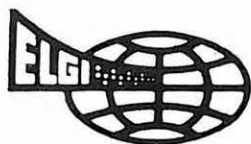


Annual Report of the Eötvös Loránd Geophysical Institute of Hungary for 1984

Годовой отчёт Венгерского Геофизического Института им. Лоранда Этвеша за 1984 г

A Magyar Állami
Eötvös Loránd
Geofizikai Intézet
1984. évi
jelentése





A MAGYAR ÁLLAMI EÖTVÖS LORÁND
GEOFIZIKAI INTÉZET

1984. ÉVI JELENTÉSE

ANNUAL REPORT OF THE EÖTVÖS LORÁND GEOPHYSICAL
INSTITUTE OF HUNGARY
FOR 1984

ГODOVOЙ ОТЧЕТ
ВЕНГЕРСКОГО ГЕОФИЗИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА
ИМ. ЛОРАНДА ЭТВЕША
за 1984 г.

Szerkesztő:
Sz. Kilényi Éva

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

Felelős kiadó: Müller Pál
Összeállította: Aczél Etelka



Egyetemi Nyomda — 85.4136 Budapest, 1986
Felelős vezető: Sümeghi Zoltán igazgató

TARTALOM

| | |
|--|-----|
| 1 FÖLDTANI KUTATÁS | 11 |
| 1.1 Komplex geofizikai kutatás a Dunántúli-középhegységben | 13 |
| 1.1.1 Bauxitkutatás | 15 |
| Bauxit előkutatás a Gerecse hegység DK-i előterében, Nyirád környete | |
| 1.1.2 Kőszénkutatás | 17 |
| Felszínről bányászható barnakőszén kutatása; felső kréta barnakőszén- kutatás | |
| 1.2 A Kisalföld regionális komplex kutatása | 21 |
| Mérnökgeofizikai vizsgálatok; közepes mélységű mérések; nagy mélységű kutatások | |
| 1.3 Geofizikai kutatás Észak-Magyarországon | 29 |
| 1.3.1 Az Aggtelek–Rudabányai-hegység geofizikai előkutatása | 29 |
| 1.3.2 A Nyugat-Mátra fő gerincének földtani felépítése | 33 |
| 1.4 Földtani alapszelvények geofizikai vizsgálata | 45 |
| 1.4.1 A diósjenői diszlokációs öv | 45 |
| 1.4.2 A Zagyva-árok | 48 |
| 1.4.3 A zselici Zse-1/78 reflexiós szelvény újrafeldolgozása | 50 |
| 1.5 Kőolajkutató szeizmikus mérések az Alföldön | 51 |
| 1.6 A Mecsek és a Villányi-hegység környékének geofizikai vizsgálata | 53 |
| Máza D–Váralja D feketekőszén kutatási terület | |
| 1.7 A balatoni üdülőkörzet mérnökgeofizikai térképezése | 57 |
| 1.8 Vízkutatás | 65 |
| 2 MÓDSZER- ÉS MŰSZERKUTATÁS | 69 |
| 2.1 Szeizmikus módszer- és műszerkutatás | 71 |
| 2.1.1 Nagyfrekvenciás vibroseis módszertani mérések | 71 |
| 2.1.2 COROLPRESS digitális színes megjelenítő berendezés programrendszere | 72 |
| 2.1.3 „Volna 96” tengeri adatgyűjtő rendszer | 75 |
| 2.1.4 Lebegőpontos speciális processzor továbbfejlesztése | 79 |
| 2.1.5 Bányabeli szeizmikus mérések a dorogi szénbányák vízvédelmének szolgálatában | 80 |
| 2.2 Geoelektromos és gravitációs módszer- és műszerfejlesztés | 85 |
| 2.2.1 Frekvenciaszondázás hatáskörzetének vizsgálata | 85 |
| 2.2.2 Induktív gerjesztésű elektromágneses frekvenciaszondázás fizikai modellezése | 90 |
| 2.2.3 Magnetotellurikus műszerfejlesztés | 96 |
| 2.2.4 Régészeti célú geofizikai mérések | 96 |
| 2.2.5 Hegyvidéki gravitációs mérések kiértékelése | 103 |
| 2.2.6 A topografikus hatás számítógépes meghatározása | 104 |

| | |
|---|-----|
| 2.3 Mélyfúrású geofizikai módszer- és műszerkutatás | 109 |
| 2.3.1 Neutronfizikai paraméterek meghatározása | 109 |
| 2.3.2 Mágneses szuszceptibilitás mérések a kőszénkutatásban | 114 |
| 2.3.3 Kiértékelő programrendszer | 118 |
| Szénkutató fúrások karotázs értelmező rendszere; minicentrum; kisátmérőjű rétegdőlésmérő szonda adatfeldolgozó programrendszere | |
| 2.3.4 Szénhidrogén tárolók értékelése a COMWELL–B. R./ELGI interpretációs rendszerrel | 120 |
| 2.3.5 Nukleáris műszerfejlesztés | 123 |
| 2.3.6 Expressz analízis MTA 1527–2000 ipari gyorselemző automatával | 126 |
| 2.3.7 Karotázs direktíró regisztráló | 127 |
| 2.3.8 Geofizikai műszerekben végzett mechanikai fejlesztések | 129 |
| | |
| 3 FÖLDFIZIKAI KUTATÁS | 131 |
| 3.1 A földmágneses tér vizsgálata | 133 |
| 3.2 Geodinamikai vizsgálatok | 137 |
| Geodinamikai jelenségek megfigyelése és feldolgozása; külső erőhatások okozta rugalmas feszültségek a Föld belsejében; extenzométeres mérések értelmezése | |
| 3.3 Paleomágneses kutatás | 147 |
| Borzavár és Hárskút földtani alapszelvények vizsgálata; Balaton-felvidéki bazaltok és tufák paleomágneses mérése | |
| 3.4 Geodéziai gravimetria | 153 |
| Horizontális és vertikális gradiens mérése a gravitációs főalappont környezetében; a II. rendű gravitációs alaphálózat mérése; Magyarország Bouguer-anomália térképe; kétdimenziós ható számítási programja | |
| | |
| FÜGGELÉK | 157 |
| Példák az ELGI külföldi tevékenységéből: Mongóliai Nemzetközi Földtani Expedíció; Kubai Nemzetközi Földtani Expedíció; geoelektromos mérések Spanyolországban | |
| Könyvtári szolgálat; Kiadványok | 158 |

CONTENTS

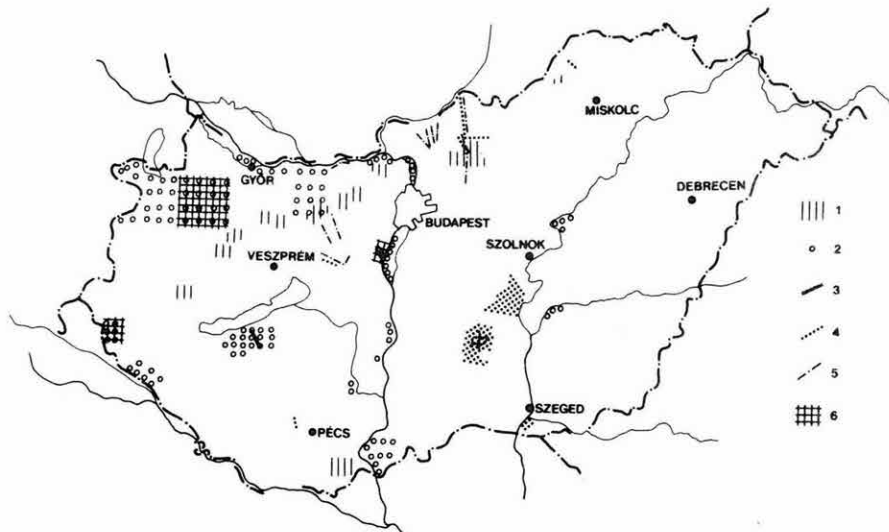
| | | |
|-------|--|-----|
| 1 | GEOPHYSICAL PROSPECTING | 163 |
| 2 | METHODOLOGICAL AND INSTRUMENTAL RESEARCH | 169 |
| 2.1 | Seismic | 171 |
| 2.1.1 | High-frequency methodological VIBROSEIS® measurements | 171 |
| 2.1.2 | Seismic program package of the COROLLPRESS digital colour plotter | 173 |
| 2.1.3 | The "Volna 96" marine data acquisition system | 175 |
| 2.1.4 | Further development of the floating-point array processor | 178 |
| 2.1.5 | Seismic measurements in Dorog Coal Mines for water prevention purposes | 178 |
| 2.2 | Geoelectric | 181 |
| 2.2.1 | A study of the domain of investigation of frequency sounding | 181 |
| 2.2.2 | Physical modelling of the inductive electromagnetic frequency sounding | 185 |
| 2.2.3 | Magnetotelluric instrument development | 186 |
| 2.2.4 | Geophysics in the service of archeology | 187 |
| 2.2.5 | Interpretation of gravity measurements in mountainous terrains | 190 |
| 2.2.6 | Determination of the topographic effect by means of a computer | 191 |
| 2.3 | Well logging | 193 |
| 2.3.1 | Determining neutron-physical parameters | 193 |
| 2.3.2 | Magnetic susceptibility measurements in coal exploration | 195 |
| 2.3.3 | Interpretation program systems | 197 |
| | Processing of coal-exploration logs; minicentre; program system for processing data of small diameter dipmeter measurements | |
| 2.3.4 | Evaluation of hydrocarbon reservoirs by the COMWELL-B.R./ELGI interpretation system | 199 |
| 2.3.5 | Construction of nuclear instruments | 201 |
| 2.3.6 | The MTA 1527-2000 Industrial Rapid Analyser for geophysical applications | 203 |
| 2.3.7 | Pen recorder for well logging purposes | 203 |
| 2.3.8 | Improvement of mechanical construction of sondes | 205 |
| 3 | EARTH PHYSICS RESEARCH | 207 |
| 3.1 | Investigation of the geomagnetic field | 209 |
| 3.2 | Geodynamic investigations | 211 |
| | Gravimeter observations and their processing; elastic stresses in the Earth's interior due to external forces; interpretation of extensometer measurements | |
| 3.3 | Palaeomagnetic studies | 215 |
| | Magnetostratigraphy of the Late Jurassic-Early Cretaceous basic sections at Borzavár and Hárskút; palaeomagnetic measurements on basalts and basalt tuffs from the Balaton Highlands | |

| | |
|---|-----|
| 3.4 Geodetic gravimetry | 217 |
| Measurement of horizontal and vertical gradients in the environment of the fundamental gravity base point; measurements over the gravity base network of the II nd order; the Bouguer anomaly map of Hungary; gravity effect of two-dimensional bodies | |
| MISCELLANEOUS | 219 |
| Examples of ELGI's activities abroad: International Geological Expedition in Mongolia; International Geological Expedition in Cuba; geoelectric measurements in Spain | |
| Library; Publications | 220 |

| | | |
|-------|---|-----|
| 1 | ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЕ РАБОТЫ | 225 |
| 2 | ИССЛЕДОВАНИЯ В ОБЛАСТИ РАЗРАБОТКИ МЕТОДОВ И АППАРАТУРЫ | 231 |
| 2.1 | Сейсморазведка | 233 |
| 2.1.1 | Высокочастотные выбросейсмические методические измерения | 233 |
| 2.1.2 | Система программ цветного цифрового плоттера COROLLPRESS | 235 |
| 2.1.3 | Морская система сбора данных типа „Волна 96“ | 238 |
| 2.1.4 | Совершенствование специального процессора с плавающей запятой | 241 |
| 2.1.5 | Сейсмические измерения в шахте с целью защиты от воды дорожных угольных шахт | 242 |
| 2.2 | Электроразведка | 245 |
| 2.2.1 | Исследование поля влияния частотного зондирования | 245 |
| 2.2.2 | Физическое моделирование частотного электромагнитного зондирования индуктивным возбуждением | 249 |
| 2.2.3 | Разработка магнитотеллурической станции | 251 |
| 2.2.4 | Геофизические измерения в археологии | 252 |
| 2.2.5 | Интерпретация гравитационных измерений в горных районах | 255 |
| 2.2.6 | Определение топографического эффекта на ЭВМ | 256 |
| 2.3 | Промысловая геофизика методические исследования и разработка аппаратуры | 259 |
| 2.3.1 | Определение нейтронно-физических параметров | 259 |
| 2.3.2 | Измерение магнитной восприимчивости при разведке угольных месторождений | 261 |
| 2.3.3 | Программные системы интерпретации | 263 |
| | Обработка каротажных диаграм скважин на уголь; миницентр; система програм для обработки данных пласмового наклономера малого диаметра | |
| 2.3.4 | Интерпретация углеводородов при помощи интерпретационной системы COMWELL-B, R./ELGI | 266 |
| 2.3.5 | Разработка ядерных приборов | 268 |
| 2.3.6 | Промышленный экспрес-анализатор МТА 1527-2000 | 270 |
| 2.3.7 | Каротажный регистр | 271 |
| 2.3.8 | Механические разработки по геофизическим приборам | 272 |
| 3 | ИССЛЕДОВАНИЯ В ОБЛАСТИ ФИЗИКИ ЗЕМЛИ | 273 |
| 3.1 | Исследование геомагнитного поля | 273 |
| 3.2 | Геодинамические исследования | 275 |
| | Наблюдение и обработка геодинамических явлений; упругие напряжения внут- | |

| | |
|---|-----|
| ри Земли, вызванные внешними силами; интерпретация наблюдений с экстензометром | |
| 3.3 Палеомагнитные исследования | 277 |
| Магнитостратиграфическое исследование геологических опорных разрезов; палеомагнитное измерение базальтов и туфов в Придалатонских горах | |
| 3.4 Геодезическая гравиметрия | 283 |
| Измерение горизонтального и вертикального градиентов вблизи гравиметрического главного опорного пункта; измерение по гравиметрической опорной сети 2-го класса; карта аномалий Буге территории ВНР; программа вычисления двухмерного тела | |
| РАЗНОЕ | 286 |
| Примеры деятельности ЭЛГИ за-границей: Международная геологическая экспедиция в Монголии; международная геологическая экспедиция на Кубе; геоэлектрические измерения в Испании | |
| Работа библиотеки; Публикации | 288 |

1 FÖLDTANI KUTATÁS



I. ábra. Az ELGI terepi kutatásai

- 1 — ásványi nyersanyagok komplex kutatása
- 2 — mérnökgeofizikai és vízföldtani kutatás
- 3 — földkéreg- és litoszféra-kutatás
- 4 — szeizmikus kutatás
- 5 — geoelektromos szelvénymenti mérés
- 6 — geoelektromos területi mérés

Fig. 1. Field work, 1984

- 1 — integrated prospecting for minerals
- 2 — hydrogeological and civil engineering projects
- 3 — crustal and lithospheric investigation
- 4 — seismic survey
- 5 — geoelectric profiles
- 6 — geoelectric network

Рис. 1. Полевые работы ЭЛГИ

- 1 — комплексные работы на полезные ископаемые
- 2 — инженерно-геофизические и гидрогеологические изыскания
- 3 — исследования земной коры и литосферы
- 4 — сейсморазведка
- 5 — профильная электроразведка
- 6 — площадная электроразведка

1.1 KOMPLEX GEOFIZIKAI KUTATÁS A DUNÁNTÚLI-KÖZÉPHEGYSÉGBEN*

A Dunántúli-középhegységben, annak belső és peremi medencéiben a méréseket elsősorban bauxit- és kőszénkutatás céljából végezzük. A bauxit- és széntelepek prognosztizálásában és megkutatásában alapvető szempont az eocén, a kréta és a triász képződmények elterjedésének, kifejlődésének, mélységi viszonyainak megismerése, az ösföldrajzi viszonyok rekonstrukciója.

Az elmúlt években kialakult a kőszén- és bauxitkutatás egymásra épülő fázisainak geofizikai módszeregyüttese. A szénkutatáshoz viszonyítva a bauxitkutatás azonos fázisának lezárásához lényegesen részletesebb mérésekre van szükség. Jó példa erre a Gerecse DK-i előterének komplex kutatása (1982. Évi Jelentés, 17–21. oldal). Szénkutatás szempontjából a teljes 152 km² terület már akkor lezárható volt előkutatási szinten, sőt egyes részterületeken a felderítő (Tarján–Héreg, Bajna, Tükröspusztá) és előzetes (Mány-K–Zsámbék) fázis is, ugyanakkor a bauxit előkutatás sok részterületen nem fejeződött be, hiszen a szénrétegek minimálisan 500–100 m-es vízszintes kiterjedésével szemben a művealó bauxittestek minimális kiterjedése 50–100 m is lehet.

A bauxit- és a kőszénkutatás gazdaságosságának és sikerességének egyik meghatározó eleme az, hogy milyen eredménnyel sikerül új, nagy felbontóképeségű és nagy területeket gazdaságosan térképezni képes geofizikai módszereket és műszereket üzembe állítani. Ezen a téren új fejlesztési célkitűzéseink:

- a kis (0–60 m) fekülmélységű területek előkutatásának meggyorsítása, a földi alacsonyfrekvenciás rádióhullám (VLF) mérések mellett légi elektromágneses módszerek alkalmazásával;
- a 100–300 m fekülmélységű, bonyolult felépítésű bauxittelepeken a transziens TURAM térképezés és a Maxi-Probe rendszerű frekvenciaszondázások kiegészítő használata;
- a bauxittestek térbeli elhelyezkedésének, a szénrétegek kis tektonikájának és folytonosságának felderítésére a fúrás-felszín és fúrás-fúrás közti módszerek továbbfejlesztése;
- a magasfrekvenciás reflexiós módszer továbbfejlesztése a kismélységű szénkutatáshoz.

* Kakas K., Rezessy G., Szabadváry L.

A Dunántúli-középhegység területén 1984-ben végzett méréseinket az alábbiakban foglaljuk össze:

A KFH által irányított programokban részt véve,

- a *Balaton-felvidék regionális térképezése* keretében Tapolca és Balatonfüred között gravitációs méréseket, több kisebb részmedence területén (Uzsa, Hegymagas, Diszel) térképező fúrások telepítésére geoelektromos és szeizmikus méréseket végeztünk;
- *komplex szénkutató mérésekkel* vizsgáltuk a *Lencsehegy-É* (eocén), a *Bokod-III* (eocén) és az *Ajka-Gyepükaján* (kréta) szénterületet, utóbbiról, amelyekre a Veszprémi Szénbányák is adott megbízást, részletesebben is beszámolunk az 1.1.2 fejezetben. A KFH kezdeményezésére 1985-ben a *kis mélységű eocén barnakőszenek* felkutatására új program indult. A feladat: a geofizikai előkészítés alapján néhány fúrással, igen rövid idő alatt megvizsgálni egy-egy olyan reménybeli területet, ahol a kőszén felszíni művelése, vagy igen kis beruházással mélyművelése lehetséges. Az ELGI jelenleg két ilyen kutatási feladatban vesz részt. Az egyik: a KFH program, amely a Gerecse DK-i előterének kutatását célozza. Itt a geofizikai méréseket Héreg mellett és Gyarmatpuszta térségében befejeztük, sőt a Szomor K-i területen már fúrásos igazolást is nyert az ipari minőségű, megfelelő készlet esetén felszínről bányászható eocén (fornai) széntelep léte. A másik kutatást a Veszprémi Szénbányák megbízásából végezzük. Mindezekről a munkákról az 1.1.2 fejezetben számolunk be;
- a bauxitprognózis és előkutatás keretében folytattuk a munkát a Gerecsében (*Szár, Felsőgalla, Vasztély-Ny, Vázsonypuszta*; (1.1.1 fejezet). BKV megrendelés alapján Bakonyjákótól Ny-ra és Porva-Fenyőfő között (*Gerencepuszta*) végeztünk bauxit-előkutató méréseket.

A Tatabányai Szénbányák megbízásából a *mányi bányauzem* területén részletező reflexiós méréseket, *Csordakút* körzetében (felderítő fázisú bauxitkutató fúrások telepítésére) nagy mennyiségű elektromágneses frekvenciaszondázást (VLF) végeztünk. A már említett dudari kis mélységű kőszénkutatáson kívül *Várpalotán* is voltak szénkutató MFS méréseink.

Nagy volumenben folytattuk a Bauxitkutató Vállalat felderítő és részletes fázisú kutatásaihoz a geofizikai előkészítést, a több évtizedes együttműködés keretében kialakult módszeregyüttessel. A nyirádi bauxitelfordulás körzetében *Csabpuszta* és *Nagytárkány-puszta* mellett MFS mérések voltak (1.1.1 fejezet). Iharkút körzetében a *Pápvár-Gáthegy* sekélykutatási terület felmérését végeztük el, és több kisebb volumenű részletező mérés is történt (*Iharkút-Ny, Németbánya-K*). A bakonyoszlop-fenyőfői bauxitelfordulás környékén *Vinyesándor-major* és *Gézaháza-Ny* területen felderítő, *Bakonyoszlop* mellett részletező kutatások voltak. A Gerecse hegységben *Tükröspuszta* és *Jancsár-major* körzetében voltak felderítő bauxitgeofizikai méréseink.

A geofizikai mérések eredményeinek figyelembevételével 1984-ben a Dunántúli-középhegységben 208 bauxit- és kőszénkutató fúrást telepítettek. A 64 bauxit előkutató fúrásból 3 volt produktív (és 17 indikációs), a 107 felderítő fúrásból 9 volt produktív és 29 indikációs, a 15 részletező bauxitkutató fúrásból 12 volt produktív és 1 indikációs. Összesen 22 szénkutató fúrást telepítettünk, ebből 19 harántolt műrevaló barnakőszénösszletet és 1 fúrás szén-indikációt.

1.1.1 Bauxitkutatás

*Bauxit előkutatás a Gerecse hegység DK-i előterében**

A terület kutatása „A Gerecse hegység DK-i előterének bauxit előkutatási programja” szerint folyik, amelyet a MÁFI és az ELGI 1983-ban állított össze. A kutatás időütemezését folyamatosan összehangoljuk a Magyar Alumíniumipari Tröszttel (MAT) és a Bauxitkutató Vállalattal, a bányászat igényeihez alkalmazkodva.

A 2. ábrán feltüntettük az 1983-ban és 1984-ben a kutatásba bevont területeket. 1983-ban befejeztük a somlyóvári terület bauxit-előkutatását, melynek eredményeként 4 kisebb bauxitlencsében felszínről bányászható ipari bauxit vált ismertté (lásd 1983. Évi Jelentés 20. oldal). Hasonlóan befejeztük a tükröspusztai terület előkutatását is, ahol egy jelentős ipari bauxitvagyont tartalmazó bauxitlencsét fedeztünk fel (lásd 1983. Évi Jelentés 21. oldal és 1982. Évi Jelentés 23. oldal). 1984-ben megkezdődött mindkét terület felderítő kutatása. Ennek eredményeként a tükröspusztai területen egy új ipari minőségű, az előzőnél kisebb bauxitlencse vált ismertté.

1983-ban megkezdtük és 1984-ben befejeztük a szári terület előkutatását. A geofizikai mérésekkel a triász időszak dolomit kibúvások között kerestünk bauxittároló szerkezeteket. A kis mélység miatt a geofizikai kutatás fő módszere a VLF térképezés volt. Ahol a dolomit aljzat mélysége meghaladta a VLF módszer kutatási mélységét, ott PM térképezést is végeztünk. A térképező mérések alapján elektromágneses frekvencia szondázásokból (MFS) álló szelvényt mértünk, és ennek alapján telepítettük az előkutató fúrásokat. Példaként a 3. ábrán egy produktív fúrás telepítését mutatjuk be. A VLF ellenállástérkép zárt, lokális medencét jelez. Mivel a VLF módszer behatolási mélységénél nagyobb a dolomit felszíntől számolt mélysége, így a medence létét igen, belső szerkezetét az ellenállástérkép már nem mutatta ($\rho_a \leq 20 \Omega\text{m}$). Utóbbi leképezésére potenciáltérképezést (3/b ábra) végeztünk. A medence belsejében látható vezetőképesség anomáliákat részben a dolomit feletti fedőösszlet vastagságá-

* Farkas I., Gombár L., Pápa A., Szörényi Z., Tóth Á. (MÁFI)

nak változása, részben az ellenállás változása okozza. Az egyik előkutató fúrás telepítéséhez mért Maxi-Probe frekvenciaszondázási szelvényen (3/c ábra) jól látható a medencét határoló vető, sőt a kedvező rétegvastagság és ellenállásviszonyok következtében közvetlenül követhető a bauxitösszlet is. A terület előkutatása során a MÁFI-val közösen 21 fúrást telepítettünk, amelyből 10 harántolt bauxitos képződményeket, ezek közül kettő ipari minőségű bauxitot.

1983-tól végezzük a felsőgallai terület előkutatását. A fúrások mélyítését 1985-re tervezzük.

1984-ben a szomori területen is elkezdtük a geofizikai méréseket. E terület kutatásának előrehozását a KFH megbízásából itt végzendő felszínközeli szénélőkutatás indokolta, amelyre az ELGI jelentős erőket összpontosított. Az eddig telepített fúrások közül egy ipari bauxitot harántolt, így a terület perspektivitása megnőtt.

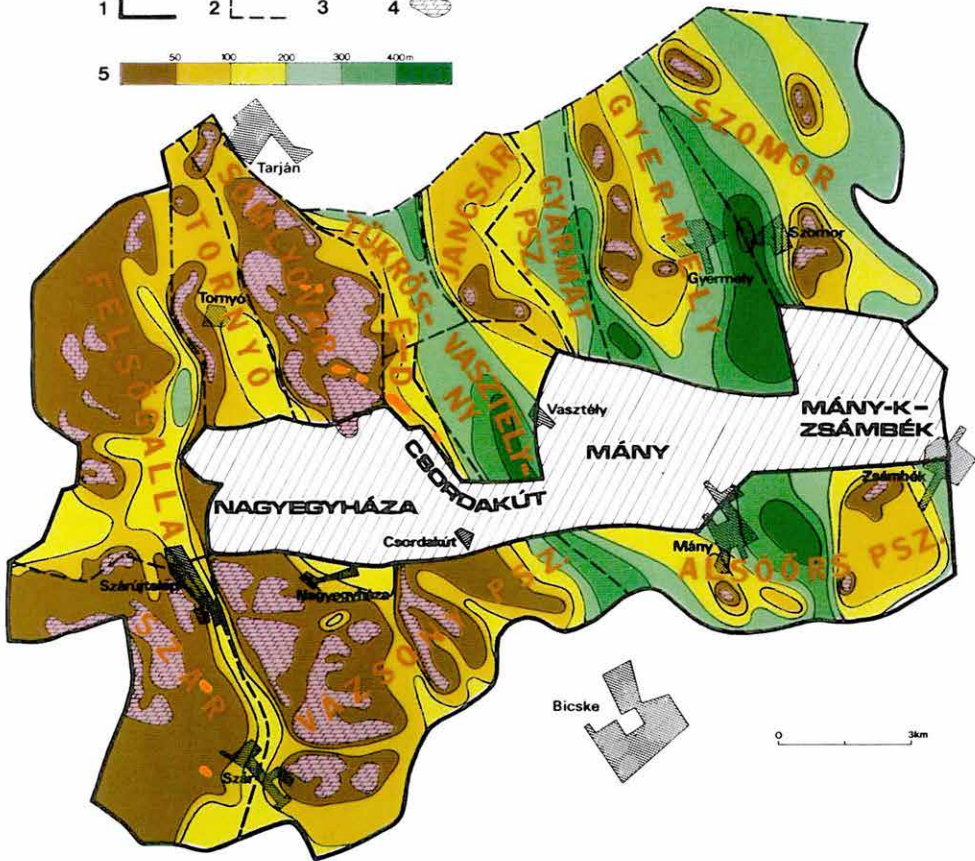
A korábbi évekhez képest a reflexiós szeizmikus mérések mennyisége megnövekedett. Első alkalommal került sor vibrátoros rezgéskeltésre, így lehetővé vált azoknak a tagolt topográfíájú, vastag laza réteggel borított területeknek a reflexiós kutatása, amelyek fúrásos-robbantásos technológiával csak nagy anyagi ráfordítással mérhetők. Példaként a vasztélyi területen mért szeizmikus reflexiós szelvényt mutatjuk be (4. ábra). A vonalat 12-szeres fedésű rendszerben 10 m-es geofonbázisközzel, 20–100 Hz frekvenciájú lineáris vibrojellel mértük. Az amplitúdó szerint színezett időszelvényen a triász dolomit jó energiájú 30–50 Hz frekvenciájú, határozott reflexiós szintként jelentkezik. A triász aljzatra települt, 10–20 m vastag eocén összlet határozottabb korrelációjához a szelvény felbontóképességének növelése szükséges. Ennek érdekében nagyfrekvenciás vibroszeiz módszertani méréseket végeztünk, amelynek eredményeit a 2.1.1 fejezetben ismertetjük.

*Nyírád körzete**

1983–84-ben a nyírádi bauxitelfordulás területén két körzetben folytattuk az 1982-ben elkezdett bauxitkutató elektromágneses méréseket (1982. Évi Jelentés 26. oldal). *Csabpuszta körzetében* a mérések célja a felső kréta mészkő (Ugodi Mészkő Formáció) felszínén levő bauxittelepek kutatása volt. A Cn-3101 fúrás környékén felderítő, a Csabpuszta–XIV. bauxittelepen részletező méréseket végeztünk.

Az 5/a ábrán példaként bemutatott elektromágneses frekvenciaszondázási szelvény jól mutatja a felső kréta mészkő felszínét és a bauxitos összlet kiékelődését még nagy ellenállású eocén mészkő alatt is. Az MFS mérések eredményeinek figyelembevételével telepített fúrások a XIV. telepet lehatárolták, igazolva a geofizikai mérések eredményeit.

* Kakas K., Szörényi Z.



2. ábra. A bauxit-előkutatás áttekintő térképe (Gerecse hegység DK-i előtere)

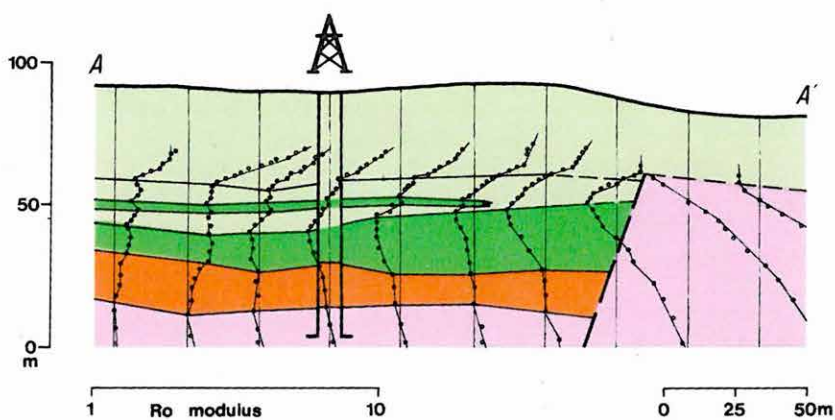
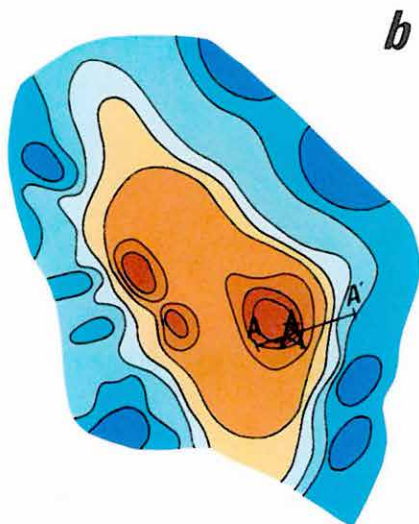
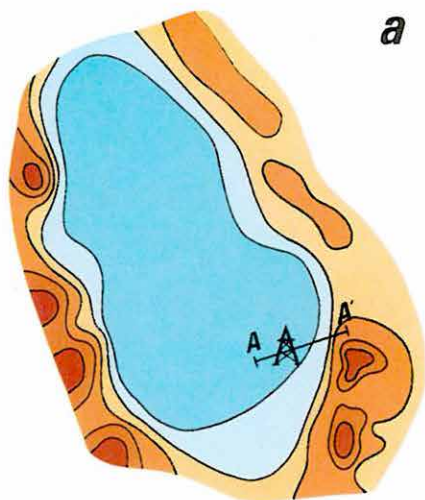
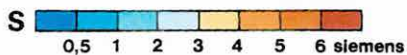
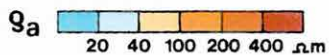
1 — az előkutatási program határa; 2 — részterületek határa; 3 — az előkutatás során eddig detektált bauxittelep; 4 — triász aljzat kibúvásiban; 5 — a triász aljzat felszínétől számított mélysége

Fig. 2. Reconnaissance bauxite exploration of the southeastern foreground of the Gerecse hills

1 — boundary of reconnaissance project; 2 — boundaries of survey mosaics; 3 — detected bauxite deposits; 4 — Triassic basement outcrop; 5 — depth contours of Triassic basement

Рис. 2. Обзорная карта поисковых работ на бокситы (ЮВ форланд гор Герече)

1 — контур площади поисковых работ; 2 — контуры участков; 3 — бокситовая залежь, выявленная в ходе поисковых работ; 4 — триасовый фундамент в выходах; 5 — глубина залегания триасового фундамента



3. ábra. Bauxitkutató mérések Szár környékén

- a) VLF ellenállástérkép
- b) Potenciáltérképezésből szerkesztett vezetőképesség-térkép
- c) MFS szelvény

1 — kis ellenállású fedőképződmény; 2 — nagy ellenállású fedőképződmény; 3 — bauxitos összlet; 4 — felső triász dolomit

Fig. 3. Bauxite exploration surveys near Szár (Transdanubia)

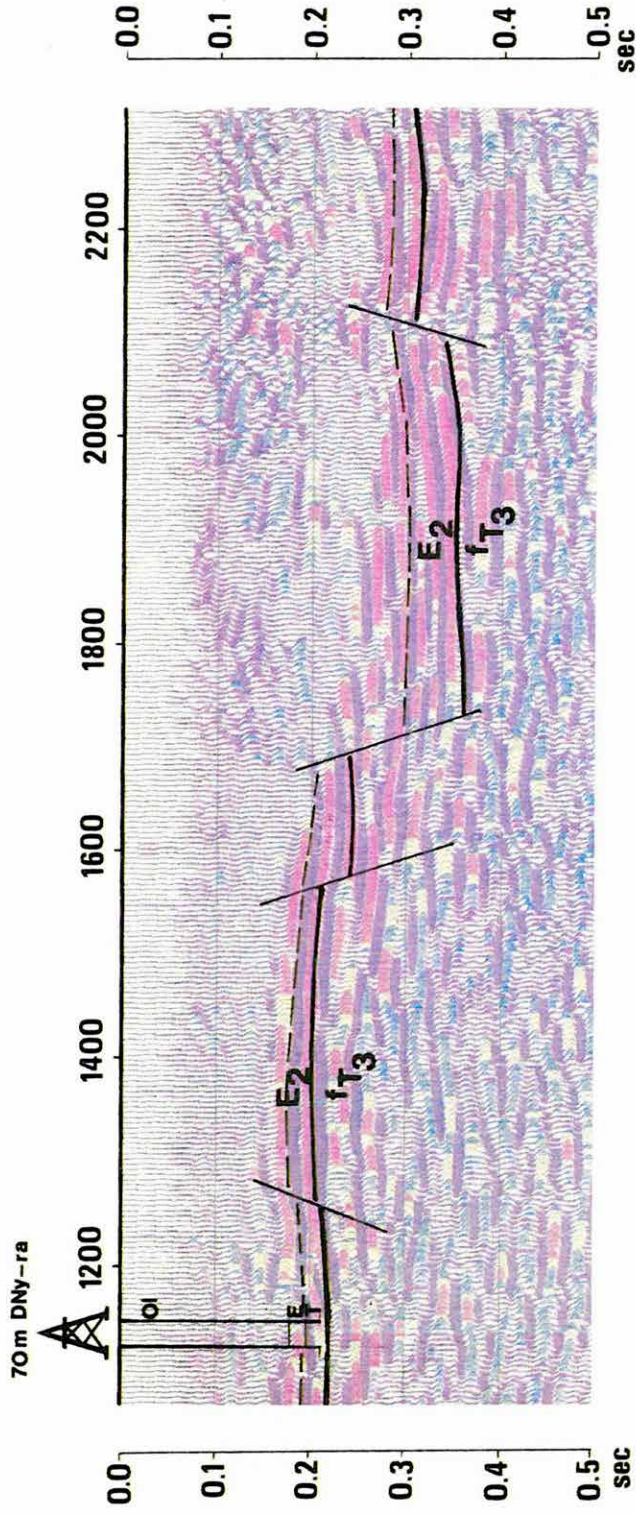
- a) VLF resistivity map
- b) Conductivity map from Potential Mapping
- c) E.M. frequency sounding profile

1 — low-resistivity cover; 2 — high-resistivity cover; 3 — bauxite; 4 — Upper Triassic dolomite

Рис. 3. Геофизическая разведка на бокситы в окрестностях месторождения Сар (Задунайщина)

- a) Карта сопротивлений по VLF
- b) Карта электропроводности, построенная по данным съемки методом потенциалов
- c) резрез МЧЗ

1 — чехол пониженного сопротивления; 2 — чехол повышенного сопротивления; 3 — бокситоносная толща, 4 — доломиты верхнего триаса



4. ábra. Bauxitkutató reflexiók mérések (Gerecse hegység DK-i előtere, Vasz-tély). Amplitúdó szerint színezett migrált időszelvény

Fig. 4. Reflection seismics for bauxite exploration (SE foreground of the Gerecse hills). Migrated time section coloured according to amplitude strength

Рис. 4. Сейсморазведка МОВ на бокситы (ЮВ форланд гор Герече). Миграционный временной разрез в раскраске по амплитудам

Nagytárkány-pusztában MFS szelvények segítségével az eocén fedő alatt a triász aljzatra települő, fúrásokkal már feltárt bauxittestek lehatárolására törekedtünk. Így a szabálytalan alakú bauxittestekben levő készlet számítása pontosabb lehet, a fúrási költségek lényeges emelkedése nélkül. Az 5/b ábrán bemutatjuk a fúrási adatokból, és a tőlük független — így a kép finomítására felhasználható — szondázási adatokból szerkesztett bauxitvastagság-térképet.

Az 5/c ábrán bemutatott szelvény mentén a 10 m lépésközzel mért MFS görbék alapján egyértelműen meghatározható az eocén mészkő alatt a bauxit elterjedése. A négyszeresen megnyújtott szelvényen az MFS mérések alapján kijelölhető az a két vető, amely mentén a bauxit kivékonyodik, illetve eltűnik.

1.1.2 Kőszénkutatás

*Felszínről bányászható barnakőszének kutatása**

Dudar környékén több helyen feltételezhető a felszíni triász rögök közötti medencékben eocén barnakőszén. A barnakőszén vagy egy-egy közeli, már leművelt előfordulás alapján prognosztizálható, vagy egy-egy korábbi fúrás igazolja létét. A Veszprémi Szénbányák (VSZ) 1984-ben megkezdte ezeknek a területeknek vizsgálatát a külszíni termelés előkészítése céljából. Az elfedett triász magasrögök lehatárolására VLF térképezést alkalmaztunk a kis aljzattélység alapján a további kutatásból kizárható területrészek megismerésére. A 6/a ábrán a GBR adóval végzett VLF mérésekből megszerkesztett látszólagos fajlagos ellenállás (ρ_a) térképet, a 6/b ábrán az elektromos és mágneses komponens közötti fáziskülönbség ($\Delta\Phi$) térképet mutatjuk be. A triász medencealjzat domborzatát a ρ_a térkép tükrözi: a ρ_a maximumok a medencealjzat kiemelkedését jelölik. Az É-i és D-i részmedence eltérő jellegére a $\Delta\Phi$ térkép hívja fel figyelmünket: a 45°-nál nagyobb értékeket egy felszínközélen elhelyezkedő, a széntelepes összletet fedő mészkőpad okozza. Ez a fedő a D-i területen nem található meg. A VLF mérésekkel a Duk-11 és Duk-14 fúrásban harántolt kőszénes összletet D-i irányban sikerült lehatárolni.

Héreg községtől K-re 1978-ban mélyült a H-16a jelű fúrás. A fúrás 45,0–49,2 méter között harántolta az eocén kőszéntelepes összletet, amelyen belül a felső 1,5 méteres pad erőműben való hasznosításra alkalmas minőségű (9000–14 000 kJ/kg). A Központi Földtani Hivatal megbízásából itt végzett geofizikai mérések célja a fúrásban harántolt széntelepes összlet továbbnyomozása, térbeli elhelyezkedésének vizsgálata, további fúrások telepítésére. A héregi medence a Tatabánya–Dorog eocén kőszén-előfordulásnak abba az

* György T., Rezessy G., Szilasi Gy., Szörényi Z.

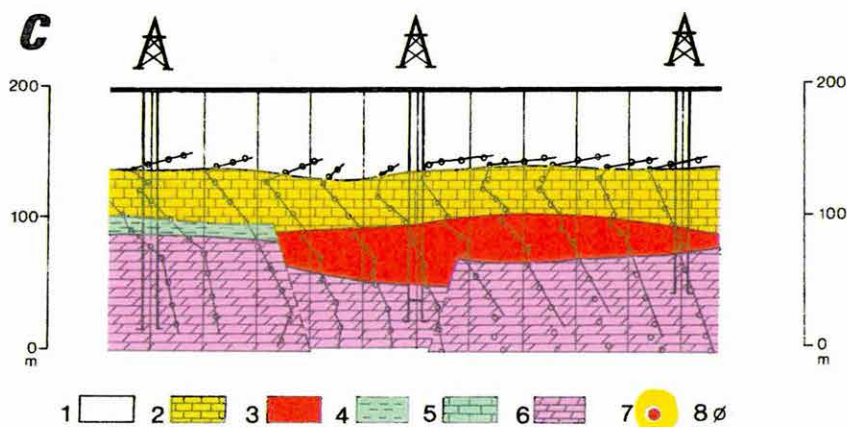
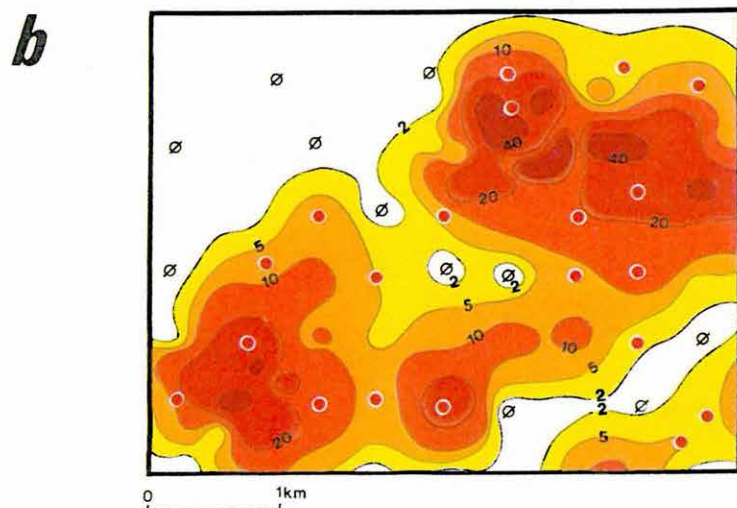
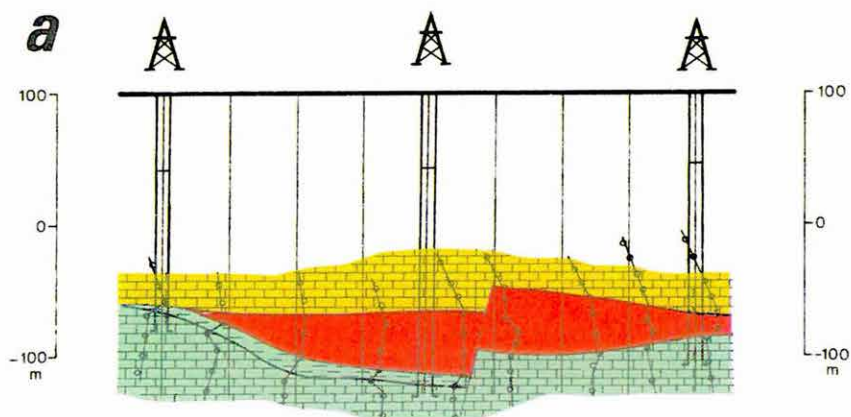
ÉNy-i sávjába tartozik, amelybe a Bajna melletti Hantos-pusztai, 1983-ban megnyitott felszíni eocén barnakőszénbánya is sorolható. Ezt a sávot — a nagyegyháza-zsámbéki zónával összehasonlítva — kedvezőtlenebb ösföldrajzi viszonyok jellemzik. A kőszén minősége romlik, egyúttal nő a meddő betelepülések mennyisége. A földtani hasonlóságoknak és a közel azonos mélységviszonyoknak megfelelően az 1983-ban, Hantos-pusztán kísérletezett módszeregyüttest (MFS, VES és PM) alkalmaztuk itt is. A mérésekről a 6/c és 6/d ábrán mutatunk be példát. A H-16a fúrás rétegsorát, a mélyfúrási geofizikai mérések alapján szerkesztett összevont fajlagos ellenállásértékeket és a fúráson mért MFS görbét összehasonlítva (6/c ábra) megállapítható, hogy

- a széntelepes összlet a felette levő eocén homok összelethez képest kis ellenállású, a széntelepes összlet (C) felszíne MFS mérésekkel kimutatható;
- a triász időszaki mészkő (T) felszíne karsztosodott, ellenállása a felső 14 méterben átlagosan 130 Ω m-re csökken, ennek megfelelően az MFS görbe a medencealjzat felszínét csak kisebb töréssel jelzi, majd alatta nagyobb mélységben még egy töréspont jelentkezik, ami a dolomit-összleten belüli kőzetminőség-változással azonosítható;
- a széntelepes összlet és a triász aljzat közötti MFS görbeszakasz töréspontjához réteghatár nem rendelhető.

A szelvény mentén végzett MFS mérések értelmezése (6/d ábra) ezeken a megállapításokon alapul.

A Szomori-hegy középső triász dolomittömbjétől K-re eső területen a Központi Földtani Hivatal megbízásából felszínközeli barnakőszén-kutatást, a Magyar Állami Földtani Intézettel együttműködve pedig bauxit előkutatást végzünk. A két megbízást a geofizikai méréseknél és a fúrásstelepítésnél szorosan összehangoltuk. A geofizikai mérések — a sürgősség miatt — az 1984–85. évi hideg télben is folytak. Eredményeképpen tavasszal már fúrásos igazolást nyert a felszínről termelhető, jó minőségű kőszén megléte. A szénmező kiterjedése, készlete még ismeretlen. A 6/e ábrán bemutatott PM térkép (amelynél a tápelektrodák iránya K–Ny-i volt) K-i irányban a medencealjzat lépcsőzetes mélyülését mutatja. A középső lépcsőn a vezetőképesség-maximumra telepített Szrt-6 fúrás 27 és 36 méter között eocén széntelepes összletet harántolt, amelyen belül 5,0 m vastag a jó minőségű szén. A széntelepes összlet alatt lutéciai (E_2) alveolinás mészkő, majd 47 métertől triász dolomit van. A PM térkép Ny-i határán fekvő E_2 kibúvás (alveolinás mészkő) az előfordulás lehetséges Ny-i határát adja. A további kutatást a PM és az MFS módszerre alapozzuk. A fúráson mért MFS görbe alapján (6/f ábra) remény van arra, hogy szelvénymenti MFS mérésekkel a széntelepes összletet, a fekvő mészkőt és a medencealjzatot nyomon követhessük.

Mind a kőszénprognózis, mind az alkalmazható geofizikai módszerek szem-



5. ábra. Bauxitkutató mérések Nyirád körzetében

- a) MFS szelvény, Csabpuszta
- b) Bauxitvastagság térkép, Nagytárkánypuszta (számítógépes szerkesztés a fúrások és az MFS mérések adataiból)
- c) MFS szelvény Nagytárkánypuszta

1 — Oligocén–alsó miocén törmelékes összlet; 2 — középső eocén mészkőösszlet; 3 — bauxit; 4 — kis ellenállású összlet; 5 — felső kréta mészkőösszlet; 6 — triász dolomit; 7 — produktív fúrás; 8 — meddő fúrás

Fig. 5. Bauxite exploration in the Nyirád area (Transdanubia)

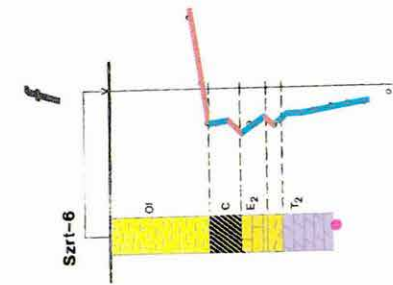
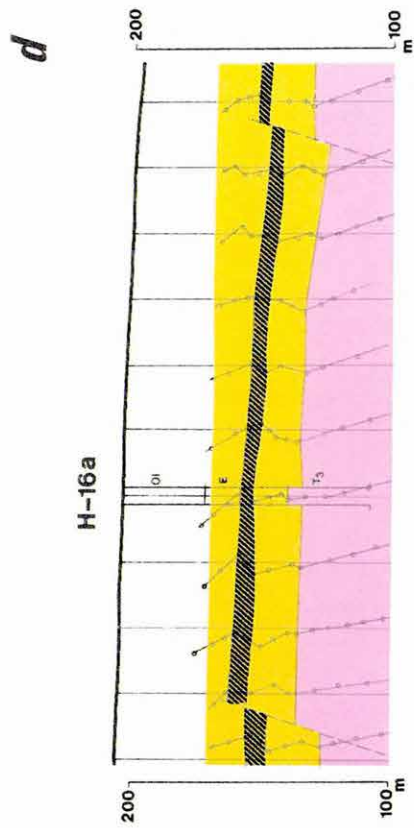
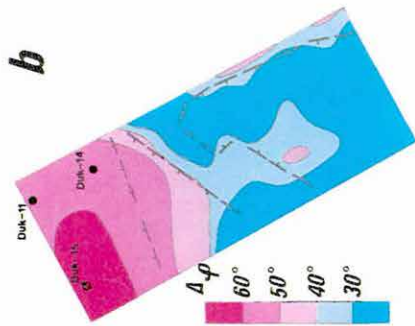
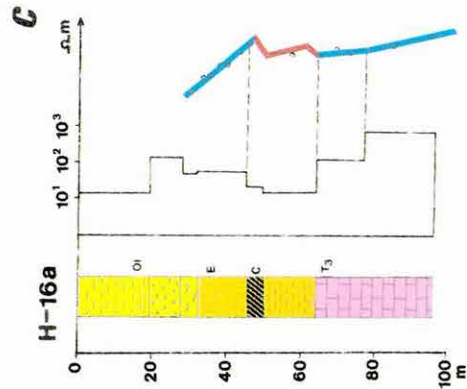
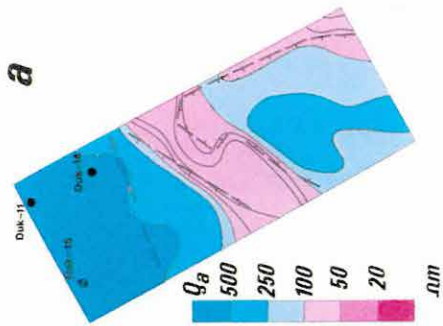
- a) E.M. frequency sounding profile, Csabpuszta
- b) Contour map of bauxite thickness, Nagytárkánypuszta (computer plot from both E.M. and borehole data)
- c) E.M. frequency sounding profile, Nagytárkánypuszta

1 — Oligocene–Lower Miocene clastics; 2 — Middle Eocene limestone; 3 — bauxite; 4 — low-resistivity layer; 5 — Upper Cretaceous limestone; 6 — Triassic dolomite; 7 — borehole hitting bauxite; 8 — barren hole

Рис. 5. Геофизическая разведка на бокситы в окрестностях месторождения Ньирад (Задунайщина)

- a) Разрез МЧЗ, Чабпуста
- b) Карта мощностей бокситов, Надьтарканьпуста (построена на ЭВМ, по данным бурения и МЧЗ)
- c) Разрез МЧЗ, Надьтарканьпуста

1 — обломочная толща олигоцена – нижнего миоцена; 2 — толща известняков среднего эоцена; 3 — бокситы; 4 — толща малого сопротивления; 5 — толща известняков верхнего мела; 6 — триасовые доломиты; 7 — продуктивная скважина; 8 — пустая скважина



6. ábra. Kismélységű barnakőszén-kutatás

- a) VLF ellenállástérkép, Dudar
- b) VLF fáziskülönbség-térkép, Dudar
- c) A fúrási rétegsor, az ellenállásszelvényezés és az MFS görbe összehasonlítása a Héreg-16/a fúráson
- d) MFS szelvény, Héreg
- e) Vezetőképesség-térkép, Szomor
- f) MFS görbe az Szrt-6 fúráson

1 — szénre produktív fúrás; 2 — meddő fúrás; 3 — oligocén agyagos összlet; 4 — oligocén kavicsos összlet; 5 — oligocén márgás összlet; 6 — eocén homokos összlet; 7 — széntelepes rétegsoport; 8 — felső triász mészkő; 9 — középső triász dolomit

Fig. 6. Exploration for near-surface brown coal deposits

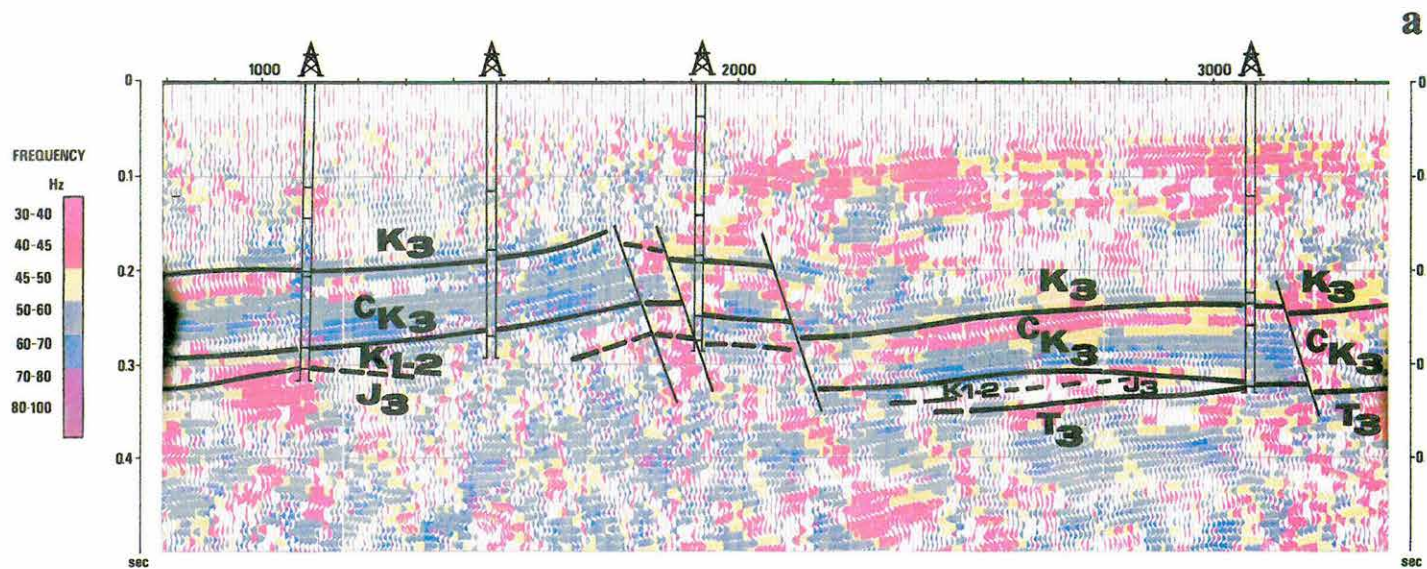
- a) VLF resistivity map, Dudar
- b) VLF phase difference map, Dudar
- c) Comparison of borehole lithology, resistivity profiling and E.M. frequency sounding on borehole Héreg-16/a
- d) E.M. frequency sounding profile, Héreg
- e) Conductivity map, Szomor
- f) E.M. frequency sounding curve on borehole Szrt-6

1 — borehole hitting coal; 2 — barren hole; 3 — Oligocene shales; 4 — Oligocene gravel; 5 — Oligocene marl; 6 — Eocene sand; 7 — coal-bearing formation; 8 — Upper Triassic limestone; 9 — Middle Triassic dolomite

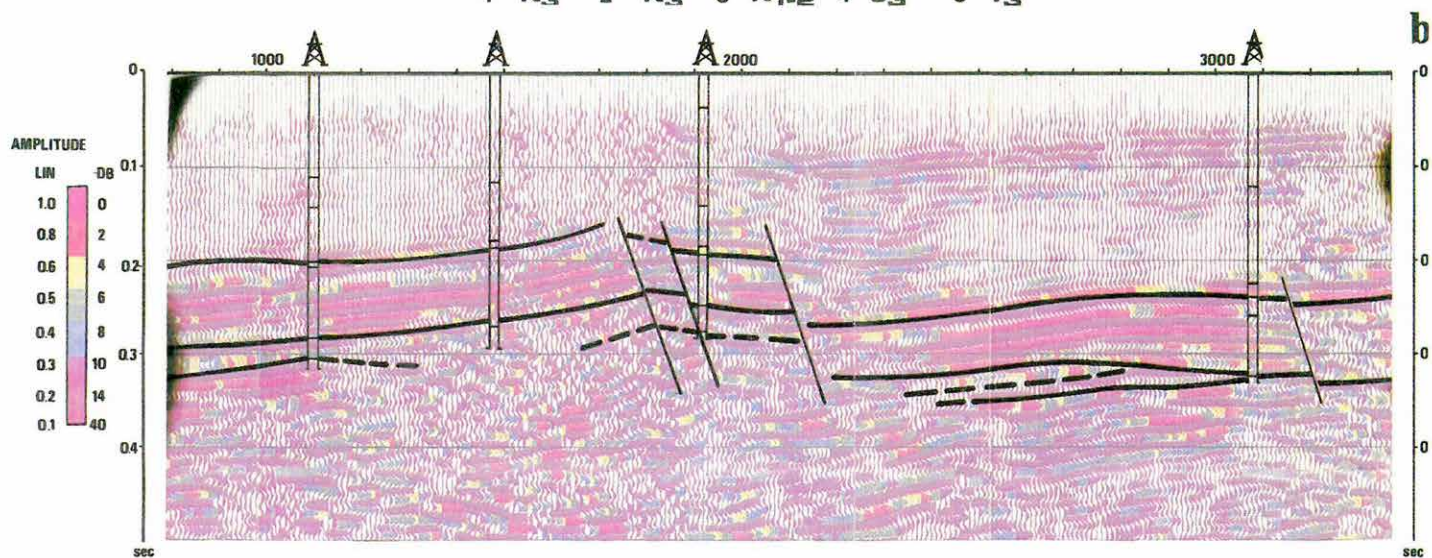
Рис. 6. Геофизическая разведка на бурые угли при малых глубинах

- a) Карта сопротивлений по VLF, месторождение Дудар
- b) Карта разностей фаз по VLF, месторождение Дудар
- c) Сопоставление геологического разреза, геоэлектрического разреза и кривой МЧЗ по скважине Херег-16/a
- d) Разрез МЧЗ, Херег
- e) Карта электропроводимости, месторождение Сомор
- f) Кривая МЧЗ по скважине Szrt-6

1 — продуктивная на уголь скважина; 2 — пустая скважина; 3 — глинистая толща олигоцена; 4 — галечная толща олигоцена; 5 — мергели олигоцена; 6 — песчаная толща эоцена; 7 — угленосная толща; 8 — известняки верхнего триаса; 9 — доломиты верхнего триаса



1 K_3 2 CK_3 3 K_{1-2} 4 J_3 5 T_3



7. ábra. Az Ajka-II kőszénterületen mért Sc-21 szeizmikus reflexiók szelvény
a) frekvencia szerinti színezéssel
b) amplitúdó szerinti színezéssel

1 — felső kréta Jákói Márga Formáció; 2 — felső kréta Ajkai Kőszén Formáció; 3 — alsó-
és középső kréta Sümegi Márga Formáció; 4 — felső jura mészkő; 5 — felső triász mészkő

Fig. 7. Sc-21 seismic reflection time section from the Ajka-II coal district
a) Coloured according to frequency
b) Coloured according to amplitude strength

1 — Upper Cretaceous marl; 2 — Upper Cretaceous coal-bearing formation; 3 — Lower-
and Middle Cretaceous marl; 4 — Upper Jurassic limestone; 5 — Upper Triassic limestone

Рис. 7. Профиль сейсморазведки МОВ Sc-21 на буроугольном место-
рождении Айка II

a) Раскраска по частотам
b) Раскраска по амплитудам

1 — верхний мел, якойская свита мергелей; 2 — верхний мел, айкайская угленосная сви-
та; 3 — нижний—средний мел, шюмегская свита мергелей; 4 — верхняя юра, известняки;
5 — верхний триас, известняки

pontjából jelentős sajátossága ennek az előfordulásnak, hogy regressziós jellegű telep, földtani helyzetét tekintve hasonló a Dorogi-medencében fejtett „fornai telep”-hez. Egyenáramú geoelektromos módszerek számára kedvező, hogy az eocén tengeri kifejlődésű mészkő a feküben fordul elő. A terület kutatását gyorsítva folytatjuk, mind a kőszén műrevalóságának, mind pedig a terület bauxit-perspektívitásának eldöntésére.

*Felső kréta barnakőszén-kutatás**

A Sümeg–Ukk–Gyepükaján körzetében a MÁFI-val közösen végzett felső kréta barnakőszén előkutatásról az ELGI 1982. Évi Jelentésében (16. oldal) számoltunk be. A kutatás eredményeként megtalált Ajka–II produktív terület felderítő fázisú geofizikai mérését a Veszprémi Szénbányák (VSz) megbízásából végeztük (1983. Évi Jelentés).

A korábbi évek geofizikai mérési hálózatának sűrítésével az Ajka–II területen 1984-ben 11 szeizmikus szelvényt mértünk 60 km hosszban, és 10 km szelvény mentén multifrekvenciás szondázást végeztünk. Ezekkel a mérésekkel biztosítottuk a kutatási területen az egységes és viszonylag egyenletes földtani információ-hálózatot, valamint azt, hogy az előzetes és részletes kutatás során tervezett fúrások optimális helyre legyenek telepíthetők. A geofizikai szelvényhálózat lehetővé tette a kőszéntelepes összlet térbeli elhelyezkedésének, a vetők helyének és korának meghatározását.

A szeizmikus reflexiós mérések eredményeit színes megjelenítésben ábrázoltuk. Az amplitúdó és frekvencia szerint színezett szelvények együttes értelmezése az egyes geofizikai szintek meghatározását tette egyértelműbbé és a vetők kijelölését biztosabbá. Így az Ajkai Kőszén Formációból (Cr_3) származó reflexiók jellegzetesen 50–70 Hz közötti frekvencia értékkel (7/a ábra) és hosszan követhető nagy energiájú reflexiókkal jelentkeznek (7/b ábra). Az Ajkai Kőszén Formáció felett és alatt elhelyezkedő különböző márga rétegek: Játkói Márga Formáció (Cr_3) és Sümegi Márga Formáció (Cr_{1-2}) 30–50 Hz közötti frekvenciával és lényegesen kisebb energiával jelentkeznek.

Az elektromágneses mérésekkel a gyors fúráskitűzési igényeket is teljesítettük. A szelvényeken követni lehetett az ellenállását tekintve inhomogén kőszéntelepes rétegösszletet és az alatta elhelyezkedő idősebb márga rétegeket. Megállapítható volt, hogy hol nem kell számítani vetőre, tehát hová célszerű fúrást telepíteni. A kutatást 1985-ben folytatjuk.

* *Hoffer E., Jánváriné Kántor I., Nyitrai T., Szörényi Z.*

A KFH részéről 1982-ben jóváhagyott program alapján — a MÁFI-val összehangoltan — folytattuk a Kisalföld regionális komplex geofizikai vizsgálatát. Kutatási cél: a különböző behatolási mélységű mérésekkel meghatározott földtani képződmények térbeli helyzetének, litológiai, vízföldtani sajátosságainak és szerkezeti viszonyainak térképezése.

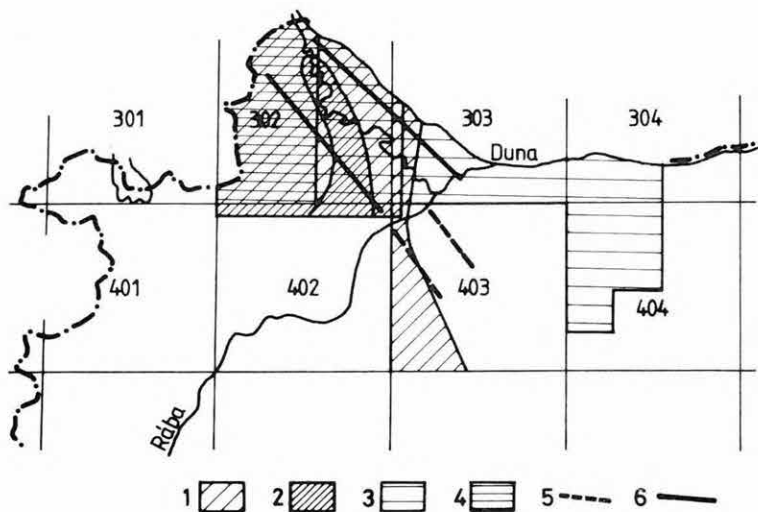
Az 1983–84. évi kutatás súlyponti területe a 302. sz., 1:100 000 méretarányú térképlap volt (8. ábra), de jelentős mennyiségű kiegészítő és ellenőrző mérés történt az előző évben vizsgált 303. és 304. térképlapon is. Jelen összefoglalóban rövid áttekintést adunk a Kisalföld geofizikai kutatása három témakörének — a mérnökgeofizikai, a közepes mélységű és a mélyszerkezeti vizsgálatoknak — második fázisáról, a különböző módszerek alkalmazásának néhány, a 302. térképlapra vonatkozó eredményéről.

Mérnökgeofizikai vizsgálatok

A kismélységű kutatások keretében a felszíntől 10–20 m mélységtartományig terjedő mérnökgeofizikai (MG) szondázások a földtani térképező munkálatokat egészítik ki ott, ahol erre a MÁFI igényt tartott. A hidraulikus szondázó berendezés forgatás nélkül sajtolja a talajba a 45 mm átmérőjű acélcsövet, miközben az érzékelő műszer 10 cm-es lépésközzel feljegyzi a cső végére szerelt mérőfejben keletkező csúcsnyomást, valamint a hidraulikus rendszer össznyomását, ami a csőfalsúrlódás hatásait is tartalmazza. A nyomásadatokból a harántolt rétegösszlet litológiájára, egyes rétegek mechanikai keménységére, terhelhetőségére nyerünk adatokat. Az acélcsőben végzett természetes rádióaktív sugárzás méréséből a K-40 izotóp koncentrációjára, ezen keresztül a vizsgált összlet agyagosságának mértékére következtethetünk. A mesterséges rádióaktivitás (γ - γ) mérésével — etalonokban történt hitelesítés alapján — az egyes rétegekre jellemző sűrűségadatokat határozhatók meg (l. 1978. Évi Jel.). A jobb megtartású lyukakban a talajvízszint mélységét is mértük.

A mérnökgeofizikai szondázások eredményeit a MÁFI sekély fúrásaival

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



8. ábra. A kislépföldi kutatási terület áttekintő térképe

1 — 1983. évi VES-GP és TE mérések területe; 2 — 1984. évi VES-GP és TE mérések területe; 3 — 1983. évi MGS mérések területe; 4 — 1984. évi MGS mérések területe; 5 — 1982. évi MT szelvény; 6 — 1984. évi MT szelvény

Fig. 8. Location map of the study area on the Danube-Rába Lowland

1 — area of VES-IP and telluric surveys in 1983; 2 — area of VES-IP and telluric surveys in 1984; 3 — area of engineering geophysical soundings in 1983; 4 — area of engineering geophysical soundings in 1984; 5 — magnetotelluric profile of 1982; 6 — magnetotelluric profile of 1984

Рис. 8. Обзорная карта района работ в Дунайско-Рабской низменности

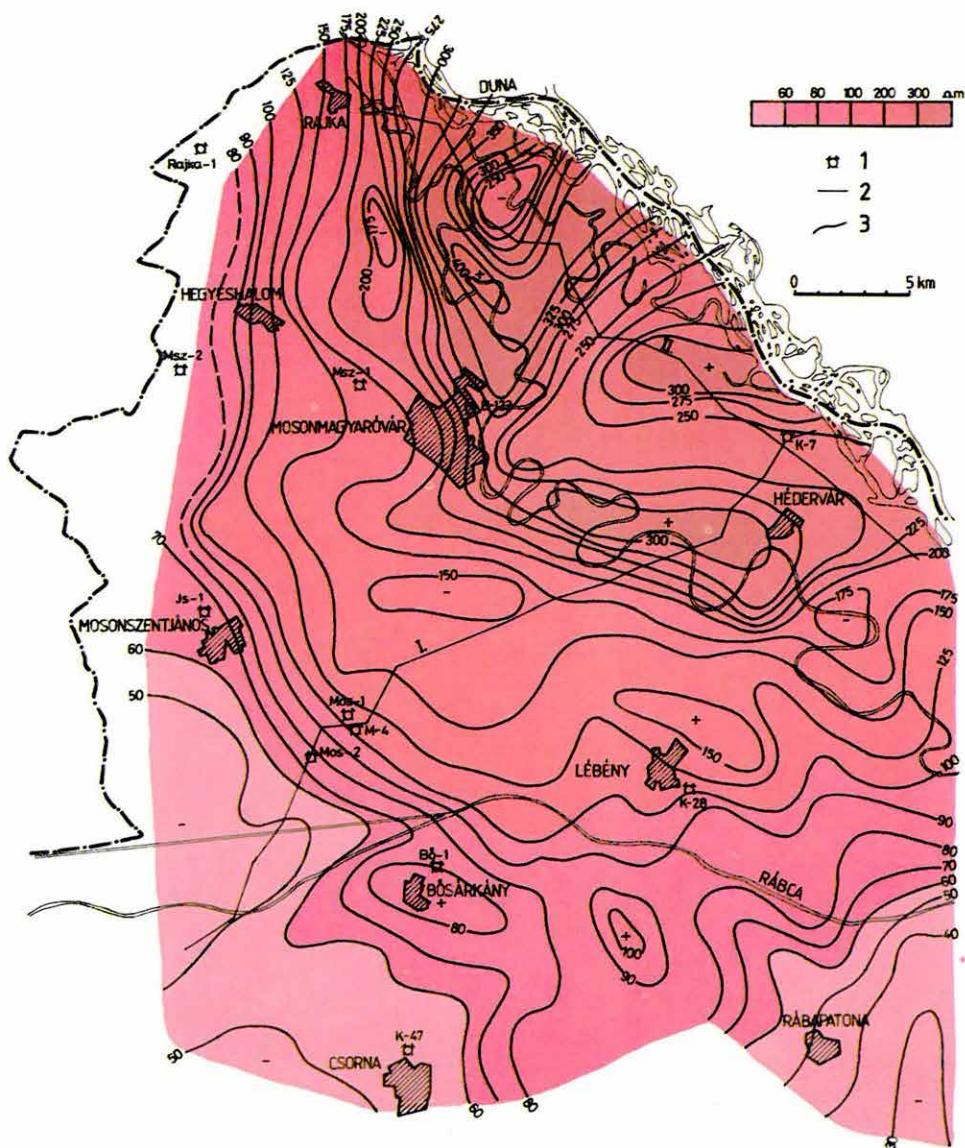
1 — площадь работ 1983 г. методами ВЭЗ-ВП и ТТ; 2 — то же, 1984 г.; 3 — площадь работ 1983 г. методом МГС; 4 — то же, 1984 г.; 5 — профиль МТЗ 1982 г., 6 — то же, 1984 г.

közösen értelmezve készülnek a különböző földtani, vízföldtani, agrogeológiai, talajmechanikai és építésföldtani térképváltozatok a MÁFI Kislépföldi Osztályán.

Közepes mélységű mérések

A 600–700 m mélységig települt összletet — elsősorban a nagy vastagságú pleisztocén képződményeket, valamint a pannóniai üledékek felső rétegeit — vertikális elektromos szondázásokkal és gerjesztett potenciálmérésekkel (VES-GP eljárás) vizsgáljuk. Ezzel olyan összlet megismeréséhez nyújtunk térképeken összesűrített üledékföldtani, litosztratigráfiai, szerkezeti ismereteket, amely itt és az ország legtöbb medenceterületén általában elhanyagolt mélységtartomány volt; a CH-kutatást még nem, a víz- és építőanyagipari nyersanyagkutatást már nem érdekelte. A mérések eredményei elsősorban regionális vízművek tervezésénél, a vízfeltáráshoz alkalmas területek kijelölésénél hasznosíthatók.

Méréseinket DIAPIR-E és DIAPIR-18 típusú műszerekkel végeztük, átlá-



9. ábra. Átlagellenállás-térkép 200 m mélységig

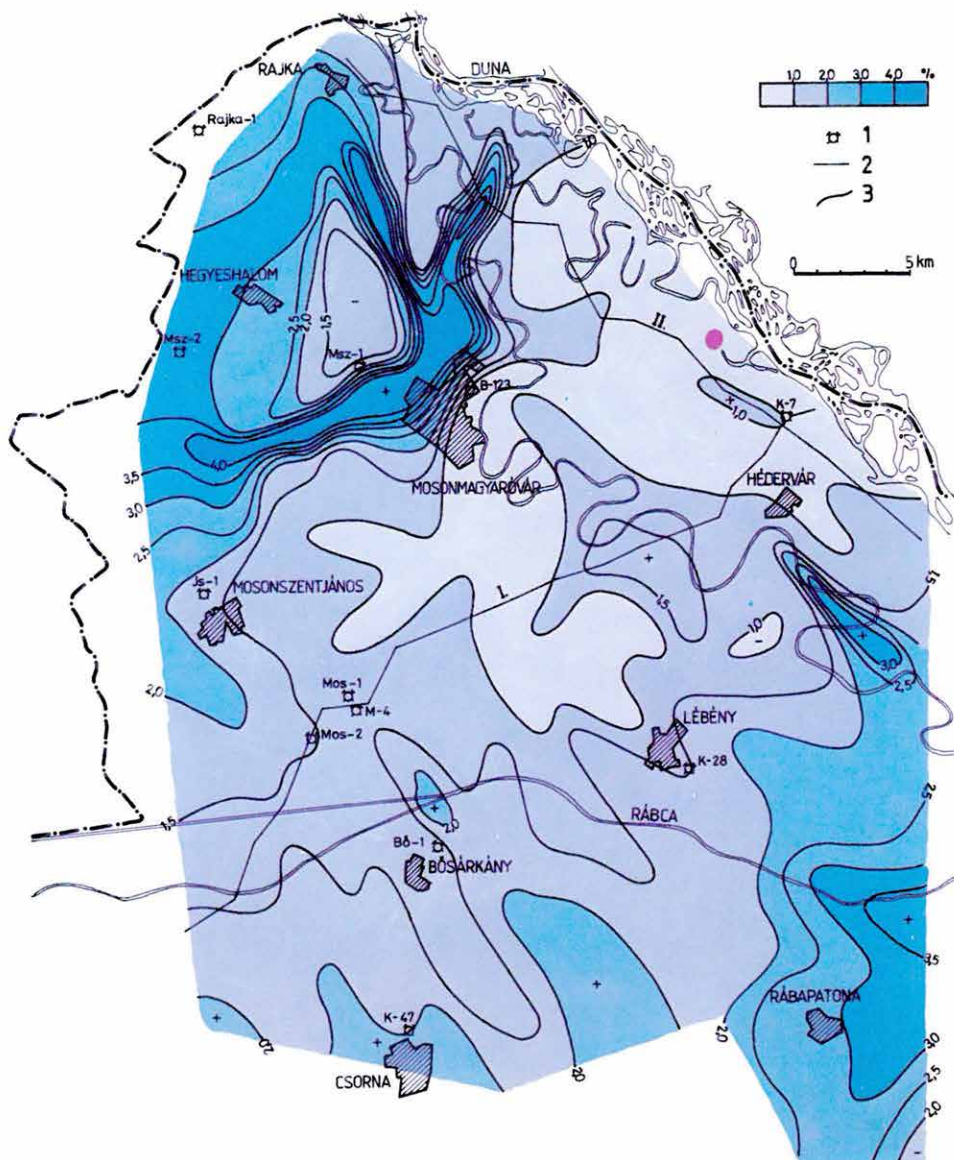
1 — mélyfúrás; 2 — geoelektromos szelvény; 3 — izoohm (ρ_a) vonalak

Fig. 9. Average resistivity map to 200 m depth

1 — borehole; 2 — geoelectric profile; 3 — isoohm (ρ_a) lines

Рис. 9. Карта усредненных сопротивлений до глубины 200 м

1 — скважина; 2 — профиль электроразведки; 3 — изолинии сопротивлений (изоомы, ρ_a)



10. ábra. Látszólagos polarizálhatóság 100 m mélységig

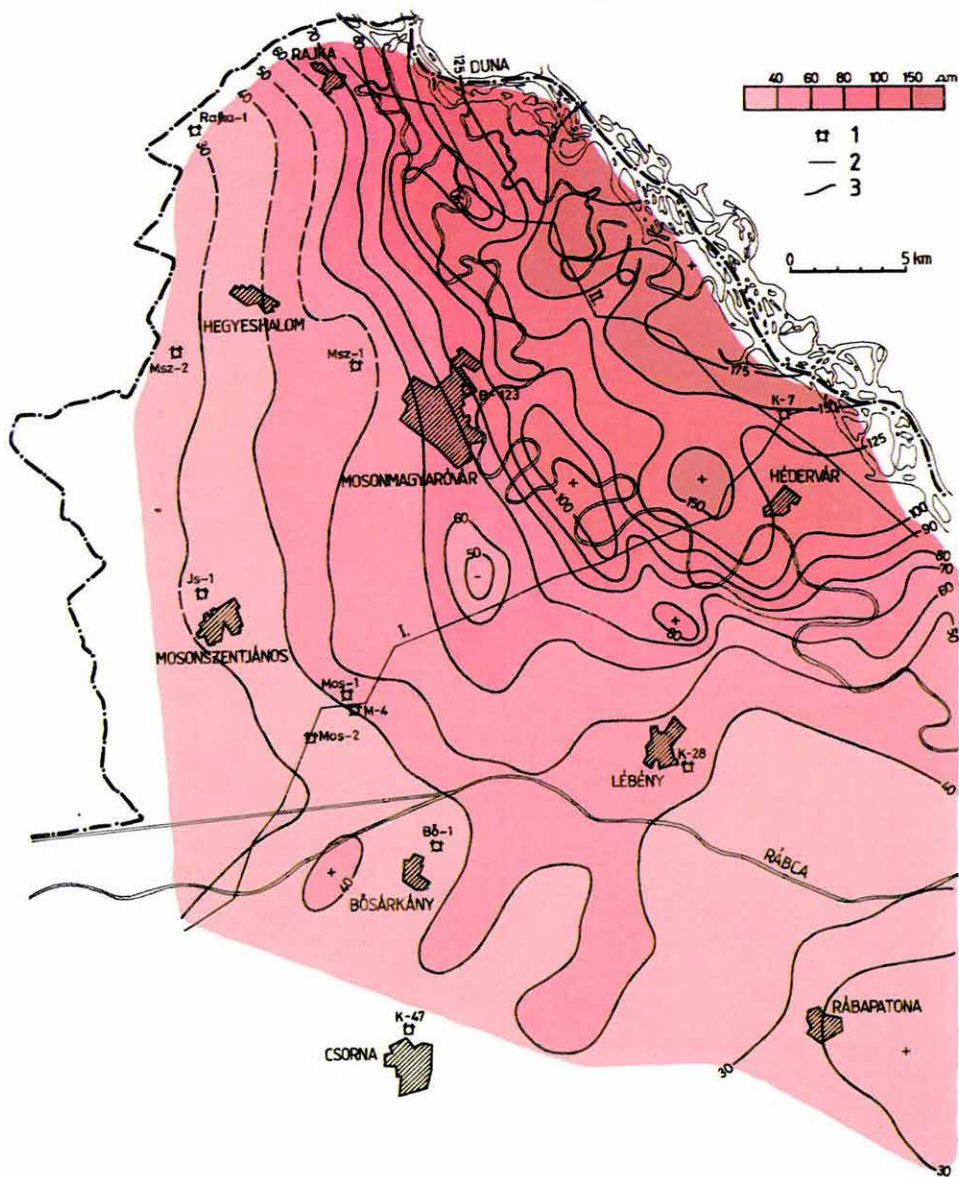
1 — mélyfúrás; 2 — geoelektromos szelvény; 3 — polarizálhatóság (P_a) vonalai

Fig. 10. Apparent polarizability to 100 m depth

1 — borehole; 2 — geoelectric profile; 3 — polarizability (P_a) isolines

Рис. 10. Кажущаяся поляризуемость до глубины 100 м

1 — скважина; 2 — профиль электроразведки; 3 — изолинии поляризуемости (P_a)



11. ábra. Átlagellenállás-térkép > 500 m mélységig

1 — mélyfúrás; 2 — geoelektromos szelvény; 3 — izoohm (ρ_a) vonalak

Fig. 11. Average resistivity map to > 500 m depth

1 — borehole; 2 — geoelectric profile; 3 — isoohm (ρ_a) lines

Рис. 11. Карта усредненных сопротивлений до глубины > 500 м

1 — скважина; 2 — профиль электроразведки; 3 — изолинии сопротивлений (изоомы, ρ_a)

gosan 4–5 km²/pont sűrűséggel. Az eredményeket számítógépes úton dolgoztuk fel. A szondázási görbék értelmezésében — néhány ipari zavarzóna kivételével (Hegyeshalom–Rajka, határövezet, Mosonmagyaróvár, Bécs–Budapest vasútvonal közvetlen környezete) — nagyobb nehézségünk nem volt. Még geoelektromosan zavart területen is jól felismerhetők voltak a rétegzettség-től függő görbétípusok, s azokból megbízható vastagság-, ellenállás- és polarizálhatósági paramétereket határoztunk meg.

A terület geoelektromos tulajdonságait — mint a vizsgált összlet anyagi jellemzőinek változásait — a különböző mélységszintekre szerkesztett, s az egyes rétegek vastagságával súlyozott átlagellenállás-térképek, valamint a látszólagos polarizálhatósági térképek tükrözik (9–11. ábra). Az anomáliákat minden mélységintervallumban a fiatal medenceüledékek alakítják ki, ugyanis méréseinkkel az idősebb aljzatot sehol sem értük el.

Az ellenállástérképek legszembetűnőbb részlete a Szigetköz és tágabb környezetére korlátozódó, s a mélység felé területében és ellenállás-értékeiben egyre csökkenő anomália, ami a pleisztocén kavicsteraszszerű elhelyezkedését szemlélteti. A > 500 m mélységre települt összlet ellenállás-térképén (11. ábra) a 100 Ωm-nél nagyobb értékű anomáliák már csak az ún. „mosoni üst” területére korlátozódnak, s azt jelzik, hogy ebben a mélységben csak ott jelentős a pleisztocén korú durva üledékek vastagsága.

Módszertani szempontból lényeges előrelépés, hogy az országban először mértünk gerjesztett polarizációt sok kavicsréteget tartalmazó összlet felett. A mérési adatok szerint a kavicsteraszszerű polarizálhatósága — főleg annak felsőbb, 25–50 m közötti szakaszán — igen alacsony értékű ($P_a \approx 0,5\text{--}1,0\%$), de jól mérhető és nem zérus. Ez arra utal, hogy a kavicsösszlet erősen rétegzett, agyagos-homokos közbetelepülésekkel tarkított felépítésű. A közelítően 100 m-es mélységre jellemző GP térkép (10. ábra) kissé nagyobb polarizálhatóságú (1,0–1,5%) területei határozottan egybeesnek a 100 m mélységű ellenállástérkép (ρ_a) maximum területeivel, ahol a ρ_a - P_a paraméterpárok a homokosabb hordalékkúpokra jellemzőek.

Területünkön az üledékes képződmények felépítését, mélységi tagolását a bemutatott szelvények illusztrálják (12. ábra). A kutatás mélységéig (600–700 m) a fiatal üledékes-törmelékes képződmények — néhány kisebb terület kivételével — általában négy jól értelmezhető réteggösszletre különíthetők el:

- felszíni, felszínközeli (helyenként egy, de uralkodóan több rétegből álló), igen változó vastagságú (1–50 m) és ellenállású (10–2000 Ωm) kavicsos, agyagos-kavicsos hordalékanyagra;
- az 50–300 m vastag, 100–400 Ωm ellenállású, jól követhető, erősen rétegzett kavics-teraszra;
- a 30–600 m között vastagságú, 40–380 Ωm ellenállású homok, kavics, finom homok, agyag rétegek váltakozásából álló hordalékkúpokra; és
- az alsó, 20–40 Ωm ellenállású, agyagos-homokos felépítésű összletre.

Ezek közül a felső három rétegösszletet pleisztocén korúnak értelmezzük, a negyedik már minden bizonnyal felső pannóniai. Korábbi fúrásokkal való összevetés szerint a terület nagy részén a pleisztocén–pannon határ egyezik a 20–40 Ω m-es geoelektromos összlet felszínével, de a terület egy részén ezen az összleten belül valószínűsíthető. A pleisztocén összlet teljes vastagsága a térképlap nagy részén 100–300 m között változik, de a Szigetköz É-i felén szerkezeti vonalak mentén helyenként 600 méterre is kivastagszik (13. ábra).

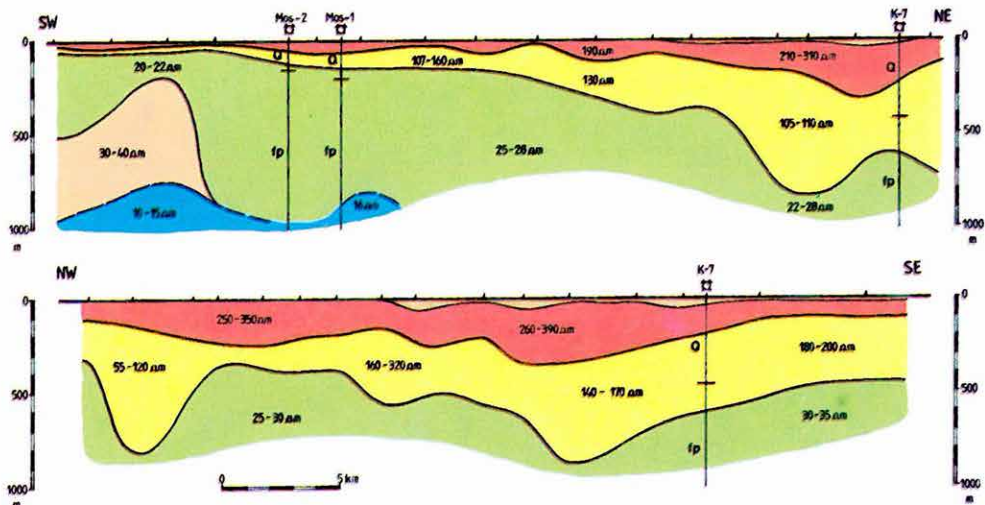
A különböző mélységű átlagellenállás és polarizálhatósági térkép ρ_a – P_a értékpárosaiból — a korábbiakhoz hasonló eljárással — litológiai vázlatokat készítettünk. Ezekon határozottan elkülönülnek az uralkodóan kavicsos, homokos vagy agyagos rétegsorok területei. Az összesítő litológiai térkép alapján (14. ábra) a térképlap nagy vonalakban három üledékföldtani egységre osztható:

- a) Szigetköz és környezetének vastag negyedkori hordalékkúpja, valamint a Duna és a Lajta teraszképződményeinek erősen rétegzett homokos-kavicsos összlete, amelyek kifejlődésükben jelentősen eltérnek a medenceperemi (403. lap) hordalékkúpoktól (nagy ellenállás, alacsony polarizálhatóság) (1.a terület);
- b) Közép és durva szemcséjű homokos medenceüledékek területe, lényegében az a) pontban leírt képződményekhez széles karéjban csatlakozó, D–DNy-felé fokozatosan vékonyodó összlettel (1b terület);
- c) Agyagos, a mélyebb szakaszokon márgásabb kifejlődésű rétegsorok területe. Térképünkön Rábapatonától K-re, a Rába–Marcal összefolyása közelében, valamint a Hanság határmenti szögleténél körvonalazódik ilyen típusú felépítés (2–3 terület).

A térkép a néhány száz méter mélységig települt összletek megismeréséhez, és a regionális, felszín alatti vízfeltárás kedvező térségeinek kiválasztásához nyújt adatokat.

