A MAGYAR ÁLLAMI EÖTVÖS LORÁND GEOFIZIKAI INTÉZET

ÉVKÖNYVE

Ι. ΚÖΤΕΤ

A MECSEK- ÉS A VILLÁNYI HEGYSÉG GEOFIZIKAI KUTATÁSÁNAK EREDMÉNYEI



MŰSZAKI KÖNYVKIADÓ, BUDAPEST

1964

A MAGYAR ÁLLAMI EÖTVÖS LORÁND GEOFIZIKAI INTÉZET ÉVKÖNYVE

Ι. ΚÖΤΕΤ

A MECSEK- ÉS A VILLÁNYI HEGYSÉG GEOFIZIKAI KUTATÁSÁNAK EREDMÉNYEI



MŰSZAKI KÖNYVKIADÓ, BUDAPEST

1964

Felelős szerkesztő: DR. FÜLÖP JÓZSEF

Szerkesztő bizottság:

DR. BARTA GYÖRGY, DR. EGYED LÁSZLÓ, DR. KERTAI GYÖRGY, DR. OSZLACZKY SZILÁRD, PINTÉR ANNA, POSGAY KÁROLY, RÁDLER BÉLA, DR. SEBESTYÉN KÁROLY

Lektorok: ÁDÁM OSZKÁR, DR. BALOGH KÁLMÁN, DR. BARABÁS ANDOR

Szerkesztő: DR. SZÉNÁS GYÖRGY

ETO: 550.83.001.5 (234.373.6) (058): 550. 8

Felelős kiadó: Solt Sándor Műszaki szerkesztő: Kulcsár Andor Azonossági szám: 40 893 – Ívterjedelem: 11,37 (A/5) ív – Abrák száma: 16 Mellékletek száma: 2 – Példányszám: 1060 64,1843. Állami Nyomda, Budapest

TARTALOM

A Szerkesztőség előszava	5
A szerzők előszava	. 6
1 Bevezetés (Barabás Andor – Jámbor Áron – Szénás György)	. 7
11 Kutatástörténet (Barabás Andor-Szénás György)	. 15
2 A geofizikai kutatások elvi alapjai	
21 A tájegység geofizikai modellje (Szénás György)	. 16
22 A gravitációs módszer alkalmazásának elvi alapjai (Pintér Anna)	. 19
23 A földmágneses módszer alkalmazásának elvi alapjai (Szénás György)	. 23
24 A szeizmikus módszer alkalmazásának elvi alapjai (Szénás György)	. 27
25 A geoelektromos módszer alkalmazásának elvi alapjai (Baranyi István – Szabó János) 31
25.1 Mélyfúrási geofizikai vizsgálatok a tájegységen (Baráth István–Kardos Ist ván–Kiss Z. Emil)	- 34
3 A geofizikai kutatások eredményei	
31 A gravitációs Bouguer-anomália térkép (Pintér Anna)	41
32 A földmágnesség függőleges térerősségének anomáliatérképe (Szénás György)	45
33 A Mecsek- és a Villányi hegység harmadkor előtti alaphegységtérképe (medence- aljzat-térkép) (Barabás Andor – Baranyi István – Jámbor Áron – Szabó János –	
Szénás György)	50
Результаты геофизических разведочных работ, проведенных в районе гор Мечек и	
Виллани	71

CONTENTS

1 Introduction (A Barabás – Á. Jámbor – G. Szénás)	
11 A brief summary of the prospectings of the region (A. Barabás – G	. Szénás) 90
2 The basic principles of the geophysical exploration	
21 The geophysical model of the region (G. Szénás)	
22 The principles of the application of gravimetry (A. Pintér)	
23 The principles of the application of the magnetic method (G. Sz	énás) 98
24 The principles of the application of the seismic method (G. Széná	.s) 102
25 The principles of the application of the geoelectric method (I. Ba	ranyi – J. Szabó) 104
25.1 Well-logging in the region (I. Baráth - I. Kardos - E. Kiss)	
3 The results of the geophysical exploration	
31 The gravity Bouguer-anomaly map (A. Pintér)	112
32 Anomaly map of the vertical magnetic intensity (G. Szénás)	114
33 The map of the Pretertiary basement (the basin-floor) of the Mec Mountains (A. Barabás – Á. Jámbor – J. Szabó – G. Szénás)	sek- and Villány

A SZERKESZTŐSÉG ELŐSZAVA

A M. Áll. Eötvös Loránd Geofizikai Intézet 1964-től kezdve új kiadványsorozattal lépa nyilvánosság elé. Az új sorozat címe: A Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet Évkönyve.

Az Intézet másik állandó kiadványában, a Geofizikai Közleményekben az Intézet munkáját, a hazai geofizika fejlődését mutatjuk be évről évre rövid tanulmányokban és jelentésekben, az Évkönyvet a terjedelmesebb tanulmányok számára tartjuk fenn: tájegységi monográfiák, alapvető elméleti tanulmányok és obszervatóriumi adatsorozatok számára.

Az Évkönyv első kötete: a Mecsek- és a Villányi hegység geofizikai kutatásának eredményei. Ez a néhány ív terjedelmű tájegységi monográfia évtizedes földtani és geofizikai kutatások eredményeit tartalmazza. Ezenkívül érvényesül benne a közös munka elve, amely nemcsak társadalmi rendszerünk alapja, hanem az eredményes és gazdaságos kutatásnak is feltétele.

Ez a monográfia három nagy kutatószervezet: a M. Áll. Eötvös Loránd Geofizikai Intézet, A Mecseki Ércbánya Vállalat és az Országos Kőolaj- és Gázipari Tröszt Szeizmikus Kutatási Üzemének eredményeit használta fel és olvasztotta egybe. Ezeknek a szervezeteknek kutatói a kötet szerkesztésében is együttműködtek.

Példás együttműködésükkel lehetett csak megvalósítani, hogy a kötet olyan tartalmi színvonallal és külsővel jelenhessék meg, amely reméljük, megnyeri szakközönségünk tetszését.

Azzal bocsátjuk útjára az első magyar geofizikai Évkönyvet, az első magyar geofizikai tájmonográfiát, hogy ismertesse az évtizedes kutatások tanításait, hirdesse a geofizikai kutatások jelentőségét és legyen bizonyítéka a kutatók eredményes együttműködésének.

ELŐSZÓ

Közös tanulmányunk célja többirányú:

1. első célunk az adatközlés, az éveken át felhalmozott kutatási anyag közzététele rövid, érthető, áttekinthető formában; vagyis azoknak a földtani tényeknek a leírása, amelyeket a geofizikai kutatások révén ismertünk meg;

2. második – de nem kevésbé fontos – célunk azoknak az elméleti, módszertani megfontolásoknak ismertetése, amelyekről valljuk hogy egyrészt – a tájegység egyedi sajátosságai következtében – eredetiek, másrészt azonban elvi fontosságuk lehet bármilyen más tájegység kutatásában is;

3. a harmadik – és az első kettőnél alig alárendeltebb – cél az adatdokumentáció: ennek érdekében közöljük a mérési hálózatokat, a kőzetfizikai állandókat és a területre vonatkozó geofizikai részletkutatások teljes bibliográfiáját.

A hármas célkitűzést együttesen tekintve, a tanulmány eszmei célja az, hogy alapul szolgáljon későbbi kutatások számára.

A geofizika – éppúgy, mint bármely más tudományág – állandóan fejlődik. Ez azt jelenti, hogy az újabb módszerek és az újabb követelmények új kutatásokat tesznek szükségessé és lehetségessé.

Ez a tanulmány a mecsek-villányi tájegység geofizikai kutatásának azt a stádiumát rögzíti, amelyben sajtó alá került.

A szerzők

1 BEVEZETÉS

A mecsek – villányi tájegység a Dunántúl délkeleti részén, a Duna és a Dráva szögletében terül el. Területe közelítőleg 5100 km². Leglényegesebb eleme az a két – harmadkornál idősebb – alaphegység amelyről nevét kapta; de a tájegység zöme fiatal harmadkori medence.

A Mecsek hegység a felszínen DNy – ÉK irányban kb. 50 km hosszúságban elnyúló terepalakulat, amely 300-600 m tszf. magasságú, túlnyomórészben paleo-mezozoós tömegével a környező, enyhén tagolt és átlagban 120–180 m tszf. magasságú pannoniai és pleisztocén dombvidékből emelkedik ki.

