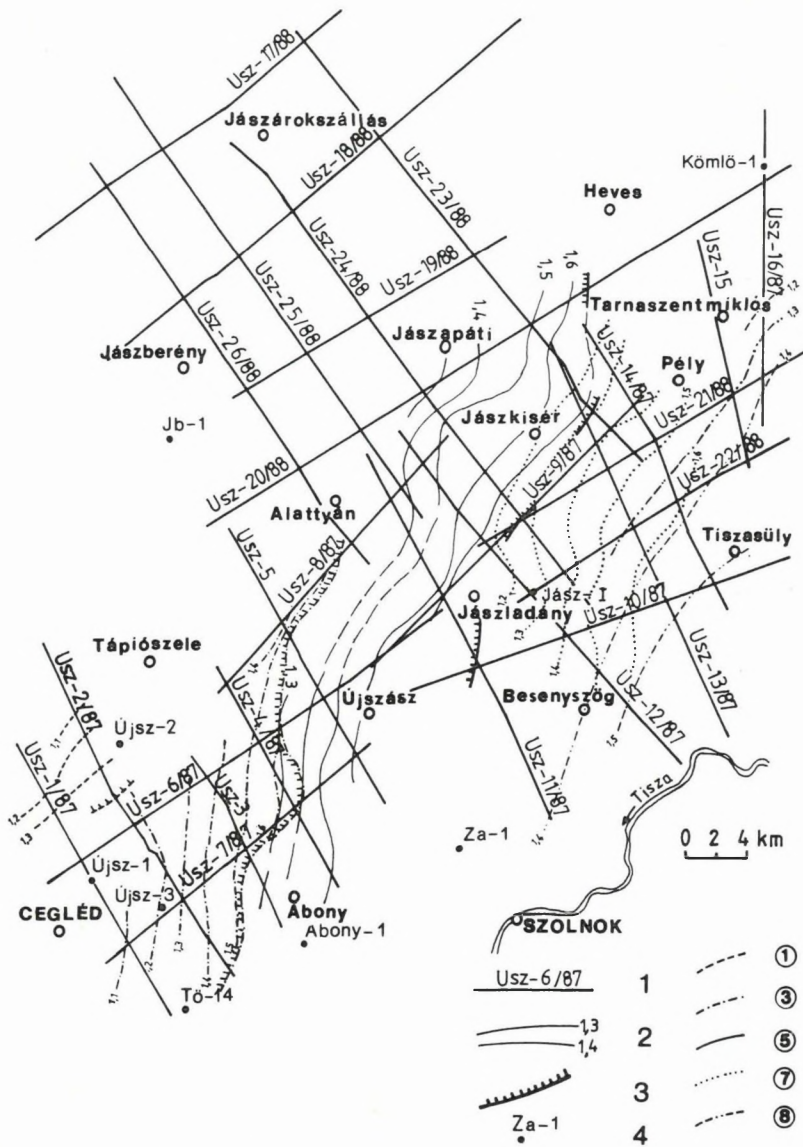
1 — delta síkság fáciesű üledékek talpa; 2 — progradáló delta üledékek lebenyei; 3 — progradáló delta üledékek talpa; 4 — pannóniai üledékek talpa

Fig. 25. Part of migrated time section Usz-24/88

1—base of delta plain sediments; 2—lobes of prograding delta; 3—base of prograding delta; 4—base of Pannonian sediments

Рис. 25. Фрагмент сейсмического временного разреза Usz-24/88

1 — подошва отложений фации дельтовых равнин; 2 — лобовые элементы отложений наступающей дельты; 3 — подошва отложений наступающей дельты; 4 — подошва паннонских отложений



26. ábra. A deltafront fácies néhány lebenyének időterképe. A különböző jelzésű vonalakhoz írt sorszámok az egymás után képződött delta lebenyeket jelölik (az 1-es a legidősebb, a 8-as a legfiatalabb)

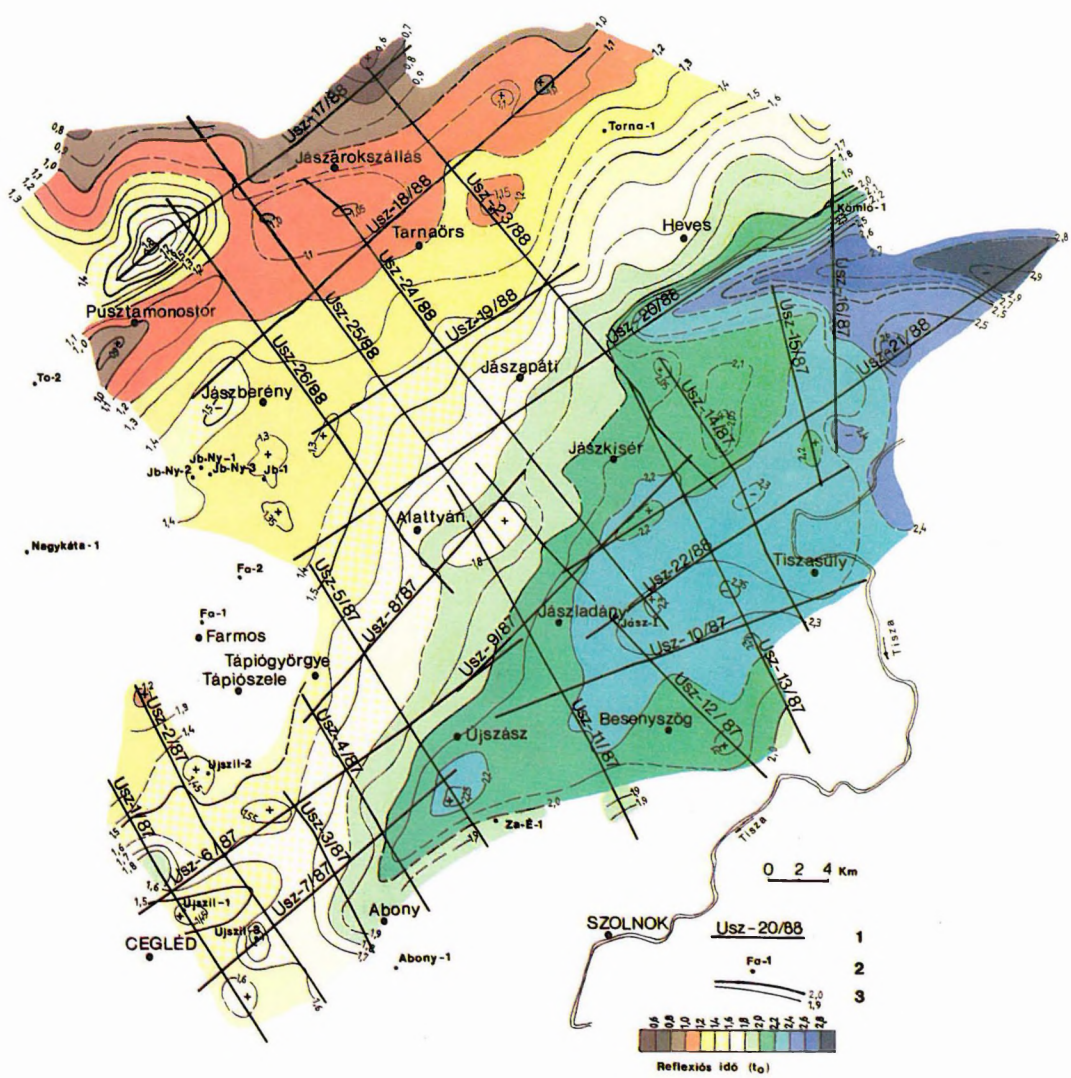
1 — reflexiós szelvény; 2 — időszintvonal (s); 3 — lebenyek elvégződése; 4 — mélyfúrás

Fig. 26. Time contour map of a few delta lobes. Serial numbers mark lobes, the oldest is 1, the youngest 8

1—reflection seismic profile; 2—time contour line (sec); 3—termination of lobe; 4—borehole

Рис. 26. Карта времен пробега до некоторых лобовых элементов фации фронта дельты. Номера при линиях с различными обозначениями отмечают лобовые элементы дельты, формирующиеся друг за другом (1 — наиболее древний, 8 — наиболее молодой)

1 — профиль сейсморазведки МОВ; 2 — изолиния времен пробега (с); 3 — линия выклинивания лобового элемента; 4 — буровая скважина



0 2 4 Km

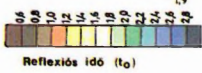
Usz-20/88

Fo-1

1

2

3



27. *ábra.* A pannóniai üledékek aljzatának időtérképe
1 — szeizmikus reflexiós vonal; 2 — mélyfúrás; 3 — időszintvonal (s)

Fig. 27. Time contour map of base Pannonian
1— reflection seismic profile; 2— borehole; 3— time contour line (sec)

Рис. 27. Карта времен пробега до подошвы паннонских отложений
1 — профиль сейморазведки МОВ; 2 — буровая скважина; 3 — изолиния времен пробега (с)

jellegváltással jelentkező második szakaszt jól reflektáló párhuzamos szintek jellemzik, ami eltérő akusztikus tulajdonságú rétegek váltakozását bizonyítja (homokkő-agyagmárga váltakozása).

A pannóniai üledékképződés legfiatalabb és egyben befejező ciklusában az üledékképződés tavi, folyóvízi, mocsári, illetve szárazföldi környezetben folytatódott. A medencesüllyedés mértéke kisebb volt és valószínűleg egyensúlyban volt az üledékek felhalmozódásával. A bemutatott szeizmikus szelvényen (25. ábra) C-vel jelölt összlet alsó határát szaggatott vonallal jelöltük, mivel ez nem jelent korhorizontot, hanem fácieshatárnak tekinthetjük: a delta síkság fácies mind felfelé mind lefelé csak így definiálható.

A pannóniai összlet vizsgálatának eredményeképp időszintvonalas térkép készült az A és B-vel jelölt szeizmikus szekvencia határáról, valamint a pannóniai üledékek aljzatáról, amelyet a 27. ábrán mutatunk be. A térkép uralkodó jellegét az ÉÉK-DDNy irányú süllyedés adja. Erre szuperponálódik néhány helyi szerkezeti elem, mint a Kömlő-1 fúrástól D-re található KÉK-NyDNy irányú mély árok, valamint az Usz-17/88 szelvény elején lévő kiskiterjedésű lokális süllyedék. Több lokális kiemelkedés található a területen, de a legfontosabbnak az alattyáni kiemelkedés látszik, ahol további részletező méréseket végeztünk 1989-ben. Ez a kiemelkedés az A és B összletet elválasztó alsó pannóniai korú szint korrelálásával készült időtérképen is látszik.

Következtetések

Az ismertetett feladatokon túlmenően a kutatás végső célja a terület CH-perspektivitásának megítélése és kutató fúrások kitűzése.

CH-képződés szempontjából két összlettel számolhatunk: az oligocén idősebb egysége (Tardi agyag, Kiscelli agyag) és az alsópannóniai összlet agyag, agyagmárga rétegei. A szervesanyag átalakulásához szükséges hő- és nyomásviszonyok, valamint a megfelelő üledéktömeg feltétele együttesen a paleogénre csak a területünk ÉNy-i sarkába benyúló medencében (24. ábra: Usz-17/88 és Usz-26/88 kereszteződésének környéke) látszik teljesülni. A pannóniai összletben viszont a terület K-i részén, óriási üledéktömegekre feltételezhetők a CH-genezis szempontjából optimális körülmények.

CH-tárolásra mind szerkezeti, mind sztratigráfiai csapdák lehetősége felmerül a paleogén süllyedék és a pannóniai medence elmélyülésének környezetében egyaránt. Az emelkedő porózus rétegek és a törések mint a migrációt elősegítő tényezők egyéb csapdázódási feltételekkel együtt kijelölik a további szeizmikus, illetve fúrásos kutatás területeit. Szerkezeti csapda szempontjából a szintvonalas térképek záródó maximumai jöhetnek elsősorban számításba, ha azok a CH-genezis és migráció szempontjából kedvező helyen fekszenek. Így reményteljesnek ítéltük az alattyáni kiemelkedést, amelyen a közelmúltban részletező szeizmikus méréseket végeztünk. Sztratigráfiai csapdaként szóba jöhetnek a pannon fekvő kiemelkedések árnyékszónáinak turbiditjei (25. ábra 7-9 km), az oligocén-miocén diszkordancia határon kiemelkedő porózus oligocén

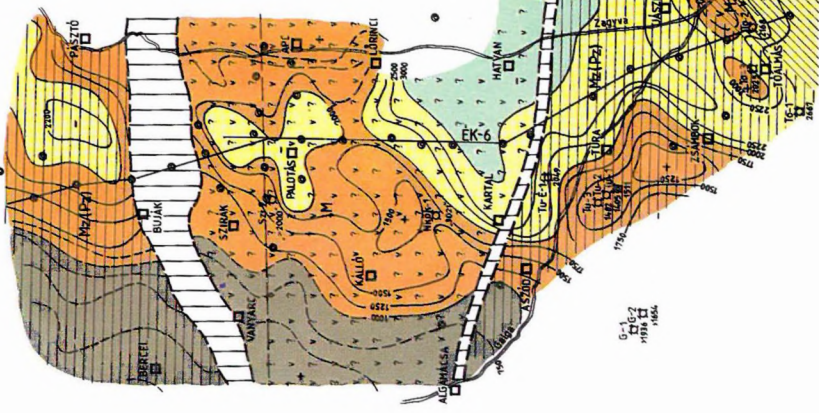
slir (23. ábra 12–13 km), vagy számos helyen a vetőkkel átjárt oligocén összlet tetővidéke (pl. 23. ábra 5–6 km). A miocén vulkáni összlet és a preausztriai aljzat is szóba jöhet mint CH-tároló, de csak, ha kedvező tektonikai helyzetben és üledékes környezetben helyezkednek el. Erre a területen nincs nagy esély.

1.2.1.2 Áttekintő geoelektromos mérések néhány eredménye a Jászságban és a Zagyva-árokban*

1988-ban és 1989-ben tellurikus és magnetotellurikus méréseket végeztünk az OKGT megbízásából a Jászságban. A kutatások célja a vulkano-tektonikai jelenségek és a medencealjzat szerkezetének vizsgálata volt. Területileg csatlakoztunk a KFH megbízásából a Zagyva-árokban végzett 1984. és 1985. évi mérésekhez, amelyeknek eredményeit csak részben közöltük (pl. ELGI 1985. évi jelentése, 32–35 oldal). Most úgy gondoljuk, hogy az összkép sok tekintetben érthetővé, értelmezhetővé vált, ezért e különböző időkben és más-más megbízásból történt mérések eredményeit együttesen mutatjuk be. Szeretnénk kihangsúlyozni, hogy a 2–4 km²/pont sűrűségű tellurikus mérések és a 40–60 km²/pont sűrűségű magnetotellurikus mérések együttesen is csak áttekintő (1:100 000, 1:200 000-es méretarányú) térképek szerkesztését engedik meg. Az eredmények értékelésénél a *regionális jelenségekre* kívánjuk felhívni a figyelmet. Hangsúlyozzuk, hogy geoelektromos mérések eredményének értelmezése más földtani és geofizikai ismeretekre (Magyarország földtani térképe a kainozoikum elhagyásával, MÁFI 1987, gravitációs, földmágneses és szeizmikus térképekre, szelvényekre) is támaszkodik.

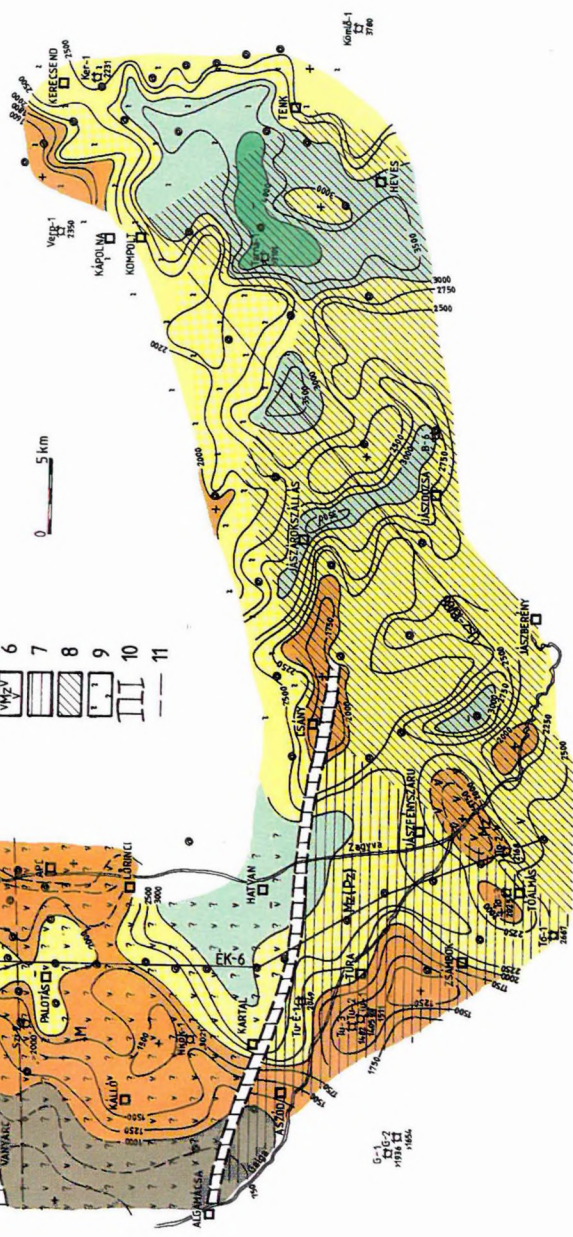
A 28. ábrán látható térkép, a nagyellenállású aljzat mélységtérképe mind a nagyellenállású aljzatképződményeinek korát, kőzetanyagát illetően, mind az ezt fedő kisellenállású üledéket illetően is nagyon változatos képet mutat. A változatoságra egy példa az ÉK–6 magnetotellurikus szelvény (29. ábra). Ennek É-i részén a kisellenállású üledékes összlet minden bizonnyal egy 26 Ω m-es és egy 6–8 Ω m-es oligo-miocén képződményből és ezeknek legfeljebb néhány száz méter vastagságú pliocén, pleisztocén, holocén fedőjéből áll. Az aljzat Szécsény-nél 70–80 Ω m fajlagos ellenállású ópaleozoós kristályos pala, délebbre a 130–400 Ω m fajlagos ellenállású képződmény valószínűleg már mezozoós korú lehet. A 11. és 13. pont között jelentős változás áll be, amely Buják–Pásztó közelében a Mátra É-i határvonalával, illetve az 1985. évi jelentésben közölt tellurikus térképen (1985. évi jelentés 19. ábra) és jelen 30. ábrán egy közel K–Ny irányú minimum zónával egyezik. Ezen nagyszerkezeti vonal mentén a Mátra miocén és annál idősebb összletei a felszínről 1500–2000 m mélységbe kerültek. A miocén vulkáni összleteket 2,0–2,6 Ω m fajlagos ellenállású üledékes miocén és alsó pannon rétegsor 1000 méternél nagyobb vastagságban fedi. A felszínközeleli 400–600 m vastagságú rétegösszlet fajlagos ellenállása alapján felsőpannon és annál fiatalabb korú képződmény lehet. A miocén lávás összletnek tekintett

* Nemesi L., Láda F., Süle S., Varga G.



- EK-6
- 1 1:5000
 - 2 1:2500
 - 3 1:1250
 - 4 1:625
 - 5 1:312.5
 - 6 1:156.25
 - 7 1:78.125
 - 8 1:39.0625
 - 9 1:19.53125
 - 10 1:9.765625
 - 11 1:4.8828125

0 5 km



1:62500
1964

28. ábra. A nagyellenállású aljzat mélységtérképe

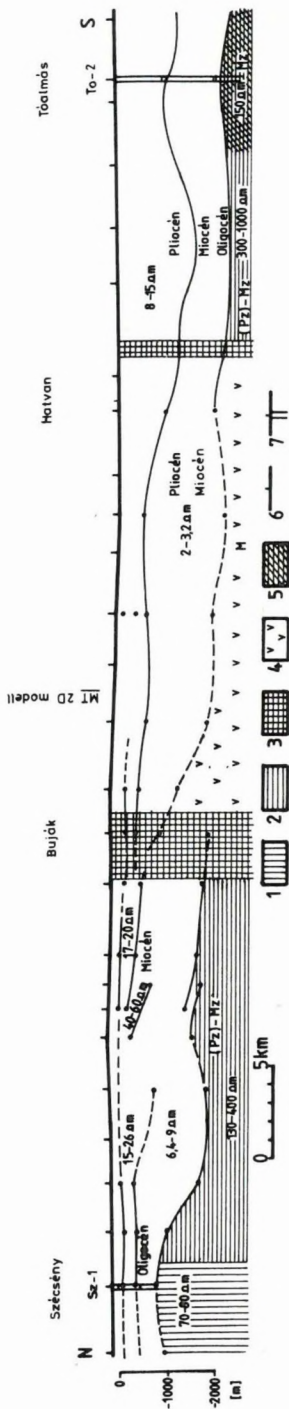
1 — szeizmikus mérési vonal; 2 — MTS mérési pont; 3 — mélyfúrás; 4 — nagyellenállású aljzat mélységszintvonal; 5 — miocén (lávás) vagy oligocén nagyellenállású összlet; 6 — szarvaskői diabáz aljzat; 7 — bizonytalan korú és kifejlődésű aljzat; 8 — újpaleozoos és mezozoos aljzat; 9 — középső- és felsőtriász aljzat; 10 — változási (törési?) zónák; 11 — MTS modell-szelvény nyomvonala

Fig. 28. Depth contour map of high-resistivity basement

1—seismic profile; 2—MT sounding; 3—borehole; 4—contour line of high-resistivity basement; 5—Miocene volcanics or high-resistivity Oligocene formation; 6—the Szarvaskő diabase in the basement; 7—age and formation of basement unknown; 8—Late Palaeozoic and Mesozoic basement; 9—Middle and Upper Triassic basement; 10—zone of transition (fault zone?); 11—line of MTS model profile

Рис. 28. Карта глубин залегания высокоомного фундамента

1 — профиль сейсморазведки МОВ; 2 — пункт МТЗ; 3 — буровая скважина; 4 — изолиния глубин до высокоомного фундамента; 5 — толщина миоценовых вулканитов или олигоценых отложений высокого сопротивления; 6 — сарвашкэйские диабазы в фундаменте; 7 — фундамент неясного возраста и состава; 8 — верхнепалеозойско-мезозойский фундамент; 9 — средне-верхнетриасовый фундамент; 10 — зоны изменений (тектонические?); 11 — линия профиля модельных расчетов МТЗ



29. ábra. Magnetotellurikus mélységsvelvény az ÉK-6 jelű szeizmikus vonal mentén

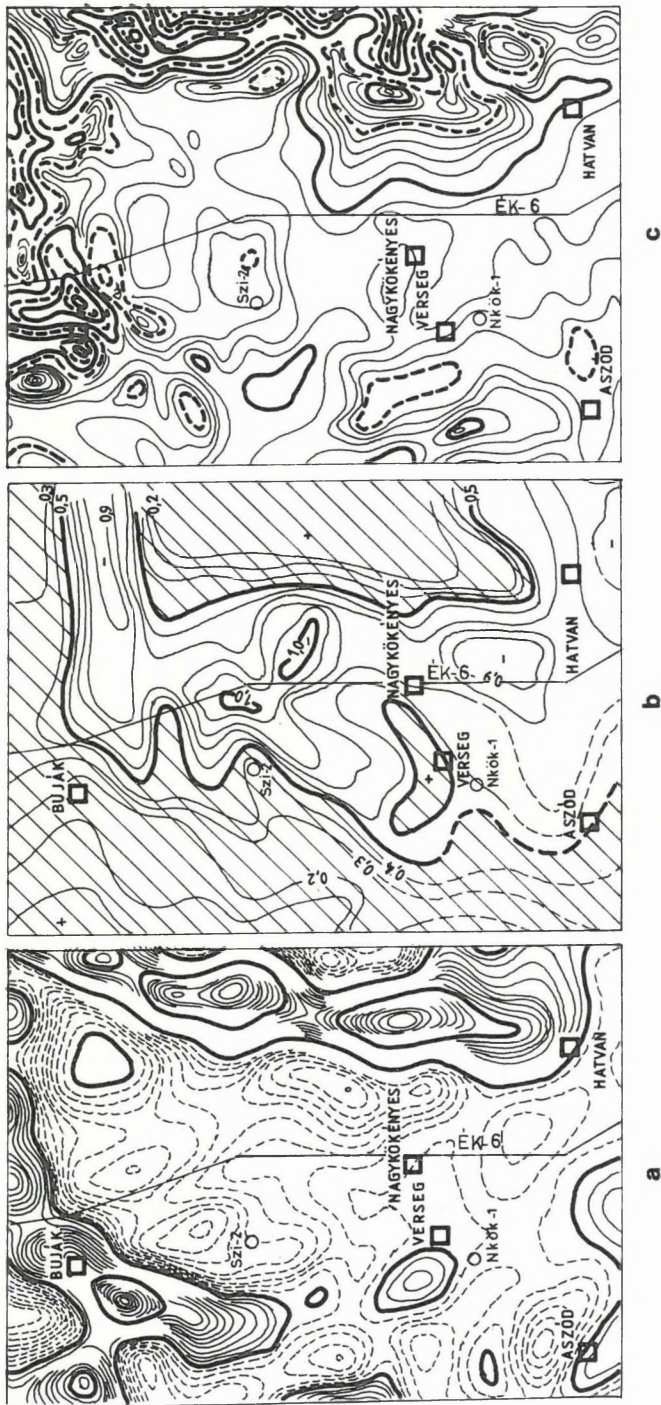
1 — ópaleozoos kristályos aljzat; 2 — bizonytalan korú és kifejlődési aljzat (Mz?); 3 — változási (törési?) zónák; 4 — miocén (lávás) vagy nagyellenállású oligocén összlet; 5 — alsókréta diabáz; 6 — MTS mérési pont; 7 — mélyfúrás

Fig. 29. MT depth section contour map of high-resistivity basement

1—Early Palaeozoic crystalline basement; 2—age an formation of basement uncertain (Mz?); 3—zone of transition (fault zone?); 4—Miocene volcanics of high-resistivity Oligocene; 5—Lower Cretaceous diabase; 6—MTS point; 7—borehole

Рис. 29. Магнитотеллурический разрез вдоль сейсмического профиля ЭК-6

1 — нижнепалеозойский кристаллический фундамент; 2 — фундамент неясного возраста и состава; 3 — зоны изменений (тектонические?); 4 — толща миоценовых вулканитов или олигоценых отложений высокого сопротивления; 5 — сарвашейские диабазы в фундаменте; 6 — пункт МТЗ; 7 — буровая скважина



30. ábra. A Zagyva-árok gravitációs, tellurikus és földmágneses képe: a) Szűrt gravitációs maradék-anomália térkép, b) Tellurikus isoarea térkép, c) Földmágneses ΔZ -anomália térkép

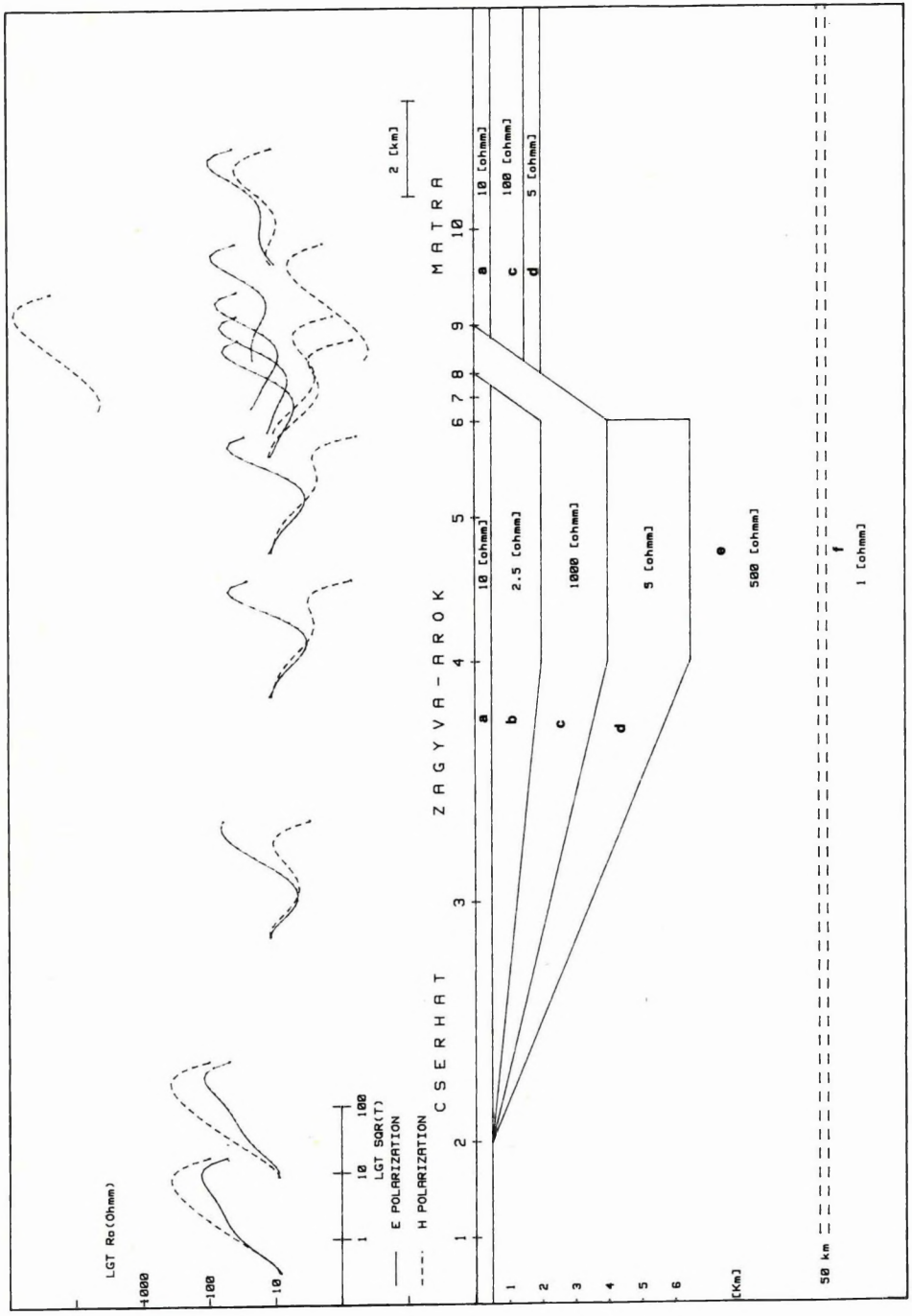
Fig. 30. Gravity, telluric and geomagnetic maps of the Zagyva trough: a) Gravity residual anomaly map, b) Telluric isoarea map, c) Geomagnetic ΔZ -anomaly map

Рис. 30. Гравитационная, теллурическая и магнитная карты Зальвайского грабена: а) Карта остаточных гравитационных аномалий, б) Карта теллурических изоареоалов, с) Карта магнитных аномалий ΔZ

nagyellenállású aljzat mintegy 2 km mélységben van. Mélyebb szintek kimutatása nehézségekbe ütközik, valószínűleg a keskeny árok okozta görbetorzulások miatt, bár a szondázási görbék jelzik, hogy a nagyellenállású összlet alatt kisebb ellenállású (talán oligocén) képződmények találhatók. A térségben mért szondázási görbék torzulási jelenségei jól közelíthetők a 31. ábrán látható, az ÉK–6-ra merőleges 2D modellel. A modellszámítás megerősítette, hogy az 1D kiértékelésből kapott nagyellenállású aljzat a 31. ábrán az 1000 Ωm -es miocén-oligocénnek (?) nevezett réteg felszínének felel meg és hogy a miocén összlet alatt létezik vezető képződmény. Hangsúlyozni szeretnénk azonban, hogy a 31. ábra a Zagyva-árok geoelektromos felépítésének csupán a modelljét adja, és nem pontos kvantitatív leírást. A görbetorzulások miatt a „miocén–oligocén” összlet csak valószínűtlenül nagy ellenállással és vastagsággal adható meg. Ez a modell D felé kb. a Csány–Galgamácsa vonalig tart. Az eddigieken túl az is jellemzője, hogy a gravitációs, földmágneses és tellurikus térképek igen jó hasonlóságot mutatnak (30. ábra) jelezvén, hogy a Mátra és a Cserhát miocén korú vulkanizmusa meghatározó jelentőségű.

Ettől a modelltől D-re újabb típus jelenik meg (a határt vonalkázott sávval jelöltük mind a 28. ábra térképén, mind a 29. ábra szelvényén), amely sok tekintetben az elsőhöz hasonló. A turai, tóalmási fúrásokból és azok elektromos karotázs szelvényeiből tudjuk, hogy a miocén vulkanitos összlet kivékonyodik (kb. 100 m vastag) és ezért a magnetotellurikus mérések már nem is jelzik. Az üledékes pannon, miocén és oligocén összletek pedig elektromosan alig bontható kisellenállású rétegekből állnak, amelyek alatt lehet ugyan vékony eocén képződmény, de ezt sem érzékeljük, csak a mezozoós (?) aljzatot. Ezen belül is elkülönül a Tóalmáson fúrásban is megismert 150 Ωm fajlagos ellenállású kréta diabáz a 300–1000 Ωm -es bizonytalan korú és kifejlődésű, de fajlagos ellenállás értéke alapján valószínűleg mezozoós aljzattól. Az aljzat fajlagos ellenállása a terület ÉK-i részén ennél kisebb (60–200 Ωm), a geológiai térképek szerint középső és felső triász korú képződmény. A 28. ábrán látható terület DK-i részén (Jászberény–Tarnaörs–Erdőtelek) az aljzat igen nagy ellenállású (300–10 000 Ωm), a geológiai térképek szerint újpaleozoós és mezozoós korú képződmény is lehet. A nagyellenállású aljzat mélységtérképén jelöltük az aljzat-típusokat, amelyek a magnetotellurikus mérések és a geológiai adatok közös értelmezésén alapulnak.

A nagyellenállású aljzat mélységtérképének (28. ábra) egyik legérdekesebb anomáliája a tarnaörsi kiemelkedés, amely valószínűleg nem vulkáni hatás, mert mágnesesen teljesen semleges, viszont a gravitációs és tellurikus maximum igen jellegzetes (32. ábra). E kiemelkedés létezését az USz–18/88 szeizmikus időszelvény is alátámasztja (33. ábra). A szeizmikus szelvényen oly meggyőzően elválasztható pannon, miocén és oligocén összlet ellenállása a tarnabodi és kömlői fúrás karotázsszelvényeivel összhangban egyaránt kicsi, így a geoelektromos módszerek számára nem bontható, egységes a harmadkori üledékösszlet. Ugyanakkor ki kell hangsúlyozni, hogy a bemutatott terület D-i 10–15 km-es sávjában a harmadkori medence aljzatának kutatása geoelektromos módszerekkel igen kedvezőnek bizonyult.



31. ábra. A Zagyva-árok 2-dimenziós magnetotellurikus modellje

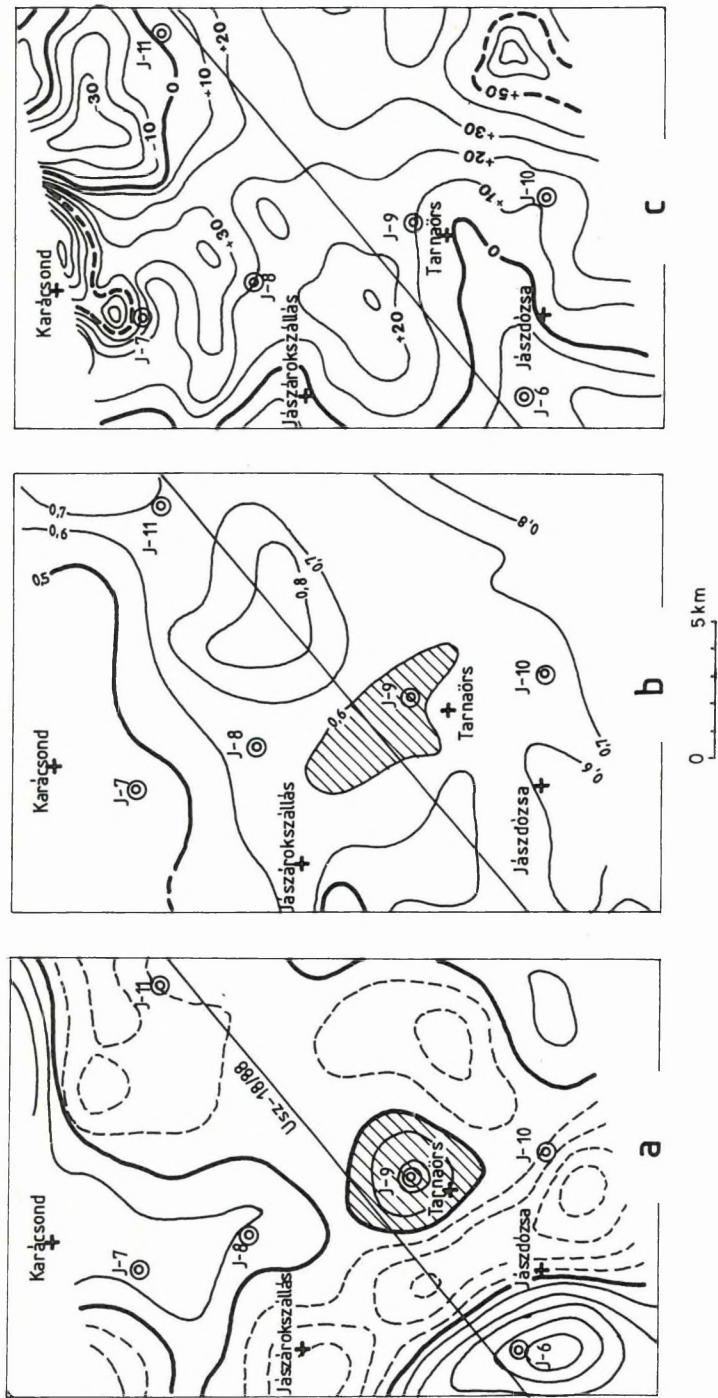
a — felsőpannóniai, pleisztocén, holocén összlet; b — miocén-alsópannóniai összlet, c — nagyellenállású miocén (lávás), vagy oligocén összlet; d — kisellenállású paleogén összlet; e — ismeretlen korú és kőzetanyagú (Mz?) aljzat; f — köpenybeli jólvezető képzőmény

Fig. 31. Two-dimensional MT model of the Zagyva trough

a—Upper Pannonian, Pleistocene, Holocene formations; b—Miocene–Lower Pannonian; c—high-resistivity Miocene (volcanics) or Oligocene formations; d—low-resistivity Oligocene; e—basement of unknown age and composition (Mz?); f—conductor in upper mantle

Рис. 31. Двухмерная магнитотеллурическая модель Задьвайского грабена

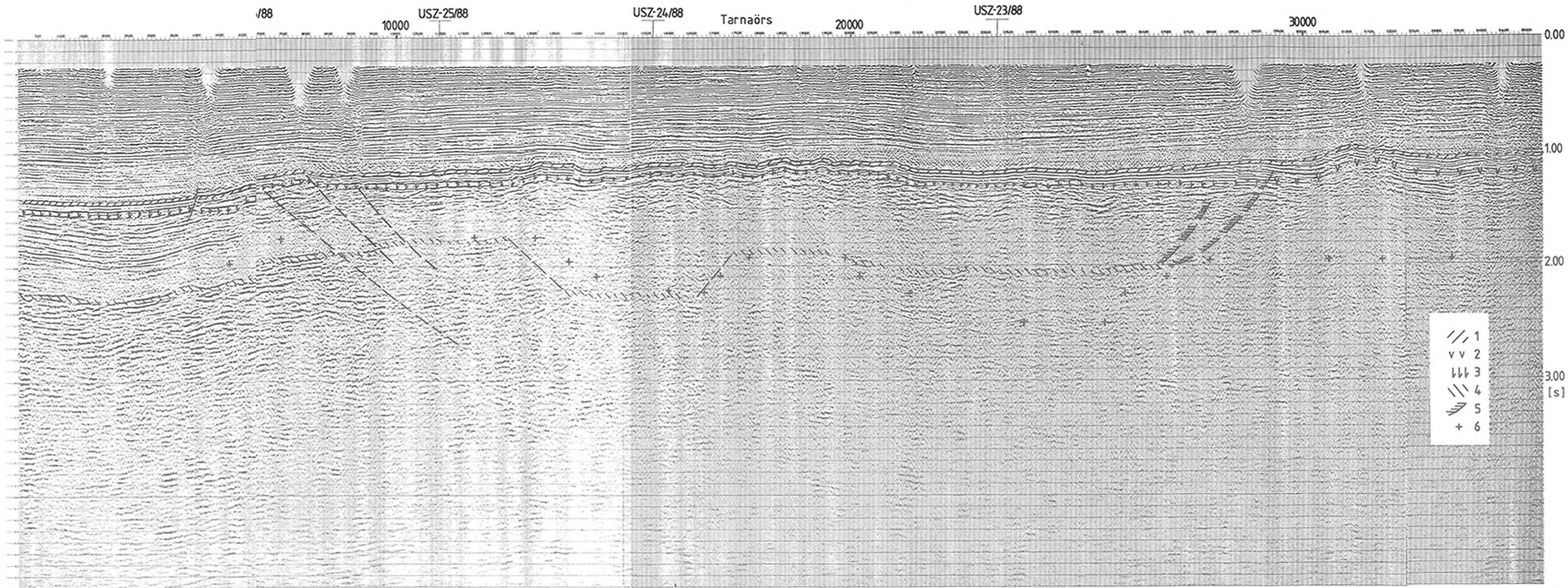
a — толща голоценовых, плейстоценовых и верхнепаннонских отложений; b — толща нижнепаннонских и миоценовых отложений; c — толща миоценовых вулканитов или олигоценых отложений высокого сопротивления; d — толща палеогеновых отложений низкого сопротивления; e — фундамент неясного возраста и состава (мезозой?); f — внутримантийное проводящее тело



32. ábra. Tarnaörs környékének gravitációs, tellurikus és földmágneses képe: a) Szűrt gravitációs maradék-anomália térkép, b) Tellurikus izoarea térkép, c) Földmágneses ΔZ -anomália térkép

Fig. 32. Gravity, telluric and geomagnetic maps of area around Tarnaörs: a) Gravity residual anomaly map, b) Telluric isoarea map, c) Geomagnetic ΔZ -anomaly map.

Рис. 32. Гравитационная, теллурическая и магнитная карты окрестностей с. Тарнаёрш: а) Карта остаточных гравитационных аномалий, б) Карта теллурических изоареалов, в) Карта магнитных аномалий ΔZ



/88

10000 USZ-25/88

USZ-24/88

Tarnaörs

20000

USZ-23/88

30000

- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6

0.00
1.00
2.00
3.00 [s]

33. ábra. Az Usz-18/88 migrált szeizmikus időszelvény

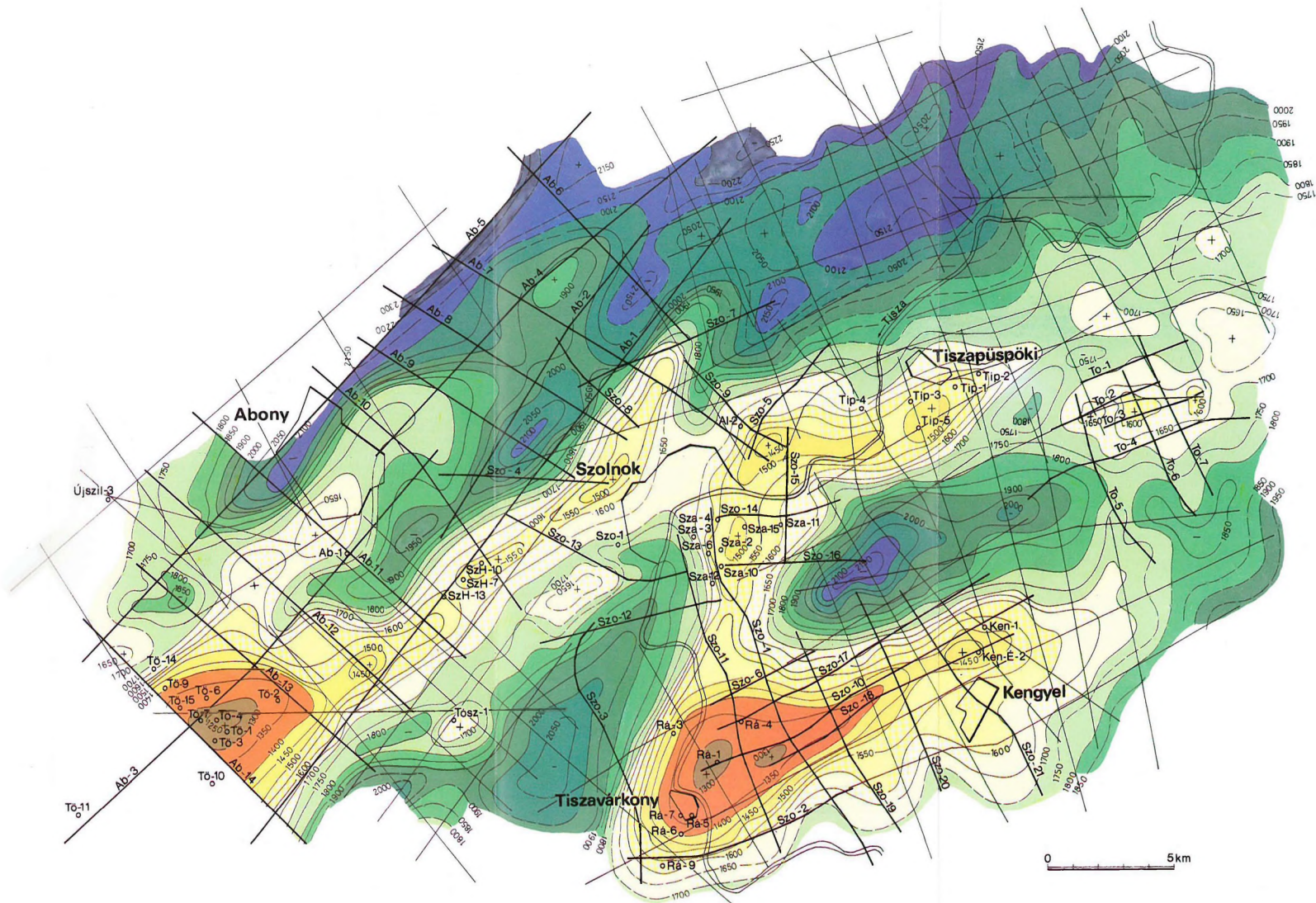
1 — pannóniai üledékek talpa; 2 — üledékes és vulkáni miocén összlet határa; 3 — oligocén összlet teteje; 4 — oligocén összlet talpa; 5 — oligocén összlet elterjedési határa; 6 — geoelektromos nagyellenállású aljzat

Fig. 33. Migrated time section Usz-18/88

1—base Pannonian; 2—contact of volcanic and sedimentary Miocene; 3—top of Oligocene; 4—base of Oligocene; 5—limit of Oligocene sediments; 6—high-resistivity geoelectric basement

Рис. 33. Мигрированный сейсмический временной профиль Usz-18/88

1 — подошва паннонских отложений; 2 — контакт миоценовых осадков и вулканитов; 3 — кровля олигоценных отложений; 4 — подошва олигоценных отложений; 5 — граница распространения олигоценных отложений; 6 — геолоэлектрический фундамент высокого сопротивления



34. ábra. A pannóniai üledékek aljzataként értelmezett felület időszintvonalas térképe a Szolnok–törökszentmiklósi területen, a mérési hálózattal. Szintvonalköz: 50 ms

Fig. 34. Time contour map of base Pannonian in the Szolnok-Törökszentmiklós area, with the seismic network. Contour interval: 50 msec

Рис. 34. Карта времен пробега до подошвы паннонских отложений в изолиниях в районе Сольнок–Төрөксентмиклош, с сетью измерений. Сечение изолиний — 50 мс

1.2.1.3 A Szolnok–Törökszentmiklós környékén végzett szeizmikus reflexiós mérések*

A területen 1987–88-ban összesen 247 km vibroszeizmikus vonalat mérünk. A mérési anyagot az ELGI számítógép centrumában az SzCSz-3 programrendszerrel dolgoztuk fel. Az értelmezésbe bevontuk egyrészt az 1978-ban Abony környékén lemert digitális jelrögzítésű reflexiós anyag újrafeldolgozott szelvényeit, amelyek hossza összesen 254 km, másrészt a GKV által 1979–83 között a kutatási területen mért reflexiós szelvényeket. Így összesen kb. 950 km szelvényanyagot használtunk fel a terület egységes földtani értelmezéséhez. A mérési hálózat a 34. ábrán látható. Az értelmezés során 93 szénhidrogén-kutató fúrás adatait vettük figyelembe, amelyek közül 14-ben szeizmokarotázst is mértek. Az ábrán viszont csak azokat tüntettük fel, amelyek elérték a neogén medencealjzatot.

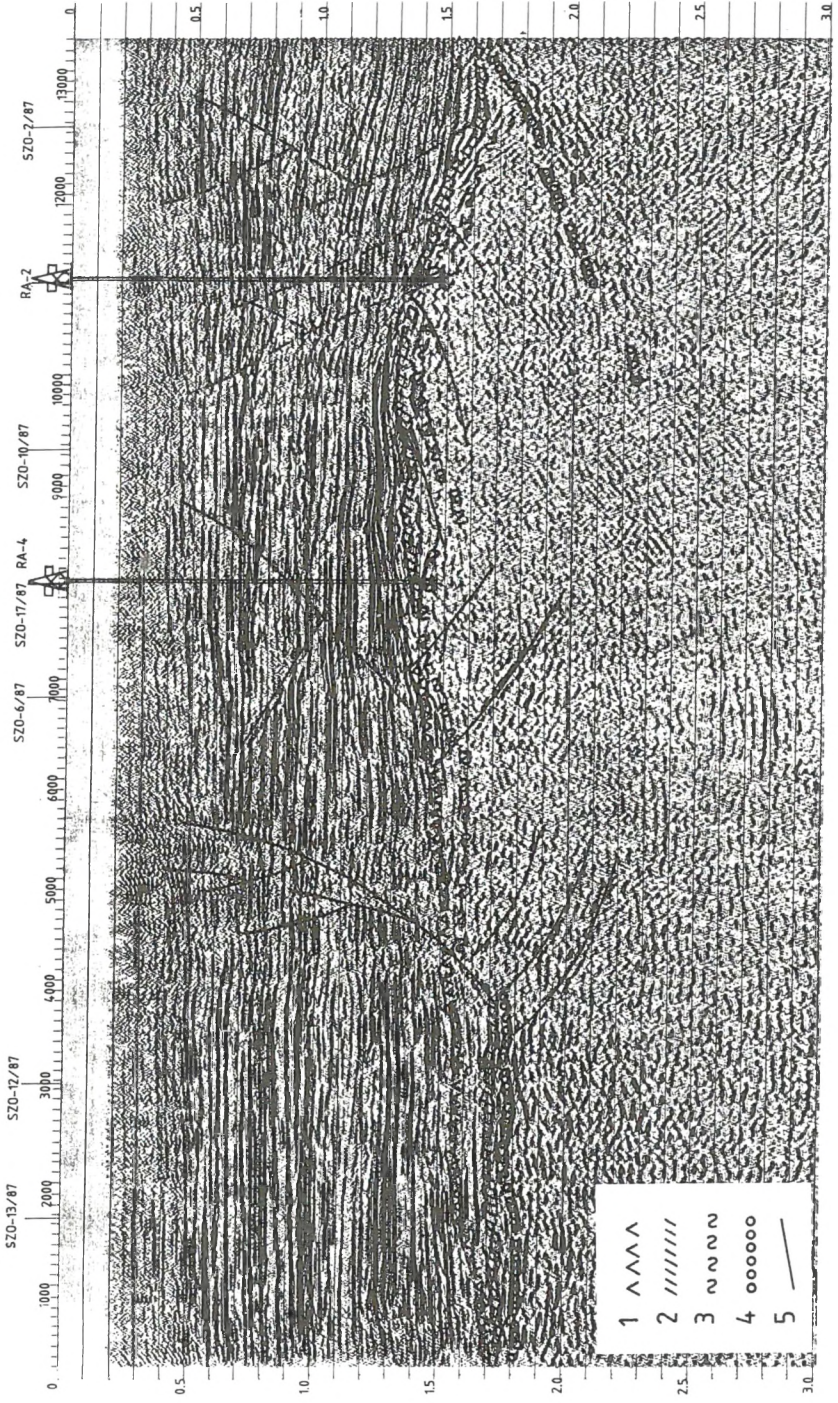
A teljes területen a pannóniai üledékek aljzataként értelmezett szintet és a delta előtér üledékeit felülről határoló diszkordancia felületet korreláltuk, amelyre a delta üledékek progradációval települnek. Emellett megpróbáltuk részlegesen kijelölni a miocén összlet aljzatát (miocén alatt — a magyarországi szénhidrogénkutató fúrási jegyzőkönyvek jelölésével egyezően — a felső szarmatáig tartó korszakot értjük) s a fúrási adatokból kiindulva a különböző aljzatelemeket megkülönböztetni. A pannóniai üledékek aljzatáról készült 50 ms izovonalközű időtérképet a 34. ábrán mutatjuk be.

A kutatási terület szerkezeti képét a nagy gyűrt formák határozzák meg, amelyek neogén előtti, ill. miocén korú oldaleltolódásos folyamatokhoz kötődnek. A legjellemzőbb felgyűrt zónák a flisben vannak. Ezek egyike az abonyi területen húzódik DNy-tól ÉK felé egyre keskenyedő sávval, a másik a Tiszavárkony–Kengyel vonulat, amely NyDNy–KÉK irányú. Vele párhuzamosan fut Szolnok–Tiszapüspöki között egy kisebb vonulat. A kiemelkedések nyereg felületekben találkoznak, amelyek közül a Szolnok fölötti a legjellegzetesebb. A vonulatok között a fenti irányítottságú mély süllyedékek vulkano-szediment blokkjai húzódnak, amelyeket a Tószeg–szandaszöllösi fúrásokban tártak fel. Ezek a blokkok valószínűleg a területen végbement oldaleltolódás során ékelődtek be a flis közé. Az abonyi flis övtől nyugatra húzódik egy másik kiemelt zóna, amely mezozoós, triász, ill. liász törmelékes-karbonátos összletekből áll, a Tö-11 és az Ab-1 fúrások alapján. Ez szintén gyűrt szerkezet, ugyancsak DNy–ÉK irányú, kisebb magasságú vonulat. Ettől nyugatra az Ujsz-3 fúrás alapján prekambriumi metamorfitek várhatók. A flist felgyűrő oldaleltolódással kapcsolatos oligocén vagy miocén mozgások a pannonban némileg kiújultak, aminek a szelvényeken jól megfigyelhető virágszerkezetek a bizonyítékai. Ezek gyökérszónája a feltolódások rendszerével párhuzamos, ami arra utal, hogy transzpressziós oldaleltolódásos rendszerről van szó.

Az egész terület szerkezeti irányaira az jellemző, hogy a nyugati felén DNy–ÉK, a keleti felén vele kis szöveget bezáró NyDNy–KÉK szerkezeti irány az uralkodó. A két térfelet nagyjából a Tisza vonala határolja.

* D. Lőrincz K., Polcz I., Szabó P.

SZO-11/87



A teljes mérési anyagból három jellemző reflexiós időszelvény értelmezését mutatjuk be. Az Ab-11/78 szelvény (22. ábra jobb oldala) ÉNy-DK irányban metszi át az Abony környéki kiemelkedések párhuzamos sávjait. A szelvényen egymás mellett látjuk a prekambriumi metamorfit, a liász karbonátos összlet s a flis vonulat metszeteit, amelyek egymástól tektonikusan határolódnak el. A flisre a kaotikus és reflexiószegény szeizmikus kép a jellemző, ellentétben a mellé kerülő képződményekkel, amelyek belsejéből határozottabb reflexiókat kapunk erőteljesebben rétegzett képpel. A miocén összlet a szelvényben változó vastagságú, a buckás reflexiós kép a vulkáni tufára jellemző, a nyugodtabb rétegzett összlet a miocén üledékeket jelzi. A miocén képződmény felszíne jól követhető diszkordancia felület, amely erősen tektonizált (bár kevésbé mint a neogén aljzat), hiszen azok az erőhatások, amelyek a flist felgyűrték a miocénben még hatottak, s a miocén vége felé haltak el. Gyakran előfordul, hogy a későbbi liztrikus vetők éppen ezen sérült aljzati helyekhez kapcsolódnak, erre mutat szép példát a Szo-11/87 időszelvény (35. ábra).

A Szo-11/87 időszelvény a Tiszavárkony-Kengyel vonulatot É-D irányban harántolja. A szelvényen jól látható a felgyűrt flis jellemző szeizmikus megjelenési formája, a pozitív virágszerkezet. Ezen a szelvényen a flis az alsókréta vulkanoszediment összlettel érintkezik, észak felől tektonikus, dél felől települt határral. A flis déli szegélyeként értelmezhető települési határ a párhuzamos szelvényeken jól nyomonkövethető.

Ugyanezen alsókréta vulkanoszediment blokk É-i határát a Szo-7/87 szelvényen (36. ábra) mutatjuk be. Az oldaleltolódásnak köszönhetően itt az abonyi fúrásban megismert mezozoikum mellé kerül, és a flis csak elvonszolódott roncsként fedi a tektonikus kontaktust. A neogén üledéksorban látható virágszerkezet valószínűleg a neogénben kiújult eltolódásos zóna szelvénybeli metszetének tekinthető.

A szeizmikus szelvények alapján a pannóniai üledékösszleten belül három szeizmikus szekvenciát lehet elkülöníteni. Az alsó a medenceképződés kezdetén, transzgressziós jellegű, a középső a progradáló delta lebenyeit tartalmazza, a felső szekvencia tavi, folyóvízi és mocsári, ill. szárazföldi környezetben keletkezett. (Az alsó és középső szekvencia közötti diszkordancia felületet jelöltük az „1” jellel a szelvényeken.)

← 35. ábra. Szo-11/87 szeizmikus időszelvény hullámegyenlet migrációval
1 — progradáló delta üledékek talpa; 2 — pannóniai üledékek aljzata; 3 — flis felszíne; 4 — alsókréta vulkano-szediment képződmények felszíne; 5 — törés, elmozdulás

← Fig. 35. Time section Szo-11/87 after wave-equation migration
1—base of prograding delta sediments; 2—base of Pannonian sediments; 3—top of flysch; 4—top of Lower Cretaceous volcano-sedimentary formations; 5—fracture, dislocation

← Рис. 35. Разрез вдоль мигрированного на основании волновых уравнений сейсмического временного разреза Szo-11/87

← 1 — подошва отложений наступающей дельты; 2 — подошва паннонских отложений; 3 — поверхность флишевых отложений; 4 — поверхность вулканогенно-осадочных образований нижнего мела; 5 — тектоническое нарушение

A területen több szénhidrogéntelep található, amelyek általában szerkezeti-sztratigráfiai kombinált csapdák, s legnagyobb részük az alsópannon homokkövekben van. A perspektivitás szempontjából jelenlegi ismereteink szerint az alábbi tényezők játszhatnak szerepet szénhidrogéncsapda kialakulásában a területen.

Szerkezeti tényezők:

- záródó boltozat;
- ún. „oldalmaximum” (a pannon aljzatbeli boltozathoz csatlakozó gyakran nem záródó szerkezet) pl. Ab–11/87 szelvény középső része;
- delta előtéri homokkövek kiékelődési helyei előtti térszín, pl. Szo–11/87 szelvény déli vége;
- lisztikus vető levetett ágának enyhe felboltozódása (roll-over antiklinális) pl. Szo–11/87 szelvény déli vége;
- pozitív virágszerkezetek felboltozódásai pl. Szo–7/87 szelvény közepe.

Sztratigráfiai tényezők:

- a turbidit ciklus üledékkúpjai, amelyek főleg a delta előtérben, de a delta front fáciesben is megtalálhatók pl. a Szo–11/87 szelvény Ra–2 és Ra–4 fúrás közötti szakasza az 1100–1300 ms időtartományban.

A fejlettebb mérési technikai és a jobb minőségű feldolgozás következtében előálló széles frekvenciatartományú és jó jel/zaj viszonyú szeizmikus szelvényben a neogén tektonika tanulmányozása is lehetővé válik, amelynek ismerete nagy jelentőségű a CH-csapdák kutatásában, a CH-migráció útvonala, s a másodlagos csapdák megtalálása szempontjából.

36. ábra. Szo–7/87 szeizmikus időszelvény hullámegyenlet migrációval

1 — progradáló delta üledékek talpa; 2 — pannóniai üledékek aljzata; 3 — miocén vulkáni tufa felszíne; 4 — flis felszíne; 5 — liász karbonátos összlet felszíne; 6 — alsókréta vulkano-szediment képződmények felszíne; 7 — törés, elmozdulás



Fig. 36. Time section Szo–7/87 after wave-equation migration

1—base of prograding delta sediments; 2—base of Pannonian sediments; 3—top of Miocene volcanic tuffs; 4—top of flysch; 5—top of Lias carbonates; 6—top of Lower Cretaceous volcano-sedimentary formations; 7—fracture, dislocation

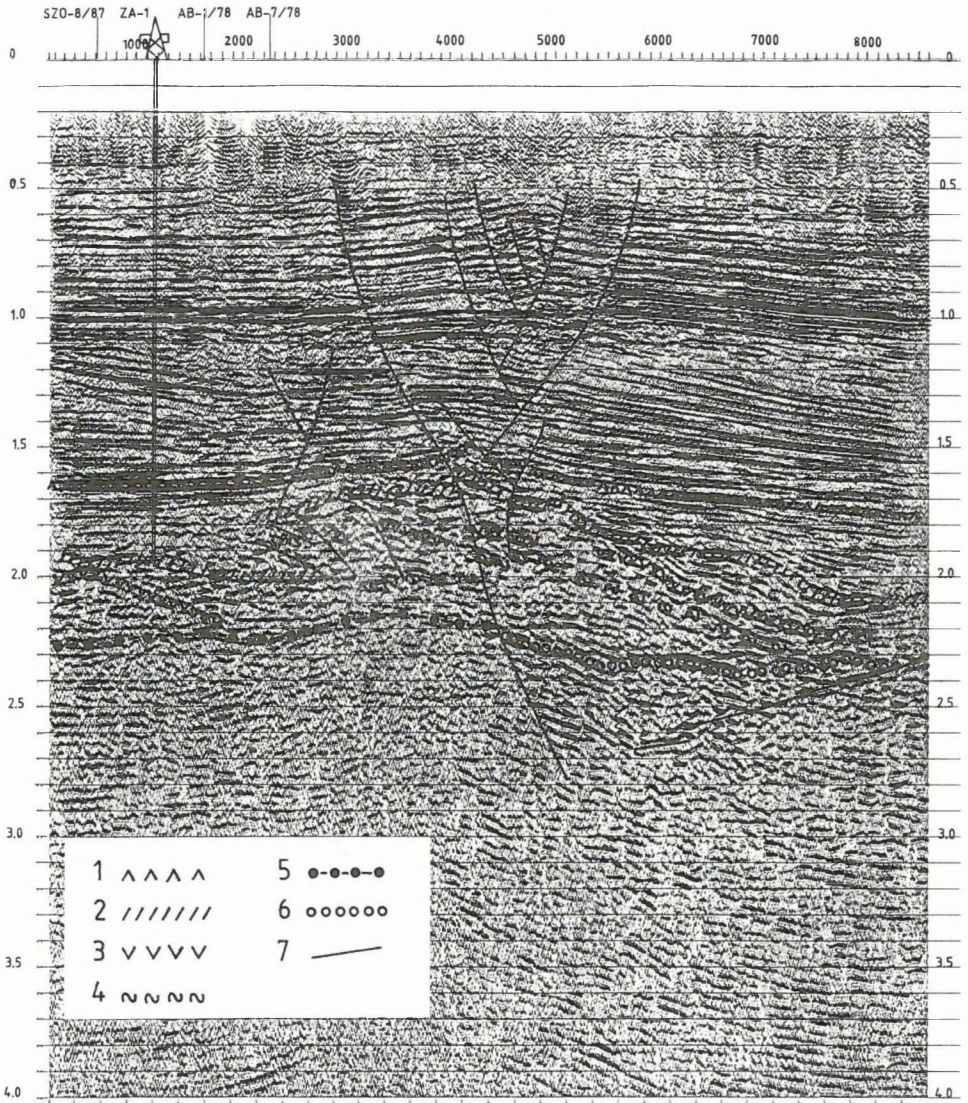


Рис. 36. Разрез вдоль мигрированного на основании волновых уравнений сейсмического временного разреза Szo–7/87

1 — подошва отложений наступающей дельты; 2 — подошва паннонских отложений; 3 — поверхность миоценовых туфов; 4 — поверхность флища; 5 — поверхность карбонатных отложений нижней юры; 6 — поверхность вулканогенно-осадочных образований нижнего мела; 7 — тектоническое нарушение



SZO-7/87



1.2.2 Köszénkutatás

1.2.2.1 Részletes barnaköszén-kutatás a Zsámbék-észak területen*

A Tatabányai Bányák Vállalat (TBV) kezdeményezésére és finanszírozásával a Mátyás-kelet–zsámbéki szénmező egy olyan részterületén, ahol a karsztvíz szint mélységéhez közel esik a széntelep mélysége, részletes mélyfúrásos kutatás kezdődött (37. ábra). A korábban előzetes fázisban már megismert területen, (amelyről az ELGI 1982. évi jelentésében is beszámoltunk) 7–8 állomás/km² sűrűségű hálózatos gravitációs és néhány szelvény mentén reflexiós szeizmikus méréseket végeztünk.

A részletes kutatás elsőrendű feladata nemcsak a szénvagyon pontosítása, hanem a karsztvízveszély megismerése, a lehetséges védekezési módhoz adatok biztosítása. Ehhez a geofizikai mérések elsősorban a tektonikai elemek megismerésével járulnak hozzá.

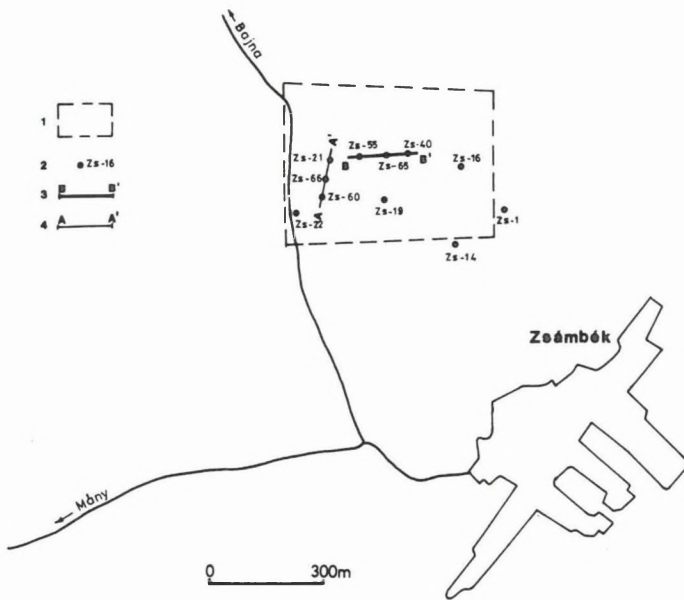
A jóváhagyott kutatási terv 100 × 100 m-es szigorú hálózatos gravitációs mérésekből, átlagosan 150 méter ráctávolságú szeizmikus, esetenként Maxi-Probe szelvényhálózattal és az eredmények szerint módosított mélyfúrásos kutatásból épül fel. 1988-ban és 1989-ben a részletes kutatás első fázisát végeztük el, az eredményeket a TBV információs jelentésben rögzítette.

A gravitációs mérések eredményei és a fúrásos kutatás ütemterve figyelembe vételével négy szeizmikus reflexiós szelvényt mértünk. Példaként a 38. ábrán a Zsámbék–1/89 időszelvény egy jellegzetes szakaszát mutatjuk be. Az erős tektonizáltság ellenére is a triász földolomitból álló medencealjzat és az eocén korú képződmények felszíne általában jól követhető.

A felszíni geofizikai mérésekkel egyidőben jelentős mélyfúrásos kutatás is kezdődött. A fúráspon-t-kijelölés gyors előkészítésére frekvenciaszondázást végeztünk. A 39. ábrán az E–8/89 Maxi-Probe elektromágneses szelvényt mutatjuk be. Az eocén és a triász képződmények felszíne a közvetlen fedőjükhöz viszonyítva egyaránt nagyellenállású képződményként korrelálható. Bár a szenes összetételre közvetlenül utaló töréspontokat láthatunk az egyes szondázási görbéken, ezek szelvénymentén nem korrelálhatók.

A szelvények mentén detektált vetők nagyságából és 40–200 méteres sűrűségéből arra következtetünk, hogy a tektonikai kép tisztázásához a tervezett 150 × 150 méteres fúrásos hálózat önmagában nem lesz elegendő. A kutatás következő szakaszában — az eredeti tervnek megfelelően is — a geofizikai mérésekre fontos feladat hárul.

* Braun L., Molnár I., Rezessy G., Szörényi Z.



37. ábra. A Zsám-bék-É-i barnaköszén-kutatás áttekintő térképe

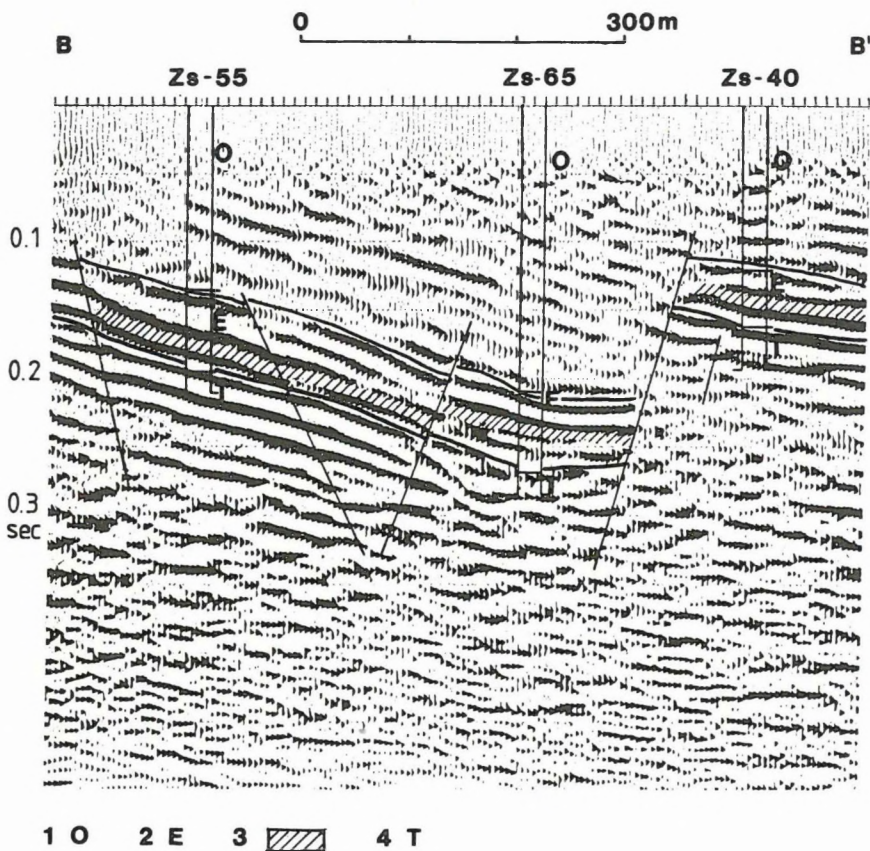
1 — a felderítő és részletes kutatási program határa; 2 — jellemző fúrások; 3 — szeizmikus szelvény nyomvonala; 4 — elektromágneses frekvenciaszondázási szelvény nyomvonala

Fig. 37. Location map of Zsám-bék-north brown-coal prospecting area

1 — boundary of reconnaissance and detailed prospecting; 2 — characteristic boreholes; 3 — seismic profile; 4 — EM frequency sounding profile

Рис. 37. Обзорная карта работ на бурые угли на месторождении Жамбек-С

1 — граница площадей поисковых и разведочных работ; 2 — характерные скважины; 3 — профиль сейсморазведки; 4 — линия профиля МТЗ



38. ábra. Sz-1/89 migrált szeizmikus reflexiók időszelvény

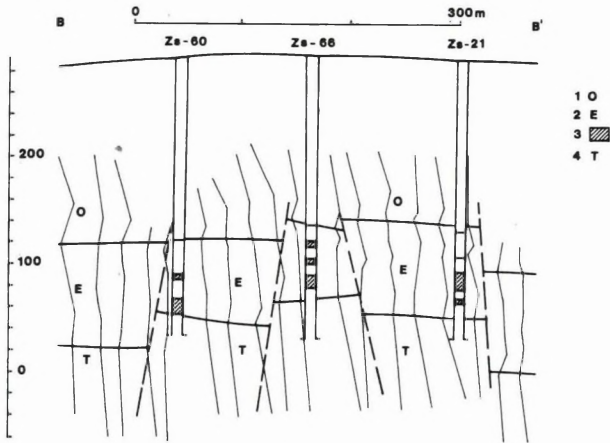
1 — oligocén fedőösszlet; 2 — eocén összlet; 3 — eocén barnaköszenes összlet; 4 — felsőtriász dolomit

Fig. 38. Migrated time section Sz-1/89

1—Oligocene cover; 2—Eocene formations; 3—Eocene brown-coal measures; 4—Upper Triassic dolomite

Рис. 38. Временной разрез вдоль сейсмического профиля Sz-1/89

1 — толща олигоценых отложений; 2 — толща эоценовых отложений; 3 — угленосная толща эоцена; 4 — доломиты верхнего триаса



39. ábra. E-8/89 elektromágneses frekvenciaszondázási szelvény

1 — oligocén fedőösszlet; 2 — eocén összlet; 3 — eocén barnaköszeses összlet; 4 — felsőtriász dolomit

Fig. 39. EM frequency sounding profile E-8/89

1—Oligocene cover; 2—Eocene formations; 3—Eocene brown-coal measures; 4—Upper Triassic dolomite

Рис. 39. Разрез электромагнитных частотных зондирований E-8/89

1 — толщина олигоценовых отложений; 2 — толщина эоценовых отложений; 3 — угленосная толща эоцена; 4 — доломиты верхнего триаса

1.2.2.2 A geoelektromos rétegvizsgáló módszer (GRK) eredményei a balinkai kőszénkutató területen*

A Veszprémi Szénbányák Vállalattal közösen kísérleti GRK-méréseket végeztünk 1989-ben a balinkai szénkutató terület ÉK-i részén. Kutató terület földtani felépítése, geoelektromos modellje a GRK-módszer szempontjából nézve kedvező. A fúrások elektromos karotázis szelvényeinek elemzéséből ismert, hogy a széntelepességgel fedőjében az eocén márga kis fajlagos ellenállású, eltekintve a közvetlen telep feletti mészmárgától. A fekvő oldali kavicsos, homokos összlet fajlagos ellenállása többszöröse a fedőbeli márgáénak. Alatta a kréta tarka agyaggal kezdődő sorozat ismét kis ellenállású, mintegy kétszerese a fedőbeli márgáénak. Ezen környezetből maga a széntelep legalább tízszeres ellenállás különbséggel válik ki. A módszer alkalmazhatóságának vizsgálatok során a széntelep és a beágyazó kőzetek ellenállás arányával megszorított telepvastagság abszolút értékének nagysága a meghatározó paraméter. A teljes rétegsor ismeretessége szempontjából nézve azonban adathiányként kell elkönyvelnünk, hogy nem ismerjük a feltehetően nagyellenállású medencealjzati képződmények mélységét, azaz a fekvő vastagságát. Ennek fontosságára a kiértékelések elemzésénél még visszatérünk.

* Király E., Tatai J.

A GRK-módszerről, annak első eredményeiről az ELGI 1985. Évi Jelentésében számoltunk be (86–92. oldal). Itt most a módszer legfontosabb sajátosságait mutatjuk be, de csak olyan mértékig, hogy a fúrás párok kiértékelésének áttekintését megkönnyítsük. Amikor folytonos telepet harántolt két fúrásban mérünk a 40/a ábrán lévő elrendezésben, akkor a potenciálkülönbség-görbéken a szénteplel szemben kialakult anomáliák előjele megváltozik. Amennyiben vető szakítja meg a telep folytonosságát, akkor a forrástelepen való „áthaladásakor” az anomália előjele azonos marad (40/b ábra).

A 41. ábrán érdemes megfigyelni, hogy a szénteplepen a dipól potenciálgörbének határozott platója alakul ki. Maga a görbe tulajdonképpen a geoelektromos rétegsort képezi le (később a fúrás párokat bemutató ábrákon össze lehet hasonlítani az ellenállás-karotázs átlagolt diagramjának változási helyeit a dipól potenciálgörbe töréspontjaival, az egyezés igen jó).

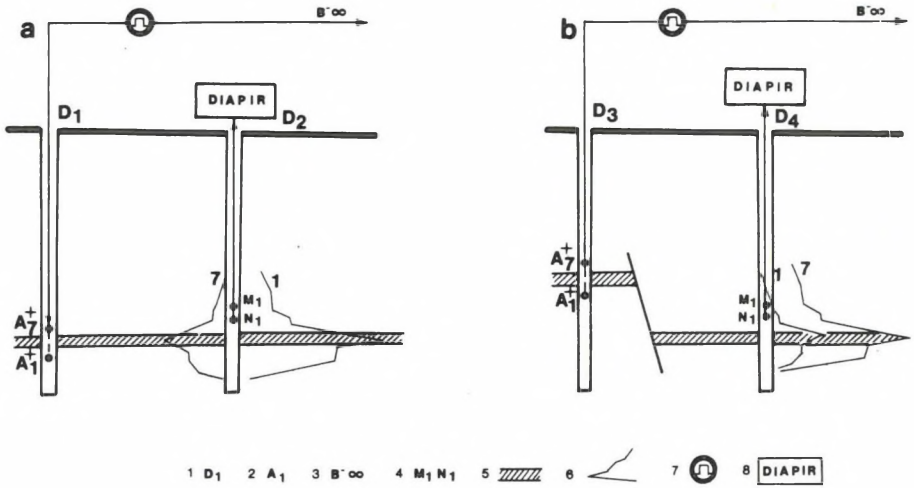
A méréseket a Ba-343 fúrásba beépített elektródarendszerrel kialakított bázis környezetében végeztük (42. ábra). Erre azért volt szükség, mert a fúrásokat nem azonos időben fejezték be. Egyidejűleg két nyitott — karotálásra (GR-mérésre) alkalmas — fúrás egymás mellett gyakorlatilag nincs.

A Ba-343 és Ba-344 fúrás páros vizsgálata

A Ba-343 fúrásban mért potenciál különbséggörbéken (43. ábra) a szénteplepen kialakuló anomália előjele pozitív, amikor a Ba-344 fúrásban felülről a telep felé közelítünk a tápelektrodával 600 m-től 618 m-ig. Az ennél nagyobb mélységekhez tartozó görbék mindegyikén az anomáliák formái az előbbiek tükörképei, negatív előjelűek annak ellenére, hogy a Ba-344 fúrásban a széntelep mélysége 630–634 méter. Amikor a Ba-344 fúrásban mérünk, bármely tápelektroda helyzetnél vizsgáljuk a görbéket, azok valamennyien azonos előjelűek.

A 44. ábrán a potenciálgörbék kvalitatív elemzése alapján a fúrások közötti térben egy $H \geq 12$ m magasságú vető valószínűsíthető, mégpedig a Ba-344 közvetlen közelében. A Ba-343 fúrástól induló telepszárny kb. 4° -os dőléssel bevetítve a Ba-344 fúrásba, 618 m-ben metszi azt. A rövid szárnyat feltételezéssel rajzoltuk be azonos dőléssel. (Megjegyezzük, hogy a Ba-344 fúrás leírásában 652–665 m között többször szerepelnek csúszási lapok, amelyek a vető feltételezését megerősíteni látszanak). Az ábrán szerepelnek a karotázs ellenállásmérések egyszerűsített, átlagolt diagramjai, valamint a fúrásra vonatkozó dipól potenciálgörbék is. Látható, hogy a dipól potenciálgörbék töréspontjai a karotázsi diagramon lévő nagy ugrások helyeivel korrelálnak. E két független adatrendszer egybevágósága a GRK-mérések megbízhatóságát bizonyítja.

Szólnunk kell még a dipól potenciál görbék koordináta-rendszerben elfoglalt helyének kérdéséről. A 41. ábrán — talán emlékeztetésül idézzük vissza — az ideális elrendezéshez tartozó dipól potenciálgörbe az ordináta két oldalán szimmetrikusan helyezkedik el. Ezzel szemben a mért görbék mindegyike az ordinátahoz képest aszimmetrikusan jelenik meg. Ennek az az oka, hogy a



40. ábra. A geoelektromos rétegvétetési módszer mérési elrendezése és a potenciál-különbség anomáliák kiértékelésének alapjai

a) Ha a széntelep felett és alatt lévő forráshoz tartozó anomáliák előjele ellentétes, akkor a telep folytonos,

b) ha az előjelek megegyeznek, akkor a fúrások között vető van

1 — kutatófúrás; 2 — tápáram elektróda; 3 — felszínen lévő „végtelen” távoli tápáram elektróda; 4 — vevő elektródapár; 5 — széntelep; 6 — potenciálkülönbség görbe; 7 — generátor; 8 — DIAPIR típusú mérőerősítő

Fig. 40. Electrode configuration of cross-hole geoelectric measurements and principles of interpretation of potential difference curves

a) If signs of anomalies belonging to sources above and below the coal seam are different, it is continuous,

b) if signs are the same, there is a fault between the boreholes

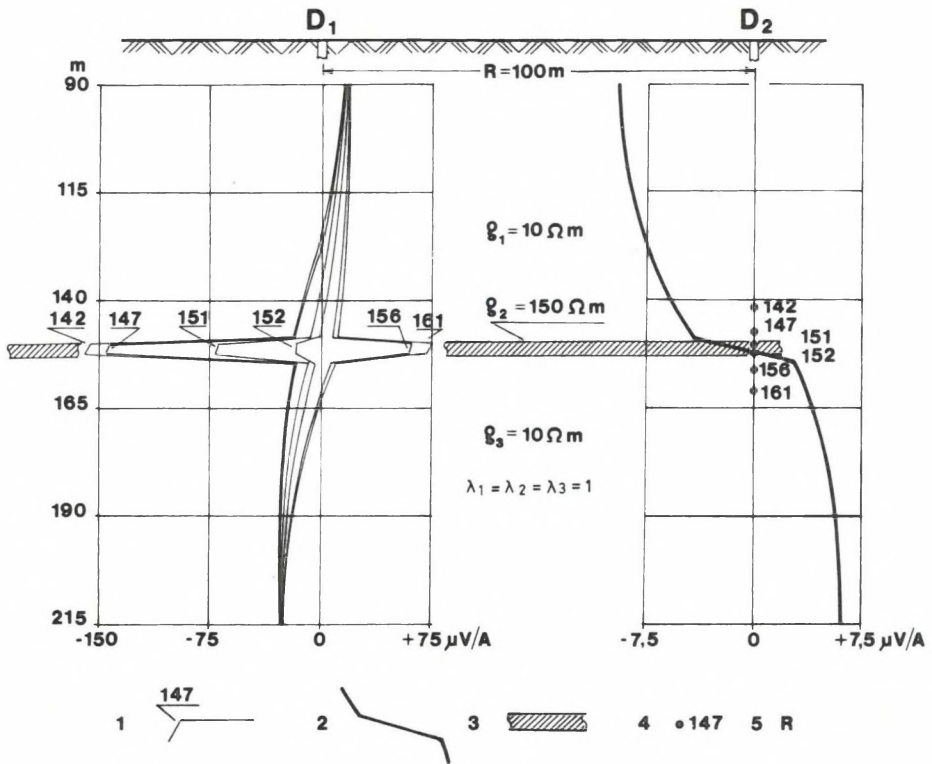
1—borehole; 2—current electrode; 3—current electrode on the surface at 'infinite' distance; 4—potential electrode pair; 5—coal seam; 6—potential difference curve; 7—generator; 8—DIAPIR recording instrument

Рис. 40. Измерительная установка в методе геоэлектрического прослеживания пластов и основы интерпретации аномалий разностей потенциалов

a) При противоположном знаке аномалий от источников над и под угольным пластом последний непрерывен,

b) при одинаковом знаке аномалий от источников над и под угольным пластом последний нарушен сбросом

1 — разведочная скважина; 2 — питающий электрод; 3 — питающий электрод «в бесконечности» на дневной поверхности; 4 — пара приемных электродов; 5 — угольный пласт; 6 — кривая разностей потенциалов; 7 — генератор; 8 — измерительный усилитель типа Диापир



41. ábra. Folytonos széntelepen kialakuló, számítógéppel szerkesztett potenciálgörbék alakváltozásai (Razvedka I program)

1 — számított potenciálkülönbség görbe ($MN = 5$ m); 2 — 151,5 m vonatkozási pontú mérőelektroda párhoz számított dipól potenciálgörbe; 3 — széntelep; 4 — a tápelektroda helye az F2 fúrásban; 5 — az F1 és F2 fúrás közötti távolság (m)

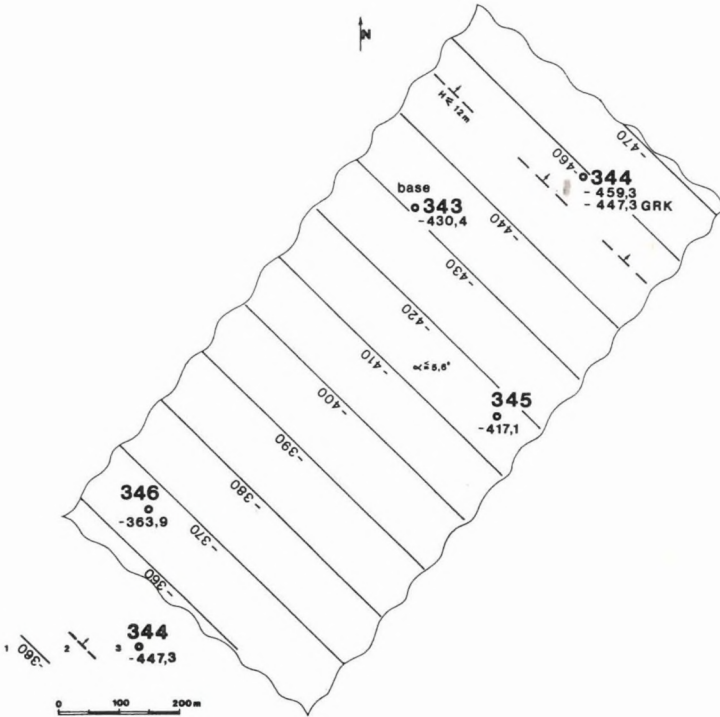
Fig. 41. Computer modelling of changes of potential difference curves (program Razvedka I) in a continuous coal seam

1—computed potential difference curve ($MN = 5$ m); 2—dipole potential curve computed for potential electrode pair of 151.5 m reference depth; 3—coal seam; 4—current electrode in borehole F2; 5—distance between boreholes F1 and F2 (m)

Рис. 41. Различные кривые разностей потенциалов от непрерывного угольного пласта, рассчитанные на компьютере (программа Разведка I)

1 — расчетная кривая разностей потенциалов ($MN = 5$ м); 2 — кривая дипольных потенциалов, рассчитанная для пары измерительных электродов в точке 151,5 м; 3 — угольный пласт; 4 — место питающего электрода в скважине F2; 5 — расстояние (в м) между скважинами F1 и F2

széntelep alatti feküüledékek vastagsága nem elég nagy ahhoz, hogy semlegesítse a feltehetően nagyellenállású aljzat torzító hatását. A görbe eltolódása szám-szerű értékének meghatározására számítógépes modellezést végeztünk, ennek eredményei feltevéseinket igazolták.



42. ábra. A fúrások közötti teleprész térbeli helyzete a GRK mérések értelmezésében

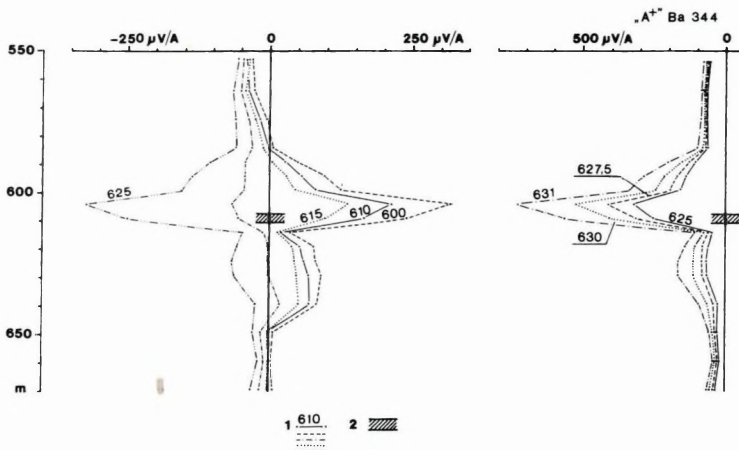
1 — a széntelep tsza. mélysége m-ben; 2 — vető az elvetési magassággal; 3 — a fúrás száma a széntelep tsza. mélységével

Fig. 42. Coal seam between boreholes as determined by cross-hole measurements

1—depth to coal seam (b.s.l); 2—fault with its amplitude; 3—name of borehole with depth to coal seam (b.s.l)

Рис. 42. Пространственное положение межскважинного фрагмента пласта в интерпретации результатов измерений геоэлектрического прослеживания пластов

1 — глубина залегания угольного пласта под ур. моря в м; 2 — сброс и вертикальное смещение по нему; 3 — номер скважины и глубина угольного пласта под ур. моря



43. ábra. A Ba-343 fúrásban mért potenciálkülönbség görbék

1 — a Ba-343 fúrásban a jelzett mélységben lévő A+ tápelektrodához tartozó potenciálkülönbség görbe; 2 — széntelep

Fig. 43. Potential difference curves recorded in borehole Ba-343

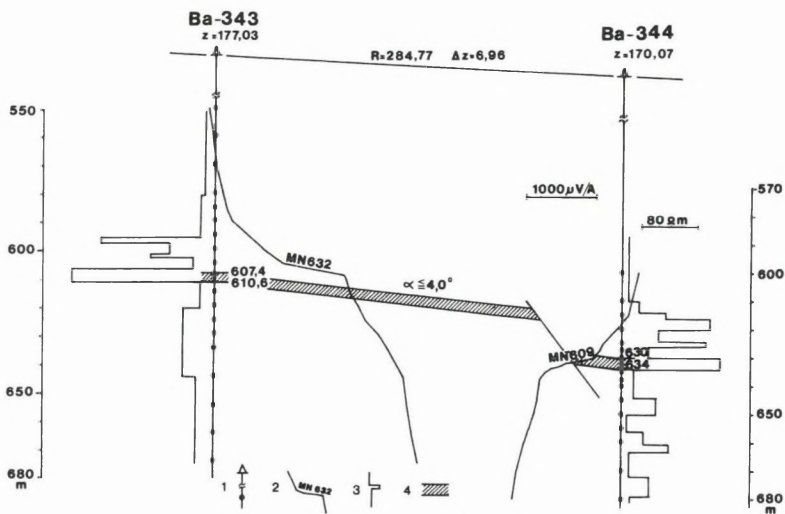
1—potential difference curve belonging to A+ electrode at the specified depth; 2—coal seam

Рис. 43. Кривые разностей потенциалов по скважине Ва-343

1 — кривая разностей потенциалов, относящаяся к питающему электроду A+, находящемуся на указанной глубине в скважине Ва-343; 2 — угольный пласт

A Ba-343 és Ba-345 fúrás pár vizsgálata

A Ba-343 fúrásban mért potenciálkülönbség-görbéken a széntelepen kialakult anomália előjele megváltozik, amikor a Ba-345 fúrásban lévő forrás elhagyja az 580 m-es mélységet, s közelít a telep felé felülről. A Ba-345 fúrásban mért görbéknél az anomáliák előjel váltása akkor következik be, amikor a forrás a Ba-343 fúrásban 586,5 m-nél mélyebbre kerül. Mindkét fúrásban a váltás az aljzat torzító hatása következményeként a telep felett kb. 20 m-nél következik be (a Ba-345 területre vonatkozó földtani-geofizikai kutatási eredmények alapján becsült feküvastagság kb. 81 m). A mindkét irányú előjelváltás miatt folytonos telepet valószínűsítünk, amely $\alpha = 2,4^\circ$ -os látszólagos dőléssel mélyül a Ba-343 felé (45. ábra).



44. ábra. Széntelep a fúrások közötti térben

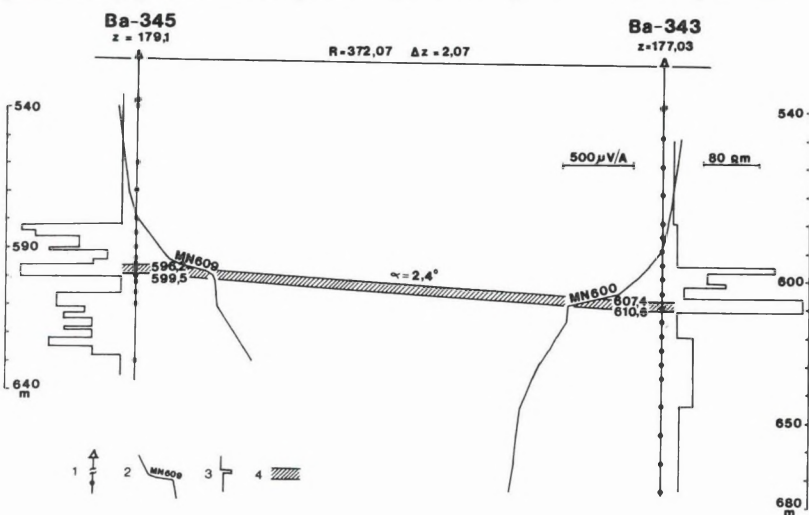
1 — a fúrás középvonala a tápáramforrások helyével; 2 — dipól potenciálgörbe; 3 — ellenállás karotázs szelvény átlagolt lépcsős diagramja; 4 — széntelep

Fig. 44. Coal seam between boreholes

1—axis of borehole with current electrode; 2—dipole potential curve; 3—averaged step-diagram of resistivity log; 4—coal seam

Рис. 44. Угольный пласт в межскважинном пространстве

1 — осяевая линия скважины и источники тока на ней; 2 — кривая дипольных потенциалов; 3 — ступенчатая усредненная диаграмма каротажа сопротивлений; 4 — угольный пласт



45. ábra. Széntelep a fúrások közötti térben. Jelmagyarázat a 44. ábrán

Fig. 45. Coal seam between boreholes. For Legend see Fig. 44

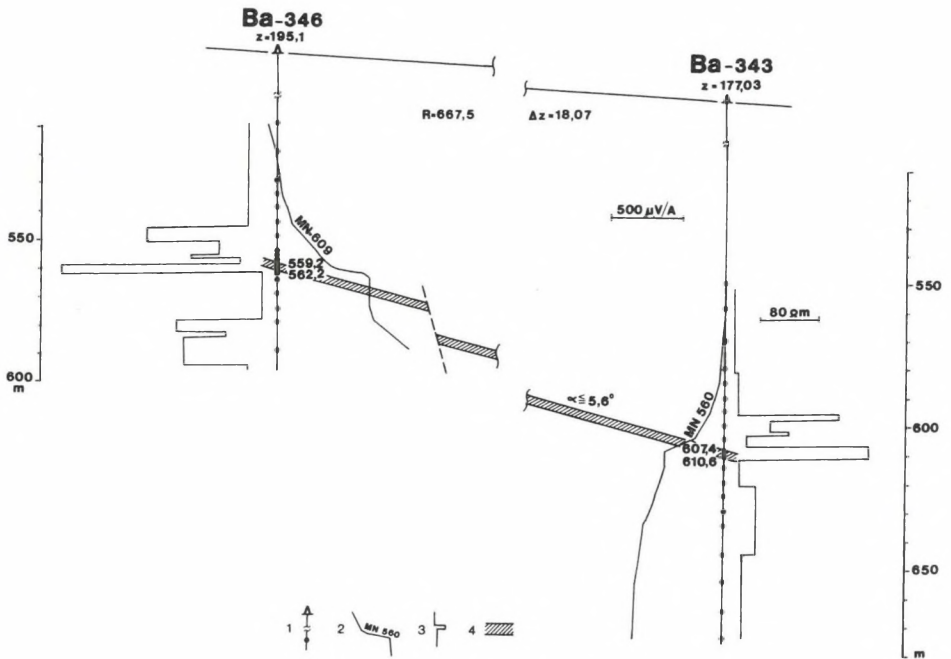
Рис. 45. Угольный пласт в межскважинном пространстве. Условные обозначения см. на рис. 44

A Ba-343 és Ba-346 fúrás pár vizsgálata

Az előbbi fúrás párokkal szemben itt a fúrások közötti távolság lényegesen nagyobb ($R = 667,5$ m), majdnem kétszerese az előbbieknél. Ennek ellenére a mérési anyag jó minőségű, s ez a Diapír mérőrendszer vevőoldali érzékenységének köszönhető.

A Ba-343 fúrásban a szokásos előjelváltásos anomáliaképet kaptuk. A Ba-346 fúrásban lévő 523 m körüli forráshelyzetnél következik be a váltás a Ba-343 fúrásban. A Ba-346 fúrásban mért potenciálkülönbség-görbén nem ilyen egyértelmű a helyzet. A széntelep alatt és felett is zavaró, nagyellenállású képződmények vannak. A telep hatása nehezen kivehető, közeli vetőhatása valószínűsíthető (ezekről szemléltető ábrát nem közlünk).

A fúrások közötti térrészben folytonos teleppel számolunk a fúrások közötti távolság Ba-343 felőli oldalától 2/3 részig, mintegy 400 m-ig (46. ábra).



46. ábra. Széntelep a fúrások közötti térben. Jelmagyarázat a 44. ábrán

Fig. 46. Coal seam between boreholes. For Legend see Fig. 44

Рис. 46. Угольный пласт в межскважинном пространстве. Условные обозначения см. на рис. 44

A Ba-346 fúrás közelében vetőgyanús a kép, de sajnos a távolság miatt csak bizonytalanul értékelhető. A fúrások közötti szakaszokat értelmezve meghatároztuk azokat a részeket, ahol a műrevaló széntelep a vizsgált fúrás párok között folytonos, jeleztük ama helyeket, ahol vetős szerkezetre következtettünk, valamint ezeken a helyeken becsültük az elvetési magasságokat is. Mindezen adatok birtokában felvázoltuk a szóban forgó teleprész térbeli helyzetét. Ezen kiegészítő adatokkal hozzájárultunk az általunk vizsgált szénteleprész települési és tektonikai viszonyainak tisztázásához, új elemként jelezve az ÉK-i szegletben lévő közel 12 m-es ugrómagasságú vetőt (42. ábra).

1.2.2.3 Északmagyarországi miocén barnakőszének geofizikai előkutatása*

Az északmagyarországi miocén széntelegek kibúvásszegélyein kis külfejtések létesítésére alkalmas területek felderítése érdekében a KFH előkutatási programot indított, amelyben a MÁFI irányításával, az ELGI és az illetékes szénbányák földtani szolgálata közreműködött. A bányageológusok jelölték ki azokat a területrészeket, ahol régi kis bányák peremén, vagy valamely fúrás alapján kismélységű szénelőfordulás lehet (47. ábra).

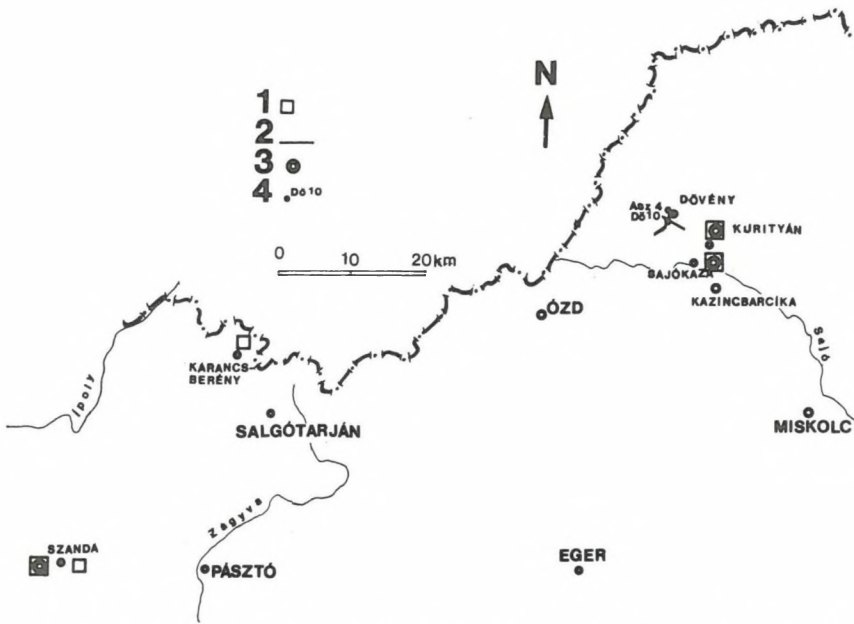
A szénteleges összlet kompakt feküfelületének sekélyrefrakciós kutatásával szelektáltuk a túl nagy fedővastagságú, vagy fekükibúvásközeli területeket, négyparaméteres mérnökgeofizikai szondázásokkal, MÁFI és vállalati fúrásokkal ellenőrizve, illetve kimutatva széntelegeket.

Nógrádban 1988-ban Szandaváralja és Kiskérpuszta, 1989-ben Karancsbéreny környékén végeztünk sekélyrefrakciós méréseket, Szandaváralján mérnökgeofizikai szondázásokkal együtt. Utóbbi területen viszonylag legkedvezőbb a széntelep kifejlődése és a fedő-vastagság aránya.

Borsodban 1989-ben a kutatásra kijelölt Sajókaza környéki területen rendkívül kis mélységben jelentkezett a refraktáló fekü riolittufa szint, felette néhány fúrás és mérnökgeofizikai szondázás széntelepet mutatott ki. A kurityáni területen a pleisztocén–ottnangi határfelület és a fekü riolittufa váltakozva képezi a refraktáló vezérszintet, a mérnökgeofizikai szondázások csak széncsikokat jeleznek.

1989-ben Dubicsány-Észak területen nagyfelbontású, vibrátoros rezgéskeletésű reflexiós mérésekkel vizsgáltuk a miocén szénteleges összlet északi elterjedését, esetleges kisebb süllyedékeken, csatornákon keresztül a Szuha völgyében kimutatott medencével való összefüggését (1987. évi jelentés). Két MÁFI fúrással összevetve megállapítható, hogy az ottnangi szénteleges összlet kis részmedencékkel a dubicsányi szénterülettől É-ra még több mint 2 km-re elterjedt. A reflexiós szelvényekkel kimutatott Szuha-völgyi süllyedék (1987. évi jelentés 26. ábra) viszont teljes mértékben alsómiocén-oligocén üledéksorral van kitöltve.

* Braun L., Jósa E., Szalay I., Törös E.



47. ábra. Az É-magyarországi miocén barnakőszén előkutatás áttekintő helyszínvázlata

1 — refrakciós mérések; 2 — reflexiós vonal; 3 — mérnökgeofizikai szondázás; 4 — szénkutató fúrás

Fig. 47. Location sketch of Miocene lignite prospecting in northern Hungary
1—refraction profile; 2—reflection profile; 3—penetration sounding; 4—borehole

Рис. 47. Обзорная схема работ на миоценовые бурые угли в Северной Венгрии

1 — сейсморазведка МПВ; 2 — профиль сейсморазведки МОВ; 3 — инженерно-геофизическое зондирование; 4 — скважина на уголь

1.2.3 Bauxitkutatás

1.2.3.1 Bauxit-előkutatás*

1988–89-ben a Központi Földtani Hivatal finanszírozásával a Magyar Állami Földtani Intézettel együttműködve végeztünk bauxitgeofizikai előkutatást. Az egyes kutatási területek kiválasztását és a felmerülő szakmai kérdések eldöntését a Bauxit-előkutató Állandó Bizottság végzi, amelynek az ELGI is tagja.

Az elmúlt két évben három részterületen kutattunk. A Gerecse-hegység DK-i előterében folytattuk a már felderítő és részletes kutatás alatt álló terület-részhez (Nagyegyháza, Csordakút, Tükröpuszta, Mány–Zsámbék) csatlakozó

* Farkas I., Csathó B., Szilágyi I., Maros Gy. (MÁFI)

területek előkutatását. Ezek a peremterületek köztudottan mind szén-, mind bauxitkutatás szempontjából kevésbé perspektivikusak, de a közelükben található nyersanyag előfordulások miatt előkutatásuk indokolt.

A Villányi-hegységben folytatódott a kutatási program gravitációs hálózat-sűrítéssel, amelyet 1990-ben fejezünk be. Ennek eredményeként egységes léptékű gravitációs térképünk lesz a területről. Néhány gravitációs anomálián, amelyek a medencealjzat kiemelkedését mutatják tranzienst és Maxi-Probe méréseket végeztünk fúrás-előkészítés céljából. Az eddig lemélyített paraméter fúrások a feltételezett geofizikai modellt igazolták, de bauxitot nem találtak.

A Bakony-hegységben folytattuk a Tapolcai-medence (Diszel–Hegyvesd) és Tapolcafő környékének kutatását, amelyeket a következőkben bemutatunk.

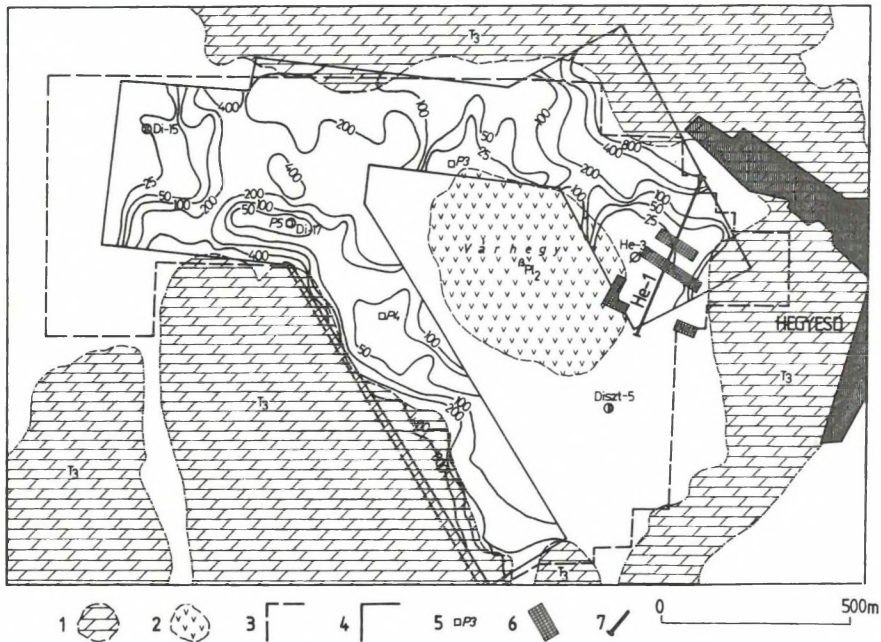
A Tapolcai medence (Diszel–Hegyvesd) bauxitgeofizikai előkutatása

Hegyvesd községtől NY-ra a Várhegy körzetében (48. ábra) a Déli-Bakony déli előterének bauxit-előkutatási programja keretén belül végeztünk geofizikai méréseket. A területrész perspektivitását a Diszt-5 számú térképező fúrás jelezte, amely közel 30 m vastag neogén összlet közé rétegzett áthalmazott agyagos bauxitösszletet harántolt. A földtani felépítés és a várható mélységviszonyok VLF, földmágneses (ΔT) és penetrációs szondázó mérések alkalmazását indokolták.

A VLF-mérések eredményei alapján szerkesztett látszólagos fajlagos ellenállástérképen (48. ábra) a földolomit felszínközeli elterjedésének lehatárolása után a Várhegy É-i és NY-i oldalán penetrációs szondázások segítségével vizsgáltuk a jó vezetőképességű zónák által jelzett aljzatbemélyedések mélységét, majd a P-5 számú penetrációs szondázási görbe alapján (49. ábra) javasoltuk a Di-17 jelű fúrás telepítését, amely kvarter fedő alatt 4 m ipari minőségi bauxitot harántolt.

A Várhegy K-i oldalán lemélyült He-3 fúrás 40 m vastag pannon korú üledékes képződmények alatt bazaltban állt meg. Mivel a bazalt nagy fajlagos ellenállású, ezért geoelektromos aljzatként jelentkezhet. Esetlegesen meglévő fedett helyzetű vulkáni összletek vizsgálata céljából mágneses méréseket végeztünk. A He-1 komplex geofizikai szelvény mentén mágneses hatószámítását végeztünk, amelynek eredményét az 50. ábrán mutatjuk be.

A kutatás jelen fázisában a területrész szerkezeti felépítésével kapcsolatban a következőket mondhatjuk: a földolomit kibúvások által határolt medence NY-ról K-re mélyül, majd egy nagy vető mentén emelkedik fel. A medencét kitöltő üledékek bázisán NY-on és D-en biztosan, K-en feltehetően degradált, ill. ipari minőségű bauxit található, amelyet NY-on kvarter, D-en és K-en neogén üledékes képződmények fednek. A medence rétegsorát pannóniai bazalt törte át, amely részben a felszínen, részben felsőpannóniai üledékes kőzetekkel fedett helyzetben található.