Nagy mélységű kutatások

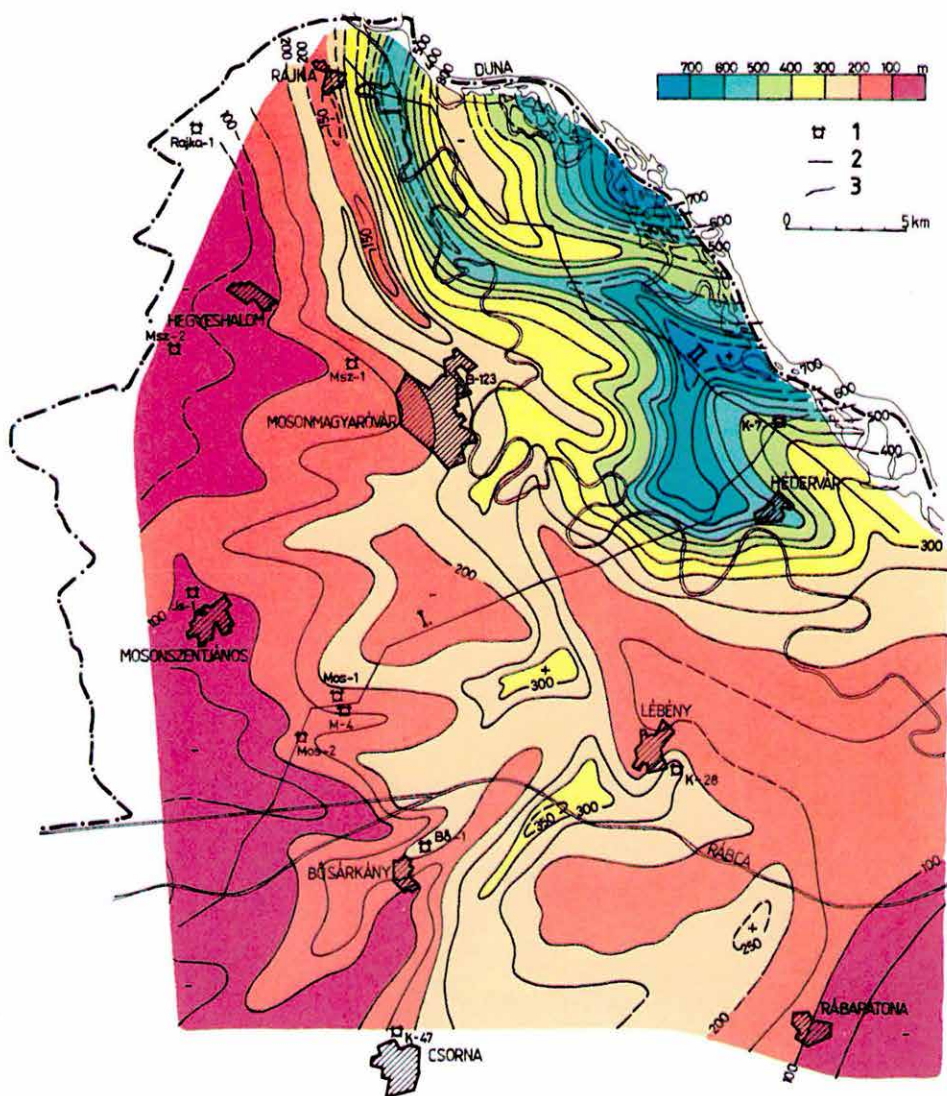
A 302. sz. lap mélyszerkezeti vizsgálatai egyelőre a tellurikus (TE) és magnetellurikus (MT) mérésekre terjedtek ki. A kutatás jelenlegi fázisában csak a tellurikus eredmények foglalhatók össze egy — az anizotrópia ellipsziseket is tartalmazó — izoarea térképen (15. ábra). A térkép relatív maximumai és minimumai jól kiegészítik a gravitációs mérésekből ismert nagyszerkezeti képet; ezt az anizotrópia ellipszisek irányítotttsága is érzékelteti. Így a Kóny–Mecsér közötti minimum az egyik legjelentősebb neogén süllyedék területét jelzi, csakúgy mint a Mosonszentjánostól É-ra körvonalazható aljzatmélyedés. A Mosonszentjánostól D-re húzódó maximum a Mihályi kiemelt gerinc ÉK-i folytatását tükrözi; hasonlóan kiemelt helyzetű aljzatra utal Rajka térségének relatív tellurikus maximuma is. Még számos információ rejlik a tellurikus ada-



12. ábra. Geoelektromos szelvények a Kisalföldön

Fig. 12. Geoelectric cross sections from the Danube-Rába Lowland

Рис. 12. Электроразведочные разрезы в Дунайско-Рабской низменности



14. ábra. Összesítő litológiai vázlat

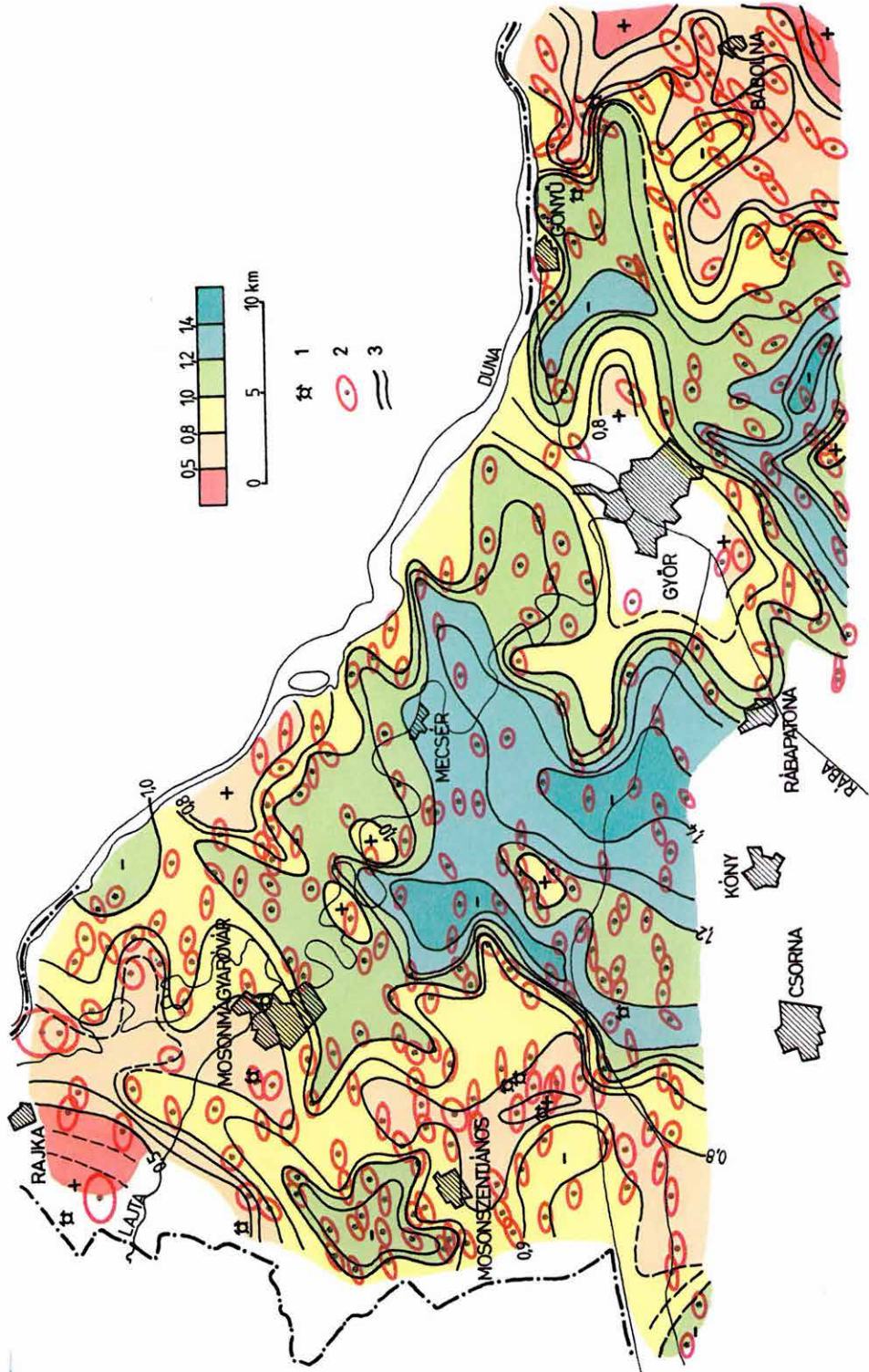
1 — mélyfúrás; 2 — geoelektromos szelvény; 3 — kavicsos-durva homokos összletek területe;
4 — finom homokos-kőzetlisztes összletek területe; 5 — agyagos összletek területe

Fig. 14. Comprehensive lithology (Danube-Rába Lowland)

1 — borehole; 2 — geoelectric profile; 3 — areas of gravel and coarse sand; 4 — areas of fine-grained sand and grit; 5 — areas of clay

Рис. 14. Сводная литологическая схема (Дунайско-Рабская низменность)

1 — скважина; 2 — профиль электроразведки; 3 — область развития галечно-грубопесчаных отложений; 4 — область развития тонкопесчано-алевритовых отложений; 5 — область развития глинистых отложений



15. ábra. A Kisalföld tellurikus izoarea térképe

1 — mélyfúrás; 2 — relatív ellipszis; 3 — izoarea vonalak

Fig. 15. Telluric isoarea map of the Danube-Rába Lowland

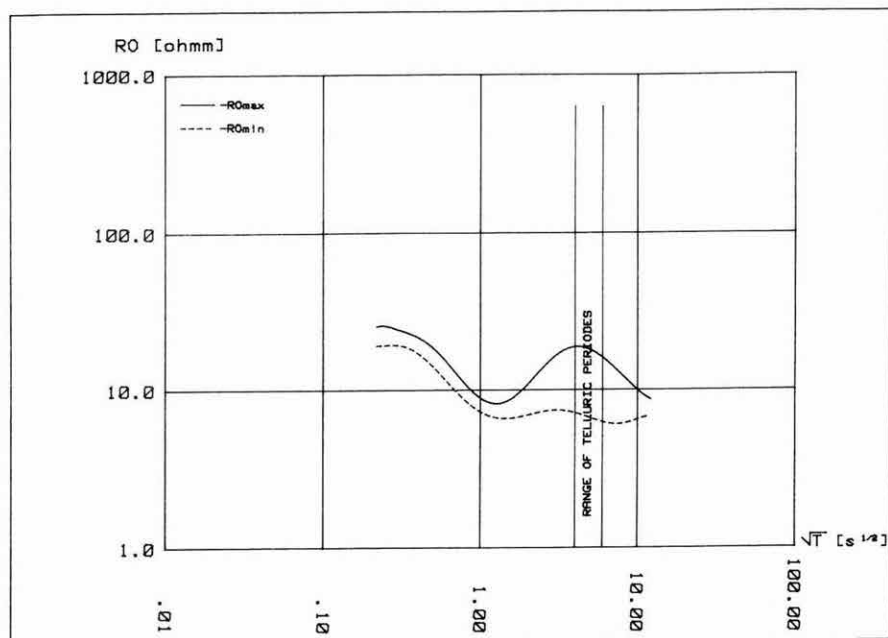
1 — borehole; 2 — relative ellipses; 3 — isoarea lines

Рис. 15. Карта теллурических изоареалов Дунайско-Рабской низменности

1 — скважина; 2 — относительный эллипс; 3 — линии изоареалов

tokban, (pl. Győr térségében nagy kiterjedésű relatív maximum, a Szigetköz közepén relatív maximum) ezek átfogó értelmezésére azonban csak a magnetotellurikus és a szeizmikus mérések befejezése után kerülhet sor.

Az MT méréseket a korábbi alapszelvényekhez kapcsolódva végeztük. Így az MK-3 és a DKH-2 jelű szelvényt folytattuk ÉNy-i irányban Rajka térségéig. Az MTS mérésekből tudjuk, hogy a Dunántúli-középhegységtől egészen Győr térségéig az anomáliák kialakításában a neogén összlet vezetőképességén túlmenően szerepet játszanak az idős aljzatban levő, ismeretlen korú és vastagságú, jólvezető képződmények. Az alapszelvény kutatások szerint a képződmények a Dunántúli-középhegység területén mintegy 20 km-es szélességű, DNy-ÉK-i irányú sávban kiemelt helyzetben vannak, mélységük 4–6 km (1982. Évi Jelentés, 66 old.). E sávtól ÉNy-ra, a Kisalföld felé, egyre mélyebbre kerülnek és az 1984. évi MT mérések előzetes feldolgozása alapján a medence mély részén, 8–10 km mélységben található. Az MT görbék jobboldali végének emelkedő ágai a nagyellenállású aljzattal, a csökkenő görbeágak pedig a jólvezető képződményekkel kapcsolatosak (16. ábra). Az ábrán feltüntettük a tellurikus mérések periódustartományát is. Az MT mérések erőteljes irányfüggése szükségessé teszi a TE mérések anizotrópia-ellipszisei alapján történő



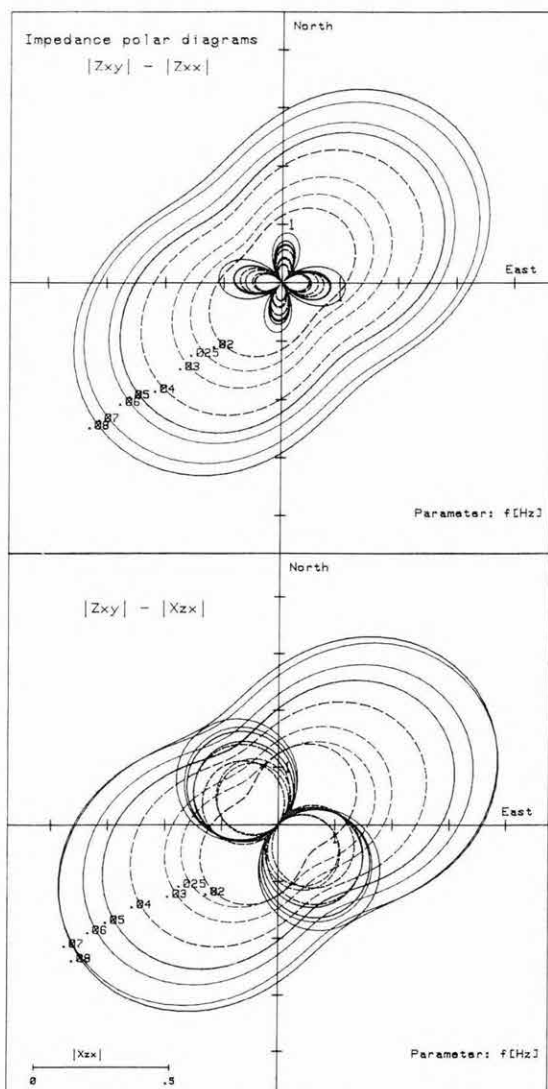
16. ábra. Egy magnetotellurikus szondázási görbe a Kisalföld területéről

Fig. 16. A magnetotelluric sounding curve from the Danube-Rába Lowland

Рис. 16. Кривая МТЗ из Дунайско—Рабской низменности

kiértékelését. A kisalföldi MT mérések előzetes feldolgozása alapján megállapítható, hogy a térképlapon a szerkezeti főirányok közel ÉK–DNY-i irányúak, illetve erre merőlegesek, amint azt a polárdiagramok igazolják (17. ábra). Ezért a kétdimenziós leképezési elvek alapján végzett egydimenziós kiértékelésből várhatóan jó eredmények nyerhetők az egyes képződmények mélység- és ellenállás-viszonyaira.

A mélyszerkezeti mérésekből teljesebb, részletesebb következtetéseket a nagyobb területet felölelő MT-szondázások és a szeizmikus mérések befejezése után nyerhetünk. Egy-egy 100 000-es térképlap komplex mélyszerkezeti feldolgozása — a mérések logikus egymásutánosságát figyelembevéve — 3–4 évet vesz igénybe, de nagyszerkezeti, fejlődéstörténeti kérdések csak a teljes Kisalföld méreteiben válnak tanulmányozhatóvá.



17. ábra. Tipikus kisalföldi MT-polárdiagramok

Fig. 17. Typical MT polar diagrams from the Danube-Rába Lowland

Рис. 17. Типичные полярные диаграммы МТЗ из Дунайско-Рабской низменности

1984-ben folytatódtak az előkutatási programok mérései a Mátra, a Borsodi barnakőszén-medence és az Aggtelek–Rudabányai-hegység kutatásával.

1.3.1 Az Aggtelek–Rudabányai-hegység geofizikai előkutatása

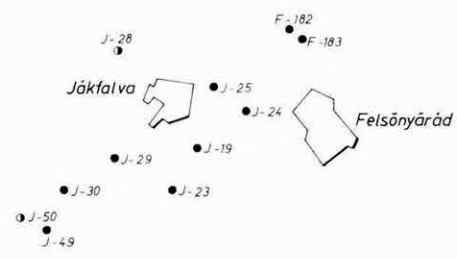
A Darnó-öv és az Ózdi-medence északi része szerkezeti felépítésének vizsgálatára, valamint szerkezetkutató fúrás előkészítésére mértük a Ra-29 regionális reflexiós szelvényt (18. ábra). A méréseket a középhegységi és a peremi medencék kutatási tapasztalataira építve terveztük. Kutatási célunk volt a medence kainozoos rétegsorának tagolása, a paleozoos–mezozoos medencealjzat szerkezetének vizsgálata. A mérés tervezésekor figyelembe kellett venni, hogy a szelvény mentén a medencealjzat domborzata és kőzettani összetétele erősen változó. A hegység peremi részén — a szelvény DK szakaszán — a medencealjzat kis mélységben (100–250 m) található, a szelvény ÉNy-i szakaszán viszont 500–1000 m mélységben várható. A felbontóképesség növelése érdekében középlövéses észlelési rendszert, 10 m-es geofonbázisközt alkalmaztunk, robbantásos rezgéskeltéssel. A méréseket 48 csatornás SD-12 típusú műszerrel és 40 Hz-es geofonokból álló, 20 tagú geofoncsoportokkal végeztük, tehát a nagyfrekvenciák kiemelésére törekedtünk.

A feldolgozás az SzCSz-3 programrendszerrel történt. A végső fázisában — hullámegyenlet migráció és koherens szűrés után — a szelvény kétféle sávszűrt változatát készítettük el. A 19/a ábrán a szelvény 30–50 Hz-es, a 19/b ábrán pedig az 55–110 Hz-es sávszűrt változatát mutatjuk be.

A Ra-29 szeizmikus szelvény értelmezéséhez csak a kb. 1 km-re levő Rb-jelű érckutató fúrások, illetve az ennél távolabbi Felsőnyárád és Jákfalva térségében mélyített barnakőszén-kutató fúrások álltak rendelkezésünkre.

Az Rb-jelű fúrásokban a kainozoos összlet aljzata három korcsoportba sorolható: a 18. ábrán alkalmazott jelkulcs szerint a fúrásokban az aljzat a Rudabányai-hegység DK-i részéhez tartozó paleozoos korú; a hegység középső zónájához tartozó alsó- és középső-triász korú; valamint a hegység ÉNy-i

* *Albu I., Braun L., Szalay I.*



| | A | B |
|-------------|---|---|
| P_2 | | |
| $T_1 - T_2$ | | |
| $T_3 - J$ | | |

részében levő felső triász–jura zónájához tartozó aljzat elemek találhatóak. A J–28 és J–50 fúrásban a triázon belüli bontás nem ismert. A Ra–29 szelvény értelmezése során az alaphegység tagolására, belső felépítésének jelölésére a következő színeket használtuk: paleozoikum — barna; idősebb triász — sötétlila; fiatalabb triász — világoslila.

A 19/a és 19/b ábrán bemutatott időszelvény teljes hosszában — a Darnó-övhöz tartozó zónán belül is — jól felismerhető a kainozoos összlet, valamint paleozoos–mezozoos aljzatának szerkezete, az aljzat belső felépítésének képe. A szelvény szeizmikus jellemzőinek elemzéséből arra következtethetünk, hogy több, különböző idejű és fajtájú tektonikai mozgás összessége hozta létre a jelenleg megfigyelhető összetett szerkezeti képet. A szelvény lehetőséget ad arra, hogy a tektonikai események között időrendi sorrendet állítsunk fel.

A mozgások időrendiségében két nagy csoportot különíthetünk el: 1. a mozgás csupán csak a paleozoos–mezozoos alaphegységet érintette; 2. a mozgásban részt vett a kainozoos összlet is. E két csoport további alcsoportokra osztható, és meg kell említenünk a csak a neogén összletben jelentkező növekedési vetőket, üledék-suvadásos jelenségeket is.

Az 1. csoporton belül, és egyben az összes jelölhető mozgás közül a legidősebb az 1/a alcsoport, amely csak az idősebb triász (?) (sötétlila) szerkezeti felépítésében hozott változást. E mozgások jellemzője a normál vetők domináns volta. Az összlet felszínének kialakításában az erózióknak is jelentős szerepe volt.

Az időben ezután következő mozgások (1/b alcsoport) a fiatalabb triász (?) összlet szerkezeti felépítésében játszottak szerepet. E mozgások általános jellemzője, hogy olyan tört-gyűrt szerkezeti elemek jelölhetőek ki, amelyek az összlet fedőjében és feküjében közvetlenül nem folytathatók, és elsősorban horizontális erőhatásokra utalnak. Az idősebb triász és a fiatalabb triász összlet egymás feletti, egymástól független belső szerkezeti és tektonikai felépítése takarós rendszerként is értelmezhető.

← 18. ábra. A Darnó-övet harántoló Ra–29/84 regionális reflexiók vonal helyszínrajza

Felszíni kibúvásban (A), ill. mélyfúrásban (B) levő aljzati képződmény: 1 — paleozoos; 2 — alsó- és középső triász; 3 — felső triász–jura

← Fig. 18. Location map of the regional reflection line Ra–29/84 crossing the Darnó tectonic zone (northern Hungary)

Elements of the basement in outcrop (A) and in borehole (B): 1 — Palaeozoic; 2 — Lower and Middle Triassic; 3 — Upper Triassic–Jurassic

← 18. Рис. План ситуации профиля сейсморазведки МОВ Ra–29/84, заданного вкряст простирания зоны дислокаций Дарно (Северная Венгрия)

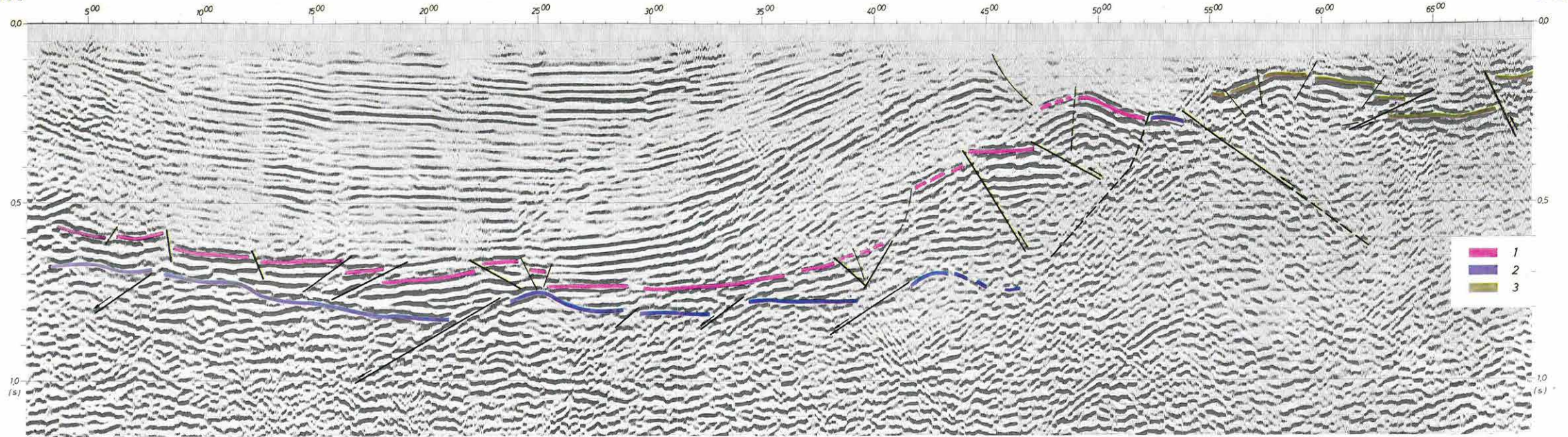
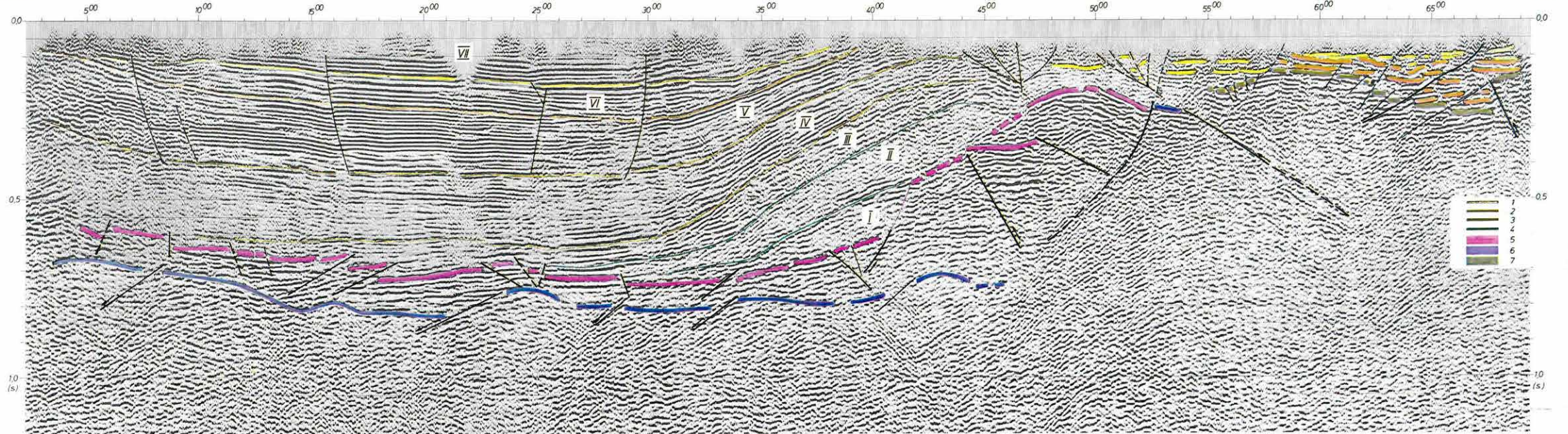
Докайнозойский фундамент в выходах (А) или в скважинах (В): 1 — палеозойский; 2 — нижне- и среднетриасовый; 3 — верхнетриасово-юрский

Meg kell jegyeznünk — lehetségesnek tartjuk, hogy a paleozoos medencealjzatú szelvényt szakaszon is van 1/a, ill. 1/b alcsoportba sorolható mozgás, de ez a szelvényben a későbbi mozgásoktól nem különíthető el.

Az 1/c alcsoportba soroljuk a szelvény DK-i felén megfigyelhető nagy amplitúdójú feltolódásokat és a velük egyidejűnek értelmezhető gyúrt-tört szerkezeti elemeket, illetve az ellentétes irányú, kisebb amplitúdójú feltolódásokat. Ezen egyidejű, esetleg megújuló mozgások eredményeként emelkedhetek ki a Rudabányai-hegységet alkotó képződmények és alakult ki a hegység DNy-i peremének a szelvényben látható szerkezeti képe. A szelvényen jól elkülöníthető négy feltolódás szerkezeti egység. A szelvény 47° – 55° szakaszán levő szerkezeti egységben található a kainozoos összlet aljzataként egymás mellett a Rudabányai-hegység központi és ÉNy-i zónájához tartozó mezozoos képződmények. Jelenlegi felszínük a fenti mozgások utáni erős denudációs folyamat eredményeként alakult ki. Ez különösen a 19/b ábrán az 55–110 Hz sávszűrésű változaton figyelhető meg. Az Rb-jelű fúrások alapján a paleozoos–mezozoos alaphegység kontaktusának az 55° pontnál levő feltolódási zóna adódik. Ettől DK-re a paleozoos korú alaphegység két szerkezeti egységre különíthető el. A 47° -tól ÉNy-ra levő feltolódás szerkezeti egységet az Rb és J jelű fúrások alapján szintén mezozoos korúnak tartjuk. Az egyes tektonikai mozgások közötti, illetve az 1. csoportban lejátszódott mozgások utáni lepusztulási folyamatok szeizmikus jellemzői a 19/b ábrán figyelhető meg. A 42° – 47° szakaszon szaggatott lilával jelzett reflexiós szint, mint eróziós felület, a fiatalabb üledékösszlet közvetlen aljzata.

A kainozoos üledékösszlet belső felépítése szintén a nagyfrekvenciás szelvényváltozaton tanulmányozható (19/b ábra). A szeizmikus jellemzők a szelvény 47° pontjánál éles változást mutatnak, amely alapján két eltérő részre oszthatjuk az üledékes medencét. A tektonikailag kevésbé zavart ÉNy-i szelvényt szakaszon az üledékes összlet tagolását szeizmosztratigráfiai elvek szerint végeztük. Az egységeket képződési idő szerint I–VII számmal jelöltük. A DK-i szelvényt szakaszon levő sekély medencében az üledéket csupán két részre tudjuk tagolni. A sötét sárga szín a miocén, a világos sárga szín a pliocén összletet jelöli. A mélymedence részen az I–IV-gyel jelölt összleteket neogénnél idősebb képződményeknek feltételezzük, az I–II egység esetleg paleogénnél idősebb is lehet (fúrásban nem harántolták, felszíni kibúvása nem azonosítható).

A 2. csoportba tartozó mozgásokat két alcsoportra bonthatjuk. A 2/a alcsoportban levők a kiemelt medencealjzatú szelvényt szakaszon láthatók. Ezek az aljzatban levő csúszási síkokhoz kapcsolhatók, és e síkok mentén megújuló mozgásokként értelmezhetőek. A 47° -nál és esetleg az 50° – 55° szakasz közti tektonikai elemek megjelenési formájuk alapján (tulipán forma) horizontális eltolódásra utalnak. Véleményünk szerint ezt látszik alátámasztani az a tény, hogy a 47° pontnál a tektonikai elemek két oldalán mind az aljzat, mind a kainozoos üledékek belső felépítése eltérő. Az érintkező kainozoos össz-

NW**SE****NW****SE**

19. ábra. Ra-29/84 migrált időszelvény

a) Sávszűrés: 30–50 Hz

A reflexiók jelölésére használt szinkulus: 1–2 az ÉNy-i egység perm-mezozoos sorozata; 1 — felső szint; 2 — alsó szint; 3 — a DK-i egység paleozoikuma

b) Sávszűrés: 55–110 Hz

A reflexiók jelölésére használt szinkulus: 1 — pliocén; 2 — miocén; 3–4 — paleogén–felső-kréta (?); 5–6 — az ÉNy-i egység perm-mezozoos sorozata; 5 — felső szint; 6 — alsó szint; 7 — a DK-i egység paleozoikuma; I–VII — a harmadkori összleten belül elkülönített rétegsorok

Fig. 19. Ra-29/84 migrated time section

a) Band-pass filter: 30–50 Hz

Colour key: 1–2 — Permian–Mesozoic sequences of the NW block; 1 — higher stage, 2 — lower stage; 3 — Palaeozoic sequences of the SE block

b) Band-pass filter: 55–110 Hz

Colour key: 1 — Pliocene; 2 — Miocene; 3–4 — Palaeogene–Upper Cretaceous (?); 5–6 — Permian–Mesozoic sequences of the NW block; 5 — higher stage, 6 — lower stage; 7 — Palaeozoic sequences of the SE block; I–VII — Tertiary seismic sequences

Рис. 19. Миграционный временной разрез Ra-29/84

a) Полоса фильтрации: 30–50 гц

Раскраска отражений обозначает: 1–2 — пермь-мезозой северо-западного блока; 1 — верхний ярус; 2 — нижний ярус; 3 — палеозой юго-восточного блока

b) Полоса фильтрации: 55–110 гц

Раскраска отражений обозначает: 1 — плиоцен; 2 — миоцен; 3–4 — палеоген–верхний мел (?); 5–6 — пермь-мезозой северо-западного блока; 5 — верхний ярус; 6 — нижний ярус; 7 — палеозой юго-восточного блока; I–VII — толщи, выделенные в серии кайнозойских отложений

letek kora is eltérő itt. A 2/b alcsoportba a csak a neogén összletet érintő mozgásokat soroljuk, amelyek a mélymedence részen az V–VII üledékes összletben láthatók.

Összefoglalva megállapíthatjuk, hogy a nagyfrekvenciás eljárással készült Ra-29 reflexiós szelvény előrelépés az északmagyarországi szeizmikus kutatásban a medence és a peremi tektonikus zónák vizsgálatában. A Ra-29 szelvény 40°-tól DK-re levő szakasza harántolta a Darnó szerkezeti övet, amelynek nagy részletességű vizsgálatát tette lehetővé. A vizsgálat eredményeként nemcsak a különböző típusú mozgásokat tudtuk elkülöníteni, hanem a szelvény lehetőségét adott a Darnó-öv mentén lejátszódott mozgások időrendi tagolására is.

1.3.2 A Nyugat-Mátra fő gerincének földtani felépítése

A Mátra hegység földtani felépítését legrészletesebben az 1958–1968. évi 1:10 000-es földtani térképezés nyomán készült monográfia [VARGA et al. 1975] ismerteti. Eszerint a mátrai miocén vulkáni sorozat az alábbi egységekre tagolható: alsó andezitösszlet, „középső riolittufa”, középső andezitösszlet és felső (vagy fedő-) andezitösszlet. Az alsó és a középső+felső andezitösszlet elkülönítése világos rétegtani kritériumra alapul: a Mátra egész É-i peremén végigkövethető „középső riolittufa” szinthez viszonyított helyzetre. A (felső) *fedőandezit* három különböző ismérv alapján különítették el:

1. Térszíni helyzet: tszf. 600–700 m felett.
2. Kőzettani jelleg: sötétszürke bázisos piroxénandezit.
3. Hidrotermális ércesedés hiánya.

Ezen ismérvek rétegtani értékével kapcsolatban az alábbi megfontolásokkal élhetünk:

1. A térszíni helyzet kizárólag közel vízszintes, nyugodt, zavargásmentes település esetén lenne rétegtanilag értékelhető. Ez csak nagyméretű pajzsvulkánok esetében lehetséges, amelyek azonban inkább bazaltos összetételű lávákából állnak s piroklasztikus anyagot csak igen alárendelt mennyiségben tartalmaznak, vagyis nem rétegvulkánok. Andezites rétegvulkánok vagy csoportjaik esetében ez a feltétel még eredeti állapotban sem teljesülhet, mivel a település kezdettől fogva bonyolult, uralkodóan dőlt (radiális) és szövevényes a vulkánok kúpszerű és térben-időben erősen változó alakja miatt. A mátrai andezites rétegvulkáni sorozat emellett még eredeti helyzetében sincs: nyilvánvalóan lebillent D felé, s ebben az állapotban a térszíni helyzetnek még egy pajzsvulkán esetében sem lenne rétegtani értéke.

2. A kőzettani jellegről a börsönyi részletes vizsgálatok [BALLA–KORPÁS 1980a; BALLA–MÁRTONNÉ 1980] során is kiderült, hogy nem feltétlenül szint-

* Balla Z., Havas L., Verő L.

tartó: az egymást követő kronosztratigráfiai (paleomágneses) szintekben azonos kőzetek vannak, s egyazon szint kőzettani kifejlődése már rövid távon belül is erősen változhat. Mai vulkánokon is jól megfigyelhető, hogy a különböző pontokon egyazon időben kiömlő láva összetétele eltérő lehet, míg egy-egy konkrét kőzettípus időben többször is felléphet.

3. A hidrotermális ércesedés hiánya csak kiegészítő rétegtani ismérv lehet, mivel nyilvánvalóan nem szinthez, hanem a rétegtani szinteket átszelő törésrendszerekhez kötődik. Közvetlen rétegtani értéke csak olyan adatnak lehetne, hogy az ércesedett kőzeteket egy rétegvulkáni összlet bizonyítottan eróziós diszkordanciával fedi. Ilyen megfigyelést azonban a Mátrából nem közöltek (csak ezzel kapcsolatos különféle megfontolásokat).

Mindennek következtében a „fedőandezit” kijelölése és elkülönítése a „középső andezit”-től kételyeket ébresztett. A kételyeket a rendelkezésre álló paleomágneses adatok [MÁRTON-SZALAY 1969; MÁRTON-MÁRTON, 1970] csak elmélyítették: a „fedőandezit”-ből vett minták éppúgy részben normál, részben reverz mágnesezettséget mutattak, mint a „középső andezit” különböző kőzetei. A „középső riolittufa” feletti andezitkőzetek rétegsora tehát alapjaiban sem volt tisztázottnak tekinthető.

A vulkanológiai képet illetően az említett monográfia [VARGA et al. 1975] a mai morfológiai elemek alapján kis méretű, mindössze egy-egy hegyet képező vulkáni kúpokat és egy-egy gerincet alkotó hasadékvulkánokat tételezett fel, a többszöri hivatkozásból ítélve, izlandi analógiák nyomán. Az izlandi vulkánok zömmel bazaltos összetételűek, s az ottani hasadékvulkánok és kúpsorok a bazaltmagma kis fokú viszkozitásából következnek. A Mátra ezzel szemben andezites kőzetekből áll, felépítésében nagy szerepet játszanak a piroklasztikumok, így a kitörések nyilvánvalóan nem olyan típusúak voltak, mint Izlandon. A mátrai vulkánok méretei és alakja tekintetében az izlandi analógia tehát nem helytálló. Sokkal valószínűbbnek látszik, hogy a Mátra — a Börzsönyhöz [BALLA 1977a, 1977b, 1978] hasonlóan — egyetlen nagyméretű, bár bonyolult felépítésű rétegvulkán maradványa, nagyméretű központi kalderával [SZÁDECZKY-KARDOSS 1958, 1959; KUBOVICS 1970; BAKSA et al. 1981]. E kép azonban rendkívül vázlatos maradt, s a konkrét vulkáni elemek körvonalazását gyakorlatilag nélkülözi.

A szerkezeti képen a törések szerepe nyilvánvaló [KUBOVICS 1970; VARGA et al. 1975], azonban a térképek az elvetéseket általában nem tükrözik, beleértve a szelvényeken bemutatott vetődéseket is. Az ürfényképek alapján megrajzolt törésháló [CZAKÓ-ZELENYKA 1981] sem lett földtani elemekhez kötve. A tektonikai jelleg így lényegileg tisztázatlan maradt.

A Közép- és a Nyugat-Mátra 1981-ben megkezdődött ércföldtani kutatása során önálló feladatként merült fel a „középső riolittufa” feletti andezites képződmények rétegsorának pontosítása, vulkáni felépítmények körvonalazása és a szerkezeti kép felvázolása. A Börzsönyben eredményesen alkalmazott

morfológiai elemzés [BALLA 1977a, 1977b, 1978; BALLA–KORPÁS 1980a] a Mátrában nem vezetett vulkáni kúpok és szommák kimutatására. Ennek valószínű oka a nagyméretű kalderaszerkezet, amelynek ma csak É-i peremvidékét észleljük kiemelt félgűrű formájában [BAKSA et al. 1981]. Ilymódon a vulkán tektonikai elemzés fő módszerévé a rétegtani vizsgálat vált, ugyanez vonatkozik a szerkezeti kép tisztázására is.

A rétegtani vizsgálatok szempontjából a Mátra legkedvezőbb része az É-i peremvidék, ahol az uralkodó D-i dőlés következtében réteglejtőket láthatunk és követhetünk. A Mátra fő vízválasztó gerincén belül, az attól D-re eső területen az ilyen típusú vizsgálatokhoz sokkal kedvezőtlenebbek a körülmények, mivel a domborzat egészében véve a rétegződés irányában lejt. Mindebből kiindulva, vizsgálatainkat a Mátra fő gerincére és annak É-i lejtőire összpontosítottuk s az alsó andezitösszlet alatti üledékekig folytattuk.

Vizsgálati és térképszerkesztési módszerek

A vizsgálatokat elsősorban földtani térképezéssel (1. melléklet) folytattuk, amelynek módszerét a Dunazug-hegység vulkanitjain dolgoztuk ki [BALLA–KORPÁS 1980b]. A Dunazugtól eltérően a Mátra fő gerincén és annak É-i lejtőjén az észlelési háló valamennyi természetes és mesterséges feltárássra kiterjedt. A bejárásokat elsősorban követési céllal végeztük. Csapásban követtük az alsó andezitösszlet és a fekü üledékösszlet, a „középső riolitufa” és az alsó andezitösszlet, végül a felső andezitösszlet (= „középső” + „fedőandezit” VARGA et al. 1975 felfogásában) és a „középső riolitufa” határát, a feltárással és/vagy domborzatban jelentkező minden egyes lávapatot és kőzet-telért. Mind az összletek, mind a lávapatok határát befogó észlelési pontokat maximális pontossággal igyekeztünk térképre rögzíteni.

A feltártság azonban csak egyes szakaszokon volt elég jó a folyamatos határkövetéshez, ezért adatkiegészítési céllal geofizikai módszereket is alkalmaztunk. A riolitos és andezites kőzetek elkülönítésében, illetve a „középső riolitufa” kontaktusainak követésében *terepi radiometrikus gamma-szelvényezés* alkalmazását kíséreltük meg. A méréseket térképen kitűzött és terepen vizuálisan azonosított szelvények mentén a Mecseki Ércbánya Vállalat (MÉV) végezte el (műszerkombináció: MÉV gyártmányú NC–483, ND–493, üzemmód: integrális, diszkriminációs szint: 100 kV). Kibúváson és törmelékudvarokon többnyire határozottan jelentkezett a riolitufa magasabb sugárzás-intenzitása, az esetek nagy részében jó egyezésben a földtani adatokkal. A módszer kis behatárolási mélysége (max. 0,7 m) és a földtani bejárások nagy sűrűsége következtében a mérési eredmények csak pontosításra voltak alkalmasak, fedett területen belüli határkövetésre nem.

Lávakőzetek, továbbá durvább és finomabb törmelékes vulkáni és üledékes kőzetek elkülönítésében *geoelektromos ellenállás-szelvényezést* próbáltunk al-

kalmazni, geodéziailag kitűzött szelvények mentén. Először kísérleti méréseket végeztünk a Mátrakereszttestől DNy-ra levő Típpanos területrészen. Itt a kibúvásokban szinte kizárólag csak lávakőzeteket észleltünk, de a kibúvások domborzati helyzete alapján feltételezhető volt, hogy a lávpadok a rétegsornak legfeljebb a harmadát–felét tehetik ki, közeikben a mállásnak jóval kevésbé ellenálló kőzeteket lehetett gyanítani. Néhány ilyen helyzetű apró feltárásban vulkanomikt homokkővet láttunk. A mérések (műszer: DIAPIR–E, elrendezés: AMNB, terítés: AB=50, MN=10 m) a lávpadokon magas, közeikben alacsony ellenállású képződményeket mutattak ki, s a szelvényháló megfelelő sűrítésével a terület összefüggően térképezhetővé vált. Eme pozitív eredmények alapján a méréseket az egész vizsgált területre kiterjesztettük.

A mérési adatokban a lávpadok vagy csoportjaik jelentkeztek a legegységelműbben. Emellett a durvább törmelékes (andezites) rétegcsoportok többnyire elkülönültek a finomabb törmelékes vulkáni- és az üledékes képződményektől. Ez az elkülönítés azonban csak rétegfejes lejtőkön volt kivitelezhető; azokon a lejtőkön, amelyek a rétegdőlés irányába estek, a különböző képződmények összemosódtak. A feltárt területrészekben a földtani határokkal jó egyezés mutatkozott, s az ellenállásmérések a határok helyzetét sok esetben pontosították. Néhol teljesen fedett területrészekre is sikerült követni a földtani határokat, ez elsősorban Ny-on volt lehetséges, viszonylag lapos lejtőkön (Típpanos, Óvár ÉNy-i oldal stb.). A meredek lejtők fedett szakaszai ellenállásmérésekkel sem voltak tagolhatók, valószínűleg a lejtőtörmelék nagy vastagsága miatt.

A földtani térkép (2. melléklet) szerkesztése zömében a földtani megfigyelések alapján történt, a geofizikai adatokat önállóan ott használtuk fel, ahol a földtani megfigyelések bizonytalanok voltak (pl. törmelékfoltok vagy a kontaktusbefogó feltárások nagy távolsága esetén) vagy hiányoztak (fedett területrészekben). A szerkesztést rétegszintvonalas módszerrel [BALLA–KORPÁS 1980b] végeztük el minden egyes képződményhatárra, beleértve az egyes lávpadokat is. A térképen ott színeztük összefüggően a foltokat és ott jeleztük folyamatosan a kontaktusokat, ahol 1:10 000 méretarányban is világos képet tudunk kialakítani. Az alkalmazott földtani-geofizikai módszeregyüttessel is minősítetlenül maradt területrészeket feltáratlannak tüntettük fel.

Töréseket ott ábrázoltunk, ahol a követett rétegtani kontaktusok helyzete ugrásszerűen változott. Ha a törés és szárnyai adatainkkal jól befoghatók voltak, a térképen a törést földtani határként tüntettük fel az érintkező képződmények között. Ha csak a törés létezése volt biztos, de szárnyai szerkesztéséhez nem volt elég adat, a törést feltáratlan sávban futtatuk le, s a képződményeket csak bizonyos távolságtól kezdve jeleztük (ahol az adatok már lehetővé tették). Ezenkívül bizonytalan, csak feltételezett töréseket is ábrázoltunk. Ezek között mind biztosan létező, de bizonytalan helyzetű, mind bizonytalan létű törések szerepelhetnek. Mivel a törési síkok dőlésiránya sehol sem volt megállapítható, vetődéseket és feltolódásokat nem tudtunk elkülöníteni.

A kőzetek elkülönítése vizuális megfigyelések alapján történt, ezért a korábbiaknál [KUBOVICS 1970; VARGA et al. 1975] kevesebb kőzettani típust ábrázoltunk. E típusok sem elsősorban kőzetmikroszkópiai jellemzésre támaszkodnak, mint az előző kutatóknál, hanem a feltárásokban megfigyelhető jellegekre, amelyen pl. a fenokristályok és ezen belül a piroxének mérete és mennyisége lávakőzetekben, a durva törmelék mérete és gyakorisága piroklasztikumokban, a törmelékes és lávakőzetek aránya az andezites összletekben, végül a rétegződéssel konkordáns vagy azt átszelő település andezitek esetében (lávapad vagy telér). Az általunk alkalmazott elkülönítés tehát alapjában véve faciális és nem kőzettani jelleget tükröz.

A főbb rétegtani egységek és határaik

Az Észak-Mátra rétegsorában a „középső riolittufa” kiváló markerszintként jelentkezik. Szerkesztett vastagsága (70)100–140(170) m között van. Az alatta települő alsó andezitösszlet feltártsága többnyire rosszabb. Jól csak a terület Ny-i részén követhető, ahol kifejlődése durvább törmelékes és ahol rétegsora többnyire lávapaddal zárul. Vastagsága itt 100–120(150) m körül van. Kontaktusa a „középső riolittufa”-val éles, valószínűleg kisebb réteghiány következtében. Alsó kontaktusa a fekü üledékösszlettel átmeneti jellegű, rétegváltásos, általában rosszul feltárt. K-en az egész alsó andezitösszlet ilyen vulkáni-üledékes kifejlődésűvé válik, ezzel összhangban feltártsága romlik, kontaktusa a „középső riolittufa”-val nehezen mutatható ki, vastagsága is kisebb, 70–100 m körüli.

A „középső riolittufa” feletti andezites képződményekből áll a Mátra főtömege. Ny-on a Nyikom, az Óvár és a Hidegkút-hegy csúcsán KUBOVICS [1970] szerint sem „fedőandezit” települ, ahogy azt VARGA et al. [1975] vélte. A Nyikom és az Óvár „középső riolittufa” feletti egész szelvényében igen hasonló összetételű vulkanitokat figyeltünk meg, amelyek legfeljebb mikroszkópi vizsgálattal tagolhatók tovább, de terepen nem oszthatók két összletre. A Hidegkút-hegy andezitjének rétegtani helyzete nem világos, de kőzettani jellege azonos a Nyikom É-i lejtőjén települő andezitekével. K-ebbre a Galyatető körzetében a „középső riolittufa” felett települő andezitösszlet ugyancsak egységes: a legmélyebb helyzetű lávapadok és piroklasztikumok anyaga vizuálisan nem különbözik a gerincen és csúcsokon települőktől. Hidrotermális bontás, beleértve piritesedést is, a galyatetői műút bevágásaiban végig jól észlelhető. Ugyanez a helyzet az innen DK-re levő Vércverés–Csór-hegy vonulattal is.

Mindehhez hozzátéhetjük, hogy a Mátra gerincének teljes hosszában, a Nyikomtól a Csór-hegyig, az andezitek mindenütt átlag 15° dőléssel települnek, vagyis egy rétegtani szint térszínhez kötöttségének a legegyszerűbb feltétele (a vízszintes település) is hiányzik. Egészében véve tehát a „középső riolittufa” feletti andezitösszletet az Észak-Mátra egészét tekintve nem tartjuk rétegtanilag tagol-

hatónak, ezért a továbbiakban egységesen „felső andezitösszlet” néven ismeretjük. Maximális megfigyelt vastagsága meghaladja az 500 m-t, alsó kontaktusán andezit- és riolitörmeléket egyaránt tartalmazó vegyes tufa figyelhető meg, vagyis a „középső riolituffá”-ból rétegtámenettel fejlődik ki.

Kifejlődési egységek a felső andezitösszletben

A felső andezitösszletben az alábbi négy kifejlődési egységet ismertük fel:

1. *Nyikomi típus*: az összletben feltűnően sok a piroklasztikum, s ezen belül nagy a durva agglomerátumok szerepe; a lávapadok és az agglomerátumban lévő tömbök köze azonos, dúsan porfirós, sok piroxént tartalmaz, a piroxénkristályok több mm-esek, a rétegcsoport közepe táján néhány cm-esre nőve; megfigyelt maximális vastagsága 400 m.

2. *Tippanosi típus*: kibúvásokban szinte kizárólag csak lávakőzeteket láttunk, közöttük sok a hólyagos változat, elég sok a lávabreccsa, részben lilásvörösesszínű; a fenokristályok mennyisége elég csekély, főleg földpát, amely gyakran átlátszó; az alapanyag üvegesnek tűnik; a piroklasztikumok ritkák, előfordulnak vörös vulkanomikt homokkövek és aleurolitok is; a megfigyelt legnagyobb vastagság 350 m.

3. *Óvári típus*: a lávapadok mellett sok a piroklasztikum, köztük durva törmelékes agglomerátum is; a lávapadok és az agglomerátumban levő tömbök anyaga azonos, a nyikomi típusnál kevesebb és általában apróbb piroxént tartalmaz; a lávapadok egy része sötétszürke–fekete afiros vagy sporadoporfiros andezitből áll; a megfigyelt maximális vastagság 200 m.

4. *Galyatető típus*: a piroklasztikumok szerepe az óvári típushoz képest jóval kisebb, durva agglomerátum nincs; málláskor a tufákban levő törmelékanyag nem preparálódik ki, vagyis a kötőanyaggal közel azonos ellenállóképességű (eltérően a nyokomi és az óvári típusú piroklasztikumtól, amelyekből málláskor a törmelékdarabok kipreparálódnak); a lávakőzetek zömmel az óvári rétegsorból ismert sötétszürke–fekete andezitek; a legnagyobb megfigyelt vastagság 550 m.

A térbeli elkülönülés és a jelentős vastagságok alapján mind a négy típus egy-egy önálló vulkán terméke lehet. Közülük a Nyikomi, az Óvári és a Galyatetői vulkán közvetlenül a „középső riolituffá”-ra települ, vagyis rétegtani helyzetük azonos. Laterális átmeneteik övében a típusok közötti határ csak közelítőleg vonható meg. Az előzőektől eltérően a Tippanosi vulkán rétegtani helyzete bizonytalan; térképi helyzetéből következőleg esetleg a Nyikomi vulkán fölött települ, vagyis annál talán fiatalabb.

A Nyikomi, Óvári és Galyatetői vulkán azonos rétegtani helyzete nem feltétlenül jelent korazonosságot. Pontosabb korreláció paleomágneses adatok alapján lehetséges. Az eddigi paleomágneses adatok (1. táblázat) alapján az alábbi következtetések vonhatók le:

| Publikáció | | Mintavételi hely | Rétegtani helyzet | | Mágne- szett- ség | Mágne- ses szint |
|------------|------|--|-------------------|----------|-------------------------|------------------------|
| 1969 | 1970 | | publ. | itt | | |
| — | 28 | Hasznos, Várhegy, tető | II | nyik. f. | rev. | R ₁ |
| 4 | 27 | Tippanos, Fitó-pataktól ÉNy, az út felőli oldal | II | tipp. a. | rev. | R ₁ |
| 5 | 29 | Mátrakeresztes, Tippanos oldal, előzótól K-re | V | tipp. a. | rev. | R ₁ |
| 6 | 31 | Mátrakeresztes, parasztház hátsó oldala | V | tipp. a. | rev. | R ₁ |
| 3 | 24 | Csörgő-patak medre, az Óvári K-i lejtője tövén | I | óvár. a. | norm. | N ₁ |
| 2 | 25 | Óvár, Csókakő alja | I | óvár. a. | norm. | N ₁ |
| — | 26 | Báránykő | I | óvár. a. | norm. | N ₁ |
| 7 | 43 | Rudolftanya | telér | galy. a. | norm. | N ₁ |
| — | 33 | Mogyorós-orum | VI | galy. f. | rev. | R ₁ |
| — | 34 | Tar, Csevicés völgy, források között | VI | ? | rev. | ? |
| — | 39 | uo. | telér | ? | rev. | R ₁ ? |
| — | 37 | Nagybátony | telér | ? | rev. | R ₁ ? |
| — | 38 | Nagybátony | telér | ? | rev. | R ₁ ? |
| — | 30 | Szurdokpüspöki, nagy kf. az út É-i oldalán | VI | ? | rev. | ? |
| — | 32 | Nagylapát, útmenti kf. | VI | ? | rev. | ? |
| — | 36 | Gyöngyöspata, Várhegy | köz. | ? | norm. | N ₂ ? |
| — | 46 | Nagyátalkő | fedő | ? | norm. | N ₂ ? |
| — | 47 | Sombokor | ? | ? | rev. | R ₁ ? |
| — | 48 | Sombokor | ? | ? | rev. | R ₁ ? |
| — | 40 | Csákánykő, kőfejtő | telér | ? | rev. | R ₁ ? |
| — | 41 | Várhegy, Köszörűsvölgyi víztároló felett | telér | ? | rev. | R ₁ ? |
| — | 42 | Máté keresztje | telér | ? | rev. | R ₁ ? |
| — | 49 | Gyöngyössolyos, Kishegy, kőfejtő | riol. | ? | norm. | ? |

Publikációk: MÁRTON–M. SZALAY 1969 és MÁRTON–MÁRTON 1970

Rétegtani helyzet: „publ.” — a publikációkban, a mintavételt irányító geológusok szerint (római számok: KUBOVICS [1970] szintjei, köz.: „középső andezit”, fedő: „fedőandezit), „itt” — a jelen munkában (nyik. = nyikomí, tipp. = tippanosi, óvár. = óvári és galy. = = galyatetői típus, a. = alsó, f. = felső rész a rétegsorban).

Mágnesezettség: rev. = fordított, norm. = normál.

I. táblázat. A mátrai paleomágneses minták áttekintése

Table I. Review of palaeomagnetic samples of the Mátra Mts.

Таблица I. Сводка палеомагнитных проб, взятых в горах Матра

1. A nyikomi típusból származó egyetlen minta (1970/28=Hasznosi Várhegy, tető) a szelvény felső (nagypiroxénes szint feletti) részét jellemzi s reverz mágnesezettségű.

2. Ezzel azonos mágnesezettségű a tippanosi rétegsor mélyebb szintjeiből származó mindhárom minta (1970/27, 29, 31).

3. Az óvári rétegsornak valószínűleg mélyebb szintjeiből származó mindhárom minta (1970/24, 25, 26) normál mágnesezettségű.

4. A galyatetői rétegsor legmélyebb helyzetű lávapadkjából vett minta (1970/43=Rudolftanya) szintén normál mágnesezettségű, míg rétegtanilag kb. 250–300 m-rel magasabban (1970/33=Mogyorós-orom) már reverz mágnesezettségű kőzetek vannak.

Egészében véve tehát a Mátrában a „középső riolittufa” felett két paleomágneses szint körvonalazódik. Az alsó, normál mágnesezettségű (N_1) szinthez tartozik az óvári és a galyatetői rétegsor alsó része, de valószínűleg ide esnek a nyikomi rétegsor egyelőre nem mintázott mélyebb szintjei is. A felső, reverz mágnesezettségű (R_1) szinthez tartozik a nyikomi és a galyatetői rétegsor felső része; e szint jelenléte az óvári rétegsorban — a viszonylag kis vastagság miatt — kétséges, bár minták hiányában lehetséges. Ugyanebbe a szintbe tartozhat viszont a tippanosi rétegsornak legalább az alsó része. Ez a két paleomágneses szint a börsönyi rétegsor N_1 és R_1 szintjével [BALLA-MÁRTONNÉ 1980] korrelálható, ha elfogadjuk, hogy a Hont melletti riolittufa a „középső riolittufa”-val azonos. A még magasabb helyzetű börsönyi N_2 szint mátrai jelenléte a Gyöngyöspatai Várhegy (1970/36) és a Nagyátalkő (1970/46) normál mágnesezettségű mintái alapján tételezhető fel, mivel térképi helyzetükből következően ezek magasán a „középső riolittufa” felett helyezkednek el. A paleomágneses adatok fenti értelmezése alapján tehát a „középső riolittufa”-ra települő három vulkán valóban közel egykorú lehet, s a mindháromban jelenlevő vagy feltételezhető N_1 szint vastagsága 200 m körül van.

A vulkáni szerkezetről

A vulkáni szerkezet tisztázásához a tanulmányozott terület mérete nem elegendő, alakja pedig nem megfelelő, ezért e téren csak néhány megfontolással élünk. A vulkáni szerkezet fő elemei közül négy vulkánt körvonalaztunk, de D felől egyiket sem határoltuk le, így centrumaik helyzetét sem tisztáztuk. E tekintetben szubvulkáni intrúziók adhatnának támpontot.

A Nyugat-Mátra É-i előterében zömmel csak andezittelérek vannak, így a vulkáni központok kétségtelenül a főgerinctől D-re helyezkednek el. Az andezittelérek elrendeződésében BAKSA et al. [1981] koncentrikus és radiális elemeket vélt felismerni. A telérek elhelyezkedésében a radiális elem kétségkívül kimutatható, s az összefutási csomópont valahol a Galya-fennsík és a Galyatető körzetétől kb. 1 km-rel D-ebbre tételezhető fel, vagyis ott, ahol a Galya-

tetői vulkán központja is várható. A hosszabb radiális telérek a csomóponttól távolodva ívelten balra hajlanak, s a terület Ny-i részén közel K–Ny-i irányúvá válnak. Koncentrikus telérrendszer nem mutatható ki. A telérek döntő többsége a leírt balra hajló radiális telérrendszerbe illeszkedik, csak egy-egy rövid telérszakasz tér el attól. Így tehát nem ismerünk a Nyikomi, a Típpanosí vagy az Óvári vulkán alépítményébe sorolható telért, vagyis a megfigyelt rétegsorok e vulkánok lejtőinek alsó, centrumtól távoli részébe tartoznak.

Telérek mellett a fekü üledékköszletben telepteléreket is ismerünk: a Galyatetőtől É-ra levő Ajnácskő körzetében a felszínen, dőlésmenti folytatásában pedig a szénbányákban. A szénkutatói adatok tanúsága szerint a teleptelér K–Ny-i kiterjedése D felé növekszik, ami a Galyatetői centrumhoz való közelség számlájára írható.

Összesítve: a teleptelér és a telérek egyaránt a Galyatetői vulkán feltételezhető centrumához képest törvényszerűen helyezkednek el, vagyis eme vulkán alépítményébe tartozóknak tekinthetők. Mivel a mátrai telérekből kapott paleomágneses adatok kivétel nélkül reverz mágnesezettséget mutatnak (I. táblázat), a telérek és teleptelér(ek) képződése a Galyatetői vulkán fejlődésének késői szakaszával állhatott kapcsolatban. A mai morfológia alapján feltételezett kaldera-szerkezet [SZÁDECZKY–KARDOSS 1958, 1959; KUBOVICS 1970; BAKSA et al. 1981] csak a fentebb vázolt négy vulkán kialakulása után jöhetett létre, mivel eme szerkezet körvonalazásában e vulkánok képződményei is részt vesznek. Ebből következően a kaldera kialakulása az R_1 paleomágneses szint utáni időre tehető, s legfeljebb az N_1 szint képződményei jöttek létre a már „kész” kalderában.

Tektonika

A vulkáni sorozat települési viszonyait tekintve a tanulmányozott terület az alábbi három szakaszra osztható:

1. Nyugati szakasz: uralkodóan D–DK irányú dőlések, a rétegek enyhe hajladozásából adódó redőszerű elemekkel, amilyen pl. az Óvár vagy különösen az Ágasvár alatti brachiszinklinális; a DNy-i részen határozott eltérés figyelhető meg a nyikomi és a típpanosí rétegsor településében: az első D, a második DK felé dől, ami egymásföltéttség esetében azt jelenti, hogy a Típpanosí vulkán a Nyikomi vulkán K-i lejtőjére épült rá.

2. Középső szakasz: uralkodó D-i dőlések.

3. Keleti szakasz: állandó DNy-i dőlések.

A nyugati és a középső szakasz határa kb. az Óvári és a Galyatetői vulkán határával esik egybe, s az e vulkánokéhoz hasonló módon csak közelítőleg jelölhető ki valahol Mátraszentimre térségében. A középső és a keleti szektor határa ezzel szemben éles csapásfordulással jelentkezik a Dobodén–Mogyorós-órom sávban.

A dőlésirányok tehát egészében véve a Mátra középpontja felé mutatnak, vagyis a megfigyelt vulkáni összletek települése centriklinális. Ez a körülmény kétségtelenné teszi kaldera létezését a Mátrában, s méreteiből következően ez a kaldera nem lehet robbanásos, hanem csak beszakadásos eredetű. A dőlések D-i összetevője részben utólagos lebillenés eredménye lehet (az Alföld besülylyedésével kapcsolatban), de a Mátra fő gerincétől D-re eső területnek a környezetéhez képest besülylyedt volta visszabillentés után is megmarad: a nyugati és a keleti szakaszon ezt a megfelelő dőlésirányok bizonyítják, a középső szakaszon pedig az a tény, hogy a vulkáni sorozat D-i dőlése egészében véve határozottan meredekebb, mint az É-i és ÉK-i előtérben levő (kőszéntelepés és egyéb) üledékeké.

A térképezés során kimutatott törések között az ÉNy–DK irányúak vannak túlsúlyban. Ezek közül is kiemelkedik Ny-on a Hasznos–Mátrakeresztes vonalában, K-en pedig a Mogyorós-orom–Csór-hegy ÉK-i oldalában lefutó törés; mindkét esetben az ÉK-i szárny van levetve. A hasonló irányú kisebb törések levetési iránya azonban változó. A merőleges ÉK–DNy törések szerepe kisebb, s ezeket csapásban gyakran az előzőek zárják le; ezek levetési iránya is változó. A kalderaképződéssel egyik rendszer sem hozható kapcsolatba, mivel sem a csapás-, sem a levetési irányok nem illeszkednek a kaldera-szerkezethez. Ezért valószínűnek látjuk, hogy a törések még későbbiek. A kalderával kapcsolatos radiális és koncentrikus törésrendszert nem tudtuk kimutatni, valószínűleg a vizsgált terület kis szélessége és kalderaperemi helyzete következtében.

Összefoglalás

A Nyugat-Mátra fő gerincén és annak É-i lejtőjén lefolytatott földtani-geofizikai munkálatok eredményeképpen jelentősen pontosítottuk a Mátra hegység földtani térképének vizsgált részét. Emellett kimutattuk, hogy a „középső riolittufa” feletti andezitösszletben nem választható el a „középső” és a „fedőandezit”, viszont négy vulkáni felépítmény körvonalazható, amelyek közül három a „középső riolittufa”-ra települ, a negyedik pedig valószínűleg föléjük. A korábbi paleomágneses adatok újraértékelésével megállapítottuk, hogy a három mélyebb helyzetű vulkán közel egykorú, s rétegsoraik két, a bürzsönyiekkel korrelálható paleomágneses szintbe tartoznak; a magasabb helyzetű vulkán szintén a felső szintbe sorolható. Mindezek a vulkánok a mátrai beszakadásos kaldera kialakulása előtt jöttek létre, mivel településükből következően résztvesznek a beszakadásos szerkezetben. Kaldera utániak lehetnek a harmadik, még magasabb paleomágneses szintbe tartozó normál mágnesezettségű vulkanitok a Mátra központi részén. A telérek és teletelérek elrendeződése a Galyatetői vulkán centrumával kapcsolatos s így kaldera előtti. A törésháló ezzel szemben zömében kaldera utáni lehet.

- BAKSA Cs., CSILLAG J., FÖLDESSY J. and ZELENKA T. 1981: A hypothesis about the Tertiary volcanic activities of the Mátra Mountains, NE Hungary. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.*, **24**, 2–4, 337–349.
- BALLA Z. 1977a: Helyzetkép a Börzsöny hegység földtani felépítésére és ércesedésére vonatkozó adatok egységes értelmezéséről. *ELGI 1976. Évi Jel.*, 20–37.
- BALLA Z. 1977b: A börzsönyi paleovulkán rekonstrukciója. *Ált. Földt. Szle.*, **10**, 45–111.
- BALLA Z. 1978: A Magasbörzsönyi paleovulkán rekonstrukciója. *Földt. Közl.*, **108**, 2, 119–136.
- BALLA Z. és KÖRÖPÁS L. 1980a: A Börzsöny hegység vulkáni szerkezete és fejlődésmenete. *MÁFI Évi Jel.* 1978-ról, 75–101.
- BALLA Z. és KÖRÖPÁS L. 1980b: A Dunazug-hegységi vulkanitok térképezésének módszertani kérdései. *MÁFI Évi Jel.* 1978-ról, 233–238.
- BALLA Z. és M. SZALAY E. 1980: A Börzsöny és a Dunazug-hegység magnetosztatográfiája. *Geofiz. Közl.*, **26**, 57–77.
- CZAKÓ T. and ZELENKA T. 1981: New data about the neotectonics of Mátra Mountains, northern Hungary. *Adv. Space Res.*, 1, 289–298.
- KUBOVICS I. 1970: Északkelet- és Nyugat-Mátra ásvány-kőzettani vizsgálata. In: Kubovics I. és Pantó Gy., *Vulkanológiai vizsgálatok a Mátrában és a Börzsönyben*, Akadémiai Kiadó, Budapest, I. rész, 11–160.
- MÁRTON P. és M. SZALAY E. 1969: Áttekintő paleomágneses vizsgálatok a Mátra hegységi andeziteken. *Földt. Közl.*, **99**, 166–180.
- MÁRTON P. and MÁRTON E. 1970: Secular changes, polarity epochs and tectonic movements as indicated by palaeomagnetic studies of Hungarian rock samples. *Pure Appl. Geophys.*, **81**, 4, 151–162.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1958: A vulkáni hegységek kutatásának néhány alapkérdéséről. *Földt. Közl.*, **88**, 2, 171–200.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1959: A magmás kőzetek új rendszerének elvi alapjai. *MTA Műsz. Tud. Oszt. Közl.*, **23**, 385–403.
- VARGA Gy., Cs. TEPLÁNSZKY E. és FÉLEGYHÁZI Zs. 1975: A Mátra hegység földtana. *MÁFI Évk.*, **57**, 1, 575 p.

1.4 FÖLDTANI ALAPSZELVÉNYEK GEOFIZIKAI VIZSGÁLATA

Az 1984. évi méréseket a „Természeti erőforrásaink átfogó tudományos vizsgálata” országos szintű kutatási főirány keretébe tartozó „Országos alapszelvény” program részeként végeztük, a MÁFI megbízásából.

1984-ben a Zagyva-árokban haladó ÉK-6/83 szeizmikus vonalat Szécsényig meghosszabbítottuk és — a komplex értelmezés elősegítésére — magnetotellurikus szondázásokat végeztünk. A diósjenői diszlokációs öv jellegének vizsgálatára szelvénymenti ΔT és Δg méréseket és geoelektromos közepszondázásokat végeztünk.

A Dunántúli-középhegységben kimutatott jólvezető anomália lehatárolására Mórtól ÉK-re, Bodajk–Székesfehérvár és Szabadbattyán–Seregélyes között végeztünk magnetotellurikus méréseket.

A Mecsek hegység É-i előterében mért zselici Zse-1 és MK-2/78 szeizmikus reflexiós szelvény újrafeldolgozása befejeződött.

A kéreg- és felsőköpeny kutatás keretében Igal térségében dolgoztunk.

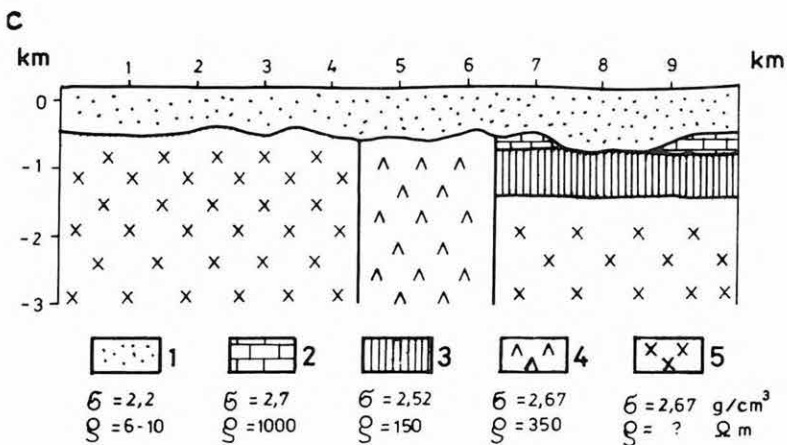
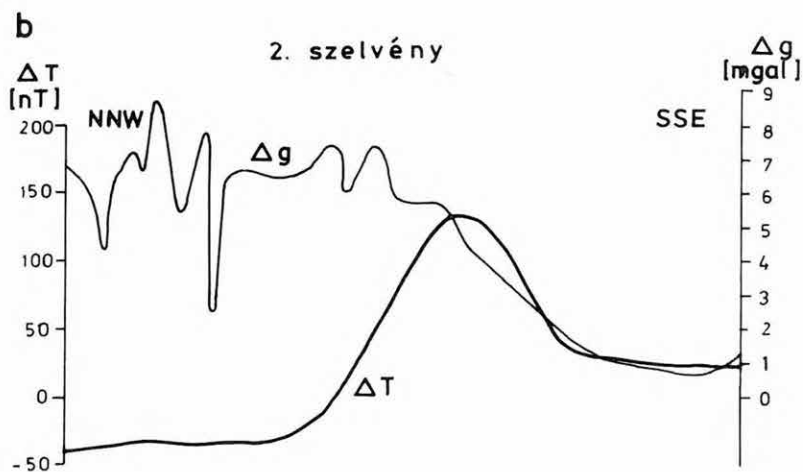
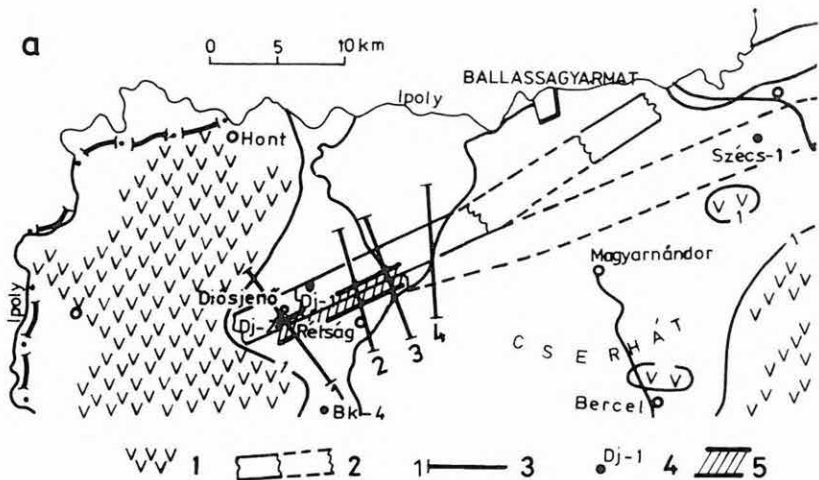
A következőkben a diósjenői diszlokációs öv, a Zagyva-árok és a Zselic mérési eredményeit mutatjuk be.

1.4.1 A diósjenői diszlokációs öv*

A diósjenői diszlokációs öv kutatására 4 db, 10 km hosszú, a feltételezett diszlokációs övre merőleges geofizikai szelvény mentén földmágneses, gravitációs méréseket és geoelektromos szondázásokat végeztünk (a 20. ábra helyszínrajzának alapja Posgay Károly 1966-ban publikált „A magyarországi földmágneses hatók áttekintő térképe”).

A diszlokációs öv jellemzőit a 2. szelvény mentén mutatjuk be. A felszín alatt 6–900 m mélységig 6–10 Ωm fajlagos ellenállású oligocén–miocén rétegek települnek. Az oligocén–miocén fekvő a szondázások 17 mérési ponton, a földmágneses mérésekből készült hatószámítások pedig magában a diszlokációs övben mutatták ki. A diósjenői Dj-1. és Dj-2. fúrás a 100–200 Ωm fajlagos ellenállású Ipoly menti (Vepor) kristályos pala összletet 590 m, ill. 735 m mély-

* Schönviszky L., Zalai P.



ségben érte el. A földmágneses hatószámítás alapján a diszlokációs öv kb. 2000 m széles és megközelítőleg függőleges helyzetű. A ható szuszceptibilitása $71,6 \cdot 10^{-6}$ SI, fajlagos ellenállása $350 \Omega\text{m}$, kőzetanyaga feltehetően ofiolit, ill. diabáz. A diszlokációs öv a korábbi elképzelések és számítások szerint [POSGAY 1967, BALLA 1978] É-i dőlésű és 1 km-rel északabbra helyezkedett el. Az ellentmondások oka, hogy a korábbi ritka hálózatú ($1 \text{ állomás}/\text{km}^2$) földmágneses mérések alapján számított, ill. becsült adatok hibája 20–25%-ot is elérhet, szemben a most végzett 50 m-kénti szelvénymenti földmágneses mérésekkel, amelynél a hatószámító dőlés hibája mindössze $\pm 3^\circ$. A diszlokációs övtől D-re, az oligocén–miocén képződmények fekvését $1000 \Omega\text{m}$ fajlagos ellenállású és $2,7 \text{ g}/\text{cm}^3$ sűrűségű triász karbonátos rögök képezik. A gravitációs hatószámítás szerint alatta kb. 900 m vastagságú, $2,52 \text{ g}/\text{cm}^3$ sűrűségű, és a geoelektromos szondázás alapján $150 \Omega\text{m}$ fajlagos ellenállású, feltehetően perm–alsó triász összetétel helyezkedik el.

20. ábra. A Diósjenői diszlokációs öv kutatása

a) Helyszínrajz

1 — vulkáni és szubvulkáni kőzetek a felszínen; 2 — Posgay (1966) által meghatározott mágneses hatók; 3 — 1984. évi geofizikai szelvények; 4 — mélyfúrás; 5 — az 1984. évi mérések során meghatározott ható

b) A 2. szelvény Δg és ΔT anomália menete

c) A 2. szelvényre felállított földtani modell

1 — oligocén–miocén üledékösszetétel; 2 — triász karbonátos összetétel; 3 — perm–alsó triász terrigén összetétel és mállott fellazult kristályos aljzat; 4 — a diszlokációs öv kitérítése (ofiolitok, diabázok); 5 — Ipoly menti (Vepor) kristályos pala

Fig. 20. Investigation of the Diósjenő dislocation zone

a) Location map

1 — outcrops of volcanic rocks; 2 — magnetic body after Posgay (1966); 3 — geophysical profiles of 1984; 4 — borehole; 5 — magnetic body as determined from the results of the 1984 survey

b) Δg and ΔT anomalies of Profile No 2

c) Geological model for Profile No 2

1 — Oligocene–Miocene sedimentary rocks; 2 — Triassic carbonates; 3 — Permian–Lower Triassic terrigenous complex and weathered crystalline basement; 4 — filling of the dislocation zone (ophiolites); 5 — Vepor crystalline schist

Рис. 20. Геофизическая разведка в области зоны дислокаций при Диош-йенё

a) План ситуации

1 — вулканические породы на поверхности; 2 — магнитное возмущающее тело, по данным Пошгаи (Posgay, 1966); 3 — геофизические профили 1984 г.; 4 — скважина; 5 — возмущающее тело, по данным работ 1984 г.

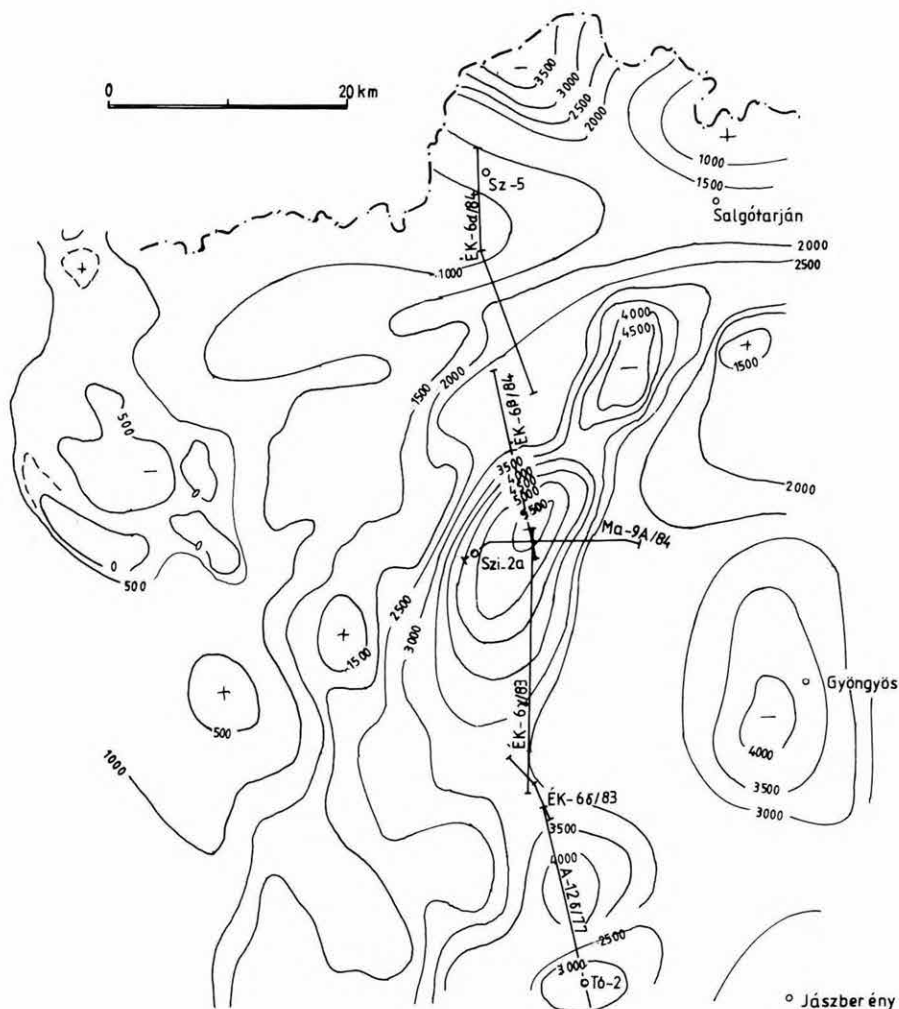
b) Аномалии Δg и ΔT по профилю 2.

c) Геологическая интерпретация профиля 2.

1 — отложения олигоцена миоцена; 2 — карбонатные породы триаса; 3 — терригенные породы перми и нижнего триаса, а также разрыхленные выветрелые кристаллические породы; 4 — выполнение зоны дислокаций (диабазы, возможно, офиолитового типа); 5 — кристаллические сланцы (вепорид)

1.4.2 A Zagyva-árok*

1983–84-ben a Diósjenői diszlokációs öv és a Zagyva-árok felépítésének vizsgálatára Szécsény és Hatvan között (az OKGT A-12 regionális vonalához csatlakozó ÉK-6 vonalon) magnetotellurikus és reflexiós szeizmikus méréseket végeztünk. A sziráci Szi-2 fúrást egy rövid keresztvonallal kötöttük be (21. ábra).



* Redlerné Tátrai M., Gúthy T.

SZARVASGEDE

MT 14

2000

MT 15

5000

HÉHALOM

MT 16

10000

NAGYKÖKÉNYES

MT 17

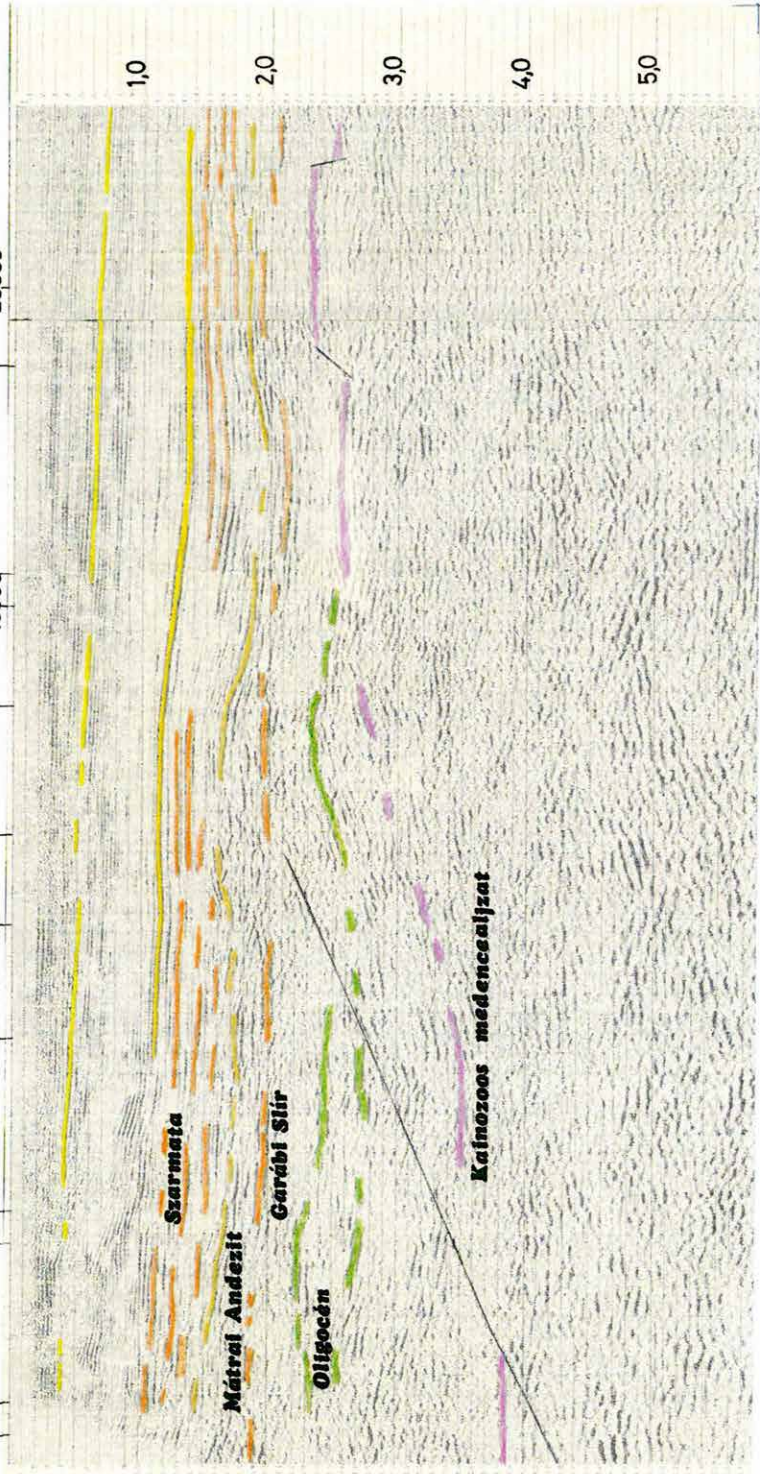
15000

HERÉD

MT 19

20000

HATVAN



Szarmata

Mátrai Andezit

Oligocén

Garábsi Sílir

Kármazos medencealjzat

22. ábra. ÉК-6γ, δ/83 migrált szeizmikus időszelvény

Fig. 22. ÉК-6γ, δ/83 migrated seismic time section

Рис. 22. Миграционный временной разрез сейсмозвездки
МОВ ЭК 6γ, δ/83

1984-ben a szelvény déli szakaszának (ÉK-67, δ/83) feldolgozását fejeztük be. Az északi rész feldolgozása folyamatban van, itt a szeizmikus anyag minősége gyenge a felszín tagoltsága miatt, ami sok problémát jelent. A magnetotellurikus mérések kiértékelésénél — az erős oldalhatások miatt — kétdimenziós modellezésre van szükség.

Az ÉK-67, δ/83 szelvény értelmezését a 22. ábrán mutatjuk be. A szelvény alsó részén a Mohorovičić diszkontinuitásról értelmezhető beérkezéseket nem kaptunk. A kéreg középső részén 5–6 s között jobb energiájú reflexió töredékeket kaptunk, de összefüggő szint nem alakult ki.

A területen a harmadkori medence aljzatáról mélyfúrási adataink nincsenek, a környezetben levő fúrások miocén korú képződményekben álltak meg. Magyarország medencealjzati mélységtérképe [KILÉNYI, RUMPLER 1985] szerint a Zagyva-árokban az üledékes összlet vastagsága az 5500 m-t meghaladja. A szelvény D-i szakaszán a mezozoos képződmények felszínét a tóalmási és turai fúrásokba bekötő A-12/77 szelvény segítségével korreláltuk. A fúrásokat vetőkkel határolt kiemelkedéseken mélyítették, ezért a korrelációt a medence mélyebb részei felé csak a reflexiók jellegére (elsősorban energiaváltozásokra) alapozhatjuk. A 190°–220° pont között a turai kiemelkedés ÉK-i folytatása ismerhető fel. A medence legmélyebb részét Szarvasgede és Heréd között tételezzük fel.

A medencében levő nagy vastagságú oligocén képződményeket fúráshoz nem tudtuk kapcsolni. A miocén korú összletet a Szirák-2a fúrás alapján, a Szi-1/83 és Ma-9a/94 szelvény segítségével azonosítottuk szelvényünkön. Jellegzetes reflexiókkal jelentkezik a bádeni emelet Mátrai Andezit Formáció teteje és alja. Az összlet Nagykökényes–Heréd térségében kivastagodik. A pannon rétegek Hatvan irányában kivastagodnak. Az alsó pannon képződmények alján egy nagyenergiájú reflexió felület követhető.

Szelvényünk a Zagyva-árok tengelyében halad, ezért a kimutatott szerkezet-elemek (kiemelkedések, lapos boltozatok) értékeléséhez feltétlenül kereszt-szelvények mérésére van szükség.

← 21. ábra. A Zagyva-árkot harántoló reflexiók alapszelvény helyszínrajza a medencealjzat szintvonalas térképén

← Fig. 21. Location of reflection seismic base line in the Zagyva trough on the pre-Tertiary basement relief map

← Рис. 21. Положение опорного профиля сейсморазведки МОВ в грабене р. Задьва на карте изолиний рельефа фундамента

1.4.3 A zselici Zse-1/78 reflexiós szelvény újrafeldolgozása*

A Mecseki Ércbányászati Vállalat megbízásából 1978-ban tellurikus és szeizmikus reflexiós méréseket végeztünk a Mecsek hegység ÉNy-i előterében (1978. Évi Jelentés). A területen a tellurikus mérésekkel kimutatott minimum zóna gravitációs maximummal esik egybe (23. és 24. ábra), ezért itt az aljzatban karbon korú képződményeket tételeztünk fel. A Zse-1 vonalon 1980-ban magnetotellurikus szondázásokra került sor. A magnetotellurikus adatokból úgy tűnik, hogy a tellurikus minimumot kb. 9–11 km mélységben levő, jólvezető képződmények okozzák. A jólvezető képződmények és a szeizmikus szintek esetleges egybeesésének vizsgálatára a Zse-1/78 szelvényt az 1981. óta alkalmazott SzCSz-3 programrendszerrel újra feldolgoztuk (25. és 26. ábra). A szelvény felső részének értelmezésénél a Gálosfa-1 fúrás rétegsorát használtuk fel.

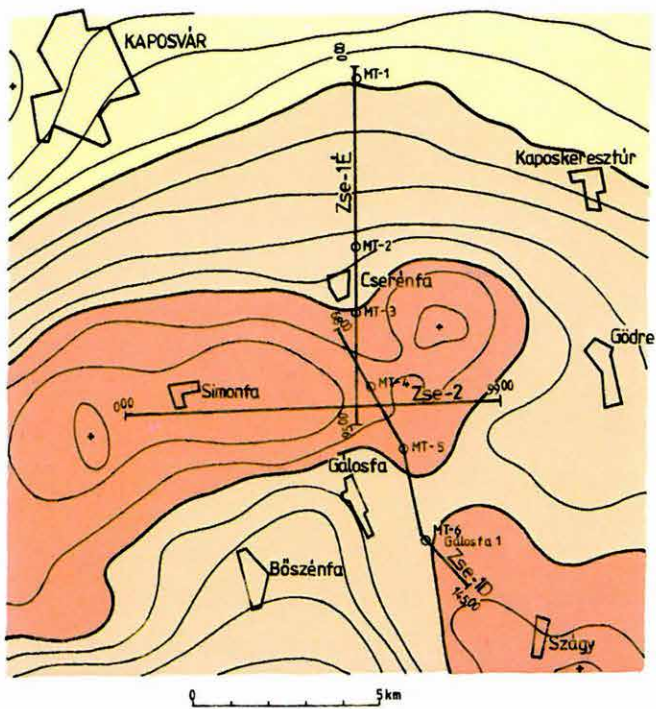
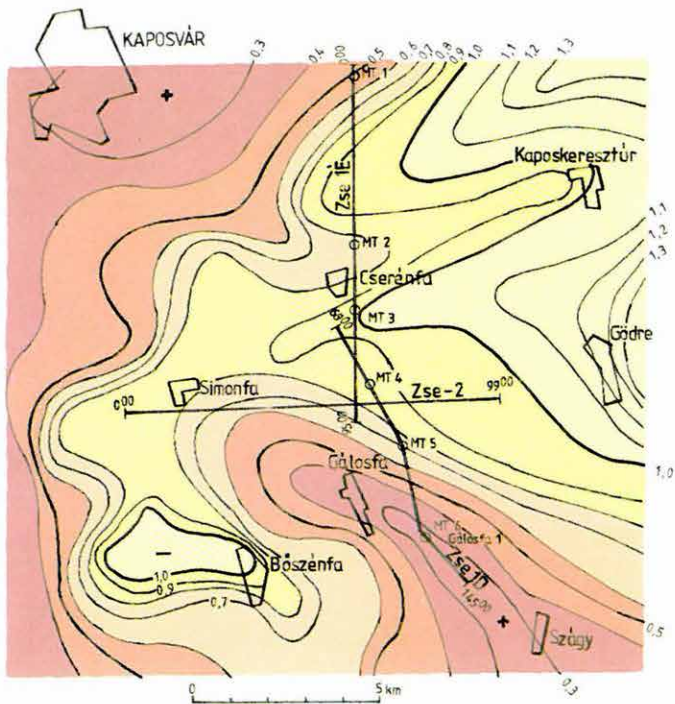
A szelvény 0–10 s-os változatán (26. ábra) 8–9 s között a Mohorovičić diszkontinuitásra utaló gyengébb reflexiós felületelemek ismerhetők fel (M jelű beérkezések). A jólvezető képződmények mélységében szeizmikus határfelületet nem tudtunk kimutatni. A 2–4 s közötti beérkezések vizsgálataink szerint valószínűleg rosszul csillapított többszörösökből származnak (a maximális robbantópont–geofon távolság 1225 m volt). A jólvezető képződmények alatt, jobb energiájú, közel vízszintes felületelemek jelölhetők be 7 s-nál.

A szelvény D-i végén a Gálosfa-1 fúrás triász és perm képződményeket hártolt. A vonal É-i részén a csapásban kb. 15 km-re levő Kaposfő-1 fúrás alapján paleozoikumot tételeztünk fel a pannóniai képződmények alatt. A Gálosfa-1 fúrásban kimutatott miocén összlet a szelvény északi végén kiékelődik. Hasonló jellegű képet kaptunk a Zse-1/78 szelvényvel párhuzamos MK-2/78 reflexiós vonalon (1978. Évi Jelentés, 24. ábra) és a Mecsek hegység DNy-i előterében mért Gö-5/77 szelvényen (1978. Évi Jelentés, 27. ábra). Ezek a szelvények jól reprezentálják a Mecsek hegység előtereiben a miocén összlet alsó pannon előtti kiékelődését, és az alsó pannont követő kiemelkedést.

Irodalom

- ALBU I.: Jelentés az A-12 sz. regionális szeizmikus vonal Cegléd-Tóalmás (Tura)–Hatvan szelvény szakaszán 1977. szeptemberétől 1978. áprilisig végzett mérésekről. Kézirat (ELGI Adattár).
- BALLA Z. et al. 1978: A Börzsöny hegység felépítésének és ércesedésének geofizikai kutatása. Az ELGI 1977. Évi Jelentése, pp. 19–33.
- DR. FÜLÖP J. 1983: Magyarország litosztratigráfiai formációi. MÁFI kiadvány.
- KILÉNYI É., RUMPLER J. 1985: Magyarország medencealjzati mélységtérképe. Geofiz. Közl. 30, 4. pp. 425–428.
- POSGAY K. 1967: A magyarországi földmágneses hatók áttekintő vizsgálata. Geofiz. Közl. XVI, 4, pp. 23–118.
- REDLERNÉ TÁTRAI M. 1984: Földtani alapszelvények geofizikai vizsgálata. Jelentés az 1983 évi szeizmikus mérésekről az ÉK-6 vonalon (Szirák, Hatvan). Kézirat (ELGI Adattár).

* Takács E., Laszlovszky E.