A Mecsek hegységtől mintegy 30 km-re délre magaslik a jóval kisebb (440 m magas) és szerkezetileg, faciesekben valamint rétegtani összetételben eltérő Villányi hegység. Ez a két hegység úgy emelkedik ki a környező pannoniai és pleisztocén dombvidékből, mint két sziget. Valóban a középső miocén óta minden tengerelöntés szárazföldnek, szigetnek hagyta ezt a két pozitív morfologiai egységet.

Az a terület amelyről ezt a monográfiát közreadjuk, – mint említettük – a két hegységnél jóval nagyobb. Akkora négyszöget vág ki a tájból, hogy e keretek között a két hegység szerkezeti viszonyait a környezetbe illesztve értelmezhessük (lásd az 1. ábrát és a mellékleteket).



ábra. A mecsek – villányi tájegység
 Фиг. 1. Район гор Мечек и Виллани
 Fig. 1. The Mecsek – Villány Region

A két hegységet körülvevő medencerészeknek – a geofizikai kutatások legfontosabb területeinek – alapvető szerkezete a következő: 1000-1500 m vastagságot elérő laza, fiatal harmadkori medenceüledékek alatt, a medence aljzatát kemény, idős alaphegységtagok alkotják. A továbbiakban ezt a rétegtanilag és kőzettanilag egyaránt jól definiált és geofizikai szempontból is lényeges diszkordanciaszintet (a neogén talpát) medencealjzatnak nevezzük, ha összességét vizsgáljuk a medenceüledékekhez viszonyítva. Ha azonban éppen ezt tagoljuk, akkor a klasszikus alaphegység fogalmat és szót alkalmazzuk.

A medencealjzat kőzettanilag, rétegtanilag és szerkezetileg változatos. Általános, nagyvonalú törvényszerűsége, hogy ÉÉNy–DDK irányban, tehát a szerkezet átlagos csapására merőlegesen haladva, kristályos alaphegységpászták perm-mezozoós alaphegységpásztákkal váltakoznak. Jelenleg a permmezozoós pászták vannak magasabb térszíni helyzetben, ezért elsősorban ezek bújnak ki a neogén takaró alól, szigetszerű középhegységet alkotva. A permmezozoós pászták kelet felé billenés jeleit mutatják és Ny-on minden esetben, K-en pedig általában, a tájegység határai közelében tektonikusan elvégződnek.

A következőkben – rétegtani sorrendben – rövid leírást adunk a tájegység képződményeiről, amelyekkel a geofizikai kutatás szembekerülhet.

-

A terület legidősebb képződménye *prekambriumi* és *ópaleozoós kristályos pala*. Anyaga: gneisz, csillámpala, amfibolit, fillit; kata-, mezo- és epizónásak. Megjegyzendő, hogy az ófalui fillit néven ismert összletet el kell különíteni az idősebb (prekambriumi) résztől, mert attól a metamorfózis fokában különbözik.

A Mecsek hegységtől DNy-ra mélyfúrások találtak metamorf kőzeteket, mégpedig Szigetvárnál kvarcfillitet, Helesfánál szerpentinitet, mészfillitet és biotitos csillámpalát. A permi antiklinális nyugati részén, a helvéti kavicsok változatos összetételű metamorf kőzeteket (gneisz, csillámpala, amfibolit, agyagpala, epimetamorf homokkő) jeleznek. Lepusztulási területük a helvéti üledékképződés idején jelenlegi helyüktől délre volt. Szálban álló anyakőzeteiket a Mecsektől délre mélyfúrások meg is találták.

A Mecsek hegységtől északra levő metamorf kőzetekről a tájegységen belül csak a permben levő csillámpala, gneisz és gránitkavicsokból van adatunk. A tájegységtől északra, a kaposfői mélyfúrásban kristályos palát találtak. A tájegységen belül csak a szalatnaki és györei mélyfúrás talált újabban szilur palának minősített összletet.

A Mecsek hegységtől DK-re, az alsónánai fúrás amfibolitot talált. A Mecsek hegységtől délre a kristályos, ópaleozoós képződmények láthatólag antiklinálist alkotnak, gránittal az antiklinális magjában. Ez az antiklinális volt a fentebb említett helvéti kavicsösszlet lepusztulási területe. Számos mélyfúrás (Keszü, Gyód, Téseny, Kisdér, Görcsöny, Baksa, Pellérd) mutatta ki ennek a kristályos hátságnak jelenlétét a neogén takaró alatt. A kőzetanyag: biotitcsillámpala, kloritos muszkovitcsillámpala, amfibolpala, amfibolit, amfibolgneisz, muszkovitgneisz és szemes ortogneisz. Görcsönynél és Helesfánál amfibolitból szerpentinitté alakult kőzet települ.

8

Keletkezési kor szempontjából következő képződmény a *gránit*. Két alaptípusa ismeretes: 1. a mórágyi típus, amelyet a mórágyi kibúvás mellett az alsónánai, pécsi (szilágyi), martonfai, bátaszéki fúrásokban kristályos képződmények vagy permi homokkő alatt, 2. a nagyváty – nyugatszenterzsébeti típus, amelyet Nyugatszenterzsébetnél kibúvásban és pannoniai képződmények alatt, a dinnyeberki, gyűrűfűi, korpádi mélyfúrásokban alsó permi homokkő alatt, a helesfai (2. sz.) fúrásban pedig metamorf kőzetek alatt találtak meg.

Ez a két gránit rokonságban van egymással. Tömegükben rózsaszínű, mikrolin-ortoklász gránitok, aplittelérekkel és pegmatitfészkekkel. Szövetük gyakran kataklázos.

Legújabban a szalatnaki mélyfúrásban találtak gránitoid kőzetet, szilur alatt. Színe szürke, kontaktusa eddig ismeretlen. A mórágyi gránithoz hasonló.

A már említett helvéti kavicsok között fehér, muszkovitosodott gránitanyagúak vannak, amelyek éppúgy délről származnak, mint az egész kavicsösszlet, de származási helyük (szálban álló kőzetként) ma még ismeretlen.

A metamorf összletben található gránit korát K-Ar módszerrel 285 millió évben határozták meg. A gránit ennél valójában csak idősebb lehet, mert a kormeghatározás a legutolsó változás idejét adja meg; legutolsó jelentős változása pedig a korai variszkuszi hegységképződéshez kapcsolódik.

A gránit érintkezése a metamorfitokkal kétféle. Az egyikre jellemző, hogy az érintkezésnél egy viszonylag keskeny övben migmatitosodást és anatexist idézett elő ($P\acute{e}cs-7$ sz. fúrás: *Csalagovits I.*; Véméndi feltárások: *Jantsky B.*). Az érintkezés másik tipusánál a mellékkőzeten elváltozás nem észlelhető. Ez az utóbbi jelenség arra mutat, hogy a kata-mezozónás metamorfózis a gránitintruzió előtt történt. Minthogy a szilur-pala gránitkavicsokat tartalmaz (Szalatnak 3. sz. fúrás), mind a metamorfózis, mind pedig a gránitbenyomulás még a prekambriumban történt.

Azokat a kőzeteket pedig, amelyek szemmel láthatólag a gránitra települnek (Szalatnak) és nem viselik magukon a regionális metamorfózis jegyeit, a szilurba, illetve ópaleozoikumba soroltuk. Ezt újabban graptolitalelet (Szalatnak, Oravecz J. és Várszegi K.) is megerősíti.

A szilur az északi területen ismeretes, a györei és szalatnaki mélyfúrásokból. Anyaga eredetileg szárazföldi agyag, konglomerátum, tengeri finomszemű homokkő és agyagpala volt. Az egész összlet gyenge átalakulást szenvedett és erősen meggyűrődött. A gránittal tektonikusan érintkezik, de kavicsanyagában a gránit szerepel.

Következő rétegtani egységünk a *felső-karbon*. A már többször említett helvéti kavicsok adtak hírt először erről az összletről (sötétszínű agyagpalakavicsok növénylenyomatokkal). Szálban álló felső-karbont csak a tésenyi mélyfúrásból ismerünk. A tésenyi karbon sötétszürke agyagpala és szürke, földpátos homokkő. Kevéssé diszlokált, a metamorfitokra valószínűleg diszkordánsan települ.