48. ábra. A geofizikai mérések helyszínrajza és a terület VLF látszólagos fajlagos ellenállás térképe (Diszel–Hegyesd)

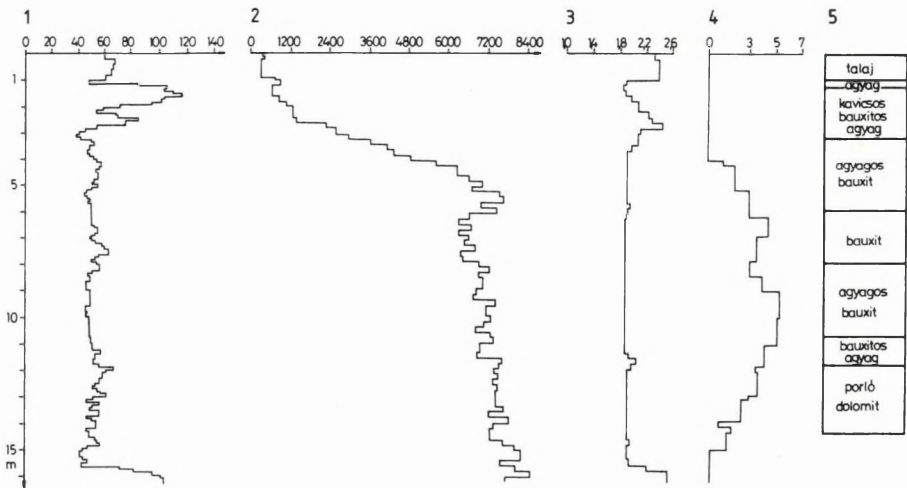
1 — felsőtriász földolomit; 2 — felsőpannon bazalt; 3 — a földmágneses ΔT -mérés határa; 4 — a VLF-mérés határa; 5 — penetrációs szondázás; 6 — mágneses ható; 7 — komplex geofizikai szelvény

Fig. 48. Location map of geophysical survey and the VLF apparent resistivity map (Diszel–Hegyesd)

1—Upper Triassic dolomite; 2—Upper Pannonian basalt; 3—limits of geomagnetic ΔT -survey; 4—limits of VLF-survey; 5—penetration sounding; 6—magnetic body; 7—location of integrated geophysical profile

Рис. 48. Карта расположения геофизических измерений и карта кажущихся удельных сопротивлений VLF (окрестности сел Дисзел и Хедьешд)

1 — Главный доломит, верхний триас; 2 — базальты верхнего паннона; 3 — границы магнитных измерений ΔT ; 4 — границы магнитных измерений VLF; 5 — пенетрационное зондирование; 6 — источник магнитных аномалий; 7 — трасса комплексного геофизического профиля



49. ábra. A P5 mérnökgeofizikai penetráció paramétereinek és a Di-17 fúrás által harántolt bauxit minőségének összevetése

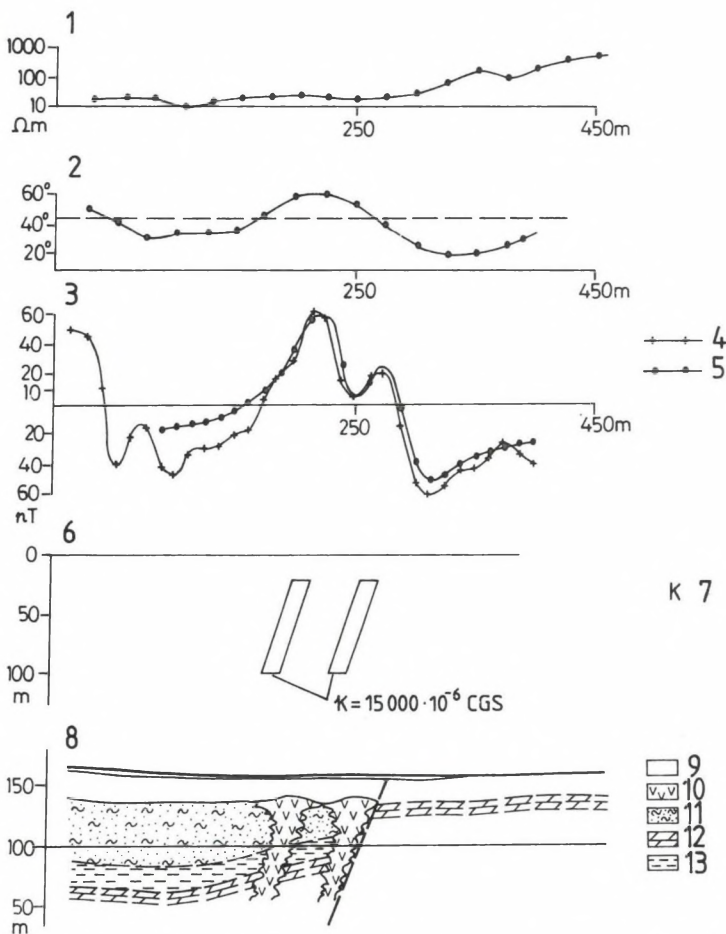
1 — csúcnyomás (atm.); 2 — természetes gamma aktivitás (cpm); 3 — térfogatsúly (g/cm^3); 4 — bauxitminőség ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ arány); 5 — földtani rétegsor

Fig. 49. Comparison of parameters of penetration sounding P5 and bauxite quality in borehole Di-17

1—pressure on the bit (atm); 2—gamma-ray activity (cpm); 3—bulk density (g/cm^3); 4—bauxite quality ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ ratio); 5—geological column: from above downwards: soil, clay, gravelly clay with bauxite, clayey bauxite, bauxite, clayey bauxite, clay with bauxite, weathered dolomite

Рис. 49. Сопоставление параметров по пенетрационному пункту P5 и качества бокситов, вскрытых скважиной Di-17

1 — верхинное давление (атм); 2 — естественная гамма-активность (срп); 3 — объемный вес ($\text{г}/\text{см}^3$); 4 — качество бокситов (отношение $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$); 5 — стратиграфическая колонка: почва, глина, гравийная бокситовая глина, глинистый боксит, боксит, глинистый боксит, бокситовая глина, выветрившийся доломит



50. ábra. A mágneses hatószámítás eredménye a He-1 komplex geofizikai szelvény mentén

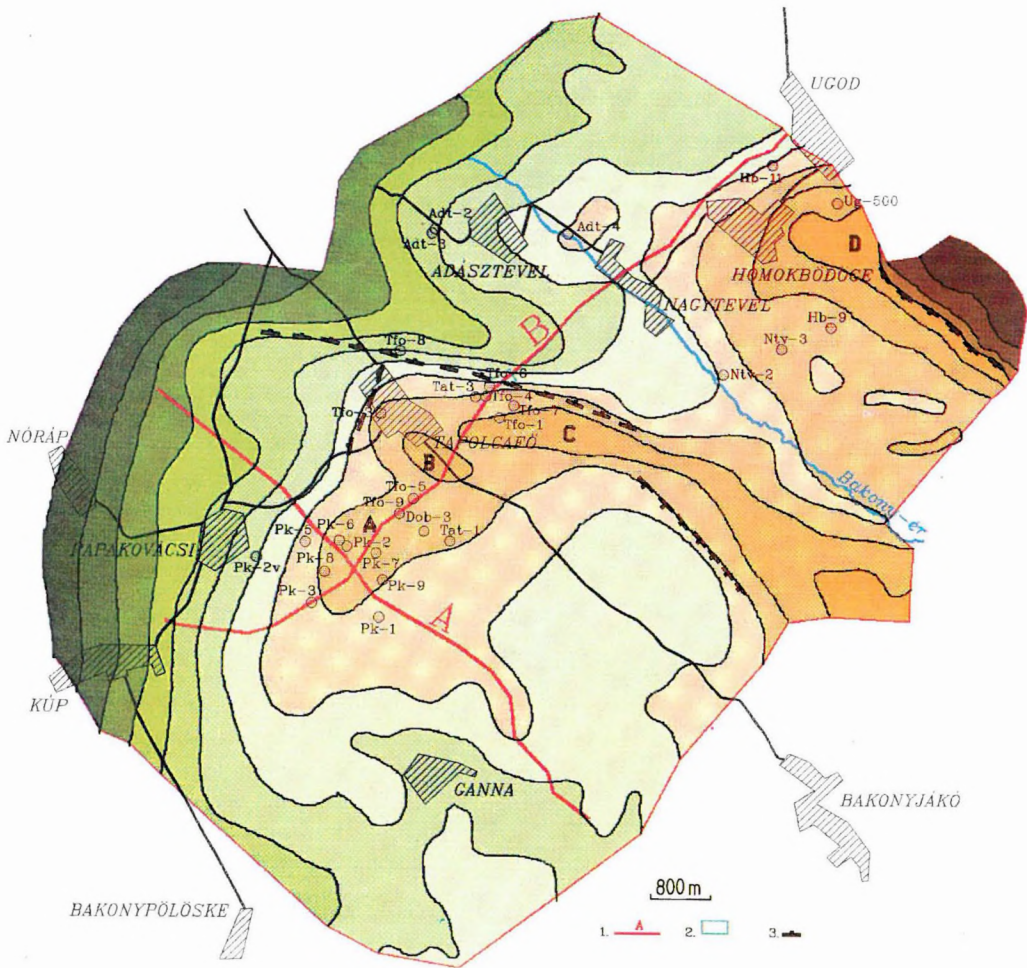
1 — VLF látszólagos fajlagos ellenállás szelvény; 2 — VLF fáziskülönbség szelvény; 3 — mágneses ΔT -szelvény; 4 — mért görbe; 5 — számított görbe; 6 — a mágneses ható modellje; 7 — a feltételezett mágneses ható szuszceptibilitása; 8 — földtani értelemezés; 9 — holocén; 10 — felsőpannon bazalt; 11 — felsőpannon homok, márga; 12 — felsőtriász földolomit; 13 — bauxitos agyag

Fig. 50. Magnetic modelling along geophysical profile He-1

1—VLF apparent resistivity profile; 2—VLF phase difference profile; 3—geomagnetic ΔT profile; 4—recorded anomaly; 5—computed anomaly; 6—magnetic model; 7—susceptibility of magnetic body; 8—geological interpretation; 9—Holocene; 10—Upper Pannonian basalt; 11—Upper Pannonian sand, marl; 12—Upper Triassic dolomite; 13—bauxitic clay

Рис. 50. Результаты расчета источников магнитных аномалий вдоль комплексного геофизического профиля He-1

1 — кривая кажущихся удельных сопротивлений VLF; 2 — кривая разностей фаз VLF; 3 — кривая магнитной аномалии ΔT ; 4 — измеренная кривая; 5 — расчетная кривая; 6 — модель магнитного источника; 7 — магнитная восприимчивость предполагаемого источника; 8 — геологическая интерпретация; 9 — голоцен; 10 — базальты верхнего паннона; 11 — пески и мергели верхнего паннона; 12 — Главный доломит, верхний триас; 13 — бокситовые глины



51. ábra. Bouguer-anomália térkép, Tapolcafő

1 — tranzienst elektromágneses szelvény; 2 — a VLF térképezés határa; 3 — vető

Fig. 51. Bouguer-anomaly map, Tapolcafő

1—transient EM profile; 2—limits of VLF survey; 3—fault

Рис. 51. Карта аномалий Буге (Тапольцафё)

1 — профиль электромагнитного метода переходных процессов; 2 — граница съемки методом VLF; 3 — сброс

Az előkutatási terület földtani felépítésében megtalálhatóak a triász és kréta karbonátos képződmények, amelyek az alsó- és felsőszinti bauxitok fekképződményei, de jelen vannak a márgás kifejlődésű kréta összletek, és a néhányszor százméter vastagságú oligo-miocén fedőüledékek is, ahol a bauxit jelenléte nem valószínű, illetve a kutatás szempontjából érdektelen. A bauxit a harmadidőszaki karbonátos medencealjzat szerkezeti — morfológiai csapdáihoz kötődik. A bauxit előkutatásban a geofizika szerepe egyrészt a karbonátos aljzatú területek behatárolása és ezen a területen belül, a tároló szerkezet kimutatása.

A Tapolcafői terület előkutatásának kezdeti geofizikai munkáit az 1987-es évi jelentés tartalmazza.

A harmadidőszaki medence aljzatomborzatának meghatározására, a terület bauxitperspektívitásának eldöntésére, további részletesebb geofizikai mérések megtervezésére 1988–89-ben folytattuk a gravitációs méréseket 200 × 200 méteres hálózatban az Ugod–Tapolcafő vonaltól É-ra. Az előkutatási terület mintegy felére (80 km²) megszerkesztettük a Bouguer-anomália térképet (51. ábra). A térképen több, felszínközeli medencealjzatra utaló anomália fedezhető fel:

- az atyapusztai felszínközeli kréta mészkő rög (A), amit 1986–87-ben VLF-térképezéssel már megkutattunk (52. ábra);
- a Tapolcafő község vízkutató fúrásaiból ismert kréta mészkő kibúvás;
- a Tevel-hegy kréta mészkővonulata (C), amelynek ÉNY-i határát 1988-ban kutattuk VLF-térképezéssel (53. ábra);
- az Ugod községtől DDK-re eső felszínközeli triász képződmények határa, amit potenciáltérképezéssel és tranziens méréssel részben már megkutattunk (Évi jelentés 1987).

A terület D-i részén a mezozoós aljzat fedőjében megjelenik a nagy sűrűségű eocén mészkő, ezért a gravitációs térkép már nemcsak a medencealjzat mélység változását mutatja.

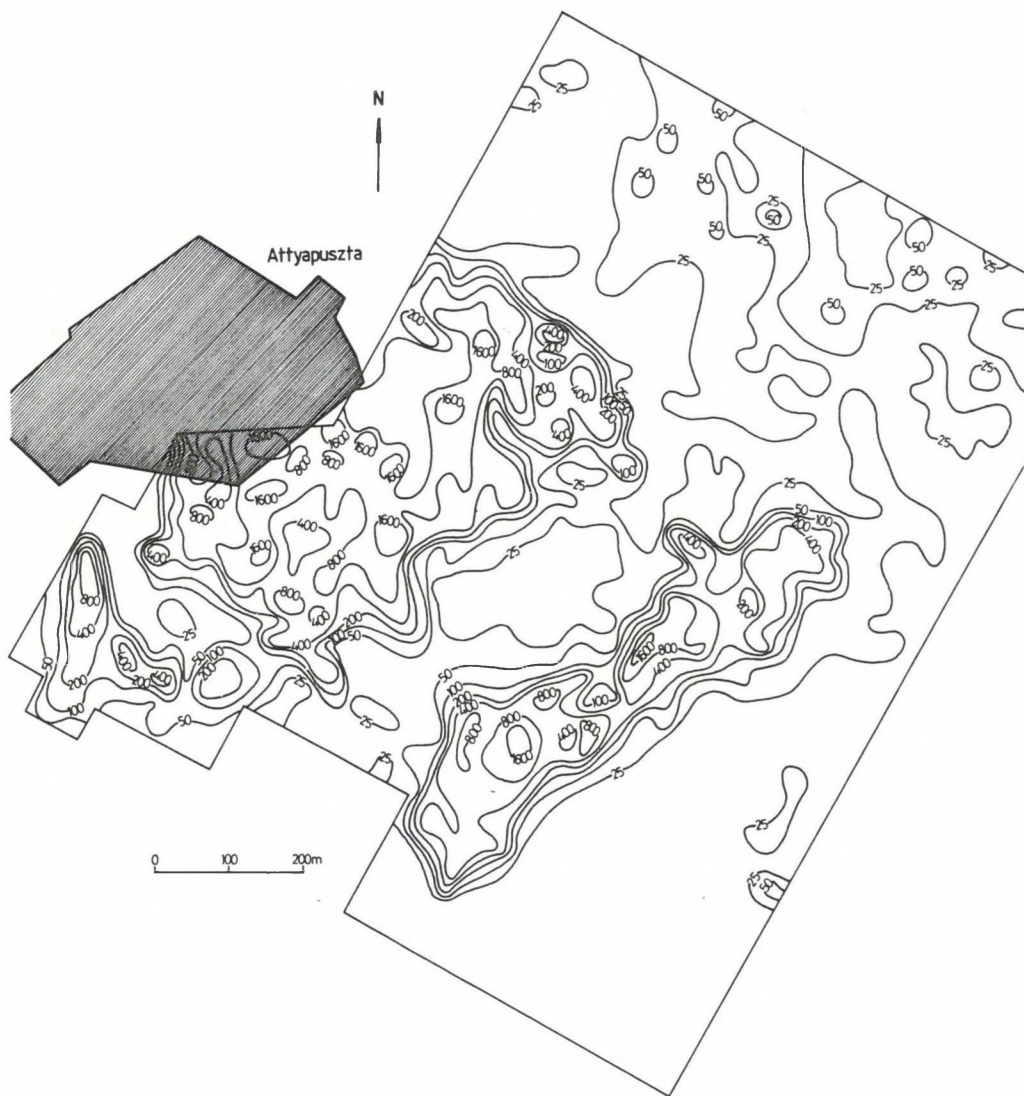
A Bouguer-anomália térképen jól kirajzolódnak a nagy vetők, amilyen pl. a Tapolcafőtől É-ra található közel K–NY-i irányú, vagy a Bakonyjátótól É-ra közel ÉNY–DK irányú vető. A tapolcafői területen különböző földtani modellek találhatók, így a gravitációs anomáliatérkép önmagában nem alkalmas a kutató rétegek jelenlétének és közelítő mélységének meghatározására.

Az 54. és 55. ábrán tranziens elektromágneses szelvényeket mutatunk be, amelyeken jól látható a változatos felépítés. A kutatás során a gravitációs anomáliákon tranziens szelvényeket mértünk. A kapott rétegenállásokból következtetni tudtunk az ott található közettípusokra és a szelvényekből az egyes közettípusok elterjedésére.

A Bouguer-anomália térkép és a tranziens mérések segítségével kijelölhetők azok a földtani szerkezetek, amelyekben a bauxit megmaradhatott. Ezeket a szerkezeteket további mérésekkel pontosítjuk, majd a MÁFI az ELGI szak-

* Kiss J., Knauer J. (MÁFI)

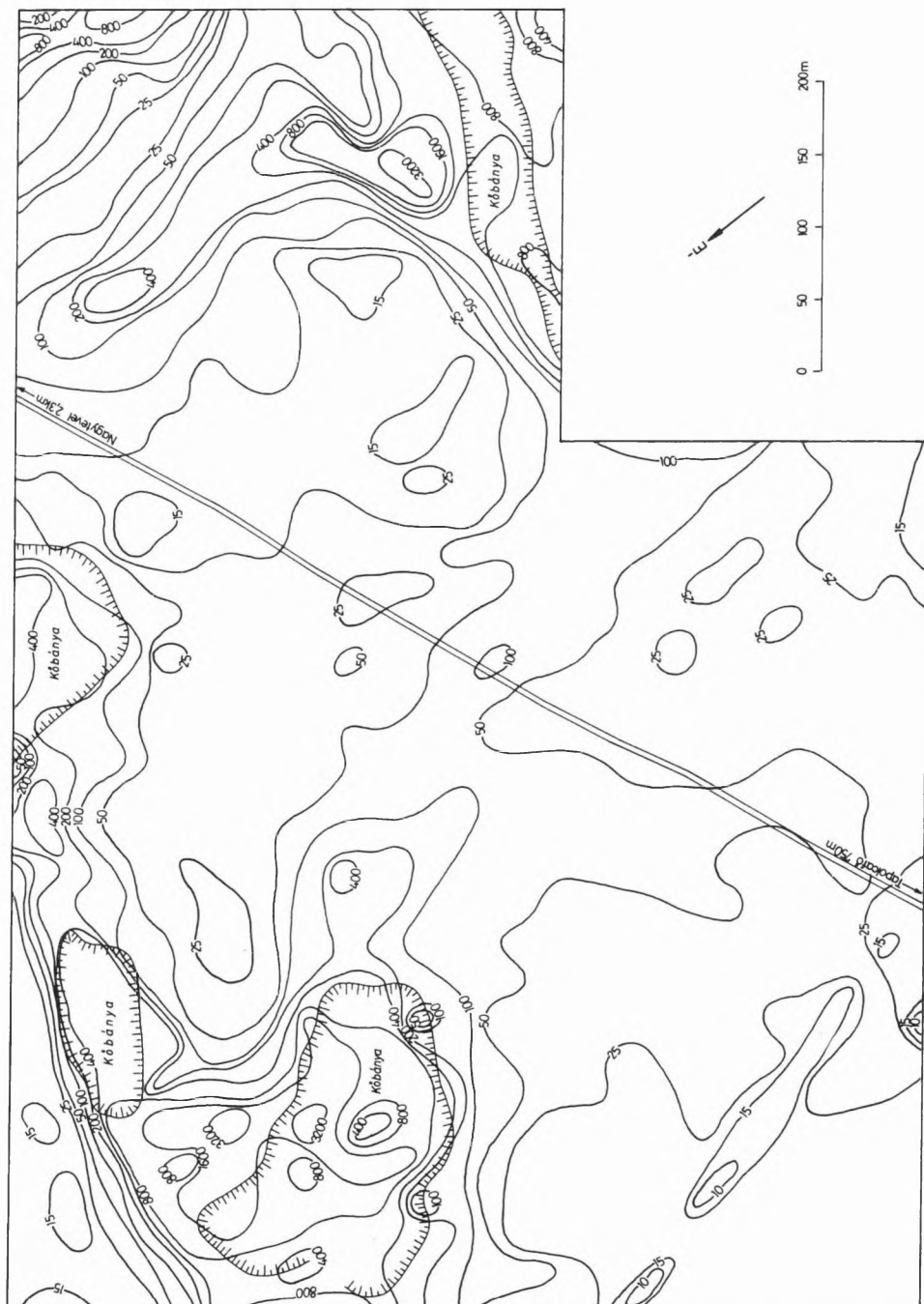
embereivel egyeztetve fúrásokkal megkutatja. A Tapolcafői előkutatási területen a kutatófúrások ez ideig nem harántoltak bauxitot.



52. ábra. VLF látszólagos fajlagos ellenállástérkép, Attyapuszta

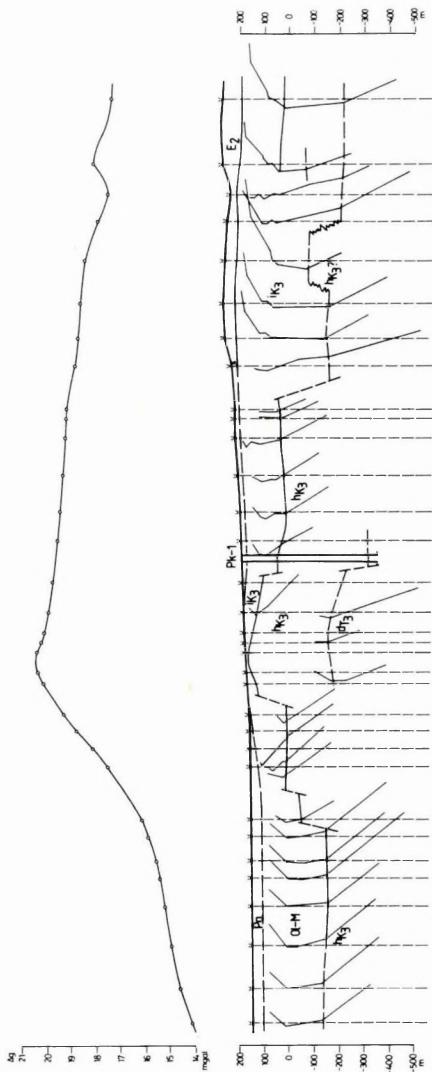
Fig. 52. VLF apparent resistivity map, Attyapuszta

Рис. 52. Карта кажущихся удельных сопротивлений VLF (Атьтяпушта)



53. ábra. VLF látszólagos fajlagos ellenállástérkép, Tarolcağó

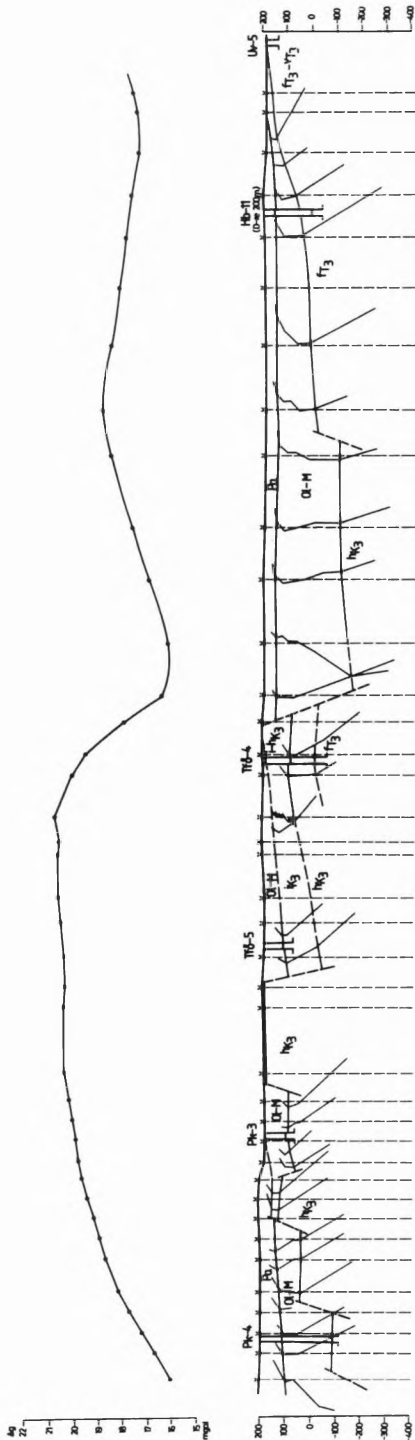
Рис. 53. Карта кажущихся удельных сопротивлений VLF (Тарольцагё)



54. ábra. TFTs-1 tranzienis elektromágneses szelvény
Pa — felsőpannon; *Ol-M* — oligocén-miocén; *E₂* — eocén mészkő; *K₃* — felsőkréta márga;
^aK₃ — felsőkréta mészkő; *^aT₃* — triász karbonátos öszszlet

Fig. 54. Transient EM profile TFTs-1
Pa — Upper Pannonian; *Ol-M* — Oligocene-Miocene; *E₂* — Eocene limestone; *K₃* — Upper Cretaceous marl; *^aK₃* — Upper Cretaceous limestone; *^aT₃* — Triassic carbonates;

Рис. 54. Электромагнитный профиль по методу переходных процессов TFTs-1
Pa — верхний паннон; *Ol-M* — олигоцен-миоцен; *E₂* — известки эоцена; *K₃* — мергели верхнего мела; *^aK₃* — известняки верхнего мела; *^aT₃* — карбонатная толща триаса



55. ábra. TTTs-2 tranzien্স elektromágneses szelvény. Jelmagyarázat az 54. ábrán

Fig. 55. Transient EM profile TTTs-2. For Legend see Fig. 54

Рис. 55. Электромагнитный профиль по методу переходных процессов TTTs-2. Условные обозначения — на рис. 54

1.2.3.2 Felderítő- és részletes fázisú bauxitgeofizikai kutatás*

A Bauxitkutató Vállalat (BKV) megbízásából az ELGI 1988–89-ben folytatta a Dunántúli-középhegység belső medencéiben a felderítő és részletes fázisú bauxitkutatás felszíni geofizikai munkáit. A geofizikai mérések célja a különböző teleptípusokhoz tartozó, különböző rétegtani és szerkezeti helyzetben levő bauxit-előfordulások kutatásához hatékony módszertan továbbfejlesztése, a mérések alapján bauxittároló bemélyedések felkutatása és minősítése, a fúrásos kutatás tervezésének elősegítése volt.

1988–89-ben a következő területeken végeztünk felderítő és részletes fázisú bauxitgeofizikai kutatást:

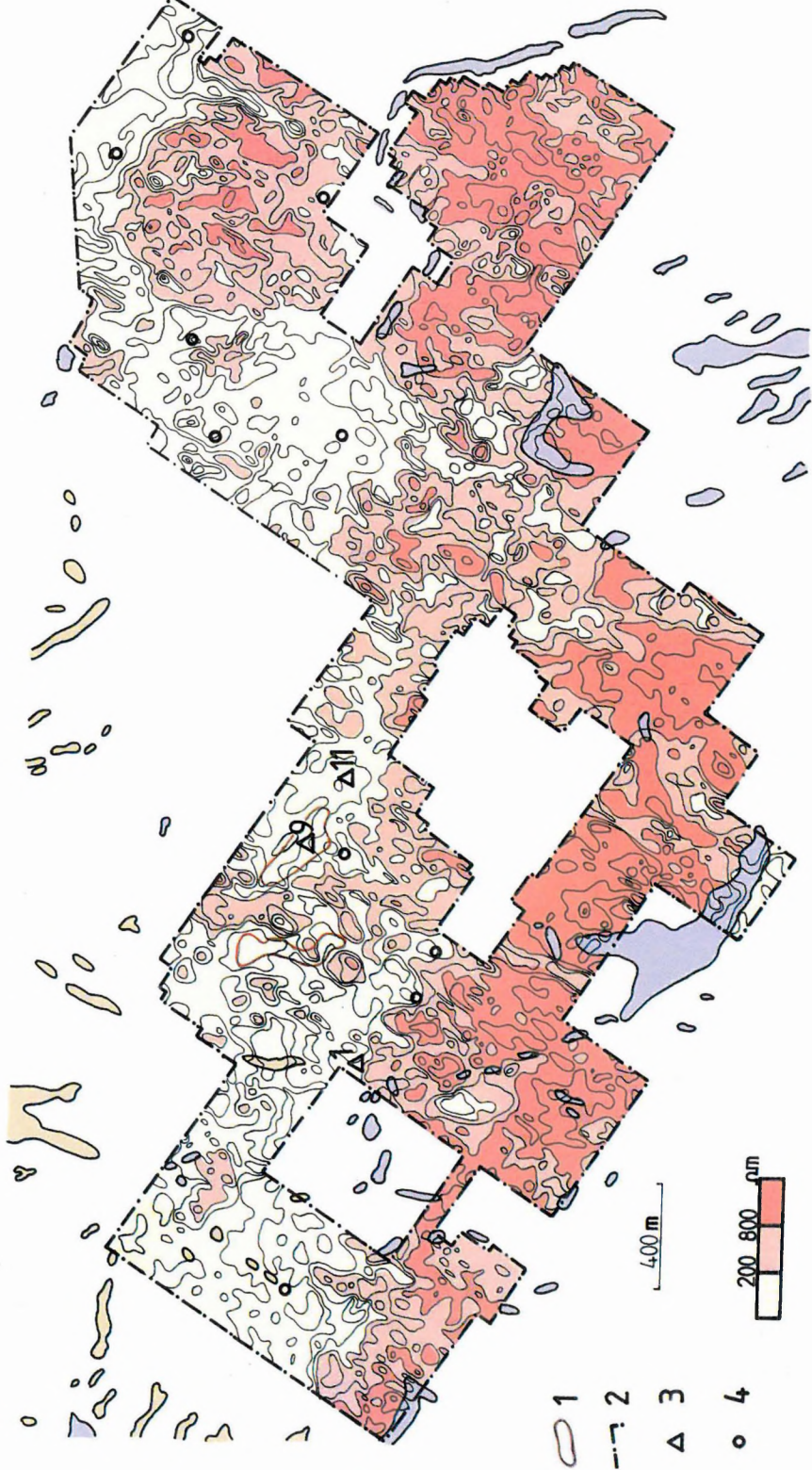
- a) Felszínközeli területek ($H = 0-60$ m)
 - Nyirád körzete (Ódörög, Halimba-Dél);
 - Farkasgyepű körzete (Pápavár-Gáthegey, Hubertlak);
 - Bakonyoszlop körzete (Fenyőfő-Dél, Gézaháza);
 - Nagyegyháza körzete (Óbarok-Csabdi; Csákánypuszt, Szár, Mesterberek, Somlyóvár).
- b) Közepes mélységű területek ($H = 60-250$ m)
 - Farkasgyepű körzete (Iharkút-Nyugat, Sármás);
 - Bakonyoszlop körzete (Bakonyoszlop-K, Csetény-Észak, Súr-Dél).

Mivel jelen fázisú geofizikai kutatás elsőrendű feladata a BKV fúrócsoportjai munkájának elősegítése, azaz a fúrástelepítéshez információszolgáltatás, az egyes részterületeken évközben befejezett geofizikai méréseket azonnal dokumentálva, kiértékelve és értelmezve átadtuk a Megbízónak. Így pl. 1989-ben 7 db évközi adatszolgáltató jelentés, valamint egy évvégi Műszaki jelentés tartalmazta az éves geofizikai kutatás eredményeit.

Néhány év óta a kutatások zömét a felszínközeli ($H \leq 60$ m) mezozoós karbonátos (dolomit, mészkő) medencealjzatú területeken végezzük. A medencealjzat domborzatának kutatását rendszerint fajlagos ellenállás-térképezéssel kezdjük. A rádióhullámú (VLF) méréssel nyert fajlagos ellenállástérkép pontosítására, korrigálására 1987-től kísérleteztünk az EM-31 típusú elektromágneses vezetőképesség-méréssel. A terepen mért látszólagos fajlagos vezetőképesség mellett bevezettük a hagyományos fajlagos ellenállás fogalmát és a méréssel egyidejű ellenállás-számítást [CSATHÓ et al. 1989]. Az ellenállástérképek — perspektivikusnak ítélt — kisellenállású ($\rho_a = 25-150 \Omega\text{m}$) zónáit továbbkutatjuk kismélységű (EM-37 tranziens, vagy Maxi-Probe frekvenciaszondázó) elektromágneses szelvényezéssel. A 30 méternél nem mélyebb aljzatbemélyedéseket kitöltő üledékanyagot mérnökgeofizikai penetrációval minősítjük. A természetes gamma aktivitás ipari bauxit esetén meghaladja az 5000 (cpm) értéket [BODROGI 1989].

Az alábbiakban két kiragadott példán keresztül illusztráljuk a sekély és közepes mélységű kutatások eredményeit.

* Tóth Cs.



56. ábra. VLF látszólagos-ellenállás térkép, Halimba-dél

1 — bauxitlencse kontúrja; 2 — geofizikailag megkutatott terület határa; 3 — geofizikai tervpont;
4 — bauxitkutató fúrás; barnával az eocén, kékkel a triász kibúvásokat jelöltük

Fig. 56. VLF apparent resistivity map, Halimba-south

1—bauxitelens; 2—limits of bauxite-geophysical survey; 3—suggested borehole site; 4—borehole;
outcrops of Eocene and Triassic are marked by brown and blue, respectively

Рис. 56. Карта кажущихся удельных сопротивлений VLF, Халимба-юг

1 — контур бокситовой линзы; 2 — границы геофизических исследований; 3 — проектный пункт геофизических измерений; 4 — скважина на бокситы; коричневым цветом обозначены выходы эоценовых, а синим—триасовых пород

A Halimba–Szóc vonalától délkeletre húzódó bauxitelőfordulás a Malomvölgy, Nyireskút és Dorottyia lencsék révén már a század elejétől ismert. A letermelt lencsék közti 1,5–2 km széles sáv viszont megkutatatlan maradt. 1989-ben ennek a zónának a részletes geofizikai, majd fúrásos kutatását kezdtük meg mintegy 5,5 km²-nyi területen.

A bauxitok fekéje triász időszaki dolomit, fedője oligocén homokos, löszös, agyagos összlet, illetve — a kutatott terület nyugati szélén és északi peremén — középsőeocén korú nummuliteszes mészkő. A területen előforduló kőzetek — geoelektromos tulajdonságaik alapján — jól elválaszthatók egymástól. Az üde földolomit fajlagos ellenállása a legnagyobb ($\geq 800 \Omega\text{m}$), a bauxité 80–150 Ωm , az oligocén fedő 20–80 Ωm körüli, az eocén mészkőé pedig 200–400 Ωm . A földolomit felszíne kis mélységben (0–40 m) található. Az eocénnal fedett nyugati sávon a 30–40 méter, kelet felé haladva a 20 méternél kisebb, leginkább a 0–10 méteres fekülmélység a jellemző.

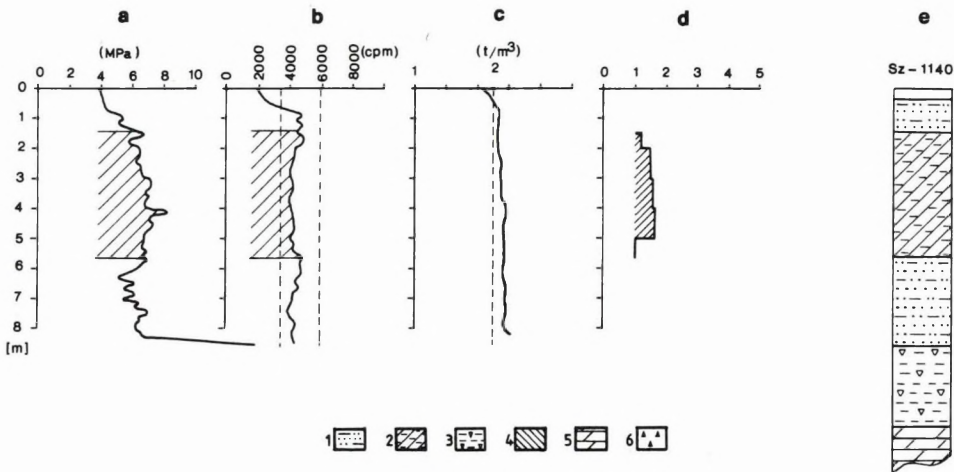
Az 1989. évi geofizikai kutatás első fázisát a 25 × 25 méteres hálózatu VLF térképezés képezte. Előzetes ismereteink szerint az ilyen sűrűségű felmérés elegendő arra, hogy potenciális bauxittároló szerkezet ne kerülje el figyelmünket. A rádióhullámú (VLF) mérésből kapott látszólagos ellenállástérkép (56. ábra) 200 Ωm -nél kisebb értékű zónái azok, amelyek továbbkutatása indokolt. Az ellenállás minimumok megismerése, vertikális bontása egyrészt egyenáramú szondázással (VES), másrészt — és most inkább ezt emelnénk ki — penetrációs szondázással történt. Már korábban voltak kezdeményezéseink a több fizikai paraméter megismerését lehetővé tevő módszer bauxitföldtani alkalmazására [BODROGI 1989], de nagyobb mennyiségben 1989-ben használtuk. A négy mért paraméter közül elsősorban a természetes gammaaktivitás magas értéke utal a bauxit jelenlétére. Itt kell megjegyezni, hogy a penetrálás korlátja a törmelékes összlet, amelyen — a jelenlegi technikai színvonalon — a mérés elakad. Jelenleg folyik a berendezés fejlesztése, többek között az ilyen jellegű korlátok áttörése érdekében is.

A kisellenállású zóna közepén, a T-1 tervponton végzett penetrációs szondázás 4000–5000 cpm közötti természetes gamma aktivitással legalább 8,2 m-ig bauxitos összlet jelenlétére utalt (57. ábra). Az ettől 25 méterre, a kisellenállású zóna szélén mélyített Sz-1140 sz. fúrás 1,4–5,6 méter között bauxitos agyagot, agyagos bauxitot harántolt. Ez alatt dolomitporos agyag, majd dolomit a feké.

Penetrációs szondázással tagolhatjuk és minősíthetjük a kisellenállású zónához tartozó üledékösszletet. A T-9 és T-11 tervponton eltérő természetes gammaértékeket észleltünk (58. ábra). A T-9 pont alapján előrejelzett bauxit összlet a fúrás alapján 6,2 m vastagságúnak bizonyult és a minőségi változást a természetes gammaaszelvény jól követte. A T-11 pont fúrása — az alacsony természetes gammaértéknek megfelelő — agyagos homokot harántolt.

* Antalné Bodrogi M.

A területen 1989-ben 150 geofizikai tervpontot jelöltünk ki fúrásra. A Bauxitkutató Vállalat ebből eddig 106 sekélyfúrást (fekvémélység 10–20 m) mélyített le, melyek 29%-ában találtak bauxitot vagy bauxitos anyagot. Ezzel összesen 5 új bauxitlencse megismerését segítettük elő.



57. ábra. Bauxitgeofizikai penetráció a T-1 tervponton

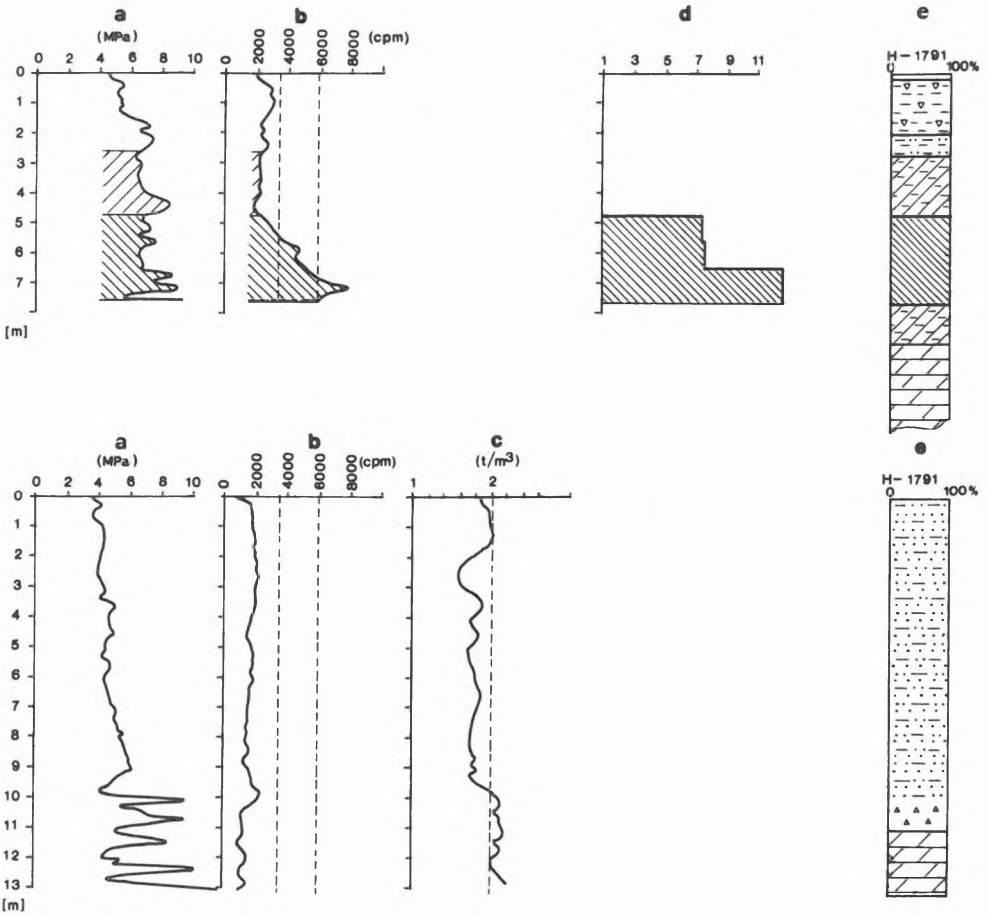
a — össznyomás (MPa); b — természetes gamma aktivitás (cpm); c — térfogatsúly (t/m^3); d — Al_2O_3/SiO_2 arány; e — fúrás rétegsor: 1 — agyagos homok, 2 — agyagos bauxit, 3 — agyagos dolomittörmelék, 4 — bauxit, 5 — dolomit, 6 — dolomittörmelék

Fig. 57. Penetration sounding at suggested site T-1

a — integrated pressure (MPa); b — gamma-ray activity (cpm); c — bulk density (t/m^3); d — Al_2O_3/SiO_2 ratio; e — geological column: 1 — argillaceous sand, 2 — argillaceous bauxite, 3 — argillaceous dolomite detritus, 4 — bauxite, 5 — dolomite, 6 — dolomite detritus

Рис. 57. Кривая геофизической пенетрации на бокситы в проектном пункте Т-1

a — суммарное давление (мпа); b — естественная гамма-активность (срм); c — объемный вес ($г/см^3$); d — отношение Al_2O_3/SiO_2 ; e — геологическая колонка: 1 — глинистый песок, 2 — глинистый боксит, 3 — глинистый доломит обломок, 4 — боксит, 5 — доломит, 6 — доломит-обломок



58. ábra. Bauxitgeofizikai penetráció a T-9 és a T-11 tervponton. Jelmagyarázat az 57. ábrán

Fig. 58. Penetration sounding at suggested sites T-9 and T-11. For Legend see Fig. 57

Рис. 58. Кривая геофизической пенетрации на бокситы в проектных пунктах Т-9 и Т-11. Условные обозначения — на рис. 57

A Bakonyoszlop I. koncentrációtól keletre (Csetény és Súr között) a 70-es évek eleji előkutatás (geofizikai mérések és fúrások) eredményeképpen kijelölték a súri gerincet, amely a csatka medence keleti peremén Súrtól a dudari magasrögig húzódik (59. ábra). A medencealjzat mélysége a rög tetővidékén 100 m körüli, peremén túl 350–400 m.

A harmadidőszaki medence aljzatát felsőtriász földolomit, illetve keleten dachsteini mészkő alkotja. A blokkosan tört, elvetett térszín mélyebb helyzetű egységein bauxitos összlet, felette középsőeocén mészkő, majd — általános elterjedéssel — vastag oligo-miocén összlet települ.

1981-től kialakítottuk a terület földtani-geofizikai modelljének megfelelő kutatási módszeregyüttest: az elektromágneses szelvényező módszert találtak alkalmasnak a gravitációs térképezés által jelzett kisebb-nagyobb szerkezeti egységek, blokkok helyének pontos kijelölésére, az eocén korú mészkő alatti bauxitfekű domborzatának leképezésére. Az 1985-ben lemélyített fúrások feltárták a Csetény I. sz. telepet (59. ábra), emellett még számos új bauxitlencsét valószínűsítettek.

Az 1988-tól lemerített 23 elektromágneses szelvény segítségével a súri gerincet két különálló egységre bontottuk (59. ábra). A déli — helyenként 100 m-ig is felemelkedő — rögot részletesebben kutattuk, elsősorban a peremi vetőzónákra merőlegesen telepített szelvényekkel. A Ny–K irányú *A* jelű elektromágneses szelvény (60. ábra) a magasrög nyugati peremének három egységét mutatta ki, köztük a 250 m mélységű Csetény I. bauxittlepet. Mind a felsőtriász földolomit, mind a középsőeocén mészköves összlet felszíne az elektromágneses szelvény $q(h)$ görbéin jól azonosítható és követhető töréspontokkal jelentkezik. A vastag oligo-miocén összlet, fajlagos ellenállása alapján, tovább bontható.

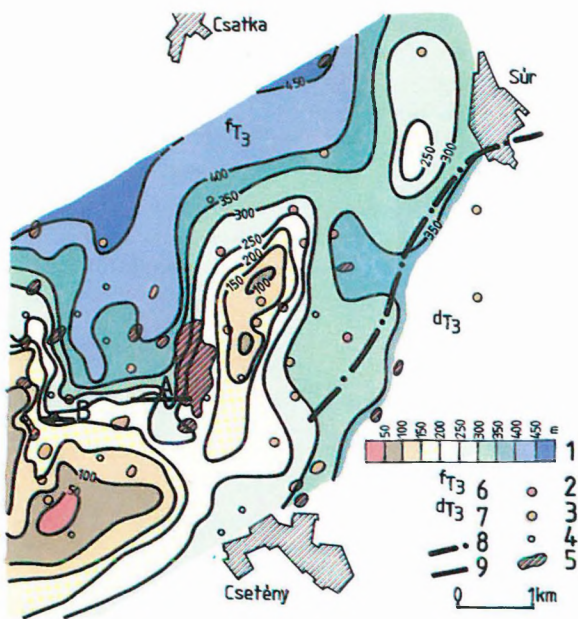
A Bakonyoszlop I. koncentráció keleti peremének mélyebb zónájában kisebb kiterjedésű, töréses-árkos típusú bauxittlepek vannak. Egy ilyen telepet szemléltetünk a 61. ábrán. Az elektromágneses (Maxi-Probe) szelvény megbízhatóan kimutatja a földolomit bauxitfekű aszimmetrikus domborzatát. Egyértelműen megállapítható, hogy a bauxittestet nagyellenállású eocén mészkő fedi, amely kelet felé egy vetőig nyomozható.

Mind a Csetény I., mind a Bakonyoszlop I. bauxittlep alap- és fedőkőzetei jelentős és területileg változékony vízvezető-képességűek. Emiatt a tervezett bauxitbányák vízvédelmének tervezése kiemelt feladat. Ennek elősegítésére külön vízföldtani kutatási program indult az egész területen. Ennek befejezéséig a karsztvízszint közeli bauxittlepek kimutatására irányuló geofizikai kutatás visszafogottabban folytatódik.

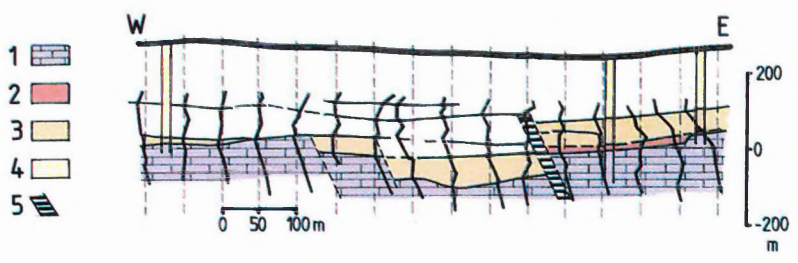
Hivatkozások

- BODROGI M. 1989: Fenyőfő dél sekélyterület bauxitkutatása ELGI 1987. évi jelentése, pp. 19–21
CSATHÓ B., BALOG GY., PRÁCSEER E., VINCZE L. 1989: Kismélységű geoelektromos kutatás elektromágneses vezetőképesség-méréssel. ELGI 1987. évi jelentése, pp. 109–117

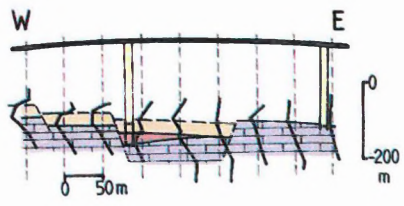
* Tóth Cs.



59



60



61

59. *ábra.* Bauxitgeofizikai információterkép, Bakonyoszlop–Csetény–Súr közötti terület

1 — bauxitfekü felszíntől számított mélysége; 2 — ipari bauxit fúrásban; 3 — bauxit indikáció fúrásban; 4 — meddő fúrás; 5 — bauxitlep; 6 — Fődolomit Formáció; 7 — Dachsteini Mészke Formáció; 8 — különböző felsőtriász képződményeket elválasztó határvonal; 9 — elektromágneses szelvény

Fig. 59. Map of geophysical information, Bakonyoszlop–Csetény–Súr

1—depth to basement; 2—high-quality bauxite in borehole; 3—bauxite indication in borehole; 4—barren borehole; 5—bauxite deposit; 6—Upper Triassic Hauptdolomite; 7—Dachstein limestone; 8—contact of different Upper Triassic formations; 9—EM profile

Рис. 59. Карта геофизической информации по бокситам. Площадь между сс. Баконьослоп, Четень и Шур

1 — глубина до подошвы бокситов от дневной поверхности; 2 — кондиционные бокситы в скважине; 3 — некондиционные бокситы в скважине; 4 — пустая скважина; 5 — залежь бокситов; 6 — Главный доломит, верхний триас; 7 — Дахштейнский известняк, верхний триас; 8 — контакт между различными толщами верхнего триаса; 9 — профиль электромагнитных измерений

60. *ábra.* A Maxi-Probe elektromágneses szelvény, Csetény-észak

1 — felsőtriász fődolomit; 2 — bauxit; 3 — középsőecén mészkő; 4 — oligomiocén összlet; 5 — feltételezett feltolódási zóna

Fig. 60. Maxi-Probe EM profile A, Csetény-north

1—Upper Triassic Hauptdolomite; 2—bauxite; 3—Middle Eocene limestone; 4—Oligo-Miocene; 5—thrustfault

Рис. 60. Электромагнитный профиль A по методу макси-проб, Четень-север

1 — Главный доломит, верхний триас; 2 — бокситы; 3 — известняки среднего эоцена; 4 — толща олиго-миоцена; 5 — зона предполагаемого взброса

61. *ábra.* B Maxi-Probe elektromágneses szelvény. Jelmagyarázat a 60. ábrán

Fig. 61. Maxi-Probe EM profile B. For Legend see Fig. 60

Рис. 61. Электромагнитный профиль B по методу макси-проб. Условные обозначения — на рис. 60

A hazai bauxitbányászat — vízveszélyességi, környezetvédelmi szempontok miatt — feladni kényszerült jóminőségű bauxitot adó mélyművelésű bányáit. A külfejtéses bauxittermelés szerepének jelentős megnövekedése miatt szükség van olyan légi–földi geofizikai komplexum létrehozására, amely hatékony és gazdaságos a felszínközeli bauxitelőfordulások közelítő jelzésében, különböző földtani képződmények lehatárolásában, a bauxitra perspektivikus területek kijelölésében.

Az 1986-os helikopteres gammaspекtrometriai és mágneses, valamint az 1987-es helikopteres elektromágneses kísérletek pozitív eredményei alapján a Magyar Alumíniumipari Tröszt, a Bauxitkutató Vállalat és az ELGI a külfejtéses bauxittermelésre számbajöhető területek előkutatására indította el „Nagy területekre kiterjedő sekélybauxit kutatási célzatú komplex légigeofizikai mérések” c. programját. Ennek keretében 1989-től évente mintegy 100 km² terület felmérésére kerül sor. A légi mérésekkel kimutatott, várhatóan nagyszámú anomália gyors terepi azonosítására és minősítésére speciális felszíni geofizikai módszer- és műszeregyüttest dolgozunk ki.

1989 júliusában a Bakony hegység két részterületén (Nyirád-DNy és Halimba-DK) mintegy 120 km²-en végeztük el a helikopteres méréseket egy erre a célra kialakított geofizikai mérőállomással. A MAT és a Bauxitkutató Vállalat által rendelkezésre bocsátott összgeből 2500 km összhosszúságú szelvényezés történt, ahol is a repülési magasság 80 m, a repülés sebessége 125 km/óra, a szelvénytáv ~ 80 m volt. A repülést a Magyar Néphadsereg végezte MI–8 típusú helikopterrel, a geofizikai műszereket az Osztrák Szövetségi Földtani Hivataltól béreltük. A digitálisan rögzített geofizikai adatok számítógépes előfeldolgozására a Bécsi Egyetem Meteorológiai és Geofizikai Intézetében került sor. A légi adatok tárolására, kezelésére, megjelenítésére, feldolgozására és dokumentálására az ELGI-ben jelenleg készül egy számítógépes programcsomag. A programrendszer olyan formában készül, hogy a geofizikusi feldolgozó munka a nagyszámítógép mellett számítógépes geofizikai munkahelyen is könnyen végezhető legyen. A munkához anyagi támogatást nyújt az Ipari Minisztérium és a Központi Földtani Hivatal Távérzékelési Program Irodája is.

A légigeofizikai mérések eredményeit a közvetlen bauxitkutatásban azonnal felhasználtuk. Az 1987-es elektromágneses kísérletek nyomán a szári és a somlyóvári területeken a BKV szakembereivel fúrásokat mélyítettünk, amelyek több új bauxitlencsét eredményeztek. 1990-ben megkezdődött a gézaházi terület légigeofizikai anomáliáinak fúrásos kutatása is. Az 1989-ben felmért területek értékelését megkezdtük és a BKV fúrásos kutatási programjának ütemezéséhez igazítva folyamatosan végezzük.

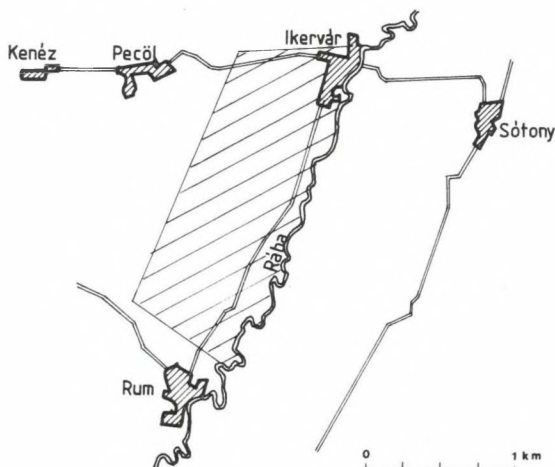
A légigeofizikai mérések alkalmazásának részletesebb ismertetése évi jelentésünk 2.2.4 fejezetében található.

* Csathó B., Tóth Cs.

1.2.4 Víz- és torlatkutatás

1.2.4.1 Geoelektromos vízkutatás a Rum és Ikervár közötti Rába-partszakaszon*

1988–89-ben több területen is végeztünk vízföldtani célú geofizikai kutatást. Ezek közül — a teljesség igénye nélkül — a Rába folyó Rum és Ikervár közötti szakaszán végzett munkánkat mutatjuk be (62. ábra), amelynek célja Szombathely és környéke távlati vízellátásának földtani megalapozása volt.



62. ábra. Zalai vízkutatás áttekintő helyszínrajza

Fig. 62. Location map of geoelectric survey for water supply (Zala county, SW Hungary)

Рис. 62. Обзорная схема работ на воду в комитате Зала (ЮЗ. Венгрия)

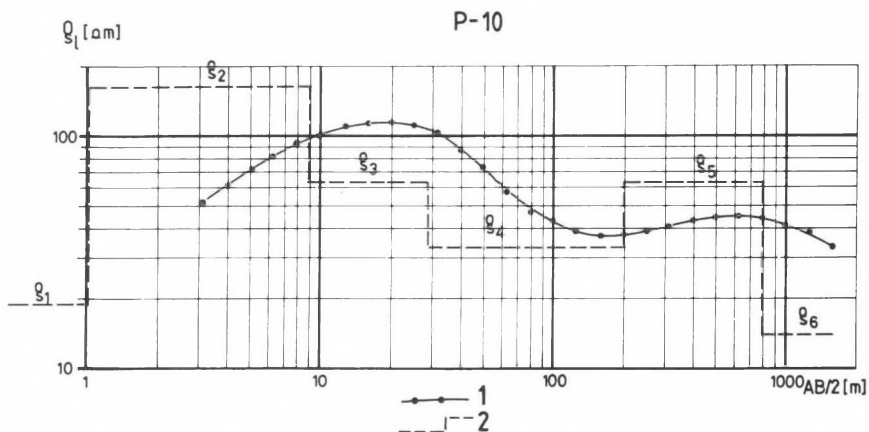
A területen és attól Ny-ra, Kenéz–Pecöl térségéig már végeztünk vízkutató célú geofizikai méréseket (1968–70). Ezekkel részletesen megismertük a felszínközeli víztárolót, ezen kívül a Rába mentén kimutattuk egy mélyebb, potenciális víztároló összlet létezését. A Szombathely és környéke részére szükséges 25–30 000 m³/nap vízigény kielégítése szempontjából a felső vízadó összlet nem jöhet szóba, részint korlátozott terhelhetősége, részint a benne tárolt víz hosszú távon nem megbízható védelme miatt.

A néhányszor 10 méter vastag egyedi homokrétegeket is tartalmazó, egészebe több száz méter vastagságú porózus összletet az ikervári és sótonyi fúrások is feltárták, illetve létezését megerősítették. A MÉLYÉPTERV megbízásából végzett jelen munka célja ezen alsó víztároló elterjedésének, mélységének és minőségének olyan részletességű megismerése volt, hogy 300 m mélységű terme-

* Draskovits P.

lő kútcsoportok optimális elhelyezésére tessünk javaslatot. A feladat megoldásához közel egyenletes hálózatban elhelyezett egyenáramú ellenállás-szondázásokat (VES), gerjesztett polarizációs (GP) méréseket végeztünk, valamint egy hosszanti és néhány harántszelvény mentén Maxi-Probe rendszerű elektromágneses frekvenciaszondázásokat mértünk.

Az ellenállás szondázások — változó vastagság és ellenállás mellett — gyakorlatilag mindenütt jelzik mind a felső, mind az alsó víztároló összletet. A pontok jelentős részén, bár nem mindenütt, mutatkozik a kavicsteraszs is, amit kis vastagsága miatt a mellékelt szelvényen nem tüntettünk fel. A 63. ábrán egy jellemző szondázási görbét mutatunk be a kiértékelés eredményének feltüntetésével.



63. ábra. A P-10 fúráson kapott jellegzetes szondázási görbe

1 — mérési görbe; 2 — kiértékelés. Földtani értelmezés: ρ_1 — talajtakaró; ρ_2 — kavicsteraszs; ρ_3 — felső víztároló; ρ_4 — agyagos összlet; ρ_5 — alsó víztároló; ρ_6 — felsőpannoniai agyagos összlet

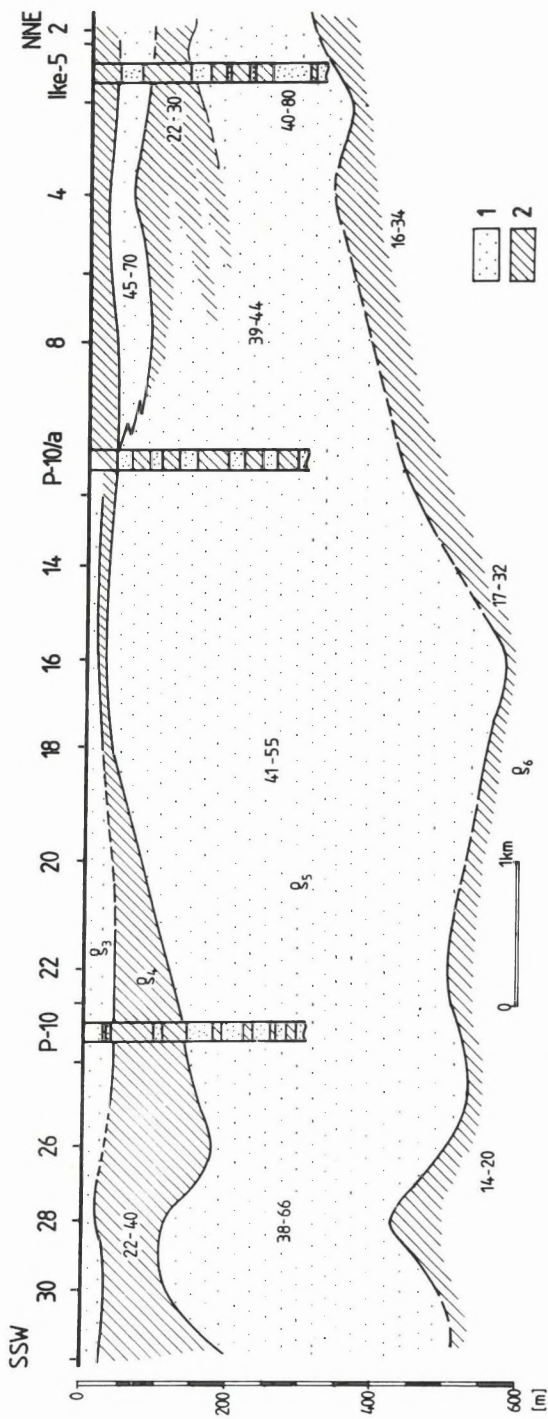
Fig. 63. Characteristic VES curve on borehole P-10

1—recorded curve; 2—interpretation. Geological interpretation: ρ_1 —soil; ρ_2 —gravel terrace; ρ_3 —shallower reservoir; ρ_4 —argillaceous complex; ρ_5 —deeper reservoir; ρ_6 —Upper Pannonian argillaceous complex

Рис. 63. Характерная кривая зондирования на скважине P-10

1 — измеренная кривая; 2 — интерпретация. Геологическая интерпретация: ρ_1 — почвенный покров; ρ_2 — галечниковая терраса; ρ_3 — верхний водоносный горизонт; ρ_4 — глинистая толща; ρ_5 — нижний водоносный горизонт; ρ_6 — глинистая толща верхнего паннона

Az alsó víztároló összlet legfontosabb paramétereit a 64. ábra szemlélteti. Sraffozással jelöltük a finomszemcsés (agyagos) képződményeket, pontozással a durvaszemű, feltehetően víztároló összleteket. A szelvényben lévő fúrásokon végzett szondázások kiértékelési eredményei alapján a 200–300 m mélységekre $\lambda = 1,5$ anizotrópia értéket kaptunk, amelyet a szelvénytérképszervezésnél a nagyobb mélységeknél is alkalmaztunk.



64. ábra. Az I. sz. geoelektromos szelvény

1 — nagyobb ellenállású (38–80 Ωm) porózusabb öszszlet; 2 — kisebb ellenállású (14–40 Ωm) finomszemcsés (agyagos) öszszlet

Fig. 64. Geoelectric profile No I

1 — porous layer of resistivity 38–80 Ωm ; 2 — fine-grained layer of 14–40 Ωm resistivity

Рис. 64. Геоэлектрический профиль I

1 — толща повышенных сопротивлений (38–80 омм) и повышенной пористости; 2 — толща пониженных сопротивлений (14–40 омм) тонкозернистого (глинистого) состава

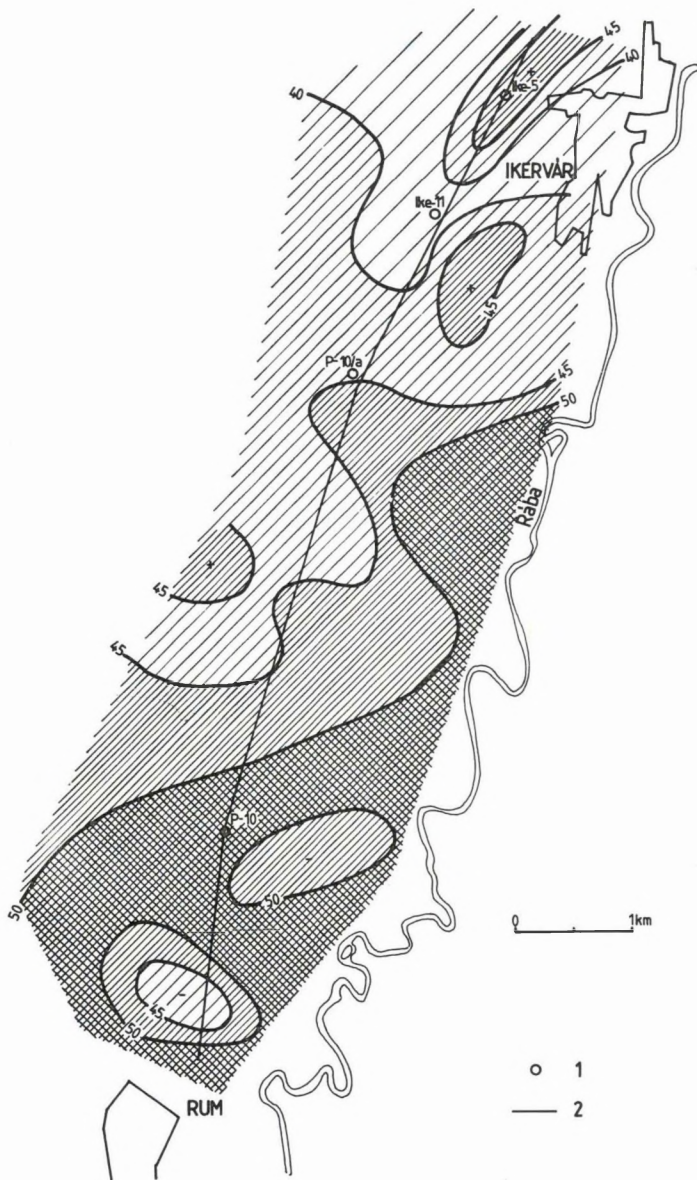
Az alsó víztároló összlet a terület legnagyobb részén egyetlen vastag, a VES módszer felbontóképessége szempontjából homogén „rétegnek” tekinthető. Ez alól csak az ÉÉK-i körzet, az Ike-5 mélyfúrás környezete a kivétel, ahol nagyvastagságú közbülső agyagos képződmények települnek. A víztároló összlet alsó határa a terület túlnyomó részén 500–600 m mélységben húzódik, összhangban az ikervári és a távolabbi sótonyi fúrások rétegsorával. Az Ike-5 fúrás környezetében található fekü-kiemelkedés mind a szelvényben, mind arra merőleges irányban csak 1–2 km kiterjedésű. Bár várhatóan a felső 300 m-ből vagy nem sokkal mélyebbről fogják a vizet termelni, a nagyobb térség hidrológiai értéke szempontjából mégis fontosnak tartjuk felhívni a figyelmet arra, hogy a víztároló összlet lényegesen nagyobb mélységben is megtalálható.

Az egyedi porózus rétegeket a néhány száz méteres mélységtartományban egyenként nem tudjuk kimutatni, csak a teljes összlet — vastagságtól független — homok- és agyagtartalmának arányát jellemző fajlagos ellenállás eloszlását (65. ábra). Egyértelmű az ellenállás növekedése É-ről D-re; ezen az általános meneten kisebb-nagyobb lokális anomáliák találhatók. A lemélyített fúrások még a $\sim 40 \Omega\text{m}$ ellenállású körzetekben is számos víznyerésre kedvező homokréteget harántoltak. Ennek alapján az egész kutatási terület vízbeszerzési szempontból ígéretes, megfelelően a Kisalföld átfogó kutatása során kapott regionális ellenállásképen alapuló várakozásnak. Ezen belül a DDNy-i harmad kedvezőbbnek látszik. Ezen kedvezőnek ítélt körzet az adott kutatási terület határán túl is folytatódik. A lehatárolás kérdése a most felmért területről beszerezhető vízmennyiség, valamint a vizigények elemzése során lehet aktuális.

A GP mérések igen alacsony (néhány pont kivételével 1,8% alatti) polarizálhatóság értékeket adtak (66. ábra). A nagyterületű minimum eddigi tapasztalataink alapján viszonylag durva szemcseméretre, általában vastag egyedi homok- és agyagrétegekre, legfőljebb kismértékű agyagos szennyezettségre utal.

Frekvenciaszondázásokkal sem sikerült egyedi rétegeket elkülöníteni, de a kimutatott határok jellege és helyzete alapján megállapítottuk, hogy a kutatott rétegösszletben oldalirányban nincsenek lényeges változások, a település általában vízszintes vagy lapos dőlésű. A frekvenciaszondázások is a P-10 fúrás környezetében és attól D-re jelzik kedvezőbbnek a területet (a porózus összleten belül húzódó markánsabb szint kivastagodását).

A felszíni geofizikai kutatást követő mélyfúrások általában igazolták a fenti eredményeket, illetve következtetéseket. Fontosnak tartjuk, hogy a 300–330 m-ig mélyített fúrások sehol sem utalnak a porózus képződmények mélységi elvégződésére, tehát a jelzett mélység alatt is várhatók további homokrétegek, összhangban a felszíni kutatásból levont következtetésekkel.



65. ábra. Az alsó víztároló fajlagos ellenállása

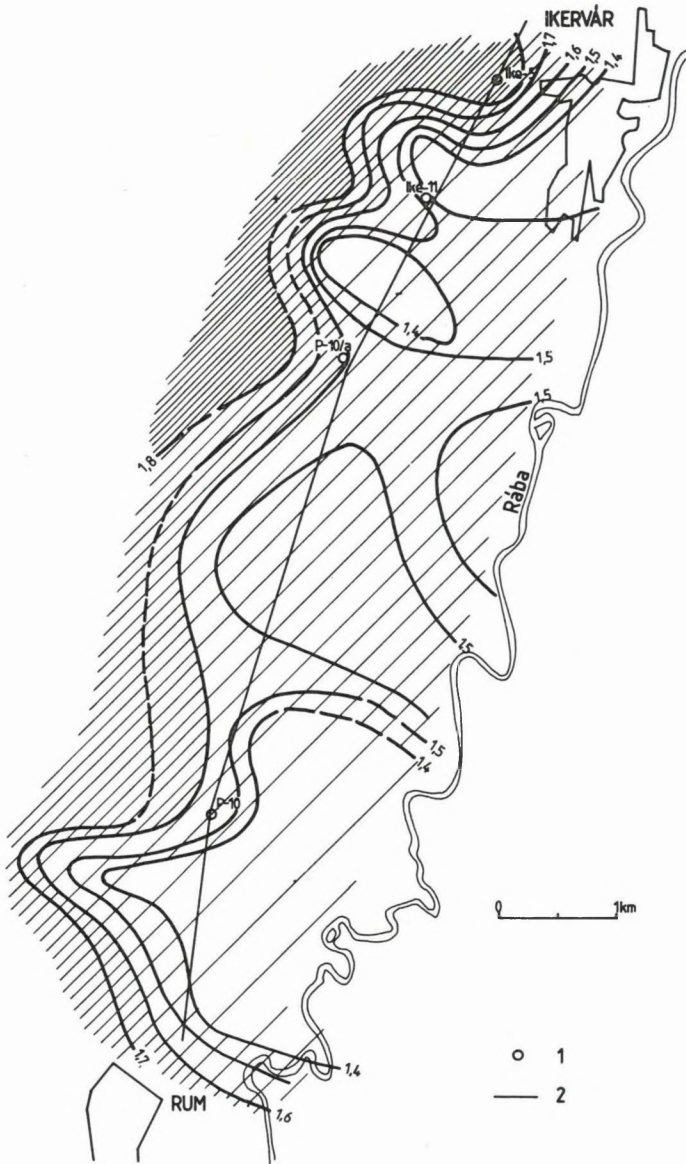
1 — mélyfúrás; 2 — az I. sz. geoelektromos szelvény nyomvonala

Fig. 65. Resistivity distribution of deeper water reservoir

1—borehole; 2—geoelectric profile No I

Рис. 65. Удельные сопротивления нижнего водоносного горизонта

1 — скважина; 2 — линия геоэлектрического профиля I



66. ábra. Látszólagos polarizálhatóságtérkép (AB = 640 m)
 1 — mélyfúrás; 2 — az I. sz. geoelektromos szelvény nyomvonala

Fig. 66. Apparent polarizability map (AB = 640 m)
 1 — borehole; 2 — geoelectric profile No I

Рис. 66. Карта кажущейся поляризуемости (AB = 640 м)
 1 — скважина; 2 — линия геоэлектрического профиля I

1.2.4.2 A gönyüi Duna-part torlatképződményeinek geofizikai kutatása*

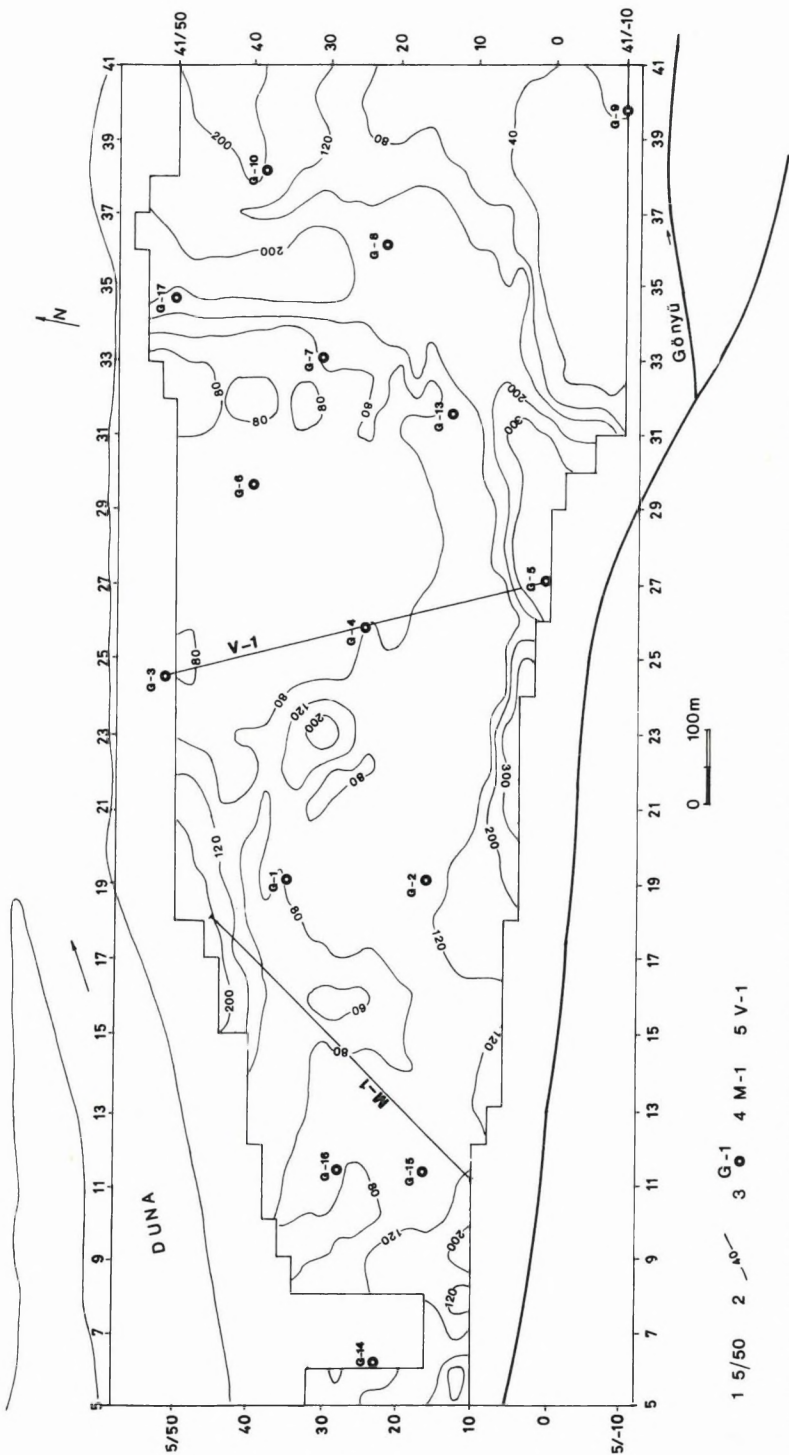
A KFH megbízásából a MÁFI 1986-ban beindította Magyarország fiatal laza üledékeiben és a fosszilis torlatokban rejlő nehézasvány kutatására kidolgozott programját. Megvizsgálják a recens és az idősebb folyóvízi üledékekben a nehézasványok eloszlását és a már megismert dúsulások esetében vizsgálják az iparilag értékes telepek előfordulásának lehetőségét. A feladat megvalósításában a geofizikai kutatás az optimális mintavételi helyek kiválasztásához nyújt segítséget, kiegészítő információt.

1989-ben Gönyü nyugati határában dolgoztunk (67. ábra). A területen korábban 17 sekélyfúrást mélyítettek a torlatképződmények vizsgálatára. A feldolgozott anyagot az elemzési adatokkal együtt a geofizikai értelmezéshez Molnár Péter (MÁFI) összeállításában kaptuk meg. A fúrásminták elemzési adatait számítógépben tároltuk és vizsgáltuk a homok- és a nehézasvány-tartalom közötti lineáris korrelációs összefüggéseket. Azt találtuk, hogy a százalékos nehézasvány tartalom arányos a homoktartalommal, szám szerint 40–70%-os homoktartalomhoz 0,4–0,6%-os nehézasvány-tartalom rendelhető. Ebből következik a geofizikai kutatás célja: felderíteni a torlat finomszemcsés, homokos elemeit. A haszonanyagot potenciálisan tartalmazó homokokat viszont a homoktartalom és a fajlagos ellenállás kapcsolata alapján választhatjuk ki (68. ábra).

A területet több módszerrel felmértük. Ezek eredményeit röviden ismertetjük, de célunk tulajdonképpen a mérnökgeofizikai szondázások korrelációs értelmezésében rejlő lehetőségek bemutatása. A területet elektromágneses és hagyományos egyenáramú szelvényezéssel három különböző behatolási mélységben térképeztük (6 m, 12 m és 25 m). Ezek egymás alatti mélységszinteken adták meg a terület horizontális fajlagos ellenállásának eloszlását. Az eloszlások közös jellemzője, egy félkörív alakú, a terület Ny-i, majd D-i szegélyén húzódó, K-en északra forduló ellenállás maximum zóna (67. ábra). E maximum sávban a kutatófúrások (G–5, G–14) rétegsorában a finomszemcsés fedőösszlet elvékonyodik, felszínközelségbe kerül a torlat kavicsos anyagának talajvízszint fölé eső száraz része (VES adatokból). E maximum ívtől a Dunáig terjedő részen kis- és közepes ellenállások a jellemzőek. Itt a fedővastagság már 2–4 m között változik. A legkisebb értékek tehát fedőkivastagodási helyeket jelölnek. A terület K-i szegélyén a G–9 fúrás 2,3 m-től, a G–10 pedig 5,9 m vastag nagyellenállású kavics fedő alatt kisellenállású finomagyagos pliocén képződményeket tartalmaz, tehát itt a kvarter torlatos jellegű kifejlődése hiányzik.

A fúrásokon vertikális elektromos szondázásokat (VES) végeztünk. A torlatot 2–4 elektromos rétegre bontottuk (69. ábra). A kavicsos torlatszakszakoknak nagy, a homoktartalmú szakaszoknak kis, vagy közepes ellenállású réteg felel meg (68. ábra). A rétegszelvényen a torlat felépítésének jellege ugyan követhető, de a pontosabb képet, a torlat belső szerkezetének feltárását a mérnökgeofizikai szondázásoktól (MGS) vártuk el. Az M–1 jelű szelvény egyes szondázásainak kiértékelését automatikus rétegmínősítő programmal végeztük.

* Király E., Fejes I.



1 5/50 2 40 3 G-1 4 M-1 5 V-1

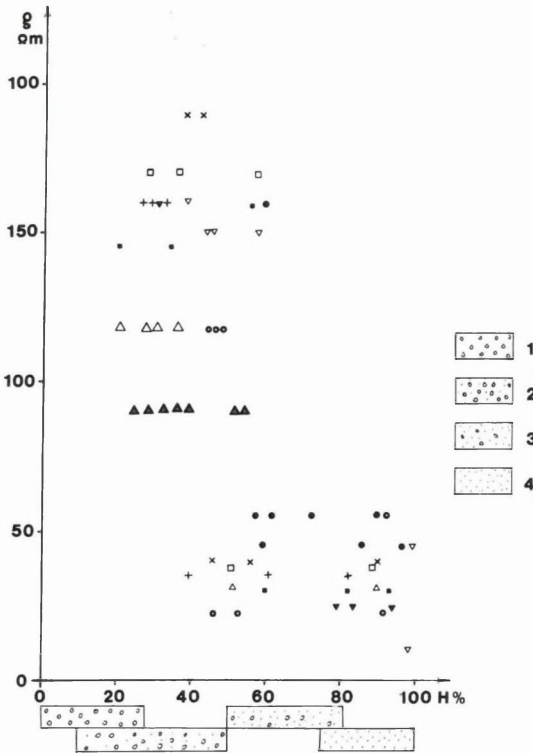
67. ábra. A gönyüi Dunapart AMNB szelvényezéssel mért látszólagos fajlagos ellenállás térképe (AB=40 m)

1 — szelvény és pontszám; 2 — a látszólagos fajlagos ellenállás Ωm-ben; 3 — sekélyfúrás; 4 — MGS mérési vonal; 5 — VES mérési vonal

Fig. 67. Apparent resistivity map of Danube bank of Gönyü (AB=40 m)

1—profile- and point-number; 2—apparent resistivity in Ωm; 3—shallow drillhole; 4—penetration sounding line; 5—VES line

Рис. 67. Карта кажущегося удельного сопротивления (AB=40 м) берега Дуная в районе с. Гёню по данным профилирования установкой AMNB. 1—номер профиля и точки измерений; 2—кажущееся удельное сопротивление в Ом; 3—неглубокая скважина; 4—линия профилирования инженерно-геофизического зондирования; 5— линия профиля ВЭЗ



68. ábra. A homoktartalom (H%) és a fajlagos ellenállás (Ωm) kapcsolata fúrási anyagvizsgálatból

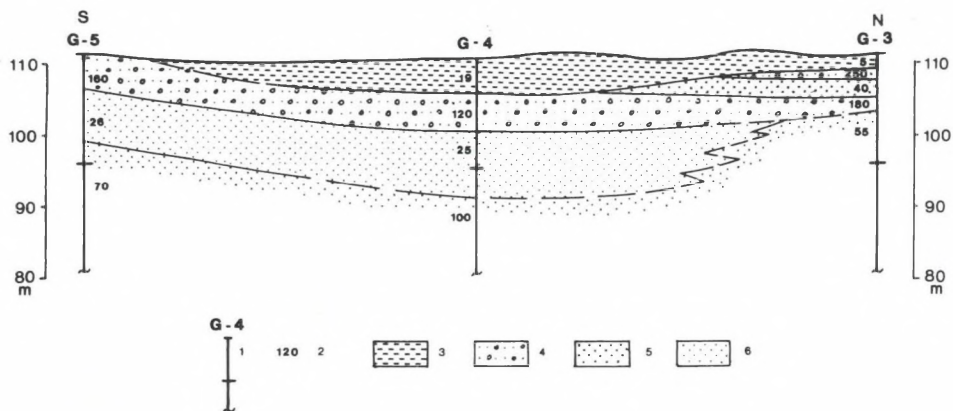
1 — kavics; 2 — homokos kavics; 3 — kavicsos homok; 4 — homok

Fig. 68. Sand content (H%) versus resistivity (Ωm) diagram from borehole data
1—gravel; 2—sandy gravel; 3—gravelly sand; 4—sand

Рис. 68. Связь содержания песка (H%) с кажущимся удельным сопротивлением (омм) по данным изучения вещественного состава по скважинам

1 — галечники; 2 — песчанистые галечники; 3 — пески с галькой; 4 — пески

Az MGS módszer azonban igazán akkor tudja kimutatni oroslánkörmeit, ha kihasználjuk a szelvénymenti rétegorreláció lehetőségét. Ez a feldolgozási mód a sekélykutatásban szinte ismeretlen. Itt a mérési adatsorok görbéin felismerhető jellegzetes jelformák alapján válik lehetővé a szomszédos méréspontok közötti összefüggések nyomon követése. Tehát például egy egyébként egyveretűnek látszó összletben is felismerhetők olyan belső változások, melyek akár egy



69. ábra. A V-1 geoelektromos rétegszelvény

1—VES mérési pont helye, száma; 2—a geoelektromos réteg fajlagos ellenállása Ωm -ben; 3—felszíni, homokos finom agyag; 4—kavicsos durva homok; 5—durva homok; 6—agyagos finom homok

Fig. 69. Geoelectric profile V-1

1—location and number of VES point; 2—resistivity of geoelectric layer in Ωm ; 3—sandy clay on surface; 4—gravelly large-grained sand; 5—large-grained sand; 6—argillaceous fine-grained sand

Рис. 69. Геоэлектрический разрез V-1

1—место и номер ВЭС; 2—удельное сопротивление геоэлектрического слоя в омм; 3—песчанинстые тонкие глины на поверхности; 4—грубые пески с галькой; 5—грубые пески; 6—глинистые тонкие пески

egész szelvény mentén is végigkövethetők, s így az összlet belső struktúrája is szemléletesen kirajzolódik. Mivel a sekélykutatásban karotázsmérésekre csak rendkívül ritkán kerül sor, az MGS az egyetlen módszer, amely bizonyos tulajdonságok kvázi folytonos mélységszerinti követését lehetővé teszi. Az összefüggéseket paraméterenként külön-külön vizsgáltuk és a 70. ábrán feltüntetjük azokat a megállapításokat, melyek kizárólagos hordozója éppen az adott paraméter.

Az M-1 szelvény mentén ötféle képződményt különítettünk el (71. ábra).
1. Legfelül a fedőképződmények agyagos szakasza van, ennek legnagyobb vastagsága 3,5 m (14/25 pont).

2. Alatta az agyagos fedővel közvetlenül érintkező, de csak egyes pontokon előforduló képződmény a fedő agyagos, de számottevő kőzetliszttel, vagy finomhomokkal kevert szakasza.

A fedőképződmények együttes vastagsága 1,5 m (11/10) és 4,5 m (13/20) között változik.

70. ábra. Az M-1 mérnökgeofizikai szelvény a harántolt képződmények osztályozásával

a) csúcshozam alapján

1 — puha-képlékeny képződmények; 2 — közepes, átmeneti szakaszok; 3 — kemény képződmények; 4 — igen kemény képződmények

b) természetes gamma aktivitás alapján

1 — közepesenél nagyobb természetes aktivitású, agyagos képződmények; 2 — alacsony aktivitású teraszképződmények, alacsony agyag- vagy átlagosnál magasabb csillámtartalommal; 3 — inaktív, agyagmentes képződmények (aktivitás a háttérszint közelében)

c) térfogatsúly alapján

1 — átlagosnál kisebb térfogatsúlyú, laza szerkezetű, esetleg szervesanyag tartalmú képződmények; 2 — átlagos ($2,0 \text{ t/m}^3$) térfogatsúlyú képződmények; 3 — átlagosnál nagyobb térfogatsúlyú, tömör szerkezetű képződmények

Fig. 70. Penetration sounding profile M-1, classification based on:

a) bit pressure

1—soft, plastic; 2—intermediate; 3—hard; 4—very hard

b) gamma-ray activity

1—higher than medium activity argillaceous formations; 2—low-activity terrace formations with low clay content or high mica content; 3—inactive formation of no clay content (activity near background)

c) bulk density

1—lower than average density formation of loose structure with possible organic content; 2—formations of average bulk density (2.0 t/m^3); 3—compact formations of higher than average bulk density

Рис. 70. Инженерно-геофизический профиль М-1 с классификацией пройденных образований

a) на основании лобового сопротивления

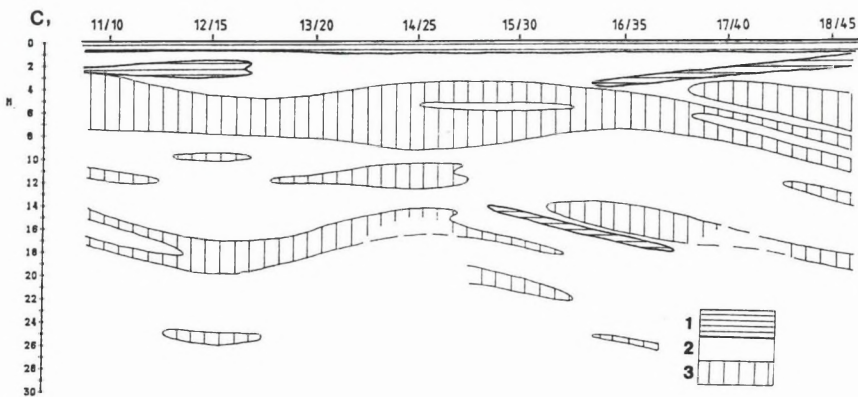
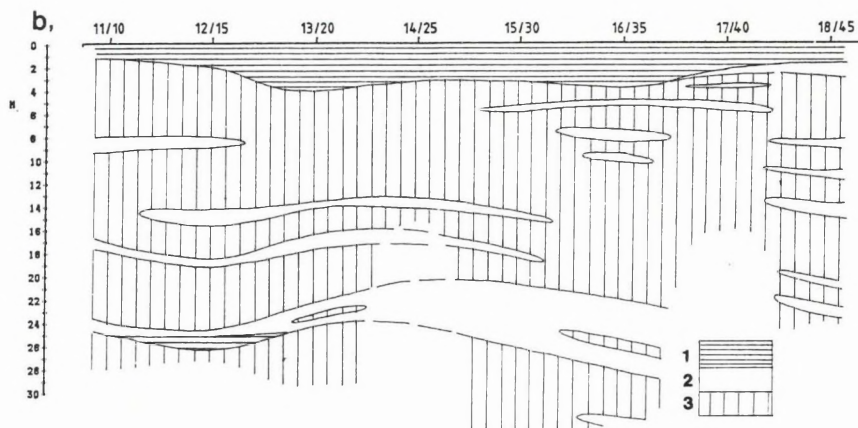
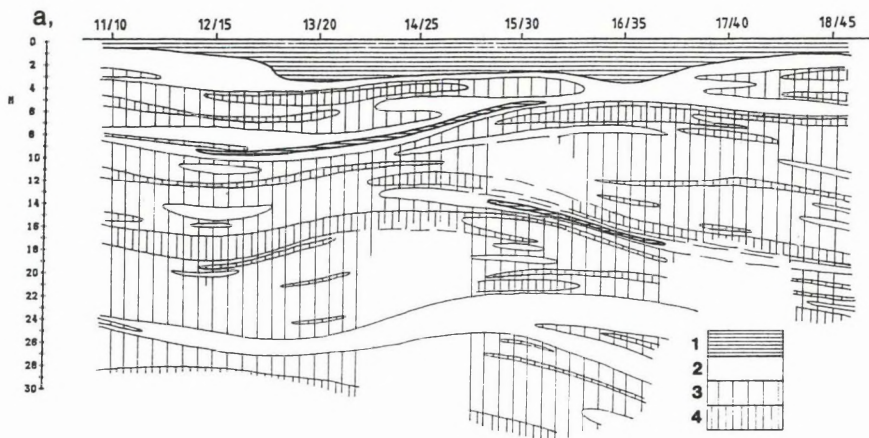
1 — мягко-пластичные образования; 2 — интервалы с породами средних или переходных свойств; 3 — крепкие образования; 4 — весьма крепкие образования

b) на основании естественной гамма-активности

1 — глинистые отложения с естественной активностью выше средней; 2 — террасовые отложения с низкой глинистостью или с содержанием слюд выше среднего с более низкой естественной активностью; 3 — неактивные безглинистые отложения (активность около фона)

c) на основании объемного веса

1 — отложения с объемным весом ниже среднего, рыхлые, возможно содержащие органическое вещество; 2 — отложения среднего объемного веса ($2,0 \text{ т/м}^3$); 3 — отложения с объемным весом выше среднего, плотные



3. A teraszképződmények finomszemű szakasza (feltehetően homok és finomhomok) csak néhol különül el egyértelműen a nagyobb tömeget képviselő vegyes összetettől. A szelvény mindkét végén mintegy 1 m-es vastagságban közvetlenül a fedő alatt van, de egy 1 m-nél kisebb vastagságú pad hosszan nyomon követhető a vegyes összetétel beljében is.

4. A teraszképződmények túlnyomó többségét képező vegyes összetétel, felépítésében, változó arányban főként kavics és homok vesz részt. Alárendelten lehetnek csekély agyagtartalmú szakaszai, de az erre utaló természetes-aktivitástartatok a csillámtartalom megváltozásával is magyarázhatók. Ott ahol az aktivitás megnövekedése együtt jár a csúcsnyomás csökkenésével (12/15 pont 26 m), inkább csillámosság a jelenség oka.

5. A 15/30 és 16/35 ponton 15 és 17 m mélyen megjelenő kisszilárdságú képződmény térfogatsúlya feltehetően a magas szervesanyag-tartalma miatt igen alacsony, bár a monogranuláris képződmények is kisebb térfogatsúlyúak az átlagosnál (lásd 70. ábrán külön is).

A geofizikai-földtani szelvényen kívül megszerkesztettük a harántolt összetétel szerkezetének képét is (71. ábra). A jelalak korreláció felhasználásával a formákból a folyómeder vándorlására lehet következtetni. A terasz kialakulásának megfelelően az értékes homokos szakaszok a kavicsos rétegsorban közbetelepülésként jelennek meg. A szelvényen érdemes figyelni a 11/10 és 12/15 pont között, 9 m mélységből induló, a Duna felé emelkedő, a 16/35 pont után elkülöníthetetlené váló homokcsíkra (71. ábra). Mintázásra elsősorban ez a réteg kedvező.

A bemutatott anyagokra hivatkozva úgy gondoljuk, hogy a feladatot megoldottuk, jó felbontású képet kaptunk a gönyüi területen a teraszképződmények minőségéről és települési helyzetéről, valamint sikerült olyan korrelációs kapcsolatokat felismerni, amellyel az eredeti célt, a mintavételi helyek optimalizálásának kérdését megoldottuk.

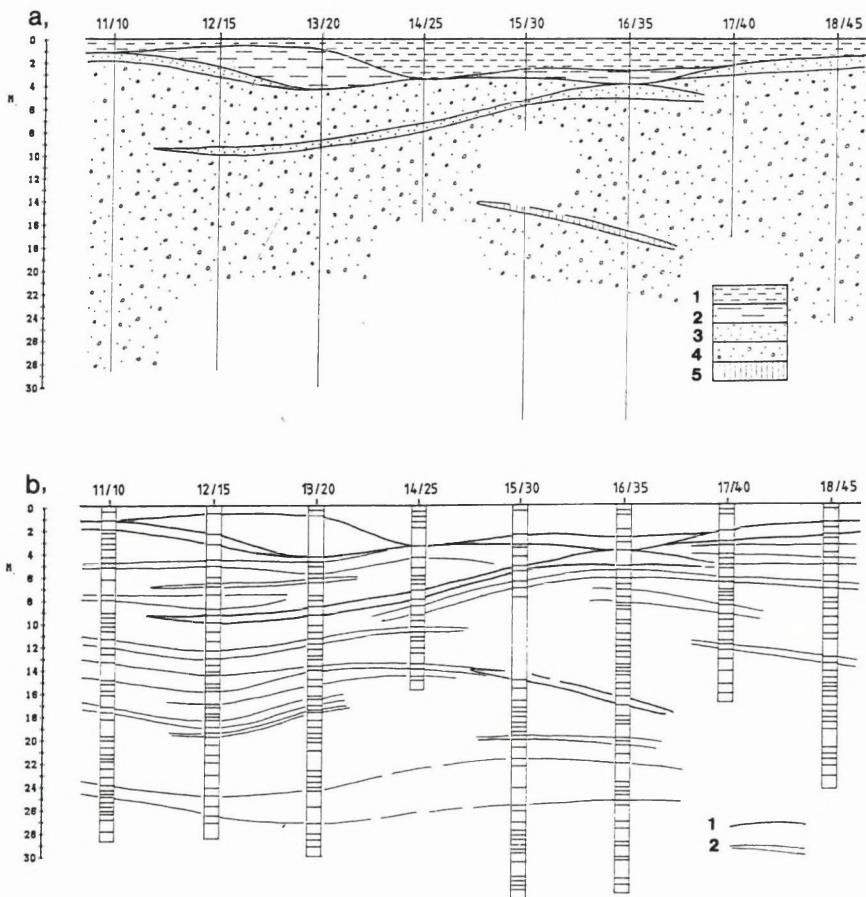
Рис. 71. Геологическая интерпретация инженерно-геофизического профиля М-1

а) геолого-геофизический разрез

1 — верхний глинистый интервал перекрывающей толщи; 2 — нижний алевропелитовый интервал перекрывающей толщи; 3 — обособляющаяся тонкозернистая компонента (пески и тонкие пески) террасовых отложений; 4 — основная нерасчленяемая масса террасовых отложений (пески и галечники); 5 — прослой с высоким содержанием органического вещества

б) строение пересеченной толщи

1 — граничные поверхности, совпадающие с геологическими границами; 2 — граничные поверхности внутри определенного слоя, вдоль которых меняются лишь отдельные свойства



71. ábra. Az M-1 mérnökgeofizikai szelvény földtani értelmezése

a) geofizikai-földtani szelvény

1 — fedőképződmények agyagos felső szakasza; 2 — fedőképződmények agyagos-közetlisztes alsó szakasza; 3 — teraszképződmények elkülönülő finomszemű összetevője (homok, finomhomok); 4 — teraszképződmények (homok és kavics) részletesebben nem tagolható főtömege; 5 — magas szervesanyag tartalmú közbetelepülés

b) a harántolt összlet szerkezete

1 — földtani képződményhatárokkal egybeeső határfelületek; 2 — képződményen belüli határfelületek, melyek mentén csak egyes tulajdonságok különböznek

Fig. 71. Interpretation of penetration sounding profile M-1

a) Geophysical-geological cross section

1—argillaceous upper part of cover; 2—argillaceous silt, lower part of cover; 3—fine-grained fraction (sand, fine-grained sand) of terrace; 4—the main bulk of terrace (sand, gravel); 5—intercalated thin layers of high organic content

b) Structure of penetrated complex

1—horizons coinciding with geological boundaries; 2—horizons within geological layers appearing in one or two parameters only

2 MÓDSZER- ÉS MŰSZERKUTATÁS

2.1.1 Dőlő határfelületre vonatkozó normálkorrekció (DMO) és összegzés előtti migráció (PSM)*

A nem nulla észlelési távolságú szelvény nulla észlelési távolságú szelvénybe transzformálásához az NMO eljárás csak vízszintes határfelület, laterálisan nem változó sebességfüggvény és a mélységhez viszonyítva kis észlelési távolság esetén ad jó megoldást. Bonyolult határfelületek és erős laterális sebességváltozás esetén egyéb transzformációs eljárásokra is szükség van. Ezért kidolgoztuk a DMO és a PSM eljárást. A következőkben a kifejlesztett eljárások szükségességét és helyét adjuk meg a szeizmikus feldolgozás folyamatában. Csak a szempontunkból lényeges eljárásokkal foglalkozunk.

A hagyományos feldolgozás folyamata:

- közös középpont szerint gyűjtés
- sebességanalízis
- NMO
- stacking
- migráció

Az NMO-t $V/\cos \theta$ sebességfüggvénnyel hajtjuk végre, ahol: V a legkisebb négyzetes (rms) sebesség, θ pedig a visszaverő felület dőlésszöge.

A 72. ábrán mutatjuk be a fellépő problémákat. Egy adott közös középpontnál és időnél az A pontról visszaverődő jeleket $V_A/\cos \theta_A$ sebességgel összegezzük, a B pontról azonos időben beérkező $V_B/\cos \theta_B$ sebességgel korrigált jelekkel. Ha $V_A/\cos \theta_A$ jelentősen különbözik $V_B/\cos \theta_B$ -től, az összegzésnél probléma lép fel. Ha V_A közel azonos V_B -vel és csak a dőlésszögek különböznek a DMO eljárás teljesen megoldja a problémát. Ugyanis ez az eljárás eltünteti a dőlés hatását a stacking sebességéből. DMO után mindkét pontról visszaverődő jelet ugyanazzal a sebességgel kell összegezni, s ez a sebesség megfelelő a migrációhoz is.

Ekkor a feldolgozás folyamata a következő:

- NMO
- közös észlelési távolság szerinti gyűjtés
- DMO
- inverz NMO
- közös középpont szerinti gyűjtés

* Sipos J.

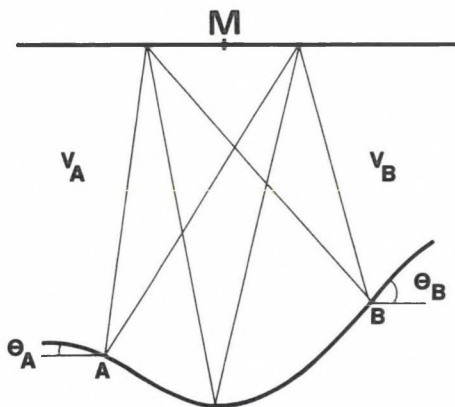
- sebességanalízis
- NMO (dőlésfüggetlen sebességfüggvénynel)
- stacking
- migráció

A DMO eljárás eredményét a következő differenciálegyenlet megoldása adja:

$$P_{ht} = \frac{h}{t} P_{xx}$$

ahol $P(x, h, t)$ = a mért közös észlelési távolságú szelvény NMO után,
 x = a közös középpont koordinátája,
 h = az észlelési távolság fele,
 t = az idő.

A megoldás $= P(x, 0, t)$ a nulla észlelési távolságú szelvény. A megoldást a véges differenciák módszerével hajtottuk végre.



72. ábra. Összegzési probléma különböző dőlésű visszaverő felületek esetén. V_A és V_B , illetve θ_A és θ_B az A és B oldali sebesség, illetve dőlésszög

Fig. 72. Stacking problems of reflector of varying dip. V_A , V_B and θ_A , θ_B are velocities and dip angles on sides A and B , respectively

Рис. 72. Проблема суммирования в случае отражающих границ с различными наклонами: V_A и V_B , θ_A и θ_B — скорость и угол падения на стороне A или B

Nagy laterális és vertikális sebességváltozás esetén V_A nagyon különbözhet V_B -től. Ekkor a terjedési utak különböznek az A és B pontról visszaverődő események között. A DMO ekkor nem oldja meg a problémát. Sőt a DMO utáni összegzés még rosszabb minőségű is lehet mint a hagyományos, ha $V_A/\cos \theta_A$ és $V_B/\cos \theta_B$ közötti különbség kisebb mint a V_A és V_B közötti. Ebben az esetben a PSM eljárást kell alkalmazni V_A , illetve V_B sebességgel. Ekkor a feldolgozás folyamata a következően alakul:

- NMO
- közös észlelési távolság szerinti gyűjtés
- PSM 1. lépése
- közös középpont szerinti gyűjtés
- inverz NMO
- sebességanalízis
- NMO
- PSM 2. lépése
- stacking.

A PSM megoldását a következő két differenciálegyenlet megoldása adja:

$$P_{tt} = \frac{\tilde{V}}{4} P_{xx},$$

- ahol: τ = a kétszeres terjedési idő (a z mélységkoordinátának felel meg)
 t = terjedési idő
 x = a közös középpont koordinátája

$$\tilde{V} = \frac{V^2}{2} \left\{ 1 - \left[1 + \left(\frac{2h}{Vt} \right)^2 \right]^{3/2} \right\} \cdot \left[1 + \left(\frac{2h}{Vt} \right)^2 \right]^{-1/2}$$

- ahol: $V = V(x, \tau)$ az rms sebesség
 $2h$ = az észlelési távolság

$P(\tau, t, x)$ = a hullámtér

$P(\tau=0, t, x)$ = egy közös észlelési távolságú szelvény NMO korrekció után

$P(\tau, t=0, x)$ = a differenciálegyenlet megoldása

A második differenciálegyenlet:

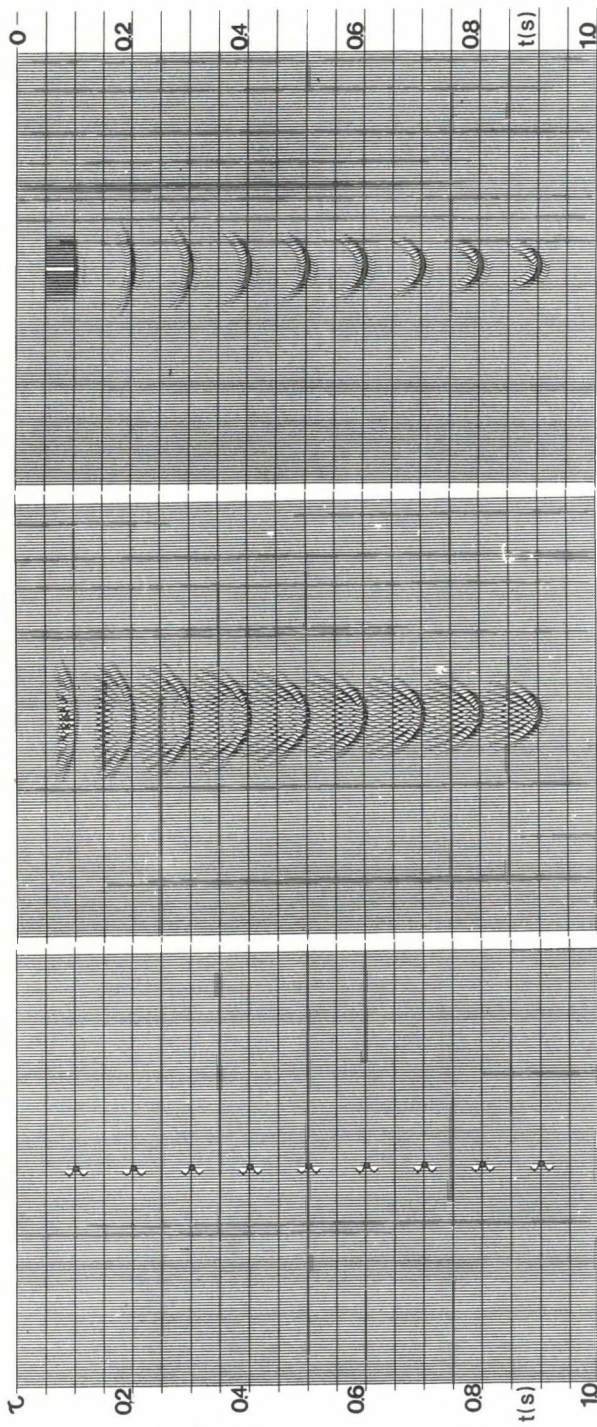
$$P_{zz} + \frac{V}{4} P_{xzt} - \frac{V^2}{16} P_{xxz} = 0,$$

- ahol: z = a mélységkoordináta

$P(z, t, x)$ = a hullámtér

$P(z, t=0, x)$ = a megoldás (PSM eredménye).

Az első lépésben a különböző észlelési távolságú szelvényeket nulla észlelési távolságú szelvényekbe transzformáljuk. A második lépésben a nulla észlelési távolságú szelvényeket migráljuk és ezután végrehajtjuk az összegzést. Tehát a második lépés bemenetét az első lépés kimenete adja. Az eljárás átviteli tulajdonságait az úgynevezett „egy jel” modell bemenet alkalmazásával tanulmányozhatjuk. Az „egy jel” modell: a szelvény mentén, egy csatornán bizonyos időpontokban elhelyezett elemi jelek (Ricker-wavelet) összessége. A modellt a 73. ábrán mutatjuk be, a jeleket 100 ms-onként helyeztük el. A 74. ábrán láthatjuk a PSM első lépésének eredményét ($V = 3000$ m/s, $2h = 800$ m, $x = 12,5$). A 75. ábrán bemutatjuk a DMO eljárás eredményét. Az eljárás eredménye hasonló a PSM eljárás első lépésének eredményéhez. A DMO eljárásnak jobb a jel/zaj viszonya, viszont kisebb dőlésszögtartományra ad eredményt.