23. ábra. A zselici szeizmikus és magnetotellurikus mérések helyszínrajza (tellurikus izoarea térkép)

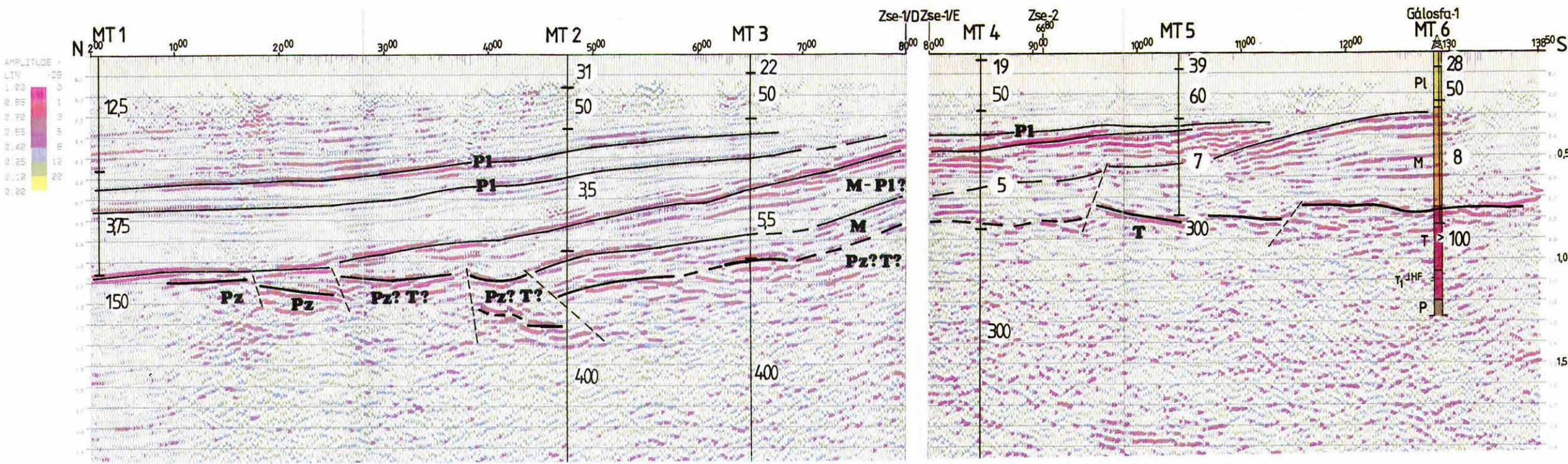
Fig. 23. Location of seismic and magnetotelluric measurements in Zselic (southern Transdanubia) on the telluric isoarea map

Рис. 23. Карта расположения профилей сейсморазведки и точек МТЗ в желицком районе (юг Задунайщины) теллурической карте изоареалов

24. ábra. A zselici mérési terület Bouguer-anomália térképe

Fig. 24. Bouguer anomaly map of the Zselic area (southern Transdanubia)

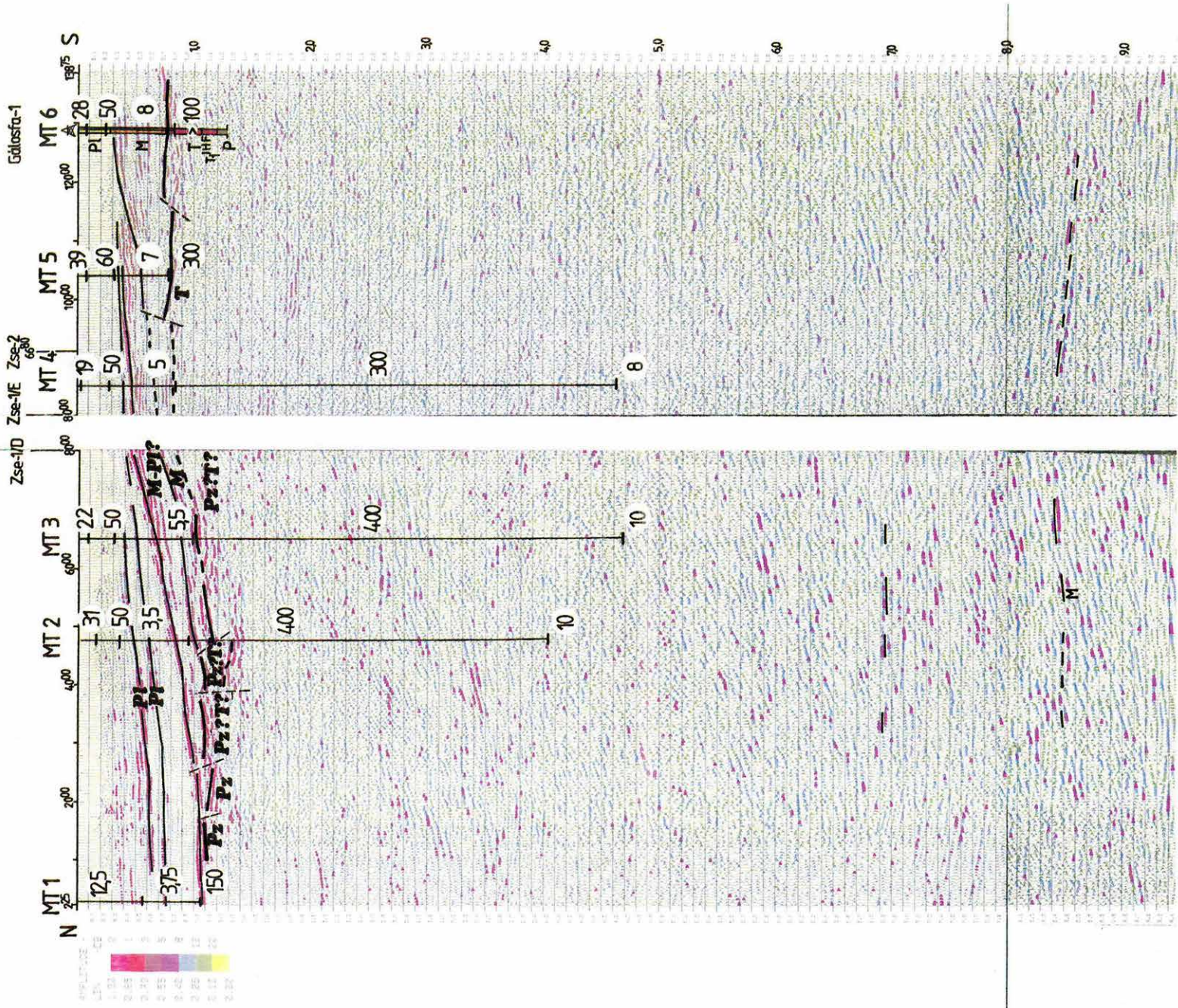
Рис. 24. Карта аномалий Буге по желицкому району (юг Задунайщины)




25. ábra. A Zse-1 migrált időszelvény (0-2 s)

Fig. 25. Zse-1 migrated time section (0-2 s)

Рис. 25. Миграционный временной разрез Zse-1 (0-2 с)





26. ábra. A Zse-1 migrált időszelvény (0-9,5 s)

Fig. 26. Zse-1 migrated time section (0-9.5 s)

Рис. 26. Миграционный временной разрез Zse-1 (0-9.5 с)

1.5 KŐOLAJKUTATÓ SZEIZMIKUS MÉRÉSEK AZ ALFÖLDÖN*

1984-ben az OKGT megbízásából 358,85 km hosszúságú robbantásos szeizmikus vonalhálózatot mértünk Kiskunfélegyháza–Lakitelek–Bugac–Jász-szentlászló térségében, és négy tört vonalú szelvény mentén, 60 km hosszon vibroszeiz mérést végeztünk Szeged–Újszentiván környékén. A mérések célja szerkezetkutatás volt és a teljes rétegsor felderítése, lehetőleg a preausztriai medencealjzat mélységéig.

A méréseket zömmel $24 \times 100\%$ -os fedésű közös mélységpontos rendszerben, a robbantásos méréseket DFS–V típusú 60 csatornás műszerrel, a vibroszeiz méréseket SDA–CFS–I adatgyűjtő rendszerrel végeztük.

A vibroszeiz mérés feldolgozott anyagából a VHE–11/84 területileg jellemző időszelvényt mutatjuk be példaként a 27. ábrán. A mért anyag feldolgozása az ELGI R–35 számítógépen történt az SzCSz–3 feldolgozó programrendszerrel. A feldolgozás fő lépései a következők: csatornánkénti szférikus amplitúdó kiegyenlítés, vibro-dekonvolúció, sebesség analízisek, összegzés, koherencia szerinti jelkiemelés, hullámegyenlet migráció.

A szelvényen jól megfigyelhető a neogén üledéksorozat belső felépítése és aljzatának tört-gyűrt képe. A szelvény mentén eddig mélyített fúrások adatait is feltüntettük. A mélyfúrásokkal feltárt legidősebb képződmény — a prekambrium kristályos aljzat tömbje — a szelvény ÉK-i szakaszán kiemelt szerkezeti helyzetben van. A tektonikus mozgások jellege és kora szerint a szelvényt két szakaszra oszthatjuk. A szelvény ÉK-i részén, a kiemelt kristályos aljzatú szakaszon a tektonikai mozgások idősebbek, a neogén képződményeket már nem érintik. További jellemzőjük, hogy relatíve kis amplitúdójú elmozdulásokkal 1–2 km hosszúságú részekre darabolták az aljzatot és az azon települő breccsás összetletet. A szelvény további részén jelölhető tektonikus mozgások ennél fiatalabbak, mivel részben vagy egészében érintették a miocén összetletet.

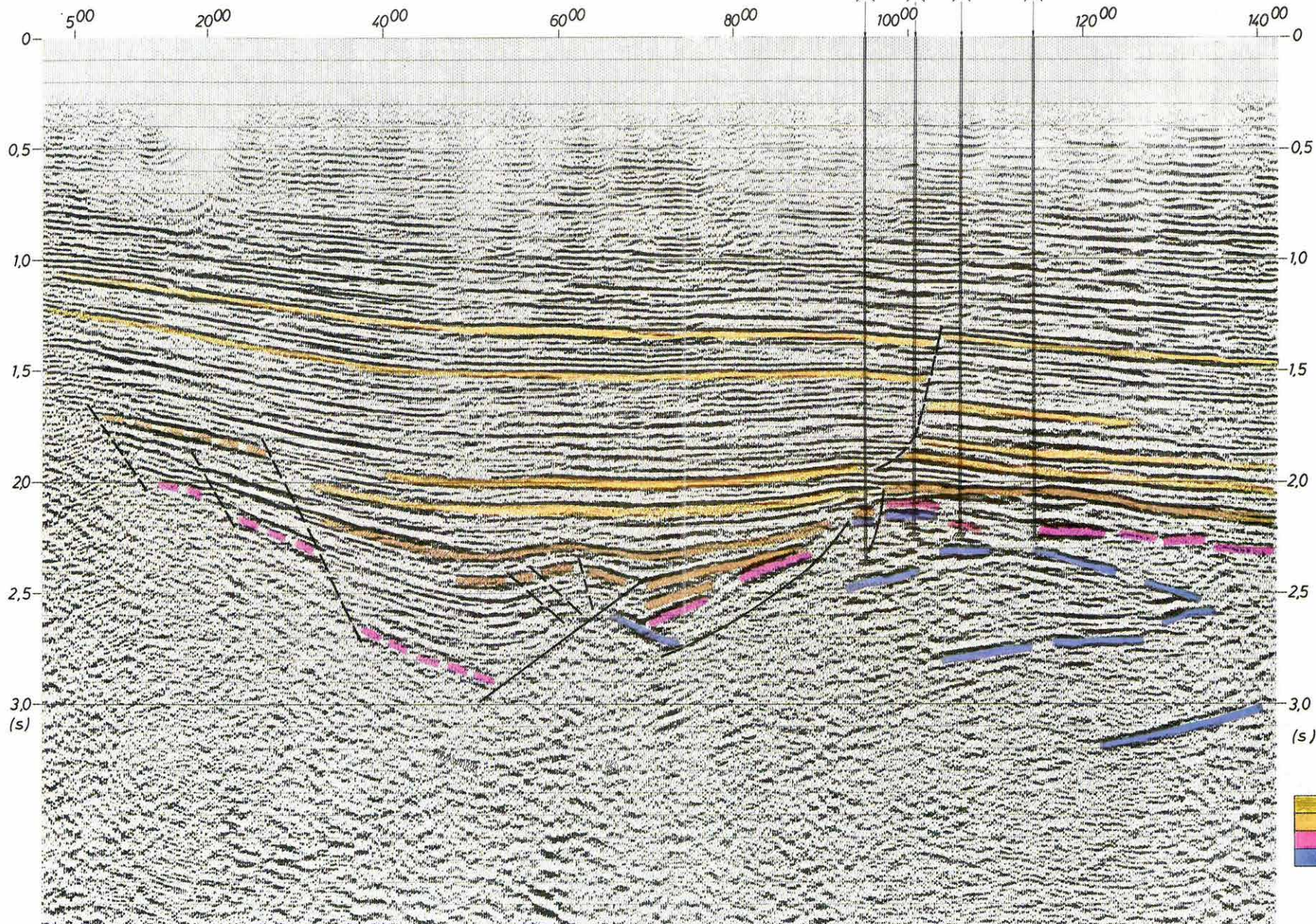
* *Albu I., Polcz I., Szeidovitz Zs., Timár Z.*

A mozgásmódok amplitúdója is lényegesen nagyobb, az ÉK-i szakaszon megfigyelhetőkhöz képest. A neogén aljzat szelvénymenti jellege, a kijelölhető tektonikai elemek elrendeződése kompressziós hatásra létrejött gyűrődéses–töréses folyamatra utalnak. Egyéb, kompresszióra utaló nyomok a neogén összlet belsejében is megfigyelhetők.

A méréseket 1985-ben is folytatjuk vibroszeiz módszerrel.

SW

NE



- 1
- 2
- 3
- 4

27. ábra. VHE-11/84 Szeged környéki migrált vibroseiz időszelvény

A reflexiók jelölésére használt szinkulus: 1 — pliocén; 2 — miocén; 3 — miocén (aljazatkőzet?) breccsa; 4 — prekambriumi kristályos palák

Fig. 27. VHE-11/84 migrated VIBROSEIS time section of the Szeged area

Colour key: 1 — Pliocene; 2 — Miocene; 3 — Miocene (basement?) breccia; 4 — Precambrian crystalline schists

Рис. 27. Миграционный временной разрез вибросейса VHE-11/84 из окрестностей г. Сегед

Раскаска отражений обозначает: 1 — плиоцен; 2 — миоцен; 3 — миоцен, брекчия пород фундамента; 4 — кристаллические сланцы докембрия

1.6 A MECSEK ÉS A VILLÁNYI-HEGYSÉG KÖRNYÉKÉNEK GEOFIZIKAI VIZSGÁLATA*

Máza D-Váralja D feketekőszén kutatási terület

A kutatási területen 1976. óta folyik földtani elő- és felderítő kutatás. Ennek keretében rendszeresen végeztünk felszíni geofizikai méréseket (28. ábra). Az Országos Földtani Kutató és Fúró Vállalat (OFK FV) készíti a terület felderítő fázisú kutatási zárójelentését.

Az 1980. és 1982. között mért szelvényekből 1984-ben öt vibroseiz szelvényt ismét feldolgoztunk és értelmeztünk, amelyek a zárójelentés elkészítése szempontjából földtanilag érdekes helyen haladtak.

A mérési anyagok újrafeldolgozásánál a szeizmikus feldolgozó programrendszer 1983–84. évi bővítése során elkészült speciális műveleteket is alkalmaztunk. Így az 1984. évi feldolgozás a korábbihoz képest az alábbi lépésekkel bővült:

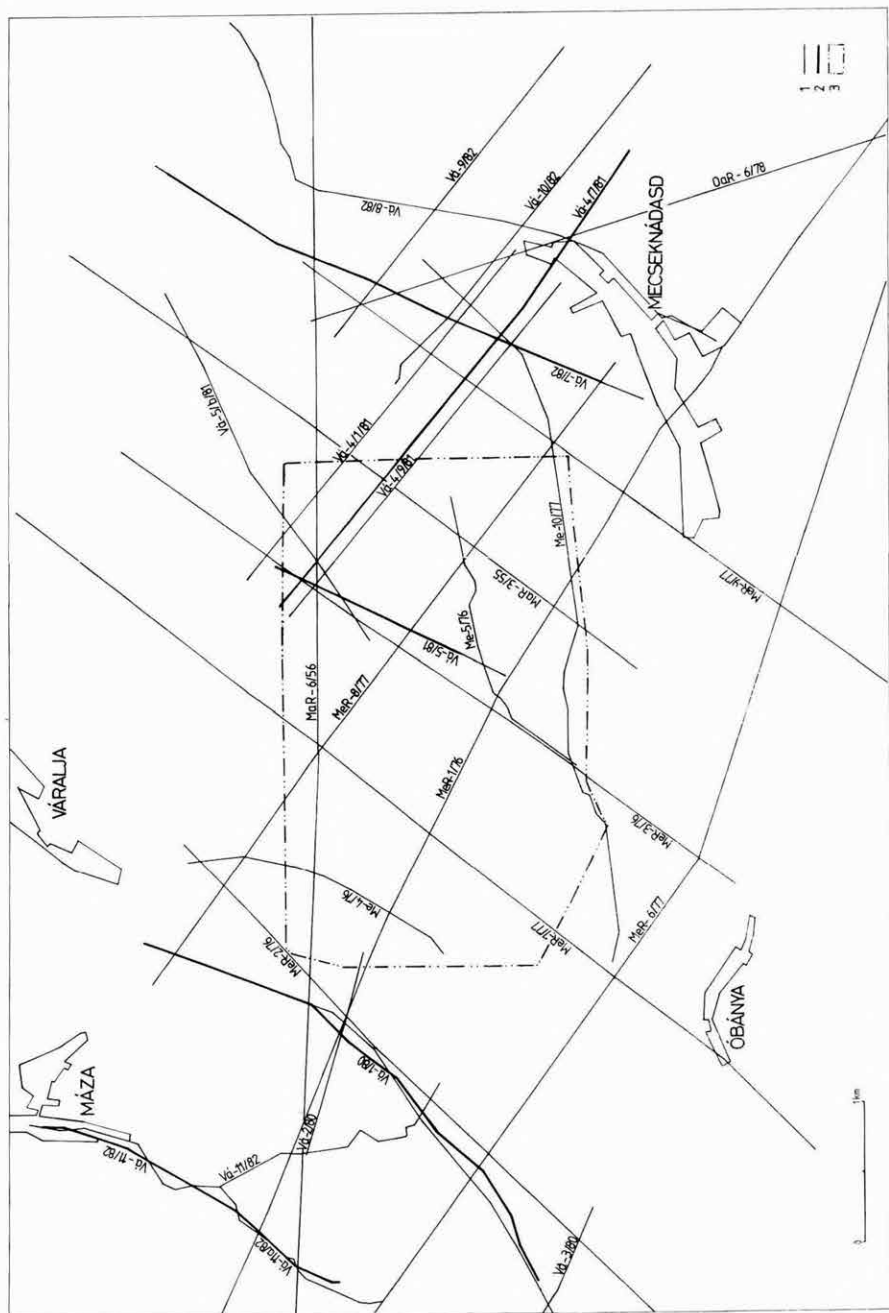
- vibrodekonvolúció;
- nem egyenes vonalú mérések korrekciós programjai: automatikus statikus korrekció, keresztdőlésekes összegzés;
- hullámegyenletes migráció.

Az 1981. évben végzett feldolgozáshoz képest javult a szeizmikus jelek felbontása. A különböző összetetek jól elkülöníthető szeizmikus jelleggel jelentkeznek.

A szeizmikus szelvények földtani hasznosítását nagymértékben elősegíti, hogy míg a miocén összletből gyakorlatilag nem kapunk értékelhető szeizmikus jeleket, a fiatalabb jura képződményekben (J_1s) csak rövid reflexiók vannak, addig a kőszentelepes összlet (J_1h) jól korrelálható nagy energiájú jellegzetes reflexiókkal jelentkeznek. A terület mélyfúrásaiban több helyen dokumentáltak kis dőlésszögű feltolódási síkokat. Ezek a szeizmikus szelvényeken jelkimaradással jelentkeznek. Mindezek jól láthatók a Va-1/80 migrált reflexiós szelvényen is (29. ábra).

A helyszínrajzon (28. ábra) vastag vonallal jelöltük az ismételt feldolgozott szeizmikus szelvényeket. A szeizmikus adatok alapján világosan lehet látni

* Braun L., Kónya A., Timár Z.



a széntelepes összlet elterjedését a Va-7 szelvény mentén; a széntelepes összlet lépcsőzetes elmélyülése állapítható meg a Va-4/7 szelvény vége felé és több helyen — Va-1, Va-7 és Va-11A/11 — jelezni lehet a széntelepes összletnek olyan egymásra tolódását, amely az összlet ismétlődését, a széntelep jelentős kivastagodását okozza.

28. ábra. Máza D-Váralja D feketekőszén kutatási terület
1 — szeizmikus reflexiós vonal; 2 — 1984-ben újrafeldolgozott szelvény; 3 — részletes mágneses mérések területe

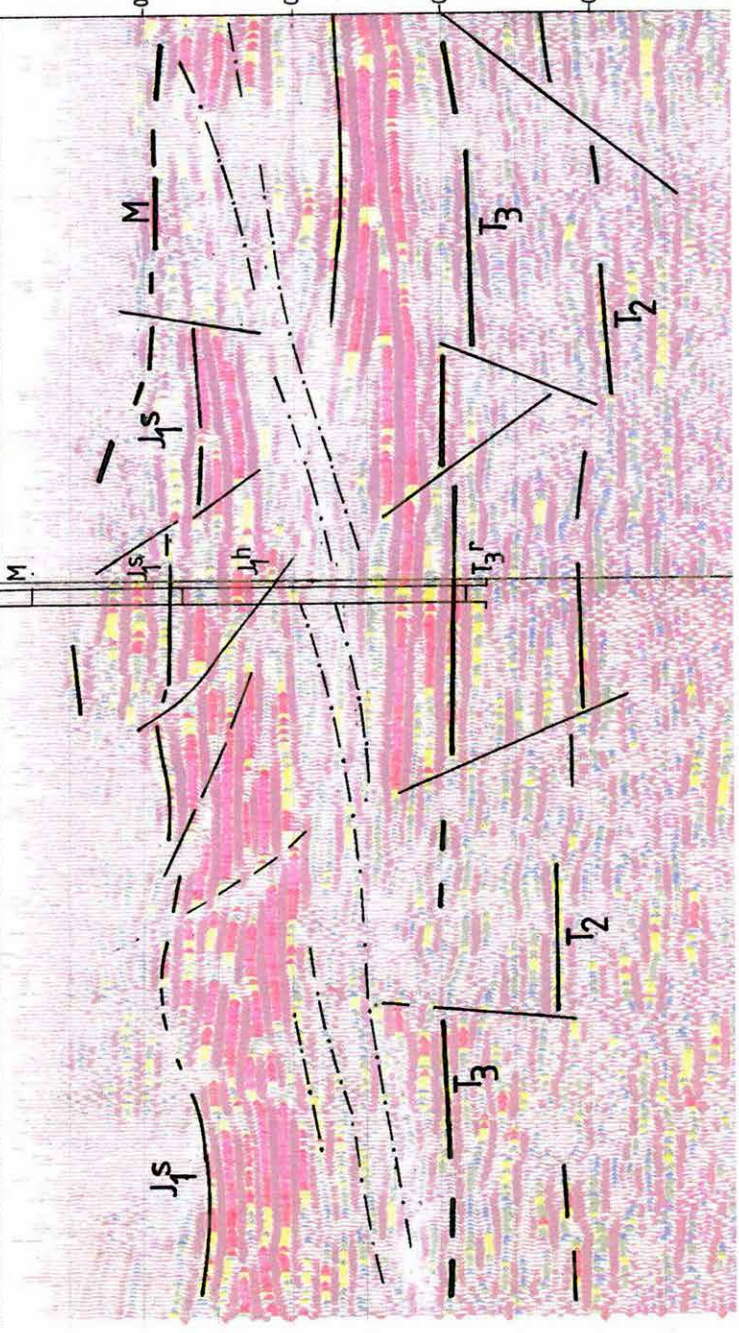
Fig. 28. Location of geophysical surveys in an area of the Mecsek hard coal occurrence
1 — seismic reflection line; 2 — profiles reprocessed in 1984; 3 — area of detailed magnetic survey

Рис. 28. Огна из площадей разведочных работ на мечекском месторождении каменных углей
1 — профиль сейсморазведки; 2 — профиль, заново обработанный в 1984 г.; 3 — участок детальной магниторазведки

SW $\neq 10$ 500 1000 1500 2000 NE

M-15 SE 14.0 m
PER-477 1760

VA-1102 250



29. ábra. A Va-1/80 migrált időszelvény részlete (szűrés 20–60 Hz)

M — miocén képződmények; J_1^s — alsó jura, szinemuri emelet, fedőhomokkő–fedőmárga összlet; J_1^h — alsó jura, hettangi emelet, széntelepes összlet; T_3^r — felső triász, rhaeti emelet, törmelékes képződmények; T_2 — középső triász, karbonátos képződmények; 1 — vető; 2 — feltolódás

Fig. 29. Part of migrated time section Va-1/80 (filter: 20–60 Hz)

M — Miocene formations; J_1^s — Lower Jurassic, Sinemurian, sandstone–marl cover; J_1^h — Lower Jurassic, Hettangian, coal-bearing formation; T_3^r — Upper Triassic, Rhaetian, clastics; T_2 — Middle Triassic carbonates; 1 — fault; 2 — upthrust

Рис. 29. Фрагмент миграционного временного разреза Va-1/80 (фильтрация: 20–60 Гц)

M — миоценовые отложения; J_1^s — нижняя юра, синемюрский ярус, толща перекрывающих песчаников и мергелей; J_1^h — нижняя юра, геттангский ярус, угленосная толща; T_3^r — верхний триас, рэтский ярус, обломочные отложения; T_2 — средний триас, карбонатные отложения; 1 — сброс; 2 — взброс

1.7 A BALATONI ÜDÜLŐKÖRZET MÉRNÖKGEOFIZIKAI TÉRKÉPEZÉSE*

A balatoni üdülőkörzet építésföldtani térképezése keretében — a KFH által jóváhagyott kiemelt kutatási program részeként — a MÁFI irányításával három éve végzünk mérnökgeofizikai kutatást a Balaton 15–20 km-es parti sávjában, Zala, majd Somogy megye területén. A speciális adatszolgáltatási igény kielégítésére négy-paraméteres mérnökgeofizikai szondázást (MGS) alkalmaztunk. Ez a kutatási módszer a hetvenes évek során éppen a Balaton környéki térképezési munkák kapcsán került kifejlesztésre. A módszer ismertetését az 1978. Évi Jelentés tartalmazza (37–39 old.).

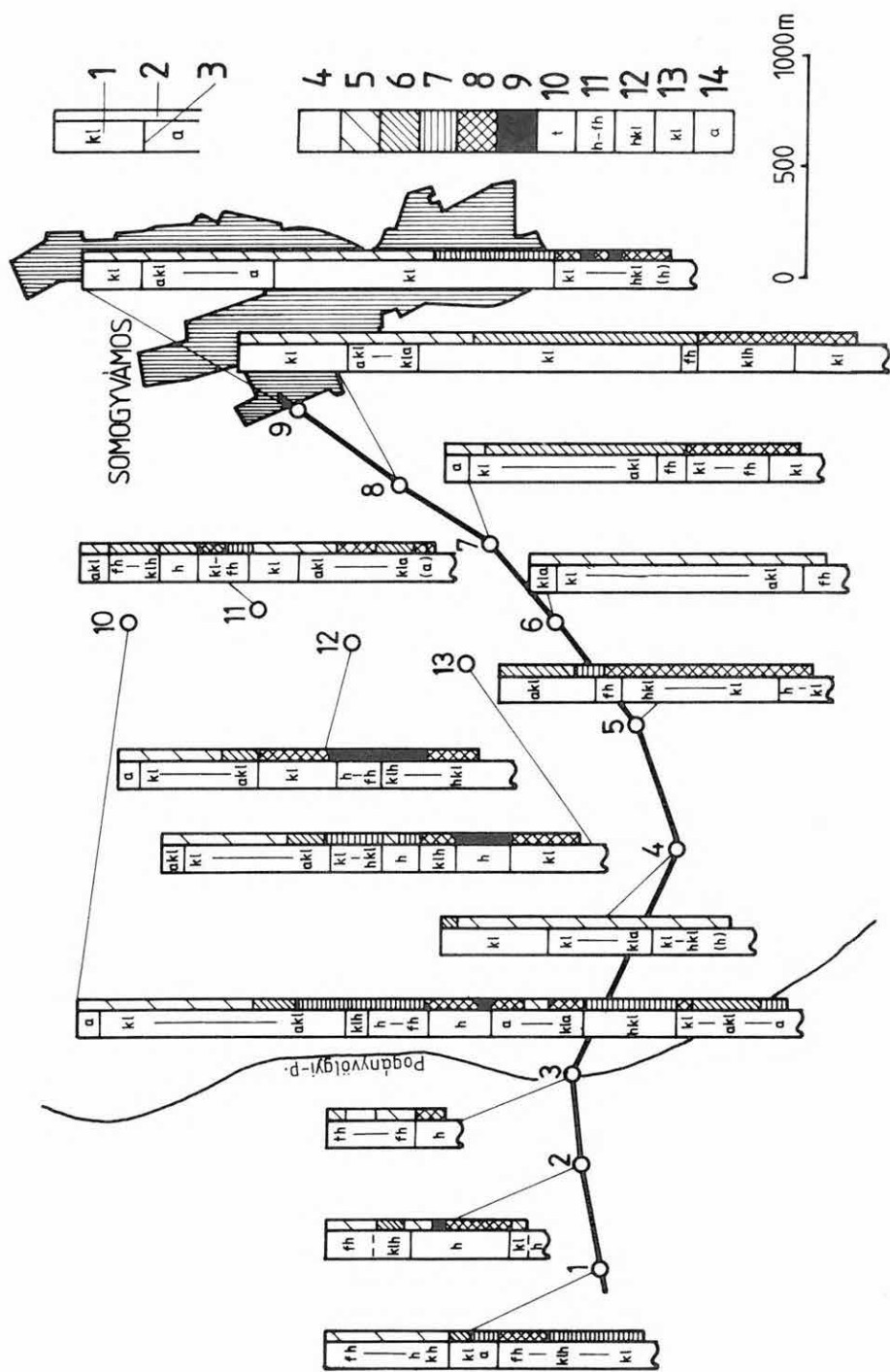
A Balaton környékén a kutatás mélységigénye maximálisan 15 m, amely elsősorban a fiatal, laza településű és rendkívül vegyes litológiai felépítésű holocén–pleisztocén üledékek vizsgálatát jelenti. Az összlet vastagsága néhány métertől néhányszor tíz méterig terjed, és a pleisztocén elején jelentős mértékben lepusztult, változó morfológiájú pannonikumra települ.

A következő ábrákon bemutatjuk a Belső- és Külső-Somogy tájegység határzónáján végzett mérnökgeofizikai vizsgálatok földtani–kőzetfizikai eredményeit. E két területen a fedőösszlet — mind keletkezését, mind litológiai felépítését tekintve — jelentős mértékben eltérő. Belső-Somogy kvarter összlete folyóvízi homok, amelyet a szél által kifújtt, zömmel már talajjal kötött futóhomok fed; Külső-Somogy dombvidékén pedig jelentős vastagságú lösztakaró alakult ki.

A 30. ábrán a Pogány-völgytől Ny-ra a belső-somogyi homokvidék (1–3 MGS pont), ettől keletre a külső-somogyi löszterület jellemző MGS rétegsorai láthatók. A mintaszelvény (31. ábra) K-i felén megfigyelhető, hogy a jellemző kőzetfizikai paraméterekből megállapított lösz vastagság helyességét az összlet alján települt — a természetes gamma és a csúcscellenállás értékekből meghatározott — kemény homoksáv egyértelműen alátámasztja. Ez a felépítés típus elsősorban a fő völgyeket kísérő dombvonalak alacsonyabb szintjén és néhány mellékvölgy környezetében található. Tapasztalataink szerint előfordulása Külső-Somogy egyéb területeire is jellemző.

A lösz felett és a löszösszlet felső szakaszán néhol agyagot, ill. agyagosodott

* Varga J.



zónákat mutattunk ki. Ismeretes, hogy lössterületen a talajképződés során agyagfelhalmozódás történik. A kimutatott agyagos összletek tehát talajképződési folyamatokkal hozhatók kapcsolatba, ezek pedig a közelmúlt és a jelen eróziós tevékenységét tükrözik. Ahol az üledéksor felső 1,5–2,5 m-es szakaszán agyagosodott üledék mutatkozik, ott a talajképződés zavartalanságára következtethetünk, ahol ez vékony, vagy hiányzik, ott különböző mértékű talajerózióval számolhatunk. Máshol az erózió eredményeként eltemetett talaj vagy felhalmozott vastagabb talajzónák alakulhatnak ki. A közölt szelvény K-i végén eltemetett talajosodott zónára találunk példát.

Mint a mintaszelvény nyugati, a belső-somogyi területre eső részén látható, a geofizikai paraméterek lehetőséget nyújtanak a futóhomok és a vegyes-szemcsés homok elkülönítésére is. Ehhez a két összlet esetében az eltérő térfogatsúly értékek mellett elsősorban a csúcsellenállás mérés nyújt hasznos információt. Irodalmi adatok szerint a kőzetek teherbírásának vizsgálatánál mind a hazai, mind a külföldi műszaki gyakorlatban használatosak dinamikus, ill. statikus szondázási módszerek. Az ELGI-nél bevezetett statikus szondázási módszerrel nyert paraméter alkalmazhatóságának különösen kedvező feltétele, ha a vizsgálat tárgyát képező kőzet egységes kőzetkategóriába tartozó anyagból áll, csupán tömörsége változó. Belső-Somogy területén ezek a feltételek részben teljesülnek ott, ahol a felszint helyenként több méter vastagságú finomszemcsés futóhomok takarja, alatta pedig vegyes-szemcsés folyóvízi homok van. Tapasztalataink szerint a futóhomok jellemző csúcsellenállása 10–60 kg/cm² közötti, jelezve ennek nagyon laza és kissé laza szerkezetű részeit. Folyóvízi homoknál ezek az értékek — a szemcseméret és a konszolidáció változásának függvényében — 50–300 kg/cm² között adódnak. A kedvezőtlen építésföldtani adottságú futóhomok települési mélysége tehát a csúcsellenállás értékekből

30. ábra. Mérnökgeofizikai szondázással meghatározott jellemző litológiai rétegsorok Somogyban

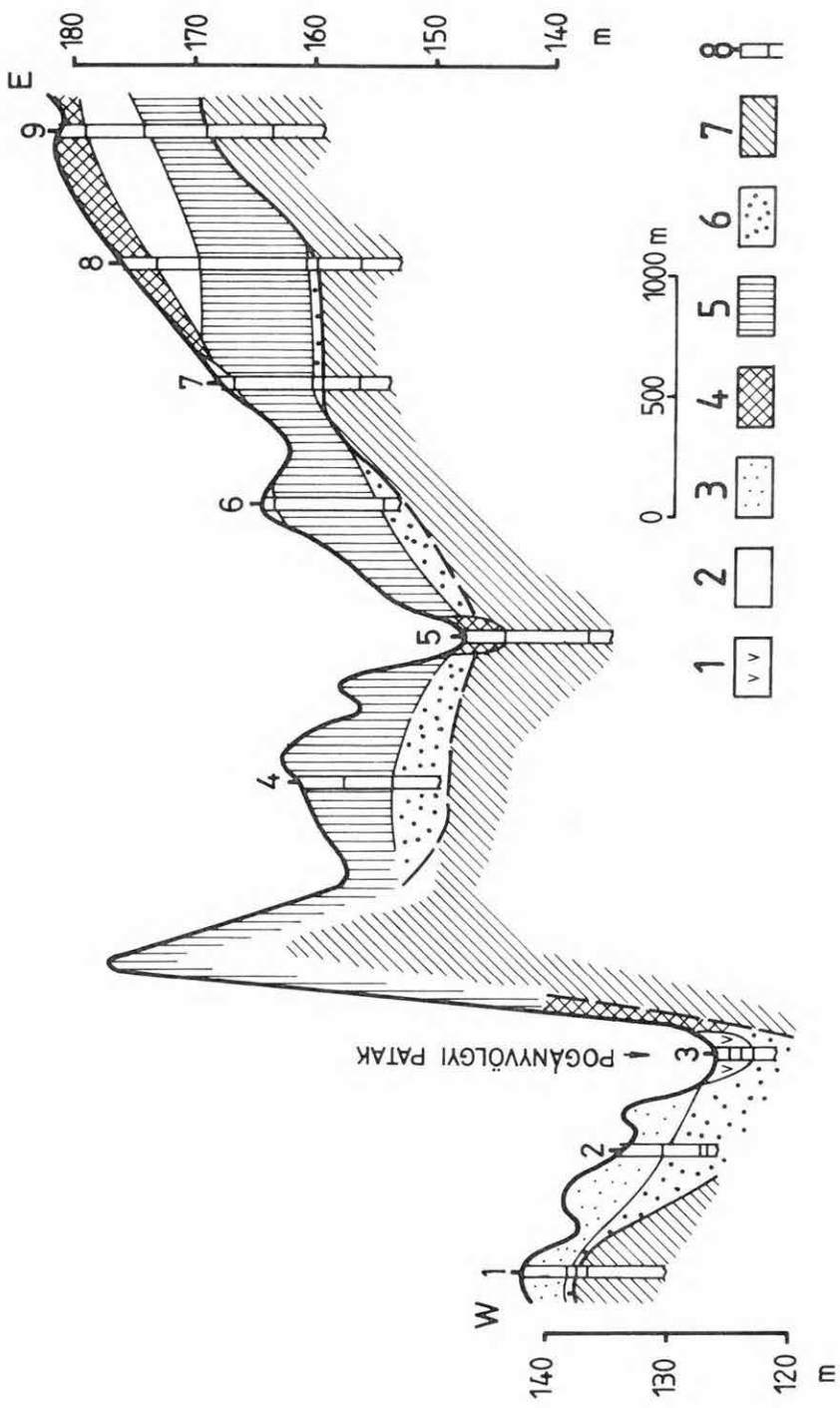
1 — litológiai rétegsor; 2 — természetes térfogatsúly szelvény; 3 — réteghatár. γ - γ mérésekből meghatározott térfogatsúly értékközök g/cm³-ben: 4 — > 1,5; 5 — 1,5–1,75; 6 — 1,70–1,95; 7 — 1,9–2,05; 8 — 2,0–2,15; 9 — > 2,10; 10 — tőzeg; 11 — homok, finomhomok; 12 — homokos kőzetliszt; 13 — kőzetliszt; 14 — agyag

Fig. 30. Characteristic lithological logs determined by engineering geophysical soundings, south of Lake Balaton

1 — lithological column; 2 — bulk density column; 3 — layer boundary. Density intervals in g/cm³ from γ - γ logs: 4 — < 1.5; 5 — 1.5–1.75; 6 — 1.7–1.95; 7 — 1.9–2.05; 8 — 2.0–2.15; 9 — > 2.10. 10 — peat; 11 — sand, fine-grained sand; 12 — sandy grit; 13 — grit; 14 — clay

Рис. 30. Характерные литологические колонки, определенные по данным инженерно-геофизических зондирований в комитате Шомодь

1 — литологическая колонка; 2 — колонка объемных весов в массиве; 3 — граница слоев; 4–9 — диапазоны объемных весов, по данным гамма-гамма каротажа, в г на куб. см: 4 — менее 1,5; 5 — 1,5–1,75; 6 — 1,70–1,95; 7 — 1,9–2,05; 8 — 2,0–2,15; 9 — более 2,10; 10 — торф; 11 — пески, тонкие пески; 12 — песчаные алевриты; 13 — алевриты; 14 — глины



egyértelműen meghatározható, ugyanakkor kijelölhetők a folyóvízi homok gyenge, közepes, ill. jó teherbírású szakaszai is.

Bonyolultabb összefüggés van a csúcscellenállás és a kőzetek törőszilárdsága között inhomogén kőzetek esetében, és finomszemcsés (kötött) talajoknál. Ezeknél a szemcseméret változásán és a konszolidáció mértékén túl a finom szemcsék kémiai tulajdonsága is befolyásolja a kőzet viselkedését. Az építésföldtani térképsorozat alapozási változatainak megszerkesztéséhez segédletként több mélységszintre (2,5; 5,0 m) adjuk meg az adatokat. A vonatkozó csúcscellenállás értékek mellett megszerkesztett paraméter-térképen a litológiai felépítést, a rétegzettséget és a feltételezett rétegtani beosztást is közöljük (32., 33. ábra). Ezek együttes mérlegelése realisabb alapot nyújt az adott kőzettípus építésföldtani tulajdonságainak elbírálására.

A közölt térképvázlatokon szerepel a finomszemcsés homok, a folyóvízi homok és a lösz néhány jellemző csúcscellenállás értéke. Ezek a balatoni üdülkörzet területén azonban sokkal változatosabbak. A két ismertett homoktípusnál például az ábrákon szereplő csúcscellenállás adatok az összletre jellemző értéktartomány felső szakaszáról származnak. Futóhomok esetében az adott mélységszint (2,5 m) indokolja a relatíve nagy értékeket (50–60 kg/cm²), mivel az összlet nagyon laza szerkezetű szakaszai elsősorban a felszínen, ill. felszínközélnben található. Folyóvízi homoknál a kőzet törőszilárdságát jelentős mértékben befolyásolja a szemcsék alakja, osztályozottsága és mérete. E jellemzők tapasztalatunk szerint a vizsgált összleten belül szeszélyesen változnak.

A fent közölt adatok — az építésföldtani alkalmazás mellett — felhasználhatók a víz- és környezetvédelem, a mezőgazdaság, a vízgazdálkodás, területrendezés stb. számára is.

← 31. ábra. Mérnökgeofizikai szondázásokon áthaladó jellemző földtani szelvény Somogyban

1 — mocsári képződmények; 2 — agyagos (talajosodott) lösz; 3 — futóhomok; 4 — áthalmazott lösz; 5 — lösz; 6 — folyóvízi homok; 7 — pannon üledékek; 8 — a mérnökgeofizikai szondázás helye

← Fig. 31. Typical geological cross section through engineering geophysical soundings

1 — marsh formations; 2 — argillaceous loess; 3 — drift sand; 4 — resedimented loess; 5 — loess; 6 — fluvial sand; 7 — Pannonian sediments; 8 — location of engineering geophysical sounding

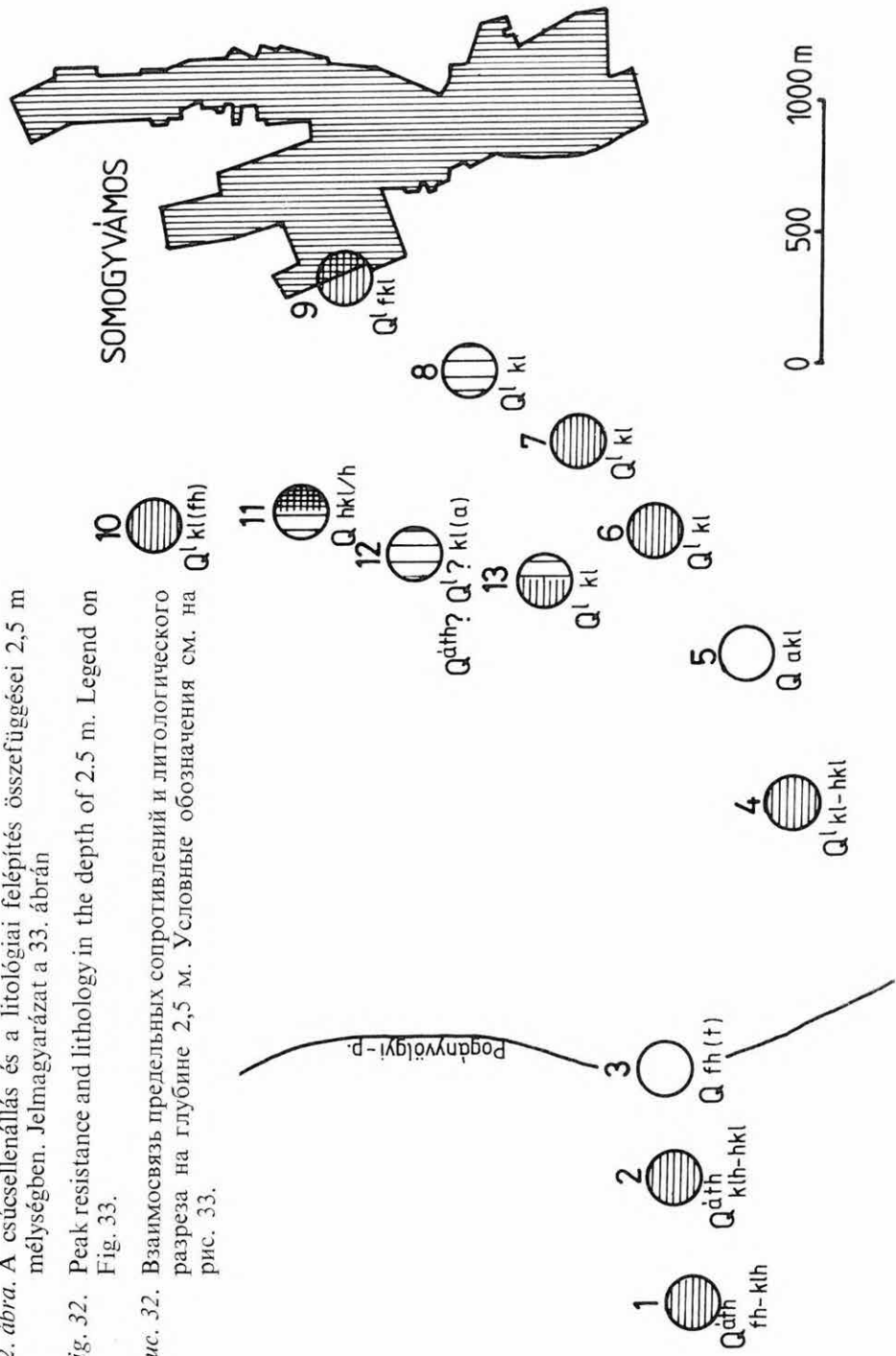
← Рис. 31. Характерный геологический разрез через инженерно-геофизические зондирования в комитате Шомодь

1 — болотные отложения; 2 — глинистый (затронутый почвообразованием) лёсс, 3 — золотые пески; 4 — переотложенный лёсс, 5 — лёсс; 6 — аллювиальные пески; 7 — паннонские отложения; 8 — пункт инженерно-геофизического зондирования

32. ábra. A csúcscellenállás és a litológiai felépítés összefüggései 2,5 m mélységben. Jelmagyarázat a 33. ábrán

Fig. 32. Peak resistance and lithology in the depth of 2.5 m. Legend on Fig. 33.

Рис. 32. Взаимосвязь предельных сопротивлений и литологического разреза на глубине 2,5 м. Условные обозначения см. на рис. 33.



33. ábra. A csúcsellenállás és a litológiai felépítés összefüggései 5 m mélységben

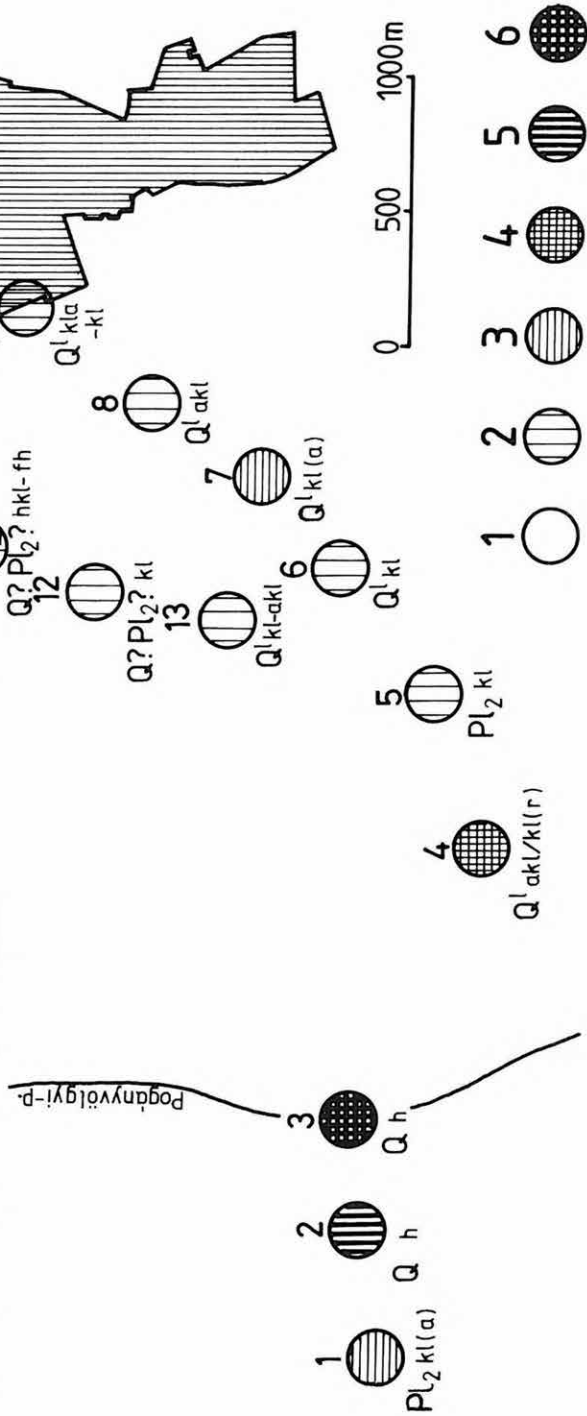
A csúcsellenállás értékköz kg/cm^2 -ben: 1 — < 20 ; 2 — 20–50; 3 — 50–100; 4 — 100–150; 5 — 150–200; 6 — > 200

Fig. 33. Peak resistance and lithology in the depth of 5 m

Intervals of peak resistance in kg/cm^2 : 1 — < 20 ; 2 — 20–50; 3 — 50–100; 4 — 100–150; 5 — 150–200; 6 — > 200

Рис. 33. Взаимосвязь предельных сопротивлений и литологического разреза на глубине 5 м.

Диапазоны предельных сопротивлений в кг на кв. см : 1 — менее 20; 2 — 20–50; 3 — 50–100; 4 — 100–150; 5 — 150–200; 6 — более 200



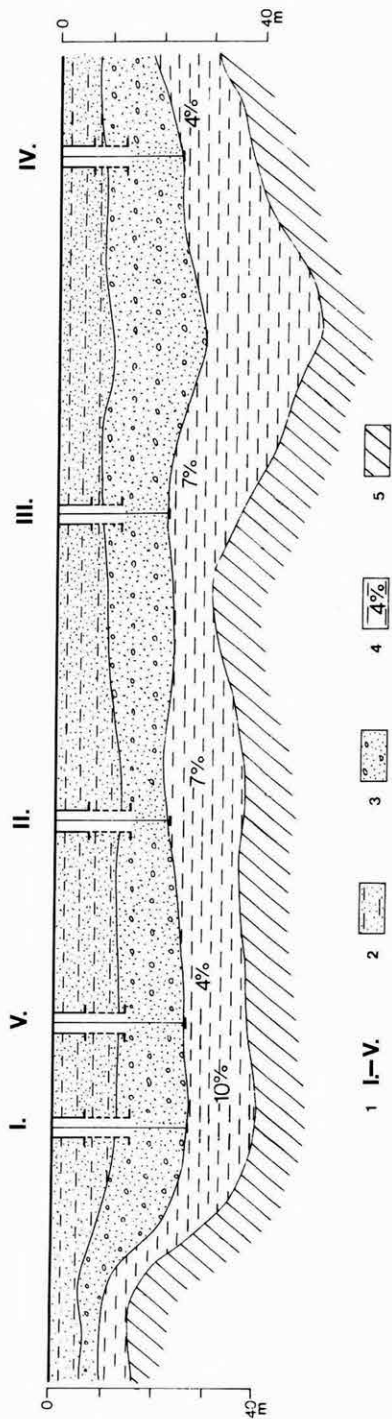
Az Északmagyarországi Regionális Vízmű és Vízgazdálkodási Vállalat megbízásából a Siroki Vízművek két, Siroktól D-re fekvő védőterületén végeztünk geofizikai méréseket abból a célból, hogy megállapítsuk: milyen módon lehetne az 50-es években telepített kutak vízhozamát növelni. Ennek érdekében először is meg kellett határozni a vízáadó (kavicsos) réteg vastagságát és a vízzáró (agyag) réteg mélységét. A feladatot egyenáramú szondázásokkal (VES) oldottuk meg.

Az alsóréti kutak területén a terv egy víztároló medence létesítése volt, amelynek telepítéséhez a kavicsréteg vastagságának a védőterületen belüli változását kellett megállapítani előzetes fúrási adat nélkül. A geoelektromos mélységszelvény (34. ábra) világosan mutatja, hogy az átlagosan 12 méter mély kutak többsége alig éri el a víztároló kavicsréteget. A védőterületen meglévő négy kút mindegyike 15–20 méterrel mélyíthető volt, sőt lehetőség volt új kút létesítésére is, mivel a vízáadó réteg megfelelő vastagságúnak bizonyult. Így módon nem volt szükség a tározó építésére.

A kőkúpusztai kutak védőterületén a feladat ugyanaz volt, a mérési módszer is; azzal a különbséggel, hogy itt két, a mérések előtt mélyített fúrás adatai rendelkezésünkre álltak. A hosszanti mélységszelvény a 35. ábrán látható. A szerkezet itt tagoltabb az előzőnél és kisebb mélységű a vízzáró réteg. A terület négy, 7–8 méteres kútja közül három 10–12 méterrel mélyíthető és a kereszt-szelvények alapján az újabb kút létesítésére legjobban megfelelő helyet ki lehet jelölni.

* Pattantyús-Á. M.

0 50 m



34. ábra. Geoelektromos szelvény a Sirok-Alsóréti kutak mentén

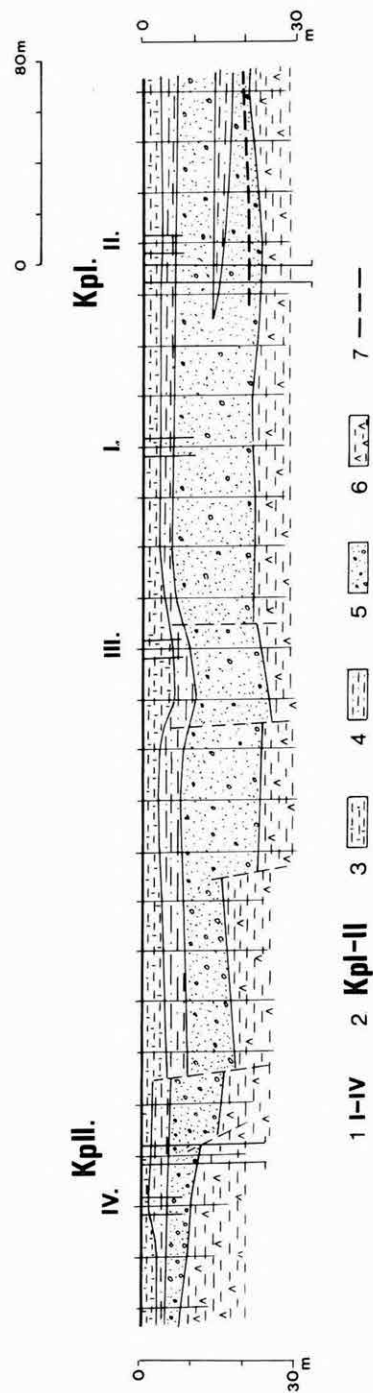
1 — kutak; 2 — homokos agyag: $\rho=11-20 \Omega\text{m}$; 3 — homokos kavics: $\rho=50-80 \Omega\text{m}$; 4 — agyag: $\rho=5-7 \Omega\text{m}$ a vízzáró réteg mélységére kapott geoelektromos és fúrési adat közötti százalékos eltéréssel; 5 — geoelektromos aljzat: $\rho>150 \Omega\text{m}$

Fig. 34. Geoelectric profile through the water wells of Sirok-Alsórét

1 — wells; 2 — sandy clay: $\rho=11-20 \Omega\text{m}$; 3 — sandy gravel: $\rho=50-80 \Omega\text{m}$; 4 — clay: $\rho=5-7 \Omega\text{m}$ with percentage deviation between geoelectric and borehole data; 5 — geoelectric basement: $\rho>150 \Omega\text{m}$

Рис. 34. Геоэлектрический разрез вдоль колодцев по линии Широко-Альшорэт

1 — колодцы; 2 — песчаные глины: $\rho=11-20 \Omega\text{m}$; 3 — песчаные галечники: $\rho=50-80 \Omega\text{m}$; 4 — глина: $\rho=5-7 \Omega\text{m}$ с процентным расхождением в глубинах залегания водоупора между данными электроразведки и бурения; 5 — геоэлектрический фундамент: $\rho>150 \Omega\text{m}$



35. ábra. Geoelektromos szelvény a Sirok-kőkútpusztai kutak mentén

1 — kutak; 2 — kutató fúrások; 3 — agyagos humusz: $\rho = 11-33 \Omega\text{m}$; 4 — homokos agyag: $\rho = 5-8 \Omega\text{m}$; 5 — homokos kavics: $\rho = 35-120 \Omega\text{m}$; 6 — tufás agyag: $\rho = 8-11 \Omega\text{m}$; 7 — nagy ellenállású kova betelepülés

Fig. 35. Geoelectric profile through the water wells of Sirok-Kőkútpuszta

1 — wells; 2 — exploration boreholes; 3 — argillaceous soil: $\rho = 11-33 \Omega\text{m}$; 4 — sandy clay: $\rho = 5-8 \Omega\text{m}$; 5 — sandy gravel: $\rho = 35-120 \Omega\text{m}$; 6 — tuff clay: $\rho = 8-11 \Omega\text{m}$; 7 — highresistivity flint interbedding

Рис. 35. Геоэлектрический разрез вдоль колодцев по линии Широко-Кёкутпушта

1 — колодцы; 2 — поисковые скважины; 3 — глинистая почва: $\rho = 11-33 \text{ ом}\cdot\text{м}$; 4 — песчаные глины: $\rho = 5-8 \text{ ом}\cdot\text{м}$; 5 — песчаные галечники: $\rho = 35-120 \text{ ом}\cdot\text{м}$; 6 — туфовые глины: $\rho = 8-11 \text{ ом}\cdot\text{м}$; 7 — прослой кремня высокого сопротивления

2 MÓDSZER- ÉS MŰSZERKUTATÁS

2.1.1 Nagyfrekvenciás vibroszeiz módszertani mérések*

Az ELGI-ben folyó bauxitkutató program keretében egyre nagyobb szerepet jut a szeizmikus reflexiós méréseknek. A kedvezőtlen topográfiai és szeizmogeológiai viszonyok miatt előtérbe került a vibroszeiz módszer alkalmazása. A viszonylag kis mélységű (200–400 m) kutató feladatok számos új probléma megoldását követelik meg. Legfontosabb feladat a megfelelő jel/zaj viszony és felbontás elérése.

A jel/zaj viszony javítására több lehetőségünk is van: pl. a terítési paraméterek megfelelő megválasztásával csillapítható a vibrátorok saját zaja, valamint a felszíni zavarhullámok intenzitása. Jel/zaj viszony romlást eredményezhet a keresztkorrelációs művelet, amelynek során a talaj szűrőhatása következtében torzult vibrojelek az elméleti Klauder-wavelet mellékmaximumainak jelentős mértékű felerősödéséhez vezetnek. A korrelációs mellékmaximumok csökkentése érdekében olyan vibrojeleket kell használnunk, amelyek kompenzálják a talaj szűrőhatását: pl. nem lineáris, vagy összetett vibrojeleket. A nagy felbontás érdekében a vibrojel középfrekvenciáját kell növelni.

A fenti követelmények teljesítéséhez nagyfrekvenciás vibrátorokra, és nem lineáris, valamint összetett vibrojelek generálására alkalmas vezérlőelektronikára van szükség. Ezeknek a követelményeknek felelnek meg az ELGI Failing Y-1100 CB típusú elektro-hidraulikus vibrátorai, melyek a Pelton Advance I. Model 5 típusú vezérlőelektronikával vannak ellátva. A vibrátorok hasznos frekvenciatartománya 8–255 Hz, a vezérlőelektronika programozható, és így tetszőleges vibrojel előállítására alkalmas.

Módszertani méréseinket a Tükröspusztá–Vasztély térségében végzett bauxitkutató reflexiós mérésekhez kapcsoltuk. A Ve-4/84 szelvényt először hagyományos vibrátorokkal, 20–100 Hz határfrekvenciájú lineáris vibrojellel mértük, majd a szelvény egy szakaszát több különböző vibrojel alkalmazásával azonos terítési paraméterekkel is lemértük: (36/A, 36/B és 36/C ábra). A Ve-4.1/84 szelvényt (36/B ábra) nagyfrekvenciás vibrátorokkal generált 44–160 Hz határfrekvenciájú lineáris vibrojelekkel, míg a Ve-4.2/84 szelvényt (36/C ábra) 25–73 Hz; 37–87 Hz; és 50–100 Hz határfrekvenciájú lineáris vibrojelekből álló

* Gombár L., György L., Táborszki Gy.

összetett vibrojellel mértük. A szelvényeket amplitúdónagyság szerint színezett, migrált időszelvény formájában mutatjuk be.

A szelvényekről megállapíthatjuk, hogy a kutatási feladat mindhárom szelvény alapján megoldható, hiszen a 200–400 m mélységben elhelyezkedő triász dolomit aljzat felszíne jól követhető. Azonban a szelvények jel/zaj viszonya, valamint horizontális és vertikális felbontása között lényeges különbség van. A 36/A ábrán látható Ve-4/84 szelvény nagy részén a triász aljzat felszíne jól követhető, bizonytalanabban a szelvény 1000–1300 m közötti szakaszán. A szerkezeti elemek (vetők) helyzete bizonytalan a 450 m-nél található viszonylag nagy elvetési magasságú vető kivételével. A triász összlet fedője a szelvény alapján tovább nem bontható, csupán a szelvényel közel párhuzamosan haladó vetőről származó oldalreflexiót jelöltük.

A 36/B ábrán látható Ve-4.1/84 szelvényen a szerkezeti elemeket biztonságosabban lehet meghatározni, de az aljzat felszíne, valamint a fedőösszletben előforduló réteghatárok bejelölése bizonytalan. Az igen erős mellékmaximumok miatt a réteghatárok nem markáns reflexióval jelentkeznek, hanem reflexiókötegekkel. Ezt az okozza, hogy a talaj szűrőhatása a magasabb frekvenciákat sokkal jobban csillapítja és a lineáris vibrojel ennek kompenzálására nem adott lehetőséget. Megállapíthatjuk, hogy ez a frekvenciatartomány a talaj szűrőhatása miatt erősen csillapodik, így még az aljzatról származó reflexiókat is kötegekben észleltük. A vertikális felbontás érdekében — különösen vékony rétegezetségi esetén — a korrelációs mellékmaximumok energiáját feltétlenül csökkenteni kell.

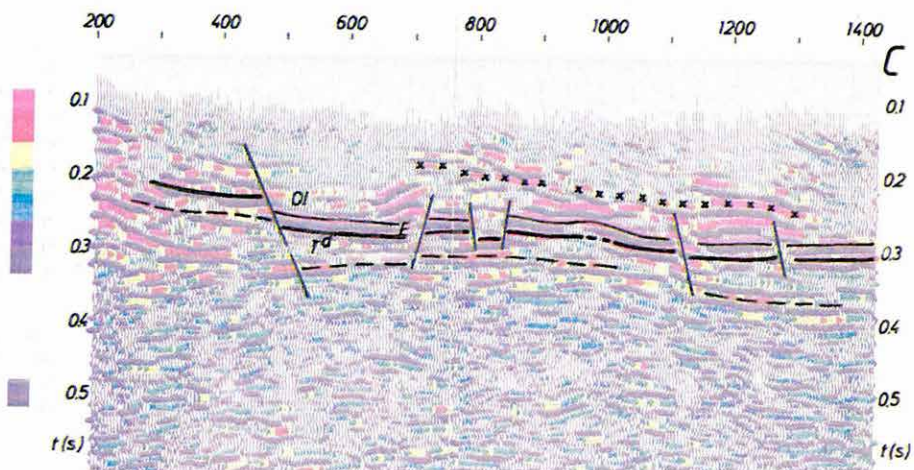
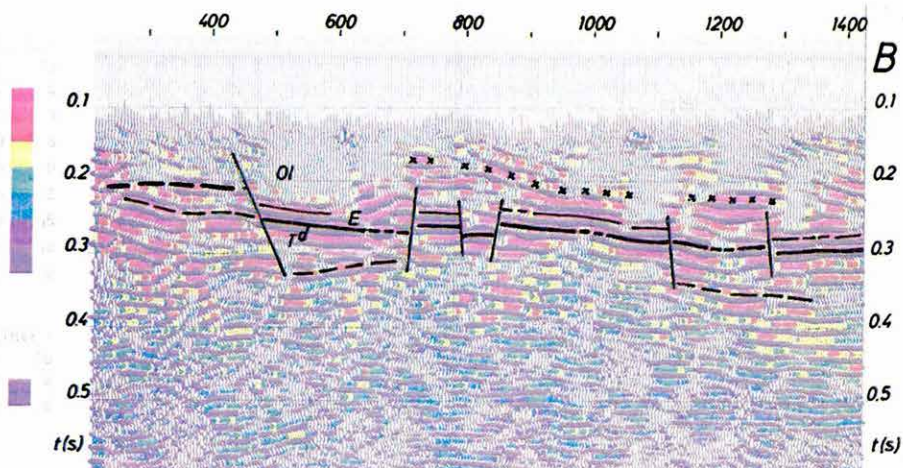
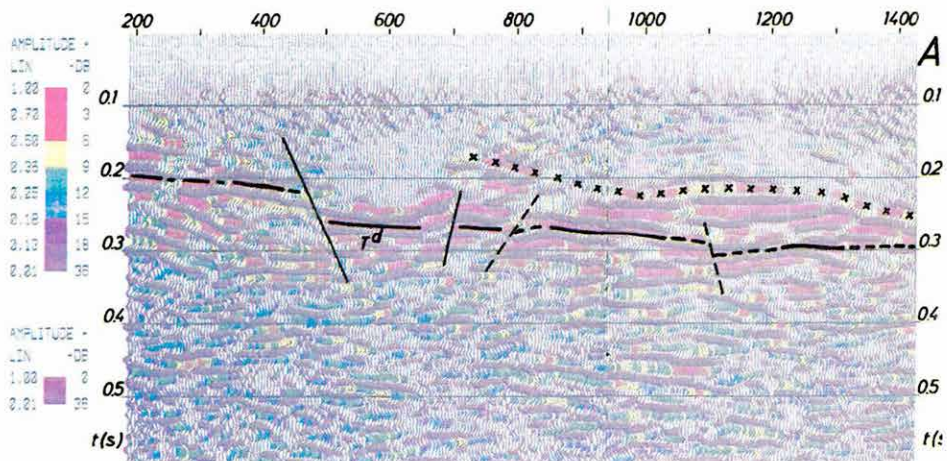
A 36/C ábrán látható Ve-4.2/84 szelvény adja a legmegbízhatóbb információt, hiszen az aljzat felszínén kívül, a fedő összletben a vékony eocén összletet is követni tudjuk. Az eocén jelenléte a 450 m-nél jelentkező vető felvetett szárnyán bizonytalan, esetleg hiányzik. A vibrojel behatolási mélysége igen jó, mivel aljzaton belüli szintet is követni tudunk, amely jó támpontot ad a fiatal vetők síkjának pontosítására (energiacsökkenés az aljzaton belül). Vertikális felbontásunk is javult, mivel az összetett vibrojel kompenzálta a talaj szűrőhatását és csökkentette a korrelációs mellékmaximumok energiáját.

Összefoglalóul megállapíthatjuk, hogy méréseink sikeresek voltak, megadták a várt eredményeket, de a jövőben a vertikális felbontás javítása érdekében a jel középfrekvenciájának növelése mellett nem szabad megfeledkeznünk a talaj szűrőhatásának kompenzálásáról sem.

2.1.2 COROLLPRESS digitális színes megjelenítő berendezés programrendszere*

A COROLLPRESS színes szelvényíró rutinszerű használatba vétele óta (1981) az Évi Jelentések is rendszeresen közölnek színes szelvényeket, melyek

* *Gregussné Solyom I., Schantzl R.*



36. ábra. Bauxitkutató reflexiók (vibroszeiz) migrált időszelvény, amplitúdó-nagyság szerinti színezéssel

- A) Ve-4/84: 20–100 Hz határfrekvenciájú lineáris vibrojellel mérve
- B) Ve-4.1/84: 44–160 Hz határfrekvenciájú lineáris vibrojellel mérve
- C) Ve-4.2/84: 25–73 Hz, 37–87 Hz és 50–100 Hz határfrekvenciájú lineáris tagokból álló összetett vibrojellel mérve

Vastag folytonos vonallal a triász dolomit felszínét, vékony folytonos vonallal az eocén összlet felszínét, vékony szaggatott vonallal egy aljzatbeli reflektáló felületet. X-szel pedig az oldal-reflexiók beérkezéseket jelöltük

Fig. 36. Migrated VIBROSEIS^R time sections for bauxite prospecting, colour-
ed with respect to amplitude

- A) Ve-4/84: linear sweep between 20 and 100 Hz frequency limits
- B) Ve-4.1/84: linear sweep between 44 and 160 Hz frequency limits
- C) Ve-4.2/84: combined sweep consisting of linear sweeps of 25–73 Hz, 37–87 Hz and 50–100 Hz limiting frequencies

Continuous solid line denotes the surface of the Triassic dolomite, continuous thin line shows the Eocene surface, thin dotted line is an intra-basement reflection, X marks out-of-plane reflection arrivals

Рис. 36. Миграционный временной разрез МОВ (вибросейс) разведки на бокситы, раскрашенный по амплитудам

- A) Ve-4/84, измеренный линейным вибросигналом с граничной частотой 20–100 Гц
- B) Ve-4.1/84, измеренный линейным вибросигналом с граничной частотой 44–160 Гц
- C) Ve-4.2/84, измеренный составным вибросигналом, состоящим из линейных членов, с граничной частотой 25–73 Гц, 37–87 Гц, 50–100 Гц

Широкой, непрерывной линией обозначена поверхность триасовых доломитов, тонкой, непрерывной линией — поверхность эоценовой толщи, тонкой пунктирной линией — одна из отражающих поверхностей внутри фундамента, крестиками — боковые отражения



COROLLAPRESS

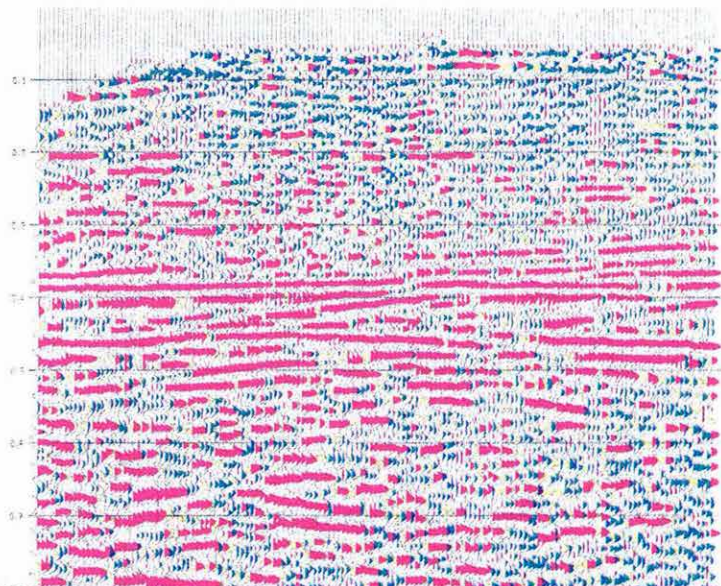
MSZ-5/82

NYELVI SZERINTI SZINEZÉS

AZ ALKALMAZOTT SZIN-

TARTÓMÁNYOK:

30-40 HZ
40-45 HZ
45-50 HZ
50-60 HZ
60-70 HZ
70-80 HZ
80-100 HZ



COROLLAPRESS

MSZ-5/82

FREKVENCIA SZERINTI SZINEZÉS

PROGRAM NEVE: DATE:

NYELVI SZERINTI SZINEZÉS

AZ ALKALMAZOTT SZIN-

TARTÓMÁNYOK:

30-40 HZ PIROS
40-45 HZ NARANCS
45-50 HZ SÁRGA
50-60 HZ ZÖLD
60-70 HZ KÉK
70-80 HZ LILA
80-100 HZ BARNA

NYELVI SZERINTI SZINEZÉS



37. ábra. Amplitúdó szerint színezett szeizmikus reflexiók időszelvény

Fig. 37. Seismic time section coloured with respect to amplitude

Рис. 37. Сейсмический временной разрез отражённых волн, раскрашенный по амплитуде

38. ábra. Frekvencia szerint színezett szeizmikus reflexiók időszelvény

Fig. 38. Seismic time section coloured with respect to frequency

Рис. 38. Сейсмический временной разрез отражённых волн, раскрашенный по частоте

a szeizmikus mérések feldolgozott eredményeit mutatják be. Most magát a színes megjelenítő berendezést és a több éves fejlesztő munka eredményeképpen kialakult programrendszert kívánjuk ismertetni.

A berendezésről általában: A rajzgép forgódobos kivitelben készül. A képinformációt zafirgörgős elektromechanikus írófejek viszik fel normál papírra vagy másolható fóliára. A megjelenített kép azonnal száraz, semmilyen utókezelést nem igényel, tetszőleges ideig eltartható. A jelenleg megjeleníthető kép méret (a dob mérete miatt) 600×400 mm. Egy teljes kép előállításai ideje kb. 20 perc. A négy írófej (sárga, piros, kék, fekete színű) speciális festékek segítségével additív úton állítja elő a vezérlésnek megfelelő színkeveréket minden egyes képpontban. Így a megjelenítő színek és tónusok száma igen nagy. A keverékszínek segítségével azonos képterületen több információ jeleníthető meg, ami a kép fajlagos információtartalmát megnöveli. A rajzgép helyes működése, beállítása a beépített TEST üzemmód segítségével ellenőrizhető, minden külső segédeszköz nélkül.

Alkalmazási területek: Mivel minden képpont külön vezérelhető, a rajzgép segítségével bármilyen információ kirajzolható. Különösen jól használható geofizikai mérési eredmények megjelenítésére, szintvonalas térképek, hisztogramok, területeket színező ábrák kirajzolására, az ipar, a mezőgazdaság és a kutatás minden olyan területén, ahol egyidejűleg több paraméter ábrázolása szükséges. Jól használható képfeldolgozó rendszerek eredményeinek (pl. úrfelvételek) megjelenítésére. Sikeresen alkalmazható a mezőgazdaságban és az orvosi kutatásban, hőtérképek kirajzolására.

Az elmúlt évben megkötött ELGI-CGE* együttműködés keretében készül egy geofizikai programcsomag, amelyből az ELGI főleg szeizmikus mérési és feldolgozási eredmények megjelenítésére készít programokat. A moszkvai CGE-ben további programfejlesztési irány a vektorplotterre kódolt rajzok áttüntetése raszter plotter formátumba, ezenkívül a karotázs és szeizmikus mérések eredményeinek együttes megjelenítése.

Az ELGI-ben a szeizmikus szelvények kirajzolására már elkészített programok a szeizmikus jeleket amplitúdó, ill. frekvencia szerint színezik. Az amplitúdó szerint színező program a dinamikából adódó nagy különbségeket amplitúdó szabályozással kiegyenlíti, és simító szűrést is végez. A simító szűrést az egyszerű normált, 3 pontos (0,25; 0,5; 0,25) szűrővel végezzük, az

$$\bar{A}_i = (A_{i-1} + 2A_i + A_{i+1})/4$$

képlet szerint. Az amplitúdó kiegyenlítés célja, hogy azonos átlagszintre hozzuk a jelek amplitúdóit. Ezért a csatornát végigszorozzuk egy ún. szabályozófüggvénnyel, amely konstans szorzótól eltekintve a csatorna amplitúdó-menetének reciproka. A program a simított, kiegyenlített csatornát rajzolja fel, a színezést

* Centrafnaja Geofiziceszkaja Ekspedicija, Moszkva

viszont az eredeti amplitúdók nagysága szerint végzi. A program lehetőséget biztosít a csatorna maximumának megkeresésére, de lehetséges tetszés szerinti maximum érték megadása. A maximum segítségével a csatornát -1 és $+1$ közé normálja és egy meghatározott színskála alapján az adatokat plotter formátumba kódolva írja fel a mágnesszalagra (37. ábra).

A frekvencia szerint színező program két null-átmenet távolsága alapján határozza meg a hullám pillanatnyi frekvenciáját, ami a színezés alapját képezi (38. ábra). A null-átmenetek meghatározásánál a pozitívból a negatívba, vagy a negatívból a pozitívba történő átmenet esetén a szeizmikus hullám x tengelyel történő metszéspontjait határozzuk meg.

Mindkét programban lehetőség van a pozitív, ill. negatív fázis egyidejű, ill. külön-külön való megjelenítésére. A csatornák egymás közti távolsága tetszés szerint változtatható, a kívánt léptéknek megfelelően. A hullám kontúrját fekete szín jeleníti meg, az alatta levő tartomány színét pedig a paraméterekkel megadható színskála határozza meg. Az adott színskála a szelvény előtt az egyes színekhez tartozó határértékekkel együtt kirajzolódik. Ezen kívül lehetőség van adott formátumú fejléc, ill. tetszőleges szöveg kiírására, és az időjelek számszerű megjelenítésére is. Az alfanumerikus jelek kiírására szolgáló szubrutinok három különböző méretű megjelenítést tesznek lehetővé (1,6; 3 ill. 4 mm).

A háromdimenziós mérésekkel kapcsolatban merült fel az időmetszetek megjelenítésének szükségessége (39. ábra). A párhuzamos szelvények azonos időponthoz tartozó csatorna adatait válogatjuk össze, és az így kapott adathalmazt jelenítjük meg a következő módon. Minden egyes adatnak, az értékétől függő, és paraméterekkel megadható színű négyzetet feleltetünk meg. A helyes lépték kialakításához horizontális (x), ill. vertikális (y) irányú nyújtást alkalmazhatunk, a nyújtási tényezők tetszés szerinti, egymástól független valós számok. (Amennyiben ezek a számértékek 1-nél kisebbek: nyújtásról, ellenkező esetben zsugorításról beszélünk.) A nyújtás/zsugorítás megvalósítása 3 pontos Lagrange interpolációs polinommal történik.

Ugyancsak a háromdimenziós méréseknél felmerülő igény a fedésszámterkép rajzolása. Ennél az ábrázolásnál az egyes négyzetek színét az adott (Δx , Δy) tartományba eső mélységpontok száma határozza meg. Itt is lehetőség van különböző léptékű megjelenítésre, és a színek tetszőleges megválasztására (40. ábra).

A COROLLPRESS lehetőséget biztosít a három alapszín (sárga, piros, kék) egyenlő arányú keverésével négy újabb szín előállítására. Ez azonban az igényeket nem mindig elégíti ki, ezért volt szükség olyan eljárás kidolgozására, amely több színárnyalat előállítására képes. Ezt a feladatot a CGE-ben dolgozták ki. Egy adott területen belül a pontok sűrítésével vagy ritkításával minden egyes színnek kilenc árnyalatát készítették el. A különböző színek egymásraírásának kombinációjával $9^3 = 729$ féle új színárnyalat készíthető (41. ábra).

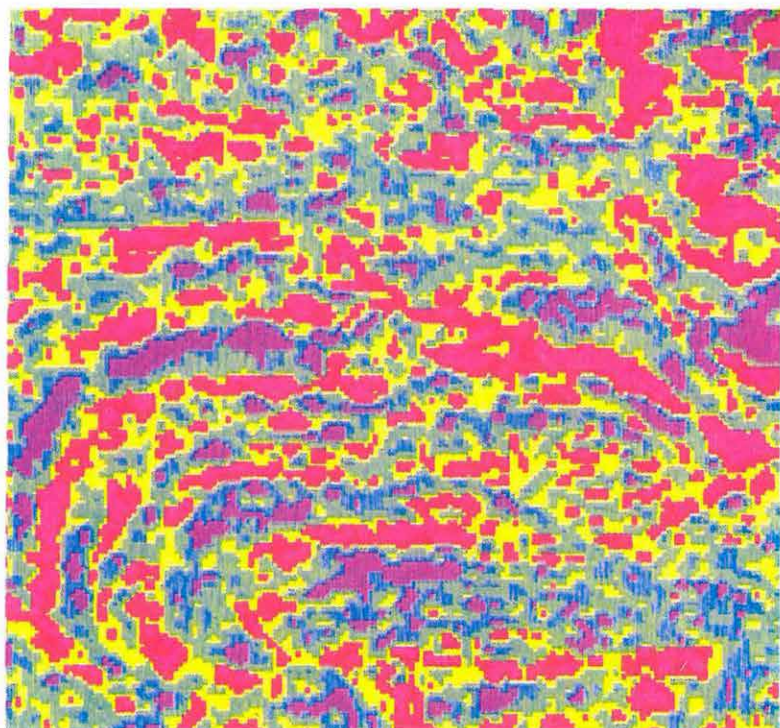
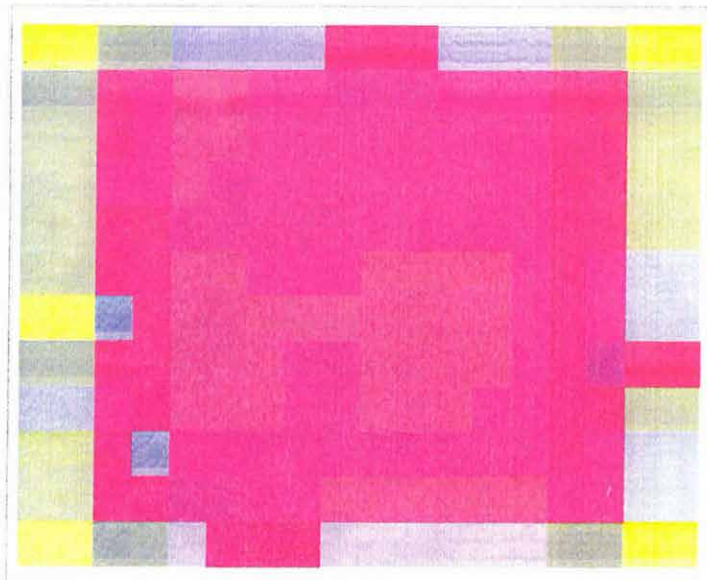


FIGURE 1



39. ábra. Háromdimenziós szeizmikus mérésből előállított időmetszet

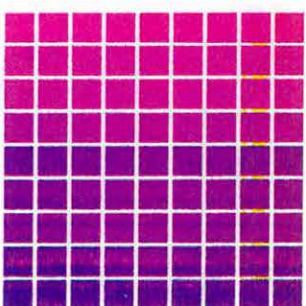
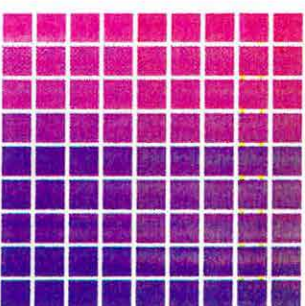
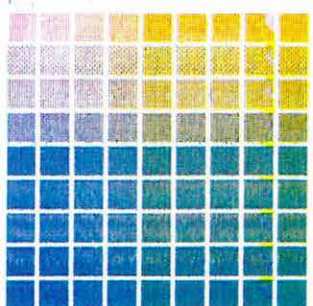
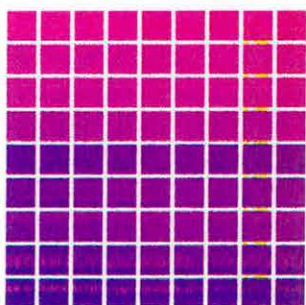
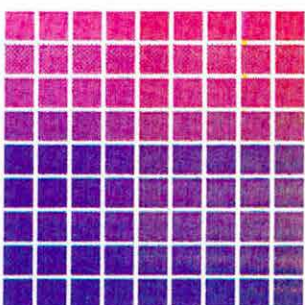
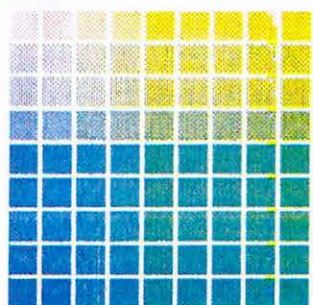
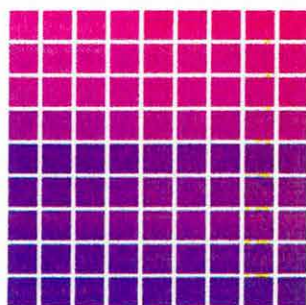
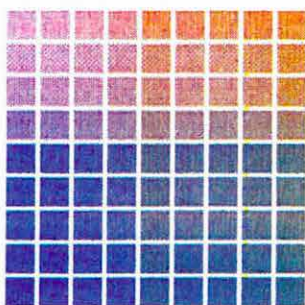
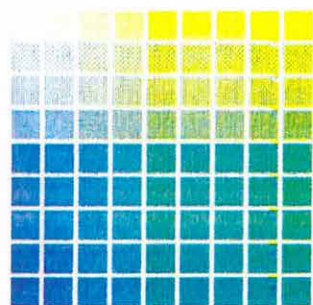
Fig. 39. Time slice from a 3-D seismic project

Рис. 39. Временное сечение полученное из пространственного сейсмического измерения

40. ábra. Háromdimenziós szeizmikus felvételezés fedésszám térképe

Fig. 40. Bin map of a 3-D seismic survey

Рис. 40. Карта перекрытий пространственного сейсмического профилирования



41. ábra. A COROLLPRESS színes megjelenítővel előállítható 729 féle különböző színárnyalat

Fig. 41. 729 different tones generated by the COROLLPRESS colour plotter

Рис. 41. 729 разных оттенков, создаваемые с помощью цветного плоттера COROLLPRESS

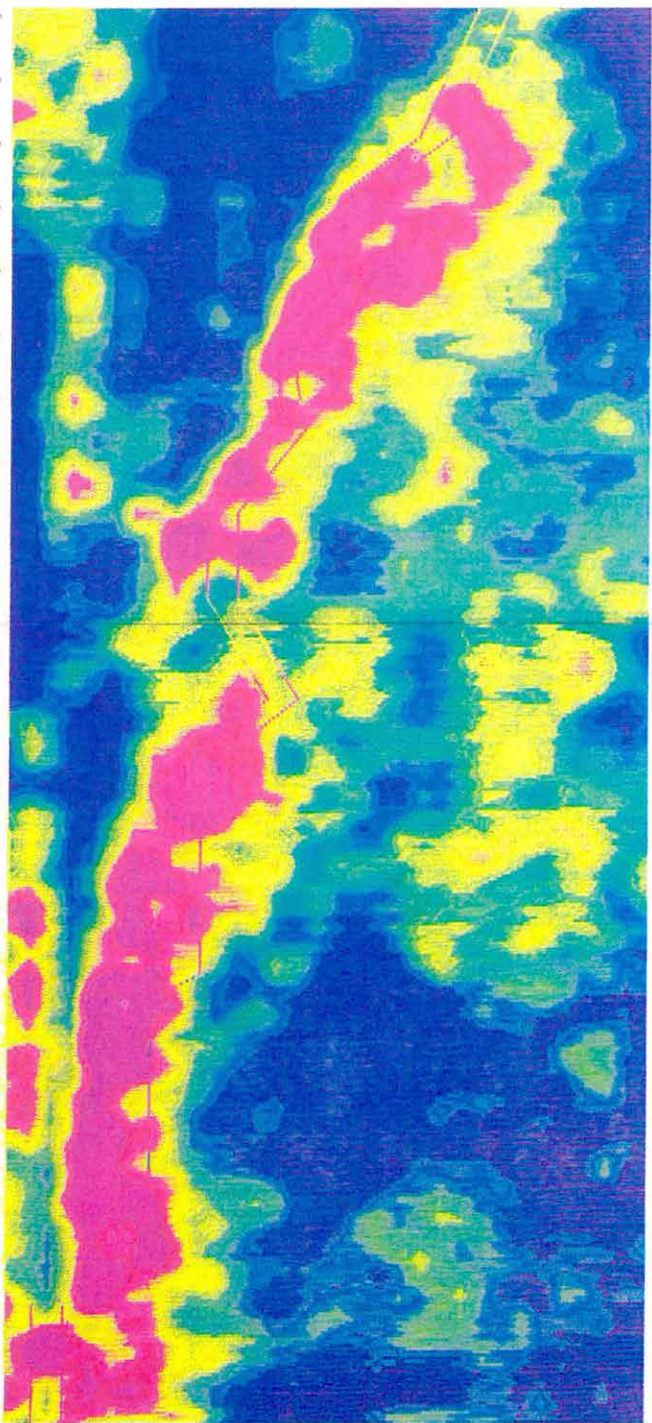


Figure 1. A vertical cross-section of a highly textured, porous material, likely a rock face or a biological specimen, showing a complex pattern of colors and textures. The colors range from dark blue and purple to bright yellow and red. The structure is highly irregular and porous, with many small holes and crevices. The overall appearance is that of a highly textured, layered material.



42. ábra. Hilbert transzformációval előállított pillanatnyi amplitúdó megjelenítése DISC 1 programmal

Fig. 42. Instantaneous amplitudes computed by means of the Hilbert transform, displayed by the DISC 1 program

Рис. 42. Вывод с помощью программы DISC 1 мгновенных амплитуд создаваемых Гильбертовским преобразованием

A színekészlet új színárnyalatokkal való bővítése jelentősen kiszélesíti a plotter felhasználási területeit.

A CGE-ben kifejlesztett programok másik lényeges területe a vektorplotter-raszterplotter átmenet kidolgozása. Ennek megvalósítása érdekében a vektoros ábrázolás (BENSON) eredményeit egy megfelelő átalakító program léptékezi, x - y mentén nyújtja, zsugorítja, forgatja, eltolja. Egy következő program az így kialakított vektoros ábrát átalakítja raszter formátumba és így lehetőség van a COROLLPRESS-en való kiírásra. Egy további program jól alkalmazható térkép rajzoláshoz, mivel tetszőleges alakú, zárt kontúr által határolt területet 8 különböző színnel tud kiszínezni. Itt is lehetőség van a fent leírt transzformációk elvégzésére.

Szeizmikus paraméterek színekódolt ábrázolására szolgál a DISC 1 program. Ennek segítségével lehetőség van a mágnesszalagra SzCSz-3 csatornák alakjában felírt pillanatnyi szeizmikus paraméterek (amplitúdók, sebességek, frekvenciák, koherenciák stb.) 32 színből álló színskálával történő kétdimenziós ábrázolására. A paraméterek lokális változásainak színekódolt tartományát automatikusan számíthatjuk ki a program segítségével, vagy külső paraméterekkel is megadhatjuk. Az algoritmus lényege röviden: a program statisztikusan analizálja a paraméter kétdimenziós eloszlását és meghatározza a színskálát, vagyis a 32 színárnyalat mindegyikéhez megfelelően a paraméter változásának meghatározott lokális tartományát, majd a teljes ábrázolást, vagyis mindegyik paraméter értéket a színskálának megfelelő színre kódolja. Továbbá a program lehetővé teszi, hogy egy adott határfelület mentén egy időablakban kiszámítsuk az ábrázolt paraméter átlagát, és ezt a rajz alatt grafikusán ábrázoljuk (42. ábra).

A COROLLPRESS színes megjelenítő lehetőségeinek kihasználása érdekében további programok készítését tervezzük az ELGI-CGE együttműködés keretében.

2.1.3 „Volna 96” tengeri adatgyűjtő rendszer*

A „Volna” típusú tengeri szeizmikus mérőrendszer kifejlesztésének alapját az SD-20 mikrogéppel vezérelt rendszer képezte. A „Volna” rendszer részei: az SDA-III adatgyűjtő rendszer, amely a szárazföldi mérésekre kidolgozott SDA-II továbbfejlesztett változata.