A perm időszak képződményeinek teljes kifejlődése a Mecsek hegység nyugati részén, a felszínen ismeretes. Az alsó perm váltakozva durva konglomerátumból, vörös homokkőből és aleurolit rétegekből, ∇ alamint egy kvarcporfir lávaárból áll. A vulkanizmus a permet részben meg is előzte, mert benne már aljától kezdve porfirit és kvarcporfir kavicsok vannak. Az alsó perm alsó része folyóvízi képződmény, felső, tisztán aleurolitból álló része tengeri vagy tavi eredetű. A kvarcporfir az alsó folyóvízi részben települ.

A felső perm váltakozva konglomerátumból, vörös, barna, szürke, zöld homokkőből, valamint vörös és szürke aleurolit rétegekből áll. Felső része, az ún. jakabhegyi homokkő, fokozatos átmenetet mutat a triász felé. A felső perm folyóvízi eredetű. Törmelékes kőzetei gránitból, kristályos palából és kvarcporfirból álló lepusztulási területre utalnak.

A permi üledékek szállítása – a vizsgálatok szerint – északnyugat felől történt. Ebből arra következtethetünk, hogy ott akkor valószínűleg variszkuszi eredetű hegység terült el kvarcporfir vulkánokkal.

A tájegység eltakart permjének két, területileg elkülönülő, kifejlődése ismeretes. Az egyik a mecseki típus, Gyűrűfű, Dinnyeberki és Korpád környékén (neogén alatt kizárólag alsó perm); Gorica és Kán környékén (triász alatt teljes perm), Szalatnak és Györe környékén (jakabhegyi facies szilurra települve); Szekszárd, Szilágy és Martonfa környékén (jakabhegyi facies gránitra települve).

A mecseki perm vastagsága legnagyobb a nyugati antiklinálisban és környékén (3000 m); a vastagság ettől nyugat és észak felé csökken. Valószínűleg kelet felé is csökken, mert az üledékgyűjtő a keleti Mecsekben a mezozoikumban süllyedt jelentősen, a permben nem. Ha a keleti Mecsekben is a nyugatihoz hasonló permi süllyedéket tételeznénk fel, akkor a periszinklinális üledékvastagságát 10 000 m-re kellene becsülnünk, ami már csaknem geoszinklinális méret. Ez mindenesetre a Conrad és Mohorovičič felületek jelentősebb süllyedését tételezi fel, amit sem a szeizmikus, sem pedig a gravitációs mérések nem támasztanak alá.

A perm másik kifejlődése a mórágyi hegységtől délre és a Villányi hegység környékén lemélyített kutatófúrásokból ismeretes. Permet találtak a turonyi mélyfúrásban medenceüledékek és alsó triász alatt, vastag kifejlődésben. Fáciese emlékeztet a mecsekire; legfontosabb különbsége az, hogy kevesebb benne a konglomerátum és abban is alig van kvarcporfirkavics. A felső permen belül a mecseki területen levő diszkordanciát itt nem tudtuk felismerni. Végleges véleményt erről a fáciesről jelenleg még nem mondhatunk, minthogy a mélyfúrás nem harántolta teljesen. Annyi már most is rögzíthető, hogy lepusztulási területe valószínűleg délen feküdt, kőzettani összetételében hasonló a mecseki perm lepusztulási területéhez, de annál alacsonyabb lehetett; az ülepedés nyugodtabb volt.

Hasonló fáciesű, de csak a felső perm egy részét képviselő képződményt találtak mélyfúrásban Bátaszéknél is, közvetlenül gránitra települve. Fáciese folyóvízi és alárendelten eolikus eredetű homokkő. A perm itt kelet felé túlterjed a tájegység határain a délalföld felé. A villányi típusú perm legvastagabb a Villányi hegység közvetlen közelében; ettől távolodva vastagsága valószínűleg minden irányban csökken.

A mecseki és a villányi típusú permet a délbaranyai kristályos hátság választja el egymástól. Ez a hátság valószínűleg már az üledékképződés alkalmával is általában gátként választotta el a két medencét.

A perm itt is fokozatosan megy át a triászba.

A triász a tájegységen az alsótriász seisi emeletével kezdődik. Ez – mint mondottuk – üledékfolytonossággal fejlődik ki a permből. A permhez képest

Bevezetés

itt erősen csökken a szemcsenagyság. A seisi emelet felső részében a törmelékes fácies eltűnik és dolomit, dolomitmárga, anhidrit, gipsz és aleurolit alkotja az összletet, gyakran erős gyüredezettség jeleivel. Nyugat-mecseki kibúvásán kívül Goricánál, Szalatnaknál, Mánfánál, Turonynál és Bátaszéknél mélyfúrásból ismerjük a seisi képződményeket. Vastagságuk a nyugati és keleti Mecsek határvonala táján lehet a legnagyobb, mivel a seisi emeletben a sülylyedés még nem tolódott át a keleti Mecsekre, hanem valószínűleg éppen itt volt a legnagyobb mérvű.

A seisi emelet képződményei túlnyomó részben tengeri eredetűek.

A campili emelet a seisiből üledékfolytonossággal fejlődik ki, dolomit, dolomitmárga, mészkő, mészmárga fáciesekkel. Bátaszéket kivéve ugyanott található, ahol a seisi. A campili rétegek sekély, nyílttengeri eredetűek. Kiterjedésük egykor jóval nagyobb lehetett, valószínűleg tekintélyes részük lepusztult.

A középső triász anisusi emeletének képződményei a tájegységen széles elterjedésben találhatók. Felszínen mind a nyugati, mind pedig a keleti Mecsekben előfordulnak, ezenkívül a szászvár-nagymányoki mezozoós pikkelyben (az ún. északi pikkelyben) Bátán és a mohácsszigeti Várpusztán. A Villányi hegység főtömegét is az anisusi emeletnek a mecsekihez hasonló képződményei alkotják.

Mélyfúrásban Szalatnaknál, Monyoródon, Kisjakabfalván és Vékény környékén találták meg.

Az anisusi képződmények fáciese karbonátos; nyílttengeri mészkövek és dolomitok építik fel. Faunája és fáciese minden ismert előfordulási területén lényegileg azonos, tehát egykor nyilván az egész területet elborította. Vastagsága 500–900 m. Geofizikai szempontból – nagy sűrűségénél és nagy szeizmikus sebességénél fogva – a tájegység legnevezetesebb vezérkőzete a szürke anisusi mészkő.

A ladini emelet képződményei már eltérnek egymástól a mecseki, illetve a villányi területen; mintegy előre jelzik a felső triászban és a jurában beálló éles különbséget. A Mecsekben sötétszürke agyagpala, a Villányi hegységben dolomit képviseli a ladini emeletet.

Felső triászt csak a keleti Mecsekben ismerünk, a tájegység többi részén hiányzik, valószínűleg nem is képződött. Fáciese folyóvízi, mocsári eredetű, közepes és durvaszemű szürke kovás homokkő, folytonos átmenettel az alsó jura felé. Ez a képződmény az egész felső triászt jelenti. Geofizikai szempontból annyira összefügg az alsó liásszal, hogy a jura üledékciklust geofizikai szempontból innen számíthatjuk.

A jura a tájegység jelentős részén ismeretes. Felszínen a keleti Mecsek periszinklinálisában és északi pikkelyében, a Villányi hegységben, a Máriakéménd – Bár mezozoós vonulatban; mélyfúrásban pedig a keleti Mecsek környékén számos helyen (déli feltolódási öv, ófalu-zsibriki pikkely) ismerjük a jurát vagy valamely emeletét.

A Mecsekben a liász homokos, márgás (gresteni) fáciessel, a raeti emelet üledékeiből folytonossággal fejlődik ki. Az alsó liászban paralikus képződmények (pl. feketekőszén telepek), feljebb nyílttengeri, finomabbszemű képződmények (pl. a grypheás ún. "fedő" márga és a fedőhomokkő) ülepedtek. Ettől felfelé a fácies egyre karbonátosabbá válik, egyre nyíltabb és mélyebb tengeri bélyegeket hord magán. A mecseki üledékképződés, ill. süllyedés a felső triász – liászban helyeződött át a nyugati Mecsekből a keleti Mecsekbe. A felső triász – liász a keleti Mecsektől északra és nyugatra a neogén takaró alatt is feltételezhető, de vékony kifejlődésben. Valószínűleg számos helyen le is pusztult. Ezután dogger és malm, túlnyomó részben karbonátos kőzetek következnek és a jura a keleti Mecsekben a tithon mészköves faciessel végződik. Összes vastagsága meghaladja a 3000 m-t.