73. ábra. „Egy jel” modell
Fig. 73. The ‘single signal’ model

Рис. 73. Модель «единственно-
го сигнала»

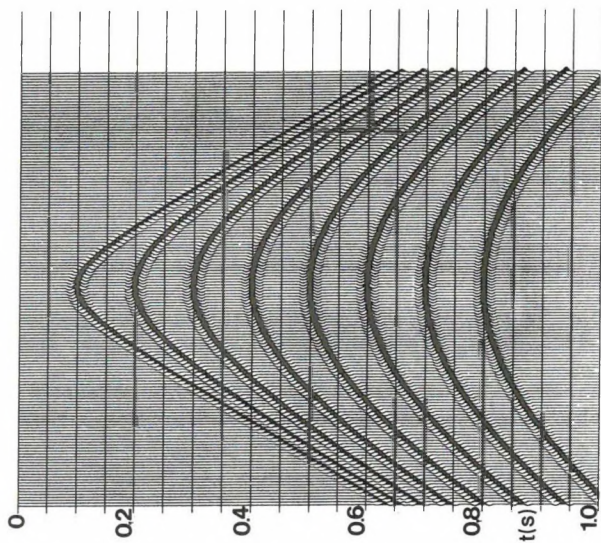
74. ábra. A PSM eljárás első lépé-
sének válaszfüggvénye
Fig. 74. Response of first step of
PSM

Рис. 74. Ответная функция пер-
вого шага процедуры
МДС

75. ábra. A DMO eljárás válasz-
függvénye
Fig. 75. Response of DMO

Рис. 75. Ответная функция про-
цедуры НП

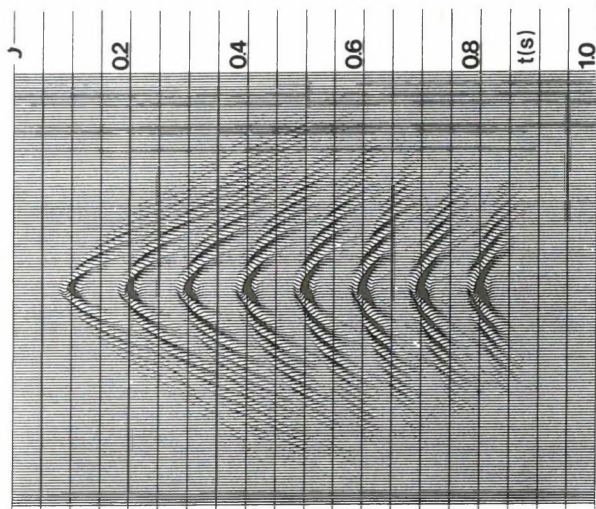
($2h = 800$ m, $V = 3000$ m/s, $x = 12.5$ m)



76. ábra. Diffraktáló pontok 0 észlelési távolságú szelvénye

Fig. 76. Zero-offset time section of diffraction model

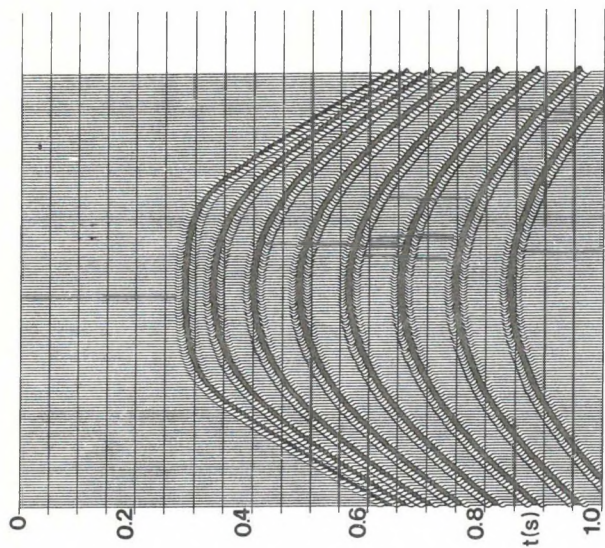
Рис. 76. Разрез диффракгирующих точек с нулевым расстоянием наблюдений



77. ábra. A 0 észlelési távolságú szelvény a PSM második lépése után

Fig. 77. Zero-offset time section after second step of PSM

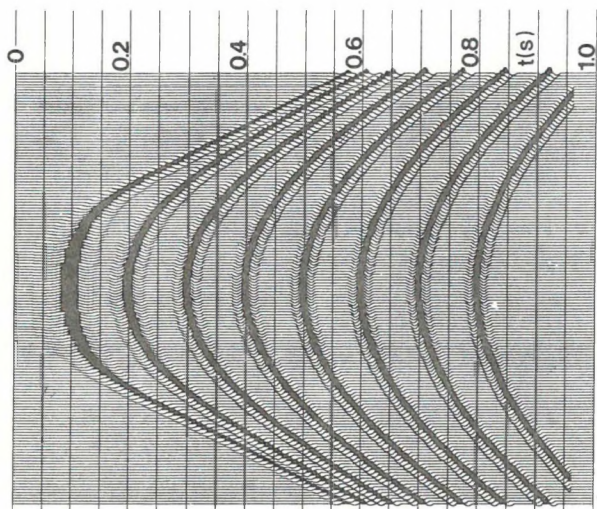
Рис. 77. Разрез с нулевым расстоянием наблюдений после второго шага МДС



78. ábra. Difraktáló pontok $2h = 800$ m észlelési távolságú szelvénye

Fig. 78. The $2h = 800$ m offset time section of diffraction model

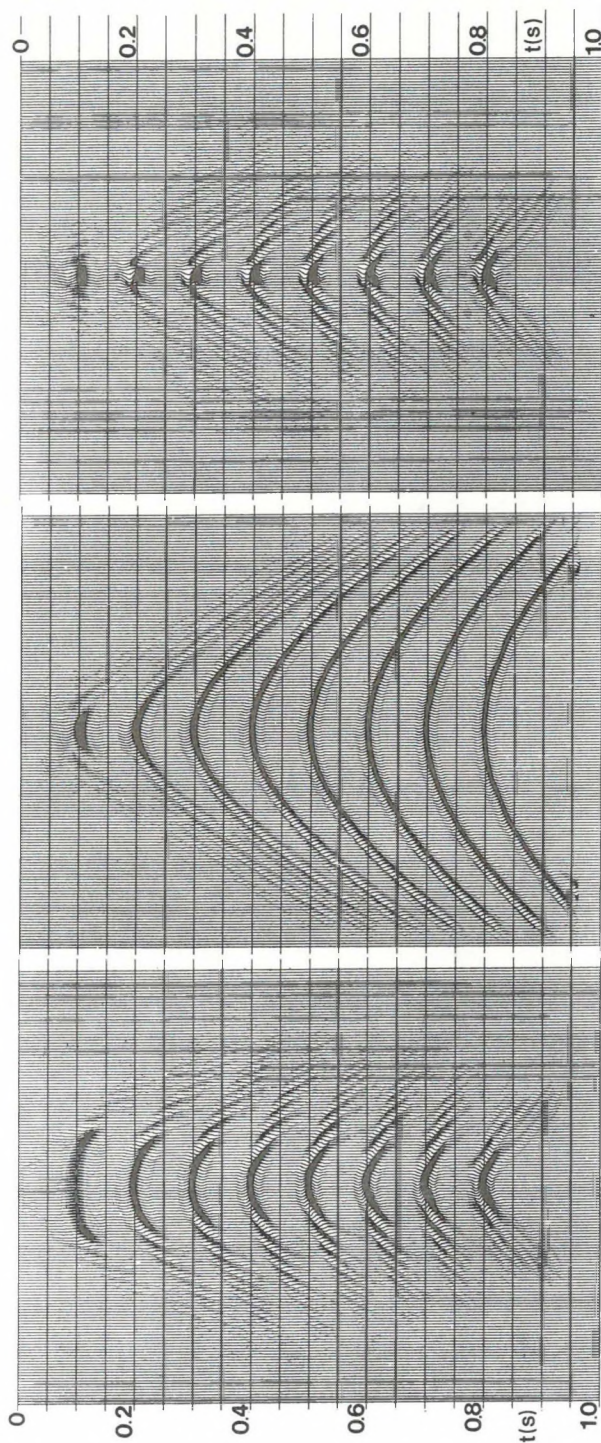
Рис. 78. Разрез дифрагирующих точек с расстоянием наблюдений $2h = 800$ м



79. ábra. A $2h = 800$ m észlelési távolságú szelvény NMO után

Fig. 79. The $2h = 800$ m offset time section after NMO

Рис. 79. Разрез с расстоянием наблюдений $2h = 800$ м после НМО



80. ábra. Diffraktáló pontok időszelvénye NMO és migráció után

Fig. 80. Time section of diffraction model after NMO and migration

Рис. 80. Разрез диффрагирующих точек после НМО и миграции

81. ábra. Időszelvény NMO és a PSM első lépése után

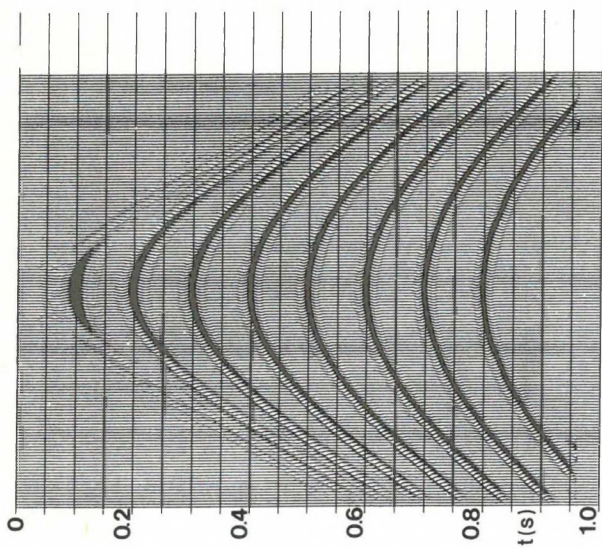
Fig. 81. Time section after NMO and first step of PSM

Рис. 81. Разрез после НМО и первого шага МДС

82. ábra. Időszelvény PSM után

Fig. 82. Time section after PSM

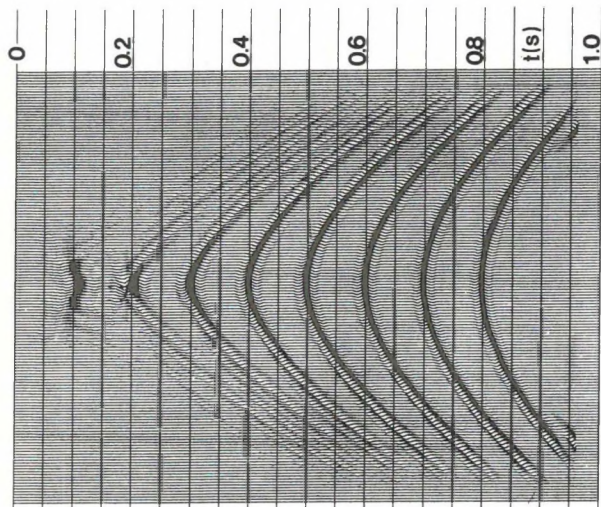
Рис. 82. Разрез после МДС



83. ábra. A PSM első lépése $2h = 600$ m észlelési távolságot feltételezve

Fig. 83. The $2h = 600$ m offset time section of diffraction model after first step of PSM

Рис. 83. Первый шаг МДС с расстоянием наблюдений $2h = 600$ м



84. ábra. A PSM első lépése $2h = 1000$ m észlelési távolságot feltételezve

Fig. 84. The $2h = 1000$ m offset time section of diffraction model after first step of PSM

Рис. 84. Первый шаг МДС с расстоянием наблюдений $2h = 1000$ м

Következő modellünkben diffraktáló pontokat helyezünk el 150 m-től 1200 m-ig, 150 m-enként ($V = 3000$ m/s). A 76. ábra mutatja a 0 észlelési távolsággal mért egycsatornás időszelvényt ($\Delta x = 12,5$ m). NMO és PSM első lépésének alkalmazása után a szelvény képe nem változik. A PSM 2. lépése adja a 0 észlelési távolságú szelvény migrált képét (77. ábra), amely természetesen megegyezik a 0 észlelési távolságú szelvény összegzés előtti migrációjával. Ugyanezen diffrakciós modell $2h = 800$ m észlelési távolságú szelvényét a 78. ábrán mutatjuk be. A 79. ábrán láthatjuk a szelvényt NMO után. A 80. ábra az NMO utáni migráció eredményét mutatja. Itt látható a PSM eljárás lényege. Ez a migrációs kép lényegesen különbözik a 0 észlelési távolságú szelvény migrációjától (77. ábra), nem húzza össze egy pontba a diffrakciós hiperbolákat. Ha ezt a két szelvényt összegezzük, a jel/zaj viszony romlik. A 81. ábra szemlélteti a $2h = 800$ m-es észlelési távolságú szelvény 0 észlelési távolságú szelvénybe történő transzformációját (PSM 1. lépése). A 82. ábra a $2h = 800$ m-es észlelési távolságú szelvény a PSM 1. és 2. lépése után. Ez a kép már sokkal inkább hasonlít a 0 észlelési távolságú szelvény migrációjához (77. ábra).

Mivel a PSM eljárás az NMO korrekció utáni szelvényekre alkalmazható, meg kell vizsgálni, hogy mennyire érzékeny az elsődleges sebességfüggvény pontosságára. Kísérleteink azt bizonyították, hogy az eljárás nem érzékeny az elsődleges sebességre. Megvizsgáltuk azt is, hogy mennyire érzékeny az eljárás az észlelési távolságra. A PSM eljárás első lépését végrehajtottuk $2h = 600$ m-rel (83. ábra), ill. $2h = 1000$ m-rel (84. ábra). Ezek az eredmények már lényegesen eltérnek a 74. ábrán bemutatott képtől. Látható, hogy ettől a paramétertől lényegesen függ az eljárás eredménye.

2.1.2 A horizontális és vertikális felbontóképesség növelésének lehetőségei a szénhidrogén-kutatásban*

A részletező-szénhidrogén-kutatásban, az úgynevezett mezőn belüli szeizmikus méréseknél egyre nagyobb a felbontóképességgel szembeni igény. Füzegyarmat–Szeghalom térségében több év óta folyamatosan végzünk ilyen mezőn belüli méréseket egy többé-kevésbé már ismert CH-tároló felett. A mérések jó része lakott területeken, vagy azok közelében történik, ami kizárja a robbantásos rezgéskeltés alkalmazását.

1989. évi módszertani méréseinket egy olyan, hagyományos paraméterekkel (lineáris gerjesztőjel, hosszú vibrátor- és geofon csoportosítás) már lemért vibrátoros szelvény mentén végeztük, ahol mód nyílt robbantásos rezgéskeltésre, így a két módszer lehetőségeinek összehasonlítására is. Szakmai körökben jól ismert, hogy a vibroszeiz módszerrel készült szelvények általában alacsonyabb frekvenciásak, frekvenciaképük egyveretűbb és így gyengébb a felbontóképességük, mint az ugyanazon területen készült robbantásos szeizmikus szelvényeké. Ennek okát többnyire a vibrátor forrás sávkorlátozott jellegében és a

* Albu I., Gombár L., Guthy T., Hegedüs E., Pápa A., Petrovics I.

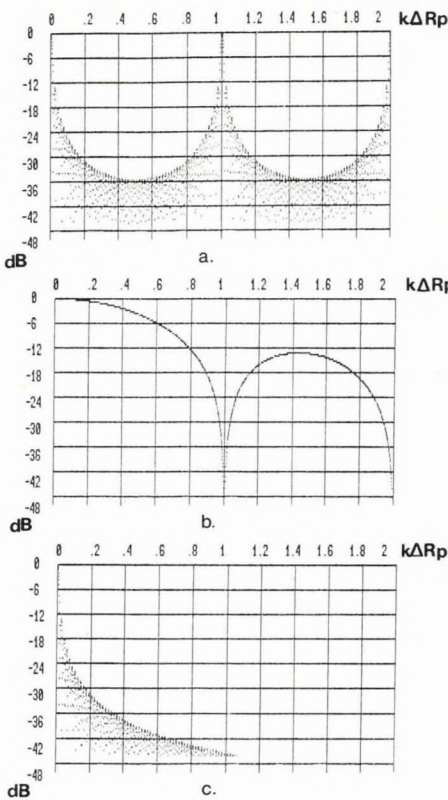
felszínközeli lazaréteg felülvágó hatásában jelölik meg. Ezen két elkerülhetetlen spektrumszűkítő tényező mellett vannak egyéb olyan felülvágó hatások, melyek a terepi gerjesztési és észlelési paraméterek megfelelő tervezésével jelentősen csökkenthetők. Ilyen a vibrátorok által keltett zavarhullámok eliminálására alkalmazott hosszú geofon- és vibrátorcsoportosítás, mely a kutatási mélységgel összemérhető robbantópont–geofoncsoport távolságnál már drasztikus felülvágó hatást fejt ki a reflexiós jelekre is, valamint a vibrátor–talaj rezgőrendszer 15–35 Hz-es tartományt erősen kiemelő átviteli függvénye.

A zavarhullám eltávolítás elvégezhető a terítési és csoportosítási rendszer olyan speciális paraméterezésével is, melyet a szakirodalom stackarray néven ismer. Az elrendezés lényege, hogy a zavarhullámok hullámhosszától függetlenül a forrás és vevő oldali csoportosítás hossza a robbantópontok közötti távolsággal egyezik meg, valamint a robbantópontok a geofonpontok féltávolságába esnek. Ilyen rendszer esetén a közös mélységpont szerinti gyűjtésben szereplő, dinamikusan korrigált csatornák összegzése olyan szűrő hatást fejt ki a dinamikusan nem korrigált koherens zavarokkal szemben, mint egy egyenletesen mintavételezett, maximális geofon–robbantópont távolságnak megfelelő hosszúságú csoport. A zavarok teljes eltávolítása ilyenkor tehát nem a terepi felvételezésnél, hanem a CRP összegzés során valósul meg.

A felbontóképesség szempontjából legkedvezőbb stackarray akkor alakítható ki, ha közléplövéses rendszernél a robbantópont köz megegyezik a geofonközzel, illetve az egyes geofoncsoportok nem fedik át egymást. A 85. ábrán a módszertani mérésnél alkalmazott terítési és csoportosítási rendszer hullám-szám átviteli függvénye látható. A 85/a ábrán a 60-szoros fedési rendszer átviteli függvényén az alias csúcsok a robbantópont köz egész számú többszörösével megegyező hullámhosszoknál jelennek meg. A stackarray kritériumainak megfelelően tervezett geofoncsoportoknak (85/b ábra) éppen ezeken a helyeken van zérus helye, s így az eredő átvitel (85/c ábra) alias csúcsoktól mentes, sima átviteli függvény lesz.

A mérések megkezdése előtt megvizsgáltuk a vibrátorok alaplapja által ténylegesen a talajba sugárzott jel spektrumát, amelyet a talaj–vibrátor rezgő rendszer átvitele jelentősen eltorzít az elvi spektrumokhoz képest (86. ábra). Lineáris gerjesztőjel esetén a 20–30 Hz-es tartományban jelentkező rezonancia csúcsot egy öt tagból álló aszimmetrikus kombinált gerjesztőjel alkalmazásával kíséreltük meg simítani (lásd VI. táblázat). Ez bizonyos mértékig sikerült (86/b ábra).

A 87. ábrán látható egy hagyományos és egy, az itt ismertetett terepi gerjesztési és észlelési paraméterekkel készült felvétel. A felvételeket összehasonlítva két dologban van szembetűnő különbség. A lineáris gerjesztőjellel és hosszú geofon csoporttal készült felvételen (87/a ábra) nincsenek felszíni zavarhullámok, viszont a reflexiós jelek látszólagos frekvenciája beérkezési időtől függetlenül végig 25–30 Hz körüli, egyveretű. A 87/b ábrán látható felvételen a zavarhullámok jelentős mértékben kierősödtek, viszont a reflexiók látszólagos frekvenciája lényegesen magasabb és a reflexiós kép differenciáltabb, mint az előző felvételnél. A robbantóponthoz közeli csatornáknál, még csak igen kis



85. ábra. A „stackarray” hullámszám átviteli függvényei
 a) A terítési rendszer átvitele
 b) A geofoncsoportosítás átvitele
 c) Az eredő átviteli függvény

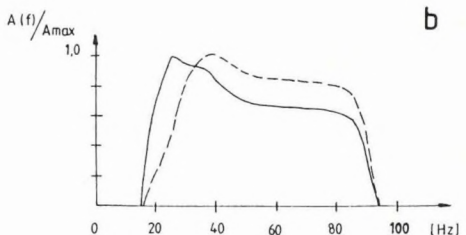
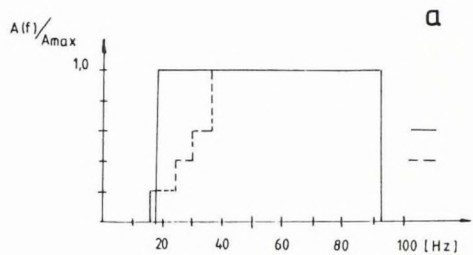
Fig. 85. Wave number response functions of stackarray
 a) Response of spread
 b) Response of geophone array
 c) Resulting response function

Рис. 85. Функции передачи волновых чисел при stackarray-е
 а) Передача системы разнесов
 б) Передача групп сейсмоприемников
 в) Результирующая функция передачи

86. ábra. A vibrátor forrás elméleti (a) – és az alaplapon mért (b) amplitúdó spektruma, lineáris (folyamatos vonal) és kombinált gerjesztőjel (szagatott vonal) esetén

Fig. 86. Amplitude spectra of vibrator signals for linear (continuous line) and combisweeps (dashed line): (a) theoretical sweep, (b) effective signal recorded on baseplate

Рис. 86. Теоретический (а) и измеренный на опорной плите (б) амплитудный спектр вибратора при линейном (сплошная линия) и комбинированном (прерывистая линия) сигнале возбуждения



	Hagyományos vibrátoros	Módszertani kísérlet	Robbantásos
Csatornaszám	120	120	48
Mintavétel	2 ms	2 ms	1 ms
Geofon köz	20 m	20 m	10 m
Gerjesztési köz	40 m	20 m	10 m
Fedésszám	30	60	24
Geofoncsoport hossz	40 m	20 m	10 m
Vibro csoport hossz	40 m	20 m	–
Gerjesztő jel	18–92 Hz	18–92 Hz 1 × 24–92 Hz 1 × 30–92 Hz 1 × 36–92 Hz 2 ×	
Töltetmélység			38 m
Töltetsúly			1 kg
Min. offset	200 m	190 m	25 m
Max. offset	1380 m	1370 m	255 m

VI. táblázat. A módszertani kísérlet során alkalmazott gerjesztési- és észlelési paraméterek összehasonlítása

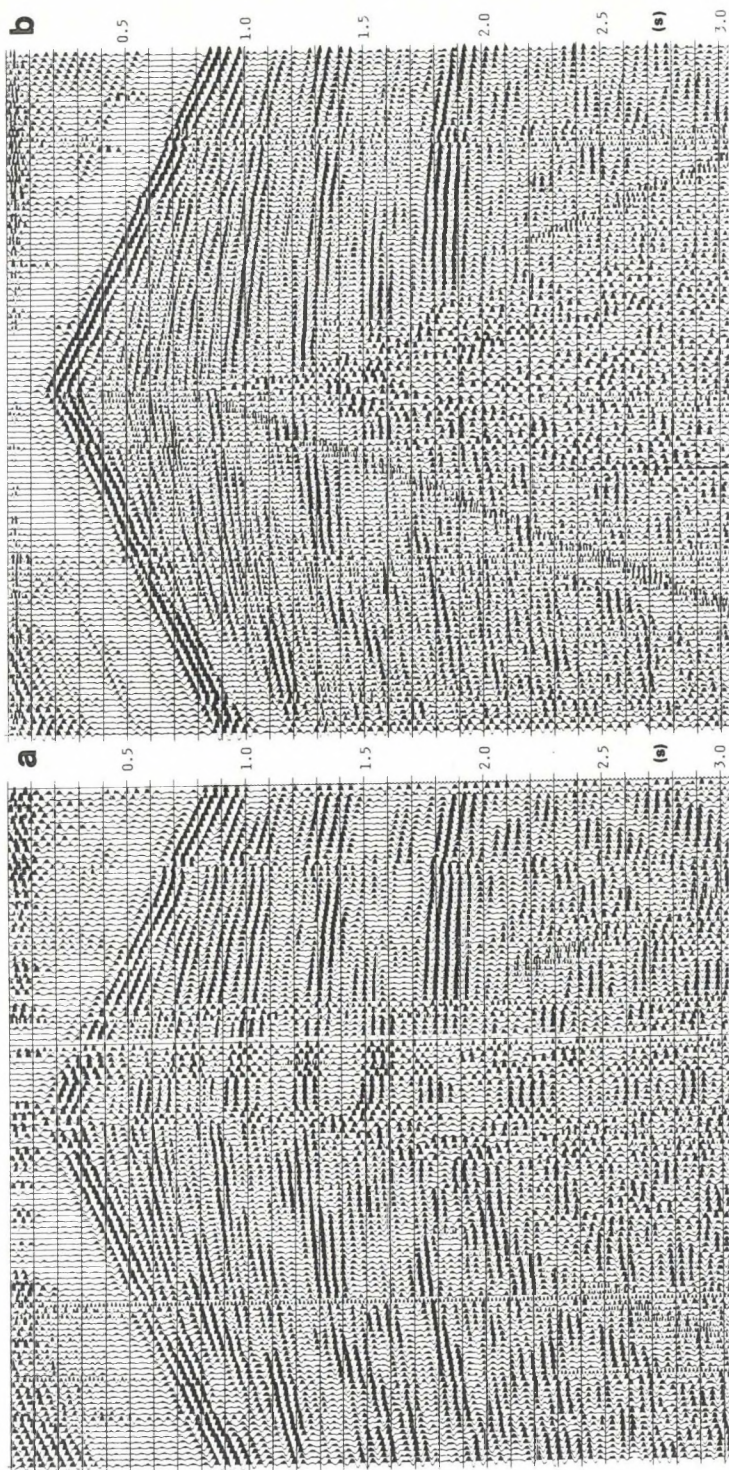
Table VI. Comparison of the source and recording parameters applied in the methodological experiment

Таблица VI. Сопоставление параметров возбуждения и наблюдений при методических опытах

mértékben érvényesül a csoportosítások felülvágó hatása, így itt egyértelmű, hogy a frekvenciaképbeli különbséget a bemenő spektrum rezonanciacsúcsának lesimítása, illetve a nagyfrekvenciás komponensek kiemelése eredményezte. Nagy robbantópont–geofon távolságoknál (1000 m) – modellszámításaink szerint – a 40 m hosszú geofon csoportosítás a nagyfrekvenciás komponenseket (70–90 Hz), már 12–20 dB-lel csillapítja a rövid csoporthoz képest.

A 88. ábrán egy szakasz látható a kétféle vibrátoros és a robbantásos szelvényből. Összehasonlítva a szelvényeket, egyértelműen a robbantásos rezgékeltéssel készült (88/c ábra) adja a legjobb vertikális és horizontális felbontást (mérési paramétereket lásd a VI. táblázatban). A kísérleti gerjesztési és észlelési paraméterekkel mért vibrátoros szelvény (88/b ábra) nagyfrekvenciás tartalmának javulása szemmel látható a hagyományoshoz (88/a ábra) képest. A stackarrayben észlelt felvételek összegzése tehát kiszűrte a terepi felvételeken (87/b ábra) még határozottan jelentkező felszíni zavarhullámokat, a felvételek nagyfrekvenciás tartalmának megőrzése mellett.

A 89. ábra normált amplitúdó spektrumai számszerűen is mutatják a különböző rezgékeltéssel és terítési paraméterekkel mért szelvények különbségeit frekvenciatartalom, ill. felbontóképesség szempontjából. Az összehasonlításból egyértelműen kiderül, hogy a robbantásos jelgerjesztés és az ehhez kapcsolódó észlelési paraméterek biztosítják a nagyobb frekvenciákban leggazdagabb spektrumot. Ha viszont a felszíni adottságok nem teszik lehetővé a robbantásos gerjesztést, meg kell becsülnünk az olyan eredményeket is, amit az ismertett gerjesztési és észlelési paraméterek eredményeznek.



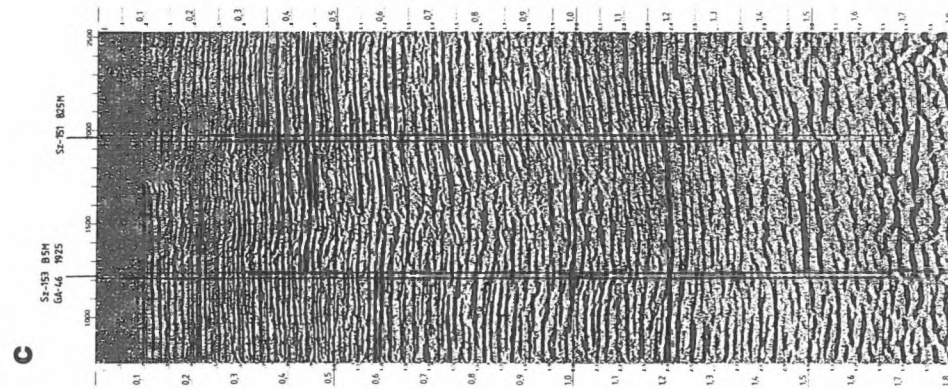
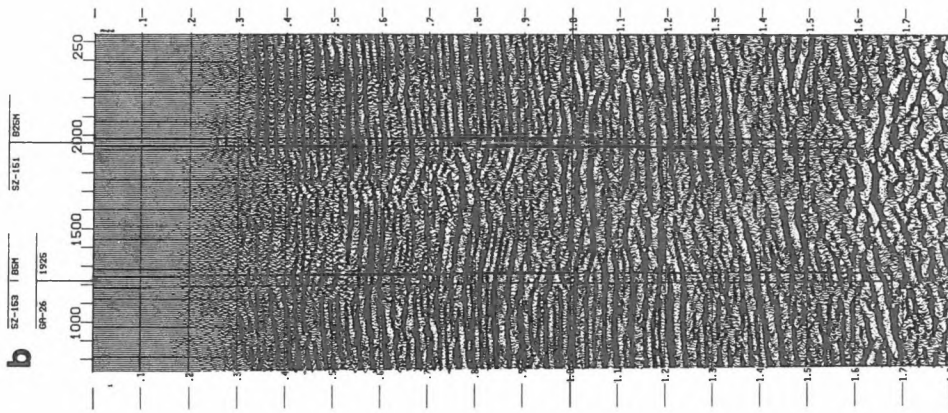
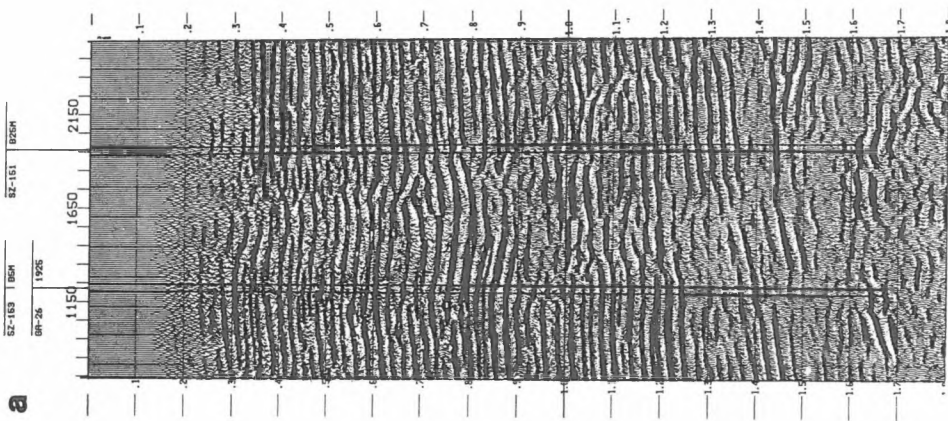
87. ábra. Különböző gerjesztési és csoportosítási paraméterekkel készült terepi felvételek: a) Lineáris gerjesztőjellel és hosszú geofon csoporttal készült felvétel, b) Kombinált gerjesztőjellel és „stackarray”-vel készült felvétel

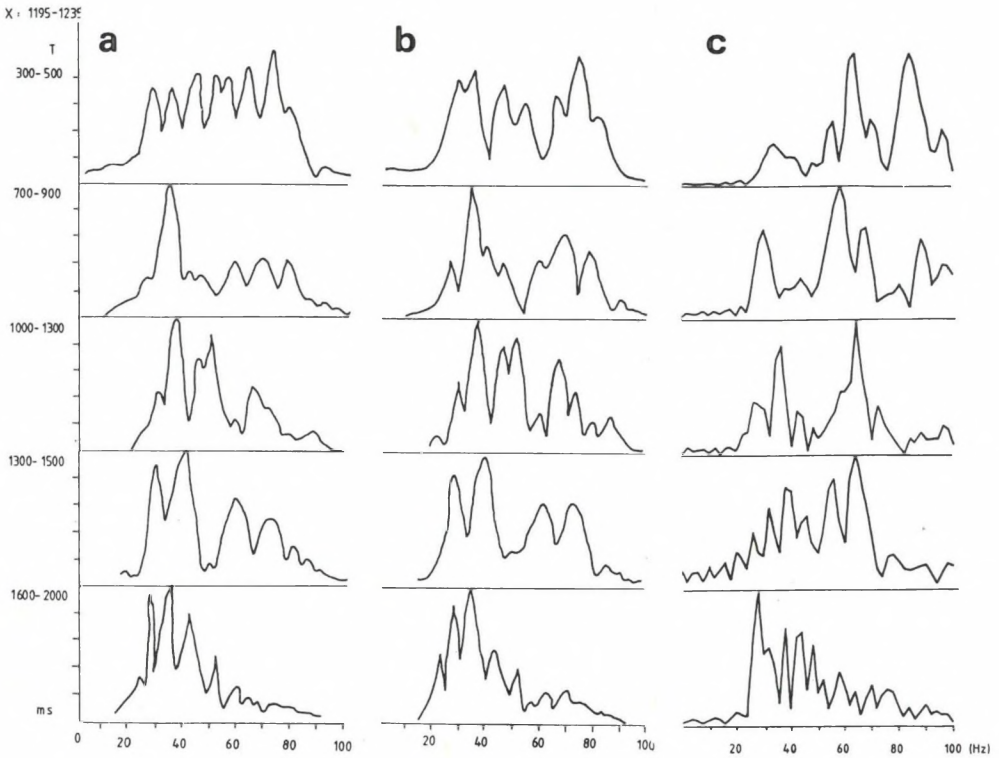
Fig. 87. Field records obtained with various source and recording parameters: a) Linear sweep and long geophone array, b) Combisweep and stackarray seismic records

88. ábra. Különböző rezgékeltési és észlelési paraméterekkel mért időszelvény szakaszok
- a) Hagyományos paraméterekkel mért vibrátoros szelvény
 - b) Kombinált gerjesztőjellel és „stackarray”-vel készült vibrátoros szelvény
 - c) Robbantásos rengékeltéssel mért szelvény

- Fig. 88. Parts of time sections recorded with various source and recording parameters
- a) Conventional VIBROSEIS time section
 - b) VIBROSEIS time section of combisweep and stackarray
 - c) Explosion seismics

- Рис. 88. Отрезки временных разрезов, полученных при различных параметрах возбуждения и наблюдений
- a) Вибросейсмический разрез с традиционными параметрами
 - b) Вибросейсмический разрез с комбинированным сигналом возбуждения и stackarray-ем
 - c) Разрез взрывной сейсморазведки





89. ábra. Különböző rezgéskeltési és észlelési paraméterekkel mért szelvények normált amplitúdó spektrumai különböző időkapukban
- Hagyományos paraméterekkel mért vibrátoros szelvény
 - Kombinált gerjesztőjellel és „stackarray”-vel készült vibrátoros szelvény
 - Robbantásos rezgéskeltéssel mért szelvény

Fig. 89. Normalized amplitude spectra of time sections recorded with various source and recording parameters in various time windows

- conventional VIBROSEIS time section
- VIBROSEIS time section of combisweep and stackarray
- Explosion seismics

Рис. 89. Нормированные амплитудные спектры разрезов, полученных при различных параметрах возбуждения колебаний и наблюдений в различных временных окнах

- Вибросейсмический разрез с традиционными параметрами
- Вибросейсмический разрез с комбинированным сигналом возбуждения и stackarray-ем
- Разрез взрывной сейсмозащиты

2.1.3 Mélyfúrásgeofizikai és szeizmikus adatok együttes feldolgozása személyi számítógépen*

Napjainkban a szeizmikus feldolgozás egyik alapvető célja a nagyobb felbontású mélyfúrásgeofizikai adatok és a szeizmikus szelvények integrált értelmezése. 1989. tavaszán kezdtük el egy olyan személyi számítógépes programrendszer kidolgozását, amellyel rugalmasan és gyorsan végezhető el az integrált értelmezés előkészítése.

A programrendszer bemenetét karotázs szelvények, szeizmikus csatornák és VSP-adatok képezik. A karotázs szelvények közül pillanatnyilag az akusztikus terjedési idő, a sűrűség és a neutron porozitás szelvényeket használjuk. A bemenő szeizmikus csatornák a hagyományos feldolgozás végső stádiumában lévő migrált csatornák. Az akusztikus és a szeizmikus adatok közötti kapcsolatot a VSP-mérés teremti meg.

A rendszernek jelenleg négy fő funkciója (alprogramja) van, melyek lépcsőzetesen egymásra épülnek. Ezek:

- a szeizmikus-akusztikus analízis,
- a szeizlog szelvények előállítása,
- a szeizmikus porozitás szelvények előállítása, és
- a szeizmikus attribútum szelvények számítása.

Az IBM AT/PC-re kidolgozott program az R-61 feldolgozó rendszerhez azon a ponton csatlakozik, ahol a hagyományos szeizmikus feldolgozás befejeződik (migráció). A migrált csatornákat terminál vonalon keresztül lehet bevenni a személyi számítógépbe. A program által nyújtott lehetőségeket a 90. ábrán látható blokkvázlat szemlélteti. A különböző műveletek menürendszerből hívhatók.

A *szeizmikus-akusztikus analízis* egyik célja az, hogy a litológiát minél pontosabban azonosítani tudjuk a szeizmikus szelvényen. Ez a karotázs adatokon keresztül történik. A szónikus sebesség, vagy az akusztikus impedancia menetből előállított szintetikus szeizmogram összehasonlítható a migrált szelvény megfelelő csatornáival, illetve a szűrt szónikus sebesség, vagy a szűrt akusztikus impedancia görbe a szeizloggal. Ilyen módon hasonló jelenségeket keresve a nagyobb felbontású mélyfúrásgeofizikai adatok változásaihoz hozzárendelhetők a szeizmikus szelvény megfelelő jelenségei a szeizmikus felbontóképesség határain belül. Az analízis másik célja a szeizlog előállításához szükséges akusztikus modell felállítása, az akusztikus és a szeizmikus terjedési idők egyeztetése (kalibráció).

A programrendszer VSP mérés segítségével lehetőséget ad a drift görbe számítására. Ez mélység függvényében ábrázolja az akusztikus és a szeizmikus terjedési idők eltérését (91. ábra). Ezt az eltérést figyelembe lehet venni a karotázs szelvények kétszeres szeizmikus futási időre való transzformálásánál (92. ábra). A migrált csatorna spektrumából (93. ábra) határozható meg annak a jelnek a frekvenciája, amellyel a szintetikus szeizmogramot célszerű számítani.

* Berezky Cs., Pápa A., Takács E.

SZEIZMIKUS-AKUSZTIKUS ANALÍZIS

Drift számítása
Transzformáció szeizmikus futási időre
Spektrumvizsgálat
Szintetikus szeizmogram előállítása
Szintetikus szeizmogram és migrált szelvény összehasonlítása
Szónikus sebesség, vagy akusztikus impedanciament szűrése

SZEIZLOG-ELŐÁLLÍTÁS

Szeizmikus szintek kijelölése migrált szelvényen
Szónikus sebességmenet lépcsősítése
Interpoláció a mélyfúrások között
Kisfrekvenciás sebességmodell előállítása szűréssel
Relatív szeizlog számítása
Abszolút szeizlog előállítása szuperponálással

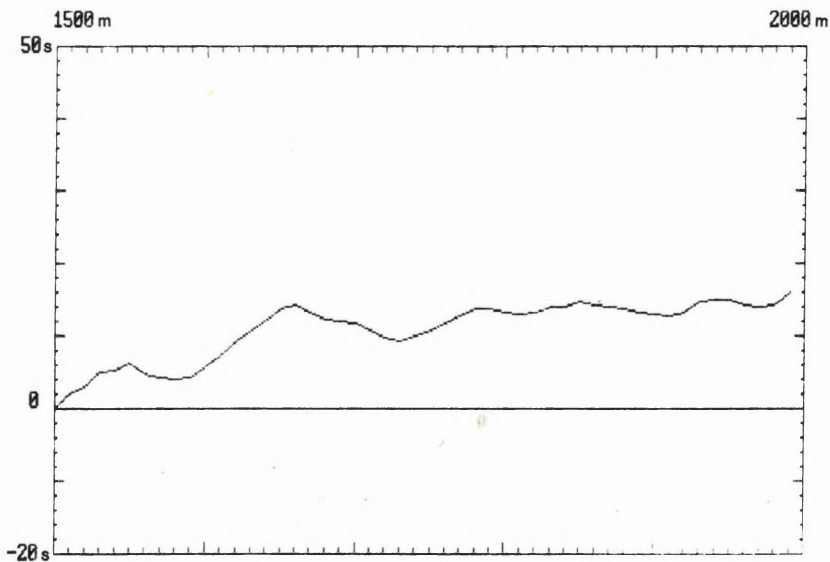
PSZEUDOPOROZITÁS SZELVÉNYEK ELŐÁLLÍTÁSA

Agyagtartalom számítása
Effektív porozitás számítása
Crossplot készítése
Pszeudoporozitás szelvény előállítása

SZEIZMIKUS ATTRIBUTUMOK SZÁMÍTÁSA

Pillanatnyi fázis szelvény előállítása
Pillanatnyi amplitudó szelvény előállítása
Pillanatnyi frekvencia szelvény előállítása
Látszólagos polaritás szelvény előállítása

90. ábra. A program menü rendszere



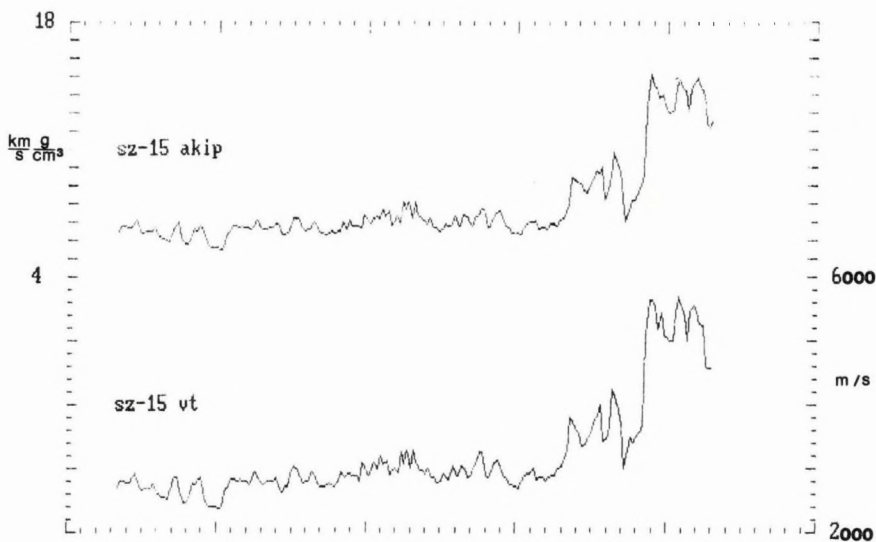
91. ábra. Drift görbe

Fig. 91. Drift curve

Рис. 91. Кривая дрейфа

1.3s

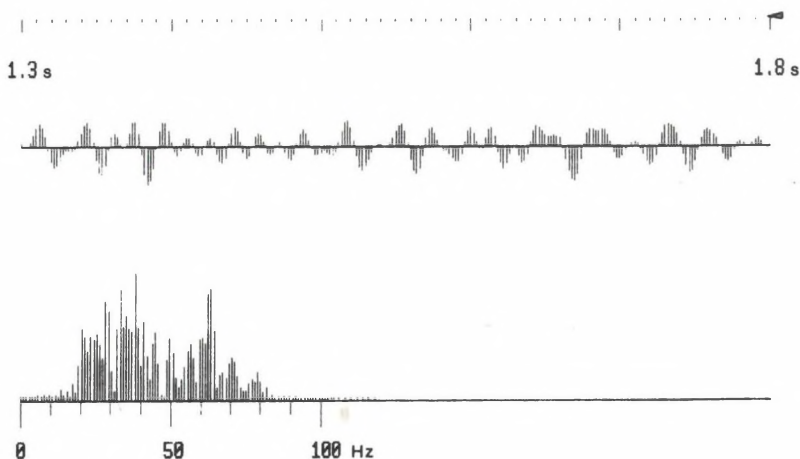
1.8s



92. ábra. Kalibrált szónikus sebesség és akusztikus impedancia görbék szeizmikus futási időre transzformálva

Fig. 92. Calibrated sonic velocity and acoustic impedance curves transformed to seismic traveltimes

Рис. 92. Калиброванные кривые акустических скоростей и акустического импеданса, приведенные к временам сейсмического пробега



93. ábra. Mért szeizmikus csatorna és spektruma

Fig. 93. Seismic trace and its spectrum

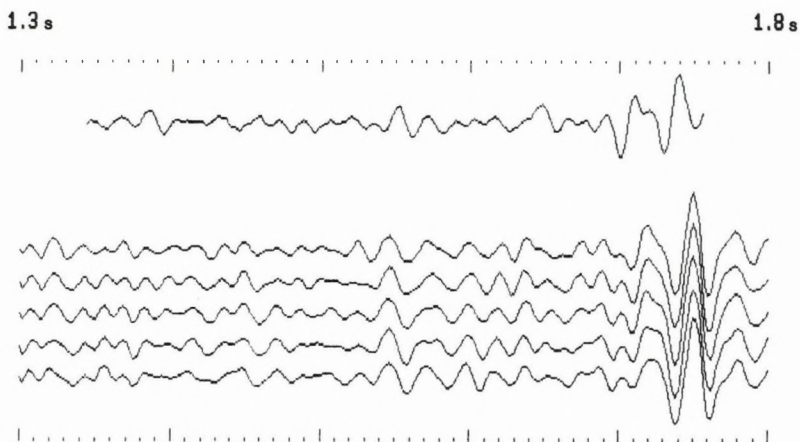
Рис. 93. Измеренная сейсмическая трасса и ее спектр

A program lehetőséget nyújt minimum, és zero fázisú Ricker wavelet, illetve Klauder wavelet használatára. A programmal megjeleníthetők egymás mellett a fúrás környezetében mért szeizmikus csatornák és a szintetikus szeizmogram (94. ábra). Végül az abszolút szeizlog elkészítéséhez szükséges alacsonyfrekvenciás sebesség komponens a szónikus sebességmenet szűrésével állítható elő.

Az abszolút szeizlog előállításához a képernyőn megjeleníthető a migrált szelvény, és ezen cursor mozgatással szeizmikus szekvenciákat lehet kijelölni (95. ábra). A kijelölt szekvenciák szerint lépcsősíteni lehet a szónikus sebesség-görbéket és a mélyfúrások közötti interpolálással nyerhető a lépcsősített vastagrétegű sebességmodell. Ebből alacsonyfrekvenciás szűréssel adódik az alacsonyfrekvenciás sebességmodell (96. ábra), amelyre szuperponálva a program által számított relatív szeizlogot, előállítható az abszolút szeizlog.

A programrendszer harmadik alprogramja szeizmikus porozitásszelvény előállítását teszi lehetővé. A rendelkezésre álló akusztikus paramétereket összevetve a neutron porozitással, különböző eloszlásokat (crossplot) kapunk. Mód van továbbá agyagtartalom és az agyagtartalommal korrigált porozitás számítására. Példaként egy agyagtartalom–effektív porozitás eloszlást mutatunk be (97. ábra). Végül az agyagtartalom, valamint a sebesség és a porozitás közötti összefüggés ismeretében az abszolút szeizlogból, mint pszeudosebesség szelvényből kétkomponenses porozitásszelvény állítható elő.

A negyedik alprogram a Hilbert-transzformáció és a medián szűrés alkalmazásával módot ad szeizmikus attribútum szelvények számítására. Előállíthatók a pillanatnyi fázis, az amplitúdóerősség, a pillanatnyi frekvencia és a látszólagos polaritás szelvények.

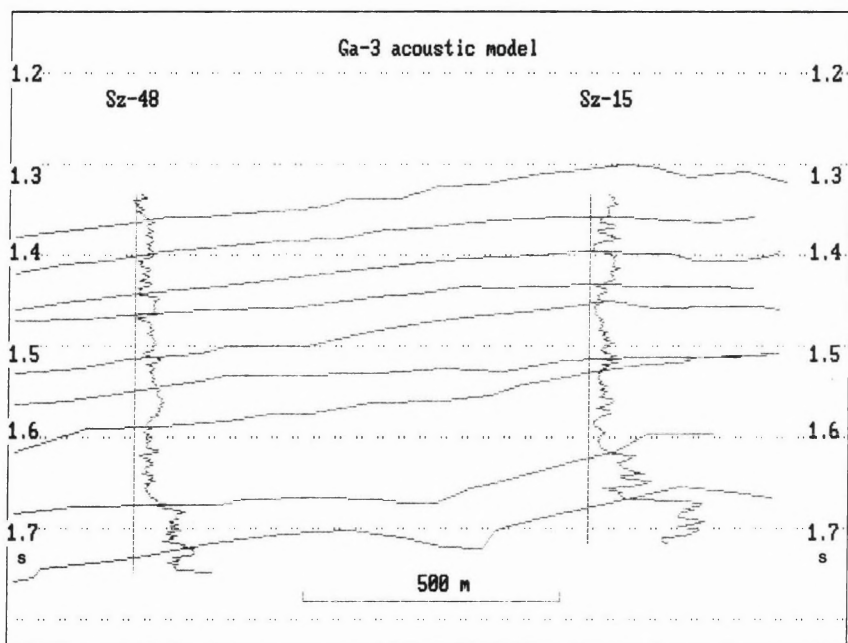


<c>ursor mode

94. ábra. Migrált csatornák és szintetikus szeizmogram

Fig. 94. Migrated traces and synthetic seismogram

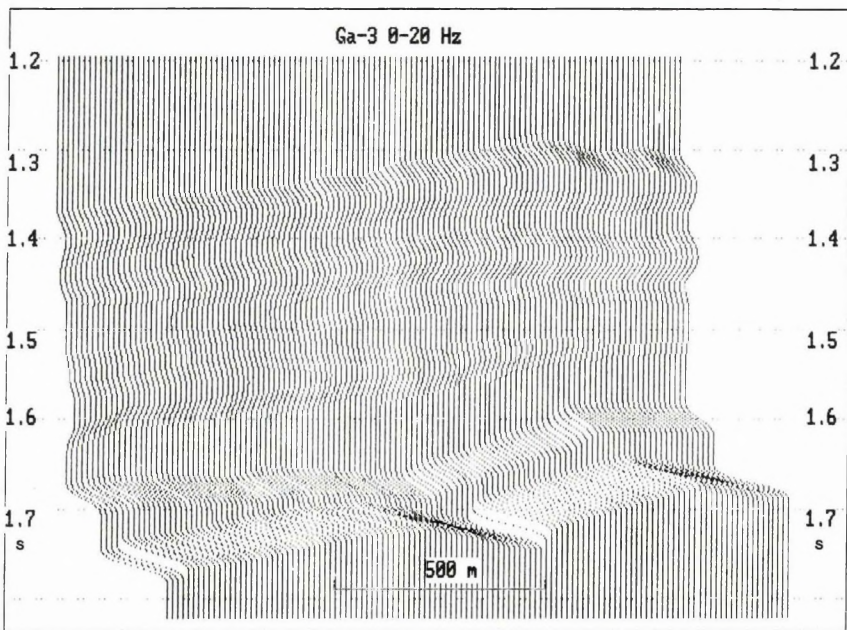
Рис. 94. Мигрированные трассы и синтетическая сейсмограмма



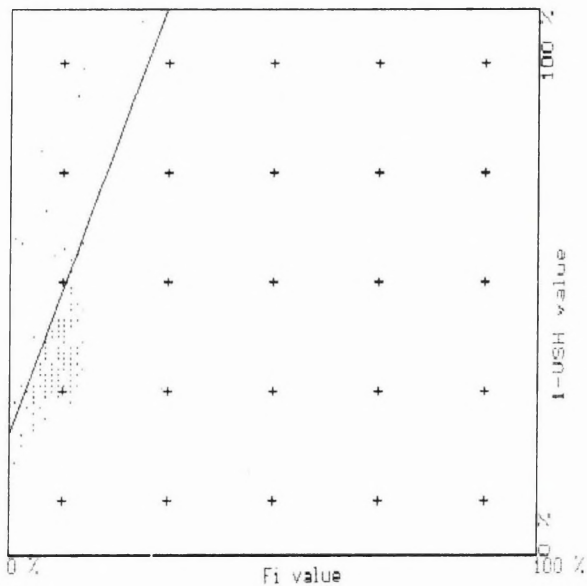
95. ábra. A migrált szelvényen kijelölt szekvenciák és a fúrásokban mért szonikus sebességek

Fig. 95. Seismic sequences selected in migrated sections and sonic velocities determined in wells

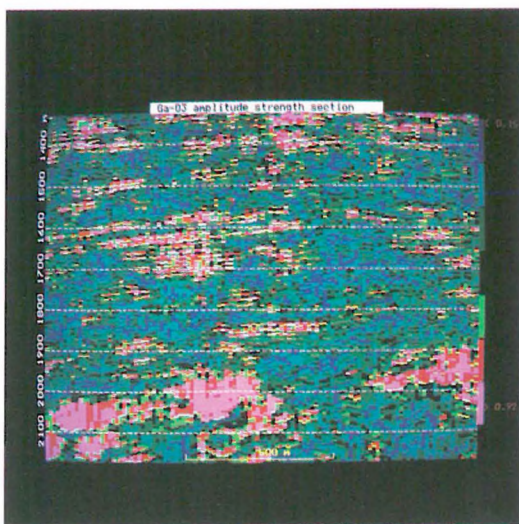
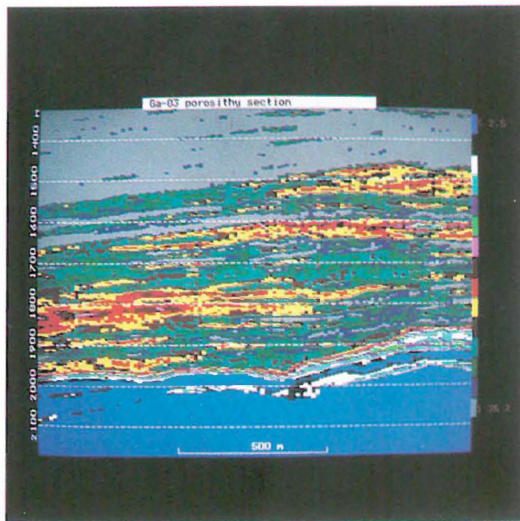
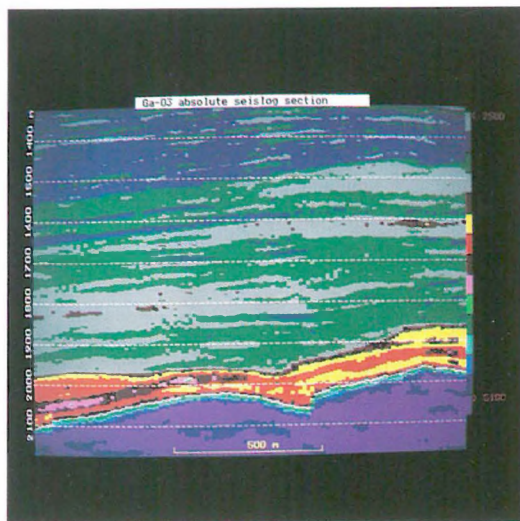
Рис. 95. Последовательности, выделенные на мигрированном разрезе, и акустические скорости, измеренные по скважинам



96. ábra. Kisfrekvenciás (0–20 Hz) sebességmodell
 Fig. 96. Low-frequency (0–20 Hz) velocity model
 Рис. 96. Низкочастотная (0–20 гц) модель скоростей



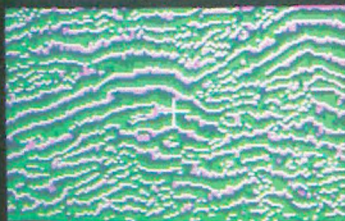
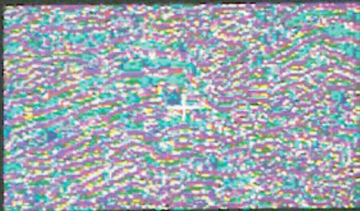
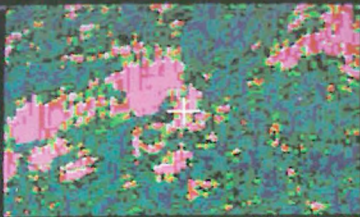
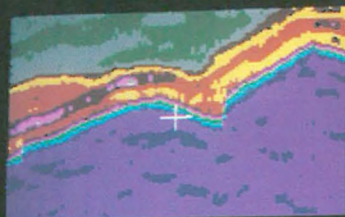
97. ábra. Agyagartalom-effektív porozitás eloszlás
 Fig. 97. Clay content–effective porosity crossplot
 Рис. 97. Зависимость между акустическими скоростями и нейтронной пористостью



98. ábra. Színes megjelenítésű mélységshelvények
- a) Abszolút szeizlog
 - b) Kétkomponenses porozitás
 - c) Amplitúdó erősség

- Fig. 98. Depth sections displayed in colours
- a) Absolute seislog
 - b) Two-component porosity
 - c) Amplitude strength

- Рис. 98. Цветные разрезы (вертикальная ось – глубина)
- a) Абсолютный сейслог
 - b) Двухкомпонентная пористость
 - c) Интенсивность амплитуд



Coordinates:
Dp= 3187 Time= 1715

Values:
1 = 5150 m/s
2 = 0.75
3 = < 2.5 %
4 = 40 Hz
5 = + 35

Limits:
Horiz.:
2437-3937 m
Time:
1400-1830 ms.

Line=Ga-3

1

2

3

4

5

1=seislog
2=ampl.st.
3=porosit.
4=inst.frg.
5=inst.phs.

digit.

clear

save

exit

99. ábra. Interaktív értelmezői panel

Fig. 99. Panel of interactive interpretation

Рис. 99. Панель интерактивной интерпретации

Az EGA monitor lehetővé teszi a szelvények színes megjelenítését akár idő, vagy akár mélységszelvény formájában. A 98. ábrán egy abszolút szeizlog-, egy agyagtartalommal korrigált porozitás- és egy amplitúdó erősség mélységszelvény látható. Az interaktív értelmezést elősegíti, hogy a képernyőn egyszerre is megjeleníthető a szelvényválaszték egy része (99. ábra). A pillanatnyi fázisszelvényen kijelölve egy szeizmikus szintet, az automatikusan rákerül a többi szelvényre és a paraméterek (sebesség, porozitás, amplitúdó erősség, stb.) horizontális változása a szeizmikus szint mentén kirajzoltatható.

Az R-61 feldolgozó rendszer és a PC közötti terminál kapcsolat megvalósítását Szabó Péter és Táborszki Gyula dolgozta ki. A mélyfúrás-geofizikai szelvények feldolgozásához ifj. Zilahi Sebess László nyújtott segítséget a programrendszer elkészítésénél.

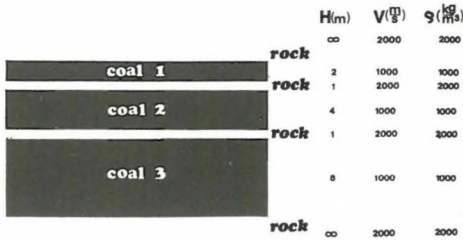
2.1.4 Bányabeli reflexiós mérések alkalmazhatósága többréteges barnakőszén-telepekben*

A bányabeli szeizmikus mérések elméleti háttérét és feldolgozási módszertanát az NSZK-ban és Angliában dolgozták ki elsőként. Mindkét országban a vizsgált szénes összletek többsége 3-réteges – fedő (szén) fekü – modellel közelíthető. Magyarországon azonban számos esetben a barnakőszéntelepeket eltérő vastagságú meddő betelepülések szakítják meg, ezért a széntelep „szendvics” szerkezetűvé válik. Ilyen körülmények között a telephullám szeizmika feldolgozása és értelmezése eltér a 3-réteges elmélettől, ahol az Airy-fázis kiemelésével és burkolásával juthatunk eredményre.

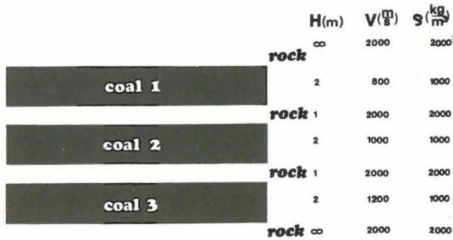
Ezért első lépésként a „szendvics” típusú széntelepekben kialakuló telephullámok diszperziós tulajdonságait tanulmányoztuk. Két 3-réteges modellt vizsgáltunk (100. ábra); az elsőnél a szénrétegek vastagsága különbözött (I), míg a másodiknál (II) a minőségük – vagyis akusztikus impedanciájuk – volt eltérő. A diszperziós görbék alapján látható (101. ábra), hogy az egyes módusok, főként a módusok Airy-fázisa nem választható szét frekvenciájuk szerint. Ezért a mérések feldolgozása során eddig jól bevált frekvenciaszűréssel az alap, ill. magasabb módusok nem különíthetők el.

A telephullámokra a diszperziós görbék mellett jellemző a vertikális amplitúdó eloszlás. Ezekben a „szendvics” szerkezetű modellekben ez igen érdekesen alakul (102. ábra). Míg az alap módus alacsony frekvenciája egyenletesen oszlik el mindhárom szénrétegben, addig a magasabb frekvenciák felé haladva az egyes módusok energiája a különböző szénrétegekben válik dominánssá. Ez azt jelenti, hogy bár az egyes módusok frekvencia szerint nem választhatók szét, de térben elkülöníthetők. Azaz attól függően, hogy az adott telep mely szénrétegben helyezünk el érzékelőket, más és más hullámképet regisztrálunk. Ezt mutatjuk be a 103. ábrán látható szintetikus szeizmogramokon. A számításnál feltételeztük, hogy az érzékelők az egyes szénrétegek középsíkjában egymástól 5 m-re helyezkednek el és a minimális észlelési távolság 100 m.

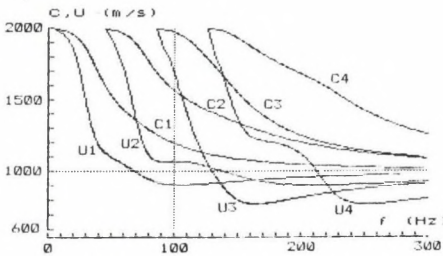
* Bodoky T., Cziller E., Scholtz P.



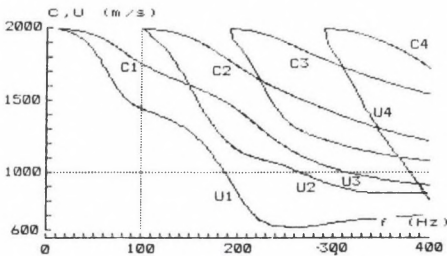
I.



II.



I.



II.

100. ábra. Széntelep modellek eltérő fizikai paraméterekkel

- I. különböző széntelepvastagságok
- II. különböző rugalmas hullámsebességek az egyes széntelepeken

Fig. 100. Coal deposit models with different physical parameters

- I. various coal seam thicknesses
- II. various elastic wave velocities in different coal seams

Puc. 100. Модели угольных залежей с различными физическими параметрами:

- I. Различные мощности угольных залежей
- II. Различные скорости упругих волн в разных залежах

101. ábra. Az I. és II. modellre számított diszperziós görbeseregek

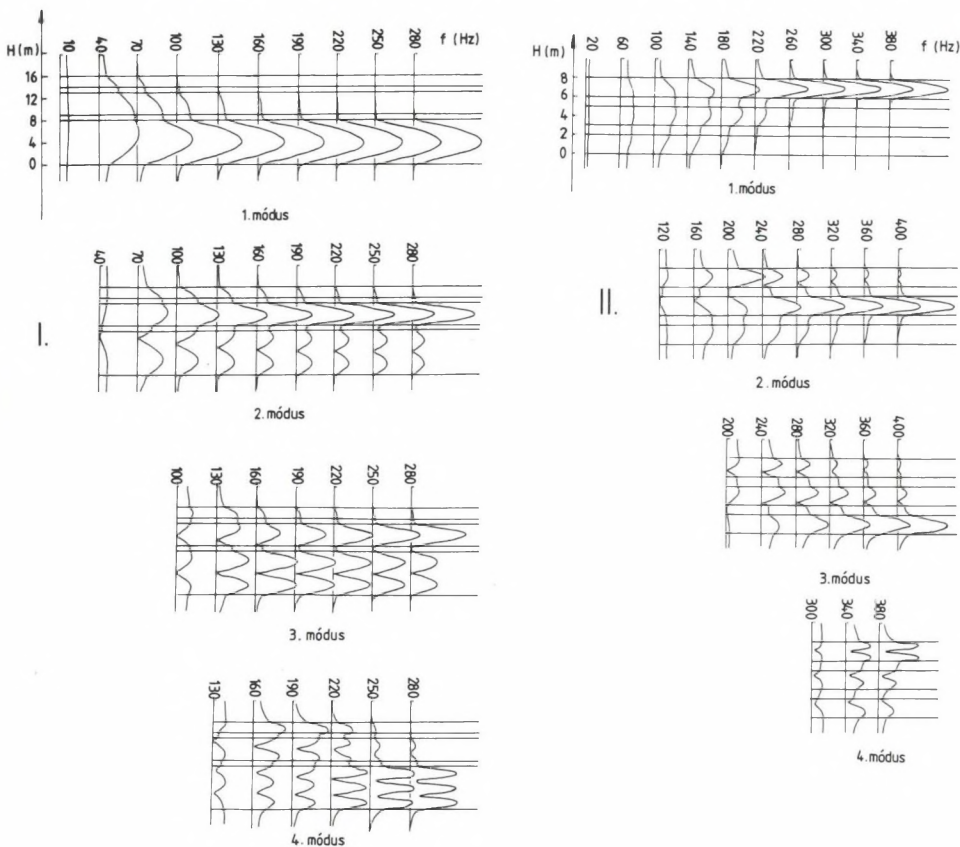
c_n — n . módus fázissebessége; u_n — n . módus csoportsebessége

Fig. 101. Dispersion curve set calculated for models I and II

c_n — phase velocity of mode n ; u_n — group velocity of mode n

Puc. 101. Палетки дисперсионных кривых, рассчитанных для моделей I и II

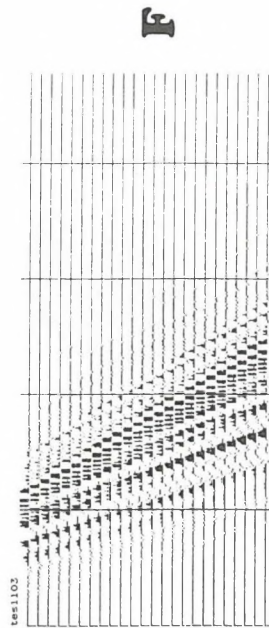
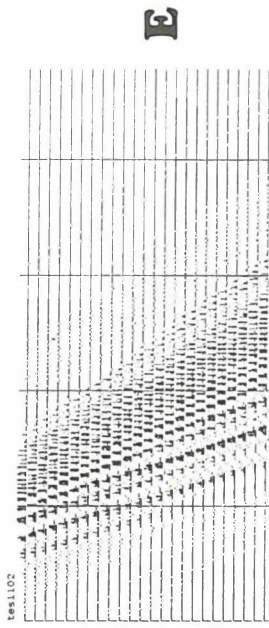
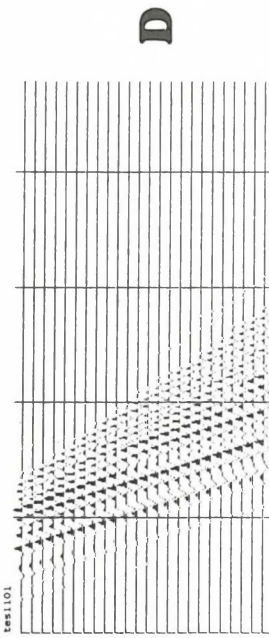
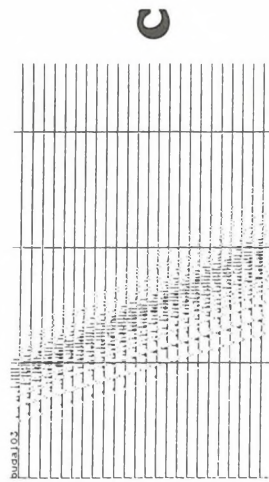
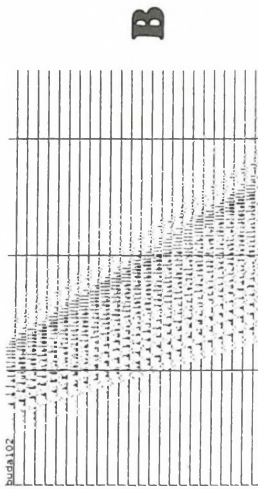
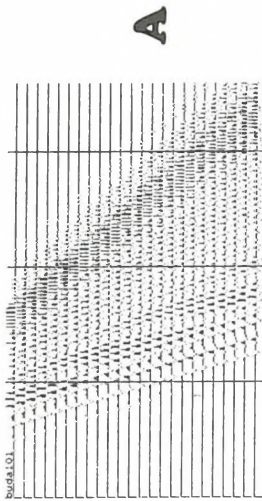
c_n — фазовая скорость моды n ; u_n — групповая скорость моды n .



102. ábra. Az I. és II. modell összetetre számított amplitúdóeloszlás

Fig. 102. Amplitude distribution calculated for models I and II. 1, 2, 3 and 4—serial numbers of modes

Рис. 102. Распределение амплитуд, рассчитанных для толщ моделей I. и II.; 1, 2, 3 и 4 — порядковые номера мод



A leírt jelenségek a mérések feldolgozásakor, ill. értelmezésekor döntő jelentőségűek. Ha nem tudjuk pontosan a hullámforrás, ill. érzékelők pontos helyét az adott felépítésű telepben – márpedig ez egy vastag, többpados széntelep esetén nagy valószínűséggel fennáll – akkor nem dolgozhatjuk fel az adatokat a megszokott séma szerint. Tehát nem végezhetünk közös mélységpontos összegzést a szelvény mentén, mert az összegzés hatékonysága az összeadandó jelek hasonlóságán alapul, ami jelen esetben nem teljesül. A problémát két módon oldhatjuk meg. Az egyik lehetőség, hogy a diszperzív jelet összehúzzuk. Ehhez azonban viszonylag pontosan ismerni kell a diszperziós görbét, ami számtalan további problémát vet fel. Pontos adatok kellene a széntelep paramétereiről (vastagságok, sebességek, sűrűségek) amit egyrészt nagyon nehéz biztosítani, de a széntelep laterális inhomogenitása miatt szinte lehetetlen megadni. Ezért ez az út nehezen járható.

A mérési adatok feldolgozásának és értelmezésének másik lehetősége a modellvizsgálatok alapján igen egyszerű, de eredményes. A magas frekvenciákat egy felülvágó szűrővel eltávolítva, csupán a spektrum viszonylag alacsonyfrekvenciás részét tartjuk meg. Miután ez a rész – mint a 102. ábrán látható – minden szénrétegben jelen van, biztosan regisztrálható, függetlenül attól, hogy az érzékelők a széntelep mely részén helyezkednek el. Az így kapott alacsony-

103. ábra. Az I. és II. modell egyes szénrétegeiben kialakuló szintetikus Love típusú telephullámok

- A) I. modell 1. szénréteg
- B) I. modell 2. szénréteg
- C) I. modell 3. szénréteg
- D) II. modell 1. szénréteg
- E) II. modell 2. szénréteg
- F) II. modell 3. szénréteg

Fig. 103. Synthetic Love seam waves in individual seams of models I and II

- A) Model I, coal seam 1
- B) Model I, coal seam 2
- C) Model I, coal seam 3
- D) Model II, coal seam 1
- E) Model II, coal seam 2
- F) Model II, coal seam 3

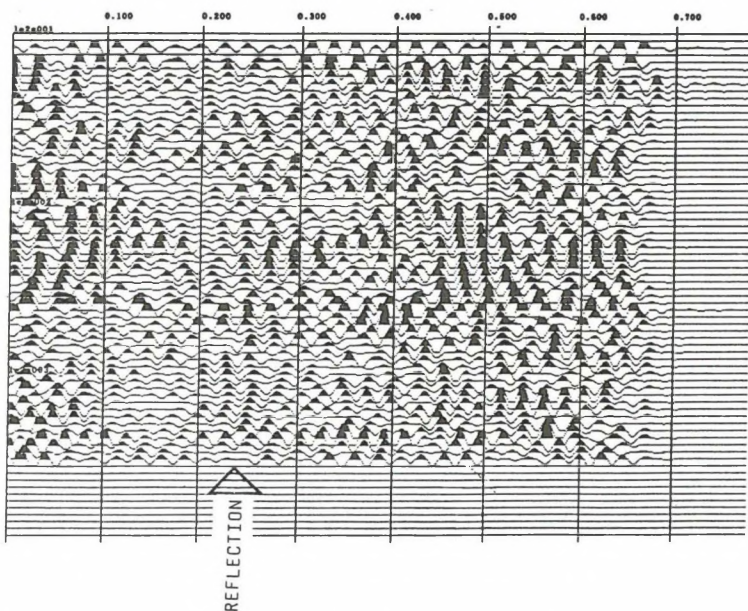
Рис. 103. Синтетические пластовые волны Лава, возникающие в отдельных пластах моделей I и II.:

- A) модель I., пласт 1.
- B) модель I., пласт 2.
- C) модель I., пласт 3.
- D) модель II., пласт 1.
- E) модель II., пласт 2.
- F) модель II., пласт 3.

frekvenciás adatokat a továbbiakban már a 3-réteges modell esetén bevezetett módszerrel dolgozzuk fel. Természetesen nem szabad figyelmen kívül hagyni, hogy a felülvágás miatt a felbontóképesség jelentősen csökken és a jel/zaj viszony romlik.

Az elméleti megfontolások után nézzünk két bányabeli reflexiós időszelvényt (104. és 105. ábra). Az eddig publikált eredményekkel összevetve ez a két szelvény lényegesen gyengébb minőségű, zajosabb. Ennek ellenére, a leírt elvi alapok felhasználásával sikerült kimutatni két nagyobb méretű vetőt, amelyek karstvízbetörés veszélyét jelentik. Ennek fontosságát úgy gondoljuk, nem kell hangsúlyozni.

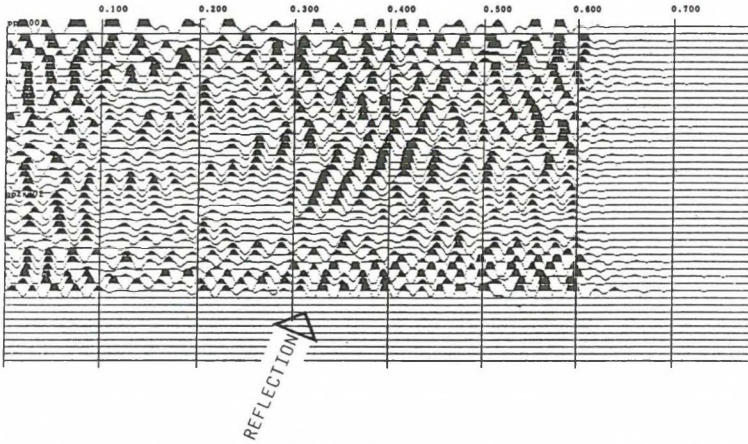
Tekintve, hogy Magyarországon a széntelepek többsége a fentiekhez hasonló „szendvics” szerkezettel modellezhető, az ismertetett eljárás teszi lehetővé a reflexiós szeizmikus módszerek alkalmazását, mint ezt a bemutatott példák szemléltetik. Ez mind a termelés, mind pedig a bányabiztonság szempontjából lényeges.



104. ábra. Többréteges barnakőszéntelepben mért szeizmikus reflexiós szelvény párhuzamos reflektáló felülettel

Fig. 104. Reflection seismic section recorded in multiseam brown-coal deposit with parallel reflector

Рис. 104. Сейсмический разрез МОВ, полученный в многопластовой залежи углей с отражающей границей раздела параллельно измерительной выработке



105. ábra. Többréteges barnaköszéntelepben mért szeizmikus reflexiók szelvény a mérővágattal szöget bezáró reflektáló felülettel

Fig. 105. Reflection seismic section recorded in multiseam brown-coal deposit with reflector which forms an angle with the gallery of measurement

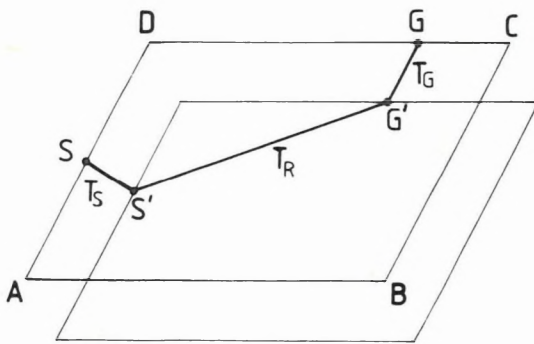
Рис. 105. Сейсмический разрез МОВ, полученный в многопластовой залежи углей с отражающей границей раздела под углом к измерительной выработке

2.1.5 Refrakciós tomográfia: Módszertani kísérlet*

A Szeizmikus és Számítástechnikai Főosztály Bányageofizikai Osztályán készített szeizmikus sebességtomográf program [HERMANN et al. 1982] bányabeli alkalmazása [KÖRMENDI et al. 1986] mellett már korábban is megkíséreltük használatát „területi” refrakciós mérések feldolgozására [BODOKY et al. 1983]. Ennek tapasztalatait is felhasználva 1989-ben egy vonal menti sekélyrefrakciós mérésorozathoz kapcsolódva újabb kísérleti mérést végeztünk. A bemutatott méréssel egy kis letakarási arányú mészkőbánya tektonikai viszonyainak és a haszonanyag tömbösödésének megismerésére kerestünk megoldást.

Ismeretes, hogy a geometriai optikai közelítésen (jelterjedés görbült sugárutak mentén) alapuló 2D szeizmikus sebességtomográfia a vizsgált területen áthaladó, egymást keresztező nagyszámú sugárúton mért terjedési időkből határozza meg a „körbemért” terület sebességeloszlását. Lényeges alapfeltevése, hogy a mérési elrendezés koplanáris és a sugárutak is a mérés síkjában haladnak. Nyilvánvaló, hogy refrakciós beérkezések esetén nem ez a helyzet (106. ábra) – a sugárutak kilépnek a mérés SG síkjából és a refraktor sebességre jellemző T_R időhöz hozzáadódik a laza rétegen való áthaladás T_s és T_G ideje is.

* Detzky G., Dianiska L., Hermann L., Törös E.

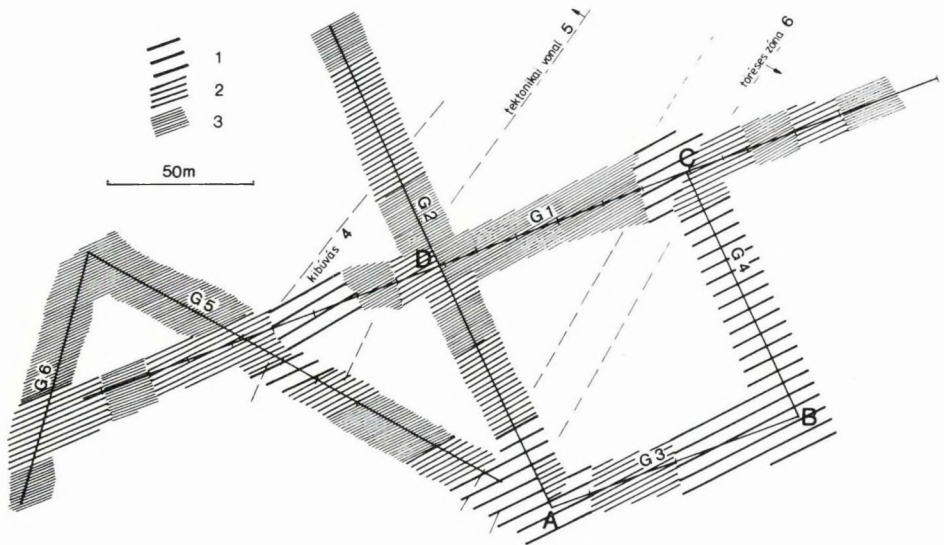


106. ábra. A refrakciós tomográfia mérési elve

Fig. 106. Principles of refraction tomography

Рис. 106. Принцип измерений в методе преломленных волн

Ezeket a korrekciós időket a \overline{AB} , \overline{BC} , \overline{CD} , és \overline{DA} vonal mentén a kutatási feladatból adódóan egyébként is elvégzett kisrefrakciós szelvényezésből határoztuk meg (107. ábra).



107. ábra. Szőlősárdó Bedela-kút refrakciós szelvényezés helyszínrajza és eredménytérképe

A refrakciós határsebesség: 1 — 1000–2000 m/s között; 2 — 2000–3000 m/s között; 3 — 3000 m/s fölött

Fig. 107. Location map and results of refraction profiling

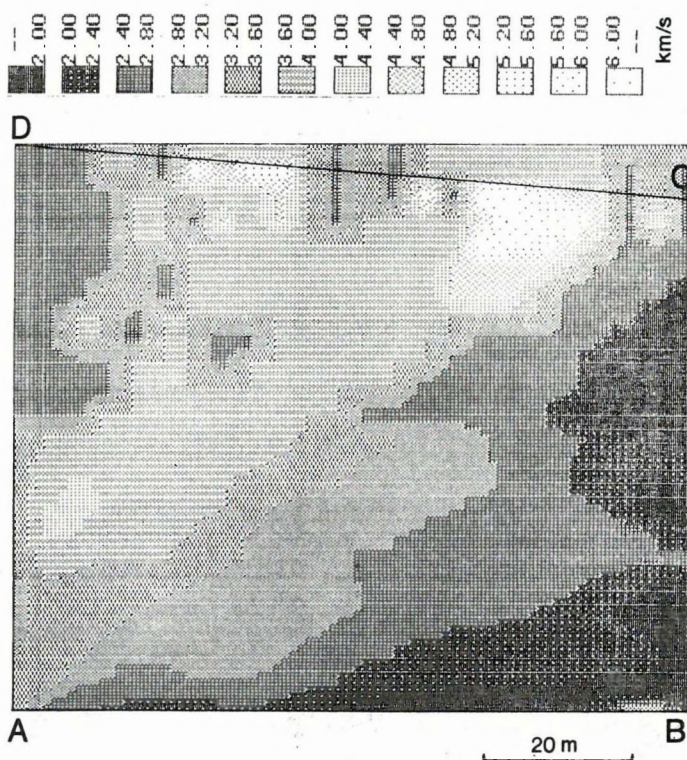
Refraction boundary velocities: 1 — 1000–2000 m/s, 2 — 2000–3000 m/s, 3 — > 3000 m/s

Рис. 107. План ситуации профилей МПВ на участке Бедела-кút, Сёлёшардо и карта результатов измерений

Граничные скорости преломленных волн: 1 — 1000–2000 м/с; 2 — 2000–3000 м/с; 3 — > 3000 м/с

A tomográf mérés során az \overline{AB} , és \overline{AD} vonal mentén elhelyezett két, 24 geofonból álló térítést a \overline{BC} és \overline{CD} vonal mentén 27 robbantópontból váltakozva „lőttük meg” kalapácsos gerjesztéssel az ESS-01-24 műszer összegzési lehetőségeit felhasználva (elvileg 888 beérkezési idő, a közeli, direkt hullámbeérkezések nélkül).

Az eredménytérképet a 108. ábrán mutatjuk be. A szelvényezés (107. ábra) és a tomográf térkép azonos helyére vonatkozó adatai jól korrelálnak, de szükségképpen nem egyeznek meg. A vonal menti mérés ugyanis viszonylag kis robbantópont-geofon távolságokat befutott hullámok terjedési sebességeit adja, míg a tomográfia esetében általában nagyok a távolságok, így a területre jellemző „bemerülő” jelleg miatt nagyobb sebességek adódnak. A vonal menti refrakciós méréstől eltérően természetesen a tomográf térképből a lazaréteg vastagsága a területen nem határozható meg, de a módszer az ismertetett kísérlet alapján jól használható kiegészítője lehet a refrakciós szelvényezésnek.



108. ábra. Szőlősardó Bedela-kút szeizmikus refrakciós tomográfia térképe

Fig. 108. Refraction tomographic map

Рис. 108. Томографическая карта участка Бедела-кут, Сёлёшардо по данным сейсморазведки МПВ

A sebességtérképezéssel a fedett mészkő reliefjének minőségi vizsgálatát végeztük el. Az üde, nem tektonizált, jó megtartású, szálban álló kőzettestekben a rugalmas hullám terjedési sebessége nagyobb, míg kisebb a mállott, bontott, töréses vagy kevésbé konszolidált tömbökben. Szerkezeti elem meglétére következtettünk a tomográf térképen az ÉK–DNy-i irányra merőleges sebességgradiens megléte miatt. Az így elkülönült területrészek egymástól eltérő kifejlődésűek, vagy később eltérő környezeti hatásnak kitett kőzetösszletet jelentenek.

A sebességtérkép anomáliáinak konkrét helyi okait a további földtani kutatásnak kell tisztáznia. Az eredmények egybevetésével a későbbi vizsgálatokban a refrakciós tomográfia önálló, közvetlen termelési kutatási szerephez juthat.

Hivatkozások

- BODOKY T., DIANISKA L., HERMANN L. 1983: Jelentés az Nb VIII. sz. lencsénél végzett kísérleti jellegű területi refrakciós mérések számítógépes feldolgozásáról. ELGI adattár
- HERMANN L., DIANISKA L., VERBÓCI J. 1982: Curved ray algebraic reconstruction technique applied in mining geophysics. *Geophysical Transactions* **28**, 1, pp. 33–46
- KÖRMENDI A., BODOKY T., HERMANN L., DIANISKA L., KÁLMÁN T. 1986: Seismic measurements for safety in mines. *Geophysical Prospecting* **34**, 7, pp. 1022–1036

2.1.6 Épületek rezgésállóságának vizsgálata*

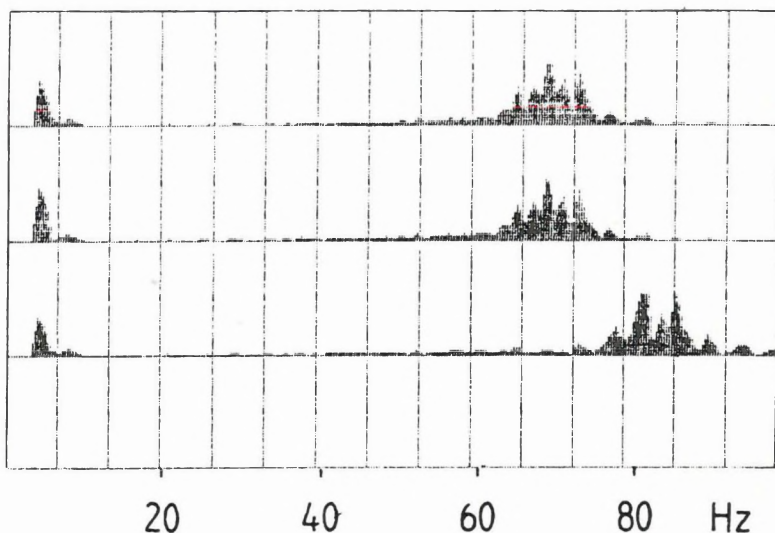
Lakott területen végzett vibroszeiz mérések kivitelezésekor gyakran merült fel az épületek vibráció okozta károsodásának veszélye. Ennek kapcsán jelentkezett az igény 1989-ben, hogy vizsgálatot indítsunk az építmények rezgésállóságának tanulmányozására.

A módszertani mérés céljaul a rezgés épületekre gyakorolt hatásának egzakt meghatározását, és a megfelelő mérési módszer kidolgozását tűztük ki. A legfőbb megválaszolandó kérdés, hogy a vibroszeiz mérések közben használatos frekvenciatartományban kialakulhat-e rezonancia egy átlagos épület–talaj rendszerben (pl. családi ház), és ha igen, akkor milyen mértékben mülja felül az épületben mérhető rezgés amplitúdója a talajét. Szakirodalmi adatok alapján eldönthető volt, hogy a vizsgált vibrátor–épület távolságon nem kell számolni a szeizmikus jel spektrumának diszperzió okozta torzulásával, valamint a mélyből jövő hullámok hatásával.

Rendelkezésre álló eszközeink pontosságát megfelelő kalibrálással igyekeztük kvantitatív adatok előállítására alkalmassá tenni. Ehhez egy nagy pontosságú B&K rezgésmérő műszerrel bemértük a teljes mérőrendszer átviteli karakterisztikáját a geofonoktól a digitális regisztrátumig bezárólag minden egyes csatornán. A számított korrekciós szűrőkkel az átvitelt csak a 8 Hz fölötti sávban sikerült linearizálni.

* Baki Gy., Detzky G., Szabó P.

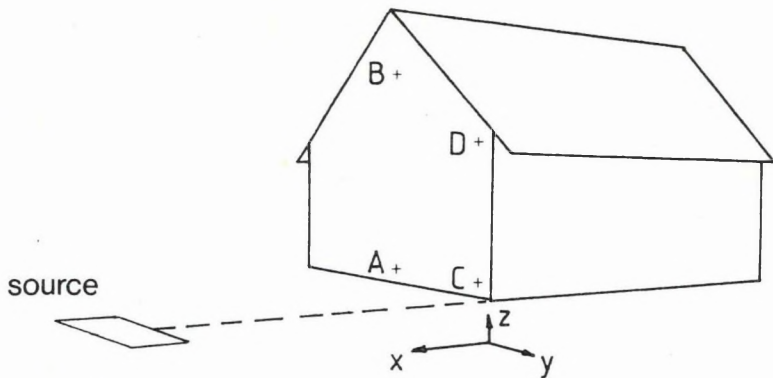
A valós környezetben végzett mérések során a rezonancia jelenségét igyekeztünk kimutatni egy földszintes épületen, valamint a rendszerben mérhető transzverzális és longitudinális terjedési sebesség meghatározásával kiinduló adatokat szereztünk a jelenség végeles számítógépes modellezéséhez. A terepi mérőrendszer 4,5 Hz sajátfrekvenciájú háromkomponenses geofon csoportokból, ESS-01-24 mérnökszeizmikus műszerből és egy Failing 1100-CB típusú vibrátorból állt. A falakon lévő geofon csoportok mechanikai rögzítőelemeinek rezonancia frekvenciáját zajfelvételek spektrumai alapján a vizsgált tartományon kívül esőnek találtuk (109. ábra). A mérőrendszert a 110. ábrán látható elrendezésben telepítettük. A vibrátorral 4-től 40 Hz-ig monofrekvenciás vertikális rezgéseket generáltunk és az *A*, *B*, *C*, *D* mérőpontokon regisztráltuk a rezgés sebesség dimenzióját. A legnagyobb amplitudókat a *B* ponton érzékeljük *x* irányban. Ennek az egyes forrásfrekvenciákon mért jelekből számítható spektrumai a 111. ábrán láthatók. A spektrumokból kiemelkedik az egymástól egy oktávra lévő 8 és 16 Hz körüli tartomány, ami a vizsgált épület *B* pontjának rezonancia frekvenciája és annak felharmonikusa. (A 4 Hz-es csúcs a mérőrendszer nemlinearitásából adódik).



109. ábra. A geofonrögzítés rezonanciája

Fig. 109. Resonance of geophone fastening

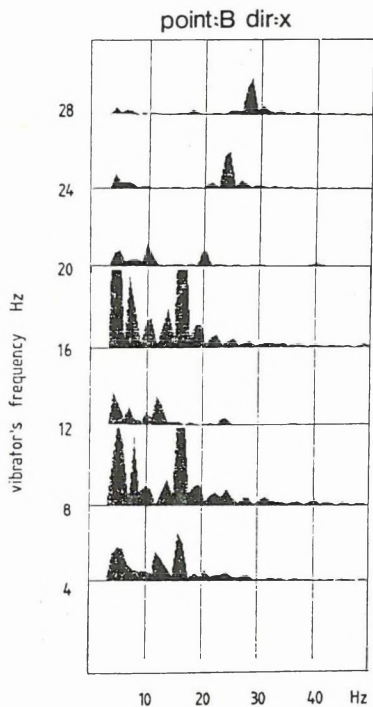
Рис. 109. Резонанс прикрепления сейсмоприемников



110. ábra. Mérési elrendezés

Fig. 110. Observation system

Рис. 110. Измерительная установка



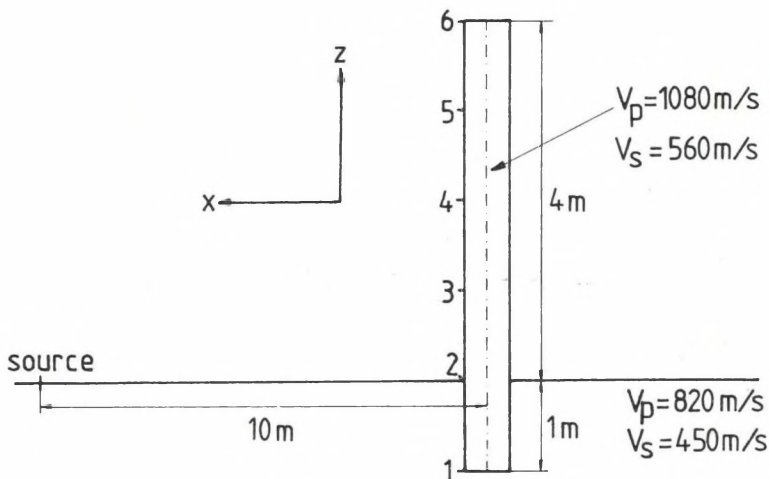
111. ábra. A rezgés x -irányú komponensének spektrumai a B pontban

Fig. 111. Spectra of x -component of vibrations at point B

Рис. 111. Спектры колебаний в направлении x в точке B

A jelenség nagyvonalú analizisét számítógépi modellen is szeretnénk megvalósítani. A jelenleg meglévő szoftver eszközeink alkalmasságának ellenőrzésére, az adott épület–talaj rendszerben mért valós terjedési sebességek alapján felépítettünk egy kétdimenziós végesselemes modellt, melynek geometriai elrendezését a 112. ábra mutatja. Az ábrán feltüntettük a valós rendszerben mért sebességeket. A modellben a terepi méréssel megegyező frekvenciájú gerjesztések, a 113. ábrán látható spektrumokat eredményezik. E rendszer, bár geometriájában lényegesen különbözik a reálistól, szintén 10 és 20 Hz között rezonál. Megállapítható továbbá, hogy a falon felfelé haladva, a magasabban elhelyezkedő szenzorok a rezonancia frekvencián egyre nagyobb amplitúdót érzékelnek. Ez a frekvencia az első módusú rezgéshez tartozik, melynek csomópontja a fal tövében van.

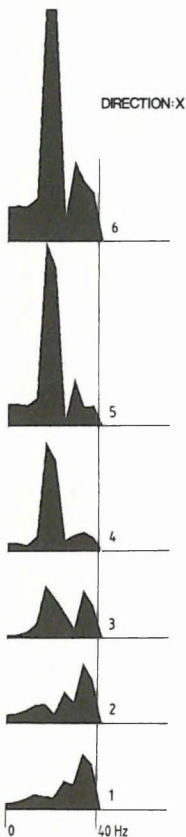
A téma további tanulmányozására olyan háromdimenziós számítógépi modellt szeretnénk létrehozni, ahol a modell pontjai geometriailag a ténylegesen vizsgált épület alakját reprezentálják. A pontokhoz pedig a valós rendszerben mért átviteli karakterisztikákat rendeljük. Ilyen modellen tanulmányozható lesz olyan rezgések hatása is, amilyeneket mesterségesen nem lehet, vagy biztonsági okokból nem szabad kelteni a valós vizsgálati helyen.



112. ábra. A kétdimenziós számítógépi modell (1...6 — észlelési pontok sorszámai)

Fig. 112. Two-dimensional computer model (1 through 6—serial numbers of observation points)

Рис. 112. Двухмерная модель на компьютере (1–6 — номера точек наблюдений)



113. ábra. A számítógépi modellen észlelt rezonancia spektrumok (1...6 — észlelési pontok sorszámai)

Fig. 113. Resonance spectra observed in computer model (1 through 6—serial numbers of observation points)

Рис. 113. Резонансные спектры в двухмерной модели на компьютере (1–6 — номера точек наблюдений)

2.1.7 Mérőműszer kifejlesztése vertikális szeizmikus szelvényezés céljára*

A vertikális szeizmikus szelvényezés egyre elterjedtebb alkalmazása szükségessé tette egy speciális műszertípus létrehozását, amely konstrukciós rendszerében inkább megfelel e sajátos mérési módszer követelményeinek. A felszíni mérésekre használt nagy csatornaszámú (48, 96), bonyolult felépítésű műszerek ugyan alkalmasak a szelvényezés céljára, de ahol rendszeresen végeznek ilyen méréseket más fúrólukszelvényezési eljárásokkal együtt, ott túlságosan költséges és nehézkes a nagyberendezések használata. Fokozza a nehézségeket, ha a fúrások távoli, nehezen megközelíthető helyen vannak, ahová a felszerelést csak légi úton, többnyire helikopterrel lehet eljuttatni. A VSP-módszer által támasztott követelményeknek a felszíni műszertípusok közül leginkább a sekély mélységű kutatások céljára kifejlesztett 12–24-csatornás hordozható berendezések felelnek meg, mivel ezek méretei, súlya, fogyasztása, alacsonyabb ára meghatározó előnyöket jelentenek.

* Gili L., Kovács B.

ESS 01-08/VSI



DISPLAY REC SUM
7 0 0
UNIT POSITION SET/CLR CHANNEL #1



FILTERS		IFP	MODE	PREAMPL	GAIN									
PLAYBACK	REC		STEPS	GAIN	STEPS	GAIN	1	2	3	4	5	6	7	8
0	0		0	0	24dB									
1	1		1	1	36dB									
2	2		2	2	48dB									
3	3		3	3	60dB									
4	4		4	4	72dB									
5	5		5	5	84dB									
6	6		6	6	96dB									
7	7		7	7	108dB									
8	8		8	8	120dB									

LC HG GAIN AGC RL LC IFP
1 2 3 4 5 6 7 8
MODE BL TR REC NY
PRINTER AND TAPE

TEST
2 2 2 0 0 0
SH AMPL INITIAL DELAY (ms)
REC AND TEST
4 4

GEOPHONES

T B

RAM + FEB. M1 AUTO SET TO CHECK
TEL - TRG. M1 MAN STOP START STEP SET

TEST REC PP TR PNT
[Buttons]

PRN/FR
START



MODE CONTROL

ON FAULT

POWER 0 A 12 V

TEL

PRINTER

NY 010

114. ábra. ESS-01-08/VSP szeizmikus berendezés

Fig. 114. Seismic instrument, type ESS-01-08/VSP

Рис. 114. Сейсмическая аппаратура ЕСС-01-08/ВСП

Az ELGI által kifejlesztett és forgalmazott ESS-01-24 típusú sekély szeizmikus mérőműszer felépítése, alapvető paraméterei megfelelő kiindulási alapot nyújtottak egy speciális VSP-műszer kidolgozásához. A műszaki követelmények meghatározása után 1988-ban kísérleti példány szintjén kialakítottuk a műszer konstrukcióját, néhány kísérleti mérés után ezt véglegesítettük és 1989-ben kibocsátottuk az ESS-01-08/VSP típusú műszer nullsorozatát. Az ESS-01 konstrukciójából megtartottuk a 10–2000 Hz-es átviteli frekvenciatartományt, a felvétel és a terepi lejátszás szűrőkészletét, a digitális jeltárolás és jelrögzítés áramköreit, a vezérlési, ellenőrzési, megjelenítési rendszer felépítését és a kazetás mágnesszalagos egységet.

A VSP-mérések követelményeihez igazodva a mintavételezési időintervallumokat kiegészítettük a 2 és 4 ms-os fokozattal, a csatornaszámot 24-ről 8-ra csökkentettük. A jeltárolás egy csatornára jutó kapacitásának növelésével lehetővé vált a maximum 16 s-os felvételhossz. Osztott memória alkalmazásával lehetővé tettük a felvett mérési anyag utólagos szűrését, a szűrt adatok megjelenítését képernyőn, rögzítését mágnesszalagon és kinyomtatását printeren. A korábbi író tollas termosztentizív terepi regisztrálást elhagyva a mérési anyag rögzítésére a sokkal rugalmasabb mátrix-printeres megoldást választottuk.

A mérési anyag információtartalmának növelése szempontjából a legfontosabb változtatást a pillanatnyi lebegőpontos erősítésszabályozás (IFP) bevezetése jelentette, amely 42 dB-es növekedést eredményez a felvétel dinamikatartományában. A berendezés használatát és szállítását megkönnyítő lényeges változtatás az, hogy a csatornaszám csökkentésével, áramkörök összevonásával egyetlen kompakt kisméretű műszeregységben helyeztük el a központi áramköröket és a perifériákat is (114. ábra). Különálló egységet csak a berendezéshez tartozó mátrix printeres regisztráló képez.

A VSP szondákat kifejlesztő és gyártó szovjet VNIIGISZ (Oktjabrskij) vállalattal együttműködve közös gyártmányként komplett mérőrendszert hoztunk létre (SVK-1VSP), amely a felszíni műszeren kívül tartalmazza a különböző átmérőjű karos szondákat és a szondák működtetéséhez szükséges kezelő egységet is.

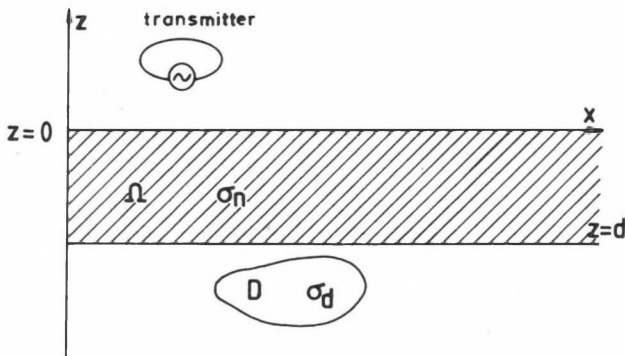
Műszaki adatok

Csatornaszám	8
Frekvenciatartomány	10–2000 Hz
Erősítés	24–60 dB 12 dB-es lépésekben
Lebegőpontos erősítésszabályozás (IFP) tartománya	42 dB 6 dB-es lépésekben
Zajszint	max. 0,5 μ V
Torzítás	max. 0,3%
Áthatás	– 80 dB

Mintavétel, frekvenciatartomány, felvételhossz	4 ms 10 – 62,5 Hz 16,384 s 2 ms 10 – 125 Hz 8,192 s 1 ms 10 – 250 Hz 4,096 s 0,5 ms 10 – 500 Hz 2,048 s 0,25 ms 10 – 1000 Hz 1,024 s 0,125 ms 10 – 2000 Hz 0,512 s
Alulvágó szűrő	72 Hz, 22 dB/oktáv
Késleltetés	max. 10 s 0,01 s-os lépésekben
Az A/D konverter felbontása	12 bit előjellel
Adatformátum	16 bit
Memória kapacitás	48 Kszó
Jelrögzítés	kazettás mágnesszalagra
Terepi megjelenítés	monitoron és mátrix nyomtatón
Tápfeszültség	12 V, 8 A
Működési hőmérséklet	+ 5 °C-tól + 40 °C
Méreték és súly	
szeizmikus műszer	560x400x320 mm, 25 kg
printer	500x350x150 mm, 12 kg

2.2.1 Az elektromágneses tér analitikus lefelé folytatása*

A felszíni elektromágneses mérések kiértékelésének legjobban elterjedt formájában a féltérre rétegezettnek tételezzük fel és a rétegek elektromos paramétereit, azaz a mélybeni rétegsor fajlagos ellenállásviszonyait próbáljuk meghatározni. Az egydimenziósnál bonyolultabb modellekre kevés kiértékelési eljárás létezik. Egyik ilyen lehet az elektromágneses terek lefelé folytatása. Az ELGI-ben 1989-ben kezdtünk el foglalkozni a módszer elméleti alapjaival. Ez az eljárás akkor alkalmazható, amikor a felszínközeli réteg elektromos szempontból homogén és valamilyen mélységben kimutatandó anomális paramétereloszlás létezik (115. ábra), amely természetesen a felszíni mérést terheli. Ilyen feladat lehet például csővezetékek keresése vagy az üregkutató. A lefelé folytatás alkalmazásától azt várjuk, hogy az egyes anomáliák jobban elkülönülnek és az anomáliák hatójának helyzete (mélység, horizontális kiterjedés) pontosan behatárolható.



115. ábra. Modell az elektromágneses terek analitikus lefelé folytatásához

Fig. 115. Model for downward continuation of electromagnetic fields

Рис. 115. Модель аналитического продолжения вниз электромагнитных полей

* Prácsér E.

Az elektromágneses terek analitikus lefelé folytatása matematikailag a következőt jelenti: tegyük fel, hogy a föld felszínén, azaz a 115. ábrán levő koordináta rendszernek megfelelően a $z=0$ síkon az elektromágneses tér valamennyi komponense ismert. A földfelszín alatti Ω -val jelölt tartomány σ vezetőképessége szintén ismert. Keressük az Ω tartományban a Maxwell-egyenleteknek azt a megoldását, amely a $z=0$ határon egybeesik a felszínen mért értékekkel. Itt most csak a függőleges mágneses komponenssel foglalkozunk, de hasonló kifejezések érvényesek a többi komponensre is. A felszíni mérés eredményeiből a következő képlet segítségével határozható meg az az elektromágneses tértértek, amelyet a mélyben mérnénk, háromdimenziós ható esetén:

$$H_z(r') = \frac{1}{4\pi^2} \iint_{-\infty}^{+\infty} \left[h_z^0 \operatorname{ch}(\eta_n z') + i(k_x h_x^0 + k_y h_y^0) \frac{\operatorname{sh}(\eta_n z')}{\eta_n} \right] e^{-i(k_x x' + k_y y')} dk_x dk_y \quad (1)$$

A h_z^0 jelölés az elektromágneses tér térbeli Fourier-transzformáltját jelenti, amelyet

$$h_z^0 = \iint_{-\infty}^{+\infty} H_z^0 e^{i(k_x x + k_y y)} dx dy$$

alakban írhatunk fel. Ezek után a függőleges mágneses komponens kétdimenziós esetre:

$$H_z(r') = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} \left[h_z^0 \operatorname{ch}(\eta_n z') + i k_x h_x^0 \frac{\operatorname{sh}(\eta_n z')}{\eta_n} \right] e^{-i k_x x'} dk_x \quad (2)$$

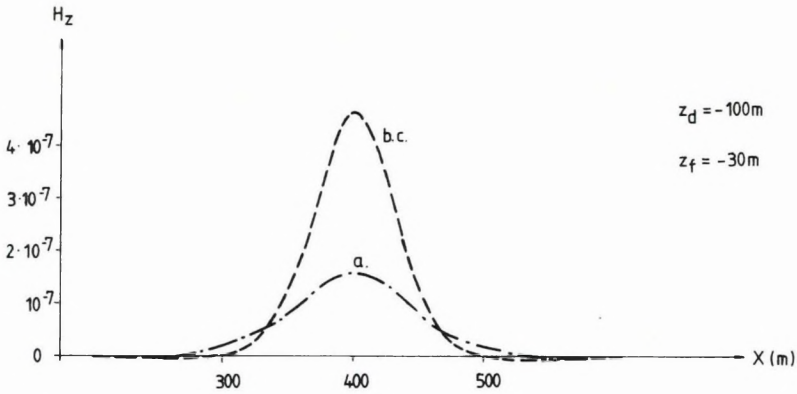
ahol a 0 felső index a felszíni mérésekre utal

$r' = (x', y', z')$ egy Ω tartománybeli pont és

$$k_n^2 = i\omega\mu\sigma_n, \quad \eta_n = \sqrt{k_x^2 + k_y^2 - k_n^2}$$

Ezek a képletek a térkomponensek térbeli Fourier-transzformáltját használják fel. Ezek meg vannak szorozva bizonyos mélységtől függő exponenciális kifejezésekkel, majd az egész kifejezés az inverz Fourier-transzformáltja szerepel. Ez úgy is értelmezhető, hogy az elektromágneses terek lefelé folytatása egy szűrés. Ha a képletekbe ellenőrzésként 0 mélységet helyettesítünk, akkor látható, hogy az integrálok a felszínen visszaadják a helyes értékeket, hiszen Fourier-transzformáltakra alkalmazzuk az inverz Fourier-transzformációt.

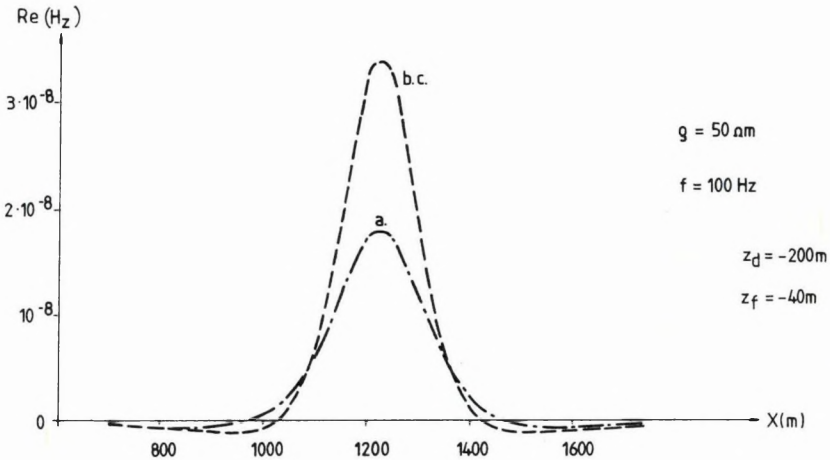
Az (1) és (2) képlet kiszámítására programok készültek IBM-AT személyi számítógépre. A Fourier-transzformáció számítása FFT-vel történik. A programok ellenőrzésére néhány egyszerű modell segítségével került sor. A 116. ábrán vákuumban levő mágneses dipól elektromágneses terének analitikus folytatása, a 117. ábrán egy homogén féltér belsejében levő mágneses dipól terének lefelé



116. ábra. Az elektromágneses tér analitikus lefelé folytatása vákuumban (z_d — a mágneses dipól mélysége, z_f — az ábrázolt lefelé folytatás mélysége)

Fig. 116. Analytic downward continuation of electromagnetic field in free space (z_d —depth to the magnetic dipole, z_f —depth of the presented downward continuation)

Рис. 116. Аналитическое продолжение вниз электромагнитного поля в вакууме (z_d —глубина до магнитного диполя, z_f —глубина продолжения вниз на рисунке)



117. ábra. Az elektromágneses tér analitikus lefelé folytatása homogén féltér belsejében (z_d — a mágneses dipól mélysége, z_f — az ábrázolt lefelé folytatás mélysége)

Fig. 117. Analytic downward continuation of electromagnetic field inside homogeneous halfspace (z_d —depth to magnetic dipole, z_f —depth of presented downward continuation)

Рис. 117. Аналитическое продолжение вниз электромагнитного поля внутри однородного полупространства (z_d — глубина до магнитного диполя, z_f — глубина продолжения вниз на рисунке)

folytatása látható. Mindkét modellhez három görbe tartozik, a 116. ábrán a H mint valós mennyiség van ábrázolva, a 117. ábrán pedig H_z valós része szerepel. Az a görbe tartalmazza a felszíni mérés eredményeit, a b görbe pedig azt adja meg, hogy egy adott mélységben mit mérnénk, a c görbét pedig a felszíni mérések lefelé folytatásaként kaptuk. A b és c görbék a rajzokon teljesen megegyeznek, ami azt mutatja, hogy a lefelé folytatás helyes eredményt ad. Az a és b görbék elméleti számítások eredményei. Az adó dipól momentuma mindkét esetben egységnyi, ezért szerepelnek a függőleges tengelyen olyan kis értékek. z_d az adó felszín alatti mélységét jelenti. z_f pedig azt a szintet, amelyre a lefelé folytatást végeztük. Ezeknél a példáknál a számítások a teljes elektromágneses tér folytatására vonatkoznak, és a mágneses dipól veszi át a gyakorlati alkalmazás során jelen levő anomáliák szerepét, szemben a gyakorlati alkalmazással, mikor a lényeg a másodlagos téren van. Sajnos nem állnak rendelkezésünkre olyan matematikai modellező programok, amelyek segítségével a módszernek a gyakorlati körülmények jobban megfelelő tesztelését el lehetne végezni.

Az alkalmazott program alkalmas viszont elméleti számítások eredményeinek ellenőrzésére. Ha egy két-, vagy háromdimenziós modellszámítást különböző szinteken végrehajtunk, akkor a felső szint adatait analitikusan lefelé folytatva az alsó szintre, az alsó szintre érvényes kétféle adatrendszer megegyezőségéből az elméleti számítás helyességére is következtethetünk. Így lényegében azt ellenőrizzük, hogy a modellszámítás eredményei eleget tesznek-e a Maxwell-egyenleteknek. A lefelé folytatás körülbelül addig a mélységig végezhető, ameddig a féltér elektromos szempontból homogén. Ez a mélység a 115. ábrán látható $z = d$ mélység. A módszer ezen tulajdonsága lehetővé teszi a féltérben levő anomáliák mélységének a becslését (pl. csővezeték mélysége kétdimenziós esetben). A lefelé folytatást egyre növekvő mélységekre kell elvégezni addig, amíg a lefelé folytatásként kapott eredmények már nyilvánvalóan helytelenek és akkor az a mélység tekinthető az adott objektum mélységének.

Szólni kell még néhány szót az eljárás gyakorlati alkalmazhatóságáról is. Amint az a képletekből is látható, ahhoz, hogy a lefelé folytatást elvégezhessük, szükség van a felszíni elektromágneses tér teljes (valamennyi komponens abszolút értéke és fázisa) ismeretére. Háromdimenziós esetben, amikor egy területen mért nagyszámú eredményre van szükség, csak megfelelően automatizált, adattárolóval ellátott vevőműszer jöhet szóba. Kétdimenziós esetben lényegesen kevesebb adattal is alkalmazható a módszer, hiszen elegendő egy vonal menti mérés is. További problémát jelenthet, hogy a módszer alapjául szolgáló integrálok végtelen tartományra vonatkoznak, így a méréseket is megfelelő méretű területen kell elvégezni. A mérésekhez nem célszerű a túl sűrű hálózat, mivel a mérést zavaró jelek jobban érvényesülnek. Másszóval a ritkább mintavételezés kiszűri a nagyobb térfrekvenciájú zavarokat. Ezeknek a zavaroknak a hatását az (1) és (2) integrállal történő számítás nagyobb mélységekre kiemeli, mivel a mélység a képletekben a kitevőben szerepel. Célszerű, ha a mintavételezés lépésközéül a kutatási mélység egynegyedét vesszük.

A mérés történhet tetszőleges frekvenciatartományban, a földtani körülményeknek megfelelően. Az adó fajtája elméleti szempontból nem túl lényeges, a fontos az, hogy valamennyi komponenst gyorsan és pontosan tudjuk mérni. A lényeg a másodlagos tér kialakulásán van és az kevésbé játszik szerepet, hogy milyen gerjesztés során jött létre ez a másodlagos tér. Természetesen érdemes úgy megválasztani az adót, hogy az elsődleges és másodlagos tér szétválasztása egyszerűbb legyen. A lefelé folytatás természetesen elvégezhető az elsődleges térrel együtt is, de nem célszerű, hiszen az elsődleges tér jelenléte megnehezíti az anomáliák felismerését. Kétdimenziós esetben adóként vonalforrás jöhet szóba, háromdimenziós esetben pedig egy nagy méretű keret belsejében, vagy mellett lehet végézni a méréseket.

A továbbiakban foglalkozni kell a lefelé folytatás stabilitásának a kérdésével, mivel a feladat megoldását megvalósító képletek matematikai szempontból rosszul meghatározottak, azaz a bemenő adatok kis eltérése is tekintélyes hibát okozhat az eredményekben. Az eredeti, elméletileg pontos megoldást szolgáltató eljárást ezért egy módosított, stabilabb eljárással kell helyettesíteni, amely a pontos input adatokhoz a pontos megoldáshoz közeli megoldást szolgáltat, viszont jóval kevésbé érzékeny az input adatok esetleges hibáira.

2.2.2 Elektromágneses szondázásokból származtatott reziduálszelvények*

A Trebisov (Csehszlovákia) környékén ismeretes antracit előfordulás felett kísérleti méréseket végeztünk a Maxi-Probe EMR-16 elektromágneses frekvenciaszondázó berendezéssel a Geofizika n.p. Brno závod Bratislava együttműködésével. A kísérletek célja annak eldöntése volt, hogy lehet-e felszíni elektromágneses méréseket alkalmazni az antracit összleten belül előforduló nagyszámú, vékony, individuális antracit réteg nyomonkövetésére, az egyes egyedi rétegek fúrások közötti korrelálására.