A tengeri mérések során az adatgyűjtés időtartama nagymértékben meghaladja a terepi mérések időtartamát, ezért több órás, illetve napos folyamatos mérési sorozatra kell a rendszernek alkalmasnak lennie. Ez elsősorban a mérési adatok rögzítésének módját változtatja meg. Az adatrögzítést mágnesszalagos egység végzi. A teleírt mágnesszalag cseréjét a mérés folyamatosságának fenn-

* Mészáros Cs.

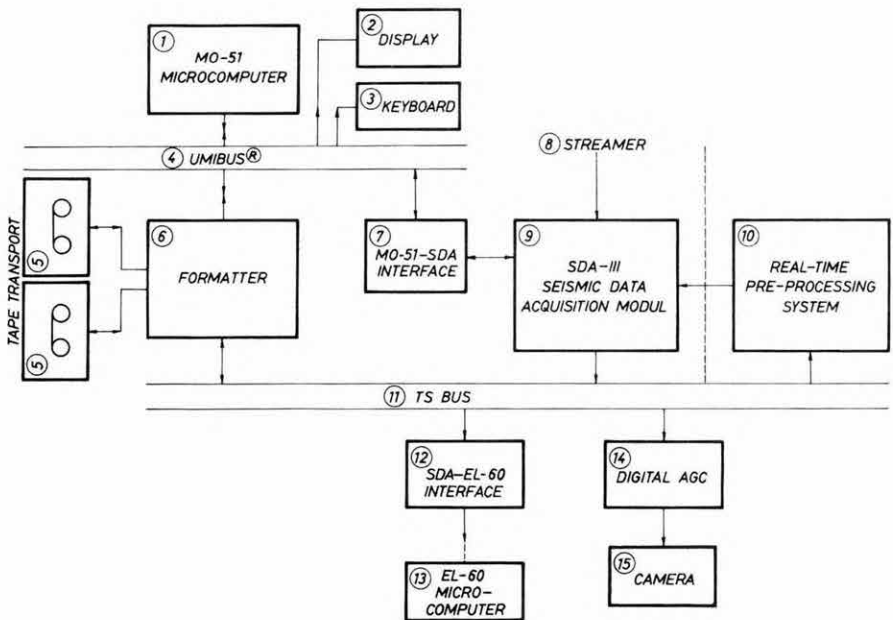
tartása mellett két mágnesszalagos egység használatával lehet megoldani, a mágnesszalagos egységek váltása — a rendszer könnyebb kezelhetősége érdekében — automatikusan történik.

A hosszú idejű, folyamatos mérési sorozat elvégzéséhez fontos követelmény a rendszer stabil működése, ill. az esetleges hiba okának gyors behatárolása, a hiba megszüntetése. A rendszer stabilitását jó minőségű építőelemek és a szerencsés mechanikai konstrukció biztosítja. A mérések megkezdése előtt a rendszer alapos és viszonylag gyors állapot-vizsgálata, működésének ellenőrzése, teszt-programok segítségével oldható meg. Az esetleg fellépő hibák okának és helyének megállapítását nagymértékben megkönnyíti a teszt-programrendszer használata. Ez tartalmazza az MO-51 mikro gép memória-tesztet, a mágnesszalagos egység tesztet, az SDA-III adatgyűjtő paraméter beállítás tesztjét és a kábelvizsgálatot. Az SDA-III állapotát igen jól meg lehet határozni, a következő tesztek segítségével: 0-pont eltérés vizsgálat, jel/zaj viszony vizsgálat, identitás-ellenőrzés, áthallásvizsgálat, az erősítés lépések pontosságának meghatározása, a szűrők törésponti frekvenciáinak ellenőrzése, rendszer-zaj és analóg digitál átalakító 0-pont hiba- és linearitás vizsgálat.

A felvételek ellenőrzése vizuálisan, analóg multiplex kép segítségével történik. Lehetőség van egy egycsatornás kiírásra, a rendszerhez illesztett plotter segítségével is.

A tengeri mérések különleges segédberendezések használatát követelik meg. A nyomásérzékelő hidrofonok egy olajjal töltött, több km hosszú hajlékony műanyag csőben vannak elhelyezve. Az érzékelőknek a vízszinttől való távolságát (mélységét) a feldolgozás folyamán figyelembe kell venni. Ezért ezen mélységadatokat a szeizmikus mérési adatokkal együtt rögzíteni kell. A mélységmérő egység digitális kimenő jelet szolgáltat, amely segédcsatorna segítségével rögzíthető. A szovjet gyártmányú mélységmérő egység időmultiplex adatokat szolgáltat.

A mérési adatok feldolgozásához szükséges a rezgéskeltő által gerjesztett jel digitalizálása és rögzítése. A tenger mélységétől függően — mágnesszalag takarékoság miatt — késleltetett adatrögzítést kell végezni. A késleltetési idő alatt lecsengő gerjesztő jelet digitálisan tárolni kell, hogy az adatrögzítés kezdetén rendelkezésre álljon. A tárolást egy 4 Kszó kapacitású memória végzi el. Felírása segédcsatornára történik. Az egyes mérések kezdetét, a lövések idejét a hajó sebessége és helyzete befolyásolja. A hajó navigációs rendszere pontos időadatot szolgáltat az egyes lövések végrehajtásához. A rendszer működését az 43. ábra szemlélteti. Az SDA-III adatgyűjtő távvezérlését a MO-51 mikro gép végzi. A mérési adatok a TS-buszon (Time-sharing) jelennek meg és a TS-buszra csatlakozik a mágnesszalagos formátum-deformátum képző egység is. A mágnesszalag mozgatóját, a mágnesszalagos egység állapotát az MO-51 folyamatosan ellenőrzi. A TS-buszra csatlakozik a digitális AGC egység, melynek kimenetén a digitális lebegőpontos mérési adatok visszaállított, sza-



43. ábra. A VOLNA rendszer felépítése

1 — MO-51 mikroszámítógép; 2 — képernyő; 3 — billentyűzet; 4 — UMIBUS; 5 — mágnesszalagos egység; 6 — mágnesszalag illesztő, formátum/deformátum egység; 7—MO-51-SDA csatlakozó; 8 — hidrofon csoport; 9 — SDA-III szeizmikus adatgyűjtő; 10 — előfeldolgozó rendszer; 11 — időosztó busz; 12 — SDA—EL-60 illesztőegység; 13 — EL-60 mikroszámítógép; 14 — digitális AGC; 15 — regisztráló egység

Fig. 43. Block diagram of the VOLNA system

Рис. 43. Блок схема системы VOLNA

1 — микро-ЭВМ МО-51; 2 — экран; 3 — клавиатура; 4 — UMIBUS; 5 — накопитель на магнитной ленте; 6 — блок согласования магнитной ленты; 7 — элемент связи МО-51-SDA; 8 — Морская сейсмическая коса; 9 — сейсмостанция SDA-III; 10 — система предварительной обработки данных; 11 — шина разделения по времени; 12 — блок согласования SDA—Электроника-60; 13 — микро-ЭВМ Электроника-60; 14 — цифровое устройство АРУ; 15 — регистратор

bályozott időmultiplex képe jelenik meg, melyet oszcilloszkóppal lehet folyamatosan ellenőrizni. Az ugyancsak a TS-buszra csatlakozó ELEKTRONIKA-60 mikroszámítógéppel vezérelt plotter-csatolóegység (szovjet fejlesztés) elválasztó és tároló fokozata az SDA-ban foglal helyet (ELGI fejlesztés). Ha az adatgyűjtőt a real-time előfeldolgozó rendszerhez csatlakoztatjuk, akkor az végzi a lövések és az SDA-III vezérlését.

Az SD-20 terepi rendszerben alkalmazott SDA-II adatgyűjtő továbbfejlesztésével a maximális csatornaszámot 48-ról 96-ra, a minimális mintavételi időt 1 ms-ról 0,5 ms-ra módosítottuk, miközben az SDA-II-nél bevált, paramétereit

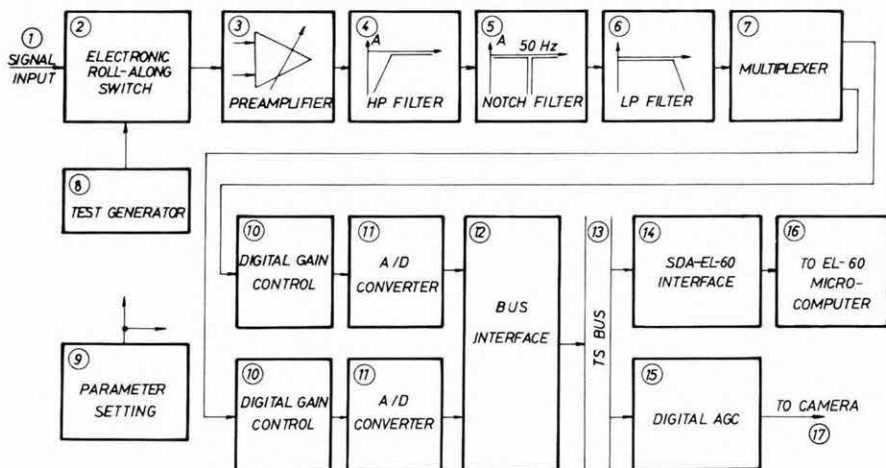
ben biztonságosan kézben tartható digitális erősítésszabályozót és analóg-digitál átalakítót megtartottuk. A megvalósított csatornaszám és mintavételi idők a következők:

24 csatorna 0,5; 1; 2; 4 ms

48 csatorna 1; 2; 4 ms

96 csatorna 2; 4 ms

A működési sebesség növelését két, párhuzamos mérőrendszer multiplex üzeme teszi lehetővé. Az SDA-III működése a 44. ábra alapján érthető meg: az előerősítő bemenetére adatszelektoron keresztül vagy a hidrofonok vagy a belső



44. ábra. Az SDA-III szeizmikus adatgyűjtő rendszer felépítése

1 — jel bemenet; 2 — elektronikus csatornaváltó; 3 — előerősítő; 4 — felüláteresztő szűrő; 5 — lyukszűrő; 6 — aluláteresztő szűrő; 7 — multiplexer fokozat; 8 — ellenőrző program generátor; 9 — paraméter beállító egység; 10 — digitális erősítés szabályozó; 11 — analóg-digitál konverter; 12 — busz csatoló egység; 13 — időosztó busz; 14 — SDA-EL-60 illesztő egység; 15 — digitális AGC; 16 — EL-60 mikroszámítógép; 17 — regisztráló egységhez

Fig. 44. Block diagram of the SDA-III data acquisition unit

Рис. 44. Блок схема сейсмостанции SDA-III

1 — вход сигнала; 2 — электронный переключатель каналов; 3 — предварительный усилитель; 4 — фильтр верхних частот; 5 — режекторный фильтр; 6 — фильтр нижних частот; 7 — мультиплексор; 8 — генератор управляющей программы; 9 — устройство установки параметров; 10 — цифровое управление усилителя; 11 — аналого-цифровой конвертер; 12 — блок согласования шины; 13 — шина разделения по времени; 14 — устройство согласования SDA - Электроника-60; 15 — цифровое устройство АРУ; 16 — микро-ЭВМ Электроника-60; 17 регистратор

generátor kimenetek kapcsolódnak. Az előerősítő első fokozata szimmetrikus, direkt bemenetű (galvanikus kapcsolat), változtatható erősítésű, aszimmetrikus kimenetű erősítő. Erősítése $E=18, 24, 30, 36$ dB lehet a beállítástól függően. Az erősítés beállítása 24 vagy 48 csatornás csoportokban lehetséges. Ezt követi

egy alulvágó szűrő, melynek meredeksége 24 dB/oktáv, törésponti frekvenciája 5, 10 vagy 15 Hz lehet, mely vezérléssel állítható be a kívánt értékre. Ezt követi egy $f_0 = 50$ Hz kiszűrésére alkalmas ki-bekapcsolható lyukszűrő, majd egy felülvágó (antialiasing) szűrő, amely biztosítja a mintavételezésnek megfelelő felső határfrekvenciát. Meredeksége 72 dB/oktáv, törésponti frekvenciája a mintavételi időtől függően automatikusan állítódik be $f_a = 62,5; 125; 250; 500$ Hz értékre. A szűrők, valamint számos más funkció vezérlését a „paraméter beállítás” egység végzi.

A digitális erősítés-szabályozók bemenetére alacsony szintű multiplexeren keresztül érkezik a mérendő csatorna jele. A digitális erősítésszabályozó erősítése $0 \leq E \leq 84$ dB lehet. Az erősítés változása $\Delta E = 12$ dB lépésekben történhet a mérendő jel amplitúdójának megfelelően. Az analóg-digitál átalakító felbontása 13+1 bit, kimenő jele jelformáló egységen keresztül csatlakozik a TS-buszra. Itt az egyes csatornák adatai a SEG-B szalagformátumnak megfelelő időkiosztásban követik egymást. A 43. ábra 6. illesztő egysége végzi el az adatrögzítés időzítését, valamint a digitális és analóg segédcsatornák illesztését. Ezen egység végzi a teljes szalagformátum előállítását, ill. szalagról történő visszajátszáskor a TS-busz formátum előállítását.

2.1.4 Lebegőpontos speciális processzor továbbfejlesztése*

1984-ben tovább folytattuk a lebegőpontos speciális processzor fejlesztését. A terepi próbák során kiderült, hogy a feldolgozó rendszer üzembiztonságát nagymértékben növelhetjük, ha a háttértárolóként alkalmazott diszket félvezetős memóriára cseréljük ki. Ezért kifejlesztettünk egy „elektronikus diszket”. Ennek kapacitása jelenleg 1 Mbyte-tól 16 Mbyte-ig bővíthető. Tervbe vettük a háttértároló további bővítését 32 Mbyte-ig. Az „elektronikus diszk” alkalmazásával az üzembiztonság növelése mellett az adatátvitelhez szükséges idő csökkentését is elértük, így a korrelációs eljárásoknál a tárolási kapacitás igény a felére csökkent, mert az összegzés a tárolással egyidejűleg végrehajtható.

A speciális processzor továbbfejlesztett csatolója 16 bites szavak bytokra való szétválasztását teszi lehetővé. Alkalmassá tettük a speciális processzort képfeldolgozási eljárások gyorsabb elvégzésére, amire a tengerfenékkutatásban használatos foto-, illetve televíziós technikák bevezetése miatt van szükség. Ezt a cél szolgálja az osztó aritmetika továbbfejlesztett változata is, amely alkalmas mind lebegőpontos, mind pedig fixpontos formátumú számok osztására. A fixpontos osztás megvalósítása lehetővé teszi a nem normalizált lebegőpontos számok osztását is.

Az eddig megvalósított gyors Fourier-transzformáció (FFT) művelettel 0,5 K; 1 K és 2 K komplex adattömbök időtartományból frekvenciatartomány-

* Elsner M., Komjáthy J., Lazarovits Gy., Méry T., Páhi L., Rajnai R.

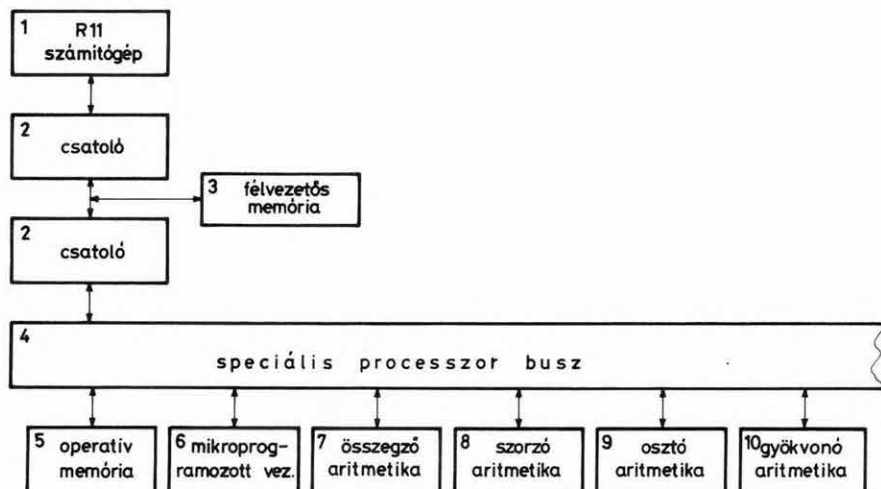
ba történő átalakítását, illetve visszatranszformálását oldhatjuk meg. A transzformáláshoz szükséges műveleti idők:

0,5 K esetén 7 ms

1 K esetén 16 ms

2 K esetén 32 ms

Fejlesztés alatt van a 4 K és a 8 K adattömbök gyors Fourier-transzformációja. Az FFT-s korreláció műveletek végrehajtásához megvalósítottuk az adattömbökön végrehajtható komplex szorzási műveletet. A leírt műveleteket megvalósító speciális processzor blokkvázlata a 45. ábrán látható.



45. ábra. A lebegőpontos speciális processzor blokkvázlata

Fig. 45. Block diagram of the floating-point array processor

1 — R 11 computer; 2 — interface; 3 — solid state memory; 4 — array processor bus; 5 — operative memory; 6 — controller; 7 — adder; 8 — multiplier; 9 — divider; 10 — root taker

Рис. 45. Блок-схема процессора массива с плавающей запятой

1 — ЭВМ ЕС 1011; 2 — интерфейс; 3 — память на полупроводниках; 4 — шина процессора массива; 5 — оперативная память; 6 — устройство управления; 7 — сумматор; 8 — множительное устройство; 9 — делительное устройство; 10 — устройство извлечения корня

2.1.5 Bányabeli szeizmikus mérések a dorogi szénbányák vízvédelmének szolgálatában*

Az ország egyik legjobb minőségű barnakőszénét adó dorogi szénbányák fő problémáját a vízbetörések jelentik. A vízbetörések elsősorban az eocén medence erősen karsztosodott, triász időszaki mészkőből és dolomitból álló

* Bodoky T., Cziller E., Braun L.

aljzatából várhatók, amelynek felszíne nem sokkal a széntelepes összlet alatt húzódik. A vízbetörés veszélyét a medence aljzatát blokkokra tagoló — sokszor 100 m-t is meghaladó — vetők nagymértékben fokozzák. Így a területen folyó bányaművelés esetén — pl. a Dorogi Bányauzem XXI-es aknájában — nemcsak a műveletek szintje alatt kell jól ismerni a karsztos kőzetek helyzetét, hanem az ezeket magasan a műveletek fölé emelő nagy határvetők helyzetének a pontos ismerete is elengedhetetlen.

A vízveszélyes karsztos kőzetek helyzetének megismerésére a bányászatnak egyedül a külszínen vagy a bányában végzett fúrásos kutatás áll rendelkezésre. Az előző nagyon drága, az utóbbi pedig már önmagában is vízveszélyes tevékenység, különösen ott, ahol olyan nagy víznyomással kell számolni, mint a dorogi mély szinteken. Ezen túlmenően a fúrásos kutatás hátránya, hogy a fúrásokra is vízvédelmi pillért kell kijelölni, ami növeli a visszamaradó szén mennyiségét és nehezíti a fejtések tervezését is. Így a karsztos kőzetek kutatására végzett fúrások száma korlátozott és a mész-kő felszínének helyzetét sok esetben az elégtelen információ miatt csak becsülni lehet. Ez indokolja, hogy egyéb nem fúrásos, elsősorban geofizikai kutató eljárásokkal is kísérletezzünk.

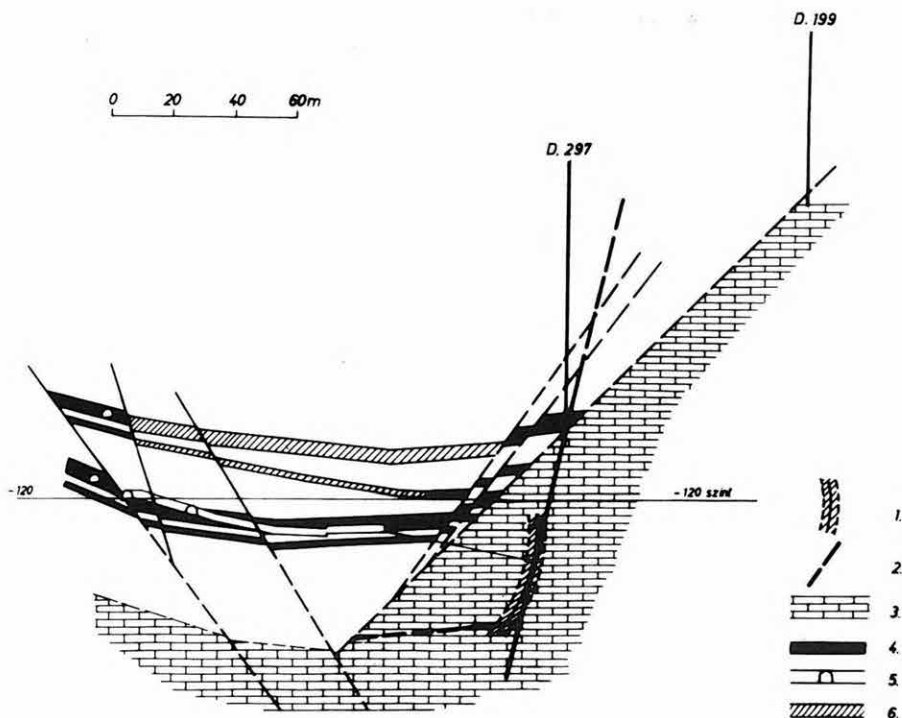
Megvizsgálva a feladatot és a mérések helyszínét jelentő bányatérsegeket, a szeizmikus módszer alkalmazása mellett döntöttünk. Bányabeli méréseknél általában a forrásponttól a geofonig négy különböző módon juthatnak el a rugalmas hullámok: direkt hullám, reflektált hullám, refraktált hullám és csatorna hullám formájában. A különböző bányabeli szeizmikus eljárások mind a négy hullámtípust alkalmazzák, de a vízvédelmi céllal végzett bányabeli mész-kő kutatásra a felszínen is legelterjedtebben alkalmazott reflexiós-, illetve refrakciós technika látszott a legmegfelelőbbnek.

A Dorogi Bányauzem XXI-es aknájában 1982-től kezdve végeztünk bányabeli szeizmikus reflexiós és refrakciós méréseket, részben módszerfejlesztő, részben földtani kutatási céllal. Mind a reflexiós, mind a refrakciós mérések során olyan módszertani problémákba ütköztünk, amelyek speciálisan bányabeli problémák. A reflexiós méréseknél komoly eltérést jelentett a felszíni mérésekhez képest, hogy beérkezéseket nemcsak vertikális vagy közel vertikális irányból várhattunk, hanem gyakorlatilag a teljes tér bármely irányából. Így a különböző irányokból érkező hullámok rendkívül bonyolult és igen nehezen értelmezhető interferencia rendszerét regisztráltuk. Ezen a problémán forrás oldalon az irányított hullámfrontok elvét alkalmazva, geofon oldalon pedig a három komponenses regisztrálást és a hozzátartozó „polarizációs” feldolgozást fejlesztve igyekeztünk segíteni.

A refrakciós mérésnél a nyitott vágatok rövidege jelentette a problémát. Növelte a nehézséget még a triász fekűt takaró viszonylag nagy sebességű eocén édesvízi mész-kő is, amely jelentősen megnyújtotta az aljzat kimutatásához szükséges minimális mérési távolságokat. Ezen a problémán mérési módszertan-

nal nem lehetett segíteni, így a refrakciós méréseket csak hosszú vágatszaka-
szokra vagy az igen közeli aljzatrögök kimutatására kellett korlátozni.

A dorogi bányabeli mészkőkutatóást két mérés, egy reflexiós és egy refrakciós
mérés bemutatásával illusztráljuk. A 46. ábra a Dorogi Bányáüzem XXI-es
aknájának 38-as előkészítő vágatában végzett reflexiós méréseket mutatja be.
A mélyszinti műveleteket É-ről határoló É-i határvető helyzete két mélyfúrás-



46. ábra. A Dorogi Bányáüzem XXI. aknájának 38. sz. előkészítő vágatában
végzett reflexiós mérések eredménye

1 — szeizmikus mérésekkel kimutatott reflektáló felület; 2 — a mészkőfal helyzete a fúrás és
a szeizmikus mérés alapján; 3 — mészkő; 4 — kőszén; 5 — vágat; 6 — leművelt széntelep

Fig. 46. Results of reflection measurements carried out in No 38 development
drift of Colliery XXI of Dorog Coal Mines

1 — reflecting surface indicated by seismic measurements; 2 — position of limestone wall ac-
cording to drilling and seismic measurement; 3 — limestone; 4 — coal seam; 5 — drift;
6 — extracted coal seam

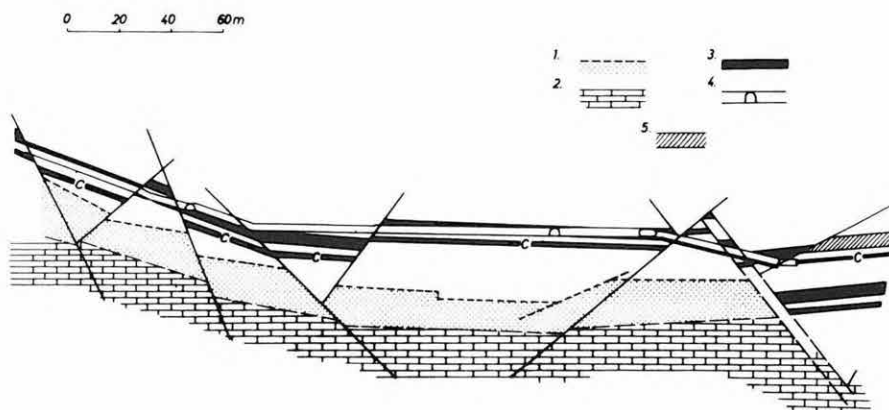
Рис. 46. Результаты измерений МОВ в 38-ой нарезной выработке XXI-ой
шахты Дорогской шахты

1 — отражающая поверхность, обнаруженная сейсмическими измерениями; 2 — поло-
жение известняковой стены на основе бурения и сейсмического измерения; 3 — извест-
няк; 4 — каменный уголь; 5 — выработка; 6 — выработанный угольный пласт

ból (D-297 és D-199) volt ismert. A bányamérnökség az ilyenkor szokásos „legnagyobb biztonság” elvét alkalmazva egy viszonylag lapos vetősíkot szerkesztett az említett fúrások alapján. A műveletek során a vízvédelmi pillért ehhez a szerkesztett vetősíkhhoz képest kellett meghatározni.

A 38-as előkészítő vágatban elvégzett szeizmikus reflexiós mérés kimutatta, hogy a mérés szintjén a mészkőfal, vagyis a vető síkja mintegy 25 m-rel távolabb van a szerkesztettnél. Így a D-297 mélyfúrás és a szeizmikus mérés alapján újraszervezhető volt a határvető síkja, ami a vízvédelmi pillér pontosabb kijelölését tette lehetővé és így jelentős szénvagyonot szabadított fel.

A 47. ábra a Dorogi Bányauzem XXI-es aknájának –120-as szintű alapvágatában végzett refrakciós mérésünket mutatja be. Erre a mérésre azért került sor, mert a bányauzem fontolóra vette az alapvágat alatt húzódó ún. „C” telep lefejtését. Az alapvágat alatti medencealjzatról csak olyan adatok álltak a bányamérnökség rendelkezésére, amelyek viszonylag távol fekvő fúrási adatok oldalról történő bevetítéséből származtak, ezért szükségesnek tartották a geofizikai ellenőrzést.



47. ábra. A Dorogi Bányauzem XXI. aknájának –120 m-es alapvágatában végzett refrakciós mérések eredménye

1 — a refrakciós mérésekkel meghatározott mészkő-felszín; 2 — mészkő; 3 — kőszén; 4 — vágat; 5 — leművelt széntelep

Fig. 47. Results of refraction measurements carried out in the –120 m base road of Colliery XXI of Dorog Coal Mines

1 — limestone surface determined from refraction results; 2 — limestone; 3 — coal seam; 4 — drift; 5 — extracted coal seam

Рис. 47. Результаты измерений КМПВ в магистральном штреке горизонта –120 м на XXI-ой шахте Дорогской шахты

1 — поверхность известняка, определенной измерениями КМПВ; 2 — известняк; 3 — каменный уголь; 4 — выработка; 5 — выработанный угольный пласт

Az elvégzett refrakciós mérések eredményei a tektonikára, tehát a vetők helyére és jellegére vonatkozóan feltűnően jól egyeztek a korábbi mészkőfelszín térképpel, azonban a feltételezett 35–50 m-es mélység helyett a szeizmika annál jóval kevesebbet, csak mintegy a felét mutatta ki. Így a bányauzem elállt a „C” telep fejtésétől, mert az már beleesett a vízvédelmi védőrétegbe.

A dorogi bányákban végzett kutatások — amint ezt bemutatott példánk is tanúsítják — új területet nyitnak meg a szeizmikus mérések bányabeli alkalmazása előtt és ugyanakkor új eszközt adnak a bányaművelők kezébe a vízbetörések elleni küzdelemben. Ilyen értelemben a dorogi méréseket csak kezdetnek tekintjük, iránymutatásnak, tapasztalatszerzésnek a további fejlesztésekhez.

2.2.1 Frekvenciaszondázás hatáskörzetének vizsgálata*

Mesterséges forrású frekvenciaszondázásaink terepi gyakorlata, a mérések kiértékelése felveti az alábbi problémával kapcsolatos ismereteink pontosításának szükségességét: milyen az egyes frekvenciákon történő mérések hatáskörzete, és hogyan változik a frekvencia változásával? A szerkezetkutatásban alapvető, horizontálisan rétegzett geoelektromos modell korábbi numerikus számításán [PRÁCSER et al. 1983] alapuló vizsgálattal megkaptuk a mért térjellemzőknek az adott modell mélybeli vezetőképesség eloszlásától való függését, és így lehetővé vált a mérési elrendezés mélységérzékenységének vizsgálata. Viszont e modell segítségével nem kaphatunk választ arra, hogy milyen a mérés oldalirányú vezetőképesség-változástól való függése.

E kérdésre teljes válasz az általános háromdimenziós direkt feladat megoldásával adható. Mivel e feladat jelenleg még nincs megoldva, a részeredményt adó megoldások is érdeklődésre tarthatnak számot. Az itt következő közelítő vizsgálat arra az esetre érvényes, amikor a geoelektromos modellünkön belüli vezetőképesség-változás kicsi, azaz a környezetéhez képest kis kontrasztú, kis méretű betelepült alakzat terét vizsgáljuk. A kis kontrasztú, kis méretű betelepülésre vonatkozó elektrodinamikai levezetést arra az esetre alkalmazzuk, amikor a betelepülésünk a homogén teljes térben található. A ható különböző geometriai helyzetei mellett, a ható által okozott anomális terek egymáshoz viszonyított értékeit a dipólforráson áthaladó, annak momentumára merőleges síkban fogjuk vizsgálni. Feltesszük, hogy az így kapott értékek nem különböznek lényegesen a homogén féltérbe helyezett analóg test által okozott hatások relatív értékeitől. Így a számítások során és a következtetések megfogalmazásánál a mágneses dipól adóhurok síkját felszíni síkként is említjük.

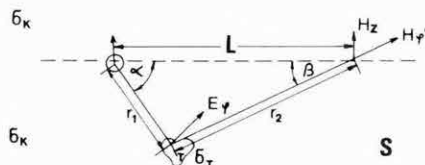
Tekintsünk tehát egy homogén beágyazó közegű σ_K vezetőképességű normál vagy elsődleges modellt mágneses dipól gerjesztés mellett. E modellhez megoldásként az $E^{(n)}$, $H^{(n)}$ térerősség értékek tartoznak, a tér egy tetszőleges pontjában. Álljon a teljes vagy másodlagos modellünk egy, az előző homogén közegbe helyezett σ_T vezetőképességű T testből, ugyanezen gerjesztés mellett. χ_T -vel a T test karakterisztikus függvényét [vagyis ha az x térbeli pont a T test eleme,

* Szigeti G.

akkor $\chi(x)=1$, egyébként 0] a másodlagos modell térbeli vezetőképesség eloszlását a

$$\sigma = (1 - \chi_T) \cdot \sigma_K + \chi_T \sigma_T \quad (1)$$

függvény írja le (lásd 48. ábrát). A σ vezetőképesség függvényvel leírt modellhez az E , H -val jelölt térerősségek tartoznak.



48. ábra. Teljes térben levő kisméretű, kiskontrasztú anomália-test leírásához szükséges geometriai paraméterek

Fig. 48. Geometrical parameters for describing an anomalous body of small size and small contrast in a full space

Рис. 48. Геометрические параметры, необходимые для описания малогабаритного, малоконтрастного аномального тела, находящегося в полном пространстве

DMITRIEV és FARZAN [1980] ezen általános problémára vonatkozóan olyan levezetést ad, melynek eredményeként az E , H térerősségekre integrál egyenletet kapunk. Ezen integrál egyenlet ismert mennyiségként az $E^{(n)}$ értéket tartalmazza. Ennek megoldása, háromdimenziós betelepülés esetén igen összetett feladat. Itt most ennek a levezetésnek egy speciális hatótípus melletti lényeges egyszerűsítését adjuk, egyszerűen számítható végeredményre jutva.

A Maxwell egyenletek rögzített frekvencián a teljes modellre az alábbi alakot öltik:

$$\begin{aligned} \text{rot } E &= i\omega\mu H \\ \text{rot } H &= \sigma E + j, \end{aligned} \quad (2)$$

ahol j a gerjesztő dipól hurkában folyó áram, σ pedig az (1) kifejezés. Ugyanez az egyenletrendszer a normál modellel:

$$\begin{aligned} \text{rot } E^{(n)} &= i\omega\mu H^{(n)} \\ \text{rot } H^{(n)} &= \sigma_K E^{(n)} + j. \end{aligned} \quad (3)$$

A (2) rendszerből (3)-at kivonva az $E^{(a)} = E - E^{(n)}$ és $H^{(a)} = H - H^{(n)}$ anomális tér komponensekre felírható:

$$\begin{aligned} \text{rot } E^{(a)} &= i\omega\mu H^{(a)} \\ \text{rot } H^{(a)} &= (1 - \chi_T) \sigma_K E^{(a)} + \chi_T \{ \sigma_T E - \sigma_K E^{(n)} \}. \end{aligned} \quad (4)$$

Amennyiben a (4) rendszer második egyenlete jobb oldalának második tagját forrás tagként kezelhetjük, az azt jelenti, hogy az $E^{(a)}$, $H^{(a)}$ térnek önálló forrása van a σ_K vezetőképeségű homogén térben.

Legyen x_0 T tetszőleges pontja ($x_0 \in T$). Vizsgáljuk $E(x_0)$ -t, mint σ_T és T függvényét. Tegyük fel, hogy T elég kis térfogatú ahhoz, hogy $E(x_0)$ csak a T test ΔV -vel jelölt térfogatától és fajlagos vezetőképeségétől függ, tehát

$$E(x_0, \sigma_T, T) = E_{x_0}(\sigma_T, \Delta V).$$

Tegyük fel továbbá, hogy E_{x_0} mint σ_T és ΔV két valós változós függvénye értelmezhető a $\sigma_T = \sigma_K$ és $V=0$ pont környezetében oly módon, hogy a kapott függvény legalább kétszer folytonosan differenciálható a $(\sigma_K, 0)$ pont e környezetében. Nyilvánvalóak az alábbi összefüggések:

$$\begin{aligned} E_{x_0}(\sigma_K, \Delta V) &= E_{x_0}^{(n)} \\ E_{x_0}(\sigma_T, 0) &= E_{x_0}^{(n)} \end{aligned} \quad (5)$$

Így az (5) összefüggések miatt az E_{x_0} függvény kétváltozós Taylor sorfejtésében hiányoznak az első deriváltak, azaz

$$E_{x_0} = E_{x_0}^{(n)} + \frac{\partial^2 E_{x_0}}{\partial \sigma \partial V} \Big|_{\substack{\sigma = \sigma_K \\ V=0}} \Delta V (\sigma_T - \sigma_K) + \dots$$

ahol a fel nem tüntetett tagok legalább harmadrendben tartanak 0-hoz. Így a (4) egyenletekben tetszőleges $x_0 \in T$ esetén

$$\Delta V (\sigma_T - \sigma_K) \ll 1 \quad (6)$$

feltétel mellett $E_{x_0} = E_{x_0}^{(n)}$ írható. Vagyis a (4) egyenletek szerint az $E^{(a)}$, $H^{(a)}$ anomális tér forrása a T test egyes pontjaiban fellépő

$$j = (\sigma_T - \sigma_K) E^{(n)}$$

áramsűrűség. Végül, ha T -n belül $E^{(n)}$ -et állandónak tekintjük, T pedig egy $E^{(n)}$ -ra merőleges A alapterületű, dl magasságú hasáb, akkor a T -n átfolyó összes áram

$$I = Aj = A(\sigma_T - \sigma_K) E^{(n)},$$

ami a dl hosszon egy

$$M_e = dlI = dlA(\sigma_T - \sigma_K) E^{(n)} = \Delta V (\sigma_T - \sigma_K) E^{(n)}$$

elektromos dipólnak felel meg.

Így a levezetés végeredménye a következő. Ha a betelepülésre érvényes a (6) feltétel, akkor az anomális térnek a betelepülés helyén levő

$$M_e = \Delta V (\sigma_T - \sigma_K) E^{(n)} \quad (7)$$

momentumú elektromos dipól a forrása. Az anomális elektromágneses teret tehát két lépésben számíthatjuk. Először kiszámoljuk az x_A térbeli adópont-

ban levő M_m intenzitású homogén teljes térbe helyezett mágneses dipólnak a ható x_0 pontjában keltett $E^{(n)}$ elektromos terét, majd ezen értékkel (7) alapján képzett M_e momentumú teljes térbe helyezett elektromos dipólnak számítjuk ki a vevőpontban keltett EM terét.

Vizsgáljuk meg a (7) képlet alapján a felszínnek tekintett síkban elhelyezkedő mágneses dipólforrás $|H_z^{(a)}|$ mágneses térkomponensének eloszlását, miközben a kisméretű, kiskontrasztú hatót a felszínre merőleges S síkban mozgatjuk. A teljes térbe helyezett dipól $E^{(n)}$ komponensét gömbi koordinátákban az alábbi módon kapjuk meg:

$$E^{(n)} = E_{\varphi}^{(n)} = \frac{M_m}{4\pi} i\omega\mu \cos\alpha \frac{1}{r_1^2} (1 + \gamma r_1) e^{-\gamma r_1}, \quad (8)$$

ahol $\gamma = \sqrt{i\omega\mu\sigma_K}$, M_m pedig az adó dipól momentuma. E_{φ} merőleges az S síkra, így a (7) alapján képzendő, E_{φ} -vel megegyező irányú elektromos dipól egy felszíni pontban vett φ irányú mágneses terét a

$$H_{\varphi} = \frac{M_e}{4\pi} \frac{1}{r_2^2} (1 + \gamma r_2) e^{-\gamma r_2} \quad (9)$$

képlettel kapjuk. A geometriai paraméterek jelentését a 48. ábrán találjuk.

Bevezetve a $B = L \cdot \sqrt{\omega\mu\sigma_K}/2$ valós indukciós szám értéket, figyelembevéve, hogy $H_z = H_{\varphi'} \cos\beta$ és hogy $H_z^{(a)}$ abszolút értékére vagyunk kíváncsiak, (7), (8) és (9) segítségével kapjuk, hogy

$$|H_z^{(a)}| = C \frac{1}{(r_1/L)^2} \frac{1}{(r_2/L)^2} \cos\alpha \cos\beta \cdot \sqrt{\left(1 + B \frac{r_1}{L}\right)^2 + \left(B \frac{r_1}{L}\right)^2} \sqrt{\left(1 + B \frac{r_2}{L}\right)^2 + \left(B \frac{r_2}{L}\right)^2} e^{-B \frac{r_1}{L}} e^{-B \frac{r_2}{L}}, \quad (10)$$

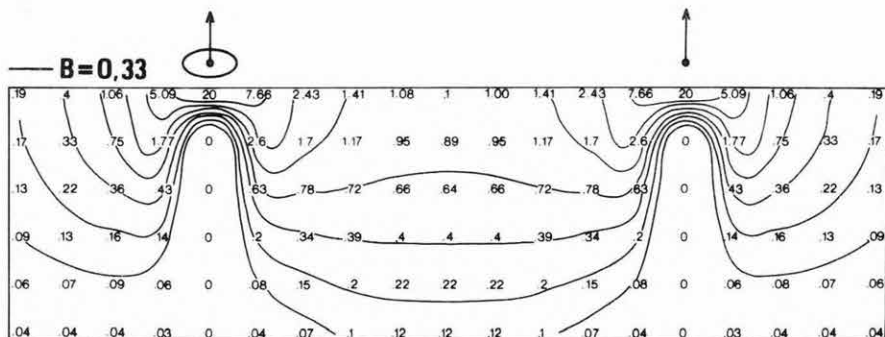
ahol

$$C = \frac{M_m(\sigma_T - \sigma_K)\omega\mu \Delta V}{16\pi^2}.$$

A 49. ábrán a felszínre merőleges adót, vevőt tartalmazó S síkban mozgatott ható vevőpontban okozott $|H_z^{(a)}|$ anomális terének értékei szerepelnek, olyan módon, hogy a felszíni vevőpontban mért értékeket abban a pontban tüntettük fel, ahol a ható középpontja található. Pontosabban az ábrán nem az anomális teret tüntettük fel, hanem ennek az adót és vevőt összekötő szakasz felező pontjában levő ható által okozott anomális térértékekhez viszonyított arányát. Ily módon az ábrán szereplő eloszlások függetlenek a (10) képlet C együtthatójának paramétereitől. A $B=0,33$ -as indukciós számhoz a tartozó 49. ábrát vizsgálva a következő megállapításokhoz jutunk:

- a) Az adó-vevő szakasz felező merőleges síkjára szimmetrikus helyzetű hatók anomális terei megegyeznek.

- b) Felszínközéltben a hatót az adóhoz (vevőhöz) közelítve az okozott hatás igen nagy, pl. az $r_1=L/10$ -es felszíni pontban 7,66-szorosa az $r_1=L/2$ pontban okozott hatásnak.
- c) Az adó alatti függőleges egyenes mentén elhelyezkedő ható semmiféle anomáliát nem okoz.
- d) Az adó-vevő távolság $1/3$ -át elérő vagy azt meghaladó mélységben elhelyezkedő hatók közül az adó-vevő szakasz felező síkjában levők okozzák a legnagyobb hatást.



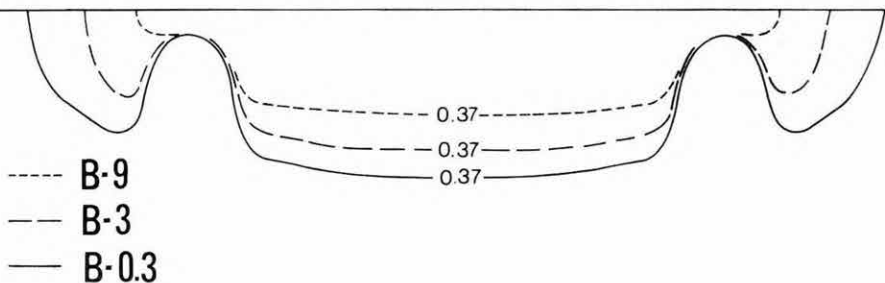
49. ábra. Ponszerű betelepülés által okozott $|H_z^{(a)}|$ anomális jeleszlás az adón és vevőn átmenő függőleges síkban

Fig. 49. Distribution of induced anomalous signals $|H_z^{(a)}|$ a point-wise body along a vertical plane passing through transmitter and receiver

Рис. 49. Распределение аномального сигнала $|H_z^{(a)}|$, возникающего в случае точечного тела в вертикальной плоскости, проходящей через датчик и приемник

Ha feltesszük, hogy az adott ható jelenlétének a kimutatása a feladat, akkor a 49. ábra különböző értékekhez tartozó szintvonalai által határolt tartomány jelzi, hogy az adott frekvencián történő mérésel milyen alakú és mekkora tartományt mérünk fel. Ha a felszíni szimmetria pontban levő ható által okozott hatás $1/e=0,37$ -ed részét tekintjük műszerünkkel még kimutathatónak, akkor megállapítható, hogy a $B=0,33$ -as indukciószám mellett ez a tartomány egy az adó-vevő alatti ellipszis-szerű alakzatból áll, melynek mélysége kb. L -nek $0,4$ -szerese, és két kisebb, az adón, vevőn túlnyúló alakzatból, melynek szélessége kb. $0,3 L$.

Az 50. ábrán most már csak ezen 0,37-es szintvonal által körülzárt tartomány indukciószámtól való függését vizsgáljuk. Leolvasható, hogy hogyan mélyül és szélesedik a megkutatott tartomány az indukciós szám csökkenésével. Tehát alacsonyabb frekvenciákon egy nem elhanyagolható nagyságú adón, vevőn kívüli oldalhatással is számolnunk kell a frekvencia-szondázási görbe értelmezésekor. A ható térbeli mozgásával a vizsgálatok folytatását tervezzük. Ily módon pontosabban megismerhetjük a földtani szerkezetek csapás-, illetve dőlésirányában elhelyezett frekvenciaszondázások eltérő felbontóképességét.



50. ábra. A megkutatott tartomány indukciószámtól való függése $|H_z^{(a)}|$ térjellemző esetén

Fig. 50. Dependence of domain of investigation on induction number, for the characteristics $|H_z^{(a)}|$

Рис. 50. Зависимость исследуемой области от индукционного числа при пространственной характеристике $|H_z^{(a)}|$

Irodalom

- PRÁCSER E., SZIGETI G., SZABADVÁRY L. 1983: Mesterséges elektromágneses frekvenciaszondázási görbék számítása. ELGI 1982. Évi Jelentés, pp. 118–121.
- DMITRIEV V. I., FARZAN R. H. 1980: Method for calculating anomalous electromagnetic field from local inhomogeneity. In: Mathematical models of the electromagnetic sounding and mapping in geophysics, V. I. Dmitriev and I. Kátai eds. pp. 95–111. ELTE, Budapest.

2.2.2 Induktív gerjesztésű elektromágneses frekvenciaszondázás fizikai modellezése*

A hazai szilárdásványok — elsősorban a bauxit és a kőszén — kutatásában évek óta eredményesen alkalmazzuk az induktív gerjesztésű elektromágneses frekvenciaszondázást (MFS). Horizontálisan rétegzett modellek esetén az

* Csathó B., Gémes M., Kardeván P., Prácsér E., Szarka L. (MTA GGKI)

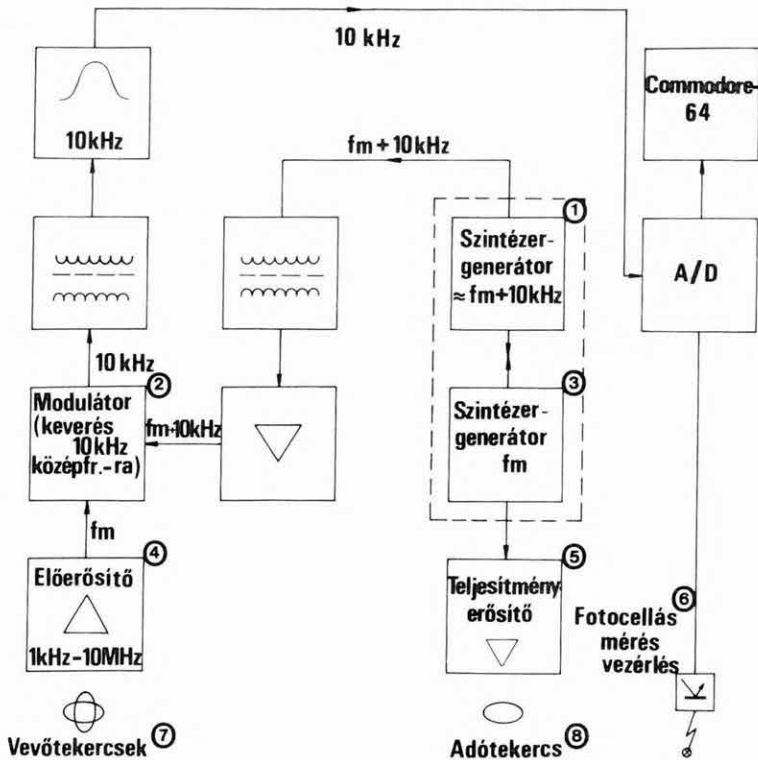
egyek elektromágneses térjellemzők megfelelő pontosságú meghatározása matematikai modellezéssel lehetséges. Különböző 2D, illetve 3D szerkezetek esetén a teljes elektromágneses tér leírása igen bonyolulttá válik, a térerősségek számítása bizonyos speciális közelítések kivételével csak gépidő igényes numerikus eljárásokkal végezhető el. Így a módszer felbontóképességének, a felszínközeli inhomogenitások tértorzító hatásának vizsgálatára eredményesebben alkalmazható a fizikai modellezés. Első lépésben — részben még a berendezés ellenőrzéseként — a két és három rétegből álló modellek feletti méréseket végeztük el.

A méréseket a soproni Elektromágneses Modellező Laboratóriumban végeztük, amelyet a Magyar Tudományos Akadémia Geodéziai és Geofizikai Kutató Intézete, az Országos Kőolaj- és Gázipari Tröszt Geofizikai Kutató Vállalata és az Eötvös Loránd Geofizikai Intézet közösen hozott létre. A laboratóriumban korábban már modelleztük a konduktív gerjesztésű elektromágneses frekvenciaszondázásokat, szelvényezéseket, a magnetotellurikus méréseket, valamint az egyenáramú térképező módszereket. Az utóbbiról az 1980. Évi Jelenlésben számoltunk be.

Az elektromágneses frekvenciaszondázáskor a vertikális és a horizontális mágneses térerősség értékek hányadosát mérjük, majd a mérések feldolgozása során látszólagos fajlagos ellenállás-látszólagos mélység szondázási görbékét számítunk. A terepi mérések modellezésére az 1983-84. év során kifejlesztettünk egy új mérőrendszert, amely viszonylag széles frekvenciasávban (20 kHz–6 MHz), a nagy frekvenciás jeltovábbítás szinte teljes kiiktatásával (10 kHz középfrekvencia), automatizált jelrögzítéssel nagy mennyiségű frekvenciaszondázás pontos elvégzését teszi lehetővé (51. ábra). Az adótekerccset tápláló teljesítményerősítő a nagy stabilitású szintézer-generátorról kapja a vezérlést. A vevőtekerccs jelét a tekerccs közelében elhelyezett szélessávú előerősítő erősíti, és modulátor transzponálja át a jelet a 10 kHz-es középfrekvenciára. A keverő jelet az adót vezérlővel azonos szintézer-generátor állítja elő. A jeltovábbítás, erősítés, szűrés a továbbiakban a 10 kHz-es középfrekvencián történik. Az adatok rögzítését Commodore-64 számítógép végzi, a mintavételezés időpontját fotocellás érzékelők vezérlik.

A modellmérések pontosságának ellenőrzése úgy történt, hogy a modellkád-ban különböző mélységű NaCl oldattal kétréteges, szigetelő aljzatú, horizontálisan rétegzett félteret modelleztünk, illetve a megfelelő modelléknél a térerősség hányadosokat számítással is meghatároztuk. Az 52. ábrán erre mutatunk be egy példát; a számított és a mért értékek közötti eltérés egyetlen frekvencián sem éri el az 1%-ot.

Mint ismeretes, a Maxi-Probe rendszerrel terepen mért szondázási görbék-ből transzformált ρ_a látszólagos fajlagos ellenállás- H látszólagos mélység görbéken az egyes geoelektromos réteghatárokat éles törések jelölik ki. Erre példa az 53/A ábrán bemutatott MFS görbe, amelyet egy dunántúli kutatási



Modell

f_m - mérési frekvencia⁹

51. ábra. A fizikai modellezéshez használt mérőrendszer blokkvázlata

Fig. 51. Block diagram of the apparatus used for physical modelling

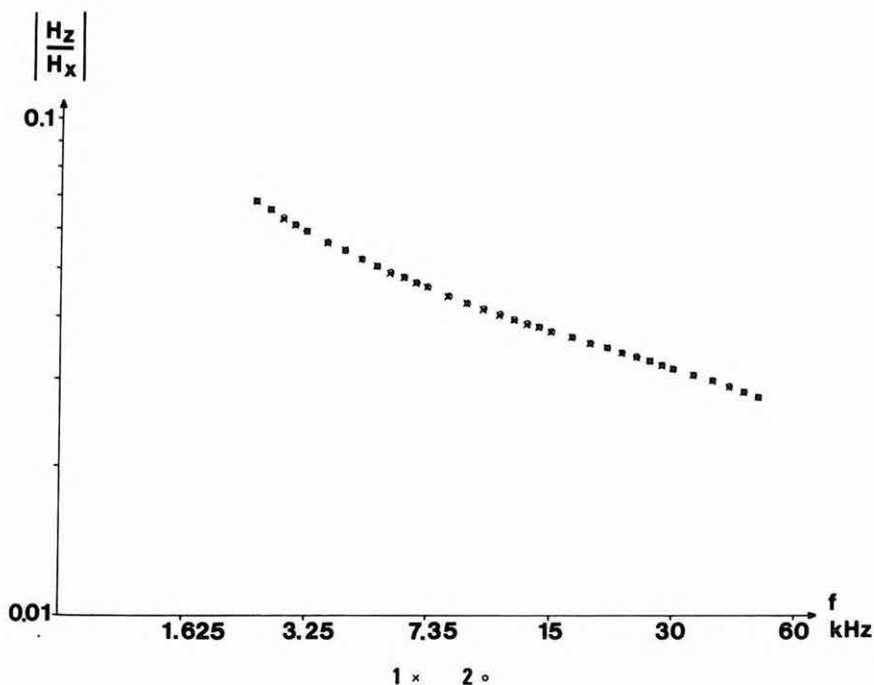
1 — syntheser generator; 2 — modulator (mixing to 10 kHz mean frequency); 3 — syntheser generator; 4 — preamplifier; 5 — power amplifier; 6 — photoelectric sensors; 7 — receiver coils; 8 — transmitter loop; 9 — measuring frequency

Рис. 51. Блок-схема измерительной системы, использованной при физическом моделировании

1 — синтезер-генератор; 2 — Модулятор (смешивание до частоты 10 кГц); 3 — синтезер-генератор; 4 — предусилитель; 5 — усилитель мощности; 6 — фотоэлектронные датчики; 7 — обмотка приемника; 8 — петля датчика; 9 — частота измерения

területen mélyített fúrás felett mértünk. A kétréteges, szigetelő aljzatú földtani felépítést horizontálisan rétegzett modellel közelítve, a görbén éles töréspont nem jelentkezik (53/B ábra, folyamatos vonal). Azonban a réteghatár — azaz az aljzat — igen kismértékű (a vizsgált esetben 2°-os) ferdtítése is a réteghatárt jelző törés jelentős erősödését vonja maga után (53/C ábra, szaggatott vonal).

Ez a jelenség csapás és dőlésirányú terítés esetén egyaránt jelentkezik. Így az a tény, hogy a valóságban a réteghatárok a legkritikább esetben tökéletesen horizontálisak, elképzelhető, hogy pontos kimutathatóságuk esélyeit növeli. Jól vezető, köztes réteg feletti elektromágneses modellezési eredmény látható az 54/A ábrán. A réteghatárokat az egyes görbeszakaszok érintőinek metszéspontjai 4–6% hibával jelölik ki. Ugyanezek a jelenségek megfigyelhetők a Hannukainen-i (Finnország) ércelőfordulás felett mért terepi görbén is (54/B ábra).



52. ábra. Matematikai és fizikai modellezés összehasonlítása szigetelő aljzatú kétréteges modell felett

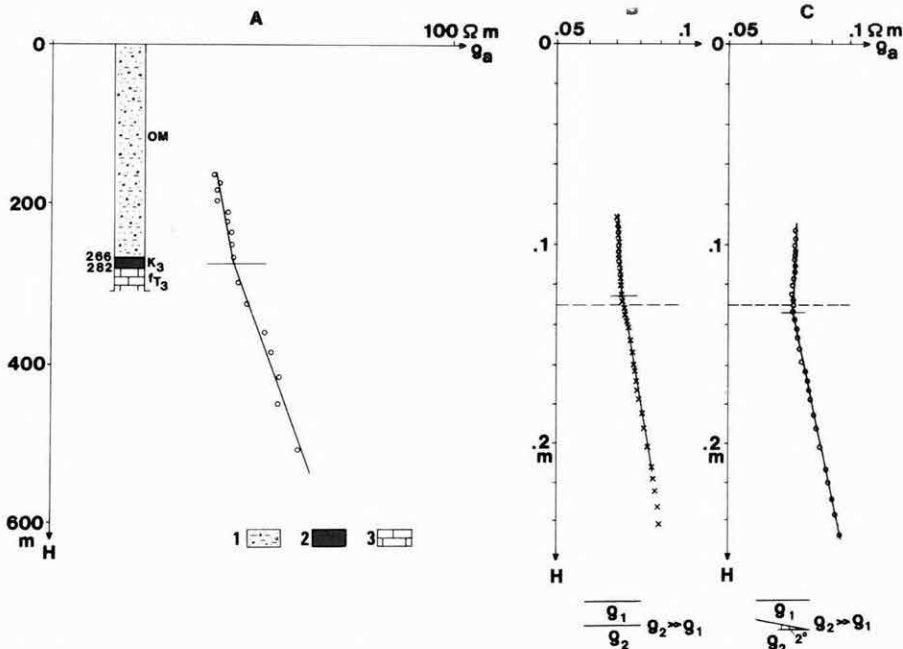
1 — mért érték; 2 — számított érték

Fig. 52. Comparison of mathematical and physical modelling over a horizontally layered two-layer model with resistive basement

1 — measured value; 2 — computed value

Рис. 52. Сравнение математического и физического моделирования над двуслойной моделью с изолирующим основанием

1 — измеренные значения; 2 — расчетные значения



53. ábra. Terepi mérés összehasonlítása matematikai és fizikai modellezéssel (kétréteges modell)

A) Fúráson mért elektromágneses frekvenciaszondázási görbe

1 — oligo-miocén kavicsos-homokos-agyagos összlet; 2 — kréta bauxit; 3 — triász dolomit

B) Matematikai modellezéssel nyert szondázási görbe vízszintes kétréteges modellel

C) Analóg modellezéssel, ferde réteghatár esetén (dőlésszög 2°) csapásirányú terítéssel nyert szondázási görbe

Fig. 53. Comparison of a field measurement with mathematical and physical modelling (two-layered model)

A) Electromagnetic frequency sounding curve measured over a borehole

1 — Oligocene-Miocene argillaceous, sandy, gravelly complex; 2 — Cretaceous bauxite; 3 — Triassic dolomite

B) Sounding curve obtained by mathematical modelling for horizontally layered two-layered model

C) Sounding curve obtained by analog modelling with strike-oriented spread for a dipping interface (dip angle 2°)

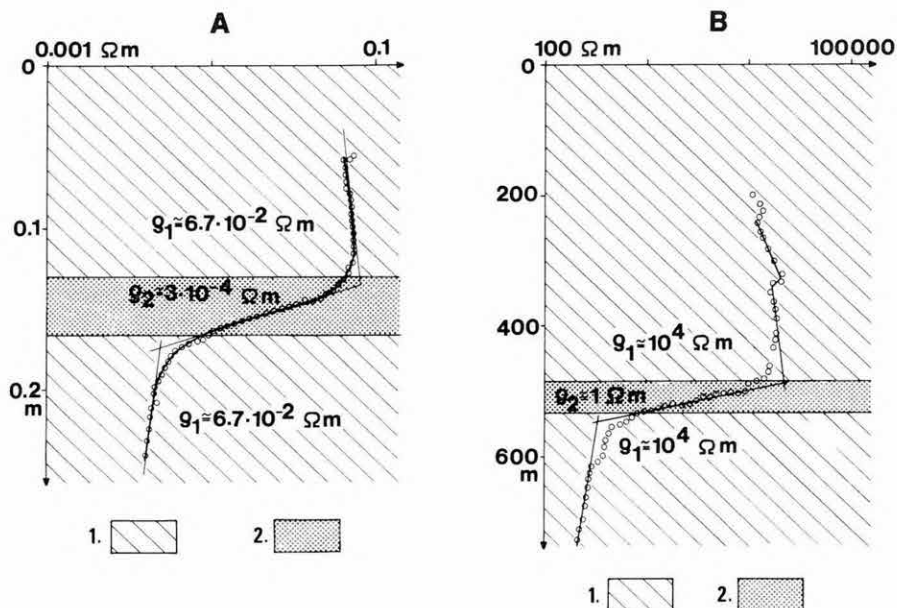
Рис. 53. Сравнение полевых измерений с результатами математического и физического моделирования (двуслойная модель)

A) кривая ЧЗ, измеренная у скважины

1 — гравийно-песчано-глинистый комплекс олигомиоценового возраста; 2 — меловой боксит; 3 — триасовый доломит

B) кривая ЧЗ для горизонтальной двуслойной модели, полученная математическим моделированием

C) кривая ЧЗ, полученная аналоговым моделированием в случае наклонной границы (угол наклона 2° , кривая получена разносом по простиранию)



54. ábra. Háromréteges modellen mért terepi MFS görbe összehasonlítása analóg modellezéssel

A) Jól vezető betelepülés, horizontálisan rétegzett modell (analóg modellezés)

1 — sós víz; 2 — grafit

B) Érckutató mérés (Hannukainen, Finnország)

1 — amfibolit; 2 — érc

Fig. 54. Comparison of an MFS field curve measured over a 3-layered model with the results of analog modelling

A) Conductive interbedding, horizontally layered model (analog modelling)

1 — salt-water; 2 — graphite

B) Transformed MFS curve of an ore prospecting survey (Hannukainen, Finland)

1 — amphibolite; 2 — ore deposit

Рис. 54. Сравнение полевой кривой ЧЗ, измеренной над трехслойной моделью, с результатами аналогового моделирования

A) Горизонтально-слоистая модель, проводящий прослой (аналоговое моделирование)

1 — солёная вода; 2 — графит

B) Измерение при разведке руд (г. Ганнукаинен, Финландия)

1 — амфиболит; 2 — руды

2.2.3 Magnetotellurikus műszerfejlesztés*

1984. nyarára befejeződött a DEF típusú magnetotellurikus mérőműszerek újabb változatának, a DEF-7-nek a fejlesztése. A digitális jelrögzítésű berendezés a magnetotellurikus (MT) méréseken kívül alkalmas az elektromágneses térbeállítás (EMT), a nagymélységű frekvenciaszondázás (MFS) és gerjesztett polarizációs (GP) mérésekre is. A mérőműszer blokkdiagramját az 55. ábrán mutatjuk be.

A DEF-7 berendezés az 1976-ben elkészült DEF-1 mérőműszerhez képest (Évi Jelentés 1976. 78–80. old.) az alábbi előnyökkel rendelkezik:

- vezérlése Intel 8080 típusú mikroprocesszorral történik a DEF-1-nél alkalmazott TTL áramkörök helyett. A mikroprocesszor alkalmazása nagyobb megbízhatóságot és rugalmas — programozható — mérésvezérlést tesz lehetővé;
- a hagyományos, ötcsatornás magnetotellurikus mérések mellett lehetséges a természetes elektromágneses tér E_z komponensének mérése is. Az E_z komponens ismerete új lehetőséget jelent az MT mérések értelmezésében. Segítségével meghatározható és a feldolgozásnál figyelembe vehető a vízszintes hullámterjedés, illetve a forrástér inhomogenitása;
- egy párhuzamos kimeneten keresztül a mérési adatok a méréssel egyidejűen mikroszámítógépbe vihetők, amely segítségével real-time adatminősítés, előfeldolgozás végezhető.
- a külső csatorna csatlakozás lehetőséget biztosít szinkron mérések végzésére.

A terepi bemérés és hitelesítés után a műszerrel 1984. őszén 20 ponton végeztünk magnetotellurikus szondázást.

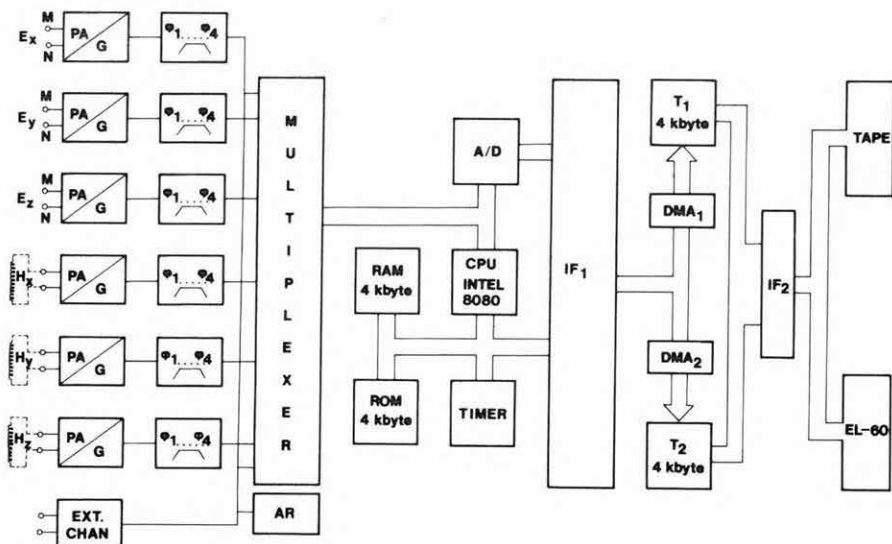
2.2.4 Régészeti célú geofizikai mérések**

A Központi Földtani Hivatal és az Ásatási Bizottság együttműködése keretében Intézetünk több éve végez leletfelderítő geofizikai méréseket a régészeti ásatási munka elősegítése érdekében. Az elmúlt év során tíz területen, különböző módszerekkel különféle feladatokat oldottunk meg. A régészeti objektumok ugyanis a kutatásukban alkalmazható geofizikai módszerek szempontjából három fő csoportba sorolhatók:

1. kisebb fajlagos ellenállású (agyagos) talajba ágyazott nagy ellenállású (mészkö) falak, amelyek radar- és ellenállásszelvényezéssel mutathatók ki;

* Varga G.

** Pattantyús-Á. M.



55. ábra. A DEF-7 elektromágneses digitális felvevő berendezés blokkvázlata
 E_x, E_y, E_z — elektromos csatornák; H_x, H_y, H_z — mágneses csatornák (érzékelő: indukciós szonda); PA — előerősítő; G — erősítő és érzékenységváltó; EXT. CHAN — külső csatorna csatlakozás; $\varphi_1 \dots \varphi_4$ — sávszűrő egység; AR — analóg regisztráló; A/D — analóg-digitális átalakító; RAM, ROM — CPU memória terület; TIMER — időzítő egység; IF₁ — INTEL 8080 processzor és DMA csatlakozás; DMA₁, DMA₂ — direkt memória címzés; T₁, T₂ — átmeneti tárolók (4+4 kbyte); IF₂ — csatlakozás a magnetofon és külső mikrogép felé; TAPE — mágnesszalagos egység; EL-60 — Elektronika-60 vagy külső mikrogép

Fig. 55. Block diagram of the DEF-7 electromagnetic digital recording equipment

E_x, E_y, E_z — electric channels; H_x, H_y, H_z — magnetic channels (with induction coil); PA — preamplifier; G — amplifier and sensitivity switch; EXT. CHAN — input of external channel; $\varphi_1 \dots \varphi_4$ — band-pass filter unit; AR — analog recorder; A/D — analog-to-digital converter; RAM, ROM — CPU memory blocks; TIMER — timing unit; IF₁ — interface for INTEL 8080 microprocessor and DMA; DMA₁, DMA₂ — direct memory access; T₁, T₂ — buffer storages (4+4 kbyte); IF₂ — interface for tape recorder and external microprocessor; TAPE — magnetic tape recorder; EL-60 — ELEKTRONIKA-60 or external microprocessor

Рис. 55. Блок-схема цифровой электромагнитной измерительной станции ДЭФ-7

E_x, E_y, E_z — электрические каналы; H_x, H_y, H_z — магнитные каналы (датчики: индукционные зонды); PA — предусилитель; G — усилитель и переключатель чувствительности; EXT. CHAN — контакт внешнего канала; $\varphi_1 \dots \varphi_4$ — узел полосовой фильтрации; AR — аналоговый регистратор; A/D — аналого-цифровой преобразователь; RAM, ROM — память CPU; TIMER — узел хронирования; IF₁ — интерфейс процессора INTEL 8080 и прямого доступа памяти; DMA₁, DMA₂ — прямые доступы памяти; T₁, T₂ — буферные памяти (4+4 кбайта); IF₂ — интерфейс магнитофона и внешней микро-ЭВМ; TAPE — накопитель на магнитной ленте; EL60 — микро-ЭВМ Электроника-60, или внешняя микро-ЭВМ

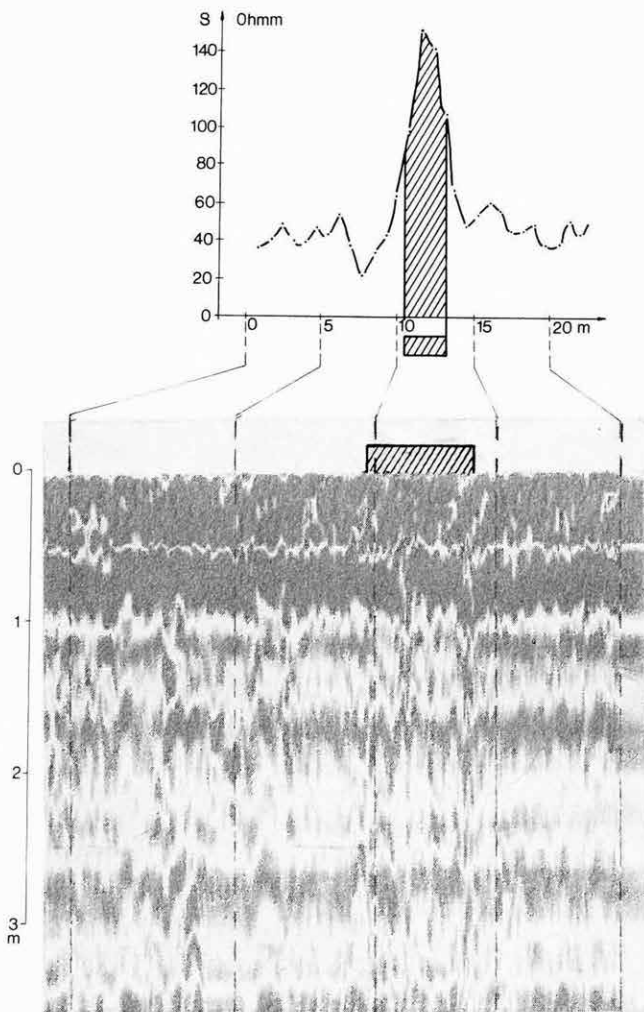
2. égetett tárgyak (kemencék, tűzhelyek, téglacserép-törmelék), amelyek termoremanens mágnesezettségük folytán mágneses mérésekkel kutathatók;
3. nagyobb fajlagos ellenállású környezetben (dolomit) levő kisebb ellenállású (törmelékkel kitöltött) bányagödör helye és mérete geoelektromos mélységszelvényezéssel határozható meg.

A Ságvár belterületén elhelyezkedő római erőd feltárását több tényező akadályozta: a jelenkori beépítettség, az erőd falainak az újkori építkezések idején történt kitermelés miatti hiányos volta, és a magas talajvízszint. A 70-es években újra megindult ásátás során is tisztázatlan maradt az erőd fal K-i, a mocsaras területhez közel eső oldala. A geofizika feladatává vált az erőd egyik legmélyebben fekvő részének, a DK-i saroktorony pontos helyének meghatározása. Első méréseink a GSSI (Geophysical Survey System Inc., USA) földtani radar berendezésével (GPR: Ground Probing Radar) végeztük, amelynek egyik ajánlott alkalmazási területe éppen a régészeti geofizika.

A radar nagy felbontóképességű, folyamatos szelvényezést tesz lehetővé. A felszínen elektromágneses impulzust gerjeszt és a felszín alatti, eltérő geoelektromos jellemzőjű határfelületekről visszavert jeleket egy szélessávú vevő-ernyővel regisztrálja. Egy jellemző felvételt mutat az 56. ábra. A radar felvételen a nagyobb dielektromos állandójú anyagból álló falmaradvány sok visszavert hullámot kelt, míg a környező talaj a hullámok nagy részét elnyeli. A visszaverődött jelek sűrű, sötét sávokban jelentkeznek, ezáltal különíthető el a felvételeken a falmaradvány. A mélységet közelítő módszerrel határozzuk meg: a mérési terület közelében ismert mélységbe jól visszaverő tárgyat (fém) ástunk el, amelynek jele jól felismerhető és ezt a mélységet jelöltük a felvételen. A regisztrátum felett feltüntettük a falmaradványra utaló jellegzetesség helyét, valamint a későbbiekben azonos nyomvonalon lement ellenállás szelvényt, amely ugyanott mutat nagyobb ellenállást, ahol a radar értelmezése alapján falat feltételeztünk. Az erőd saroktoronyát félnapos radar-szelvényezéssel fel tudtuk térképezni.

Visegrád-Várkert területén a XI. századi ispáni várhoz tartozó váralja település régészeti feltárásához kapcsolódóan végeztünk mágneses méréseket. A félig földbe mélyített házak mindegyikéhez tartozik kemence-maradvány, amelyek méréseink szerint -50 – $+90$ nT mágneses térerő változást okoztak. Egy kisebb terület mágneses térképét mutatjuk be az 57/A ábrán, amelyben a két jelentős anomáliát egy-egy házhoz tartozó égetőkemence okozta a feltárás szerint. Az említett objektumok annak ellenére jól felismerhetők, hogy két tényező is zavarta a mágneses teret:

1. a bemutatott terület D-i sarka közelében egy acélkonténer helyezkedik el, amelynek hatása igen jelentős;



56. ábra. Eltemetett fal felett mért radar-regisztrátum és ellenállásszelvény (római erőd, Ságvár). A vonalkázott rész a falra utaló jel-sűrűsödés, ill. ellenállás maximum

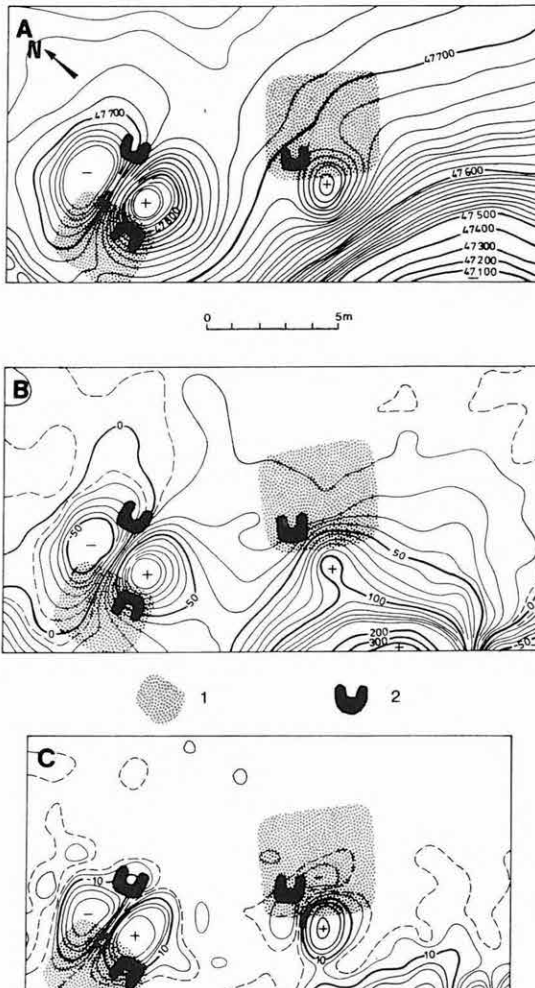
Fig. 56. Radar recording and resistivity profile over a buried wall (Roman fortress, Ságvár). Hatched area indicates signal densification and resistivity highs, respectively

Рис. 56. Радарная запись и разрез по сопротивлению над засыпанной стеной (римская крепость, Шагвар). Заштрихован указывающее на стену уплотнение сигналов и максимумов сопротивления

2. az egész település vulkanikus eredetű környezetben van.

A zavaró hatások kiküszöbölése céljából egyrészt a méréseket két szondamagassággal végeztük és vertikális gradienst számoltunk (57/B ábra), másrészt a mérési eredményeket felülatéresztő szűrővel megszürtük. A szűrt térkép az 57/C ábrán látható, mely már csaknem egyedül a keregett kemencék okozta anomáliákat tartalmazza.

A balácapusztai római villagazdaság 16 hektáros területen helyezkedik el. Régészeti feltárása a század elején kezdődött, 12 épületegyüttes hozzávetőleges helyét és kiterjedését határozták meg. Az 1970-es években két épületet tártak fel. A további épületek feltárásához geoelektromos ellenállásméréseket végeztünk. Egy jellemző ellenállás-szelvényt mutat az 58. ábra. Az *a* jelű görbén a mért értékeket ábrázoltuk simító szűrés után, és több ilyen szelvény alapján



szekesztettük meg a terület fajlagos ellenállás térképét. Ezen a nagyobb ellenállású anomáliák a felszínközeli törmelékes zónák, vagyis az épület kiterjedését jelölték ki. Az ábra *b* görbét a mért adatoknak elméleti modellből számított konvolúciós szűrésével állítottuk elő. Ennek célja a fal-hatások kiemelése a törmelék hatásából. A szűrt szelvények fal-indikációinak korrelálásával sikerült az épület-együttes alaprajzának egy lehetséges változatát is megszerkeszteniünk.

Budapest-Farkasréten, a Denevér utca környékén (59. ábra) viszonylag nagy területen, elszórtan kerültek elő olyan leletek (tűzkő-szilánkok, agancsszerszámok), amelyek közeli tűzkőbánya jelenlétére utaltak. A fennsík oldalfalával párhuzamosan mért ellenállás szelvények alapján a nagy fajlagos ellenállású dolomitban elhelyezkedő kisebb ellenállású törmelékes zónákat jelöltük ki ásátás céljára. Az egyik ilyen kisebb ellenállású, a mélység-szelvények szerint mélyebbre lenyúló zóna valóban a keresett tűzkőbánya helyét jelölte ki, amint azt az azóta megindult feltárás igazolta. Az eddigi régészeti kutatás eredményei szerint egy 50 ezer éves, a középső paleolitikumból származó, jelentős érdeklődésre számot tartó, Európában egyedülálló lelőhely körvonalai bontakoznak ki. A 60. ábrán a méréseink alapján szerkesztett perspektivikus kép látható, amely a környezetéhez képest kisebb ellenállású bányagödör alakját tükrözi.

A bemutatottakon kívül több régészeti területen is eredménnyel járt a geofizikai mérések alkalmazása. Aszódon, a Kis-Balaton területén és Alsóhetény-pusztán az előző években megkezdett méréseket folytattuk (1982. Évi Jelentés, 122–124. old.). Visegrádon a Sibrik-domb római erődre épült ispáni várának belső udvarán két épület helyét derítettük fel ellenállás szelvényezéssel, amelyet

57. ábra. Eltemetett középkori település-maradványok felett mért mágneses térképek (középkori település, Visegrád-Várkert)

1 — lakógödör helye; 2 — kemence helye

A) Totális intenzitás [nT]

B) Vertikális gradiens [nT/m]

C) Felületáteresztő szűrővel szűrt reziduál térkép [nT/m]

Fig. 57. Magnetic maps over remnants of buried medieval dwellings (medieval settlement, Visegrád, Hungary)

1 — places of dwellings; 2 — places of kilns

A) Total intensity [nT]

B) Vertical gradient [nT/m]

C) Residual map obtained by high-pass filtering [nT/m]

Рис. 57. Магнитные карты над остатками средневекового захороненного посёлка (средневековый посёлок, Вишеград-Варкерт)

1 — места жилой ямы; 2 — места печи

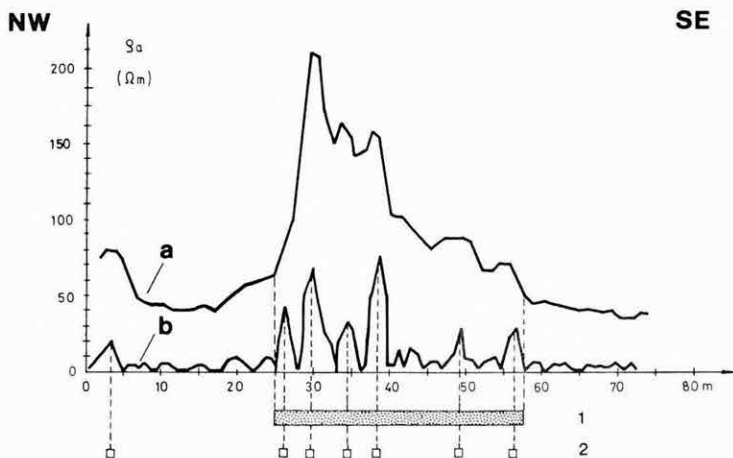
A) тотальная интенсивность [нТ]

B) вертикальный градиент [нТ/м]

C) Карта остаточных аномалий [нТ/м]

1985-ben fognak feltárni. Esztergomban egy középkori bencés kolostornak a szomszédos sportpálya területe alá benyúló részét határoltuk le szintén ellenállás szelvényezéssel.

Mindezen eredmények elérésében jelentős segítséget nyújtott dr. Korek József, a Magyar Nemzeti Múzeum főigazgató helyettese, valamint az együttműködő, az egyes feltárásokat vezető régész munkatársak: dr. Tóth Endre, Kovalovszky Júlia, Lovag Zsuzsa (Magyar Nemzeti Múzeum), Gáboriné dr. Csánk Vera (Budapesti Történeli Múzeum), Palágyi Szilvia (Bakony Múzeum, Veszprém) és Szőke Mátyás (Mátyás Király Múzeum, Visegrád).



58. ábra. Eltemetett római épület-maradvány felett mért ellenállásslzvény (római villagazdaság, Balácapusztá)

a) a mért ellenállásslzvény, amely a romok kiterjedését jelzi; b) szűrt szelvény, amely a falindikációkat jelzi;
1 — a romok kiterjedése; 2 — falindikációk

Fig. 58. Resistivity profile over buried Roman building-remains (Roman homestead, Balácapusztá)

a) measured resistivity profile, indicating the extent of the ruins; b) filtered profile, showing wall-indications;
1 — extent of the ruins; 2 — wall indications

Рис. 58. Измеренный профиль по сопротивлению над остатком захороненного римского здания (римское хуторное хозяйство, Балацапуста)

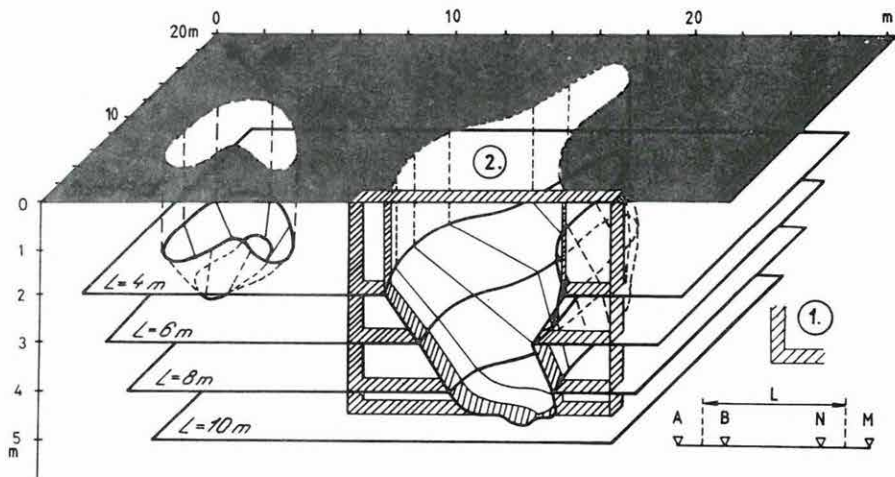
a) измеренный профиль по сопротивлению, который показывает размеры развалин; b) профиль октаториных аномалий который показывает индикация стен;
1 — размер остатков; 2 — индикация стен



59. ábra. 50 000 éves kovabánya geofizikai kutatásának és régészeti feltárásának látképe (Budapest, Farkasrét)

Fig. 59. Areal view of the geophysical exploration and archeological excavation of a 50,000 year old flint mine (Budapest, Farkasrét)

Рис. 59. Общий вид геофизических исследований и археологических раскопок 50 000-летней кремневой шахты (Будапешт, Фаркашрет)



60. ábra. Geofizikai adatokból szerkesztett háromdimenziós kép, amely az őskori kovabánya alakját tükrözi (Budapest, Farkasrét)

1 — az 1984. évi ásatás területe; 2 — a paleolitikus tűzkőbánya területe

Fig. 60. Three-dimensional reconstruction of the original shape of the prehistoric flint mine, based on geophysical data (Budapest, Farkasrét)

1 — area of excavation, 1984; 2 — area of the Palaeolithic flint mine

Рис. 60. Трехмерная картина полученная по геофизическим данным, которая отражает форму кремневой шахты средних веков (Будапешт, Фаркашрет)

1 — территория раскопок 1984 года; 2 — территория палеолитической кремневой шахты

2.2.5 Hegyvidéki gravitációs mérések kiértékelése*

Az utóbbi években végzett gravitációs módszerfejlesztés során világossá vált, hogy a hegyvidéki gravitációs mérések speciális kiértékelési eljárást igényelnek. A Bouguer-anomália térképek készítésénél a mért értékekre többféle korrekciót kell alkalmazni, hegyvidéki méréseknél azonban ezeknek a szokásos korrekcióknak az elvégzése nem elegendő. A szakirodalomban eddig még nem ismertettek olyan módszert, amely a hegyvidéki mérések kiértékelésére alkalmas, ezért 1980-tól kezdve egy új eljárás kidolgozásával kezdtünk foglalkozni.

Hegyvidéki méréseknél a legfontosabb hibaforrások a következők:

- a Bouguer-anomáliák nem síkra, hanem a szabálytalanul változó topográfia felszínére vonatkoznak, ezért az anomáliák értéke és alakja eltorzul;

* Pintér A., Stomfai R.

- a konstans átlagsűrűséggel számolt Bouguer-korrektció miatt az igen változó sűrűségű kőzetekből felépített, változékony domborzatú területek magassáértékei és Bouguer-anomáliái között lokális korreláció lép föl, s ez tovább nehezíti az értelmezést.

E hibaforrásokból következnek a megoldandó feladatok:

- a nem síkra, hanem változó tengerszint feletti magasságra vonatkozó gravitációs anomáliákat egy közös síkra kell átszámítani. Ez analitikus fölfelélélytatással történhet;
- a gravitációs mérési adatok és a magasság értékek lokális korrelációjából meg kell határozni a felszínközeli kőzetek átlagsűrűségét, és e pontról-pontra változó sűrűséggel pontról-pontra korrigálni kell a Bouguer-anomália értékeket.

1984-ben elkészült a felszínközeli változó átlagsűrűséget számító program, valamint az analitikus fölfelélélytatás programja. Mindkettőt sikerrel alkalmaztuk a Mátra hegység egy kisebb kísérleti területén. A korrelációk számításánál még több megoldandó probléma van. Az új kiértékelési módszert először a Ny-Mátrában 1980–84-ben végzett gravimétermérésekre kívánjuk alkalmazni.

2.2.6 A topografikus hatás számítógépes meghatározása*

Korábban a topografikus hatást úgy számoltuk, hogy minden mérési pontra térképből kiolvastuk az átlagmagasságokat. Az átlagmagasságok környűri szektorokra vonatkoznak. Az átlagmagasságoknak megfelelő korrekció értékét az irodalomban ismertetett táblázatokból vettük. Ez az eljárás igen sok munkaidőt és munkaerőt igényelt, a hibalehetőség is nagy volt. Időszerűnek látszott ezért ezt a számítást számítógépre vinni.

Az újonnan kidolgozott topografikus korrekciós számítás alapja egy olyan adatrendszer, amelyet úgy kapunk, hogy az 1:10 000 méretarányú szintvonalas térképekből 100 m×100 m-es területekre kiolvassuk az átlagmagasság értékeket és azt számítógépben tároljuk. A topografikus hatásszámítás körébe vont terület — a régi eljárástól eltérően — nem környűri szektor, hanem négyzet. A régi eljárás egy 44 km átmérőjű kör területén belül levő topografikus hatást vett figyelembe, az új eljárással pedig a figyelembe vett négyzet élhosszúsága 51 km.

A topografikus hatás számítása két részből áll:

- a távolhatás számítása,
- a közelhatás számítása, amelybe az ún. közvetlenhatás is beleértendő.

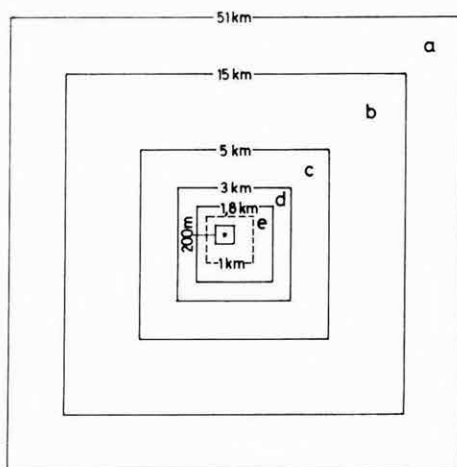
* *Schönviszky L., Stomfai R.*

A távolhatás számításánál a számításba vont terület olyan négyzetes gyűrűkre (zónákra) van felosztva (61. ábra), amelynél a nagyobb zóna belső élhosszája a következő kisebb zóna külső élhosszájával azonos. Az egyes zónákat — a mérési ponttól való távolság függvényében — különböző alapterületű négyzetekre osztjuk, amelyek a hasábok alapjai. Ezen négyzetes alapú hasábok átlagmagasságai is a 100 m×100 m-es négyzetes hasábok átlagmagasságából vannak átlagolva. A zónák adatai:

| | külső élhosszúság (km) | belső élhosszúság (km) | a hasáb alapterülete (km ²) |
|---------------|---------------------------|---------------------------|--|
| <i>a</i> zóna | 51 | 15 | 3×3 |
| <i>b</i> zóna | 15 | 5 | 1×1 |
| <i>c</i> zóna | 5 | 3 | 0,5×0,5 |
| <i>d</i> zóna | 3 | 1,8 | 0,3×0,3 |
| <i>e</i> zóna | 1,8 | 0,2 | 0,1×0,1 |

A legbelső (1,8 km élhosszúságú) zónán belül levő, a mérési pont környezetét jelentő 200 m×200 m-es négyzet már a közelhatás számításának körébe tartozik, ezért a távolhatás számítása során nincs figyelembe véve. Mindazon mérési pontoknál, amelyek az *e* zóna belső (a 61. ábrán szaggatott vonallal jelzett, 1 km×1 km-es) területén vannak, a zónabeosztást rögzítettnek vesszük.