A Villányi hegységben ladini dolomitra diszkordánsan települt – bath emelettel kezdődő – karbonátos, kezdetben partközeli, majd nyílttengerivé váló jurát ismerünk, néhányszor tiz méter vastagságban. A megfelelő mecseki fácieshez kőzettanilag hasonló, faunisztikailag azonban eltérő ez a villányi kifejlődés.

A Máriakéménd – Bár-i mezozoós vonulatban az aaleni emeletbe tartozó krinoideás, tűzkőgumós mészkő kőzettanilag és fauna szerint mecseki kifejlődésű, jóllehet szerkezetileg villányinak kellene lennie. Ennek nyilván ősföldrajzi magyarázata van, a jura transzgresszió az aaleni emeletben a Mecsek felől érte el a területet, de a Villányi hegység területéig nem jutott el. A bath emeletben viszont a délbaranyai kristályos hátság már küszöbként szerepelt a két hegység között, éppenúgy mint a permben.

A *kréta* időszak képződményeit a keleti Mecsekben és a Villányi hegységben ismerjük. A keleti Mecsekben a jurát záró fehér tithon mészkő fölött a kréta üledékfolytonos, mészköves kifejlődéssel települ, amely hamarosan mészmárgába vált át (valangini emelet alsó része).

A valangini emelet nyugodt üledékképződését megzavarta a terület legjelentősebb vulkanizmusa, a bázisos diabáz és fonolit vulkánosság, amelynek központja a keleti Mecsekben volt. Termékei: láva, agglomerátum és tufit. Települési formái: takarók és szerteágazó, jóformán az egész periszinklinálist és az északi pikkelyt átszövő telérek.

A valangini emelet felső részében és a hauteriviben törmelékes üledékes kőzetek és biogén mészkövek képződtek. A kréta vastagsága a keleti Mecsekben 200 m körül van. Az alsó kréta többi részét a Mecsekben nem ismerjük. A felső krétában globotruncanás mészmárga (cenomán) képződött. Ezzel záródik itt a mezozoós üledékképződés.

A Villányi hegységben (a beremendi és kistapolcai kibúvást is ideértve) a valangini emelet alsó részében szárazföldi körülmények voltak. Ennek következtében a tithon karsztosodott felszínén néhány méter vastag bauxittelep keletkezett. Erre biogén mészköves, (alárendeltebben, márgás kő/etek települtek, kitöltve az egész alsó krétát, amelynek kb. 300 m vastag összleténél fiatalabb mezozoós képződményeket nem ismerünk. A Villányi hegységben is megtaláljuk az alsó kréta diabáz vulkanizmus nyomait, de csak telérek alakjában (Turony, Diósviszló, Bár).

A mecseki kréta fauna nem azonos a megfelelő villlányi faunával, tehát a küszöb a két hegység üledékgyűjtője között a krétában is létezhetett.

*

Bevezetés

A felsorolt képződményekkel előttünk áll a neogén üledékes kőzetek alaphegység-komplexusának valamennyi lehetséges tagja. A felsorolt réteg-tani és kőzettani egységek – a többszörösen ismétlődő tektonikus mozgások következtében – szinte tetszésszerinti laterális és függőleges csoportosításban alkothatják a neogén medence aljzatát, ill. a neogén üledékképződés alaphegységét.

A tájegységen ettől kezdve a középső miocén helvéti emeletig maradandó üledékképződési folyamat nem volt.

Az alsó kréta végén, az alpesi hegységképződés ausztriai fázisának, majd laramiai fázisának "köztes tömeg" területen megnyilvánuló hatása következtáramiai iazisanak "köztes tömég" területen megnyilvanuló natasa következ-tében a két üledékgyűjtő hegységgé gyűrődött és kiemelkedett. A nyugati Mecsek antiklinálisa, a keleti Mecsek periszinklinálisa és a Villányi hegység délre dőlő, szinklinális jellegű pikkelysorozata ekkor alakult ki. A területet ért számos kisebb-ragyobb tektonikai hatás között ezek a fázisok voltak a legerősebbek és a szerkezetalakításban a leglényegesebbek.

*

*

A paleogénben az üledékképződés valószínűleg szünetelt és csak a neo-génben indult meg újra a már kialakult hegységek peremein. A neogén üledékeket csak röviden ismertetjük, mivel ezek takarói az alaphegységnek, a geofizikai kutatás elsőrendű céljának. Mindamellett nem közömbösek, mert mind a mesterséges, mind pedig a természetes fizikai erő-tereket befolyásolják. A tájegység peremein (pl. Sellye környékén) a neogén üledékes kőzetek olyan nagy vastagságot érhetnek el, hogy akkumulációs teret szolgáltathatnak a kőolajnak, a hazai neogén összlet egyik legjelentősebb nyersanyagának. Ez az ásványi nyersanyag és tároló szerkezetének lehetősége azonban másodlagos jelentőségű területünkön, így a neogént elégségesnek látszik nagy vonalakban tárgyalni.

Nem teszünk különbséget a neogénnek úgynevezett fedőhegységi és medenceüledék kifejlődése között, annak az elvnek alapján, hogy 1. az úgynevezett fedőhegységi neogén is medencejellegű üledékgyűjtőben képződött, 2. az elnevezés esetünkben morfologiai és nem a földtani lényegre utal és 3. az úgynevezett fedőhegységi neogén aljzata éppenúgy kemény kőzet, mint a medenceüledék neogéné; a geofizikai kutatás számára pedig ez az egyetlen lényeges momentum.

A neogén a tájegységen, a hegységek peremein és a hegységek között általános elterjedésű. Az üledékképződés a középső miocén helvéti emeletében változatos szemcsenagyságú, folyóvízi eredetű törmelékes üledékes kőzetekkel kezdődik a Mecsektől északra levő jelenlegi medencék alján. A fácies már a helvétiben tengerivé válik, de törmelékes jellegét nem veszti el. A tortonai emeletben szélesedett az elöntött terület, víz alá került a délbaranyai hátság nagy része; főként lajta mészkő és homokos-agyagos rétegek keletkeztek. A szarmatában a hegységperemen durvamészkő, a nyílt medencékben agyagos, mérgéa fősiga uralkodik márgás fácies uralkodik.

A tájegység miocénjét általában az jellemzi, hogy a szemcsenagyság alulról felfelé csökken és a törmelékes üledékképződést bizonyos mértékig biogén váltja fel. Helyi jellegű fácies a hidasi tortonai édesvízi barnakőszén-összlet (részletesebben lásd később, a 25.1 fejezetben). A kezdetben tagolt térszín a feltöltődés folyamán egyre érettebbé vált. Az alsó helvéti emelettől a szarmatáig több riolit-dacittufa és tufit padot találhatunk. A felső helvéti emeletben Komló környékén andezit tört fel.

találhatunk. A felső helvéti emeletben Komló környékén andezit tört fel. A szarmata emelet végén a Mecsek hegység és a Villányi hegység peremei hirtelen süllyedni kezdtek (akárcsak az egész magyar medence). A pannoniai emeletben a pannoniai beltenger törmelékes üledékeit találjuk viszonylag nagy elterjedésben. A feltöltődés lépést tartott a süllyedéssel és a nyíltabb vízű medencékben meglehetősen nagy vastagságú, finomabb szemű, lencsésen váltakozó fáciesű, alsó és felső pannoniai üledékösszlet képződött. A pannoniai emelet végén a perm-mezozoós alaphegységpászták emel-kedtek és a pleisztocénig jelentős lepusztulás történt. A neogén teljes vastag-séra meghaladhatis az 1000 m t

sága meghaladhatia az 1000 m-t.

Az alsó pannoniai alemelet után heves *tektonikai* mozgások egészen a pikkelyezettségig fajuló szerkezeti formákat hozták létre. Ekkor tolódott rá a Mecsek északon és délkeleten az alsó pannoniai képződményekre. A pannoniai emelet után az egész terület szárazra került és – jóllehet tektonikus mozgások még a pleisztocénben is voltak – lényegében a mai föld-rajzi, földtani, szerkezeti kép alakult ki.