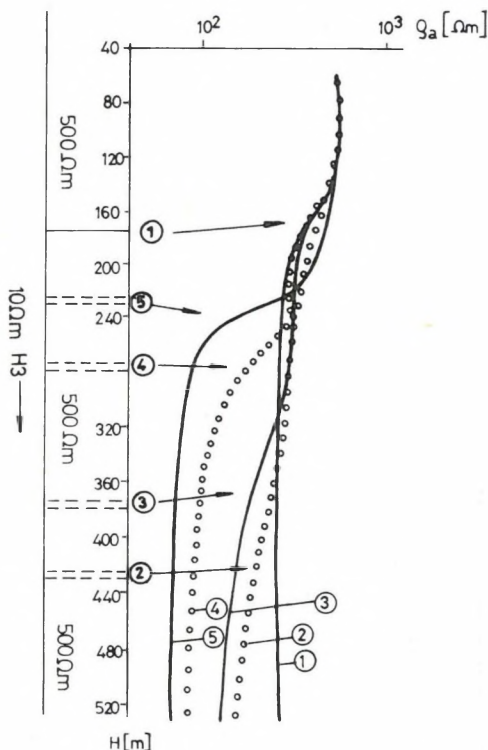
Módszertanilag két nehezen feloldható jelenséggel álltunk szemben:

- a) az összlet legfelső, igen jól vezető antracit rétege olyan erős induktív árnyékoló hatást fejthet ki, ami miatt a mélyebben fekvő rétegek a felszínről nem is kutathatók,
- b) az egyes, összleten belüli antracit rétegek olyan közel húzódnak egymáshoz, hogy az individuális hatások nem válnak szét, hanem egyetlen, az antracit összlet egészét jellemző anomália keletkezik.

A laterálisan is erősen inhomogén földtani képződmények kutatásában, a különböző mélységű hatók okozta anomáliák felismerésére eredményesen alkalmazhatók az elektromágneses szondázó-szelvényező mérések adataiból kapott $Q_a(h)$ transzformált görbék. A $Q_a(h)$ látszólagos ellenállás-mélység transzformációnak épp az az értelme, hogy bizonyos modell családok esetében az egyes rétegek jól elkülönülő hatásait a transzformált görbéken közvetlenül felismerhetjük – ez képezi a grafikus interpretáció alapját – s ezek a hatások ráadásul a valódi települési mélységeket jól közelítő h látszólagos mélységekben jelennek meg.

* Kardeván P., Prácer E.

Ezt illusztráljuk a 118. ábrával, amelyen két 10 Ωm-es vékony réteg hatását láthatjuk, amikor a felső vékony réteg mélységét rögzítjük, míg az alsóét egyre növeljük. Láthatjuk, hogy az alsó réteg hatása azokban az esetekben különül el, amikor a két réteg elegendően távol van egymástól (2, 3, 4 görbe). Ha viszont a rétegek közel kerülnek egymáshoz (5. görbe) a hatások egybemosódnak. (Az 1. görbe csak a felső réteg hatását mutatja.) Ezért dolgoztuk ki a reziduál görbék módszerét, amellyel a közelfekvő rétegek hatásai is szétválaszthatók.

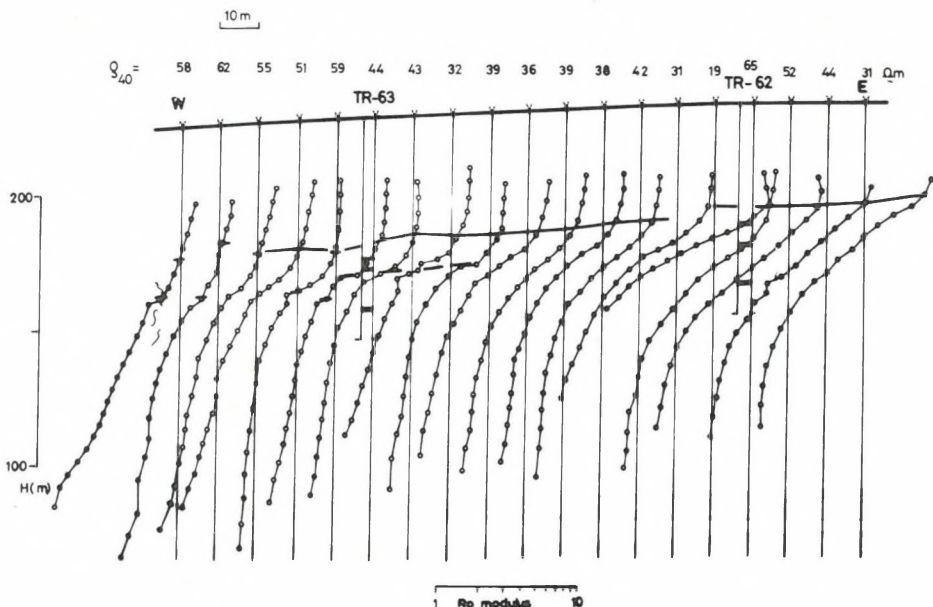


118. ábra. Egymástól különböző távolságra lévő jól vezető lemezek számított hatása transzformált elektromágneses szondázási görbéken [SOININEN-OKSAMA személyes közlés]

Fig. 118. Computed effect of conductive plates with different separation on transformed electromagnetic sounding curves (SOININEN and OKSAMA, personal communication)

Рис. 118. Расчетный эффект, оказываемый проводящими пластинками, находящимися на разных расстояниях друг от друга, на преобразованные кривые электромагнитных зондирований SOININEN и OKSAMA, личное сообщение)

A 120. ábrán látható transzformált görbék esetében a látszólagos ellenállás definiálásához a homogén feltér válasz görbéjét használták fel (SOININEN-OKSAMA, személyes közlés). A látszólagos ellenállás definíció részletes leírását AITTONIEMI et al. [1987] dolgozatában találhatjuk meg. Az anomális viselkedés közvetlen felismerését éppen az teszi lehetővé, hogy a transzformáció a homogén feltér felett mért szondázási görbéket kiegyenesíti. Ezen a definíción alapuló transzformációt alkalmazva az antracit összlet felett mért szondázásainknál – amint a 119. ábrán látható mélységsvény mutatja – azt tapasztalhatjuk, hogy az egyes rétegek hatását egybemosó, egyetlen anomália alakul ki, amely tehát nem teszi lehetővé a feltett kérdések megválaszolását.



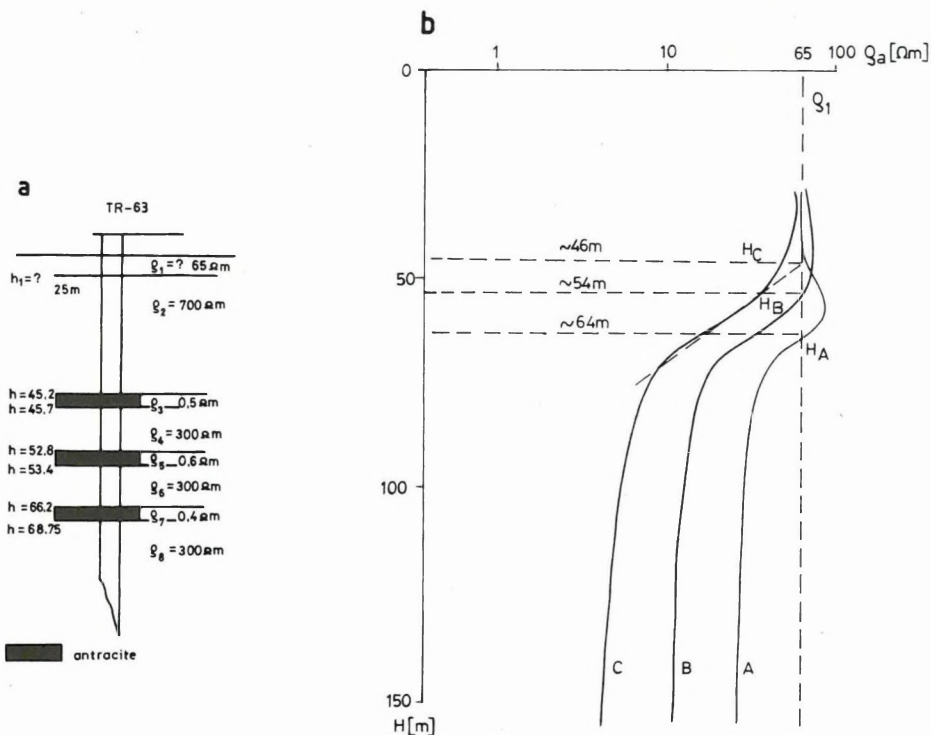
119. ábra. A homogén féltérgörbén alapuló látszólagos ellenállás definícióval kapott transzformált elektromágneses szondázási görbék

Fig. 119. Transformed electromagnetic sounding curves obtained using apparent resistivity definition based on homogeneous halfspace curve

Рис. 119. Преобразованные кривые электромагнитных зондирований, полученные при определении кажущихся сопротивлений на основе кривой однородного полупространства

A megoldáshoz a látszólagos ellenállás definíció általánosítása visz közelebb (120. ábra). A látszólagos ellenállás transzformációt úgy általánosítottuk, hogy a ρ_a látszólagos ellenállás definícióhoz eddig felhasznált homogén féltér görbét ($n=1$ réteges görbét) kicseréltük $(n-k)$ -réteges válaszgörbére, ahol $k=1, 2, \dots, n-1$, $k=n-1$ esetében az eredeti definíciót kapjuk.

Az így származtatott $\rho(n-k)^{(h)}$ görbéket reziduál görbéknek nevezhetjük, hiszen pl. egy n -réteges görbét n -réteges görbével transzformálva egyenest kapunk, $(n-1)$, $(n-2)$, ... réteges görbékkel transzformálva pedig a legelső, a legelső két, ... stb görbe hatását mutató reziduálokat kapjuk. Így pl. a 120/b ábrán a TR-62 fúrás (lásd 119. ábrán) 8-réteges geoelektromos modelljének (120/a ábra) megfelelő elméleti görbét 6-réteges (A-görbe), 4-réteges (B-görbe), ill. 2-réteges (C-görbe) válaszgörbe felhasználásával transzformáltuk. Ennek megfelelően az A-görbe csupán a legelső antracit réteg hatását, a B-görbe a legelső két antracit réteg hatását mutatja, a C-görbe viszont mindhárom antracit réteg hatását tartalmazza.



120. ábra. Reziduál görbék szerkesztése a TR-63 fúrásnak megfelelő geoelektromos modell válaszgörbéjének felhasználásával

- A fúrási rétegszornak megfelelő 8-réteges geoelektromos modell
- Elméleti reziduál görbék, amelyeket a legalsó réteg (A-görbe), a legalsó két réteg (B-görbe), ill. mindhárom réteg (C-görbe) elhagyásával kapott modell válaszgörbéjének felhasználásával szerkesztettünk

Fig. 120. Construction of residual curves using response curve of geoelectric model corresponding to borehole TR-63

- 8-layer geoelectric model corresponding to lithologic column
- Theoretical residual curves constructed using the model obtained leaving off lowermost layer (curve A) the lowermost two layers (curve B), and all three layers (curve C)

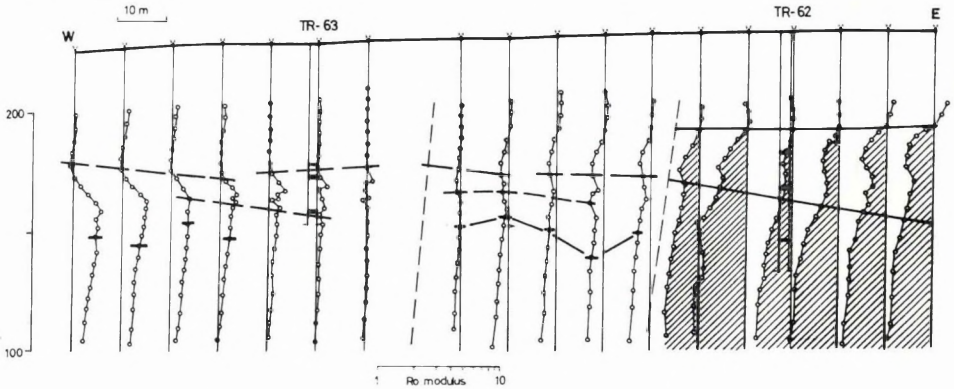
Рис. 120. Остаточные кривые, составленные с использованием резонансной кривой геоэлектрического разреза, соответствующего скважине TR-63

- Восьмислойный геоэлектрический разрез, соответствующий колонке по скважине
- Теоретические остаточные кривые, полученные с использованием резонансных кривых моделей без нижнего слоя (кривая А), без нижних двух слоев (кривая В) и без всех трех слоев (кривая С)

Megállapíthatjuk, hogy kisebb túllövésektől eltekintve az elméleti reziduál görbéken jelentkező anomáliák megjelenésének H_A , H_B , H_C kezdőmélységei igen jó összhangban vannak a megfelelő antracitrétegek valódi mélységeivel. A reziduál görbék látszólagos ellenállás viszonyai is kvaliatíve tükrözik a valódi ellenállás eloszlásokat, így a reziduál görbék segítségével következtetni lehet a valódi ellenállás viszonyokra.

Az eljárás alkalmazásának egyik kézenfekvő módját a következőképpen fogalmazhatjuk meg. Határozzuk meg a szelvény egyik pontjában – célszerűen az egyik fúrásnál – a legjobban illeszkedő n -réteges modellt. Amennyiben a ténylegeshez közelálló modellt sikerült meghatározni, az ennek megfelelő n -réteges válaszgörbét használva ρ_a definíciójához, a transzformált görbe közelítőleg egyenes lesz. Használjuk most a szelvény többi pontjainál is ugyanezt az n -réteges válaszgörbét a szondázási görbék transzformálására. Ha a modell a szelvény mentén változik, a modell eltéréseket a reziduális anomáliák a megszokott módon kvaliatíve jelzik, másrészt a $\rho_a(h)$ tartományban az anomáliák megjelenési mélységei a valóságos mélységviszonyoknak megfelelően alakulnak.

Példaként mutatjuk be a 121. ábrán látható reziduál szelvényt, amelyet a TR–63 fúrásnak megfelelő geoelektromos modell adatai alapján és illesztéssel meghatározott 9-réteges modell válaszgörbéjével állítottunk elő. Látható, hogy ez a válaszgörbe a TR–63 fúrás környékén valóban kiegyenesíti a szondázási görbéket. Ugyanakkor erős vezetőképeség többlet jelentkezik a TR–62 fúrásnál, amely a legfelső réteg elterjedésével hozható kapcsolatba.



121. ábra. A TR–63 fúrásnál mért szondázási görbét legjobban közelítő válaszgörbével képzett reziduál szelvény

Fig. 121. Residual section obtained using the response curve best fitting to the sounding curve measured at borehole TR–63

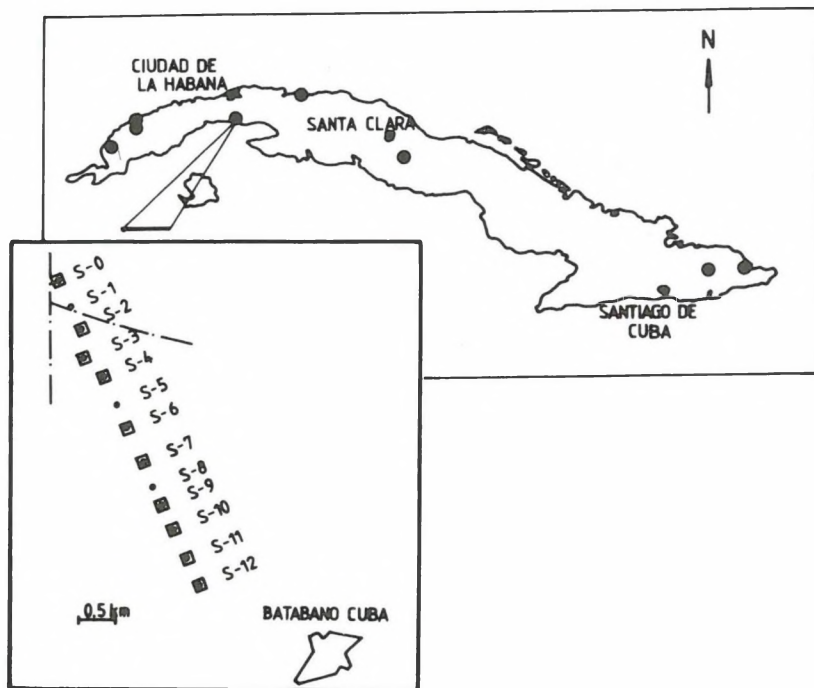
Puc. 121. Остаточный профиль, полученный с использованием резонансной кривой, наилучшим образом аппроксимирующей кривую зондирования, измеренную на скважине TR–63

Hivatkozás

AITTONIEMI K., RAJALA J. and SARVAS J. 1987: Interactive Inversion algorithm and apparent resistivity versus depth (ARD) lot in multifrequency Soundings. Acta Polytechnica Scandinavica Appl. Phys. Ser. No 157.

2.2.3 Tranziens szondázások direkt inverziójának alkalmazása egy vízkutatósi feladat megoldásában*

1988-ban Kubában, a Batabanoi-öböl partján (122. ábra) a főváros jövőbeni vízellátását biztosítani hivatott víztároló rétegek kutatására tranziens méréseket végeztünk. A feladat a sós- és édesvíz tartalmú rétegek szétválasztása, valamint a magas sótartalmú víz tenger felőli infiltrációjának kimutatása volt.



122. ábra. A Batabanoi-öböl partján végzett mérések helyszínrajza

Fig. 122. Location map of measurements performed on the shore of Batabano Bay

Рис. 122. План ситуации измерений, выполненных на берегу залива Батабано

A tároló főként karbonát tartalmú porózus kőzetekből — mészkő, dolomit — áll, de felépítésében homokkő is részt vesz. A pontos vízföldtani paraméterek nem ismertek. A permeábilis rétegeket negyedidőszaki korall mészkő takaró borítja. Ennek vastagsága 20–80 m, ellenállása 400–600 Ω m, ami VESz-mérésekből ismert. A fedő nagy ellenállása miatt a víztároló összetettségének kutatása egyenáramú módszerrel nem volt lehetséges. Tranziens elektromágneses szondázással

* Sörös L.

a feladat megoldhatónak tűnt, bár számolni kellett azzal, hogy a rétegfelépítés Q-típusú elektromos modellel közelíthető, ami viszonylag nehezen kezelhető.

A kutatást négyyszög alakú adókeretet használva, központi hurkos elrendezéssel (CIL) végeztük. Egy közel 5 km hosszú szelvény mentén 13 szondázási ponton, az EM-37 műszer adottságait kihasználva minden ponton 2,5 Hz-es (LOW) és 25 Hz-es (HIGH) frekvenciával is mértünk. A korai időtartományban jelentkező torzulásokat elkerülendő a 25 Hz-es méréshez 50×50 méteres, a kellően nagy behatolás eléréséhez pedig a 2,5 Hz-es frekvencián 175×175 méteres adókeretet használtunk. Az ily módon regisztrált lecsengési görbék a $89 \mu\text{s}$ -tól 70 ms-ig tartó időtartományt fedik le. A terepi mérések kivitelezése mindössze 3 napot vett igénybe.

A méréseket eredetileg két független módszerrel, töréspontos kiértékeléssel (TRH), valamint interaktív inverzióval értékeltük ki. 1989-ben egy új feldolgozási módszert dolgoztunk ki: a direkt inverzióknak nevezett transzformáció mélység-ellenállás eloszlási függvényt hoz létre, ami a rétegzett feltérben lévő ellenálláseloszlást hűen szemlélteti. A módszer jól alkalmazható a mérési eredmények színes, vagy fekete-fehér tónusos megjelenítésére, ami nemcsak látványos, hanem a felhasználó számára könnyebben értelmezhető képet is ad. Az új eljárás tesztelése a batabanoi mérések ismételt értelmezése volt. A kapott eredmények részben alátámasztották, részben pontosították a korábbi elképzeléseket.

Kiértékelés interaktív inverzióval

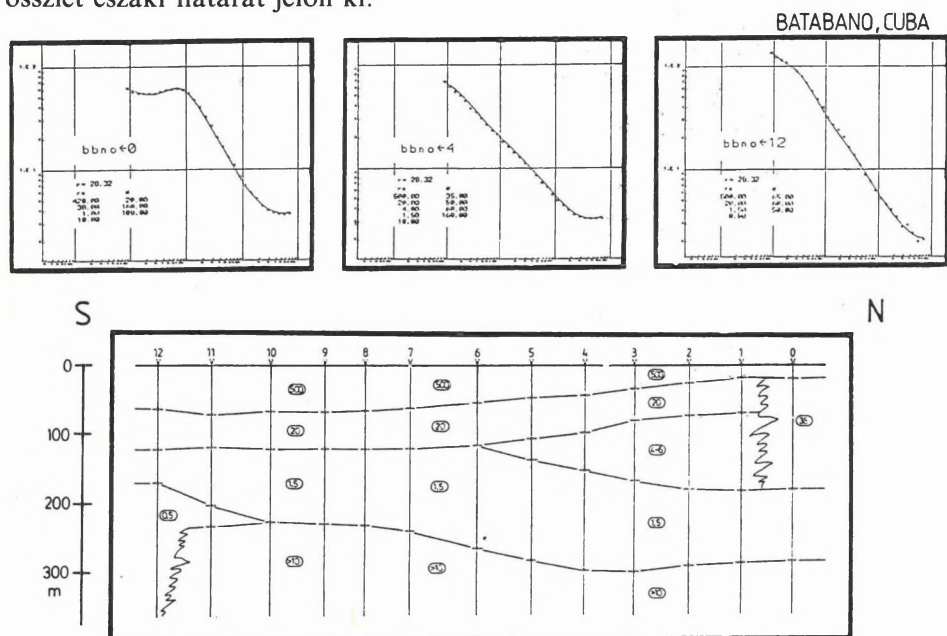
Az IBM AT-n futtatható program az elméleti görbék és a mért adatok illeszkedését a modell interaktív úton történő változásával éri el. A direkt feladat megoldása Fourier-transzformáció útján, Anderson féle szűrési technikával történik. A batabanoi mérések kiértékelésének eredményét a 125. ábra szemlélteti. Felül három jellegzetes szondázási görbe látható. Az illeszkedés a mért és számított értékek között kitűnő. Az egyedüli felhasznált a priori információ a felső réteg ellenállása volt. A rétegelő ellenállások becsült értékek. Kissé eltérő — ekvivalens — modellek természetesen elképzelhetők, de a rétegsor alapvető felépítésén ez lényegében nem változtat. A görbék viszonylag érzéketlenek az utolsó réteg ellenállására, de biztosan állítható, hogy a felette levő hőző képest megnövekedett értékkel kell számolni.

A 123. ábra alján látható a megszerkesztett szondázási szelvény. Az első réteg — a korall mészkő — ellenállása $500 \Omega \text{ m}$. A második, $20 \Omega \text{ m}$ ellenállású réteg 50–60 m vastagságban húzódik a szelvény teljes hosszában, és csak az utolsó pontnál szakad meg. Ha feltételezzük, hogy a kőzet ellenállását a pórusvíz ellenállása határozza meg, akkor ez a sáv valószínűleg az édesvizet tartalmazó rétegnak felel meg. Ez alatt 100–500 méter vastagságban $1,5 \Omega \text{ m}$ ellenállású réteg található, amely a tenger közvetlen közelében részben átadja helyét egy még kisebb ellenállású ($0,5 \Omega \text{ m}$), hirtelen vastagodó rétegnak. A vastagság és ellenállás változás egyaránt a rétegnak a tenger felől benyomuló sós vízzel való

telítődését jelzi. Alatta – 250–300 métertől lefelé – nagyobb ellenállású összlet mutatható ki. Ez az ellenállás növekedés feltehetően a kőzet permeabilitás csökkenésével magyarázható.

Az 1. és 5. szondázási pont között az optimális illeszkedés biztosítása érdekében a 2. és 3. réteg közé egy átmeneti ellenállású (4–6 Ωm) réteget kellett beszúrni. Jó okunk van feltételezni, hogy ezt az édesvíz és a sós víz közötti keveredés hozta létre, amelynek oka a 2-es pont közelében működtetett nagy hozamú vízkutak hatása. Nem nehéz elképzelni, hogy a 70–80 méteres mélységből kitermelt víz helyére az alsóbb rétegből sós víz nyomul be és így a fajsúlyuk alapján eredetileg elkülönülő víztömegek összekeverednek. A mérés fontos eredménye volt, hogy a figyelmet ráirányította erre a potenciális veszélyre.

Visszatérve a szelvény értelmezéséhez, a 0. számú pont alatt eltérő rétegződés látható. Egy vastag, 38 Ωm ellenállású réteget sikerült kimutatni, amely alatt a sós víz és a megnövekedett ellenállású zóna változatlanul megtalálható. Az ellenállás eloszlás alapján úgy tűnik, hogy az édesvíz és a kevert víz nem képes behatolni ebbe a rétegbe. Ez esetben a 0. és 1. pont közti változás a víztároló összlet északi határát jelöli ki.



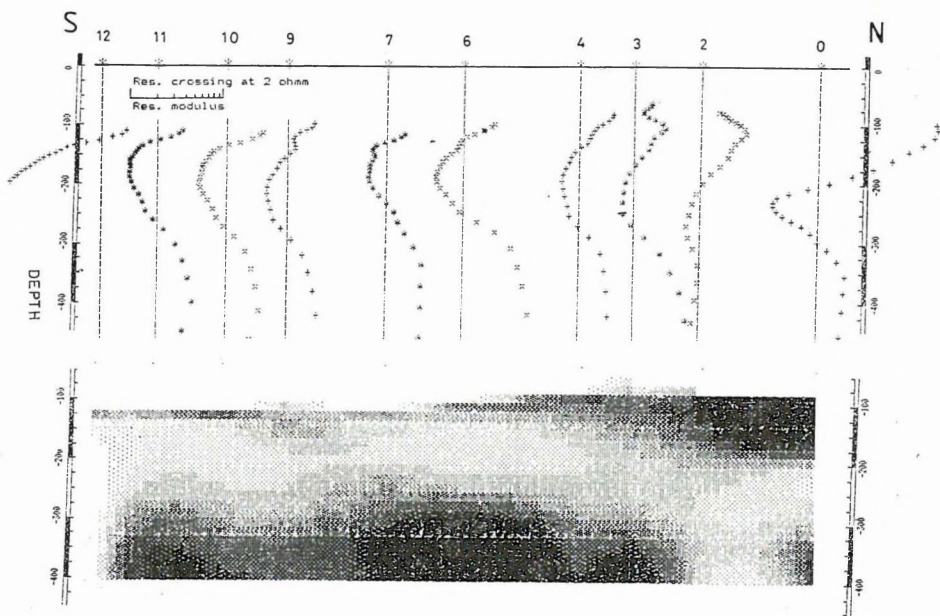
123. ábra. Az interaktív illesztéses kiértékelés eredménye. Felül három jellegzetes görbe, alul a teljes szelvény látható

Fig. 123. Result of interpretation by interactive curve fitting. At top, three characteristic curves; at bottom, the complete section can be seen

Рис. 123. Результаты интерпретации способом интерактивного подбора кривых. Наверху — три характерные кривые, внизу — полный разрез

A 124. ábrán felül a direkt inverzió transzformált görbéi láthatók. Az ellenállás tengelymetszeti értéke minden görbénél $2 \Omega\text{m}$. A direkt inverziós eljárás szinte teljesen eltünteti a fedőréteg árnyékoló hatását. A 12. pont görbéje arra utal, hogy az ellenállás nagyobb mélységben is igen kicsi. Ez a kis érték a tengerhez legközelebbi pont esetében indokoltan is tűnik. A többi görbén a 150–200 méteres mélységben jól követhető, $1,5 \Omega\text{m}$ -es minimum zóna pontosan egybe esik az előbb leírt sósvíz tartalmú réteggel. A görbék alján látható ellenállásnövekedés az aljzat hatása.

A görbék kb. 100 m mélységben kezdődnek, ezért nem várható, hogy 100 m-nél sekélyebb rétegek valódi ellenállását megkapjuk. A kezdeti meredeken csökkenő szakasz mindenestre jelzi a felszínközeli rétegek nagyobb ellenállását.



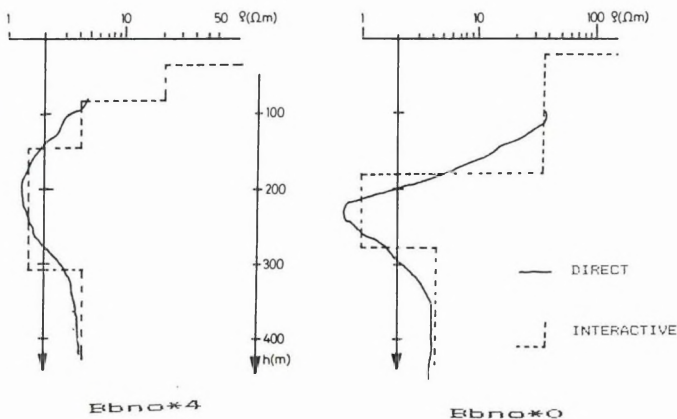
124. ábra. A direkt inverziós kiértékelés eredménye. Felül a transzformált ellenállás–mélység görbék, alul a szelvény tónusképes megjelenítése látható. A sötétebb területek nagyobb ellenállást jeleznek

Fig. 124. Result of interpretation by direct inversion. At top, the transformed resistivity vs. depth curves; at bottom, the gray-scale image of the section can be seen. Darker areas indicate higher resistivity

Рис. 124. Результаты интерпретации способом инверсии. Вверху — преобразованные кривые сопротивление–глубина, внизу — визуализация разреза в виде тоновой картины. Более темными участками отмечаются более высокие сопротивления

Az ábra alján lévő tónuskép érzékletesen mutatja a különböző ellenállású rétegek szelvénybeli elhelyezkedését. Az egyezés a két eltérő módszer eredményeiben elfogadható (lásd ék alakú, kevert zóna alsó határát). A víztárolót \bar{E} -ről határoló impermeabilis összlet erőteljes sötét foltként jelentkezik, egyezésben az előzőekkel. A hasonlóságok hangsúlyozására mutatjuk be a 125. ábrát. Az interaktív és a direkt inverzió eredményeit együttesen tüntettük fel két erősen eltérő szondázási görbén.

Az eredmények alapján állíthatjuk, hogy a kidolgozott eljárás rétegzett modell esetén igen jól alkalmazható az ellenállás eloszlási viszonyok szemléltetésére. A transzformált ellenállás értékek a hagyományos látszólagos fajlagos ellenálláshoz képest érzékenyebben reagálnak a változásokra. Sok esetben a valódi ellenállás értékhez közeleink adódnak, ezáltal jó kezdőértéket szolgáltatnak pontosabb inverziós eljárásokhoz (pl. Marquardt inverzió).



125. ábra. Az illesztéses kiértékelés és a direkt inverzió eredményének összehasonlítása két szondázási görbén

Fig. 125. Comparison of results obtained with interpretation by curve fitting and direct inversion for two sounding curves

Рис. 125. Сопоставление результатов интерпретации с подбором кривых и с прямой инверсией на двух кривых зондирования

2.2.4 Légi-geofizikai mérések alkalmazása a bauxitkutatásban*

A légi-geofizikai mérések az 1950-es évek elejétől kerültek alkalmazásra, kezdetben az érc és a hasadóanyag kutatásban, valamint nagyobb területek regionális felmérésében volt fontos szerepük. Ilyen célt szolgált az a légi mérés-sorozat is, amelyre 1965–68-ban került sor hazánkban szovjet közreműködéssel. Ez volt Magyarországon az első légi-geofizikai mérés. Célja nagy területek radiometriai és földmágneses képeről gyors, áttekintő információ szerzés volt.

A műszerek érzékenységének és pontosságának, valamint a mért paraméterek számának a növekedésével a légi mérések a földtani térképezésnek és a nem-érces nyersanyagkutatásnak is hasznos eszközzé váltak. Az 1977. évi, csehszlovák közreműködéssel lezajlott légi mérés már nem-érces nyersanyag, az alginit kutatására irányult.

A bauxitbányászat mai helyzete szükségessé teszi a felszínközeli bauxitok nagy területen való intenzív megkutatásának előkészítését. Ezért gondolt az iparág és az ELGI vezetése arra, hogy a felszíni geofizikai mérések első fázisát légi felvételezéssel helyettesítsék. Az első bauxitkutatási célú légi mérések 1986-ban zajlottak le, a Bolgár Specializált Légi-geofizikai Vállalat kivitelezésében (126. ábra). Az ország több területén végeztek méréseket, ezek közül kimondottan bauxitkutatási célúak a Pápvár és a Halimba környéki mérések voltak. A bolgár légigeofizikai rendszer egy MI-8 helikopterbe szerelt MADACS típusú γ -spektrométert és egy protonprecessziós magnetométert (MAP-5) tartalmaz, a navigáció vizuálisan történt, a helyszínrajzot videofilm alapján készítették.

1987-ben osztrák–magyar tudományos együttműködés keretében sikerült a légi elektromágneses módszert is tesztelni a hazai bauxit modellek egy részén felett. A Magyar Néphadsereg MI-8 helikopterébe egy DIGHEM-II típusú elektromágneses berendezést építettek be; a navigáció vizuálisan történt, a helyszínrajzot filmfelvételek alapján készítették.

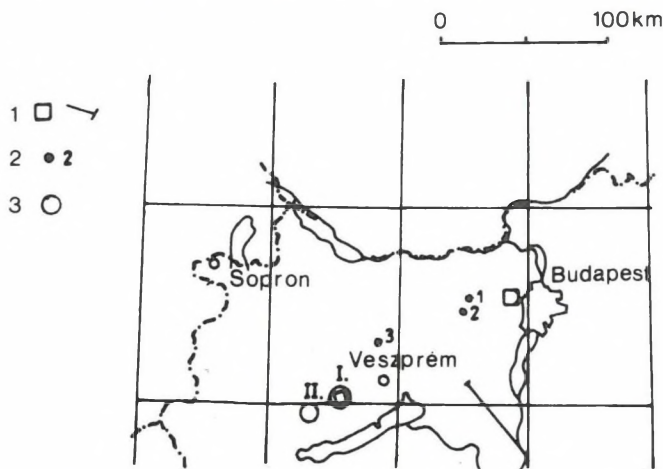
Az 1986–87-es kísérleti mérések tanulsága volt, hogy a bauxitkutatási feladatok megoldására olyan komplett légi-geofizikai mérőállomás kialakítására van szükség, amellyel minél több geofizikai paraméter egyidejűleg meghatározható. Az iparilag még értékes, bár kis horizontális kiterjedésű bauxitlencsék megbízható kimutatásához korszerű navigációs rendszer alkalmazása is szükséges. A korszerű rádió navigációs berendezéssel (MICROFIX) kiegészített, az Osztrák Szövetségi Földhivatal tulajdonában lévő komplex légi-geofizikai mérőállomás (127. ábra), amellyel az 1989. évi méréseket végeztük, már kielégítette a fenti követelményeket. Az 1989-es légi mérésekről az 1.2.3.1 fejezetben számolunk be.

A légi mérések a hagyományos (nem szeizmikus) felszíni mérésekhez képest igen nagy mennyiségű adatot szolgáltatnak; az adatok száma egy néhányszor 10 km²-nyi területen elérheti a tízmilliót is. Ezért a légimérések értelmezéséhez megfelelő feldolgozó és értelmező programok szükségesek. Bár az alapfeldolgozást a kivitelező cég végzi, már eddig is számos, speciális igényeket kielégítő megjelenítő programot készítettünk (128. ábra). Jelenleg pedig folyik egy légi-

* Balog Gy., Csathó B., György T., Schönviszky L., Prácer E., Szilasi Gy., Tóth Cs.

geofizikai adatokat tartalmazó adatbázis adatbázis kezelő programjának és a hozzákapcsolódó feldolgozó és megjelenítő programnak a fejlesztése.

Az alábbiakban a légi mérések során használt geofizikai mérési módszereket mutatjuk be részletesen. Az 1986–87. évi kísérleti mérésekből választott példákkal szemléltetjük az egyes módszerek alkalmazását a bauxitkutatásban.



126. ábra. Az 1986–89. évi légi-geofizikai mérések helyszínrajza

1 — 1986. évi bolgár mérés (radiometrikus, mágneses); 2 — 1987. évi osztrák mérés (elektromágneses); (1) — Somlyóvár, (2) — Szár, (3) — Gézháza; 3 — 1989. évi osztrák mérések (elektromágneses, radiometrikus, mágneses): (I) — Halimba-DK, (II) — Nyírad-DNY

Fig. 126. Location map of airborne geophysical surveys of 1986–1989

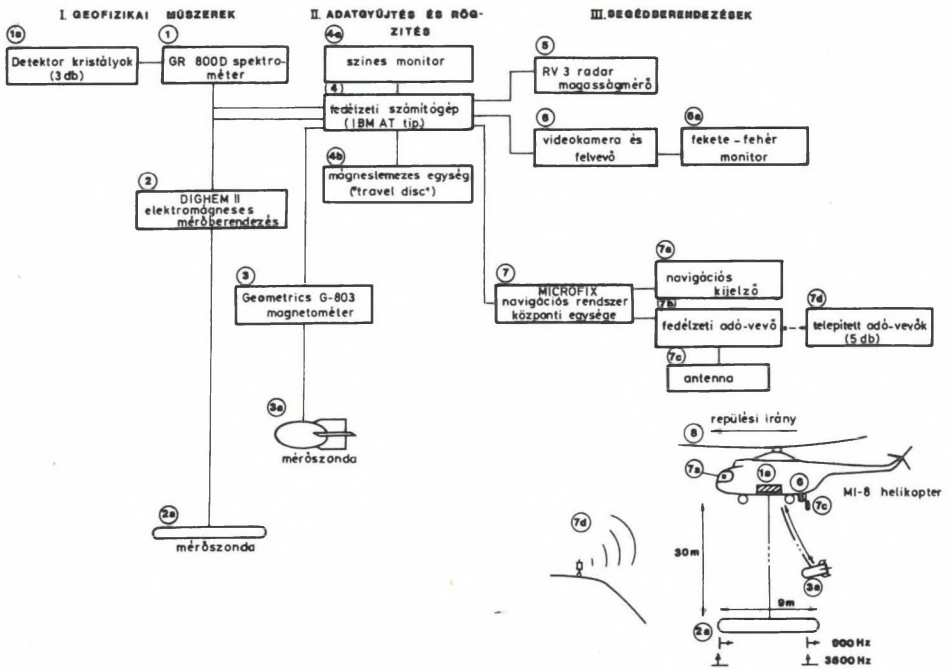
1—Bulgarian measurements in 1986 (radiometric, magnetic); 2—Austrian measurements in 1987 (electromagnetic); (1)—Somlyóvár, (2)—Szár, (3)—Gézháza; 3—Austrian measurements in 1989 (electromagnetic, radiometric, magnetic): (I) — Halimba-SE, (II) — Nyírad-SW

Рис. 126. Карта аэрогеофизических измерений 1986–89 гг.

1 — измерения (радиометрические и магнитные), выполненные болгарской партией в 1986 г.; 2 — измерения (электромагнитные), выполненные австрийской партией в 1987 г.: (1) — Шомйóвар, (2) — Сár, (3) — Гeзaxазa; 3 — измерения (электромагнитные, радиометрические и магнитные), выполненные австрийской партией в 1989 г.; (I) Халимба-ЮВ, (II) — Ньирад-ЮЗ

Légi γ -spektrometria

A légi radiometrikus műszerek a természetes radioaktív sugárzást mérik. A totális sugárzás mellett rendszerint három energia ablakba eső sugárzás kerül rögzítésre, ezek: urán (^{238}U), thórium (^{208}Th), kálium (^{40}K). A feldolgozás során a mért háttérsugárzást és az ismert kalibrációs konstansokat figyelembe véve az egyes elemek térfogatszázalékát határozzák meg, valamint különböző hányadosokat (U/Th, U/K, Th/K) is számolnak. A bauxitkutatás számára a thórium és a kálium mennyisége a legfontosabb. Tapasztalat, hogy felszínközeli bauxitlencse felett a thórium tartalom megemelkedik, a kálium pedig lecsökken (129. ábra).



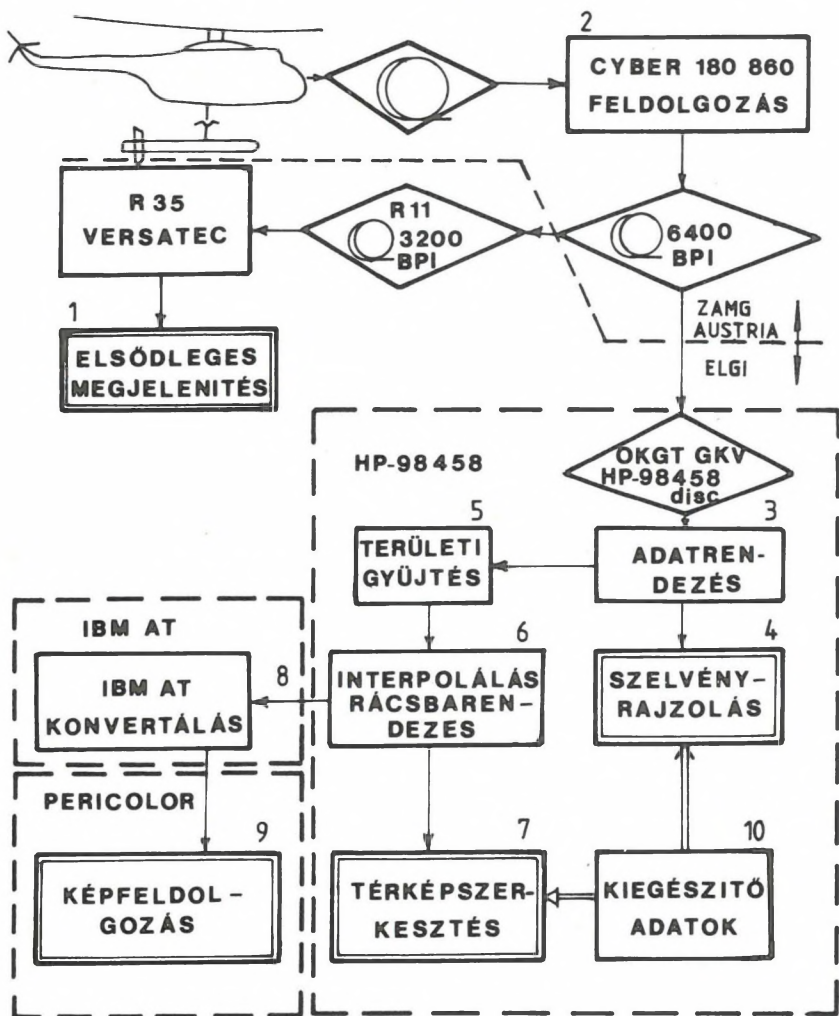
127. ábra. Légi-geofizikai mérőrendszer felépítése (Geologische Bundesanstalt, Ausztria)

Fig. 127. Layout of airborne geophysical data acquisition system (Geologische Bundesanstalt, Austria)

I— Geophysical equipment: 1—GR 800 D spectrometer, 1a—detector crystals (3 pieces), 2—DIGHEM II-type EM recording system, 2a—EM sonde, 3—Geometrics G—803 magnetometer, 3a—magnetic sonde; II. Data acquisition and storage: 4—on-board IBM AT-type computer, 4a—colour monitor, 4b—disc unit; III. Auxiliary equipment: 5—RV 3 radar altimeter, 6—video camera and recorder, 6a—black and white monitor, 7—CPU of MICROFIX navigation system, 7a—navigation display, 7b—on-board transmitter—receiver, 7c—antenna, 7d—ground located transmitters—receivers (5 pieces); 8—flight direction

Рис. 127. Схема аэрогеофизической системы (Геологический Институт, Австрия)

I. Геофизическая аппаратура; 1 — спектрометр типа GR—800 D; 1a — кристалл-детекторы (3 шт.); 2 — бортовой блок электромагнитной аппаратуры типа DIGHEM II; 2a — зонд; 3 — магнитометр типа G—803; 3a — зонд; II. Сбор и запись данных; 4 — бортовой компьютер типа IBM AT; 4a — монитор цветного отображения; 4b — дисковое устройство (“travel disc”); III. Дополнительные устройства; 5 — радар для измерения высоты; 6 — устройство для видеозаписи; 6a — монитор черно-белого отображения; 7 — узловой блок навигационной системы типа MICROFIX; 7a — дисплей для показа линии полета; 7b — бортовой блок датчика-приемника навигационной системы; 7c — антенна блок датчика-приемника навигационной системы; 7d — наземные датчики-приемники навигационной системы; 8 — направление движения



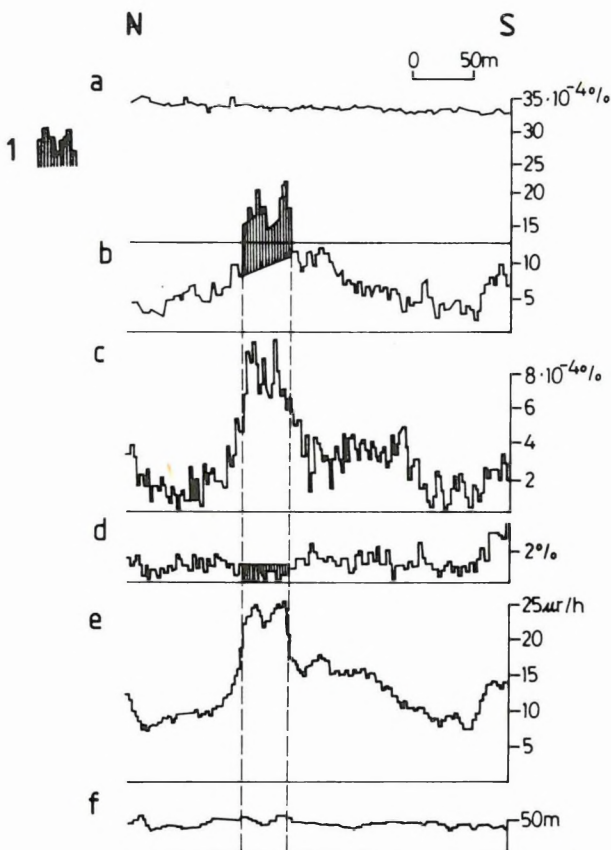
128. ábra. Az 1987. évi légi elektromágneses mérések feldolgozási menete

Fig. 128. Processing scheme of the 1987 airborne electromagnetic measurements

1—preliminary display; 2—data processing by CYBER 180 860; 3—data sorting; 4—plotting of profiles; 5—areal data gather; 6—interpolation, creation of regular grid; 7—map construction; 8—conversion to IBM AT; 9—image processing; 10—additional data

Рис. 128. Схема обработки результатов воздушных электромагнитных измерений 1987. г.

1 — Представление первичных данных; 2 — обработка на ЭВМ типа CYBER 180 860; 3 — сортировка данных; 4 — построение графиков; 5 — сбор данных по участкам; 6 — интерполяция точек сети; 7 — построение карт; 8 — перевод данных с ЭВМ HP 9845 В в IBM AT; 9 — обработка картины; 10 — ввод дополнительных данных



129. ábra. Légitágtatás és radiometrikus szelvények bauxitlencse felett (1986. évi bolgár mérés, Halimba)

1 — bauxitlencséhez kapcsolódó anomália; a — totális mágneses tér; b — thórium koncentráció; c — urán koncentráció; d — kálium koncentráció; e — teljes beütés szám; f — repülési magasság

Fig. 129. Aeromagnetic and radiometric profiles over a bauxite lens (Bulgarian measurements in 1986, Halimba)

1—anomaly associated with bauxite lens; a—total magnetic field; b—thorium concentration; c—uranium concentration; d—potassium concentration; e—total count; f—flight altitude

Рис. 129. Аэромагнитные и радиометрические профили над бокситовой линзой (измерения, выполненные болгарской партией в 1986 г., Халимба)

1 — аномалия, связанная с линзой бокситов; а — полное магнитное поле; б — содержания тория; с — содержания урана; д — содержания калия; е — общее количество импульсов; ф — высота полета

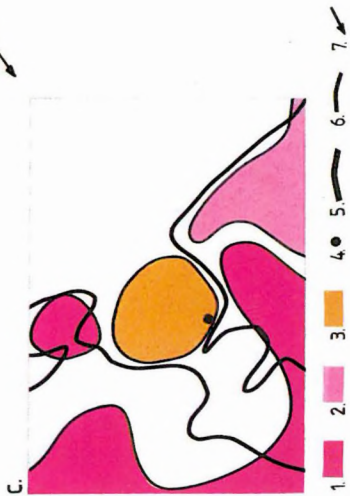
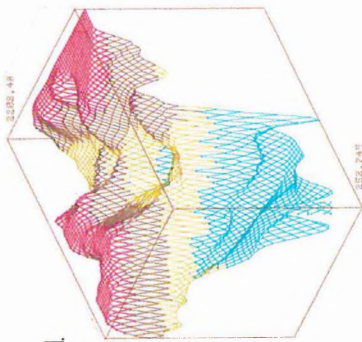
A légi elektromágneses módszereknek igen sok különböző fajtája van. A passzív módszerek valamely méréstől függetlenül létező elektromágneses teret használnak fel (pl. légi VLF). Az aktív módszerek alkalmazásakor elektromágneses teret gerjesztenek egy speciális adóval, amely a repülő járművön vagy a felszínen van elhelyezve. Az előzetes irodalmi és elméleti vizsgálatok alapján a sekély bauxitkutatósi feladatok megoldására az aktív gerjesztésű, dipól–dipól elrendezésű (SLINGRAM rendszerű), helikopteres, vontatott gondolás, több frekvenciás berendezés alkalmazása tűnt célszerűnek. Ilyen a kanadai DIGHEM cég berendezése, amely mellett döntöttünk.

Ebben a megoldásban a helikopterből 30 méteres kábelen függő szondában két induktív tekercspár található. A szondában egy 3600 Hz-en sugárzó vízszintes síkú és egy 900 Hz-en sugárzó függőleges síkú adótekercs van. Mindkét tekercspár ún. „maximális csatolású”, tehát a vevő tekercsek elhelyezése olyan, hogy síkjuk az ottani mágneses térerősségre merőleges, azaz az adó és a vevőtekercsek közötti kölcsönös indukciós együttható maximális. A berendezés a talajban indukált áramokból származó, „szekunder” mágneses térerősségnek az adóból közvetlenül származó „primer” mágneses térerősségre normált valós és képzetes komponensét méri mindkét frekvencián.

A feldolgozás első lépése — ugyanúgy, mint az elektromágneses méréseknél általában — a látszólagos fajlagos ellenállás meghatározása, azaz annak a homogén féltérnek fajlagos ellenállását és a szondától való távolságát kell számítani, amely az adott frekvenciájú gerjesztés és szondageometria esetén a mérttel egyező mágneses teret eredményez (FRASER 1978). Elkészült az a program, amely IBM-AT számítógépen tetszőleges rétegzett modell esetén lehetővé teszi az így definiált látszólagos fajlagos ellenállás számítását. A különböző modellekhez számított látszólagos fajlagos ellenállás értékek elemzése megkönnyíti a mért szelvények értelmezését.

A bauxitkutatásban a légi méréseket olyan földtani modellekre alkalmazzuk, ahol a nagy fajlagos ellenállású medencealjzat mélysége néhány méter és 60–80 méter között változik. Már a terepi mérések értelmezése során sejtettük, hogy a sekély területrészekben a homogén féltér modell alapján történő fajlagos ellenállás számítás sok esetben félrevezető eredményt adhat, és a repülési magasságtól való függése is nehézséget okozhat. Ellenőrzésképpen a terepi légi méréseket rétegzett modellek feletti mágneses tér számításával helyettesítettük, és ezek értékéből kiindulva végeztük el a látszólagos fajlagos ellenállás transzformációt.

A látszólagos paraméterek (fajlagos ellenállás illetve vezetőképesség) számításához olyan egyszerű modellt kellett találni, amely amellet, hogy jól közelíti az említett földtani felépítést, a repülési magasság növelésére is kevésbé érzékeny. Mivel a fedő vékony és kis fajlagos ellenállású, ezért vékony, jól vezető sikkal helyettesíthető (KAUFMAN–KELLER 1983). Ezen modell alkalmazása esetén a vezető síkot egy paraméter, az összegzett, hosszanti fajlagos vezetőképesség (S) jellemzi. A függőleges mágneses dipól terének függőleges mágneses komponensét a következő képlet írja le:



130. ábra. Földi VLF térképezés és légi elektromágneses mérés összehasonlítása (1987. évi osztrák mérés, Gézaháza)

- a) VLF látszólagos fajlagos ellenállás térkép
- b) Légi EM mérés, látszólagos fajlagos ellenállás térkép ($f = 3600$ Hz)
- c) Földtani térkép a fúrás által igazolt lencsével
- d) Légi EM mérésből nyert látszólagos fajlagos ellenállás axonometrikus ábrázolása

1 — felsőtriász dachsteini mészkő kibúvásiban; 2 — felsőtriász dolomit és mészkő váltakozása kibúvásiban; 3 — agyagos bauxit, bauxitos anyag; 4 — fúrás; 5 — légi EM mérés 1700 Ω m-es izovonala; 6 — látszólagos fajlagos ellenállás izovonala; 7 — axonometrikus nézet iránya

Fig. 130. Comparison of ground VLF and aero-electromagnetic maps (Austrian measurements in 1987, Gézaháza)

- a) Apparent VLF resistivity map
- b) Airborne EM measurement, apparent resistivity map ($f = 3600$ Hz)
- c) Geologic map with bauxite lens proved by drilling
- d) Axonometric view of apparent resistivity obtained from airborne EM measurement

1—Upper Triassic Dachstein limestone outcrop; 2—alternating Upper Triassic dolomite and limestone outcrop; 3—clayey bauxite, bauxitic clay; 4—drillhole; 5—1700 Ω m isoline of airborne EM measurement; 6— isoline of apparent resistivity; 7—direction of axonometric view

Рис. 130. Сопоставление результатов наземной съемки методом VLF и воздушной электромагнитной съемки (выполненной австрийской партией в 1987, Гезахаза)

- a) Карта кажущихся удельных сопротивлений по ВЛФ
- b) Карта кажущихся удельных сопротивлений по данным воздушной электромагнитной съемки
- c) Геологическая карта с линзой, подтвержденной бурением
- d) Аксонометрическое изображение распределения кажущихся удельных сопротивлений по данным воздушной электромагнитной съемки

1 — верхний триас, Дахштейнский известняк в выходах; 2 — верхний триас, чередование известняков и доломитов в выходах; 3 — глинистые бокситы, бокситовые глины; 4 — буровая скважина; 5 — изолиния 1700 ом по данным воздушной электромагнитной съемки; 6 — изолиния кажущихся удельных сопротивлений; 7 — направление аксонометрического вида

$$H_z = \frac{M}{4\pi} \left\{ \int_0^\infty J_0(\lambda r) \lambda^2 e^{-2\lambda h} R_0(\lambda, S) d\lambda - \frac{1}{r^3} \right\}$$

ahol: M = a dipólmomentum,

$R_0(\lambda, S)$ = a lemez vezetőképességétől (S) függő magfüggvény,

J_0 = elsőfajú, nulladrendű Bessel függvény,

r = adó- és vevőtekercs távolsága,

h = az adó- és vevőtekercs vezető síktól vett távolsága.

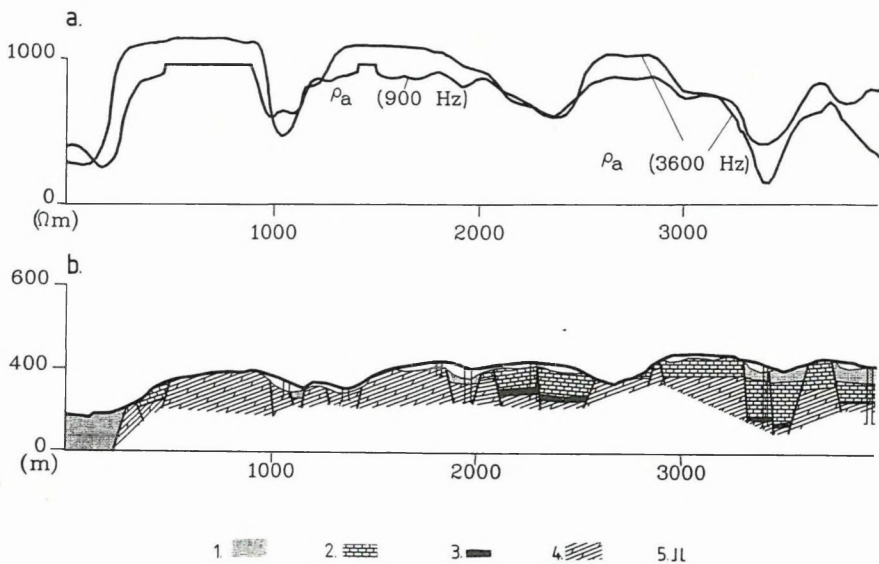
E képlet a rétegzett modell esetén érvényes képlettől (KARDEVÁN-PRÁCSER 1984) csak az R_0 magfüggvény meghatározásában különbözik. A módszer használhatóságát úgy vizsgáltuk, hogy a terepi méréseket számításokkal helyettesítettük, és feldolgozásukat a homogén féltér helyett vékony réteges közelítést alkalmazva végeztük el. Eddigi tapasztalataink alapján a vékony réteges kiértékelés kis fedő vastagság esetén előnyös, hiszen a nyert látszólagos vezetőképesség érték a repülési magasságtól csak csekély mértékben függ, és értéke a fedő valódi vezetőképességét jól közelíti. Ennek a kiértékelési eljárásnak rutinszerű alkalmazása a későbbiekben várható.

Az 1987. évi kísérleti elektromágneses mérések eredményei

A látszólagos fajlagos ellenállás térképek értelmezése a VLF térképezéshez hasonló, tehát a nagy fajlagos ellenállású területeken a medencealjzat felszínközben van, a kis fajlagos ellenállás értékek pedig aljzatbemélyedést jeleznek.

A 130. ábrán a földi VLF mérések és a légi elektromágneses mérések eredményét hasonlítjuk össze. A VLF térképekhez hasonlóan, az előbb ismertetett törvényszerűségeknek megfelelően a légi EM térkép is ellenállás maximummal jelzi azt a területet, ahol a nagy fajlagos ellenállású medencealjzat a felszín közelében van, és relatív minimummal az aljzatbemélyedéseket. A fajlagos ellenállás értékek viszont jelentősen meghaladják a bemélyedés felett a VLF méréshez tartozókat, valamint az anomália alakja is elmosódottabb. Ennek oka a gerjesztés eltérő jellege és az észlelés eltérő magassága.

A 131. ábrán a gézaházi terület egy jellemző szelvénye látható. A légi EM mérés fajlagos ellenállás szelvényei alapján nemcsak az aljzat kibúvásos területeket lehet kijelölni, hanem a fedőképződmények minőségére is lehet következtetni – esetünkben az igen kis látszólagos fajlagos ellenállás pl. oligocén korú képződményekre utal. A két különböző frekvencia alkalmazásával különböző mélységből remélünk információt. Szelvényünkön például az oligocén képződmények hatására a mért látszólagos fajlagos ellenállás a kisebb behatolású ($f = 3600$ Hz) mérésnél csökken le jobban. Természetesen az alkalmazott fajlagos ellenállás transzformáció 1-D modellen alapul, így a bemélyedések feletti ellenállás minimumokat ennek figyelembevételével kell értelmezni. Így a szelvény közepén levő, kis horizontális kiterjedésű bemélyedés felett annak ellenére sem alakul ki határozott minimum, hogy a fedő felépítésében oligocén képződmények is részt vesznek. A szelvényen határozott minimummal jelentkeznek viszont az árok jellegű, 2-D szerkezetek.



131. ábra. Jellemző légi EM szelvény a földtani értelmezéssel
(1987. évi osztrák mérés, Gézaháza)
a) Légi EM mérés látszólagos fajlagos ellenállás szelvényei
b) Földtani értelmezés

1 — oligocén homok, agyag; 2 — eocén mészkő; 3 — bauxitos összlet; 4 — felsőtriász dachsteini mészkő és fődolomit; 5 — fúrás

Fig. 131. Typical airborne EM profile with geologic interpretation (Austrian survey of 1987, Gézaháza)

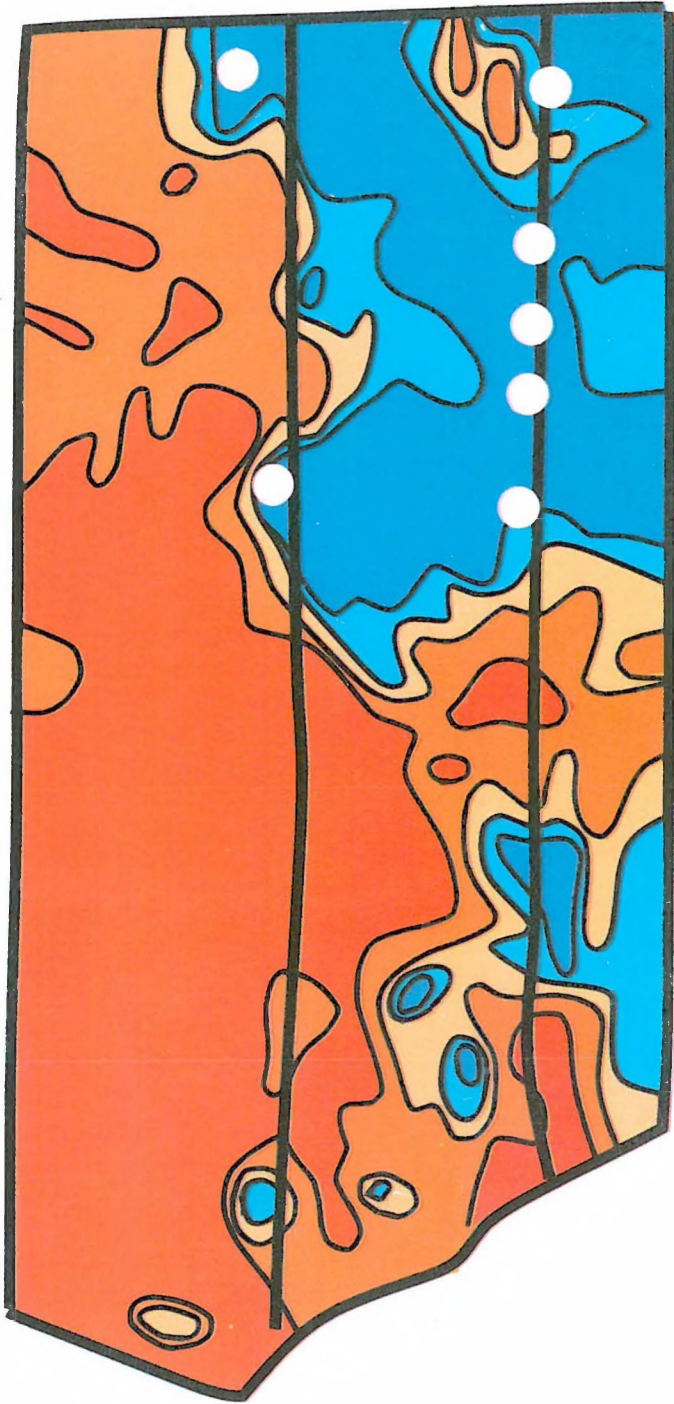
a) Apparent resistivity profile of airborne EM measurement
b) Geologic interpretation

1—Oligocene sand, clay; 2—Eocene limestone; 3—bauxitic formations; 4—Upper Triassic Dachstein limestone and Hauptdolomite; 5—drilling

Рис. 131. Характерный разрез воздушной электромагнитной съемки (выполненной австрийской партией в 1987, Газахаз) с геологической интерпретацией

a) Профили кажущихся удельных сопротивлений по данным воздушной электромагнитной съемки;
b) Геологическая интерпретация

1 — олигоцен, пески и глины, 2 — эоцен, известняки; 3 — бокситоносная толща; 4 — верхний триас, Дахштейнский известняк и Главный доломит; 5 — буровая скважина

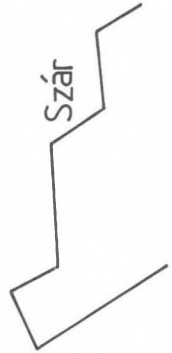


1 Km

1. —

2. //

3. ○



132. ábra. Légi EM mérésből ($f=3600$ Hz) nyert látszólagos fajlagos ellenállás térkép (1987. évi osztrák mérés, Szár)

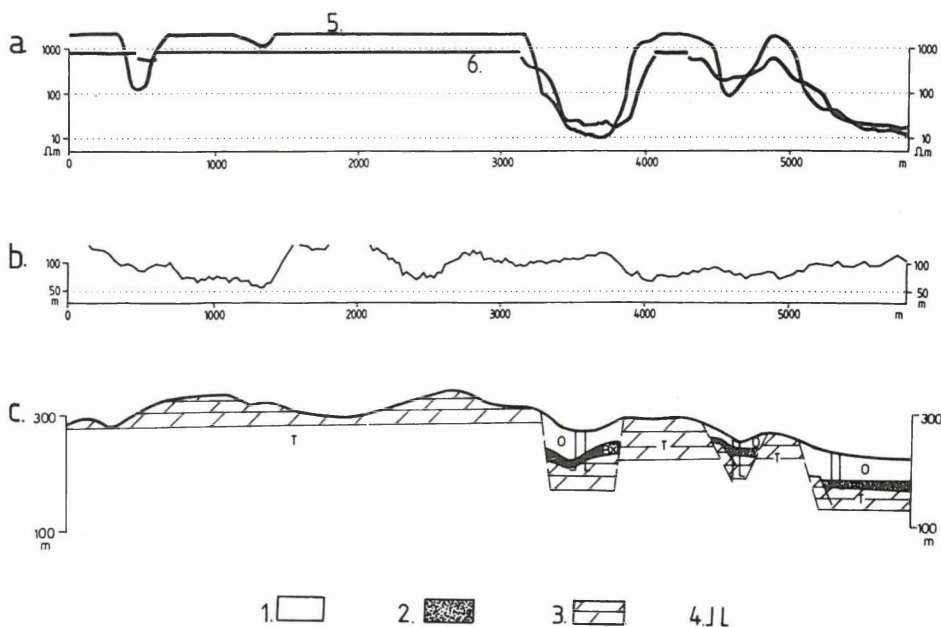
1 — repülési nyomvonal; 2 — bauxitlencse kontúrja; 3 — mélyfúrás

Fig. 132. Apparent resistivity map ($f=3600$ Hz) of the 1987 Austrian airborne EM survey (Szár)

1—flight path; 2—outline of bauxite lens; 3—borehole

Рис. 132. Карта кажущихся удельных сопротивлений по данным воздушной электромагнитной съемки (выполненной австрийской партией в 1987, Сар, при $f=3600$ Гц)

1 — траектория полета; 2 — бокситоносная толща; 3 — скважина



133. ábra. Jellemző légi EM szelvény az értelmezéssel (1987. évi osztrák mérés, Szár)

- Légi EM mérés látszólagos fajlagos ellenállás szelvénye
- Repülési magasság
- Földtani értelmezés

1—oligocén agyag; 2—bauxitos összlet; 3—felsőtriász fődolomit; 4—fúrás; 5— ρ_a ($f=3600$ Hz); 6— ρ_a ($f=900$ Hz)

Fig. 133. Typical airborne EM profile with interpretation (Austrian survey of 1987, Szár)

- Apparent resistivity profile of airborne EM measurement
- Flight altitude
- Geologic interpretation

1—Oligocene clay; 2—bauxitic formation; 3—Upper Triassic Hauptdolomite; 4—borehole; 5— ρ_a ($f=3600$ Hz); 6— ρ_a ($f=900$ Hz)

Рис. 133. Характерный профиль воздушной электромагнитной съемки (выполненной австрийской партией в 1987, Сар) с геологической интерпретацией

- Профиль кажущегося удельного сопротивления воздушных ЭМ измерений
- Высота полёта
- Геологическая интерпретация

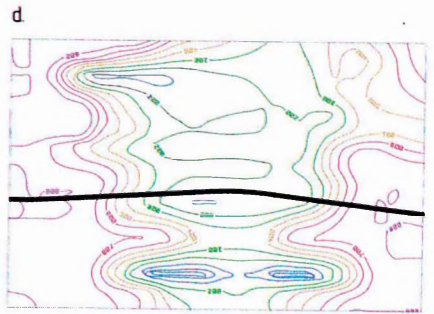
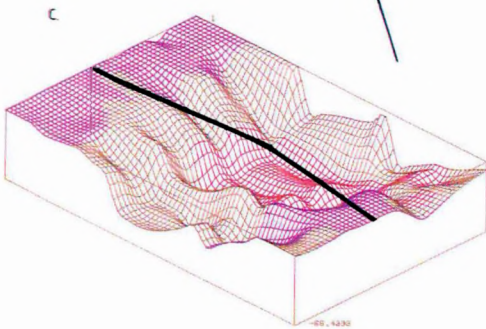
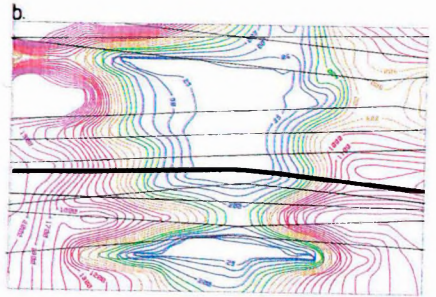
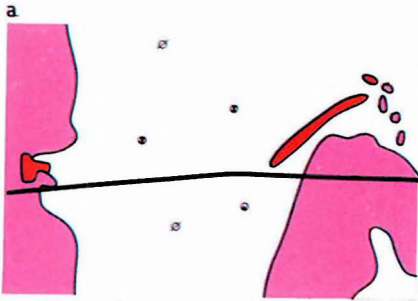
1 — олигоцен, глины; 2 — бокситоносная толща; 3 — верхний триас, Главный доломит; 4 — скважина; 5 — ρ_a ($f=3600$ гц); 6 — ρ_a ($f=900$ гц)

A Szár falu közelében végzett kísérleti mérések területén több olyan kis ellenállású területrészt tudunk kimutatni (132. ábra), amelyek bauxitra perspektívikusnak bizonyultak. Sikerült szoros összefüggést találni a légi elektromágneses paraméterek és a fúrásokban illetve kibúvásokon lévő aljzatmélység adatok között nemlineáris polinomok regressziója révén. A légi EM mérések és a regressziós mélységszámítás alapján bemélyedéseket jelöltünk ki (133. ábra). Az ezekben lemélyített fúrások ipari bauxitot harántoltak.

A somlyóvári kutatás fő fázisai a 134. ábrán láthatók. A kutatás kezdetekor ismert volt a földtani térkép és néhány korábbi fúrás adata (134/a ábra). A légi mérések két fajlagos ellenállás térképén (134/b és 134/d ábra) kirajzolódott a terület közepének kis ellenállású zónája. Itt, ahol a medencealjzat elmélyül, vertikális elektromos szondázásokat (VES) és bauxitgeofizikai penetrációs (MGS) méréseket végeztünk. A légi és a földi geofizikai mérésekből kapott paraméterek és a földtani adatok között regressziós módszerrel összefüggéseket mutattunk ki. Ezek segítségével szerkesztettük meg a bauxitfekü mélységtérképét, amit a fúrásos kutatások előrehaladtával folyamatosan javítottunk. Az utolsó fázis mélységtérképének axonometrikus ábrázolása bauxitelterjedéssel kiegészítve a 134/c ábrán látható. A légi EM paraméterek és a mélységszámítás alapján javasolt fúrások közül több ipari bauxitot harántolt (134/e ábra).

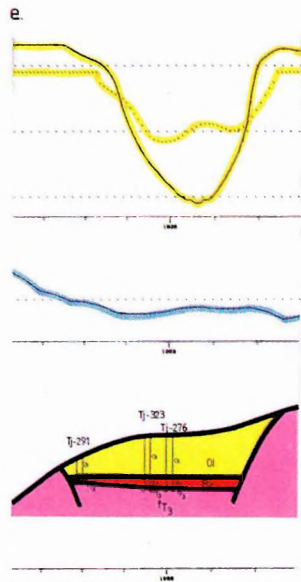
Hivatkozások

- FRASER D. C. 1978: Resistivity mapping with an airborne multicoil electromagnetic system. *Geophysics*, **43**, 1, pp 14–72
- KARDEVÁN P., PRÁCSERÉ. 1984: A topográfia hatása a Maxi-Probe EMR–16 berendezéssel végzett frekvencia szondázásokra. Az ELGI 1983. évi jelentése pp. 77–81
- KAUFMAN A. A., KELLER G. V. 1983: *Frequency and transient soundings*. Elsevier. Amsterdam, Oxford, New York, 685 p.



100_m

- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12



134. ábra. Preausztriai medencealjzat mélységének meghatározása légi EM-mérések adataival végzett regresszió számítással (1987. évi osztrák mérés, Somlyóvár)

- a) Földtani térkép a légi mérés előtt lemélyült fúrásokkal
- b) Légi mérés, látszólagos fajlagos ellenállás térkép ($f=3600$ Hz)
- c) A preausztriai medencealjzat felszínének axonometrikus képe a bauxitlencsével
- d) Légi mérés, látszólagos fajlagos ellenállás térkép ($f=900$ Hz)
- e) SVL9 szelvény a földtani értelmezéssel

1 — oligocén homok, agyag; 2 — áthalmazott bauxitos összlet kibúvásban; 3 — felsőtriász fődolomit kibúvásban; 4 — bauxitlencse elterjedése; 5 — meddő fúrás; 6 — fúrás bauxit indikációval; 7 — ρ_a ($f=3600$ Hz); 8 — ρ_a ($f=900$ Hz); 9 — repülési magasság; 10 — repülési nyomvonal; 11 — SVL9 szelvény; 12 — axonometrikus nézet iránya

Fig. 134. Determination of the depth to the pre-Austrian basement with regression calculation based on airborne EM data (Austrian measurement in 1987, Somlyóvár)

- a) Geologic map with holes drilled prior to airborne survey
- b) Apparent resistivity map of airborne measurement ($f=3600$ Hz)
- c) Axonometric view of the pre-Austrian basement with bauxite lens
- d) Apparent resistivity map of airborne measurement ($f=900$ Hz)
- e) Profile SVL9 with geologic interpretation

1—Oligocene sand, clay; 2—outcrop of reworked bauxitic formations; 3—outcrop of Upper Triassic Hauptdolomite; 4—extension of bauxite lens; 5—barren drillhole; 6—drillhole with bauxite indication; 7— ρ_a ($f=3600$ Hz); 8— ρ_a ($f=900$ Hz); 9—flight altitude; 10—flight path; 11—profile SVL9; 12—direction of axonometric view

Рис. 134. Определение глубины залегания доавстрийского фундамента путем расчета регрессий по данным воздушной электромагнитной съемки (выполненной австрийской партией в 1987, Шомьёвар)

- a) Геологическая карта со скважинами, пробуренными до воздушного измерения
- b) Воздушное измерение, карта кажущихся удельных сопротивлений ($f=3600$ Гц)
- c) Аксонометрическая картина поверхности дна преавстрийского бассейна с бокситовой линзой
- d) Воздушное измерение, карта кажущихся удельных сопротивлений ($f=900$ Гц)
- e) Профиль SVL9 с геологической интерпретацией

1 — олигоцен, пески и глины; 2 — толща переотложенных бокситов в выходах; 3 — верхний триас, Главный доломит в выходах; 4 — линза бокситов; 5 — пустая скважина; 6 — скважина с бокситами; 7 — ρ_a ($f=3600$ Гц); 8 — ρ_a ($f=900$ Гц); 9 — высота полета; 10 — траектория полета; 11 — профиль SVL 9; 12 — направление аксонометрического вида

2.2.5 Bányabeli geoelektromos gradiensszelvényezés kifejlesztése*

A Bakonyi Bauxitbánya Vállalat és a Fejérmegyei Bauxitbányák szakembereivel együtt egyenáramú bányabeli geoelektromos gradiensszelvényezés (BGSz) és vágatból végzett fúrások együtteséből álló eljárást fejlesztettünk ki a vágat alatti fekü mélységének és morfológiájának meghatározására. A korábbi gyakorlat szerint a fekü (és fedő) morfológiáját a nyitóvágatból 5 m-ként végzett fúrásokkal határozzák meg. A kidolgozott eljárás a fúrasmennyiség jelentős csökkentését teszi lehetővé. A BGSz mérés és feldolgozás egy 50 m hosszúságú vágatszakaszon egy nap alatt elvégezhető.

Az eljárás első fázisa a geoelektromos mérés és feldolgozás. Mérésnél az A, B tápelektrodák távolságát az átlagos telepvastagság 4–10-szeresére választjuk meg (135. ábra). Az AB távolság mintegy felét kitevő vágatszakaszon az M, N mérőelektrodákkal megmérjük a potenciál gradiens értékeit. Az \overline{MN} távolság az átlagos telepvastagságnál legalább ötször kisebb. Hosszabb vágatszakaszon az egész rendszer áthelyezésével végezzük a szelvényezést néhány átfedési pont beiktatásával.

A mérési adatok feldolgozása során az elméleti (E) és a tényleges, vagyis a mért (E_M) térerősség ϱ_2 -re redukált hányadosát, a σ_a látszólagos fajlagos vezetőképesség paramétert számítjuk ki:

$$\sigma_a = \frac{1}{\varrho_2} \frac{E}{E_M} = \frac{K \cdot \overline{MN} \cdot I}{\Delta V_M} \quad (1)$$

ahol ΔV_M a P ponton mért potenciál különbség, \overline{MN} a mérőelektrodák távolsága, I a mérőáram erőssége, ϱ_2 az elméleti modell második rétegének fajlagos ellenállása (a telep átlagos ellenállása), K a geometriai és modell koefficiens.

K értéke függ a mérési elrendezés adataitól, illetve az elméleti modell paramétereitől:

$$K = F(\varrho_1, \varrho_2, \varrho_3, H, D, r, x, y, z) \quad (2)$$

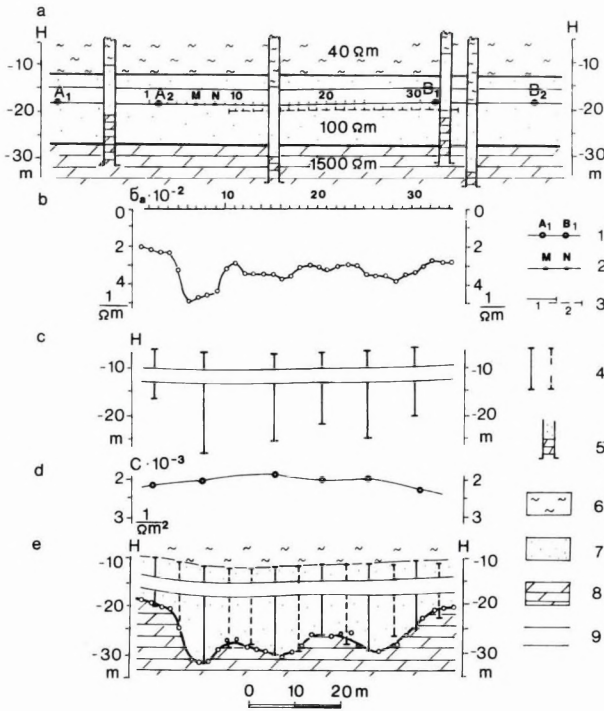
Példánkhoz ideális háromréteges modellt vettünk fel (136. ábra). Ezen szemléltetjük a (2) függvény változóinak jelentését is. A rétegek fajlagos ellenállását és a telep átlagos vastagságát a vágathoz közeli felszíni fúrások adatai szerint adjuk meg (135/a. ábra).

Az F függvényt a második rétegbe helyezett források terére vonatkozó direkt feladat megoldásával határozzuk meg.

A σ_a -görbe nagy vonalakban a telep valódi vastagságának változását tükrözi (135/b. ábra). Értékeit azonban a telep, a fedő és a fekü fajlagos ellenállásának értékei is módosíthatják. Ezzel együtt a görbe követi a telep vastagságváltozásait, alkalmas a maximális, illetve a minimális vastagságú szakaszok kijelölésére.

Az eljárás második fázisa a fúrás és mélységszámítás. A σ_a -görbe jellegzetes, általában szélsőértékű szakaszainál a vágatból a fekübe, illetve a főtébe irányított referencia fúrásokat hajtanak (135/c. ábra) E helyeken tehát a telep

* Simon A.



135. ábra. Bányabeli egyenáramú gradiensszelvényezés és a fúrások eredménye (Bitó-II bányászum); a) Az elektródrendszer és a telepszakaszméleti modellje; b) A látszólagos fajlagos vezetőképesség (σ_a) görbe; c) A referencia fúrások; d) A σ_a-H (telepvastagság) átviteli függvény; e) A telepszakaszméleti metszete

1 — táp-dipól; 2 — mérő dipól; 3 — adott táp-dipóllal mért szelvényszakaszok; 4 — vágatbéli ellenőrző fúrás; 5 — felszíni fúrás; 6 — márga; 7 — bauxit; 8 — dolomit; 9 — vágat

Fig. 135. In-mine direct current gradient profiling and result of drillings (Mine Bitó-II): a) Electrode array and theoretical model of deposit; b) Apparent conductivity (σ_a) profile; c) Reference drillholes; d) The σ_a-H (deposit thickness) transfer function; e) Vertical section of deposit

1—current dipole; 2—potential dipole; 3—profile sections measured with given current dipole; 4—in-mine check hole; 5—drillhole from surface; 6—marl; 7—bauxite; 8—dolomite; 9—gallery

Рис. 135. Результаты подземного профилирования методом градиентов на постоянном токе и бурения (рудник Бито-II): а) Теоретическая модель участка залежи и система электродов; б) Кривая кажущейся удельной проводимости (σ_a); в) Опорные скважины; д) Передаточная функция σ_a-H (мощность пласта) е) Вертикальный разрез участка пласта

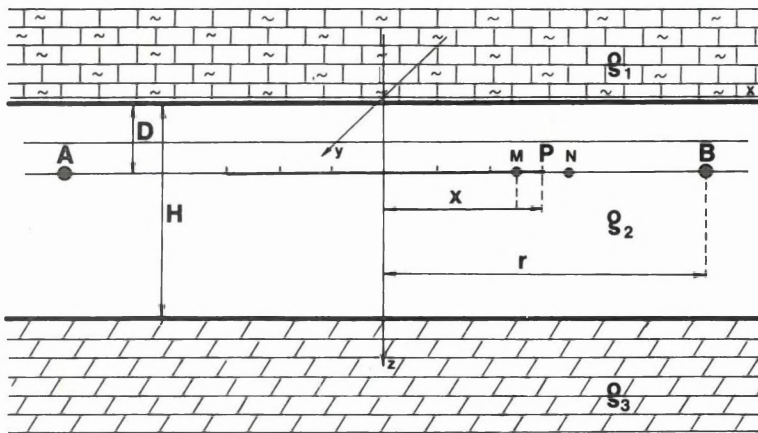
1 — питающий диполь; 2 — измерительный диполь; 3 — отрезки профилей, измеренные при данном питающем диполе; 4 — контрольная скважина подземного бурения; 5 — скважина, пробуренная с поверхности; 6 — мергели; 7 — бокситы; 8 — доломиты; 9 — горная выработка

tényleges vastagságát ismerjük meg. A fúrások közötti pontokon a H_i telepvastagságokat a σ_{ai} értékek és a H_i értékek között fennálló korreláció segítségével határozzuk meg. A korrelációt kifejező összefüggés:

$$\sigma_{ai} = C(x_i, y_i, u_i) \cdot H_i \quad (3)$$

$C(x, y, z)$ függvényt átviteli függvénynek nevezzük. Értékeit a referencia fúrásoknál a (3) összefüggésből számítjuk ki. A fúrások közötti pontokra az előbbi értékek felhasználásával grafikusan adjuk meg (135/d. ábra). A C_i értékek segítségével a (3) egyenletből kiszámoljuk a telepvastagságokat. A főteszintet a referencia-fúrások adataiból szerkesztjük meg. Mivel e szint nem diszkordancia határ, morfológiai változásokra (vetők helyét kivéve) nem kell hirtelen számítanunk, így a referencia fúrások adatai elegendőek e szint megszerkesztésére. A telepvastagságokat a főteszintből kivonva kapjuk a feküszint értékeit. Végül a főte- és a feküszint, valamint a fúrások mintaanyaga felhasználásával megszerkesztjük a telepszakasz vertikális metszetét (135/e. ábra).

1988 és 1989-ben különböző telepviszonyokkal (földtani modellel) rendelkező 14 vágatszakaszon, összesen mintegy 600 m szelvényhosszon végeztünk kísérleti méréseket. A referencia fúrások közötti ellenőrző fúrások adatai szerint a fekümélység meghatározásának hibája a tényleges telepvastagság $\pm 10\%$ -ánál nem volt nagyobb.



136. ábra. A földtani modell és mérési elrendezés az alkalmazott jelölésekkel

Fig. 136. Geologic model and electrode array with symbols used in the text

Рис. 136. Геологическая модель и измерительная установка с принятыми условными обозначениями

2.2.6 Magnetotellurikus műszerfejlesztés*

A magnetotellurikus módszer alkalmazásának komoly problémája a jel-szintet esetenként sokszorosán meghaladó mesterséges zajokkal terhelt mérési adatokból kivonni a földtani információkat tartalmazó természetes EM tér komponenseit. A feldolgozási megbízhatóság növelésére az utóbbi időben széles körben elterjedt a szinkron magnetotellurikus méréseknél alkalmazható távoli referenciás feldolgozási módszer használata. Az eljárás lényege, hogy legalább két állomáspontra egyidejű mérése esetén, az MT mérések feldolgozásában fellépő $\sum EE^*$, $\sum HH^*$, $\sum EH^*$ teljesítmény sűrűség spektrum függvények helyettesíthetők a $\sum EEr^*$, $\sum H Hr^*$, illetve $\sum E Hr^*$ függvényekkel, ahol az Er^* , Hr^* a távoli állomás megfelelő komponenseinek komplex konjugáltját jelenti. Ha a két állomáspontra zajkörnyezete független egymástól, a feldolgozás alapját képező teljesítmény sűrűség spektrum függvényekből a zajspektrum kiesik, azaz a feldolgozás pontossága lényegesen növelhető. A referenciás feldolgozási elv alkalmazásával eliminálható az egyállomásos méréseknél az autokorrelációs függvények miatt az impedanciatenzor meghatározásában szükségképpen fellépő szisztematikus hiba is.

Az előzőekben vázolt feldolgozási elv alkalmazásához fejlesztettük ki a két állomáspontra egyidejű mérését biztosító VMTR-10 magnetotellurikus mérő és feldolgozó állomást, a méréssel egyidejű, illetve kvázi egyidejű feldolgozással. A mérőállomás sematikus felépítését a 137. ábrán mutatjuk be.

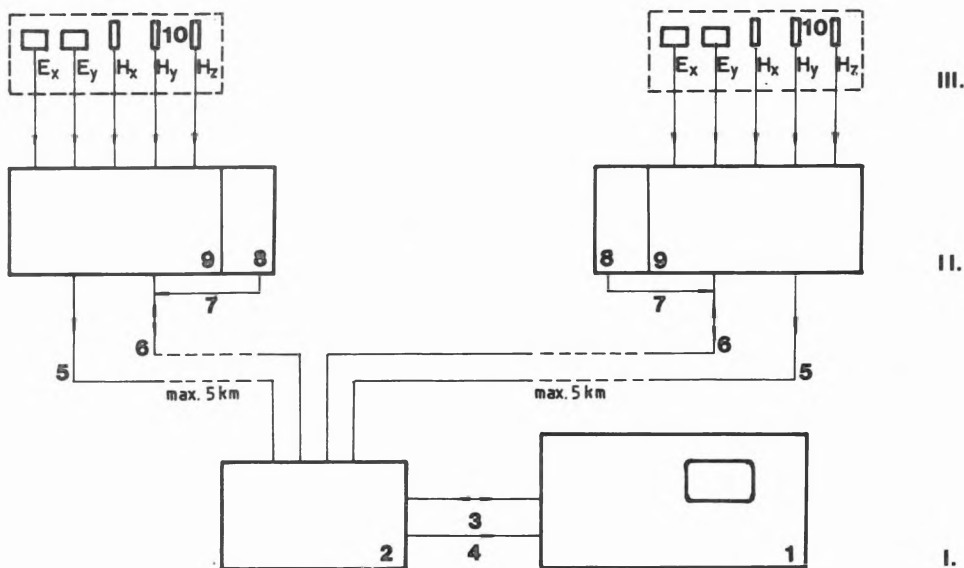
A berendezés felépítése

A mérőrendszer három fő részből épül fel: A központi egység (I) egy rázásálló IBM AT/PC kompatibilis számítógépből és az adatgyűjtést végző digitális egységből áll. A digitális egység 16 analóg csatorna digitálását teszi lehetővé, az analóg–digitál átalakító felbontóképessége 16 bit. Az analóg jelek megjelenítéséhez a központi egységhez analóg regisztráló csatlakoztatható.

Az analóg egység (II) három mágneses (H_x , H_y , H_z) és két elektromos (E_x , E_y) komponens méréshez szükséges csatornából áll. Az analóg csatornák végzik a térérzékelőkről jövő kis-szintű jelek erősítését, sávszűrését, valamint az 50 Hz-es zavarok eltávolítását lyukszűrővel. A két ötcsatornás analóg egység felépítése azonos. Az analóg egységek kábeles összeköttetéssel maximum 5 km távolságra telepíthetők a központi egységtől.

Az elektromos és mágneses komponensek érzékelésére (III) kétféle szenzort használunk. Az elektromos komponenseket nem polarizálódó, kis zajú ólom–ólomklorid elektródákkal (5 db/állomás), a mágneses komponenseket pedig permalloymagos indukciós szondákkal (3 db/állomás) mérjük.

* Galambos S., Gyimesi M., Kertész G., Varga G.



137. ábra. VMTR-10 magnetotellurikus mérő- és feldolgozó állomás blokk-sémája

I. Központi egység: 1 — IBM AT/PC kompatibilis számítógép, 2 — adatgyűjtő digitális egység, 3 — AT-busz, 4 — tápellátás; II. Analóg egység: 5 — analóg jelek, 6 — digitális vezérlő vonal, 7 — akkumulátor állapot, 8 — akkumulátoros tápegység, 9 — 5-csatornás digitálisan programozható analóg egység; III. Térérzékelők: 10 — elektromos és mágneses érzékelők

Fig. 137. Block scheme of VMTR-10 magnetotelluric data acquisition and processing system

I. Central unit: 1—IBM AT/PC compatible computer, 2—digital data acquisition unit, 3—AT bus, 4—power supply; II. Analog unit: 5—analog signals, 6—digital control line, 7—battery state, 8—battery unit, 9—5-channel digitally programmable analog unit; III. Field sensors: 10—electric and magnetic sensors

Рис. 137. Блок-схема магнитотеллурической станции VMTR-10

I. Центральный узел: 1 — компьютер типа IBM AT/PC, 2 — блок сбора оцифрованных данных, 3 — шина AT, 4 — питание. II. Аналоговый узел: 5 — аналоговые сигналы, 6 — линия управления цифровыми операциями, 7 — состояние аккумуляторов, 8 — блок питания с аккумуляторами, 9 — пятиканальный аналоговый блок, программируемый в цифровом виде. III. Пространственные датчики: 10 — электрические и магнитные датчики

A mérőállomás működése

A központi egység, bekapcsolása után automatikusan ellenőrzi a mérőrendszer összes egységét. A kihelyezett analóg egység a tápellátás bekapcsoló gombján kívül semmiféle kezelő szervet nem tartalmaz, az egység vezérlése, a mérési paraméterek beállítása a központi egységből kiküldött digitális jelsorozattal történik. A digitális vezérlő vonal kétirányú kapcsolattartást biztosít, a

kihelyezett állomás állapotáról (tápellátás, túlvezérlés) a központi egység információt kap.

A szűrt és erősített (max. $\pm 5V$) analóg jelek kábelen keresztül jutnak a központi egységbe, ahol mintavételezés és multiplexálás után megtörténik a jelek digitálása és átírása a számítógép memóriájába, ahol megkezdődik az adatfeldolgozás. A kisfrekvenciás sávok mérésénél, ahol az adatgyűjtés sebessége lényegesen kisebb a feldolgozás időigényénél, a méréssel egyidejű feldolgozás érhető el, míg a rövid mérési idejű nagyfrekvenciás sávokban a feldolgozás elmarad az adatgyűjtés sebességétől. Egy MT szondázási pont méréséhez szükséges idő azonban összességében lényegesen hosszabb, mint az adatfeldolgozási idő, ezért a feldolgozás gyakorlatilag real-time-nak tekinthető.

A mérőállomás fontosabb technikai adatai

Analóg egység:

Csatornák száma (<i>E</i> és <i>H</i>)	5 (2 + 3)
Bemeneti erősítő	szimmetrikus
Közös modulusú zajelnyomás	120 dB
Bemeneti impedancia <i>E</i> -csatorna	1 M Ω
<i>H</i> -csatorna	10 M Ω

Frekvencia sávok:

1. 0,001–0,002 Hz
2. 0,01–0,2 Hz
3. 0,1–2 Hz
4. 1–20 Hz
5. 10–200 Hz

Lyukszűrés	50 Hz, 150 Hz,
Hőmérsékleti drift	0,2 $\mu V/^\circ C$
Bemenetre redukált zaj <i>E</i> -csatorna	< 0,1 μV
<i>H</i> -csatorna	< 0,1 μV
Sp-kompenzáció	automatikus
Erősítés beállítás	programozható
Tápellátás	beépített akkumulátor 48 órás folyamatos működéshez
Működési hőmérsékleti tartomány	0–55 $^\circ C$
Külső méretek	280 \times 400 \times 400 mm (vízhatlan poliuretán dobozban)
Súlya	~ 10 kg

Központi egység:

Rázásálló IBM AT/PC az alábbi kiépítéssel

- 80286 processzor
- 80287 matematikai processzor
- 1 Mbyte RAM
- 27 Mbyte Winchester diszk

— 1,2 Mbyte floppy diszk drive	
— 0,72 Mbyte mikro drive	
— 60 Mbyte streamer tároló	
— beépített monokrom (Hercules) vagy külső színes (EGA) monitor	
— teljes ASCII billentyűzet	
— mátrixnyomtató	
Analóg–digitál átalakító	16 bites
Konverziós idő	50 μ s
Mintavételi frekvencia	A sávszűrők felülvágási frekvenciájának tízszerese az 1–4. sávban, ötszöröse az 5. sávban

Vezérlő és felhasználói programok

A mérő–feldolgozó rendszer teljes programcsomagja három fő részből áll:

- mérésvezérlés és adatgyűjtés,
- adatfeldolgozás,
- kiértékelés és értelmezés programjai.

A mérésvezérlés és adatgyűjtés tulajdonképpen a mérő–feldolgozó állomás rendszerprogramja. Főbb funkciói:

- a műszer tesztelése,
- mérésvezérlés, mérési paraméterek kiválasztása menürendszer segítségével,
- a kihelyezett állomások ellenőrzése,
- adatgyűjtés és feldolgozás időbeosztásának optimalizálása.

Az adatfeldolgozás fontosabb rutinjai:

- az idősorok gyors Fourier transzformációja,
- teljesítménysűrűség spektrum függvények számítása,
- adatminősítés a többszörös és a parciális koherenciák segítségével,
- a komplex impedanciatenzor meghatározása a távoli referencia alkalmazásával. Referenciaként bármelyik komponens felhasználható,
- transzformált értékek és polarizációs irányok számítása,
- feldolgozási eredmények megjelenítése képernyőn,
- numerikus és grafikus dokumentáció készítése a feldolgozás végeredményéről.

A feldolgozási adatok speciális tárolási módja lehetőséget ad az eredmények utólagos javítására. A kiértékelés és értelmezés lehetőségei:

- 1-D interaktív kiértékelés,
- 1-D direkt-kiértékelés Marquardt algoritmussal,
- 2-D modellezés a multigríd módszer alapján.

A programcsomag különböző részei Assembler, Professional Fortran, Pascal és Basic nyelven készültek.

2.3.1 A mikrolambda eljárás kifejlesztése*

A repedezett magmás, metamorf és üledékes tárolóközetek közetfizikai vizsgálata szempontjából az egyik legfontosabb feladat a közetben lévő, nem szilárd anyaggal kitöltött házagterek lokalizációja, kvalitatív és kvantitatív analízise. Ezek a házagterek lehetnek háromdimenziósak (pórusok) vagy kvázi kétdimenziósak (repedések). Hidraulikai szempontból lehetnek nyitottak, folyadék továbbítására alkalmasak, vagy lehetnek zártak. A hasadékok közvetlen kimutatására kidolgozott módszert és berendezést mikrolambda eljárásnak neveztük el.

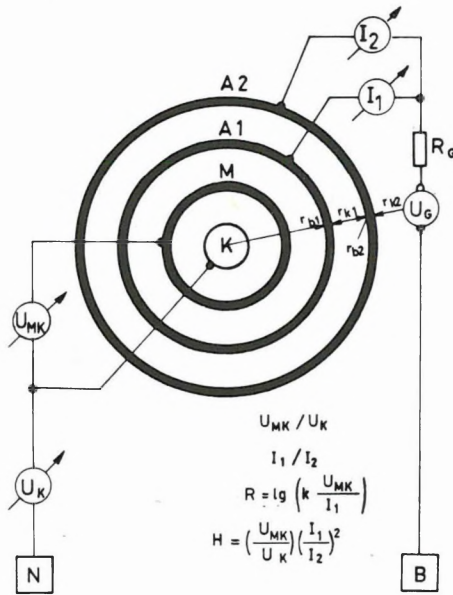
A mérés fizikai alapjai

A mikrolambda mérésnél az árambevezetés az A_1 áramelektródán és A_2 terelő áramelektródán át, az áramvisszavezetés a távoli B elektródán át történik (lásd 138. ábra). Tömör közet esetén az áramtölsér belsejében egy zárt Faraday kalitka alakul ki, amelyben a potenciál állandó. Ezt a potenciált mérjük a K elektródán a távoli N elektródához képest. Az U_{MK} feszültség zérus, mivel a zárt Faraday kalitka belsejében nem folyik áram, és így potenciálesés sincs. Ha az elektródarendszer egy repedés elé érkezik a Faraday kalitka felnyílik, a repedés beszívja az I_1 áramot, ezáltal az I_1/I_2 viszony megnő, a Faraday kalitka belsejében a papucssal párhuzamos áramsűrűség komponens létrehozza az U_{MK} feszültségimpulzust. A mérés folyamán regisztráljuk az U_{MK}/U_K és I_1/I_2 hányados (a hányadosképzés a közet fajlagos ellenállásáról való függetlenséget szolgálja), R -t a látszólagos ellenállás logaritmusát, és az ezekből leszámított H hidraulikai vezetést.

A mérés matematikai modellezése

A mikrolambda eszköz mérési karakterisztikájának matematikai meghatározását arra az esetre végeztük el, amikor a közetmátrix R , ellenállása állandó és a képzeletben síkba kiterített, széles szigetelő papucsra elhelyezett gyűrűszerű, véges vastagsággal rendelkező elektródarendszer a t_{mc} vastagságú, R_m ellenállású iszaplepenyre támaszkodik.

*Szigeti G., Vámos A., Barlai Z.



138. ábra. Mikrolambda berendezés mérőpapucsja és mérési sémája

A1—mérő áramelektroda; A2—terelő áramelektroda; M, K—mérő potenciál gyűrűk; N, B—távvoli elektródák; U_{MK}/U_K , I_1/I_2 , R , H —szelvényezett mennyiségek

Fig. 138. Measuring pad and measurement scheme of microlambda logger

A1—measuring current electrode; A2—guard current electrode; M, K,—measuring potential rings; N, B—remote electrodes; U_{MK}/U_K , I_1/I_2 , R , H —logged quantities

Рис. 138. Измерительный башмак и схема измерений аппаратуры микро-лямбда

A1 — измерительный токовый электрод; A2 — отклоняющий токовый электрод; M и K — измерительные потенциальные кольца; N и B — удаленные электроды; U_{MK}/U_K , I_1/I_2 , R и H — измеряемые величины

Homogén közet esetén ($t_{mc} = 0$) a vastagság nélküli a sugarú kör alakú elektróda I árama által keltett potenciál (r, z) pontbeli értékét a pontelektróda potenciáljára vonatkozó képletből vezettük le, az eközben fellépő elliptikus integrálok megfelelő kezelésével. Ennek eredménye:

$$\Phi_a(r, z) = \frac{I_0}{2\pi^2} \frac{2}{\sqrt{(a+r)^2 + z^2}} \cdot K\left(\frac{2\sqrt{ar}}{\sqrt{(a+r)^2 + z^2}}\right) \quad (1)$$

ahol K az elsőfajú elliptikus integrál, melynek Legendre-féle alakja

$$K(m) = \int_0^{\pi/2} \frac{1}{\sqrt{1 - m^2 \cdot \sin^2 \psi}} d\psi \quad (2)$$

A $t_{mc} > 0$ esetében az a sugarú, vastagság nélküli gyűrű potenciálját ismét csak a pontelektróda kétréteges modellre vonatkozó potenciál teréből kiindulva kaptuk meg. Ennek eredménye, a Bessel-féle szorzási tétel felhasználásával

$$\bar{\Phi}_a(r, z) = \begin{cases} \Phi_a(r, z) + I_Q \cdot \int_0^{\infty} \frac{k_{tm}}{e^{2\lambda t_{mc}} - k_{tm}} \cdot (e^{-\lambda z} + e^{\lambda z}) \cdot J_0(\lambda a) \cdot (J_0(\lambda a)) d\lambda \\ \Phi_a(r, z) + I_Q \cdot \int_0^{\infty} \frac{k_{tm}}{e^{2\lambda t_{mc}} - k_{tm}} (1 + e^{2\lambda t_{mc}}) e^{-\lambda z} \cdot J_0(\lambda a) \cdot (J_0(\lambda a)) d\lambda \end{cases} \quad (3)$$

ahol $k_{tm} = (R_t - R_m)/(R_t + R_m)$, $\Phi_a(r, z)$ az (1) alatti függvény, J_0 pedig a nulladrendű Bessel-függvény.

Az (1) és (3) képlet a vastagság nélküli elektróda terét írja le, a homogén illetve kétréteges modell esetére. A mikrolambda szonda A1 és A2 elektródáján kifolyó $I = I_1 + I_2$ összáram elektródák közti eloszlását homogén térre az (1) képlet segítségével határozhatjuk meg. Azonban annak ellenére, hogy a gyűrűk viszonylag vékonyak, (1)-ben a -t az $r_{b_i} < a_i < r_{k_i}$ ($i = 1, 2$) egyenlőtlenség szerint variálva a kifolyó áramokra a $0,429 < I_1/I_2 < 0,508$ becslést kapjuk. Ezért a vastagsággal rendelkező r_{b_i} , r_{k_i} paraméterű gyűrű terének leírására a potenciáltér módosítását jelentő következő definíciót alkalmaztuk:

$$\Phi_{r_b, r_k}(r, z) = \begin{cases} \Phi_a(r_b, 0) = \Phi_a(r_k, 0) & \text{ha } \Phi_a(r_k, 0) \leq \Phi_a(r, z) \\ \Phi_a(r, z) & \text{egyébként} \end{cases} \quad (4)$$

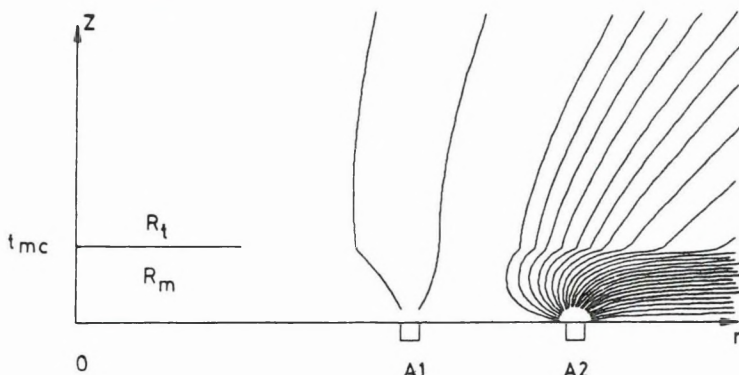
A (4) definíció úgy értendő, hogy adott r_b , r_k gyűrűhöz az a pontot úgy választjuk ki, hogy az általa meghatározott vastagság nélküli gyűrű az $(r_b, 0)$ és $(r_k, 0)$ pontban azonos potenciált gerjessen. Az e pontokat összekötő ekvipotenciális felület belsejében a $\Phi_{r_b, r_k}(r, z)$ ponteciált állandónak tekintjük, rajta kívül pedig $\Phi_a(r, z)$ -vel azonosítjuk.

A (4) definíció matematikai szigorúsággal teljesül, ha az elektróda felülete azonos az $(r_b, 0)$, $(r_k, 0)$ pontot összekötő ekvipotenciális felülettel, de (4) a 138. ábra szerinti lapos elektródáinkra vonatkozó potenciáltérnek is igen jó közelítése. Megjegyezzük, hogy a (4) szerint definiált a az (1) képletre alkalmazva $(r_b + r_k)/2$ -höz igen közel esik, míg a (3) képletre alkalmazva $R_t \gg R_m$ esetén $a > (r_b + r_k)/2$, sőt $R_t = \infty$, $t_{mc} \rightarrow 0$ mellett $a \rightarrow r_k$. A (4) definícióval a homogén feltér áramarányára az $I_1/I_2 = 0,470$ értéket kapjuk.

A fenti potenciáleméleti megfontolások alapján kétréteges modellt számoló és eredményeit megjelenítő programrendszer készült. Ezen programokat az $I_1 + I_2 = 1 \text{ A}$; $R_m = 1 \Omega \text{ m}$; $0,02 \text{ cm} < t_{mc} < 0,7 \text{ cm}$; $1 < R_t/R_m < 10\,000$ paramétertartományban futattuk.

A 139. ábrán a mikrolambda szonda keltette áramvonalkép látható 7 mm-es elállás és $R_t/R_m = 10$ -es érték mellett. Megállapítható, hogy az összáram

döntő része (88%-a) az A₂ elektródán folyik el, és igyekeznek az iszapleplenyben maradni. A 140. ábrán a dimenzió nélküli U_{MK}/U_K paramétert ábrázoltuk az R_t/R_m hányados függvényében, különböző ellenállás értékekre.



139. ábra. A mikrolambda szonda által kialakított áramvonalkép homogén kőzet és iszaplepleny megléte esetén. Paraméterek: $R_t/R_m = 10$, $t_{mc} = 0,7$ cm

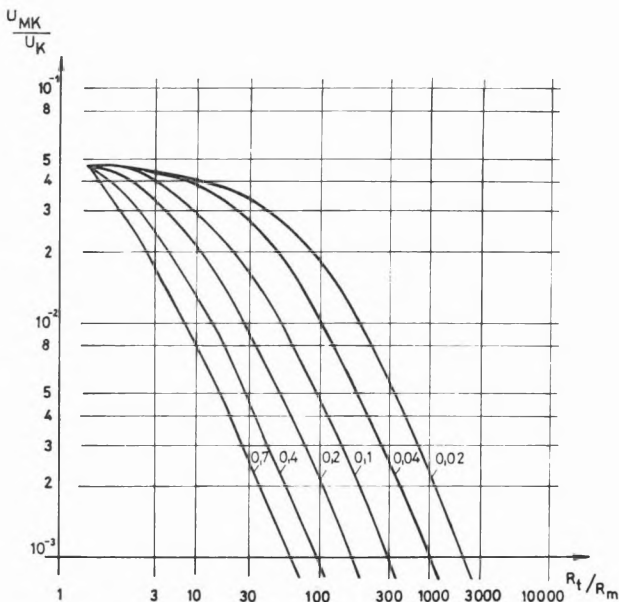
Fig. 139. Current line image pattern generated by microlambda sonde for homogeneous rock in the presence of mud cake. Parameters: $R_t/R_m = 10$, $t_{mc} = 0.7$ cm

Рис. 139. Картина токовых линий, обусловленная зондом микролямбда в однородных породах и при наличии лепешки шлама. Параметры: $R_t/R_m = 10$, $t_{mc} = 0,7$ см

A mérőműszer felépítése és a mérések értelmezése

A mikrolambda mérés megvalósítása a következő fő elektronikai egységekre támaszkodik. A berendezés felszíni egysége tartalmaz egy 200 Hz/50 W szinuszos mérőáram generátort. A szondaelektronika erősíti és egyenirányítja az U_{MK} , U_K , I_1 , I_2 jeleket, és egyenfeszültség formájában a felszínre továbbítja. Ezen jeleket a felszíni egységbe beépített illesztő erősítő és negyedfokú aluláteresztő szűrő fogadja. A felszíni egység jelei közvetlenül az ELGI KFU-jelű intelligens egységen keresztül vezetődnek a DRESSER-3600-as mérőkocsiba.

Másik lehetőségként a felszíni egység jelei az ELGI PRC-12 analóg-digitális jelátalakítóján keresztül RS-232 szabvány szerint kerülnek egy Sharp PC-1600 típusú számítógépbe, amely az aritmetikai műveleteket és az adattárolást egyaránt elvégzi. Az ily módon rögzített mennyiségek földtani körülményektől függő viselkedését a matematikai modellezés és más potenciálméleti megfontolások alapján szerkesztett 141. ábra szemlélteti. Az ábrán látható, hogy a tömör kőzetekben $U_{MK}/U_K = 0$ és I_1/I_2 alacsony. A lyukfal egyenetlenségének növekedése I_1/I_2 értékét növeli, de $U_{MK}/U_K = 0$ változatlanul érvényes.



140. ábra. Az U_{MK}/U_K mért paraméter R_i/R_m -től való függése. Az egyes görbék paramétere a t_{mc} elállási tényező cm-ben

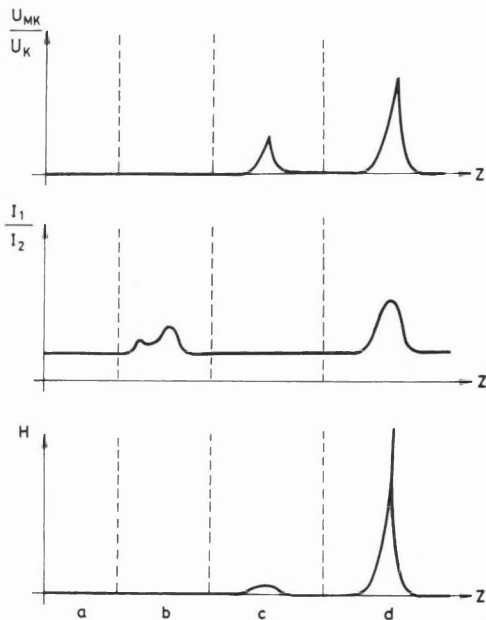
Fig. 140. Dependence of measured parameter U_{MK}/U_K on R_i/R_m . Parameter of individual curves is mud cake thickness t_{mc} in cm

Рис. 140. Зависимость измеряемого параметра U_{MK}/U_K от R_i/R_m . Параметром индивидуальных кривых является фактор отстояния t_{mc} в см

A belőlük származtatott H hidraulikai vezetés mindkét esetben zérus. A zárt repedésnél U_{MK}/U_K ad impulzust, I_1/I_2 viszont nem, így a H görbén jelentéktelen lesz az indikáció. A hidraulikailag nyitott repedésnél viszont U_{MK}/U_K hatását I_1/I_2 felerősíti, így H -görbe kizárólag az iparilag értékes repedéseket fogja indikálni.

A berendezéssel 1987-ben kezdük meg a kísérleti méréseket. Az azóta eltelt idő alatt szelvényeket vettünk fel és dolgoztunk fel Szeghalom, Dorozsma, Ásotthalom, Dombegyház települések közelében lévő különböző hazai fúrásokban, és a Kontinentale Tiefbohrung (Windisch–Eschenbach–NSZK) fúrásban.

A szelvények jól korrelálnak más karotázis szelvényekkel (indukált polarizáció, mikrolaterolog, duál laterolog, akusztikus stb.) és a COMWELL B. R. (lásd ELGI 1984. évi jelentése) komplex interpretáció repedés kimutatásával. A szeghalmi paraméter fúrásokban vett magmintákkal is összhangban van a repedés-szelvény. A legmegnyugtatóbb ellenőrzést a rétegvizsgálatok adják, ahol az összehasonlítás egyértelműen kimutatta, hogy a jó beáramlást adó mélységek



141. ábra. Modell-szelvény

a — tömött kőzet; b — tömött kőzet, egyenetlen lyukfal; c — hidraulikailag zárt repedés; d — hidraulikailag nyitott repedés

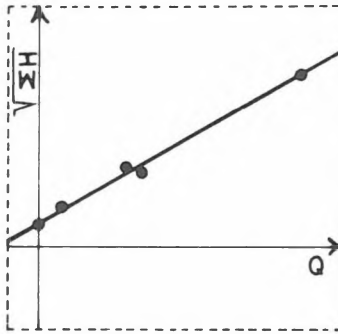
Fig. 141. Model section

a — compact rock; b — compact rock, rugose borehole wall; c — hydraulically closed fracture; d — hydraulically open fracture

Рис. 141. Модельный разрез

a — плотные породы; b — плотные породы, неровная стенка скважины; c — гидравлически закрытая система; d — гидравлически открытая система

ott vannak, ahol a H -görbén nagy amplitúdókat kapunk, illetve ahol beáramlás nem volt, ott a H -görbe alacsony szinten maradt. Az eddig említett egyértelmű és kölcsönös kvalitatív összefüggésen kívül bizonyos kvantitatív kapcsolat is mutatkozik a H -görbe (hidraulikai vezetés) és a hidraulikai mérések (rétegvizsgálatok) eredményei között. A 142. ábrán az Ásotthalom-É-8 fúrás 2016–2097 m közötti részén öt szakaszban végzett rétegvizsgálat eredményének (vízszintes tengely) a H -görbe alatti terület négyzetgyökével (függőleges tengely) való kapcsolatát mutatjuk be. Látható, hogy az összefüggés lineáris. Nyilvánvaló ugyan, hogy a H -görbe a repedésrendszer geometriájának függvénye, a hozam pedig ezen kívül más paramétereiktől (rétegnomás, viszkozitás stb.) is függ. Egy fúrás rövid szakaszán azonban lehetséges a nem geometriai paraméterek állandósága, ami lehetővé teszi a rétegvizsgálatok számának csökkentését.