A számolás meggyorsítása érdekében négyzetes hasáboknak a mérési pontra vonatkozó hatását közelítéssel számítjuk. A mérési pont 300 m sugarú környe-



61. ábra. A távolhatás számítása

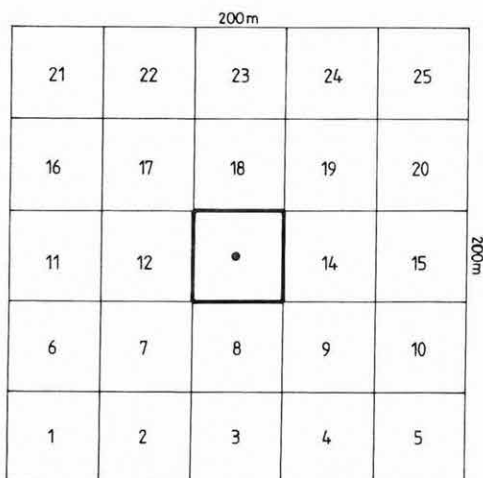
Fig. 61. Computation of the far-field effect

Рис. 61. Расчет дальнего эффекта

zetében a négyzetes hasáb hatását 9 tömegponttal közelítjük (Dr. Steiner Ferenc módszere alapján). A tömegpontok a hasáb közepén, ill. sarkain helyezkednek el. A távolabbi hasábokat ún. gravitációs pálcákkal (tömegfonalakkal) helyettesítjük. A szükséges programokat az R-35-ös számítógépre írtuk. A programok $100\text{ m} \times 100\text{ m}$ -es rácshálózat sarokpontjaira számítják ki a távolhatást, a sztereografikus térképek hálózati beosztásához illeszkedve, 5 különböző magasságra. Az eredményeket táblázatos formában iratjuk ki. A táblázatokot a terepi mérőcsoport használja úgy, hogy $100\text{ m} \times 100\text{ m}$ -es területen belül levő mérési pont topografikus távolhatását a mérési pont magasságának megfelelő értékek között a sarokpontoktól való távolság függvényében a táblázat segítségével interpolálja.

A távolhatás számításánál az említett táblázatos megoldás mellett készült olyan program is, amely a számítást R-35 számítógépen minden mérési pontra külön-külön, közvetlenül végzi el. Az 1980–84 között végzett mátrai gravitációs mérések topografikus korrekciója az utóbbi programmal is elkészült.

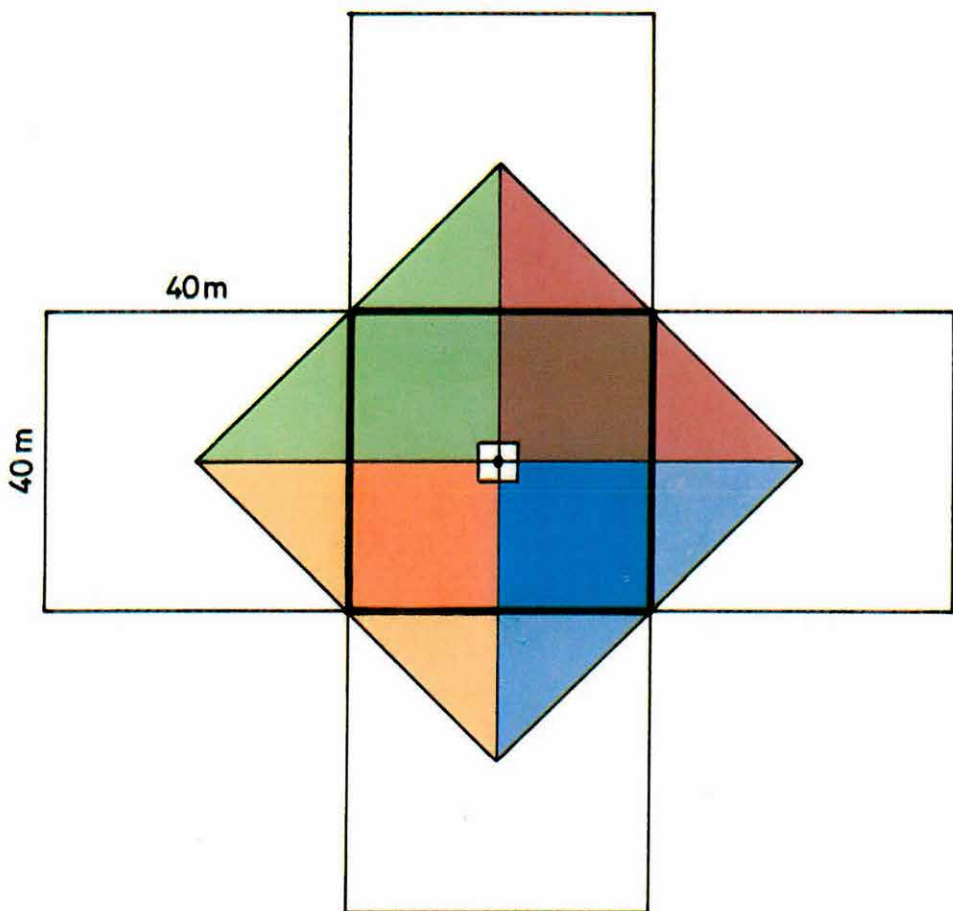
A közelhatás számításánál a mérési pontot körülvevő $200\text{ m} \times 200\text{ m}$ -es négyzet területét 25 db $40\text{ m} \times 40\text{ m}$ -es négyzetre osztjuk (62. ábra). A legbelső $40\text{ m} \times 40\text{ m}$ -es négyzet topográfiájából számítjuk a közvetlenhatást, a többi 24 db $40\text{ m} \times 40\text{ m}$ -es négyzet átlagmagasságaiból pedig a közelhatást. A közelhatás számításához az átlagmagasságokat egy 1:10 000 méretarányú szintvonalas térképből olvassuk ki, minden mérési pontra külön-külön. A közelhatás számítását nem négyzetes hasábbal közelítjük, mert ez nagyon lassú lenne, hanem harmadfokú közelítéssel oldottuk meg, HP-41C programozható zseb-



62. ábra. A közelhatás számítása

Fig. 62. Computation of the near-field effect

Рис. 62. Расчет ближнего эффекта



63. ábra. A közvetlen hatás számítása

Fig. 63. Computation of the immediate effect

Рис. 63. Расчет непосредственного эффекта

kalkulátorral. A közvetlenhatás-számítás a 63. ábrán vastag vonallal jelölt, középső négyzetre vonatkozik. Ennek közepén van a mérési pont. A közvetlenhatás számításához a középső négyzet átlagmagasságán kívül a szomszédos 4 db négyzet átlagmagasságai is szükségesek (63. ábra). A középső négyzetet 4 db olyan kis csonka négyzetre osztottuk, amelyből a mérési pont körüli $2\text{ m} \times 2\text{ m}$ -es négyzet hiányzik, feltételezzük ugyanis, hogy a mérési pont körüli $4\text{ m} \times 4\text{ m}$ -es négyzet területén a terep vízszintes sík. A számításnál itt is harmadfokú közelítés ad gyors megoldást.

2.3.1 Neutronfizikai paraméterek meghatározása*

Az 1984. év módszer- és műszerfejlesztési eredményei lehetővé tették az ismert kőzetfizikai paraméterek (pl. sűrűség, neutron porozitás) pontosabb meghatározását, illetve a képződmények megbízhatóbb értelmezését elősegítő újabb paraméterek meghatározására szolgáló módszerek kidolgozását (pl. fékezési úthossz, abszorpciós hatáskeresztmetszet).

A gamma-gamma és neutron-neutron szelvényezési eljárásokból kiszámítható sűrűség és neutronfizikai paraméterek meghatározásának menetét a 64. ábrán látható blokkjával ismertetjük. Alapadat táblázatok segítségével számítjuk az elméleti kőzetmodellt összetevő főkomponensek megfelelő paramétereit. Egy vizsgált képződmény elméleti modelljének felállításához ismertnek kell tekinteni annak összetevőit. A gyakorlatban előforduló kőzetek igen bonyolult összetételűek, a számításainknál viszont a kőzetet ismert összetételű 2, 3 esetleg 4 főkomponensből felépítettnek tekintjük. Ismertnek tekintjük a képződményt felépítő főkomponensek relatív térfogatát, vagy súlyszázalékos összetételét. Ily módon az említett paraméterek meghatározására alkalmas általános összefüggéshez jutunk:

$$X_l = V_1 X_1 + V_2 X_2 + \dots + V_k X_k,$$

ahol:

X_l — a vizsgált elméleti modellre jellemző paraméter (pl. sűrűség, abszorpciós hatáskeresztmetszet),

X_1, X_2, \dots, X_k — a képződményt összetevő főkomponensekre elméleti úton kiszámított paraméterek,

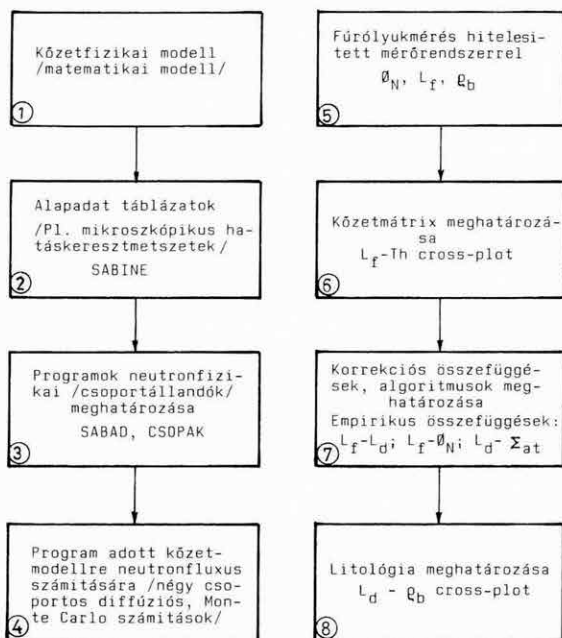
V_1, V_2, \dots, V_k — a képződményt összetevő főkomponensek relatív térfogata,

k — a képződményt összetevő főkomponensek száma.

A sűrűség (elektronsűrűség), neutronfizikai paramétereket alapadat táblázatok tartalmazzák. Például a neutronfizikai paraméterek számításához szükséges különböző típusú elemek mikroszkopikus neutron hatáskeresztmetszet értékeit az EURATOM keretében kidolgozott SABINE diffúziós program 1974-ben

* Andrassy L., Baráth I., Kovács N.

publikált adattára tartalmazza. A neutronfizikai paraméterek (csoportállandók) fenti adatokból történő előállítását az említett program két szegmense, a SABAD és a CSOPAK rutin végzi.



64. ábra. A neutronfizikai paraméterek meghatározásának általános sémája

L_f — fékezési úthossz; L_d — diffúziós úthossz; ρ_b — sűrűség; Φ_N — neutron porozitás; Σ_{at} — abszorpciós hatáskeresztmetszet

Fig. 64. Flow chart of the determination of neutron-physical parameters

1 — petrophysical model (mathematical model); 2 — basic data tables (e.g. microscopic cross sections): SABINE; 3 — neutron-physical definition of programs: SABAD, CSOPAK; 4 — program for calculation of neutron flux in given rock model (four-group diffusion, Monte Carlo calculations); 5 — logging by calibrated measuring system: Φ_N , L_f , ρ_b ; 6 — determination of rock matrix: L_f -Th crossplot; 7 — determination of correction relations, algorithms, empirical relationship: L_f - L_d ; L_f - Φ_N ; L_d - Σ_{at} ; 8 — determination of lithology: L_d - ρ_b crossplot; where L_f =slowing-down length, L_d =diffusion length, ρ_b =density, Φ_N =neutron porosity, Σ_{at} =absorption cross section

Рис. 64. Общая схема определения нейтронно-физических параметров

1 — петрофизическая модель (математическая модель); 2 — таблица базовых данных (напр., микроскопических эффективных сечений); SABINE; 3 — программы определения нейтронно-физических групповых констант (SABAD, CSOPAK); 4 — программа расчета нейтронного потока (четыре групповые расчеты диффузии, расчеты Монте Карло); 5 — измерения в скважине с калиброванной измерительной системой Φ_N , L_f , ρ_b ; 6 — определения скелета пород, диаграмма L_f - T_h ; 7 — определение коррекционных зависимостей, алгоритма, эмпирической зависимости: L_f - L_d ; L_f - Φ_N ; L_d - Σ_{at} ; где L_f =длина замедления, L_d =длина диффузии, ρ_b =плотность, Φ_N =нейтронная пористость, Σ_{at} =сечение поглощения; 8 — определение литологии, диаграмма L_d - ρ_b

A II. táblázatban példaként közöljük a mészkő és a homokkő elméleti modellekre kiszámított neutron porozitás-, L_f fékezési úthossz-, L_d diffúziós úthossz- és L_m migrációs úthossz értékeket. A kiszámított paraméterek ismeretében a vizsgált elméleti modellekre (négycsoportos diffúziós elméleti számítások, Monte Carlo számítások) kiszámítható az elméleti fluxus eloszlás, vagy a visszaszórt gammasugárzás spektrális eloszlása a megfelelő szondaparaméterek figyelembevételével.

| Φ_N % | mészkő известняк | | | homokkő sandstone песчаник | | |
|---------------|---------------------|-------------|-------------|----------------------------------|-------------|-------------|
| | L_f cm | L_d cm | L_m cm | L_f cm | L_d cm | L_m cm |
| 0 | 25,23 | 12,46 | 28,22 | 30,43 | 18,16 | 35,44 |
| 1 | 22,32 | 11,99 | 25,33 | 25,37 | 17,16 | 30,63 |
| 2 | 20,34 | 11,56 | 23,39 | 22,55 | 16,26 | 27,81 |
| 3 | 19,91 | 11,16 | 21,96 | 20,61 | 15,47 | 25,77 |
| 5 | 16,89 | 10,45 | 19,86 | 18,05 | 14,09 | 22,90 |
| 10 | 14,14 | 9,03 | 16,78 | 14,81 | 11,54 | 18,77 |
| 20 | 11,64 | 7,15 | 13,66 | 11,98 | 8,50 | 14,69 |
| 30 | 10,35 | 5,93 | 11,93 | 10,54 | 6,73 | 12,51 |
| 40 | 9,54 | 5,08 | 10,80 | 9,65 | 5,57 | 11,15 |
| 100 | 7,75 | 2,75 | 8,22 | 7,75 | 2,75 | 8,22 |

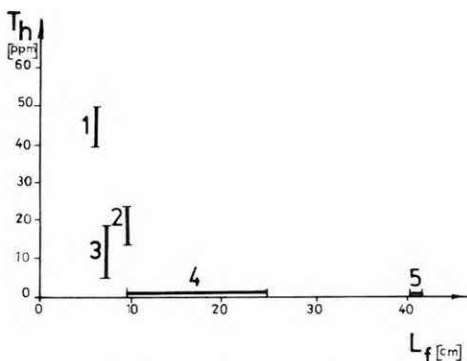
II. táblázat. Mészkő és homokkő elméleti modellekre számított neutronfizikai paraméterek

Table II. Neutron-physical parameters computed for theoretical models of limestone and sandstone

Таблица II. Нейтронно-физические параметры, вычисленные для теоретических моделей известняка и песчаника

Az ELGI-ben megépített Mélyfúrásgeofizikai Metrologiai Rendszer lehetőséget biztosít arra, hogy idealizált fúróluk feltételek mellett (állandó hőmérséklet, állandó nyomás, állandó víztelelítetttség stb.) bármilyen típusú gamma-gamma és neutron-neutron szonda hitelesítése elvégezhető legyen. A hitelesítő mérések eredményeiből levezethetők azok a matematikai összefüggések, amelyek kapcsolatot biztosítanak a képződményeket jellemző paraméter, a mért beütésszám és a fúróluk paraméterek között.

A sűrűség és a neutronfizikai paraméterek pontos meghatározásához szükséges a kőzetmátrix ismerete. A spektrális természetes-gamma szelvényből meghatározható Th-tartalom és a neutron-neutron szelvényekből meghatározható L_f fékezési úthossz lehetővé teszi egy L_f -Th eloszlási diagram megszerkesztését, amely segítségével a kőzetmátrix meghatározható. A 65. ábrán elméleti



65. ábra. L_f -Th eloszlási diagram a kőzetmátrix meghatározására

1 — bauxit; 2 — montmorillonit; 3 — kaolinit; 4 — mészkő; 5 — pirit

Fig. 65. L_f -Th crossplot to determine rock matrix

1 — bauxite; 2 — montmorillonite; 3 — kaolinite; 4 — limestone; 5 — pyrite

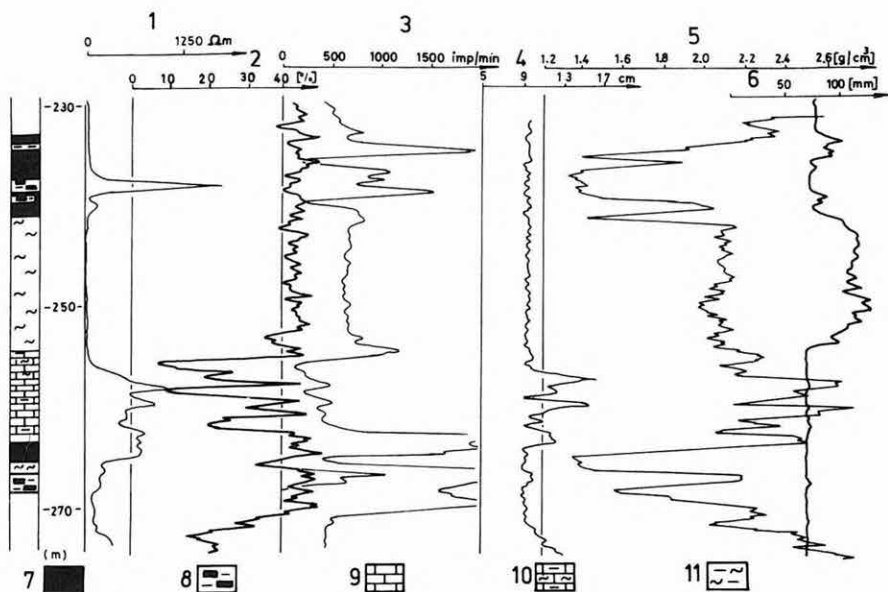
Рис. 65. Диаграмма распределения L_f - T_h для определения скелета породы

1 — боксит; 2 — монтмориллонит; 3 — каолинит; 4 — известняк; 5 — пирит

modellre végzett számítások alapján megszerkesztett L_f -Th eloszlási diagram látható.

A gamma-gamma és neutron szelvényekből meghatározható sűrűség és neutronfizikai paraméterek meghatározását gyakorlati példán keresztül mutatjuk be. „N” fúrásban végzett különböző típusú mérések szelvényanyaga a 66. ábrán látható. A szelvényanyag tartalmazza a folyamatos L_f fékezési úthossz szelvényt is. A szelvényanyag alapján szénre, agyagos szénre, mészkőre és agyagos mészkőre számítottuk ki a térfogatsúly, neutron porozitás és neutronfizikai (L_f fékezési úthossz, L_d diffúziós úthossz, Σ_{at} abszorpciós hatáskeresztmetszet) paramétereket. Számítási eredményeinket a III. táblázat tartalmazza. A táblázatban látható ρ_b sűrűség, Φ_N neutron porozitás és L_f fékezési úthossz értékeket a KFU-4-12 P univerzális felszíni egység segítségével folyamatos szelvényekből határoztuk meg. A sűrűség és neutron porozitás értékek átmérővel és az iszapleány hatásával korrigáltak.

A táblázatban feltüntetett képződményeket három főkomponensből felépítettnek tekintettük és meghatároztuk a 67. ábrán látható L_d - ρ_b eloszlási diagram segítségével a vizsgált képződményeket összetevő főkomponensek relatív térfogatát (a táblázatban a kiszámított értékeket a c mátrix), n (összvíztartalom) és h (szennyeződés) jelű oszlopok tartalmazzák.



66. ábra. Egy nagygyeházi fúrás szelvényanyaga

1 — ellenállás; 2 — neutron porozitás; 3 — természetes gamma; 4 — L_f fékezési úthossz; 5 — ρ_b sűrűség; 6 — lyukbőség; 7 — szén; 8 — agyagos szén; 9 — mészkő; 10 — agyagos-márgás mészkő; 11 — agyagmárga

Fig. 66. Logs of a Nagygyeháza borehole

1 — resistivity; 2 — neutron porosity; 3 — gamma-ray; 4 — L_f slowing-down length; 5 — density; 6 — diameter of borehole; 7 — coal; 8 — clayey coal; 9 — limestone; 10 — limestone with clay and marl; 11 — marly clay

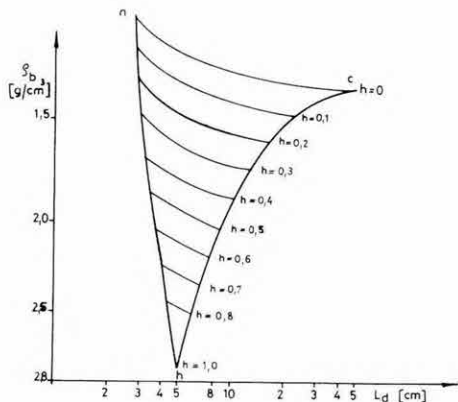
Рис. 66. Каротажные диаграммы одной из скважин на метсорожении Надьэдьхаза

1 — сопротивление; 2 — нейтронная пористость; 3 — ГК; 4 — длина замедления L_f ; 5 — плотность; 6 — диаметр скважины; 7 — уголь; 8 — глинистый уголь; 9 — известняк; 10 — глинисто-мергелистый известняк; 11 — глинистый мергель

67. ábra. L_d - ρ_d eloszlási diagram, kőszéntelepek fő komponenseinek meghatározására

Fig. 67. L_d - ρ_d crossplot to determine the main components of coal seams

Рис. 67. Диаграмма распределения L_d - ρ_d для определения основных компонент угольных пластов



| No | | ρ_b g/cm ³ | Φ_N % | L_f cm | L_a cm | Σ at cm ⁻¹ | c % | n % | h % |
|-----|----------------|-------------------------------|---------------|-------------|-------------|---------------------------------|----------|----------|----------|
| 1. | Agyagos szén | 1,60 | 40,0 | 9,0 | 6,39 | 0,007 763 | 0,5147 | 0,2440 | 0,2413 |
| 2. | Agyagos szén | 1,84 | 47,0 | 9,2 | 6,64 | 0,007 427 | 0,4622 | 0,1480 | 0,3898 |
| 3. | Szén | 1,35 | 45,0 | 9,6 | 7,37 | 0,006 578 | 0,6425 | 0,2855 | 0,0719 |
| 4. | Mészkö | 2,48 | 20,0 | 12,2 | 7,65 | 0,008 392 | 0,8462 | 0,1531 | 0,0000 |
| 5. | Agyagos mészkő | 2,10 | 44,5 | 9,0 | 4,41 | 0,012 818 | 0,2577 | 0,3489 | 0,3933 |
| 6. | Mészkö | 2,72 | 7,5 | 15,8 | 10,00 | 0,007 230 | 0,9829 | 0,0470 | 0,0000 |
| 7. | Agyagos mészkő | 2,15 | 44,5 | 9,2 | 4,65 | 0,012 280 | 0,3303 | 0,3230 | 0,2467 |
| 8. | Mészkö | 2,45 | 25,1 | 11,4 | 6,96 | 0,008 947 | 0,7577 | 0,1671 | 0,0751 |
| 9. | Mészkö | 2,67 | 7,0 | 16,2 | 10,20 | 0,007 159 | 0,9228 | 0,0438 | 0,0334 |
| 10. | Agyagos mészkő | 2,08 | 42,5 | 9,0 | 4,41 | 0,012 818 | 0,2803 | 0,3624 | 0,3573 |

III. táblázat. Karotázs szelvényanyagból számított kőzetfizikai, neutronfizikai és litológiai adatok

Table III. Petrophysical, neutron-physical and lithological parameters calculated from well logs

1 — clayey coal; 2 — clayey coal; 3 — coal; 4 — limestone; 5 — clayey limestone; 6 — limestone; 7 — clayey limestone; 8 — limestone; 9 — limestone; 10 — clayey limestone

Таблица III. Петрофизические, нейтронно-физические и литологические данные, вычисленные по каротажным диаграммам

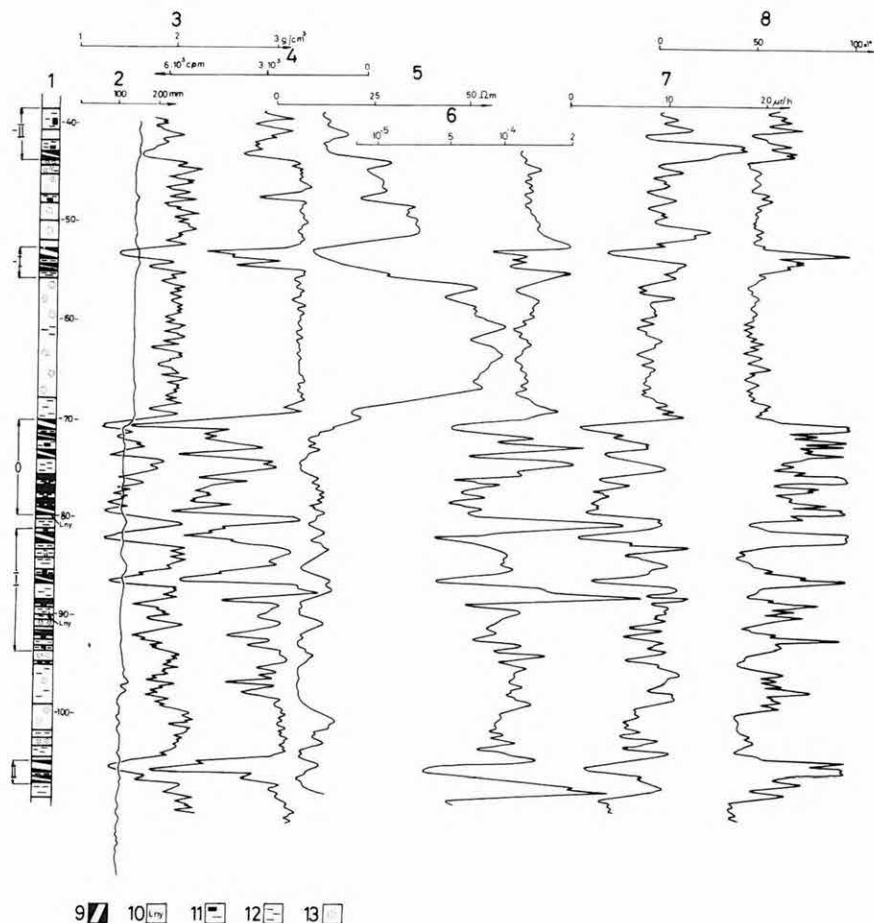
1 — глинистый уголь; 2 — глинистый уголь; 3 — уголь; 4 — известняк; 5 — глинистый известняк; 6 — известняк; 7 — глинистый известняк; 8 — известняк; 9 — известняк; 10 — глинистый известняк

2.3.2 Mágneses szuszeptibilitás mérések a kőszénkutatásban*

Az 1982-es Évi Jelentésben utaltunk rá, hogy az ELGI-ben 1979 óta folynak fúrólukbeli mágneses szuszeptibilitás (κ) mérések. Akkor egy minden hazai mérési területre kiterjedő összkép vázolása volt a célunk. A különböző kőzetekben mért értékek összefoglalását az 1982-es Évi Jelentésben, kvalitatív gyakorlati ábra formájában közöltük (147. old.). A további feladat az volt, hogy az egyes kőzetek jellemző értékeinek ismeretében értelmezést dolgozzunk ki. Azt vizsgáltuk, hogy érdemes-e a magnetit tartalmat számítani, vagy az öskörnyezettel (geokémiai környezettel) hozzuk kapcsolatba a mérés eredményét.

Az elmúlt évben a legtöbb karotázs mérés a Mátraalján található lignitterületen történt. Itt 14 fúrásban mértünk szelvényt. A visontai területen a szenes összlet meddő része lényegében egy deltaképződmény víz alatt képződött része. Az egész összlet egy paralikus széntelepszorozat. A terület jellemző szelvényeként a Vécs–35 fúrás szelvényét mutatjuk be. A rétegsorban a lignitek mellett agyagok, kőzetlisztek, homokok fordulnak elő (68. ábra). A homokok átlagos mágneses szuszeptibilitás értéke $\kappa = 1,5 \times 10^{-4}$ SI egység. Az agyagok valami-

* Ifj. Zilahi-Sebess L.



68. ábra. A Véc-s-35 sz. fúrás lyukszelvényei

1 — egyeztetett geológiai-geofizikai rétegsor; 2 — lyukbősség; 3 — sűrűség; 4 — fotoelektromos gamma; 5 — ellenállás; 6 — mágneses szuszeptibilitás; 7 — természetes gamma; 8 — neutronporozitás; 9 — lignit; 10 — lignitnyom; 11 — lignitnyomos agyag; 12 — agyag; 13 — homok

Fig. 68. Logs of the Véc-s-35 borehole

1 — collated geological (geophysical) column; 2 — diameter of the borehole; 3 — density; 4 — photoelectric gamma; 5 — resistivity; 6 — magnetic susceptibility; 7 — gamma-ray; 8 — neutron porosity; 9 — lignite; 10 — lignite trace; 11 — clay with lignite traces; 12 — clay; 13 — sand

Рис. 68. Каротажные диаграммы скважины Véc-s-35

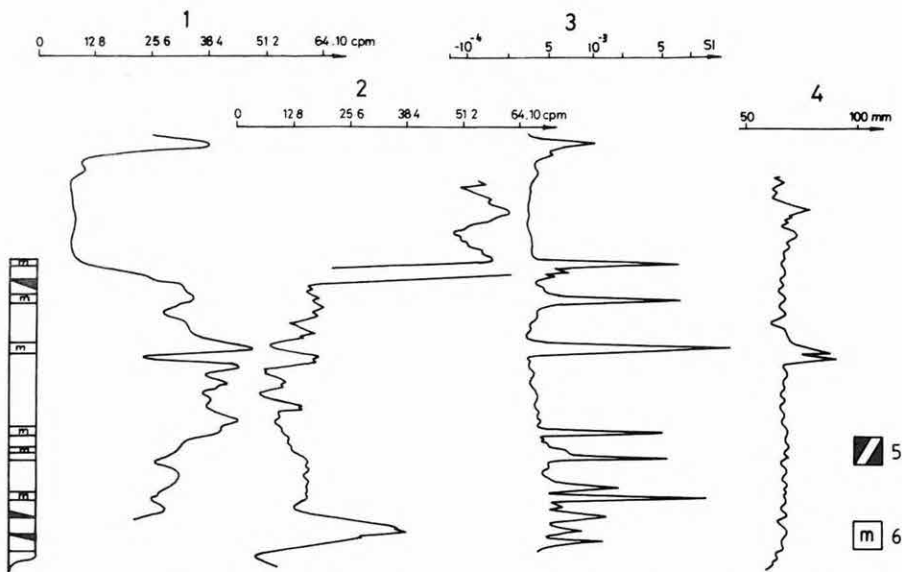
1 — сводная геолого-геофизическая колонка; 2 — диаметр скважины; 3 — плотность; 4 — фотоэлектрический ГК; 5 — сопротивление; 6 — магнитная восприимчивость; 7 — ГК; 8 — нейтронная пористость; 9 — lignit; 10 — следы лигнита; 11 — глина с следами лигнита; 12 — глина; 13 — песок

vel nagyobb $\kappa = 2 \times 10^{-4}$ SI értéket mutatnak. Általában jellemző, hogy a legnagyobb értékek agyagokhoz kapcsolódnak. Feltűnő jó korreláció van a mágneses szuszceptibilitás és a természetes-gamma szelvény között. A minimumok a lignitekhez kapcsolódnak ($\kappa = 5 \times 10^{-5}$ SI a legkisebb érték). A fedő és fekü, illetve telepen belüli szerves anyag közbetelepülések jelentkeznek a legnagyobb értékkel. Feltehető, hogy ezek a szerves, lignites agyagok analógnak vehetők a nógrádi olajjalával, ahol hasonlóak a tapasztalatok a mágneses szuszceptibilitás és a természetes-gamma szelvényel. A fúrásban a „0” telep, illetve az I. telep szinte egybefolynak, a κ mérés alapján lehet kijelölni közöttük a határt (87–88,5-ig közbetelepült agyag).

Egy másik szelvényt a komlói István aknából mutatunk be (69. ábra). A szelvényen a mágneses szuszceptibilitás maximumai a szén elmeddült szakaszaihoz kapcsolódnak. Ezekről a helyekről mintát is vettek (nem a fúrásból), amelynek a mágnesezhető része egy pirites, de főleg markazitos betelepülés, illetve ennek a fedőjében és fekjében levő palásodott szén. Ezek a szintek feltehetően szingenetikusak, mocsári képződésűek, nem utólagos elváltozást jelentenek. Ebből kiindulva lehetőség nyílik az ilyen szintek kimutatásával a telep azonosításra. Az oldalfal mintákat KT-5 típusú kézi mágneses szuszceptibilitás mérővel is megvizsgáltuk és azt tapasztaltuk, hogy a fekete palásodott szén κ értéke nagyobb, mint a markazitos részé. Az ELGI Radiológiai Osztályán végzett mintaanalízis szerint a palás szén, illetve a markazit vastartalma közel egyforma. A mágnesezhetőségbeli különbséget tehát az okozza, hogy a vas az egyik helyen FeS_2 formában van jelen, míg a másikon hematitá, ill. magnetitá alakult a kén tartalom elvesztésével.

A mérésekből arra következtethetünk, hogy a mágneses szuszceptibilitás értéket ugyan a mágnesezhető ásványtartalom alakítja ki, de nincs olyan egyértelmű összefüggés a közetfélésegek és a mágneses szuszceptibilitás között mint például, hogy a homok mágnesezhetősége $\kappa = 10^{-3}$ SI körüli, ami egyértelműen magasabb érték, mint az agyagoké. Ilyen összefüggések csak egy-egy területen belül léteznek. Ezek közé tartozik például a Maros hordalékkúpon tapasztalt szemcsenagyság- κ összefüggés is, ami valójában az ásványos összetétellel kapcsolatos. Hasonló megállapítás az is, hogy a Mátraaljai lignitterületen a κ szelvény, hasonlóan a természetes-gamma szelvényhez, agyagindikátornak tekinthető. Sokkal általánosabb összefüggés látszik azonban a lithofacies és a mágnesezhetőség között, hiszen a pannon képződményekre mindenhol érvényesnek bizonyult, hogy a homokok kis $\kappa = 5 \times 10^{-5} - 10^{-4}$ SI mágnesezhetőségűek, míg az agyagok $\kappa = 2 - 4 \times 10^{-4}$ SI mágnesezhetőségűek. Ennek egy kézenfekvő értelmezése az, hogy azonos paleokörnyezetet jelölnek ezek a képződmények és ezért jelentkeznek nagyon hasonlóan.

Általános jelenségnek bizonyult az is, hogy a szerves agyagok, széntelepnyomok, szénrétegek közbetelepülései mindig maximumértéket képviselnek a környezetükhöz képest. Ez a jelenség lehetővé teheti, hogy az egyes széntelepeket



69. ábra. Bányabeli fúrás lyukszelvényei a komlói István-akna VI. szintjéből
 1 — természetes gamma; 2 — neutron-neutron; 3 — szuszceptibilitás; 4 — lyukbőség;
 5 — szén; 6 — markazitos meddőbetelepülés

Fig. 69. Logs of an in-mine borehole of level VI, István Colliery, Komló
 1 — gamma-ray; 2 — neutron-neutron; 3 — susceptibility; 4 — caliper; 5 — coal; 6 — spoil laminae of marcasite

Рис. 69. Диаграммы каротажных измерений на горизонте VI в шахте Иштван, г. Комло

1 — ГК; 2 — ННК; 3 — восприимчивость; 4 — диаметр скважины; 5 — уголь; 6 — про-
 слойки марказитовых пород

azonosítani lehessen a meddő betelepüléseik alapján is. A közönséges agyagok mágnesezhetősége általában csekély ($\kappa = 2 \times 10^{-4}$ SI körüli), tehát a κ értéket az agyagok esetében is inkább a paleofáciessel lehet összehozni. A paleofációs tulajdonképpen a vasoxidációs állapothányadost jelenti a szuszceptibilitás mérés szempontjából. Ez azt jelenti, hogy a mágnesezhetőséget az állóvízben lerakódott üledékeknél másodlagosan képződött ásványok hordozzák, melyek keletkezésében a redox viszonyoknak van szerepük. Ezzel szemben a folyóvízi üledékeknél a lehordási terület és a vízfolyás energiája az elsődleges. Ezt tapasztaltuk a Maros hordalékkúpon mért fúrások szelvényein. Tehát folyóvízi üledékes rétegsor értékelésénél, ha meg kell állapítani az üledék származási helyét, a κ szelvény komoly segítségünkre lehet.

A κ szelvényt üledékes összetételben hasonlóan használhatjuk, mint a természetes-gamma szelvényt, mivel mindkettőt földtani korrelációkra, karotázs sztratigráfiai vizsgálatokra, illetve agyagindikátornak lehet használni. Ezek a paraméterek közvetlenül nincsenek kapcsolatban a porozitással, permeabilitással,

vagy a sűrűséggel. Hasonlóan a természetes-gamma szelvényhez, a α szelvénynek nagy jelentősége van a földtani korrelációban és a földtani fáciesek felismerésében. Ahogy egy üledékes területen végzett spektrális gamma szelvényezésnél valójában az egyes sugárzó anyag komponensek arányából levonható kvalitatív földtani információk a fontosabbak, úgy a szuszceptibilitás mérésnél sem a magnetit tényleges mennyiségére vagyunk kíváncsiak. A kvantitatív értelmezésben, hasonlóan a természetes-gamma méréshez, közvetett a szerepe, ugyanis sok területfüggő, azaz valójában fáciesfüggő korrekció van, aminek az eldöntéséhez hasznos adatokat szolgáltat. Itt például gondolunk az effektív porozitás képletek erős függésére az agyagosság típusától, vagy a szén hamutartalom meghatározására a sűrűségből, amely szintén erősen terület-, valójában fáciesfüggő.

2.3.3 Kiértékelő programrendszer*

Szénkutató fúrások karotázs értelmező rendszere

1984-ben került sor a korábbi időszakban HP gépre kifejlesztett szenes programrendszer rutinszerű gyakorlati alkalmazására. Mint újszerű szolgáltatást a visontai kutatási területen vezettük be.

A kézi értelmezés gépi értelmezéssel történő felváltásával lehetővé vált a fizikai paraméterek mélységpontról mélységpontra történő kiszámítása és megjelenítése. Ennek érdekében HP 9825 B típusú számítógépen az alábbi fázisokra bontható feldolgozást végezzük:

- karotázs szelvények digitalizálása (csak analóg szelvényeknél),
- karotázs szelvények — lyukszalagról vagy terepi kazettáról — karotázs adattárba juttatása,
- feldolgozás,
- megjelenítés.

A földtani–ipari igényeknek megfelelően a következő dokumentációk készülnek:

1. szöveges értelmezés, amely tartalmazza a fúrólukra és mérési körülményekre vonatkozó információt;
2. számítógépes plotter rajz a mért szelvényekről;
3. számítógépes plotter rajz a gépi feldolgozás eredményeiről (litológia, porozitás, sűrűség, hamutartalom, fűtőérték, nedvességtartalom, agyagosság);

* Mészáros F., Bihari A., Lach Zs., Kovács N., Bagi R., Szalai M., Karas Gy.

4. táblázat a harántolt széntelegek — beleértve a telepen belüli vékony meddőt is — jellemző fizikai paramétereinek feltüntetésével.

A fenti dokumentációt adattári elhelyezés céljából mikrofilmre is átmásoljuk.

Minicentrum

Az év folyamán megkezdtük egy COMMODORE-64 számítógépen alapuló karotázs minicentrum kiépítését is.

Az új minicentrum feladata egyrészt a kisebb mélységű fúrások karotázs mérési anyagainak interaktív feldolgozása, másrészt új eljárások kidolgozása, illetve kipróbálása. A minicentrum jelenlegi hardware egységei:

- 1 db COMMODORE-64 típ. számítógép,
- 1 db VC-1541 típusú floppy disc egység,
- 1 db SEIKOSHA gyártmányú grafikus nyomtató,
- 1 db COMMODORE kazettás magnó,
- 1 db JVC típusú TV monitor,
- 1 db ELGI gyártmányú Memodyne kazettás beadó egység.

1984-ben elkészült a „WELL” karotázs adattári rendszer. A WELL szerkezeti egy programcsomag, amely egyrészt biztosítja a karotázs mérési anyagok mágneslemezen történő tárolását, másrészt lehetővé teszi az egyes geofizikai programok számára az adatbiztosítást.

Az adattári programok gondoskodnak az adatok (fúróluk paraméterek, mért szelvények, feldolgozási eredmények) kétirányú áramlásáról a számítógép memóriája és a mágneslemez háttér memória között. Az adattári rendszer elkészülte után megkezdődött a geofizikai feldolgozó programok kidolgozása is.

Kisátmérőjű rétegdőlésmérő szonda adatfeldolgozó programrendszere

Kidolgoztuk a saját fejlesztésű, 3-karos lyukműszerünk feldolgozó programrendszerét. Alapul a korrelációs technikát választottuk a rétegek valódi dőlésszögének és dőlésirányának meghatározására. A valódi rétegdőlés számításának folyamata az alábbi négy jól elkülöníthető szakaszra bontható:

1. A dőlésmérő szonda mágnesszalagra rögzített adatainak (három mikroellenállás görbe; a mágneses tér koordinátái: h_x , h_y , h_z ; a szonda inklinációjának koordinátái: i_x , i_y ; fúrólukátmérő) számítógépbe adása.
2. A beolvasott ellenállás görbéken az azonos rétegből származó indikációk azonosítása és az összetartozó indikációk egymáshoz viszonyított mélységtolódásának meghatározása.
3. A dőlésértékek meghatározása a számított mélységtolódások, a lyukbőség és orientációs adatok alapján. A szonda koordináta rendszerében meghatározzuk a rétegek látszólagos települési síkjára merőleges normál-

vektort, majd ezt a normálvektort transzformáljuk a Föld fix koordináta-rendszerébe. A transzformált normálvektor értékeiből meghatározzuk a rétegek valódi dőlésszögét és dőlésirányát.

4. A számított eredmények megjelenítése táblázatosan és különféle rajzok formájában.

A terepi kísérleti mérési adatok feldolgozásával elvégeztük a programcsomag üzembehelyezését R-35-ös számítógépen.

2.3.4 Szénhidrogén tárolók értékelése a COMWELL–B. R./ELGI interpretációs rendszerrel*

Az OKGT Szolnoki Kőolajkutató Vállalattal együttműködve fejlesztjük a heterogén kifejlődésű szénhidrogéntelepek karotázs értékelésére szolgáló COMWELL–B. R./ELGI interpretációs rendszert. 1984-ben a munkák a bonyolult kifejlődésű agyagos-aleurites anizotrop homokkövekből és márgákból álló rétegsorokra irányultak.

A probléma lényege, hogy a homokkövekbe betelepülő agyag- és aleurit ásványi összetétele, valamint eloszlása bonyolult változatokat mutat a neogén homokkövekben; ehhez hozzájárul a pórusvizek alacsony iontartalma, ami jelentősen növeli az agyagásványok és az aleurit frakció hatásait a karotázs paraméterekre. Gyakori jelenség az, hogy a szénhidrogéntároló homokkövek fajlagos elektromos ellenállása (R_f) alig nagyobb a víztároló — de agyagot — aleurit nem tartalmazó — homokkövek ellenállásánál (R_0), különösen akkor, ha az agyagos-aleurites betelepülések finoman rétegzett impermeábilis csíkok — padok morfológiáját követik és így anizotrop kőzetkifejlődésekre vezetnek. Sokszor igen nehéz kimutatni ilyen esetekben a produktív szénhidrogének jelenlétét és nehéz megbízható víztelítettség (S_w) és szénhidrogéntelítettség (S_{hy}) adatokat kapni a karotázs szelvények analiziséből. A problémát tovább súlyosbítja az, hogy az agyag és aleurit jelentős térfogati aránya (V_{cl} , V_{sl}) arra vezet, hogy megnő a homokkő redukálhatatlan víztelítettsége (S_{wi}), és utóbbi mennyiség 0,4–0,6 értékei mellett is vízmentes szénhidrogéntermelés kapható a rétegekből.

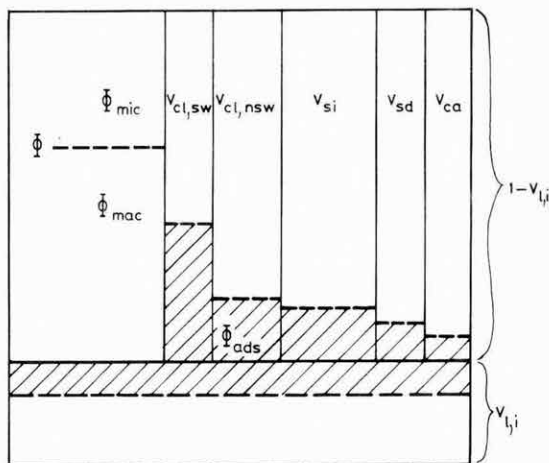
A rendszer az alábbi főbb elveket alkalmazza a probléma megoldása érdekében:

1. Az interpretációs modell figyelembe veszi a geofizikai paramétereket észrevehetően befolyásoló valamennyi kőzetkomponenst és azok geometriai eloszlásának alapvető változatait (diszperz, ill. finoman rétegzett). Ennek megfelelően a homokkő összetételének térfogati modellje a 70. ábrán látható felépítést követi.

* Barlai Z.

A modell figyelembe veszi az egyes komponensek adszorpciós víztartalmát (Φ_{ads}) is. A kőzet teljes porozitását (Φ_t) az effektív és az adszorpciós porozitás összege képezi.

2. Az interpretációs rendszer sokváltozós válaszfüggvényeket alkalmaz — a sok-komponensű kőzetösszetételnek megfelelően — a karotázs paraméterek leírására.



70. ábra. A homokkövek térfogati összetétele az interpretációs modellben

$V_{l,i}$ — finoman rétegzett impermeábilis agyagos-aleurites betelepülések; $1 - V_{l,i}$ — permeábilis betelepülések, amelyek építőelemei az alábbiak: $V_{cl,sw}$ — duzzadó agyagok, $V_{cl,nsw}$ — nem duzzadó agyagok, V_{si} — aleurit, V_{sd} — homok, V_{ca} — karbonát, Φ — effektív porozitás, Φ_{mac} — Φ makro-komponense ($3 \cdot 10^{-3}$ mm pórusátmérő felett), Φ_{mic} — Φ mikro-komponense, Φ_{ads} — adszorpciós porozitás

Fig. 70. Volume composition of the sandstone of the interpretation model

$V_{l,i}$ — impermeable shale laminae; $1 - V_{l,i}$ — permeable interbeddings, consisting of, $V_{cl,sw}$ — swelling clays, $V_{cl,nsw}$ — non-swelling clays, V_{si} — silt, V_{sd} — sand, V_{ca} — carbonate. Φ — effective porosity, Φ_{mac} — effective macro porosity (above pore diameter of $3 \cdot 10^{-3}$ mm), Φ_{mic} — effective micro porosity, Φ_{ads} — adsorption water porosity

Рис. 70. Объемный состав песчаника интерпретационной модели

$V_{l,i}$ — тонкослоистые непроницаемые глинисто-алевритовые прослойки; $1 - V_{l,i}$ — проницаемые прослойки, слагаемые следующими элементами: $V_{cl,sw}$ — вспученная глина, $V_{cl,nsw}$ — невспученная глина, V_{si} — алеврит, V_{sd} — песок, V_{ca} — карбонат. Φ — эффективная пористость; Φ_{mac} — макро-составляющая Φ (свыше диаметра поры $3 \cdot 10^{-3}$ мм), Φ_{mic} — микро-составляющая Φ , Φ_{ad} — пористость адсорбционной воды

Így például a fajlagos kőzetellenállás válaszfüggvénye:

$$\frac{1}{R_t} = \frac{V_{l,i}}{R_{l,i}} + \frac{1 - V_{l,i}}{R_s},$$

ahol $R_{l,i}$ az impermeábilis csíkok–padok fajlagos ellenállása, R_s pedig a permeábilis lamellák ellenállása:

$$R_s = \frac{R_w}{\Phi^m} \frac{1 + L}{(S_w + L)^2}.$$

Itt L az úgynevezett litológiai ható, amelyik központi szerepet tölt be a COMWELL–B. R./ELGI rendszerben, mivel e mennyiség veszi figyelembe az agyagok és aleuritek hatását:

$$L = \left(\frac{V_{cl,sw}}{R_{cl,sw}} + \frac{V_{cl,ns}}{R_{cl,ns}} + \frac{V_{si}}{R_{si}} + \frac{V_{sd}}{R_{sd}} + \frac{V_{ca}}{R_{ca}} \right) \frac{R_w}{\Phi}.$$

E képletben R_w a pórusvíz fajlagos ellenállása, a többi R mennyiség pedig az indexben jelölt kőzetkomponens makrofizikai fajlagos ellenállása. Neogén homokköveinkben a relatív makroszkópos ellenállások az alábbiak:

$$\frac{R_{cl,sw}}{R_w} = 0,4; \quad \frac{R_{cl,ns}}{R_w} = 2; \quad \frac{R_{si}}{R_w} = 5; \quad \frac{R_{sd}}{R_w} = \frac{R_{ca}}{R_w} = 50.$$

Hasonlóan konstruálhatjuk meg az akusztikus kompressziós hullámok terjedési idejének válaszfüggvényét is.

3. A COMWELL–B. R./ELGI rendszer hibrid módon alkalmaz determinisztikus és statisztikus értelmezési program-modulokat az értelmezés effektivitásának növelése érdekében. Megjegyezzük, hogy a statisztikus moduloknál a bemeneti paraméterek és a matematikai kényszerfeltételek együttes számossága nagyobb a kimeneti paraméterek számosságánál; ugyanakkor a determinisztikus moduloknál e számosságok megegyeznek egymással.
4. A rendszer speciális kalibrációkat alkalmaz az interpretációs folyamatban; a kalibrációk az input paraméterek cross-plot analízisével kezdődnek és közbenső paraméterek (pl. specifikus geofizikai hatók) statisztikus optimalizálásával folytatódnak; ha lehetőség van rá, akkor fűrt magokon mért laboratóriumi jellemzők adathalmazait is bevonja egyes interpretációs mennyiségek reprezentatív értékeinek optimalizálásába.
5. A rendszer nagy figyelmet fordít a telítettség meghatározására: a víztelítettség szokásos abszolút módszerrel történő meghatározása mellett többszörös komparációs eljárást is alkalmaz, melynek keretében a vizsgált hely geofizikai paramétereit összehasonlítja olyan, ún. referenciahelyek geofizikai paramétereivel, ahol a víztelítettség — más információforrásból — viszonylag nagy pontossággal ismert.

6. A COMWELL–B. R./ELGI interpretációs rendszer az output paraméterek széles választékát határozza meg annak érdekében, hogy minél több kvantitatív információ álljon a felhasználó geológusok és mérnökök rendelkezésére a szénhidrogénkészletek becsléséhez az egyes tárolószakaszok ipari értékének minősítéséhez a rétegvizsgálati és tárolóművelési tervek készítésekor, később a mező leművelésének technológiai irányításához. Az output paraméterek között természetesen ott vannak a kőzetösszetevő komponensek térfogati frakciói és a telítettségek, emellett hidraulikai jellemzők, pl. permeabilitás, fajlagos pórusfelület és kapilláris jellemzők is szerepelnek. Például az adszorpciós vízzel töltött porozitáskomponens meghatározására használt formula:

$$\Phi_{ads} = L\Phi \frac{R_{ads}}{R_w};$$

ahol R_{ads} az adszorpciós vízburkok fajlagos elektromos ellenállása; megjegyezzük, hogy neogén homokkőrétegeinkben $R_{ads}/R_w = 1/8$ és $1/12,5$ határok között változik.

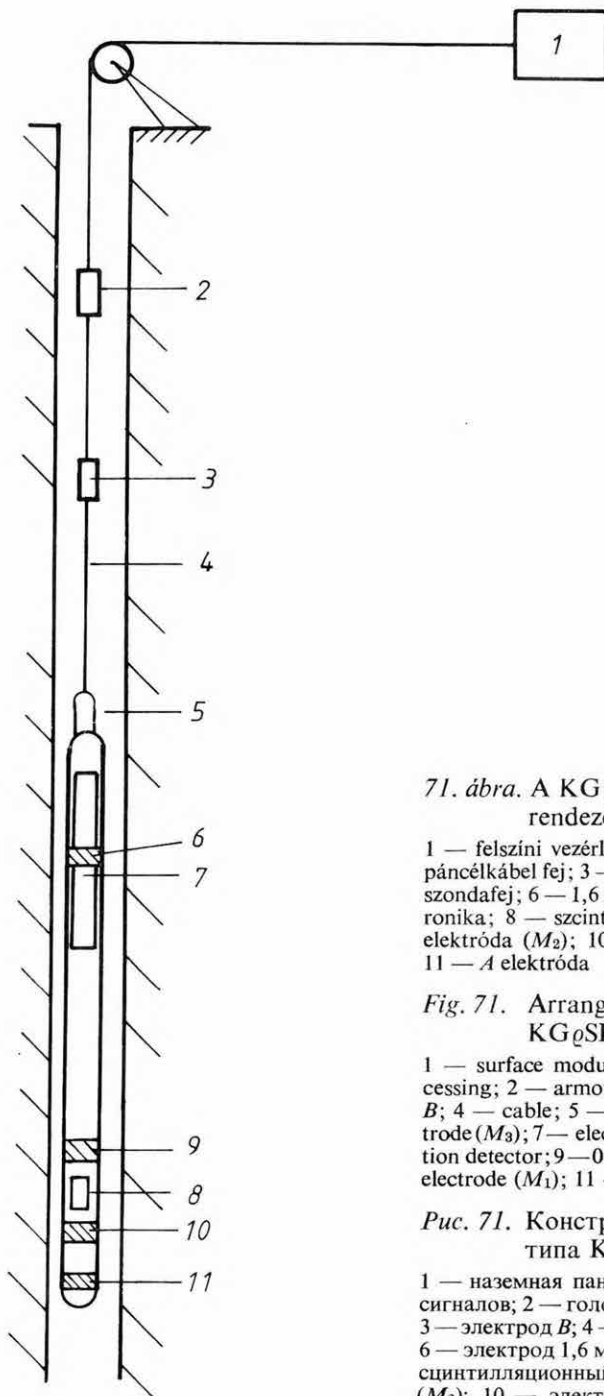
A COMWELL–B. R./ELGI interpretáció továbbfejlesztése során igyekszünk az összes jövőbeni karotázs paraméterek információit bevonni a rendszerbe és azt kiterjeszteni egyre több tárolókőzet változatra.

2.3.5 Nukleáris műszerfejlesztés*

A szilárdásvány- és vízkutatás céljára egy új szondatípust fejlesztettünk ki. A KG₀SP–3–80–43sY típusú 43 mm átmérőjű szonda I éren impulzusüzemben működik és alkalmas egyidejűleg 0,1 m + 0,4 m-es potenciál és természetes gamma, illetve átkapcsolás után 1,6 m gradiens + SP és természetes gamma szelvényezésre, egyetlen húzással három fontos karotázs alapszelvény felvételére.

A szondával végzett mérés elve a 71. ábrán látható. A szigetelő anyagból készült szondaházra az elektródák gyűrűszerűen vannak ráépítve. A szondaházban levő elektronika az ellenállás, SP, illetve természetes-gamma detektorok jeleit feldolgozza, illetve ezen adatokat három különböző amplitúdójú impulzus formájában a páncélkábel egy erén továbbítja. A természetes gamma csatorna detektorának vonatkoztatási pontját a 0,4 m-es potenciál elektróda vonatkoztatási pontjában helyeztük el, ezáltal a természetes-gamma szelvény alapján az elektromos szelvények közös mélységpontra rendezése lényegesen egyszerűsödik.

* Szentpály M. Korodi G., Nagy M.



71. ábra. A $KG_{\rho}SP-3-80-43sY$ szonda elrendezési vázlatja

1 — felszíni vezérlő és jelfeldolgozó egység; 2 — páncélkábel fej; 3 — B elektróda; 4 — kábel; 5 — szondafej; 6 — 1,6 m-es elektróda (M_3); 7 — elektronika; 8 — szcintillációs detektor; 9 — 0,4 m-es elektróda (M_2); 10 — 0,1 m-es elektróda (M_1); 11 — A elektróda

Fig. 71. Arrangement of the sonde type $KG_{\rho}SP-3-80-43sY$

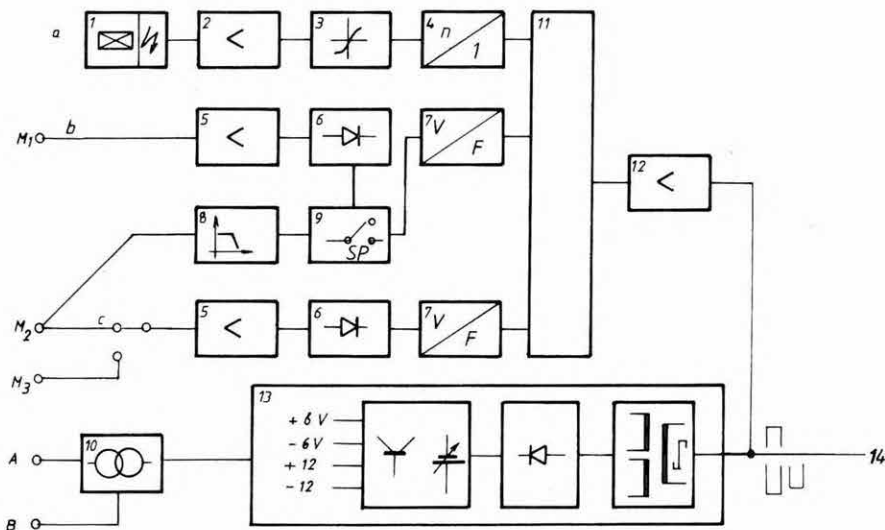
1 — surface module for control and signal processing; 2 — armoured cable head; 3 — electrode B ; 4 — cable; 5 — sonde head; 6 — 1.6 m electrode (M_3); 7 — electronic cartridge; 8 — scintillation detector; 9 — 0.4 m electrode (M_2); 10 — 0.1 m electrode (M_1); 11 — electrode A

Рис. 71. Конструкционная схема зонда типа $KG_{\rho}SP-3-80-43sY$

1 — наземная панель управления и обработки сигналов; 2 — головка бронированного кабеля; 3 — электрод B ; 4 — кабель; 5 — головка зонда; 6 — электрод 1,6 м (M_3); 7 — электроника; 8 — сцинтилляционный детектор; 9 — электрод 0,4 м (M_2); 10 — электрод 0,1 м (M_1); 11 — электрод A

A szonda elektronika blokkvázlata a 72. ábrán látható. A természetes-gamma sugárzást NaI (Tl) kristályra montírozott fotoelektron-sokszorozó érzékeli, a potenciál mérést áramgenerátor, illetve mérőerősítők végzik, ez utóbbiak jelét feszültség-frekvencia konverter dolgozza fel. A három csatorna kimenő impulzusainak felszínre juttatásáról egy kóderfokozat gondoskodik, mely léptető-regiszteres-tárolós rendszerű, így az impulzustovábbítás *koincidenciamentes*.

Az elektronikát CMOS technológiájú integrált áramkörökből és nagy stabilitású passzív elemekből építettük fel.



72. ábra. A $KG_{\varrho}SP-3-80-43sY$ szonda elektronikájának blokkvázlata

a — természetes gamma csatorna; b — 0,1 m potenciál csatorna és spontán potenciál csatorna; c — 0,4 m–1,6 m potenciál csatorna; 1 — detektor; 2 — nukleáris erősítő; 3 — komparátor; 4 — impulzusszám osztó; 5 — mérőerősítő; 6 — szinkron egyenirányító; 7 — feszültség-frekvencia konverter; 8 — szűrő; 9 — üzemmódkapcsoló; 10 — áramgenerátor; 11 — impulzuskódoló egység; 12 — végerősítő; 13 — tápegység; 14 — karotázs kábel

Fig. 72. Electronic blockdiagram of the sonde type $KG_{\varrho}SP-3-80-43sY$

a — gamma-ray channel; b — 0.1 m potential channel and SP channel; c — 0.4 m–1.6 m potential channel; 1 — detector; 2 — nuclear amplifier; 3 — comparator; 4 — pulse divider; 5 — measuring amplifier; 6 — synchronous rectifier; 7 — voltage-frequency converter; 8 — filter; 9 — mode switch; 10 — current generator; 11 — pulse encoder; 12 — final amplifier; 13 — supply unit; 14 — logging cable

Рис. 72. Электронная блок-схема зонда типа $KG_{\varrho}SP-3-80-43sY$

a — канал ГК; б — канал потенциала и СП; с — канал потенциала 0,4 м–1,6 м; 1 — детектор; 2 — ядерный усилитель; 3 — компаратор; 4 — делитель импульсов; 5 — измерительный усилитель; 6 — синхронный выпрямитель; 7 — преобразователь напряжения в частоту; 8 — фильтр; 9 — переключатель режимов работы; 10 — генератор тока; 11 — устройство для кодирования импульсов; 12 — конечный усилитель; 13 — источник питания; 14 — каротажный кабель

A szonda műszaki adatai:

Detektorok:

| | |
|----------------------------|---|
| Természetes-gamma csatorna | NaI (TI) 24×70 mm + FEU-102 fotoelektronsokszorozó |
| Ellenálláscsatornák: | A szondatorzszón elhelyezett KO36-os elektrodagyűrűk |

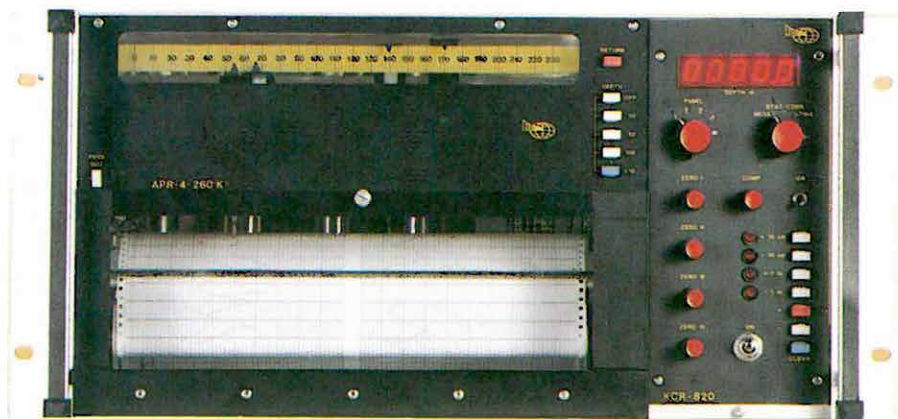
Mérési jellemzők:

| | |
|--------------------------------------|--|
| Természetes-gamma csatorna | |
| méréshatár | 0–2000 μ R/h |
| Holtidő | 2–3 μ s |
| Ellenállás mérés határ | |
| 0,1 m, 0,4 m potenciál | 2–2000 Ω m (a felszínről átkapcsolhatóan) |
| 1,6 m gradiens | 10–10 000 Ω m |
| SP mérés határ | –0,5–+2 V |
| Tápáram | 80 mA \pm 2% (a felszínen stabilizálva) |
| Tápfeszültség | 35 V DC |
| Nyomásállóság | 15 MPa |
| Méreték (szerelt műanyag szondatest) | |
| átmérő | 43 mm |
| hossz | kb. 2300 mm |
| tömeg | kb. 15 kg |
| Hőállóság | 0–80 °C |
| Alkalmazható karotázs kábel | hurokellenállása kisebb, mint 100 Ω , két ér közötti kapacitása kisebb, mint 0,75 μ F |

2.3.6 Expressz analízis MTA 1527–2000 ipari gyorslemez automatával*

Az elmúlt évek fejlesztési eredményei alapján kialakított MTA 1527–2000 típusú Ipari Gyorselemző Automatát alkalmassá tettük ipari célfeladatok megoldásán túl általános geofizikai expressz elemanalitikai igények kielégítésére. A kifejlesztett aktivációs analitikai egységben a SiO₂ és Al₂O₃ komponensek meghatározásán túl megoldottuk az MnO meghatározását is új típusú mérésvezérlő rendszerrel. A szilícium, alumínium és mangán, valamint a kőzetben található egyéb zavaró komponensek nukleáris paramétereit figyelembevéve a minták olyan optimális besugárzási és mérési körülmények közé kerülnek, amelyben a felsorolt komponensek keletkező radioizotópjai nagy stabilitású

* Renner J., Siklós A.



73. ábra. Az APR-4-260K regisztráló homloknézete

Fig. 73. Front view of the recorder type APR-4-260K

Рис. 73. Вид лицевой стороны регистратора APR-4-260K

GM számlálócsövekkel vizsgálhatók. A mérőrendszer megfelelő közetetalonokkal történő hitelesítése után a mágneslemezen rögzített software programokkal a fenti komponensek kvantitatív értékeit a beépített mikroszámitógép meghatározza és nyomtatott formában rögzíti.

Az MTA 1527–2000 berendezés röntgenradiometriás mérőegységében proporcionális detektorokkal energiaszelektív méréstechnikát alkalmazunk. A vizsgálni kívánt komponenseknek az energiaspektrumból történő kiválasztását differenciál szűrők, valamint elektronikus differenciál diszkriminátorok együttes alkalmazásával oldottuk meg a komponensek atomfizikai paramétereinek optimalizálásával. Ily módon a geofizikai igények figyelembevételével a Fe, Mn, Cu, Ni meghatározását oldottuk meg.

Az NAA és XRF mérési metodikát egyesítő MTA 1527–2000 berendezésben a teljes mérési folyamat (mintaváltás, mintamozgatás, mechanikus szűrők cseréje, elektronikus paraméterek megváltoztatása) automatikusan, emberi beavatkozás nélkül játszódik le. A mérési eredmények kiértékelése a berendezés adatgyűjtő csatornáival on-line üzemben működő beépített kisszámitógép segítségével történik.

A kifejlesztett berendezés UAZ gépkocsiba épített mobil változatában terepi elemanalízisre alkalmas. A gépkocsiba kerül a teljes mintaelőkészítő berendezés és az MTA 1527–2000 mérőrendszer. A gépkocsihoz csatlakoztatott speciális utánfutó hordozza az aktiváló egységet. A rendszer áramellátását hálózattól független aggregátor biztosítja. A terepi kutatás színhelyén a megérkezéstől számított 30 percen belül a terepi elemanalitikai laboratórium mérési eredményeket szolgáltat.

2.3.7 Karotázs direktíró regisztráló*

A korszerű karotázs berendezések igényeire fejlesztettük ki az APR–4–260K négycsatornás regisztrálót (73. ábra).

A regisztráló mechanikus szerkezetét a korábban kidolgozott regisztrálók tapasztalatai alapján fejlesztettük ki. A műszer kompenzográf elven működik, négy analóg mérőcsatornával és két segédcatornával rendelkezik (74. ábra). Az analóg csatornák írásszélessége max. 230 mm. A négy csatorna négy különböző színű írótolal a teljes írásszélességre kiteríthető. Az írásmezőn kívül, a jobboldali sávban két segédcatornával mélység- és időjel rögzíthető. A papírtovábbítás előre-hátra irányban lehetséges 0–5 mm/s sebességgel, a meghajtó léptetőmotor vezérlésének megfelelően. A regisztráló papírtovábbítása 1:20-tól 1:100 mélységléptékben beállítható.

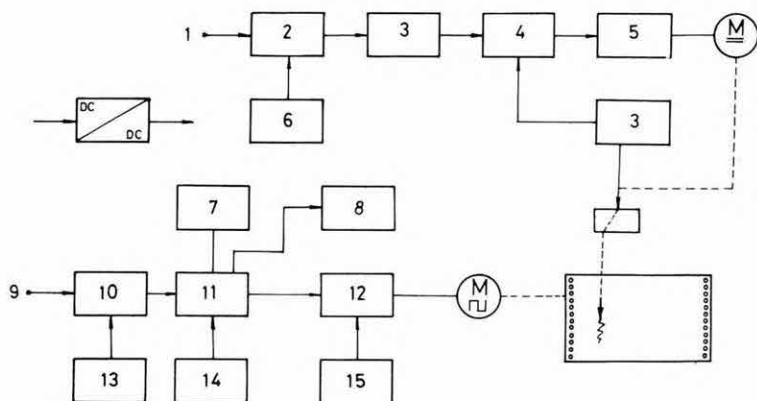
A mérőszonda helyzete egy 5 számjegyes mélységszám kijelzőn olvasható le, 10 cm-es pontossággal. A regisztráló egység szerves része a KFC–4–12 típusú

* Flessler N., Kántor J., Koronhály L.

műveleti egység, amely a méréskiválasztáson kívül tartalmaz egy félautomatikus mélységkorrekciós áramkört, kábelsebességmérő egységet, valamint egy kompenzáló áramkört. Lehetőség van a szonda kezdőmélységének beállítására, a mélységzámkielző előre-, illetve visszapörgetésével. A regisztráló időtengelyes meghajtással stacionárius mérésekre is alkalmas.

Főbb műszaki adatok :

| | |
|-------------------------|--|
| Csatornák száma | 4 + 2 segédcsatorna |
| Csatornák érzékenysége | 100 mV/10 cm |
| Papírtovábbítási lépték | 10:20, 1:50, 1:100 1:200, 1:500, 1:1000 |
| Mélységmarker | kézi |
| Időmarker | 10 s vagy 1 min |
| Tápfeszültség | 12 V DC |
| Áramfelvétel | max. 5 A |
| Méret | 19" rendszer 5E (KONTASET) |



74. ábra. Az APR-4-260K direktíró regisztráló elektronikus bloksémája

1 — analóg bemenet; 2 — előerősítő; 3 — illesztő; 4 — összegző; 5 — meghajtó; 6 — kompenzáló; 7 — mélységmérő és kijelző; 8 — kábelsebesség mérő; 9 — impulzus bemenet; 10 — jelfeldolgozó; 11 — jelösszegző és átalakító; 12 — léptetőmotor meghajtó; 13 — korrekciós áramkör; 14 — oszcillátor; 15 — léptékváltó kapcsoló

Fig. 74. Electronic blockdiagram of the pen recorder type APR-4-260K

1 — analog input; 2 — preamplifier; 3 — interface; 4 — adder; 5 — driving unit; 6 — compensator; 7 — depth indicator; 8 — cable movement velocity measuring unit; 9 — pulse input; 10 — signal processor; 11 — signal adder and converter; 12 — stepping motor drive; 13 — correction circuit; 14 — oscillator; 15 — scale changing switch

Рис. 74. Электронная блок-схема самопишущего регистратора APR-4-260K

1 — аналоговый вход; 2 — предусилитель; 3 — устройство сопряжения; 4 — сумматор; 5 — привод; 6 — компенсатор; 7 — индикатор глубины; 8 — измеритель скорости движения кабеля; 9 — импульсный вход; 10 — устройство для обработки сигналов; 11 — накопитель сигналов и преобразователь; 12 — управление шаговым двигателем; 13 — схема введения поправки; 14 — осциллятор; 15 — выбор масштаба

2.3.8 Geofizikai műszerekben végzett mechanikai fejlesztések*

Szondatechnikák

A korszerű nyersanyagkutatás követelményeihez karotázs szondakonstrukciókat alakítottunk ki. A fúrólukák átmérőjének mérésére több más fizikai paraméter együttes mérésével kombinálva egy szondacsalád mechanikai rendszerét fejlesztettük ki 36, 43, 60, 76 és 86 mm átmérőben. A rendszer lényege az, hogy a szonda mérőkarjait motoros működtetésű szerkezettel szorítjuk a lyukfalhoz.

Legújabb fejlesztési eredményünk a 60 mm-es átmérőjű rétegdőlésmérő szonda, amely a karotázs méréseknél alkalmazott legbonyolultabb technológiát igénylő lyukműszer. Különös gondot fordítottunk a papucs kialakítására, amely a szonda mérési pontosságát döntően befolyásolja. Az elektródák szigetelésére olyan műanyagot fejlesztettünk ki, amely rendkívül kopásálló, nagy szilárdságú magas hőmérsékleten is. Az iszaptérben levő elektromos vezetékek csatlakozásához miniatürizált érbevezető csatlakozót fejlesztettünk ki.

* Cséri D., Kengyel M., Szalai J.

3 FÖLDFIZIKAI KUTATÁS

A Tihanyi Obszervatórium folyamatosan ellátta a mágneses térerősség komponensek relatív változásának regisztrálásával és abszolút szintjének rendszeres meghatározásával kapcsolatos feladatokat, a regisztrátumokból nyert adatokat továbbította a hazai felhasználóknak és a nemzetközi adatgyűjtő központoknak.

Az abszolút méréseken alapuló, előzetes éves átlagértékek Tihanyban, az 1984,5 epochára:

$$\begin{aligned} D &= 1^\circ 26,0' \\ H &= 21\,460 \text{ nT} \\ F &= 47\,421 \text{ nT} \\ Z &= 42\,290 \text{ nT} \end{aligned}$$

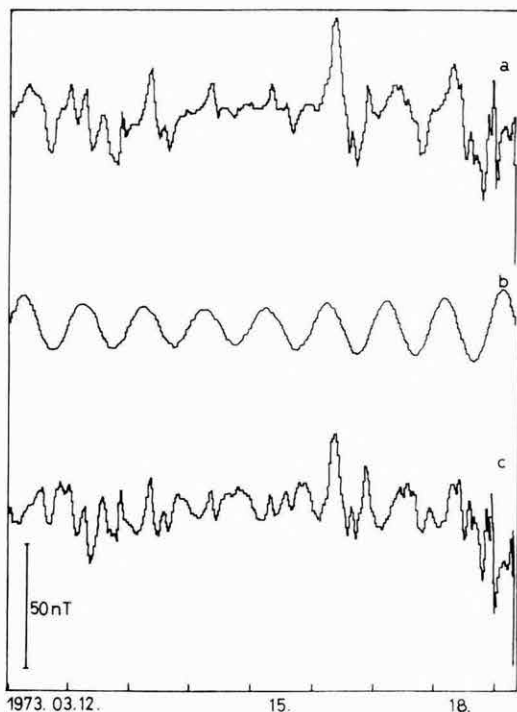
A Tihanyi Obszervatórium földmágneses szintjének ellenőrzése céljából összehasonlító méréseket végeztünk a nemzetközi hálózat több állomásán, így az MTA GGKI Nagycenki Obszervatóriumában, a Hurbanovo-i (Ógyalla, Csehszlovákia) és a Grocka-i (Jugoszlávia) Obszervatóriumban. Tihanyban mérték a Nagycenki, a Grocka-i és a Rude Skov-i (Dánia) Obszervatórium munkatársai — utóbbiak IAGA standard műszerekkel, az obszervatóriumi hálózatot ellenőrző IAGA program keretében.

A tihanyi bázis szintjére vonatkozó deklináció (D), horizontális és totális intenzitás (H, F) méréseink a pontossági követelményeken belül egyeztek a IAGA műszerparkkal mért értékekkel.

Az obszervatóriumi órátlag adatsorok áttekintő vizsgálata keretében a tihanyi CBM-64 mikrogépre néhány napos időablakra még elfogadható futásidővel működő DFT program és lyukszűrést megvalósító rekurzív algoritmus készült, melyekkel napra kész órátlag feldolgozás alapján folyamatos jelenség elemzés és S_q követés valósítható meg (75. ábra).

Alkalmaztuk az S_q szűrést a tihanyi H intenzitás adatsorok és a helyi whistler vételekből meghatározott plazmaszférabeli elektronsűrűségek ismételt összetetésében: a Tarcsay György (ELTE, 1981) feldolgozásában kijelölt töltődési

* Hegyegi L., Körmendi A., Lomniczi T., Szabó Z.



75. ábra. S_q leválasztása lyukszűrővel

a) nyers H óraátlag menet; b) S_q menet; c) szűrt adatsor mágneseSEN nyugodt napokat követő háborgás időszakában, Tihanyban

Fig. 75. Separation of S_q by a notch filter

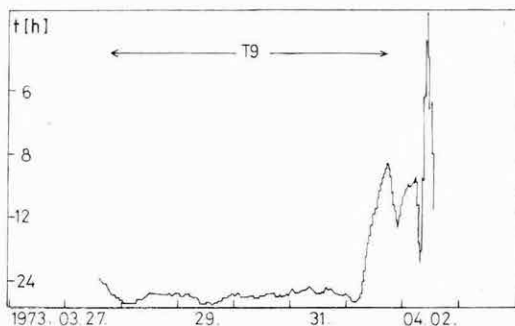
a) plot of raw hourly means of H ; b) S_q variation; c) filtered time series for a disturbed period following magnetically quiet days, at Tihany

Рис. 75. Отделение S_q при помощи фильтра-пробки

a) ход сырых среднечасовых значений H ; b) ход S_q ; c) отфильтрованный ряд данных за период возмущений после магнетически спокойных дней в Тиханьской обсерватории

folymatok többségénél a szűrt adatsorból becsült domináns frekvenciák szoros korrelációban követik a fluxus változásokat (76. ábra).

A Tihanyi Obszervatórium számára a Budapesti Műszaki Egyetem Mikrohullámú Híradástechnikai Tanszékével közösen automatikus digitális VLF jel felismerő és analízáló berendezést (FULGUR) készítettünk. A műszer a bemenetére kapcsolt antennáról automatikusan detektálja a whistlereket, majd pedig meghatározza a whistler görbét jellemző $f-t$ értékpárokat, és azokat rögzíti a berendezéshez kapcsolt digitális magnetofonon.



76. ábra. Jellegzetes pillanatnyi frekvencia menet, periódusidőben mérve, plazmaszféra töltődési ciklusra (a T9 végződésével kijelölt fluxus visszafordulás egybeesik a K számokból követhető viharkezdetet megelőző domináns frekvencia-csúccsal)

Fig. 76. Typical instantaneous frequency diagram, in period time for a charging cycle of the plasmasphere (the flux reversal marked off by the termination of T9 coincides with the dominant frequency peak preceding the onset a of storm inferred from K numbers)

Рис. 76. Характерный ход мгновенных частот выраженный в периодах, для цикла зарядки плазмосферы (возвращение потока, намеченное окончанием T9, совпадает с пиком преобладающей частоты, предшествующим прослеживаемому по числам К началу бури)

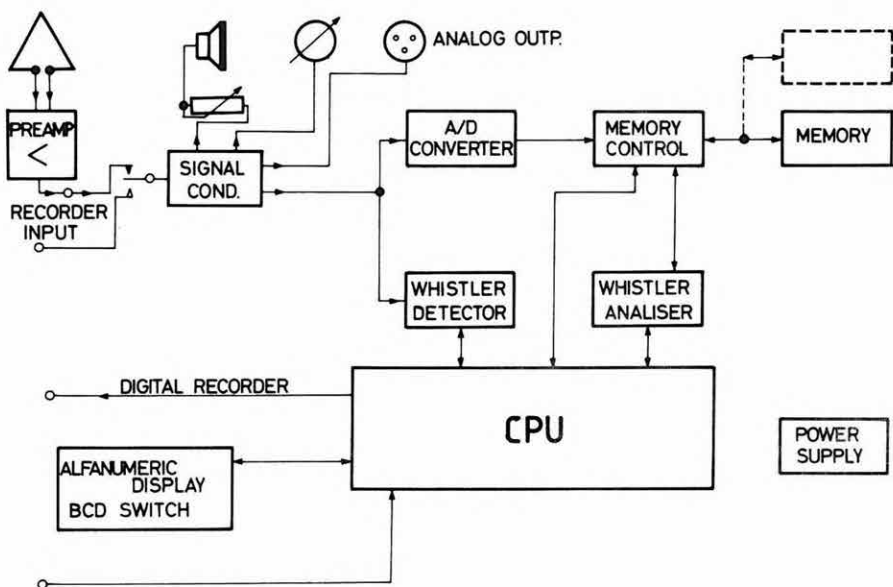
A FULGUR felépítését tekintve négy lényeges egységre különíthető el (77. ábra):

- bemeneti áramkörök, amelyek az antennáról érkező 1–16 kHz tartományú, kis amplitúdójú jelek megfelelő erősítését és digitális konverzióját végzik;
- memória, amely blokkonként két másodpercnyi digitalizált jelet képes egyszerre tárolni;
- digitális jelfelismerő, amely a FULGUR-ba előzetesen betáplált, valamint a beérkező jel korrelálásával megállapítja a whistler beérkezésének tényét és időpontját;
- analízátor, amely a memóriában tárolt whistler $f-t$ értékpárjait meghatározza.

A készülék működése a következő: az antennáról beérkező jelből az A/D konverter folyamatosan veszi a mintákat. A digitális információ egy memóriablokkba töltődik. A memória kapacitása olyan, hogy két másodpercnyi információ fér el benne. Ez mindig az utolsó két másodperc. A felismerő folyamatosan vizsgálja a beérkező jelet. Ha whistlert jelez, a memóriablokk töltése auto-

matikusan lezáródik, és megkezdődik egy másik blokknak a töltése. Ezzel egyidőben megindul a tárolt információ feldolgozása is. Az analízis végén nyert $f-t$ értékpárok az azonosításra szolgáló egyéb információkkal együtt mágneszalagra íródnak.

A berendezés az antennáról lekapcsolva off-line üzemmódban is használható, korábban analóg formában rögzített és archivált felvételek feldolgozására.



77. ábra. Automatikus digitális whistler vevő rendszer (FULGUR) blokkvázlata

Fig. 77. Block-diagram of the automatic digital whistler receiver system (FULGUR)

Рис. 77. Блок-схема цифровой системы для автоматического приема свистящих атмосфериков (FULGUR)

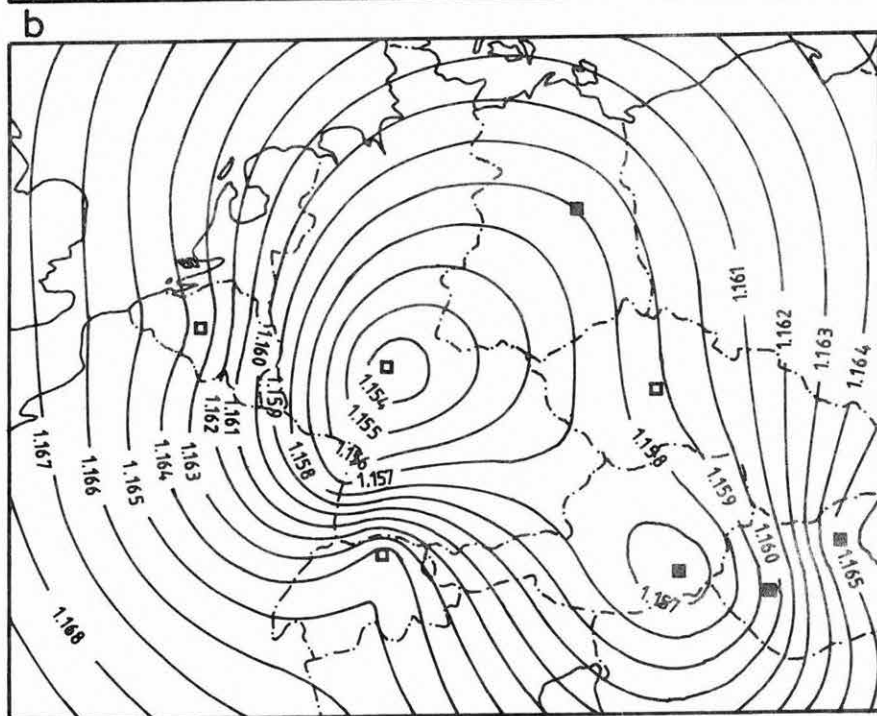
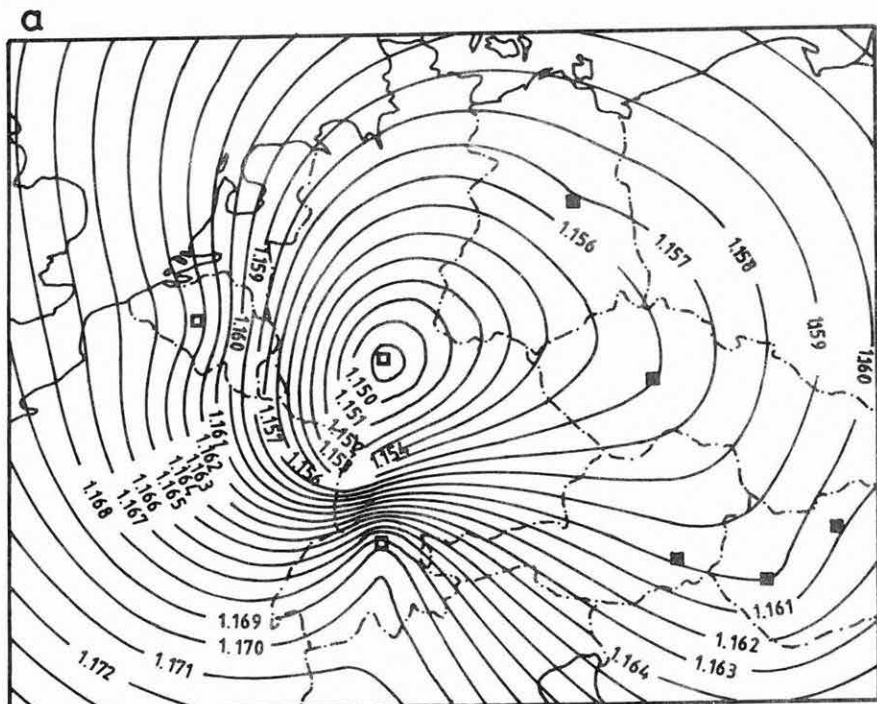
Geodinamikai jelenségek megfigyelése és feldolgoása

Az elmúlt évek során az ELGI regisztráló graviméterével (BN-07) Európa különböző országaiban, illetve Magyarországon összesen 11 állomáson végeztünk gravitációs földárapály megfigyeléseket. Az eredmények a *IV. táblázatban* láthatók. Az óceáni árapály hatással javított amplitúdóhányadosok lehetőséget adnak a geofizikai értelmezésre:

- megállapítható, hogy megfigyelési eredményeink igen jó egyezést mutatnak Molodensky II. modelljével [MOLODESKY, KRAMER 1961] (az amplitúdóhányados értéke nála 1,164) és jelentős mértékben eltérnek Wahr elméleti számítási eredményeitől, aki szerint a statikus rugalmas földárapály 1,152 amplitúdóhányados értékkel jellemezhető [WAHR 1981];
- az amplitúdóhányadosok területi eloszlásának vizsgálatára még nem áll rendelkezésre elegendő megfigyelési anyag. A legmegbízhatóbbnak tekintett megfigyelésekből (Potsdam, Pecný, Tihany, Graz, Budapest) nyert amplitúdóhányadosok területi eloszlása homogén képet mutat, ezek jól megegyeznek a Nyugat-Európában kapott eredményekkel (Strasbourg, Bruxelles, Zürich). Csak a Frankfurtban végzett észlelések amplitúdóhányadosai mutatnak eltérő értéket, ami bizonyos mértékig meglepő, hiszen itt a világ jelenleg legjobbnak tartott műszereivel végeztek méréseket (*78. ábra*);
- a Föld cseppfolyós magja által keltett rezonancia hatás a megfigyelési eredményeinkből egyértelműen kimutatható. Ezt a *79. ábra* hivatott szemléltetni, amelyen az ELGI műszerével nyert eredményeket más szerzők eredményeivel hasonlítottuk össze. Az esetleges műszerkalibrációs hibák hatásának kizárása érdekében a mag-rezonancia görbéje relatív értéként van feltüntetve (a rezonancia által nem befolyásolt O_1 jelű hullám amplitúdóhányadosa szolgál egységként).

A Föld gravitációs árapályát 1982 óta a Mátyás-hegyi barlangban levő állomáson regisztráljuk. Már több mint 3 éves folyamatos megfigyelési sorozat áll

* Varga P.



78. ábra. Gravitációs földárpályá amplitúdóhányadosok területi eloszlása Közép-Európában

a) O_1 hullám;

b) M_2 hullám;

fekete négyzet — ELGI megfigyelése; üres négyzet — más intézmények megfigyelései

Fig. 78. The areal distribution of amplitude factors of gravity Earth tides in Central Europe

a) wave O_1 ;

b) wave M_2 ;

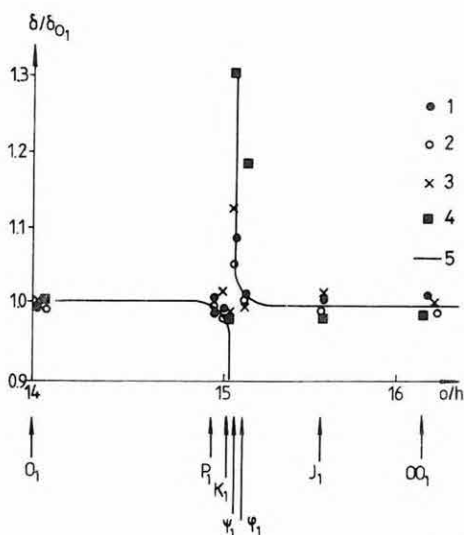
black square — observations by ELGI; empty square — observations by other institutions

Рис. 78. Площадное распределение отношений амплитуд гравитационных земных приливов в Средней Европе

a) волна O_1 ;

b) волна M_2 ;

черный квадрат — наблюдения ЭЛГИ; пустой квадрат — наблюдения других организаций



79. ábra. A Föld cseppfolyós magja által keltett rezonancia hatás

1 — Nemzetközi Földárpályá Központ (ICET) eredményei [MELCHIOR 1980]; 2 — csehszlovák eredmények Pecnýből [SIMON 1979]; 3 — Strasbourgban kapott eredmények [ABOURS-LECOLAZET 1977]; 4 — ELGI eredményei; 5 — elméleti rezonancia görbe Molodensky II. modellje szerint [MOLODENSKY-KRAMER 1961]

Fig. 79. Resonance effect caused by the fluid core of the Earth

1 — results of the International Center of Earth Tides (ICET) [MELCHIOR 1980]; 2 — results of Pecný (Czechoslovakia) [SIMON 1979]; 3 — results of Strasbourg [ABOURS-LECOLAZET 1977]; 4 — results of ELGI; 5 — theoretical resonance curve according to Model II of Molodensky [MOLODENSKY-KRAMER 1961]

Рис. 79. Резонансный эффект, возбужденный жидким ядром Земли

1 — результаты Международного центра по земным приливам (ICET) [MELCHIOR 1980]; 2 — чехословацкие результаты из Печны [SIMON 1979]; 3 — результаты, полученные в г. Страсбург [ABOURS-LECOLAZET 1977]; 4 — результаты ЭЛГИ; 5 — теоретическая кривая резонанса по модели II Молоденского [Молоденский-Крамер 1961 г.]

| [1] Állomás | [2] Megfigye- lések időtartama (napokban) | [3] Megfigyelt amplitúdó hányadosok | | [4] Óceáni árapály hatástól megszabadított amplitú- dó hányadosok | |
|----------------|---|---|----------------|--|----------------|
| | | O ₁ | M ₂ | O ₁ | M ₂ |
| Bonn | 90 | 1,158 ± 3 | 1,197 ± 3 | 1,165 | 1,160 |
| Potsdam | 405 | 1,156 ± 3 | 1,191 ± 1 | 1,162 | 1,164 |
| Pecny | 114 | 1,159 ± 10 | 1,181 ± 2 | 1,165 | 1,154 |
| Graz | 224 | 1,156 ± 4 | 1,182 ± 1 | 1,162 | 1,156 |
| Obninsk | 233 | 1,153 ± 6 | 1,200 ± 2 | 1,157 | 1,184 |
| Pulkovo | 161 | 1,149 ± 5 | 1,187 ± 3 | 1,154 | 1,163 |
| Sopron | 86 | 1,169 ± 28 | 1,192 ± 6 | 1,175 | 1,165 |
| Tihany | 220 | 1,155 ± 8 | 1,187 ± 3 | 1,161 | 1,161 |
| Penc | 122 | 1,158 ± 8 | 1,191 ± 3 | 1,164 | 1,167 |
| Budapest | 240 | 1,157 ± 3 | 1,189 ± 3 | 1,161 | 1,166 |
| Pécs | 110 | 1,155 ± 10 | 1,210 ± 5 | 1,161 | 1,184 |
| Átlag [5] | 2005 | 1,157 ± 4 | 1,191 ± 6 | 1,162 ± 4 | 1,165 ± 6 |

IV. táblázat. Az ELGI regisztráló graviméterével 1974 és 1982 között végzett gravitációs földárapály megfigyelések eredményei

Table IV. Results of gravity Earth tide observation carried out with the recording gravimeter of ELGI in the period of 1974 to 1982

[1] — station; [2] — duration of observations (days); [3] — observed amplitude ratios; [4] — amplitude ratios free of the effect of oceanic tides; [5] — mean

Таблица IV. Результаты наблюдений гравитационных земных приливов, проведенных в период с 1974 по 1982 с регистрирующим гравиметром ЭЛГИ

[1] — станция; [2] — продолжительность наблюдений (сутки); [3] — наблюдаемые отношения амплитуд; [4] — отношения амплитуд, освобожденные от влияния океанических приливов; [5] — средняя

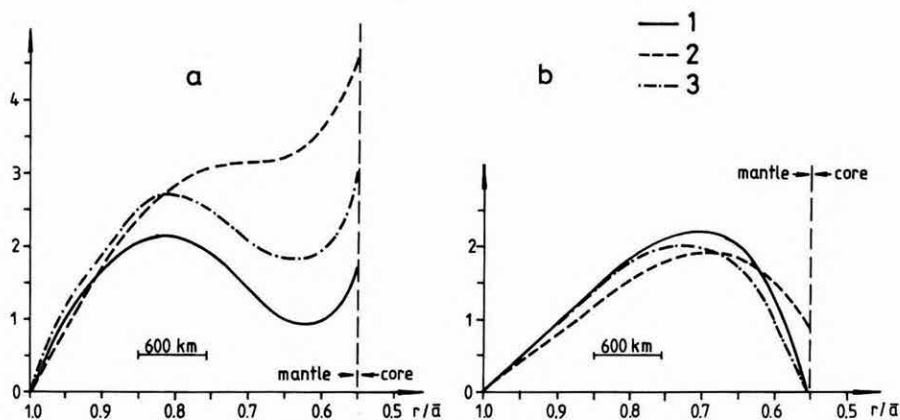
rendelkezésünkre. Körülbelül hasonló hosszúságú az extenzométeres megfigyelési adatsorunk is.