*

A Mecsek hegység és a Villányi hegység nem geoszinklinálisban képződött, nem orogenetikus hegység. Mindkettő része a magyar medence aljzatát alkotó paleo-mezozoós tömegnek, amely a Kárpátok orogenetikus ívén belül utolsó süllyedésével nagyban és egészben izosztatikus egyensúlyt szerezve, jelentős süllyedésével nagyban és egészben izosztatikus egyensúlyt szerezve, jelentős szintkülönbségű köztes tömegként helyezkedik el a fiatal medence alján. A magyar medence aljzata éppenúgy pásztás, mint a tájegység aljzata; ami ez utóbbinak a pásztáira vonatkozik (vagyis, hogy egyik-másik pászta még a tájegységen belül elvégződik), hasznos adat lehet az egész magyar medence szerkezetének megítéléséhez is. A két hegység némelyik pásztája kelet felé átlépi a tájegység határát és a déli alföld aljzatában is szerepet játszik (Kis-kőrös, Madaras stb.). A Mecsek hegységnek még Erdélyben, a Persányi hegy-ségben is van rétegtani rokonsága, de ez nem jelenti azt, hogy egy mecseki jellegű pászta odáig megszakítás nélkül húzódik. A földkéreg Magyarországon éppen tájegységünkön a legyastagabb.

A földkéreg Magyarországon éppen tájegységünkön a legvastagabb, 26-27 km (szemben az átlagos 24 km-rel), de még mindig jóval vékonyabb. mint a világátlag (30-35 km).

*

*

*

11 KUTATÁSTÖRTÉNET

A tájegység legfontosabb ásványi nyersanyaga a mecseki liász feketekőszén, a radioaktív ásványtartalmú permi homokkő és a Villányi hegység krétakorú bauxitja (Nagyharsány).

Ezeken kívül nagy kiterjedésű felső seisi – alsó campili anhidrites és gipszes összlet ismeretes, azonban jelenleg nem művelik. A diabáztestek és a jura mészkövek érintkezésén néhol gyenge minőségű limonitos vasércet ismerünk. A kőszéntelepek paralikus köztes telepek, a permi homokkő és a bauxit szárazföldi eredetű üledékes kőzetek, az anhidrites-gipszes összlet sekélytengeri, lagunás kifejlődésű.

Ösi feljegyzések tanúsítják, hogy a tájegység területén elsőként művelt ásványi nyersanyag a vasérc volt. Egy oklevél szerint I. István király, a XI. század elején 20 "vasásót", azaz ércbányászt adományozott a pécsváradi bencés apátságnak a "Monte de Ferreo"-n található vasérc bányászatára. Tudomásunk van arról, hogy a középkor folyamán később is több vashámor működött Pécs környékén.

A földtani kutatók figyelmét a Mecsek hegységre mégis a kőszéntelepek hívták fel. A hegység gazdag kőszéntelepeit már a XIX. sz. elején rendszeresen művelték. A Mecsek hegységről megjelent korai földtani leírások hazánk földtani megismerésének is első kútfői [4, 7, 13, 21] közé tartoznak. A múlt század 60-as éveiben a bécsi Földtani Intézet kezdte el az alsó

A múlt század 60-as éveiben a bécsi Földtani Intézet kezdte el az alsó liász kőszenes összlet térképezését (1:144000). Az első részletes térképezés 1872 és 1876 között Böckh János és Hofmann Károly nevéhez fűződik (1:25000). Az ÉNy-i neogén vidék térképezését Telegdi Roth Lajos és Mattyasovszky Jakab végezték. A mecseki kristályos alaphegység első feldolgozója Roth Samu, akinek ma is helytálló megállapításai alapul szolgáltak a későbbi kutatások számára. Ezenkívül számos kisebb-nagyobb tanulmány készült a Mecsek hegységről, vagy valamelyik részletéről.

1910-ben Vadász Elemér megkezdte a terület újratérképezését azzal a céllal, hogy a régi munkákat egységesítse. Munkájának eredményét 1935-ben a "Mecsek hegység" című monográfiában adta közre, amely 1:75 000 méretarányú színes földtani térképmellékletével máig is egyike a Mecsek hegység legjobb forrásmunkáinak.

A Mecsek hegység legújabb részletes térképező és fúrásos kutató munkálatai Noszky Jenő, Balogh Kálmán, Imreh László, Kilényi Tamás, Wein György, Nagy Elemér, Hetényi Rudolf, Hámor Géza, Gyovai László, Barabás Andor, Jámbor Áron nevéhez fűződnek (a Mecsek Földtani Kutatófúró Vállalat, a M. Áll. Földtani Intézet és a Mecseki Ércbánya Vállalat kutatói).

A Villányi hegységről beszámoló forrásmunkák közül legjelentősebb Rakusz Gyula és Strausz László "A Villányi hegység földtana" című monográfiája.

A rétegtani tagolás néhány legújabb fontos mozzanata: a szalatnaki szilur graptolita lelet meghatározása (Oravecz János, Várszegi Károly) és a perm korszerű palinologiai-rétegtani felosztása (Barabásné, Stuhl Ágnes).

Az együttműködő intézmények számos kutatójának volt több kevesebb szerepe, ill. tevékenysége e monográfia létrejöttében. A munka oroszlánrészét végzők nevét a tartalomjegyzékben feltüntettük, de itt megemlítjük a közre-működő kutatók teljesebb körét is: Elek István, Kárpáti Elemér, Klarianka Ferenc, Lendvai Károly, Miklós Gergely, Molnár Károly, Nagy Magdolna, Pollhammer Manóné, Reményi György, Szabó Gábor, Szederkényi Tibor, Tőzsér Ottó, Zsille Antal.

Az újabb földtani munkálatok közül legjelentősebb a MÁFI és a MÉV térképezése. Ez 1:100 000 áttekintő és 1:10 000 részletes lapokból áll. Az 1:100 000 méretarányú lapnak és magyarázójának geofizikai megfelelője ez a monográfia.

A kőszénnel kutatásirányító szerepében 1953-tól kezdve az urán is osz-tozik. Ennek köszönheti a tájegység a jelenlegi viszonylag alapos szeizmikus és geoelektromos megkutatottságot.

A geofizikai kutatás történetét ebben a fejezetben még vázlatosabban közöljük, mert a geofizikai kutatásokról – a monográfia célkitűzésének

kozoljuk, mert a geolizikai kutatasokrol – a monograna cerktuzesenek megfelelően – részletes bibliográfiát adunk
Az első geofizikai mérések a tájegységen földmágneses- és Eötvös-inga-mérések voltak. Ezeket a Magyar Amerikai Olajipari Rt. végezte 1935-ben.
A mérések jellege regionális volt, célja: kőolajkutatás. 1952-ig a geofizikai kutatások célja általában a kőolajkutatás volt. A kőolajipar mind a mai napig érdeklődik a tájegység egyik vagy másik része (főleg a peremeken levő mélyebb medencerészek) iránt, azonban az 1953-ban elkezdődött nagy geofizikai medencerészek) iránt, azonban az 1953-ban elkezdődött nagy geofizikai kutatási programot – eltekintve az országos jellegű kutatásoktól – már 90%-ban a Mecsek hegység feketekőszene vezérelte. A maradék 10%-nyi kutatás célja vasérc, víz vagy mérnökgeofizika volt. A vezérlő szerepet 1956 óta fokozatosan, manapság pedig már teljesen

átvette az uránérces permi homokkő.

Összefoglalásképpen megemlítjük, hogy a tájegység területének gravi-tációs és földmágneses megkutatottsága 1:100 000 méretaránynak nagyjából megfelel. A szeizmikus és geoelektromos megkutatottság ennél lazább, de az egyöntetűség kedvéért a – főleg szeizmikus és geoelektromos mérésekből származó, földtanilag értelmezett – komplex medencealjzattérképet (2. mell.) is 1:100 00 méretarányban közöljük, mert így is meglehetősen megbízható áttekintő képet ad a medencealjzatról.

Az úgynevezett "északi pikkely" területén, valamint Cikó és Hosszú-hetény között részletező (1:25 000 méretaránynak megfelelő) földmágneses kutatás van folyamatban a kézirat lezártakor. Ezt – részletező jellegénél fogva – a kutatás lezárása után máshol közöljük.