142. ábra. A rétegvizsgálatoknál mért Q [m^3/nap] hozam összefüggése a H görbe alatti terület négyzetgyökével az Ásotthalom-É-8 mélyfúrásban

Fig. 142. Relationship between yield of test pumping Q [m^3/day] and square root of area under H curve in the Ásotthalom-É-8 well

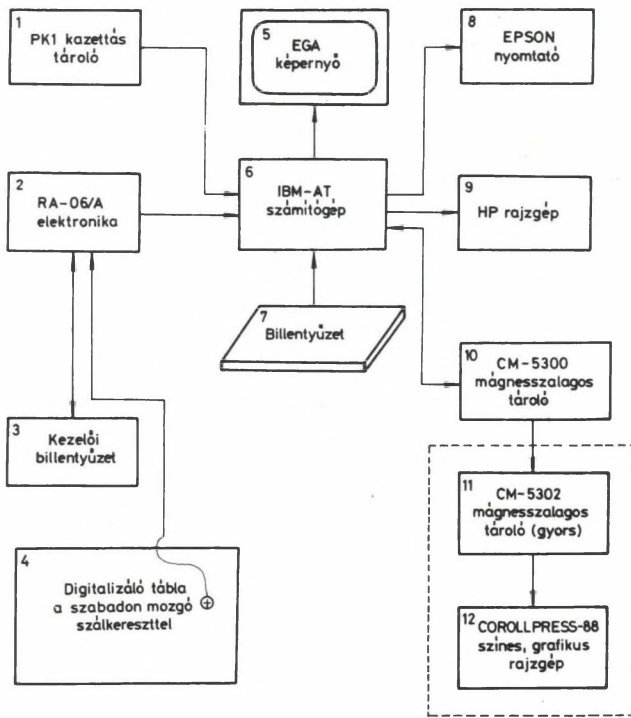
Рис. 142. Зависимость дебита Q m^3 в день, измеренного при пластовых испытаниях, от корня квадратного из площади, ограниченной кривой H , по скважине Асотхалом-С-8

2.3.2 IBM AT rendszerű személyi számítógépen alapuló karotázs minicentrum*

1989-ben létrehoztunk egy IBM AT rendszerű személyi számítógépre alapozott minicentrumot a 143. ábra szerinti kiépítésben, amelynek elemei a következők:

- IBM AT kompatibilis számítógép az alábbi felszereltséggel:
 - 1 Mbyte memória
 - 41 Mbyte-os Winchester diszk meghajtó
 - RS232 soros illesztő
 - CENTRONICS párhuzamos illesztő
 - 84 billentyűs klaviatúra
 - 1,2 Mbyte-os floppy diszk meghajtó
 - akkumulátoros óra, naptár
 - DOS 3.3 operációs rendszer
- EGA színes monitor 14"-os átmérőjű képernyővel
- EPSON FX-1000 mátrixnyomtató
- HP-9475 hat tollú színes sík plotter
- COROLLPRESS-88, 409,6 mm széles színes raszter plotter
- RA-06/A félautomatikus, 1050 mm \times 675 mm felületű rajzdigitalizáló az analóg mérések on-line gépbe viteléhez

* Balázs M., Beszeda T., Bihari L.-né, Kissné Varga K., Mészáros F., Pandi P., Palánki É., Szendrő D.



143. ábra. A karotázs minicentrum hardware felépítése

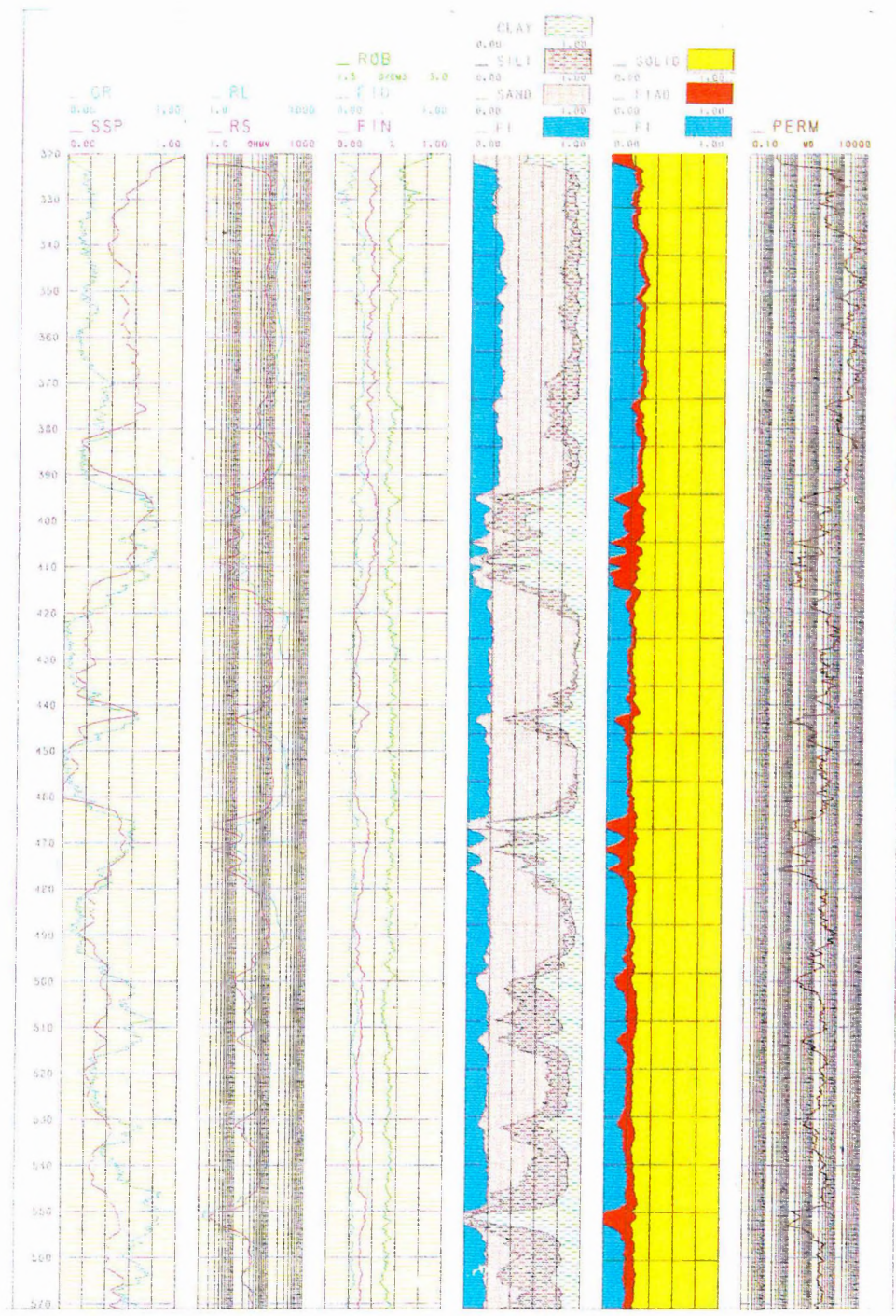
1 — PK1 kazettás mágnesszalagos tároló; 2 — RA-06/A rajzdigitalizáló elektronikus egysége; 3 — RA-06/A rajzdigitalizáló kezelői billentyűzete; 4 — RA-06/A rajzdigitalizáló tábla a csúsztható száskereszttel; 5—EGA képernyő; 6—IBM AT számítógép; 7—billentyűzet; 8—EPSON mátrixnyomtató; 9 — HP-7475A rajz gép; 10 — CM-5300 mágnesszalagos tároló; 11 — CM-5302 mágnesszalagos tároló; 12 — COROLLPRESS-88 színes rajz gép

Fig. 143. Hardware configuration of well-logging mini centre

1—PK1 cassette magnetic tape storage; 2—electronic unit of RA-06/A digitizer; 3—keyboard of RA-06/A digitizer; 4—table of RA-06/A digitizer with slidable hair cross; 5—EGA monitor; 6—IBM AT computer; 7—keyboard; 8—EPSON matrix printer; 9—HP-7475A plotter; 10—CM-5300 magnetic tape recorder; 11—CM-5302 magnetic tape recorder; 12—COROLLPRESS-88 colour plotter

Рис. 143. Схема математического обеспечения каротажного миницентра

1 — память на магнитной кассете типа PK-1; 2 — электрический узел дигитайзера RA-06/A; 3 — клавиатура управления дигитайзера RA-06/A; 4 — доска дигитайзера RA-06/A со скользящим крестиком; 5—монитор EGA; 6—компьютер IBM AT; 7—клавиатура; 8 — матричный принтер EPSON; 9 — плоттер HP-7475A; 10 — память на магнитной ленте CM-5300; 11 — память на магнитной ленте CM-5302; 12 — цветной плоттер COROLLPRESS-88



145. ábra. Vízkutató fúrás karotázs méréseinek feldolgozása

GR — természetes gamma görbe; SSP — természetes potenciál görbe; RL — 160 cm szondahosszú ellenállás görbe; RS — 40 cm szondahosszú ellenállás görbe; ROV — számított sűrűség görbe; FID — számított sűrűség-porozitás görbe; FIN — számított neutron-porozitás görbe; F1 — effektív porozitás; SAND — homoktartalom; SILT — alleurittartalom; CLAY — agyagtartalom; FIAD — kötött víz; SOLID — szilárd közetváz; PERM — permeabilitás

Fig. 145. Processing of well-logging measurements in water prospecting well

GR—gamma-ray log; SSP—self potential leg; RL—resistivity curve measured with 160 cm long sonde; RS—resistivity curve measured with 40 cm long sonde; ROV—calculated density log; FID—calculated density-porosity log; FIN—calculated neutron-porosity log; F1—effective porosity; SAND—sand content; SILT—silt content; CLAY—clay content; FIAD—bound water; SOLID—solid rock matrix; PERM—permeability

Рис. 145. Обработка каротажных данных по скважине на воду

GR — кривая естественной гамма-активности; SSP — кривая естественных потенциалов; RL — кривая сопротивлений при длине зонда в 160 см; RS — кривая сопротивлений при длине зонда в 40 см; ROV — кривая расчетных плотностей; FID — кривая расчетной плотности-пористости; FIN — кривая расчетной нейтронной пористости; F1 — кривая эффективной пористости; SAND — содержание песка; SILT — содержание алевролита; CLAY — содержание глины; FIAD — связанная вода; SOLID — каркас твердой породы; PERM — проницаемость

- CM-5300 félcolos mágnesszalagos egység on-line illesztéssel a terepi mérések beadásához és a nagyszámítógéppel történő kapcsolat biztosításához
- CM-5302 félcolos mágnesszalagos egység a COROLLPRESS off-line működéséhez
- PK1 mágnesszalagos kazetta olvasóegység a terepi mérések beadásához
- lyukszalagolvasó a korábban digitalizált anyagok gépbe viteléhez

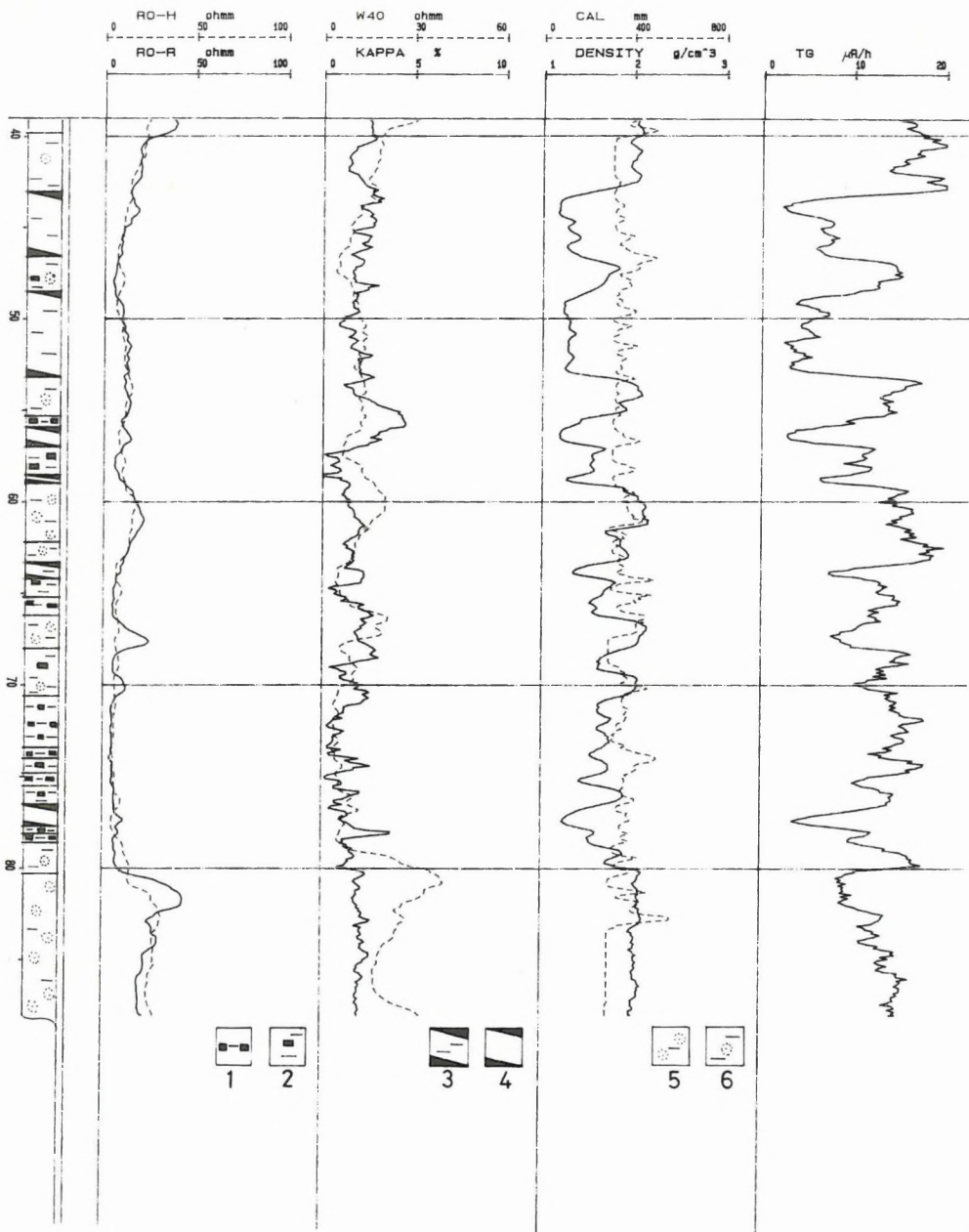
A felsorolt egységek hardware és software illesztése megtörtént, s így lehetővé vált a karotázs adatok feldolgozását biztosító következő programok átírása a korábban használt HP-9825B típusú számítógépről:

- a digitális terepi mérések adatainak diszkes adattárba vitelét biztosító programcsomag különböző típusú és formátumú mágnesszalagokról
- az RA-06/A típusú félautomatikus digitalizáló interaktív üzemeltetését biztosító program
- a mért és a számított görbék képernyőn, nyomtatón és plotteren való megjelenítését végző programok
- a görbék szűrését, simítását végző programok
- a görbék interaktív mélységegyeztetését végző program
- különböző paraméterek kapcsolatát, gyakoriságát, átlagérték eloszlását előállító programok
- az agyagosságot több módszerrel számító program
- a porozitást több módszerrel meghatározó program
- a permeabilitást több módszerrel előállító program
- a litológiai tagolást statisztikus módszerrel végrehajtó program
- a közetkomponenseket legkisebb négyzetek módszerével mintavételi pontonként számító program
- a szemcseátmérőt számító program
- a szén fűtőértékét, hamutartalmát és nedvességét meghatározó program
- az akusztikus hullámképek interaktív kezelését biztosító program.

A jelenlegi hardware összeállítás és a meglévő software jó lehetőséget biztosít a nyersanyag fajtájától függő, korszerű, számítógéppel támogatott interaktív karotázs értelmezés megvalósításához.

A 144. ábrán egy szénkutató fúrásban felvett karotázs mérési anyag minicentrumban történt megjelenítése és a karotázs görbék alapján történt litológiai tagolásának eredménye látható. Mérési anyagként a RO-H 40 cm szondahosszú, a RO-R 10 cm szondahosszú, a W40 Wenner-féle elrendezésű ellenállásgörbék, a KAPPA gerjesztett potenciál, a CAL lyukátmérő, a DENSITY sűrűség és a TG természetes gammagörbék kerültek felhasználásra. A mért görbék amplitúdó értékeitől függően a kis sűrűség és az alacsony rádióaktív sugárzás a szén, a kis ellenállás és a magas rádióaktív sugárzás az agyag, a nagy ellenállás, a nagy sűrűség és az alacsony rádióaktív sugárzás pedig a homok jelenlétére utal.

A félcolos mágnesszalagos egységek a nagy számítógépekkel való kapcsolatot is biztosítják. Így például lehetőség van az ASZOIGISZ-rendszerrel előállított eredményeknek a minicentrumban működő COROLLPRESS plotteren történő színes megjelenítésére is. Erre példaként a 145. ábrán egy vízkutató fúrás karo-



144. ábra. Szénkutató fúrás karotázs méréseinek értelmezése

RO-H — 40 cm sondahosszú ellenállás görbe; RO-R — 10 cm sondahosszú ellenállás görbe; W40 — Wenner-féle elektroda elrendezéssel mért ellenállás görbe; KAPPA — gerjesztett potenciál mérés agyagra érzékeny komponense; TG — természetes gamma görbe; DENSITY — sűrűség görbe; CAL — lyukátmérő görbe; 1 — szenes agyag; 2 — szénnyomos agyag; 3 — helyenként agyagos szén; 4 — szén; 5 — agyagos homok; 6 — homokos agyag

Fig. 144. Interpretation of logs of coal-prospecting borehole

RO-n—resistivity curve obtained with 40 cm long sonde; RO-r—resistivity curve obtained with 10 cm long sonde; W40—resistivity curve measured with Wenner electrode array; KAPPA—component of induced polarization measurement sensitive to clay; TG—gamma-ray log; DENSITY—density log; CAL—caliper log; 1—clay with intercalated coal; 2—clay with traces of coal; 3—coal with intercalated clay; 4—coal; 5—clayey sand; 6—sandy clay

Рис. 144. Интерпретация каротажных данных по скважине на уголь

RO-n—кривая сопротивления при длине зонда в 40 см; RO-r—кривая сопротивления при длине зонда в 10 см; W40 — кривая сопротивлений, полученная установкой Уеннера; KAPPA — компонента вызванных потенциалов, чувствительная к глинистости; TG — кривая естественной гамма-активности; DENSITY — кривая плотности; CAL — кривая калвернометрии; 1 — углистые глины; 2 — глины со следами углей; 3 — угли, местами глинистые; 4 — угли; 5 — глинистые пески; 6 — песчаные глины;

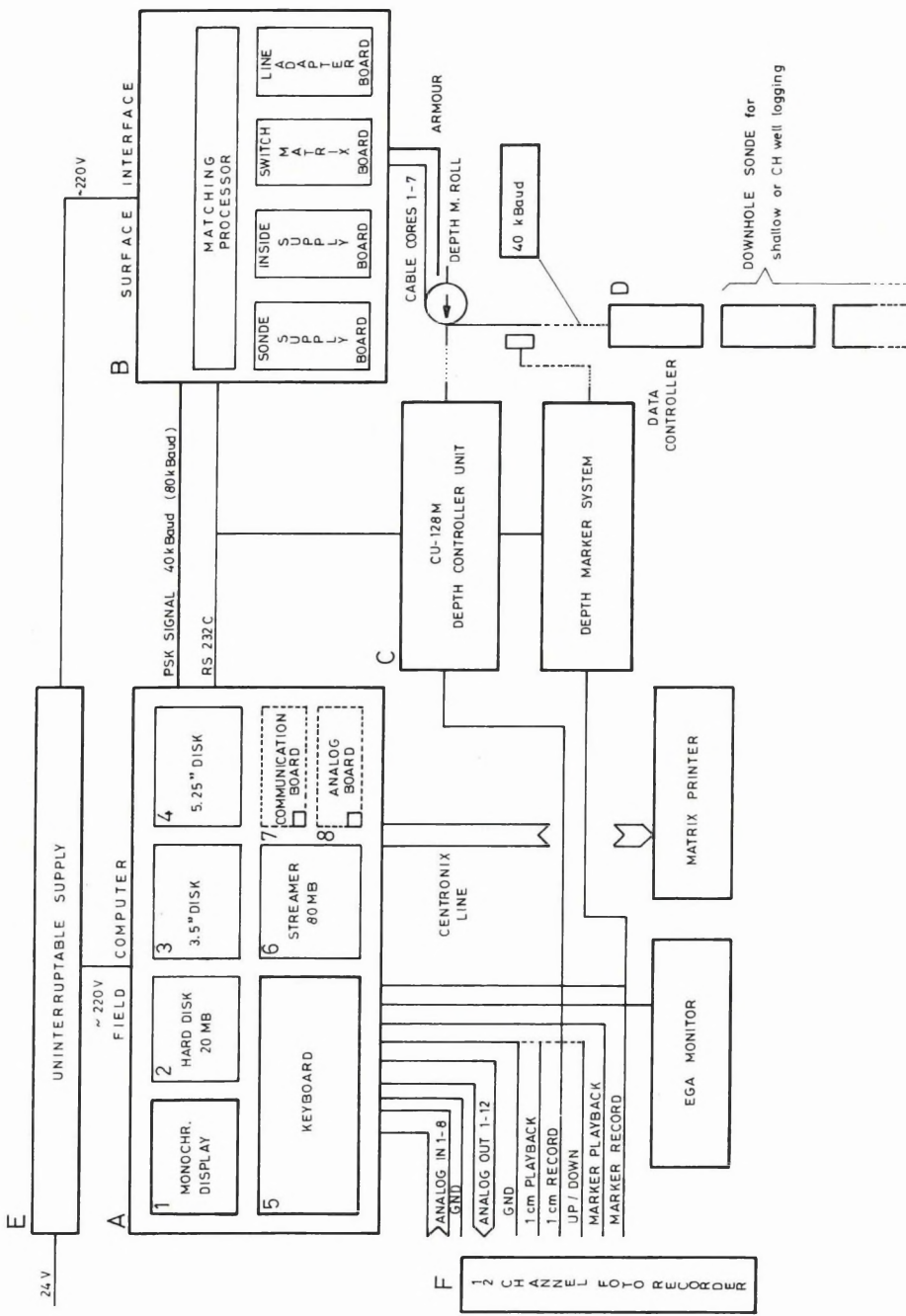
tázs mérési anyagának számítógépes feldolgozási eredménye látható. Balról az első oszlopban a GR természetes gamma és az SSP természetes potenciálgörbe láthatók. A második oszlopban az RS 40 cm és az RL 160 cm szondahosszú ellenállásgörbe található. A harmadik oszlop a gamma-gamma mérésből számított ROV sűrűség és FID sűrűség-porozitás görbét, valamint a neutron-neutron mérésből számított FIN neutron-porozitás görbét tartalmazza.

A kőzetkomponensek meghatározása valószínűségi eloszlások, ún. 'cross-plot'-ok készítése és értelmezése után, az előzőleg felsorolt görbékre mintavételi pontonként felállított egyenletrendszernek a legkisebb négyzetek módszerével kapható megoldásával történik. A negyedik oszlop ennek az eredményét szemlélteti, ahol FI az effektív porozitás, SAND a homok-, SILT a kőzetliszt-, CLAY pedig az agyagtartalom térfogatszázalékokban. Az ötödik oszlopban a FI kitermelhető-, a FIAD agyaghoz kötődő víz és a SOLID szilárd kőzetváz mennyisége került szintén térfogatszázalékokban megjelenítésre. Az utolsó oszlopban az időegység alatt kitermelhető víz mennyiségével arányos PERM permeabilitás látható a Wyllie-féle formula alkalmazásának eredményeként.

2.3.3 IBM AT rendszerű személyi számítógépre alapozott karotázs adatgyűjtő rendszer kifejlesztése*

Az ELGI 1989-ben újgenerációs karotázs berendezést fejlesztett ki. A berendezés megoldja a fúrólukban nagy számú geofizikai — elsősorban az alkalmazott detektorok száma által korlátozott paraméter — egyidejű mérését, felszínre juttatását, a méréssel egyidejű feldolgozását, megjelenítését és tárolását. A rendszer kieépítésétől és az alkalmazott szondaparktól függően mind szilárdásvány-, mind CH-kutatásra alkalmas. A kismélységű karotálásra szolgáló berendezés típusjele K-500C a CH-kutatást szolgáló berendezése K-5000C. Az ELGI korábbi fejlesztésű szondái a rendszerben alkalmazhatóak. A rendszer fő elemei (146. ábra):

* Baráth I., Cséri D., Haász L., Kőrös Zs., Korodi G., Lipcsei F., Szentpály M.



A) *Terepálló kiviteli IBM AT kompatibilis számítógép* ELGI fejlesztésű speciális bővítő kártyákkal. Ez vezérli a rendszert, végzi a megfelelő algoritmusok birtokában a méréssel egyidejű feldolgozást. Ez a különböző detektorok egy mélységpontra hozását, az egyes detektorok jeleinek megfelelő szűrését, sűrűség és porozitás számítását, a mért adatok különböző korrekcióját lyukbőséggel, iszapellenállással, iszapsűrűséggel stb. jelenti. A méréssel egyidejű előfeldolgozással gondoskodik az adatok tárolásáról egy adatbázisban. Az operátor egy monokrom monitoron megjelenő menürendszer segítségével irányítja a klaviatúrán keresztül a rendszert (mérésválasztás, hitelesítés, mélységállítás, méréshatárállítás, szonda nyitás-zárás stb.). A szelvény megjelenik egy színes (EGA) monitoron, mátrix printeren illetve, ha szükséges 12-csatornás filmes regisztrálón is. Az adatok tárolhatók hajlékony lemezen (3½", 5¼"), merev lemezen (20 vagy 60 Mb) és streamer-en is (100 Mb). A kommunikációs kártya biztosítja a szondákkal történő adatforgalmat. A rendszer a felhasználói igényeknek megfelelően bővíthető, illetve egyszerűsíthető. A rendszert az ELGI által kifejlesztett operációs rendszer működteti, amely illeszkedik a DOS-hoz.

B) *Felszíni illesztő egység*, amelyet mikroprocesszor vezérel. Feladatai: megteremteni az operátori menürendszerből irányított kapcsoló mátrixszal a számítógép és a szondák közti kapcsolatot, ellátni a lyukeszközöket tápárammal és megoldani a fizikai jelátvitelt. Lehetőséget biztosít „idegen” rendszerek egyszerű illesztésére is 8 analóg bemeneten keresztül. Az illesztő egységet a számítógép vezérli egyik soros adatátviteli (RS232-es) vonalán.

C) *A mélységmérő rendszer*. Ez a következő csörlőirányítással kapcsolatos feladatokat végzi el: szelvényezési mélység- és vontatási sebességmérés, korrekció mágneses markerrel, kábelfeszesség-mérés stb. Az egység az IBM AT-val annak második soros adatátviteli (RS232-es) vonalán keresztül bonyolítja az adatforgalmat.

D) *Fürőlyukbeli adatgyűjtő és adatátviteli egység*, amely Dewar hővédelmi rendszerbe épített, CMOS technológiájú mikroprocesszoros rendszer. A Dewar rendszeren kívül helyezkedik el a tápegység, mely az adatgyűjtő elektronikát illetve a szondavonat rendszert látja el a szükséges tápfeszültségekkel. Az adatgyűjtő a szondavonattagokhoz 13-pólusú csatlakozókkal felépített buszrendszeren keresztül csatlakozik, kétirányú adatforgalmat téve lehetővé a szondavonattagok és az adatgyűjtő között. Az adatgyűjtő a szondavonattagokból érkező analóg és impulzus jellegű jelek feldolgozására (digitalizálására, ezek alapján

146. ábra. A személyi számítógéppel vezérelt karotázs állomás blokkvázlata

A — terepálló számítógép; B — felszíni illesztőegység; C — mélységmérő-csőrlővezérlő egység; D — fürőlyukbeli adatgyűjtő és adatátviteli egység

Fig. 146. Block scheme of personal computer controlled well-logging station

A—ruggedized computer; B—surface interface; C—depth recording and winch control unit; D—downhole data acquisition and data transfer unit

Рис. 146. Блок-схема каротажной станции, управляемой персональным компьютером

A — компьютер в полном исполнении; B — узел наземного согласования; C — узел измерения глубин и управления лебедкой; D — скважинный узел по сбору и передаче данных

parancsok visszaküldésére a vonattagokba, illetve az adatok digitális formában felszínre történő továbbítására) alkalmas. A rendszer a felszínrel a kapcsolatot egy éren fél duplex üzemmódban tartja. Szükség esetén a szondavonattagok egyedenként adatgyűjtő nélkül is üzemeltethetők. A 147. ábrán egy szilárdásvány-kutatásra kifejlesztett gamma–gamma, fúrólukátmérő (cal), természetes gamma, neutron–neutron szondával (átmérő 43 mm) készült szelvény látható.

A rendszer főbb paraméterei:

Nyomástűrés: 80 MPa

Hőtűrés: 150 °C

Adatátviteli sebesség: 40 kBaud 5000 m-es kábelen (80 kBaud fejlesztés alatt).

CH-kutatásra kifejlesztett szondavonattagok:

természetes gamma szonda

gamma–gamma és lyukbőség (cal) szonda

neutron–neutron szonda (falhoz szorított)

laterolog szonda

mikrolaterolog szonda (motoros mozgatású papuccsal)

Néhány lehetséges szondavonatot:

gamma–gamma–cal/neutron–neutron/ természetes gamma

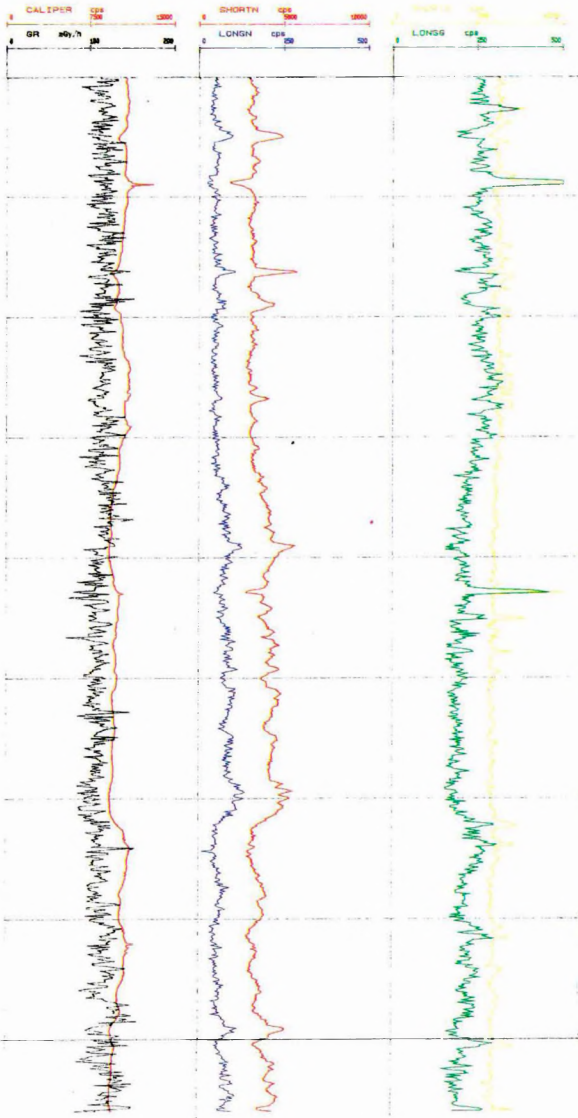
mikrolaterolog/laterolog/ természetes gamma/ SP

Fejlesztés alatt vannak a következő szondák:

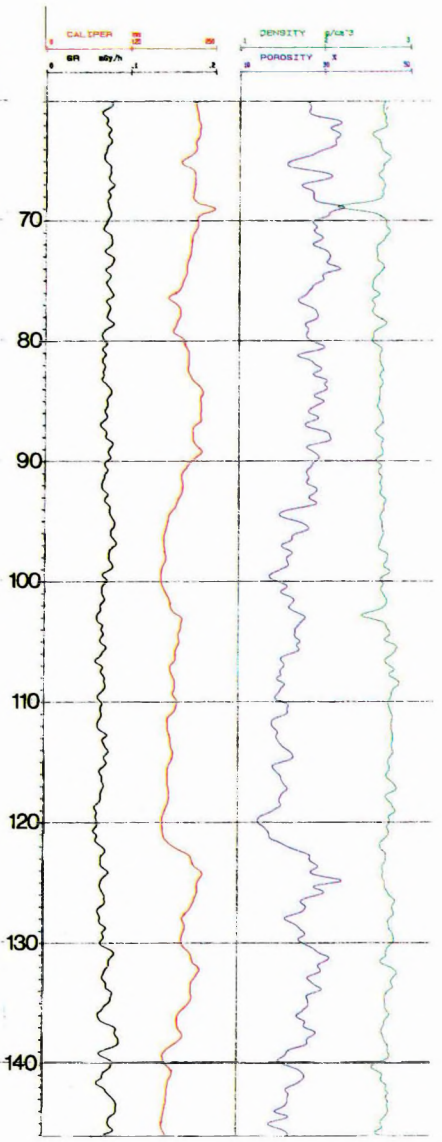
spektrális gamma–gamma

spektrális természetes gamma

sokelemes akusztikus



a



b

147. ábra. A K-500C karotázás állomással és a KGGCGNN-6-80-43MP szondával készített szelvény

a) az adatok cps-ben regisztrálva

1 — rövid neutron csatorna; 2 — hosszú neutron csatorna; 3 — rövid gamma csatorna; 4 — hosszú gamma csatorna; 5 — természetes gamma csatorna; 6 — lyukbőség csatorna

b) méréssel egyidejűleg feldolgozott adatok

1 — porozitás szelvény (%); 2 — sűrűség szelvény (g/cm^3); 3 — természetes gamma szelvény (mikroRtg/óra); 4 — lyukbőség szelvény (mm)

Fig. 147. Log recorded with K-500C well-logging station and KGGCGNN-6-80-43MP sonde

a) data recorded in cps

1—short neutron channel; 2—long neturon channel; 3—short gamma channel; 4—long gamma channel; 5—gamma-ray channel; 6—caliper channel

b) data processed in real-time

1—porosity log (%); 2—density log (g/cm^3); 3—gamma-ray log (microRtg/hour); 4—caliper log (mm)

Рис. 147. Разрез, составленный с помощью каротажной станции K-500C и зонда KGGCGNN-6-80-43MP

a) регистрация в циклах в секунду

1 — короткий канал нейтронов; 2 — длинный канал нейтронов; 3 — короткий канал гамма-излучения; 4 — длинный канал гамма-излучения; 5 — канал естественного гамма-излучения; 6 — канал калвернометрии

b) данные, обработанные одновременно с измерениями

1 — кривая пористости (%); 2 — кривая плотности ($\text{г}/\text{см}^3$); 3 — кривая естественной гамма-активности (мкр/ч); 4 — кривая калвернометрии (мм)

2.3.4 Kombinált nyomásgradiens–hőmérsékletmérő szonda kifejlesztése*

Termelő kútban a nyomásgradiens — a produktív szint kivételével — a Bernoulli-törvény alapján értelmezhető. A kutat kitöltő közeg sűrűségének meghatározásával lehetőség van a fázisviszonyok megismerésére, tisztázva olyan fontos termelési problémákat, mint az olaj–víz határ helye, a gáz–víz viszony mélységbeli alakulása, stb. A produktív szintnél mért nyomásgradiens a fluidum sűrűségén kívül tükrözi azt a nyomásanomáliát is, amit a turbulens súrlódás, a rétegfolyadék irányválttatása és hidraulikus ütközése idéz elő, összefüggésben a kútszerkezeti adottságokkal (átmérő, réseletség, stb.) és a kútkörüli zóna szivárgási sajátosságaival. A produktív szintnél kialakult nyomásanomália kicsi. A lehetséges maximális érték is legfeljebb néhány tized bar. A nyomásanomália tanulmányozására ideális vizsgáló módszer a nyomásgradiens-mérés, amit nemcsak a nagy felbontóképességi követelmény indokol (< 50 Pa), hanem az is, hogy a vonatkozó összefüggésekben a nyomásgradiens (dp/dz) alapvető paraméter.

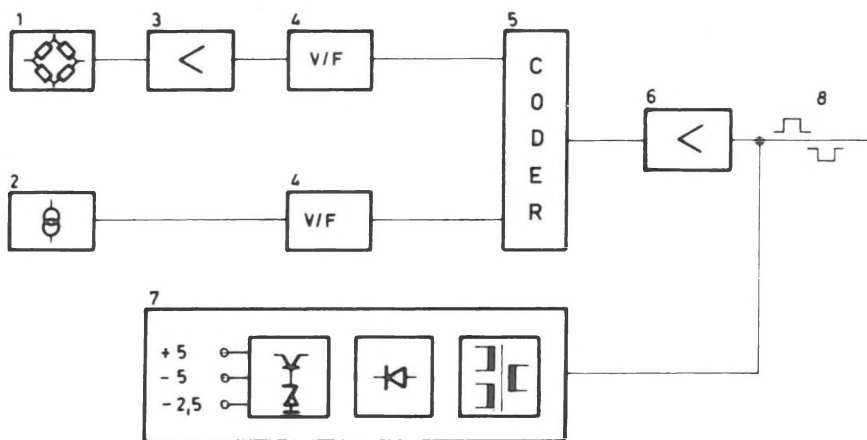
A nyomásgradiens-mérés nélkülözhetelen kiegészítője a hőmérsékletmérés. Ez egyrészt a hőmérséklet-korrekcióhoz szükséges, másrészt a kútműködésről nyújt további információt. A kombinált nyomásgradiens-hőmérsékletmérő szonda kifejlesztésével bővült a termelésgeofizikai eszközpark, kitűnő lehetőséget biztosítva a kutat kitöltő fluidum (víz, gáz, olaj) arányának elhelyezkedésének tisztázásához és a kút–réteg rendszer működésének jobb megismeréséhez.

A kombinált nyomásgradiens-hőmérsékletmérő szonda működési elve a 148. ábrán látható blokkvázlat alapján követhető. A nyomásgradiens-mérő szenzor (1) a piezoellenállás elvén működő, Wheatstone hídban elhelyezett érzékelő. A híd nullhelyzete kiegyenlített és hőmérsékletre kompenzált. A híd kimenőfeszültségét, amely a differenciális nyomással arányos, nagystabilitású erősítő erősíti fel (3). Az erősítő kimenő feszültsége egy feszültség-frekvencia konverterre kerül (4), így a kimenő frekvencia a nyomásgradienssel arányos.

A hőmérsékletszenzor (2) egy speciális integrált áramkör, nyomásálló tokban elhelyezve, melynek időálló jelét 1,5 s folyadékban. A hőmérsékletszenzor jelét (amely egyenfeszültség) szintén feszültség/frekvencia konverter dolgozza fel (4). Mind a hőmérséklet, mind a nyomáscsatorna jele logikai áramkörbe kerül (5), amely a két csatorna impulzusainak egymásra hatását (koincidenciáját) teljesen kiküszöböli.

A nyomás- és hőmérséklet-információ a vonalerősítőn keresztül (6) pozitív és negatív impulzusok formájában jut a felszínre a kábeléren (8), amely egyben a szonda táplálásához szükséges áramot is eljuttatja a szondaelektronika részére. A maximális stabilitás érdekében mind a nyomás-, mind a hőmérsékletcsatorna magas stabilitású tápegységről (7) üzemel, amely a felszínről érkező egyenáramból transzverter, egyenirányítók és stabilizátorok segítségével állítja elő a különböző működtető feszültségeket.

* Korodi G., Lakatos S., Nagy M.



148. ábra. A kombinált nyomásgradiens- és hőmérsékletmérő szonda felépítésének blokkvázlata

1 — nyomásdetektor; 2 — hőmérséklet érzékelő; 3 — erősítő; 4 — feszültség-frekvencia átalakító; 5 — logikai áramkör; 6 — vonalerősítő; 7 — tápegység; 8 — karotázskábel

Fig. 148. Block scheme of combined pressure gradient and temperature measuring sonde

1—pressure detector; 2—temperature sensor; 3—amplifier; 4—voltage-to-frequency converter; 5—logic circuit; 6—line repeater; 7—power supply; 8—logging cable

Рис. 148. Блок-схема зонда по измерению температур и градиентов давления

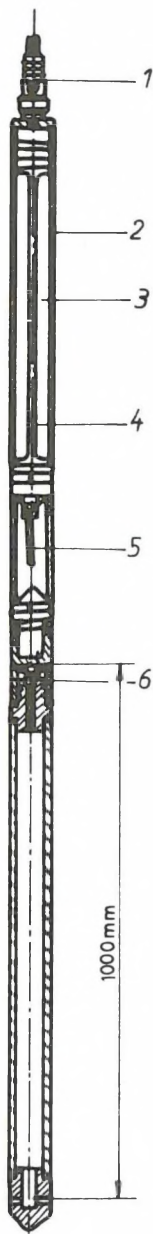
1 — датчик давления; 2 — датчик температур; 3 — усилитель; 4 — преобразователь напряжения в частоту; 5 — логическая цепь; 6 — линейный усилитель; 7 — блок питания; 8 — каротажный кабель

A 149. ábrán látható, hogy a szonda a nyomáskülönbséget egymástól 1000 m-re lévő szintek között méri a vizsgált kútban. Ez a mérési eljárás a sűrűség meghatározásánál csökkenti az esetleg meglévő nagyméretű buborékok zavaró hatását, továbbá az így meghatározott nyomáskülönbség számértéke megegyezik a vizsgált kútszakaszt kitöltő fluidium átlagfajsúlyával.

A szonda műszaki adatai

méréshatár:	nyomás	10 kPa/m
	hőmérséklet	150 °C
felbontás:	nyomásmérés	≤ 50 Pa
	hőmérséklet	≤ 0,05 °C
	hőállóság	150 °C
	nyomásállás	65 MPa
	szondaátmérő	43 mm

Kábelrendszer: egyeres, hurokellenállás max. 200 Ω, kapacitás max. 0,5 μF



149. ábra. A kombinált nyomásgradiens-hőmérséklet-mérő szonda mechanikus felépítése

1 — szondafej; 2 — szondaház; 3 — szondaelektronika; 4 — védőkosár; 5 — hőérzékelő; 6 — differenciál nyomás érzékelő

Fig. 149. Mechanical structure of combined pressure gradient and temperature measuring sonde

1—cable head; 2—sonde body; 3—sonde electronic circuit; 4—protecting cage; 5—temperature sensor; 6—differential pressure sensor

Рис. 149. Механическое устройство комбинированного зонда по измерению температур и градиентов давлений

1 — головка зонда; 2 — кожух зонда; 3 — электрические цепи зонда; 4 — защитная корзинка; 5 — датчик температур; 6 — дифференциальный датчик давлений

3 FÖLDFIZIKAI KUTATÁS

3.1 A FÖLDMÁGNESES TÉR VIZSGÁLATA*

A Tihanyi Obszervatórium folyamatosan ellátta mérési és nemzetközi adatszolgáltatási feladatait. A mérési szintek, az ún. bázisértékek ellenőrzésére nemzetközi rendezvények keretében végzett összemérések adtak lehetőséget. 1988-ban Tihanyban rendeztük a PLANET 88 elnevezésű munkatalálkozót, amely egyben a KAPG IV. 5. munkacsoport ülése is volt. Ennek keretében francia, nyugat-, ill. kelet-német, cseh és szlovák, lengyel, román, bolgár és jugoszláv obszervatóriumi szakemberek végeztek összehasonlító méréseket. 1989-ben lehetőség nyílt a finnországi Nurmijärvi obszervatóriumban a IAGA és a Finn Meteorológiai Intézet által rendezett munkatalálkozón való részvételre, ahol nyolc különböző variációs rendszert teszteltek másfél hétig. A saját fejlesztésű DIMARS adatgyűjtő a hozzákapcsolt szovjet gyártmányú kvarc vario-méterekkel műszaki szempontból a középmezőnyben végzett ebben a versenyben. A teszt-sorozat feltárta az érzékelők néhány szisztematikus hibáját, mint például a gyártó által megadott hitelesítési tényező 3–8%-os hibáját, a D-vario-méter 1.5°-os hibás tájolását. Szerencsére ezek az eltérések utólag korrigálhatók, tekintve azt, hogy a hiba rendszeres, és változása lassú, negyed vagy féléves időszakra azonosnak tekinthető. Számítógépes programot készítettünk az 1988–89-es adatok újrafeldolgozására.

A földmágneses komponensek az említett korrekciót nem tartalmazó előze-tes értékei:

1988,5 epochára:

$D = 1^{\circ}42,7'$

$H = 21\,430\text{ nT}$

$Z = 42\,414\text{ nT}$

$F = 47\,536\text{ nT}$

1989,5 epochára:

$D = 1^{\circ}46,1'$

$H = 21\,434\text{ nT}$

$Z = 42\,463\text{ nT}$

$F = 47\,559\text{ nT}$

1988. és 1989. sorsdöntően izgalmas volt az obszervatórium szempontjából: ekkor villamosították a Budapest–Nagykanizsa vasútvonalat Fonyódig. A vasút távolsága az obszervatóriumtól kb. 4,2 km és nemzetközi tapasztalatok alapján ez a távolság elég kicsi ahhoz, hogy a mágneses észlelésben komoly zavarokat okozzon. (A mágneses obszervatóriumok létesítési előírásaira adott nemzetközi ajánlat 30 km-es távolságot javasol az obszervatórium és a villamosított vasút között.) A bizonytalanságot növelte, hogy a MÁV új, a hazai gyakorlatban nem alkalmazott technológiát vezetett be. A hagyományos ún.

* Kőrmendi A.

1×25 kV-os táplálástól eltérően a Székesfehérvártól kiinduló vonalat ún. 2×25 kV-os rendszerben táplálják. A MÁV költségmegtakarítás miatt választotta ezt a megoldást, és „mellesleg” nagyon kedvezőnek ígérkezett az obszervatórium szempontjából is. A részleteket későbbi publikációban tesszük közzé. Villamosságtani és geofizikai szempontból a 2×25 kV-os rendszer előnye az, hogy a talajban a vontatási áram elenyésző töredéke folyik, mert létezik egy ún. visszatérési vezeték. Továbbá az áramtér lényegében két takarékranszformátor között alakul ki, amelyek távolsága 5–10 km, lényegesen kisebb a hagyományos vontatási rendszer 40–60 km-ként lévő állomásainál.

1988. júliustól 1989. decemberéig csak a Székesfehérvár–Siófok szakaszon volt rendszeres forgalom. Ebben az időszakban a Balatonaliga–Zamárdi vonalszakasz mellett végeztünk megfigyeléseket. Kialakítottuk az észlelés és feldolgozás módszereit. Gyakorlatilag 1990. januártól rendszeres a villamos mozdonyok közlekedése a Siófok–Fonyód szakaszon. A kísérleti mérések tanúsága szerint az obszervatórium jelenlegi, kvarcszálás felépítésű, 0,1 nT-ás felbontóképességű variométereit és a proton-magnetométereit a villamosítás nem befolyásolja.

3.2.1 A földi árapály tanulmányozása*

Megfigyelések graviméterrel

A graviméterek hitelesítésének pontosítása különösen fontos feladatot jelent a gravitációs árapály geofizikai értelmezése szempontjából. Célunk volt BN-07 (kapacitív érzékelővel ellátott Askania GS-12) graviméterünk hitelesítése megbízhatóságának növelése 0,5%-ról 0,1%-ra. Ezt az elmúlt évben részben sikerült elérnünk azáltal, hogy a graviméter mikroszkópját — melynek leolvasási pontossága, és linearitása távolról sem megfelelő — a kalibrálás folyamatából kiiktattuk. (Az Askania graviméterek mikrométerének nonlinearitása esetenként a 2–3%-ot is elérheti.) Jelenleg kétféle graviméter hitelesítést végzünk:

a) Relatív hitelesítés

A relatív hitelesítés a műszerbe 1988-ban beépített elektrosztatikus hitelesítő egységgel történik. Célja a gravitációs regisztrátum léptéke időbeli változásának figyelemmel kísérése. Az 1988–89-ben elvégzett hitelesítések (305 db 1989. júniusáig) alapján megállapítottuk, hogy a relatív hitelesítések belső pontossága 0,04%. Kísérleteink során világossá vált az is, hogy a műszer érzékenysége jelentősen függ a termosztatizálási viszonyoktól. 1989. elején a műszer fűtésének megváltoztatása, (a fűtőáram néhány tized amperrel történő növelése) az érzékenység kb. 3%-os növekedését eredményezte.

b) Abszolút hitelesítés

Az abszolút hitelesítés a graviméter döntésével történik, Gridnev eljárásával (SZUTA, Földfizikai Intézet). A döntési szög mindig kicsi (lényegesen kisebb 1°-nál). Mi 0,05° és 0,01° döntési szögekkel dolgozunk. Gridnev eljárásának lényege:

- különböző azimutokban történő döntéssel pontosan meghatározható a tömeget hordozó kar mozgási síkja,
- a meghatározott érzékenység független a műszer karjának a vízszintessel bezárt szögétől,
- a graviméter a hitelesítés során végig nyugalmi állapotban van.

* Varga P.

Az 1989. első félévében végzett abszolút hitelesítések pontossága (9 hitelesítés) 0,03% volt, azaz elérte a relatív hitelesítések pontosságát.

1989. folyamán feldolgoztuk az 1985-ben végzett csehszlovák–magyar és az 1988–89-es osztrák–magyar közös megfigyeléseket. Az eredmények (publikálásukra a Marees Terrestres, Bulletin d'Information és az ELGI által kiadott KAPG Bulletinben kerül sor) azt mutatják, hogy a graviméter 1986-ban történt korszerűsítését követően a BN-07 műszer eredményei lényegesen közelebb kerültek a csehszlovák GS-15 (No. 228) és az osztrák LCR (D-9) műszerrel kapott eredményekhez. Az adatfeldolgozás eredményeit két táblázattal illusztráljuk. A VII. táblázat azt mutatja, hogy a megegyezés a három műszer között a BN-07 átalakítását követően a legfontosabb O1 és M2 hullámok amplitúdóhányadosa (δ) és fáziskülönbsége (κ) esetében egyaránt jó, az eltérés mindössze 0,2%. Prof. Gersteneckerrel korábban (1986) végzett vizsgálatunk azt mutatta, hogy a műszer-összehasonlítások megbízhatósága 0,5% körül van. A VIII. táblázat a Pecny (Prága)–Budapest és a Budapest–Bécs közötti összemérések alapján kimutatható eltérésekről ad tájékoztatást. A Pecny–Budapest esetben az eltérés teljesen elhanyagolható, míg Bécs kissé nagyobb eltérése Budapesttől azzal magyarázható, hogy az osztrák műszer megfigyelési sorozata a Mátyáshegyi barlangban még nem elég hosszú.

	GS 15 No. 228	BN-7	BN-07	LCR D-9
	A	B	C	D
	amplitúdóhányados (δ)			
O ₁	1,1494 + 0,0008	1,1538 + 0,0033	1,1508 + 0,0019	1,1488 + 0,0022
K ₁	1,1361 + 0,0006	1,1388 + 0,0026	1,1323 + 0,0013	1,1319 + 0,0016
M ₂	1,1826 + 0,0005	1,1870 + 0,0017	1,1853 + 0,0013	1,1844 + 0,0005
S ₂	1,1848 + 0,0010	1,1763 + 0,0035	1,1802 + 0,0015	1,1597 + 0,0010
	fáziskülönbség (κ)			
O ₁	0,088° + 0,039°	0,094° + 0,164°	0,093° + 0,092°	-0,118° + 0,109°
K ₁	0,074° + 0,029°	0,473° + 0,121°	0,168° + 0,066°	0,035° + 0,081°
M ₂	0,815° + 0,025°	0,815° + 0,084°	0,793° + 0,062°	0,843° + 0,025°
S ₂	0,518° + 0,053°	0,301° + 0,182°	0,292° + 0,123°	-0,122° + 0,052°
A	1984. 11. 02 — 1985. 12. 07.			
B	1984. 11. 02 — 1986. 01. 01.			
C	1988. 04. 05 — 1988. 09. 05.			
D	1987. 12. 11 — 1988. 07. 03.			

VII. táblázat. A budapesti geodinamikai állomáson végzett gravitációs árapály megfigyelések eredményei. A, B, C és D az észlelések ideje

Table VII. Comparison of gravity tidal observations in the Budapest geodynamic observatory. A, B, C and D—dates of observations

Таблица VII. Результаты гравиметрических наблюдений за земными приливами на будапештской геодинимической станции. А, В, С и D — времена наблюдений

Állomás	δ		κ	
	O_1	M_2	O_1	M_2
Pecny	1,153	1,159	-0,11°	-0,24°
Budapest	1,153	1,161	0,00°	-0,06°
Bécs	1,159	1,156	0,16°	0,66°
Budapest	1,154	1,155	-0,09°	0,23°

VIII. táblázat. Ugyanazon műszerrel Pecnyben és Budapesten a GS-15 No.228 graviméterrel, ill. Bécsben és Budapesten a LaCoste-Romberg D-9 graviméterrel észlelt árapály paraméterek

Table VIII. Comparison of tidal parameters determined from data observed with gravity meters GS-15 No. 228 in Pecny and Budapest and with LaCoste-Romberg D-9 in Vienna and Budapest, respectively

Таблица VIII. Параметры земных приливов, измеренные одними и теми же приборами в Печных и в Будапеште (гравиметр № 228 типа GS-15), а также в Вене и Будапеште (гравиметр Лякосте-Ромберга D-9)

Extenzométeres megfigyelések

A két extenzométer közül a rövidebb több hónapig állt az elektronikai rész meghibásodása miatt. Jelenleg mindkettő működik, a 10^{-8} relatív amplitúdójú árapályt megbízhatóan regisztrálják. Hogy a korábbi években tapasztalt, hozzávetőleg 60 mikrométeres évi menetet (melyre egy $10 \mu\text{m}$ amplitúdójú, éves periódusú — valószínűleg termikus eredetű — hullám rakódik) értelmezni tudjuk, a barlangban lévő két törésvonalon keresztül két „mikro” extenzométert telepítettünk az év elején. Ezek párhuzamosak a már korábban működő nagy extenzométerekkel. Bár pontosságuk lényegesen kisebb azoknál ($0,1 \mu\text{m}$), segítségükkel szeretnénk tisztázni, hogy a nagy műszerek driftje milyen mértékben hozható kapcsolatba külső (esetleg tektonikus) mozgásokkal és milyen mértékben instrumentális eredetű. Az év folyamán az egyik „mikro” extenzométer közvetlen szomszédságában a MÉV műszerével és együttműködésével a radontartalom időbeli változásának megfigyelését is megkezdtük. A mérési adatok feldolgozása, a „mikro” extenzométerekéhez hasonlóan az 1990-es év feladata.

3.2.2 A föld belső szerkezetének geodinamikai vizsgálata*

A gravitációs potenciáltól független jelenségek leírására szolgáló Love paraméterek egy olyan csoportját határoztuk meg, melyek a mag-köpeny határon fellépő (pontosabban feltételezhető) differenciális mozgások sferoidális és toroidális komponenseit írják le.

* Varga P.

Folytattuk a gyűrű alakú test gravitációs terének vizsgálatát a graviméterek abszolút hitelesítésének előkészítése céljából. Jelenleg minden olyan paramétert ismerünk már, amelyek a hitelesítő berendezés tervezéséhez szükségesek.

Az árapály súrlódás vizsgálatát az elmúlt két év során belga–magyar együttműködésben folytattuk. Az eddigi vizsgálatok alapján feltételezhető, hogy

- az árapály súrlódás okozta forgássebesség lassulás nagyobb mint a megfigyelt érték. Azaz: valamilyen mechanizmus gyorsítja bolygónk forgását. Számításokat végeztünk az ennek a kiegyensúlyozatlanságnak köszönhető földalak változások és a keletkező feszültségek meghatározása céljából;
- a földárapály megfigyeléseknél észlelt fáziskésés nagyobb az elméletileg várhatónál. A jelenség magyarázatával még adósok vagyunk;
- az árapály súrlódási kiegyensúlyozatlansága a földtörténet utolsó fél milliárd évében is megvolt, mértéke – előzetes számításaink szerint – erősen változott az idő függvényében.

3.3 PALEOMÁGNESES VIZSGÁLATOK

3.3.1 A Bükkalja miocén vulkáni szintjének paleomágneses képe*

Bevezetés

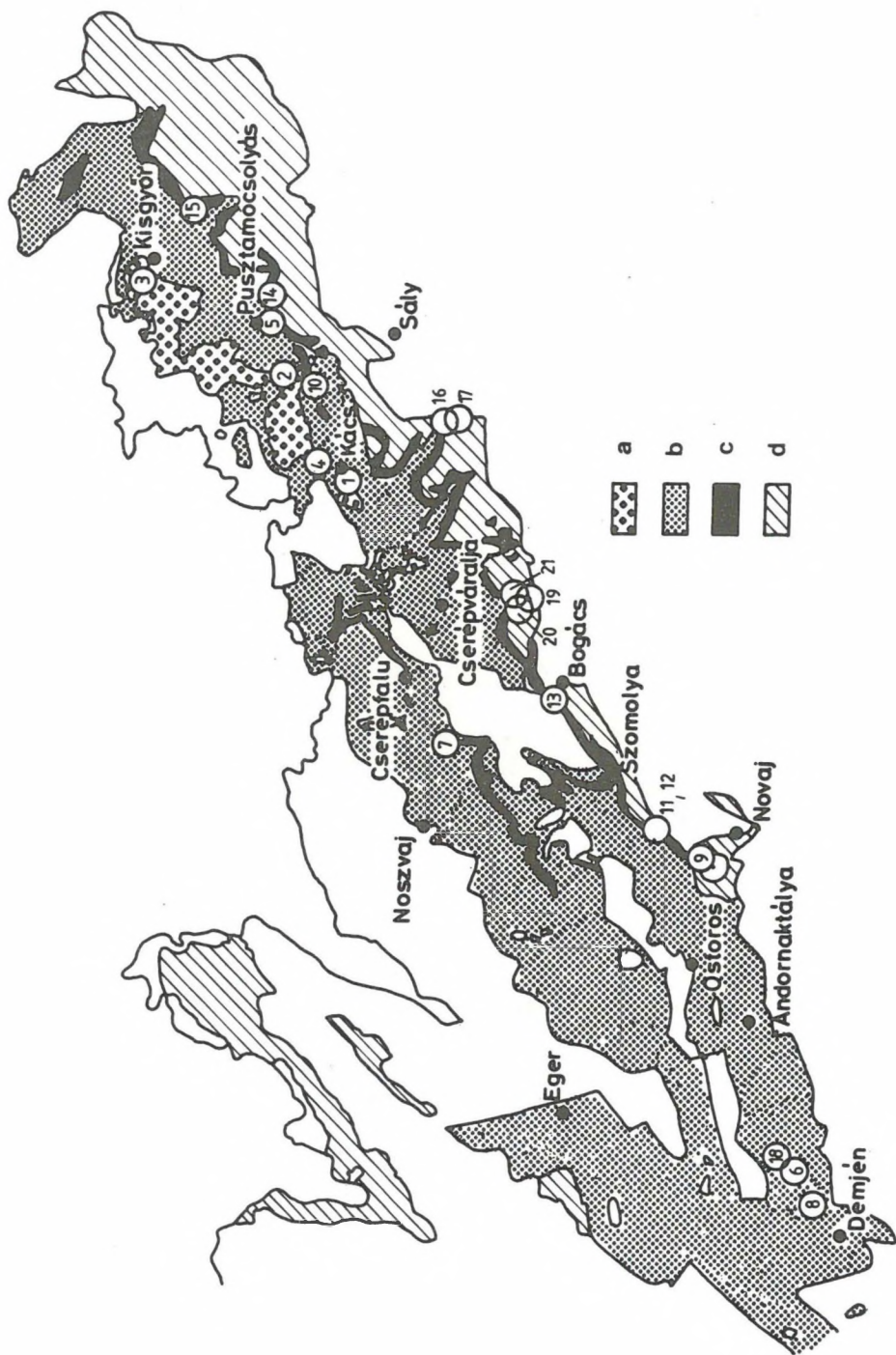
1982-ben MÁRTON P. [1983] a mainál kisebb inklinációt és nagy óramutató járásával ellentétes deklináció-rotációt figyelt meg Egerben, felsőoligocén finomszemű homokkőn ($D = 105^\circ$, $I = -48^\circ$, $k = 20$, $\alpha_{95} = 3^\circ$, minták száma: 75). Ez a rotáció nagyobb, mint a Dunántúli-középhegység harmadkori rotációja, amely 30° [MÁRTON E. 1986]. Márton P. eredménye egyetlen mintavételi helyet képviselt, ezért az eredmény helyi vagy regionális tektonikai jelentősége tisztázatlan maradt.

1988–89-ben a Bükkalján, Demjéntől Miskolcig, miocén vulkanitokat mintáztunk számos ponton (150. ábra). A mintákat mágneses- és napkompasszal tájoltuk. A mintavételi pontokon a kőzetek összetételüket és szövetüket tekintve is különbözők (porózus tufa, tömör láva, ill. ignimbrit jellegűek). A mintázott kőzeteket két – miocén korú – tufa-ignimbrit szintként térképezték [BALOGH és RÓNAI 1965]. A K/Ar izotóp korok átlagban 20 millió év körüliek, de nagyon szórnak [BALOGH et al. 1985].

Laboratóriumi vizsgálat és eredmények

A terepen fűrt magokból a laboratóriumban próbákat vágunk. Lemágnesezés előtt minden mintán természetes remanens mágnesezettséget és szuszeptibilitást mértünk, majd minden mintavételi pontról több pilótamintát választottunk ki (ezek színüket, szövetüket, szemnagyságukat tekintve különböznek). A pilótamintákból készített próbák egyikét váltótérben mágneseztük le, a másikat hőkezeléssel. A 18. mintavételi ponttól eltekintve, ahol nem is sikerült jellemző mágnesezettséget meghatározni, a remanencia váltótérű lemágnesezéskor rendkívül ellenállónak bizonyult. Teljes lemágnesezést még 0,22 Tesla csúcstérben sem lehetett elérni. Váltótérben lemágneseződés helyett gyakran felmágneseződést figyeltünk meg: a mesterséges komponens intenzitása növekedett a váltótér csúcstértékének függvényében, így a teljes lemágnesezést lehetetlenné tette. Ezért a többi minta tisztítására általában hőkezelést alkalmaztunk.

* Mártonné Szalay E.



A jellemző mágnesezettség alapján minden mintavételi pontra a pilótamin-ták képviselte alcsoportonként több paleomágneses középirányt képeztünk, amelyek paleomágneses adatait a IX. és X. táblázat foglalja össze. 14 ilyen csoport alapján az alsó vulkáni szintre a mágnesezettség középiránya:

$$D = 99^\circ, \quad I = -50^\circ, \quad k = 82, \quad \alpha_{95} = 4^\circ$$

ugyanaz a felső szintre (39 alcsoportból)

$$D = 159^\circ, \quad I = -35^\circ, \quad k = 50, \quad \alpha_{95} = 3^\circ$$

A fenti paleomágneses elemek szerint az alsó vulkáni szintben a deklináció-rotáció 81° óramutató járásával ellentétesen, míg a felsőben 21° , ugyanebben az irányban.

Amikor az egyes irányok mágneses elemeit úgy korrigáljuk, hogy a helyi foliációs síkokat vízszintes helyzetbe hozzuk, a fenti kitűnő statisztikus paraméterek kissé romlanak. Ez arra utal, hogy a foliációs síkok nem horizontális helyzete nem tektonikai mozgások következménye, hanem eredeti lejtők dőlését tükrözi.

Az eredmények értelmezése

Az alsó szint paleomágneses iránya azt bizonyítja, hogy a korábban egy ponton megfigyelt rotáció [MÁRTON P. 1983] nem helyi jelenség, hanem a Bükk egész déli peremén észlelhető. A felső szintben kisebb a deklináció-rotáció. Következésképpen a terület óramutató járásával ellentétes rotációja a két vulkáni szint keletkezése közötti időben indult meg és majdnem véget ért, amikor az alsó szint mágneseződött.

150. ábra. Paleomágneses mintavételi helyek a Bükkalján:

1–6 — alsó, 7–21 — felső vulkáni szint (a 8. és 18. mintavételi helyet a földtani térkép alsó szintként tünteti fel, paleomágneses jellemzők szerint azonban a felső vulkáni szintbe sorolandó); a–b — alsó szint: a — ignimbrit, b — tufa; c–d — felső szint: c — ignimbrit, d — tufa

Fig. 150. Palaeomagnetic sampling sites at southern margin of Bükk Mts.

1–6 lower, 7–21 upper volcanic horizon. Sites 8 and 18 are mapped as lower volcanic horizon, their palaeomagnetic characteristics suggest they belong to upper horizon. Key to geology: a–b—lower horizon: a—ignimbrite, b—tuff; c–d—upper horizon: c—compact variety of volcanics, d—tuff

Рис. 150. Пункты отбора проб на палеомагнитные определения в Бюккальях

1–6 — пробы из нижней вулканической толщи, 7–21 — то же из верхней (пункты 8 и 18 на геологической карте попадают в нижнюю толщу, но по их палеомагнитным характеристикам относятся к верхней); a–b — нижняя толща: a — игнимбриды, b — туфы; c–d — верхняя толща: c — игнимбриды, d — туфы

IX. táblázat. A Bükkalja alsó vulkáni szintjének mintavételi alcsoportjaira meghatározott paleomágneses elemek

Table IX. Mean direction of characteristic remanence for subsites from the lower volcanic horizon at the southern margin of the Bükk Mts.

Таблица IX. Палеомагнитные параметры по подгруппам проб из нижней вулканической толщи Бюккаля

	N	NRM int. (10^{-3} A/m)	$\kappa(10^{-4}$ SI)	D°	I°	k	α_{95}
1. Kács I. 4486–500	13	120	3,1	111	–36	29	7,8
2. Sály I. 4501–504 4505–508	4 4	160 149	4,3 3,5	102 100	–47 –42	70 86	11,0 10,0
3. Kisgyőr I. 4523–525 4938–941	7	30	1,7	82	–51	89	6,4
4526–530 4942–944	8	32	1,6	86	–48	314	3,1
4945–949	5	92	3,1	92	–56	112	7,3
4950–955	5	43	2,0	92	–50	413	3,8
4. Kács II. 5258–269 5270–277	10 7	22 28	1,9 2,0	104 104	–51 –52	86 176	5,2 4,6
5. Pusztamocsolyás II. 5626–630 5631–636 5637–642	5 5 6	51 57 54	2,0 2,2 2,3	95 89 92	–55 –54 –56	581 1421 205	3,2 2,0 4,7
6. Demjén, Pünkösdhegy I. 5719–723 5795–801	5 5	200 224	5,6 5,1	114 119	–50 –48	72 204	9,1 5,4

A két vulkáni szintet jellemző inklinációk közül a felső szint inklinációja kisebb. Mivel nehezen képzelhető el az, hogy a terület a vulkanizmus idején délre mozgott, felmerült az inklináció hibájának lehetősége. Erősen mágnesezett, gyakorlatilag kétdimenziós testekben elképzelhető, hogy a mágneses refrakció következtében a mágneses tér irányától eltér a felvett remanencia iránya. Inklinációhiba létrejöttének ilyen mechanizmusa azonban kizárható, mert nincs kapcsolat az inklinációk nagysága és a remanencia intenzitása, illetve a szuszceptibilitások között (151. ábra). Azonban a felső vulkáni szintben a mágneses foliáció foka (l. BORDÁS 3.3.2 fejezet) és az inklináció nagysága korrelálható. A kiegyenlítő egyenes segítségével a „foliációmentes”, azaz irányítatlan szövet valódi inklinációja 10° -kal nagyobb, azaz 45° -nak becsülhető. Ezáltal az alsó és felső vulkáni szint közötti látszólagos ellentmondás kiküszöbölhető.

X. táblázat. A Bükkalja felső vulkáni szintjének mintavételi alcsoportjaira meghatározott paleomágneses elemek

Table X. Mean direction of characteristic remanence for subsites from the upper volcanic horizon at the southern margin of the Bükk Mts.

Таблица X. Палеомагнитные параметры по подгруппам проб из верхней вулканической толщи Бюккаля

	N	NRM int. (10^{-3} A/m)	$\kappa(10^{-4}$ SI)	D°	I°	k	α_{95}
7. Bogács I. 4456-460	5	94	23	154	-37	238	5,0
4461-466	6	250	33	151	-30	555	2,9
4467-474	8	458	27	158	-34	243	3,6
4475-485	9	896	52	157	-33	141	4,4
8. Demjén, Nagyeresztvény 5278-282	4	228	3,7	178	-47	91	9,7
5283-289	7	210	6,0	180	-50	417	3,0
5290-294	5	419	4,4	198	-51	293	4,5
5295-299	5	448	4,7	198	-50	127	6,8
9. Novaj 5300-305	6	401	33	156	-25	245	4,3
5306-310	4	551	51	153	-30	98	9,3
5311-314	4	130	19	155	-23	321	5,1
10. Sály II. 5325-330	6	728	152	161	-42	245	4,3
5331-337	7	576	154	164	-50	110	5,8
11. Szomolya I. 5355-362	8	704	60	157	-30	213	3,8
5363-366	4	1120	72	161	-30	242	5,9
12. Szomolya II. 5367-372	5	848	83	155	-35	890	2,6
5373-378	6	1456	105	158	-36	811	2,4
13. Bögács II. 5506-511	6	656	45	152	-35	391	3,4
5705-709	5	230	9,6	153	-36	1458	2,8
5710-718	8	1256	86	158	-35	248	3,5
14. Pusztamocsolyás I. 5613-619	7	1520	34	152	-40	62	7,7
5620-625	6	1480	28	153	-37	585	2,8
15. Kisgyőr II. 5643-648	6	223	9,8	156	-38	227	4,5
5649-654	6	814	27	155	-44	622	2,7
5655-660	6	452	17	155	-34	163	5,3
5661-666	6	1037	72	170	-42	45	10,1
16. Tíboldaróc I. 5667-672	5	488	40	158	-38	340	4,2
5673-678	5	424	8,1	163	-40	169	5,9

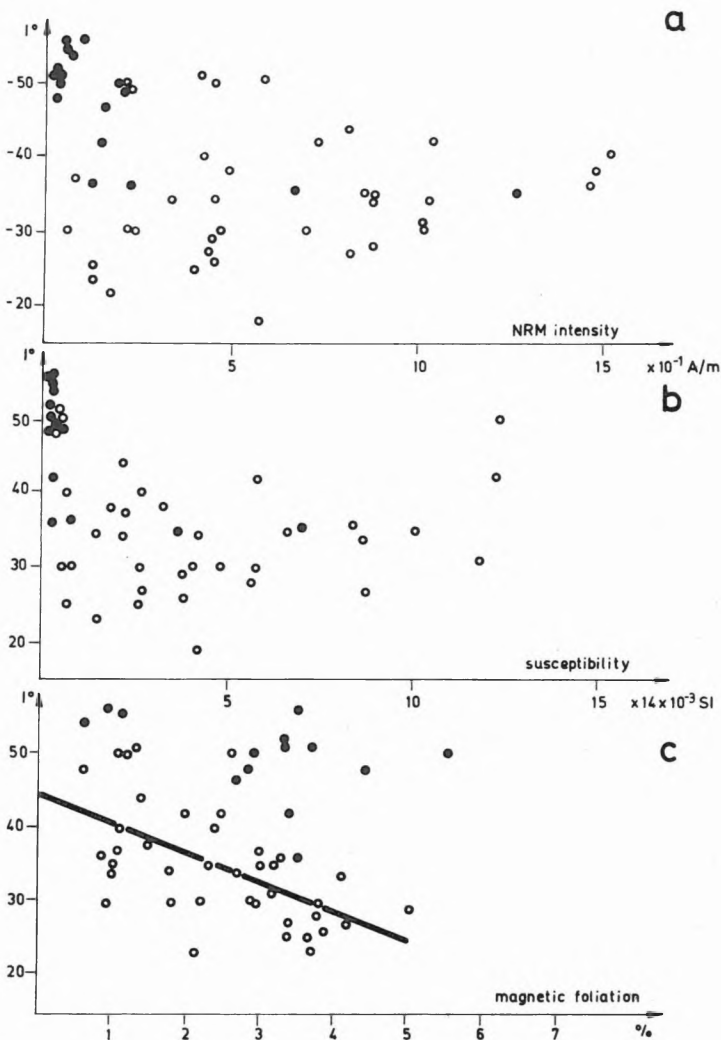
X. táblázat folyt.

	N	NRM int. (10^{-3} A/m)	$\kappa(10^{-4}$ SI)	D°	I°	k	α_{95}
17. Tibolddaróc II. 5680-684	4	824	109	148	-27	242	5,9
5685-692	7	1008	147	154	-31	97	6,2
5693-698	5	880	126	152	-35	662	3,0
5699-704	5	1032	108	133	-34	72	9,1
18. Demjén, Pünkösdhegy II. 5724-734	11	8	4,3	-	-	-	-
19. Tard I. 5802-807	5	440	30	156	-27	343	4,1
5808-813	6	448	47	157	-29	331	4,0
5814-820	7	880	70	153	-28	62	7,7
20. Tard II. 5821-825	5	54	7,0	153	-30	385	3,9
5826-831	6	128	8,7	144	-25	353	3,6
21. Tard III. 5832-836	5	448	47	148	-26	625	3,1
5837-841	4	584	53	150	-18	178	6,9

A foliációnak a 151. ábrán látható értékeit általában kicsinek tartják ahhoz, hogy a paleomágneses irányokban észrevehető hibát okozhasson. Úgy tűnik azonban, hogy valójában még ilyen kis mágneses szuszceptibilitás-anizotropia is komoly hibát idézhet elő. „Rejtett” kapcsolat felismerése paleomágneses iránytorzulás és anizotropia között olyan tanulmányoknak adhat ösztönzést, amelyek javíthatják a paleomágneses irányok pontosságát [BORDÁS, jelen kötet 3.3.2], illetve a lemeztectonikai rekonstrukció szempontjából kritikus időszakokban kiküszöbölik a bizonytalanságot az inklinációk megbízhatóságát illetően.

Hivatkozások

- BALOGH K., ÁRVA-SÓS E., PÉCSKAY Z. 1985: Magmás kőzetminták K/Ar kormeghatározása. Kézirat jelentés MTA Atommagkutató Intézet, Debrecen
- BALOGH K. és RÓNAI A. 1965: Magyararzó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához. L-34-III. Eger. MÁFI kiadvány
- MÁRTON E. 1986: Palaeomagnetism of igneous rocks from the Velence Hills and Mecsek Mountains. Geophysical Transactions **32**, 2, pp. 83-145
- MÁRTON P. 1983: Észak-magyarországi oligocén formációk paleomágneses vizsgálata. ELTE Geofizikai Tanszék kézirat jelentése
- TARLING D. H. 1983: Palaeomagnetism. Chapman and Hall, London, 379 p.



151. ábra. Mintavételi alcsoportok közepes inklinációi az NRM intenzitás (a), a kis mágneses térben mért szuszceptibilitás (b) és a mágneses foliáció (c) függvényében (nagy körök: alsó vulkáni szint; kis körök: felső vulkáni szint)

Fig. 151. Mean inclinations for subsites as a functions of NRM intensity (a) low field susceptibility (b) and magnetic foliation (c) as calculated for low-field susceptibilities. Large circles: lower volcanic horizon, small circles: upper volcanic horizon

Рис. 151. Средние наклонения подгрупп проб как функции интенсивности НРМ (а), восприимчивости, измеренной в слабом магнитном поле (b) и магнитной фолиации (с). Большие кружки – нижняя вулканическая толща; малые кружки – верхняя вулканическая толща

3.3.2 A mágneses anizotrópia és felhasználása paleomágneses adatok korrekciójában*

A mágneses szuszceptibilitás-anizotrópia vizsgálati módszere irányítottan vett kőzetminták irány menti szuszceptibilitásainak mérésén alapul. Az irányfüggés matematikai leírására szimmetrikus, ún. anizotrópiatenzort, szemléltetésére ennek a tenzornak megfelelő ellipszoidot használnak. Az ellipszoid főtengelyeit a fő-suszceptibilitások határozzák meg (maximum, közepes, minimum), irányuk egymásra kölcsönösen merőleges. Az ellipszoid irányítottsága a kőzetet alkotó mágneses ásványok irányítottságát (mágneses szövet) fejezi ki, ez pedig a kőzetet ért földtani folyamatok függvénye. Az anizotrópia-ellipszoid jellemzésére főtengelyeinek (a fő-suszceptibilitásoknak) arányait használhatjuk. A három fő paraméter az anizotrópia fok ($\kappa_{\max}/\kappa_{\min}$), a mágneses lineáció ($\kappa_{\max}/\kappa_{\text{int}}$) és a mágneses foliáció ($\kappa_{\text{int}}/\kappa_{\min}$). Az anizotrópia fok az anizotrópia mértékét, a lineáció a lineáris orientáció erősségét, a foliáció pedig a síkbeli irányítottságot, a lapultságot fejezi ki. Rétegzett, üledékes kőzetekben általában a foliáció dominál, erősen deformált kőzeteknél vagy folyásos szerkezetekben a lineáció uralkodó volta a jellemző.

A mágneses szövet tehát kapcsolatban van számos szerkezeti jelleggel, néha pedig a feszültségtérrel [HROUDA 1982, BORDÁS 1989a, BORDÁS 1989b.]. Mivel a mágneses anizotrópia torzíthatja a kőzet által – keletkezésekor – felvett földi mágneses teret, az anizotrópia mérések hasznosak lehetnek a paleomágneses megfigyelések megbízhatóságának ellenőrzésében is.

Miocén ignimbritek paleomágneses vizsgálata és szuszceptibilitás-anizotrópia mérései során azt találtuk, hogy összefüggés van a remanens mágnesezettség inklinációja és a mágneses foliáció nagysága között [MÁRTON, jelen kötet 3.3.1] Annak ellenére, hogy a foliáció (amely ezeknél a kőzeteknél az anizotrópia túlnyomó részét adja) csak néhány százalék, láthatóan az anizotrópiának nagy befolyása volt a remanens mágnesezettség vektorára (151. ábra).

A *XI.* és *XII. táblázat* bemutatja a Bükkaljáról származó miocén ignimbritek mágneses szuszceptibilitás-anizotrópia méréseinek eredményeit. Néhány korábbi eredmény értelmezését BORDÁS [1989b] közli. Ehelyütt ezen eredmények és a paleomágneses irányok közötti kapcsolattal foglalkozunk. A táblázatok 3., 4. és 5. oszlopa az anizotrópia fokot, a mágneses lineációt és a mágneses foliációt közli. A 6., 7. és 8. oszlop tartalmazza a minimum, a közepes, illetve a maximum szuszceptibilitások irányait. A hiányzó átlagirányok azt jelentik, hogy az egyes minták megfelelő irányai nem csoportosulnak. Látható, hogy a mágneses foliáció minden mintavételi alpont esetén dominál a mágneses lineációval szemben. A közel függőleges minimum szuszceptibilitás-irány, amely a mágneses foliáció síkjának pólusa, közel vízszintes foliációt jelez.

Általában elhanyagolhatónak tekintik a szuszceptibilitás-anizotrópia remanens mágnesezettségre gyakorolt hatását, ha az anizotrópia fok kicsi (< 5%). A legújabb vizsgálatok [STEPHENSON et al. 1986] azonban megmutatták, hogy többdomenű magnetit szemcsék jelenlétében kis szuszceptibilitás-anizotrópia esetén is a remanens mágnesezettség anizotrópiája nagy értékeket érhet el. Ez

* Bordás R.

	N	$\frac{\kappa_{max}}{\kappa_{min}} (\%)$	$\frac{\kappa_{max}}{\kappa_{int}} (\%)$	$\frac{\kappa_{int}}{\kappa_{min}} (\%)$	$\frac{\kappa_{min}}{D/I}$	$\frac{\kappa_{int}}{D/I}$	$\frac{\kappa_{max}}{D/I}$
1. Kács I. 4486-500	15	3,7	0,2	3,5	281/80	–	–
2. Sály I. 4501-504 4505-508	4 4	3,1 4,2	0,3 0,7	2,7 3,4	235/86 359/86	– 136/3	– 227/3
3. Kisgyőr I. 4523-525 } 4938-941 } 4526-530 } 4942-944 } 4945-949 } 4950-955 }	6 8 5 6	3,7 3,2 3,9 3,5	0,4 0,5 0,4 0,6	3,3 2,8 3,5 2,9	174/79 127/72 126/78 167/80	– 351/13 – 52/4	– 258/12 – 321/10
4. Kács II. 5258-269 5270-277	12 8	4,1 3,5	0,4 0,2	3,7 3,3	54/87 42/87	212/3 –	302/1 –
5. Pusztamocsolyás II. 5626-630 5631-636 5637-642	5 6 6	1,1 0,7 1,1	0,0 0,1 0,3	1,1 0,6 0,9	52/79 354/80 254/73	– – –	– – –
6. Demjén, Pütkösdegy I. 5719-723 5795-801	5 6	5,8 4,6	0,3 0,1	5,5 4,4	295/86 295/84	– –	– –

XI. táblázat. Bükkaljai miocén ignimbritek és tufák szuszceptibilitás-anizotrópia paramétereit és főirányait (alsó szint), mintavételi alpontokra átlagolva

N : az átlagolásban használt minták száma; κ_{min} , κ_{int} , κ_{max} : minimum, közepes, illetve maximum szuszceptibilitás irányok; D/I : deklináció és inklináció, fokokban

Table XI. Susceptibility anisotropy parameters and principal directions of Miocene ignimbrites and tuffs from Bükkalja (lower horizon), averaged for subsites

N : number of samples used in averaging; κ_{min} , κ_{int} , κ_{max} : minimum, intermediate and maximum susceptibility directions, respectively; D/I : declination and inclination, in degrees

Таблица XI. Параметры и главные направления миоценовых игнимбри-тов и туфов нижней вулканической толщи Бюккаля, усредненные по подгруппам отбора проб

N — количество проб в усреднении; κ_{min} , κ_{int} , κ_{max} — направления минимальной, средней и максимальной восприимчивостей; D , I — склонение и наклонение в градусах

nagymértékben eltérítheti a remanens mágnesezettség vektorát a Föld egykori mágneses terének irányától a foliációs sík felé. A remanencia anizotrópiájának vizsgálata speciális módszereket kíván, s ezek egzakt alkalmazhatósága egyelőre nem teljesen bizonyított. Jelen tanulmány bemutat néhány kísérletet, és egy egyszerű módszert vázol a paleomágneses adatoknak a remanens mágnesezettség anizotrópiájával történő korrekciójára.

A remanencia anizotrópiája úgy vizsgálható, hogy több irányban remanens mágnesezettséget adunk a kőzetmintának. Ez különböző módokon végezhető el: az ahiszterikus szuszceptibilitás-anizotrópia (AAS) módszere váltóteret használ a mágneses domének „mozgatására” és egy koncentrikus állandó teret az orientálásukra; izotermális remanens mágnesezettséget (IRM) adhatunk egy mintának egy elektromágnessel szobahőmérsékleten; valamint termoremanens mágnesezettséget (TRM) hozunk létre, ha egy felmelegített mintát mágneses térben hűtünk le. A különböző irányokban felvett remanencia méréseiből anizotrópia-ellipszoidok számolhatók. STEPHENSON et al. [1986] bebizonyították, hogy az IRM, a TRM és az AAS anizotrópia-ellipszoidok egyforma alakúak.

	<i>N</i>	$\frac{\kappa_{max}}{\kappa_{min}} (\%)$	$\frac{\kappa_{max}}{\kappa_{int}} (\%)$	$\frac{\kappa_{int}}{\kappa_{min}} (\%)$	$\frac{\kappa_{min}}{D/I}$	$\frac{\kappa_{int}}{D/I}$	$\frac{\kappa_{max}}{D/I}$
7. Bogács I. 4456-460 4461-466 4467-474 4475-485	5 6 8 11	1,5 2,1 1,8 3,2	0,4 0,3 0,1 0,4	1,1 1,8 1,8 2,7	269/76 278/71 309/76 302/66	- - 183/8 207/2	- - 91/11 116/24
8. Demjén, Nagyeresztvény 5278-282 5283-289 5290-294 5295-299	4 7 4 5	1,0 1,3 1,4 1,4	0,4 0,1 0,2 0,2	0,6 1,2 1,3 1,1	60/69 56/67 64/85 64/85	- - 333/0	- - 243/5
9. Novaj 5300-305 5306-310 5311-314	6 4 4	3,7 4,3 2,6	0,3 0,5 0,5	3,4 3,8 2,1	293/81 243/82 299/70	- - -	- - -
10. Sály II. 5325-330 5331-337	6 7	2,9 2,8	0,3 0,2	2,5 2,6	150/85 169/82	61/0 -	331/5 -
11. Szomolya I. 5355-362 5363-366	8 4	3,4 3,6	0,4 0,7	2,9 2,9	266/71 266/71	142/11	49/15
12. Szomolya II. 5367-372 5373-378	6 6	3,4 3,4	0,2 0,1	3,2 3,3	279/78 255/79	- -	- -
13. Bogács II. 5506-511 5705-709 5710-718	6 5 9	1,2 1,1 2,6	0,2 0,3 0,3	1,0 0,9 2,3	255/68 283/71 278/78	131/13 146/14 99/12	37/18 53/12 9/0
14. Pusztamocsyás I. 5613-619 5620-625	7 6	2,9 3,4	0,5 0,4	2,4 3,0	312/78 315/79	85/8 65/4	173/10 155/11

	<i>N</i>	$\frac{\kappa_{max}}{\kappa_{min}} (\%)$	$\frac{\kappa_{max}}{\kappa_{int}} (\%)$	$\frac{\kappa_{int}}{\kappa_{min}} (\%)$	$\frac{\kappa_{min}}{D/I}$	$\frac{\kappa_{int}}{D/I}$	$\frac{\kappa_{max}}{D/I}$
15. Kisgyőr II. 5643-648	6	1,2	0,3	0,9	8/75	100/1	190/15
5649-654	6	1,9	0,5	1,4	221/79	348/7	79/9
5655-660	6	1,3	0,3	1,0	313/83	–	–
5661-666	6	2,4	0,4	2,0	344/81	94/3	185/8
16. Tibolddaróc I. 5667-672	7	1,6	0,2	1,5	348/80	–	–
5673-678	6	1,4	0,3	1,1	260/80	–	–
17. Tibolddaróc II. 5680-684	4	4,5	0,2	4,2	271/68	–	–
5685-692	7	3,4	0,2	3,2	307/78	–	–
5693-698	6	3,3	0,3	3,0	303/75	204/2	114/15
5699-704	5	4,1	0,0	4,1	264/79	–	–
18. Demjén, Pünkösdhegy II. 5724-734	11	–	–	–	–	–	–
19. Tard I. 5802-807	6	3,6	0,2	3,4	307/82	175/5	85/6
5808-813	6	5,4	0,4	5,0	302/80	163/8	72/7
5814-820	7	4,1	0,3	3,8	344/68	222/13	128/19
20. Tard II. 5821-825	5	2,4	0,2	2,2	339/78	95/5	186/11
5826-831	6	3,9	0,2	3,7	278/77	–	–
21. Tard III. 5832-836	5	4,2	0,3	3,9	313/79	175/8	84/7
5837-841	5	4,1	0,5	3,7	321/74	136/16	46/1

XII. táblázat. Bükkaljai miocén ignimbritek és tufák szuszceptibilitás-anizotrópia paraméterei és főirányai (felső szint), mintavételi alpontokra átlagolva. A jelkulcsot lásd a XI. táblázatnál

Table XII. Susceptibility anisotropy parameters and principal directions of Miocene ignimbrites and tuffs from Bükkalja (upper horizon), averaged for subsites. Key as in Table XI.

Таблица XII. Параметры анизотропии восприимчивости и главные направления миоценовых игнимбритов и туфов верхней вулканической толщи Бюккаля, усредненные по подгруппам отбора проб. Условные обозначения см. в табл. XI

Kísérleteinkben az IRM és az AAS módszert használtuk. Az IRM-et elektromágnesünkkel állítottuk elő, 50 mT teret alkalmazva. A minták hiszterézisgörbéi szerint ebben a tértartományban a felvett IRM az alkalmazott térrel arányosnak volt tekinthető. Egy irányban (pl. *X*) történő felmágnesezés és a remanens mágnesezettség három ortogonális komponensének lemérése után a mintát lemágneseztük Schonstedt váltóáramú lemágnesezővel 100 mT csúcstérben. Ugyanezt az eljárást alkalmaztuk a minta másik két, kölcsönösen merőleges tengelye mentén (*Y* és *Z*). Az AAS módszerben 15 irányt alkalmaztunk, a

Schonstedt lemágnesezőt használva különböző terekben, az orientációra pedig a földi mágneses teret. Az anizotrópia-tenzort, az anizotrópia-ellipszoid orientációját és paramétereit egy mágneses szuszceptibilitás-anizotrópia kiértékelő számítógép-program [BORDÁS 1989a] módosított változatával számoltuk, amely a Jelínek-statisztikát alkalmazza [JELÍNEK 1977, 1978] a hibabeclésre és az anizotrópia szignifikanciájának eldöntésére. Az anizotrópia-tenzorok inverz mátrixait használtuk a paleomágneses adatok korrekciójára:

$$H = \text{const } \mathbf{k}^{-1} M$$

ahol \mathbf{k}^{-1} az anizotrópia-tenzor inverz mátrixa, M a remanencia-vektor (a paleomágneses adatokból – deklinációból és inklinációból – számolva), és H az egykori mágneses térvektor, amely ezt a remanenciát okozhatta ebben az anizotróp kőzetben. H komponenseiből korrigált deklináció és inklináció (D_{cr} , I_{cr}) számolható.

A XIII. táblázat a miocén ignimbrit mintákon végzett korrekció néhány eredményét mutatja be a földrajzi vonatkoztatási rendszerben. Az inklináció abszolút értéke korrekcióra növekszik (3–13°-kal), ugyanakkor a deklináció gyakorlatilag nem változik. A százalékos anizotrópia fok a remanencia anizotrópiája esetében 4–30-szor nagyobb, mint a szuszceptibilitás-anizotrópia értékek. Valószínű, hogy a remanens mágnesezettség hordozói magnetit típusú, többszörös szemcsék.

	$\frac{\kappa_{max}}{\kappa_{min}} (\%)$	$\frac{M_{max}}{M_{min}} (\%)$	D_r/I_r	D_{cr}/I_{cr}
7. Bogács I.	2,1	67,0	155/-39	157/-52
10. Sály II.	3,7	14,9	157/-47	156/-50
9. Novaj	4,3	31,0	155/-27	156/-34
19. Tard I.	5,8	21,4	165/-32	165/-37
1. Kács I.	6,0	35,5	88/-32	92/-36

XIII. táblázat. Stabil paleomágneses irányok korrekciója a remanencia anizotrópiájával néhány reprezentatív mintán

$\kappa_{max}/\kappa_{min}$: a szuszceptibilitás-anizotrópia foka; M_{max}/M_{min} : a remanencia-anizotrópia foka; D_r/I_r : stabil remanens mágnesezettség deklinációja /inklinációja; D_{cr}/I_{cr} : anizotrópiára korrigált remanencia-irány deklinációja/inklinációja

Table XIII. Correction of stable palaeomagnetic directions by anisotropy of remanence on some representative samples

$\kappa_{max}/\kappa_{min}$: susceptibility anisotropy degree; M_{max}/M_{min} : anisotropy degree of remanence; D_r/I_r : declination/inclination of stable remanent magnetization; D_{cr}/I_{cr} : declination/inclination of remanence direction corrected for anisotropy effect

Таблица XIII. Поправка стабильных палеомагнитных направлений за анизотропию остаточной намагниченности на некоторых представительных пробах

$\kappa_{max}/\kappa_{min}$ — степень анизотропии восприимчивости; M_{max}/M_{min} — степень анизотропии остаточной намагниченности; D_r, I_r — склонение и наклонение стабильной остаточной намагниченности; D_{cr}, I_{cr} — склонение и наклонение направления остаточной намагниченности с поправкой за анизотропию.

A remanencia anizotrópiájával kapcsolatos kísérleti mérések magyarázatot szolgáltatnak arra, hogy miért lehetett olyan nagy eltérést becsülni az ignimbritek inklinációja és mágneses foliációja közötti korrelációs diagramból (151. ábra). A gyenge térben mért szuszceptibilitás-anizotrópia képes arra, hogy tükrözze az anizotrópia trendjét, de nem tudja megadni annak valós nagyságát, a paramágneses frakció járuléka és a ferromágneses részecskék speciális doménszerkezete miatt. A remanencia-anizotrópia kiértékelés eredményei azt jelzik, hogy a deklinációhiba lehetőségét kizárhatjuk, viszont az inklináció eltérése az alkalmazott tértől átlagban 10 fok.

Hivatkozások

- BORDÁS R. 1989a: Mágneses szuszceptibilitás-anizotrópia mérések és kiértékelésük. ELGI 1987. évi jel. pp. 149–152.
- BORDÁS R. 1989b: Magnetic susceptibility anisotropy measurements on Miocene ignimbrites from Bükkalja, Hungary. *Geophysical Transactions* **35**, 3, pp. 185–197
- HROUDA, F. 1982: Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. *Geophys. Surv.* **5**, 1, pp. 37–82
- JELÍNEK V. 1977: The statistical theory of measuring anisotropy of magnetic susceptibility of rocks and its application. *Geofyzika*, n. p., Brno, 88 p.
- JELÍNEK V. 1978: Statistical processing of anisotropy of magnetic susceptibility measured on groups of specimens. *Studia geoph. et geod.* **22**, pp. 50–62
- STEPHENSON A., SADIKUN S., POTTER D. K. 1986: A theoretical and experimental comparison of the anisotropies of magnetic susceptibility and remanence in rocks and minerals. *Geophys. J. R. astr. Soc.* **84**, pp. 185–200

3.4 GEODÉZIAI GRAVIMETRIA*

Elsőrendű feladatunkat az új magyarországi gravitációs alaphálózat (MGH–80) létrehozásához szükséges mérések, és az ezek feldolgozásával kapcsolatos számítások és módszerfejlesztés (pl. nagyszámú ismeretlen tartalmazó normálegyenlet rendszerek megoldása, különböző elveken alapuló kiegyenlítési eljárások összehasonlító analízise) képezte, amelyek célja az volt, hogy a rendelkezésünkre álló eszközökkel a lehető legmegbízhatóbb és sokoldalúan alkalmazható alapot biztosítsunk az elkövetkező évtizedekre a geofizikai és geodéziai célból végzendő gravitációs mérésekhez.

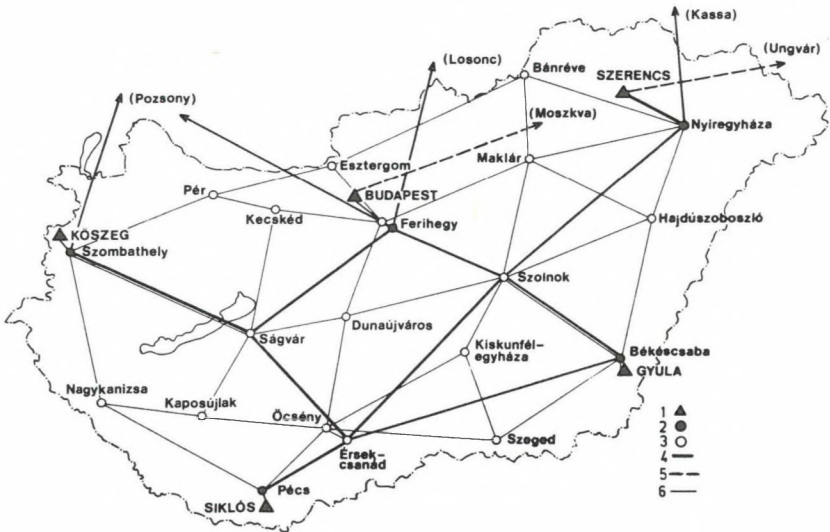
Másik fontos kutatási területünk a nehézségi erőter nem árapály hatások miatti lokális, vagy regionális jellegű esetleges változásainak tanulmányozása. Az említett feladatok természetszerűen igénylik a műszerfejlesztési tevékenység is, többek között a mindenkori műszerpark rendszeres vizsgálatát és ellenőrzését.

Az új magyarországi gravitációs alaphálózat (MGH–80)

Az MGH–80 többlépcsős hálózat (*152. ábra*), azaz a teljes alaphálózat két — a mérési rendszert és alkalmazott graviméterek számát tekintve különböző — önálló hálózatot foglal magában. Az 1971-ben mért elsőrendű hálózatot és az 1979–89. között végzett különböző célú mérések eredményeit együtt egyenlítjük ki. A kiegyenlítésben szereplő méréseket egy külön dolgozatban részletesen ismertettük [CSAPÓ és SÁRHIDAI 1990/a]. A hálózat 378 pontból áll és 256 mgal** Δg tartományt fog át. Alapszintjét és léptékét a szovjet GABL abszolút graviméterrel Magyarországon öt ponton meghatározott „g” értékek határozzák meg, amelyeket kényszerértékeknek tekintettünk a kötött hálózatként végzett kiegyenlítésnél [CSAPÓ és SÁRHIDAI 1990/b]. Független mérési eredmények az egy mérési napon, egy graviméterrel, A–B–A–B–A rendszerben végzett mérésekből számítható Δg értékek átlagát tekintettük. A műszaki gyakorlatban az ismeretlenek kiegyenlítésével történő meghatározására a legkisebb négyzetek módszere terjedt el. Ennél az eljárásnál alapvető követelmény, hogy a mérési eredmények sem durva, sem szabályos jellegű hibákat nem tartalmazhatnak.

* Csapó G., Sárhidai A.

** 1 mgal = $1.10^{-5} \text{ ms}^{-2}$ és 1 $\mu\text{gal} = 1.10^{-8} \text{ ms}^{-2}$



152. ábra. A 0-ad rendű és I-rendű gravitációs alaphálózat

1 — abszolút g-mérés; 2 — a K-európai szocialista országok egységes gravitációs hálózatának (EGH) repülőtéri pontja; 3 — I-rendű alaphálózati pont; 4 — EGH mérési kapcsolat; 5 — EGH relatív ingamérés; 6 — az I-rendű alaphálózat repülőgépes mérése

Fig. 152. Zero- and first-order basic gravity network

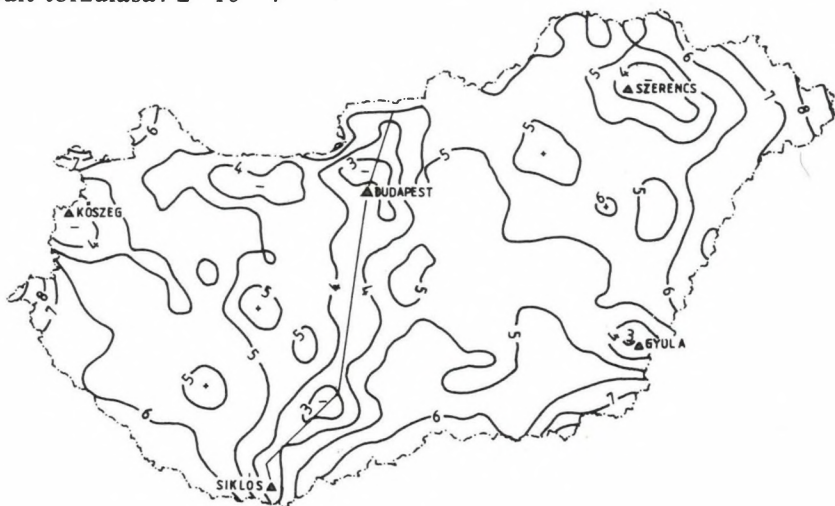
1—absolute g-point; 2—airport points of geodetic surveys of the East European countries (UGN); 3—first-order basic network point; 4—UGN measurement connection; 5—UGN relative pendulum point; 6—airborne connection of the first-order basic network

Рис. 152. Гравиметрические опорные сети нулевого и первого порядков

1 — абсолютные измерения; 2 — аэродромные пункты единой гравиметрической сети (ЕГС) восточно-европейских социалистических стран; 3 — пункты опорной сети первого порядка; 4 — измерительная связь ЕГС; 5 — относительные маятниковые измерения ЕГС; 6 — воздушные измерения по сети первого порядка

A relatív graviméteres méréseknél a legnagyobb nehézséget éppen az ilyen típusú hibák kiszűrése okozza különösen akkor, ha a mérések száma nagy, azok időben elhúzódtak, illetve a mérésekhez több, esetleg különböző típusú gravimétert alkalmaztak. Hogy a mérési utasításban megadott *a priori* feltételek teljesüljenek, a hálózati mérések mintegy 10%-át megismételtük. Megvizsgáltuk a megmaradt 5355 mérési adat területi megbízhatóságát és kizártuk a szabályos jellegű hibák jelenlétének lehetőségét. Erre a célra különböző alapelveken felépített kiegyenlítési eljárásokat használtunk (dán módszer, leggyakoribb érték szerinti kiegyenlítés, L_1 norma szerint kiegyenlítés és az utóbbi $\sum v = 0$ feltétellel ahol v —a mérési javítások vektora). A kiűtő adatok meghatározása céljából iterációs statisztikai próbát végeztünk. A 90%-os valószínűségi szinten végrehajtva az adatok 8%-át zártuk ki a végleges kiegyenlítésből. A normálegyenletrendszer ismeretlenek száma 487 volt (408 állomás g-értéke és 79 az alkalmazott graviméterek ismeretlennek tekintett méretarány tényezői).

A mérési javítások összege a kiegyenlítés után $734 \mu\text{gal}$, ami arra utal, hogy az eredményeket aligha terhelik szabályos hibák. A kiegyenlítésbe vont adatok jó minőségét bizonyítja, hogy a mérési javítások 95%-a kisebb $\pm 30 \cdot 10^{-3} \text{ mgal}$ értéknél és mindössze 9 javítás nagyobb, mint $50 \cdot 10^{-3} \text{ mgal}$. Az MGH-80 kiegyenlítés utáni súlyegység középhibája: $\pm 16 \cdot 10^{-3} \text{ mgal}$. A hálózat kiegyenlítés utáni középhibáinak területi eloszlását a 153. ábrán tüntettük fel. Az ismeretlenek kiegyenlítés utáni középhibái $\pm 3\text{--}11 \mu\text{gal}$ közöttiek. Az MGH-80 hálózat becsült torzulása: $2 \cdot 10^{-4}$.



153. ábra. A magyarországi gravitációs alaphálózat kiegyenlítés utáni ponthibáinak eloszlása (izovonalköz: $1 \mu\text{gal}$) az ÉD-irányú nemzeti hitelesítő alapvonallal

Fig. 153. Distribution of mean errors (isoline interval: $1 \mu\text{Gal}$) of Hungarian Gravity Network after adjustment with N-S National Calibration Line

Рис. 153. Распределение отклонений по пунктам измерений опорной гравиметрической сети Венгрии после выравнивания (сечение изолиний — 1 микрогал) с национальным эталонирующим профилем меридионального направления

A nehézségi erőter lehetséges változásainak vizsgálata

E kutatási téma mind a Nemzetközi Geodéziai és Geofizikai Unió (IUGG), mind a kelet-európai országok geodéziai szolgálatainak hosszú távú munkatervében szerepel. 1988–89-ben került sor, csehszlovák–lengyel–magyar együttműködésben, az 1971-ben létesített Kárpát-polygon harmadik mérési ciklusára. Ez utóbbinak témavezetője és koordinátora is az ELGI.

Példák az ELGI külföldi tevékenységéből

*A) Magnezitkutatás Törökországban**

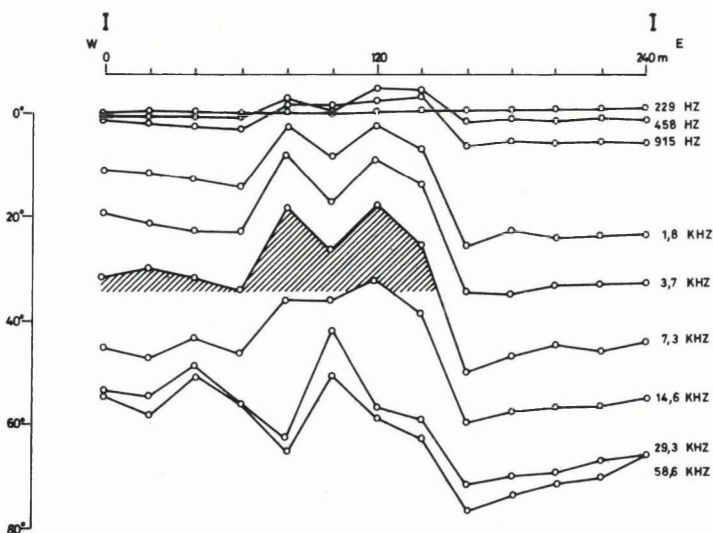
1989. januárjában 5 napos kísérleti mérést végeztünk Törökországban Bursátók K-re (Cakmak) magnezitkutatás céljából. A mérési terület egy szerpentinitből álló dombon volt, amelyet helyenként hidrotermális oldatok jártak át. A hidrotermális oldatok hatására a szerpentinitből magnezit keletkezett. Ahol az elbontódás kis mértékű, ott csak néhány centiméter vastag magnezitcsíkok keletkeztek a repedések mentén, ahol az elbontódás nagyobb mértékű, ott maximálisan néhány 10 méter átmérőjű magnezittömszök jöttek létre. Feladatunk ezeknek a magnezittesteknek a felkutatása volt.

A kísérleti mérés keretében mágneses mérést, vertikális elektromos szondázást, horizontális elektromos szelvényezést, gerjesztett polarizációs szelvényezést és Maxi-Probe elektromágneses dőlésszögszelvényezést végeztünk. Vertikális elektromos szondázással magnezit- és szerpentinit kibúváson mérve meghatároztuk azok közelítő fajlagos ellenállását. A szerpentinit fajlagos ellenállása 25–40 Ω m-nek, míg a magnezit 1000 Ω m-nél nagyobbak adódtak. Így tehát vezető közegeken belül kellett nagy fajlagos ellenállású testeket kimutatnunk.

Az alkalmazott módszerek közül a Maxi-Probe műszerrel mért dőlésszögszelvényezés adott használható eredményt. A 155. ábrán az egyik anomáliát tartalmazó szelvényt mutatjuk be. A legnagyobb frekvenciákon (58,6 kHz és 29,3 kHz) mért dőlésszögszelvény a felszíni inhomogenitások hatását tükrözi. A legkisebb frekvenciákon (915 Hz és 229 Hz) nullához közeli értékeket mérünk, tehát ezek a frekvenciák már a „közeli” zónába esnek. A közbülső frekvenciákon mért szelvények középső részén egy dőlésszög minimummal elválasztott anomáliapár látható. A dőlésszögminimumok nagy ellenállású képződmény jelenlétére utalnak.

Hasonló anomália látható az ugyanazon adatokból számolt látszólagos fajlagos ellenállásszelvényen is (156. ábra). A különböző frekvenciák közül kiemeltük a 7,3 kHz-en mértet, s megszerkesztettük a mérési terület dőlésszög térképét (157. ábra). A térképen három nagy fajlagos ellenállásra utaló anomália látható. Az A, B, C és D-vel jelölt helyekre tettünk fúrásjavaslatot. Ezek közül eddig az A és D pontokon javasoltakat mélyítették le, amelyek közül az előbbi 3 m az utóbbi 20 m vastag magnezitet harántolt.

* Farkas I.



155. ábra. Multifrekvenciás mágneses dőlésszög-szelvény Maxi-Probe mérések alapján

Fig. 155. Multifrequency magnetic dip-angle profile from Maxi-Probe measurements

Рис. 155. Многочастотный магнитный профиль углов падения по данным измерений методом макси-проб

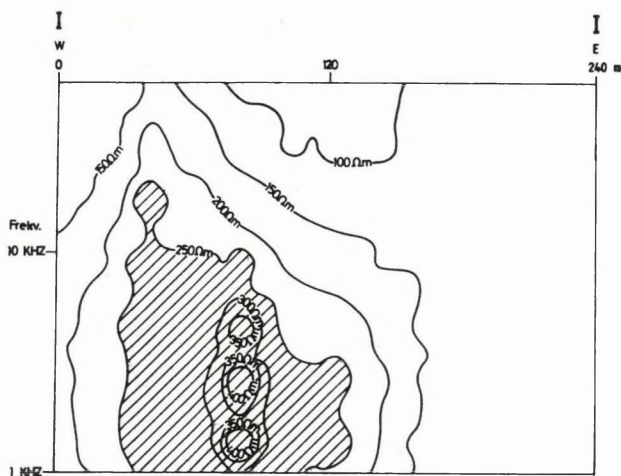
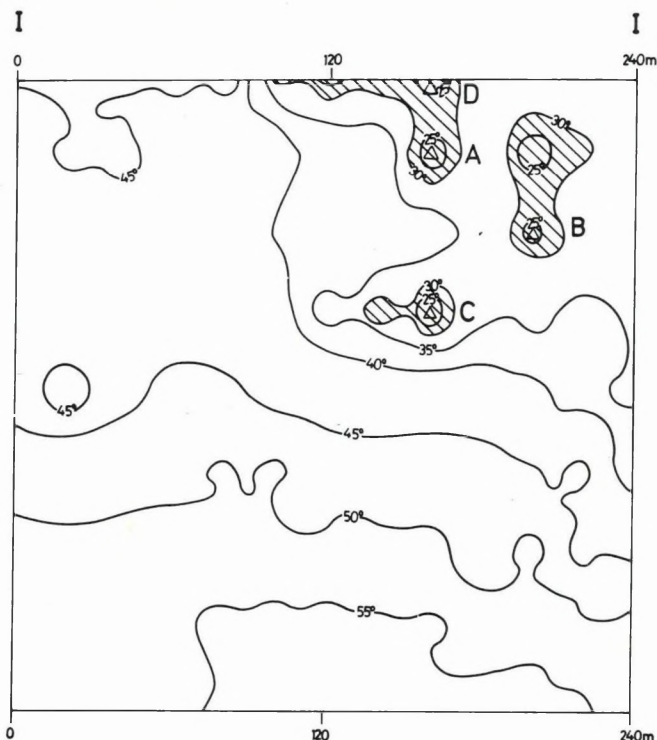


Fig. 156. Apparent resistivity profile from Maxi-Probe measurements. Isoline interval: 50 Ωm

Рис. 156. Профиль кажущихся удельных сопротивлений по данным измерений методом макси-проб. Сечение изолиний — 50 Ом

156. ábra. Látszólagos fajlagos ellenállás szelvény Maxi-Probe mérések alapján. Az izovonalak értékkeze 50 Ωm



157. ábra. Mágneses dőlésszög térkép Maxi-Probe mérések alapján. Izovonal értékköze 5°

Fig. 157. Magnetic dip-angle map from Maxi-Probe measurements. Isoline interval: 5°

Рис. 157. Многочастотная магнитная карта углов падения по данным измерений методом макси-проб. Сечение изолиний — 5°

B) Elektromágneses frekvenciaszondázás Mongóliában*

1989 augusztusában kísérleti és egyben bemutató jellegű elektromos frekvenciaszondázásokat végeztünk Mongóliában a Mongol Vízkutató Intézettel és a Nemzetközi Földtani Expedícióval együttműködve. A mérések célja a Maxi-Probe berendezés mongol szakembereknek történő bemutóján túl kettős volt:

- Magyarországon nem elérhető földtani modelleken a módszer kipróbálása,
- a berendezés megbízhatóságának vizsgálata szélsőséges, sivatagi körülmények között.