Külső erőhatások okozta rugalmas feszültségek a Föld belsejében

A külső erőhatások két típusát vizsgáltuk:

- a luniszoláris hatás keltette feszültségek;
- normális terhelések okozta feszültségek.

A 80. ábrán az árapály által keltett és tangenciális feszültségek függvényei láthatók. Ahhoz, hogy jellemezni lehessen a földszerkezet hatását a luniszoláris eredetű feszültségek sugár menti eloszlására, a Gutenberg–Bullen modell esetében kapott eredményeket két extrémális (és természetesen irreális) földmodellel együtt mutatjuk be. Megállapítható, hogy a felső köpenyben a normális és tangenciális feszültségek eloszlása gyakorlatilag független a Föld szerkezetétől. Értékük a felszínen igen kicsi ($\leq 10^2$ N/m²), míg 500–600 km mélységben 10^3 N/m². $10^\circ \times 10^\circ$ és $1^\circ \times 1^\circ$ szegmensen ható 100 N/m² felszíni terhelés ese-



80. ábra. Földárapály okozta normális (a) és tangenciális (b) feszültségek a köpenyben [10^3 N/m²]

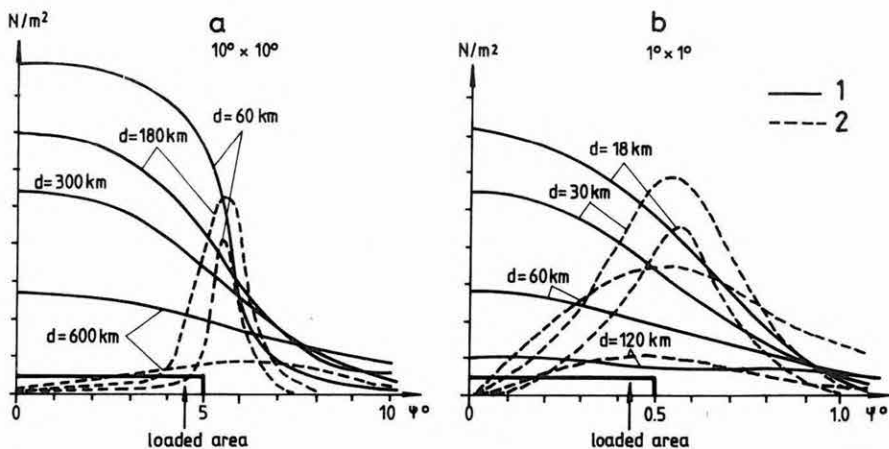
1 — Gutenberg–Bullen modell; 2 — a köpenyben a sűrűség csak a hidrosztatikus nyomás következtében nő; 3 — a köpenyben a sűrűség állandó ($4,2$ g/cm³), a mag sűrűsége $12,1$ g/cm³

Fig. 80. Normal (a) and tangential (b) stresses in the mantle due to Earth tides [10^3 N/m²]

1 — Gutenberg–Bullen model; 2 — density in the mantle rises in consequence of hydrostatic pressure only; 3 — density in the mantle is constant ($4,2$ g/cm³), density of the core is $12,1$ g/cm³

Рис. 80. Вызванные земными приливами нормальные и тангенциальные напряжения в верхней мантии [10^3 Н/м²]

1 — модель Гутенберга–Баллена; 2 — в мантии плотность возрастает только вследствие гидростатического давления; 3 — в мантии плотность является постоянной ($4,2$ г/см³); плотность ядра равна $12,1$ г/см³



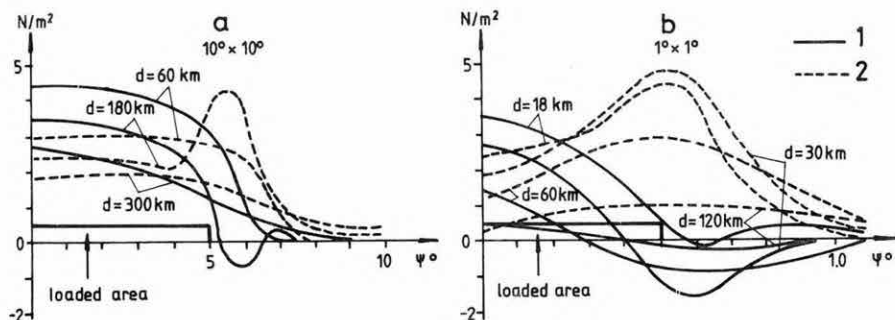
81. ábra. Normális (1) és tangenciális (2) feszültségek a Földben, különböző d mélységekben $10^\circ \times 10^\circ$ (a), illetve $1^\circ \times 1^\circ$ (b) szférikus szegmenseken ható 10 N/m^2 felszíni terhelés esetén

Fig. 81. Normal (1) and tangential (2) stresses at various d depths in the Earth for a superficial load of 10 N/m^2 exerting its effect over spherical segments of $10^\circ \times 10^\circ$ (a) and $1^\circ \times 1^\circ$ (b), respectively

Рис. 81. Нормальные (1) и тангенциальные (2) напряжения в Земле на разных глубинах d при поверхностной нагрузке 10 Н/м^2 , производящей влияние по сферическим сегментам $10^\circ \times 10^\circ$ (a) и $1^\circ \times 1^\circ$ (b) соответственно

tére határoztuk meg a normális és tangenciális feszültségek eloszlását a Föld sugara mentén (81. ábra). Ezen eloszlások alapján adódik a hidrosztatikus és a maximális nyírási feszültség (82. ábra).

A 80–82. ábrán bemutatott eredmények felhasználhatók annak vizsgálatára, hogy milyen mértékben hathatnak a külső erőhatások a földrengések időbeli eloszlására. Tekintettel arra, hogy ilyen természetű kapcsolat csak sekélyfészklű rengések esetében jöhet szóba, igen kicsi annak valószínűsége, hogy a földárapály befolyásolja a földrengések kipattanását. Tekintettel arra, hogy a földrengések elsősorban nyírófeszültségekkel hozhatók kapcsolatba, azok kipattanása szempontjából elsősorban a maximális nyírási feszültség játszhat szerepet. Így valószínűsíthető, hogy az óceáni árapály a partvidékeken, ahol az általa keltett feszültség 10^4 – 10^5 N/m^2 nagyságrendű, hatással van a rengések időbeli eloszlására [VARGA 1985].



82. ábra. Hidrosztatikus (1) és maximális nyírási (2) feszültségek a Földben, különböző d mélységekben $10^\circ \times 10^\circ$ (a) illetve $1^\circ \times 1^\circ$ (b) szférikus szegmenseken ható 10 N/m^2 felszíni terhelés esetén

Fig. 82. Hydrostatic (1) and maximum shear (2) stresses at various d depths in the Earth for a superficial load of 10 N/m^2 exerting its effect over spherical segments of $10^\circ \times 10^\circ$ (a) and $1^\circ \times 1^\circ$ (b), respectively

Рис. 82. Гидростатические (1) и максимальные (2) напряжения в Земле на разных глубинах d при поверхностной нагрузке 10 Н/м^2 , производящей влияние по сферическим сегментам $10^\circ \times 10^\circ$ (a) и $1^\circ \times 1^\circ$ (b) соответственно

Extenzométeres mérések értelmezése

1981 eleje óta működik a Mátyás-hegyi barlangban egy 21 m hosszúságú kvarcrúd extenzométer. Az eddig végzett megfigyelések alapján sikerült megállapítani, hogy az extenzométeres megfigyelések hosszúperiódusú összetevőire a meteorológiai és hidrológiai változások csak kis mértékben hatnak. A hosszúperiódusú variációk tehát a kőzetekben végbement változásokkal hozhatók kapcsolatba. Ezt a feltételezést az is valószínűsíti, hogy azokon az állomásokon, ahol egyidejűleg két vagy több extenzométer is működik, a regisztrátumok időbeli lefutása hasonló. A budapesti állomáson kapott átlagos relatív deformáció értéket ($2,0 \cdot 10^{-6}/\text{év}$) összehasonlítottuk a világ különböző pontján működő 28 állomás átlagos „szekuláris” változás értékével (V. táblázat). Látható, hogy a mi állomásunkon kapott érték tipikusnak mondható.

Ami ennél lényegesen fontosabb az az, hogy — az általánosan elfogadott véleménnyel szemben — nem fedezhető fel semmiféle kapcsolat az állomás tektonikai helyzete és a „szekuláris” komponens között. Az adatok értelmezése azt is megmutatta, hogy a mért extenzométeres komponensek a valóságban végbemenő változásoknál nagyobbak. Ez a következtetés arra alapozható, hogy a kőzetekben létrejövő maximális rugalmas feszültség értéke $p = 10^7 \text{ N/m}^2$ lehet, míg a nyírási modulus átlagosan $\mu = 3 \cdot 10^{10} \text{ N/m}^2$. Ha két földrengés között

| [1] Kontinens Ország | [2] Állomás | [3] Extenzométer típusa | [4] Deformáció × 10 ⁻⁶ /év |
|-------------------------------------|--|---|---|
| [5] <i>Észak-Amerika</i> USA | California Odgensburg Poorman mine La Jolla Nevada Pinon Flat Aleuts | [a] kvarc rúd kvarc rúd [b] lézer lézer kvarc rúd lézer kvarc rúd | 1,0 0,1 0,6 0,2 2,0 0,3 3,0 <hr/> Átlag: 1,0 |
| [6] <i>Európa</i> | | | |
| [7] Nagy-Britannia | Yorkshire ? ? ? | [c] huzal lézer huzal lézer | 0,2 0,7 5,0 5,0 |
| [8] NDK | Tiefenort | huzal | 2,2 |
| [9] NSZK | Schiltach | huzal | 10,0 |
| [10] Magyarország | Budapest | kvarc rúd | 2,0 |
| [11] Szovjetunió | Protvino Tbilisi | kvarc rúd kvarc rúd | 0,5 4,0 <hr/> Átlag: 3,3 |
| [12] <i>Ázsia</i> | | | |
| [13] Japán | Osakayama Amagase Kamigao Esashi Erimo | huzal huzal huzal kvarc rúd huzal | 2,0 1,2 4,0 0,2 0,2 |
| [14] Szovjetunió | Talgar Garm Turgen Tschusal Inguri | kvarc rúd kvarc rúd kvarc rúd kvarc rúd kvarc rúd | 1,6 0,5 6,0 1,5 2,0 <hr/> Átlag: 1,9 |
| [15] <i>Ausztrália, Óceánia</i> | | | |
| Ausztrália | ? ? | kvarc rúd huzal | 2,0 5,0 <hr/> Átlag: 3,5 |
| [16] Összes mérés átlaga: | | | 2,2 |

$t=100$ év telik el, akkor a maximális deformáció $p/(\mu t) \cong 3 \cdot 10^{-6}/\text{év}$. Így belátható, hogy a megfigyelésekből adódó $2,1 \cdot 10^{-6}/\text{év}$ „szekuláris” változás érték túlzóan nagy, hiszen az azt jelenti, hogy a Földön mindenütt a megfigyelt deformációk a maximális lehetőséghez közeliek.

Irodalom

- ABOURS S., LECOLAZET R. 1977: New results about the dynamical effects... Proc. of the 8th Int. Symp. on Earth tides, Bonn.
- MELCHIOR P. 1977: Report of activities of the ICET. Proc. of the 8th Int. Symp. on Earth tides, Bonn.
- MOLODENSKY M. S., KRAMER M. V. 1961: Zemnye prilivi i nutatsiya Zemli. Izdatelstvo AN SSSR, Moskva.
- SIMON Z., BROS J., HOLUB S. 1979: Gravimetric tidal observations made at Pecny, 1970–77. Travaux Geophysiques XXVII, No. 521.
- VARGA P. 1985: Influence of external forces on the triggering of earthquakes. Earthquake Prediction Research, Terrapub, Tokyo, vol. 1., pp. 125–135.
- WAHR J. M. 1981: Body tides on an elliptical, rotating, elastic and oceanless earth. Geophys. J. R. Astron. Soc., 64, pp. 677–703.

V. táblázat. Extenzométerekkel megfigyelt hosszúperiódusú „szekuláris” deformációk

Table V. Long period “secular” deformations observed with extensometers

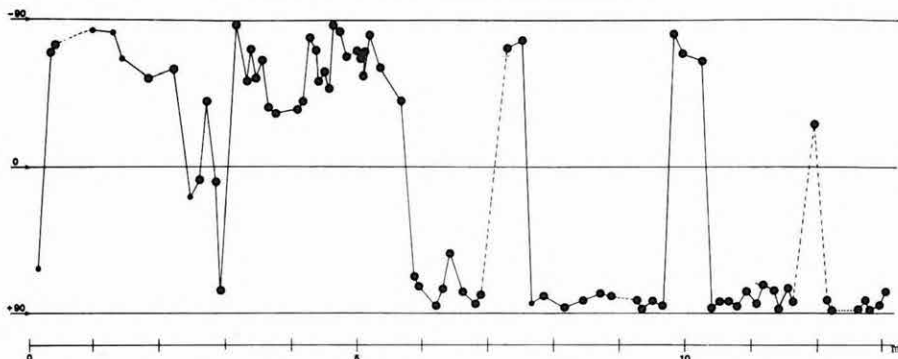
[1] — Continent, country; [2] — station; [3] — extensometer type; [4] — deformation $\times 10^{-6}/\text{year}$ [5] — North America; [6] — Europe; [7] — Great Britain; [8] — GDR; [9] — FRG; [10] — Hungary; [11] — Soviet Union; [12] — Asia; [13] — Japan; [14] — Soviet Union; [15] — Australia, Oceania; [16] — mean of all measurements; [a] quartz rod; [b] laser; [c] wire

Таблица V. Длиннопериодические „вековые“ вариации, наблюдаемые при помощи экстензометров

[1] — континент, страна; [2] — станция; [3] — тип экстензометра; [4] — деформация $\times 10^{-6}/\text{год}$; [5] — Северная Америка, США; [6] — Европа; [7] — Великобритания; [8] — ГДР; [9] — ФРГ; [10] — ВНР; [11] — СССР; [12] — Азия; [13] — Япония; [14] — СССР; [15] — Австралия, Океания; [16] — Средняя от всех измерений; [a] — кварцевый стержень; [b] — лазер, [c] — проволока

*Borzavár és Hárskút felső jura — alsó kréta földtani alapszelvények
magnetosztatigráfiai vizsgálata*

Mind a hárskúti, mind a borzavári szelvényből rétegről rétegre gyűjtöttünk orientált mintákat. A remanens és indukált mágnesezettséget mértük természetes állapotban. A kiválasztott mintákat részletes vizsgálatoknak vetettük alá és így megállapítottuk, hogy az optimális tisztítási módszer a sümegi szelvény mintáihoz hasonlóan a termolemágnesezés 500 °C-on. A jellemző mágnesezettség irányából minden mintára meghatároztuk a látszólagos földmágneses pólus (VGP) szélességeket, amelyek az egykori földmágneses tér polaritását jellemzik (83. és 84. ábra). A VGP szélességekből mindkét szelvényre tiszta pólusváltási kép rajzolódik ki, kevés átmeneti iránnyal. A VGP szélességek a 85. ábrán látható pelomágneses zonációknak felelnek meg.

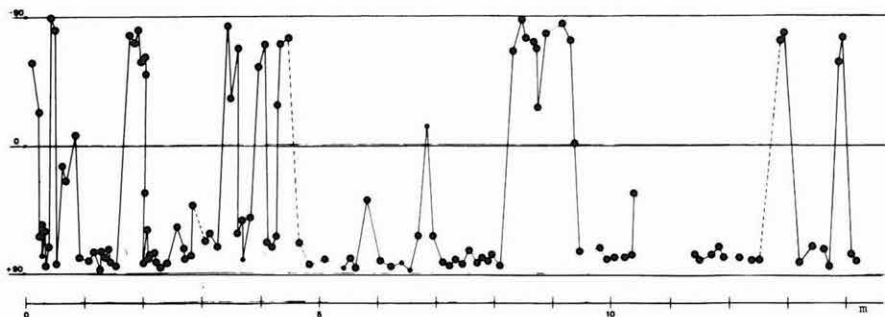


83. ábra. Borzavár. A VGP szélesség változása a szelvény mentén

Fig. 83. Borzavár. Variation in the VGP latitude long the section

Рис. 83. Борзавар. Изменение широты VGP по разрезу

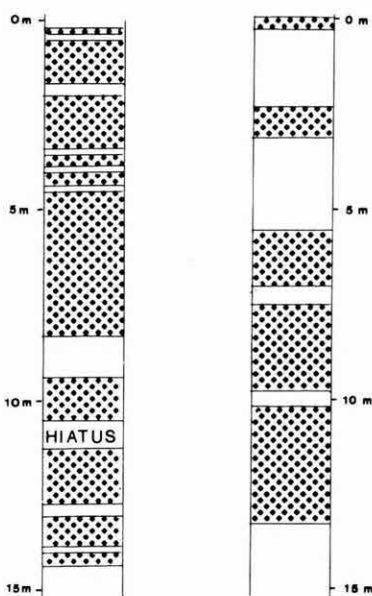
* Mártonné Szalay E.



84. ábra. Hárskút. A VGP szélesség változása a szelvény mentén

Fig. 84. Hárskút. Variation in the VGP latitude along the section

Рис. 84. Харшкют. Изменение широты VGP по разрезу



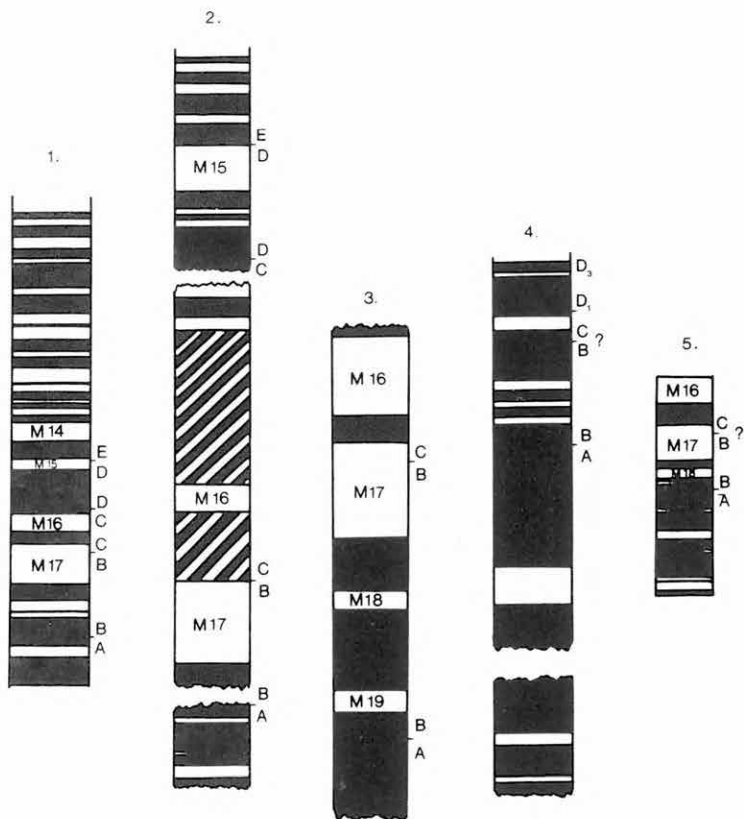
85. ábra. A hárskúti (baloldalt) és borzavári (jobbaldalt) felső jura – alsó kréta földtani alapszelvény mágneses polaritás-zónái (pöttyözött — normál; üres — fordított mágneszettség)

Fig. 85. Magnetozones of the Late Jurassic – Early Cretaceous geological basic sections at Hárskút (left side) and Borzavár (right side). Dots: normal polarity; unshaded: reversed polarity

Рис. 85. Зоны магнитной полярности по верхнеюрско-нижнемеловым опорным геологическим разрезам Харшкют (слева) и Борзавар (справа) точки — нормальная намагниченность, незалито — обратная намагниченность)

Knauer József a hárskúti és borzavári szelvény Calpionelláiból a 86. ábrán a polaritás-zónák mellett feltüntetett standard zónákat határozta meg (szóbeli közlés). A borzavári polaritás és Calpionella zónák az óceáni skála M17–M16 anomáliáinak megfelelő szakaszon egyértelműen korrelálhatók a sümegei és a Foza szelvényvel (86. ábra, 1, 2, 3 és 5 szelvény).

A hárskúti szelvény magnetozonációi a Calpionellákat tartalmazó szakaszon jellegtelenek, de ez természetes is a rendkívül kis látszólagos üledékképződési sebesség miatt.



86. ábra. A borzavári és a hárskúti földtani alapszelvény paleomágneses- és Calpionella zónáinak összehasonlítása hasonló korú polaritás- és Calpionella zónákkal

1 — Óceáni skála [LARSON and HILDE 1975]; 2 — Sümeg (vastagság: 210 m; MÁRTON 1980, 1981, 1982); 3 — Borzavár (vastagság: 13,1 m); 4 — Hárskút (vastagság: 14,3 m); 5 — D-i Alpok, Foza (vastagság: 35 m; OGG 1981). Fekete: normál, fehér: fordított polaritás, ferde csíkozás: kevert polaritás, a normál túlsúlyával

Fig. 86. Comparison of the magnetic polarity and Calpionellid zones for the basic sections at Hárskút and Borzavár with those of similar age

1 — the oceanic magnetic anomalies [LARSON and HILDE 1975]; 2 — Sümeg (thickness: 210 m, MÁRTON 1980, 1981, 1982); 3 — Borzavár (thickness: 13.1 m); 4 — Hárskút (thickness: 14.3 m); 5 — Foza, Southern Alps (thickness: 35 m, OGG 1981). Shaded zones: normal polarity; unshaded zones: reversed polarity; striped zones: mixed polarity with the dominance of normal magnetization

Рис. 86. Сопоставление палеомагнитных и кальпионелловых зон по опорным геологическим разрезам Борзавар и Харшкут

1 — океанская шкала [LARSON and HILDE, 1975]; 2 — Шюмег (мощность: 210 м; MÁRTON 1980, 1982); 3 — Борзавар (мощность: 13,1 м); 4 — Харшкút (мощность: 14,3 м); 5 — Южные Альпы, Фоца (мощность: 35 м; OGG 1981). Черное — нормальная полярность, белое — обратная полярность, наклонная штриховка — смешанная полярность с преобладанием нормальной

- LARSON R. L. and HILDE T. W. C. 1975: A revised time scale of magnetic reversals for the early Cretaceous late Jurassic. *J. Geophys. Res.* **80**, 2586–2594.
- MÁRTONNÉ SZALAY E. 1980: Jelentés a sümei Mogyorósdomb földtani alapszelvénye felső jura – legalsó kréta szakaszának és a jársdi 1. és 2. albai földtani alapszelvény paleomágneses vizsgálatáról. ELGI jelentés, kézirat.
- MÁRTONNÉ SZALAY E. 1981: Jelentés földtani alapszelvények paleomágneses vizsgálatáról (Sümege, Mogyorósdomb, Olaszfalu, Eperkéshegy, Felsőörs, Malomvölgy). ELGI jelentés, kézirat.
- MÁRTON E. 1982: Late Jurassic-early Cretaceous magnetic stratigraphy from the Sümege section, Hungary. *Earth Planet. Sci. Lett.* **57**, 182–190.
- OGG J. G. 1981: Sedimentology and paleomagnetic studies of Jurassic pelagic limestones „Ammonites Rosso” facies. Ph. D. Thesis, Scripps Institution of Oceanography, University of California at San Diego.

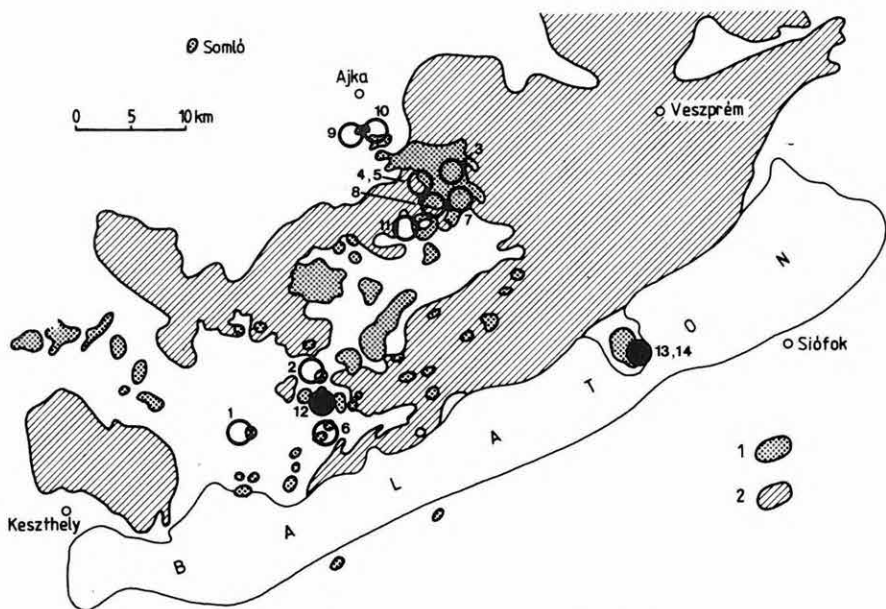
Balaton-felvidéki bazaltok és tufák paleomágneses mérése magyar–jugoszláv együttműködésben

A Balaton-felvidéki bazaltok első paleomágneses mérési eredményei a hatvanas évek végén láttak napvilágot [MÁRTON und SZALAY 1968, DAGLEY and ADE-HALL 1970]. A bazaltok korát az akkor rendelkezésre álló földtani megfigyelések alapján pliocén-pleisztocén elejének lehetett gondolni, így a kapott paleomágneses irányokat is arra a korra tartottuk jellemzőnek.

A hetvenes években a földtani térképezés és kutatófúrások eredményei [JÁMBOR et al. 1981] és a K/Ar izotóp mérések [Jámbor et al. 1980, Balogh et al. 1982] nyomán módosult a korábbi elképzelés.

Új mintavételi helyek paleomágneses vizsgálata vált időszerűvé elsősorban azért, hogy a mágneses zónaváltás referencia-skálájával összehasonlítva a polaritás alapján ellenőrizni, illetve finomítani lehessen a K/Ar módszerrel többekévé pontosan meghatározott korokat.

A jugoszláv–magyar együttműködésben megmintázott helyek döntően a Kabhegyre és környékére korlátozódnak (87. ábra). A tájolás mágneses- és napkompassz segítségével történt minden fúrómagon. A mágnesezettséget hőkezeléssel és/vagy váltótérrel tisztítottuk. Az eredmények (VI. táblázat) módot adnak arra, hogy rövidesen elkészíthessük a paleomágneses, K/Ar és sztratigráfiai adatok új szintézisét.



87. ábra. A Balaton-felvidéki bazaltok mintavételi helyei

1 — bazalt előfordulás; 2 — mezozoos üledékes kőzetek

Fig. 87. Sampling localities in the basalts of the Balaton Highlands

1 — basalt occurrences; 2 — Mesozoic sedimentary rocks

Рис. 87. Места взятия проб из базальтов в Прибалатонских горах

1 — выход базальтов; 2 — мезозойские осадочные породы

| Mintavételi hely Sampling locality Место отбора проб | N | D° | I° | k | α_{95} |
|--|----|-------|-------|-----|---------------|
| 1. Szentgyörgy-hegy nyugati oldal | 11 | 153,0 | -57,9 | 410 | 2,3 |
| 2. Diszel, Hajagos kőfejtő | 8 | 177,1 | -74,3 | 300 | 3,2 |
| 3. Kabhegy, felső lávaár | 2 | 196,8 | -51,1 | — | — |
| 4. Kabhegy, alsó lávaárak 1. mintavételi hely | 8 | 174,3 | -49,2 | 116 | 5,2 |
| 5. Kabhegy, alsó lávaárak 2. mintavételi hely | 7 | 157,4 | -62,6 | 36 | 10,2 |
| 6. Tóti-hegy, kőfejtő | 8 | 81,1 | -42,7 | 42 | 8,6 |
| 7. Pula, feltárás | 8 | 182,3 | -41,9 | 109 | 5,3 |
| 8. Öcs, feltárás a tónál | 8 | 170,1 | -59,5 | 93 | 5,8 |
| 9. Ajka, feltárás I. | 9 | 155,1 | -57,7 | 20 | 11,8 |
| 10. Ajka, feltárás II. | 9 | 157,9 | -41,9 | 36 | 8,7 |
| 11. Pula, tufa | 4 | 303,8 | -18,7 | 17 | 23,4 |
| 12. Mindszentkállya, kőfejtő, tufa | 5 | 333,5 | +63,0 | 173 | 5,8 |
| 13. Tihany, kibúvás I. tufa | 6 | 4,1 | +70,7 | 70 | 8,1 |
| 14. Tihany, kibúvás II. tufa | 4 | 12,3 | +58,7 | 220 | 6,2 |

VI. táblázat. Paleomágneses irányok bazaltokon

N — minták száma; D° — közepes deklináció; I° — közepes inklináció; k és α_{95} — paleomágnesességben használatos statisztikus paraméterek

Table VI. Palaeomagnetic directions determined on basalts

N — number of samples; D° — mean declination; I° — mean inclination; k and α_{95} — statistical parameters commonly used in palaeomagnetism

Таблица VI. Палеомагнитные направления на базальтах

N — количество образцов; D° — среднее склонение; I° — среднее наклонение; k и α_{95} — статистические параметры, применяемые при изучении палеомагнетизма

Irodalom

- BALOGH K., JÁMBOR Á., PARTÉNYI Z., RAVASZNÉ BARANYAI L., SOLTÍ G. 1982: K/Ar dating of basaltic rocks in Transdanubia, Hungary (in Hungarian). M. Áll. Földt. Int. Évi Jel. 1980-ról, 243–260.
- DAGLEY P. and ADE-HALL J. M. 1970: Cretaceous, Tertiary and Quaternary palaeomagnetic results from Hungary. Geophys. Journ. R. Astr. Soc. **20**, 65–87.
- JÁMBOR Á., PARTÉNYI Z., RAVASZNÉ BARANYAI L., SOLTÍ G., BALOGH K. 1980: K/Ar dating of basaltic rocks in Transdanubia, Hungary. ATOMKI Közlemények **22**, 173–190.
- JÁMBOR Á., PARTÉNYI Z., SOLTÍ G. 1981: Geological features of basalt volcanics in Transdanubia (W Hungary). M. Áll. Földtani Intézet Évi Jelentése 1979-ről, 225–239.
- MÁRTON P. und SZALAY E. 1968: Paläomagnetische Untersuchungen an Basaltlaven von Ungarn. Acta Geologica Acad. Sci. **12**, 291–305.

Horizontális és vertikális gradiens mérése a gravitációs főlappont környezetében

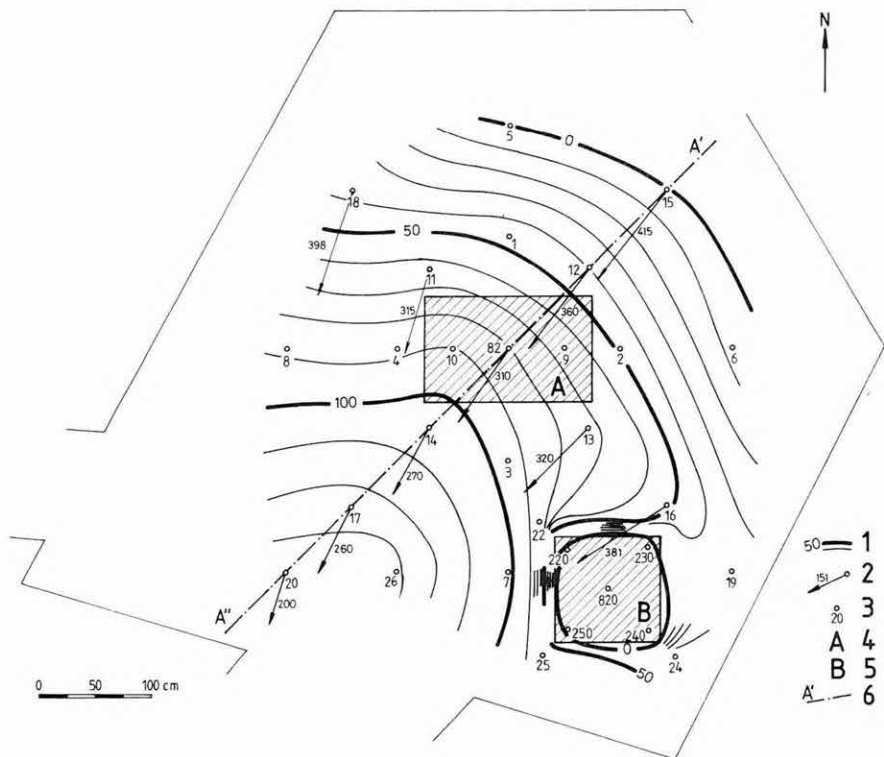
Az utóbbi években egyre több pont nehézségi gyorsulási értékét határozzák meg abszolút módszerrel. E mérések megbízhatósága $\pm 5-10 \cdot 10^{-8} \text{ m/s}^2$ ($1 \cdot 10^{-8} \text{ m/s}^2 = 1 \text{ } \mu\text{gal}$). Tekintettel arra, hogy az abszolút méréseket általában nagy tömegű és egyenetlen tömegelrendezésű épületekben, vagy barlangokban végzik, számolni kell a nehézségi gyorsulás horizontális és vertikális gradienseinek nagy anomáliáival.

A gradiensek anomáliáit a következő okok miatt szükséges ismernünk. A horizontális gradiens nagy értéke miatt a műszerek külpontos felállítása esetén a mérési megbízhatóságot meghaladó mértékben más lesz a kijelölt (vonatkozási)-, és a tényleges mérési pont nehézségi gyorsulási értéke. Ez a tény mind az ismételten végzett abszolút méréseknél, mind a központi pont értékének az excenterekre történő levezetésénél érezteti hatását.

2. A vertikális gradiens anomáliáinak figyelmen kívül hagyása egyrészt lehetlenné teszi a különböző típusú abszolút graviméterek mérési eredményeinek objektív összehasonlítását, másrészt hibát okoz az észlelőpillér felett H magasságban meghatározott g értéknek a tér más pontjára történő levezetésében.

A budapesti abszolút pont (Mátyás barlang) közvetlen környezete horizontális gradiensviszonyainak megállapítására először egy mikrogravimetriai hálózatot létesítettünk (88. ábra). A graviméterrel mért hálózat kiegyenlítés utáni hálózati középphibája: $\pm 4 \cdot 10^{-8} \text{ m/s}^2$ volt. Ezután a központi pilléren (melynek felső síkja azonos magasságú a padlószinttel) megjelölt 82. számú ponton közel a legnagyobb „ g ” változás irányában létesített A–A szelvény pontjain Eötvös-ingával határoztuk meg a horizontális gradiensek pontos értékét. A gradiensértékek megbízhatósága $\pm 1 \text{ E}$ ($1 \text{ E} = 1 \cdot 10^{-9} \text{ s}^{-2}$). A 88. ábrából látható, hogy a horizontális gradiens a pilléren egymástól 1 m távolságban levő pontokban 70 E értékkel változik, ezért ismételt abszolút mérésnél a berendezést $\sim 1 \text{ cm}$ pontossággal központosan kell felállítani ahhoz, hogy az excentricitásból adódó pontatlanság kisebb legyen $1 \cdot 10^{-8} \text{ m/s}^2$ értéknél.

* Csapó G., Pollhammer M., Sárhidai A., Szabó Z.



88. ábra. Mikrogravimetriai hálózat a budapesti abszolút pont (Mátyáshegyi barlang) közvetlen környezetében

1 — Δg izovonalak, értékköz $10 \cdot 10^{-8} \text{ m/s}^2$; 2 — horizontális gradiens és értéke E-ben; 3 — mérési pont és száma; 4 — gravitációs főalappont pillére; 5 — 50 cm magas segédpillér; 6 — gradiens mérésre kijelölt alapszelvény

Fig. 88. Microgravimetric network within the close environment of the Budapest absolute point (Mátyás hill cave)

1 — Δg contour lines (interval $10 \cdot 10^{-8} \text{ m/s}^2$); 2 — horizontal gradient and its value in E; 3 — point of measurement with indication of its number; 4 — pillar of the fundamental gravity base point; 5 — auxiliary pillar, 50 cm high; 6 — gradient profile

Рис. 88. Микрогравиметрическая сеть в непосредственной близости Будапештского абсолютного пункта (в пещере г. Матьяш)

1 — изолинии с шагом $10 \times 10^{-8} \text{ м/с}^2$; 2 — горизонтальный градиент и его значение в единицах E; 3 — точка измерения и ее номер; 4 — постамент главного гравиметрического опорного пункта; 5 — вспомогательный постамент высотой 50 см; 6 — опорный профиль, заложенный для измерения градиента

A vertikális gradiens meghatározását 1400 mm bázison

$$\partial g / \partial z \cong \Delta g / \Delta z \text{ [E]} \quad (1)$$

összefüggés felhasználásával végeztük az A–A szelvény három pontjában (15, 82 és 20 jelű pontokban). Az (1) összefüggésben Δg az egymás felett $\Delta z = 1400$ mm távolságban kijelölt két pont közötti nehézséggyorsulási értékek különbsége. A vertikális gradiens értéke a szelvény mentén 2260–2360 E volt, ami azt jelenti, hogy a normálértékektől való eltérése mintegy 800 E.

A II. rendű gravitációs alaphálózat mérése

Folytattuk az 1980-ban megkezdett II. rendű gravitációs alaphálózat újramérését. 1984-ben az ország északkeleti részén 140 pontkapcsolat Δg értékét határoztuk meg. A mérési hálózat háromszögekből tevődik össze, egy-egy háromszögön belül a Δg értékek záróhibája kisebb, mint $50 \cdot 10^{-8} \text{ m/s}^2$.

Magyarország Bouguer-anomália térképe

Elkészült Magyarország egész területére az 1:100 000 méretarányú, EOV vetületű (Egységes Országos Vetület), $\sigma = 2,4 \text{ g/cm}^3$ sűrűséggel számított, Bouguer-anomália térkép. A térképszerkesztés az 1,3 állomás/km² sűrűségű, szabálytalan hálózatban mért országos áttekinthető méréseken alapul. A számításokat és az izovonalas térképek szerkesztését R–35-ös számítógéppel, illetve VERSATEC plotter felhasználásával végeztük.

Kétdimenziós ható számítási programja

A gravitációs anomáliák értelmezése érdekében programot készítettünk kétdimenziósra tekinthető hatók szerkezetének meghatározására. Számításainknál a Talwani-féle összefüggésből indultunk ki. A gravitációs inverz feladat kétdimenziósra egyszerűsített változatát felfoghatjuk egy többváltozós függvény szélsőérték feladatának is. Meghatározandók a hatók sarokpontjainak koordinátái valamint sűrűségváltozásaik úgy, hogy a mért, és a számított anomália görbék különbségének négyzetösszege minimum legyen. Feladatunknál feltételként kötöttük ki egyrészt, hogy a hatók sűrűségváltozásai a vizsgált terület geológiai viszonyainak megfelelő határok között mozogjanak, másrészt, hogy a hatók oldalai ne metsszék egymást.

A többváltozós függvény szélsőértékének számítására az ún. hegymászó eljárást használtuk, amelynek konvergenciája kezdetben igen gyors és amely lehetőséget nyújt a peremfeltételek kezelésére is.

Az értelmezést végző szakemberek szemléletmódjának fejlesztése, valamint a földtani és geofizikai értelmezés összhangjának biztosítása érdekében programot készítettünk a COMMODORE–64-es számítógépre, a gravitációs inverz feladat interaktív módon történő megoldására.

Példák az ELGI külföldi tevékenységéből*Mongóliai Nemzetközi Földtani Expedíció**

A mongóliai NFE Meghatalmazottak Tanácsának döntése szerint 1983 elején — az Expedíció munkája során első alkalommal — egy Komplex Földtani–Geofizikai Csoport alakult. A csoportot az ELGI fővállalkozásában, a MÁFI-val együttműködve szerveztük. 1984-ben a komplex csoport feladata az Ödörhán-i masszívum D-i részén elhelyezkedő, arany és wolfram ércekre perspektivikus területre 1:50 000 méretarányú térképezése, valamint egyes ércindikációk 1:25 000-es, ill. 1:10 000-es méretarányú megkutatása volt. A csoport kutatási tervét két évre, 1983–84 évekre készítette el és e szerint hajtott végre a terepi munkákat. A csoport geofizikai részlege ezen kívül elvégezte a bolgár-, csehszlovák- és mongol Földtani Térképező Csoportok területén is a geofizikai méréseket.

A természetes potenciál, különböző ellenállás és gerjesztett polarizációs, földmágneses és radiométeres módszerekkel végzett kutatások hozzásegítettek a kutatott ércindikációk szerkezetének és dimenzióinak jobb megismeréséhez. Különösen hasznosnak ítélték egy polimetallikus ércelőforduláson végzett geofizikai munkák, itt a mérések értelmezése több érces zóna megismeréséhez vezetett.

*Kubai Nemzetközi Földtani Expedíció**

A KGST államok által aláírt, 10 évre szóló „Általános Egyezmény a Kubai Köztársaság területén a földtani kutatási munkálatok fokozására” tárgyában létrejött Kétoldalú Kormányközi Egyezmény alapján a MÁFI fővállalkozásában egy Komplex Földtani–Geofizikai Csoport kezdte meg működését 1984. év folyamán Kuba D-i részén, Holguin térségében.

A megállapodás alapján a két fél szakértői a térség 1:50 000 méretarányú földtani térképezését végzik, valamint részt vesznek az 1:10 000 és 1:25 000 méretarányú földtani–geofizikai nyersanyagkutatásban. A különböző kétoldalú egyezmények alapján működő nemzetközi csoportok irányítását egy „Egységesítő Csoport” végzi, amelyben magyar szakértő a főgeofizikus. A csoport tervének elkészítése után megkezdte a terepi munkákat.

* Zsille A.

1984-ben két spanyol intézmény megbízásából végeztünk szulfidérckutató geoelektromos méréseket Spanyolországban. Az ELGI spanyolországi méréseit kezdeményező Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas, Departamento de Geofísica Aplicada, Madrid (prof. Manuel Lopez-Linares, prof. Alfonso Maldonado Zamora) megbízásából két alkalommal összesen több mint 3 hetes, az Ibérica de Especialidades Geotécnicas, S. A. (IBERGESA, Madrid, Luis Balaguer) részére pedig 1 hónapos terepi munkát végeztünk. Mindhárom munka során a DIAPIR-18 mérőműszert és a DIAPIR-T tápegységet használtuk. A terepmunkák során látszólagos fajlagos ellenállás és görbeanalízisre alkalmas látszólagos polarizálhatóság méréseket végeztünk dipól-dipól szelvényezés, középső gradiens szelvényezés és kombinált szelvényezés változatokban. A megtalált érctest lehatárolására a töltött test módszerét alkalmaztuk.

Az említett Geofizika Tanszéken több spanyol intézmény meghívott képviselői részére műszerbemutatót tartottunk.

Könyvtári szolgálat; Kiadványok

A Könyvtár jelenlegi állománya 26 302 kötet könyv és folyóirat, valamint 29 738 egyéb könyvtári egység.

Állományunkat 1984-ben 550 kötet könyvvel, 433 kötet folyóirattal, 777 egyéb dokumentációs kiadvánnyal, 245 műszerprospekttussal gyarapítottuk.

Folyóirattárunk 5 féle új folyóirattal bővült. Nemzetközi kiadványcsere révén 423 db kiadványt kaptunk és 59 országba, 547 címre 2278 db kiadványt küldtünk.

A könyvtári szolgáltatásokat az elmúlt évben 5713 olvasó/kölcsönző vette igénybe.

1984-ben az ELGI a következő kiadványokat jelentette meg:

- A Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet 1983. Évi Jelentése;
- Geofizikai Közlemények 30. kötet 1., 2., 3. és 4. szám;
- Annual Report 1982 of the Tihany Geophysical Observatory.

* Draskovits P.

ANNUAL REPORT OF THE
EÖTVÖS LORÁND GEOPHYSICAL INSTITUTE
OF HUNGARY
FOR 1984

1 GEOPHYSICAL PROSPECTING

The field work of ELGI for 1984 is presented in the map of *Fig. 1*.

In the framework of the topic "*Regional exploration of the Transdanubian Central Range*", coal and bauxite exploration surveys were carried out in contracts with the Hungarian Geological Survey and with various coal mining companies. Similarly to previous practice, although the programs comprised several methods, the interpretation followed a unified geological viewpoint which matched the exploration policy of the mining companies. The scale of exploration among the 25 survey areas varied from reconnaissance to detailed surveys. The results of a few areas are presented as examples.

The *reconnaissance bauxite exploration of the southern part of the Gerecse hills* started in 1984. The locations of the survey areas are shown in *Fig. 2*. The aim of the programme is a feasibility study whether the criteria for bauxite genesis existed. The contribution of geophysics to answering these questions is contouring the basement and possible "traps" of bauxite-prospective areas. At Szár, for example, VLF resistivity mapping, potential mapping and multi-frequency e.m. sounding were used. The borehole, suggested as a result of the integrated interpretation, hit bauxite (*Fig. 3*). Thus the whole area became prospective and will be surveyed in detail.

The seismic reflection method was successfully applied for bauxite exploration in areas where the basement is deeper than 100 m. An example using high-frequency wave generation is presented in *Fig. 4*.

In the Nyirád area the most important method was e.m. frequency sounding. Bauxite-containing structures could be contoured both in Cretaceous and in Triassic basement (*Figs. 5/a and 5/c*). Detailed surveys even enable us to make an acceptable resource assessment without increasing drilling expenditure (*Fig. 5/b*).

Because of the increasing demand for near-surface coal deposits exploitable by open-pit mining, several surveys were carried out in the Eocene coal district. *Figs. 6/a and b* present the resistivity and phase maps of a VLF survey near Dudar. The VLF resistivity maxima delineate the boundaries of the coal deposit. An e.m. frequency sounding profile of the Héreg area is presented in *Fig. 6/d*, another successful exploration project (*Fig. 6/c*). In *Figs. 6/e and f* the tectonic

terraces which are connected with coal deposits were contoured by potential mapping (Szomor area).

The *Senonian brown coal exploration programme* continued with the detailed phase, with high resolution reflection seismics and e.m. soundings. In the reflection time section coloured according to amplitude (*Fig. 7(b)*) or frequency (*Fig. 7(a)*) the coal measures can be correlated by their special features.

The study area of 1984 for the "*Regional exploration of the Danube-Rába Lowland*" is presented in *Fig. 8*. The exploration tasks comprise three depth ranges. The tool for the exploration of the uppermost 10–20 m is engineering geophysical sounding. The results appear—together with those of the shallow drilling programme—in a series of geological, hydrogeological, agrogeological, soil mechanical and construction geological maps. The scale of the maps to be published is 1:100,000.

The second depth range (from the surface to 600–700 m) contains those water-bearing layers which are of importance for regional water works. The geoelectric properties of the area appear in the average resistivity maps constructed for different levels weighted by the thickness of the layers, and in the apparent polarizability maps (*Figs. 9–11*). Regarding methodology, it is worth mentioning that induced polarization measurements were carried out the first time over several gravel layers. The ρ_a - P_a parameter pairs characterize well the areas differing in average grain size. In the given depth range the sedimentary complex can be divided into four characteristic sequences. The distribution of these sequences is illustrated by the depth sections of *Fig. 12*. The upper three layers are assumed to be of Pleistocene age, the fourth of Pliocene (Upper Pannonian). The total thickness of the Pleistocene is presented in the map of *Fig. 13*. We have constructed so-called lithological sketches from the ρ_a - P_a parameter pairs (*Fig. 14*), showing the distribution of areas dominated by gravel, sand or argillaceous sequences.

In the third depth range (deep structure) telluric and magnetotelluric surveys were carried out. *Fig. 15* shows the telluric isoarea map containing the anisotropy ellipses as well. The relative maxima and minima of this map complement the structural picture of the area known from gravity maps. One of the tasks of magnetotelluric soundings was to trace the continuation of the well conducting zone appearing in the depth range of 4–6 km SE of this area. In the study area the conducting zone is at a depth of 8–10 km. The sounding curves show a pronounced directivity effect, as shown in *Fig. 16*. By marking the telluric period range we wanted to back our opinion that interpretation of telluric measurements must be done by anisotropy ellipses. The main structural directions of the area are NE–SW and perpendicular (NW–SE) as proved by the polar diagrams of *Fig. 17*.

From north Hungary we report on two projects: first, the *regional geophysical exploration of the Aggtelek–Rudabánya hills*. We have transversed the main

structural line, the Darnó zone, by a regional reflection seismic profile (see *Fig. 18*). The good resolution of the profile gives a better and more detailed picture of the structure of the Darnó line and the Ózd Paleogene basin than previously. In the two band-filtered versions of the profile (*Fig. 19*) the sharpest structural boundary can be found at the contact of the undisturbed Cenozoic sedimentary complex and the strongly dislocated Palaeozoic–Mesozoic basement. Within the basement, the Darno tectonic zone (around 55°) exhibits itself in the contact between two structural units of nappes with opposite vergence. The southeastern unit has a northwestern vergence and it corresponds to the Palaeozoic sequences of the Uppony and Szendrő hills. In the northwest, a two-stage unit of southeastern vergence is present, corresponding to the Permian–Mesozoic sequences of the Aggtelek–Rudabánya hills. Within this unit the upper stage may correlate with a definite tectonic nappe. In the level of the Tertiary sediments, the Darnó zone appears as a series of strike-slip faults. The main strike-slip fault is probably between the fronts of the two nappes of opposite vergence (near 55°). To the northwest, within the basin, the Tertiary complex can be divided into several seismic sequences. The deepest ones (I and II) may represent formations, unknown up till now.

The second project of north Hungary is the *ore exploration of the Mátra Mountains*. This year we report on the geological–geophysical surveys carried out on the main ridge and its northern slope (*Enclosure 1*). As a result of this a more exact geological map of the area has been able to be constructed (*Enclosure 2*). We were able to prove that above the “central rhyolite tuff” the andesites cannot be divided into two categories, but four separate volcanic superstructures could be delineated. By reinterpretation of former palaeomagnetic data, we could conclude that three of these four volcanoes are of similar age and their sequences belong to the same palaeomagnetic zones as those of the Börzsöny Mts. These volcanoes were created before the caldera of the Mátra broke in as they form part of the broken caldera structure. The volcanites of the Central Mátra revealing normal magnetization and, since they belong to a higher palaeomagnetic zone, should have originated after the caldera. All the veins and bedded veins belong to the volcanic centre of Galyatető, thus they are of pre-caldera age too. The fault system, however, is mainly of post-caldera age.

In the framework of *geophysical measurements along geological base lines* programme, geomagnetic, gravity and geoelectric surveys were carried out in order to study the *Diósjenő dislocation zone* (east of the Börzsöny Mts). In *Fig. 20* both the starting suppositions and the resulting model are shown. For the exploration of the *Zagyva trough* (west of the Mátra Mts.) a regional seismic profile was shot which joins the regional seismic network of Hungary. The location of the profile is shown in *Fig. 21*; the time section, with processing up to 10 sec, is presented in *Fig. 22*. In interpreting the time section, we

had borehole data from the rims of the trough or from some elevated blocks only. Thus we had to rely mainly on the seismic characteristics of the seismic sequences. By reinterpreting the seismic profile, shot in 1978 in the *north-western foreground of the Mecsek Mts.* we wanted to promote the interpretation of the magnetotelluric soundings carried out in this fairly unknown area. The telluric minimum zone coincides with a gravity maximum (see *Figs. 23 and 24*), we therefore supposed that in the basement, low-resistivity Carboniferous formations were present. From the magnetotelluric soundings it seems that the minimum zone of the telluric map is caused by well conducting formations at depths of 9–11 km. The reprocessed seismic profile (*Figs. 25 and 26*) does not reveal any reflecting horizon in the depth range of the well conducting formations.

For *oil exploration* we continued the reflection seismic surveys of former years on the Great Hungarian Plain, in contract with the National Oil and Gas Trust of Hungary. From the Vibroseis survey of the Szeged area a typical time section is presented in *Fig. 27*. The main steps of processing were: trace by trace spherical divergence correction, vibro-deconvolution, velocity analyses, stacking, signal enhancement by coherence filter, wave-equation migration. In the time section one can observe the inner structure of the Neogene complex, and the folded–faulted structure of its basement.

In the area of the *Mecsek hard coal district* a geological reconnaissance survey has been in progress since 1976. In the framework of this survey, geophysical work has been carried out by ELGI (see *Fig. 28*). From the seismic profiles shot between 1980 and 1982, five Vibroseis profiles were re-processed and re-interpreted in 1984. We were able to use a number of more refined processing steps (vibro-deconvolution, correction programs for non-straight-line recording, wave-equation migration) which had not been at our disposal at the time of measurement. As a result of the improved processing, the resolution of the seismic waves improved and the seismic signatures of the differing sequences are more characteristic. Thus we could delineate the coal-bearing sequence fairly well and mark the upthrusting causing the thickening of the coal measures (*Fig. 29*).

The engineering geological mapping of the Balaton recreation area started three years ago. In the 15–20 km wide zone bordering the lake the depth of investigation is a maximum of 15 m. The project is aimed at helping construction planning, environment protection, management of water supplies, regional development and agriculture. The geophysical method with which ELGI contributes to the project is engineering geophysical sounding (penetration). The four parameters determined provide both petrophysical and soil-mechanical information. In *Fig. 30* typical lithological and bulk density columns are presented. *Fig. 31* shows the geological cross section along these sounding points. The lithological classification and the peak resistance for two different depths are presented in

the maps of *Figs 32* and *33*. These data provide a sound basis for construction planning.

From our *water exploration* activity the geophysical surveys of two areas of the Sirok Water Works are presented. The task was to determine the thickness of the water-bearing gravel layer, and the depth of the impermeable clay. The geoelectric depth section of the first area is presented in *Fig. 34*. It can be seen that the wells (their average depth being 12 m) reach just the top of the water-bearing gravels. By deepening the wells the necessary quantity of water can be supplied. In the other area the structure is more complicated and the impervious argillaceous layer is shallower (*Fig. 35*); even so, it appears that by deepening the existing wells and by drilling an additional well the task can be solved.

2 METHODOLOGICAL AND INSTRUMENTAL RESEARCH

2.1 SEISMIC METHODOLOGICAL AND INSTRUMENTAL RESEARCH

2.1.1 High-frequency methodological VIBROSEIS[®] measurements*

Seismic reflection measurements have found an ever increasing role in ELGI's bauxite exploration program. Because of the adverse terrain- and seismogeologic conditions VIBROSEIS[®] techniques have come to the foreground. The relatively shallow (200–400 m) exploration tasks face us with several new problems, the most important being how to achieve a proper signal-to-noise ratio and resolution.

There are many possibilities to improve the S/N ratio: with a careful selection of the field parameters one can attenuate the vibrator-generated noise as well as the intensity of ground roll. On the other hand, the cross correlation process could decrease the S/N ratio since the vibrator sweeps that were distorted during propagation by the earth's filtering effect might significantly increase the secondary maxima of the theoretical Klauder wavelet. In order to decrease the secondary correlation maxima specially designed (e.g. nonlinear or combined) sweeps must be used which compensate for the earth's filtering effect. To achieve high resolution the mean frequency of the sweep should also be increased.

To meet these requirements, we need high-frequency vibrators and special control electronics which can generate nonlinear or combined sweeps. ELGI's Failing Y-1100 CB type electrohydraulic vibrators, supplied with Pelton's Advance I Model 5 control electronics meet the above requirements. The vibrators operate in the 8–255 Hz frequency range, the electronic control is programmable, i.e. sweeps of an arbitrary form can be generated.

Methodological measurements were carried out in connection with the bauxite-prospecting seismic reflection survey in the Tükröspusztá–Vasztély region (Hungary). The VE-4/84 profile was first measured by conventional vibrators, with a linear upsweep within the 20–100 Hz limits. A part of the profile was repeatedly measured, using the same field geometry but different sweeps (Figs. 36 A, B and C). Section Ve-4.1/84 (Fig. 36/B) was measured by linear sweeps ranging from 44 to 160 Hz, generated by high-frequency vibrators; Section Ve-4.2/84 (Fig. 36/C) was measured by a combined sweep con-

* Gombár L., György L., Táborszky Gy.

sisting of linear sweeps between the respective frequency limits of 25–73 Hz, 37–87 Hz and 50–100 Hz. The results are shown as migrated time sections, coloured with respect to amplitude strength.

Upon comparing the sections, it can be stated that the basic exploration task can be solved by any of them, for the surface of the Triassic dolomite basement at 200–400 m depth shows up equally well on all three sections. The signal-to-noise ratio and the horizontal and vertical resolution of the sections, however, show significant differences. On a greater part of section Ve-4/84 (Fig. 36/A) the Triassic basement surface is easily followed, it only becomes uncertain between the 1000–1300 m pickets. The position of the structural elements (faults) is uncertain, but for the relatively large fault at 450 m. The overburden of the Triassic formation cannot be further subdivided, the single event we were able to mark is an out-of-plane reflection coming from a fault proceeding nearly parallel with the profile.

On section Ve-4.1/84 (Fig. 36/B) the structural elements can already be defined with much more certainty, however, the definition of the basement surface and the internal layer boundaries of the overburden are still questionable. Due to the very strong secondary maxima, layer boundaries appear as reflection packets rather than well-defined spikes. This is due to the fact that the filtering effect of the subsurface attenuates high frequencies at a much greater extent and the linear nature of the sweep does not allow one to compensate for this effect. Because of the rapid drop-off of the frequencies due to the earth's filtering effect, even the basement reflections appear as wave trains. In order to increase vertical resolution—especially in thin-layered formations—the secondary correlation maxima should by all means be reduced.

Section Ve-4.2/84 (Fig. 36/C) gives the most reliable information: besides the basement surface, the thin Eocene layer in the overburden can also be traced. On the upper flank of the fault at 450 m the presence of Eocene is uncertain, it is possibly absent. The penetration depth of the sweep is very good since we can even find a horizon within the basement that gives an important clue for a more accurate determination of the younger fault planes (energy decrease within the basement). The vertical resolution has also increased as the combined sweep compensated the subsurface's filtering effect and decreased the secondary correlation maxima.

In conclusion, it can be stated that in our further endeavours toward increased vertical resolution, besides increasing the mean signal frequency, care should be taken that the filtering effect be compensated.

2.1.2 Seismic program package of the COROLLPRESS digital colour plotter*

For a few years now, our Annual Reports have regularly been carrying coloured displays of seismic sections. We should now like to summarize the technical specifications of the plotter and its software; these have reached their present state over several years of development.

First, a few words on the plotter. It is of rotating drum type; pictorial information is applied to a normal paper or transparent foil by electromechanical writing heads supplied with sapphire rollers. The resulting picture dries immediately, does not require any after-treatment and can be preserved for an unlimited time. At present (due to the size of the drum), the maximum picture size is 600×400 mm. It takes some 20 minutes to plot a full-size picture. The four writing heads (yellow, red, blue and black) apply special inks to each picture point, according to the control command defining the desired colour tone. A great number of possible colours and shades are available. By means of these colour mixtures the specific information content of a pixel is greatly increased. The correct operation of the device is easily checked and adjusted by a built-in TEST generator.

Fields of application: Since each pixel is individually controlled and defined, arbitrary visual information can be plotted. The equipment has proved especially useful in the construction of geophysical result maps, isoline maps, histograms, in displaying figures consisting of coloured areas — in all fields of industry, agriculture and research where a multitude of parameters must simultaneously be displayed. Further fields of application arise in image processing, e.g. in displaying satellite imagery. Successful agricultural and medical applications have also been reported.

In accordance with a recently signed contract between ELGI and CGE**, the development of a general geophysical colour plotting program package has been launched, where ELGI's main task will be to visualize seismic measurements and results. Experts of CGE, Moscow, will chiefly be concerned in general-purpose programs to translate the codes of different vector plotters into the raster format of the COROLLPRESS, as well as in problems of the joint visualization of well-log and seismic data.

The programs, already realized in ELGI, serve for the coloured display of seismic sections with respect to amplitude or frequency. The program for coloured amplitude displays eliminates the gross amplitude differences by an AGC-like regulation, and carries out smoothing using the simple 3-point normalized digital filter (0.25; 0.5; 0.25;):

$$\bar{A}_i = (A_{i-1} + 2A_i + A_{i+1})/4.$$

* G. Sölyom I., Schantzl R.

** Central Geophysical Expedition, Moscow

The aim of amplitude control is to reduce signal amplitudes to about the same level. To achieve this goal, the trace is multiplied by a so-called "regulating function" which, apart from a constant factor, is the reciprocal of the amplitude vs time curve of the given trace. The program plots the smoothed, amplitude-regulated trace, while colouring is made according to the original amplitude values. For scaling purposes, the program either selects the maximum of the trace or some externally defined maximum is accepted. This maximum is then used to normalize the values of the trace within -1 and $+1$. Finally, according to some prescribed "dictionary" of colour codes, the values are written onto magnetic tape in the COROLLPRESS raster format (*Fig. 37*).

The program for coloured frequency displays determines the instantaneous frequency of the wave from the distance between successive zero-crossings (*Fig. 38*). (The exact place of a zero-crossing is determined by linear interpolation).

In both programs one can display either peaks or troughs, or both. Distance between traces can arbitrarily be specified in accordance with the desired scale. Wave contours (the "wiggle trace") are plotted in black, the area under the contour is coloured according to the user-specified colour scale. The colour spectrum is also plotted, with necessary annotations and numerical values, on the left-hand-side of the section. We can also plot arbitrary legends, symbols or numbers before the section. Alphanumeric symbols can be plotted in 3 different sizes (1.6, 3, and 4 mm).

In connection with our new 3-dimensional program package it has also become necessary to display time slices in colour (*Fig. 39*). The seismic data belonging to the same time instants are gathered from the parallel profiles and the set of data obtained is visualized as follows: for each item of data there will correspond a small square of a colour defined by the value of the given data. The correct scale is achieved by two independent scale factors (x and y) which define reduction, (or magnification if x or y is less than 1) in the respective direction. Magnification/reduction is realized by means of a 3-point Lagrange interpolating polynomial.

An important requirement in 3-D surveys is to have a coloured "bin map", i.e. a map where the colour of a given square shows the number of depth points within the given range (Δx , Δy). Also in this program, scales are arbitrarily selected, and the colour-code is user specified (*Fig. 40*).

The COROLLPRESS provides an obvious way to generate 4 new colours simply by mixing the 3 basic ones (yellow, red, blue) in a 1:1 ratio. This, however, does not suffice for most practical purposes so that a new algorithm had to be developed to generate a greater variety of tones. This task was solved in the Central Geophysical Expedition. They generated 9 different shades of each basic colour by means of densifying and rarifying the dots within a given area. By superimposing these shades $9^3=729$ new tones can be obtained

(Fig. 41). The expansion of the colour spectrum offers new vistas for the COROLLPRESS plotter.

Another important part of the graphical software developed in the CGE concerns ways of communication between vector plotter/raster plotter codes. One of these programs can scale, magnify or reduce along the x or y axis, rotate or shift the results of the vector plots (originally prepared for the BENSON plotter). Another program translates the already properly scaled vector plot into raster codes so that it can directly be displayed on a COROLLPRESS. A further program, also from CGE, can efficiently be utilized for mapping purposes: it can colour by different tones any area bounded by a closed curve of arbitrary shape. The transformations mentioned above can also be carried out.

The DISC 1 program serves for a colour-coded representation of the seismic parameters. By means of this program we can prepare 2-dimensional plots in 32 colours of the different instantaneous parameters (amplitude, velocity, frequency, coherence, etc.), provided that they are stored as standard SDS-3 seismic traces. The colour-coded range of the local variation of the parameters is either automatically computed or externally specified. The automatic procedure is based on the following algorithm: the program statistically analyses the two-dimensional distribution of the given parameter and determines the colour scale; that is, it defines a correspondence between the 32 tones and the local ranges of variation of the parameter. Next, each value of the parameter is translated into the corresponding colour code. It is also possible to compute the average value of the parameter in a sliding time window along a given reflecting horizon, and to plot it as a separate graph below the seismic section (Fig. 42).

There are several further developments under way, in ELGI-CGE cooperation, with the aim of extending the possibilities of the COROLLPRESS colour plotter.

2.1.3 The "Volna 96" marine data acquisition system*

The development of the "Volna" (Russian term for "wave") marine seismic complex is based on the SD-20 microcomputer-controlled seismic field system. The "Volna" complex includes the SDA-III data acquisition system which is a special off-shore version of the SDA-II, developed by ELGI for land use.

During off-shore surveys the length of the data acquisition cycle is several times greater than that of land surveys: the system should therefore be able to be utilized for continuous measurements lasting several hours or even days.

* Mészáros Cs.

This, first of all, affects the way the measured data are recorded. Recording is made by a magnetic tape unit. To ensure easy changing of the tapes without interrupting the measurement cycle, two tape drives are used; switching from one to the other is automatic.

For long-term, continuous recording it is absolutely necessary that the system as a whole be stable and eventual errors be easily recognized and eliminated. System stability is ensured by high-quality building blocks and careful mechanical design. Before measurement the system can be thoroughly checked in a relatively short time by means of test programs. Another task of the test programs is to delimit the possible cause and place of the eventual malfunctions. The test program package contains the memory test of the MO-51 microcomputer, the magnetic tape drive test, the test of adjustability of the parameters of the SDA-III data acquisition unit, and a test of the cable. The working conditions of the SDA-III are well characterized by the results of the following tests: dc offset test; S/N ratio analysis; identity check; cross-talk measurement; checking of the accuracy of the gain steps; checking of the corner frequencies of the filters; determination of system noise; dc offset- and linearity analyses of the A/D converter.

The records are visually checked by means of an analog multiplex display. Single-trace display can also be made by the on-line plotter.

Off-shore surveys naturally have their own specific auxiliary devices. The pressure-sensitive hydrophones are placed in long (several km) flexible plastic cables filled with oil. As the immersion of the sensors below sea-level must be taken into account in processing, these depth values should also be recorded together with the seismic data. The depth-measuring device (made in USSR) provides a digital output signal which is recorded on an auxiliary channel. The depth data are provided in time-multiplex form.

Data processing also requires that the direct signal generated by the energy source be digitized and recorded. To save magnetic tape, recording is usually started only after an appropriate delay depending on sea-depth. The source signal, which would otherwise decay during the delay time, has to be digitally stored until the recording of the seismic data begins. For this purpose we use a 4K-word memory. The source signal is recorded in an auxiliary channel. The start of the individual measurements and the timing of the shots depend on the velocity and position of the ship. The exact time of shot command is accurately determined by the ship's navigation system. The operation of the complex is shown in *Fig. 43*. The SDA-III data acquisition unit is remotely controlled by an MO-51 microcomputer. The measured data appear through the TS (Time Sharing) -bus, the formatter of the tape transport is also connected to the TS-bus. Tape transport and the state of the tape drive is continuously supervised by the MO-51. The digital AGC is also connected to the TS-bus: at its output there appears a gain-controlled time-multiplex image of the digital floating

point data which can continuously be checked on an oscilloscope. A further unit connected to the TS-bus is the (Soviet) plotter-interface controlled by an ELEKTRONIKA-60 microcomputer, the separating and storing stages (ELGI development) are built in the SDA. If the data acquisition unit is interfaced to the real-time pre-processing system, the shots and the SDA-III are controlled by software.

A further development of the SDA-II data acquisition unit of the SDA-20 land system has resulted in an increase of the original (maximum 48) number of channels to 96 while the minimum 1 m sampling rate was cut to 0.5 ms — without changing the parameters of the well proved digital gain controller and A/D converter of the SDA-II. The following number of channels and sampling rates are used:

| | |
|-------------|-----------------|
| 24 channels | 0.5, 1, 2, 4 ms |
| 48 channels | 1, 2, 4 ms |
| 96 channels | 2, 4 ms. |

The increased speed is due to the multiplex operation of two parallel measuring systems. The operation principles of the SDA-III will be clear on the basis of *Fig. 44*: outputs of the hydrophones or of internal generators are led through the electronic roll-along switch to the input of the preamplifier. The first stage of the preamplifier is a symmetrical, direct (galvanic) input — variable amplification, asymmetric output amplifier. Amplification can be $E=18, 24, 30, 36$ dB. Gain setting is possible in groups of 24 or 48 channels. Next comes a high-pass filter of 24 dB/octave slope, and with cut-off frequencies of 5, 10 or 15 Hz. This is followed by a notch filter rejecting the 50 Hz ac, which can be switched on or off, and by a low-pass (antialias) filter ensuring the appropriate upper limiting frequency in accordance with the sampling rate. Its slope is 72 dB/octave, its cutoff is automatically set to one of the values $f_a=62.5, 125, 250, 500$ Hz depending on sampling rate. The filters and many other functions are controlled by a “parameter setting” unit.

The signal to be measured reaches the input of the digital gain controls through a low-level multiplexer. The digital gain can be $0 \leq E \leq 84$ dB, it changes in $\Delta E=12$ dB steps in accordance with the amplitude of the measured signal. Resolution of the A/D converter is 13+1 bit, its output signal reaches the TS-bus through an interface unit. The data of the successive channels follow each other with a timing in conformity with the SEG B tape format. The signal formatter (unit 6 of *Fig. 43*) synchronizes the data recording and matches the digital and analog auxiliary channels. The data finally enter the input of the tape transport. These units generate the final tape format or, in case of playback from the tape, it reproduces the TS-bus format.

2.1.4 Further development of the floating-point array processor*

In 1984 we further developed the floating-point array processor. It was found during field tests that the safety of operation of the processing system can greatly be increased if the disc used as background memory is substituted by a semiconductor memory. Keeping this in mind we developed an "electronic disc", its present capacity is extendable from 1 to 16 Mbytes. We plan a further increase in the capacity of the background memory up to 32 Mbytes. The application of the "electronic disc" also resulted, besides greater working safety, in a decrease in data transfer times. For procedures involving correlation, the required store capacity has been halved since summations can simultaneously be carried out with the loading of data.

The interface of the array processor has also been redesigned, its new version can split the 16 bit words into bytes. The special processor has been supplemented by fast image-processing procedures required by the introduction of underwater photo- and TV techniques used in sea-floor prospecting. The arithmetics of division has also been improved: it can now carry out divisions by fixed-point and floating point numbers as well. The realization of fixed-point division also renders possible the division of non-normalized floating-point numbers.

The presently available Fast Fourier Transform can be used to transform 0.5 K, 1 K or 2 K complex data arrays from the time domain to frequency domain, or back.

The operation requires

| | |
|-----------|------------|
| 7 ms for | 0.5 K data |
| 16 ms for | 1 K data |
| 32 ms for | 2 K data. |

The extension of the FFT to 4 and 8 K arrays is currently under way. In order to make full use of the FFT in correlation procedures we have realized the element-wise multiplication of two complex arrays. The schematic diagram of the array processor performing the above-described tasks is shown in *Fig. 45*.

2.1.5 Seismic measurements in Dorog Coal Mines for water prevention purposes**

Dorog Coal Mines, producing one of the best brown coals in Hungary, are seriously endangered by water inrush. Water can mainly be expected from the basement of Eocene sediments, consisting of strongly karstic Triassic limestone

* Elsner M., Komjáthy J., Lazarovits Gy., Méry T., Páhi L., Rajnai R.

** Bodoky T., Cziller E., Braun L.

and dolomite, which almost directly underlies the coal-bearing formation. The danger of water inrush is greatly increased by the presence of large—in some cases greater than 100 m—faults, dissecting the basin floor into blocks. In cases when the mining operation proceeds in the downthrown parts of these faults, e.g. in Colliery XXI of Dorog Coal Mines, it is not sufficient to know the position of karstic rocks below the mining level, one also has to know the great boundary faults along which these rocks are elevated high up above the mining area.

To date, the mining industry has only been able to rely on borehole information—from drillings either from the surface or from inside the mines. The first procedure is very expensive whereas the second is, even in itself, a dangerous activity, especially in cases where such high water pressures occur as in the deep levels of Dorog Mines. A further disadvantage of such drillings is that for each of them a water preventing pillar should be marked out which increases the amount of coal left behind and causes difficulties when planning the winning. Consequently, only a limited number of boreholes can be drilled to determine the position of the karstic rocks, i.e. usually, one can only guess the position of the limestone surface in lack of adequate information. These circumstances explain our motivation in experimenting with other, mainly non-borehole, geophysical techniques.

When we analysed the research task and the mines where the measurements were to be carried out, we decided to use the seismic method. In in-mine seismics the elastic waves usually propagate from source to geophone in four different ways: as direct waves, reflected waves, refracted waves or channel waves. The various seismic techniques applied in mines make use of all four types of waves. For in-mine limestone prospecting however, with the aim of water prevention, the analogues of the familiar reflection and refraction methods seemed to be most appropriate.

In Colliery XXI of Dorog Coal Mines we have been carrying out in-mine seismic reflection and refraction measurements since 1982, partly as methodological experiments, partly for geological prospecting purposes. Both in the reflection and the refraction methods special problems have been encountered due to the mine conditions. In the reflection method the main deviation from surface measurements had been the occurrence of reflection arrivals not only from vertical or near-vertical directions but practically from any direction of the whole space. What we recorded was an exceedingly complex, hardly interpretable interference pattern of waves coming from different angles. To circumvent this problem, at least partly, we tried to apply the principle of directed wave fronts for the source, and a three-component recording and “quasi-polarization” processing for the receiver.

For refraction measurements the shortness of open drifts caused the main problem. This difficulty was magnified by the relatively high-velocity Eocene

fresh-water limestone overlying the Triassic bedrock which significantly elongated the minimal distances from where the basement would have become detectable. Since this problem cannot be solved by measurement methodology, the refraction technique had to be limited to longer drift sections or to detect very near-lying basement blocks.

Limestone prospecting in Dorog Coal Mines will be illustrated by two measurements: by a reflection and a refraction survey. *Fig. 46* shows reflection results obtained in the No. 38 development drift of Colliery XXI. The location of the fault, which bounded from the north the deep-level mining operations, had been known from two boreholes (D-297, D-199). Mining engineers applied the usual principle of "greater safety" and constructed a relatively flat fault plane based on these two drillings. During winning, the pillar was determined with respect to the fault plane constructed in this way.

The seismic reflection survey performed in development drift No. 38 showed that in the measurement level the limestone wall, i.e. the fault plane, was some 25 m farther than constructed. Thus, on the basis of borehole D-297 and of the seismic results, the boundary fault plane was constructed anew. This resulted in a more accurate definition of the water prevention pillar and in the release for winning of a substantial amount of coal.

Fig. 47 presents a refraction project, in the base road of level -120 m of Colliery XXI. This measurement was decided on when the mining authorities were deliberating about extracting the so-called "C" seam from below the road. The basement below the road was known to the Mining Engineering Office only from laterally projected data of relatively distant boreholes, so that it seemed necessary to check these data by geophysical means. The results of the refraction measurements have shown a striking agreement with former geological maps, with regard to tectonics, i.e. in the location and character of faults, although the depth of the limestone surface, found by refraction, was only about half of the previously assumed 35-50 m. Consequently, the mining plant gave up the idea of extracting the "C" seam as this was within the boundaries of the water prevention zone.

These experiments carried out in Dorog Mines open up a new field of application for in-mine seismics and offer a new tool for miners in their struggle against water inrush. Obviously, these results cannot be considered more than the first exploratory steps along the way towards a powerful new technique.

2.2.1 A study of the domain of investigation of frequency sounding*

Practical problems of frequency soundings with artificial sources, both in the field and during interpretation, have called our attention to the following questions. What is the "domain of investigation" of the measurements for different frequencies and how does this domain depend on the applied frequency? A previous study [PRÁCSER et al. 1983] based on numerical calculation of the standard horizontally layered geoelectrical model provided the dependence of the measured field characteristics on the conductivity distribution as a function of depth; this gave us a possibility to investigate the depth-resolution of a given method. This model, however, cannot be applied to derive the dependence of the measured values on lateral conductivity changes.

A full answer to this problem should of course be postponed until the general 3-dimensional direct problem has been solved. Until that time, however, we feel that even partial results might deserve attention. The study to be presented deals with the case of a small-sized interbedding, whose resistivity differs only slightly from that of the surrounding rocks. It is assumed that this interbedding lies in a homogeneous whole space. We study the relative values of the anomaly fields due to the inclusion for different geometrical positions of the latter, along a plane passing through the dipole source and containing its momentum. It is also assumed that these values do not significantly differ from the relative values due to a similar anomalous body placed in a half-space. Thus, in the computations and when stating our conclusions the plane of the magnetic dipole transmitter loop is also referred to as the "surface plane".

Let us consider a normal or primary model consisting of a homogeneous embedding medium of conductivity σ_K for magnetic dipole induction. To this model, there belong the field strength values $E^{(n)}$, $H^{(n)}$ at an arbitrary point of the space. Suppose that the total, or secondary, model consists of a body T of conductivity σ_T embedded in the above-described homogeneous medium, under the same excitation. Denoting the characteristic function of T by χ_T that is $\chi(x)=1$ if the point x is an element of the body T , and 0 otherwise the spatial conductivity distribution of the secondary model becomes

$$\sigma = (1 - \chi_T) \cdot \sigma_K + \chi_T \sigma_T \quad (1)$$

* Szijeti G.

(see Fig. 48). Let the field strengths E , H belong to the model described by conductivity function σ .

In an attempt to solve this general problem, DMITRIEV and FARZAN (1980) derived an integral equation for the field strengths E , H . The integral equation contains the $E^{(n)}$ values as already known quantities. For three-dimensional interbeddings of arbitrary shape the solution of this integral equation is a very difficult task. In what follows, we shall show a very much simplified version of the derivation, for a special type of causative body, which yields a simply computable end result.

For a fixed frequency, the Maxwell equations for the total model assume the form

$$\begin{aligned} \operatorname{rot} E &= i\omega\mu H \\ \operatorname{rot} H &= \sigma E + j, \end{aligned} \quad (2)$$

where j is the current flowing in the loop of the inducing dipole, σ is given by Eq. (1). For the normal model this system of equations becomes:

$$\begin{aligned} \operatorname{rot} E^{(n)} &= i\omega\mu H^{(n)} \\ \operatorname{rot} H^{(n)} &= \sigma_K E^{(n)} + j. \end{aligned} \quad (3)$$

By subtracting system (3) from (2) we find that the anomalous field ($E^{(a)} = E - E^{(n)}$ and $H^{(a)} = H - H^{(n)}$) satisfies:

$$\begin{aligned} \operatorname{rot} E^{(a)} &= i\omega\mu H^{(a)} \\ \operatorname{rot} H^{(a)} &= (1 - \chi_T)\sigma_K E^{(a)} + \chi_T\{\sigma_T E - \sigma_K E^{(n)}\}. \end{aligned} \quad (4)$$

If we could consider the second term on the r.h.s. of the second equation of system (4) as a source-term, this would imply that the $E^{(a)}$ and $H^{(a)}$ components of the field were due to independent sources in the homogeneous field of conductivity σ_K .

Let x_0 denote an arbitrary point of $T(x_0 \in T)$. Consider $E(x_0)$ as a function of σ_T and T . Suppose that T is so small that $E(x_0)$ depends only on volume ΔV and on the specific conductivity of body T :

$$E(x_0, \sigma_T, T) = E_{x_0}(\sigma_T, \Delta V).$$

Further, assume that E_{x_0} can be defined as a function of two real variables σ_T and ΔV in a small vicinity of the point $\sigma_T = \sigma_K$ and $V = 0$, and that this function is at least twice continuously differentiable in this neighbourhood of point $(\sigma_K, 0)$. We have

$$\begin{aligned} E_{x_0}(\sigma_K, \Delta V) &= E_{x_0}^{(n)} \\ E_{x_0}(\sigma_T, 0) &= E_{x_0}^{(n)} \end{aligned} \quad (5)$$

implying that the first derivatives are missing in the two-variable Taylor series development of E_{x_0} :

$$E_{x_0} = E_{x_0}^{(n)} + \left. \frac{\partial^2 E_{x_0}}{\partial \sigma \partial V} \right|_{\substack{\sigma = \sigma_K \\ V = 0}} \Delta V (\sigma_T - \sigma_K) + \dots$$

where the omitted terms tend to zero at least in the third order. Thus, in Eqs. (4) we can write $E_{x_0} = E_{x_0}^{(n)}$ for an arbitrary $x_0 \in T$ if

$$\Delta V(\sigma_T - \sigma_K) \ll 1 \quad (6)$$

That is, by Eqs. (4), the anomalous field components, $E^{(a)}$, $H^{(a)}$ are due to the current density

$$j = (\sigma_T - \sigma_K)E^{(n)}$$

arising in the points of body T . Finally, if $E^{(n)}$ is assumed as constant within T , and T is taken as a prism of cross section A perpendicularly to $E^{(n)}$ and of height dl , the total current flux through T is

$$I = Aj = A(\sigma_T - \sigma_K)E^{(n)},$$

which corresponds, along the length dl , to an electric dipole

$$M_e = dlI = dlA(\sigma_T - \sigma_K)E^{(n)} = \Delta V(\sigma_T - \sigma_K)E^{(n)}.$$

Summing up the results of the derivation: if the interbedding satisfies condition (6), then the anomalous field can be taken as if it were due to a dipole, at the same place as the interbedding and having the moment

$$M_e = \Delta V(\sigma_T - \sigma_K)E^{(n)}. \quad (7)$$

Consequently, the anomalous electromagnetic field can be computed in two steps. First, we take a dipole placed at the spatial transmitter point X_A in a homogeneous total field of intensity M_m and compute the induced electric field $E^{(n)}$ at point x_0 of the causative body. Next, we put an electric dipole into a total field of intensity M_e (obtained from $E^{(n)}$ by Eq. 7) and compute the EM field induced at the receiver point.

Let us now apply Eq. (7) to derive the distribution of the magnetic field component $|H_z^{(a)}|$ of a magnetic dipole source, placed on a plane considered as the surface. The small-sized causative body of small conductivity contrast is moved along a plane S perpendicularly to the surface. The $E^{(n)}$ component of a dipole placed in a total field can be expressed in spherical coordinates as

$$E^{(n)} = E_{\varphi}^{(n)} = \frac{M_m}{4\pi} i\omega\mu \cos \alpha \frac{1}{r_1^2} (1 + \gamma r_1) e^{-\gamma r_1}, \quad (8)$$

where $\gamma = \sqrt{i\omega\mu\sigma_K}$, M_m is the dipole moment of the transmitter. Since E_{φ} is perpendicular to plane S , the φ' component of the magnetic field of the electric dipole, provided by Eq. (7) in the same direction as E_{φ} becomes, at a surface point,

$$H_{\varphi'} = \frac{M_e}{4\pi} \frac{1}{r_2^2} (1 + \gamma r_2) e^{-\gamma r_2}. \quad (9)$$

The meaning of the geometrical parameters is given in Fig. 48.

Introducing the real induction number $B = L\sqrt{\omega\mu\sigma_K}/2$, taking into account that $H_z = H_q \cos \beta$ and that we are only interested in the magnitude of $H_z^{(a)}$, we obtain from Eqs. (7)–(9) that

$$|H_z^{(a)}| = C \frac{1}{(r_1/L)^2} \frac{1}{(r_2/L)^2} \cos \alpha \cos \beta \cdot \sqrt{\left(1 + B \frac{r_1}{L}\right)^2 + \left(B \frac{r_1}{L}\right)^2} \sqrt{\left(1 + B \frac{r_2}{L}\right)^2 + \left(B \frac{r_2}{L}\right)^2} e^{-B \frac{r_1}{L}} e^{-B \frac{r_2}{L}} \quad (10)$$

with

$$C = \frac{M_m(\sigma_T - \sigma_K)\omega\mu IV}{16\pi^2}.$$

Figure 49 shows the $|H_z^{(a)}|$ values of the anomaly field due to a causative body moving along plane S , where S is perpendicular to the surface and contains the transmitter and the receiver. Values measured at the receiver points along the surface are displayed at that point where the centre of the causative body is found. Strictly speaking, we plotted the relative values of the anomalous field, normalized by the anomaly value due to a similar causative body placed midway along the transmitter-receiver section. Thus, the distributions shown in Fig. 49, do not depend on the parameters figuring in coefficient C of Eq. (10). A scrutiny of Fig. 49 allows the following conclusions, for the case when the induction number is $B = 0.33$:

- Identical anomaly fields belong to causative bodies which are symmetrical with respect to the plane perpendicularly bisecting the transmitter-receiver line.
- Near the surface, very large effects are obtained if the causative body approaches the transmitter (receiver). At surface point $r_1 = L/10$, for example, the effect is 7.66 times larger than at $r_1 = L/2$.
- Causative bodies situated along a vertical line beneath the transmitter do not cause any anomalies.
- From among the causative bodies which are in a horizontal plane at a depth of $1/3$ the transmitter-receiver distance, or deeper, the greatest anomaly belongs to the body under the point bisecting the transmitter-receiver line.

If we suppose that the geophysical task is to detect a given causative body, then the domains bounded by the different isolines of Fig. 49 indicate the shape and size of that part of the space which can be studied by means of the given frequency. If we define the limit of detectability as a fraction $1/e = 0.37$ of the effect due to a body in the surface symmetry point, we can state—for the induction number $B = 0.33$ —that this range consists of an ellipse-like domain beneath the transmitter-receiver range, its depth being some 0.4 times L , as

well as of two smaller regions of about $0.3 L$ width, extending beyond transmitter and receiver, respectively.

In *Fig. 50* we study only this domain, i.e. that bounded by the 0.37 isoline, and its dependence on induction number. The explored region becomes gradually deeper and broader as the induction number decreases. In case of lower frequencies we always have to expect during interpretation that there is a non-negligible lateral effect coming from the outside of the transmitter-receiver range.

In further experiments under way we plan to study the spatial movement of the causative body. From these studies we hope to gain new insight into the different resolving properties of frequency soundings carried out dip-wise or strike-wise over geological structures.

2.2.2 Physical modelling of the inductive electromagnetic frequency sounding*

Inductive electromagnetic frequency sounding has successfully been applied in Hungary for several years for prospecting solid mineral resources, primarily bauxite and coal. For horizontally layered models the different electromagnetic field characteristics can fairly accurately be determined by mathematical modelling. For more general 2- and 3-dimensional structures the description of the total electromagnetic field becomes very difficult and—unless special approximations are made—the field strengths can be computed only by time-consuming numerical procedures. Thus, the resolving power of the method, or the distortions due to near-surface inhomogeneities, are more effectively studied by physical modelling. To begin with, we experimented with two- and three-layer models partly to check the equipment itself.

The measurements were carried out in the Electromagnetic Modelling Laboratory in Sopron, jointly established by the Research Institute for Geodesy and Geophysics of the Hungarian Academy of Sciences, the Geophysical Exploration Company of the Hungarian Oil and Gas Trust, and the Eötvös Loránd Geophysical Institute. Earlier studies from this laboratory concerned the modelling of electromagnetic frequency sounding and profiling with conductive source, magnetotelluric measurements and dc mapping (cf. Annual Report for 1980).

In electromagnetic frequency sounding the ratio of the vertical and horizontal magnetic field strengths is measured and, during processing, apparent resistivity–depth sounding curves are computed. To model such measurements, a new measuring complex was developed in 1983–84. The complex accurately executes a large number of frequency soundings in a relatively wide frequency

* Csathó B., Gémes M., Kardeván P., Prácer E., Szarka L. (MTA GGRI)

band (20 kHz–6 MHz), eliminates the need for transmitting high-frequency signals (10 kHz mean frequency) and automatically records the signals (*Fig. 51*). The power amplifier feeding the transmitter loop is controlled by a high stability syntheser-generator. The signal of the receiver coil is amplified by the wide-band preamplifier near the coil, then it is transposed to 10 kHz mean frequency by the modulator. The modulator signal is generated by the same syntheser-generator controlling the transmitter. Any further transmitting, amplifying and filtering of the signal is performed on 10 kHz mean frequency. A Commodore-64 personal computer is used for data recording; the sampling times are controlled by photoelectric sensors.

In order to check the accuracy of modelling, a horizontally layered two-layer model with resistive basement was simulated in the model tank, using NaCl solution. The field strength ratios were also determined for the corresponding models. As shown by *Fig. 52* the deviations between computed and measured values do not exceed 1% for any frequency.

As is well known, breaks of the transformed ρ_a (apparent resistivity) versus H (apparent depth) sounding curves indicate geoelectric layer boundaries. As an example, consider the MFS curve of *Fig. 53/A*, measured over a borehole in a Transdanubian study site. It can be seen, that for horizontally layered models, like the present example, no definite break appears on the transformed curve (*Fig. 53/B*). If, however, we make the layer boundary, i.e. the basement, slightly dipping (2° in the present case), the break appears much more conspicuously (*Fig. 53/C*). The phenomenon can be observed both with strike- or dip-oriented spreads. Since, in reality, layer boundaries are rarely perfectly horizontal, this might contribute to their chance of being detected.

Figure 54/A shows an electromagnetic modelling result over a conductive interbedding. The layer boundaries are indicated, with an error of 4–6%, by the points of intersection of the tangents of the curve sections. The same phenomena can be observed on the field curves obtained over the Hannukainen (Finland) ore occurrence (*Fig. 54/B*).

2.2.3 Magnetotelluric instrument development*

By the summer of 1984 we had finished the development of the DEF-7, a new member of the DEF magnetotelluric measuring equipment family. Apart from magnetotelluric measurements, this digital equipment can be used to record electromagnetic field transient measurements, deep frequency soundings as well as induced polarization measurements. A block diagram of the DEF-7 is shown in *Fig. 55*.

* Varga G.

By comparison with the DEF-1 measuring device (Annual Report for 1976 p. 134), the DEF-7 has the following advantages:

- it is controlled by an INTEL-8080 microprocessor instead of the TTL circuits used in the DEF-1. The microprocessor means greater reliability and a flexible, programmable measurement control;
- the E_z component of the natural electromagnetic field can be measured in addition to the conventional, 5-channel magnetotelluric measurements. Knowledge of the E_z component promises new possibilities in MT interpretation. By means of E_z one can determine and—during processing—take into account horizontal wave propagation, as well as the inhomogeneity of the source field;
- simultaneously with the measurements the measured data can be led, through a parallel output, to a microcomputer which can carry out real-time quality control and preprocessing;
- the connection to an external channel creates a possibility for synchronous measurements.