2 A GEOFIZIKAI KUTATÁSOK ELVI ALAPJAI

21 A TÁJEGYSÉG GEOFIZIKAI MODELLJE

Annak ellenére, hogy ezt a modellt most - mintegy a későbbiek logikai előzményeként - vázoljuk fel, tisztában kell lennünk azzal, hogy ez a modell a kutatások elején nem állt rendelkezésre, hanem a kutatások egyik eredményeként alakult ki.



A képződmény			Sűrűsége g/cm ³	Szeizmikus sebessége m/s	Fajlagos ellenállása ohmm	Mágnesezettsége
Q /	Pleisztocén – Holocén	homok, kavics, lösz	1,4 - 1,8	700 - 1600	10 - 100	_
Pl ₂	Felső-pannóniai	homok, agyag	1,8-2,0	1700 - 2500	10-100	
Pl ₁	Alsó-pannóniai	agyag márga	2,0-2,2	1700 - 2800	5- 50	_
a _{M3} s	Szarmata	agyag	1,7-2,2	1700 - 2500	10 - 30	
m _{M3} s	Szarmata	durva mészkő	1,7-2,2	2000 - 2500	50 - 200	
a _{M2} t	Tortónai	agyagmárga	1,7-2,2	2000 - 2500	20 - 100	_
m _{M2} t	Tortónai	lajtamészkő	1,7-2,3	2000 - 2500	50 - 200	_
$M_{2}h$	Helvéti	homok, agyag, kavics, andezit	2,1-2,3	1700 - 4300	20 - 500	az andezitnek jelentékeny (főleg remanens)
K	Kréta	diabáz, stb. és tufáik, mészkő	2,3-2,9	3200 - 4600	diabázok 100 – 200 egyéb 100 – 1000	a diabáznak jelentős (főleg remanens)
J	Jura	homokkő, márga, mészkő	2,4-2,6	2800 - 4600	100 - 500	
T_3	Felső-triász (raeti)	homokkő	2,4-2,6	3000 - 3800	30 - 200	
T ₂	Középső-triász	dolomit, mészkő	2,6-2,8	4000 - 6200	500 - 1000	-
T ₁	Alsó-triász	homokkő, aleurolit	2,4-2,7	3800 - 5000	100 - 500	_
P ₂	Felső-perm	homokkő	2,5-2,7	3400 - 4200	100 - 500	_
P ₁	Alsó-perm	homokkő, aleurolit konglomerátum	<mark>2,</mark> 5 − 2,8	4000 - 4600	100 - 500	csekély (remanens?)
Pz ₁	Ópaleozóos	szericitpala, kristályos mészkő	2,7-3,3	5000 - 6000	> 500	_
gPt	Prekambriumi	gneisz, csillámpala, amfibolit	2,7-3,2	4200 - 6000	> 1000	amfibolitnak jelentős (főleg indukált)
vPt	Prekambriumi	gránit, aplit	2,5-2,9	4400 - 5400	> 1000	

2. ábra A tájegység kőzetfizikai állandói

Фиг. 2. Физические свойства горных пород

Fig. 2. The physical rock-properties of the region

Minden geofizikai módszer valamely kőzetfizikai állandó különbségének mérésén alapszik. Ez gyakorlatilag – a legtöbb esetben – azt jelenti, hogy a földkéregben vannak olyan határfelületek, amelyeknek két oldalán a fizikai állandó különbözik és ebből kőzettani különbségre is következtetünk. Kedvező a modell, 1. ha az elválasztó határfelület közel áll valamely egyszerű geometriai idomhoz; 2. ha a fizikai állandók különbsége éles; 3. ha a kőzetek homogének és izotrópok, és végül 4. ha bizonyos (a mérési módszertől és a mérési rendszertől függő) mélységkövetelmények teljesülnek. A modell 1-3. követelményének teljesülése ideális eset. Ilyen **a** gyakorlatban nem fordul elő, kizárólag egyszerűsítő feltevésként használjuk.

Tájegységünknél ezeket a követelményeket a következő kőzetek viszonylatában kell megvizsgálni (rétegtani sorrendben): kristályos palák, gránit, szilur pala, karbon pala és homokkő, permi homokkövek, alsó triász törmelékes kőzetek, középső triász karbonátos kőzetek, felső triász törmelékes kőzetek, alsó liász törmelékes kőzetek, középső liász, dogger, malm uralkodóan karbonátos kőzetek, kréta karbonátos-törmelékes kőzetek, bázisos eruptivumok, neogén uralkodóan törmelékes (alárendelten karbonátos) kőzetek, savanyú tufák és andezit.

A 2. ábrán bemutatott modell a tájegység kőzeteinek jelenleg hozzáférhető fizikai állandóiról készült. Első pillantásra feltűnik, hogy valamennyi fizikai állandó egyetlen szintben mutat következetesen ugrásszerű értéknövekedést: a *neogén* és a *bármi egyib* határán, vagyis a medencealjzat szintjében.

Legnagyobb mennyiségben és legrészletesebben szeizmikus sebességadatok állnak rendelkezésre. Ezért elsősorban ezeket elemezzük. A tájegység lényegesebb rétegtani szintjeit pusztán ezekre támaszkodya is ki lehet jelölni. Ilyen szint például a medencealjzat szintje. A neogén a tájegységen minden idősebb kőzettel érintkezhet. Az érintkezésen a modell szerint akkor a legnagyobb a különbség, ha a neogén a középső triász mészkő vagy a kristályos alaphegység valamely extrémül nagy sebességű tagjával, legkisebb akkor, ha a permi homokkő valamely extrémül kis sebességű tagjával érintkezik, sőt itt fedés is lehetséges. Mindez – és a modell is – a tájegységnek csak a közvetlen hegységperemi, illetve azokra a részeire vonatkozik, ahol a medencealjzat mélysége nem éri el az 500 m-t. A peremi részeken, vagy bárhol, ahol a neogén jelentős vastagságú (500-1500 m), a neogén összlet szeizmikus sebessége a mélység függvénye, éppúgy, mint a magyar medence bármely más részén. Jóllehet ilvenkor a medencealjzat sebessége is nagyobb, mintha a felszín közelében lenne, a neogén alsó szintjeinek sebessége megközelítheti a medencealizat sebességét (pl. Ellend-1 mélyfúrás, helvéti márga – 800 m mélységben: 4200 m/s).

A neogén talpának (a medencealjzatnak) sűrűsége és fajlagos ellenállása is hasonló képet mutat. A sűrűség és a fajlagos ellenállás szórványos adatai az idősebb rétegtani szintek tagolását alig engedik meg, tehát az idősebb szintek fizikai elemzésébe nem bocsátkozhatunk. Megjegyezzük, hogy a komplex kutatás számára az a kedvező rétegtani szint, amelyen két vagy több fizikai állandó ugrásszerű változást mutat, tekintet nélkül az előjelre.

A szeizmikus refrakciós kimutathatóság (a sebesség ugrásszerű növekedése lefelé) szempontjából, a kőzeteknek van kedvező és kedvezőtlen

² Geofizikai Intézet Évkönyve – 40893. – I. kötet.

faciestartományuk. Például az alsó liász összletnek lehet olyan tartománya, amely alatt a triász mészkő egyik tartománya sem mutatható ki, viszont még a triász mészkőnek is lehet olyan tartománya, amely alatt a perm vagy a gránit kedvező tartománya kimutatható. A triász mészkő és az idősebb kőzetek kedvező érintkezése azonban (tekintetbe véve az erős diszlokáltságot is) előre nem látható, ezért az alaphegység tagolását szeizmikus refrakciós eljárással kutatási munkahipotézissé tenni nem lehet. Így szűkűlt a feladat a medencealjzat kutatására. Természetesen igyekeztünk a feladatkört bővíteni, de csak korlátozott sikerrel.

Kijelölhetünk két-három – krétánál idősebb – szintet is a medencealjzat alatt. Ilyen a felső triász talpa, amely a középső triász mészkő viszonylag nagy fizikai értékei folytán fizikai határfelület. A fizikai értékek az alsóbb (k. triász) összletben nagyobbak, mint a felsőben. Ennek fordítottja érvényesül a középső triász összlet talpán; az alatta levő alsó triász--permi összlet fizikai állandói általában kisebbek (ez pl. szeizmikus refrakciós szempontból árnyékolást jelent). A karbon – szilur – kristályos alaphegység komplexus ismét növekedést jelent.