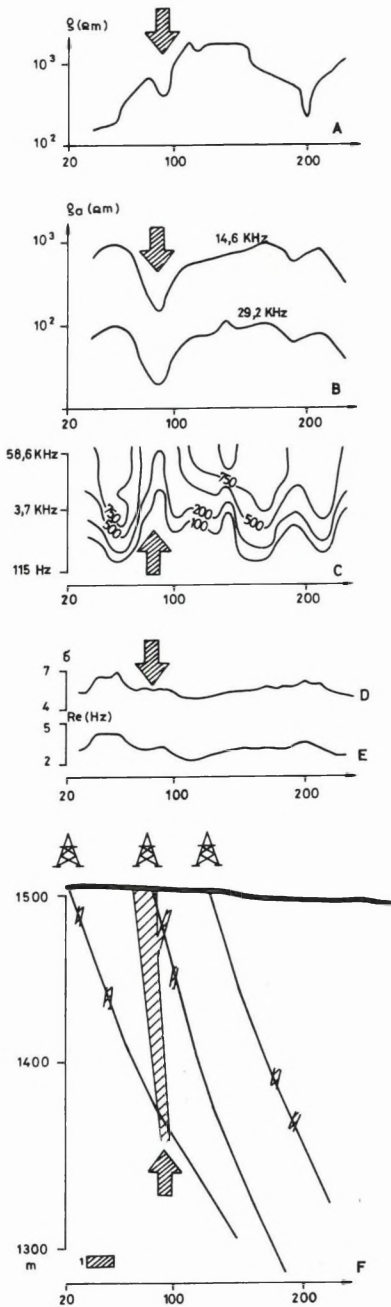
* Legden M. (Mongol Vízkutató Int.), Szörényi Z.

Különböző területeken mértünk: három esetben Góbi-sivatagbeli vízkutatási feladatokat végeztünk, három esetben az örök fagynak kitett területen vettünk részt vízkutatásban, és további egy érces feladatot és két egyéb vízkutatási problémát oldottunk meg.

Az érczkutatási feladat a környezetétől alig eltérő ellenállású polimetallikus zónák kimutatása volt. A 158. ábrán bemutatunk egy, a felszín közeléig húzódó, közel függőleges érces zóna (F) fölött mért elektromágneses szelvényt, kiegészítve az ott mért VLF- és SLINGRAM elektromágneses (EM-31) mérések eredményeivel. Az EM-31 mérések (D, E) behatolási mélysége kicsi, kb. 5–10 m, így a felszínközeli bontottabb és ezért homogénabb fajlagos ellenállású összletet képezi le. Az érces zóna egészen kis amplitúdójú anomáliát okoz. A VLF módszer (A) behatolási mélysége lényegesen nagyobb (~100–150 m) ezért az érces zóna hatása kiugróan megjelenik az ellenállás szelvényen. A Maxi-Probe mérések behatolási mélysége a területen 20–250 m-re tehető. Ez a mélységtartomány az érces zóna kutatása szempontjából az optimális, így ezek az eredmények tükrözik legjobban a zóna hatását akár egy ellenállásszelvényt (B) nézünk, akár a pszeudoellenállás szelvényt (C) vizsgáljuk.

A 159. ábrán látható szondázási görbét és a 160. ábrán bemutatott Maxi-Probe szelvényt a Góbi-sivatagban mértük. A vízáadó réteg az agyagpalával eltakart konglomerátum (70–80 m mélységben). Mind a szelvényen, mind az egyedi szondázási görbén jól látható, hogy az agyagpala–konglomerátum határa e módszerrel jól kutatható. Meglepően jó az egyezés az egyedi görbe és a fúrásban mért karotázs ellenállás mérések adatai között. A karotázs szelvényeken (159. ábra) a kisellenállású agyagos fedő alatt az agyagpala fajlagos ellenállása 50–70 Ω m között változik, a mélységgel lefelé egyértelműen csökkenő tendenciával. Ez a csökkenés a karotázs szelvényeken nem látszik. Ennek az lehet az oka (az esetleges szerkezeti hatáson kívül), hogy az agyagpala víztartalma lefelé fokozatosan növekszik, s ezért csökken a fajlagos ellenállás, amit a fúróluk elárasztott zónájában mérő karotázs nem tud kimutatni.

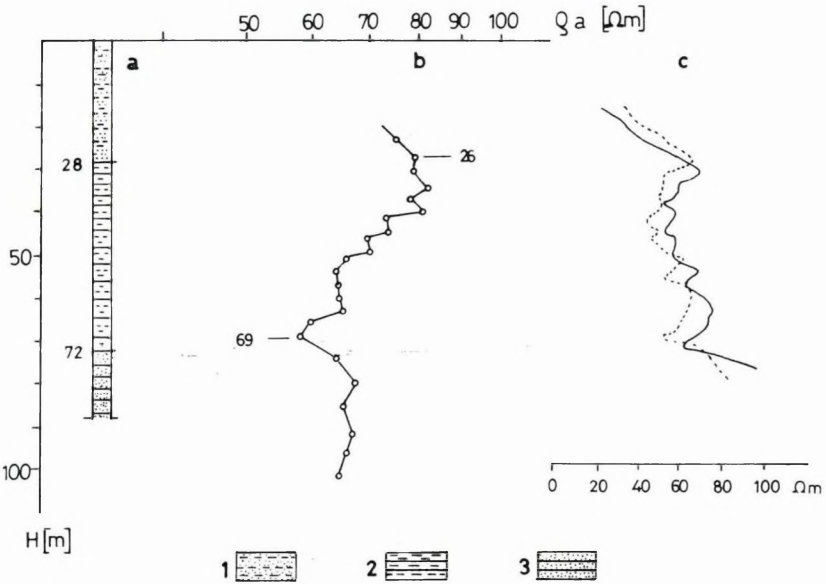
Sikeres méréseket végeztünk az egyenáramú módszerekkel szemben szigetelőként viselkedő örök fagynak kitett felszínen is és a berendezések sivatagi körülmények között is kifogástalanul üzemeltek.



158. ábra. Felszínre kibúvó érces zóna (Öndör Cagan/Mongólia) által okozott elektromágneses anomáliák összehasonlítása különböző EM mérési módszerek között: (A) VLF-módszer, (B) Maxi-Probe EMR-16 fix frekvenciás szelvény, (C) Maxi-Probe mérésekből szerkesztett multifrekvenciás pszeudó-ellenállás szelvény, (D, E) EM-31 Slingram-rendszerű mérés, (F) földtani szelvény

Fig. 158. Comparison of electromagnetic anomalies of exposed mineralized zone (Öndör Tsagan, Mongolia) from different EM measurements: (A) VLF method, (B) Maxi-Probe EMR-16 profile of fixed frequency, (C) multifrequency pseudo-resistivity profile from Maxi-Probe measurements, (D, E) EM-31 Slingram measurements, (F) geological cross section

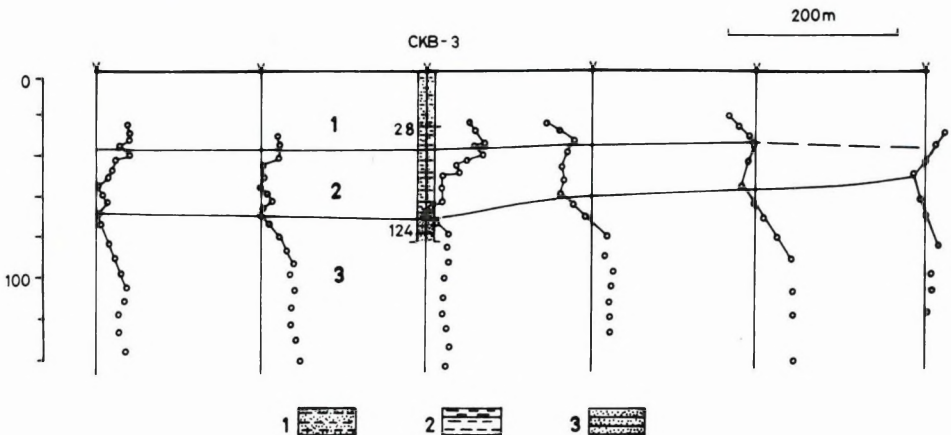
Рис. 158. Сопоставление электромагнитных аномалий по рудной зоне, выходящей на дневную поверхность (Ундур Цаган, Монголия), по данным различных методов измерений: (A) VLF, (B) макси-проб EMR-16 на фиксированной частоте, (C) профиль псевдо-сопротивлений, составленный по данным макси-проба, (D, E) измерения установкой Slingram EM-31, (F) геологический разрез



159. ábra. EM-szondázás transzformált görbéje (b), a fúrési rétegsor (a) és a fúrásban felvett elektromos karotázsgörbék (c) összehasonlítása
 1 — agyagos homok; 2 — agyagpala; 3 — konglomerátum

Fig. 159. Comparison of transformed curve of EM sounding (b) with lithologic column (a) and electric logs (c)
 1—argillaceous sand; 2—shale; 3—conglomerate

Рис. 159. Сопоставление преобразованной кривой электромагнитного зондирования (b) с разрезом по бурению (a) и с диаграммами электрокаротажа скважины (c)
 1 — глинистые пески; 2 — глинистые сланцы; 3 — конгломераты



C) Elektromágneses mérések az NDK-ban*

Az ELGI háromtagú expedíciója másfél hónapos bémérést végzett az NDK-ban a VEB Geophysik Leipzig megbízásából 1989. júniusában. A mérések célja a Maxi-Probe mérőrendszer alkalmazhatóságának vizsgálata helyi modelleken. A Keleti-tenger partvidékén folytatott édesvíz-kutatás területén a hullámos felszínű, sósvízzel elárasztott kréta mészkőre ($\rho < 20 \Omega\text{m}$) neogén iszap ($\rho = 40\text{--}60 \Omega\text{m}$) és homok ($\rho = 60\text{--}100 \Omega\text{m}$) rétegek települnek. A kréta mészkő felszíne 30–120 m mélységben várható. Feladatunk kettős volt. Részben a sósvízhatár kimutatás, részben a fedő rétegsor tagolása. Az értelmezés a ρ -h transzformált görbék grafikus kiértékelésén alapult. A K3 szelvényen (161. ábra) a görbék alsó részén jól látható éles törésponttal kezdődő ellenálláscsökkenés a sósvízzel elárasztott kréta mészkő felszínéneként értelmezhető. A fedő rétegsor tagolható, az értelmezésnél azonban figyelembe kell venni, hogy az egyes rétegek földtanilag sem határolódnak el élesen. Ezt az értelmezést néhány ponton (pl. a 3.pontban) interaktív görbeillesztéssel ellenőriztük (162. ábra), amihez a kezdeti paramétereket a szelvényen látható ρ -h transzformált görbéről olvastuk le.

* Vértesy L.

160. ábra. Vízáadó konglomerátum felszínének kutatása EM-szondázással (Góbi sivatag)

1 — agyagos homok; 2 — agyagpala; 3 — konglomerátum

Fig. 160. Prospecting of water-producing conglomerate (Gobi Desert)

1—argillaceous sand; 2—shale; 3—conglomerate

Рис. 160. Исследование поверхности водоносных конгломератов методом электромагнитного зондирования (пустыня Гоби)

1 — глинистые пески; 2 — глинистые сланцы; 3 — конгломераты

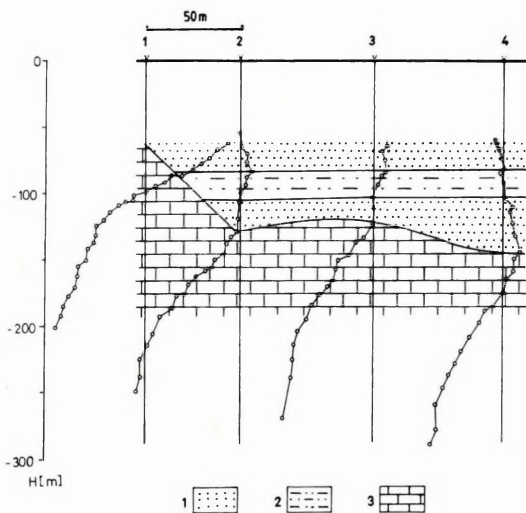
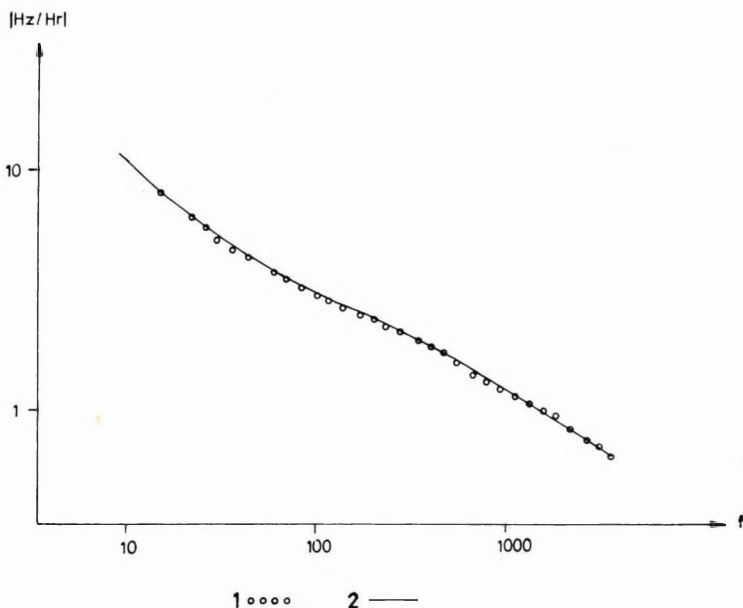


Рис. 161. Преобразованные кривые электромагнитных зондирований, по которым выявляется поверхность известняков с малыми сопротивлениями из-за наличия в них соленых вод
1 — пески; 2 — илы; 3 — меловые известняки

161. ábra. A sós vízzel elárasztott kisellenállású mészkő felszínét kimutató transzformált elektromágneses szondázási görbék
1 — homok; 2 — iszap; 3 — kréta mészkő

Fig. 161. Transformed electromagnetic sounding curves indicating surface of salt-water saturated low-resistivity limestone
1—sand; 2—mud; 3—Cretaceous limestone



D) *Multifrekvenciás elektromágneses mérések a Szovjetunióban
ércesedett–grafitosodott zónák kimutatására**

1988. őszén Ukrajnában, Odessza és Kirovgrád közelében, végeztünk elektromágneses méréseket a Maxi-Probe EMR-16 berendezéssel. A mérések célja annak vizsgálata volt, hogy a nagy mélységi behatolású Maxi-Probe berendezés alkalmas-e többé-kevésbé vastag üledékes rétegekkel fedett metamorf képződmények ércesedett–grafitosodott zónáinak felderítésére. A nehézséget az okozza, hogy a felszínközeli jólvezető üledékes rétegek erős induktív árnyékoló hatása legyengítheti a keresett érces zónák okozta anomáliákat.

A gneisz, ill. gránitgneisz (2000 Ωm) felépítésű alaphegység erősen tektonizált zónái, ill. felső része helyenként bontott, következőképpen csökkent ellenállású (50–300 Ωm). E bontott zónákhoz grafitosodás, hintett piritesedés kapcsolódik. Ilyen esetekben a közel függőleges, 100–150 m széles zónák ellenállása 5–10 Ωm .

Ugyanakkor 200–300 m (odesszai terület), ill. 20–50 m (kirovgrádi terület) vastag, konglomerátumokból aleuritokból, homokkőből, márgákból, homokból, agyagból felépített változó, a bontott alaphegységhez hasonló ellenállású üledékösszlet fedi a metamorf összletet.

A multifrekvenciás mozgóforrásos szelvény menti méréseket 100 m-es állomásközzel, a 3,6 Hz–914 Hz frekvenciatartományban, $L = 700$ m-es fix adó–vevő távolsággal végeztük. A mérések során kapott H_z és H_r mágneses komponensek hányadosából és $\Delta\varphi_z$ fáziskülönbségekből az ellipticitás és dőlésszög értékeit állítottuk elő, amelyeket Q_a látszólagos ellenállás és h mélység értékekké számítottunk át. A 163. ábrán a $Q_a(h)$ mélységszelvény izovonalas megjelenítését láthatjuk. Az érces zónát a látszólagos ellenállás csökkenéssel jelentkező anomália sorozat egyértelműen jelzi.

* Hobot I.



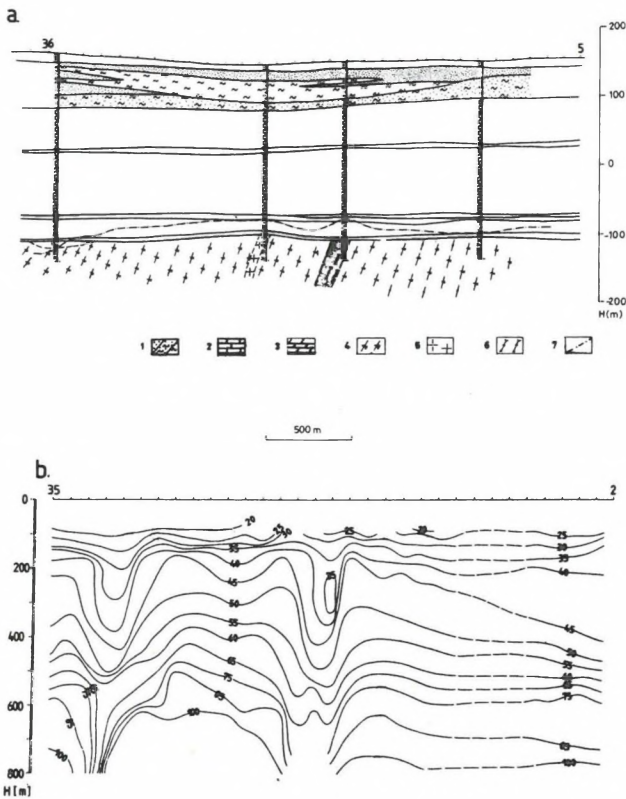
162. ábra. A 161. ábrán látható EM-mélységszelvény 3. pontjában mért szondázási görbe közelítése 1D elméleti görbével
1 — mért görbe; 2 — legjobban illeszkedő görbe



Fig. 162. Approximation of sounding curve observed at point 3 of EM depth section of Fig. 161 with 1D theoretical curve
1—curve observed; 2—best fitting curve



Рис. 162. Аппроксимация кривой зондирования в пункте 3 разреза по электромагнитным данным (рис. 161) одномерной теоретической кривой
1 — измеренная кривая; 2 — кривая наилучшей аппроксимации



163. ábra. A kb. 200 m vastag jól vezető üledékekkel fedett érces zónát (a) a Maxi-Probe multifrekvenciás EM-mérések egyértelmű anomália sorozattal jelzik (b) (odesszai terület)

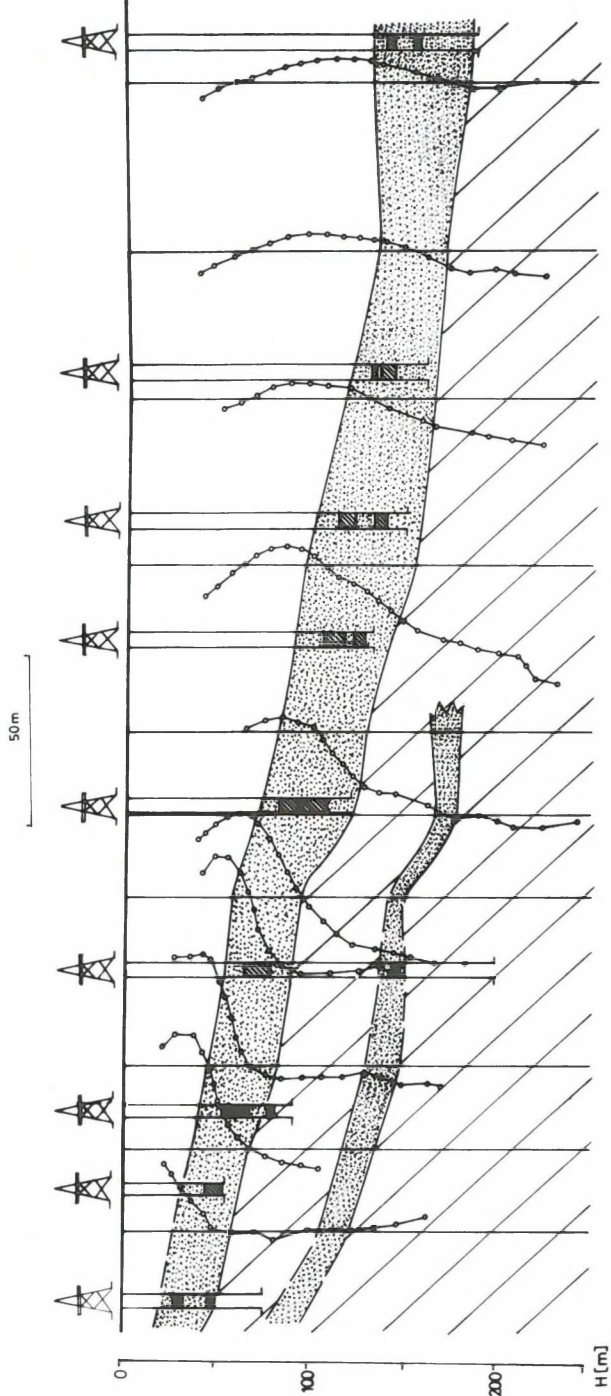
1—agyagos-homokos üledék; 2—mészkő; 3—márga; 4—magnetites-biotites gneisz; 5—granitoid; 6—érces, grafitos gneisz; 7—Maxi-Probe mérésekkel kapott aljzattmélység

Fig. 163. Mineralized zone buried by 200 m thick conductive sediments (a) indicated by a series of anomalies (b) (Maxi-Probe multifrequency EM measurements, Odessa study area)

1—argillaceous-sandy sediment; 2—limestone; 3—marl; 4—magnetite-biotite gneiss; 5—granitic rock; 6—metalliferous graphitic gneiss; 7—depth to basement from Maxi-Probe measurements

Рис. 163. Выявление рудной зоны, перекрытой проводящими отложениями мощностью 200 м (а) по однозначной серии аномалий многочастотных электромагнитных измерений макси-проб (б) (одесский участок)

1—глинисто-песчаные отложения; 2—известняки; 3—мергели; 4—магнетитово-биотитовые гнейсы; 5—гранитоидные породы; 6—фуденелые-графитовые гнейсы; 7—глубина до фундамента, по измерениям макси-проб



164. ábra. Enyhén lejtő érces zóna kutatása EM-szondázásokkal
 1 — ércstest; 2 — porfirit; 3 — karbonátos pala; 4 — érces zónát jelző anomália

Fig. 164. Prospecting of gentle dipping mineralized zone by EM soundings
 1—ore body; 2—porphyrite; 3—carbonate schist; 4—anomaly marking mineralized zone

Рис. 164. Исследование полого падающей рудной зоны методом электромагнитного зондирования

1 — рудное тело; 2 — порфириты; 3 — карбонатные сланцы; 4 — аномалия, свидетельствующая о наличии рудной зоны

E) Elektromágneses frekvenciaszondázások Kubában*

1989. október–novemberében kísérleti és egyben bemutató jellegű elektromágneses frekvenciaszondázásokat végeztünk Kubában az Union Enpresa Geologica szakembereivel együttműködve. A méréseknek a Maxi-Probe berendezés kubai bemutatásán kívül kettős célja volt:

- a módszer kipróbálása Magyarországon nem található különleges modelleken, és
- a műszer trópusi körülmények között történő vizsgálata.

Összesen 7 területen dolgoztunk, ebből 4 érces modell, 1 olajkutatás, 2 vízkutatás volt.

Az 164. ábrán kis dőlésű érces zóna felett mért elektromágneses szondázások eredményeit mutatjuk be. Látható, hogy az egymás alatti teléreket összevonva sikerült kimutatni. A szelvény mentén a telérek egyre mélyebb helyzetbe kerülnek és érc tartalmuk is csökken. Ez korrelál a görbéken az anomáliák csökkenésével.

Könyvtári szolgálat

A könyvtár jelenlegi állománya 31 130 kötet könyv és folyóirat, valamint 5423 egyéb könyvtári egység. Állományunkat 1988–89-ben 1194 kötet könyvvel, 671 kötet folyóirattal, 65 egyéb dokumentációs kiadvánnyal, 1250 db műszerprospekttussal gyarapítottuk. Folyóíratárunk 6-féle új folyóirattal bővült. Nemzetközi kiadványcsere révén 551 db kiadványt kaptunk és 59 országba közel 550 címre 4997 db kiadványt küldtünk. Könyvtárközi kölcsönzés: 1988–89-ben 264 alkalommal kölcsönöztünk külső intézményeknek. A könyvtári szolgáltatásokat az elmúlt két évben 9826 olvasó vette igénybe.

Kiadványok

1988–89-ben az ELGI a következő kiadványokat jelentette meg:

- Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet 1987. évi jelentése;
- Geofizikai Közlemények 33. kötet 3–4. szám, 34. kötet 1, 2–3, 4. szám, 35. kötet 1–2. szám;
- Annual Report 1986 of the Tihany Geophysical Observatory;
- Annual Report 1987 of the Tihany Geophysical Observatory.

* Szörényi Z., Vértesy L. (ELGI) J. A Castañeda B., J P. Lledias C. (Union Enpresa Geologica)

ANNUAL REPORT OF THE
EÖTVÖS LORÁND GEOPHYSICAL INSTITUTE
OF HUNGARY
FOR 1988–89

1 GEOPHYSICAL PROSPECTING

1 GEOPHYSICAL PROSPECTING

The field work of ELGI in 1988–89 is presented in *Fig. 1*.

In this volume, reporting on two years' work, Geophysical Exploration is divided into two parts: regional reconnaissance surveys and exploration for different raw materials.

In the first part, the NW part of the country dominates with two fairly long papers. The first of them (1.1.1 The regional geophysical survey of the Little Hungarian Plain) reports on the ending of an 8-year systematic survey of the area of about 10,000 km². Three depth ranges were aimed at by different geophysical methods:

- near surface (10–20 m) with the engineering geophysical penetration sounding method,
- medium-depth (up to 500–700 m) with VES and IP methods,
- deep structural exploration of the basin of maximum depth around 10,000 m, with telluric–magnetotelluric and seismic methods.

A summary of the near-surface survey was given in ELGI's Annual Report for 1987. Data for the medium-depth and for structural exploration are summarized in *Tables I and II*. The results of the medium-depth range are presented in two figures. *Fig. 2* shows the regional resistivity variation of the uppermost 100 m of the sedimentary complex. The most striking positive anomaly can easily be linked with the alluvial gravel cone of the Danube. Some smaller positive anomalies appear along some existing and some extinct rivers. Apparent polarizability maps were constructed for the same depth ranges as the resistivity maps. These two parameters enable us to assess the horizontal and vertical grain-size distribution, which reflects lithology. *Fig. 3* shows the summarizing lithological sketch for the 0–150 m depth range. Isolines show grain-size variations, thus lithological boundaries. Maps of this nature are useful for assessing hydrogeological parameters such as porosity, permeability, etc. Areas for further hydrogeological investigation can be delineated.

From those maps, constructed in the framework of deep structural exploration, three are presented. *Fig. 4* is the unified telluric isoarea map reflecting mainly the topography of the basement, although the resistivity variation of the sediments (*Fig. 5*) distorts it. The resistivity map of the basement (*Fig. 6*) is the result of magnetotellurics. Good correlation can be found between this map and the geological subcrop map.

The results of the seismic survey of 1988–89 are presented in *Fig. 7*. The location of profile K–4/88–89 is marked in *Fig. 5*. Above the time section the Bouguer anomalies, the residual gravity anomalies and the magnetic ΔZ -anomalies are plotted. In the time section the magnetotelluric resistivity boundaries transformed to TWT are plotted too. Boundaries of tectonic units are taken from the geological subcrop map of Hungary [FÜLÖP and DANK 1987]. The seismic profile crosses three tectonic units, namely the lower eastern Alpine nappe, the upper eastern Alpine nappe, and the Transdanubian Range unit. The NW end of the time section clearly shows compressional forms. The Palaeozoic/Mesozoic contact in the basement—between boreholes SÓ–1 and –2 (pickets 36.5–37 km)—may be identified with the Rába tectonic zone.

The second paper, 1.1.2 “The Rába line and the interpretation of gravity anomalies along seismic profile MK–1” studies an earlier seismic profile (*Fig. 8*) with the aim of more precisely defining the position and character of the Rába line—the most significant tectonic boundary in North Transdanubia.

In the first step a *preliminary analysis* of gravity data was performed to realize the principal features. The Bouguer anomalies were plotted against depth to the pre-Cenozoic basement for every km of the profile, and the points were linked by a smooth curve (*Fig. 9*). The resulting complex curve can be subdivided into several sections which rise from the left to the right and correspond to distinct slopes of basement topography. Sections 1–5 of the Δg - h curve systematically shift towards higher Δg values indicating a *regional rise* of Bouguer anomalies towards the southeast. Section 6, however, does not fit into this trend as it displays a drastically decreased Δg level. Since the interval velocity distribution in all three depressions of the profile is of the same type (*Fig. 10*) we can accept a constant density function within the sedimentary filling and, consequently, attribute regional Δg changes to the internal structure of the basement.

Horizontal lines were drawn to cross neighbouring sections of the Δg - h (*Fig. 9*) approximately across the middle of each section. Using the km scale on the Δg - h curve we estimated the position of the points on the profile and plotted Δg values against them and linked the resulting points with straight lines (*Fig. 11*). The straight lines were shifted vertically to bring their ends into coincidence with those of the straight line corresponding to the depth of –2.6 km. The resulting “curve” represents a *residual gravity anomaly* which is almost free of the influence of basement topography and mainly reflects a *regional effect*.

Further analysis was concentrated on interpreting the regional effect, which can be attributed to an *asymmetric high* with steep southeastern and gentle northwestern slope and which has a considerable density surplus. Interpretation was based on *gravity model calculations* performed on an IBM AT/PC using a special program. A completely new calculation lasted for about 40 seconds and a modification for about 10 seconds. This speed enabled us to check a great number of models and choose the best fit.

Thicknesses and densities of superficial formations (*Table III*) were incorporated into the model. The first aspect to check was the evaluation of the

gravity effect of the Moho topography. Two versions of the shape, each with three versions of the density difference, were calculated (*Fig. 12*). The resulting anomalies differ in magnitude (*Table IV*) but are of the same wavelength, which is three times more than that of the residual anomaly in question. Consequently, the source of this residual anomaly must be located in depths less than 10 km and cannot be identified by means of any Moho or lower crust feature.

Gravity model calculations performed utilizing a step-by-step approximation (*Fig. 13*) on the basis of calculated densities (*Table V*) resulted in precise determination of the position both of the top of the high-density body beneath the 51 km picket and of the steep southeastern boundary of the same body. The density of the body is at least 2.80 g/cm^3 , possibly higher, its top is around 6 km below sea level and its southeastern limit around the 70–72 km picket, dipping 60–75° towards the southeast. Comparison of the results of calculations with a sharp Moho effect (a step with 0.20 g/cm^3 density surplus) and with no Moho effect manifests the absence of any significant influence of the Moho topography.

The density difference on the southeastern boundary is traceable up to a minimum depth of 12 km; the reflection pattern and magnetotelluric data (*Fig. 14*) also display a sharp change on the same boundary. Subsequently, it crosses the upper crust and is the most important structural plane in the whole area northwest of Lake Balaton. In this sense, the geophysical boundary can be identified with the Rába line which must be shifted 8–10 km towards the southeast (*Fig. 15*) in relation to the original interpretation.

The resulting crustal section (*Fig. 16*) displays a vertical displacement of about 6 km on the Rába line and very high position (–6 km) of the “basaltic layer” or other high-density formation beneath the 51 km picket. Both the displacement of the Moho surface and identification of the uppermost part of the high-density body with the “basaltic layer” are hypothetical. Alternatives include strike slip movement on the Rába line and the presence of an Ivrea-type body (western Southern Alps) beneath the 51 km picket but the analysis of these possibilities is beyond the scope of this work.

The last item of the regional surveys (1.1.3) describes the telluric–magnetotelluric survey of the Ózd basin (North Hungary). There is practically no borehole in the deep part of the basin that penetrated the basement. The reconnaissance Bouguer-anomaly map delineates the basin but it is supposed that the density of the basement varies considerably, therefore the Bouguer anomalies cannot be accepted as simply reflecting basement topography. The telluric isoarea map (*Fig. 17*) is extremely variable. Small-scale anomalies with very high gradients appear in the central part of the basin. These anomalies are—in most cases—perpendicular to the most striking feature of the gravity map, the Darnó tectonic zone. These anomalies are caused by the variable resistivity of the basin fill—as proved by magnetotelluric data. Unfortunately there are insufficient MT-points to solve all problems, thus transformation of the isoarea map to a basement contour map (*Fig. 18*) can be regarded as a first approximation. The difference between this surface and the isoarea anomalies suggests

conductors within the basement. This idea is supported by *Fig. 19* which presents the MT sounding curve at borehole Susa-1. In the *S*-interval, the resistivity does not increase with increasing period thereby providing a depth to basement fitting to borehole data, but with further increase of the period the resistivity starts to decrease. Therefore in the period range of tellurics, the apparent resistivity is several times higher than the mean resistivity of the basin fill. There is a definite contradiction between the basement contours (determined from TE&MT data) and the Bouguer anomalies. We suppose it to be caused by density inhomogeneity within the basement.

In the second part of Geophysical Prospecting, oil exploration (1.2.1) dominates. All these surveys were carried out in the framework of contracts with the National Oil and Gas Trust. We express our thanks for their agreement to publish these papers. The Jász region is the target of concentrated exploration. Section 1.2.1.1 describes the result of the seismic survey, while 1.2.1.2 those of the geoelectric survey. *Fig. 20* shows the location map of the seismic profiles on the ΔZ -anomaly map. The geological subcrop map of the area is presented in *Fig. 21*. The task of the seismic survey was to delineate the different basement blocks. A composite profile, Usz-7/87—Ab-11/78 (*Fig. 22*) passes through boreholes Ujsz-3 penetrating pre-Cambrian metamorphics, Ab-1 penetrating Mesozoic basement and Tósz-2 penetrating Upper Cretaceous flysch. The difference between seismic characteristics—although not very sharp—enables us to separate the blocks of different basement. Characteristics of the basement are distorted by the Miocene volcanic complex of variable thickness. In the northern part of the study area Palaeogene sediments appear. In seismic time sections they can be divided into two sequences: the lower, practically reflection-free one indicating a homogeneous argillaceous complex; the upper one with good continuity and high amplitude reflections. These characteristics can be seen in the NW half of profile Usz-26/88 (*Fig. 23*). Around the 16 km picket the Palaeogene basin terminates with a tectonic contact. In *Fig. 24* the contour map of the Oligocene/Miocene contact is presented. Miocene (Badenian–Sarmatian) is represented by two formations: sedimentary and volcanic, the former generally not exceeding 100–150 m, the latter being extremely variable (may reach as much as 2000 m). The Pannonian (Late Miocene–Pliocene) complex is generally thick, with a W–E thickening trend. We divided it into three sequences (*Fig. 25*): the lowest (sequence *A*) appears with horizontal layering, poor to good reflections, marking either medium-depth marine environment or pro-delta sediments. The second sequence (*B*) contains the lobes of a prograding delta system. The lobes were correlated along the seismic network and their surface and termination mapped. *Fig. 26* shows five lobes illustrating delta progradation from W, NW towards E, SE. The youngest sequence (*C*) contains lacustrine to fluvial sediments. *Fig. 27* is the base Pannonian contour map, this being the most reliable seismic horizon. Its importance in oil and gas prospecting is given by the fact that in Hungary the most important mother rocks are the argillaceous layers of the Lower Pannonian. In the study area the lower sequence of the Palaeogene sediments can also be

counted as mother rock, but the volume of sediments is much smaller than that of the Pannonian. As possible reservoirs, both structural and stratigraphic, several sites are suggested.

The geoelectric survey of 1988–89 covers the northern part of the seismic survey and continues further to the north into the Zagyva trough. *Fig. 28* shows the contour map of the high-resistivity basement which is extremely variable regarding both its age and rock composition. This variability is illustrated in *Fig. 29*, showing the magnetotelluric profile along regional seismic profile ÉK–6. In the basement, there are two major zones of transition. The northern zone appears as a minimum zone of E–W direction in the telluric map of *Fig. 30*. The Zagyva trough presents an extra difficulty in the interpretation of MT soundings, viz. the distortions caused by the long, narrow and deep basement depression. The standard 1–D approximation is unacceptable. *Fig. 31* shows the 2–D approximation of one of the sounding curves, containing some unrealistic data (e.g. the 1000 Ωm resistivity Oligocene–Miocene layer) due to the distortions. The southern part represents a different geoelectric model. Its most conspicuous basement anomaly (*Fig. 28*) is that of Tarnaörs. This elevation cannot be volcanic as the magnetic ΔZ -map has no anomaly in its vicinity, but both telluric and gravity maps have maxima (*Fig. 32*), and even a seismic profile supports it (*Fig. 33*).

The seismic survey of the Szolnok–Törökszentmiklós area (Section 1.2.1.3) contains data of different age and field technology. Seismic data of 1978 were reprocessed (about 254 km) uniformly with the survey data of 1987–88 (247 km). For the geological interpretation seismic profiles of the Geophysical Exploration Company (GKV) were also used. Altogether 950 km seismic profiles were included in the unified geological interpretation. *Fig. 34* shows the location of the seismic profiles with the names of those shot by ELGI. A total of 93 boreholes are located on the area, some of them are oil-producing wells. In the map those are plotted which either penetrated the pre-Neogene basement, or in which check shots were carried out. In *Fig. 34* we present the base Pannonian contour map. This is the most reliable seismic horizon and it reflects the structural features, though not as clearly as the base Neogene. The elongated anticlines of SW–NE direction in the western part and of WSW–ENE direction in the eastern part are manifestations of a right-lateral wrenchfault system. This can be seen in all three time sections: Ab–11/78 (*Fig. 22* presented in section 1.2.1.1) crosses two anticlinal zones in the western part, Szo–11/87 (*Fig. 35*) the eastern-most one, and Szo–7/87 (*Fig. 36*) a central anticline. These profiles present some features of the extreme variability of the area: in Ab–11/78 the Upper Cretaceous flysch is in contact with a Triassic limestone; in Szo–11/87, we can see the southern wedging-out of the flysch, while in the northern part flysch is in contact with Lower Cretaceous volcano-sediments. In both time sections the wrench fault manifests itself in positive flower structures in the flysch, with which, sometimes, Neogene listric faults are associated. In Szo–7/87 the two Mesozoic blocks are in contact and the flysch just covers this contact as a tectonic fragment. The Neogene sediments are divided into three sequences, similarly to that described in section 1.2.1.1.

The next chapter (1.2.2) deals with coal exploration. Three topics are presented: a case history of the Mány–E–Zsámbék coal field (Tatabánya Mining Co.) with special emphasis on karst water problems, the results of methodological experiments in the Balinka coal field (Veszprém Mining Co.), and a short summary of reconnaissance survey for Miocene lignites in northern Hungary financed by the Central Office of Geology.

The reconnaissance survey of the Mány–E–Zsámbék area (*Fig. 37*) consisting of a 7–8 point/km gravity grid and a few seismic profiles was reported in the Annual Report for 1982. The task of the detailed investigations was not only to get exact figures of the reserves but to find out as much as possible on karst water reservoirs and on the possibilities of protection. To solve these problems very detailed information is needed on the tectonic features. A gravity survey was carried out in a 100 × 100 m grid and reflection seismic profiles were shot. *Fig. 38* shows a characteristic part of time section Zsámbék–1/89. In spite of the strong tectonization both the Triassic dolomite basement and the surface of Eocene limestone can be correlated. Simultaneously with the geophysical surveys a drilling program started. Borehole siting was preceded by Maxi-Probe EM measurements. In *Fig. 39* we present one such profile. Both Eocene and Triassic have higher resistivity than their cover. The coal deposit, although it appears in some of the soundings, cannot be correlated along the profile.

For the experimental survey of cross-hole geoelectric measurements the geological conditions are favourable in the Balinka coal field. The methodology is given in the Annual Report for 1985 (pp. 197–200) and some further results are given here (this volume, pp 284–286). The methodology is mentioned here just to enable the interpretation of measurements in pairs of boreholes. If measurements are carried out in a pair penetrating a continuous coal seam, the sign of the anomaly at the coal seam changes (*Fig. 40/a*). If there is a fault between the two boreholes the sign of the potential difference curve does not change when the source passes by the coal seam (*Fig. 40/b*). It can be observed in *Fig. 41* that the dipole potential curve follows the geoelectric model. The whole survey was carried out with borehole Ba–343 as a base with built-in electrodes (*Fig. 42*). Crosshole measurement between Ba–343 and Ba–344 (*Fig. 43*) produced potential difference curves of the same sign. Their qualitative analysis suggests a fault of $H > 12$ m amplitude between the two boreholes (*Fig. 44*). In cross-hole measurements between boreholes Ba–343 and Ba–345 the potential difference curves have a change of sign when the source passes by the coal seam, in view of which the seam is assumed to be continuous (*Fig. 45*). Cross-hole measurements between boreholes Ba–343 and Ba–346 are somewhat different from the former ones. The distance between the boreholes is about double. It is supposed that near Ba–346 there is a fault, but both location and throw are uncertain (*Fig. 46*). By determining the coal continuity between pairs of boreholes, we could delineate faults (*Fig. 42*).

In northern Hungary our task was to find Miocene lignite deposits exploitable by open-pit mining (*Fig. 47*). Shallow refraction and penetration sounding were the methods applied in two areas, while in the third, of a somewhat deeper

basement, a high-resolution vibroseismic survey was carried out. The results were mainly negative, but some smaller basins with Ottangian coal deposits were detected north of the Dubicsány mine.

Chapter 1.2.3 gives examples of ELGI's activity in bauxite prospecting, first from the reconnaissance surveys (1.2.3.1), then from the detailed ones. The reconnaissance surveys were financed by the Central Office of Geology. The activity was concentrated in three areas: the SE foreland of the Gerecse Mts., the Villány Hills, and the Bakony Mts. In the following some examples are presented from the Bakony area.

In the southern foreland of the Bakony, borehole Diszt-5, drilled for mapping purposes, hit a 30 m thick near-surface sequence of alternating bauxite and Neogene sediments. This opened up the area for bauxite prospecting. The VLF resistivity map (*Fig. 48*) enabled us to delineate those parts where Triassic Hauptdolomite is near-surface. Where it is deeper, penetration soundings were carried out. In *Fig. 49* the penetration sounding of point P-5 is presented. This was the basis for suggesting the siting of borehole Di-17, penetrating 4 m of high-quality bauxite. Another drilling, He-3, finished in basalt after 40 m of Pannonian sediments. As basalt has high resistivity, to differentiate between buried basalt and dolomite, a magnetic ΔT survey was carried out. *Fig. 50* presents the results of magnetic modelling along VLF profile He-I. It was proved that the area is worthy of further detailed prospecting.

In the northern foreland of the Bakony the reconnaissance survey started in 1986 (see Annual Report for 1987). This continued in 1988-89 with a gravity survey in a 200 × 200 m grid. The Bouguer-anomaly map of about 80 km² is presented in *Fig. 51*. There are several anomalies suggesting the Mesozoic basement to be near the surface, where VLF measurements were carried out. *Fig. 52* presents the VLF resistivity map of anomaly *A*, which is caused by a Cretaceous limestone block, while *Fig. 53* that of anomaly *C* of similar origin. In the southern part of the map Eocene limestone appears which screens the basement. *Figs. 54* and *55* present transient EM profiles crossing gravity anomalies. These profiles reflect the stratigraphic variability of the area.

As the bauxite mining companies had to give up their deep mining activity because of environmental protection problems, the need for near-surface mines increased. For quick reconnaissance surveying aero-geophysical methods had to be incorporated into our arsenal. The first experiments of 1986-87 provided hopeful results, thus a programme was started, financed by HUNGALU and the Bauxite Prospecting Co., for systematic aero-geophysical surveys. It started in 1989 with an annual 100 km helicopter survey, using the specialized equipment of the Austrian Bundesanstalt für Geowissenschaften. Data preprocessing is carried out by the Meteorological and Geophysical Institute of Vienna University; for further processing, display and storage ELGI has worked out a program package which also enables the use of interactive workstations. This program is supported by the Remote Sensing Program Bureau of the Central Office of Geology and Ministry of Industry (for more information on results see chapter 2.2.4).

Detailed bauxite prospecting (section 1.2.3.2) was carried out in the framework of a contract with the Bauxite Prospecting Co. In 1988–89 four areas of near-surface (0–60 m), and two areas of intermediate-depth deposits (60–250 m) were surveyed, with the main task of borehole siting. In the following, two examples are presented. In the Halimba-south area, a 1.5–2 km wide zone between the exploited bauxite lenses was left unprospected. We started with a 25 × 25 m VLF grid (*Fig. 56*). The zones of lower than 200 Ωm apparent resistivity are worth further prospecting. This was done by VES and penetration sounding. Of the four recorded parameters the gamma-ray activity is the best bauxite indicator. *Fig. 57* presents such a sounding on point T–1. The 4000–5000 cpm gamma activity indicates bauxite down to 8.2 m. A borehole was drilled 25 m from T–1, on the edge of the low-resistivity zone, and it penetrated bauxitic clay. We found that penetration sounding can be helpful in predicting quality changes. From point T–90 to T–11 the gamma activity decreased (*Fig. 58*). The borehole on point T–9 penetrated 6.2 m of bauxite while on point T–11 bauxitic sand occurred. In the area a total of 150 boreholes were sited, of which 106 were drilled with a 29% success rate. This meant 5 new bauxite lenses.

East of the Bakonyoszlop-I concentration the Sur horst was marked out for further prospecting by the reconnaissance surveys of the 1970s (*Fig. 59*). Depth to basement on the horst is around 100 m, beyond the horst 350–400 m. In 1988–89, 23 EM profiles were carried out crossing the horst. They showed that the horst has a central deeper part. Profile *A* (*Fig. 60*) shows three steps of the western rim with the 250 m deep Csetény-I bauxite deposit. In the deeper zones trough-type bauxite deposits of smaller extension exist (*Fig. 61*). The greatest problem with these deposits is the karst-water danger. Any mining activity in the area has to be preceded by hydrogeological study.

The last chapter of Geophysical Prospecting (1.2.4) contains a geoelectric survey for water supply and the investigation of placers. The water-supply project was carried out on the terraces of the River Rába in western Hungary (*Fig. 62*), for the town of Szombathely. Former projects (1968–70) investigated the nearsurface reservoirs and indicated a deeper one. As the existence of a deeper reservoir was proved by the boreholes of Ikervár and Sótöny, and neither the need for 25–30,000 m³/day water nor the satisfactory protection against pollution is ensured by the near-surface reservoir, the task of the 1988 survey was to gain all the necessary information on the deeper reservoir designed to be exploited by 300 m deep wells. To solve the problems, VES and IP measurements were carried out in a regular grid, and Maxi-Probe EM measurements along a few profiles. Practically all VES points show both the upper and the lower reservoir, in some soundings the gravel terrace appears as well. *Fig. 63* presents a typical VES. The most important parameters of the lower reservoir are presented in *Fig. 64*. For the depths of 200–300 m, $\lambda = 1.5$ was received by comparison with borehole data. The same value of anisotropy was used for greater depths too. The bottom of the reservoir, except for a few elevations, is at a depth of 500–600 m. We cannot separate the individual sand/shale layers

but their proportion in the whole reservoir complex is reflected by its resistivity distribution (*Fig. 65*). IP measurements give very low polarizability values (*Fig. 66*). Judging from our experience this means thick individual layers, and dominating grain size > 0.5 mm. Even with EM frequency sounding, separation of individual layers was impossible, but we did obtain some information on the low lateral variability of the reservoir complex.

The placer prospecting project, initiated by the Central Office of Geology, started in 1986. Geophysical methods are required for borehole siting. In the Gönyü area (Danube bank, W. Hungary), first of all we had to determine what geophysical parameter can be correlated with the heavy minerals which were the exploration goals (*Fig. 67*). There were already 17 shallow drillholes in the area. We received all the geological and chemical analysis data, and stored them in the computer. By seeking correlations, we found that the percentage of heavy minerals correlates with sand content (0.4–0.6% heavy mineral content is linked with 40–70% of sand). Thus our task was to find the fine-grained sandy parts of the alluvial cone. Among sands, the sand content versus resistivity diagram (*Fig. 68*) helps in selecting the most promising one. In the survey we used several geoelectric methods. By dc and EM profiling of three different penetration depths (6 m, 12 m, 25 m), we received the lateral resistivity distribution in three levels. One of these maps is presented in *Fig. 67*. At the drillholes we carried out VES measurements by which the alluvium could be divided into 2–4 layers (*Fig. 69*). Gravels have high resistivity, fine-grained sands have medium-to-low resistivity in accordance with *Fig. 68*. To get an even higher resolution we used penetration sounding method. It provides four parameters which can be correlated along profiles. *Fig. 70* illustrates how these parameters are used for correlation, *Fig. 71* shows the final result along Profile M–1. The geological–geophysical cross section and a “structural” cross section are presented. We can see signs of wandering river beds and fine-grained sand layers interbedded into gravel. We suppose these to be the most promising layers for sampling (e.g. a sand layer in points 11/10 and 12/15, starting at a depth of 9 m and rising towards the Danube).

2 METHODOLOGICAL AND INSTRUMENTAL RESEARCH

2.1 SEISMIC METHODOLOGICAL AND INSTRUMENTAL RESEARCH

2.1.1 Dip-moveout (DMO) and prestack migration (PSM)*

NMO transforms non-zero-offset time sections into zero-offset ones with acceptable accuracy if the conditions approximate the criteria of horizontal layering, laterally constant velocity functions and small offsets relative to depth. In the case of complex boundaries and lateral velocity changes other transformation methods are also needed. For this reason, the methods of DMO and PSM have been adopted into our processing package. In the following, the position of these programs in the seismic data processing package is discussed with emphasis on our special solutions.

Conventional data processing includes:

- CMP trace gather,
- velocity analysis,
- NMO,
- stacking,
- migration.

NMO is carried out with the velocity function $V/\cos \theta$ in which V = rms velocity, θ = dip angle of the reflector.

Problems arising with NMO are displayed in *Fig. 72*. At a given CMP and time, the signals reflected with a velocity $V_A/\cos \theta_A$ from point A are stacked with the signals arriving from point B at the same time with the velocity $V_B/\cos \theta_B$. If $V_A/\cos \theta_A$ significantly differs from $V_B/\cos \theta_B$ problems arise during stacking. If V_A nearly equals V_B and only the dip angles differ, the DMO completely solves the problem; hence, this method eliminates dip effects in the stacking velocity. After DMO, the signals from the two points have to be summed with the same velocity, and this velocity is also suitable for migration. The data processing is in this case as follows:

- NMO,
- common-offset trace gather,
- DMO,
- inverse NMO,
- CMP trace gather,

* J. Sipos

- velocity analysis,
- NMO (with velocity functions independent of the dip),
- stacking,
- migration.

The result of DMO is provided by the solution of the following differential equation:

$$P_{ht} = \frac{h}{t} P_{xx},$$

where $P(x, h, t)$ = the measured common-offset time section, after NMO,
 x = coordinate of CMP,
 h = half of the offset,
 t = time.

The solution is $P(x, 0, t)$, the zero-offset time section achieved by the method of finite differences.

If the lateral and vertical velocity changes are significant, V_A can sharply differ from V_B , and the travel paths of events reflected from A and B are different, in this case DMO does not solve the problem. Moreover, stacking after DMO may produce an even lower quality time section than conventional stacking if the difference between $V_A/\cos \theta_A$ and $V_B/\cos \theta_B$ is less than that between V_A and V_B . In this case, PSM has to be applied with velocities V_A and V_B , and the data processing will be re-formed as follows:

- NMO,
- common-offset trace gather,
- 1st step of PSM,
- CMP trace gather,
- inverse NMO,
- velocity analysis,
- NMO,
- 2nd step of PSM,
- stacking.

The following two differential equations give the solution of PSM:

$$P_{\tau t} = \frac{\tilde{V}}{4} P_{xx},$$

where: τ = two-way vertical travelttime,
 t = time,
 x = coordinate of CMP;

$$\tilde{V} = \frac{V^2}{2} \left\{ 1 - \left[1 + \left(\frac{2h}{Vt} \right)^2 \right]^{3/2} \right\} \cdot \left[1 + \left(\frac{2h}{Vt} \right)^2 \right]^{-1/2},$$

where: $V = V(x, \tau)$, rms velocity,
 $2h$ = offset,
 $P(\tau, t, x)$ = wave field,

$P(\tau=0, t, x)$ = common-offset time section after NMO,

$P(\tau, t=0, x)$ = solution of the differential equation.

The second differential equation is the following:

$$P_{ztt} + \frac{V}{4} P_{xxt} - \frac{V^2}{16} P_{xxz} = 0,$$

where: z = depth coordinate,

$P(z, t, x)$ = wave field,

$P(z, t=0, x)$ = solution (the result of PSM).

In the first step, multi-offset time sections are transformed into zero-offset time sections. In the second step, zero-offset time sections are migrated, then, stacking is carried out. Consequently, the input of the second step is represented by the output of the first step. The response of the method can be studied by the application of the so-called 'single signal' model input. The 'single signal' model is constructed by placing Ricker wavelets along a trace at discrete instants. The model is displayed in *Fig. 73* with wavelets every 100 ms. The results of the first step of PSM ($V=3000$ m/s, $2h=800$ m, $x=12.5$ m) are presented in *Fig. 74*. In *Fig. 75* the results of DMO are shown. They are similar to those of the first step of PSM, with a better signal-to-noise ratio although DMO can be used for a narrower dip range.

In our next model diffractor points have been arranged every 150 m in the 150–1200 m depth interval ($V=3000$ m/s). In *Fig. 76* the corresponding zero-offset single-channel time section ($\Delta x=12.5$ m) is displayed. After NMO and the first step of PSM, the time section did not change. The 2nd step of PSM produces the migration of the zero-offset time section (*Fig. 77*). The $2h=800$ m offset time section of the same diffraction model is shown in *Fig. 78*. The time section after NMO is displayed in *Fig. 79*, and after migration in *Fig. 80*. Here the essence of PSM can be seen. This migrated time section significantly differs from the zero-offset time section (*Fig. 77*), the diffraction hyperbolae are not focused to one point. The stacking of these two sections leads to a decrease of the signal-to-noise ratio. *Fig. 81* illustrates the transformation of the $2h=800$ m offset time section into a zero-offset time section (1st step of PSM). In *Fig. 82* the $2h=800$ m offset time section is displayed after the 1st and 2nd steps of PSM: it is much more similar to the migrated version of the zero-offset time section (*Fig. 77*).

Since PSM can be applied to time sections after NMO, its sensitivity to the accuracy of the velocity function has to be studied. Our experiments demonstrated that this method is not sensitive to velocity errors. Furthermore, the sensitivity of the method to the offset has also been investigated. The first step of PSM was performed with $2h=600$ m (*Fig. 83*) and with $2h=1000$ m (*Fig. 84*). The time sections obtained essentially differ from that in *Fig. 74*. It can be concluded that PSM significantly depends on offset.

2.1.2 Possibilities to increase the horizontal and vertical resolution in oil and gas prospecting*

In detailed oil and gas prospecting, the demands on the resolution of field seismic surveys are increasing. In the Füzegyarmat–Szeghalom area (southeastern Hungary) field surveys above a more-or-less known deposit have been carried out for several years. Most of the profiles were located inside or near inhabited areas so that explosive sources were inapplicable.

In 1989 methodological experiments were carried out along a profile formerly shot by conventional VIBROSEIS parameters (linear sweep, long vibrator and geophone array), where field conditions allowed explosive sources. It is well-known that VIBROSEIS time sections are usually of lower frequencies, and display more homogeneous frequency distribution and lower resolution than those of explosion seismics in the same areas. The reasoning behind this usually mentions the limitation of the spectrum of vibrators and the high-cut effect of the near-surface low-velocity layers. Besides these two unavoidable factors of the spectrum band limitation there are further high-cut effects which can considerably be decreased by the choice of the source and recording parameters in the field. For instance, the long vibrator and geophone arrays, generally used for the elimination of vibrator ground rolls, have a drastic high-cut effect on the reflection signals at offsets comparable with the investigated depths. A similar effect is produced by the response of the vibrator–ground coupling which sharply enhances the 15–35 Hz interval.

The ground rolls can be eliminated by a special parametrization of the vibrator and recording system known as stackarray. The essence of this system is that the length of both the vibrator and geophone arrays equals the distance between shotpoints, and that shotpoints are located half-way between geophones independently of the wavelength of the ground rolls. In a system like this stacking of the NMO-corrected CDP traces produces such a filtering effect against the NMO-uncorrected coherent noise as a uniformly sampled array of a length corresponding to the maximum offset. Thus, noise elimination is performed during CRP stacking, not during recording.

The most favourable stackarray for signal resolution can be achieved by split spread with equal geophone and vibrator array spacing and no geophone array overlap. *Fig. 85* displays the wave-number response of the spread and array system of the methodological experiment. In *Fig. 85/a*, in the response of the 60-fold coverage system the alias peaks appear at wavelengths which equal integer multiples of the shotpoint spacing. The response of geophone arrays designed in accordance with the stackarray criteria (*Fig. 85/b*) have zero values just at these points so that a flat response function, free of alias peaks, is the resulting response (*Fig. 85/c*).

At the beginning of the experiments the spectrum of the signal of the base was recorded. This spectrum is considerably distorted by the response of the vibrator–ground coupling compared with the theoretical spectra (*Fig. 86*). If

* I. Albu, L. Gombár, T. Guthy, E. Hegedüs, A. Pápa, I. Petrovics

the sweep is linear a resonance peak appears in the 20–30 Hz band. We attempted to flatten this peak by an asymmetric combisweep of five members (see *Table VI*) and succeeded to a certain extent (Fig. 86/b).

In *Fig. 87* a conventional VIBROSEIS record and one with the field parameters described above are displayed. By comparing the records two main differences can be revealed: in the record of linear sweep and long geophone array (*Fig. 87/a*) there are no ground rolls and the apparent frequency of the reflections tends to be rather constant, 25–30 Hz, independently of the arrival times. In the record displayed in *Fig. 87/b* ground roll is significantly intensified and the apparent frequency of the reflections is essentially higher; furthermore, the reflection character is much more differentiated than in the previous record. In the traces near the explosion point the high-cut effect of the geophone array is very weak, therefore here it is unambiguous that the difference in the frequency patterns results from the flattening of the resonance peak of the input spectrum and from the enhancement of high-frequency components. Judging from model calculations at large offsets (> 1000 m) the 40 m long geophone array attenuates the high-frequency (70–90 Hz) components by 12–20 dB compared with the short arrays.

In *Fig. 88* the same part of the two VIBROSEIS and the explosion seismic time sections are displayed. Comparison of the time sections reveals that explosion seismics (*Fig. 88/c*) unambiguously provides the best vertical and horizontal resolution (for field parameters, see *Table VI*). The VIBROSEIS time section of the experimental source and recording parameters (*Fig. 88/b*) demonstrates an obvious improvement compared with the conventional one (*Fig. 88/a*). Consequently, the stacking of stackarray records has filtered the ground rolls which clearly developed in the field record (*Fig. 87/b*), and at the same time the high-frequency content of the records has been preserved.

	Conventional VIBROSEIS	Methodological experiment (VIBROSEIS)	Explosion seismics
Number of channels	120	120	48
Sampling rate	2 ms	2 ms	1 ms
Geophone spacing	20 m	20 m	10 m
Source spacing	40 m	20 m	10 m
Coverage	30	60	24
Length of geophone arrays	40 m	20 m	10 m
Length of vibrator arrays	40 m	20 m	
Sweep	18–92 Hz	18–92 Hz 1 × 24–92 Hz 1 × 30–92 Hz 1 × 36–92 Hz 2 ×	
Explosion depth			38 m
Explosion weight			1 kg
Minimum offset	200 m	190 m	25 m
Maximum offset	1380 m	1370 m	255 m

Table VI. Comparison of the source and recording parameters applied in the methodological experiment

The normalized amplitude spectra of *Fig. 89* demonstrate in a quantitative way the differences in frequency content and resolution caused by different source and recording parameters. The comparison unambiguously shows that the explosive source and connected recording parameters result in a spectrum most abundant in high frequencies. If surface conditions do not allow explosives to be used as the energy source, the improvement obtained by the above described field parameters also has to be appreciated.

2.1.3 Integrated processing of well-logging and seismic data on personal computers*

One of the fundamental goals of seismic data processing consists in an integrated interpretation of high-resolution well-logging data and seismic sections. In the spring of 1989, we started elaborating a new personal computer program system which provides flexible and rapid processing for such an integrated interpretation.

The input of the program system is formed by well logs, seismic traces and VSP data. From well-logging data at present we use acoustic transit time, density and neutron porosity logs. The input seismic data are represented by conventionally processed migrated traces. The link between acoustic and seismic data is created by VSP measurements.

The system now has four principal functions (subprograms) which are built in a step-like way:

- seismic-acoustic analysis,
- constructing seislog sections,
- constructing seismic porosity sections,
- computation of seismic attributes.

The program elaborated for the IBM AT/PC is connected to the conventional processing package at the endpoint (migration). Migrated traces can be loaded into the PC through the terminal line. The possibilities provided by the program are demonstrated by the block scheme of *Fig. 90*. Various operations can be chosen from the menu system.

One of the aims of *seismic-acoustic analysis* involves precise identification of the lithology in the seismic sections. This is carried out by using well-logging data. The synthetic seismograms computed from sonic velocities or acoustic impedances are comparable with the corresponding migrated traces and the filtered sonic velocity curve or the filtered acoustic impedance curve with the seislog. In this way, by searching for similar features the high-resolution well-logging data can be correlated with the corresponding features in the seismic section within the limits of the seismic resolution. The other aim of the analysis consists of constructing the acoustic model needed for the seislog and correlating the acoustic and seismic traveltimes (calibration).

Based on the VSP measurements, the program system provides a possibility to calculate the drift curve displaying the difference between the acoustic and

* Cs. Bereczky, A. Pápa, E. Takács

SEISMIC-ACOUSTIC ANALYSIS
<ul style="list-style-type: none"> Drift calculation Transformation from depth to TWT Spectrum analysis Computation of synthetic trace Comparison of synthetic trace with migrated time section Filtering of sonic velocity or acoustic impedance curve
COMPUTATION OF SEISLOGS
<ul style="list-style-type: none"> Picking of seismic horizons on migrated time section Creating step-like sonic velocity curve Interpolation between boreholes Producing the low-frequency velocity model by filtering Calculation of relative seislog Producing the absolute seislog by superposition
COMPUTATION OF SEISMIC PSEUDOPOROSITY SECTIONS
<ul style="list-style-type: none"> Calculation of shale content Computation of effective porosity Creation of crossplots Processing of pseudoporosity section
CALCULATION OF SEISMIC ATTRIBUTES
<ul style="list-style-type: none"> Instantaneous phase Instantaneous amplitude Instantaneous frequency Apparent polarity

Fig. 90. Menu system of the program

seismic traveltimes as a function of depth (*Fig. 91*). This difference can be taken into account in transforming the well-logs into functions of seismic two-way traveltimes (*Fig. 92*). The frequency of the wavelet for computing synthetic seismograms can be defined from the spectrum of the migrated traces (*Fig. 93*).

The program provides the possibility to use either minimum- or zero-phase Ricker wavelets and Klauder wavelets. In the program the seismic traces recorded in the vicinity of the well and the synthetic seismogram can be called on the screen together (Fig. 94). Finally, the low-frequency velocity component needed for the absolute seislog can be constructed by filtering the sonic velocity curve.

In order to *compute the absolute seislog section* the migrated section can be called on the screen where seismic sequences can be selected by moving the cursor (Fig. 95). The sonic velocity curves can be transformed into a step-like form in accordance with the sequences selected. By interpolating between the wells, a step-like thick-layer velocity model can be constructed the low-frequency filtering of which results in a low-frequency velocity model (Fig. 96). By superimposing the relative seislog computed by the program we set the absolute seislog section.

The third subprogram of the program system makes the *construction of a porosity section* possible. Comparing the available acoustic parameters with the neutron porosity results in various crossplots. Furthermore, it is possible to calculate the clay content and the porosity corrected for the clay content. As an example, a clay content–effective porosity crossplot is demonstrated (Fig. 97). Finally, from the clay content and the velocity–porosity relationship the absolute seislog, regarded as a pseudovelocity section, can be transformed into a two-component porosity section.

The fourth subprogram calculates *seismic attribute sections* by Hilbert transformation and median filtering. The instantaneous phase, the amplitude strength, the instantaneous frequency and the apparent polarity sections can also be computed.

An EGA monitor makes the coloured imaging of the seismic sections possible both in time- and depth-section forms. In Fig. 98 an absolute seislog, a porosity corrected for the clay content and an amplitude strength–depth section are seen. To help interactive interpretation, several sections can be called on the screen simultaneously (Fig. 99). If a seismic horizon is selected in the instantaneous phase section, for example, it will be marked automatically in all other sections, and the horizontal variation of the parameters (velocity, porosity, amplitude strength, etc.) can be displayed along the seismic horizon.

We express our thanks to P. Szabó and Gy. Táborcszky for elaborating the terminal connection between the R-61 computer and the PC and to L. Zilahi Sebess jun. for his assistance in compiling the program system for the processing of well-logs.

2.1.4 In-mine reflection measurements in multiseam brown coal deposits*

The theoretical background of in-mine reflection measurements was first elaborated in the FRG and Great Britain. In both countries most of the productive complexes can be approximated by a three-layer model (roof/coal/

* T. Bodoky, E. Cziller, P. Scholtz

bedrock). In Hungary, however, the brown coal seams are usually interrupted by unproductive layers of various thickness, producing a 'sandwich' structure. In such conditions the processing and the interpretation of seam wave seismics do not correspond to the three-layer theory in which results can be achieved by enhancing and enveloping the Airy phase.

Therefore, as the first step, the dispersion properties of the seam waves in sandwich-type coal seams were investigated. Two three-layer models have been studied (*Fig. 100*): in the first (I) the thickness of the coal seams varied while in the second (II) the quality, i.e. their acoustic impedance, was different. From the dispersion curves (*Fig. 101*) it can be seen that the modes and especially the Airy phases of the modes cannot be recognized from their frequencies. Thus, the basal and higher modes cannot be distinguished by frequency filtering which was formerly successful in the data processing.

Besides the dispersion curves, the vertical amplitude distributions are also characteristic of the seam waves. In the sandwich-type models these are quite interesting (*Fig. 102*). While the low frequency of the basal mode is distributed uniformly in the three coal seams, the energy of the individual modes becomes dominant in various coal seams with increasing frequencies. This means that although the individual modes cannot be separated by their frequencies they can be distinguished in space. In other words, the wave form depends on the coal seam in which the detectors are placed. This is demonstrated by the synthetic seismograms of *Fig. 103*. In the computations it was supposed that the detectors were placed in the median planes of the individual coal seams with 5 m spacing with the offset to the first sensor being 100 m.

The phenomena described are decisive in the course of data processing and interpretation. If the precise location of the source and detectors within the given thick multiseam deposit is unknown—which is most likely—the data cannot be processed in the usual way. CDP stacking becomes impossible since stacking is based on the similarity of the signals to be stacked, which condition is not met. The problem can be solved in two ways. One of the possibilities is to compress the dispersive signals. This needs relatively precise knowledge on the dispersion curve which generates innumerable further problems. Moreover, precise data are needed on the parameters of the coal deposit (thicknesses, velocities, densities) which are, on the one hand, difficult to obtain but, on the other hand, are almost impossible to define due to the lateral inhomogeneities of the coal seams. That is why this way is difficult to follow.

The other possibility of data processing and interpretation seems to be very simple and fruitful, as modelling proves. In this case the high frequencies are removed by a high-cut filter, and the relatively low-frequency interval of the spectrum is preserved. Since this interval—as can be seen in *Fig. 102*—is present in each coal layer it can be recorded independently of the position of the detectors inside the coal seam. The low-frequency data obtained in this way are further processed as was done in the case of the three-layer model. Of course, it has to be taken into account that the resolution is decreased and the signal-to-noise ratio worsens due to the high-cut filter.

After the theoretical considerations two in-mine reflection profiles (*Figs. 104 and 105*) are discussed. These two sections are of lower quality and more noisy compared with formerly published results. Despite this fact, two large faults have been discovered which call attention to the danger of karst-water inrush. Obviously, there is no need to stress the importance of this result.

Since most of the coal deposits in Hungary belong to the same sandwich-type model the outlined procedure forms the basis for the application of reflection seismic methods. This is important for both exploitation and in-mine safety.

2.1.5 Refraction tomography: A methodological experiment*

The seismic velocity tomography program [HERMANN et al. 1982] was used mainly in mines [KÖRMENDI et al. 1986], but several attempts were made to use it for the processing of areal (3-D) refraction measurements [BODOKY et al. 1983]. Based on all our former experience, in 1989 we performed a new experiment in connection with a shallow refraction survey. The aim of the experiment was to investigate the block structure of the limestone in a quarry with relatively thin cover.

It is known that in 2-D seismic velocity tomography based on a geometrical optical approximation (wave propagation along curved raypaths) the velocity distribution within the area 'enclosed' by the profiles is determined from the traveltimes of transmission waves along numerous raypaths which cross each other. Two important fundamental conditions are that the observation system is co-planar and the raypaths follow the measurement plane. It is obvious that these conditions are not met in refraction seismics. (*Fig. 106*): the raypaths step out of the SG plane of measurements, and the T_S and T_G times of propagation in the low-velocity layer are added to the T_R time which is characteristic for the velocity of the refractor. These correction times have been determined from the shallow refraction profiles \overline{AB} , \overline{BC} , \overline{CD} and \overline{DA} which formed the primary task of the prospecting (*Fig. 107*).

In the course of the tomographic measurements we shot the observation systems on the lines \overline{AB} and \overline{AD} , each with 24 geophones, by a hammer from 27 shotpoints on profiles \overline{BC} and \overline{CD} using the stacking capabilities of the shallow seismic instrument ESS-01-24 (in principle, 888 arrivals without the direct arrivals from the near sources).

The resulting map is presented in *Fig. 108*. Data of the refraction profiles (*Fig. 107*) are in good correlation with the tomographic map, but are not equal. The refraction profiles give the velocities of head waves at relatively small offsets, while in the tomographic survey offsets are much longer so that waves penetrate deeper into the layer thus propagating faster. In contrast to refraction profiling the tomographic map does not provide the thickness of the low-velocity layer. Therefore, this method does not substitute refraction profiling but extends its information content.

* G. Detzky, L. Dianiska, L. Hermann, E. Törös

By mapping the velocities the fresh, non-tectonized and well-preserved rocks of higher velocity can be separated from the weathered, altered, fractured or less consolidated blocks. A linear structure has been supposed on the basis of the presence of a velocity gradient perpendicular to the NE–SW direction in the tomographic map. The two areas divided by this fracture are of different composition or consist of rocks that have been subjected to various environmental effects. In order to reveal concrete local reasons for the anomalies of the velocity map, further geological investigations would need to be carried out.

For references, see Hungarian text.

2.1.6 Investigation of the resistance of buildings to vibrations*

In the course of VIBROSEIS measurements in inhabited areas the danger of vibration damage in buildings frequently arises. It was for this reason that studies on the resistance of buildings to vibrations were started in 1989.

The precise determination of the vibration effect produced on buildings and the elaboration of a suitable measurement method were the goals of the methodological study. The most important questions to answer: whether resonance can arise in an ordinary building-ground system (e.g. one-family house) in the VIBROSEIS frequency range or not and if yes, how much the amplitude of the vibration within the building exceeds that in the ground. From published data it was clear that within the vibrator–building distances studied neither dispersion induced spectrum distortion nor the effect of reflected waves is to be expected.

First of all the instruments used for the experiment had to be calibrated. Therefore, the transfer characteristics of the whole recording system, channel by channel, starting with the geophones and ending with the digital recording, were determined by a high-precision B&K vibration meter. We succeeded in linearizing the transfer above 8 Hz by correction filters.

In the course of the field measurements we tried to discover the resonance effect in a single-story house and by determining *P*- and *S*-wave velocities in the superstructure, obtained primary data for the computer modelling of resonance by the finite-element method. The field observation system consisted of groups of three-component geophones with 4.5 Hz eigen-frequency, of ELGI's shallow-seismic instrument ESS-01-24 and of a Failing 1100-CB vibrator. Based on the spectra of noise records we found the resonance frequency of the mechanical fastening elements of the geophone groups on the walls to be beyond the studied frequency range (*Fig. 109*). The configuration of the observation system is seen in *Fig. 110*. The vibrator generated vertical monofrequencies in the 4–40 Hz range and the velocity of the vibration was recorded at observation points *A*, *B*, *C* and *D*. The maximum amplitudes were recorded at point *B* in the *x* direction. Their spectra constructed from recorded amplitudes at the individual

* Gy. Baki, G. Detzky, P. Szabó

source frequencies are presented in *Fig. 111*. Maxima in the ranges around 8 and 16 Hz of one octave distance represent the resonance frequency of point *B* of the house and its first harmonics (the peak at 4 Hz results from the nonlinearity of the observation system).

A general analysis of the phenomenon is planned to be performed in a computer model. To check the suitability of the available software a two-dimensional finite-element model was constructed from the real velocities measured in the given house-ground system. The geometry of this model is presented in *Fig. 112* in which the velocities measured in the real system are indicated. Generating similar frequencies such as those in the field measurements resulted in the spectra of *Fig. 113*. This system, despite its geometry significantly differing from the real one, also resonates in the 10–20 Hz frequency range. Furthermore, it can be stated that upwards on the wall the amplitudes recorded on the resonance frequency increase. This frequency belongs to the first mode vibrations the mode of which is at the foot of the wall.

For the purposes of further investigation of the problem a three-dimensional computer model is to be constructed in which the points represent the shape of the real house with response characteristics measured in the real system. The model will offer possibilities to study the effect of vibrations which are impossible to generate in the study area for technical or safety reasons.

2.1.7 Developing an instrument for vertical seismic profiling*

The demand for a special instrument for vertical seismic profiling has grown lately. The sophisticated multichannel (48, 96) seismic stations are suitable for VSP, but too expensive and clumsy. The difficulties are increased if the wells are in areas of poor access where helicopters are needed for transporting equipment. The portable 12–24-channel shallow seismic instruments with their small size, weight, consumption and lower price are the most attractive for VSP.

The construction parameters and fundamental characteristics of ELGI's ESS-01–24 shallow seismic instrument formed a suitable basis for the development of a special VSP instrument. After specifying the technical demands, the construction parameters of an experimental instrument were determined in 1988, then, after some field experiments they were fixed, and the zero series of the instrument ESS-01–08/VSP was produced in 1989. From the construction of the ESS-01–24 the 10–2000 Hz transfer frequency range, the filter set for recording and field display, the electric circuits of the digital memory and tape recording, the construction of the controls, check and display as well as the cassette unit have been preserved.

In harmony with the VSP technique the sampling intervals have been completed with the 2 and 4 ms steps, and the number of channels has been reduced from 24 to 8. By increasing the capacity of each channel the record length reaches a maximum of 16 sec. By using a divided memory, filtering,

* L. Gili, B. Kovács

display on the screen, recording on magnetic tape and printing became possible. Abandoning the formerly used thermosensitive field registration we have chosen the more flexible matrix-dot-printer for producing field seismograms.

To increase the information content of the measurements the instantaneous floating point (IFP) gain control was adopted as the most important change. It results in an increase of 42 dB in the dynamic range of the record. Another essential change which made work and transportation easier consists in the arrangement of the central electric circuits and the peripherals in a single small and compact unit (*Fig. 114*). Only the matrix-printer forms a separate unit.

In co-operation with the company VNIIGIS (Oktiabrskiy, USSR) which produces the VSP sondes, we have developed a complete VSP station (SVK-1VSP) consisting of an ESS-01-08/VSP instrument, sondes of various diameters and the manipulator for the sondes.

Technical parameters

Number of channels	8
Frequency range	10–2000 Hz
Amplification	24–60 dB in 12 dB steps
Range of the instantaneous floating-point (IFP) gain control	42 dB in 6 dB steps
Noise level	max. 0.5 μ V
Distortion	max. 0.3%
Crossfeed	– 80 dB
Sampling rate, frequency range, record length	4 ms 10–62.5 Hz 16.384 s
	2 ms 10–125 Hz 8.192 s
	1 ms 10–250 Hz 4.096 s
	0.5 ms 10–500 Hz 2.048 s
	0.25 ms 10–1000 Hz 1.024 s
	0.125 ms 10–2000 Hz 0.512 s
Low-cut filter	72 dB, 22 dB/octave
Delay	max. 10 s in 0.01 s steps
A/D converter resolution	12 bits with sign
Data format	16 bits
Memory capacity	48 Kwords
Recording	magnetic cassette
Display in the field	monitor and matrix printer
Supply voltage	12 V, 8 A
Temperature rating	5–40 °C
Size and weight	
	seismic instrument printer

2.2 GEOELECTRIC METHODOLOGICAL AND INSTRUMENTAL RESEARCH

2.2.1 Downward continuation of electromagnetic field*

In the most widely used interpretation method of ground electromagnetic measurements it is supposed that the halfspace is layered, and the electrical parameters of the buried layers are to be determined. There are only a few interpretation methods for models more complicated than one-dimensional. One of them might be the downward continuation of electromagnetic fields. We began to examine the theoretical bases of this method in ELGI in 1989. This technique can be applied when the surficial layer is homogeneous from the electrical viewpoint, and an anomalous parameter distribution to be detected exists at a given depth (*Fig. 115*) which, of course, influences the ground observations. Such a task might be, for example, searching for a pipeline or void detection. By applying downward continuation we expect that the individual anomalies become more separated and the position (depth, horizontal extension) of the causative body of the anomalies can precisely be delineated.

Mathematically, downward continuation of electromagnetic fields means the following: Let us suppose that every component of the electromagnetic field is known on the surface of the earth, i. e. according to the coordinate system shown in *Fig. 115*, in the $z=0$ plane. The conductivity, σ , of the underground region, marked with Ω is also known. We are looking for that solution of the Maxwell equations in the Ω region, which at the boundary $z=0$ coincides with the values observed on the surface. Here we will examine the vertical magnetic component only but similar expressions are valid for the other components too. From the results of ground measurements that electromagnetic field value which could be measured at a depth can be determined using the following formula when the causative body is three-dimensional:

$$H_z(r') = \frac{1}{4\pi^2} \iint_{-\infty}^{+\infty} \left[h_z^0 \text{ch}(\eta_n z') + i(k_x h_x^0 + k_y h_y^0) \frac{\text{sh}(\eta_n z')}{\eta_n} \right] e^{-i(k_x x' + k_y y')} dk_x dk_y \quad (1)$$

* E. Prácerš

h_z^0 means the spatial Fourier transform of the electromagnetic field which can be written in the form of

$$h_z^0 = \iint_{-\infty}^{+\infty} H_z^0 e^{i(k_x x + k_y y)} dx dy$$

After that the vertical magnetic component for a two-dimensional case

$$H_z(r') = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} \left[h_z^0 \operatorname{ch}(\eta_n z') + i k_x h_x^0 \frac{\operatorname{sh}(\eta_n z')}{\eta_n} \right] e^{-i k_x x'} dk_x \quad (2)$$

where superscript 0 refers to ground measurements, and $r' = (x', y', z')$ means a point within the region Ω , and

$$k_n^2 = i\omega\mu\sigma_n, \quad \eta_n = \sqrt{k_x^2 + k_y^2 - k_n^2}$$

These formulae use the spatial Fourier transform of the field components. These are multiplied by certain exponential terms depending on the depth, then inverse Fourier transformation of the whole expression is performed. This can be interpreted so that the downward continuation of electromagnetic fields is a filtering. When a depth of 0 is substituted into the formulae to check them, it can be seen that the integrals yield the correct values on the surface, since the inverse Fourier transformation is applied to the Fourier transforms.

To compute formulae (1) and (2) programs were written for an IBM AT/PC. Computation of Fourier transform is performed by FFT. We have checked the programs by means of some simple models. In Fig. 116 analytic continuation of a magnetic dipole in free space, in Fig. 117 downward continuation of the field of a magnetic dipole in a homogeneous halfspace can be seen. Three curves belong to both models; in Fig. 116 H_z is plotted as a real quantity, and in Fig. 117 the real part of H_z is shown. Curve *a* represents results of ground measurement, curve *b* shows what would be measured at a depth, and curve *c* is obtained from downward continuation of ground measurements. Curves *b* and *c* completely coincide in the figures which demonstrates that downward continuation yields correct results. Curves *a* and *b* are results of theoretical calculations. The dipole moment of the source is unity for both cases, this is the reason for the low values appearing on the vertical axis. z_d means the depth of the virtual source below the surface and z_f the level to which the downward continuation was performed. In these examples calculations refer to the total electromagnetic field, and the magnetic dipole takes over the role of anomalies which are present in practical applications, in contrast to the practical applications where the secondary field is essential. Unfortunately, no mathematical modelling programs are at our disposal by means of which checking of the method corresponding more closely to the practical conditions could be carried out.

On the other hand, the applied program is suitable for checking the results of theoretical calculations. If a two- or three-dimensional model calculation is

carried out for different levels, then data for the upper level can be continued analytically downward to the lower level, and from the conformity of the two different data sets referring to the lower level conclusions concerning the exactness of the theoretical calculation can be drawn too. Thus, in practice we check whether results of model calculations satisfy the Maxwell equations. Downward continuation can be carried out to that depth to which the halfspace is homogeneous from the electrical viewpoint. This depth is the depth $z = d$ which can be seen in Fig. 115. This feature of the method allows us to estimate the depth of the anomalies in the halfspace (e.g. the depth of a pipeline in a two-dimensional case). Downward continuation should be carried out to ever increasing depths until the results obtained from downward continuation become obviously incorrect and then this depth can be considered as the depth to the given object.

Some words should be said about the practical applicability of the method. As can be seen from the formulae for carrying out the downward continuation, it is necessary to fully know the electromagnetic field on the surface (the absolute value and phase of each component). In a three-dimensional case, when a high number of data measured over an area is required, only sufficiently automatic receivers with data logger can be considered as suitable. In a two-dimensional case the method can be used with significantly less data too because measurement along a line is also sufficient. It might cause a further problem that the integrals which are the basis of the method are taken over an infinite interval, thus the measurements should be carried out over an area of suitable size. A too dense grid is not expedient for the measurements because the signals disturbing the measurement become more enhanced. In other words, the less dense sampling filters out the disturbances of higher spatial frequency. For greater depths the effect of these disturbances is enhanced by the calculations using integrals (1) and (2) because the depth is an exponent in these formulae. It is expedient to choose one quarter of the investigation depth as the sampling interval.

Measurement might be carried out in an arbitrary frequency band, depending on the geological conditions. The type of source is not essential from the theoretical viewpoint; on the other hand, it is important that each component should be measured rapidly and accurately. The main point is the development of the secondary field, and the type of generation which produces this secondary field plays a less important role. Of course, it is advisable to choose such a source the primary and secondary fields of which could be more easily separated. Downward continuation can be carried out together with the primary field but this is not expedient because the presence of the primary field makes recognition of anomalies difficult. In a two-dimensional case a line source can be used, while in a three-dimensional one measurements can be carried out within or beside a large loop.

Moreover, the stability of the downward continuation should be examined because the formulae representing the solution to the task are ill defined from the mathematical viewpoint, i.e. a small deviation in the input data might cause considerable error in the result. Therefore a modified, more stable method should substitute for the original one which provides a theoretically exact

solution. This modified method provides a solution close to the exact one for accurate input data, at the same time it is much less sensitive to the possible errors in input data.

2.2.2 Residual profiles derived from electromagnetic soundings*

We carried out experimental measurements over the known anthracite deposit in the vicinity of Trebisov (Czechoslovakia) with the Maxi-Probe EMR-16 electromagnetic frequency sounding equipment, in cooperation with Geofyzika n.p. Brno, závod Bratislava. The aim of the experiments was to decide whether ground electromagnetic measurements can be used to trace the numerous, thin individual anthracite layers within the anthracite formation, with a view to correlating the individual seams between the drillholes.

Methodologically we had to cope with two phenomena that made the solution difficult:

- a) the uppermost, highly conductive anthracite layer might cause a very strong inductive shielding effect because of which the deeper lying layers cannot be detected from the surface.
- b) the individual anthracite layers within the formation are so close to each other that their effects cannot be separated but one single anomaly characterizing the anthracite formation as a whole is manifested.

Transformed $\rho_a(h)$ curves obtained from data of electromagnetic sounding-profiling measurements can effectively be applied in investigating laterally very inhomogeneous geological formations and in recognizing anomalies caused by bodies at different depths. To be precise, the main point of the $\rho_a(h)$ apparent resistivity-depth transformation is that for certain model families the well separated effects of the individual layers can directly be recognized on the transformed curves—this is the basis for graphical interpretation—and in addition, these effects appear at apparent depths h which approximate closely the real burial depths.

This situation is demonstrated in *Fig. 118*, in which the effect of two thin, $10 \Omega\text{m}$ layers can be seen, and the depth to the upper thin layer is fixed, while that to the lower one increases. It can be seen that the effect of the lower layer is separated in those cases when the distance between the two layers is sufficiently large (curves 2, 3 and 4). On the other hand, when the layers get close to each other (curve 5) the effects merge. (Curve 1 shows the effect of the upper layer only.) Therefore we developed the method of residual curves, and using this the effects of layers lying close to each other can be separated.

In the case of the transformed curves that can be seen in *Fig. 120* the response curve of the homogeneous halfspace was used to define the apparent resistivity [SOININEN and OKSAMA, personal communication]. A detailed description of this apparent resistivity definition can be found in the paper of AITTONIEMI et al. [1987]**. Direct recognition of the anomalous behaviour is made

* P. Kardeván, E. Prácer.

** For reference, see Hungarian text (p. 161)

possible by the fact that the transformation straightens the sounding curve measured over a homogeneous halfspace. If we apply a transformation based on this definition we see from the soundings measured over the anthracite formation—as shown in the depth section in *Fig. 119*—that a single anomaly develops. This single anomaly merges the effects of the individual layers and it prevents answers being given to the questions raised.

Generalization of the apparent resistivity definition brings us closer to the solution (*Fig. 120*). Transformation of apparent resistivity was generalized in the following manner: the homogeneous halfspace curve (curve for $n = 1$ layer) used earlier to define the apparent resistivity ρ_a was replaced by the curve for $(n-k)$ layers response curve, where $k = 1, 2, \dots, n-1$. When $k = n-1$ the original definition is obtained. The $\rho_{(n-k)}(h)$ curves derived in this way might be called residual curves because, for example, transformation of an n -layer curve using an n -layer curve provides a straight line, transformation using $(n-1)$, $(n-2)$, ... layer curves the residuals showing the effect of the lowest, of the lowest two, etc. layers are obtained. Thus, for example, in *Fig. 120/b* the theoretical curve corresponding to the 8-layer geoelectric model of the drilling TR-62 (see in *Fig. 119*) was transformed using a 6-layer (curve A), 4-layer (curve B), and 2-layer (curve C) response curve. According to this curve A reflects only the effect of the lowest anthracite layer, curve B the effects of the two lowermost anthracite layers, and curve C contains effects of all three anthracite layers.

It can be stated that apart from some smaller overshots the starting depths H_A , H_B and H_C of the anomalies appearing on the theoretical residual curves closely coincide with the real depths of the anthracite layers. Apparent resistivity relations of the residual curves reflect qualitatively the real resistivity distributions, thus, conclusions concerning the real resistivity relations can be drawn with the help of the residual curves.

An obvious way of utilizing the method can be formulated in the following manner. Let us determine at one point—preferably at a drillhole—the best fitting n -layer model. As long as we succeed in determining a model closely approximating the real one, then using the n -layer response curve corresponding to this for defining ρ_a the transformed curve will be approximately straight. Now let us use the same n -layer response curve at other points of the profile to transform the sounding curves. If the model changes along the profile the residual anomalies reflect the model deviations qualitatively in the usual manner, on the other hand, the depths where the anomalies appear suitably reflect the real depth relations in the $\rho_a(h)$ domain.

The residual profile in *Fig. 121* is given as an example. This profile (*Fig. 121*) was obtained using the response curve of the 9-layer model that was determined by fitting and based on the data of the geoelectrical model corresponding to drillhole TR-63. It can be seen that this response curve really makes the sounding curves straight in the vicinity of this drillhole. At the same time a definite conductivity surplus appears at drillhole TR-62; this surplus may be connected with the extension of the uppermost layer.

2.2.3 Application of direct inversion of transient soundings to solve a groundwater prospecting task*

We carried out transient measurements in Cuba in 1988, on the shore of Batabano Bay (*Fig. 122*), to investigate the aquifer that provides the water supply for the capital city. The task was to distinguish the fresh water and brine-saturated layers, and to detect the infiltration of high salinity water from the sea. The aquifer consists mainly of porous carbonate rocks—limestone, dolomite—but sandstone can be found in it too. The exact hydrological parameters are unknown. The permeable layers are covered by Quaternary coral limestone. The thickness of this is 20–80 m, its resistivity is 400–600 Ωm , these parameters are known from vertical electrical soundings. Because of the high resistivity of the overburden the aquifer could not be investigated by means of the direct current method. The task seemed to be resolvable using transient electromagnetic soundings though it should be taken into account that if the sequence is approximated by a Q-type model it causes difficulty in the treatment of the model.

The investigation was carried out using a quadrangular transmitter loop, with central induction loop (CIL) array. We measured 13 soundings along a 5 km long profile, using the features of the EM-37 instrument, at the frequencies 2.5 Hz (LOW) and 25 Hz (HIGH), at every station. To avoid the initial distortions appearing at early times a 50×50 m loop was used for measurements at 25 Hz, and to reach a sufficiently deep penetration a transmitter loop of 175×175 m was used at 2.5 Hz. The transient curves recorded in this way cover the time interval from 89 μs to 70 ms. It took only 3 days to perform the field survey.

Originally the measurements were interpreted using two independent methods, the break point (TRH) method, and interactive inversion. In 1989 we developed a new processing method: the transformation known as direct inversion produces a depth-resistivity distribution in the layered halfspace. The method can effectively be used to represent the results of measurements in colour or in gray scale. This is not only spectacular: it provides a more easily interpretable image for the user. To test the new method we repeatedly interpreted the measurements of Batabano. The obtained results partly confirmed, partly made the earlier ideas more accurate.

* L. Sörös

Interpretation by interactive inversion

The program (that can be run on an IBM AT) fits the theoretical curves to the measured data by modifying the model interactively. The direct problem is solved by Fourier transformation, with the filtering method of Anderson. The interpretation results of the Batabano survey are shown in *Fig. 123*. On the top three characteristic sounding curves can be seen. Agreement between measured and calculated values is excellent. The only a priori information used was the resistivity of the upper layer. The layer resistivities are estimated values. Slightly different — equivalent — models, of course, might be supposed but this does not influence the basic structure of the sequence. The curves are relatively insensitive to the resistivity of the lowermost layer but it is certain that a higher value than that above should be considered.

At the bottom of *Fig. 123* the constructed sounding section can be seen. The resistivity of the first layer — coral limestone — is $500 \Omega\text{m}$. The 20 Ωm and 50—60 m thick second layer extends along the whole profile terminating at the last station. If we suppose that the resistivity of the layer is determined by the resistivity of the pore water then this zone very likely corresponds to a layer saturated with fresh water. Below this a 100—150 m thick layer of $1.5 \Omega\text{m}$ resistivity can be found which gives place to an even lower resistivity ($0.5 \Omega\text{m}$) rapidly thickening layer in the close vicinity of the sea. Changes in the thickness and resistivity equally reflect saline water saturation which is the result of sea water intrusion. Below that — downward from 250—300 m — a higher resistivity formation can be detected. This increase in resistivity can supposedly be explained by the decrease in rock permeability.

Between soundings 1 and 5 a layer of transitional resistivity' ($4\text{--}6 \Omega\text{m}$) should be inserted between the second and third layer in order to ensure optimal fitting. We have good reason to suppose that this was created by fresh and salt water being mixed because of the effect of the high-yield wells operated in the vicinity of station 2. It is easy to imagine that from the deeper layer saline water intrudes to the place of the water pumped out from the depth of 70—80 m and as a result of this water masses earlier separated by virtue of their densities get mixed. An important result of the survey was to draw the attention to that potential danger.

Returning to the interpretation of the section, a different sequence can be seen below station 0. We succeeded in detecting a thick $38 \Omega\text{m}$ resistivity layer below which saline water and a zone of increased resistivity can be found. Based on the resistivity distribution it seems that the fresh water and mixed water are unable to intrude into this layer. In that case the change between stations 0 and 1 indicates the northern boundary of the water-bearing formation.

Interpretation with direct inversion

At the top of *Fig. 124* transformed curves of the direct inversion can be

seen. The axial section of resistivity is $2 \Omega\text{m}$ for each curve. The direct inversion method almost completely eliminates the shielding effect of the overburden. The curve of station 12 suggests that the resistivity is also very low at greater depth. This low value seems to be reasonable at the station closest to the sea. On the other curves the minimum zone of $1.5 \Omega\text{m}$ at a depth of 150–200 m can clearly be traced and this zone exactly coincides with the previously described saline water bearing layer. The resistivity increase that can be seen at the lower part of the curves is the effect of the basement.

The curves start at a depth of about 100 m therefore it is not to be expected that we can determine the resistivity of layers lying above that depth. It is mentioned that the initial steeply decreasing part reflects the higher resistivity of the near-surface layers.

The gray-scale image at the bottom of the figure clearly shows the position of the layers of different resistivity in the section. Agreement between the results of two diverse methods is acceptable (see the lower boundary of the wedge-shaped mixed water zone). The impermeable formation which borders the aquifer in the north appears as a strong dark spot, similarly to the previous results. *Figure 125* is shown in order to enhance the similarities. Results of interactive and direct inversions are presented together on two very dissimilar sounding curves.

Based on the results we can state that the method which has been developed can very well be applied to represent the resistivity distribution for layered models. The transformed resistivity values are more sensitive to the changes than the traditional apparent resistivities. In many cases the resistivities obtained through transformation are close to the real resistivity values, thus they provide good initial guesses for more accurate inversion procedures (e.g. Marquardt inversion).

2.2.4 Application of airborne geophysical measurements in bauxite prospecting*

Airborne geophysical measurements have been carried out since the early 1950's. At first they played an important role in prospecting for ores and radioactive materials, and in the regional mapping of larger areas. The aim of the airborne measurement series which was carried out with Soviet cooperation in our country in 1965–68 was of this kind too. The intention was to obtain reconnaissance information rapidly on the radioactive and magnetic features of large areas.

With improving sensitivity and accuracy of instruments and with the increasing number of measured parameters airborne measurements have become a useful tool in geological mapping and prospecting for non-metallic raw materials. The airborne measurement carried out in 1977 with Czechoslovakian assistance aimed at the prospecting of a non-metallic raw material, alginite.

The present situation of bauxite mining necessitates preparation of intensive prospecting for near-surface bauxite deposits over a large area. Therefore

* Gy. Balog, B. Csathó, T. György, L. Schönviszky, E. Prácer, Gy. Szilasi, Cs. Tóth

bauxite mining experts and ELGI considered that the first stage for ground geophysical measurements should be replaced by airborne survey. The first airborne measurements for bauxite prospecting purposes took place in 1986 — by the Bulgarian Specialized Airborne Geophysical Enterprise (*Fig. 126*). Measurements were carried out over several areas of the country. Two such measurements in the vicinity of Pápvár and Halimba, were specifically for bauxite prospecting. The Bulgarian airborne geophysical system was mounted in an MI-8 helicopter and consisted of a MADACS type gamma ray spectrometer and a MAP-5 proton-resonance magnetometer: navigation was performed visually, and the location map was constructed on the basis of video records.

In 1987, we, too, tested the airborne electromagnetic method in the framework of Austro-Hungarian scientific cooperation. A DIGHEM-II type electromagnetic system was mounted in an MI-8 helicopter of the Hungarian Army; visual navigation was used and film strips provided the basis for location map construction.

The conclusion drawn from the 1986–87 experimental measurements was that to solve bauxite exploration tasks a complete airborne geophysical measuring system should be assembled which is able to measure as many geophysical parameters as possible simultaneously. Reliable detection of bauxite lenses which are economically still valuable in spite of their small lateral extension requires application of an up-to-date navigation system. The integrated airborne geophysical measuring system (*Fig. 127*) which is the property of the Österreichische Geologische Bundesanstalt (Geological Survey of Austria) and was completed with a suitable radio positioning system (MICROFIX) met the above requirements. The airborne measurements performed in 1989 are discussed in section 1. 2. 3. 1.

Compared with traditional (non-seismic) ground measurements, airborne measurements yield a very large amount of data: the number of data from an area of several 10 km² may reach a figure as high as 10 million. Therefore interpretation of airborne measurements requires suitable data processing and interpretation programs. Although measurements and basic data processing are carried out by the same company we have developed several programs meeting particular demands (*Fig. 128*). Development of a data base management program for the data base containing the airborne geophysical data, and associated processing and visualizing programs is currently in progress.

In the following, the geophysical methods used in the airborne measurements will be discussed in detail. Examples chosen from the 1986–87 experimental measurements demonstrate the utilization of the individual methods in bauxite exploration.

Airborne gamma spectrometry

Airborne radiometric instruments measure natural radioactive radiation. In addition to the total gamma energy, radiation is generally recorded in three

energy windows, these are: uranium (U^{238}), thorium (Th^{232}) and potassium (K^{40}). In the course of processing, the percentage, by volume of the individual elements is determined after taking into account the measured background radiation and the known calibration constants; the various ratios (U/Th, U/K and Th/K) are also calculated. In bauxite exploration the amount of thorium and potassium is the most significant. From experience the thorium content is higher and the potassium content is lower over a near-surface bauxite lens (Fig. 129).

Airborne electromagnetic measurements

Airborne electromagnetic methods have many different versions. Passive methods use an electromagnetic field which exists independently of the measurement (e.g. airborne VLF measurement). When active methods are applied the electromagnetic field is generated by a special transmitter which is on-board an aircraft or on the ground. Based on a preliminary survey of the literature, the application of a multifrequency system with active field generation, dipole-dipole array (Slingram type), and helicopter-towed bird seemed to be the best means of solving shallow bauxite exploration tasks. The system of the Canadian DIGHEM company is of this kind and it was this that we chose.

In this system two induction coil pairs can be found in the bird suspended by a 30 m long cable from a helicopter. In the bird there is a horizontal plane transmitter coil transmitting at 3600 Hz, and a vertical plane transmitter coil transmitting at 900 Hz. Both coil pairs are in the so called "maximum coupling" position, i.e. the plane of the receiver coils is orthogonal to the magnetic field at that place; in other words the mutual induction coefficient between the transmitter and receiver coils is maximal. The system measures the in-phase and out-of-phase components of the "secondary" magnetic field due to the currents induced in the ground, normalized to the "primary" magnetic field which is directly generated by the transmitter, at both frequencies.

The first step in data processing — similarly to other electromagnetic methods in general — is calculation of apparent resistivity: i.e. resistivity and separation from the bird of that homogeneous halfspace should be calculated which, for the induction at the given frequency and given coil array, produces a magnetic field equal to the measured one [FRASER 1978]. The program has been developed to allow one to calculate the apparent resistivity defined in this way for arbitrary layered models on an IBM AT computer. Analysis of apparent resistivity values calculated for different models facilitates the interpretation of measured profiles.

In bauxite exploration airborne measurements are utilized for geological models in which the depth to the high resistivity basement varies between a few m and 60–80 m. We suspected even during the interpretation of field measurements that resistivity calculation based on the homogeneous half space model can provide misleading results in many cases over shallow parts of the

area, and its dependence on the flight altitude may cause difficulties too. As a check the real airborne measurements were replaced by calculation of the magnetic field over layered models, and apparent resistivity transformation was carried out starting from these computed values.

To calculate the apparent parameters (resistivity and conductivity) a simple model should have been found which not only approximates closely the mentioned geological structure but is also less sensitive to the increase in flight altitude. Because the overburden is thin and of low resistivity, it can be substituted by a thin conductive sheet [KAUFMANN-KELLER 1983]. When this model is used the conductive sheet is characterized by one parameter, the admittance (S). The vertical magnetic dipole is described by the formula:

$$H_z = \frac{M}{4\pi} \left\{ \int_0^{\infty} J_0(\lambda r) \lambda^2 e^{-2\lambda h} R_0(\lambda, S) d\lambda - \frac{1}{r^3} \right\}$$

where

- M = the dipole moment
- $R_0(\lambda, S)$ = the kernel function depending on the admittance (S) of the sheet
- J_0 = zero order Bessel function of the first kind
- r = transmitter-receiver separation
- h = separation between the transmitter and receiver coils and the conductive plate.

This formula deviates from the formula valid for the layered model [KARDEVÁN-PRÁCSER 1984] only in the definition of the R_0 kernel function. The applicability of the method was checked by replacing the real measurements by calculations which were processed by applying the thin sheet approximation instead of the homogeneous halfspace. Our experience up till now shows that the thin sheet interpretation is advantageous when the thickness of the overburden is small because the obtained apparent conductivity value only slightly depends on the flight altitude and its value closely approximates the real conductivity of the overburden. It is expected that this interpretation procedure will become a matter of routine in the future.

Result of the experimental electromagnetic measurements in 1987

Interpretation of apparent resistivity maps is similar to that of the VLF mapping, i.e. in areas of high resistivity the basement lies near the surface, and the low resistivity values indicate basement depressions.

In *Fig. 130* results of ground VLF and airborne electromagnetic measurements are compared. Similarly to the VLF maps, according to the previously discussed regularity, the airborne EM map indicates the area where the high resistivity basement lies near the surface with high resistivity and with relative minimum depressions of the basement. Apparent resistivity values, however,

significantly exceed those belonging to the VLF measurements over the depressions, and the shape of the anomaly is more blurred. The reasons for these are the different nature of induction and different altitude of measurements.

A typical profile of the Gézaháza resistivity profiles of airborne measurements is shown in *Fig. 131* in which not only parts of the area with bedrock outcrops can be delineated but conclusions can also be drawn concerning the quality of the overlying formations — in our case, for example the very low resistivity suggests Oligocene formations. From the application of two different frequencies we expect to obtain information from different depths. In this profile, for example as an effect of the Oligocene formations apparent resistivities belonging to the shallower penetration ($f = 3600$ Hz) are more strongly reduced. Of course, the applied resistivity transformation is based on a 1-D model, thus resistivity lows over the depressions should be interpreted taking that into account. Thus, in the middle of the profile the depression of small lateral extent does not give rise to a definite minimum, although Oligocene formations can be found in the overlying sequence. On the other hand, definite minima indicate the graben-like 2-D structures in the profile.

In the area of experimental measurements carried out in the vicinity of the village of Szár we succeeded in detecting several low resistivity spots (*Fig. 132*) which proved to be promising for bauxite. We found a close correlation between the airborne geophysical parameters and the basement depth data from drill-holes and outcrops using regression of non-linear polynomials. Based on the airborne EM measurements and depth calculations by regression we located depression (*Fig. 133*). Holes drilled on these intersected commercial bauxite.

The main stages of the investigation at Somlyóvár are shown in *Fig. 134*. At the beginning of the investigations the geological map and data of some earlier drillholes were known (*Fig. 134/a*). In both resistivity maps of airborne measurements the low resistivity zone in the middle of the area is outlined. Here, where the basement lies deeper we performed vertical electrical soundings and bauxite geophysical penetration measurements. We have proved relationships between the parameters obtained from airborne and ground geophysical measurements, and geological data using the regression method. By means of these relationships we constructed the depth map of the bauxite's bottom which was continuously updated as prospecting drillings advanced. The axonometric view of the depth map of the last stage, completed with the extension of bauxite, can be seen in *Fig. 134/c*. Several drillholes suggested on the basis of airborne EM parameters and depth calculation intersected commercially viable bauxite (*Fig. 134/e*).

References

- FRASER D. C. 1978: Resistivity mapping with an airborne multicoil electromagnetic system. *Geophysics* **43**, pp 142–172
- KARDEVÁN P., PRÁCSER E. 1984: Effect of topography on the frequency-sounding made by the Maxi-Probe EMR-16 equipment, Annual Report of the Eötvös Loránd Geophysical Institute of Hungary for 1983. pp. 154–156
- KAUFMAN A. A., KELLER G. V. 1983: *Frequency and transient soundings*, Elsevier, Amsterdam, [Oxford, New York]. 685 p.

2.2.5 Development of in-mine geoelectric gradient profiling*

Together with experts of the Bakony Bauxite Mines Enterprise and Fejér County Bauxite Mines, we have developed a method which is a combination of DC in-mine gradient profiling (IGP) and drilling from the entry. The main aim is to determine the depth and morphology of the bedrock below the entry. The earlier practice was to determine the morphology of the under- and overlying formations by means of drillings 5 m apart from the opening entry. The newly elaborated method allows significant reduction in the number of drillings. The IGP measurements and data processing for a 50 m long section of the entry can be carried out in one day.

The first stage of the procedure is the geoelectric measurement and processing. In the measurements an AB current electrode separation is chosen which is 4–10 times larger than the average deposit thickness (Fig. 135). Along an entry section the length of which is equal to about half of the AB separation, values of potential gradient are measured with the M and N potential electrodes. The MN separation is at least five times less than the average deposit thickness. If the entry section to be investigated is longer, profiling is carried out by changing the site of the whole array, with some overlapping stations.

In the course of data processing the ratio of the theoretical (E) and real, i.e. measured field strengths (E_M) normalized to ρ_2 , the σ_a apparent conductivity parameter is calculated:

$$\sigma_a = \frac{1}{\rho_2} \frac{E}{E_M} = \frac{k \cdot \overline{MN} \cdot I}{\Delta V_M} \quad (1)$$

where ΔV_M is the potential difference measured at point P , \overline{MN} is the separation of the potential electrodes, I is the current, ρ_2 is the resistivity of the second layer in the theoretical model (average resistivity of the deposit), and K is the geometric and model factor. The value of K depends on the parameters of the electrode array and the theoretical model:

$$K = F(\rho_1, \rho_2, \rho_3, H, D, r, x, y, z) \quad (2)$$

For our example we have chosen an ideal three-layer model (Fig. 136). The meaning of the variables in equation (2) is also demonstrated by using Fig. 136. The resistivity of the layers and average thickness of the deposit are given based on data of holes drilled from the surface in the vicinity of the entry (Fig. 135/a).

Function F is determined by solving the forward problem for the field of sources placed in the second layer.

The σ_a curve roughly reflects changes in the real thickness of the deposit (Fig. 135/b). Its values, however, could be modified by the values of the resistivity of the deposit, and the overlying and underlying formations. In spite of this, the curve follows the changes in the deposit thickness, and it is suitable for marking out sections with maximum or minimum thickness in order to locate the best sites for in-mine drillings.

* A. Simon

The second stage of the method is drilling and depth calculation. In characteristic, generally extreme sections of the σ_a curve, reference holes are drilled into the under- and overlying formations from the entry (Fig. 135/c). At these sites we get to know the real deposit thickness. At the points between the boreholes the deposit thicknesses H_i are determined using the correlation between the values of σ_{ai} and H_i . The relationship expressing the correlation is given by:

$$\sigma_{ai} = C(x_i, y_i, z_i) \cdot H_i \quad (3)$$

and the function $C(x, y, z)$ is known as the transfer function. Its values at the reference boreholes are calculated using relationship (3). At points between the boreholes they are given graphically using the previous values (Fig. 135/d). Using the C_i values the deposit thicknesses are calculated from equation (3). The boundary of the overlying formation is constructed from the data of reference boreholes. Because this boundary is not an unconformity horizon we should not consider sudden morphological changes (except at the places of faults), thus data of reference boreholes are satisfactory for constructing this horizon. Subtracting the deposit thicknesses from the level of the overlying formation, the level of the underlying formation is obtained. Finally, using the levels of over- and underlying formations and the material of drill cores the vertical section of the deposit is constructed (Fig. 135/e).

In 1988 and 1989 we carried out experimental measurements along 14 entry sections with different deposit conditions (geological model), the total profile lengths was about 600 m. Judging from the data of checking boreholes between the reference boreholes errors in determining the depth to the underlying formation do not exceed $\pm 10\%$ of the real deposit thickness.

2.2.6 Magnetotelluric instrumental research*

A serious problem in utilizing the magnetotelluric method is the need to enhance the components of the natural electromagnetic field containing the geological information in the presence of man-made noises, the level of which sometimes significantly exceeds that of the signals. Recently the remote reference processing method which can be applied in synchronized magnetotelluric measurements has become wide-spread as a means of increasing the reliability of processing. The main point of the method is that in the case of simultaneous measurement of a minimum of two stations the spectral power density functions $\sum EE^*$, $\sum HH^*$, $\sum EH^*$, used in processing MT measurements can be replaced by functions $\sum EE^*$, $\sum HH^*$ and $\sum EH^*$ where E^* and H^* represent the complex conjugates of the respective components at the remote station. If the nature of the noise is independent at the two stations, the spectrum of the noise is eliminated from the spectral power density functions which are the bases of

processing; i. e. the accuracy of the processing can be significantly improved. When the reference method of processing is applied, the systematic error which necessarily appears in determining the impedance tensor in single station measurements because of the autocorrelation functions can be eliminated too.

To realize the previously discussed processing method the VMTR-10 magnetotelluric data acquisition and processing system has been developed which allows simultaneous measurement of two stations with real-time or quasi real-time processing. The layout of the measuring station is shown in *Fig. 137*.

Layout of the equipment

The measuring system consists of three main parts:

The central unit (I) comprises a ruggedized IBM AT/PC compatible computer and a digital data acquisition unit. The digital unit allows one to digitize 16 analog channels; the resolution of the A-to-D converter is 16 bits. To represent the analog signals an analog recorder can be connected to the central unit.

The analog unit (II) consists of channels which are necessary to measure three magnetic (H_x, H_y, H_z) and two electric (E_x, E_y) components. The analog channels perform amplification and band filtering of low-level signals coming from the field sensors, and elimination of 50 Hz noises by a notch filter. The scheme of two five-channel analog units is identical. The analog units can be located 5 km apart from the central unit, by cable connection.

Two kinds of sensors are used to pick up the electric and magnetic components. The electric components are measured with non-polarizing low-noise lead/lead chloride electrodes (5 pieces/unit), and the magnetic ones with permalloy-core induction coils (3 pieces/unit).

Operation of the measuring system

The central unit — after being turned on — automatically tests all parts of the system. The remote analog unit does not have any control knob except for the power supply switch. Control of the unit, together with the setting of the measuring parameters are performed by a series of digital signals sent from the central unit. The digital control line ensures a bidirectional contact, the central unit receives information on the state of the analog unit (power supply, overload).

The filtered and amplified (maximum ± 5 V) analog signals reach the central unit through a cable. After sampling and multiplexing the signals are digitized and transferred to the memory of the computer, and here data processing begins. During measurement of low frequency band where the speed of data acquisition is much lower than that of data processing, real-time processing can

* S. Galambos; M. Gyimesi; G. Kertész; G. Varga

be achieved; in high frequency bands requiring a short recording time data processing is slower than acquisition. The total time necessary to measure one MT sounding curve is considerably longer than the time of data processing, therefore data processing can practically be considered real-time.

Main technical data of the measuring system

Analog unit:

Number of channels (<i>E</i> and <i>H</i>)	5 (2 + 3)
Input amplifier	symmetrical
Common mode noise rejection	120 dB
Input impedance <i>E</i> -channel	1 M Ω
<i>H</i> -channel	10 M Ω
Frequency bands 1	0.001–0.02 Hz
2	0.01–0.2 Hz
3	0.1–2 Hz
4	1–20 Hz
5	10–200 Hz
Notch filters	50 Hz, 150 Hz,
Temperature drift	0.2 μ V/°C
Input-reduced noise <i>E</i> -channel	< 0.1 μ V
<i>H</i> -channel	< 0.1 μ V
Sp cancellation	automatic
Gain setting	programmable
Power supply	rechargeable batteries for 48 hours of continuous operation
Temperature range of operation	0 to 55 °C
External dimension	280 × 400 × 400 mm (waterproof polyurethane box)
Weight	10 kg

Central unit:

Ruggedized IBM AT/PC in the following configuration

- 80 286 processor
- 80 287 math processor
- 1 Mbyte RAM
- 27 Mbyte Winchester disk
- 1.2 Mbyte floppy disk drive
- 0.72 Mbyte microdrive
- 60 Mbyte streamer storage
- built-in monochrome (Hercules) or external colour (EGA) monitor
- complete ASCII keyboard
- matrix printer

A-to-D converter	16 bit
Conversion time	50 μ s
Sampling rate	10 times lowpass cutoff frequency for bands 1 to 4, 5 times lowpass cutoff frequency at band 5

Control and user's programs

The complete program package of the measuring and processing system consists of three major parts:

- measurement control and data acquisition
- data processing
- inversion and interpretation.