After field check-ups and calibration, MT measurements were performed with the equipment in the fall of 1984 over 20 points.

2.2.4 Geophysics in the service of archeology*

Within the framework of cooperation between the Central Office of Geology and the Excavation Committee of the Academy of Sciences, our Institute has, for a number of years carried out geophysical reconnaissance surveys to detect archeological finds to promote archeological excavation work.

In the past 2 years we solved various tasks at 10 sites, using different methods. The archeological artifacts can be grouped into three broad categories as regards the geophysical techniques which can be used for their prospecting:

1. High-resistivity (limestone) walls in a (shaly) soil of lower specific resistivity can be detected by radar- and resistivity profiling;
2. Burned objects (fire-places, kilns, debris of brick and roof) can be prospected by magnetic measurements due to their thermoremanent magnetization;
3. Ancient mine pits filled with rubble usually appear as resistivity lows in a higher resistivity surrounding, i.e. their location and size can be determined by geoelectric profiling.

In downtown Ságvár the digging up of a Roman fortress had been hindered by many obstacles: the built-up area, the incomplete nature of the original walls because of their exploitation during constructions in modern times, and

* Pattantyús-Á. M.

the high groundwater level. Even the excavations recommenced in the 1970's could not clarify the position of the eastern wall of the fortress near the marshy area. In view of all the difficulties geophysics was commissioned to determine exactly the location of one of the deepest parts of the fortress, the barbican at the SE corner. Our first measurements were made by the GPR (Ground Probing Radar) geological radar system of Geophysical Survey System Inc., USA, whose recommended field of application is archeological geophysics.

Radar provides high-resolution continuous profiling. The basic idea of the method is that an electromagnetic impulse is generated on the surface, the signals reflected from the boundaries between geoelectrically different formations are recorded by a wide-band receiving screen. A characteristic record is shown in *Fig. 56*. On the radar record the wall-remains consisting of materials of higher dielectric constant create many reflected waves while the surrounding soil absorbs a large fraction of the waves. The reflected waves appear in dense, dark zones by means of which the wall-remains can be isolated. The depth was determined by an approximate method: at a known depth near the exploration site, we buried a well-reflecting (metal) object whose clearly recognizable signal provided a reference depth on the records. At the top of the record the places of the characteristic features referring to wall-remains are indicated, together with a resistivity measurement carried out subsequently along the same profile. The resistivity highs appear at the very places where the walls had been assumed on the basis of radar. The mapping of the barbican in the corner of the fortress took only half a day by means of radar profiling.

At the Visegrád-Várkert site magnetic measurements were carried out in a project connected with the archeological excavation of the "Váralja" settlement dating from the XIth century, belonging to the bailiff's castle. For each of the subterranean dwellings kiln-remains were associated causing, according to our measurements, some $-50 + 90$ nT magnetic field strength variations. The magnetic map of a smaller area is presented in *Fig. 57/A* where the two greater anomalies are caused by kilns belonging to houses, as proved by excavation. The objects are well defined even though there are two factors disturbing the magnetic field in the survey area:

1. near the southern corner of the area there is a steel container which exerts a considerable effect;
2. the whole site is in an area of recent volcanic rocks which have a high degree of magnetization.

The measurements were carried out at two heights above the ground, and vertical gradients were computed (*Fig. 57/B*) to reduce the disturbing effects. The measured data were also processed by a high-pass filter. The filtered map (*Fig. 57/C*) almost exclusively consists of the anomalies due to the kilns sought for.

The exploration of a Roman homestead at Balácapuszta, over an area of

16 hectares, involved the use of geoelectric resistivity measurements. Archeological excavation of the site began at the beginning of the century; the approximate location and size of 12 buildings have been determined to date; in the 70's two buildings were excavated. In order to locate further buildings geoelectric resistivity measurements were carried out. A characteristic resistivity section is shown in *Fig. 58*. Curve *a* presents the measured values after smoothing. The resistivity map of the site was constructed on the basis of several such profiles. On these maps the resistivity highs refer to near-surface debris zones, that is, they show the extent of the building. Curve *b* of the figure was constructed by convolving the measured values by a filter derived from a theoretical model. The task of filtering had been to extract the effect of the walls from among the effects due to debris. By correlating the wall-indications of the filtered profiles we have succeeded in constructing a possible ground plan of the building complex.

In Farkasrét, on the outskirts of Budapest, various finds (flintstone splinters, tools made of deer antlers) have come to light, scattered over a fairly large area — referring to the presence of a nearby flint mine (*Fig. 59*). On the basis of the geoelectric profiles measured parallel with the sidewall of the plateau (see *Fig. 59*), the low-resistivity debris zones within the high-resistivity dolomite were singled out for excavation. One of these low-resistivity zones which, according to the depth sections, reached down to deeper levels, did indeed correspond to the place of the flint mine, as was proved by subsequent excavation. Judging from a preliminary dating by the archeologists, the flint mine is 50,000 years old (Middle Palaeolithic), which is a unique find in Europe, deserving considerable attention. *Figure 60* shows a perspective picture representing the assumed position of the mine pit, constructed on the basis of the measurements.

In addition to the previously mentioned cases, there have been a number of other prospects where geophysics was successfully applied to archeological problems. In Aszód, in the area of the Small Balaton, and at the Alsóheténypuszta site, we continued the measurements started in former years (Annual Report for 1982 pp. 216–217). In Visegrád, in the interior court of the bailiff's castle built upon a Roman fortress on the Sibrik Hill, we located two buildings by resistivity profiling, their excavation is planned for 1985. In Esztergom, we could also use resistivity profiling to delimit a buried part of a medieval Benedictine cloister, protruding under a sports ground.

In achieving these results we obtained significant help from Dr. József Korek, deputy director of the Hungarian National Museum, and from the cooperating archeologists leading the excavations: Dr. Endre Tóth, Julia Kovalovszky, Zsuzsa Lovag (Hungarian National Museum), Dr. Vera Csánk (Budapest Historical Museum), Szilvia Palágyi (Bakony Museum, Veszprém) and Mátyás Szőke (King Matthias Museum, Visegrád).

2.2.5 Interpretation of gravity measurements in mountainous terrains*

The gravity surveys of mountainous terrains require a special method of interpretation. When constructing Bouguer anomaly maps various corrections are applied to the measured values; in the mountains, however, it is not sufficient to execute these familiar corrections. Since no method has been described to date in the technical literature for these problems, we have undertaken, since 1980, the task of developing a new technique.

In gravity surveys of mountainous terrain, the following are the main sources of error:

- Bouguer anomalies refer to the surface of an irregularly changing topography rather than to a plane: this leads to a distortion of the value and shape of the anomalies;
- since the Bouguer correction is computed by an assumed constant average density, local correlations arise between the altitudes and the Bouguer anomaly values. These local correlations make interpretation even more difficult.

These sources of errors point to the problems to be solved:

- The gravity anomalies corresponding to varying a.s.l. altitudes should be recomputed to some common datum plane. This can be achieved by analytical upward continuation.
- By making use of the local correlation between the measured gravity data and the altitude values one has to determine, from point to point, the average density of the near-surface rocks, and to use this density function to correct, from point to point, the Bouguer anomaly values.

In 1984 we wrote a program to compute the near-surface average density, and a program for analytical upward continuation. Both have successfully been applied in a smaller experimental site of the Mátra Mts., though as far as the computation of the correlation is concerned, a number of problems remain to be solved.

The new interpretation method will be utilized in the processing of the gravimeter measurements carried out in the W. Mátra Mts. between 1980 and 1984.

* *Pintér A.*, Stomfai R.

2.2.6 Determination of the topographic effect by means of a computer*

Previously, for computing the topographic effect, we read out the average altitudes from a map for each point of measurement. The average altitudes referred to annular sectors. The corrections belonging to the given altitude values were found from published tables. This procedure was exceedingly tedious and time-consuming, and a very probable source of error. In view of this, we decided to realize this computation on a computer.

The recently developed method of computing topographic corrections is based on a data system consisting of the average altitude values for regions of $100\text{ m} \times 100\text{ m}$, read out from contour maps of 1:100,000 scale. As against earlier procedures the region subjected to topographic correction is a square, rather than an annular sector. The earlier procedure took the topographic effect within the area of a circle of 44 km diameter into account, the new method takes into account a square of 51 km side.

The computation of the topographic effect consists of two parts:

- computation of the far-field effect;
- computation of the near-field effect, including the so-called immediate effect.

In the computation of the *far-field effect*, the region subjected to this procedure is divided into square rings (zones, see Fig. 61), where the interior side-length of the greater zone equals the outer side-length of the successive, smaller zone. The individual zones are divided into squares of different areas—depending on their distance from the point of measurement—and these squares serve as bases of the prisms. The average heights of these square prisms are also computed as mean values of the average heights of square prisms of $100\text{ m} \times 100\text{ m}$ cross section.

The zones are defined as follows:

| | outer side length (km) | inner side length (km) | base area of the prism (km ²) |
|---------------|---------------------------|---------------------------|---|
| zone <i>a</i> | 51 | 15 | 3×3 |
| zone <i>b</i> | 15 | 5 | 1×1 |
| zone <i>c</i> | 5 | 3 | 0.5×0.5 |
| zone <i>d</i> | 3 | 1.8 | 0.3×0.3 |
| zone <i>e</i> | 1.8 | 0.2 | 0.1×0.1 |

The square of $200\text{ m} \times 200\text{ m}$ within the innermost zone (of 1.8 km side-length) means the immediate vicinity of the point of measurement; that is, it belongs

* Schönviszky L., Stomfai R.

to the computation of the *far-field effect* and should not be taken into account in the present case. For those points of measurement which are in the interior area of zone e (the area of $1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$ denoted by dashed line in Fig. 61), the distribution into zones is taken as fixed.

To speed up computations, the effect of square prisms exerted on the point of measurement is computed by means of an approximation. Within a neighbourhood of 300 radius around the point of measurement the effect of the square prism is approximated as if it were due to 9 mass points situated at the vertices and at the centre of gravity, respectively, of the prism (this method is due to Prof. F. Steiner of Technical University, Miskolc, Hungary). The more distant prisms are substituted by so-called gravitational sticks ("mass threads"). The procedure is programmed for a RYAD-35 computer. The program computes the far-field effects for the points of a grid of $100 \text{ m} \times 100 \text{ m}$ spacing, fitted to the lattice on the stereographic maps, for 5 different altitudes. The resulting tables appear as printouts. The tables are used by the field crew in such a way that the topographic far-field effect of a measurement point inside a $100 \text{ m} \times 100 \text{ m}$ area is determined, between the given altitude ranges, by interpolation, as a function of the distance of the given point from the corner points.

Besides this tabular solution, we also prepared a special program for the RYAD-35 which directly carries out the computations for each point of measurement. The topographic correction for the gravity survey, measured between 1980 and 84 in the Mátra Mts., has also been performed by this latter program.

For the computation of the *near-field effect* the square of $200 \text{ m} \times 200 \text{ m}$ surrounding the point of measurement is divided into 25 squares of $40 \text{ m} \times 40 \text{ m}$ size (Fig. 62). The topography of the innermost square of $40 \text{ m} \times 40 \text{ m}$ yields the *immediate effect*, the average heights of the other 24 squares of $40 \text{ m} \times 40 \text{ m}$ define the near-field effect. For the computation of the near-field effect the average heights are read out from a contour map of 1:10,000, for each point of measurement. The computation of the near field effect is not based on the square-prism approximation, as this would be very time-consuming, but a third-order approximation is applied, realized on a programmable HP-41C pocket calculator. The calculation of the immediate effect takes care of the central square (solid line in Fig. 63). This square contains the point of measurement in its centre. For the computation of the immediate effect, besides the average height of the central square we also need the average heights of the four adjoining squares (Fig. 63). The central square is divided into four truncated smaller squares where a small square of $2 \text{ m} \times 2 \text{ m}$ is missing from around the point of measurement, as it is assumed that within an area of $4 \text{ m} \times 4 \text{ m}$ we have a planar terrain. The computation is again based on a rapid third-order approximation.

2.3.1 Determining neutron-physical parameters*

Based on results of methodological and instrumental research during the past year, methods of determining new parameters (e.g. slowing-down length, absorption cross section) adding to a more accurate determination of known physical parameters (e.g. density, neutron porosity) enabled us a more reliable interpretation of rock formations.

The flow-diagram for determining density and neutron physical parameters to be calculated from gamma-gamma and neutron-neutron logs is presented in *Fig. 64*. Parameters corresponding to the main components of the theoretical rock model are calculated with the aid of basic data tables. The components of a studied formation should be taken for known in order to be able to set up its theoretical model. Rocks encountered in practice have sophisticated compositions where as in our calculations we are obliged to consider the rock as being composed of 2, 3 or 4 components at most — with a known composition. The relative volume of main components or their composition in weight per cent within the formation is regarded as known. Thus, a general relationship permitting one to determine the said parameters can be written as follows:

$$X_t = V_1 X_1 + V_2 X_2 + \dots + V_k X_k$$

where

X_t is a parameter characterizing the studied theoretical model (e.g. density, absorption cross section);

X_1, X_2, \dots, X_k are the parameters calculated theoretically for the main formation components;

V_1, V_2, \dots, V_k are the relative volumes of the main formation components;

k is the number of main formation components.

The density (electron density) and neutron physical parameters are included in basic data tables. For example, the microscopic neutron cross section values of various element types required for calculating the neutron physical parameters are contained in the data store of the SABINE diffusion program elaborat-

* *Andrássy L., Baráth I., Kovács N.*

ed within the scope of EURATOM and published in 1974. The neutron physical parameters (group constants) are produced from the above data by two segments of the mentioned program viz. by the routines SABAD and CSOPAK.

As an example the values of neutron porosity, slowing-down length L_f , diffusion length L_d and migration length L_m for theoretical models of limestone and sandstone are presented in *Table II*.

With the knowledge of the calculated parameters the theoretical flux distribution or the spectral distribution of backscattered gamma-radiation can be calculated for the studied theoretical models (theoretical calculations of four group diffusion, Monte-Carlo calculations) with the corresponding sonde parameters being taken into account.

The Metrological System for Well Logging built in ELGI provides the opportunity to perform the calibration of gamma-gamma and neutron-neutron sondes of any type under idealized borehole conditions (constant temperature, constant pressure, constant water saturation, etc.). From the result of calibration measurements it is possible to deduce mathematical formulae maintaining the relationship between typical parameters of the formation, measured counts and borehole parameters.

To determine density and neutron physical parameters more precisely one has to know the rock matrix. The Th content to be determined from spectral natural gamma logs and the slowing down length L_f to be determined from neutron-neutron logs can be used to plot an L_f -Th cross plot diagram, which in turn permits one to determine the rock matrix. *Fig. 65* presents an L_f -Th cross plot constructed on the basis of theoretical model calculations.

The determination of density and neutron physical parameters from gamma-gamma and neutron logs is illustrated on a practical example. Logs of various types run in borehole "N" are shown in *Fig. 66*. These logs also include the continuous log of slowing down length L . Relying on these materials the density, neutron porosity and neutron physical parameters (slowing down length L_f , diffusion length L_d , absorption cross section Σ_{ad}) were calculated for coal, clayey coal, limestone and clayey limestone. The results of this calculation are given in *Table II*. The values of density ρ_b , neutron porosity Φ_N and slowing down length L_f shown in the table were determined from continuous logs with the aid of the KFU-4-12 universal surface module. The density and neutron porosity values have been corrected for hole diameter and mud cake effect.

Formations indicated in the table were considered as composed of three main components and, using the three-dimensional cross plot L_d - ρ_b presented in *Fig. 67*, we determined the relative volume of main components in the given formations [the calculated values are in columns *c* (matrix), *n* (total water content) and *h* (contamination) of *Table III*].

2.3.2 Magnetic susceptibility measurements in coal exploration*

In our Annual Report for 1982 it was mentioned that magnetic susceptibility (κ) measurements in boreholes have been conducted by ELGI since 1979. At that time we reviewed the state of the art in all Hungarian survey areas and summarized the values measured in various rock types in the form of a qualitative frequency chart 1982 Annual Report (p. 147). A further task was to elaborate the interpretation technique for typical values of individual rocks. Consideration was given as to whether the magnetite content should be calculated or whether, instead, some kind of relationship should be established between measured results and ancient environment (geochemical environment being implied). Over the past year the bulk of our well logging activities were performed in the lignite area on the southern slope of the Mátra mountain, thus κ logs were run in 14 holes. In the Visonta area the non-productive part of the coal complex was essentially a part of a delta formation which was deposited under water. The whole complex represents a parallel series of coal beds. The log from the Véc-s-35 borehole is shown here as a typical example. The series includes—in addition to lignites—clays, silts and sands (*Fig. 68*). The average susceptibility value of sands is $\kappa = 1.5 \times 10^{-4}$ in SI. The clays show somewhat higher values of $\kappa = 2 \times 10^{-4}$ in SI. The highest values are usually related to clays. There is a conspicuously good correlation between the magnetic susceptibility and gamma-ray logs. The minima are related to lignites (the lowest value being $\kappa = 5 \times 10^{-5}$ in SI). Organic clay deposits overlying and underlying the coal beds or appearing within them as thin laminae manifest themselves with the highest values. It can be assumed that these organic clays containing lignite are analogous with the oil shales in Nógrád county, where similar experience was gained with magnetic susceptibility and gamma-ray logs. In the mentioned borehole the "O" bed and the "I" bed seem to be continuous, the boundary between them can be marked off with the aid of the κ log (an interbedded clay lamina exists at the 87–88.5 interval).

Another diagram is presented from the István Colliery at Komló (*Fig. 69*). Here the maxima of magnetic susceptibility are connected to barren-turned sections of the coal bed. Samples were also taken from these sites (not from drilling), the magnetizable part of which is composed of a pyritic, but mainly marcasitic intergrown band, and of slaty coal at its top and bottom. These horizons can be assumed to be syngenetic, of marshy origin and not to be due to subsequent changes. Starting from this condition such horizons can be used for the identification of beds. Sidewall samples were also investigated by the KT-5 manual magnetic susceptibility gauge and it was observed that the κ value of black shaly coal is higher than that of the marcasitic part. In the

* Zilahi-Sebess L. Jr.

Radiological Department of ELGI, analysis of samples has shown that the iron content of shaly coal and marcasite is nearly the same. Thus deviations in magnetization are due to the iron being present at one place in the form of FeS_2 ; it turned into hematite or magnetite by losing its sulphur content.

The measurements permit one to infer that the value of magnetic susceptibility is caused by the content of magnetizable minerals, but there is no unambiguous relationship between rock types and magnetic susceptibility like the magnetizability of sand which, being about $\kappa=10^{-3}$ in SI, is clearly higher than that of clays. Such relationships exist in certain areas only. As an example, let us mention here the relationship between grain size and κ value observed on the alluvial cone of the Maros river, which is actually due to mineral composition. It can similarly be established that in the lignite area on the southern slope of the Mátra mountain the κ log can, like the natural gamma log, be regarded as a clay indicator. There seems to exist, however, a more general relationship between the lithofacies and magnetizability since it holds everywhere for Pannonian formations that sands are characterized by low magnetizability at $\kappa=5 \times 10^{-5}$ – 10^{-4} in SI, while clays have a magnetizability of $\kappa=2$ – 4×10^{-4} in SI. An obvious explanation of this phenomenon is that these formations indicate an identical paleo-environment, this is why they appear with such similar values.

It was also generally observed that the organic clays, coal bed traces, and the interbedded coal streaks always represent maxima as compared with the embedding rocks. With regard to this observation individual coal beds can also be identified on the basis of the interbedded spoil laminae in them. The magnetizability of common clays is generally low ($\kappa=2 \times 10^{-4}$ in SI), thus even for clays the κ value can preferably be related to the paleofacies. Strictly speaking the paleofacies implies the state ratio of iron oxidation from the viewpoint of susceptibility measurement. This means that the magnetizability of deposits formed in stagnant water is carried by secondary formed minerals the genesis of which was affected by redox conditions. Contrary to this, for deposits of running water a primary role is played by the erosion area and the energy of water flow. This was experienced on logs measured over the alluvial cone of the Maros river. Hence, in evaluating the series of river deposits when the place of origin has to be determined the κ log is a valuable aid.

In a sedimentary complex the κ log is used similarly to the natural gamma log, since both can be used for geological correlation, stratigraphic investigations in boreholes, or as clay indicators. These parameters are not directly related to porosity, permeability or density.

Similarly to gamma-ray logs the κ logs are of primary importance in geological correlation and in the recognition of geological facies. Similarly to spectral gamma logging, over a sedimentary area it is the qualitative geological information to be deduced from the ratio of individual radiating materials

that actually counts in the measurement of magnetic susceptibility though it is not the actual quantity of magnetite that we are interested in. In quantitative interpretation it has, like gamma-ray logs, an indirect role since there are many corrections depending on area, i.e. in reality on facies, for the determination of which it furnishes useful data. Here, for example, the strong dependence of the formulae for effective porosity on clay type or the determination of ash content in coals from density, are considered, the latter also being strongly dependent on area, in fact on facies.

2.3.3 Interpretation program systems*

Processing of coal-exploration logs

The coal program system developed for a HP computer at an earlier stage was introduced into daily routine in 1984. It was utilized as a new type of service in the Visonta exploration area.

The replacement of manual interpretation work by computerized interpretation permitted us to calculate and visualize physical parameters point by point along the borehole axis. This was achieved by dividing the procedure into the following phases to be performed on a HP 9825 B type computer:

- digitizing the logs (for analogue logs only);
- entering logs from punched type or field cassette into the data store;
- processing;
- display.

In accordance with the requirements of geological survey and industry, the following kinds of documentation are compiled:

1. Explanatory text containing information about the well and measurement parameters.
2. Computer drawn plots of the measured sections.
3. Computer drawn plots of the results of automatic processing (including lithology, porosity, density, ash content, caloric value, moisture, clay content curves).
4. Tables of crossed coal beds—including thin spoil laminae within the bed—with the indication of characteristic physical parameters.

The above documentation is photographed on microfilm for the purpose of preservation in archives.

* *Mészáros F., Bihari A., Lach Zs., Kovács N., Bagi R., Szalai M., Karas Gy.*

In the course of the year the construction of a well logging minicentre based on a COMMODORE-64 computer was started. The task of the new minicentre will be to perform interactive processing of well logging materials from shallow wells on the one hand, and to establish new measuring techniques, as well as to test them, on the other. At present the minicentre is composed of the following hardware units:

- COMMODORE-64 computer;
- SEIKOSHA graphic printer;
- COMMODORE cassette tape recorder;
- JVC TV monitor;
- input unit (made by ELGI) based on a Memodyne cassette tape recorder.

In 1984 the well logging data store system named "WELL" was created. As to its structure, the WELL is a program package for storing measured log data on magnetic disc and furnishing data for individual geophysical programs. The programs of the data store maintain data flow in either direction (borehole parameters, measured diagrams, processed results) between the computer memory and the background store on magnetic discs. After the data storage system had been completed the work on elaborating geophysical processing programs was commenced.

Program system for processing data of small diameter dipmeter measurements

The processing program system for our own developed 3-arm sonde has been elaborated. The correlation technique was chosen as a starting point for determining the true dip angle and dip direction of beds. The procedure for calculating the true dip of strata can be divided into four phases:

1. Entering the data of the dipmeter sonde (three microresistivity curves, the coordinates of the magnetic field: h_x , h_y , h_z , the coordinates of the inclination of the sonde: i_x , i_y , borehole diameter) recorded on magnetic tape into the computer.
2. Identifying indications from identical layers on the entered resistivity curves and determining the relative depth shift of corresponding indications.
3. Determination of dip values on the basis of calculated depth shifts, borehole diameter and orientation data. In the coordinate system of the sonde the normal vector perpendicular to the apparent bedding plane of strata is determined, then this normal vector is transformed into the fixed coordinate system of the Earth. From the transformed normal vector values the true dip angle and the orientation of the layers are determined.

4. Visualization of the calculated results in tables and various plots.

The program package has been put into operation on a R-35 computer by processing experimental field measurement data.

2.3.4 Evaluation of hydrocarbon reservoirs by the COMWELL-B.R./ELGI interpretation system*

In cooperation with the Oil Exploration Company, Szolnok, the COMWELL-B.R./ELGI interpretation system for the evaluation of well logging data obtained in hydrocarbon containing beds of heterogeneous facies is being elaborated. In 1984 the work was oriented towards complicated complexes composed of clayey and silty anisotropic sandstones and shales.

The essence of the problem is that the mineral composition of clays and silts embedded in sandstones as well as their distribution shows sophisticated varieties in Neogene sandstones; the problem is exacerbated by the low ion content of pore waters, which significantly increases the effects of clay minerals and silt fraction on the well logging parameters. It is often observed, too, that the electric resistivity of hydrocarbon-bearing sandstones (R_t) is scarcely higher than that of water-bearing sandstones not containing clay and silt (R_0) particularly if the clay and silt laminae follow the morphology of thin impermeable streaks and bands, thus leading to the formation of anisotropic rock facies. In such cases it is often rather difficult to reveal the presence of productive hydrocarbons and to obtain reliable data on water saturation (S_w) and hydrocarbon saturation (S_{hy}) from the analysis of logs. The problem is further aggravated by the significant volume ratio of clay and silt (V_{ct} , V_{si}) leading to the increase of irreducible water saturation in sandstone (S_{wi}) and even at values of 0.4–0.6 of the latter, water-free hydrocarbon can be produced from the beds.

The system uses the following fundamental principles to solve the problem:

1. The interpretation model accounts for all rock components affecting, to any extent, the geophysical parameters and it accounts for the basic versions of their geometric patterns (dispersed or thin layered). In accordance with this the spatial model of sandstone compositions follows the composition shown in *Fig. 70*. This model also accounts for the adsorption water content in each component (Φ_{ads}). Total porosity (Φ_t) of the rock is represented by the sum of the effective and the adsorption porosities.
2. The interpretation system uses response functions with many variables—in correspondence with the multi-component rock composition—to

* Barlai Z.

describe well log parameters. For example, the response function of rock resistivity is as follows:

$$\frac{1}{R_t} = \frac{V_{l,i}}{R_{l,i}} + \frac{1 - V_{l,i}}{R_s},$$

where $R_{l,i}$ is the resistivity of impermeable streaks and bands, and R_s is the resistivity of permeable laminae:

$$R_s = \frac{R_w}{\Phi^m} \frac{1 + L}{(S_w + L)^2}.$$

Here L is the so called lithological influence factor; which plays an important role in the COMWELL-B.R./ELGI system, since the effects of clay and silts are accounted for by this quantity:

$$L = \left(\frac{V_{cl,sw}}{R_{cl,sw}} + \frac{V_{cl,ns}}{R_{cl,ns}} + \frac{V_{si}}{R_{si}} + \frac{V_{sd}}{R_{sd}} + \frac{V_{ca}}{R_{ca}} \right) \frac{R_w}{\Phi}.$$

In this formula R_w is the resistivity of pore water, the macrophysical resistivity of rock components marked in the indices represents the rest of the R quantities. In the Neogene sandstones of Hungary the relative macroscopic resistivities are as follows:

$$\frac{R_{cl,sw}}{R_w} = 0.4; \quad \frac{R_{cl,ns}}{R_w} = 2; \quad \frac{R_{si}}{R_w} = 5; \quad \frac{R_{sd}}{R_w} = \frac{R_{ca}}{R_w} = 50.$$

The response function of the propagation time of sonic compression waves can be constructed in a similar way.

3. To increase the efficiency of interpretation the COMWELL-B.R./ELGI system uses deterministic and statistic interpretation program modules in a hybrid way. It should be noted that the total number of input parameters and mathematical stipulations for the statistical modules exceeds the number of output parameters whereas for deterministic modules these numbers agree.
4. The system uses special calibrations in the interpretation process; the calibrations begin with the cross-plot analysis of input parameters and are continued with the statistical optimization of intermediate parameters (e.g. specific geophysical effects); if there is an opportunity the data of laboratory characteristic values measured on drilled cores are also involved in the optimization of representative values of individual interpretation quantities.
5. The system pays great attention to the determination of fluid saturation: in addition to the determination of water saturation by the usual absolute method the procedure of multiple comparison is also applied in the scope of which the geophysical parameters of the investigated site are compared

with those of so called reference sites where water saturation is accurately known from other information sources.

6. The COMWELL–B.R./ELGI interpretation system determines a wide diversity of output parameters to furnish as much quantitative information as possible to users in evaluating hydrocarbon reserves and qualifying the industrial value of certain reservoir sections when compiling production test and recovery projects, and later for the technological control of production.

The output parameters include, of course, the volume fractions of rock components and fluid saturations; apart from these there are the hydraulic parameters such as permeability, specific pore surface and capillary properties. For instance, the porosity component filled by adsorption water is calculated by the formula

$$\Phi_{ads} = L\Phi \frac{R_{ads}}{R_w},$$

where R_{ads} is the electric resistivity of the adsorption water shell; it should be observed that in the Neogene sandstones of Hungary it varies within the range of $R_{ads}/R_w = 1/8$ and $1/12.5$.

In the course of further improving the COMWELL–B.R./ELGI system endeavours will be made to involve information on all future well logging parameters in the system and to extend it to more and more varieties of reservoir rocks.

2.3.5 Construction of nuclear instruments*

For mineral and water exploration purposes a new type of sonde was developed. The KG ρ SP–3–80–32sY sonde with a diameter of 43 mm operates on a single conductor in pulse-type mode and permits 0.1 m + 0.4 m potential and gamma-ray logs to be run simultaneously or, after being switched over, it can measure 1.6 m gradient + SP and gamma-ray logs. Thereby, three important fundamental logs can be recorded during a single run.

The working principle of the sonde is illustrated in *Fig. 71*. The electrodes are built in the form of rings over the sonde casing made of insulating material. Within the sonde casing, the electronic cartridge carries out the resistivity, SP and gamma-ray measurements, i.e. sends these data in the form of pulses with three different amplitudes through one conductor of the armoured cable to the surface.

* Szentpály M., Korodi G., Nagy M.

The measure point of the gamma-ray channel is placed at the measure point of the 0.4 m potential arrangement, thus the merge of the electric logs to a common depth point on the basis of the gamma-ray log has been substantially simplified.

The block diagram of the sonde is presented in *Fig. 72*.

Natural gamma radiation is detected by a photomultiplier mounted on a NaI(Tl) crystal, potential measurement is performed by current generator and measuring amplifiers, the signal of the latter is processed by the voltage-frequency converter. The output pulses of the three channels are forwarded to the surface by an encoder stage built with stepping registers and stores, thus the forwarded pulses are free of coincidence. The electronic circuitry is built up with integrated circuits of CMOS technology and passive elements of high stability.

Technical parameters of the sonde:

Detectors:

Gamma-ray channel: NaI(Tl) 24×70 mm
+ photomultiplier type FEU-102

Resistivity channels: KO36 electrode rings arranged on the sonde casing

Properties:

Measuring range of the gamma-ray channel: 0 – 2,000 μ R/h

Dead time: 2 – 3 μ s

Resistivity measurement ranges:

0.1 m, 0.4 m potential 2 – 2,000 Ω m (switchable from
1.6 m gradient 10 – 10,000 Ω m the surface)

SP measurement range: from –0.5 to +2 V

Supply current: 80 mA \pm 2% (stabilized on the surface)

Supply voltage: 35 V DC

Pressure rating: 15 MPa

Dimensions: (sonde casing in assembly)

diameter 43 mm

length about 2,300 mm

mass about 15 kg

Temperature rating: 0 – 80 $^{\circ}$ C

Recommended well logging cable: with loop resistance less than 100 Ω ,
and capacitance between two conductors less than 0.75 μ F

2.3.6 The MTA 1527–2000 Industrial Rapid Analyser for geophysical applications*

The Industrial Rapid Analyser type MTA 1527–2000, based on experience gained over the past years, was elaborated for the express analysis of elements as well as for solving specific industrial tasks. Apart from determining the components SiO_2 and Al_2O_3 , this activation analyser can also determine MnO by means of a new control system. Taking into account the nuclear parameters of silicon, aluminium and manganese, as well as those of other disturbing components in the rock, the samples are put under optimal radiation and measurement conditions where the generated radioisotopes of the samples are measured by high stability GM counters. After the measuring system has been calibrated by corresponding rock standards the quantitative values of the components are determined by a built-in microcomputer using software programs recorded on magnetic discs and printed in tabulated form.

In the X-ray radiometric part of the MTA 1527–2000 apparatus an energy-selective measuring technique is used with proportional detectors. The analysed components are selected from energy spectrum by the joint use of differential filters and electronic discriminators by optimizing the atom-physical parameters of the components. Thus the determination of Fe, Mn, Cu, Ni could also be solved in order to meet geophysical requirements. The whole measuring procedure (changing of samples, transport of samples, replacement of the mechanical filters, modification of electronic parameters) is performed automatically, without intervention from the operator. In actual fact, MTA 1527–2000 combines the NAA and XRF measuring techniques. Interpretation of the measured data is performed by a built-in minicomputer working on-line with the data acquisition channels of the apparatus.

A mobile version of the apparatus (including the sample preparation system as well as the MTA 1527–2000 Rapid Analyser) built into a UAZ type microbus is available for on-site analysis. The activation unit is carried by a special trailer. Current is supplied by a generator independently of the mains. This highly mobile analytical laboratory is able to supply measurement results within 30 minutes of its arrival at the field site.

2.3.7 Pen recorder for well logging purposes**

The APR–4–260K four channel recorder was designed to meet the requirements of up-to-date loggers (*Fig. 73.*).

The mechanical construction of the recorder has been improved on the basis

* Renner J., Siklós A.

** Flessler N., Kántor J., Koronthály L.

of experience gained from earlier types. The instrument works according to the compensograph principle, it has four analog measuring channels and two auxiliary channels (*Fig. 74*). The maximum writing field of the analog channels is 230 mm. Each of the four channels is able to cover the whole width of the writing field by using four pens of different colours. At the right margin outside the writing field the depth marks and time marks can be recorded by the auxiliary channels. Paper transport is possible in both forward and backward directions, with a velocity of 0–5 mm/s being controlled by the stepping motor of the driving mechanism. Paper transport is adjustable within the scale range of 1:20 to 1:1000. The position of the measuring sonde is given by a 5 digit depth indicator with an accuracy of 10 cm. An integral part of the recorder is the operational unit KFC–4–12, which in addition to the measurement mode selector includes a semi-automatic depth correction circuit, cable speed measuring unit and a compensator circuit. There is a possibility to set the initial depth of the sonde by bursting the depth counter forwards or backwards. The recorder can also be driven according to time thus it permits measurements to be performed with a stationary sonde.

Basic technical parameters:

| | |
|--------------------------|---|
| Number of channels: | 4 + 2 auxiliary channels |
| Sensitivity of channels: | 100 mV/10 cm |
| Paper transport scales: | 1:20; 1:50; 1:100; 1:200; 1:500; 1:1000 |
| Depth marker: | manual |
| Time marker: | 10 s or 1 m |
| Supply voltage: | 12 V DC |
| Current consumption: | max. 5 A |
| Dimensions: | 19", system 5E (KONTASET) |

2.3.8 Improvement of mechanical construction of sondes*

To meet requirements of modern mineral exploration new sonde constructions have been designed. For caliper measurements in combination with several other physical parameters the standard system of a sonde family has been developed with diameters 36, 43, 60, 76 and 86 mm. The essence of this system is that the measuring arms of the sonde are pressed against the wall of the borehole by a motor driven mechanism.

Our latest product is a dipmeter sonde of 60 mm diameter which incorporates the most sophisticated technology in well logging. Special care was taken in forming the measuring pad which exerts a decisive influence on the measuring accuracy of the sonde. A new plastic was created for the insulation of electrodes. This plastic is extraordinarily wear-resistant and maintains its stability even at high temperatures. A miniaturized core inlet was designed for the connection of electric leads within the mud space.

* Cséri D., Kengyel M., Szalai J.

3 EARTH PHYSICS RESEARCH

Tihany Observatory has continuously performed its tasks in recording relative variations of the intensity of the geomagnetic field components and in determining systematically its absolute level, as well as forwarding data obtained from the records to users in Hungary and to international data acquisition centres.

Preliminary annual mean values based on the absolute measurements in Tihany for the epoch 1984.5 are

$$\begin{aligned} D &= 1^{\circ} 26.0' \\ H &= 21\,460 \text{ nT} \\ F &= 47\,421 \text{ nT} \\ Z &= 42\,290 \text{ nT} \end{aligned}$$

In order to check the geomagnetic level of the Tihany Observatory comparative measurements were performed at several stations of the international network, viz. in the Nagycenk Observatory of MTA GGKI, and the Hurbanovo (Czechoslovakia) and Grocka (Yugoslavia) observatories. The measurements at Tihany were conducted by researchers of the Nagycenk, Grocka and Rude Skov (Denmark) observatories, the last with IAGA standard instruments within the scope of an IAGA programme to standardize the network of observatories.

Our measurements of declination (D), horizontal and total intensity (H, F) at Tihany were in good agreement with values measured by the IAGA instruments.

Within the framework of a comprehensive study of hourly mean values of the observatory a DFT program and a recursive algorithm for realizing a notch filter have been compiled, which provide an acceptable running time for a window of several days and, in case of the daily processing of the hourly mean values, permits one to analyse the S_q phenomena continuously (Fig. 75).

The S_q filtering was used in the comparison of electron densities within the plasmasphere as determined from the local whistler receptions with the data

* Hegyemegi L., Körmendi A., Lomniczi T., Szabó Z.

arrays of H intensity measured at Tihany: for the majority of charging processes investigated by Gy. Tarcsay (ELTE, 1981) dominant frequencies estimated from the filtered magnetic time series follow flux variations with a good correlation (Fig. 76).

For Tihany Observatory — in cooperation with the Department for Microwave Communication Technics of Budapest's Technical University — an automatic digital VLF signal detecting and analysing apparatus (FULGUR) has been designed. The instrument detects automatically whistlers from an aerial attached to its input, then it determines the frequency–time (f – t) value pairs characterizing the whistler curve and records them on the digital magnetic tape recorder connected to the apparatus.

FULGUR is composed of four essential units (Fig. 77):

- input circuits, providing amplification and digital conversion of the low amplitude signals arriving from the aerial in the range of 1–16 kHz;
- memory, which is able to store digitized signals for two seconds for each block;
- digital signal detector, which determines the fact and time of a whistler's arrival by correlating the arriving signals with a theoretical whistler function previously entered in FULGUR;
- analyser, which determines the f – t value pairs of whistlers stored in the memory.

The apparatus works in the following way: the A/D converter continuously samples the signals arriving from the aerial. The digitized signal is stored in the memory which can store two seconds of information, and always keeps the digits of the last two seconds. The detector continuously examines the arriving signals. When a whistler is indicated, the loading of the memory block is automatically terminated and subsequent signals will be loaded into another block. The processing of the stored information commences simultaneously. The pairs of f – t values together with their identification will be recorded on magnetic tape.

The apparatus may also work off-line when disconnected from the aerial in order to process earlier records observed and stored in analog form.

Gravimeter observations and their processing

In recent years gravity earth tide observations were carried out on 11 stations in various countries of Europe including Hungary with the recording gravimeter (type BN-07) of ELGI. The results are shown in *Table IV*. Amplitude factors corrected for oceanic tide effects are a subject for geophysical interpretation: it can be stated that our results show a fairly good agreement with Model II of Molodensky [MOLODENSKY, KRAMER 1961] (his amplitude factor being 1,164) and significantly differ from the results of Wahr, who suggests that the static elastic earth tide can be characterized by an amplitude factor of 1,152 [WAHR 1981].

- the available observation data are not enough to study the lateral distribution of amplitude factors in detail. The distribution of amplitude factors obtained from observations that can be regarded as most reliable (Potsdam, Pecny, Tihany, Graz, Budapest) shows a homogeneous pattern and are in a good agreement with results obtained in Western Europe (Strasbourg, Brussels, Zurich). Only the amplitude factors of Frankfurt show deviating values, which is somewhat surprising since the measurements here were carried out with the most up to date instruments (*Fig. 78*);
- our observations permit us to reveal unambiguously the resonance effect caused by the liquid core of the Earth. This is illustrated in *Fig. 79* where data measured by ELGI's instrument are compared with the data of other authors. To eliminate the possible calibration errors the curve of core resonance is presented as a relative value (the amplitude factor of the O_1 wave is not affected by resonance so it is used as a unit).

Since 1982 gravity Earth tides have been recorded at the station in Mátyás cave so a continuous observation series for more than 3 years is available for investigation. The data array of observations obtained using an extensometer is of about the same length.

* Varga P.

Two kinds of external forces have been studied:

- stresses due to lunisolar effects;
- stresses caused by normal loads.

Figure 80 shows the functions of normal and tangential stresses caused by tides. In order to characterize the effects of the Earth's structure on the distribution of stresses of lunisolar origin along the radius, results obtained for the Gutenberg-Bullen model are presented together with two extreme (and unrealistic, as well) models of the Earth.

It can be established that the distribution of normal and tangential stresses within the upper mantle is practically independent of the Earth's structure. Their value is very low at the surface ($\leq 10^2$ N/m²), while at a depth of 500–600 km it reaches 10^3 N/m². The distributions of normal and tangential stresses along the Earth's radius were determined for an external load of 100 N/m² exercising its influence over the segments $10^\circ \times 10^\circ$ and $1^\circ \times 1^\circ$ (*Fig. 81*). The hydrostatic and maximum shear stresses are obtained from these distributions (*Fig. 82*).

Results presented in *Figs. 80–82* can be used to examine the extent of the influence of external forces on the time distribution of earthquakes. Since a relationship of this kind may come into question for shallow focus earthquakes only, the probability of earth tides exerting any influence on the triggering of earthquakes is rather small. Since earthquakes can be related mainly to shear stresses, their outburst is conditioned first of all by the maximum shear stress. Thus, oceanic tides in coastal areas, where they may generate stresses of the order 10^4 – 10^5 N/m², probably affect the distribution of quakes in time [VARGA 1985].

Interpretation of extensometer measurements

A 21 m long quartz rod extensometer has been at work in the Mátyás cave since the beginning of 1981. From the results so far it could be ascertained that the long period components of extensometer measurements are only slightly influenced by meteorologic and hydrological changes. Thus, the long period variations can be related to changes that have taken place in the rocks. This assumption is rendered more probable by the fact that at stations where two or more extensometers are operated simultaneously, the records show a similar pattern versus time. The value of average relative deformation obtained at the Budapest station ($2.0 \cdot 10^6$ /year) was compared with the value of average "secular" variation for 28 stations working at various places all over the world (*Table V*). It can be seen that the value obtained in Budapest can be regarded as typical. It is, however, important that—in contradiction to the generally

accepted opinion—no connection can be detected between the tectonic situation of the station and the “secular” component. The evaluation of data has also shown that the components measured with the extensometer exceed changes that have taken place in reality. This conclusion is based on the phenomenon that the value of maximum elastic stresses in rocks is $p = 10^7 \text{ N/m}^2$, while the shear module is $\mu = 3 \cdot 10^{10} \text{ N/m}^2$ on average. If the lapse of time between two earthquakes is $t = 100$ years then the maximum deformation is $(p/\mu t) \leq 3 \cdot 10^{-6}/\text{year}$. Thus it can easily be seen that the value of $2.1 \cdot 10^{-6}$ year for “secular” variation as deduced from the observations must be an exaggeration since this should mean that the deformations observed on the Earth approximate the possible maximum everywhere.

Magnetostratigraphy of the Late Jurassic—Early Cretaceous basic sections at Borzavár and Hárskút

Oriented samples were drilled from each bed and both the remanent magnetization and the susceptibility of every sample were measured in the natural state. In order to determine the most economic cleaning procedure, pilot specimens were subjected to detailed demagnetization. The pilot specimens during cleaning behaved like those from the Sümeg section, so 500 °C was selected as the optimum temperature.

Virtual geomagnetic poles (VGP) that characterize the polarity of the ancient geomagnetic field were calculated for each sample from the characteristic magnetization (*Figs. 83 and 84*). The VGP latitudes provide a clear pattern of polarity change with very few intermediate directions and correspond to the palaeomagnetic zones of *Fig. 85*.

The standard Calpionellid zones tied to the polarity zones at Borzavár and Hárskút were determined by J. Knauer (pers. comm.) By correlating the polarity zones corresponding to the oceanic magnetic anomalies M16–M17 at Borzavár with those at the Sümeg and the Foza sections, the Calpionellid zones correlate well (*Fig. 86*, columns 1, 2, 3 and 5).

The magnetic zones at Hárskút are not characteristic at the top of the column containing Calpionellids. The most likely explanation for this seems to be the extremely slow apparent sedimentation rate.

Palaeomagnetic measurements on basalts and basalt tuffs from the Balaton Highlands (cooperation programme between ELGI and the Geomagnetiski Institut, Grocka, Jugoslavia)

The first palaeomagnetic results on basalts from the Balaton Highlands were published in the late sixties [MÁRTON and SZALAY 1968, DAGLEY and ADE-HALL 1970]. Based on the then available geological information the palaeomagnetic directions obtained were thought to be characteristic of the Late Pliocene–Early Pleistocene.

* Márton E.

As a result of detailed geological mapping and drilling activity [JÁMBOR et al. 1981] and K/Ar isotope age determination [JÁMBOR et al. 1980, BALOGH et al. 1982], the geological model has changed.

Palaeomagnetic measurements on samples from previously not studied localities were needed mainly for checking and calibrating the K/Ar isotope ages by comparing the palaeomagnetic polarity for a lava body of known K/Ar age with the reference polarity time scale.

The localities sampled for the Hungarian–Yugoslavian joint work are mainly situated in the Kabhegy area (*Fig. 87*). Each core was oriented with both magnetic and Sun compass. The natural remanences were cleaned by heating or in an alternating field of increasing peak value. The results compiled in *Table VI* may serve as a basis for a new synthesis of the palaeomagnetic results, K/Ar ages, and the stratigraphic observations.

Measurement of horizontal and vertical gradients in the environment of the fundamental gravity base point

In recent years the value of gravity acceleration has been determined by the absolute method at an increasing number of points. The reliability of these measurements is $\pm 10 \cdot 10^{-8} \text{ m/s}^2$ ($1 \cdot 10^{-8} \text{ m/s}^2 = 1 \text{ } \mu\text{gal}$). In view of the fact that the absolute measurements are carried out as a rule in buildings of great volume with an uneven arrangement of masses or in caves, high anomalies of horizontal and vertical gradients of gravity can be expected.

The gradient anomalies affect the accuracy of gravity measurements in three cases:

1. In case of repeat measurements if the positioning of the instrument is not exact.
2. Comparison of the results of different types of absolute gravimeters since their reference points are at different heights.
3. Reduction of the absolute gravity value to the surface of the pillar to serve as a base point for relative gravimeter measurements.

In order to determine the gravity field within the close environment of the Budapest absolute point (Mátyás cave), first of all a microgravimetric network was established (*Fig. 88*). The mean error of the network after adjustment was $\pm 4 \cdot 10^{-8} \text{ m/s}^2$. Later on the horizontal gradients were determined by torsion balance for the points of profile A–A' laid near the direction of the highest "g" variations over point No. 82 on the central pillar (the top plane of which is level with the floor). The reliability of the gradient values is $\pm 1 \text{ E}$ ($1 \text{ E} = 1 \cdot 10^{-9} \text{ s}^{-2}$). It can be seen from *Fig. 88* that the horizontal gradient changes by the value 70 E between points of 1 m interval only, therefore in repeated absolute measurements the apparatus has to be set up in the same position with an accuracy of $\sim 1 \text{ cm}$ in order to keep the effect of the horizontal gradient lower than $1 \cdot 10^{-8} \text{ m/s}^2$.

The vertical gradient was determined over a basis of 1,400 mm according to the formula

$$\partial g / \partial z \cong \Delta g / \Delta z \text{ [E]} \quad (1)$$

* Csapó G., Pollhammer M., Sárhidai A., Szabó Z.

for three points of the profile A-A' (points marked by 15, 82 and 20). The value of the vertical gradient along the profile varied from 2,260 to 2,360 E which means that its deviation from the normal value was about 800 E.

Measurements over the gravity base network of the IInd order

The measurement over the gravity base network of the IInd order started in 1980 was continued. In 1984 the Δg values of 140 ties were determined in the northeastern part of Hungary. The network of measurements is composed of triangles, the closing error of Δg values within the individual triangles is less than 0.05 mgal.

The Bouguer anomaly map of Hungary

The Bouguer anomaly map calculated with a density of $\sigma = 2.4 \text{ g/cm}^3$ in the scale of 1:100,000 for the whole territory of Hungary has been completed. The map was plotted on the basis of the regional survey performed over an irregular network of 1.3 station/km². The calculations and the plotting of contour maps were made by an R-35 computer and a VERSATEC plotter, respectively.

Gravity effect of two-dimensional bodies

To the purpose of interpreting gravity anomalies a program was compiled to determine the structure of bodies that can be regarded as having two dimensions only. The calculation is based on the Talwani relationship. The two-dimensional version of the inverse gravimetric solution can be regarded as the determination of the extreme values of a function with many variables. The unknowns to be determined are the coordinates of the corners of bodies, as well as their density so that the square sum of the difference of measured and calculated anomaly curves should be a minimum. It was postulated that the density of bodies varies within the range defined by the geological conditions of the investigated area on the one hand, and that the sides of bodies may not intersect one another, on the other.

To calculate the extreme values of functions of many variables the so called "hill climbing" method was used, having a very fast convergence at the outset and permitting the boundary conditions to be handled too.

*International Geological Expedition in Mongolia**

In accordance with to the decision of the Council of Plenipotentiaries of the IGE in Mongolia—for the first time in the course of the Expedition's work—a Complex Geological and Geophysical Group was established. The group was organized by ELGI as main contractor in cooperation with MÁFI. In 1984 the task of the Complex Group was to carry out mapping on the scale of 1:50,000 in the area on the southern part of the Enderhan massive promising the occurrence of gold and tungsten ores, and prospecting on the scale of 1:25,000 or 1:10,000 over individual ore indications. The survey plan of the Group was compiled for 2 years, 1983 and 1984 and the field work was performed accordingly. In addition to this the geophysical section of the Group performed geophysical measurements in the survey areas of the Bulgarian, Czechoslovakian and Mongolian Geological Mapping Crews.

These investigations conducted with self potential, various resistivity and induced polarization, geomagnetic and radiometric methods contributed to a better knowledge of the structure and dimensions of the studied ore indications. Geophysical measurements performed over a polymetallic ore occurrence are deemed as particularly useful since here the interpretation of measured data led to the discovery of several ore-bearing zones.

*International Geological Expedition in Cuba**

On the basis of a bilateral inter-governmental agreement on the subject of the "General Agreement to Stepping Up Geological Survey Projects in the Territory of the Cuban Republic" a complex geological and geophysical group started its activity in the course of 1984 in the southern part of Cuba, in the region of Holguin. The group was organized by MÁFI.

On the basis of the Agreement specialists of the two sides perform geological mapping on the scale of 1:50,000 in the region, and also take part in prospecting for mineral resources to the scales of 1:10,000 and 1:25,000 by geological and geophysical methods. International groups working on the basis of various

* Zsille A.

bilateral agreements are directed by a "Coordination Team", in which a Hungarian expert is the chief geophysicist. After having compiled its plan the Group began to conduct field operations.

*Geoelectric measurements in Spain**

In 1984 on the commission of two Spanish organizations geoelectric prospecting for sulphide ores was conducted in Spain. Commissioned by the Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas, Departamento de Geofísica Aplicada, Madrid (Prof. Manuel Lopez-Linares, Prof. Alfonso Maldonado Zamora) initiating ELGI's measurements in Spain, field works were performed at two occasions for a total duration of over 3 weeks, and for the Iberica de Especialidades Geotécnicas S. A. (IBERGESA, Madrid, Luis Balaguer) 1 month's field work was carried out. In the course of these three projects the DIAPIR-18 instrument and the DIAPIR-T transmitter were used. In the course of the field work geoelectric profiling was carried out with dipole-dipole, gradient and combined arrays for determining apparent resistivity and apparent polarizability. To contour the detected ore body, the mise-à-la-masse method was used.

At the above-mentioned Department of Geophysics a demonstration of the apparatus was arranged for the invited representatives of several Spanish organizations.

Library; Publications

The present stock of our *Library* amounts to 26,302 volumes of books and periodicals as well as 29,738 miscellaneous items. In 1984 our stock was increased by 550 books, 433 volumes of periodicals, 777 documentary publications and 245 brochures on instruments. Our collection of periodicals has been enlarged by 5 new ones. As a result of international exchange we received 423 publications and dispatched 2,278 publications to 547 addresses in 59 countries. Last year the services of our Library were utilized by 5,713 readers/borrowers.

In 1984 the following publications were issued:

- Annual Report of the Eötvös Loránd Geophysical Institute of Hungary for 1983.
- Geophysical Transactions, vol. 30. Nos. 1, 2, 3, 4.
- Annual Report 1982 of the Tihany Geophysical Observatory.

* Draskovits P.

ГODOBOЙ OТЧЕТ
BЕНГEPCKOГO ГEOFИЗИЧECKOГO ИHCTИTУTА
ИМ. ЛOPАHДA ЭТВЕША ЗА 1984. Г.

1 ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЕ РАБОТЫ

Работы, выполненные ЭЛГИ в 1984 г., представлены на *рис. 1*. В рамках темы „Комплексные геофизические исследования на территории Задунайского Среднегорья“ проведены поисковые и разведочные работы на бокситы и угли по заказам Венгерского Геологического института, а также бокситовых и угольных предприятий. Как и раньше, измерения выполнены разнообразными методами, а их результаты интерпретированы совместно с геологическими и горнотехническими данными. Детальность работ, выполненных на двадцати пяти участках, изменялась от поисковых работ до детальной разведки.

Из результатов работ 1984 года ниже приводится несколько примеров. Поиски бокситов в южной части гор Герече проводились с 1984 г., участки работ показаны на *рис. 2*. Целью поисковых работ на бокситы является изучение вопроса о наличии или отсутствии условий накопления бокситов на данной площади. В этом отношении геофизическими измерениями выявляется глубина залегания и морфология почвы перспективного на бокситы горизонта, а также потенциальные ловушки бокситов. Пример выявления бокситоносной структуры приводится с площади Сар. На основании карт сопротивлений (метод VLF) и потенциалов (метод РМ), а также профилей МЧЗ задана структурная скважина (*рис. 3*), вскрывшая залежи бокситов. Таким образом, площадь рекомендована для более детальных работ.

На площадях с глубинами залегания фундамента свыше 100 м в 1984 г. успешно было использовано сейсмическое профилирование методом отраженных волн, ибо применялось высокочастотное возбуждение и можно было сократить время машинной обработки. В этой области приводится пример (*рис. 4*).

Была продолжена разведка бокситовых залежей на месторождении Ньирад, в первую очередь профилями МЧЗ. Бокситоносные структуры были прослежены на площадях как с меловым (*рис. 5/a*), так и с триасовым фундаментом (*рис. 5/c*). Детальными измерениями можно было уточнить подсчет запасов (без существенного увеличения затрат на бурение — *рис. 5/b*).

В связи с возрастающими потребностями в добыче углей значительный объем измерений выполнен с целью *разведки приповерхностных залежей бурых углей, доступных добыче открытым способом*. На *рис. 6/a и b* (месторождение Дудар, горы Баконь) залежь эоценовых углей оконтурена по данным карт сопротивлений (по VLF), отмечается захороненный горст триасового фундамента, обозначающий контур угольной залежи. На *рис. 6/d* представлен разрез МЧЗ, заданный на залежь эоценовых углей (месторождение Хэрег, горы Герече; *рис 6/c*). На другой площади (*рис. 6/e и f*) по карте потенциалов выделены тектонические блоки (террасы), к которым приурочена угольная залежь (месторождение Сомор, горы Герече).

Продолжались *исследования на месторождении верхнемеловых бурых углей Айка-II*, уже на стадии детальной разведки. Измерения высокой разрешающей способности (МОВ, МЧЗ) способствовали задаванию скважин и корреляции горизонтов между скважинами. На профилях, разделенных по амплитудам (*рис. 7/b*) и частотам (*рис. 7/a*), угленосная пачка однозначно прослеживается по вступлениям волн характерной частоты с высокой энергией.

Региональные комплексные исследования в пределах *Дунайско-Рабской низменности* начаты в 1983 году. Площадь работ 1984 года показана на *рис. 8*. Исследованиями охвачено три интервала глубин: до 10–20 м, до 600–700 м и больше.

В интервале глубин до 10–20 м основным методом исследований является инженерно-геофизическое зондирование. Полученные результаты, совместно с данными неглубокого бурения, проявляются на разнообразных картах: геологических, гидрогеологических, агрогеологических, механических свойств почв и инженерно-геологических. Масштаб карт, предусматриваемых к изданию, составляет 1 : 100 000.

Интервал глубин до 600–700 м изучается в основном с гидрогеологической точки зрения. Геоэлектрические параметры площади отражены на картах средневзвешенных по мощностям горизонтов сопротивлений и кажущейся поляризации, составленные для различных уровней (*рис. 9–11*). С методической точки зрения интересными являются результаты измерений вызванной поляризации над толщами с большим количеством галечниковых прослоев. Отдельные толщи четко характеризуются парами параметров ρ_a и R_a . Расчленение осадочной толщи по вертикали иллюстрируется разрезами, приведенными на *рис. 12*. Верхние три толщи отнесены к плейстоцену, четвертая — к верхнему палеогену. Суммарная мощность плейстоценовых отложений показана на *рис. 13*. По парам ρ_a и R_a составлена литологическая схема (*рис. 14*), на которой легко выделяются участки преимущественного развития галечниковых, песчаных и глинистых толщ.

В рамках глубинных исследований пока выполнены измерения методами ТТ и МТЗ. На *рис. 15*. приводится тектоническая карта с нанесенными эллипсами анизотропии. Относительные максимумы и минимумы на этой карте дополняют общую структурную картину, известную по картам гравиразведки; она проявляется и в ориентировке эллипсов анизотропии. Важнейшей проблемой интерпретации данных МТЗ являются выявление и прослеживание высокопроводящих образований, известные юго-восточнее на глубине в 4–6 км. Из-за сильной зависимости формы кривых от их направления на кривой зондирования, приводимой на *рис. 16*. в качестве примера, нанесены компоненты $\rho_{\text{макс}}$ и $\rho_{\text{мин}}$. Интерпретация по эллипсам анизотропии обосновывается изображением диапазона периодов теллурических измерений. Основные структуры площади имеют СВ–ЮЗ и СЗ–ЮВ направления, как это видно и по измеренным диаграммам *рис. 17*.

В Северной Венгрии работы проводились в двух районах. В рамках *Региональной геофизической разведки в горах Агтелек и Рудабанья* профилям сейсморазведки МОВ (см. *рис. 18*) пересечена главная структурная линия района, т. н. зона Дарно. Высокая разрешающая способность разреза дает лучшую и более детальную картину структуры зоны Дарно и Оздского палеогенового бассейна, нежели прежде. На вариантах разреза с двухполосной фильтрацией (*рис. 19*) наиболее резкой является поверхность раздела спокойно залегающей кайнозойской осадочной толщи и резко дислоцированного палеозойско-мезозойского фундамента. На уровне последнего зона Дарно (около 55°) является границей двух областей с резко различной структурой со встречной вергентностью надвигов. На юго-востоке развит комплекс северно-западной вергентности, он соответствует слабометаморфизованным палеозойским отложениям гор Сендрё и Уппонь. На северо-западе развит двухъярусный комплекс юго-восточной вергентности. Он соответствует пермско-мезозойским отложениям гор Агтелек и Рудабанья. Верхний ярус в его пределах может соответствовать какому-либо конкретному тектоническому покрову. На уровне третичных отложений зона Дарно представляется серией сдвигов. Основной сдвиг, повидимому, находится между фронтами встречных покровов. Далее на северо-запад, в пределах впадины, третичный комплекс может быть подразделен на несколько сейсмических толщ. Наиболее глубокие из них (I и II), возможно, представлены не известными до сих пор образованиями.

В западной части гор Матра в результате геолого-геофизических работ (*прил. 1*), проведенных по главному водоразделу и на его северном склоне, существенно уточнена геологическая карта изученной части гор Матра (*прил. 2*). Кроме того установлено, что андезитовую толщу, залегающую выше „среднего риолитового туфа“, невозможно расчленить на „сред-

ние“ и „перекрывающие“ андезиты, зато удастся выделить четыре вулканические постройки, три из которых залегают прямо на „среднем риолитовом туфе“, а четвертый, вероятно, — выше них. Путем переинтерпретации палеомагнитных данных установлено, что три вулкана более глубоко стратиграфического положения примерно одновозрастны и их разрезы относятся в двум палеомагнитным горизонтам, сопоставимым с бёржёнскими; вулкан более высокого положения относится также к верхнему из тех же двух горизонтов. Все эти вулканы возникли до образования кальдеры обрушения гор Матра, ибо они участвуют в структуре обрушения. Послекальдерными, возможно, являются вулканы нормальной намагниченности в центральной части гор Матра, относящиеся и третьему палеомагнитному горизонту еще более высокого положения. Распределение даек и жил контролируется центром вулкана Гайатетё, так что они являются докальдерными. В противоположность этому, сеть разломов в основном, вероятно, послекальдерная.

В рамках программы геофизического изучения геологических опорных разрезов поставлены магниторазведка, гравиразведка и ВЭЗ-ы по профилям вкрест зоны дислокации Диошёнё. На *рис. 20* показаны как исходная гипотеза, так и модель, полученная в результате новых измерений. С целью изучения грабена реки Задьва задан новый региональный профиль сейсморазведки, укладываемый в общегосударственную сеть региональных сейсмических профилей. Расположение линии на карте глубин залегания фундамента третичных впадин показаны на *рис. 21*. Сам разрез до 10 сек приводится на *рис. 22*. Для обоснования интерпретации в распоряжении имеются только скважины, пробуренные на периферии впадины или на отдельных поднятых блоках в ее пределах. Поэтому в интерпретации фундамента пришлось базироваться в основном на сейсмических особенностях самого разреза.

К северу от гор Мечек переинтерпретация сейсмического разреза, измеренного в 1978 году, призвана способствовать интерпретации данных МТЗ по слабоизученной площади, расположенной между оз. Балатон и горами Мечек. Здесь зона теллурических минимумов совпадает с зоной гравитационных максимумов (см. *рис. 23 и 24*), поэтому в фундаменте предполагается наличие образований каменноугольного возраста с низким сопротивлением. По данным МТЗ представляется, что теллурический минимум вызван проводящими образованиями, залегающими на глубине 9–11 км. На обработанном заново сейсмическом профиле (*рис. 25 и 26*). Не удалось выявить сейсмическую границу на глубинах, соответствующих проводящим образованиям.

В *Большой Венгерской Впадине* в 1984 году была продолжена *сейсморазведка на нефть* по заказу Всевенгерского Треста по нефти и газу (ОКГТ). Из материала измерений методом вибросейс, выполненных в окрест-

ностях г. Сегед, в качестве примера приводится характерный для площади профиль VNE-11/84. Основными стадиями обработки являлись: поканальное выравнивание сферических амплитуд, вибро-деконволюция, анализы скоростей, суммирование, усиление сигналов по признаку когерентности, миграции по волновому уравнению. На разрезе четко видны внутреннее строение толщи неогеновых отложений и глыбово-складчатая структура их фундамента.

На площади распространения *Мечекских каменных углей* геолого-поисковые и разведочные работы ведутся с 1976 года. В рамках этих работ систематически проводятся наземные геофизические измерения (см. рис. 28). В 1984 году была сделана повторная обработка пяти профилей, измеренных вибросейсмической установкой в 1980 по 1982 гг. Применялась такая методика, которая не имела раньше в системе обработки, как: вибродеконволюция, программы коррекции профилей по ломанной линии, миграция волнового уравнения. В результате этого возросла разрешающая способность сейсмических характеристик разреза и повысилась четкость сейсмических границ отдельных толщ. На основании этого с большей надежностью удалось выявить угленосную толщу и определить местоположение взброса, в результате которого значительно увеличивается мощность упольного пласта (рис. 29).

Уже три года проводятся работы по особой программе *инженерно-геологического картирования зоны отдыха Прибалатонья*. В 15–20-километровой прибрежной зоне озера Балатон глубинность разведочных работ составляет макс. 15 м, их результаты в первую очередь используются для разрешения инженерно-строительных проблем, а также в целях охраны вод и природы, при решении вопросов сельского хозяйства и мелиорации, учитываются результаты работ также при разработке программ дальнейшего экономического развития территории. Методом геофизической разведки служит четырехпараметровое инженерно-геофизическое зондирование (ИГЗ), с помощью которого определяются как физические свойства пород, так и механические характеристики почв. На рис. 30 показан характерный разрез ИГЗ некоторого участка работ, а на рис. 31 — геологических разрез этого участка. Распределение характерных для участков максимальных сопротивлений и геологический возраст слоев для двух интервалов глубин показаны на рис. 32 и 33. Их совместное сопоставление дает реальную основу для определения инженерно-строительных параметров.

Как пример нашей деятельности в *области поисков и разведки вод* приведем результаты геофизических измерений на двух охраняемых участках широкой водостанции. Задачей работ являлось определение мощности водоносного галечного горизонта и глубины водоупорного глинистого горизонта. Геоэлектрический разрез первого участка показан на рис. 34,

на котором хорошо видно, что большинство колодцев со средней глубиной 12 м почти не достигает водоносного слоя гальки. Потребность в воде может быть удовлетворена углублением колодцев. На другом участке строение более сложное (*рис. 35*), водоупорный горизонт находится на меньшей глубине, но и здесь поставленная задача может быть разрешена углублением ранее заложенных колодцев и проложением нового, о месте которого нами было сделано предложение.

2 ИССЛЕДОВАНИЯ В ОБЛАСТИ РАЗРАБОТКИ МЕТОДОВ И АППАРАТУРЫ

2.1.1 Высокочастотные вибросейсмические методические измерения*

В рамках программы разведки бокситовых месторождений, проводимых в ЭЛГИ, все большую роль играет сейсморазведка МОВ. Из-за неблагоприятных топографических обстоятельств выступило на первый план использование вибросейсмического метода. Задачи исследований сравнительно небольших глубин (200–400 м) требуют решения нескольких новых проблем. Самой важной задачей является достижение подходящего отношения сигнал/шум и разрешающей способности.

Для улучшения отношения сигнал/шум мы имеем несколько возможностей: при подходящем выборе параметров установки затухать станет собственный шум вибратора, а также интенсивность поверхностных волн глушения. Операция поперечной корреляции может вызвать ухудшение отношения сигнал/шум, во время которой вследствие фильтрационного эффекта почвы искаженные вибросигналы приведут к значительному увеличению локальных максимумов теоретического Клаудер-вавелета. Для уменьшения корреляционных локальных максимумов мы должны использовать такие вибросигналы, которые компенсируют фильтрационный эффект почвы: например, нелинейные или составные вибросигналы. Для большей разрешающей способности необходимо увеличивать среднюю частоту вибросигнала.

Для выполнения вышеуказанных требований необходимо иметь высокочастотные вибраторы и управляющую электронику, способную возбуждать нелинейные и составные вибросигналы. Эти требования выполняют электрогидравлические вибраторы ЭЛГИ типа Failing У-1100 СВ с управляющей электроникой типа Pelton Advance I Model 5. Полезный диапазон частот вибраторов — 8–255 Гц, управляющую электронику возможно запрограммировать, так что она пригодна для возбуждения любого вибросигнала.

Наши методические измерения выполнялись параллельно с измерениями МОВ разведки бокситовых месторождений в области Тюкрёшпуста-Вастей. Разрез Ve-4/84 сначала измеряли традиционными вибраторами,

* Гомбар Л., Дьёрдь Л., Таборски Д.

линейным вибросигналом граничной частоты 20–100 Гц, затем измеряли тот же самый отрезок разреза различными вибросигналами с теми же самыми параметрами установки (рис. 36/А, 36/В, 36/С). Разрез Ve–41/84 (рис. 36/В) измерили линейными вибросигналами, возбужденными высокочастотными вибраторами с граничной частотой 44–160 Гц, а разрез Ve–4.2/84 (рис. 36/С) — составным вибросигналом, состоящим из линейных вибросигналов с граничной частотой 25–73 Гц; 37–87 Гц; 50–100 Гц. Разрезы покажем раскрашенными по величине амплитуд, в виде временного разреза миграции.

По разрезам можно определить, что задание исследования разрешима по всем трем разрезам, т. к. поверхность триасового, доломитового основания на глубине 200–400 метров хорошо прослеживается. Но можно заметить значительную разницу среди разрезов по отношению сигнал/шум, а также горизонтальной и вертикальной разрешающей способностью. В большей части разреза Ve–4/84 (рис. 36/А) поверхность триасового фундамента прослеживается хорошо, а на отрезке разреза на глубине 1000–1300 метров — неуверенно. Расположение структурных элементов (сбросов) неопределенное за исключением сброса с сравнительно большим относительным серемещением в 450 метров. Комплексы в кровле триасовой толщи нерасчленены, мы указали только боковое отражение со сброса, проходящего параллельно с разрезом.

На разрезе Ve–4.1/84 (рис. 36/В) структурные элементы можно определить надежнее, но поверхность фундамента, а также разметка границ слоев покрывающей толщи неопределенные. Из-за очень сильных локальных максимумов границы слоев появляются не характерным отражением, а пакетом отражений. Это объясняется тем, что фильтрационный эффект от почвы больше заглушает высшие частоты, и линейный вибросигнал не компенсируя этого явления. Мы обнаружили, что эта область частот из-за фильтрационного эффекта от почвы сильнее затухает, таким образом, отражения, идущие с фундамента, наблюдались в пакетах. С целью вертикального разрешения — особенно в случае тонких слоев — энергию локальных максимумов обязательно нужно уменьшить.

Разрез Ve–42/84 (рис. 36/С) дает самую надежную информацию, т. к. выше поверхности фундамента, в перекрывающей толще мы можем проследить маломощную эоценовую толщу. Присутствие эоцена на поднятом крыле сброса 450 метров неопределено, может и отсутствовать. Глубина вторжения вибросигнала очень хорошее, так как мы можем следить за уровнем внутри фундамента, что дает хорошоснование для уточнения плоскости сбросов (уменьшение энергии внутри фундамента). Вертикальная разрешающая способность также улучшилась, т. к. составной вибросигнал компенсировал фильтрационный эффект от почвы и уменьшил энергию корреляционных максимумов.

В заключение мы можем установить, что наши измерения были удачными, дали ожидаемый результат, но в будущем для улучшения вертикальной разрешающей способности, помимо увеличения средней частоты сигнала, нельзя забывать о компенсации фильтрационного эффекта от почвы.

2.1.2 Система программ цветного цифрового плоттера COROLLPRESS*

С самого начала рутинного применения цветного плоттера COROLLPRESS (с 1981 года) в годовых отчетах также представлены цветные разрезы, демонстрирующие результаты сейсмических измерений. В этот раз представляется устройство цветного вывода и система программ, полученная в результате многолетних разработок.

Общее представление устройства: Плоттер содержит вращающийся барабан. Информация изображения записывается на обыкновенную бумагу или на дублируемую фольгу с помощью электромеханических пишущих головок, содержащих сапфировые ролики. Полученное изображение сразу высыхает, нет никаких дополнительных операций, срок хранения не ограничен. Максимальный размер изображения, определяемый размером барабана, в настоящее время — 600×400 мм. Время получения полного изображения — около 20 минут. Четыре пишущие головки (желтая, красная, синяя, черная) с помощью специальных красок аддитивным путем создают комбинацию цветов в каждой точке, соответственно управлению. Количество получаемых цветов и тонов является огромным. С помощью комбинации цветов на определенном участке бумаги получается большее количество информации, чем в черно-белом варианте, т. е. увеличивается удельное содержание информации. Установка и правильная работа плоттера контролируются в режиме TEST, без внешних вспомогательных пособий.

Области применения: каждая точка изображения управляется независимо от других точек, поэтому можно перевести в изображение произвольную информацию. Плоттер особенно целесообразно применяется для представления результатов геофизических измерений, вычерчивания карт изолиний, гистограмм, раскраски чертежей во всех областях промышленности, сельского хозяйства и исследований, где возникает необходимость одновременного изображения нескольких параметров. Плоттер целесообразно используется для графического представления результатов систем обработки изображений (например космических снимков), и также успешно применим для вычерчивания теплокарт в сельском хозяйстве и медицинских исследованиях.

* Грегуш Ш. И., Шанцл Р.

В рамках сотрудничества между ЭЛГИ и ЦГЭ**, подписанного в прошлом году, разрабатывается пакет геофизических программ, ЭЛГИ составляет программы в основном для графического представления результатов сейсмических измерений и обработок. В ЦГЭ дальнейшим направлением разработки программ является преобразование в растровый формат изображений, кодированных в формате векторного плоттера, а также совместное изображение результатов каротажных и сейсмических измерений.

В ЭЛГИ созданы программы для раскраски сейсмических сигналов по амплитуде или по частоте. Программа раскраски по амплитуде с помощью АРУ выравнивает большие разности, полученные из-за динамики, и выполняет сглаживающую фильтрацию. Сглаживающая фильтрация выполняется с помощью простого нормированного 3-точечного (0,25; 0,5; 0,25) фильтра, по формуле

$$\bar{A}_i = (A_{i-1} + 2A_i + A_{i+1})/4$$

Целью амплитудного выравнивания является создание среднего уровня амплитуд сигналов. Для этого трасса умножается на т. н. регулирующую функцию, она является обратным значением амплитудного хода трассы, умноженным на константу. Программа вычерчивает сглаженную, выравненную трассу, а раскраска выполняется по значениям исходных амплитуд. Обеспечена возможность нахождения максимума трассы, но возможно задать любой максимум. С помощью максимума трасса нормируется в диапазон между -1 и $+1$, и данные в формате плоттера по определенном масштабе цветов записываются на магнитную ленту (рис. 37).

Программа раскраски по частоте определяет мгновенную частоту волны по расстоянию между двумя переходами через нуль, и раскраска выполняется по этой частоте (рис. 38). При определении переходов через нуль определяются сечения сейсмической волны с осью X при переходе с положительной половины в отрицательную или обратно.

В обеих программах возможно совместное или отдельное представление положительной и/или отрицательной фаз(ы). Расстояние между трассами может меняться в желаемом масштабе. Волна оконтурена чёрным цветом, а цвет площади под волной определяется масштабом цветов, задаваемым параметрами. Цветовая легенда тоже выводится на рисунок, вместе с диапазонами цветов. Также возможны добавление шапки любого формата или запись произвольного текста, и обозначение маркера времени в цифровом виде.

** Центральная Геофизическая Экспедиция, Москва.

Подпрограммы вывода алфавитно-цифровой информации обеспечивают представление в трёх разных размерах (1,6 мм, 3 мм и 4 мм).

В связи с пространственными измерениями возникла необходимость изображения временных срезов (рис. 39). Отбираются данные трасс параллельных профилей, соответствующих определенным временам, и полученные данные представляются следующим образом. Каждому отсчету соответствует квадратик, цвет которого определяется значением отсчета, и задается с помощью параметров. Для создания правильного масштаба применяется растяжение по горизонтали (по X) и/или по вертикали (по Y). Коэффициенты растяжки являются вещественными числами, они независимы друг от друга. (Если коэффициенты меньше чем 1, то растяжение, в противном случае сжатие.) Растяжение/сжатие выполняется с помощью трехточечного интерполирующего полинома Лагранжа.

Также в пространственных измерениях возникает необходимость в вычерчивании карт перекрытий. В случае такого изображения цвет каждого квадратика определяется количеством глубинных точек, попадающих в данный диапазон (ΔX , ΔY). В этом случае также возможно изменение масштаба и произвольный выбор цветов (рис. 40).

На плоттере COROLLPRESS возможно равномерное смешивание трех основных цветов (желтый, красный, синий) и таким образом создание четырех новых цветов. Иногда требуется еще большее количество цветов, поэтому пришлось разработать метод для создания разных оттенков. Эта задача решена в ЦГЭ. Расположением большего или меньшего количества точек в данной области созданы девять оттенков каждого цвета. Наложением разных оттенков разных цветов возможно создать $9^3 = 729$ новых оттенков цветов (рис. 41). Расширение набора цветов значительно расширяет область применения плоттера.

Другой важной группой разработанных в ЦГЭ программ является разработка преобразования векторного изображения в растр. Соответствующая программа масштабирует, растягивает, сжимает, вращает, сдвигает по осям X и/или Y результаты векторного изображения (Бенсона). Следующая программа преобразует полученное векторное изображение в растровый формат, так что можно его вычерчивать на COROLLPRESS. Другая программа служит для вычерчивания карт, где оконтуренную замкнутой кривой область можно раскрасить 8 разными цветами. В этом случае также возможно выполнять перечисленные преобразования.

Для цветокодированного изображения сейсмических параметров служит программа DISC 1. Она выполняет двухразмерное изображение мгновенных сейсмических параметров (амплитуд, скоростей, частот, когерентностей и т. д.), записанных на магнитную ленту в виде трасс СЦС-3, с помощью легендой цветов, содержащей 32 цвета. Цветокодированный диапазон местных изменений параметров либо вычисляется программой

автоматически, либо задается внешними параметрами. Краткое описание алгоритма: программа статистически анализирует двухразмерное распределение параметра и определяет шкалу цветов, т. е. каждому из 32 оттенков соответствует определенный местный диапазон изменения параметра. После этого полное изображение, т. е. каждое значение параметра перекодируется в цвет, соответствующий шкале цветов. Далее, программа обеспечивает вычисление среднего значения изображенного параметра в окне времени по заданной граничной поверхности, и добавление его под изображением (рис. 42).

В интересах дальнейшего расширения возможностей применения планируется создание новых программ в рамках сотрудничества между ЭЛГИ и ЦГЭ.

2.1.3 Морская система сбора данных типа „Волна 96“*

Основой разработки сейсмической измерительной системы типа „Волна“ является система „SD-20“ управляемая микро-ЭВМ. Основные части системы типа „Волна“: система сбора данных типа SDA-III, которая представляет собой усовершенствованный вариант системы, разработанной для наземных измерений типа SDA-II.

При морских измерений время сбора данных значительно превышает время полевых измерений, поэтому система должна быть пригодной для серии измерений, которые продолжаются несколько часов или несколько дней. Этот факт изменяет методику записи данных измерений. Запись данных осуществляется с помощью накопителя на магнитной ленте. Для того, чтобы измерение было непрерывное, используются два магнито-ленточные устройства, смена которых происходит автоматически, чтобы обслуживание было легче. Для выполнения долго продолжающихся измерений важно требование стабильной работы системы, а при ошибке — быстрая локализация причины ошибки и ее устранение. Стабильность системы обеспечивается качественными элементами и успешной механической конструкцией. Перед началом измерений необходимо подробно и относительно быстро проверить состояние и работоспособность системы, что осуществляется с помощью тестовых программ. Определение причин и мест возможных ошибок значительно облегчается использованием тестовых программ. Они содержат тест памяти микро-ЭВМ „МО-51“, тест накопителя на магнитной ленте, установочный тест параметров „SDA-III“ и проверку кабелей. Состояние „SDA-III“ очень просто определяется с помощью следующих тестов: проверка отклонения нулевой точки, проверка отношения сигнал/шум,

* Месарош Ч.

проверка идентичности, проверка переходных затуханий, определение точности шагов усиления, проверка частоты точки перелома фильтров, проверка шума систем и проверка линейности и ошибки нулевой точки АЦП.

Проверка записи происходит визуально, с помощью аналоговой и мультиплексной картины. Имеется возможность одноканального печатания с помощью плоттера, подсоединенного к системе.

Для производства морских измерений требуется использование особых вспомогательных устройств. Гидрофоны — датчики давления расположены в пластмассовой трубке длиной в несколько километров, которая наполнена маслом. Разработку надо выполнить с учетом расстояния рецепторов от уровня воды. Поэтому эти данные глубины должны быть записаны вместе с сейсмическими данными. Устройство измерения глубины производит цифровой выходной сигнал, который записывается с помощью вспомогательного канала. Советское устройство измерения глубины выдает временно-мультиплексированные данные.

Для обработки измерительных данных необходимо цифровое преобразование и запись сигнала, возбужденного вибратором. В зависимости от глубины моря необходимо задерживать запись для более экономичного использования магнитных лент. За время задержки затухающий возбуждающий сигнал необходимо запоминать цифровым методом, чтобы был в наличии в начале записи данных. Запоминание осуществляется памятью емкостью из 4 К слов. Запись выполняется на вспомогательный канал. На начало измерений и на время выстрела влияют скорость и положение корабля. Навигационная система корабля дает точные временные данные к выполнению каждого выстрела. Работу системы показывает *рис. 43*. Дистанционное управление осуществляется с помощью микро-ЭВМ „МО-51“. Измерительные данные появляются на шине „TS“ (time sharing) и на этой же шине присоединяется устройство формирования формата для магнитной ленты. Движение ленты и состояние накопителя на магнитной ленте непрерывно контролирует „МО-51“. К шине „TS“ присоединяется цифровое устройство АРУ, на выходе которого появляется восстановленная, регулируемая временно-мультиплексное изображение измерительных данных с цифровой плавающей запятой, которую можно непрерывно контролировать осциллоскопом. В устройстве „SDA“ (разработка ЭГЛИ) располагается блок сопряжения плоттера (советская разработка), управляемое с микро-ЭВМ Электроника-60, которое тоже присоединено к шине „TS“. Если присоединить устройство сбора данных к рил-тайм системе обработки, то система обработки станет выполнять управление SDA-III и выстрелами. Усовершенствованием устройства сбора данных SDA-II, применяемого в полевой системе SD-20, максимальное число каналов увеличено на 96

(было 48), минимальное время выборки уменьшено с 1 мсек на 0,5 мсек, и при этом в устройстве SDA-II сохранены проверенные блоки АРУ и АЦП, которые по параметрам легко держать в руках. Реализованные числа каналов и времена выборки следующие:

| число каналов | времена выборки |
|---------------|-----------------|
| 24 | 0,5, 1, 2, 4 мс |
| 48 | 1, 2, 4 мс |
| 96 | 2, 4 мс. |

Увеличение скорости работы делается возможным путем мультиплексной работы двух параллельных измеряющих систем. Работа устройства „SDA-III“ можно понять на основе рис. 44.: на вход предусилителя через селекторы данных присоединяются либо гидрофоны, либо выходы внутреннего генератора. Первый каскад предусилителя симметричный, имеет непосредственный вход (гальваническая связь), переменный коэффициент усиления и ассиметричный выход. Коэффициент усиления может иметь значения 18, 24, 30, 36 дБ в зависимости от установки. Установка коэффициента усиления возможна в группах, состоящих из 24 или 48 каналов. После этого следует фильтр верхних частот, крутизна которого 24 дБ/окт., частота точки перелома — 5, 10 или 15 Гц, и ее можно установить на соответствующее значение путем управления. После этого следует фильтр пробка на 50 Гц, который можно включить/выключить, а дальше фильтр низких частот, который обеспечивает предельную частоту, соответствующую выборке. Крутизна этого фильтра — 72 дБ/окт., частота точки перелома устанавливается автоматически на значения 62,5; 125; 250; 500 Гц в зависимости от времени выборки. Управление фильтров и несколько других функций осуществляется блоком „установка параметров“. На вход цифровых АРУ сигналы измеряемого канала подаются через мультиплексоры низкого уровня. Коэффициент усиления АРУ может иметь значение $0 \leq E \leq 84$ дБ. Изменение коэффициента усиления может происходить шагом $\Delta E = 12$ дБ соответственно амплитуде измеренного сигнала. Разрешение блока АЦП 13 + 1 бит, его выходной сигнал присоединяется к шине „TS“ через формирователь сигнала. Здесь данные отдельных каналов следуют друг за другом во временных интервалах, соответствующих ленточному формату „SEG-B“. Описанный блок формирования сигналов (№ 6 на рис. 43) выполняет функцию синхронизации записи данных и согласования цифровых и аналоговых вспомогательных каналов.

Данные, появляющиеся на шине „TS“, подаются на вход блока сопряжения накопителя на магнитной ленте. Этот блок представляет полный магнеленточный формат или при воспроизведении представляет формат, соответствующий шине „TS“.

2.1.4 Совершенствование специального процессора с плавающей запятой*

В 1984 году продолжалось совершенствование специального процессора с плавающей запятой. При полевых испытаниях выяснилось, что надежность работы системы обработки значительно увеличивается, если использованный накопитель на магнитной ленте поменять на полупроводниковую память. Поэтому был разработан „электронный диск“. Его емкость в настоящее время может иметь значение с 1-го Мбайта до 16 Мбайтов. В планах имеется возможность для дальнейшего увеличения этой емкости до 32 Мбайта. С использованием „электронного диска“ помимо увеличения надежности работ уменьшилось время, необходимое для передачи данных, и так необходимая емкость запоминания при корреляционных процедурах уменьшилась наполовину, так как суммирование выполняется одновременно с запоминанием.

Усовершенствованный блок сопряжения специального процессора дает возможность разделить 16 битовых слов на байты. Специальный процессор стал способным к более быстрому выполнению процедуры обработки кадров, что стало необходимым в связи со внедрением фото и телевизионной техники и в исследование морского дна. Для этой цели использован усовершенствованный вариант арифметического устройства деления, которое способно к делению чисел с форматом как плавающей, так и зафиксированной запятой. Реализация деления с зафиксированной запятой дает возможность и деления ненормализованных чисел с плавающей запятой. Осуществленная до сих пор быстрая трансформация Фурье выполняет функцию преобразования комплексных блоков данных порядка 0,5 К, 1 К и 2 К из временного диапазона в частотный диапазон и обратно.

Необходимые времена преобразования следующие:

| | | |
|-----------|---|-------|
| при 0,5 К | — | 7 мс |
| при 1 К | — | 16 мс |
| при 2 К | — | 32 мс |

В настоящее время происходит разработка быстрого преобразования Фурье для блоков данных порядка 4 К и 8 К.

Для выполнения корреляции операций быстрого преобразования Фурье была разработана функция комплексного умножения, выполняемая на блоках данных. Блок-схема специального процессора, реализующего описание операции, представлена на *рис. 45*.

* Элзнер М., Комьяты Й., Лазарович Дь., Мери Т., Пахи Л., Райнаи Р.

2.1.5 Сейсмические измерения в шахте с целью защиты от воды дорогских угольных шахт*

Основной проблемой дорогских шахт, дающих бурый уголь лучшего качества по всей стране, является прорыв воды. Прорыв воды, в первую очередь, можно ожидать из сильно закарстованного, состоящего из триасовых известняков и доломитов фундамента эоценового бассейна, поверхность которых тянется недалеко под свитой угольных пластов. Опасность прорыва воды сильно усиливают сбросы, длина которых часто превышает 100 метров и которые расчленяют фундамент бассейна на блоки. Таким образом, в случае разработки данной области, например, на XXI-й шахте Дорогской шахты, не только необходимо хорошо знать расположение закарстованных горных пород под выработками, но необходимо иметь сведения о расположении больших пограничных сбросов, поднимающихся высоко над выработками.

Для выявления расположения закарстованных горных пород, угрожающих прорывом воды, горняки располагают только исследованием с помощью бурения с поверхности или из шахты. Первый метод очень дорогой, а второй — само по себе действие, угрожающее прорывом воды особенно там, где необходимо считаться с таким большим давлением воды, которое имеется на глубоких уровнях дорогских шахт. Кроме этого, большим недостатком исследований при помощи бурения является то, что для скважин также необходимо выделить водосберегающий целик, который увеличивает количество оставляемого угля и усложняет проектирование выемок. Таким образом, число скважин для исследования закарстованных горных пород является ограниченным, и расположение поверхности известняка в многих случаях из-за неполной информации можно только оценивать. Этим объясняется то, что мы проводим эксперименты в первую очередь геофизическими методами, а не бурением.

После рассмотрения задания и шахт, являющихся местом измерений, мы решили применять сейсмический метод. В шахтных измерениях упругие волны от пункта возбуждения могут достигнуть сейсмоприемник четырьмя различными способами: в форме прямой волны, отраженной волны, преломленной волны, канальной волны. Различные шахтные сейсмические методы используют все четыре типа волн, но для исследования шахтного известняка с целью защиты от прорыва воды самым подходящим методом оказались обычные МОВ или КМПВ.

На XXI-ой шахте Дорогской шахты с 1982 года проводились шахтные сейсмические измерения МОВ и КМПВ с целью развития метода и геологических исследований. Во время измерений мы столкнулись с такими

* Бодоки Т., Циллер Э., Браун Л.

методическими проблемами, которые являются специальными шахтными проблемами. В случае МОВ, по сравнению с измерениями на поверхности, серьезным расхождением является то, что мы могли ожидать вступление не только с вертикального или почти вертикального направления, но практически с любого направления всего пространства. Таким образом, мы могли регистрировать чрезвычайно сложную и очень трудно объясняемую систему интерференции волн со всех концов пространства. Эту проблему мы старались разрешить на стороне источника с помощью использования принципа направленных волновых фронтов, на стороне сейсмоприемника — трехкомпонентной регистрацией и развывая „поляризационную“ обработку.

В случае измерения КМПВ проблемой являлось короткое расстояние выработок. Увеличивало трудности и то, что триасовая почва, покрывается эоценовым известняком, в котором очень быстро распространяются упругие волны, что значительно удлинило минимальные измерительные расстояния, необходимые для регистрации фундамента. Эту проблему невозможно было решить измерительной методикой, таким образом, измерения КМПВ мы использовали только в очень длинных выработках или для обнаружения близрасположенного фундамента.

Дорогское шахтное исследование известняка мы иллюстрируем двумя измерениями, измерением МОВ и измерением КМПВ. На *рис. 46* показано измерение МОВ в 38-ой нарезной выработке XXI-ой шахты Дорогской шахты. Расположение северного пограничного сброса, который с северной стороны ограничивает выемку на глубоком уровне, нам было известно из двух глубоких скважин (D-297 и D-199). Маркшейдерское бюро в таких случаях придерживается принципа „максимальной безопасности“ и изобразило относительно плоскую плоскость сброса на основе указанных скважин. Во время выемки целик, защищающий от прорыва воды, нужно было выделить по отношению к этой отстроенной плоскости сброса.

Сейсмические измерения МОВ в 38-ой нарезной выработке показали, что на уровне измерений известняковая стена, т. е. плоскость сброса находится приблизительно на 25 метров дальше по сравнению с составленной. Таким образом, на основе скважины D-297 и сейсмических измерений стало возможным заново отстроить плоскость пограничного сброса, а это, в свою очередь, предоставило возможность точнее определить целики защиты от прорыва воды, таким образом, значительные запасы угля были выведены из целика.

На *рис. 47* показаны наши измерения КМПВ в основной выработке горизонта — 120 XXI-ой шахты Дорогской шахты. Эти измерения объяснялись тем, что руководство шахты приняло решение очистки т. н. угольного пласта „С“, залегающего под основной выработкой. О

положении фундамента под основной выработкой маркшейдерское бюро имело представление только на основании боковой проекции данных сравнительно отдаленных, считая необходимой геофизическую проверку.

Результаты проведенных измерений КМПВ дали очень хорошее совпадение с тектоникой, т. е. с положением и характером сбросов на прежней карте поверхности известняка, но вместо предполагаемой глубины 30–35 метров показало только половину. Таким образом, руководство шахты отказалось от очистки пласта „С“, потому что это уже попадает в водохранительный защитный слой.

Исследования, проведенные в Дорогских шахтах, как это показывают наши примеры, открывают новые области перед шахтными сейсмическими измерениями и дают новые средства в руки шахтеров в борьбе против прорыва воды.

В таком смысле дорогские измерения мы считаем только началом, основой, накоплением опыта для дальнейших разработок.