A fajlagos ellenállás adataihoz hozzá kell fűznünk, hogy a felszíni ellenállásmérésből származó adatokat megbízhatóbbnak tartottuk, mint a fúrólyukszelvényezésből származókat.

A mágneses szuszceptibilitást nem ábrázoltuk. Ennek egyik oka az, hogy mágneses szuszceptibilitás-értékek főleg miocén és kréta vulkáni kőzetekről állnak rendelkezésünkre; kristályos kőzetekről és gránitról kevésbé; és alig van ilyen adatunk üledékes kőzetekről. Azt mindenesetre megállapíthatjuk, hogy a tájegységen ismeretes bá- zikus kiömlési kőzetek szuszceptibilitása általában legalább két nagyságrenddel nagyobb, mint a gránité és az epi-mezozónás átalakult kőzetek nagy részéé. Legalább két-három nagyságrenddel nagyobb, mint az üledékes kőzeteké, de csaknem egyezik azoknak az átalakult kőzeteknek a szuszceptibilitásával, amelyekben a bázisos metaszilikátok (illetve a magnetit) feldúsultak. Ilyen az amfibolit és a szerpentinit. A mágneses anomáliák tehát a tájegységen bázisos kiömlési kőzeteket vagy bázisos anyagban dús átalakult kőzeteket jelentenek. Ezek megbízható szétválasztása az anomália nagysága vagy alakja szerint nem lehetséges.

A tájegység két legfontosabb ásványi nyersanyaga a liász feketekőszén és a permi uránérc. A fentiek alapján röviden ismertetjük, hogy ezeknek telepei milyen viszonyban vannak a vázolt modellel.

A feketekőszén telepei köztes telepek, vagyis egy folytonos képződésű üledéksor tagjaként települnek. Ellentétben a hazánkban gyakoribb transzgressziós alaptelepekkel (pl. Tatabánya, Dorog stb.), itt nem létezik kevéssel a telepösszlet alatt olyan kemény, konszolidált medencealjzat, amelynek közvetlen kutatása lehetővé tenné a telepes összlet közvetett kutatását. Az "alatt" szónak különben is csak rétegtani értelmében van jelentősége; geometriailag nem, minthogy a telepes összlet nem ritkán 90°-os szöget zár be a vízszintessel. Ez a két tényező kizárja, hogy – jelenlegi műszaki fejlettségünk mellett – valamelyik felszíni dimenziómeghatározó geofizikai módszer közvetlenül a kőszéntelepek kutatását tekintse feladatának. A kőszéntelepes sorozatnak környezetéhez képest sem sűrűsége, sem mágneses szuszceptibilitása nem szignifikáns, tehát kimondhatjuk, hogy a kőszéntelepes összlet sem nyugodt, sem zavart településnél felszíni geofizikai módszerrel jelenleg nem kutatható.

A permi homokkőnél – amennyiben közvetlenül medencealjzatot alkot – a helyzet kedvezőbb. A permi összlet tetejét ilyen esetben rendszerint meghatározhatjuk, mert ezen a határfelületen a sűrűség, szeizmikus sebesség és a fajlagos ellenállás értéke ugrásszerű növekedést mutat. A permi homokkő összleten belül levő tényleges telepes összlet azonban semmiféle felszíni geofizikai módszerrel nem mutatható ki. Ha pedig a permi összlet nem közvetlenül neogén alatt települ, csak bizonyos kedvező esetekben van fedőjéhez képest ugrásszerű különbsége. Jelenlétére közvetve is (az anisusi jelenlétéből) következtethetünk. Az alsó triászban az anhidrites-gipszes összlet ugyancsak közvetve kutatható. Ha van, a perm és az anisusi jellegű képződmények kööztt kell lennie.

22 A GRAVITÁCIÓS MÓDSZER ALKALMAZÁSÁNAK ELVI ALAPJAI

A graviméterrel mért értékek értelmezésének alapja a Bouguer-anomália térkép. A Bouguer-anomáliát a következőképpen számítjuk ki:

$$\Delta g = \Delta g_{\delta} - (\Delta g_{\omega} + \Delta g_{E} + \Delta g_{B} + T)$$

A betűk jelentése e kifejezésben:

 $\Delta g_w = \text{szélességi hatás (normál érték),}$

 $\Delta g_{\rm F}$ = tiszta magassági hatás (Faye-hatás),

 $\Delta g_{B} = \text{Bouguer-hatás},$

T = topografikus hatás.

A zárójelben levő korrekciós taggal azt akarjuk elérni, hogy a különböző tszf. magasságokon és más-más földrajzi szélességeken mért adatokat összehasonlíthassuk. Ennek érdekében a mért adatokból levonjuk a földrajzi szélességtől függő részt s a megmaradt értéket egy bizonyos nívófelületre (általában a tenger szintjére) vonatkoztatjuk.

A szélességi hatás és a tiszta magassági hatás kiszámítása nem jelent nehézséget, mivel csak geodéziai adatoktól függenek. A Bouguer- és a topografikus hatás (korrekció) kiszámításához szükséges átlagsűrűség (σ) értékének megállapítása viszont – különösen hegyvidéki méréseknél – a graviméter mérések értelmezésének alapvető problémája.

Mindenekelőtt be kell látnunk, hogy a vonatkoztatás a tengerszintre ritkán jelentheti azt, hogy a redukált anomália
érték kizárólag a tengerszint alatt levő tömegek gravitációs hatását mut
atja. A Bouguer-hatás: $\varDelta g_B = 2\pi f \sigma h$ – egy a tengerszint felett levő "
h" vastagságú, végtelen, homogén, sík lemez gravitációs hatását jelenti. "Szerencsés" véletlen, ha ez egyezik az általában

 $[\]Delta g_{\dot{e}} = \text{ észlelt érték},$

változatos felépítésű tényleges kőzetlemez (kőzetösszlet) gravitációs hatásával. Ezt azonban úgyszólván sohasem, de különösen hegyvidéken nem várhatjuk. Mivel a topográfia a Bouguer-lemez modulációjaként fogható fel, belátható, hogy a topografikus korrekciót ugyanolyan sűrűségértékkel kell számolni, mint a Bouguer-korrekciót. A továbbiakban a topografikus korrekció kérdését külön nem is elemezzük.

A Bouguer-korrekció csak azokat a "látszólagos" anomáliákat hivatott kiküszöbölni, amelyeket nem sűrűségváltozás okoz és amelyeket a Fayekorrekció (vagyis a mért értékek egyszerű magassági redukciója) nem tüntet el.

A 3. ábrán látható, hogy a Faye-anomália első maximuma (a) és a szomszédos minimum (b) nem jelent horizontális sűrűségváltozást, ezek csak a topográfia következtében lépnek fel. A második maximum (c) részben már tényleges sűrűségtöbbletet jelez. Az elvi ábrán, esetleges eltakart sűrűségváltozásokat nem tüntettünk fel, mivel ilyeneket – ha vannak is – úgysem lehet korrekcióba venni, akár a tengerszint felett, akár a tengerszint alatt helyezkednek el. Az ilyen hatók a redukciók elvégzése után kapott gravitációs anomáliaképben mindenképpen anomáliaként fognak jelentkezni. Hogy a tengerszint alatt vagy felett vannak-e, azt csak további számítással lehet (esetleg) eldönteni. Ebből is látszik, hogy a tengerszintre való vonatkoztatást nem szabad szószerint értelmezni.



 ábra A Bouguer-korrekció értelme medencealjzatkibúvás területén Фиг. 3. Смысл поправок Буге в области обнажения основания бассейна
 Fig. 3. The meaning of the Bouguer correction on an area o^c outcropping basement (Young Tertiary basin-floor)

A Bouguer-korrekció elvégzése után kapott Bouguer-anomália szerepe éppen az, hogy a 3. ábra alsó részén látható homogén tömeg hatását kivonva, a valóságos sűrűségváltozást jellemezze. Kétségtelen, hogy a Bouguer-korrekcióval nem tudunk minden "látszólagos" anomáliát eliminálni. Pl. az ábra jobb szélén levő mészkőcsúcs (d) nem jelent közvetlen könyezetéhez képest sűrűséganomáliát, mint ahogyan az a-val jelzett anomália sem. Az "a", domb medence anyagából, a "d" pedig hegycsúcs a medencealjzat-kibúvás anyagából. Ha az ábrán látható földtani tényt ($\sigma_2 \gg \sigma_1$) nem ismerve vagy nem véve tekintetbe, egy az ábra alsó részén látható homogén tömb hatását vonjuk le a Faye-anomáliából, a d-vel jelzett látszólagos anomáliának csak egy részét tüntetjük el, hiszen a valóságosnál (a hegycsúcs anyagáénál) kisebb sűrűséggel számoltunk. Felmerül tehát a változó sűrűségű korrekció kérdése. Ez itt szemléletesen azt jelenti, hogy a 3. ábrán látható homogén tömb hatása helyett olyan változó sűrűségű (lehetőleg a tényleges sűrűségnez igazodó) tömb hatását vonjuk le, amely a domborzat nagyobb sűrűségű elemének hatását is teljesen eltünteti. Ez a kérdés két alig megoldható, sőt megoldhatatlan problémához vezet. Ez a két probléma: a helyes sűrűségértékek megállapítása és a különböző sűrűségű pászták határának kijelölése.