Measurement control and data acquisition are actually the system software of the measuring and processing system. Its major functions are:

- testing the instrument
- measurement control, setting of measurement parameters by means of a menu system
- control of remote unit
- optimization of time sharing between data acquisition and processing.

The most important routines of data processing:

- fast Fourier transformation of time series
- calculation of power density spectrum functions
- data classification by means of multiple and partial coherency
- determination of the complex impedance tensor using the remote reference method. As reference any component can be used.
- calculation of transformed values and polarization directions
- display of processing results on the screen
- making numerical and graphical documentation of final processing results.

Special storage mode of processing data allows subsequent improvement of results.

Possibilities for inversion and interpretation

- 1-D interactive inversion
- 1-D direct inversion using the Marquardt algorithm
- 2-D modelling based on the multigrid method.

Different parts of the program package are written in Assembler, Professional Fortran, Pascal and Basic languages.

2.3 WELL-LOGGING METHODOLOGICAL AND INSTRUMENTAL RESEARCH

2.3.1 Development of the microlambda method*

One of the most important tasks in petrophysical investigations of fractured magmatic, metamorphic and sedimentary reservoir rocks is to locate interstices in the rock which are filled with non-solid material, and to analyse them qualitatively and quantitatively. These interstices may be three-dimensional (pores) or quasi two-dimensional (fractures). From the hydraulic point of view these may be open, suitable for fluid transport, or closed. The method and equipment developed for direct detection of fractures was named microlambda.

Physical basis of measurement

In microlambda measurements current flows in through current electrode A_1 and guard electrode A_2 , and flows back through the remote electrode B (Fig. 138). Within the current funnel a Faraday cage develops in which the potential is constant for compact rock. This potential is measured at electrode K with respect to remote electrode N . The voltage U_{MK} is zero because current does not flow within the closed Faraday cage, and therefore there is no potential drop. When the electrode array arrives to a fracture the Faraday cage opens out, the fracture absorbs the current I_1 , therefore the ratio I_1/I_2 increases, and within the Faraday cage the current density component parallel to the pad brings about the voltage impulse U_{MK} . For measurement purposes the ratios U_{MK}/U_K and I_1/I_2 (calculation of ratios ensures independence of rock resistivity), R , logarithm of the apparent resistivity, and hydraulic conductivity H deduced from these are recorded.

Mathematical modelling of measurement

We determined mathematically the measuring characteristics of the microlambda device for the case when the resistivity R_r of the rock matrix is constant, the ring-like electrode system — the thickness of which is finite and is located on the wide insulator pad virtually stretched out in a plane — is in contact with the mud cake of thickness t_{mc} and resistivity R_m .

* G. Szigeti, A. Vámos, Z. Barlai

For homogeneous rock ($t_{mc}=0$) at point (r, z) the value of potential generated by the current I flowing from a circular infinitely thin electrode with a radius a is deduced from the formula describing the potential of a point-like electrode, with appropriate treatment of the elliptic integrals that appear. The result of this is

$$\Phi_a(r, z) = \frac{IQ}{2\pi^2} \frac{2}{\sqrt{(a+r)^2 + z^2}} \cdot K\left(\frac{2\sqrt{ar}}{\sqrt{(a+r)^2 + z^2}}\right) \quad (1)$$

where K is the elliptic integral of first kind, the Legendre form of which is

$$K(m) = \int_0^{\pi/2} \frac{1}{\sqrt{1-m^2 \cdot \sin^2 \psi}} d\psi \quad (2)$$

If $t_{mc} > 0$ the potential of the infinitely thin ring of radius a is again obtained from the potential field of the point-like electrode for a two-layer model. The result of this, using the Bessel multiplication theorem, is

$$\bar{\Phi}_a(r, z) = \begin{cases} \Phi_a(r, z) + IQ \cdot \int_0^\infty \frac{k_{tm}}{e^{2\lambda t_{mc}} - k_{tm}} \cdot (e^{-\lambda z} + e^{\lambda z}) \cdot J_0(\lambda a) \cdot J_0(\lambda r) d\lambda \\ \Phi_a(r, z) + IQ \cdot \int_0^\infty \frac{k_{tm}}{e^{2\lambda t_{mc}} - k_{tm}} (1 + e^{2\lambda t_{mc}}) e^{-\lambda z} \cdot J_0(\lambda a) \cdot J_0(\lambda r) d\lambda \end{cases} \quad (3)$$

where $k_{tm} = (R_t - R_m)/(R_t + R_m)$, $\Phi_a(r, z)$ is the function (1), and J_0 is the zero-order Bessel function.

Formulae (1) and (3) describe the field of the infinitely thin electrode for homogeneous and two-layer models. The distribution of total current $I = I_1 + I_2$ flowing through electrodes A1 and A2 of the microlambda sonde can be determined for homogeneous space using formula (1).

Although the rings are relatively thin, if one varies a in (1) in accordance with the inequality $r_{bi} < a_i < r_{ki}$ ($i = 1, 2$) the estimation $0.429 < I_1/I_2 < 0.508$ is obtained for the currents. Therefore to describe a field of rings with finite thickness and with parameters r_{bi} , r_{ki} the following definition is used which means modification of the potential field:

$$\Phi_{r_b, r_k}(r, z) = \begin{cases} \Phi_a(r_b, 0) = \Phi_a(r_k, 0) & \text{if } \Phi_a(r_k, 0) \leq \Phi_a(r, z) \\ \Phi_a(r, z) & \text{otherwise} \end{cases} \quad (4)$$

Definition (4) should be interpreted in the following way: Point a is chosen for a given ring of r_b , r_k so that the infinitely thin ring determined by a should generate an identical potential at points $(r_b, 0)$ and $(r_k, 0)$. Within the equipotential surface connecting these points the potential $\Phi_{r_b, r_k}(r, z)$ is considered constant; outside it the potential is taken equal to $\Phi_a(r, z)$.

Definition (4) is valid with mathematical rigour when the surface of the electrode is identical with the equipotential surface connecting points $(r_b, 0)$ and $(r_k, 0)$, but (4) is a very good approximation of the potential field corresponding to out flat electrodes shown in *Fig. 138*. It is noted, that if a is defined according to (4) and applied to formula (1) a is very near to $(r_b + r_k)/2$, while if applied to formula (3) $a > (r_b + r_k)/2$ when $R_t \gg R_m$; even so, when $R_t = \infty$ and $t_{mc} \rightarrow 0$, $a \rightarrow r_k$. Using definition (4) the value $I_1/I_2 = 0.470$ is obtained for the current ratio in homogeneous space.

Based on the above potential theoretical considerations a program package was developed to calculate and present results for two-layer models. These programs were run for $I_1 + I_2 = 1$ A; $R_m = 1$ Ω m, and in the parameter ranges 0.02 cm $< t_{mc} < 0.7$ cm and $1 < R_t/R_m < 10,000$.

In *Fig. 139* the current line image generated by the microlambda sonde can be seen for 7 mm mud cake thickness and for an R_t/R_m value of 10. It can be stated that the bulk of the total current (88%) flows away through electrode A2, and it tries to remain within the mud cake. In *Fig. 140* the dimensionless U_{MK}/U_K parameter is plotted as a function of the ratio R_t/R_m , for different resistivity values.

Realization of the instrument

The instrument used for microlambda measurements consists of the following main electronic units: a 200 Hz/50 W sine wave generator in the surface unit; electronic circuit in the sonde amplify and rectify the signals U_{MK} , U_K , I_1 and I_2 and send them to the surface as direct current; a matching amplifier and a fourth degree low-pass filter mounted in the surface unit receive these signals. Signals of the surface unit are directly transferred through the intelligent unit KFU manufactured in ELGI to the DRESSER-3600 logging truck.

In another solution signals of the surface unit arrive to a Sharp PC-1600 computer according to the standard RS-232 through the analog-to-digital converter PRC-12 of ELGI. This computer performs arithmetic operations and data storage as well. The character of data recorded in this way depends on the geologic conditions. This character is shown in *Fig. 141* which is constructed based on mathematical modelling and other potential theoretical considerations. It can be seen in the figure that $U_{MK}/U_K = 0$ and I_1/I_2 is low in compact rocks. If the rugosity of the borehole wall increases, the value of $I_1 = I_2$ increases too but $U_{MK}/U_K = 0$ remains valid. The hydraulic conductivity H derived from them is zero in both cases. At a closed fracture U_{MK}/U_K gives an impulse but not I_1/I_2 , thus the indication from curve H is insignificant. On the other hand, at a hydraulically open fracture the effect of U_{MK}/U_K is strengthened by I_1/I_2 , thus curve H indicates only the commercially viable fractures.

Experimental measurements with the system started in 1987. Up to now

we have measured logs in various domestic wells in the vicinity of the settlements Szeghalom, Dorozsma, Ásotthalom and Dombegyház, and in the Kontinental Tiefbohrung (Windisch-Eschenbach, FRG), and they have also been processed too. These logs correlate well with other logs (induced polarization, microlaterolog, dual laterolog, etc.), and with the fracture detection of the COMWELL B. R. integrated interpretation (see the Annual Report of ELGI for 1984). The fracture log is in agreement with the drill cores taken from the parameter wells at Szeghalom. The most reliable check is provided by the layer testings where the comparison unambiguously demonstrated that at depths with good inflow high amplitudes were obtained too, and at depths where there was no influx the level of the H curve remained low. In addition to the mentioned qualitative relationship there is a certain quantitative connection between the H curve (hydraulic conductivity) and the results of hydraulic measurements (layer testing). In *Fig. 142* the relationship is shown between the results of layer testing in five intervals in the Ásotthalom-É-8 well from 2016 to 2097 m (horizontal axis) and the square root of the area under the H curve (vertical axis). It can be seen that the relationship is linear. It is obvious that the H curve is a function of the geometry of the fracture system; the yield, however, depends on other parameters (pore pressure, viscosity, etc.) too. In a short interval of a well it is possible that the non-geometrical parameters are constant which allows one to reduce the number of layer testings.

2.3.2 Well-logging mini centre based on an IBM AT compatible personal computer*

In 1989 we developed the mini centre based on an IBM AT compatible personal computer. Its configuration is shown in *Fig. 143*; it consists of the following units:

- IBM AT compatible computer with the following specification
 - 1 Mbyte memory
 - 41 Mbyte Winchester disk drive
 - CENTRONICS parallel interface
 - 84-key keyboard
 - 1.2 Mbyte floppy disk drive
 - battery operated clock, calendar
- EGA colour monitor with 14-inch screen
- EPSON FX-1000 matrix printer
- HP-9475 six-pen flat colour plotter
- COROLLPRESS-88 409.6 mm wide colour raster plotter
- RA-06/A semi-automatic digitizer with a surface of 1050 mm × 677 mm for on-line transfer of analog measurements into the computer
- CM-5300 on-line half-inch magnetic tape recorder to input field measurements and to ensure connection with the mainframe computer

* M. Balázs, T. Beszeda, A. Bihari, K. Varga, F. Mészáros, P. Pandi, É. Palánki, D. Szendrő

- CM-5302 half-inch magnetic tape recorder for off-line operation of COROLLPRESS
- PK1 magnetic cassette tape reader to enter field measurements
- punched tape reader to enter previously digitized materials into the computer.

Hardware and software matching of the above units has been carried out thus re-writing of the following well-logging data-processing programs from the previously used HP-9825B computer also became possible:

- program package which allows entering data of digital field measurements into a disk data storage from magnetic tapes of different type and format
- program for interactive operation of the RA-06/A semi-automatic digitizer
- programs for presentation of measured and calculated curves on the screen, printer or plotter
- programs for filtering and smoothing of curves
- programs for interactive depth matching of curves
- programs for calculating the relationship between frequency and mean value distribution of different parameters
- program for calculation of shaliness using different methods
- program for determination of permeability using different methods
- program for lithologic sectioning by utilizing the statistical method
- program for calculation of rock components at sampling points using the least squares method
- program for calculation of grain size
- program for determination of the calorific value, ash content and humidity of coal
- program allowing the interactive treatment of acoustic wavetforms.

The present hardware configuration and the existing software ensure a good possibility for performing up-to-date, computer aided interactive well-logging interpretation which depends on the type of raw material.

In *Fig. 144* well-logging measurement material obtained in a coal prospecting borehole and represented by the mini centre, and the result of the lithologic sectioning based on the well-logging curves can be seen. As measurement material, we used resistivity curves obtained with sonde RO-H of 40 cm spacing, RO-R of 10 cm spacing and the W40 Wenner array sonde, together with the KAPPA induced polarization, the CAL (caliper), DENSITY and TG (natural gamma) curves. Depending on the amplitude values of the measured curves, low density and low radioactive radiation suggest the presence of coal; low resistivity, high radioactivity and high resistivity, high density, low radioactivity refer to clay and sand respectively.

The half-inch magnetic tape units guarantee the connection with main-frame computers too. Thus, for example, it is possible to represent data obtained with the ASOIGIS system in colour on the COROLLPRESS plotter operating in the mini centre. As an example of this, *Fig. 145* gives the result of the

computerized processing of the well-logging measurement material from a water prospecting well. In the first column to the left the natural gamma GR and self-potential SSP logs can be seen; the second column shows resistivity logs of sonde RS 40 cm and RL 160 cm; the third column contains the density ROB and density-porosity FID logs calculated from gamma-gamma measurement, and the neutron-porosity FIN log calculated from the neutron-neutron measurement.

In order to determine the rock components, after constructing and interpreting the probability distributions, the so called 'crossplot', is performed by solving the equation system set for each sampling point of the previously listed logs using the least squares method. The fourth column demonstrates the result of this, where FI is the effective porosity. SAND is the sand-, SILT is the silt-, and CLAY is the clay-content in per cent by volume. In the fifth column are plotted the FI, the producible water, FIAD, the water bound in clay, and SOLID, the solid rock matrix again in per cent by volume. In the last column the permeability PERM can be seen which is proportional to the amount of producible water in unit time, and obtained as a result of the application of Wyllie's formula.

2.3.3 Development of an up-to-date well-logging data acquisition system based on an IBM AT compatible personal computer*

In 1989 ELGI developed a new generation of well-logging equipment. The equipment performs simultaneous measurement of numerous geophysical parameters — their number is limited first of all by the number of detectors. Such equipment sends the data to the surface, processes them simultaneously with the measurements, and displays and stores them. Depending on its configuration and the applied sonde set the system is suitable for solid mineral and CH prospecting as well. The K-500C type equipment is designed for shallow well-logging while the K-5000C serves for CH prospecting. Sondes of ELGI developed earlier can be used with this system. The main parts of the system (*Fig. 146*) are:

A) A ruggedized IBM AT compatible computer with special expansion cards developed in ELGI. This controls the system and performs processing simultaneously with the measurements using the appropriate algorithms. This processing means depth matching of data from different detectors, filtering of signals from the individual detectors, calculation of density and porosity, and correction of measured data for caliper, mud resistivity, mud density, etc. It allows data storage in a data base by real-time preprocessing. The operator controls the system through the keyboard using the menu system appearing on the monochrome monitor (measurement selection, calibration, depth setting, range setting, sonde opening and closing, etc.). The logs appear on a colour (EGA) monitor, on a matrix printer, and if necessary also on a 12-channel recorder. Data can be stored on floppy disk (3 1/2", 5 1/4"), hard disk (20 or

* I. Baráth, D. Cséri, L. Haász, Zs. Kőrös, G. Korodi, F. Lipcsei, M. Szentpály

60 Mbyte) and on streamer (100 Mbyte) too. The communication card ensures data transfer from and to the sondes. The system can be expanded according to the user's demands but it can be made more simple too. The system runs under an operational system developed by ELGI which fits to the DOS.

B) Surface matching unit which is controlled by a microprocessor. Its tasks are to establish the correction between the computer and the sondes through the switch matrix controlled from the operator's menu system, to supply the downhole devices with current and to solve the physical data transfer. It allows simple matching of 'alien' systems through its 8 analog inputs. The matching unit is controlled by the computer through one of its serial data transfer lines (RS232).

C) Depth recording system. This performs the following tasks which are connected to the winch control: measurement of logging depth and cable speed, correction using a magnetic marker, measurement of cable tightness, etc. Data transfer between this and the IBM AT is performed through the second serial data transfer line (RS232) of the latter.

D) Downhole data acquisition and data transfer unit. This unit is microprocessor controlled and uses CMOS components; it is mounted in a Dewar heat prevention system. Outside the Dewar system the power supply unit can be found which provides the necessary supply voltages for the data acquisition circuitry and the sonde train. The data acquisition unit is connected to the members of the sonde train through a bus system made of 13-pole connectors, this system ensures a bidirectional data transfer between the members of the sonde train and the data acquisition unit. The data acquisition unit is capable of processing analog and impulse-like signals arriving from the members of the sonde train (to digitize them and, based on the information, to send back commands to the members of the sonde train, and to transmit data to the surface in digital form). Connection between the unit and the surface is maintained through one conductor in half-duplex mode of operation. If necessary, members of the sonde train can be operated individually, without the data acquisition unit. *Figure 147* shows logs obtained with a gamma-gamma, caliper, natural gamma and neutron-neutron combination sonde (diameter 43 mm) developed for solid mineral prospecting.

Main parameters of the system

Maximum allowable pressure: 80 MPa

Maximum allowable temperature: 150 °C

Speed of data transfer: 40 kBaud on a 5000 m-long cable (80 kBaud under development)

Developed members of a sonde train:

natural gamma sonde

gamma-gamma and caliper (cal) sonde

neutron-neutron sonde (pressed against the wall)

laterolog sonde

microlaterolog sonde (with motor-operated pad)

Some possible sonde trains:

gamma-gamma-cal/neutron-neutron/natural gamma
microlaterolog/laterolog/natural gamma/SP

The following sondes are being developed:

spectral gamma-gamma
spectral natural gamma
multi element acoustic.

2.3.4 Development of a combined pressure gradient-temperature measuring sonde*

In a producing well the pressure gradient — except for the productive level — can be interpreted by means of Bernoulli's law. By determining the density of the fluid filling the well it is possible to gain knowledge on the phase conditions, to solve such important problems of production like position of the oil-water contact, changes in gas-water ratio with depth, etc. The pressure gradient measured at the productive level, in addition to the fluid density, reflects that pressure anomaly too which is caused by turbulent friction, by changes in direction and hydraulic collision of the formation fluid, depending on the structural features of the well (diameter, slotting, etc.), and leakage characteristics of the zone around the well. The pressure anomaly formed at the production level is small. The highest possible value is not more than a few tenths of a bar. Pressure gradient measurement is an ideal tool for studying the pressure anomaly, and this is justified not only by the high resolution requirement (< 50 Pa) but also by the fact that the pressure gradient (dp/dz) is a basic parameter in the various formulae.

An integral complement to the pressure gradient measurement is the temperature measurement. This is, on the one hand, necessary for temperature connection and it provides, on the other hand, further information on the operation of the well. By developing the combined pressure gradient-temperature measuring sonde, the set of production geophysical tools has been enlarged thus providing an excellent possibility for determining the ratio and position of the fluids (water, gas, oil) filling the well, and a better understanding of the operation of the well-layer system.

The operation principle of the combined pressure gradient-temperature measuring sonde can be followed using the block scheme shown in *Fig. 148*. The pressure gradient measuring sensor (1) operates on the principle of piezo-resistance, and it is placed in a Wheatstone bridge. The zero position of the bridge is balanced and compensated for temperature. The output voltage of the bridge, which is proportional to the differential pressure, is amplified by a high-stability amplifier (3). The output voltage of the amplifier reaches to a voltage-to-frequency converter (4), thus the output frequency is proportional to the pressure gradient.

* G. Korodi, S. Lakatos, *M. Nagy*.

The temperature sensor (2) is a special integrated circuit, placed in a pressure-tight case the time constant of which is 1.5 s in fluid. Signals of the temperature sensor (which is a DC voltage) are also processed by a voltage-to-frequency converter (4). Signals of both the temperature and pressure channels are led into a logic circuit (5) which completely eliminates the interaction (coincidence) between the impulses from the two channels.

The information on pressure and temperature reaches the surface through a line amplifier (6) in the form of positive and negative impulses using a single conductor (8) which at the same time leads the current necessary to supply the sonde to the electronic circuitry of the sonde. For maximum stability both the pressure and temperature channels operate from a high-stability power supply (7) which, by means of a transmitter, rectifiers and stabilizers, produces the different operating voltages from the direct current arriving from the surface.

In *Fig. 149* it can be seen that the sonde measures the pressure difference between levels 1000 m apart in the investigated well. This measurement technique reduces the disturbing effect of any possible large-size bubbles in density determinations, in addition the numerical value of the pressure difference obtained in this way equals the average specific weight of the fluid filling the investigated well section. Technical data of the sonde

Measuring range:	pressure	10 KPa/m
	temperature	150 °C
Resolution:	pressure measurement	≤ 50 Pa
	temperature	≤ 0.05 °C
Maximum allowable	temperature	150 °C
Maximum allowable	pressure	65 MPa
Sonde diameter		43 mm
Cable system:	single core, loop resistance max. 200 Ω capacitance max. 0.5 μF	

3 EARTH PHYSICS RESEARCH

3.1. INVESTIGATION OF THE GEOMAGNETIC FIELD*

Tihany Observatory recorded the time variations of the geomagnetic field as in previous years. The checking of the base levels became possible due to comparative measurements in the framework of two international meetings. In 1988, the PLANET 88 Workshop was organized in Tihany which, at the same time, was a session of Working Group IV. 5. of KAPG. Comparative measurements were carried out by French, West- and East-German, Czech and Slovak, Polish, Romanian, Bulgarian and Yugoslavian specialists. In 1989 the opportunity arose to attend the workshop at the Nurmijarvi Observatory (Finland) organized by IAGA and the Finnisch Meteorological Institute where eight different variation systems were tested for ten days. Our DIMARS data acquisition system with attached Soviet quartz variometers was found to be in the midfield of this competition. The test series recovered some systematic defects of the sensors, e.g. a 3–8% error of the calibration factor specified by the producer and the orientation of the D variometer with an error of 1.5°. Fortunately, these deviations can subsequently be corrected since the error is of systematic type and its change is slow (it can be regarded constant for a quarter or even half a year). A computer program has been written for reprocessing the 1988–89 data.

Preliminary values of the geomagnetic field components without the correction mentioned above are as follows:
for the epochs

	of 1988.5	of 1989.5
D	= 1°42.7'	D = 1°46.1'
H	= 21 430 nT	H = 21 434 nT
Z	= 42 414 nT	Z = 42 463 nT
F	= 47 536 nT	F = 47 559 nT

1988 and 1989 were worrying years for the Observatory: a further section of the Budapest–Nagykanizsa railway was electrified to town Fonyód. The distance between the Observatory and the railway is about 4.2 km. International experience proves that such a distance is small enough to cause serious disturbances in magnetic observations. (The international recommendation gives 30 km distance between observatories and railways). Uncertainties have been increased by the fact that MÁV (Hungarian Railway Company) applied a new technology unknown in Hungary. In contrast with the traditional 1×25 kV feed

*A. Körmendi

the railway section beginning from the town of Székesfehérvár is fed by a 2×25 kV system. MÁV have chosen this version to reduce expenses but, fortunately, it also seems to be advantageous for the Observatory. Further details will be published later. The industrial and geophysical benefit of the 2×25 kV system is that an infinitesimal portion of the traction current gets into the ground since there is a so-called return line. Furthermore, the current field is essentially formed between two low-power transformers located within 5–10 km of each other. This is much less than the 40–60 km distance between the substations in the traditional traction system.

From July 1988 up to December 1989, there was systematic traffic only on the Székesfehérvár–Siófok section. In this period we carried out observations near the Balatonaliga–Zamárdi section, with a special methodology and data processing. From January 1990, the electric traffic has become systematic on the Siófok–Fonyód section. Experimental investigations have led to the conclusion that the electrification does not influence measurements with the present-day quartz-fibre variometers of 0.1 nT resolution and proton-precession magnetometers.

3.2. GEODYNAMIC INVESTIGATIONS

3.2.1 Study of Earth tides*

Gravimetric observations

Increase in the calibration accuracy of the gravimeters is especially important for the geophysical interpretation of the Earth tides. Our goal was to increase the fidelity of the calibration of our gravimeter BN-07 (Askania GS-12 with a capacitive sensor) from 0.5% to 0.1%. Last year this was partly reached by omitting the microscope — with unacceptable reading accuracy and linearity — from the calibration process. (The nonlinearity of micrometers of Askania gravimeters sometimes reaches 2–3%). Two types of gravimeter calibration are now in use:

a) Relative calibration

The relative calibration is carried out by the electrostatic calibration block built into the instrument in 1988. With it we can follow time variations in the scale of gravity records. On the basis of calibrations in 1988–89 (305 by June, 1989) it was established that the internal accuracy of the relative calibrations is 0.04%. In the course of the experiments it also became clear that the sensitivity of the instrument highly depends on thermostatization. In early 1989 the change in the heating system of the instrument (increase in the heating power by some tenths of an ampère) resulted in a $\approx 3\%$ sensitivity increase.

b) Absolute calibration

Absolute calibration is carried out by tilting the gravimeter (Gridnev's method, Academy of Sciences of the USSR, Institute of Earth Physics). The tilting angle is always small (essentially less than 1°). In our investigations the tilting angles were 0.05° and 0.01° . The essence of Gridnev's method is as follows:

- by tilting in various azimuths it is possible to determine the movement plane of the arm which supports the mass
- the sensitivity determined is independent of the angle between the arm of the instrument and of a horizontal plane
- the gravimeter is in a state of rest during the whole calibration process

* P. Varga

The accuracy of the absolute calibrations in the first half year (9 calibrations) was 0.03%, i.e. it achieved the accuracy of the relative calibrations.

In 1989 the Czechoslovakian–Hungarian common Earth tide registrations of 1985 and those of 1988–89 in cooperation with Austria were processed. The results (published in *Marees Terrestres*, Bulletin d'Information and KAPG Bulletin issued by ELGI) show that after the modernization of the gravimeter in 1986 the results of the BN-07 instrument became much closer to the results obtained by the Czechoslovakian GS-15 (No. 228) and the Austrian LCR (D-9) instruments. It can be seen in *Table VII* that after the reconstruction of the BN-07 the correspondence between the three instruments is good (only 0.2%) in the case of both the amplitude ratio (δ) and the phase difference (κ) of the most important waves of O1 and M2. Investigations carried out in cooperation with Prof. Gestenecker (Technische Hochschule Darmstadt FRG) in 1986 showed that the reliability of the comparisons of the instruments is around 0.5%.

Table VIII provides information on the differences between Earth tides determined by the Pecný(Prague)–Budapest and Budapest–Vienna comparative measurements. In the case of Pecný–Budapest the differences are infinitesimal while the larger deviation of Vienna from Budapest can be explained in terms of insufficient length of measurements with the Austrian instrument in the Mátyáshegy (Budapest) cave.

Observations with extensometers

The shorter of the two extensometers was out of work for several months due to defects in the electronic system. Now both of them work reliably registering tides of 10^{-8} relative amplitude. In order to interpret the $60 \mu\text{m}$ annual drift (on which a wave of one year period and $10 \mu\text{m}$ amplitude probably of thermal origin is superimposed) two 'micro' extensometers were installed across the two faults in the cave in early 1989. They are parallel to the large extensometers. Although their accuracy ($0.1 \mu\text{m}$) is much less than that of the large extensometers it is intended to clear up to what extent the drift of the large instruments can be related to external (perhaps tectonic) forces or whether it is of instrumental origin. In 1989 in the immediate vicinity of one of the 'micro' extensometer the observation of the time variation of radon concentration was started in cooperation and with the instrument of MÉV (Mecsek Ore Mining Company). Processing of data — both those of micro extensometers and radon concentration — will be carried out in 1990.

3.2.2 Geodynamic investigation of the Earth's interior*

A group of Love parameters which describe phenomena independent of the gravity potential was defined to describe spheroidal and toroidal components of differential movements which take place (or, more precisely, are assumed to act) on the core-mantle boundary.

We plan to construct a device for absolute calibration of the gravimeters. For this, the gravity field of a ring-shaped body has to be known. At present, each parameter needed to design the calibrator is already known.

Investigation of tidal friction was carried out during the last two years in Belgian-Hungarian co-operation. On the basis of our results it can be supposed that

- the slowing down of the rotation due to tidal friction exceeds the measured value. This means that some mechanism accelerates the rotation of our planet. Calculations were carried out to determine the changes of the Earth's shape and the strain generated due to this imbalance:
- the phase delay calculated from Earth tide observations exceeds that expectable from the theory. This feature has not yet been explained;
- the unbalanced state of tidal friction has existed for the last half billion years of the Earth's history. Our preliminary calculations show that its measure varied considerably in time.

* P. Varga

3.3 PALAEOMAGNETIC STUDIES

3.3.1 Palaeomagnetic studies on the Miocene volcanic horizons at the southern margin of the Bükk Mts.*

Introduction

In 1982 a large counterclockwise declination rotation and shallower than present inclination was observed for late Oligocene siltstone at Eger ($D = 105^\circ$, $I = -48^\circ$, $K = 20$, $\alpha_{95} = 3^\circ$, the number of samples was 75; MÁRTON P. 1983)**. The rotation indicated was in excess of that of the Transdanubian Central Range (about 30° in the Tertiary: MÁRTON E. 1986). The result from the Bükk Mts. represented a single locality, thus the local or regional significance of this result could be debated.

In 1988 and 1989 Miocene volcanics were collected at geographically distributed sites at the southern margin of the Bükk (*Fig. 150*) from Demjén to Miskolc, 350 samples in all. All cores were oriented by both sun and magnetic compass. The sites represent different lithologies, ranging from porous tuffs to compact volcanics (mainly ignimbrites) of different textures. The rocks sampled are mapped as two main tuff and ignimbrite horizons of lower Miocene age [BALOGH and RÓNAI 1965]. K/Ar data are scattered, but give 20 Ma age as an average [BALOGH et al. 1985].

Laboratory processing and results

In the laboratory, sister specimens were cut from the cores. Before demagnetization, the NRM and the susceptibility of each specimen were measured, then pilot samples were selected from each subsite (within a site, subsites are distinguished when the igneous body is inhomogeneous in colour, texture, grain-size, etc.). Two sister specimens of all pilot samples were subjected to demagnetization, one specimen to AF the other to thermal. With the exception of site 18 (tuff) with no characteristic remanence, the NRMs were extremely hard. Full demagnetization could not be achieved below 0.22 Tesla peak field (AF). Quite often, the building-up of a new remanence, an artifact, was observed on AF treatment and full demagnetization was impossible. Thus thermal cleaning was preferred to AF.

* E. Márton

**For references see Hungarian text

Mean directions of the characteristic remanence for each subsite (*Tables IX and X*), then the overall mean for each horizon were calculated. Based on 14 subsites, the overall mean for the lower volcanic horizon is

$$D = 99^\circ, \quad I = -50^\circ, \quad k = 82, \quad \alpha_{95} = 4^\circ.$$

The same for the upper horizon is ($N = 39$)

$$D = 159^\circ, \quad I = -35^\circ, \quad k = 50, \quad \alpha_{95} = 3^\circ.$$

In terms of declination rotation these palaeomagnetic elements mean 81° in the counterclockwise sense for the lower horizon and 21° in the same sense for the upper one.

When corrected for local foliation planes (if they were observable in the field) these excellent statistical parameters are slightly worsened indicating that the subhorizontal position of these planes is a primary feature.

Discussion

The mean palaeomagnetic direction for the lower horizon proves that the large counterclockwise rotation observed earlier [MÁRTON P. 1983] is of regional significance, i. e. safely applicable to the whole southern margin of the Bükk. The upper horizon, however, exhibits less rotation. It follows that the rotation must have started after the emplacement of the lower volcanic horizon and nearly ended by the time upper horizon became magnetized.

Concerning the latitude of the magnetization, the apparent shallowing with time of the inclination causes a problem, for it is difficult to imagine that the area moved to the south during the volcanism. Therefore, an inclination error was suspected. In strongly magnetic sheetlike bodies magnetic refraction may deflect the direction of the acquired remanence from that of the applied field. By plotting the inclination values (subsite means) against mean NRM intensities and susceptibilities, this source of error is excluded (*Fig. 151*). However, inclinations for the upper to volcanic horizon correlate with the degree of magnetic foliation calculated from low-field magnetic susceptibility measurements. It is possible to estimate the 'true inclination' with the help of the correlation line in *Fig. 151*, which is 10° higher than the calculated mean, i.e. 45° . This brings closer the inclination of the upper to that of the lower igneous horizon, thus eliminating an apparent contradiction.

Such low degree of foliation is commonly disregarded as a source of error in palaeomagnetic studies. Nevertheless, it seems to influence seriously the inclination of the characteristic palaeomagnetic direction in some cases. The fact that a 'hidden', i.e. so far not suspected relationship between palaeomagnetic direction and susceptibility anisotropy, pattern was found gave an impetus to studies (see BORDÁS, 3.3.2 this volume) that could either further improve the quality of the palaeomagnetic direction or eliminate uncertainties concerning the still shallower than present value of inclination, since it is critical for plate tectonic reconstruction.

3.3.2. Magnetic anisotropy and its use in correcting palaeomagnetic data*

The method of magnetic susceptibility anisotropy is based on measuring directional susceptibilities of oriented rock samples. From the mathematical point of view a symmetric, so-called anisotropy tensor and for illustration an ellipsoid is used to describe anisotropy. The principal axes of the ellipsoid are determined by the principal susceptibilities (maximum, intermediate, minimum), the directions of which are mutually perpendicular. The orientation of the ellipsoid expresses the orientation of the magnetic minerals contained in the rock (magnetic fabric) and that is dependent on the geological processes that affected the rock. The ratios of the principal axes (of the principal susceptibilities) can be used to characterize the anisotropy ellipsoid. The main three parameters are the anisotropy degree ($\kappa_{\max}/\kappa_{\min}$), the magnetic lineation ($\kappa_{\max}/\kappa_{\text{int}}$) and the magnetic foliation ($\kappa_{\text{int}}/\kappa_{\min}$). The parameters show the measure of the anisotropy, the magnitude of the linear and the planar orientation (oblateness), respectively. The foliation dominates in layered, sedimentary rocks and the lineation characterizes the strongly deformed rocks or the flow structures.

The magnetic fabric is therefore connected with several structural features and sometimes with the stress field [HROUDA 1982, BORDÁS 1989a, 1989b]. Since magnetic anisotropy can distort the Earth's magnetic field acquired by the rock, anisotropy measurements can be useful in checking the reliability of palaeomagnetic observations.

In the course of palaeomagnetic and susceptibility anisotropy investigation of Miocene ignimbrites it was found that there is a correlation between the inclination of the remanent magnetization and the magnitude of the magnetic foliation [MÁRTON, this volume 3.3.1]. In spite of the foliation (which is the dominating part of the anisotropy in these rocks) being only few percent, the anisotropy seemed to have a strong effect on the remanent magnetization vector (Fig. 151).

Tables XI and XII show the results of magnetic susceptibility anisotropy measurements on Miocene ignimbrites from the southern margin of the Bükk. The interpretation of some earlier results is reported by BORDÁS [1989b]. Here the relationship between these results and the palaeomagnetic directions is dealt with. In the tables, columns 3, 4 and 5 represent the anisotropy degree, the magnetic lineation and the magnetic foliation, respectively. Columns 6, 7 and 8 contain the directions of the minimum, intermediate and maximum susceptibilities. Missing average directions mean the lack of clustering of the respective directions of the single samples. It can be seen that magnetic foliation dominates over lineation at each subsite. The subvertical minimum susceptibility direction, which is the pole of the magnetic foliation plane, indicates a subhorizontal magnetic foliation.

*R. Bordás

Generally, the effect of the susceptibility anisotropy on the remanent magnetization is considered to be negligible if the anisotropy degree is low ($< 5\%$). Recent investigations [STEPHENSON et al. 1986] have shown, however, that in the case of multidomain magnetite particles the anisotropy of susceptibility can be low while the anisotropy of remanent magnetization can reach very high values. This can severely deflect the vector of remanent magnetization away from that of the Earth's ambient magnetic field towards the foliation plane. The investigation of the anisotropy of remanence requires special methods and their exact applicability has not been fully proved. The paper presents some experiments and introduces a simple method for correcting palaeomagnetic data by the anisotropy of remanence.

The anisotropy of remanence can be investigated by giving remanent magnetization to a rock sample in several directions. This can be carried out in different ways: the anisotropy of anhysteretic susceptibility (AAS) method uses an alternating field to "move" the magnetic domains and a concentric steady field to orientate them; isothermal remanent magnetization (IRM) can be given to the sample by using an electromagnet at room temperature; and thermoremanent magnetization (TRM) is caused when a heated sample is cooled in a magnetic field. From the measurements of remanences acquired in different directions, anisotropy ellipsoid can be constructed. STEPHENSON et al. [1986] showed that the IRM, TRM and AAS anisotropy ellipsoid are of the same shape.

In our experiments the IRM and AAS methods were used. IRM was produced by a non-commercial electromagnet applying 50 mT field. Judging from the hysteresis curves of the samples, in this field range the IRM could be considered to be proportional to the applied field. After magnetization along one axis (e.g. X) and measurement of the three orthogonal components of the remanent magnetization, the sample was demagnetized in a Schonstedt AC demagnetizer at 100 mT peak field. The same procedure was applied along the other two, mutually perpendicular axes (Y and Z) of the sample. In the AAS method, 15 measuring directions were used by applying the Schonstedt demagnetizer at different peak fields and the Earth's field for orientation. The anisotropy tensor, the orientation of the anisotropy ellipsoid and its parameters were calculated by using a modified version of a magnetic susceptibility anisotropy evaluating computer program [BORDÁS 1989a] which applies Jelínek–statistics [JELÍNEK 1977, 1978] to estimate the errors and the significance of anisotropy. The inverse matrices of the anisotropy tensors were used in correcting the palaeomagnetic data:

$$H = \text{const. } \mathbf{k}^{-1}M$$

where \mathbf{k}^{-1} is the inverse matrix of the anisotropy tensor, M is the remanence vector (calculated from palaeomagnetic data – declination and inclination) and H is the ambient field vector that could cause this remanence in this anisotropic rock. From the components of H corrected declination and inclination (D_{cr} , I_{cr}) can be calculated.

Table XIII shows some results of the correction on Miocene ignimbrite samples in the geographic system. The absolute value of the inclination increases for correction (3–13° increase) while the declination hardly changes. The extent of anisotropy in the case of remanence is 4–30 times higher than the susceptibility anisotropy values. It is likely that the remanent magnetization is carried by multidomain particles of magnetite type.

These experimental measurements of the anisotropy of remanence supply the explanation why such a high deflection could be estimated from the correlation diagram between inclination and magnetic foliation of the ignimbrites (*Fig. 151*). The low-field susceptibility anisotropy itself can reflect the trend but cannot give the real magnitude of the anisotropy because of the contribution of the paramagnetic fraction and the special domain structure of the ferromagnetic particles. The results of the evaluation of the anisotropy of remanence indicate that the possibility of declination error can be excluded while inclination is deflected from the applied field by, on average, about 10 degrees.

For references, see Hungarian text.

3.4 GEODETIC GRAVIMETRY*

The creation of a new Hungarian Gravity Network (HGN-80) was our main task in the past two years. To it belonged field work as well as calculations and methodological investigations (e.g. solution of normal equation systems with a large number of unknowns or comparative analysis of adjustment methods based on different principles) connected with the processing of observation data. Our goal was to create a basis as reliable and flexible as possible for geodetic and geophysic gravity surveys in the coming decades.

Our other field of research was to study occasional local or regional variations of the gravity field not connected with tidal effects. These tasks also involve instrument development, e.g. systematic study and checking of the instruments available.

The new Hungarian Gravity Network (HGN-80)

HGN-80 is a two-step network (*Fig. 152*) which means that the complete basic network comprises two independent networks. The readings of the first-order network of 1971 and observations of 1979-89 are adjusted together. The field work is described in detail in a separate work [CSAPÓ and SÁRHIDAI 1990/a]. The network consists of 378 points and covers a 256 mGal** Δg interval. Its base level and scale are fixed by the „*g*” values measured at five points in Hungary by the Soviet absolute gravimeter GABL and constraints are considered in the adjustment of the fixed network [CSAPÓ and SÁRHIDAI 1990/b]. The average of the Δg values calculated from the readings made in an A-B-A-B-A system in one day and by one gravimeter was considered as an independent measurement. In technical practice the least square method came into general use in the determination of unknowns by means of adjustment. In this method a fundamental requirement is that the observations contain neither gross errors nor systematic errors. In relative gravimetric observations the greatest difficulty is to select such errors especially if the amount of data is large and field work took a long time and with several gravimeters possibly of various types. To satisfy the *a priori* conditions given in the instruction on observations, about 10% of the network was repeated. The reliability of the remaining 5355 readings was studied, and the possibility of the presence of systematic errors was ex-

* G. Csapó and A. Sárhidai

** 1 mGal = $1 \cdot 10^{-5} \text{ms}^{-2}$ and 1 $\mu\text{gal} = 1 \cdot 10^{-8} \text{ms}^{-2}$

cluded. In this study, adjustment methods based on different principles were used (Danish method, most frequent value adjustment, L_1 norm adjustment and L_1 norm adjustment with the $\Sigma v = 0$ condition, where v is the vector of residuals). To determine the outstanding values an iterative statistic test was carried out. Using this test on the 90% probability level 8% of the data were excluded from the final adjustment. The number of unknowns in the normal equation system was 487 (g values of 408 stations and 79 instrumental constants of the gravimeters applied).

The sum of residuals after the adjustment is 734 μGal which shows that the results hardly bear systematic errors. The high quality of the data included in the adjustment is confirmed by the fact that 95% of the residuals are less than $\pm 30 \cdot 10^{-3}$ mGal and only 9 residuals exceed $50 \cdot 10^{-3}$ mGal. The standard error of the unit weight is $\pm 16 \cdot 10^{-3}$ mGal. The areal distribution of the mean errors of the network is demonstrated in *Fig. 153*. The mean errors of the unknowns are within the $\pm 3\text{--}11$ μGal range. The estimated distortion of the HGN-80 network is $2 \cdot 10^{-4}$.

Investigations of possible gravity field variations

This field of investigations is included in both the activity plans of the International Union of Geodesy and Geophysics (IUGG) and the long-term plan of geodetic surveys of the East European countries. In 1988-89 the third observation cycle of the Carpathian polygon established in 1971 was performed in Czechoslovakian-Polish-Hungarian co-operation, with ELGI as the team leader and coordinator.

The Geodetic and Cartographic Survey compiled a map of the vertical crustal movement velocity in Hungary from repeated first-order levelling. In that map, around Debrecen, a local depression of 5-6 mm per year velocity is to be found (*Fig. 154*) which is most probably caused by the intensive water exploitation. To investigate the future trends an experimental line has been established along the Hungarian First-order Levelling lines K-19 and K-21 (Szerencs-Hajdúböszörmény-Debrecen-Vámspércs). It is planned to carry out high precision relative gravimetric observations, first-order levelling and Global Positioning System measurements on the line each year.

For references, see Hungarian text

Examples of ELGI's activities abroad

*A) Magnesite prospecting in Turkey**

In January 1989, a 5-day experimental measurement connected with magnesite prospecting was performed in Turkey, east of Bursa (Cakmak). The study area was located on a hill built up of serpentinites affected by hydrothermal activity, which had produced the transformation of some of the serpentinite into magnesite. If the alteration was weak, magnesite bands of some cm were formed along the fissures; if the alteration was strong, magnesite stocks up to some tens of m were originated. Prospecting of magnesite bodies of the latter type was the task of our work.

In the framework of experimental investigations geomagnetic measurements, vertical electric sounding, horizontal geoelectric profiling, induced polarization profiling and Maxi-Probe electromagnetic dip-angle profiling have been performed. By carrying out vertical electric sounding on magnesite and serpentinite outcrops, approximate resistivities of these rocks have been determined. The resistivity of serpentinite was of about 25–40 Ωm and that of magnesite was $>1000 \Omega\text{m}$. Consequently, high-resistant bodies have to be found inside a conductive environment.

Of the methods applied, Maxi-Probe dip-angle profiling produced useful results. In *Fig. 155* one of the profiles containing an anomaly is presented. The dip-angle profile measured at the highest frequencies (58.6 kHz and 29.3 kHz) reflects the effect of superficial inhomogeneities. At the lowest frequencies (915 and 229 Hz) close-to-zero values were found, consequently, these frequencies already fall into the “near” zone. In the middle part of the profiles measured at intermediate frequencies an anomaly pair divided by a minimum of the dip-angle values is visible. The minimum dip-angle values manifest the presence of a high-resistivity body.

A similar anomaly is observable on the apparent resistivity profile (*Fig. 156*) calculated from the same data. From the various frequencies that of 7.3 kHz was chosen for compiling the dip-angle map of the study area (*Fig. 157*). The map shows three anomalies indicating high resistivity. Bore-

* I. Farkas

holes were recommended at points A, B, C and D. Up till now boreholes at points A and D have been completed, the first of them penetrated a 3 m, the second a 20 m thick magnesite body.

*B) Electromagnetic frequency sounding in Mongolia**

In August 1989, electromagnetic frequency soundings were performed in Mongolia in co-operation with the Mongolian Hydrogeological Survey and the International Geological Expedition. Besides demonstrating the Maxi-Probe equipment to the Mongolian specialists the measurements had two goals:

- testing of the method on geological models not present in Hungary and
- study of the reliability of the equipment in extreme conditions of a desert.

Measurements were performed in various areas: three of them were located in the Gobi desert and three others in a permafrost area (water-prospecting); in addition, one ore-prospecting task and two water-prospecting tasks were solved.

The ore-prospecting task consisted in indicating lead-zinc mineralization zones which hardly differ in their resistivity from the country rocks. *Figure 158* demonstrates an electromagnetic profile above a subvertical mineralized zone which almost reaches the surface. The profile is complemented by the results of VLF and Slingram electromagnetic (EM-31) measurements. The penetration depth of the EM-31 measurements (D, E) is small, some 5–10 m, therefore, their results reflect the effect of the near-surface weathered layer of relatively homogeneous resistivity. The mineralized zone induces a small-amplitude anomaly. The VLF method (A) is of much larger penetration depth (≈ 100 –150 m) hence the effect of the mineralized zone is sharply expressed in that resistivity profile. The penetration depth of the Maxi-Probe measurements is likely to be 20–250 m in the study area. This depth interval is optimal for prospecting the mineralized zone, consequently, corresponding results best reflect the effect of the zone in both the resistivity profile (B) and in the pseudo-resistivity profile (C).

The sounding curve of *Fig. 159* and the Maxi-Probe profile of *Fig. 160* were received in the Gobi desert. Conglomerates covered by shale form the reservoir layer at 70–80 m depths. It is clearly seen in both the profile and individual sounding curves that the shale/conglomerate boundary is easily traceable by this method. The coincidence between the sounding curve and the well-logging resistivity data is surprisingly good. In the resistivity log (*Fig. 159*) the resistivity of the shales overlain by low-resistivity clays varies between 50 and 70 Ωm ; in the sounding curve the apparent resistivity marking the shales varies within a 85–55 Ωm range with an unambiguous tendency of decreasing with depth. This decrease is not visible in the resistivity logs. The reason (besides the possible structural influences) may be an increase in the water content of the shales with depth resulting in a decrease in the resistivity which, however, cannot be detected by the resistivity log reflecting the flushed zone.

* M. Legden (Mongolian Hydrogeological Survey) and Z. Szörényi

Successful measurements were performed in the areas where the permafrost behaves as an isolator against the direct current. The equipment also worked perfectly in desert conditions.

*C) Electromagnetic measurements in the GDR**

In June 1989, an ELGI expedition of three members performed measurements for one and a half months in the GDR on behalf of VEB Geophysik Leipzig. Measurements were carried out to investigate the possibility of utilizing the Maxi-Probe observation system on local models. In an area on the coast of the Baltic Sea fresh-water prospecting is in progress. Here Neogene silts ($\rho = 40\text{--}60 \Omega\text{m}$) and sands ($\rho = 60\text{--}100 \Omega\text{m}$) lie on the wavy surface of Cretaceous limestones ($\rho < 20 \Omega\text{m}$) saturated by salt water. The top of Cretaceous limestones is expectable at 30–120 m depths. There were two tasks to solve by our measurements: one of them consisting in tracing the fresh-water/salt-water boundary and the other in subdivision of the overlying sediments. The interpretation was based on the graphical interpretation of the $\rho\text{-h}$ transformed curves. In profile K3 (*Fig. 161*), the resistivity decrease starting with a sharp break in the lower part of the curves can be connected with the surface of the Cretaceous limestones saturated by salt water. The overlying sequence can be subdivided, but when considering the reliability of the interpretation one must take into account that the distinguishing of individual layers is also ambiguous in a geological sense. At some points the interpretation was checked by interactive curve fitting (*Fig. 162*), the input parameters having been read from the $\rho\text{-h}$ transformed curve presented on the profile.

*D) Multifrequency electromagnetic survey in the Soviet Union for prospecting of mineralized graphitic zones***

In the autumn of 1988, in the vicinity of Odessa and Kirovgrad, Ukraine, electromagnetic measurements with a Maxi-Probe EMR-16 equipment were performed. The goal of the measurements was to see whether the Maxi-Probe equipment for deep penetration is suitable for the prospecting of mineralized-graphitic zones in the metamorphic series. Difficulties are connected with the fact that the sharp inductive screening effect of the conductive nearsurface sedimentary layers can decrease anomalies connected with the mineralized zones prospected.

Severely tectonized zones and the uppermost levels of the gneiss or granite-gneiss basement (2000 Ωm) are sometimes altered and, consequently, of lowered resistivity (50–300 Ωm). These altered zones bear graphite and disseminated pyrite mineralization. In this case the resistivity of subvertical, 100–150 m wide zones is of about 5–10 Ωm .

* L. Vértesy

** I. Hobot

At the same time the metamorphic basement is covered by a 200–300 m (Odessa region) or 20–50 m (Kirovgrad region) thick sedimentary sequence which comprises conglomerates, siltstones, sandstones, marls, sands and clays and is of variable resistivity which resembles that of the uppermost altered levels of the basement.

Measurements were carried out along a profile at 100 m spacing with a multifrequency mobile source in the 3.6–9.14 Hz interval, at $L = 700$ m fixed source–receiver offset. From the H_z/H_r ratios of magnetic components and the $\Delta\varphi_{rz}$ phase differences, ellipticity and dip-angle values were calculated. They in turn were recalculated into apparent resistivity (ρ_a) and depth (h) values. In *Fig. 163* the isoline version of the $\rho_a(H)$ depth section is displayed. The mineralized zone is unambiguously indicated by a series of anomalies expressed in decreased apparent resistivities.

*E) Electromagnetic frequency sounding in Cuba**

In October–November 1989, experimental and demonstrative frequency soundings were performed in Cuba in cooperation with specialists of the Union Enpresa Geologica. Besides demonstrating the Maxi-Probe equipment to the Cuban specialists the measurements had two goals:

- testing of the method on geological models not present in Hungary, and
- study of the reliability of the equipment in extreme conditions of the tropics.

Measurements were performed in seven areas: four of them with ore-prospecting, one with oil-prospecting and two with water-prospecting tasks.

In *Fig. 164* results of electromagnetic sounding above a gently dipping ore body are presented. It can be seen that veins located below each other were detected together. Along the profile the veins dip towards the south, and their mineralization is decreasing. This is in correlation with the anomaly decrease.

* J. A. Castañeda B., J. P. Lledias C. (Union Enpresa Geologica), Z. Szörényi and L. Vértesy

Library

The present stock of our Library amounts to 31,130 volumes of books and periodicals and 5,423 miscellaneous items. In 1988–89 the stock was increased by 1,194, books, 671 volumes of periodicals, 65 documentary publications and 1250 brochures on instruments. Our range of periodicals has been enlarged by 6 new ones. As a result of international exchange we received 551 publications and, in turn, dispatched 4,997 to 550 addresses in 59 countries. In 1988–89 the services of our Library were utilized by 9,826 readers/borrowers.

Publications

In 1988–89 the following publications were issued:

- Annual Report of the Eötvös Loránd Geophysical Institute of Hungary for 1987;
- Geophysical Transactions, vol. 33. No. 3–4; vol. 34. Nos. 1, 2–3, 4, vol. 35. No. 1–2;
- Annual Report 1986 of the Tihany Geophysical Observatory;
- Annual Report 1987 of the Tihany Geophysical Observatory.

ГODOBOЙ OТЧЕТ
BЕНГEPCKOГO ГEOFИЗИЧECKOГO
ИHCTИTУTА
ИМ. ЛOPАHДА ЭТВЕША ЗA 1988–89 ГГ.

1. ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЕ РАБОТЫ

Полевые работы ЭЛГИ за 1988–89 гг. показаны на *рис. 1*.

В данном томе, являющемся отчетом за два года, геофизическая разведка подразделена на две части: региональные работы и поиски-разведка различных видов полезных ископаемых. В первой части преобладают работы, выполненные на северо-западе страны, с двумя большими статьями. Первая из них (1.1.1 Региональные геофизические исследования в Малой Венгерской впадине) является сводкой по восьмилетним систематическим работам в пределах территории около 10 000 км². Различные геофизические методы были сгруппированы по трем разным интервалам изучаемых глубин:

- малоглубинные (10–20 м) с применением инженерно-геофизических пенетрационных зондов,
- среднеглубинные (до 500–700 м) с применением методов ВЭЗ и ВП,
- глубинные (до 10 000 м) с применением теллурических, магнитотеллурических и сейсмических методов.

Обзор малоглубинных исследований был дан в Отчете ЭЛГИ за 1987 г., а данные по среднеглубинным и глубинным исследованиям сведены в *таблицах I и II*. Результаты среднеглубинных исследований приводятся на двух рисунках. На *рис. 2* представлена региональная карта сопротивлений верхних 100 м осадочного чехла. Наиболее крупный максимум на ней легко увязывается с конусом аллювиальных галечников р. Дунай. Карты, кажущейся поляризации, были составлены для того же интервала глубин, как и карты сопротивлений. Эти два параметра способствуют оценке горизонтальных и вертикальных изменений зернистости, отражающих литологические особенности. На *рис. 3* представлена литологическая схема интервала глубин 0–150 м. Изменения зернистости демонстрируются в изолиниях, следующих за литологическими границами. Подобные карты исключительно полезны для оценки гидрогеологических параметров типа пористости, проницаемости и др. Могут быть выделены участки для постановки дальнейших гидрогеологических исследований.

Из карт, составленных по материалам глубинных структурных исследований, представлены три. На *рис. 4* приводится унифицированная карта теллурических изоареоалов, отражающая в основном рельеф фундамента, хотя она и искажена изменчивостью сопротивлений осадочного чехла

(рис. 5). Карта сопротивлений фундамента (рис. 6) составлена по данным магнитотеллурических зондирований. Она находится в хорошей корреляции с геологической картой фундамента.

Результаты сейсморазведки 1988–89 гг. представлены на рис. 7. Линия профиля К-4/88–89 обозначена на рис. 5. Над разрезом нанесены аномалии Буге, остаточные гравитационные аномалии и магнитные аномалии ΔZ . На временной разрез нанесены также и границы геоэлектрических слоев по МТЗ, пересчитанные на двойные времена пробега. Границы тектонических единиц взяты с Геологической карты фундамента Венгрии [FÜLÖR, DANK 1987]. Сейсмический профиль пересекает три тектонических единицы, а именно Нижне-Австроальпийскую, Верхне-Австроальпийскую и Задунайского среднегорья. На северозападном конце временного разреза ясно видны структуры сжатия. Контакт палеозоя с мезозоем в фундаменте (между скаважинами S₀-1 и S₀-2, пикеты 36,5–37 км) может быть сопоставлен с Рабской линией.

Во второй статье (1.1.2 Рабская линия и интерпретация гравитационных аномалий вдоль сейсмического профиля МК-1) рассматривается измеренный ранее сейсмический профиль (рис. 8) с целью более точного определения положения и характера Рабской линии, являющейся важнейшей тектонической границей в Северной Задунайщине.

На первой стадии был выполнен *предварительный анализ* гравиметрических данных с целью выявления главных особенностей. Аномалии Буге были нанесены на диаграмму (рис. 9) как функция глубины залегания докайнозойского фундамента для каждого километра профиля, и полученные точки были соединены сглаженной кривой. Построенная сложная кривая может быть подразделена на несколько отрезков, поднимающихся слева направо и соответствующих определенным склонам в рельефе фундамента. Отрезки 1–5 кривой $\Delta g-h$ систематически смещаются к более высоким значениям Δg , отмечая *региональное возрастание* аномалий Буге по направлению к юговостоку. Отрезок 6, однако, нарушает эту закономерность, резко смещаясь в область пониженных значений Δg . Так как распределение поинтервальных скоростей во всех трех впадинах профиля примерно одинаково (рис. 10), можно принять одинаковое распределение плотностей в осадочном выполнении и, следовательно, отнести региональное изменение Δg ко внутренней структуре фундамента.

Соседние отрезки кривой $\Delta g-h$ были пересечены горизонтальными линиями примерно через середину этих отрезков. Разность значений Δg в точках пересечения, находящихся на одинаковых глубинах, несет минимальное влияние рельефа фундамента. На основании шкалы км, вынесенной на крутую $\Delta g-h$, было определено положение этих точек на профиле, и значения Δg были нанесены над ними, а полученные таким образом точки, принадлежащие одним и тем же горизонтальным линиям, были соединены прямыми (рис. 11). Эти прямые были смещены по вертикали до совпадения их концов с концами отрезков, соответствующих глубине –2,6 км, и была построена единая кривая для этой глубины. Она демон-

стрирует *остаточную гравитационную аномалию*, почти свободную от влияния рельефа фундамента и в основном содержащую *региональный эффект*.

Дальнейший анализ был направлен на интерпретацию регионального эффекта, который может рассматриваться в качестве аномалии от *асимметричного поднятия* с крутым юговосточным и пологим северозападным склонами и с определенным избытком плотности. Интерпретация основывалась на *гравитационных модельных расчетах*, выполненных на персональном компьютере типа IBM-AT. Полностью новый расчет длился примерно 40 сек, а расчет модификации — около 10 сек, благодаря чему стали возможными испытание весьма большого количества вариантов и выбор наиболее вероятного из них.

В модель были заложены мощности и плотности приповерхностных образований (*табл. III*). Первая проблема, подлежащая решению, заключалась в оценке гравитационного влияния рельефа поверхности Мохо. Были рассчитаны два варианта формы, каждая с тремя вариантами скачка плотности (*рис. 12*). Полученные аномалии различаются в амплитуде (*табл. IV*), но имеют одинаковую длину волны, в три раза большую, нежели рассматриваемая остаточная аномалия. Следовательно, источник этой остаточной аномалии находится на глубинах менее 10 км и не может быть отождествлен с какой-либо особенностью поверхности Мохо или нижней коры.

Гравитационные модельные расчеты выполнялись методом последовательных приближений (*рис. 13*) на основе расчетных плотностей (*табл. V*) и привели к точному определению положения как вершины плотного тела под 51 км профиля, так и его крутой юговосточной границы. Плотность этого тела — не менее $2,80 \text{ г/см}^3$, возможно, больше, его верхушка находится на глубине около 6 км под уровнем моря, а граница — около 70–72 км профиля, падая под $60\text{--}75^\circ$ на юговосток. Сопоставление расчетных результатов, полученных при резком эффекте от рельефа поверхности Мохо (ступень при избытке плотности в $0,20 \text{ г/см}^3$), с таковыми, не содержащими какого-либо эффекта от Мохо, показывает отсутствие ощутимого влияния рельефа поверхности Мохо на полученные результаты.

Скачок плотности на юговосточной границе сохраняется до глубин не менее 12 км, причем картина отражений и результатов магнитотеллурических зондирований (*рис. 14*) также показывает резкое изменение на той же границе. Следовательно, последняя рассекает верхнюю кору и является важнейшей структурной поверхностью во всем районе северозападнее озера Балатон. В этом смысле данная геофизическая граница может быть отождествлена с Рабской линией, которая должна быть смещена на 8–10 км к юговостоку (*рис. 15*).

Составленный в итоге разрез земной коры (*рис. 16*) показывает примерно 6 км вертикального смещения по Рабской линии и весьма высокое (–6 км) положение «базальтового слоя» под 51 км профиля. Как смещение

поверхности Мохо, так и отождествление верхней части высокоплотного тела с «базальтовым слоем» гипотетичны. Альтернативными идеями являются крупноамплитудный сдвиг по Рабской линии и присутствие тела типа Иврейского (западная часть Южных Альп) под 51 км профиля, но анализ этих возможностей выходит за рамки настоящей работы.

Последний раздел по региональным исследованиям посвящен теллурическим и магнитотеллурическим измерениям в *Оздской впадине* (Северная Венгрия). В глубоких частях впадины практически нет скважин, вскрывших фундамент. На обзорной карте аномалий Буге можно оконтурить впадину, но предполагается, что плотности фундамента колеблются в широких пределах, так что нельзя считать, что аномалии Буге просто отражают рельеф фундамента. Карта теллурических изоареалов (*рис. 17*) показывает исключительную изменчивость. В центральных частях впадины появляются мелкие аномалии с очень высокими градиентами. В большинстве случаев они перпендикулярны к наиболее бросающейся в глаза особенности гравитационной карты — линии Дарно. Эти аномалии вызваны изменчивым сопротивлением осадочного выполнения впадины, как это доказывается магнитотеллурическими данными. К сожалению, количество пунктов МТЗ не достаточно для решения даже основных проблем, поэтому преобразование карты изоареалов в карту рельефа фундамента (*рис. 18*) может считаться лишь первым приближением. Расхождения между этой поверхностью и аномалиями изоареалов заставляют предполагать наличие проводящего тела внутри фундамента. Это предположение поддерживается *рис. 19*, на котором приводятся кривые МТЗ близ скважины Шуша-1 (Susa-1). В интервале S сопротивления не возрастают вместе с увеличением периода, и глубина залегания фундамента соответствует буровым данным. С дальнейшим возрастанием периода сопротивления начинают уменьшаться. Поэтому в диапазоне теллурических периодов кажущееся сопротивление в несколько раз превышает среднее сопротивление осадочного выполнения впадины.

Имеется определенное несоответствие между конфигурацией изолиний по данным теллурических и магнитотеллурических измерений и аномалиями Буге. Нами предполагается, что оно вызывается плотностными неоднородностями фундамента.

Во второй части раздела «Геофизическая разведка» (1.2.1) преобладают работы по разведке нефти. Все эти исследования были выполнены в рамках контрактов со Всеенгерским Нефте-газовым трестом. Авторами выражается благодарность за разрешение на публикацию нижеследующих статей. Ясский район был объектом концентрированных исследований. В главе 1.2.1.1 описываются результаты сейсморазведочных, а в главе 1.2.1.2 — электроразведочных работ. На *рис. 20* представлена карта аномалий ΔZ с нанесенными сейсмическими профилями. Геологическая карта фундамента представлена на *рис. 21*.

Задача сейсморазведки заключалась в оконтуривании различных блоков, входящих в состав фундамента. Комплексный профиль Usz-7/86 —

Ab-11/78 *рис. 22*) проходит через скважины Usz-3, вскрывшую докембрийские метаморфические породы, Ab-1, вскрывшую мезозойский фундамент, и Tósz-2, вскрывшую верхнемеловой флиш. Различия в сейсмических характеристиках, хотя и не очень сильные, позволяют выделить блоки с различным составом фундамента. Особенности фундамента искажены миоценовым вулканическим комплексом переменной мощности. В северной части исследуемой площади появляются палеогеновые отложения. В сейсмических временных разрезах они могут быть подразделены на две толщи: в нижнюю практически без отражений, соответствующую толще однородных глин, и в верхнюю с хорошо прослеживающимися отражениями больших амплитуд. Эти особенности видны в северозападной половине разреза Usz-26/88 (*рис. 23*). В районе пикета 16 км палеогеновая впадина замыкается на тектоническом контакте. На *рис. 24* приводится карта рельефа граничной поверхности между миоценом и олигоценом. Миоцен (баденский и сарматский яруса) представлен двумя свитами: осадочной и вулканогенной, — первая из которых обычно не превышает по мощности 100–150 м, вторая же имеет исключительно изменчивую мощность (местами до 2000 м).

Паннонский ярус (верхний миоцен – плиоцен) обычно представлен осадками значительной мощности, увеличивающейся с запада на восток, и расчленен нами на три толщи. Нижняя из них (толща А) обнаруживает горизонтальную слоистость и плохие до хороших отражения, свидетельствующие о накоплении в обстановке либо средних глубин, либо предельтовых областей. Вторая толща (В) состоит из отложений лобовых частей наступающей дельтовой системы. Лобовые горизонты были скоррелированы по сети профилей сейсморазведки, и их поверхности и линии замыкания были откартированы. На *рис. 26* показаны пять лобовых поверхностей для иллюстрации наступления дельты с запада и северо-запада на восток и юго-восток. Наиболее молодая толща (С) сложена озерными до речных отложениями. Карта рельефа подошвы паннонских отложений, представляющей собой наиболее четкий сейсмический горизонт, приведена на *рис. 27*. Значение этого горизонта в поисках и разведке нефти и газа подчеркивается тем фактом, что важнейшими материнскими породами Венгрии являются глинистые породы нижнего паннона. В исследуемом районе нижняя толща палеогеновых отложений также могла иметь значение в образовании нефтей, хотя объем этих отложений намного меньше такового паннонских осадков. Коллектора, как структурные, так и стратиграфические, предполагаются на нескольких участках.

Электроразведкой в 1988–89 гг. покрыты северные районы сейсморазведочных работ с продолжением далее к северу, в грабен р. Задьва. На *рис. 28* представлена карта рельефа высокоомного фундамента, сложенного породами, весьма разнообразными по составу и возрасту. Это разнообразие иллюстрируется *рис. 29*, на котором приводится разрез по магнитотеллурическим данным вдоль регионального сейсмического профиля ЁК-6.

В фундаменте имеются две зоны перехода. Северная из них появляется в виде зоны минимумов широтного направления на теллурической карте *рис. 30*. Грабен р. Задьва вызывает особые затруднения в интерпретации результатов МТЗ. Искажения вызваны длинной, узкой и глубокой впадиной в поверхности фундамента. Стандартное одномерное приближение тут явно не применимо. На *рис. 31* показана двухмерная аппроксимация одной из кривых зондирования, содержащая вследствие искажений некоторые нереальные элементы, как например олигоцен-миоценовый горизонт с сопротивлением 1000 ом. Южные районы принадлежат иному типу геоэлектрического разреза. Здесь наиболее яркая аномалия, связанная с фундаментом (*рис. 28*), наблюдается близ с. Тарнаёрш. Это поднятие не может иметь вулканическую природу, поскольку на магнитной карте ΔZ нет аномалий в его окрестностях, но как теллурическая, так и гравиметрическая карта (*рис. 32*) имеют максимумы здесь же, и оно подтверждается также и сейсмическим профилем (*рис. 33*).

Сейсморазведка в окрестностях гг. Сольнок и Тёрёксентмиклош (раздел 1.2.1.3) выполнена в разные годы при разной технике полевых измерений. Данные 1978 г. (примерно 254 км) были заново обработаны тем же способом, что и данные 1987–88 гг. (247 км). В геологической интерпретации использовались также и сейсмические профили Предприятия по Геофизической разведке (GKV). В единую геологическую интерпретацию были вовлечены сейсмические профили с общей длиной 950 км.

На *рис. 34* показывается расположение профилей сейсморазведки с обозначением тех, что были выполнены ЭЛГИ. В целом в районе пробурено 93 скважины, некоторые из них эксплуатируются на нефть. На карте из них показаны те, которые вскрыли донеогеновый фундамент, или же те, в которых были выполнены контрольные взрывы. На *рис. 34* приводится одна из карт, показывающая рельеф подошвы паннонских отложений. Это наиболее четкий из сейсмических горизонтов, и им отражаются особенности структуры, хотя и не такие ясные, как на уровне подошвы неогена. Удлиненные антиклинали ЮЗ–СВ простирания в западной и ЗЮЗ–ВСВ простирания в восточной частях площади работ являются проявлениями правосдвиговой системы. Это заметно на всех трех временных разрезах: Ab–11/78, представленный в разделе 1.2.1.1 (*рис. 22*), пересекает две антиклинальные зоны на западе, Szо–11/87, *рис. 35* — наиболее восточную, а Szо–7/87 (*рис. 36*) — центральную антиклиналь. Этими профилями демонстрируются некоторые из явлений исключительной изменчивости геологического строения района: в Ab–11/78 антиклиналь, сложенная верхнемеловым флишем, находится в прямом контакте с блоком триасовых известняков, а в Szо–11/87 на юге можно видеть выклинивание флиша, в то время как на севере флиш приходит в контакт с нижнемеловой вулканогенно-осадочной толщей. В обоих временных разрезах сдвиг проявляется в положительных цветковых структурах флиша, с которыми местами ассоциируют неогеновые литрические сбросы. В Sz–7/87 два блока, сложенные мезозойскими образованиями, находятся в контакте

друг с другом, и флиш, находящийся между ними, перекрывает этот контакт в качестве тектонического фрагмента. Неогеновые отложения расчленены на три толщи, подобно тому, как это описано в разделе 1.2.1.1.

В следующей главе (1.2.2) рассматриваются работы на уголь. Представлены три темы: история работ на угольном месторождении Мань-В-Жамбек (Татабаньяйский Угольный трест) со специальным упором на проблему карстовых вод, результаты методических экспериментов на месторождении Балинка (Веспремский Угольный трест) и краткая сводка по поискам миоценовых лигнитов в Северной Венгрии, финансируемым Центральным Геологическим управлением.

Сведения по поискам в районе месторождения Мань-В-Жамбек (рис. 37) с гравиразведкой по сетке 7–8 точек на км² и с сейсморазведкой по единичным профилям приводятся в Отчете ЭЛГИ за 1982 г. Задача детальных работ заключалась в получении не только точных цифр по запасам, но также и как можно больше информации по резервуарам карстовых вод и возможностям защиты от этих вод. В решении этих проблем необходимо иметь весьма детальные сведения по тектоническим особенностям. Для этой цели выполнены гравиразведка по сети 100 × 100 м и сейсморазведка МОВ. На рис. 38. приводится характерный отрезок временного разреза Жамбек–1/89. Несмотря на интенсивную раздробленность, хорошо прослеживаются как фундамент, сложенный триасовыми доломитами, так и поверхность зоценовых известняков. Одновременно с геофизической разведкой было начато бурение. Прежде чем задавать скважины, были выполнены электромагнитные измерения методом макси-проб. На рис. 39 приводится один из таких профилей. Как зоцен, так и триас имеют более высокие сопротивления, нежели их чехол. Угленосные отложения, хотя и выявляются в некоторых пунктах зондирования, не могут быть прослежены вдоль всего профиля.

На угольном месторождении Балинка геологические условия благоприятствуют проведению экспериментальных работ по межскважинной электроразведке. Соответствующая методика была описана в Отчете ЭЛГИ за 1985 г. (стр. 267–272), а некоторые дальнейшие результаты — в настоящем томе (стр. 368–370). Здесь описывается методика интерпретации результатов измерений по двум скважинам. Если измерения выполняются по двум скважинам, вскрывшим один и тот же непрерывный угольный пласт, то знак аномалии изменяется у пласта угля (рис. 40/a). Если между скважинами имеется сброс, то знак кривой разностей потенциалов не меняется при прохождении угольного пласта источником (рис. 40/b). На рис. 41 можно заметить, что кривая дипольных потенциалов соответствует геоэлектрическому разрезу. Все измерения были выполнены с электродами, встроенными в скважину Ва–343, которая была принята за опорную (рис. 42). При измерениях между скважинами Ва–343 и Ва–344 (рис. 43) были получены кривые разностей потенциалов одного знака. На основании их качественного анализа можно предполагать наличие сброса с амплитудой смещения свыше 12 м между скважинами (рис. 44). При

измерениях между скважинами Ва-343 и Ва-345 кривая разностей потенциалов меняет свой знак при прохождении угольного пласта источником, поэтому данный пласт предполагается непрерывным (рис. 45). Измерения между скважинами Ва-343 и Ва-346 несколько отличались от предыдущих. Расстояние между ними примерно в два раза больше. Предполагается, что вблизи от Ва-346 имеется сброс, но как его положение, так и смещение по нему неизвестны (рис. 46). Путем интерпретации непрерывности угольного пласта между парами буровых скважин можно было наметить сброс (рис. 42).

В Северной Венгрии задача наших работ заключалась в выявлении миоценовых лигнитов, доступных добыче из открытых горных выработок (рис. 47). В двух районах применялись малоглубинная сейсморазведка МПВ и пенетрационное зондирование, в то время как в третьем районе с несколько большими глубинами залегания была выполнена вибросейсморазведка высокой разрешающей способности. Полученные результаты в основном отрицательны, но некоторые мелкие впадины с углями отнангского (ранний миоцен) возраста были выявлены севернее Дубичаньской шахты.

В разделе 1.2.3 приводятся примеры деятельности ЭЛГИ на бокситах, начиная с поисков и далее к более детальным работам. Поиски финансировались Центральным Геологическим управлением и были сконцентрированы в трех районах: в северо-восточных форландах гор Герече, в Вилланьских горах и в Баконьских горах. Ниже приводятся некоторые примеры из Баконьских гор.

В южном форланде Баконьских гор, в окрестностях сел Дисел и Хедьешь, картировочной скважиной Diszt-5 была вскрыта близповерхностная толща чередующихся бокситов и неогеновых отложений мощностью 30 м, благодаря чему встал вопрос о проведении поисков бокситов в этом районе. По карте сопротивлений VLF можно было оконтурить участки с близповерхностным залеганием Главного доломита триасового возраста. На участках с более глубоким их залеганием было поставлено пенетрационное зондирование. На рис. 49 представлены результаты пенетрационного зондирования в пункте P-5, которые и явились основанием для выбора точки под бурение скважины Di-17, вскрывшей 4 м высококачественных бокситов. Другая скважина He-3 была закончена в базальтах после проходки 40 м по паннонским отложениям. Так как базальты имеют высокие сопротивления, то для отдельного картирования перекрытых базальтов и доломитов была поставлена магниторазведка ΔT . На рис. 50 приводятся результаты магнитного моделирования вдоль профиля VLF He-I. Было доказано, что район заслуживает постановки детальных разведочных работ.

В северном форланде Баконьских гор, в окрестностях с. Тапольцафё поисковые работы были начаты в 1986 г. (см. Отчет ЭЛГИ за 1987 г.) Они были продолжены в 1988–89 гг. гравиразведкой по сети 200×200 м. Карта аномалий Буге по 80 км^2 приводится на рис. 51. Имеется ряд аномалий,

по которым можно было предполагать близповерхностное залегание мезозойского фундамента; впоследствии здесь были выполнены измерения методом VLF. На *рис. 52* приводится карта сопротивлений VLF по аномалии А, связанной с блоком меловых известняков, а на *рис. 53* — аномалии С сходного происхождения. В южной части карты появляются эоценовые известняки, экранирующие фундамент. На *рис. 54* и *55* представлены профили электромагнитного метода переходных процессов через гравитационные аномалии. По этим профилям можно судить о богатой стратиграфии района.

Поскольку в связи с проблемами охраны окружающей среды бокситовые предприятия должны были отказаться от ведения эксплуатационных работ на глубоких горизонтах, возросла потребность в близповерхностной добыче. Для быстрого проведения обзорных поисков аэрогеофизические методы были включены в комплекс используемых нами методов. Первые эксперименты в 1986–87 гг. дали обнадеживающие результаты, так что была начата систематическая аэрогеофизическая съемка, финансируемая трестами HUNGALU и Бокситовой разведки. Работы были начаты в 1989 г. с ежегодным объемом в 100 км вертолетных маршрутов со специальным оборудованием Австрийского Геологического управления. Предварительная обработка данных осуществляется в Институте Метеорологии и Геофизики Венского университета. Пакет программ для дальнейшей обработки, визуализации и хранения данных был разработан ЭЛГИ. Он позволяет использовать также и интерактивные станции. Программа поддерживается Программным бюро по дистанционным методам Центрального Геологического управления и Министерства Индустрии. Дальнейшая информация приводится в главе 2.2.4.

Детальная разведка бокситов (раздел 1.2.3.2) была выполнена в рамках контракта с трестом Бокситовой разведки. В 1988–89 работы проводились на четырех участках близповерхностных (0–60 м) и на двух участках среднеглубинных (60–250 м) условий, нацеливаясь в основном на выбор точек под скважины. Ниже приводятся два примера. На участке Халимба-юг зона шириной 1,5–2 км между эксплуатируемыми линзами бокситов была оставлена неразведанной. Работы были начаты методом VLF по сети 25 × 25 м (*рис. 56*). Постановки дальнейших работ заслуживают зоны с кажущимися сопротивлениями ниже 200 ом. Эти работы выполнялись ВЭЗ-ами и пенетрационным зондированием. Из четырех регистрируемых параметров наилучшим индикатором бокситов является гамма-активность. На *рис. 57* приводятся результаты зондирования в точке Т–1. Гамма-активность в 4000–5000 хгт указывает на наличие бокситов до глубины 8,2 м. Скважиной, пробуренной в 25 м от Т–1, на окраине зоны низких сопротивлений, были вскрыты бокситовые глины. Установлено, что пенетрационное зондирование может оказать существенную помощь в предсказывании изменений качества. С точки Т–9 до Т–11 гамма-активность падала (*рис. 58*). Скважиной в точке Т–9 были вскрыты 6,2 м бокситов, в то время как в точке Т–11 были встречены бокситовые пески. На

участке были заданы 150 скважин, из них 106 были пробурены с результативностью 29%, что означало выявление пяти новых бокситовых линз.

К востоку от проявления Баконьослоп I на основании поисковых работ, выполненных в семидесятых годах, под дальнейшую разведку был выделен Шурский горст (рис. 59). На горсте фундамент залегает на глубинах около 100 м, а за его пределами — 350–400 м. В 1988–89 гг. 23 электромагнитных профиля были измерены вкрест горсту. По ним было установлено, что центральная часть горста более погружена. На профиле А (рис. 60) видны три ступени на западном краю горста с бокситовым месторождением Четень I на глубине 250 м. В более глубоких зонах присутствуют бокситовые залежи грабенового типа меньших размеров (рис. 61). Важнейшая проблема, связанная с этими залежами, заключается в опасности прорыва карстовых вод. Любым видам горных работ в районе должны предшествовать гидрогеологические изыскания.

В последней главе Геофизической разведки (1.2.4) приводятся результаты электроразведки с целью исследования возможностей водоснабжения, а также изучения россыпей. Исследования по водоснабжению г. Сомбатхей были выполнены на террасах р. Раба в Западной Венгрии (рис. 62). Во время предшествовавших исследований были изучены близповерхностные водоносные горизонты и было намечено наличие более глубоко залегающего горизонта. Так как глубокозалегающий горизонт был вскрыт скважинами близ сс. Икервар и Шотонь и поскольку в случае близповерхностных горизонтов не могут быть обеспечены ни потребность в 25 000–30 000 м³ воды в день, ни удовлетворительная защита от загрязнений, то задача работ 1988 г. заключалась в обеспечении всей необходимой информации по глубокозалегающему горизонту, предусматриваемому к эксплуатации скважинами глубиной 300 м.

Для решения проблем были выполнены измерения методами ВЭЗ и ВП по правильной сети, а также измерения методом макси-проб вдоль нескольких профилей. Практически по всем пунктам ВЭЗ были выявлены как верхний, так и нижний водоносные горизонты, причем в нескольких пунктах обозначились также и террасовые галечники. На рис. 63 приводится кривая типичного ВЭЗ. Главнейшие параметры нижнего горизонта представлены на рис. 64. Для глубин 200–300 м сопоставление с буровыми данными позволило определить $A = 1,5$. То же значение анизотропии было использовано и для больших глубин. Подошва горизонта — за исключением некоторых поднятий — находится на глубинах 500–600 м. Не было возможности отделить друг от друга индивидуальные прослои песков и глин, но их соотношения в пределах всего водоносного горизонта отражаются в распределении сопротивлений (рис. 65). Измерения ВП дают весьма низкие значения поляризуемости (рис. 66). Согласно имеющемуся опыту, это означает наличие толстых индивидуальных прослоев и преобладающую зернистость $> 0,5$ мм. Выделение индивидуальных прослоев было невозможно даже при частотном электромагнитном зон-

дировании, но при этом получена некоторая информация о низкой латеральной изменчивости водоносного горизонта.

Изучение россыпей, инициатором чего является Центральное Геологическое управление, было начато в 1986 г. Геофизические методы были необходимы для выбора точек под бурение скважин. В районе с. Гёнью (берег Дуная, Западная Венгрия) в первую очередь нужно было определить, какой из геофизических параметров может быть скоррелирован с содержанием тяжелых минералов, являющихся объектом работ (рис. 67). В районе уже имелись 17 мелких скважин. Были получены и введены в компьютер все геологические и химико-аналитические данные. При поисках корреляционных связей было установлено, что процентное содержание тяжелых минералов коррелирует с содержанием песка (40–70% песка соответствуют 0,4–0,6% тяжелых минералов). Таким образом, наша задача заключалась в поисках тонкозернистых песков в разрезе аллювиального конуса. Диаграмма зависимости сопротивления от содержания песков (рис. 68) помогает выбрать наиболее перспективные из песков.

В разведке использовался ряд геоэлектрических методов; при помощи профилирования на постоянном токе и электромагнитного с тремя различными глубинами охвата (6, 12 и 25 м) было получено латеральное распределение сопротивлений на трех уровнях. Одна из карт приводится на рис. 67. При скважинах были выполнены ВЭЗ-ы, по данным которых аллювий смог быть расчленен на 2–4 слоя (рис. 69). Галечники имеют высокое, а мелкозернистые пески — среднее до низкого сопротивление, как это следует из рис. 68. Для более высокой разрешающей способности применялось пенетрационное зондирование, давшее четыре параметра, коррелируемые вдоль профилей. Использование этих параметров в корреляции иллюстрируется рис. 70. Конечные результаты по профилю М–I: геологогеофизический и «структурный» разрезы — представлены на рис. 71. Можно видеть признаки перемещающихся речных отложений, а также прослой тонкозернистых песков в галечниках. Нами предполагается, что это и есть наиболее перспективные для опробования пласты (например, песчаный прослой в точках 11/10 и 12/15, начинающийся на глубине 9 м и поднимающийся в сторону р. Дунай).

2 ИССЛЕДОВАНИЯ В ОБЛАСТИ РАЗРАБОТКИ МЕТОДОВ И АППАРАТУРЫ

2.1 ИССЛЕДОВАНИЯ В ОБЛАСТИ РАЗРАБОТКИ МЕТОДИКИ И АППАРАТУРЫ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ

2.1.1 Нормальная поправка, относящаяся к наклонной границе (НП), и миграция до суммирования (МДС)*

Для преобразования профиля с ненулевым расстоянием наблюдений в профиль с нулевым расстоянием наблюдений процедура НМО дает удовлетворительные решения лишь при горизонтальном положении границ, при неизменной по латерали функции скоростей и при незначительном по отношению к глубине расстоянии наблюдений. При сложной морфологии границ и при существенных изменениях скоростей по латерали возникает необходимость в применении и других процедур. С этой целью нами разработаны процедуры НП и МДС. В дальнейшем дается обоснование разработанных процедур и определяется их положение в процессе обработки данных сейсморазведки. Рассматриваются лишь процедуры, имеющие значение с нашей точки зрения.

Традиционный процесс обработки включает в себя:

- сбор по общим глубинным точкам,
- анализ скоростей
- НМО,
- суммирование и
- миграцию.

НМО выполняется с использованием скоростной функции $V/\cos \theta$, в которой V = наименьшая квадратичная скорость (gms), θ = угол падения отражающей поверхности.

На *рис. 72* показываются возникающие проблемы. При заданных общей глубинной точке и времени сигналы, отражающиеся с точки A , суммируются при скорости $V_A/\cos \theta_A$ с исправленными сигналами, поступающими с точки B в один и тот же момент времени со скоростью $V_B/\cos \theta_B$. Если $V_A/\cos \theta_A$ существенно отличается от $V_B/\cos \theta_B$, то при суммировании возникнут проблемы. Если V_A примерно равно V_B и различаются лишь углы падения, то проблемы полностью решаются в процедуре НП, ибо при этом влияние падения исключается из стэкинговых скоростей. После НП сигналы, поступившие с обеих точек, должны быть суммированы при той же скорости, и эта скорость может быть использована также и при миграции. В этом случае схема процесса обработки представ-

* И. Шипош

ляется в следующем виде:

- НМО,
- сбор по общим расстояниям наблюдений,
- НП,
- обратное НМО,
- сбор по общим глубинным точкам,
- анализ скоростей,
- НМО (с функцией скоростей, не зависящей от падения),
- суммирование
- миграция.

Результаты способа НП сводятся к решению дифференциального уравнения

$$P_{ht} = \frac{h}{t} P_{xx},$$

где $P(x, h, t)$ = измеренный профиль с общим расстоянием наблюдений, после НМО,

x = координаты общей глубинной точки,

h = половина расстояния наблюдений,

t = время .

Решением $P(x, 0, t)$ является профиль с нулевым расстоянием наблюдений. Решение получено методом конечных дифференциалов.

При значительных латеральном и вертикальном изменениях скоростей V_A может существенно отличаться от V_B . В таком случае пути распространения значительно отличаются для событий, отражающихся от точек A и B . Проблема не решается и НП. Более того, суммирование после НП может быть даже более низкого качества, нежели традиционное, если разница между $V_A/\cos \theta_A$ и $V_B/\cos \theta_B$ меньше, нежели между V_A и V_B . В этом случае необходимо применить процедуру МДС со скоростями V_A и V_B .

Схема процесса обработки примет следующий вид:

- НМО,
- группировки по общим расстояниям наблюдений,
- шаг 1-й МДС,
- группировки по общим глубинным точкам,
- обратное НМО,
- анализ скоростей,
- НМО,
- шаг 2-й МДС и
- суммирование.

Решением МДС являются решения следующих двух дифференциальных уравнений:

$$P_{\tau t} = \frac{\tilde{V}}{4} P_{xx},$$

где: τ = двойное время пробега (z соответствует координатам глубни),
 t = время,
 x = координата общей губинной точки;

$$\tilde{V} = \frac{V^2}{2} \left\{ 1 - \left[1 + \left(\frac{2h^2}{Vt} \right)^2 \right]^{3/2} \right\} \cdot \left[1 + \left(\frac{2h^2}{Vt} \right)^2 \right]^{-1/2},$$

где: $V = V(x, \tau)$, скорость gms
 $2h$ = расстояние наблюдений,
 $P(\tau, t, x)$ = волновое поле,
 $P(\tau=0, t, x)$ = профиль с общим расстоянием наблюдений, после поправки НМО,
 $P(\tau, t=0, x)$ = решение дифференциального уравнения.

Второе дифференциальное уравнение имеет вид:

$$P_{ztt} + \frac{V}{4} P_{xxt} - \frac{V^2}{16} P_{xxz} = 0,$$

где: z = координата глубины,
 $P(z, t, x)$ = волновое поле,
 $P(z, t=0, x)$ = решение (результат МДС).

На первом шагу профили с различными расстояниями наблюдений преобразовываются в профили с нулевыми расстояниями наблюдений. На втором шагу профили с нулевыми расстояниями наблюдений подвергаются миграции, после этого проводится суммирование. Таким образом, входом второго шага является выход первого шага. Передаточные свойства процедуры могут изучаться путем применения входа модели «единственного сигнала», который представлен совокупностью элементарных сигналов (вавелет Рикера), размеженных по одной из трасс в определенные моменты времени. Вид модели приводится на *рис. 73*. с размещением сигналов через каждые 100 мсек. На *рис. 74* приводятся результаты первого шага МДС ($V = 3000$ м/сек, $2h = 800$ м, $x = 12,5$ м). На *рис. 75* приводятся результаты процедуры НП. Результаты последней сходны с таковыми первого шага процедуры МДС. Отношение сигнал/шум лучше в процедуре НП, но результаты могут быть получены лишь для меньших углов падения.

В следующей модели в интервале 150—1200 м через каждые 150 м ($V = 3000$ м/сек) были размещены диффрагирующие точки. На *рис. 76* приводится временной разрез, измеренный при нулевом расстоянии наблюдений ($\Delta x = 12,5$ м). После первого шага процедур НМО и МДС общий вид профиля остается неизменным. Второй шаг МДС дает мигрированный профиль с нулевым расстоянием наблюдений (*рис. 77*), который, естественно, совпадает с профилем с нулевым расстоянием наблюдений после миграции, выполненной до суммирования. Профиль той же дифракционной модели с расстоянием наблюдений $2h = 800$ м приводится на

рис. 78. На *рис. 79* виден тот же профиль после НМО, а на *рис. 80* показан результат миграции после НМО. Здесь можно видеть сущность процедуры МДС. Данная картина миграции значительно отличается от таковой профиля с нулевым расстоянием наблюдений (*рис. 77*): диффракционные гиперболы не суживаются в точку. При сложении этих двух профилей отношение сигнал/шум становится хуже. На *рис. 81* представляется преобразование профиля с расстоянием наблюдений $2h = 800$ м в профиль с нулевым расстоянием наблюдений (шаг 1 МДС). На *рис. 82* приводится профиль с расстоянием наблюдений $2h = 800$ м после шагов 1 и 2 МДС. Полученная картина уже намного ближе напоминает таковую, полученную с миграцией профиля с нулевым расстоянием наблюдений (*рис. 77*).

Так как процедура МДС может быть применима для профилей, прошедших поправку НМО, необходимо исследовать, насколько она чувствительна к точности первичных функций скоростей. Нашими опытами установлено, что данная процедура не чувствительна к первичным скоростям. Нами было также исследовано, насколько способ чувствителен к расстоянию наблюдений. Первый шаг МДС был выполнен для $2h = 600$ м (*рис. 83*) и для $2h = 1000$ м (*рис. 84*). Полученные результаты уже существенно отличаются от таковых на *рис. 74*. Можно видеть, что результаты процедуры сильно зависят от данного параметра.

2.1.2 Возможности увеличения разрешающей способности по горизонтали и вертикали при разведке нефти и газа*

В разведке месторождений нефти и газа при так называемых внутрипластовых сейсмических измерениях все повышаются требования к разрешающей способности. На месторождении Фюзешдьярмат–Сегхалом (юговосток Венгрии) нами уже в течении нескольких лет проводятся подобные измерения над более-менее разведанной залежью углеводородов. Значительная доля измерений выполняется в пределах населенных пунктов, так что ведение взрывных работ исключается.

Методические измерения в 1989-м году нами проводились вдоль профиля, по которому уже были выполнены вибросейсмические измерения с традиционными параметрами (линейный сигнал возбуждения, длинная группа вибраторов и сейсмоприемников) и где представилась возможность возбуждения взрывами и тем самым сопоставления результатов двух методов. Специалистам хорошо известно, что вибросейсмические профили обычно более низкочастотны, обладают более равномерным распределением частот и в целом меньшей разрешающей способностью, нежели сейсмические профили, полученные по тем же участкам с применением взрывов. Соответствующей причиной обычно считается ограниченность диапазона, частот, возбуждаемых вибратором, и эффект низкочастотного фильтрования, оказываемый зоной малых скоростей (ЗМС).

* И. Албу, Л. Гомбар, Т. Гути, А. Папа, И. Петрович, Э. Хегедюш.

Наряду с этими двумя неизбежными факторами суживания спектра волн имеются также и такие прочие эффекты низкочастотного фильтрования, которые могут быть существенно ослаблены при надлежащем выборе полевых параметров возбуждения и приема. Таковым является длинная группа сейсмоприемников и вибраторов с целью подавления волн-помех, которая при расстояниях между точками возбуждения и приема, сопоставимых с глубиной исследования, вызывает уже сильное низкочастотное фильтрование отражений, а также передаточная функция системы колебаний вибратор–почва, выделяющая диапазон 15–35 гц.

Удаление волн-помех может быть осуществлено также и специальной параметризацией системы расстановки и группировки, которая известна в литературе под названием *stackarray*. Сущность установки заключается в том, что независимо от длины волн-помех длина групп на сторонах как источника, так и приемника совпадает с расстоянием между точками возбуждения, причем сами точки возбуждения попадают на середину расстояний между сейсмоприемниками. При такой установке суммирование динамически поправленных трасс, участвующих в выборках по общим глубинным точкам, обуславливает такой же фильтрующий эффект в отношении динамически не поправленных когерентных помех, как и группа длиной, соответствующей максимальному расстоянию, между сейсмоприемниками и точками возбуждения. Следовательно, в таких случаях полное удаление всех помех осуществляется не при полевой записи, а при суммировании ОПП.

Наиболее благоприятный с точки зрения разрешающей способности *stackarray* может быть создан в том случае, если в системе центрального возбуждения интервал источников совпадает с интервалом приема при отсутствии перекрытия между группами сейсмоприемников. На *рис. 85* показана функция передачи волновых чисел системы расстановок и групп, применявшихся при опытных измерениях. На передаточной функции установки с 60-кратным перекрытием (*рис. 85/а*) попутные пики появляются на волнах, длина которых совпадает с кратными интервала возбуждения. Группы сейсмоприемников, размещенные в соответствии с критериями *stackarray-а* (*рис. 85/б*), имеют нулевые значения как раз в этих точках, так что результирующей передачей (*рис. 85/с*) оказывается гладкая кривая передачи, свободная от попутных пиков.

До начала измерений нами был изучен спектр сигнала, фактически излученного в почву опорными плитами вибраторов, который существенно искажен передачей колебательной системы почва–вибратор по сравнению с теоретическими спектрами (*рис. 86*). При линейном возбуждающем сигнале была сделана попытка сгладить резонансный пик в диапазоне 20–30 гц путем применения асимметричного комбинированного возбуждающего сигнала, состоящего из пяти членов (*табл. VI*). При этом были достигнуты некоторые успехи (*рис. 86/б*).

	Традиционный вибросейс	Методический опыт	Взрывная сейсмика
Количество трасс	120	120	48
Дискретность	2 мс	2 мс	1 мс
Шаг наблюдений	20 м	20 м	10 м
Шаг взрывов	40 м	20 м	10 м
Перекрытие	30	60	24
Длина групп сейсмоприемн.	40 м	20 м	10 м
Длина групп вибраторов	40 м	20 м	
Сигнал возбуждения	18–92 гц	18–92 гц 1 × 24–92 гц 1 × 30–92 гц 1 × 36–92 гц 2 ×	
Глубина заряда			38м
Вес заряда			1кг
Минимальный оффсет	200 м	190 м	25 м
Максимальный оффсет	1380 м	1370 м	255 м

Таблица VI. Сопоставление параметров возбуждения и наблюдений при методических опытах

На рис. 87 представлены записи с традиционными и с изложенными выше полевыми параметрами возбуждения и наблюдений. При сопоставлении записей можно обнаружить два бросающиеся в глаза расхождения. На записи с линейным сигналом возбуждения и с длинной группой сейсмоприемников (рис. 87/а) нет приповерхностных волн–помех, зато кажущаяся частота отраженных сигналов довольно однообразна, все время оставаясь около 25–30 гц независимо от времени поступления. На другой записи (рис. 87) волны–помехи значительно усилены, зато кажущаяся частота отражений намного выше, а картина отражений значительно больше дифференцирована, нежели на предыдущей записи. В трассах, расположенных вблизи от пунктов возбуждения, эффект низкочастотного фильтрования от групп проявлен еще слабо, так что здесь обусловленность различий в частотных картинах сглаживанием резонансного пика входного спектра и/или выделением высокочастотных компонент выступает однозначно. При значительных (> 1000 м) расстояниях между пунктами возбуждения и сейсмоприемниками согласно выполненным нами модельным расчетам — группа сейсмоприемников длиной 40 м ослабляет высокочастотные компоненты (70–90 гц) на 12–820 дбел по сравнению с короткой группой.

На рис. 88 представлен один и тот же отрезок двух вибросейсмических и одного взрывного разрезов. При их сопоставлений однозначно выясняется, что лучшее разрешение по вертикали и по горизонтали (параметры измерения см. в табл. VI) наблюдается в разрезе со взрывным возбуждением (рис. 88/с). Очевидно улучшение высокочастотного содержания вибросейсмического разреза с опытными параметрами возбуждения и наблюдения (рис. 88/б) по сравнению с традиционным разрезом (рис. 88/а). Таким образом, суммированием записей, полученных в stackaway-е, отфильтрованы приповерхностные волны–помехи, еще четко проявившиеся

в полевых записях (рис. 87/б), а высокочастотное содержание записей при этом сохранено.

Нормированными спектрами амплитуд на *рис. 89* количественно иллюстрируются различия между разрезами, полученными при различных методах возбуждения сигналов и с различными параметрами установок, в отношении содержания в них различных частот и/или разрешающей способности.

При сопоставлении однозначно выясняется, что спектры, наиболее богатые высокими частотами, обеспечиваются при возбуждении колебаний взрывами с соответствующими параметрами наблюдений. Если же условия на поверхности делают невозможным проведение взрывных работ, то нужно уважать даже такие результаты, которые могут быть получены при охарактеризованных выше параметрах возбуждения и наблюдений.

2.1.3 Совместная обработка данных промысловой геофизики и сейсморазведки на персональном компьютере*

В наши дни одной из основных целей обработки сейсмических данных является комплексная интерпретация сейсмических разрезов и данных промысловой геофизики с более высокой разрешающей способностью. Весной 1989 года начата разработка системы программ для персональных компьютеров, предназначенная для быстрого и удобного проведения подготовительных операций комплексной интерпретации.

На вход программной системы подаются каротажные кривые, сейсмические трассы и данные вертикального сейсмического профилирования (ВСП). Из каротажных в настоящее время используются кривые времен акустического распространения, плотности и нейтронной пористости. Входными сейсмическими трассами являются мигрированные трассы последней стадии традиционной обработки. Связь между акустическими и сейсмическими данными обеспечивается измерениями ВСП.

Система в настоящее время имеет следующие четыре основных функции (подпрограммы), надстраивающихся друг на друга ступенчатым образом:

- сейсмоакустический анализ,
- составление псевдоакустических разрезов (сейслогов),
- составление сейсмических разрезов с пористостью и
- расчет сейсмических характеристик.

Программа, разработанная для компьютеров IBM AT/PC, примыкает к системе обработки данных ЕСП-1061 в той точке, где заканчивается традиционная обработка сейсмических данных (миграция). Мигрированные трассы могут быть введены в персональный компьютер по терминальной связи. Возможности программы иллюстрируются блок-схемой на *рис. 90*. Различные операции могут быть вызваны по системе меню.

* Ч. Березки, А. Папа, Э. Такач

СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

- Исчисление дрейфта,
- Трансформация для получения времени сейсмического пробега,
- Спектральный анализ,
- Получение синтетического сейсмограмма,
- Сопоставление синтетической сейсмограммы и мигрированного сейсмического разреза,
- Фильтрация акустической скорости или акустической зависимости.

ПОЛУЧЕНИЕ СЕЙСЛОГА

- Прослеживание сейсмических поверхностей на мигрированном разрезе,
- Преобразование акустической зависимости в ступенчатый вид,
- Интерполяция между скважинами,
- Получение низкочастотной скоростной модели с помощью фильтрации,
- Исчисление относительного сейслога,
- Получение абсолютного сейслога суперпонированием.

ПОЛУЧЕНИЕ РАЗРЕЗОВ ПСЕВДОПОРИСТОСТИ

- Исчисление содержания глины,
- Исчисление эффективной пористости,
- Строение кроссплота,
- Создание разрезов псевдопористости.

ПОЛУЧЕНИЕ РАЗНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ РАЗРЕЗОВ ТРАНСФОРМАЦИЕЙ ГИЛЬБЕРТА

- Получение разреза мгновенной фазы,
- Получение разреза мгновенной амплитуды,
- Получение разреза мгновенной частоты,
- Получение разреза кажущейся поляризации.

Рис. 90. Система меню программы

Одна из целей *сейсмоакустического анализа* заключается в определении литологии на сейсмических разрезах на основе каротажных данных. Синтетические сейсмограммы, составленные по акустическим скоростям или акустическому импедансу, могут быть сопоставлены с соответствующими трассами мигрированного разреза, а фильтрованные кривые акустических скоростей или акустического импеданса — с псевдоакустическим разрезом. Таким образом, путем разыскивания сходных явлений, соответствующие особенности сейсмического разреза могут быть увязаны с изменениями в данных промысловой геофизики с большей разрешающей способностью в рамках разрешающей способности сейсморазведки. Другой целью анализа является составление акустической модели, необходимой для составления абсолютного сейслога (псевдоакустического разреза, полученного путем наложения друг на друга относительного сейслога и низкочастотной компоненты, акустического каротажа; относительный сейслог: псевдоакустический разрез, составленный из совокупности сейсмических трасс), а также корреляция времен акустического и сейсмического пробега (калибровка).

С помощью измерений ВСП программа дает возможность и для расчета кривой дрейфа (сумма поинтервалных разностей времен акустического и сейсмического пробега). На ней расхождение времен акустическо-

го и сейсмического пробега изображено как функция глубины (рис. 91). Это расхождение может быть принято во внимание при преобразовании каротажных диаграмм в форму с двойным временем сейсмического пробега (рис. 92). По спектру мигрированной трассы (рис. 93) может быть определена частота того сигнала, с которым целесообразно рассчитывать синтетическую сейсмограмму. Программой дается возможность использовать вавелет Рикера с минимальной или с нулевой фазой, а также вавелет Клайдера. Программой рядом друг с другом могут быть визуализированы сейсмические трассы, полученные в окрестностях скважины, и синтетическая сейсмограмма (рис. 94). Наконец, низкочастотная компонента, необходимая для создания псевдоакустического разреза, может быть получена путем фильтрации акустических скоростей.

При составлении абсолютного сейслога (см. выше) на экран может быть вызван мигрированный разрез, и на нем курсором могут быть выбраны сейсмические последовательности (рис. 95). Кривым акустических скоростей может придаваться ступенчатый вид по выбранным последовательностям, а ступенчатая толстослоистая модель скоростей может быть получена путем межскважинной интерполяции. При низкочастотном фильтровании этой модели получается низкочастотная модель скоростей (рис. 96); путем наложения на нее относительного сейслога, рассчитанного программой, можно составить абсолютный сейслог (см. выше).

Третья подпрограмма системы дает возможность *составления сейсмического разреза пористости*. При сопоставлении акустических параметров, имеющих в распоряжении, с нейтронной пористостью получаются разнообразные распределения (диаграммы). Имеется также возможность рассчитать глинистость и пористость, поправленную за глинистость. В качестве примера приводится зависимость эффективной пористости от глинистости (рис. 97). Наконец, на основе сведений о глинистости и зависимости между пористостью и скоростью можно составить двухкомпонентные разрезы пористости по абсолютному сейслогу, рассматриваемому в качестве псевдоакустического разреза.

Четвертой подпрограммой с применением преобразования Гильберта и медианного фильтрации обеспечивается возможность *рассчитать характеристики сейсмических разрезов*. Могут быть составлены и разрезы мгновенных фаз, интенсивности амплитуд, мгновенных частот и кажущейся полярности.

Монитор ЭГА делает возможной цветную визуализацию разрезов как по времени, так и по глубине. На рис. 98 демонстрируется разрез (вертикальная ось — глубина) абсолютного сейслога, пористости, поправленной за глинистость, и интенсивности амплитуд. Интерактивной интерпретации способствует то обстоятельство, что на экран одновременно может быть вызвана часть набора разрезов (рис. 99). Если выделить сейсмический горизонт на разрезе мгновенных фаз, то он автоматически окажется и на остальных разрезах, так что можно вызывать кривые горизонтального изменения параметров (скорости, пористости, интенсивности амплитуд и т. д.) вдоль выбранного сейсмического горизонта.

Терминальная связь между системой обработки ЕСП-1061 и персональным компьютером была разработана П. Сабо и Дь. Таборским. В обработке кривых промысловой геофизики при составлении программной системы помощь была оказана Л. Зилахи Шебеш мл.

2.1.4 Применимость подземной сейсморазведки МОВ в многопластовых угольных залежах*

Теоретическое обоснование подземной сейсморазведки и методика обработки были впервые разработаны в ФРГ и Великобритании. Большинство угленосных толщ в обеих странах может аппроксимироваться трехслойной моделью кровля/уголь/почва. В Венгрии однако залежи бурых углей во многих случаях расчленяются прослоями пустых пород переменной мощности, так что угольные залежи приобретают структуру типа «сэндвичей». В таких условиях обработка и интерпретация сейсмички пластовых волн отличаются от таковых в рамках трехслойной теории, где результаты могут быть достигнуты путем выделения фаз Эйри и охватывания их огибающей кривой.

Поэтому в качестве первого шага были изучены дисперсионные свойства пластовых волн, возникающих в угольных залежах типа «сэндвичей». Были исследованы две трехслойных модели (рис. 100); в первой из них (а) различались мощности угольных пластов, а во второй (б) — их качество, то-есть акустический импеданс. По дисперсионным кривым (рис. 101) видно, что единичные моды и особенно фазы Эйри этих мод не различаются по их частотам. Поэтому в ходе обработки данных измерений при обычно успешном фильтровании частот нет возможности различить моды основные от мод более высоких порядков.

Пластовые волны наряду с дисперсионными кривыми характеризуются вертикальными распределениями амплитуд, которые весьма любопытны в таких моделях типа «сэндвичей» (рис. 102). В то время как низкие частоты основных мод распределены равномерно во всех трех угольных пластах, в области все более высоких частот энергия тех или иных мод становится господствующей в различных пластах угля. Это означает, что хотя моды и не могут быть расчленены по их частотам, но они различимы в пространстве, то-есть записываемая волновая картина зависит от того, в каком угольном пласте данной залежи помещены датчики. Это иллюстрируется синтетическими сейсмограммами на рис. 103. При расчетах предполагалось, что датчики размещены вдоль центральных плоскостей индивидуальных пластов через каждые 5 м и что расстояние наблюдений составляет 100 м.

Описанные явления при обработке измерений и интерпретации имеют решающее значение. Если точное положение источника волн и датчиков

* Т. Бодоки, Э. Циллер, П. Шольц

в пределах залежи определенной структуры неизвестно (а в случае мощных многопластовых залежей это имеет место с большой вероятностью), то данные не могут обрабатываться по привычной схеме. Нет возможности проводить суммирование вдоль профиля по общей глубинной точке, поскольку суммирование основывается на сходстве сигналов, чего в данном случае нет. Проблема может быть разрешена двумя путями. Один из них заключается в суживании дисперсионных сигналов, но для этого необходимо достаточно точное знание дисперсионной кривой, чем вызывается бесчисленное множество дальнейших проблем. Необходимы точные сведения по параметрам угольной залежи (мощности, скорости, плотности), которые трудно обеспечить и которые почти невозможно задать в связи с латеральной неоднородностью залежей. Поэтому трудно следовать данному пути.

Другая возможность обработки и интерпретации данных измерений весьма проста и благоприятна. После удаления высоких частот путем низкочастотного фильтрования сохраняется лишь сравнительно низкочастотная часть спектра. Поскольку данная часть, как это видно на рис. 102, присутствует в случае всех угольных пластов, она может быть надежно зарегистрирована независимо от того, в какой части залежи размещены датчики. Полученные низкочастотные данные в дальнейшем обрабатываются методом, введенным для трехслойной модели. Естественно, нельзя упускать из виду снижение разрешающей способности и ухудшение отношения сигнал/шум вследствие низкочастотного фильтрования.

После теоретических соображений рассматриваются два подземных временных разреза (*рис. 104 и 105*). В сравнении с опубликованными до сих пор результатами эти два разреза намного худшего качества и содержат больше помех. Несмотря на это, на основании изложенных предпосылок удалось выявить два крупных сброса, которые обращают внимание на опасность прорыва карстовых вод. Вряд ли есть необходимость особо подчеркивать важность подобного заключения.

Учитывая, что большинство угольных залежей Венгрии может быть сведено к модели «сэндвичевой» структуры, подобной охарактеризованной выше, изложенная методика создает основу для применения сейсморазведки МОВ, как это иллюстрируется приведенными примерами. Это важно как для эксплуатации, так и для безопасности ведения подземных работ.

2.1.5 Томография методом ПВ: методический эксперимент*

Наряду с подземным применением [KÖRMENDI et al. 1986] программы по сейсмической томографии скоростей [HERMANN et al. 1982], составленной в Отделе Подземной геофизики Отделения Сейсморазведки и Вычислительной техники, уже ранее была сделана попытка применить ее для

* Г. Децки, Л. Дьянишка, Э. Тёрёш, Л. Херман

обработки площадных измерений МПВ [Водоку et al. 1983]. С учетом полученного опыта в 1989 были выполнены новые методические работы, примыкающие к серии малоглубинных профильных измерений МПВ. В ходе описываемых измерений была сделана попытка изучить тектонику и блоковую структуру известняков, вскрытых в карьере под маломощной кровлей.

Известно, что в двухмерной сейсмической томографии скоростей, основывающейся на геометрико-оптической аппроксимации (распространение сигналов вдоль искривленных лучевых путей), распределение скоростей в пределах исследуемого участка, обрамленного профилями, определяется по временам распространения, измеренным вдоль многочисленных лучевых путей, проходящих через участок и пересекающихся друг с другом. Существенной предпосылкой является предположение о том, что измерительная установка копланарна и что лучевые пути проходят вдоль плоскостей измерений. Очевидно, что при поступлении преломленных волн это не имеет места (рис. 106): лучевые пути выходят за пределы плоскости SG измерений, а ко времени T_R , характерного для скорости преломляющей границы, добавляется время T_S и T_G прохождения рыхлого слоя. Эти поправочные времена были определены по результатам малоглубинных измерений МПВ вдоль профилей AB , BC , CD и DA , которые были выполнены в соответствии с основной задачей работ (рис. 107).

В ходе томографических измерений по двум установкам вдоль профилей AB и AD , по 24 сейсмоприемника каждая, были «сделаны выстрелы» путем возбуждения сигналов молотами из 27 пунктов возбуждения попеременно вдоль профилей BC и CD , с использованием возможностей суммирования, обеспечиваемых аппаратурой ИСН-01-24 (в принципе 888 времен поступления без волн, поступающих непосредственно, с близкого расстояния).

Карта результатов приводится на рис. 108. Данные томографической карты и данные профилирования, относящиеся к одним и тем же пунктам, находятся в хорошей корреляции друг с другом, хотя и закономерно не совпадают. При профилировании получают скорости распространения волн, прошедших небольшие расстояния между пунктами возбуждения и сейсмоприемниками, в то время как в томографии расстояния обычно большие, так что из-за «проникания» получают более высокие скорости. В отличие от профильных измерений МПВ по томографической карте не может быть определена мощность рыхлых отложений, но сам метод — в свете описанных результатов методических работ — может использоваться как полезное дополнение к профилированию МПВ.

Путем картирования скоростей было проведено качественное изучение рельефа перекрытых известняков. В свежих, не тектонизированных коренных породах скорость распространения упругих волн повыше, а в выветрелых, измененных, разбитых трещинами или менее консолидированных блоках пониже. В связи с наличием градиента скоростей перпендикулярно направлению СВ-ЮЗ на томографической карте нами был

сделан вывод о наличии структурного элемента. Породы, слагающие разделенные этой структурой участки, либо имеют разный состав, либо претерпели в более позднее время различное воздействие внешних факторов.

Конкретные местные причины возникновения аномалий на карте скоростей должны быть установлены в ходе дальнейших геологических исследований. Путем сопоставления полученных данных рефракционная томография в дальнейшем может приобрести самостоятельную роль непосредственно в эксплуатационной разведке.

Литературу см. в венгерском тексте

2.1.6 Изучение вибростойкости зданий*

При выполнении вибросейсмических измерений в населенных районах часто возникает опасность повреждения зданий из-за вибраций. В этой связи в 1989 г. были начаты исследования по вибростойкости сооружений.

Цель методических измерений заключалась в точном определении эффекта, оказываемого вибрацией на здания, и в разработке соответствующей методики измерений. Наиболее важным из поставленных вопросов был следующий: может ли возникнуть резонанс в обычной системе здание–почва (например, в случае фамильного особняка) в диапазоне частот, используемых в вибросейсморазведке, и, если может, насколько амплитуда колебаний, измеряемых в здании, превышает таковую в почве. По литературным данным можно было установить, что при обычных расстояниях между вибраторами и зданиями нет необходимости считаться с искажением спектра сейсмического сигнала за счет дисперсии, а также с эффектом от волн, поступающих из глубины.