2.2.1 Исследование поля влияния частотного зондирования*

Полевая практика частотного зондирования искусственным источником и интерпретация измерений вызывают необходимость уточнения наших знаний, связанных со следующей проблемой: каково поле действия наших измерений, происходящих по отдельным частотам, и как оно меняется с изменением частоты? С помощью испытаний, основывающихся на прежнем численном расчете основной горизонтально слоистой геоэлектрической модели [Prácser et al. 1983,] получена зависимость измеренных пространственных характеристик от глубинного распределения электропроводимости данной модели, и таким образом стало возможным исследование глубинной чувствительности измерительной установки. Но с помощью этой модели мы не получили ответа на то, какова зависимость результатов измерений от боковых изменений электропроводности.

Полный ответ на этот вопрос дается решением общей трехмерной прямой задачи. Так как эта задача пока еще не решена, решения, дающие частные результаты, тоже могут вызвать интерес. Следующее приближенное исследование действительно в том случае, когда изменение электропроводности в геоэлектрической модели мало, т. е. мы испытываем поле небольшого тела, слабо выделяющегося своими параметрами. Электродинамические расчеты для небольших тел применяются для случая, когда тело находится в однородном полном пространстве. При различных геометрических положениях возмущающего тела значения отнесенных друг к другу аномальных полей этого тела будут рассматриваться в плоскости, проходящей через дипольный источник перпендикулярно к его моменту. Предположим, что полученные таким образом значения не отличаются значительно от относительных значений, вызванных аналогичным телом, помещенным в однородное пространство. В расчетах и оформлении выводов плоскость магнитной дипольной петли передатчика мы будем упоминать и как поверхностную плоскость.

Рассмотрим нормальную или первичную модель с однородной средой

* Сигети Г.

с проводимостью σ_K при магнитном дипольном возбуждении. Решением этой модели являются значения $E^{(n)}$, $H^{(n)}$ в любой точке пространства. Пусть наша полная или вторичная модель состоит из тела T с проводимостью σ_T при том же возбуждении. Обозначив функцию, характеризующую тело T , через χ_T (т. е. если пространственная точка x — элемент тела T , то $\chi^{(x)}=1$, во всех других случаях $\chi^{(x)}=0$), то распределение пространственной проводимости вторичной модели опишет функция

$$\sigma = (1 - \chi_T) \cdot \sigma_K + \chi_T \sigma_T \quad (1)$$

(см. рис. 48). К модели, описанной функцией проводимости σ , принадлежат силовые поля, обозначенные E , H .

Дмитриев и Форзен [DMITRIEV, FARZAN 1980] для этой общей проблемы дают такой вывод, результатом которого получаем интегральное уравнение для E , H . Это интегральное уравнение содержит $E^{(n)}$ как известную величину. Его решение для случая трехмерного тела — очень сложная задача. При специальном типе возмущающего тела даем значительное упрощение, приходя просто к вычисленному конечному результату.

Уравнения Максвелла для полной модели при фиксированных частотах принимают следующий вид:

$$\begin{aligned} \operatorname{rot} E &= i\omega\mu H \\ \operatorname{rot} H &= \sigma E + j, \end{aligned} \quad (2)$$

где j — ток, протекающий в петле возбужденного диполя, а σ — выражение (1).

Та же самая система уравнений для нормальной модели:

$$\begin{aligned} \operatorname{rot} E^{(n)} &= i\omega\mu H^{(n)} \\ \operatorname{rot} H^{(n)} &= \sigma_K E^{(n)} + j. \end{aligned} \quad (3)$$

Вычитая из системы (2) систему (3), для аномальных полей $E^{(a)} = E - E^{(n)}$ и $H^{(a)} = H - H^{(n)}$ можно записать:

$$\begin{aligned} \operatorname{rot} E^{(a)} &= i\omega\mu \cdot H^{(a)} \\ \operatorname{rot} H^{(a)} &= (1 - \chi_T) \cdot \sigma_K E^{(a)} + \chi_T \{ \sigma_T E - \sigma_K E^{(n)} \}. \end{aligned} \quad (4)$$

В том случае, если второй член правой стороны второго уравнения системы (4) можно считать членом источника, пространство $E^{(a)}$, $H^{(a)}$ имеет собственный источник в однородном пространстве с проводимостью σ_K .

Пусть $(x_0 \in T)$ — любая пространственная точка. Рассмотрим $E(x_0)$ как функцию σ_T и T . Предположим, что T имеет достаточно маленький объем, чтобы $E(x_0)$ зависело только от объема ΔV и удельной проводимости тела T , т. е.

$$E(x_0, \sigma_T, T) = E_{x_0}(\sigma_T, \Delta V).$$

Предположим далее, что E_{x_0} имеет значение как функция двух переменных σ_T и ΔV , действительных вокруг точки $\sigma_T = \sigma_K$ и $V = 0$ таким образом, что полученная функция по меньшей мере дважды непрерывно дифференцируема вокруг точки $(\sigma_K, 0)$. Следующие отношения очевидны:

$$\begin{aligned} E_{x_0}(\sigma_K, \Delta V) &= E_{x_0}^{(n)} \\ E_{x_0}(\sigma_T, 0) &= E_{x_0}^{(n)} \end{aligned} \quad (5)$$

Таким образом, из-за соотношений (5) в двухпеременном ряду Тейлора функции E_{x_0} отсутствуют первые производные, т. е.

$$E_{x_0} = E_{x_0}^{(n)} + \frac{\partial^2 E_{x_0}}{\partial \sigma \partial V} \Big|_{\substack{\sigma = \sigma_K \\ V = 0}} \Delta V (\sigma_T - \sigma_K) + \dots,$$

где неотмеченные члены по крайней мере в третьем порядке стремятся к 0. Таким образом, в уравнениях (4) при произвольной $x_0 \in T$ при условии

$$\Delta V (\sigma_T - \sigma_K) \ll 1 \quad (6)$$

можно записать $E_{x_0} = E_{x_0}^{(n)}$. То-есть по уравнениям (4) источником аномального пространства $E^{(a)}$, $H^{(a)}$ является плотность тока

$$j = (\sigma_T - \sigma_K) E^{(n)}$$

в отдельных точках тела T . А если мы в T считаем $E^{(n)}$ постоянным, а T является призмой сечением A , высотой dl , перпендикулярной $E^{(n)}$, тогда суммарный ток, протекающий через T ,

$$I = Aj = A(\sigma_T - \sigma_K) E^{(n)},$$

что по длине dl означает электрический диполь

$$M_e = dI = dIA(\sigma_T - \sigma_K) E^{(n)} = \Delta V (\sigma_T - \sigma_K) E^{(n)}$$

Таким образом, конечный результат следующий. Если тело удовлетворяет условию (6), то электрический диполь момента

$$M_e = \Delta V (\sigma_T - \sigma_K) E^{(n)} \quad (7)$$

является источником аномального пространства на месте тела. Следовательно, аномальное электромагнитное пространство можно вычислить в двух этапах. Сначала вычислим электрическое поле $E^{(n)}$, возбужденное в точке x_0 возмущающего тела магнитным диплем, помещенным в однородное полное пространство интенсивностью M_m в точке передачи x^A , а потом с этим значением вычислим поле EM в точке приемника, возбужденное электрическим диполем, помещенным в пространство с моментом M_e , рассчитанным на основе (7).

Рассмотрим теперь на основе (7) распределение магнитной пространственной составляющей $|H_z^2|$ магнитного дипольного источника, размещающегося в плоскости, принятой за дневную поверхность, в то

время как малоразмерное малококонтрастное возмущающее тело перемещается в плоскости S , перпендикулярной к дневной поверхности. Компоненту $E^{(n)}$ диполя, помещенного в полное пространство, получим в сферических координатах следующим образом:

$$E^{(n)} = E_{\varphi}^{(n)} = \frac{M_m}{4\pi} i\omega\mu \cos \alpha \frac{1}{r_1^2} (1 + \gamma r_1) e^{-\gamma r_1}, \quad (8)$$

где $\gamma = \sqrt{i\omega\mu\sigma_K}$ является моментом диполя передатчика. E_{φ} перпендикулярно к плоскости S , и таким образом магнитное поле, имеющее направление φ' в точке дневной поверхности и возбужденное электрическим диполем того же направления, как и E_{φ} , рассчитываемое по (7), получим по следующей формуле:

$$H_{\varphi'} = \frac{M_e}{4\pi} \frac{1}{r_2^2} (1 + \gamma r_2) e^{-\gamma r_2}. \quad (9)$$

Разъяснение геометрических параметров получим на рис. 48.

Вводим значение действительного индукционного числа $B = L\sqrt{\omega\mu\sigma_K}/2$, учитывая, что $H_z = H_{\varphi'} \cos \beta$ и что нас интересует абсолютное значение $H_z^{(a)}$, на основе (7), (8) и (9) получим, что

$$|H_z^{(a)}| = C \frac{1}{(r_1/L)^2} \frac{1}{(r_2/L)^2} \cos \alpha \cos \beta \cdot \sqrt{\left(1 + B \frac{r_1}{L}\right)^2 + \left(B \frac{r_1}{L}\right)^2} \sqrt{\left(1 + B \frac{r_2}{L}\right)^2 + \left(B \frac{r_2}{L}\right)^2} e^{-B \frac{r_1}{L}} e^{-B \frac{r_2}{L}} \quad (10)$$

где

$$C = \frac{M_m(\sigma_T - \sigma_K)\omega\mu\Delta V}{16\pi^2}.$$

На рис. 49 можно увидеть значения аномального пространства $|H_z^{(a)}|$, вызванного в точке приемника возмущающим телом, перемещаемым в плоскости S , содержащей передатчик и приемник и перпендикулярной к дневной поверхности, таким образом, что значения, измеренные в приемной точке, отметим в той точке, где находится центр возмущающего тела. Точнее, на рисунках мы отметим не аномальные пространства, а соотношения аномальных пространственных значений, вызванных возмущающим телом, находящимся в центре отрезка, соединяющего передатчик и приемник. Таким образом, распределения на рисунке независимы от параметров коэффициента C формулы (10). Рассматривая рис. 49, относящийся к индукционному числу $B = 0,33$, мы можем сделать следующие выводы:

- а) аномальные поля возбуждающих тел, располагающихся симметрично относительно плоскости, перпендикулярной к отрезку, соединяющему передатчик и приемник, совпадают;

- б) вблизи от дневной поверхности, по мере приближения возмущающего тела к передатчику (приемнику) эффект очень большой, например, в поверхностной точке $r_1=L/10$ — 7,66-кратное по сравнению с эффектом в точке $r_1=L/2$;
- в) возмущающее тело, расположенное под передатчиком по вертикальной прямой, не вызывает никаких аномалий;
- г) из возмущающих тел, расположенных на глубинах, достигающих $1/3$ или большую долю расстояния между передатчиком и приемником, самый большой эффект оказывают те, которые находятся в плоскости, делящей отрезок передатчик–приемник пополам.

Если предположим, что задачей является доказательство присутствия возмущающего тела, тогда область, границами которой являются горизонтали, относящиеся к различным значениям рис. 49, показывает, что область какого размера и какой формы можно охватить измерениями на данной частоте. Если минимальный эффект, измеряемый нашим прибором, $1/e=0,37$ от доли эффекта, вызванного возмущающим телом, находящимся в точке симметрии на дневной поверхности, тогда можно установить, что при индукционном числе $B=0,33$ эта область состоит из эллипсообразного тела, находящегося под передатчиком-приемником на глубине приблизительно $0,4L$, и из двух меньших тел шириной приблизительно $0,3L$, которые простираются за пределы приемника.

На рис. 50. мы изучаем только зависимость от индукционного числа области, ограниченной этой горизонталью $0,37$. Можно уточнить, как углубляется и расширяется исследуемая область с уменьшением числа индукции. То-есть на меньших частотах кроме передатчика и приемника нужно рассчитывать на значительный боковой эффект при интерпретации кривых частотного зондирования. Мы планируем продолжение исследований с перемещением возмущающего тела в пространстве. Таким образом можно уточнить разрешающую способность частотного зондирования с расположением точек в направлении простираения и падения геологических структур.

2.2.2 Физическое моделирование частотного электромагнитного зондирования индуктивным возбуждением*

В разведке твердых полезных ископаемых Венгрии, прежде всего бокситов и каменных углей, уже годами успешно применяется частотное электромагнитное зондирование индуктивным возбуждением. В случае

* Чато Б., Гемеш М., Кардеван П., Прачер Е., Сарка Л.

горизонтально слоистых моделей отдельные характеристики электромагнитного поля могут быть определены подходящей точностью при помощи математического моделирования. В случае разных двумерных и трехмерных структур описание полного электрического поля становится очень сложным, напряжения поля могут быть рассчитаны — за исключением некоторых специальных приближений — только цифровыми способами, требующими много машинного времени. Так для изучения искажающего влияния приповерхностных неоднородностей и разрешающей способности метода более успешно применяется физическое моделирование. На первом этапе были проведены измерения над двуслойными и трехслойными моделями, частью как проверка аппаратуры.

Измерения были проведены в г. Шопрон в Лаборатории Электромагнитного Моделирования, организованной совместно Геодетическим и Геофизическим Институтом Венгерской Академии Наук, Геофизическим Предприятием Венгерского Нефтегазового Треста и Геофизическим Институтом им. Этвеша Лоранда. В лаборатории раньше уже были моделированы частотные электромагнитные зондирования кондуктивного возбуждения, профилирования, магнитотеллурические измерения и съемочные методы постоянного тока. Последние были изложены в Годовом Отчете ЭЛГИ за 1980-ый год.

В данной модификации частотного электромагнитного зондирования измеряется отношение вертикального и горизонтального составляющих магнитного поля, а при обработке измерений рассчитываются кривые зондирования в координатах кажущееся удельное сопротивление — кажущаяся глубина. Для моделирования полевых измерений в 1983-ем и 1984-ом годах была разработана новая измерительная система, которая — при почти полном исключении передачи высокочастотных сигналов (средняя частота 10 кГц) и при автоматизированном накоплении сигналов — позволяет точное проведение многих частотных зондирований в относительно широком частотном диапазоне (20 кГц—6 МГц, *рис. 51*). Усилитель мощности, питающий датчик, управляется синтезатором-генератором высокой стабильности. Сигнал приёмника усиливается усилителем широкого диапазона, расположенным вблизи петли, и накладывается на среднюю частоту 10 кГц миксером. Миксерный сигнал производится синтезатором-генератором, одинаковым с генератором, управляющим датчиком. После этих операций передача, усиление и фильтрация происходят на средней частоте 10 кГц. Данные накапливаются вычислительной машиной типа Коммодор-64, моменты квантования датчиками на фотозлементах.

Точность измерений на моделях проверялась следующим образом. В модельном баке при помощи раствора NaCl разной концентрации были моделированы двуслойные, горизонтально слоистые полупространства

с изолирующим основанием. Затем отношения напряженностей поля были определены и математическим расчетом для соответствующих геометрических факторов и значений удельного сопротивления. На *рис. 52* это иллюстрируется примером; расхождение измеренных и расчетных значений на всех частотах меньше одного процента.

Как известно, границы между отдельными геоэлектрическими слоями обнаруживаются острыми переломами кривых ρ_K (кажущееся удельное сопротивление) — H (кажущаяся глубина), трансформированных из кривых зондирования, измеренных в поле системой Maxi-Probe. Примером для этого служит кривая частотного зондирования (*рис. 53/A*), измеренная над скважиной, пробуренной на участке исследований в предгорьях Баконь. Если приближение двуслойной геологической модели с изолирующим основанием дается горизонтально слоистой моделью, на кривой острого перелома не оказывается (*рис. 53/B*, сплошная линия). Однако очень слабое наклонение (в данном случае 2°) границы слоев, то есть основания, приводит к значительному усилению перелома, отмечающего границу слоев (*рис. 53/C*, пунктирная линия). Это явление получается по направлению как падения, так и простирания. Таким образом, можно представлять, что вероятность точного выявления границы слоев повышается фактом, что эти границы на самом деле очень редко являются совершенно горизонтальными.

Результаты электромагнитного моделирования модели с низкоомным прослойком видны на *рис. 54/A*. На кривой ЧЗ, измеренной над проводящим слоем, возникает перерастание то-есть значения кажущегося удельного сопротивления превышают удельное сопротивление верхнего высокоомного слоя. Границы слоев определяются с погрешностью 4–6% точками пересечения касательных к одиночным участкам кривых. Те же самые явления видны и на кривой ЧЗ, измеренной над рудопроявлением у г. Ганнукаинен (Финляндия; *рис. 54/B*).

2.2.3 Разработка магнитотеллурической станции*

Летом 1984-ого года закончена разработка нового варианта магнитотеллурических измерительных систем типа ДЭФ, станции ДЭФ-7. Станция с цифровым накоплением сигналов кроме магнитотеллурических измерений пригодна и для измерений методами становления электромагнитного поля, глубинного частотного зондирования и вызванной поляризации. Блок-схема станции видна на *рис. 55*.

* Варга Г.

Настоящая станция ДЭФ-7 по сравнению со станцией ДЭФ-1, изготовленной в 1976-ом году (Годовой Отчет ЭЛГИ за 1976 г, стр. 78-80), имеет следующие преимущества:

— она управляется микропроцессором типа ИНТЕЛ 8080, вместо интегральных схем ТТЛ, использованных в станции ДЭФ-1; применение микропроцессора позволяет достигнуть более высокую надежность и упругое — программируемое — управление измерениями;

— кроме традиционных пятиканальных магнитотеллурических измерений станет возможным измерение и вертикального электрического составляющего электромагнитного поля; знание составляющего E дает новые возможности в интерпретации магнитотеллурических измерений; при его помощи можно определять и учитывать в интерпретации измерений горизонтальное распространение волн и неоднородность первичного поля;

— через параллельный выход данные измерений могут быть переданы одновременно в микро-ЭВМ, при помощи которой квалификация и предварительная обработка данных станет возможным в реальном масштабе времени;

— контакт внешнего канала дает возможность проведения синхронных измерений.

Осенью 1984-ого года после полевой наладки и калибровки со станцией измерено 20 магнитотеллурических зондирований.

2.2.4 Геофизические измерения в археологии*

В рамках сотрудничества Центрального Геологического управления и Комитета Раскопок наш институт несколько лет ведет геофизические измерения для содействия археологическим раскопкам. За последние два года в десяти областях различными методами были решены различные задачи. Археологические объекты по геофизическим методам исследований разделены на три разные группы:

1. стены (известняковые) с большим сопротивлением, заложенные в почву (глиняную) с меньшим удельным сопротивлением, которые обнаруживаются профилированием радарным и сопротивлением;
2. обожженные предметы (печи, очаги, обломки кирпича и черепицы), которые из-за термоостаточной намагниченности обнаруживаются магнитными измерениями;
3. расположение и размеры копи (заполненной обломками), с меньшим сопротивлением, в окружающей среде (доломит) с большим

* Паттаньюш-А. М.

удельным сопротивлением, геоэлектрическим глубоким профилированием обнаруживается.

Раскопкам римской крепости во внутренней части г. Шагвар препятствовали несколько факторов: нынешние застройки, отсутствие некоторых частей стены из-за застроек в новые века и высокий уровень грунтовых вод. Во время снова начатых раскопок в 70-ых годах все ещё нераскопанной осталась восточная сторона крепостной стены, проходящей вблизи болот. Задачей геофизики стало определение точного расположения одной из самой глубоких частей крепости — юго-восточной угловой башни. Наши первые измерения были проведены с помощью геологического радара (GPR: Ground Probing Radar) фирмы GSSI (Geophysical Survey System Inc, USA), одной из предлагаемой области использования которого является как раз археологическая геофизика.

Радар дает возможность непрерывного профилирования с большой разрешающей способностью. На поверхности возбуждается электромагнитный импульс, а потом отраженные сигналы с погребенных, отличающихся геоэлектрическими свойствами граничных поверхностей регистрируются широкополосным приемочным экраном. На *рис. 56* изображен характерный снимок. На радарном снимке остаток стены из материала с большей диэлектрической постоянной возбуждает много отраженных волн, а окружающая почва поглощает большинство волн. Отраженные сигналы появляются густой, темной полосой, поэтому на снимке можно отличить остаток стены. Глубину определяем приближенным методом: вблизи измерительной территории мы закопали на известную глубину хорошо отражающий предмет (металл), сигнал которого распознается на снимке, и эту глубину обозначили на снимке. Над регистратором отметили особенность, указывающую на остаток стены, а также разрез сопротивления, измеренный позже по той же линии, который там же показывает большее сопротивление, где мы по интерпретации радара предполагали стену. План угловой башни сняли за полдня радарным профилированием.

На территории Вишеград-Варкерт мы проводили магнитные измерения для археологических раскопок замка XI-го века. Каждому дому, наполовину захороненному в землю, принадлежит остатки печи, которые по нашим измерениям вызвали изменения магнитного поля -50 – $+90$ нТ. Магнитную карту меньшей территории покажем на *рис. 57/А*, где значительные аномалии оказали печи, принадлежащие двум домам. Указанные объекты хорошо распознаваемы, несмотря на то, что два фактора мешали магнитному полю:

- 1) вблизи южного угла показанной территории расположен стальной контейнер, влияние которого очень значительно;
- 2) весь посёлок находится в окружающей среде вулканического происхождения.

Для устранения мешающих эффектов, с одной стороны, измерения проводились с двумя высотами зондов с вычислением вертикального градиента, *рис. 57/B*, с другой стороны, результаты измерений отфильтрованы фильтром, пропускающим сверху. Карту остаточных аномалий можно увидеть на *рис. 57/C*, которая содержит почти только аномалии разыскиваемых печей.

Римское хуторное хозяйство Балацапушта расположено на территории 16 гектаров. Археологические раскопки начались в начале века, тогда определили приблизительное место и размер 12-и ансамблей зданий. В 1970-ом году раскопали два здания. Для дальнейших раскопок мы проводили измерения геоэлектрического сопротивления. На *рис. 58* можно увидеть характерный разрез сопротивлений. По кривой „а“ мы изобразили измеренную величину после выравнивающей фильтрации, и на основе нескольких таких разрезов сконструировали карту удельных сопротивлений территории. На этой карте аномалии с большим сопротивлением означают зоны остатков вблизи поверхности, т. е. размеры зданий. Кривую „b“ мы получили из измеренных данных, отфильтрованных методом конволюции с помощью теоретической модели. Целью этого являлось выделение эффектов стены из эффектов обломков. С корреляцией индикаций стен на отфильтрованных разрезах удалось сконструировать возможный вариант основного плана ансамбля зданий.

В Будапеште, в районе Фаркашрет, в окрестностях улицы Деневер (*рис. 59*) на сравнительно большой территории нашли археологические находки (осколки кремня, инструменты из рога), на основе которых предполагалось присутствие кремневой копи. На основе разрезов сопротивлений, измеренных параллельно боковому уступу плоскогорья, мы наметили место для раскопок зоны остатков с меньшим сопротивлением, находящейся в доломите с большим удельным сопротивлением. Одна из таких зон меньшего сопротивления, на профилях глубин прослеживающаяся вниз больше, на самом деле показала место кремневой копи, что и было доказано раскопками. По результатам археологических исследований начинают вырисовываться очерки единственной в Европе находки, вызывающий большой интерес, и происходящий из среднего палеолита, 50 тыс. лет давности. На *рис. 60* можно увидеть перспективную картину копи, найденной по меньшему в сравнении с окружением сопротивлению.

Кроме показанных, во многих областях использование геофизических измерений дало положительные результаты. В Асоде, по территории Малого Балатона и в Алшохетенпуге продолжали измерения, начатые в прошлом году (Годовой отчёт за 1982 год, стр. 289–291). В Вишеграде во внутреннем дворе замка, построенном на остатках римской крепости, разведывали расположение двух зданий с помощью профилирования методом сопротивлений, которые будут раскопаны в 1985-ом году. В

Эстергоме ограничена часть средневекового монастыря, простирающаяся под соседней спортивной площадкой, также методом профилирования методом сопротивлений.

В достижении этих результатов помог нам Д-р Йозеф Корек, заместитель главного директора Венгерского Национального музея, ведущие отдельные раскопки сотрудники-археологи: д-р Эндре Тот, Юлия Коваловски, Жужа Ловаг (Венгерский Национальный музей), д-р Вера Габори-Чанк (Будапештский Исторический музей), Сильвия Палади (Музей Баконь, Веспрем) и Матьяш Сёке (Музей Матяш кирай, Вишеград).

2.2.5 Интерпретация гравитационных измерений в горных районах*

При развитии гравитационных методов в последние годы выяснилось, что обработка гравитационных измерений в горных районах требует специального способа интерпретации.

При составлении карт аномалий Бугэ измеренные данные должны быть исправлены разными поправками, но в случае измерений в горных районах обычных поправок недостаточно. В технической литературе пока не опубликован метод, подходящий для интерпретации измерений в горных районах. Поэтому с 1980-ого года занимаемся разработкой нового способа.

В случае измерений в горных районах основными источниками ошибок являются:

- аномалии Бугэ относятся не к плоскости, а к нерегулярно меняющейся топографической поверхности, поэтому величина и форма аномалий искажаются;
- из-за коррекции Бугэ, рассчитанной с постоянной средней плотностью, возникает локальная корреляция между высотными значениями участков изменчивого рельефа, слагаемого горными породами сильно различной плотности, и аномалиями Бугэ, что сильно затрудняет интерпретацию.

Из этих источников ошибок следуют задачи, подлежащие решению:

- гравитационные аномалии, относящиеся не к плоскости, а к изменчивому рельефу, должны быть пересчитаны на общую плоскость; это может быть сделано при помощи аналитического продолжения вверх;
- из измеренных гравитационных данных и из локальной корреляции между ними и высотными значениями надо определить среднюю

* *Пинтэр А., Штомфай Р.*

плотность приповерхностных горных пород, а значения аномалии Бугэ должны быть исправлены с этой плотностью, изменяющейся по пунктам.

В 1984-ом году составлена программа расчета средней плотности приповерхностных горных пород и программа аналитического продолжения вверх. Обе программы были успешно использованы на небольшом опытном участке гор Матра.

При расчете корреляций пока имеется несколько проблем, подлежащих решению.

Новый способ интерпретации будет применяться впервые на гравитационном материале, измеренном за 1980–1984-ые годы в горах Западная Матра.

2.2.6 Определение топографического эффекта на ЭВМ*

Топографический эффект раньше был рассчитан так, что для каждой точки измерений на основе топографической карты были определены средние значения высот. Эти значения относились к секторам колец. Значения поправок, подходящих средним значениям высоты, были взяты из таблиц, опубликованных в литературе. Этот способ требовал очень много рабочего времени и рабочих сил, кроме этого возможность ошибаться была очень большой. Поэтому оказалось своевременным переносить эти расчеты на ЭВМ.

Основой разработанного вновь расчета топографической коррекции является система данных, которая получается так, что с карты масштаба 1:10 000 высчитываются средние значения высоты на площадке размером 100 м×100 м, и они хранятся в ЭВМ. Форма участков, по которым рассчитывается топографический эффект, — в отличие от старого способа — не сектор кольца, а квадрат. Старый способ учитывал топографический эффект внутри круга диаметром 44 км, а длина стороны учтенного квадрата по новому способу составляет 51 км.

Расчет топографического эффекта состоит из двух частей:

- расчет дальнего эффекта;
- расчет ближнего эффекта, в который включается и так называемый непосредственный эффект.

При расчете *дальнего эффекта* область расчета разделена на квадратные „кольца“ (зоны), где длина внутренней стороны большей зоны и длина внешней стороны следующей меньшей зоны одинаковы (рис. 61).

* Шёнвиски Л., Штомфай Р.

Отдельные зоны — в зависимости от расстояния до точки измерения — разделены на квадраты разной площади, которые являются основаниями призм. Средние значения высот этих призм квадратного сечения получаются из средних высот квадратных призм площадью $100 \text{ м} \times 100 \text{ м}$, путем осреднения. Параметры зон:

| зона | длина внешней стороны (км) | длина внутренней стороны (км) | основание призм (кв. км) |
|----------|----------------------------|-------------------------------|--------------------------|
| <i>a</i> | 51 | 15 | 3×3 |
| <i>b</i> | 15 | 5 | 1×1 |
| <i>c</i> | 5 | 3 | $0,5 \times 0,5$ |
| <i>d</i> | 3 | 1,7 | $0,3 \times 0,3$ |
| <i>e</i> | 1,8 | 0,2 | $0,1 \times 0,1$ |

Квадрат размером $200 \text{ м} \times 200 \text{ м}$ внутри самой внутренней зоны (зоны *e*), образующий окружение точки измерения, входит уже в расчет ближнего эффекта, поэтому при расчете дальнего эффекта не учитывается. Для всех точек измерений, находящихся во внутренней области зоны *e* (в квадрате размером $1 \text{ км} \times 1 \text{ км}$, обозначенном пунктирной линией на рис. 61), разделение зоны принимается зафиксированным.

В интересах ускорения расчета влияние квадратных призм в точке измерения рассчитывается приближением. В окружении точки измерения радиусом 300 м влияние квадратной призмы приближается влиянием 9-и массовых точек (по методу д-ра Ф. Штейнера). Массовые точки располагаются в центре и на углах призмы. Более далекие призмы замещаются так называемыми гравитационными палками (массовыми пряжами). Необходимые программы написаны на ЭВМ ЕС 1035. Они рассчитывают дальний эффект для угловых точек сети $100 \text{ м} \times 100 \text{ м}$, приспособляясь к сеточному разделению стереографических карт, на 5 разных высот. Результаты печатаются в виде таблиц. Полевая измерительная партия использует таблицы так, что топографический дальний эффект для точки внутри области $100 \text{ м} \times 100 \text{ м}$ определяется путем интерполяции при то значений, соответствующих высоте точки, в зависимости от расстояний от угловых точек, при помощи таблиц.

При расчете дальнего эффекта кроме указанного табличного решения составлена и программа, проводящая на ЭВМ ЕС 1035 расчет непосредственно, отдельно для каждой точки. Топографическая коррекция гравитационных измерений, проведенных в горах Матра за 1980–1984 годы, выполнена с использованием последней программы.

При расчете *ближнего эффекта* площадь квадрата $200 \text{ м} \times 200 \text{ м}$, окружающего точку измерения, разделена на 25 квадратов размером $40 \text{ м} \times 40 \text{ м}$ (рис. 62). Непосредственный эффект рассчитывается на основе то-

пографии самого внутреннего квадрата размером $40 \text{ м} \times 40 \text{ м}$, а ближний эффект — из средних значений высоты остальных 24-х квадратов по $40 \text{ м} \times 40 \text{ м}$. Для расчета ближнего эффекта средние высоты определяются на основе топографической карты масштаба 1:10 000 отдельно для каждой точки. При расчете ближнего эффекта используется приближение не призмой квадратного сечения, это было бы очень медленно, а полиномом 3-ей степени, при помощи программируемого карманного калькулятора типа HP 41C. Расчет *непосредственного эффекта* относится к центральному квадрату, обозначенному на *рис. 63* толстой линией. В центре этого квадрата находится точка измерения. Для расчета непосредственного эффекта кроме средней высоты центрального квадрата требуются и средние значения высот соседних 4-х квадратов (*рис. 63*). Центральный квадрат разделен на 4 усеченных квадратика, из которых отсутствует квадратик размером $2 \text{ м} \times 2 \text{ м}$ у точки измерения. Предполагается, что на площади квадратика $4 \text{ м} \times 4 \text{ м}$ вокруг точки топография ровна. Быстрое решение получается и при этом расчете приближением полиномом 3-ей степени.

2.3.1 Определение нейтронно-физических параметров*

Полученные за прошедшие годы результаты методических работ и аппаратных разработок позволили более точно определить известные физические параметры горных пород (напр., плотность, нейтронную пористость) и создать методы для определения новых параметров, способствующих более надежному истолкованию формаций (напр., длина замедления, сечение поглощения).

Процесс определения плотности и нейтронно-физических параметров, вычисляемых по методам ГГК и НКК, иллюстрируется на блок-схеме, рис. 64. Соответствующие параметры основных компонент теоретической модели породы вычисляются при помощи таблиц основных данных. Для составления теоретической модели изучаемой формации необходимо считать их компоненты известными. Встречаемые на практике породы обладают весьма сложным составом, а при наших расчетах мы вынуждены предполагать, что состав породы известен и состоит из 2, 3, или, в крайнем случае, 4 основных компонент. Относительный объем или состав в весовых процентах основных компонент также считаются известными. Таким образом получается общее соотношение, пригодное для определения указанных параметров:

$$x_t = v_1 x_1 + v_2 x_2 + \dots + v_k x_k,$$

где

- x_t — характерный для изучаемой теоретической модели параметр (напр., плотность, сечение поглощения),
 x_1, x_2, \dots, x_k — параметры, вычисленные теоретическим путем для основных компонент формации,
 v_1, v_2, \dots, v_k — относительные объемы основных компонент формации,
 k — количество основных компонент, слагающих формацию.

Плотность (электронов) и нейтронно-физические параметры даны в виде таблиц основных данных. Например, значения микроскопического сечения нейтронов по различным элементам, необходимые для расчета ней-

* Андраши Л., Барат И., Ковач Н.

тронно-физических параметров, входят в изданный в 1974 году сборник данных по диффузионной программе SABINE, разработанной в рамках EURATOM. Создание нейтронно-физических параметров (постоянных групп) из вышеуказанных данных производится двумя сегментами этой программы, а именно подпрограммами SABAD и CSOPAK.

В *таблице II* в качестве примера приводятся значения нейтронной пористости, длины замедления, диффузионной длины и миграционной длины, вычисленные для теоретических моделей известняка и песчаника. Со значением вычисленных параметров для изучаемых теоретических моделей (теоретические расчеты четырехгрупповой диффузии, расчеты Монте Карло) можно вычислить распределение теоретических потоков или спектральное распределение рассеянного гамма-излучения с учетом соответствующих параметров скважинных приборов.

Построенная в ЭЛГИ Метрологическая система по промысловой геофизике обеспечивает возможность проведения калибровки зондов ГГК и ННК любого типа при идеализированных скважинных условиях (постоянная температура, постоянное давление, постоянная водонасыщенность и т. п.). По результатам калибрационных измерений можно вывести математические соотношения, которые осуществляют связь между характерным для формаций параметром, замеренным числом импульсов и параметрами скважины.

Точное определение плотности и нейтронно-физических параметров требует знания скелета породы. Содержание Th, определяемое по спектрометрии естественного гамма-излучения, и длина замедления L_f , определяемая по кривым ННК, позволяют построить график взаимной зависимости L_f -Th, при помощи которого можно определить скелет породы. На *рис. 65* приведен график взаимной зависимости L_f -Th, построенный по расчетам для теоретической модели.

Определение плотности и нейтронно-физических параметров по диаграммам ГГК и ННК иллюстрируется на практическом примере. Кривые проведенных в скважине „N“ различных измерений показаны на *рис. 66*. Эти материалы включают в себя также кривую длины замедления L_f , полученную в виде непрерывной записи. На основании приведенных кривых параметры объемного веса, нейтронной пористости и нейтронно-физические параметры (длина замедления L_f , длина диффузии L_d , сечение поглощения Σ_{at}) были вычислены для угля, глинистого угля, известняка и глинистого известняка. Результаты этих вычислений проведены в *таблице III*. Приведенные в таблице значения плотности $[\rho_b]$, нейтронной пористости $[\Phi_N]$ и длины замедления $[L_f]$ были определены по непрерывным записям при помощи универсальной наземной панели типа KFУ-4-12 Р. В значения плотности и нейтронной пористости были введены поправки за диаметр и глинистую корку.

Указанные в таблице формации считались построенными из трех основных компонент и при помощи приведенного на *рис. 67* трехмерного графика взаимной зависимости $[L_a - \rho_b]$ были определены относительные объемы основных компонент, слагающих изучаемые формации. В таблице вычисленные значения занесены в колонки *c* (скелет), *n* (суммарное содержание воды) и *h* (загрязнение).

2.3.2 Измерение магнитной восприимчивости при разведке угольных месторождений*

В Годовом отчете за 1982 г. была сделана ссылка на то, что начиная с 1979 г., в ЭЛГИ проводятся измерения магнитной восприимчивости (κ). В то время наша цель заключилась в том, чтобы в общих чертах охарактеризовать эти работы во всех районах измерений в Венгрии. Сводка замеренных на разных породах значений дается в Годовом отчете за 1982 г. в виде схемы качественных частот (стр. 147). Дальнейшая задача заключалась в разработке метода интерпретации на основе типичных значений для отдельных пород. Необходимо было решить вопрос о необходимости вычисления содержания магнетита или приурочивания результатов измерения к древней окружающей (геохимической) среде.

За прошлый год большинство скважинных работ было проведено в области лигнита у подножья гор Матра, измерения были выполнены в 14 скважинах. В районе Вишонта непродуктивная часть угольной толщи представлена в основном подводной частью дельтовой формации. Целая толща представляет собой параличскую серию угольных слоев. В качестве характерной диаграммы района приводится кривая, полученная в скважине Веч-35. Толща кроме лигнитов содержит глины, алевроиты и пески (*рис. 68*). Среднее значение магнитной восприимчивости в песках составляет $\kappa = 1.5 \times 10^{-4}$ SI. Глины отличаются немного более высоким значением $\kappa = 2 \cdot 10^{-4}$ SI. Максимальные значения, как правило, связаны с глинами. Очень хорошая корреляция наблюдается между кривыми магнитной восприимчивости и естественного гамма-излучения. Минимумы связаны с лигнитами (минимальное значение составляет $\kappa = 5 \times 10^{-5}$ SI). Максимальными значениями проявляются кровля и подошва пласта, а также прослойки органического вещества внутри пласта. Предполагается, что эти богатые органическим веществом лигнитовые глины являются аналогичными горючим сланцам в области Ноград, где был получен подобный опыт по диаграммам магнитной восприимчивости и естественного гамма-излучения. Пласт „0“ и пласт 1 якобы сливаются в скважине, толь-

* Зилахи-Шебеш Л. мл.

ко по измерениям можно наметить раздел между ними (прослойки глины от 87 до 88,5).

Другая диаграмма получена на шахте Иштван в г. Комло (рис. 69). На диаграмме максимумы магнитной восприимчивости связаны с участками, где угольный пласт замещается пустыми породами. Из этих мест была взята проба (не из скважины), намагничиваемая часть которой представлена пропластком пирита, но главным образом марказита, и сланцеватым углем в его кровле и подошве. Эти горизонты являются по предположению сингенетическими, болотного генезиса, а не представляют собой результат последующего изменения. Исходя из этого, выявление подобных горизонтов открывает возможность для корреляции пластов. Пробы из стенки скважины были замерены также ручным прибором для измерения магнитной восприимчивости типа КТ-5, и было отмечено, что черный сланцеватый уголь обладает повышенными значениями по сравнению с марказитовой частью. По анализу проб в Радиологическом отделении ЭЛГИ сланцеватый уголь и марказит имеют почти одинаковое содержание железа. Значит, разница в намагничивании вызывается тем, что в одном месте железо присутствует в виде FeS_2 , а в другом оно преобразовалось в гематит или магнетит при потере содержания серы.

По измерениям можно сделать вывод о том, что хотя значение магнитной восприимчивости образуется за счет содержания намагничиваемых минералов, все-таки не существует однозначной связи между типами пород и магнитной восприимчивостью, подобно тому, например, что восприимчивость песка составляет около $\kappa = 10^{-3}$ SI, что является однозначно более высоким значением, чем значение в глинах. Такие связи существуют только в пределах данного района. Таковой является зависимость κ от зернистости, которая наблюдалась на конусе отложений реки Марош и которая в действительности связана с минеральным составом. Подобным образом было установлено, что в лигнитовом районе у подножья гор Матра диаграмма κ подобно кривой ГК может рассматриваться как индикатор глины. Значительно более общая зависимость наблюдается, однако, между литофациями и восприимчивостью, ведь паннонские формации повсюду отличаются низкой восприимчивостью песков, равной $\kappa = 5 \times 10^{-5} - 10^{-4}$, а глины характеризуются значением $\kappa = 2 - 4 \times 10^{-4}$. Это обстоятельство объясняется тем, что указанные формации намечают одинаковую палеосреду, поэтому они проявляются в очень похожей форме.

Общим явлением оказалось и то, что органические глины, следы угольных пластов, прослойки угля всегда представляют максимальные значения по сравнению с их окружением. Такое явление может оказать помощь в отождествлении отдельных угольных пластов по прослойкам пустой породы. Обыкновенные глины, как правило, отличаются низкой

намагничиваемостью (около $\kappa = 2 \times 10^{-4}$), значит, и в случае глиен значение κ скорей может быть привязана к палеофации. Собственно говоря, с точки зрения магнитной восприимчивости палеофация означает состояние окисленности железа. Это означает, что намагничиваемость для осадков, отложенных в стоячей воде, формируется за счет вторично образованных минералов, в возникновении которых условия окисления-восстановления играют определенную роль. Напротив этому, для речных осадков область размыва и энергия потока воды являются первичными. Это наблюдалось на диаграммах, записанных на конусе отложений р. Марош. Значит, в интерпретации речной осадочной толщи, если необходимо определить место происхождения осадков, кривая κ может оказать серьезную помощь.

В осадочной толще кривая κ используется подобно кривой ГК, так как обе кривые могут быть применены для геологических корреляций, стратиграфических исследований в скважинах и в качестве индикатора глины. Эти параметры не находятся в непосредственной связи с пористостью, проницаемостью или плотностью. Подобно кривой ГК, диаграмма κ имеет большое значение в геологической корреляции и распознавании геологических фаций. Подобно тому, как при гамма-спектрометрии осадочных тоящ качественная геологическая информация, полученная по соотношению отдельных излучающих веществ, является наиболее важной, то при измерении восприимчивости нас интересует не фактическое количество магнетита. В количественной интерпретации, подобно измерениям ГК, роль этих работ является косвенной, так как существует ряд поправок, которые зависят от района, т. е. в действительности от фации, для выбора которых она обеспечивает полезные данные. Здесь мы имеем ввиду, например, тип глинистости или определение зольности угля по плотности, которая также сильно зависит от района, а в действительности от фации.

2.3.3 Программные системы интерпретации*

Обработка каротажных диаграмм скважин на уголь

Разработанная раньше для машин НР программная система по углю была внедрена в производственном порядке в 1984 г. В качестве новой формы услуг система была введена на месторождении Вишонта.

Замена ручной интерпретации на машинную позволила производить вы-

* Месарош Ф., Бихари А., Лах Ж., Ковач Н., Баги Р., Салаи М., Караш Д.

числение и графическое представление физических параметров для каждой глубинной точки отдельно. Для этого на ЭВМ типа HP 9825 В осуществлена обработка по следующим фазам:

- преобразование каротажных диаграмм в цифровой код (только для аналоговых кривых),
- ввод каротажных кривых с перфоленты или полевой кассеты в накопитель каротажных данных,
- обработка,
- графическое представление.

В соответствии с потребностями геологической разведки и промышленности изготавливаются следующие виды документации:

- 1) текстовая интерпретация, которая содержит информацию о скважине и условиях измерения;
- 2) замеренные кривые в графическом изображении, изготовленном подключенным к ЭВМ графопостроителем;
- 3) результаты обработки в графическом изображении, вычерченном подключенным к ЭВМ графопостроителем (в том числе литологии, пористости, плотности, зольности, калорийности, влажности, глинистости);
- 4) таблица с указанием характерных физических параметров пройденных скважиной угольных пластов (включая тонкие непродуктивные прослойки внутри пласта).

Перечисленные документы также копируются на микроплёнку с целью хранения в архиве.

Миницентр

В течение года мы приступили к созданию каротажного миницентра на базе ЭВМ COMMODORE-64.

Задача миницентра заключается в интерактивной обработке материалов измерений в относительно неглубоких скважинах, с одной стороны, и в разработке и опробовании новых методов. В настоящее время миницентр включает в себя следующие технические средства:

- 1 шт ЭВМ типа COMMODORE-64,
- 1 шт гибкий диск типа VC-1541,
- 1 шт графопостроитель типа SEIKOSHA,
- 1 шт кассетный магнитофон типа COMMODORE,
- 1 шт телевизионный монитор типа JVC,
- 1 шт устройство ввода с кассеты Мемодайн, изготовленное в ЭЛГИ.

В 1984 г. была изготовлена система накопления каротажных данных WELL. По своей структуре WELL представляет собой пакет программ, которое обеспечивает хранение замеренных скважинных данных на магнитных дисках, с одной стороны, и предоставление данных для отдельных геофизических программ, с другой.

Программы системы накопления обеспечивают обмен данными (параметрами скважины, измеренными кривыми, результатами обработки) между памятью ЭВМ и внешней памятью на магнитных дисках в обоих направлениях. После изготовления системы накопления данных началась разработка геофизических обрабатывающих программ.

Система программ для обработки данных пластового наклономера малого диаметра

Разработана обрабатывающая программная система для нашего трехрычажного скважинного прибора. Разработка велась на основе корреляционной техники для определения истинного угла наклона пласта и азимута его падения. Процесс вычисления истинного наклона пласта разделяется на следующие хорошо различимые фазы:

- 1) ввод записанных на магнитную ленту данных наклономера (трех кривых микросопротивления, координат магнитного поля: h_x , h_y , h_z , координат наклонения зонда: i_x , i_y , диаметра скважины) в ЭВМ;
- 2) отождествление индикаций от одинакового пласта по введенным кривым сопротивления и определение относительного смещения по глубине;
- 3) определение значений наклона по вычисленному смещению по глубине, диаметра скважины и данным ориентации; в системе координат зонда определяется нормальный вектор, перпендикулярный плоскости кажущегося залегания пластов, затем этот нормальный вектор переводится в фиксированную систему координат Земли; по значениям переведенного нормального вектора определяются истинный угол падения и направление наклона пластов;
- 4) представление расчетных результатов виде таблиц и различных чертежей.

Путем обработки данных полевых экспериментальных работ был проведен пуск программного пакета в эксплуатацию на ЭВМ ЕС-1035.

2.3.4 Интерпретация углеводородов при помощи интерпретационной системы COMWELL–B. R./ELGI*

В сотрудничестве с Предприятием по разведке нефти в г. Солнок (ОКГТ) разрабатывается интерпретационная система COMWELL–B. R./ELGI, которая служит для оценки нефтегазовых залежей гетерогенной фации. В 1984 г. работы были направлены на сложнопостроенные толщи, слогаемые глинистоалевритовыми анизотропными песчаниками и мергелями.

Сущность проблемы заключается в том, что минеральный состав и распределение содержащихся в песчаниках глин и алевритов показывает сложные вариации в неогеновых песчаниках; к этому добавляется еще низкое содержание ионов в поровых водах, что значительно увеличивает эффекты глинистых минералов и алевритовой фракции на каротажные параметры. Часто наблюдается, что удельное электрическое сопротивление $[R]$ нефтегазоносных песчаников почти не выше сопротивления водонасыщенных — но не содержащих глин и алевритов–песчаников $[R_0]$, особенно, если глинисто-алевритовые прослойки следуют морфологии тонкослоистых непроницаемых пропластков и пачек и, таким образом, приводят к развитию анизотропии в породах. В таких условиях часто очень трудно выявить наличие продуктивных углеводородов и трудно получить надежные данные о водонасыщенности $[S_w]$ и нефтегазонасыщенности $[S_{hy}]$ по анализу каротажных диаграмм. Проблема усложняется также тем, что значительные объемные пропорция глины и алеврита $[V_{cl}, V_{sl}]$ приводят к росту остаточной водонасыщенности песчаника $[S_w]$, и даже при значениях 0,4–0,6 последней величины можно добывать безводные углеводороды из пластов.

Система использует следующие основные принципы для решения проблемы:

1) Модель интерпретации учитывает все компоненты породы, производящие заметное влияние на геофизические параметры, и основные изменения в геометрии их распределения (вкрапленной или тонкослоистой). В соответствии с этим, объемная модель состава песчаника соответствует структуре, показанной на *рис. 70*. Модель также учитывает содержания адсорбционной воды в отдельных компонентах $[\Phi_{ads}]$. Полная пористость породы $[\Phi]$ равна сумме эффективной и адсорбционной пористости.

2) Интерпретационная система пользуется ответными функциями многих переменных — в соответствии с многокомпонентным составом горных пород — для описания каротажных параметров.

* Барлаи Э.

Так, например, ответная функция удельного сопротивления породы дается в виде

$$\frac{1}{R_t} = \frac{V_{l,i}}{R_{l,i}} + \frac{1 - V_{l,i}}{R_s},$$

где R_t — удельное сопротивление непроницаемых прослоек и пачек,
 R_s — сопротивление проницаемых пластинок:

$$R_s = \frac{R_w}{\Phi^m} \frac{1 + L}{(S_w + L)^2}.$$

Здесь L представляет собой т. н. литологический коэффициент, который играет центральную роль в системе COMWELL–B. R./ELGI, так как посредством его величины учитывается влияние глин и алевроитов:

$$L = \left(\frac{V_{cl,sw}}{R_{cl,sw}} + \frac{V_{cl,nsw}}{R_{cl,nsw}} + \frac{V_{si}}{R_{si}} + \frac{V_{sd}}{R_{sd}} + \frac{V_{ca}}{R_{ca}} \right) \frac{R_w}{\Phi}.$$

В этой формуле R_w — удельное сопротивление поровой воды, а остальные величины R выражают макрофизическое удельное сопротивление компоненты породы, указанной в показателе. Неогеновые песчаники Венгрии отличаются следующими относительными макроскопическими сопротивлениями:

$$\frac{R_{cl,sw}}{R_w} = 0,4; \quad \frac{R_{cl,nsw}}{R_w} = 2; \quad \frac{R_{si}}{R_w} = 5; \quad \frac{R_{sd}}{R_w} = \frac{R_{ca}}{R_w} = 50.$$

Подобным образом можно построить ответную функцию времени пробега по волнам сжатия АК.

3) Система COMWELL–B. R./ELGI смешанно применяет детерминистические и статистические программные модули интерпретации для повышения эффективности интерпретации. Необходимо заметить, что для статистических модулей совокупность входных параметров и математических принудительных условий превышает совокупность выходных параметров; в то же время для детерминистических модулей эти совокупности совпадают.

4) Система использует специальные калибрации в процессе интерпретации; калибрации начинаются с кроссплотным анализом входных параметров и продолжают статистической оптимизацией промежуточных параметров (напр., специфических геофизических эффектов); в случае возможности, группы характерных значений, замеренных в лаборатории на кернах буровых скважин, также вовлекаются в оптимизацию представительных значений отдельных интерпретационных величин.

5) Система обращает большое внимание на определение насыщения жидкостями: кроме определения водонасыщенности по обычному абсолютному методу также применяется способ многократного сравнения, в рамках которого геофизические параметры изучаемого пункта сопоставляются с геофизическими параметрами т. н. опорных пунктов, где водонасыщенность по другому источнику информации является известной с относительно высокой точностью.

6) Интерпретационная система COMWELL-B.R./ELGI определяет широкий выбор выходных параметров для того, чтобы по возможности больше количественной информации было предоставлено геологам и инженерам для подсчета запасов нефти и газа, для промышленной оценки отдельных участков при составлении проектов опробования пластов и разработки месторождения, а позже — для управления технологией эксплуатации.

В число выходных параметров входят, конечно, объемные фракции компонент пород и насыщения жидкостью, кроме того, гидравлические характеристики, например, проницаемость, удельная поровая поверхность и капиллярность. Например, для определения компоненты пористости, заполненной адсорбционной водой, применяется следующая формула:

$$\Phi_{ads} = L\Phi \frac{R_{ads}}{R_w},$$

где R_{ads} — удельное электрическое сопротивление оболочки адсорбционной воды; необходимо заметить, что в слоях неогеновых песчаников Венгрии R_{ads}/R_w меняется в пределах $1/8 \div 1/12.5$.

В ходе усовершенствования интерпретации COMWELL-B. R./ELGI мы стараемся вовлечь все будущие каротажные параметры в систему и распространить ее на все больше вариантов коллекторов.

2.3.5 Разработка ядерных приборов*

Для разведки месторождений минерального сырья и источников воды был разработан новый тип скважинного прибора. Зонд типа KG ρ SP-3-80-43sY диаметром 43 мм работает на одной жиле кабеля в импульсном режиме и позволяет одновременно проводить измерение потенциальным зондом 0,1 м + 0,4 м и естественного гамма-излучения, или, после переключения, градиентным зондом 1,6 м + СП и ГК, значит, записать три важных каротажных диаграммы при единственном подъеме прибора.

* Сентпали М., Короди Г., Надь М.

Принцип работы с зондом показан на *рис. 71*. На пластмассовый корпус скважинного прибора электроды надеты в виде колец. Электроника внутри корпуса зонда производит измерение сопротивления, СП и ГК, и передает эти данные в виде импульсов с тремя разными амплитудами по одной жиле бронированного кабеля. Опорный пункт детектора по каналу ГК совмещен с опорным пунктом потенциального электрода 0,4 м, благодаря чему значительно упрощается смещение электрических диаграмм к общей глубинной точке на основании кривой ГК.

Блок-схема зонда приведена на *рис. 72*. Естественное гамма-излучение падает на фотоэлектрический умножитель, монтируемый на кристалле NaJ(Tl), измерение потенциала производится генератором тока и измерительными усилителями, сигнал от последних обрабатывается преобразователем напряжения в частоту. Передача выходных импульсов от трех каналов на дневную поверхность обеспечивается кодирующим каскадом, выполненным в системе шагающего регистра и накопителя, таким образом, передача импульсов является сводобной от совпадения.

Электроника построена на интегральных микросхемах по технологии CMOS и пассивных элементах высокой стабильности. Технические данные зонда:

Детекторы:

| | |
|--------------------------|--|
| по каналу ГК | [NaJ(Tl)] 24×70 мм +фотоэлектронный умножитель ФЭУ-102 |
| по каналам сопротивления | размещенные на корпусе зонда кольцевые электроды К036. |

Характеристики измерения:

| | | |
|------------------------------------|---|---------------------------------------|
| пределы измерения ГК | 0–2000 мкР/ч | |
| мертвое время | 2–3 мкс | |
| пределы измерения сопротивления | | |
| потенциальным зондом 0,1 м и 0,4 м | 2–2000 ом-м | (переключается с дневной поверхности) |
| градиентным зондом 1,6 м | 10–10 000 ом-м | |
| пределы измерения СП | –0,5– +2В | |
| ток питания | 80 мА–2% (стабилизируется на поверхности) | |
| напряжение питания | 35 В постоянного тока | |
| прочность при давлении | 15 МПа | |

габариты (пластмассовый корпус в сборе)

| | |
|---------------------------------|--|
| диаметр | 43 мм |
| длина | ок. 2300 мм |
| масса | ок. 15 кг |
| рабочая температура | от 0 до 80 °С |
| рекомендуемый каротажный кабель | с сопротивлением петли ниже 100 ом и емкостью между двумя жилами ниже 0,75 мкф |

2.3.6 Промышленный экспрес-анализатор МТА 1527–2000*

Созданный по результатам разработок за последние годы промышленный экспрес-анализатор типа МТА 1527–2000 кроме решения специфических задач в промышленности позволяет удовлетворить требованиям по анализу элементов экспрес-методом в области общей геофизики. В разработанном устройстве активационного анализа кроме компонент SiO_2 и Al_2O_3 решено определение MnO благодаря применению устройства управления нового типа. С учетом ядерных параметров кремния, алюминия и марганца, а также остальных мешающих компонент в породе, образцы попадают под оптимальные условия облучения и измерения, где возникающие радиоизотопы перечисленных компонент замеряются счетчиками ГМ высокой стабильности. После калибрации измерительной системы при помощи соответствующих эталонов пород количественные величины вышеуказанных компонент определяются с помощью микро-ЭВМ, входящей в комплект аппаратуры, по программам, записанным на магнитный диск, и печатаются в табличной форме для последующего использования.

В рентгеново-радиометрическом измерительном устройстве аппаратуры МТА 1527–2000 используется энергоселективное измерение при помощи пропорциональных детекторов. Выбор изучаемых компонент из энергетического спектра решен в результате совместного применения дифференциальных фильтров и электронных дифференциальных дискриминаторов при оптимизации ядерно-физических параметров компонент. Таким образом было решено определение элементов Fe, Mn, Cu, Ni с учетом потребностей геофизики.

Полная процедура измерения (включая замену и транспорт образцов, смену механических фильтров, изменение электронных параметров) на аппаратуре МТА 1527–2000, которая объединяет методики измерения

* Реннер Я., Шиклош А.

НАА и РРФ, происходит автоматически, без человеческого вмешательства. Интерпретация данных измерений производится при помощи малой ЭВМ, работающей в неавтономном режиме с каналами сбора данных аппаратуры.

Подвижный вариант аппаратуры монтируется на автомобиле УАЗ и позволяет произвести анализ элементов в полевых условиях. В кузове автомобиля размещаются устройство для подготовки образцов и измерительная система МТА 1527–2000. Активирующее устройство перевозится в специальном прицепе к автомобилю. Питание системы обеспечивается с агрегата, независимого от электрической сети. На месте полевых работ полевая аналитическая лаборатория выдает результаты измерения по истечении 30 минут после приезда.

2.3.7 Каротажный ресигтир*

Для удовлетворения потребностям современных каротажных станций был разработан четырехканальный регистратор типа APR–2–260К (рис. 73).

Механическая конструкция регистратора была разработана на основании опыта, накопленного при создании прежних вариантов регистратора. Аппаратура работает по принципу компенсографа, имеет четыре аналоговых измерительных канала и два вспомогательных канала (рис. 74). Ширина поля записи по аналоговым каналам составляет не более 230 мм. Отклонение пера каждого из четырех каналов, представленных разными цветами, перекрывает полную ширину поля записи. Вне поля на правом краю можно ставить метки времени и глубины при помощи 2 вспомогательных каналов. Перемещение бумаги возможно вперед и назад со скоростью 0–5 мм/сек, в соответствии с управлением приводящего шагового двигателя. Перемещение бумаги устанавливается по масштабам глубины от 1:20 до 1:100.

Положение измерительного зонда отсчитывается на пятиразрядном индикаторе глубины с точностью 10 см. Неотъемлемой частью регистратора является операционное устройство типа KFC–4–12, которое кроме выбора вида измерения содержит полуавтоматическую схему введения поправок за глубину, устройство для замера скорости движения кабеля, а также схему компенсатора. Предусмотрена возможность установки начальной глубины измерения с зондом путем быстрого вращения индикатора глубины вперед или назад. При приводе с оси времени регистратор пригоден для стационарных измерений.

* Флессер Н., Кантор Й., Коронтали Л.

Основные технические данные:

| | |
|--------------------------|---|
| количество каналов | 4, +2 вспомогательных канала |
| чувствительность каналов | 100 мВ/10 см |
| масштабы глубины | 1:20, 1:50, 1:100, 1:200 1:500, 1:1000 |
| метки глубины | вручную |
| метки времени | 10 с или 1 мин |
| напряжение питания | 12 В постоянного тока |
| потребление тока | не более 5 А |
| габариты | 19", системы 5E (KONTASET) |

2.3.8 Механические разработки по геофизическим приборам*

Разработка новых зондов

В соответствии с требованиями современных методов поисков и разведки минерального сырья были созданы новые конструкции скважинных приборов. Для кавернометрии в сочетании с измерением нескольких других физических параметров была разработана механическая система семейства зондов диаметрами 36, 43, 60, 76 и 86 мм. Сущность системы заключается в том, что измерительные рычаги зондов прижимаются к стенке скважины при помощи моторного механизма.

Новейшей разработкой является зонд пластового наклономера диаметром 60 мм, который требует самой сложной технологии при каротажных измерениях. Особое внимание придавалось оформлению башмака, который в решающей мере влияет на точность измерения с зондом. Для изоляции электродов была разработана пластмасса, которая даже при высоких температурах отличается своей прочностью и не изнашивается. Для подключения электрических проводов в пространстве бурового раствора были разработаны миниатюризированные контакты для ввода кабельных жил.

* Чери Д., Кендел М., Салаи Й.

3 ИССЛЕДОВАНИЯ В ОБЛАСТИ ФИЗИКИ ЗЕМЛИ

В Тиханьской обсерватории непрерывно выполнялись задачи по записи относительных изменений составляющих интенсивности магнитного поля и по регулярному определению их абсолютного уровня, и полученные из записей данные передавались отечественным пользователям и международным центрам сбора данных.

Предварительные среднегодовые значения в с. Тихань для эпохи 1984, 5 на основании абсолютных измерений являются следующими:

$$\begin{array}{ll} D=1^{\circ} 26,0' & F=47\ 421 \text{ нТ} \\ H=21\ 460 \text{ нТ} & Z=42\ 290 \text{ нТ} \end{array}$$

Для проверки геомагнитного уровня Тиханьской обсерватории были проведены сравнительные измерения на некоторых станциях международной сети, в том числе в Надьценкской обсерватории Геодезического и Геофизического исследовательского института Академии наук ВНР, в обсерваториях Гурбаново (ЧССР) и Гроцка (ЮФССР). Подобные измерения были проведены в Тиханьской обсерватории сотрудниками Надьценкской обсерватории, обсерваторий Гроцка и Руде Сков (Дания) — последние с использованием стандартных приборов IAGA в рамках программы IAGA по проверке сети обсерваторий.

Наши измерения склонения (D), горизонтальной и тотальной интенсивности (H , F) относительно уровня тиханьской базы в пределах требований по точности совпадали со значениями, полученными при помощи группы приборов.

В рамках обзорного исследования рядов среднечасовых данных обсерватории для микро-ЭВМ типа СВМ-64 Тиханьской обсерватории были составлены рекурсивный алгоритм, реализующий фильтр-пробку, и программа DFT, работающие еще приемлемым временем прогона, для временного окна длиной нескольких дней, которые на основе ежедневной обработки среднечасовых данных позволяют осуществлять непрерывный анализ явлений и прослеживание S_q (рис. 75).

* Хедьмеги Л., Кёрменды А., Ломници Т., *Сабо* З.

Фильтрация Sq была использована при повторном сопоставлении полученных в Тихани рядов данных по интенсивности H с плотностями электронов внутри плазмасферы, определенными по местным приемам свистящих атмосфериков: для большинства процессов заряжения, намеченных в обработке Тарчаи (1981 г.), преобладающие частоты, оцениваемые по отфильтрованным рядам данных, в тесной корреляции следуют за изменениями потока (рис. 76).

Для Тиханьской обсерватории в сотрудничестве с Кафедрой Микроволновой техники связи Будапештского Технического университета была создана автоматическая цифровая аппаратура для распознавания и анализа сигналов очень низкой частоты (FULGUR). С подключенной к входу антенны аппаратура автоматически детектирует свистящие атмосферерики, затем определяет характерные для кривой свистящего атмосферика пары значений $f-t$ и записывает их на подключенный к аппаратуре цифровой магнитофон.

Аппаратура FULGUR состоит из следующих конструктивных узлов (рис. 77):

- входные схемы, которые выполняют соответствующее усиление и преобразование в цифровой код входящих с антенны сигналов в диапазоне 1–16 кГц с низкой амплитудой;
- память, которая может одновременно хранить преобразованные в цифровой код сигналы длиной две секунды в каждом блоке;
- цифровое устройство для распознавания сигналов, которое путем корреляции входящих сигналов с предварительно заданными в аппаратуру FULGUR данными определяет факт и момент прихода свистящего атмосферика;
- анализатор, который определяет хранимые в памяти пары значений $f-t$ свистящих атмосфериков.

Аппаратура FULGUR работает следующим образом: аналого-цифровой преобразователь непрерывно производит квантование входящих с антенны сигналов. Цифровая информация заполняется в блок памяти. В блоке памяти вмещается информация длиной две секунды, а именно за две последние. Устройство распознавания непрерывно проверяет входящий сигнал. Если оно сигнализирует наличие свистящего атмосферика, то заполнение блока памяти автоматически заканчивается, и начинается заполнение в другой блок. Одновременно запускается обработка хранимой информации. Полученные в конце анализа пары значений $f-t$ вместе с остальной информацией необходимой для идентификации регистрируются на магнитную ленту.

При отключении с антенны аппаратура также может работать в автономном режиме с целью обработки зарегистрированных раньше в аналоговом виде и заложенных в архиве записей.

Наблюдение и обработка геодинамических явлений

За прошедшие годы в разных странах Европы, в том числе и в Венгрии, были проведены гравиметрические наблюдения земных приливов с регистрирующим гравиметром ВN-07 на 11 станциях. Результаты приведены в *таблице IV*. Отношения амплитуд, исправленные за океанские приливы, поддаются геофизическому истолкованию:

- было отмечено, что наши наблюдения показывают очень хорошее совпадение с моделью II Молоденского [Молоденский, Крамер 1961] (у него отношение амплитуд равно 1,164), но значительно отличаются от результатов теоретических расчетов Вара, соответственно которым статически упругие земные приливы характеризуются значением отношения амплитуд, равным 1,152 [Wahr 1981];
- для изучения площадного распределения отношений амплитуд пока еще не имеется в распоряжении должного количества материалов наблюдений; площадное распределение отношений амплитуд, полученных по наблюдениям, которые считаются наиболее надежными (гг. Потсдам, Пецны, Тихань, Грац, Будапешт), показывает однородную картину, они хорошо совпадают с результатами, полученными в Западной Европе (Страсбург, Брюсел, Зюрих); только отношения амплитуд проведенных в г. Франкфурт наблюдений дали отклоняющиеся значения, что в некоторой мере считается поразительным, так как здесь измерения были проведены с приборами, принимаемыми за наилучшие во всем мире (*рис. 78*);
- резонансный эффект, возбужденный жидким ядром Земли, может быть однозначно выявлен по результатам наших наблюдений; это иллюстрируется *рис. 79*, где полученные с прибором ЭЛГИ результаты сопоставляются с результатами других авторов; для исключения случайных погрешностей, связанных с калибрацией аппаратуры, кривая резонанса ядра представлена в качестве относительной величины (за единицу принято отношение амплитуд волны O_1 , не подвергнутой влиянию резонанса).

* Варга П.

Гравитационный прилив Земли записывается с 1982 года на станции, установленной в пещере горы Матьяшхедь. Ныне уже имеется ряд непрерывных наблюдений за больше, чем 3 года. Ряд данных, полученных в результате наблюдений с экстензометром, имеет примерно такую же длину.

Упругие напряжения внутри Земли, вызванные внешними силами

Было изучено два типа внешних усилий:

- напряжения, вызванные лунносолнечным эффектом,
- напряжения, вызванные нормальными нагрузками.

На *рис. 80* приведены функции нормальных и тангенциальных напряжений, вызванных приливами. Чтобы охарактеризовать влияние строения Земли на распределение напряжений лунносолнечного происхождения по радиусу, результаты, полученные для модели Гутенберга–Буллена, приводятся вместе с двумя экстремальными (и, конечно, нереальными) моделями Земли.

Можно отметить, что в верхней мантии распределение нормальных и тангенциальных напряжений практически не зависит от строения Земли. Они отличаются весьма низкими значениями на дневной поверхности ($\leq 10^2$ Н/м²), а на глубине 500–600 км их значение равно 10^3 Н/м². Распределение нормальных и тангенциальных напряжений по радиусу Земли было определено для случая поверхностной нагрузки 100 Н/м², производящей свое влияние по сегментам $10^\circ \times 10^\circ$ и $1^\circ \times 1^\circ$ соответственно (*рис. 81*). На этом основании получается гидростатическое и максимальное напряжение скальвания (*рис. 82*).

Приведенные на *рис. 80–82* результаты могут быть использованы для изучения влияния внешних сил на распределение землетрясений во времени. Ввиду того, что такая связь может иметь место только для мелкофокусных землетрясений, вероятность оказания влияния земным приливом на возникновение землетрясений является весьма ничтожной. Поскольку землетрясения обуславливаются прежде всего напряжениями скальвания, с точки зрения их возникновения максимальное напряжение скальвания играет роль. Таким образом считается вероятным, что океанские приливы в прибрежных областях, где они возбуждают напряжения порядка 10^4 – 10^5 Н/м², производят определенное влияние на распределение землетрясений во времени [Varga 1985].

С начала 1981 года в пещере Матьяшхедь работает экстензометр, чувствительным элементом которого является кварцевый стержень длиной 21 м. На основе проведенных до сих пор наблюдений удалось определить, что длиннопериодические составляющие экстензометрических наблюдений только в небольшой мере подвергаются влиянию метеорологических и гидрологических измерений. Значит, длиннопериодические вариации связываются с изменениями, происходящими в горных породах. Такое предположение подтверждается тем, что на станциях, где работают два или больше экстензометров одновременно, записи показывают подобный ход по времени.

Значение средней относительной деформации, полученное на Будапештской станции ($2.0 \cdot 10^{-6}$ /год), было сопоставлено со значением средней „вековой“ вариации, полученным на работающих в разных точках мира 28 станциях (табл. V). Видно, что полученное на нашей станции значение может рассматриваться как типичное.

Еще более важно то, что — вопреки всеобщему мнению — не наблюдается никакой связи между тектоническим положением станции и „вековой“ составляющей. Интерпретация данных также показала, что замеренные экстензометрические компоненты превышают происходящие в действительности изменения. Такой вывод основан на том, что значение возникающего в породах максимального упругого напряжения составляет $p = 10^7$ Н/м², а модуль скальвания равно в среднем $\mu = 3 \cdot 10^{10}$ Н/м². Если между двумя землетрясениями проходит период $t = 100$ лет, то максимальная деформация равна $p/(\mu t) \leq 3 \cdot 10^{-6}$ /год. Значит, видно, что полученное по наблюдениям значение „вековой“ вариации, равное $2.1 \cdot 10^{-6}$ год, является преувеличенным, ведь это означает, что повсюду на Земле наблюденные вариации являются близкими к максимально возможным.

Магнитостратиграфическое исследование геологических опорных разрезов

По верхнеюрско–нижнемеловым опорным геологическим разрезам Борзавар и Харшкут ориентированные образцы были взяты из каждого пласта. Остаточная и индуцированная намагниченность была измерена в естественном залегании. Выбранные образцы подвергались детальным исследованиям, и в результате было отмечено, что оптимальным методом очищения подобно образцам Шюмегского профиля является термическое размагничивание при 500 °С. По направлениям характерной намагниченности для каждого образца были определены широты кажущегося геомагнитного поля (VGP), которые характеризуют полярность древнего геомагнитного поля (рис. 83 и 84). По широтам VGP для обоих разрезов вырисовывается ясная картина перемены полюсов, с небольшим числом направлений перехода. Широты VGP отвечают палеомагнитным зонам, приведенным на рис. 85.

По кальпионеллам в разрезах Борзавар и Харшкут Йозеф Кнауер определил стандартные зоны, показанные рядом с зонами полярности на рис. 86 (устное сообщение). Полученные у Борзавар зоны полярности и зоны кальпионелл на участке, соответствующем аномалиям M17–M16 океанской шкалы, однозначно коррелируются с шюмегским разрезом и разрезом Фоза (рис. 86, разрезы 1, 2, 3 и 5).

Магнитные зоны Харшкутского разреза в пределах участка, содержащего кальпионеллы, являются нехарактерными, но это и считается естественным в связи с весьма низкой кажущейся скоростью осадкообразования.

Палеомагнитное измерение базальтов и туфов в Прибалатонских горах в рамках венгеро-югославского сотрудничества

Первые результаты палеомагнитных измерений на базальтах Прибалатонских гор вышли в свет в конце шестидесятых годов [Márton and Szalay 1968, Daglej and Ade-Hall 1970]. Возраст базальтов по имеющимся в то

* Мартон Э.

время геологическим наблюдениям оценивался как плиоцен — начало плейстоцена, в связи с чем полученные палеомагнитные направления также считались характерными для указанного возраста.

В семидесятых годах вслед за результатами геологического картирования и разведочного бурения [Jámbor et al. 1981], а также определений изотопов К/Аг [Jámbor et al. 1980, Balogh et al. 1982] прежнее представление изменилось.

Палеомагнитные исследования новых пунктов стали актуальными прежде всего потому, что при сопоставлении данных с опорной шкалой перемены магнитных зон на основании полярности можно проверить или уточнить возрасты, определенные более или менее точно при помощи К/Аг метода.

Пункты взятия образцов в рамках югославно-венгерского сотрудничества были сосредоточены в районе Кабхедь (рис. 87). Определение ориентации проводилось при помощи магнитного и солнечного компаса на каждом керне. Намагниченность была очищена термообработкой и/или полем переменного тока. Результаты (таблица VI) дают возможность в скором времени изготовить новый синтез палеомагнитных, К/Аг и стратиграфических данных.

Измерение горизонтального и вертикального градиентов вблизи гравиметрического главного опорного пункта

За последние годы значение ускорения силы тяжести определяется абсолютным методом на возрастающем количестве пунктов. Надежность этих работ составляет $\pm 5-10 \cdot 10^{-8}$ м/с² ($1 \cdot 10^{-8}$ м/с² = 1 мкгл). Ввиду того, что абсолютные измерения, как правило, производятся в зданиях, обладающих крупной массой при неравномерном распределении этой массы, или в пещерах, необходимо считаться с наличием больших аномалий в горизонтальных и вертикальных градиентах силы тяжести. Аномалии градиентов должны быть известными по следующим причинам. Из-за высокого значения горизонтального градиента при эксцентричной установке приборов значения силы тяжести, полученные на намеченной (опорной) точке и на точке действительного измерения, будут различаться между собой в мере, превышающей надежность измерения. Это обстоятельство влияет как при повторении абсолютных измерений, так и при выводе значения центрального пункта к эксцентрическим пунктам.

Пренебрежение аномалиями вертикального градиента сделает невозможным сопоставление результатов измерений, полученных с разными типами абсолютных гравиметров, с одной стороны, и внесет ошибку в вывод значения g , определенного на высоте H над столбом наблюдения, к другим точкам пространства, с другой.

Для определения горизонтальных градиентов в непосредственном окружении будапештского абсолютного пункта (пещера на горе Матьяшхедь) сначала была создана микрогравиметрическая сеть (рис. 88). Средняя ошибка по сети после выравнивания сети, замеренной с гравиметром, составляла $+4 \cdot 10^{-8}$ м/с². Затем на пунктах профиля А-А, заложенного по направлению максимального изменения „ g “ на пункте № 82, намеченной на центральном постаменте (верхняя плоскость которого совпадает с уровнем пола), определялось точное значение горизонтальных градиентов при помощи вариометра Этвеша. Надежность значений градиентов составляет $\pm 1E$ ($1E = 1 \cdot 10^{-9}$ с⁻²). Из рис. 88 видно, что между точками, находящимися на удалении 1 м на постаменте, горизонтальный градиент

* Чапо Г., Полхаммер М., Шархидан А., Сабо З.

изменяется на 70 Е, в связи с чем при повторных абсолютных измерениях необходимо установить прибор в центральном положении с точностью ок. 1 см для того, чтобы вызванная эксцентricностью неточность оказалась меньше значения $1 \cdot 10^{-8}$ м/с².

Определение вертикального градиента на базе длиной 1400 мм проводилось по зависимости

$$\partial g / \partial z = \Delta g / \Delta z \text{ [Е]} \quad (1)$$

для трех точек по профилю А-А (на точках 15, 82 и 20). В зависимости (1) Δg представляет собой разность в значениях силы тяжести между двумя точками, выбранными на удалении $\Delta z = 1400$ мм друг над другом. Значение вертикального градиента по профилю составляло 2260–2360 Е, что означает, что его отклонение от нормальных величин составляет примерно 800 Е.

Измерение по гравиметрической опорной сети 2-го класса

Продолжались работы по повторным измерениям на гравиметрической сети 2-го класса, которое началось в 1980 году. В 1984 г. на северо-восточной части страны было определено значение Δg на 140 связях. Сеть измерений состоит из треугольников, невязка значений Δg по каждому треугольнику меньше, чем $50 \cdot 10^{-8}$ м/с².

Карта аномалий Буге территории ВНР

Для всей территории ВНР построена карта аномалия Буге масштаба 1:100 000 в проекции EOV (Единой национальной проекции), рассчитанная для плотности $\sigma = 2.4$ г/см³. Карта основана на государственной рекогносцирующей съемке, выполненной по нерегулярной сети с густотой 1,3 станций/км². Расчеты и построение контурных карт были проведены на ЭВМ ЕС-1035 и при помощи графопостроителя марки Версатек.

Программа вычисления двухмерного тела

В интересах интерпретации аномалий силы тяжести была составлена программа для определения структуры аномальных тел, которые могут приниматься за двухмерные. Исходом для наших расчетов послужило соотношение Тальвани. Упрощенный до двухмерного вариант обратной задачи гравиметрии может быть рассмотрен как задача определения предельного значения функции многих переменных. Определению подлежат координаты точек угла аномальных тел, а также изменения их плотности с тем, чтобы сумма квадратов разностей между замеренными и расчетными кривыми аномалий была минимальной. При решении задачи было

оговорено, что изменения плотности аномальных тел должны меняться в пределах, отвечающих геологическим условиям района, с одной стороны, и что грани аномальных тел не должны пересекаться, с другой.

Для вычисления предельного значения функции многих переменных использовался т. н. альпинистский метод, отличающийся весьма быстрой сходимостью в начале, позволяющей манипулировать крайние условия.

Для обеспечения развития навыков специалистов-интерпретаторов, а также для согласия геологической и геофизической интерпретаций, была изготовлена программа для ЭВМ COMMODORE-64 для решения обратной задачи гравиметрии интерактивным путем.

Примеры деятельности ЭЛГИ за-границей

*Международная геологическая экспедиция в Монголии**

По решению Совета уполномоченных МГЭ в Монголии в начале 1983 г. — впервые в процессе работы Экспедиции — была создана Комплексная геолого-геофизическая партия. Она была организована институтом ЭЛГИ в качестве подрядчика при содействии Геологического института МАФИ. В 1984 г. задача комплексной партии заключалась в картировании района на южной части Ундурханского массива, перспективного на руды золота и вольфрама, в масштабе 1:50 000, а также в производстве разведочных работ в масштабах 1:25 000 и 1:10 000 на отдельных рудопроявлениях. Партия составила свой проект на два года, а именно на 1983–84 гг., и выполнила полевые работы по проекту. Геофизический отряд партии, кроме того, произвел геофизические измерения также в районах съемки болгарской геологосъемочной партии.

Работы, проведенные методами естественных потенциалов, сопротивлений и вызванной поляризации, магниторазведки и радиометрии, способствовали лучшему выяснению структуры и размеров изучаемых рудопроявлений. Особенно полезными оказываются геофизические работы на полиметаллическом месторождении, здесь интерпретация данных измерений привела к выявлению ряда рудных зон.

*Международная геологическая экспедиция на Кубе**

На основании двухстороннего межправительственного „Общего соглашения по повышению геолого-разведочных работ на территории Республики Кубы“, подписанного странами членами СЭВ и имеющего действие на 10 лет, была организована институтом МАФИ, как подрядчиком, Комплексная геолого-геофизическая партия, которая начала свою деятельность в 1984 г. в южной части Кубы в области Ольгин.

На основании соглашения специалисты двух сторон проводят геологическое картирование района в масштабе 1:50 000 указанной области, а также принимают участие в поисках и разведке минерального сырья

* Жилле А.

масштабах 1:10 000 и 1:25 000. Управление международными партиями, работающими на основе различных двухсторонних соглашений, осуществляется „Координационным центром“, главным геофизиком которого является венгерский геофизик. Партия после составления своего плана приступила к полевым работам.

*Геоэлектрические измерения в Испании**

В 1984 г. по поручению двух испанских организаций были проведены электроразведочные работы на сульфидные руды в Испании. По поручению Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas, Departamento de Geofísica Aplicada (prof. Manuel Lopez-Linares, prof. Alfonso Maldonado Zamoga), сделавшей инициативу на приглашение ЭЛГИ на работу в Испании, были проведены полевые работы 2 раза с общей продолжительностью свыше 3 недель, а для фирмы Iberica de Especialidades Geotecnicas S. A. (IBERGESA, Madrid, Luis Balaguer) была проведена одномесячная полевая работа. В процессе этих трех видов работ была использована аппаратура Диапир-18 в качестве измерительного прибора и Диапир-Т в качестве источника питания. В ходе полевых работ было произведено измерение кажущегося удельного сопротивления и пригодной для анализа кривых кажущейся поляризуемости по вариантам диполь-дипольного профилирования, профилирования методом срединных градиентов и комбинированного профилирования. Для оконтуривания выявленного рудного тела был использован метод заряженного тела.

На вышеупомянутой Кафедре геофизики была проведена нами демонстрация аппаратуры для приглашенных представителей некоторых испанских организаций.

* Драшкович П.

Работа библиотеки; Публикации

Фонд *библиотеки* в настоящее время состоит из 26 302 экземпляров книг и журналов, а также из 29 738 прочих публикаций. В 1984 году фонд пополнился 550 томами книг, 433 журналами, 777 документациями и 245 проспектами приборов. Фонд журналов пополнился 5-ю новыми названиями.

В рамках международного обмена публикациями институтом было получено 423 изданий и было отправлено 2278 изданий по 547 адресам в 59 стран.

За отчетный год библиотекой было обслужено 5713 читателей/абонентов.

В 1984 году ЭЛГИ были опубликованы следующие издания:

- Годовой отчет Венгерского геофизического института им. Л. Этвеша за 1983 год;
- Геофизический Бюллетень, вып. 30 №№ 1, 2, 3 и 4;
- Годовой отчет Тиханьской геофизической обсерватории за 1982 год.

1. melléklet. Geofizikai mérések és fúrások helyszínrajza a Mátra északi peremén

1 — radiológiai szelvény; 2 — geoelektromos szelvény; 3 — szerkezetkutató fúrás; 4 — szénkutató fúrás

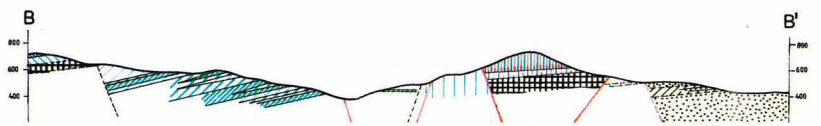
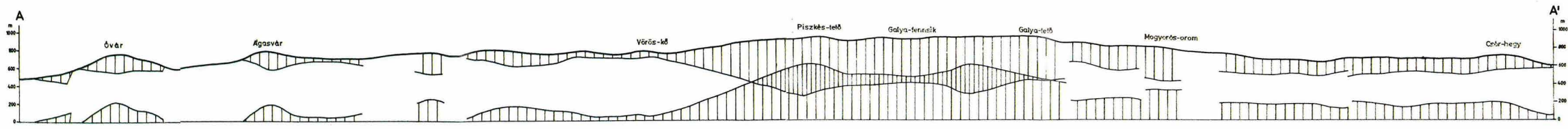
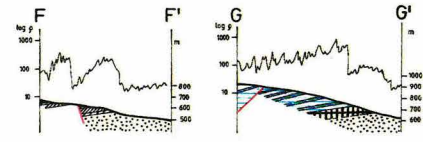
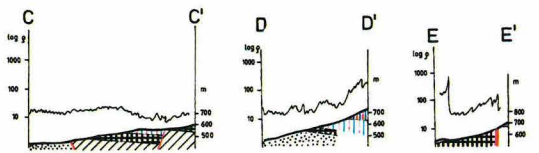
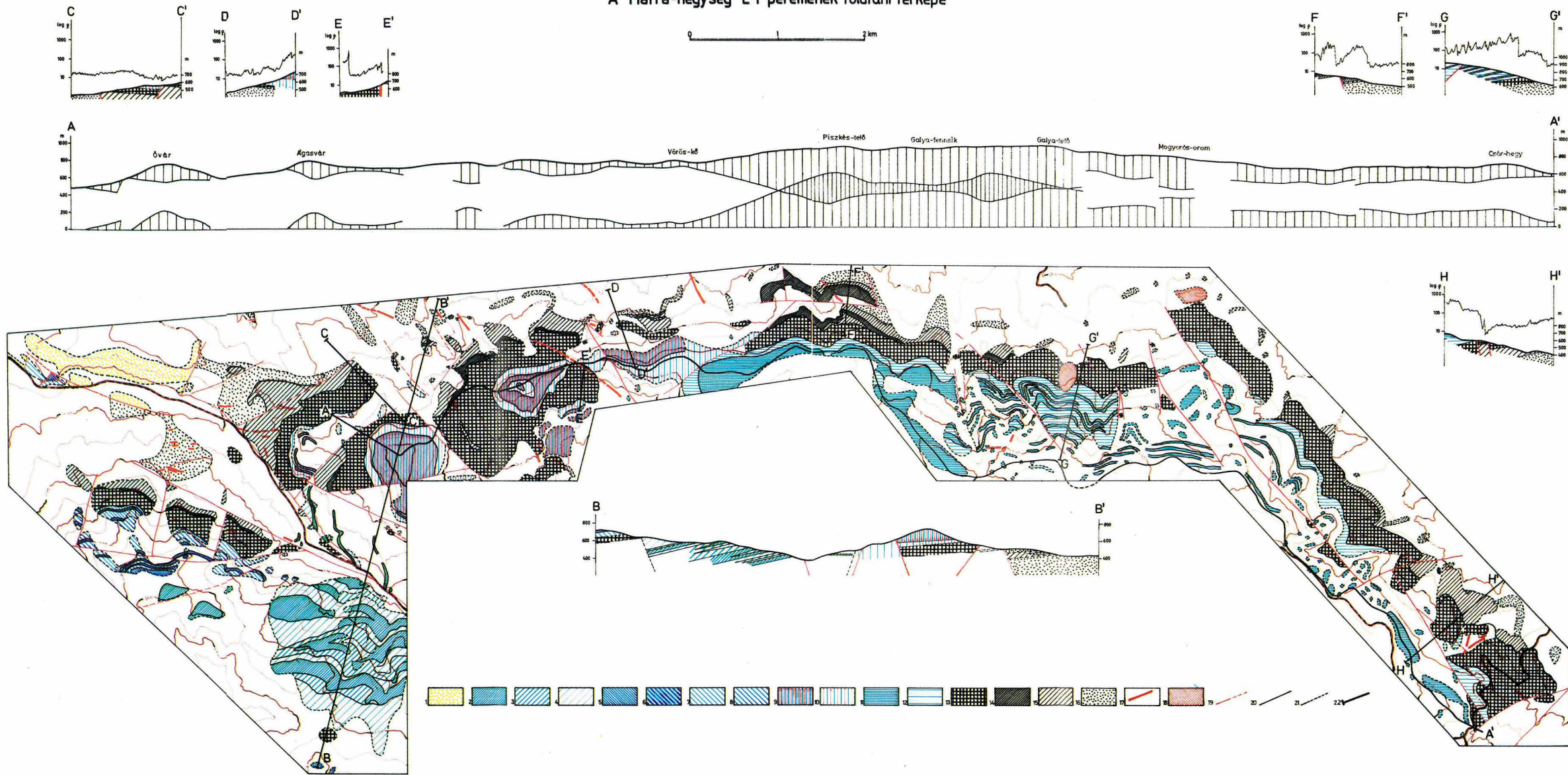
Enclosure 1. Location map of the geophysical profiles and drilling sites on the northern rim of the Mátra Mts.

1 — radiometric profiles; 2 — geoelectric profiles; 3 — boreholes for structural exploration; 4 — boreholes for coal prospecting

Приложение 1. Карта расположения геофизических профилей и буровых скважин на северной окраине гор Матра

1 — радиометрические профили; 2 — профили электроразведки; 3 — опорные скважины; 4 — разведочные на уголь скважины

A Mátra-hegység É-i peremének földtani térképe



2. melléklet. A Mátra hegység É-i peremének földtani térképe

1 — Felsőmiocén, szarmata emelet, kozárdi (?) formáció: vulkanomikt konglomerátum, homokkő, alevrolit, 2-12 — Közésmiocén, bádeni emelet, mátrai andezit formáció, 2-4 — Tippanosi vulkán: 2 — andezit, 3 — andezittufa, 4 — vulkanomikt homokkő, 5-8 — Nyikomi vulkán: 5 — andezit, 6 — nagypiroxénos andezit, 7 — andezittufa és agglomerátum, 8 — nagypiroxénos andezittufa és agglomerátum, 9-10 — Óvári vulkán: 9 — andezit, 10 — andezittufa és agglomerátum, 11-12 — Galyai vulkán: 11 — andezit, 12 — andezittufa, 13 — Közésmiocén, bádeni emelet, tari riolittufa formáció: dacittufa, ignimbrit, 14-15 — Közésmiocén, kárpáti (?) emelet, hasznosi andezitformáció: 14 — andezit, 15 — andezittufa és agglomerátum, 16 — Közésmiocén, kárpáti emelet, garábi slir formáció: alevrolit, márgás alevrolit, 17-18 — Intruzív képződmények: 17 — andezitdike, 18 — andezittest, 19 — Törésvonal, 20-21 — Képződményhatárok: 20 — szerkesztett, 21 — feltárási vagy bizonytalan, 22 — Szelvény nyomvonal.
Az AA' szelvény a felső andezit vastagságát ábrázolja a jelenlegi domborzatban (felső szelvény) és vízszintes riolittufa fedőre vonatkoztatva (alsó szelvény)

Enclosure 2. Geological map of the northern rim of the Mátra Mts.

1 — Upper Miocene, Sarmatian stage, Kozárd (?) Formation: volcanomictic conglomerate, sandstone, siltstone, 2-12 — Middle Miocene, Badenian stage, Mátra Andesite Formation, 2-4 — The Tippanos volcano: 2 — andesite, 3 — andesite tuff, 4 — volcanomictic sandstone, 5-8 — The Nyikom volcano: 5 — andesite, 6 — andesite with large pyroxene phenocrysts, 7 — andesite tuff and agglomerate, 8 — andesite tuff and agglomerate with large pyroxene phenocrysts in blocks, 9-10 — The Óvár volcano: 9 — andesite, 10 — andesite tuff and agglomerate, 11-12 — The Galya volcano: 11 — andesite, 12 — andesite tuff, 13 — Middle Miocene, Badenian stage, Tar Rhyolite Tuff Formation: dacitic tuff, ignimbrite, 14-15 — Middle Miocene, Carpathian (?) stage, Hasznos Andesite Formation: 14 — andesite, 15 — andesite tuff and agglomerate, 16 — Middle Miocene, Carpathian stage, Garáb Schlier Formation: siltstone, marly siltstone, 17-18 — Intrusive formations: 17 — andesite dyke, 18 — andesite body, 19 — Fault, 20-21 — Geological boundaries: 20 — constructed, 21 — expositional or uncertain, 22 — Line of geological cross-section.

Profile AA' presents the thickness of the andesitic sequence overlying the rhyolite tuff along the watershed of the northern Mátra Mts in the present morphology (top) and related to a horizontal position of the top of the rhyolite tuff (bottom)

Приложение 2. Геологическая карта северной окраины гор Матра

1 — Верхний миоцен, сарматский ярус, козардская (?) свита: вулканомиктовые конгломераты, песчаники, алевролиты, 2-12 — Средний миоцен, баденский ярус, матрайская свита андезитов, 2-4 — Вулкан Типпанос: 2 — андезиты, 3 — андезитовые туфы, 4 — вулканомиктовые песчаники, 5-8 — Вулкан Ньяком: 5 — андезиты, 6 — крупнопироксеновые андезиты, 7 — андезитовые туфы и агломераты, 8 — крупнопироксеновые андезитовые туфы и агломераты, 9-10 — Вулкан Овар: 9 — андезиты, 10 — андезитовые туфы и агломераты, 11-12 — Вулкан Гайя: 11 — андезиты, 12 — андезитовые туфы, 13 — Средний миоцен, баденский ярус, тарская свита риолитовых туфов: дацитовые туфы и игнимбриды, 14-15 — Средний миоцен, карпатский (?) ярус, хасношская свита андезитов, 14 — андезиты, 15 — андезитовые туфы и агломераты, 16 — Средний миоцен, карпатский ярус, гарабская шпирова свита: алевролиты, мергелистые алевролиты, 17-18 — Интрузивные образования: 17 — дайки андезитов, 18 — тела андезитов, 19 — Разрывные нарушения, 20-21 — Геологические границы: 20 — отстроенные, 21 — изображенные или недостоверные, 22 — Линия геологического разреза.

На профиле AA' представлены мощности толщи андезитов над риолитовыми туфами вдоль водораздельной линии в современном рельефе (вверху) и в профиле с выравненной до горизонтали кровлей риолитовых туфов (внизу)