Нами была сделана попытка привести точность имеющейся в нашем распоряжении аппаратуры путем надлежащей калибровки в соответствие с требованиями для создания количественных данных. Для этой цели с помощью высокоточного частотного прибора В&К были измерены передаточные характеристики всей измерительной системы, начиная от сейсмоприемников и кончая цифровой записью, по всем трассам. С помощью рассчитанных поправочных фильтров передачу удалось превратить в линейную только в области частот выше 8 гц.

В ходе измерений, выполненных в реальной обстановке, была сделана попытка выявить явления резонанса в одноэтажном здании; помимо этого, путем измерения скоростей распространения продольных и поперечных волн в системе были собраны исходные данные для моделирования явления методом конечных элементов на компьютере. Система полевых измерений состояла из групп трехкомпонентных сейсмоприемников с собственной частотой в 4,5 гц, из инженерно-сейсмического измерительного прибора ЕСС–01–24 и из вибратора типа Failing 1100–СВ. Резонансная частота узлов механического прикрепления групп сейсмоприемников

* Дь. Баки, Г. Деуки, П. Сабо

к стенам, судя по спектрам записей шумов, оказалась за пределами изучаемого диапазона (рис. 109). Измерительная система имела вид установки, изображенной на рис. 110. Вибратором возбуждались вертикальные колебания на постоянных частотах (4–40 гц), а в измерительных пунктах *A*, *B*, *C* и *D* регистрировалась скорость колебаний. Наибольшие амплитуды наблюдались в пункте *B* в направлении *x*. Соответствующие спектры, рассчитываемые по сигналам, измеренным на отдельно взятых частотах источника, приводятся на рис. 111. В спектрах выделяются области частот близ 8 и 16 гц, находящиеся в октаве друг от друга и соответствующие резонансной частоте точки *B* изучаемого здания и ее верхней гармонике (пик около 4 гц обусловлен нелинейностью измерительной системы).

Общий анализ явления хотелось бы провести и на компьютерной модели. Для проверки годности имеющегося программного обеспечения на основе истинных скоростей распространения, измеренных в данной системе здание–почва, была создана двумерная модель конечных элементов, геометрия которой показана на рис. 112. На рисунке указаны скорости, измеренные в реальной системе. В модели возбуждение сигналов с частотой, совпадающей с таковой в ходе полевых измерений, приводит к возникновению спектров, представленных на рис. 113. Данная система, хотя ее геометрия и существенно отличается от реальной, тоже резонирует в диапазоне между 10 и 20 гц. Можно далее установить, что вверх по стене датчиками, расположенными выше, на резонансной частоте регистрируются все большие амплитуды. Эта частота относится к колебаниям первой моды, узел которых находится у основании стены.

Для дальнейшего изучения проблемы было бы желательно создание на компьютере такой трехмерной модели, в которой точки модели представляли бы форму исследуемого в реальности здания и несли бы передаточные характеристики, измеренные в реальной системе. На такой модели станет возможным изучение эффектов и от таких вибраций, которые не могут быть возбуждены в реальном месте исследований из-за причин, связанных с техникой измерений или с правилами безопасности.

2.1.7 Разработка измерительного прибора для вертикального сейсмического зондирования*

Все более широкое использование вертикального сейсмического зондирования привело к необходимости создания специального класса приборов, в своей конструкции более соответствующих требованиям этого своеобразного метода измерений. Многоканальные (48, 96) приборы, используемые в наземных измерениях, хотя и подходят для целей вертикального профилирования, но при систематическом проведении подобных измерений совместно с прочими способами промысловой геофизики крупногабаритные станции становятся слишком дорогими и громоздкими

* Л. Гили, Б. Ковач

в эксплуатации. Затруднения возрастают и в том случае, если скважины находятся в удаленных, труднодоступных районах, куда оборудование доставляется по воздуху, чаще всего вертолетами. Требованиям метода ВСП из наземной аппаратуры больше всего соответствуют 12- и 24-канальные портативные приборы, разработанные для малоглубинных исследований, поскольку их габариты, вес, потребление и более низкая цена являются благоприятными факторами.

Конструкция и основные параметры измерительного прибора ЕСС-01-24 для малоглубинной сейсморазведки, разработанного и поставляемого на рынок ЭЛГИ, служили основой для разработки специального прибора ВСП. Вслед за оформлением технических требований в 1988 г. на уровне экспериментального образца была определена конструкция прибора, после нескольких опытных измерений она была закреплена, и нулевая серия прибора ЕСС-01-08/ВСП была выпущена в 1989 г. Из конструкции ЕСС-01 были сохранены передаточный диапазон 10–2000 гц, набор фильтров для записи и полевого воспроизведения, электрические схемы записи и хранения сигналов в оцифрованном виде, устройство системы визуализации и кассеточный блок с магнитной лентой.

С учетом требований, возникающих при производстве измерений ВСП, дискретность была дополнена ступенями 2 и 4 мс, а количество трасс было сокращено с 24 до 8. С увеличением емкости хранения сигналов, падающей на одну трассу, максимальную длительность записей удалось довести до 16 с. Благодаря использованию разделенной памяти стали возможными фильтрование измерительных данных впоследствии, визуализация фильтрованных данных на экране, их запись на магнитную ленту и печатание на матричном принтере. С отказом от полевой термочувствительной записи с помощью пера был выбран значительно более удобный способ регистрации измерительных данных на матричном принтере.

Для увеличения информативности данных наблюдений наиболее важным изменением было введение в управление усилением способа мгновенной плавающей запятой (IFM), благодаря чему в динамическом диапазоне записи получено увеличение на 42 дБел. существенное изменение, облегчившее эксплуатацию и транспортировку оборудования, заключалось в том, что путем сокращения количества каналов и объединения электрических схем центральные электрические схемы и периферии были размещены в едином компактном малогабаритном измерительном блоке (рис. 114). Самостоятельным блоком является лишь приемник с матричным принтером, прилагаемый к аппаратуре.

В сотрудничестве, с советским предприятием ВНИИГИС (Октябрьский), разработавшим и производящим зонды ВСП, нами создан — в качестве совместной продукции — комплект аппаратуры СВК-1ВСП, в который наряду с наземным прибором входят и зонды различного диаметра с рукоятками, а также пульт управления зондами.

Технические параметры

Количество каналов	8
Диапазон частот	10–2000 гц
Усиление	24–60 дб через каждые 12 дб
Диапазон регцировки усиления способом плавающей запятой	42 дб через каждые 6 дб
Уровень шумов	до 0,5 мв
Искажение	до 0,3%
Проникновение	–80 дб
Дискретность, диапазон частот, длина записи	4 мс 10–62,5 гц 16,384 с 2 мс 10–125 гц 8,192 с 1 мс 10–250 гц 4,096 с 0,5 мс 10–500 гц 2,048 с 0,25 мс 10–1000 гц 1,024 с 0,125 мс 10–2000 гц 0,512 с
Высокочастотный фильтр	72 гц, 22 дб/октава
Искусственное запаздывание	до 10 с через каждые 0,01 с
Разрешающая способность А/Ц преобразователя	12 бит со знаком
Формат данных	16 бит
Емкость памяти	48 килослов
Запись сигналов	кассета с магнитной лентой
Полевая визуализация	монитор и матричный принтер
Питание	12 в, 8 а
Рабочая температура	5–40 °С
Габариты и вес сейсмический прибор	560 × 400 × 320 мм, 25 кг
печатающее устройство	500 × 350 × 150 мм, 12 кг

2.2 ИССЛЕДОВАНИЯ В ОБЛАСТИ РАЗРАБОТКИ МЕТОДОВ И АППАРАТУРЫ ДЛЯ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКИ

2.2.1 Продолжение вниз электромагнитного поля аналитическим способом*

Наиболее распространенная форма интерпретации результатов наземных электромагнитных измерений полупространство предполагается слоистым, а объектом исследований являются геоэлектрические параметры слоев, то-есть кажущиеся сопротивления глубинного разреза. Для моделей с количеством измерений более одного существует лишь небольшое количество способов интерпретации. Одним из них может являться продолжение электромагнитных полей вниз. В ЭЛГИ теоретические основы этого метода начали изучаться в 1989 г. Данный способ может применяться в том случае, если приповерхностный горизонт является однородным в геоэлектрическом отношении и при этом существует аномальное распределение параметров на некоторой глубине (*рис. 115*), которое естественно отражается в результатах наземных измерений. Таковой является ситуация, имеющая место при поисках подземных трубопроводов или пустот. При продолжении вниз ожидается, что отдельные аномалии больше станут отделяться друг от друга и что положение источников аномалий (глубина, горизонтальные размеры) окажется точно определимым.

Продолжение электромагнитных полей вниз аналитическим способом математически означает следующее. Предположим, на поверхности Земли, то-есть в координатной системе *рис. 115* в плоскости $z=0$ известны все компоненты электромагнитного поля. Проводимость σ подземной области Ω известна. Следует найти решение уравнений Максвелла в области Ω , совпадающее на границе $z=0$ со значениями, измеренными на поверхности. Здесь рассматривается лишь вертикальная магнитная компонента, но сходные выражения действительны и в отношении других компонент. По результатам наземных измерений по ниже следующей формуле можно определить значение электромагнитного поля, которое измерялось бы в случае трехмерных источников:

$$H_z(r') = \frac{1}{4\pi^2} \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} \left[h_z^0 \operatorname{ch}(\eta_n z') + i(k_x h_x^0 + k_y h_y^0) \frac{\operatorname{sh}(\eta_n z')}{\eta_n} \right] e^{-i(k_x x' + k_y y')} dk_x dk_y \quad (1)$$

* Э. Прачер

h_z^0 обозначает объемный трансформат Фурье электромагнитного поля, который может быть записан в следующем виде:

$$h_z^0 = \int_{-\infty}^{+\infty} \int H_z^0 e^{i(k_x x + k_y y)} dx dy.$$

Вслед за этим, вертикальная магнитная компонента для двухмерного случая приобретает вид:

$$H_z(r') = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} \left[h_z^0 \operatorname{ch}(\eta_n z') + i k_x h_x^0 \frac{\operatorname{sh}(\eta_n z')}{\eta_n} \right] e^{-i k_x x'} dk_x, \quad (2)$$

где 0 обозначает наземные измерения,

$r' = (x', y', z')$, пункт в области Ω и

$$k_n^2 = i\omega\mu\sigma_n, \quad \eta_n = \sqrt{k_x^2 + k_y^2 - k_n^2}$$

Во всех этих формулах использованы объемные трансформаты Фурье объемных компонент. Они умножены на экспоненциальные выражения, зависящие от некоторой глубины, затем используется обратный трансформат Фурье всего выражения. Это может быть истолковано таким образом, что продолжение вниз электромагнитных полей представляет собой фильтрацию. Если в качестве проверки в формулы подставить нулевые глубины, то можно увидеть, что поверхностные интегралы дают правильные значения, ведь по трансформатам Фурье применяются обратные преобразование Фурье.

Для расчетов по формулам (1) и (2) составлены программы для персональных компьютеров IBM-AT. Расчет преобразований Фурье производится ускоренным преобразованием Фурье (FFT). Проверка программ осуществлялась на простых моделях. На *рис. 116* представлено аналитическое продолжение электромагнитного поля магнитного диполя в вакууме, а на *рис. 117* — то же магнитного диполя внутри однородного полупространства. По всем моделям приводятся три кривые, на *рис. 116* H_z показано в качестве реальной величины, а на *рис. 117* показана реальная составляющая H_z . В кривой *a* содержатся результаты наземных измерений, а кривой *b* демонстрируются результаты воображаемых измерений на заданной глубине, кривая же *c* получена в результате продолжения наземных измерений вниз. Кривые *b* и *c* практически полностью совпадают на рисунках, это указывает на то, что продолжение вниз приводит к правильным результатам. Кривые *a* и *b* получены в результате теоретических расчетов. Дипольный момент передатчика в обоих случаях равен единице, с этим связано, что по вертикальной оси отложены очень малые величины. z_d обозначает глубину, на которой находится передатчик под землей, а z_f — тот уровень, до которого ведется продолжение вниз. В этих примерах расчеты относятся к продолжению всего электромагнитного поля, а роль аномалий, присутствующих в ходе практического применения, выполня-

ется магнитным диполем, в противоположность практике, где ведущее принадлежит вторичному полю. К сожалению, в нашем распоряжении нет таких программ математического моделирования, с помощью которых можно было бы провести испытание метода в условиях, более соответствующих практическим обстановкам.

Зато применявшаяся программа годится для проверки результатов теоретических расчетов. Если выполнить расчет двух- или трехмерных моделей на разных горизонтах, то продолжив данные верхнего горизонта аналитическим способом на нижний, при совпадении результатов двух серий данных по нижнему горизонту можно сделать вывод правильности теоретических расчетов. Таким образом в сущности проверяется, удовлетворяют ли результаты модельных расчетов уравнениям Максвелла. Продолжение вниз можно вести до такой глубины, пока полупространство остается однородным в электрическом отношении. Эта глубина на рис. 115 определяется глубиной $z = d$. Данная особенность метода даёт возможность оценить глубину залегания источника аномалий, находящегося в полупространстве (например, глубину залегания трубопровода в двухмерном случае). Продолжение вниз необходимо проводить для возрастающих глубин вплоть до тех пор, пока результаты, полученные при продолжении вниз, не станут явно ошибочными, и тогда данная глубина может считаться глубиной залегания соответствующего объекта.

Нужно сказать несколько слов и о практической применимости способа. Как это видно и по формулам, для выполнения продолжения вниз необходимы полные знания о наземном электромагнитном поле (сведения по абсолютным значениям и фазам всех компонент). В трехмерном случае, когда требуется большое количество результатов по определенной площади, речь может идти лишь о приемнике соответствующей автоматизации с накопителем данных. В двухмерном случае метод может применяться при значительно меньшем количестве данных, ибо достаточно измерений вдоль единственного профиля. Дальнейшая проблема может быть вызвана тем, что интегралы, положенные в основу метода, относятся к бесконечному диапазону, так что измерения должны быть проведены на площади соответствующих размеров. Измерения нецелесообразно проводить по слишком густой сети, ибо в этом случае большее выражение найдут сигналы-помехи. Иными словами, разреженная сеть в большей мере отфильтровывает помехи повышенных частот. Эффект от таких помех выделяется для болющих глубин при расчетах по интегралам (1) и (2), ибо в этих формулах глубина фигурирует в показателях. Целесообразно выбрать в качестве шага измерений одну четверть охватываемой глубины.

Измерения могут проводиться в любом диапазоне частот в соответствии с геологическими условиями. С теоретической точки зрения тип передатчика не имеет большого значения, важно лишь, чтобы все компоненты могли бы измерены быстро и точно. Сущность заключается в формировании вторичного поля, а тип возбуждения, приведшего к этому, не играет

большой роли. Естественно, передатчик следует выбирать таким образом, чтобы можно было бы как можно проще разделить первичное и вторичное поля. Расчёт продолжения вниз естественно, может быть выполнен в присутствии первичного поля но это нецелесообразно, поскольку присутствие первичного поля затрудняет опознавание аномалий. В двухмерном случае в качестве передатчика может использоваться линейный источник, а в трехмерном измерения могут проводиться внутри или около крупной петли.

В дальнейшем необходимо заняться вопросом стабильности продолжения вниз, ибо формулы, осуществляющие решение задачи, математически не достаточно определены, то-есть даже небольшое изменение вводимых данных может вызвать большие ошибки в результатах. В связи с этим первоначальный способ, обеспечивающий теоретически решение, должен быть заменен модифицированным, более стабильным способом, дающим при точных входных данных решение, близкое к точному решению, но значительно менее чувствительным к возможным ошибкам входных данных.

2.2.2 Профили остаточных аномалий по электромагнитным зондированиям*

На антрацитовом месторождении в окрестностях Требишова (Чехословакия) были выполнены опытные измерения аппаратурой электромагнитного частотного зондирования макси-проб ЭМР—16 в сотрудничестве с братиславским отделением предприятия Геофизика Брно. Цель опытных измерений заключалась в выявлении возможностей применения наземных электромагнитных измерений для прослеживания большого количества маломощных индивидуальных пластов антрацита в пределах угленосной толщи и для межскважинной корреляции индивидуальных пластов.

В методическом отношении встречены два труднопреодолимых затруднения:

- а) хорошо проводящий пласт антрацита в верхней части угленосной толщи может играть роль настолько интенсивного индуктивного экранирования, что пласты, залегающие на больших глубинах, окажутся не доступными для изучения с поверхности;
- б) индивидуальные пласты антрацитов в пределах угленосной толщи залегают настолько близко друг к другу, что эффекты от них не разделяются, а возникает единая аномалия, отмечающая угленосную толщу в целом.

В изучении геологических образований с сильной латеральной изменчивостью с целью распознавания аномалий от источников на разных глубинах успешно могут применяться преобразованные кривые $\rho_a(h)$, полученные по результатам электромагнитного зондирования или профили-

* П. Кардеван, Э. Прачер

рования. Суть преобразования кажущееся сопротивление — глубина $q_a(h)$ как раз и заключается в том, что в случае определенных семейств моделей четко обособляющиеся эффекты от индивидуальных пластов могут быть непосредственно распознаны на преобразованных кривых, что и представляет собой основу для графической интерпретации, а сами эффекты к тому же проявляются на кажущихся глубинах h , которыми удовлетворительно аппроксимируются истинные глубины залегания.

Это иллюстрируется *рис. 118*, на котором представлен эффект от двух маломощных пластов сопротивлением 10 ом при фиксированной глубине залегания верхнего пласта и все увеличивающейся глубине нижнего. Можно видеть, что эффект от нижнего пласта выделяется самостоятельно в тех случаях, когда два пласта находятся на достаточном расстоянии друг от друга (кривые 2, 3 и 4). Если же пласты оказываются вблизи друг от друга, эффекты от них сливаются (кривая 5; кривой 1 демонстрируется эффект от одного лишь верхнего пласта). С этим связана разработка метода остаточных кривых, с помощью которого могут быть расчленены даже эффекты от пластов, залегающих близко друг от друга.

В случае преобразованных кривых на *рис. 118* в определении кажущихся сопротивлений используются резонансные кривые однородного полупространства (Соининен–Оксама, устное сообщение). Детальное описание определения кажущегося сопротивления можно найти в работе Айттониеми и др. [Айттониеми et al. 1987]. Непосредственное распознавание аномального поведения становится возможным как раз в связи с тем что при преобразовании кривые зондирования над однородным полупространством выпрямляются. Применяя преобразование, основанное на этом определении, как это видно на вертикальном профиле *рис. 119*, можно заметить, что образуется единая аномалия, в которой сливаются эффекты от индивидуальных пластов, так что нет возможности ответить на поставленные вопросы.

К решению можно приблизиться путем более общего определения кажущегося сопротивления (*рис. 120*). Преобразование кажущегося сопротивления было сделано более общим таким образом, что кривая однородного полупространства (кривая для $n=1$ слоя), до сих пор использовавшегося в определении кажущегося сопротивления q_a , была заменена на резонансную кривую для $(n-k)$ слоя, где $k=1, 2, \dots, n-1$. При $k=n-1$ получается первоначальное определение. Выведенные таким образом кривые $q_{n-k}(h)$ могут называться остаточными кривыми, поскольку например при преобразовании кривой для n слоев с применением кривой для n слоев получается прямая, а с применением кривых для $(n-1)$, $(n-2)$... слоев — остаточные кривые с эффектами от нижнего, нижних двух ... и т.д. кривых. Как например на *рис. 120/б* демонстрируются кривые, полученные из теоретической кривой, соответствующей восьмислойному геоэлектрическому разрезу (*рис. 120/а*) скважины TR-62 (*рис. 119*), путем ее преобразования с использованием шестислойной (кривая А), четырехслойной (кривая В) и двухслойной (кривая С) резонансных кривых. В соот-

ветствии с этим кривая А отражает лишь эффект от нижнего пласта антрацитов, кривая В — от двух нижних пластов, а кривая С — всех трех пластов антрацитов.

Можно видеть, что, не считая небольших промахов, начальные глубины H_A , H_B и H_C появления аномалий на теоретических остаточных кривых находятся в отличном согласии с истинными глубинами соответствующих пластов антрацитов. Кажущиеся сопротивления остаточных кривых качественно отражают также и распределение истинных сопротивлений, так что с помощью остаточных кривых можно судить об истинных сопротивлениях.

Один из простых приемов применения данного способа может быть сформулирован следующим образом. Определим в одной из точек профиля, желательно при одной из скважин, разрез из n слоев с наилучшим соответствием. Если удалось выбрать разрез, близкий к истинному, то при использовании соответствующей n -слойной резонансной кривой для определения ρ_a преобразованная кривая становится приблизительно прямой. Используем далее ту же n -слойную резонансную кривую для преобразования кривых зондирования. При изменении характера разреза вдоль профиля эти изменения будут обычным путем качественно отмечаться остаточными аномалиями, с другой стороны, в области $\rho_a(h)$ глубины появления аномалий будут соответствовать истинным глубинам.

В качестве примера приводится разрез остаточных аномалий (рис. 121), созданный по геоэлектрическому разрезу, соответствующему скважине TR-63, с помощью резонансной кривой девятислойной модели, выбранной путем подбора. Можно видеть, что данная резонансная кривая в окрестностях скважины TR-63 действительно выпрямляет кривые зондирования. В то же время при скважине TR-62 наблюдается избыток проводимости, который можно связывать с распространением верхнего пласта.

Литературу см. в венгерском тексте

2.2.3 Применение прямой инверсии зондирований методом переходных процессов в решении гидрогеологической задачи*

В 1988 году на Кчбе, на берегу залива Батабано (рис. 122) были выполнены измерения методом переходных процессов с целью изучения водоносных горизонтов для обеспечения столицы водой в будущем. Задача заключалась в разделении горизонтов с соленой и пресной водой, а также в выявлении инфильтрации вод высокой солености со стороны моря. Водоносный горизонт сложен в основном пористыми карбонатными породами: известняками и доломитами — при участии песчаников.

* Л. Шёреш

Точные гидрогеологические параметры неизвестны. Проницаемые отложения перекрыты покровом четвертичных коралловых известняков мощностью 20–80 м и сопротивлением 400–600 ом, по данным ВЭЗ. Из-за повышенного сопротивления кровли было невозможно изучать водоносный горизонт методами на постоянном токе. Задача казалась разрешимой методом переходных процессов, хотя у нужно было считаться с тем, что разрез может аппроксимироваться геоэлектрической моделью типа Q, трудно поддающейся операциям.

Исследования проводились с применением квадратной рамы с установкой центральной петли (СЦЛ). Вдоль профиля длиной около 5 км в 13 пунктах были проведены измерения на частотах как 2,5 гц, (LOW), так и 25 гц (HIGH), с учетом возможностей прибора EM-37. Во избежание искажений в ранних диапазонах времени при измерениях на частотах 25 гц использовалась рама 50 · 50 м, а на частотах 2,5 гц, для обеспечения большой глубины проникновения — рама 175 · 175 м. Кривыми затухания, зарегистрированными таким образом, охватывался временной диапазон от 89 микросек до 70 мсек. Полевые измерения были выполнены всего за три дня.

Интерпретация результатов измерений вначале выполнялась двумя независимыми способами, по схеме изломанных кривых (TRH) и интерактивным вариантом. В 1989 году был разработан новый метод интерпретации: при преобразовании, названном прямой инверсией, создается диаграмма глубина–сопротивление, правильно иллюстрирующая распределение сопротивлений в слоистом полупространстве. Данный метод удобно применять для визуализации результатов измерений в цветах или в черно-белых тонах, что не только является более зрелищным, но дает для пользователя легче интерпретируемую картину. Испытание нового способа было проведено при переинтерпретации результатов измерений в Батабано. Прежние представления были частично подтверждены, а частично уточнены полученными результатами.

Интерпретация в интерактивном варианте

Программа для IBM AT обеспечивает подбор теоретических кривых к измерительным данным путем интерактивных изменений модели. Решение прямой задачи осуществляется путем преобразований Фурье с использованием фильтровальной техники Андерсона. Результаты интерпретации измерений в Батабано иллюстрируются *рис. 125*, на котором сверху видны три характерных кривых зондирования с отличным совпадением расчетных и измеренных значений. Единственной *a priori* заданной информацией служило сопротивление верхнего слоя. Послойные сопротивления являются оценками. Естественно, возможны и несколько отличные эквивалентные модели, но это не меняет сущности строения разреза. Кривые сравнительно малочувствительны к сопротивлению последнего слоя, но

можно с уверенностью утверждать, что его сопротивление выше, нежели перекрывающего слоя.

На *рис. 123* внизу можно видеть разрез, построенный по данным зондирований. Сопротивление первого слоя: коралловых известняков — составляет 500 ом. Второй слой сопротивлением 20 ом протягивается при мощности 50–60 м по всей длине профиля, прерываясь лишь в крайнем пункте. Предполагая, что сопротивление пород определяется сопротивлением поровых вод, можно считать, что данная полоса соответствует горизонту с пресными водами. Под ним следует слой мощностью 100–150 м и сопротивлением 1,5 ом, который в непосредственной близости к морю уступает свое место слою еще более низкого сопротивления (0,5 ом), быстро увеличивающейся в мощности. Изменением как мощности, так и сопротивления отмечается насыщение горизонта соленой водой, проникающей со стороны моря. Ниже 250–300 м выявляется толща более высоких сопротивлений. Повышение сопротивлений, вероятно, объясняется уменьшением проницаемости пород.

В промежутке между пунктами зондирований 1 и 5 оптимальное соответствие было достигнуто путем введения нового слоя между слоями 2 и 3 с переходным сопротивлением (4–6 ом). Имеются достаточные основания для предположения, что это обусловлено смешением соленых и пресных вод вследствие эксплуатации колодцев с большим дебитом в районе пункта 2. Нетрудно представить, что на место вод, добытых с глубин 70–80 м, из более нижних горизонтов поступают соленые воды, так что водные массы, первоначально разделявшиеся по их удельному весу, смешиваются. Важным результатом измерений было обращение внимания на эту потенциальную опасность.

Возвращаясь к интерпретации разреза, можно заметить, что под пунктом 0 наблюдается слоистость иного типа. Удалось выявить мощный слой сопротивлением 38 ом, ниже которого неизменно могут быть намечены соленые воды и зона повышенных сопротивлений. По распределению сопротивлений представляется, что соленые и смешанные воды не в состоянии проникнуть в этот слой. В таком случае изменением между пунктами 0 и 1 отмечается северная граница водоносной толщи.

Интерпретация с прямой инверсией

На *рис. 124* вверху наблюдаются преобразованные кривые прямой инверсии. Ось сопротивлений всеми кривыми пересекается при значении 2 ом. Способом прямой инверсии почти полностью снимается экранирующий эффект от перекрывающего горизонта. Кривая пункта 12 свидетельствует о том, что сопротивления являются низкими даже на значительных глубинах. Такие малые значения представляются закономерными в пункте, расположенном ближе всего к морю. На остальных кривых зона минимальных (1,4 ом) сопротивлений, четко прослеживающаяся на

глубине 150–200 м, точно совпадает с горизонтом соленых вод, описанным выше. Увеличение сопротивлений в нижней части кривых связано с эффектом от фундамента.

Кривые начинаются на глубинах порядка 100 м, поэтому нельзя ожидать определения истинных сопротивлений слоев, залегающих на глубинах менее 100 м. Во всяком случае, начальными отрезками с крутым уменьшением отмечаются повышенные сопротивления приповерхностных образований.

Тоновым изображением в нижней части рисунка наглядно демонстрируется расположение слоев различных сопротивлений в разрезе. Соответствие результатов, полученных двумя различными методами, можно считать удовлетворительным (см. нижнюю границу клиновидной смешанной зоны). Непроницаемая толща, ограничивающая водоносную с севера, проявляется в виде темного пятна в соответствии с предыдущими данными. *Рис. 125* приводится для иллюстрации сходств. Результаты интерактивной интерпретации и прямой инверсии показываются совместно по двум существенно различающимся кривым зондирования.

На основании полученных результатов можно утверждать, что разработанный способ при слоистой модели весьма удачно может использоваться для иллюстрации распределения сопротивлений. Значения преобразованных сопротивлений значительно более чувствительны к изменениям, нежели традиционные кажущиеся удельные сопротивления. Во многих случаях они оказываются близкими к истинным сопротивлениям, так что дают хорошие исходные значения для более точных инверсионных способов (например, инверсии Маркарда).

2.2.4 Применение аэрогеофизических методов в поисках бокситов*

Аэрогеофизические методы стали применяться с начала пятидесятых годов. Вначале они играли значительную роль в поисках рудного и радиоактивного сырья, а также в региональных исследованиях. Такая цель преследовалась и аэрогеофизическими работами, выполненными в 1965–68 гг. в Венгрии при участии советских специалистов. Это было первой аэрогеофизической съемкой в Венгрии, ее цель заключалась в быстром обеспечении обзорной информации по радиометрическим и геомагнитным особенностям значительных пространств.

С возрастанием чувствительности и точности приборов, а также количества измеряемых параметров аэрогеофизические измерения стали эффективным средством также и в геологическом картировании и в поисках нерудного сырья. Аэрогеофизические измерения, выполненные в 1977 г. при участии чехословацких специалистов, уже были направлены на поиски нерудного полезного ископаемого — альгинитов (горючих сланцев, возникших из остатков водорослей).

* Дь. Балог, Т. Дёрдь, Э. Прачер, Дь. Силаши, Ч. Тот, Б. Чато, Л. Шёнвиски

Современное состояние дел в бокситовой промышленности вызывает необходимость ведения интенсивных поисков приповерхностных залежей бокситов на больших площадях. Этим вызвано решение' отраслевых руководителей и ЭЛГИ заменить первую фазу наземных геофизических измерений аэрогеофизической съемкой. Первые измерения с использованием аэрометодов были выполнены в 1986 г. Болгарским Специализированным Аэрогеофизическим предприятием (*рис. 126*). Измерения были выполнены в различных районах страны, из них на поиски бокситов были направлены работы в окрестностях городов Халимба и Папа. Болгарская аэрогеофизическая аппаратура включает в себя гамма-спектрометр типа МАДАЧ и протон-прецессионный магнитометр (МАП-5), смонтированные на вертолете МИ-8. Навигация осуществлялась визуальным способом, план ситуации составлялся на основе видеопленки.

В 1987 г. в рамках австрийско-венгерского сотрудничества в области науки удалось провести испытание аэроэлектромагнитных методов над некоторыми из отечественных месторождений бокситов. На вертолете МИ-8 Венгерской Народной армии была смонтирована электромагнитная аппаратура типа Дигэм-II (DIGNEM-II). Навигация осуществлялась визуальным способом, план ситуации составлялся на основе киносъемки.

Основным выводом по экспериментальным работам 1986–87 гг. можно считать, что для решения задач, связанных с поисками бокситов, необходимо укомплектование такой комплексной аэрогеофизической аппаратуры, которая обеспечивает возможность одновременного определения как можно большего числа геофизических параметров. Для обнаружения бокситовых линз небольших горизонтальных размеров, но обладающих промышленной ценностью, необходимо также и применение современных способов навигации. В работах 1989 г. использовалась комплексная аэрогеофизическая станция (*рис. 127*), находящаяся в собственности Австрийского Федерального Земельного бюро и дополненная современной радионавигационной аппаратурой МИКРОФИКС, которая вполне удовлетворяла указанным выше требованиям. Об аэроработах 1989 г. рассказывается в разделе 1.2.3.1.

Аэрогеофизическими измерениями обеспечивается весьма большое количество данных по сравнению с традиционными (не сейсмическими) наземными измерениями, которое на площади в несколько десятков км² может достигать десятков миллионов. Поэтому для интерпретации результатов аэрогеофизических работ необходимы соответствующие программы по обработке и интерпретации. Хотя первичная интерпретация выполняется фирмой подрядчиком, нами уже составлен ряд программ по решению специальных задач визуализации (*рис. 128*). В настоящее время проводится разработка программ для банка аэрогеофизических данных, а также по соответствующей обработке и визуализации.

Ниже детально излагаются сведения по геофизическим методам, применяемым в аэроработах. Применение тех или иных методов в поисках бокситов иллюстрируется примерами, взятыми из результатов опытных работ 1986–87 гг.

Аэрорадиометрическими приборами измеряется естественное радиоактивное излучение. Помимо суммарной активности обычно замеряется излучение в трех энергетических окнах, соответствующих урану (U^{238}), торию (Th^{208}) и калию (K^{40}). В ходе обработки с учетом фонового излучения и калибровочных констант определяется объемное содержание этих элементов, а также рассчитываются их отношения (U/Th , U/K , Th/K). Для поисков бокситов наиболее важными являются содержания тория и калия: известно, что над приповерхностными залежами бокситов содержания тория возрастают, а калия уменьшаются (рис. 129).

Аэроэлектромагнитные измерения

Существует очень большое количество разнообразных модификаций аэроэлектромагнитных методов. В пассивных методах используются электромагнитные поля, существующие независимо от измерений (например, VLF в аэроварианте). В активных методах электромагнитные поля возбуждаются специальным передатчиком, размещенным либо на летающем аппарате, либо на земле. По литературным данным и предварительным теоретическим исследованиям, решение задач по поискам приповерхностных залежей бокситов представлялось наиболее целесообразным с применением многочастотной аппаратуры с активным возбуждением, с диполь–дипольной установкой (типа слингрэм), с вертолета, буксирующего гондолу. Таковой является выбранная нами аппаратура канадской фирмы Дигэм.

В данном варианте в зонде, свисающем из вертолета на 30-метровом кабеле, находятся две пары индукционных катушек: одна из передающих катушек находится в горизонтальной плоскости и излучает на частоте 3600 гц, а другая находится в вертикальной плоскости и излучает на частоте 900 гц. Обе пары катушек обладают т. н. «максимальной связью», что означает такое расположение принимающих катушек, что их плоскость перпендикулярна к напряженности магнитного поля в данной точке, то-есть коэффициент взаимной индукции между передающими и принимающими катушками имеет максимальное значение. Аппаратурой на обеих частотах измеряются истинные и мнимые компоненты напряженности «вторичного» магнитного поля, связанного с токами, возбужденными в почве, отнесенные к напряженности «первичного» магнитного поля, связанного непосредственно с передатчиком.

Первый маг обработки — как вообще в случае электромагнитных методов — заключается в определении кажущегося удельного сопротивления; необходимо рассчитать удельное сопротивление и расстояние от зонда однородного полупространства, в котором при возбуждении на данной частоте и при данной геометрии зонда возникает магнитное поле,

соответствующее измеренному [FRASER 1978]. Составлена программа, позволяющая рассчитывать на компьютере IBM-AT кажущиеся удельные сопротивления, определенные выше описанным способом, для произвольных слоистых моделей. Анализом значений кажущихся удельных сопротивлений, рассчитанных для различных моделей, облегчается интерпретация измеренных профилей.

В поисках бокситов аэрогеофизические измерения применяются для таких геологических моделей, в которых глубина залегания высокоомного фундамента колеблется в пределах от первых до 60–80 м. Уже в ходе интерпретации полевых измерений можно было подозревать, что расчет удельных сопротивлений на основе модели однородного полупространства во многих случаях может приводить к ошибочным результатам и что затруднения могут вызываться зависимостью от высоты полетов. В качестве проверки полевые аэроизмерения были заменены расчетом магнитных полей над слоистыми моделями, и преобразование кажущихся удельных сопротивлений было проведено на основании полученных значений.

Для расчета кажущихся параметров: удельного сопротивления и проводимости — необходимо было найти такую простую модель, которая наряду с хорошей аппроксимацией упомянутой геологической структуры мало чувствительна к увеличению высоты полета. Поскольку перекрывающие отложения обладают малой мощностью и низким удельным сопротивлением, они могут быть заменены тонкой проводящей пластиной [КАУФМАН, КЕЛЛЕР 1983]. Применение данной модели означает характеристику проводящей пластины одним-единственным параметром: суммарной продольной удельной проводимостью (S). Вертикальная магнитная компонента вертикального магнитного диполя описывается уравнением

$$H_z = \frac{M}{2\pi} \left\{ \int_0^{\infty} J_0(\lambda r) \lambda^2 e^{-2\lambda h} R_0(\lambda, S) d\lambda - \frac{1}{r^3} \right\}$$

где M = дипольный момент,

$R_0(\lambda, S)$ = ядерная функция, зависящая от проводимости (S) пластины,

J_0 = функция Бесселя первого типа нулевого порядка,

r = расстояние передающей катушки от принимающей

h = расстояние передающей и принимающей катушек от проводящей пластины.

Эта формула отличается от таковой для слоистой модели [KARDEVÁN, PRÁCSER 1984] лишь определением ядерной функции R_0 . Применимость метода исследовалась путем замены полевых измерений на расчеты и обработки полученных результатов аппроксимацией тонкослоистой моделью вместо однородного полупространства. Полученный опыт показывает, что интерпретация на основе тонкослоистой модели имеет свои преимущества при малой мощности перекрывающих отложений, поскольку по-

лучаемые кажущиеся сопротивления лишь в малой степени зависят от высоты полета, и их значениями хорошо аппроксимируются истинные сопротивления кровли. В будущем можно ожидать серийное применение данного интерпретационного способа.

Результаты опытных электромагнитных измерений 1987 г.

Интерпретация карт кажущихся удельных сопротивлений сходна с таковой по съемке методом VLF, следовательно, на участках с высокими удельными сопротивлениями следует ожидать залегание фундамента близко от поверхности, а на участках с низкими удельными сопротивлениями — углубление в поверхности фундамента.

На *рис. 130* приводится сопоставление результатов наземных измерений методом VLF и аэроэлектромагнитных измерений. Подобно картам VLF на аэроэлектромагнитной карте максимумами сопротивлений выделяются участки неглубокого залегания фундамента, а относительными минимумами — опускания фундамента. Значения удельных сопротивлений над опусканиями существенно превосходят таковые на карте VLF, и аномалии оказываются более расплывчатыми. Причина заключается в ином характере возбуждения и иной высоте записи.

На *рис. 131* приводится характерный разрез участка Гезахаза. По разрезам кажущихся удельных сопротивлений, полученных при аэроэлектромагнитных измерениях, можно не только выявлять участки выходов фундамента на поверхность, но также и судить о характере перекрывающих отложений: например, в нашем случае весьма низкие кажущиеся удельные сопротивления указывают на наличие олигоценовых отложений. Две различных частоты применялись в надежде на получение информации с разных глубин. Например, на приводимом разрезе измеренные кажущиеся удельные сопротивления под влиянием олигоценовых отложений оказываются ниже при измерениях с меньшей глубиной охвата ($f = 3600$ гц). Естественно, применяемое преобразование сопротивлений основывается на одномерной модели, так что минимумы сопротивлений над опусканиями фундамента должны интерпретироваться с учетом этого обстоятельства. Так, над углублением незначительных горизонтальных размеров в средней части разреза нет четкого минимума, несмотря на то, что в строении кровли участвуют и олигоценовые отложения. Зато определенными минимумами проявляются на разрезе двухмерные структуры типа грабенов.

На площади опытных работ вблизи от деревни Сар было выявлено несколько участков пониженных сопротивлений (*рис. 132*), оказавшихся перспективными на бокситы. С помощью регрессии нелинейных полиномов удалось найти тесную зависимость между аэроэлектромагнитными параметрами и данными о положении фундамента на поверхности или на определенной глубине в скважинах. На основании аэроэлектромагнитных

измерений и регрессионного расчета глубин были выделены области опусканий (рис. 133). Пробуренными на них скважинами были вскрыты кондиционные бокситы.

Основные фазы работ на участке Шойвар представлены на рис. 134. В начале работ имелись геологическая карта и несколько скважин (рис. 134/а). По двум картам кажущихся удельных сопротивлений, полученных в результате аэроработ (рис. 134/б и 134/д), вырисовывалась зона пониженных сопротивлений в центральной части участка. Здесь, в области опусканий фундамента были выполнены ВЭЗ-ы и пенетрационные геофизические измерения (MGS) на бокситы. Регрессионным способом выявлена зависимость между параметрами, полученными при аэро- и наземных геофизических измерениях, и геологическими данными. С ее помощью построена карта глубин залегания почвы бокситов, которая постепенно подправлялась по мере поступления буровых данных. Аксонометрическое изображение карты глубин по последней фазе работ, дополненной распределением бокситов, приводится на рис. 134/е. Рядом скважин из числа заданных по аэроэлектромагнитным параметрам и расчетам глубин вскрыты кондиционные бокситы (рис. 134/е).

Литературу см. в венгерском тексте

2.2.5 Разработка подземного электропрофилирования методом градиентов*

В сотрудничестве со специалистами Баконьского Бокситового предприятия и Бокситового треста Фейерского комитета был разработан способ определения глубины залегания и рельефа подошвы под горными выработками на основе данных подземного электропрофилирования на постоянном токе методом градиентов (ЭМГ) и скважин подземного бурения. В соответствии с прежней практикой рельеф подошвы (и кровли) определялся по данным скважин, пробуренных из выработки через каждые 5 м. Разработанный нами новый способ позволяет значительно сократить объем бурения. Измерения ЭМГ и обработка результатов по отрезку горной выработки длиной 50 м могут быть выполнены за один день.

Первая фаза работ состоит в проведении электропрофилирования и обработке полученных результатов. В ходе измерений расстояние AB между питающими электродами в 4–10 раз превышало среднюю мощность пластов (рис. 135/а). На отрезке горной выработки длиной примерно с половину AB , измерительными электродами M и N измеряются значения градиентов потенциала. Расстояние \overline{MN} не менее, чем в пять раз меньше средней мощности пластов. Профилирование в более длинных выработках проводится с перемещением установки при сохранении некоторого перекрытия.

В ходе обработки измерительных данных рассчитываются частное от

* А. Шимон

деления теоретической (E) напряженности на истинную, то-есть измеренную (E_M), отнесенное к q_2 , значит кажущееся удельное сопротивление σ_a :

$$\sigma_a = \frac{1}{q_2} \frac{E}{E_M} = \frac{K \cdot \overline{MN} \cdot I}{\Delta V_M}, \quad (1)$$

где ΔV_M = разность потенциалов, измеренная в пункте P ,

\overline{MN} = расстояние между питающими электродами,

I = сила тока в измерительной цепи,

q_2 = удельное сопротивление второго слоя теоретической модели (среднее сопротивление пласта),

K = коэффициент геометрии и модели.

Значение K зависит от параметров измерительной установки и теоретической модели:

$$K = (q_1, q_2, q_3, H, D, r, x, y, z). \quad (2)$$

В нашем примере была принята идеальная трехслойная модель (рис. 136), которой иллюстрируется также и значения переменных в уравнении (2). Удельные сопротивления слоев и средняя мощность пласта были заданы по результатам наземных скважин, пробуренных вблизи от горной выработки (рис. 135/а). Функция F была определена путем решения прямой задачи, относящейся к полю источников, помещенных во второй слой.

Кривой σ_a в общем отражаются изменения истинной мощности пласта (рис. 135/б), однако конкретные значения могут быть модифицированы удельными сопротивлениями кровли и подошвы. Вместе с тем кривая следует за изменениями мощностей пласта, так что по ней можно выделить участки максимальных и минимальных мощностей.

Вторая включает в себя бурение скважин и расчет глубин. При характерных — обычно экстремальных — значениях на кривой σ_a бурятся параметрические скважины в сторону кровли и подошвы (рис. 135/с), следовательно, в этих пунктах определяются истинные мощности пласта. Мощности пластов H_i на межскважинных участках определяются на основании корреляции между значениями σ_{ai} и H_i . Эта корреляция выражается зависимостью

$$\sigma_{ai} = C(x_i, y_i, z_i) \cdot H_i. \quad (3)$$

Функция $C(x, y, z)$ называется функцией переноса, ее значения при параметрических скважинах рассчитываются по уравнению (3), а на межскважинных участках задаются графически с использованием этих значений (рис. 135/д). С помощью значений C_i по уравнению (3) рассчитываются мощности пластов. Кровля строится по данным параметрических скважин, достаточным для этой цели, ибо этот горизонт залегает без несогласия, так что нет оснований ожидать внезапных изменений его рельефа, за исключением около сбросовых участков. Уровень подошвы определяется

вычитанием значений из отметок кровли. Наконец, на основе данных по положению кровли и подошвы, а также по керновому материалу строится вертикальный разрез вдоль изучаемого отрезка пласта (рис. 135/е).

В 1988–89 гг. опытные измерения были выполнены на 14 отрезках горных выработок общей протяженностью 600 м при разнообразном геологическом строении. С учетом контрольных скважин, пробуренных в промежутках между параметрическими, ошибка в определении глубины залегания почвы не превышала $\pm 10\%$ от истинной пластовой мощности.

2.2.6 Разработка аппаратуры для магнитотеллурических измерений*

Серьезной проблемой в применении магнитотеллурического метода является необходимость извлечения компонент естественных электромагнитных полей, несущих геологическую информацию, из измерительных данных, нагруженных искусственным шумом, нередко во много раз превосходящим уровень полезного сигнала. Для увеличения надежности обработки в последнее время широкое распространение получил способ удаленных эталонов, который может применяться при производстве синхронных магнитотеллурических измерений. Сущность способа заключается в том, что при производстве измерений одновременно в двух пунктах спектральными функциями мощностных плотностей $\sum EE$, $\sum EE^*$ и $\sum EH$ могут быть заменены функциями $\sum EEr^*$, $\sum HNr^*$ и $\sum ENr^*$, в которых Er^* и Hr^* обозначают комплексные конъюгаты соответствующих компонент удаленного пункта. Если шумовые обстановки в окрестностях двух пунктов не зависимы могут от друга, то из спектральных функций мощностных плотностей, образующих основу обработки, выпадут спектры шумов, то-есть точность обработки может быть существенно повышена. При использовании эталонного принципа обработки может быть устранена также и систематическая ошибка, возникающая при измерениях на отдельной взятой точке из-за автокорреляционных функций в определении тензора импеданса.

С целью применения изложенных выше принципов обработки была сконструирована станция VMTR–10 для магнитотеллурических измерений и их обработки, обеспечивающая возможность одновременных измерений в двух пунктах и обработки вручную одновременно или почти одновременно с измерениями. Схема устройства станции представлена на рис. 137.

Устройство станции

Измерительная аппаратура состоит из трех основных узлов. Центральный узел (I) состоит из компьютера типа IBM AT/PC, устойчивым к вибрации, и из цифровального блока для сбора данных. Цифровальный

* Г. Варга, Ш. Галамбош, М. Дымеши, Г. Кертес

блок обеспечивает оцифрование 16 аналоговых каналов при разрешающей способности аналоговоцифрового преобразователя в 16 битов. Визуализация аналоговых сигналов возможна при подсоединении аналогового регистратора к центральному узлу.

Аналоговый изел (II) состоит из каналов для измерения трех магнитных (H_x , H_y и H_z) и двух электрических (E_x и E_y) компонент. Аналоговыми каналами выполняется усиление и полосовое фильтрование сигналов низкого уровня, поступающих с датчиков полей, а также удаление помех на частоте 50 гц с помощью дырочного фильтра. Устройство обоих пятиканальных аналоговых узлов идентично. Аналоговые узлы при кабельном подсоединении могут быть размещены на расстоянии до 5 км от центрального узла.

Регистрация электрических и магнитных компонент (III) выполняется датчиками двух типов. Электрические компоненты измеряются неполяризуемыми малошумными свинец-свинцовохлоридными электродами (5 шт на станцию), а магнитные компоненты — индукционными зондами с пермаллоевыми якорями (3 шт на станцию).

Эксплуатация станции

После включения центральным узлом автоматически проверяются все блоки измерительной системы. Выведенный на расстояние аналоговый изел — за исключением выключателя — не имеет никаких средств управления; последнее — установление измерительных параметров — осуществляется сериями оцифрованных сигналов, поступающих с центрального узла. Цифровая линия управления обеспечивает двустороннюю связь, так что на центральный узел поступает информация о состоянии (питание, сверхуправление) выведенной на расстояние станции.

Отфильтрованные и усиленные (до ± 5 в) аналоговые сигналы по кабелю поступают в центральный узел, где после взятия отсчетов и умножения сигналы оцифровываются и записываются в память компьютера, где начинается обработка данных. При измерениях в низкочастотных диапазонах, когда скорость сбора данных намного уступает таковой скорости обработки, можно достичь одновременность обработки с измерениями. В то же время в высокочастотных диапазонах с кратковременной записью обработка отстает по скорости от сбора данных. В целом однако время, необходимое для замеров на отдельном пункте магнитотеллурического зондирования, значительно превышает таковое на обработку, так что обработка практически может считаться real-time-ом.

Основные технические параметры станции

Аналоговый узел:

Количество каналов (<i>E</i> и <i>H</i>)	5 (2 + 3)
Входной усилитель	симметричный
Подавление шумов с общей модой	120 дБ
Входной импеданс канал <i>E</i>	1 мегаом
канал <i>H</i>	10 мегаом

Диапазоны частот

1.	0,001–0,02 гц
2.	0,01–0,2 гц
3.	0,1–2 гц
4.	1–20 гц
5.	10–200 гц

Дырочное фльтрование

50 гц, 150 гц

Температурное смещение

0,2 микров/°C

Шум, отнесенный ко входу, канал *E*

< 0,1 микров

канал *H*

< 0,1 микров

Компенсация естественных потенциалов

автоматическая

Установка усиления

программируемая

Питание

встроенный аккумулятор на
48 часов непрерывной ра-
боты

Оперативная температура

0–55 °C

Габариты

280 · 400 · 400 мм (в водонеп-
роницаемой полиуретановой
коробке)

Вес

≈ 10 кг

Центральный узел:

IBM AT/PC, устойчивый к вибрации, с блока:

— процессор 80 286,

— математический процессор 80 287,

— RAM, 1 мегабайт,

— винчестер, 27 мегабайт,

— драйв для дискеток, 1,2 мегабайт,

— микродрайв, 0,72 мегабайт,

— накопитель-стример, 60 мегабайт,

— встроенный монохромный (Геркулес) или внешний цветной (ЭГА)
монитор,

— полная клавиатура ASCII,

— матричный принтер.

Аналогово-цифровой преобразователь 16 битов

Время конверсии

50 микросек

Частота дискретности

в диапазонах 1–4 — десять раз больше частоты низкочастотного фильтрации, в диапазоне 5 — тоже в пять раз

Программы по управлению и эксплуатации

Полный пакет программ измерительно-обрабатывающей системы состоит из трех основных групп программ

- по управлению измерениями и сбору данных,
- по обработке результатов и
- по интерпретации.

Управление измерениями и сбор данных представляет собой системную программу самой измерительно-обрабатывающей станции со следующими функциями:

- тестирование прибора,
- управление измерениями и выбор параметров измерений с помощью системы меню,
- проверка выведенных на расстояние станций,
- оптимизация графика сбора данных и обработки.

Важнейшими рутинами обработки данных являются:

- быстрое преобразование Фурье временных рядов,
- расчет спектральных функций мощностных плотностей,
- селекция данных на основе многократных и частных когеренций,
- определение комплексного тензора импеданса с применением дальнего эталона, в качестве которого может использоваться любая из компонент,
- расчет преобразованных значений и направлений поляризации,
- визуализация результатов обработки на экране,
- составление численной и графической документации по конечным результатам обработки.

Специальный способ хранения результатов обработки делает возможной последующую поправку результатов.

Возможности интерпретации:

- одномерная интерактивная интерпретация,
- одномерная прямая интерпретация алгоритмом Маркара,
- двухмерное моделирование по методу мультигридов.

Различные части пакета программ написаны на языках ассемблер, профессиональный фортран, паскаль и бэйзик.

2.3 РАЗРАБОТКА МЕТОДОВ И АППАРАТУРЫ ДЛЯ ПРОМЫСЛОВОЙ ГЕОФИЗИКИ

2.3.1 Разработка способа микролямбда*

В петрофизическом изучении трещиноватых магматических, метаморфических и осадочных коллекторов одна из важнейших задач заключается в определении положения полостей, не заполненных твердым веществом, а также их качественный и количественный анализ. Эти полости могут быть трехмерные (поры) или почти двухмерные (трещины). С гидравлической точки зрения они могут быть открытыми, способствующими перемещению жидкостей, или же закрытыми. Метод и аппаратура, разработанная для прямого выявления трещин, нами названа способом микролямбда.

Физические основы метода

При измерениях микролямбда ток вводится через токовый электрод А1 и отклоняющий токовый электрод А2, а возвращается через удаленный электрод В (рис. 138). В плотных породах внутри токовой воронки возникает замкнутая клетка фарадея, внутри которой потенциал имеет постоянную величину. На электроде К измеряется этот потенциал по отношению к удаленному электроду N. Напряжение U_{MK} равняется нулю, ибо внутри замкнутой клетки фарадея нет тока, так что нет и падения потенциалов. Если система электродов приблизится к трещине, то клетка фарадея откроется, и ток I_1 засасывается трещиной, благодаря чему отношение I_1/I_2 возрастет, а компонентой плотности тока, параллельной башмаку, внутри клетки фарадея создается импульс напряжения U_{MK} . В ходе измерений регистрируются отношения U_{MK}/U_K и I_1/I_2 (использованием отношений обеспечивается независимость от удельного сопротивления пород), далее, логарифм кажущихся сопротивлений R , наконец, выводимая из них гидравлическая проводимость H .

* А. Вамош, Г. Сигети, З. Гарлаи

Математическое определение измерительных характеристик способа микролямбда было выполнено для случая, когда сопротивление каркаса породы R , является постоянным, а кольцеобразная система электродов конечной мощности, размещенная на широком изоляционном башмаке и в воображении развернутая в плоскость, опирается на лепешку шлама мощностью t_{mc} и сопротивлением R_m .

Для случая однородных пород ($t_{mc} = 0$) значение потенциала, вызванного током I кругообразным электродом радиусом a в точке (r, z) было выведено по уравнению потенциала точечного электрода с соответствующей обработкой возникающих эллиптических интегралов. Полученные результаты описываются формулой

$$\Phi_a(r, z) = \frac{Iq}{2\pi^2} \frac{2}{\sqrt{(a+r)^2 + z^2}} \cdot K \left[\frac{2\sqrt{ar}}{\sqrt{(a+r)^2 + z^2}} \right]. \quad (1)$$

где K — эллиптический интеграл первого рода, форма которого по Лежандру представляется в следующем виде:

$$K(m) = \int_0^{\pi/2} \frac{1}{\sqrt{1 - m^2 \cdot \sin^2 \psi}} d\psi \quad (2)$$

При $t_{mc} > 0$ потенциал кольца радиусом a и без толщины был получен снова, исходя из поля потенциалов точечного электрода в двухслойной модели. С использованием теоремы умножения Бесселя получен следующий результат:

$$\bar{\Phi}_a(r, z) = \begin{cases} \Phi_a(r, z) + Iq \cdot \int_0^\infty \frac{k_{tm}}{e^{2\lambda t_{mc}} - k_{tm}} \cdot (e^{-\lambda z} + e^{\lambda z}) \cdot J_0(\lambda a) \cdot J_0(\lambda r) d\lambda \\ \Phi_a(r, z) + Iq \cdot \int_0^\infty \frac{k_{tm}}{e^{2\lambda t_{mc}} - k_{tm}} (1 + e^{2\lambda t_{mc}}) e^{-\lambda z} \cdot J_0(\lambda a) \cdot J_0(\lambda r) d\lambda \end{cases} \quad (3)$$

где $k_{tm} = (R_t - R_m)/(R_t + R_m)$, $\Phi_a(r, z)$ — функция (1), а J_0 — функция Бесселя нулевого порядка.

Формулами (1) и (3) описывается поле электрода без толщины для случая однородной и двумерной модели соответственно. Распределение суммарного тока $I = I_1 + I_2$, поступающего с электродов А1 и А2 зонда микролямбда, между электродами в однородном пространстве определяется по формуле (1). Однако, несмотря на то, что кольца имеют сравнительно малую толщину, при изменении значения a в (1) по неравенству

$r_{b_i} < a_i < r_{k_i}$ ($i = 1, 2$) получают оценки $0,429 < I_1/I_2 < 0,508$ для выходящего тока. Поэтому при описании поля колец с определенной толщиной и с параметрами r_{b_i}, r_{k_i} были использованы следующие определения, означающие модификацию поля потенциалов:

$$\Phi_{r_k, r_b}(r, z) = \begin{cases} \Phi_a(r_b, 0) = \Phi_a(r_k, 0) & \text{при } \Phi_a(r_k, 0) \leq \Phi_a(r, z) \\ \Phi_a(r, z) & \text{в других случаях.} \end{cases} \quad (4)$$

Определение (4) следует понимать таким образом, что к заданному кольцу r_b, r_k пункт a выбирается таким образом, чтобы определенное им кольцо без толщины возбуждало одинаковые потенциалы в пунктах $(r_b, 0)$ и $(r_k, 0)$. Внутри эквипотенциальной поверхности, соединяющей эти пункты, потенциал $\Phi_{r_b, r_k}(r, z)$ считается постоянным, а вне этой поверхности — равным $\Phi_a(r, z)$.

Определение (4) выполняется математически строго, если поверхность электрода совпадает с эквипотенциальной поверхностью электрода совпадает с эквипотенциальной поверхностью через пункты $(r_b, 0)$ и $(r_k, 0)$, но (4) также является и весьма хорошим приближением поля потенциалов, соответствующего плоским электродам на *рис. 138*. Заметим, что a , определенное по (4), в применении к формуле (1) оказывается весьма близким к $(r_b + r_k)/2$, а в применении к формуле (3) при $R_l \gg R_m$ $a > (r_b + r_k)/2$, а при $R_l = \infty$ и $t_{mc} \rightarrow 0$ $a \rightarrow r_k$. Для соотношения токов в однородном полупространстве определение (4) дает результат $I_1/I_2 = 0,470$.

На основании приведенных соображений, основанных на теории потенциалов, была составлена система програми, рассчитывающих двухслойные модели и визуализирующих результаты. Расчеты по программам выполнялись в диапазонах следующих значений параметров: $I_1 + I_2 = 1$ а; $R = 1$ ом; $0,02$ см $< t_{mc} < 0,7$ см; $1 < R_l/R_m < 10\,000$.

На *рис. 139* приводится картина токовых линий вокруг зонда микролямбда при зазоре 7 мм и $R_l/R_m = 10$. Можно видеть, что основная доля (88%) суммарного тока утекает по электроду A_2 и стремится оставаться внутри лепешки шлама. На *рис. 140* представлен безразмерный параметр U_{MK}/U_K как функция отношения R_l/R_m при различных значениях зазора.

Устройство прибора и интерпретация результатов измерений

Выполнение измерений микролямбда основывается на следующих основных узлах электронной аппаратуры. В наземный узел входит генератор синусоидального измерительного тока на 200 гц и 50 вт. Сигналы U_{MK}, U_K, I_1 и I_2 усиливаются и выпрямляются электронным оборудованием зонда и принимаются согласующим усилителем и низкочастотным фильтром четвертой ступени, встроенными в наземный блок. Сигналы последнего непосредственно через интеллигентный узел КФУ ЭЛГИ поступают в измерительный автомобиль ДРЕССЕР—3600.

В качестве другой возможности, сигналы наземного блока через аналогово-цифровой преобразователь ПРЦ—12 ЭЛГИ в соответствии со стандартом PC232 поступают на компьютер PC—1600 фирмы Шарп, на котором выполняется как арифметические действия, так и запись данных. Поведение зарегистрированных таким образом величин, зависящее от геологических условий, иллюстрируется *рис 141*, составленным на основании математического моделирования и прочих соображений, основанных на теории потенциалов. На рисунке видно, что в плотных породах $U_{МК}/U_K = 0$, а значения I_1/I_2 низки. Усиление неровностей стенки скважины увеличивает значения I_1/I_2 , но по-прежнему остается в силе равенство $U_{МК}/U_K = 0$. Выведенная по ним гидравлическая проводимость H в обоих случаях равна нулю. При закрытой трещине появляется импульс $U_{МК}/U_K$, но отсутствует всплеск I_1/I_2 , так что на кривой H возникнет лишь слабое отклонение. При гидравлически открытой трещине эффект от $U_{МК}/U_K$ усиливается I_1/I_2 , так что по кривой H будут выявлены только трещины, интересные в практическом плане.

Опытные измерения были начаты в 1987 г. За истекшее время кривые были измерены и обработаны по скважинам района населенных пунктов Сегхалом, Дорожма, Ашотхалом и Домбедьхаз (юго-восток Венгрии) и в скважине сверхглубокого континентального бурения вблизи г. Виндиш—Эшенбах (ФРГ).

Эти кривые находятся в хорошей корреляции с прочими каротажными кривыми (вызванной поляризации, микролатеролога, двойного латеролога, акустического каротажа и т.д.), а также с выявлением трещин по комплексной интерпретации, выполненной Б. Р. Комуеллом (см. Отчет ЭЛГИ за 1984 г.). Кривая трещиноватости находится в соответствии также и с данными изучения керновых проб из параметрических скважин близ г. Сегхалом. Наиболее убедительный контроль был выполнен при пластовых испытаниях, в случае которых при сопоставлениях было установлено, что интервалы с наиболее интенсивными притоками расположены там, где на кривых H наблюдались крупные амплитуды, и наоборот, там, где не было притоков, кривая H оставалась на низком уровне. Наряду с упомянутыми однозначными и качественными взаимоотношениями проявляется также и количественная связь кривой H (гидравлической проводимости) с результатами гидравлических измерений (при пластовых испытаниях). На *рис. 142* по скважине А Сегхалом—С—8 демонстрируется взаимосвязь между результатами пластовых испытаний (горизонтальная ось), выполненных на пяти отрезках интервала 2016—2097 м, и корнем квадратным из площади, ограниченной кривой H (вертикальная ось). Видно, что зависимость линейна. Ясно, правда, что кривая H представляет собой функцию геометрических параметров системы трещин, приток же зависит кроме них также и от ряда других параметров (пластовое давление, вязкость и пр.). На коротком отрезке конкретной скважины однако возможно постоянство негеометрических параметров, чем и обусловлена возможность сокращения объема пластовых испытаний.

2.3.2 Каротажный миницентр на основе персонального компьютера IBM AT*

В 1989 г. создан миницентр на основе персонального компьютера IBM AT согласно *рис. 143* со следующими узлами:

- компьютер типа IBM AT в следующей комплектации:
память винчестера, 41 мегабайт,
последовательное согласование PC232,
параллельное согласование CENTRONICS,
клавиатура, 84 клавишей,
драйв дискеток, 1,2 мегабайт,
часы и календарь на аккумуляторе,
операционная система ДОС 3,3:
- цветной монитор ЭГА с экраном на 14 дюймов;
- матричный принтер EPSON FX-1000;
- цветной плоский плоттер HP-9475 с шестью перьями;
- цветной растровый плоттер COROLLPRESS-88 шириной 409,6 мм;
- полуавтоматический графический оцифрователь RA-06/A площадь 1050 · 675 мм для прямого ввода результатов аналоговых измерений;
- узел CM-5300 с полудюймовой магнитной лентой с прямым согласованием для ввода результатов полевых измерений и для связи со стационарной ЭВМ;
- узел CM-5302 с полудюймовой магнитной лентой для работы COROLLPRESS в режиме off-line
- узел PK1 для прочтения кассет с магнитной лентой для ввода полевых данных;
- устройство для чтения перфолент и для ввода ранее оцифрованных материалов.

Перечисленные средства техники и математического обеспечения были взаимно согласованы, так что стало возможным переписывание нижеследующих программ по обработке каротажных данных, составленных для ранее использовавшегося компьютера SP-9825B:

- пакет программ для ввода результатов оцифрованных полевых измерений в банк данных на дискетах с магнитных лент различного типа и формата;
- программа по интерактивной эксплуатации полуавтоматического оцифрователя SA-06/A;
- программа визуализации измеренных и рассчитанных кривых на экране, принтере и плоттере;
- программы фильтрации и сглаживания кривых;
- программы интерактивного согласования кривых по глубинам;
- программы определения взаимосвязей между различными параметрами, из частот и средних значений;

М. Балаж, Т. Беседа, Л. Бихари, К. Варга-Кишш, Ф. Месарош, П. Панди, Э. Паланки, Д. Сендрё

- программа определения глинистости несколькими способами;
- программа определения пористости несколькими способами;
- программа определения проницаемости несколькими способами;
- программа литологического расчленения статистическим способом;
- программа определения компонентов пород способом наименьших квадратов по точкам отсчета;
- программа определения диаметра зерен;
- программа определения теплотворной способности, зольности и влажности углей;
- программа по интерактивной обработке акустических волновых картин.

Имеющийся набор технических средств и существующее математическое обеспечение создают хорошие возможности для интерактивной интерпретации каротажных данных на компьютере в соответствии с типом полезного ископаемого.

На *рис. 144* приводится визуализация данных каротажа скважины на уголь в миницентре и результаты литологического расчленения ее разреза на основании каротажных кривых. В качестве исходных материалов служили кривые сопротивлений, полученные зондом RO-N длиной 40 см и зондом RO-R длиной 10 см в установке Веннера, далее, кривые вызванных потенциалов КАРРА, кавернометрии CAL, плотности DENSITY и естественной гаммаактивности TG. В зависимости от значений амплитуд измеренных кривых малые плотности и низкая радиоактивность свидетельствуют о наличии углей, низкие сопротивления и высокая радиоактивность — глин, а высокие сопротивления, высокие плотности и низкая радиоактивность — песков.

Узлы с полудюймовой магнитной лентой обеспечивают связь со стационарными ЭВМ. Так например имеется возможность визуализации результатов, полученных по системе АСОИГИС, в цветах на плоттере COROLLPRESS в миницентре. В качестве примера на *рис. 145* приводятся результаты обработки на компьютере данных каротажа одной из гидрогеологических скважин. Слева в первом столбце видны кривые естественной гамма-активности GR и естественных потенциалов SSP. Во втором столбце можно найти кривые сопротивлений Rs и Rl при длине зондов в 40 и 160 см соответственно. В третьем столбце приводятся кривые плотности Rov и плотности-пористости Fid, рассчитанные по данным гамма-гамма измерений, и кривая нейтронной пористости Fin, полученная по данным нейтрон-нейтронных измерений.

Определение породных компонентов осуществляется путем решения уравнений из перечисленных выше кривых по точкам отсчета способом наименьших квадратов вслед за составлением и интерпретацией диаграмм вероятностных распределений. Результаты представлены в четвертом столбце, в котором Fi обозначает эффективную пористость, а SAND, SILT и CLAY — объемные содержания песка, алевроита и глины соответ-

ственно. В пятом столбце фигурируют количество эксплуатируемой (F_1) и связанной в глине (F_{1AD}) воды, а также доля твердого породного каркаса (SOLID), также выраженные в объемных процентах. В последнем столбце показана проницаемость $PERM$, пропорциональная количеству воды, эксплуатируемой за единицу времени, определенная по формуле Уилли.

2.3.3 Разработка современной системы сбора каротажных данных на базе персонального компьютера IBM AT*

В 1989 г. в ЭЛГИ разработана каротажная станция новой генерации, с помощью которой разрешается проблема одновременной регистрации, передачи на поверхность, обработки одновременно с измерениями, а также визуализации и хранения большого количества геофизических параметров по скважинам, ограниченного лишь числом применяемых датчиков. Оборудование может быть использовано в зависимости от устройства и набора зондов в изучении как твердых полезных ископаемых, так и нефти и газа. Станция для каротажа неглубоких скважин имеет обозначение К-500С, а станция для скважин на нефть и газ — К-5000С. Каротажные зонды, разработанные ранее в ЭЛГИ, могут быть использованы в системе.

Основные узлы системы (рис. 146):

А) Компьютер типа IBM AT в полевом исполнении со специальными дополнительными микросхемами разработки ЭЛГИ. Им управляется система, и на основании соответствующих алгоритмов выполняется обработка одновременно с измерениями. Это означает приведение различных датчиков к одной и той же глубине, соответствующее фильтрование сигналов от отдельных датчиков, расчет плотности и пористости, а также различные поправки измерительных данных за изменение диаметра скважины, за сопротивление и плотность промывочной жидкости и т. д. Предварительной обработкой одновременно с измерениями обеспечивается хранение результатов в банке данных. Управление системой (выбор типа измерений, калибровка, установка глубины, выбор диапазона измерений, открытие-закрытие зонда и др.) осуществляется оператором с помощью клавиатуры и меню на одноцветном мониторе. Профиль выводится на цветной монитор (ЭГА), матричный принтер или, если это необходимо, на 12-канальный फिल्मный регистратор. Данные могут храниться на дискете (3½" или 5¼" дюйма), жесткой пластине (20 или 60 мегабайт) или стримере (100 мегабайт). Микросхемой для коммуникаций обеспечивается поступление данных с зондов. В соответствии и потребностями пользователей система может быть дополнена или упрощена. Система работает с операционной системой, разработанной в ЭЛГИ и согласованной с DOS.

* И. Барат, Ж. Кёрёш, Ф. Короди, Ф. Липчеи, М. Сентпали, Л. Хас, Д. Чери

В) *Наземный узел согласования*, управляемый микропроцессором. Его задача заключается в создании связи между компьютером и зондами с помощью согласующего матрикса, управляемого оператором по системе меню, далее, в питании скважинных средств током и в физической передаче сигналов. Обеспечена также и возможность простого согласования с «чужой» аппаратурой через 8 аналоговых входов. Узел согласования управляется компьютером по одной из его линий последовательного согласования (PC232).

С) *Система измерения глубин*. Ею выполняются следующие функции, связанные с управлением работой лебедки: измерение скорости наматывания кабеля и глубины производства измерений, поправка с помощью магнитного маркера, измерение степени натяжения кабеля и т. д. Данный узел подсоединен к IBM AT через вторую линию последовательного согласования (PC232).

Д) *Скважинный узел сбора и передачи данных*, встроенный в теплозащитную систему Дьюара и представляющий собой микропроцессорную систему с технологией CMOS. Вне системы Дьюара размещается блок питания, которым обеспечивается ток необходимого напряжения для электронной аппаратуры по сбору данных и для косы зондов. Аппаратура по сбору данных подсоединена к звеньям косы зондов через систему бусов с 13-полюсными соединителями, обеспечивая обмен данными в обоих направлениях между аппаратурой по сбору данных и звеньями косы зондов. Аппаратура по сбору данных выполняет обработку аналоговых и импульсных сигналов, поступающих со звеньев косы зондов (оцифрование, возврат команд к звеньям косы зондов на этом основании и подачу данных на поверхность в оцифрованном виде). Связь системы с наземными узлами осуществляется по одной жиле в режиме полу-дуплекса. При необходимости индивидуальные звенья косы зондов могут эксплуатироваться и самостоятельно, без аппаратуры по сбору данных. На *рис. 147* приводятся диаграммы кавернометрии (cal), а также гамма—гамма, нейтрон—нейтронной и естественной гамма—активности, полученные зондом с диаметром 43 мм.

Основные параметры системы:

Стойкость к давлению: 80 мпа

Теплостойкость: 150 °С

Разработанные звенья косы зондов:

зонд естественной гамма—активности

зонд гамма—рассеянного гамма излучения и кавернометрии (cal)

зонд нейтрон—нейтронной интенсивности (прижатый к стенке)

зонд микро—БКЗ (с башмаком, премещаемым двигателем)

Некоторые возможные косы зондов:

гамма–гамма + α /нейтрон–нейтронный/естественной гамма
микро–БКЗ/БКЗ/естественной гамма/естественных потенциалов
Зонды, находящиеся в стадии разработки:
спектральный зонд гамма–рассеянного гамма излучения
спектральный зонд естественной гамма–активности
многоэлементный акустический зонд

2.3.4. Разработка комбинированного зонда для измерения температуры и градиента давлений*

В эксплуатационной скважине градиент давлений — за исключением продуктивного горизонта — может интерпретироваться на основе закона Бернулли. При определении плотности среды, заполняющей скважину, создается возможность выяснения фазовых условий, таких, как положение водо-нефтяного контакта, изменение соотношений, между газом и водой с глубиной и т. д. Градиент давлений, измеряемый у продуктивного горизонта, помимо плотности флюидов отражает также и аномальные давления, возникающие вследствие турбулентного трения, а также изменения в направлении движения пластовой жидкости и ее гидравлического столкновения, в соответствии с конструкцией скважины (диаметр, перфорация и пр.) и особенностями фильтрации в околоскважинном пространстве. Аномальные давления, возникающие у продуктивного горизонта, являются малыми, даже максимально возможные их значения не превышают нескольких десятых бар. В изучении аномальных давлений идеальным является способ градиентов давлений, что обусловлено не только требованием значительной разрешающей способности (до 50 па), но также и тем, что в соответствующих уравнениях градиент давления (dp/dz) фигурирует в качестве одного из основных параметров.

Неизбежным спутником измерений градиента давлений является измерение температур. Последнее с одной стороны необходимо для введения поправки за температуру, а с другой дает дополнительную информацию о режиме скважины. Разработка комбинированного зонда для измерения температуры и градиента давлений означает дальнейшее расширение ассортимента аппаратуры скважинной геофизики, обеспечивающей прекрасную возможность для выяснения распределения и соотношений флюидов, заполняющих скважину (воды, газа и нефти) и лучшего познания работы системы скважина—пласт.

Принцип работы комбинированного зонда для измерения температуры и градиента давления может быть понятным на основе блок-схемы на рис. 148. Датчик по измерению градиента давлений (1) размещен в мосте Уитсона и работает по принципу пьезосопротивлений. Нулевая позиция моста выровнена и компенсирована в отношении температур. Выходное напряжение моста, пропорциональное дифференциальному давлению, уси-

* Г. Короди, Ш. Лакатош, М. Надь

ливается высокостабильным усилителем (3). Выходное напряжение усилителя подается на преобразователь напряжения в частоту (4), так что выходная частота оказывается пропорциональной градиенту давлений.

Температурный датчик (2) представляет собой специфическую микросхему, помещенную в футляр, стойкий к давлению и обладающий коэффициентом времени 1,5 сек в жидкости. Сигнал с температурного датчика (напряжение постоянного тока) также обрабатывается преобразователем напряжения в частоту (4). Сигнал с каналов как температур, так и давлений поступает в логическую цепь (5), в которой полностью устраняется взаимный эффект (совпадение) от импульсов этих двух каналов.

Информация по температуре и давлению поступает на поверхность в виде положительных и отрицательных импульсов через линейный усилитель (6) и жилу кабеля (8), которой поставляется ток для питания электронной аппаратуры зонда. В интересах максимальной стабильности каналы как давления, так и температуры питаются с блока питания высокой стабильности (7), которым напряжения, необходимые для различных узлов, создаются с помощью трансвертера, выпрямителей и стабилизаторов.

На *рис. 149*. можно видеть, что разность давлений в исследуемой скважине измеряется зондом на уровнях, удаленных друг от друга на 1000 мм. При данном способе измерений уменьшается влияние возможно присутствующих крупных пузырей на определение плотности, а разность давлений, определенная таким образом, численно соответствует среднему удельному весу флюида, заполняющего изучаемый интервал скважины.

Технические параметры зонда

пределы измерений:	давление	10 кпа/м
	температура	150 °С
разрезающая способность:	измерение давления	≤ 50 па
	измерение температуры	≤ 0,05 °С
	теплостойкость	150 °С
	стойкость к давлению	65 мегапа
	диаметр зонда	43 мм

система: одножильная, сопротивление петли до 200 ом/микроф

3 ИССЛЕДОВАНИЯ В ОБЛАСТИ ФИЗИКИ ЗЕМЛИ

3.1 ИЗУЧЕНИЕ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ*

Тиханьской обсерваторией непрерывно выполнялись задачи по производству измерений и передаче данных по международной сети. Контроль за уровнями измерений, то-есть за т. н. опорными значениями, стал возможным благодаря совместным измерениям в ходе международных мероприятий. В 1988 г. в Тиханье было организовано рабочее совещание ПЛАНЕТА-88, явившееся одновременно и заседанием рабочей группы IV. 5. КАПГ. В рамках этих мероприятий специалистами французских, западно- и восточногерманских, чешских и словацких, польских, румынских, болгарских и югославских обсерваторий были выполнены совместные измерения. В 1989 г. представилась возможность участвовать в рабочей встрече, организованной IAGA и финским Метеорологическим институтом в обсерватории Нурмиярва (Финляндия), где в течение полутора недель проводилось тестирование восьми различных вариационных систем. Накопитель данных ДИМАРШ нашей разработки в комплексе с кварцевыми вариометрами советского производства с точки зрения его технических параметров в этом соревновании оказался одним из средних. Серией тестировок вскрыто несколько систематических ошибок датчиков, как например ошибка в 3–8% фактора эталонировки, заданного изготовителем, или ошибка $1,5^\circ$ в ориентировании вариометра D. К счастью, эти ошибки могут быть учтены и впоследствии, поскольку они являются систематическими, и их изменения происходят медленно, так что значения могут считаться постоянными в течение квартала или даже полугодия. Нами составлена программа для компьютера по повторной обработке данных 1988–89 гг.

Предварительными значениями геомагнитных компонент, не содержащими указанные поправки, являются ниже следующие:

для эпохи 1988,5	для эпохи 1989,5
D = $1^\circ 42,7'$	D = $1^\circ 46,1'$
H = 21 430 нт	H = 21 434 нт
Z = 42 414 нт	Z = 42 463 нт
F = 47 536 нт	F = 47 559 нт

* А. Кёрменди

1988 и 1989 гг. были решительно волнующими для обсерватории: была произведена электрификация железной дороги Будапешт–Надьканижа до ст. Фоньод. Расстояние железной дороги до обсерватории составляет примерно 4,2 км, и по международному опыту это расстояние достаточно мало для того, чтобы вызывать серьезные помехи в магнитных наблюдениях (в международных рекомендациях по проектированию обсерваторий минимальное расстояние до ближайшей электрифицированной железной дороги указывается в 30 км). Неуверенность возрастала из-за того, что Венгерскими Железными Дорогами (ВЖД) здесь была введена новая, в Венгрии ранее не использовавшаяся технология. В отличие от традиционного питания по схеме 1×25 кв новая линия от г. Секешфехервар строилась с питанием по схеме 2×25 кв. Это решение было принято ВЖД из соображений экономии средств, и оно впрочем обещалось быть весьма благоприятным и для обсерватории. Детали будут опубликованы позже. С точки зрения учения об электричестве и геофизики преимуществом схемы 2×25 кв является то, что из-за наличия т. н. линии возвращения в почве течет лишь ничтожная доля тягового тока. Далее, токовое поле формируется по существу между двумя запасными трансформаторами, находящимися на расстоянии 5–10 км друг от друга, что значительно меньше расстояния 40–60 км между подстанциями традиционной тяговой системы.

С июля 1988 г. по сентябрь 1989 г. систематическое движение имело лишь на отрезке между гг. Секешфехервар и Шиофок. В это время наблюдения выполнялись нами на отрезке Балатоналига–Замарди. Были разработаны методы наблюдений и обработки. Практически с января 1990 г. электропоезда ходят систематически и на отрезке между гг. Шиофок и Фоньод. По свидетельству опытных измерений электрификация не оказывает влияния на вариометры с кварцевой нитью и с разрешающей способностью 0,1 нт и на протонпрецессионные магнитометры, имеющиеся в настоящее время в обсерватории.

3.2 ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

3.2.1 Изучение земных приливов*

Наблюдения гравиметрами

Особенно важной задачей в геофизической интерпретации гравитационных приливов является увеличение точности эталонировок гравиметров. Наша задача заключалась в увеличении надежности эталонировки гравиметра BN-07 (Аскания GS-12 с емкостным датчиком) с 0,5 до 0,1%. В прошлом году это частично было достигнуто благодаря тому, что микроскоп гравиметра, точность отсчета и линейность которого отнюдь не удовлетворительны, был устранен из процесса калибровки (нелинейность гравиметров типа Аскания иногда может дойти до 2–3%). В настоящее время выполняется эталонировка гравиметров в двух вариантах:

а) Относительная эталонировка

Относительная эталонировка осуществляется с помощью электростатического эталонирующего узла, вмонтированного в прибор в 1988 г. Ее цель заключается в том, чтобы следить за изменением масштаба гравитационной записи во времени. На основании эталонировок, выполненных в 1988–89 гг. (до июня 1988 — 304 шт.), было установлено, что внутренняя точность относительных эталонировок составляет 0,04%. В ходе наших опытов стали ясно, что чувствительность прибора в значительной степени зависит от условий стабилизации температуры. Изменение системы обогрева прибора (увеличение тока обогрева на несколько мА) в начале 1989 г. привело к увеличению чувствительности примерно на 3%.

б) Абсолютная эталонировка

Абсолютная эталонировка осуществляется путем наклона гравиметра, по способу Гриднева (Институт Физики Земли АН СССР). Угол наклона всегда незначителен (значительно меньше 1°). В нашей практике принимались углы 0,05 и 0,01°. Сущностью способа Гриднева является следующее:

- при наклоне по разным азимутам можно точно установить плоскость движения кронштейна, поддерживающего массу,

* П. Варга

- установленная чувствительность не зависит от угла кронштейна прибора, образованного с горизонтальной плоскостью,
- в ходе эталонировки гравиметр находится в состоянии покоя.

Точность абсолютных эталонировок, выполненных в первое полугодие 1989 (9 эталонировок) составляла 0,03%, то-есть достигала точности относительных эталонировок.

В 1989 г. были обработаны данные совместных чехословацко-венгерских (1985) и австрийско-венгерских (1988–89) наблюдений. Результаты, опубликованные в *Marees Terrestres, Bulletin d'Information* и в Бюллетени К, изданной ЭЛГИ, свидетельствуют о том, что вслед за модернизацией гравиметра в 1986 г. данные, полученные прибором BN-07, стали намного ближе к таковым, полученным чехословацким и австрийским приборами (GS-15, № 228 и LCR, D-9) соответственно). Результаты обработки данных иллюстрируются двумя таблицами. По *таблице VII* видно, что сходимость между данными трех приборов после модернизации BN-07 в отношении амплитуд (β) и разности фаз (κ) наиболее важных волн 01 и M2 в равной степени хорошая, расхождения составляют всего 0,2%. Измерения, выполненные ранее (1986) совместно с проф. Герштенекером, позволили заключить, что надежность сопоставлений приборов — около 0,5%. В *таблице VIII* приводятся сведения по расхождениям, выявляемым по данным совместных измерений между Печны (Прага) и Будапештом, а также между Будапештом и Веной. В случае Печны-Будапешт расхождения пренебрежимо малы, в то время как несколько большие расхождения между Веной и Будапештом могут объясняться тем, что серия наблюдений, выполненных с австрийским прибором в пещере Матяшхедь, еще не достаточно длительна.

Наблюдения экстенсомерами

Более короткий из двух экстенсометров простаивал в течение нескольких месяцев из-за неполадок в электрической схеме. В настоящее время работают оба прибора, надежно регистрируя приливные волны с относительной амплитудой в 10^{-8} . Для интерпретации годовой дрейф в размере порядка 60 микрометров, на который накладывается волна, вероятно, термической природы с амплитудой в 10 микрометров и с периодом в год, в начале года были установлены два «микро» экстенсометра вкрест двум разломам в пещере и параллельно основным экстенсомерам, функционирующим уже длительное время. Хотя их точность и значительно ниже (0,1 микрометра), с их помощью предусматривается выяснение степени связи дрейфа основных приборов с внешними (возможно, тектоническими) и с внутренними (инструментальными) причинами. В течение года начаты наблюдения за изменением концентраций радона во времени с помощью прибора и при участии Мечекского Горнорудного предприятия, установленного в непосредственной близости от одного из «микро»

экстенсометров. Обработка данных измерений, как и в случае «микро» экстенсометров, является задачей на 1990 г.

3.2.2 Геодинамическое исследование внутренней структуры земли*

Была определена группа параметров Лава, описывающих явления, не зависящие от гравитационного потенциала, которыми характеризуются сфероидальные и тороидальные компоненты дифференциальных движений, имеющих место, или, более точно, предполагаемые на границе мантия/ядро.

Было продолжено исследование гравитационного поля кольцеобразного тела с целью подготовки абсолютных эталонировок гравиметров. В настоящее время уже известны все параметры, необходимые для проектирования эталонирующего оборудования.

Исследование приливного трения в последние два года продолжалось в бельгийско-венгерском сотрудничестве. На основании проведенных исследований можно предполагать, что

- замедление скорости вращения из-за приливного трения превышает наблюдаемое значение, то-есть вращение нашей планеты ускоряется каким-то механизмом; были проведены расчеты для определения изменения фигуры Земли и возникающих напряжений в связи с этой неуравновешенностью;
- запаздывание фаз по наблюдениям за земными приливами превышает теоретическое значение; пока нет объяснения данному явлению;
- неуравновешенность приливного трения существовала и в последние полмиллиарда лет истории Земли, причем его величина, согласно предварительным расчетам, сильно менялась во времени.

* П. Варга

3.3 ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ИЗМЕРЕНИЯ

3.3.1 Палеомагнитный образ миоценового вулканогенного комплекса Бюккаля*

Введение

В 1982 г. в тонкозернистых песчаниках верхнего олигоцена П. Мартоном [Márton P. 1983] наблюдалось наклонение, меньше современного, и большой поворот склонения против часовой стрелки ($D = 105^\circ$, $I = -48^\circ$, $K = 20$, $\alpha_{95} = 3^\circ$, количество образцов — 75). Этот поворот больше такового Задунайского среднегорья, равное 30° [Márton E. 1986]. Результат, полученный П. Мартоном, относился к одной точке отбора проб, поэтому его локальное или региональное значение осталось неясным.

В 1988—89 гг. в Бюккаля, от Демьёна до Мишкольца, в ряде точек были опробованы миоценовые вулканиты (рис. 150) при ориентации проб солнечным и магнитным компасами. В точках опробования породы оказывались различными по их составу и структуре (пористые туфы, плотные лавы и игнимбриты). Опробованные породы при картировании относились к двум различным горизонтам туфов и игнимбритов миоценового возраста [BALOGH, RÓNAI 1965]. Их калий-аргоновые возраста в среднем около 20 млн. лет, но с сильным разбросом значений [BALOGH et al. 1985].

Результаты лабораторных исследований

Из керновых проб, полученных в поле, были нарезаны лабораторные пробы. Перед размагничиванием по всем пробам были измерены естественная остаточная намагниченность и восприимчивость, затем по всем точкам отбора проб было выбрано несколько пилотных образцов разной окраски, текстуры и зернистости. Одна из проб, изготовленных из каждого пилотного образца, была размагничена в поле переменного тока, другая — термической обработкой. Не считая точку №18, в которой так и не удалось выявить характерную намагниченность, остаточная намагниченность оказалась весьма стойкой при размагничивании переменным током. Полного размагничивания не удалось достигать даже в пиковом поле 0,22 тесла. В поле переменного тока вместо размагничивания часто наблюда-

* Э. Мартон

лось намагничивание: интенсивность искусственной компоненты возростала как функция от пикового значения переменного поля, что сделало невозможным полное размагничивание. Поэтому для чистки остальных проб обычно использовалась термообработка.

На основании характерной намагниченности по подгруппам проб, представленных пилотными образцами, всех точек пробоотбора были рассчитаны средние палеомагнитные направления, данные по которым сведены в *таблицах IX и X*. На основании 14 таких подгрупп среднее направление намагниченности по нижней вулканической толще составляет

$$D = 99^\circ, \quad I = -50^\circ, \quad k = 82, \quad \alpha_{95} = 4^\circ,$$

а по верхней толще (по 39 подгруппам)

$$D = 159^\circ, \quad I = -35^\circ, \quad k = 50, \quad \alpha_{95} = 3^\circ.$$

По этим палеомагнитным данным поворот склонений составляет в нижней вулканической толще 81° против часовой стрелки, а в верхней и 21° в том же направлении.

При поправке магнитных характеристик единичных направлений путем поворота местных плоскостей фолциации в горизонтальное положение приведенные выше прекрасные статистические параметры несколько ухудшаются. Это указывает на то, что негоризонтальное положение плоскостей фолциации не является следствием тектонических движений, а отражает первичные наклоны склонов.

Интерпретация результатов

Палеомагнитное направление нижней толщи свидетельствует о том, что поворот, ранее наблюдавшийся на единичной точке [MÁRTON P. 1983] является не локальным явлением, а наблюдается вдоль всего южного края Бюккских гор. Поворот склонений в верхней толще меньше, следовательно, поворот района против часовой стрелки начался в период между возникновением двух вулканических толщ и почти закончился к моменту намагничивания верхней толщи.

Из наклонов, характеризующих две вулканические толщи, меньшим является склонение верхней толщи. Поскольку трудно представить перемещение района к югу во время вулканизма, встает вопрос об ошибке в определении наклонов. В сильно намагниченных, практически двухмерных телах может иметь место отклонение остаточной намагниченности от направления магнитного поля вследствие магнитной рефракции. Этот механизм возникновения ошибки в наклонении однако может быть исключен, поскольку нет зависимости между величиной наклона и интенсивности остаточной намагниченности или восприимчивости (*рис. 151*). В верхней вулканической толще однако (см. раздел 3.3.2) степень

магнитной фолиации и величина наклона находятся в корреляции друг с другом. С помощью выравнивающей прямой можно получить истинное наклонение неориентированной текстуры без фолиации на 10° больше, то-есть порядка 45° . Таким путем можно устранить кажущееся противоречие между нижней в верхней вулканическими толщами.

Значения фолиации на рис. 151 обычно считаются малыми для оказания заметного отклонения в палеомагнитных направлениях. Кажется однако, что на самом деле даже настолько низкая анизотропия восприимчивости может вызвать большие ошибки. Выявление «скрытой» связи между искажением палеомагнитных направлений и анизотропией может явиться стимулом к таким исследованиям, которые приведут к повышению точности палеомагнитных направлений (см. раздел 3.3.2), а по критическим для плитно-тектонических реконструкций эпохам устраняют неуверенность в отношении надежности наклонов.

Литературу см. в венгерском тексте

3.3.2 Магнитная анизотропия и ее использование в поправке палеомагнитных данных*

Метод изучения анизотропии магнитной восприимчивости основывается на измерении восприимчивости по определенным направлениям ориентированных образцов. В математическом описании зависимости от направления используется симметричный, т. н. анизотропный тензор, а для иллюстрации явления — эллипсоид, соответствующий этому тензору. Главные оси эллипсоида определяются взаимно-перпендикулярными главными (максимальной, средней и минимальной) восприимчивостями. Ориентировкой эллипсоида выражается ориентировка магнитных минералов породы (магнитная текстура), отражающая геологические процессы, затронувшие породу. Эллипсоид анизотропии может быть охарактеризован соотношениями главных осей (главных восприимчивостей). Тремя основными параметрами являются степень анизотропии ($\kappa_{\max}/\kappa_{\min}$), магнитная линейность ($\kappa_{\max}/\kappa_{\text{int}}$) и магнитная фолиация ($\kappa_{\text{int}}/\kappa_{\min}$). Степенью анизотропии выражается интенсивность анизотропии, линейностью — интенсивность линейной ориентированности, а фолиацией — плоскостная ориентированность, уплощенность. В слоистых осадочных породах обычно преобладает фолиация, в сильно деформированных породах или в текстурах течения характерным является господство линейности.

Магнитная текстура таким образом находится во взаимосвязи с рядом текстурных особенностей, а иногда и с полем напряжений [HROUDA 1982; BORDÁS 1989a, 1989b]. Поскольку из-за магнитной анизотропии намагниченность может исказиться по отношению к вызвавшему ее полю земного магнетизма, то измерения анизотропии могут оказаться полезными и в контроле за надежностью палеомагнитных наблюдений.

* Р. Бордаш

В ходе палеомагнитного изучения миоценовых игнимбритов и изменений анизотропии их восприимчивости было установлено, что имеется связь между наклоном остаточной намагниченности и величиной магнитной фолиации (см. раздел 3.3.1). Несмотря на то, что величина фолиации, дающей в этих породах значительную долю анизотропии, составляет всего несколько процентов, анизотропия очевидно оказывала большое влияние на вектор остаточной намагниченности (рис. 151).

В *таблицах XI и XII* представлены результаты измерений анизотропии магнитной восприимчивости миоценовых игнимбритов Бюккаля. Интерпретация некоторых более ранних результатов была дана Бордашем [BORDÁS 1989b]. Здесь рассматривается взаимосвязь между этими результатами и палеомагнитными направлениями. В столбцах 3, 4 и 5 таблиц приведены степень анизотропии, магнитная линейность и магнитная фолиация, а в столбцах 6, 7 и 8 — направления минимальной, средней и максимальной восприимчивостей. Отсутствие средних направлений указывает на то, что соответствующие направления единичных образцов не обнаруживают тенденции к группировкам. Можно заметить, что магнитная фолиация на всех подпунктах пробоотбора преобладает в отношении магнитной линейности. Субвертикальным направлением минимальной восприимчивости, играющим роль полюса плоскости магнитной фолиации, отмечается субгоризонтальность фолиации.

Эффектом, оказываемым анизотропией восприимчивости на остаточную намагниченность, обычно пренебрегают, если степень анизотропии мала ($< 5\%$). При новейших исследованиях [STEPHENSON et al. 1986] однако было установлено, что в присутствии многодомэнных зерен магнетита анизотропия остаточной намагниченности даже при малой анизотропии восприимчивости может достигнуть больших величин. Это может сильно отклонить вектор остаточной намагниченности от направления бывшего магнитного поля Земли в сторону плоскости фолиации. Для исследования анизотропии остаточной намагниченности требуются специальные методы, и их точная применимость пока не вполне доказана. В настоящей работе представляется несколько экспериментов, и намечен простой метод поправки палеомагнитных данных за анизотропию магнитной восприимчивости.

Анизотропия остаточной намагниченности может изучаться путем наведения в образце остаточной намагниченности по разным направлениям. Это может быть выполнено различными способами: в способе негистерезисной анизотропии восприимчивости (НАВ) для «перемещения» магнитных домэнов используется переменное поле, а для их ориентирования — концентрическое постоянное поле; изотермическая остаточная намагниченность (ИОН) может быть наведена в образце электромагнитом при комнатной температуре; наконец, термически устойчивая намагниченность (ТУН) может быть наведена путем охлаждения нагретого образца в магнитном поле. По данным измерений остаточной намагниченности в разных направлениях могут быть рассчитаны эллипсоиды анизотропии.

Стефенсоном и др. [STEPHENSON et al. 1986] было доказано, что эллипсоиды анизотропии НАВ, ИОН и ТУН имеют одинаковую форму.

В ходе наших опытов были использованы способы ИОН и НАВ. ИОН наводилась электромагнитом с полем в 50 мт. Судя по кривым гистерезиса, приобретенная ИОН в этой области поля могла рассматриваться как пропорциональная применявшемуся полю. После измерения трех взаимно-перпендикулярных компонент остаточной намагниченности и намагничивания в одном направлении (например, X) образец размагничивался в размагничивающем устройстве Шонстедта, работающем с переменным током, в пиковом поле 100 мт. Этот же способ применялся вдоль двух других взаимно-перпендикулярных осей (Y и Z) образца. В способе НАВ использовались 15 направлений в различных полях размагничивающего устройства Шонстедта, а для ориентирования — геомагнитное поле. Тензор анизотропии, а также ориентировка и параметры эллипсоида анизотропии рассчитывались модифицированным вариантом компьютерной программы по интерпретации анизотропии магнитной восприимчивости [BORDÁS 1989], использующей для оценки ошибок и для решения вопроса о значимости анизотропии статистику Елинека [JELÍNEK 1977, 1978]. В поправке палеомагнитных данных использовались обратные матрицы тензоров анизотропии:

$$H = \text{const } \mathbf{k}^{-1} M,$$

где \mathbf{k}^{-1} — обратная матрица тензора анизотропии, M — вектор остаточной намагниченности, рассчитанный по палеомагнитным данным (склонение и наклонение), а H — пространственный вектор бывшего магнитного поля, обусловивший данную остаточную намагниченность в этой анизотропной породе. По компонентам H можно рассчитать исправленные склонение (D_{cr}) и наклонение (I_{cr}).

В *таблице XIII* представлены некоторые результаты поправок, выполненных на образцах миоценовых игнимбритов, в географической системе координат. При поправках абсолютное значение наклонений возрастает на $3\text{--}13^\circ$, в то время как склонение остается практически неизменным. Степень анизотропии в процентах в случае анизотропии остаточной намагниченности в 4–30 раз больше значений анизотропии восприимчивости. Вероятно, носителем остаточной намагниченности являются многодомэнные зерна типа магнетита.

Опытные измерения по анизотропии остаточной намагниченности дают объяснение большим отклонениям, предполагавшимся на основании диаграммы корреляции между наклонением и магнитной фолиацией игнимбритов (*рис. 151*). Анизотропия восприимчивости, измеренная в слабом поле, способна отражать тренд анизотропии, но не в состоянии дать ее истинную величину в связи со взносом от парамагнитной фракции и со специфической домэнной структурой ферромагнитных частиц. По результатам интерпретации анизотропии остаточной намагниченности

можно отметить, что ошибка в определении склонений практически исключена, зато отклонение наклонов от такового применявшегося поля составляет в среднем 10 градусов.

Литературу см. в венгерском тексте

3.4 ГЕОДЕЗИЧЕСКАЯ ГРАВИМЕТРИЯ*

Первоочередной нашей задачей было производство измерений, связанных с созданием новой гравиметрической опорной сети Венгрии (ГСВ-80), и соответствующие расчеты и методические разработки (например, решение нормальных уравнений с большим количеством неизвестных или сравнительный анализ способов выравнивания, основывающихся на различных принципах), цель которых заключалась в том, чтобы обеспечить основу максимально возможной надежности и многогранного использования для гравиметрических измерений для геофизических и геодезических целей на следующие десятилетия.

Другой важной областью наших исследований было изучение случайных изменений поля тяготения локального или регионального характера, не связанных с приливными эффектами. Для упомянутых задач естественным образом необходимы и аппаратные разработки, в частности, систематическое исследование и проверка имеющегося в наличии парка приборов.

Новая гравиметрическая опорная сеть Венгрии (ГСВ-80)

ГСВ-80 представляет собой двуступенчатую сеть (рис. 152), поскольку опорная сеть включает в себя две сети, независимые в отношении системы измерений и количества используемых гравиметров. Результаты измерений, выполненных в 1971 г. по сети первого порядка и в 1978–89 гг. с разнообразными целями, выравниваются совместно. Измерения, фигурирующие в выравнивании, были детально описаны в отдельной работе [CSARÓ, SÁRNIDAI 1990/a]. Сеть состоит из 378 точек, и ею охватывается диапазон Δg в 256 мгал**. Базисный уровень и масштаб определяются значениями «g», измеренными абсолютным гравиметром ГАБЛ советского производства в пяти пунктах Венгрии. Эти значения были приняты за обязательные при выравнивании по фиксированной сети [CSARÓ, SÁRNIDAI 1990/b]. Независимыми измерительными результатами считались средние по значениям Δg , рассчитанным по измерениям, выполненным по системе А–В–А–В–А одним и тем же гравиметром в один и тот же день.

* Г. Чано, А. Шархидай

** мгал = $1 \cdot 10^{-5} \text{ мс}^{-2}$ и 1 микргал = $1 \cdot 10^{-8} \text{ мс}^{-2}$

В технической практике в определении неизвестных способом выравнивания широко используется способ наименьших квадратов, в котором фундаментальным требованием является отсутствие в измерительных результатах как систематических, так и грубых ошибок. При относительных гравиметрических измерениях наибольшие затруднения вызываются как раз устранением ошибок данного типа, особенно при большом количестве измерений, их затягивании во времени и выполнении их несколькими гравиметрами, возможно, разных типов. Для выполнения априорных условий инструкции по измерениям были повторно измерены примерно 10% точек в сети. Была рассмотрена пространственная надежность 5355 измерительных данных, и была исключена возможность присутствия ошибок систематического типа. Для этой цели применялись способы выравнивания, основывающиеся на разных принципах: датский способ, выравнивание по наиболее частому значению, выравнивание по норме L_1 и то же при выполнении условия $\Sigma v = 0$ где v — вектор измерительной поправки. Для выявления ураганных значений было проведено итерационно-статистическое испытание. Выполнив его на доверительном уровне 90%, из окончательного выравнивания пришлось исключить 8% данных. Количество неизвестных в системе нормальных уравнений составляло 487, из них 408 — значения g по точкам измерений и 79 — константы приборов используемых гравиметров, считающиеся неизвестными.

Сумма измерительных поправок после выравнивания составляла 734 микрогал, что указывает на малую вероятность наличия систематических ошибок в результатах. Доброкачественность данных, вовлеченных в выравнивание, подтверждается и тем, что 95% измерительных поправок меньше значения $\pm 30 \cdot 10^{-3}$ мгал и что лишь 9 поправок превышают $50 \cdot 10^{-3}$ мгал. Средняя ошибка весовой единицы ГСВ-80 после выравнивания составляет $\pm 16 \cdot 10^{-3}$ мгал. Пространственное распределение средних ошибок сети приводится на *рис. 153*. Средние ошибки неизвестных составляют $\pm 3-11$ микрогал после выравнивания. Искажение сети ГСВ-80 оценивается в $2 \cdot 10^{-4}$.

Исследование возможных изменений поля тяготения

Данная тема исследований фигурирует в долгосрочных планах работ как Международного Геодезического и Геофизического союза (IUGG), так и геодезических служб восточно-европейских социалистических стран. В 1988–90 гг. настала очередь третьего цикла измерений в чехословацко–польско–венгерском сотрудничестве по Карпатскому полигону, созданному в 1971 г. Руководителем темы и координатором работ по последней теме является ЭЛГИ.

На основании результатов повторных высокоточных нивелировок в Венгрии Институтом Геодезии и Картографии была составлена карта скоростей вертикальных движений. На этой карте в районе Дебрецена

наблюдается локальная аномалия опусканий со скоростью 5–6 мм в год (рис. 154), причина которой по всей вероятности заключается в интенсивной добыче подземных вод.

С целью наблюдений за будущими тенденциями движений был заложен опытный профиль Серенч–Хайдубёсёрмень–Дебрецен–Вамошперч вдоль линий К–21 и К–19 государственной нивелировки высшего класса. По профилю проектируются ежегодные высокоточные относительные гравиметрические измерения, нивелирование высшего класса и спутниковое определение позиции (GPS).

Литературу см. в венгерском тексте

Примеры деятельности ЭЛГИ за рубежом

*А) Поиски магнезитов в Турции**

В январе 1989 г. в течение пяти дней нами проводились опытные измерения в Турции, к востоку от г. Бурша (Чакмак) с целью поисков магнезитов. Площадь работ находилась на холме, сложенном серпентинитами, местами проработанными гидротермальными растворами, под влиянием которых серпентиниты превратились в магнезиты. При незначительных изменениях вдоль трещин возникали лишь полоски магнезитов толщиной в несколько см, при более интенсивных изменениях образовались штоки магнезитов поперечником до нескольких десятков метров. Наша задача заключалась в выявлении таких магнезитовых тел.

В рамках опытных измерений были выполнены магниторазведка, ВЭЗ, электропрофилирование методами сопротивлений и ВП, наконец, определение углов падения вдоль профилей методом макси-проб. На выходах серпентинитов и магнезитов с помощью ВЭЗ были определены ориентировочные удельные сопротивления этих пород, оказавшиеся равными 25–40 ом для серпентинитов и свыше 1000 ом для магнезитов. Таким образом, задача заключалась в выявлении тел высокого сопротивления в проводящей среде.

Из применявшихся методов положительные результаты были получены определением углов падения вдоль профилей методом макси-проб. На *рис. 155* представлен один из аномальных разрезов. Разрез углов падений, измеренный на максимальных частотах (58,6 и 29,3 кгц), отражает влияние приповерхностных неоднородностей. На минимальных частотах (915 и 229 гц) были получены значения, близкие к нулевым, так что эти частоты попадают уже в «ближнюю» зону. В средней части разрезов, измеренных на промежуточных частотах, наблюдается пара максимумов, разделенных минимумом углов падения. Минимумы углов падения указывают на присутствие высокоомных образований.

Подобная аномалия видна и на разрезе кажущихся удельных сопротивлений (*рис. 156*), рассчитанных по тем же данным. Из различных частот была взята 7,3 кгц, и карта углов падения по участку (*рис. 157*) была составлена по ней. На карте наблюдаются три большие аномалии,

* И. Фаркаш

свидетельствующие о высоких удельных сопротивлениях. Скважины были намечены в пунктах А, В, С и D. Из них до сих пор пробурены скважины в пунктах А и D, из них первая вскрыла магнетиты мощностью 3, вторая — мощностью 20 м.

*Б) Электромагнитное частотное зондирование в Монголии**

В августе 1989 г. в Монголии было проведено опытное и вместе с тем показательное электрическое частотное зондирование в сотрудничестве с Монгольским Водным институтом и с Международной Геологической экспедицией. Цель измерений наряду с представлением аппаратуры макси-проб монгольским специалистам заключалась в испытании метода на геологических разрезах, не известных в Венгрии, и в исследовании надежности аппаратуры в крайних условиях пустынь. Измерения были выполнены в различных районах: при работах на воду в трех случаях в пустыне Гоби и в трех случаях в районах распространения вечной мерзлоты, а также были разрешены дальнейшие задачи, одна в связи с поисками оруденения и две в связи с поисками подземных вод.

Задача при поисках оруденения заключалась в выявлении полиметаллических зон, почти не отличающихся своим сопротивлением от вмещающих пород. На *рис. 158* приводится электромагнитный профиль, измеренный над субвертикальной рудной зоной (F), почти доходящей до дневной поверхности и дополненный результатами измерений VLF и слингрэм (EM-31), выполненных там же. Глубина охвата измерений EM-31 (D, E) мала, составляя примерно 5–10 м, так что в результатах отражаются более выветрелые и поэтому более однородные приповерхностные образования. Рудной зоной вызывается аномалия совершенно незначительной амплитуды. Глубина проникновения метода VLF (A) намного больше (~100–150 м), поэтому эффект от рудной зоны отчетливо проявляется на разрезе сопротивлений. Глубина проникновения измерений макси-проб на участке может оцениваться в 200–250 м. Этот интервал может считаться оптимальным для разведки рудной зоны, так что в этих результатах лучше всего отражается эффект от зоны как на разрезах сопротивлений (B), так и на разрезе псевдосопротивлений (C).

Кривая зондирования на *рис. 159* и разрез макси-проб на *рис. 160* получены в пустыне Гоби. Водоносный горизонт представлен конгломератами, залегающими под глинистыми сланцами на глубинах 7–80 м. Как на разрезе, так и на единичной кривой зондирования хорошо видно, что контакт глинистых сланцев с конгломератами легко прослеживается данным методом. Удивительно хорошо совпадение между единичной кривой и данными каротажа сопротивлений по скважине. На каротажных диаграммах (*рис. 159*) под глинистой кровлей низкого сопротивления удельные сопротивления глинистых сланцев оказываются в пределах 50–70

* М. Легден (Монгольский Водный институт), 3. Сёреньи

омм, обнаруживая однозначную тенденцию уменьшения с глубиной. Этого уменьшения не видно на каротажных диаграммах. Помимо возможного эффекта от структурных факторов причина может заключаться в том, что обводненность глинистых сланцев постепенно возрастает с глубиной, чем и вызывается уменьшение удельного сопротивления, не отмечаемое каротажом, проводящим измерения в обводненной зоне скважины.

Успешные измерения были выполнены и в ландшафте с вечной мерзлотой, ведущей себя изолятором по отношению к методам постоянного тока, и аппаратура функционировала безотказно также и в условиях пустыни.

*В) Электромагнитные измерения в ГДР**

В июне 1989 г. партия ЭЛГИ в составе трех специалистов в течение полутора месяцев проводила измерения по заказу народного предприятия Геофизика (Лейпциг). Цель измерений заключалась в изучении применимости аппаратуры макси-проб в местных условиях. В области поисков пресных вод на побережье Балтийского моря меловые известняки с неровной поверхностью и с солеными водами ($\rho < 20$ омм) перекрыты неогеновыми илами ($\rho = 40\text{--}50$ омм) и песками ($\rho = 60\text{--}100$ омм). Поверхность меловых известняков ожидается на глубинах 30–120 м.

Перед нами стояла двойная задача: выявление границы соленых вод и расчленение толщи перекрывающих отложений. Интерпретация основывалась на графической обработке преобразованных кривых $\rho\text{--}h$. На разрезе КЗ (рис. 161) уменьшение сопротивлений, начинающееся четким перегибом в нижних частях кривых, может быть связано с поверхностью меловых известняков с солеными водами. Толща перекрывающих отложений может быть расчленена, однако в интерпретации необходимо учесть, что индивидуальные горизонты нечетко отделяются друг от друга и в геологическом смысле. Эта интерпретация в нескольких точках (например, в точке 3) была проверена путем интерактивного подбора кривых (рис. 162), для чего исходные параметры были сняты с преобразованной кривой $\rho\text{--}h$ того же разреза.

* Л. Вергеши

Г) Многочастотные электромагнитные измерения в СССР с целью выявления оруденелых-графитизированных зон*

Осенью 1988 г. на Украине, в районе Кировограда и Одессы были выполнены электромагнитные измерения аппаратурой макси-проб EMR-16. Цель измерений заключалась в исследовании возможностей применения аппаратуры макси-проб с большой глубиной проникновения в поисках оруденелых-графитизированных зон среди метаморфических пород, перекрытых осадочной толщей переменной мощности. Затруднения вызываются тем, что сильное индукционно-экранирующее влияние приповерхностных проводящих отложений может ослабить аномалии от искомых рудных зон.

Сильно нарушенные зоны и верхние горизонты фундамента, сложенного гнейсами и гранитогнейсами (2000 ом), местами изменены и, следовательно, обладают пониженными сопротивлениями (50–300 ом). К подобным измененным зонам приурочены графитизация и вкрапленная пиритизация. В таких случаях сопротивление субвертикальных зон шириной 100–150 м составляет 5–10 ом. Метаморфический комплекс в то же время перекрыт толщей конгломератов, алевролитов, песчаников, мергелей, песков и глин переменного сопротивления, близкого к таковому фундамента, мощностью 200–300 м в одесском и 20–50 м в кировоградском районе.

Многочастотные измерения с движущимся источником выполнялись при шаге 100 м в интервале частот 3,6–914 гц при постоянном расстоянии $L = 700$ м между передатчиком и приемником. По отношению компонент H_z и H_r , а также разностей фаз φ_{zr} , полученных в ходе измерений, были образованы значения эллиптичности и углов падения, которые были пересчитаны в кажущиеся сопротивления ρ_a и глубины h . На *рис. 163* приводится разрез $\rho_a(h)$ в виде изолиний. Оруденелая зона однозначно проявляется в серии аномалий с уменьшением кажущихся сопротивлений.

* И. Хобот

Е) Электромагнитное частотное зондирование на Кубе*

В октябре–ноябре 1989 г. на Кубе было проведено опытное и вместе с тем показательное электромагнитное частотное зондирование в сотрудничестве со специалистами Объединенного Геологического предприятия. Цель измерений наряду с представлением аппаратуры макси-проб кубинским специалистам заключалась в испытании метода на особых геологических разрезах, не известных в Венгрии, и в исследовании надежности аппаратуры в условиях тропиков. Измерения были выполнены всего на семи участках, из них на четырех — по руде, на одном — по нефти и на двух — по воде.

На *рис. 164* представлены результаты электромагнитных зондирований над пологопадающей рудной зоной. Можно заметить, что жилы, залегающие друг под другом, удалось выявить совместно. Вдоль профиля жилы опускаются все глубже и глубже, причем в них понижается содержание рудных компонент, в корреляции с ослаблением аномалий на кривых.

Работа библиотеки

Фонд библиотеки в настоящее время состоит из 31 130 экземпляров книг и журналов, а также из 5423 прочих публикаций. В 1988–89 гг. фонд пополнился 1194 томами книг, 671 журналом, 65 документациями и 1250 проспектами приборов. Фонд журналов пополнился 6-ю новыми названиями.

В рамках международного обмена публикациями институтом было получено 551 издание, и были отправлены 4997 изданий по 550 адресам в 59 странах. Межбиблиотечный обмен: в 1988–89 гг. 264 раза были выданы издания внешним организациям. За отчетные годы библиотекой были обслужены 9826 читателей.

Издания

В 1988–89 гг. ЭЛГИ были опубликованы следующие издания:

- Годовой отчет Венгерского Геофизического института им. Л. Этвеша за 1987 год;
- Геофизический Бюллетень, том 33, N№ 3–4, том 34, N№ 1, 2–3 и 4, том 34, N№ 1–2;
- Annual Report 1986 of the Tihany Geophysical Observatory
- Annual Report 1987 of the Tihany Geophysical Observatory

* Х. А. Кастаньеда Б., Х. П. Лледиас С. (Объединенное Геологическое предприятие), Л. Вертеши, З. Сёреньи