A sűrűségértékek meghatározása laboratóriumban kőzetmintákon bizonytalan. A kapott értékek szórása nagy. Rendszerint nem is áll rendelkezésünkre kellő mennyiségű, helyes rendszerrel gyűjtött mintaanyag. A (graviméterrel) mért értékekből is meg lehet határozni a sűrűséget, azonban így csak egy nagyobb területre érvényes átlagsűrűséget kapunk. Ezzel az eljárással tehát ismét nem tudunk minden "látszólagos" anomáliát kiküszöbölni. Sőt fellép egy újabb nehézség: hogyan válasszuk meg a határt a különböző átlagsűrűségű területek között? Ez igen lényeges kérdés, mert a határok helytelen kijelölése feltétlenül hamis anomáliához vezet.

A tájegység felszínének topográfiai egyhangúságát és kis sűrűségű fiatal üledék (sőt hordalék) jellegét két szigetként kiemelkedő, nagyobb sűrűségű medencealjzat rög szakítja meg: a Mecsek hegység és a Villányi hegység. A helyes sűrűség és a helyes sűrűséghatár problémájának megkerülésére, a fenti elvek értelmében az anomáliatérkép (9. ábra) elkészítésénél a két hegység tényleges sűrűségét nem tekintettük; a két hegység területén is a környező neogén medencében használatos $\sigma = 2,00$ g/cm³ sűrűségértéket használtuk a Bouguer-korrekcióban. A $\sigma = 2,00$ g/cm³ érték használatát az is indokolja, hogy – mivel a felszíni neogén stb. üledékek sűrűsége kb. ennyi – a magyar medence területén mindenütt ezt használjuk. Így a környező területek anomália-térképéhez való csatlakozás sem jelent nehézséget.

A két hegység ezen a térképen tehát nagyobb pozitív anomáliaként jelentkezik, mint amonnyit valóságos sűrűségkülönbségük indokolna, hiszen a topográfiának megfelelő "látszólagos" anomália is – mivel a helyesnél (tudatosan) kisebb korrekciót használtunk – növeli a valódi anomáliaértéket.

A Bouguer-anomália ilyen módon korrelál a topográfiával, de ez nem hátrányos olyan területen, ahol a topográfia és a földtani felépítés között összefüggés van (szigethegység). A Bouguer-anomáliának ez a tudatos torzítása tehát esetünkben éppen azt emeli ki, amit medencealjzatkibúvás területén a gravitációs kutatástól várhatunk, vagyis a kibúvás egészének alakját és határát.

A nyílt medencerészekben más a helyzet. Minthogy itt a felszín közelében jelentős sűrűséganomália nem tételezhető fel (a térszíni magasság sem túlságosan változatos), a Bouguer-korrekció után maradó anomália (a Bougueranomália) nyilvánvalóan mélybeli hatók hatását tükrözi. Medencejellegű területeken első közelítésben a medencealjzat a legvalószínűbb mélybeli ható, minthogy a sűrűségkülönbség rendszerint ennek felszínén a legnagyobb. Így van ez tájegységünkön is.

Míg a neogén medenceüledékek sűrűsége 1,9 és 2,2 g/cm³ között változik (a mélység függvényében is), a medencealjzatot alkotó prekambriumtól fiatal mezozoikumig terjedő földtörténeti és kőzettani intervallum 2,5–3,0 g/cm³ sűrűségintervallumot fed. A medencealjzatot alkotó egyes kőzetek sűrűsége – ha nem is azonos szabályok szerint – éppenúgy többféle lehet, mint a szeizmikus sebesség vagy a fajlagos ellenállás. Többfajta kőzetnek viszont lehet azonos sűrűsége. Ezért a medencealjzat egyes kőzettagjait pusztán graviméteres mérések alapján nem különböztethetjük meg egymástól.

Az a szabály, hogy az anomáliák első közelítésben a medencealjzat hatását tükrözik, nem általános. Ismeretes például mély medencealjzat (Ellend) és sekély medencealjzat (Turony) azonos anomáliaértékkel. Ilyenkor nyilvánvalóan arra kell gondolnunk, hogy az utóbbi esetben a medencealjzatot kisebb sűrűségű kőzettömegek alkotják, mint az előbbi esetben. Ellend a délbaranyai kristályos hátság területére esik, medencealjzata kristályos (2,7-3,0 g/cm³) Turonynál a medencealjzat vékony alsó triász, alatta permi homokkőösszlettel (az adott mélységben 2,5-2,6 g/cm³). Ez a körülmény rámutat a komplex kutatás és a komplex értelmezés fontosságára.

A Bouguer-anomáliatérkép részletes ismertetésére később visszatérünk. Itt még röviden foglalkozunk a másodlagos anomáliaszámítás problémájával. A tájegység területén kísérletképpen kiszámítottuk Elkins módszerével a $\partial^2 g/\partial z^2$ másodlagos anomáliákat. Magában a Mecsek hegységben és a Villányi hegységben (a kibúvásokon) az említett "látszólagos" anomáliák miatt eleve nem várhattuk, hogy a Bouguer-anomáliáknál többetmondó képet kapunk. A legmarkánsabb ható közvetlenül a felszínen van (vagy lehet), hiszen kibúvásról van szó, tehát nem várhatjuk mélyebb hatók érvényesülését. Ez a megjegyzés a kibúvásos területeken végzett másodlagos anomáliaszámításnak általános kritikája.

Az Elkins-módszerrel készített másodlagos anomáliatérkép azonban a medenceterületen sem ad lehetőséget részletesebb értelmezésre, ami valószínűleg abból következik, hogy a medencealjzat a Mecsek hegység és Villányi hegység között erősen tagolt domborzatú és kőzettanilag változatos. Így másodlagos anomáliaszámítással sem lehet szétválasztani a különböző jellegű hatókat. Kétségtelen, hogy a magasabb deriváltak kérdése egészen nyílt medenceterületen sem tisztázott. Vizsgálata folyamatban van, ezért a tájegység másodlagos anomáliaképét jelenleg nem áll módunkban közreadni, a vizsgálatok eredményétől függően esetleg egyáltalában nem.

A gravitációs mélységszámítási kísérletek is negatív eredménnyel zárultak e területen. Ennek oka valószínűleg az, hogy lokális hatóként itt csak a medencealjzat kiemelkedő rögeit foghatjuk fel, amelyeknek elhatárolása a regionális hatótól – ami ugyancsak medencealjzat – önkényes és nem egyértelműen megol ható feladat.

Ennek ellenére a gravitációs térkép helyenként felhasználható a medencealjzat mélységének becslésére. Ehhez azonban szükséges az, hogy a közelben számos mélyfúrást vagy dimenziómeghatározó (szeizmikus, geoelektromos) geofizikai kutatást végezzenek. A medencealjzat mélységadatai és a gravitációs anomália értékei között felismert helyi összefüggést kiterjeszthetjük a megfelelő szeizmikus, geoelektromos szelvénytől nagyobb távolságra is. Az így meghatá**r**ozott mélységadatok azonban nem mentesek az extrapoláció bizonytalanságaitól.

23 A FÖLDMÁGNESES MÓDSZER ALKALMAZÁSÁNAK ELVI ALAPJAI

Míg a gravitációs jelenségek körében csupán vonzó erővel kell számolnunk, a mágneses jelenségeknél vonzó és taszító erők egyaránt fellépnek. A mágneses hatók ennek megfelelően bipolaritást mutatnak; a két mágneses pólusnak csak együttes hatása vizsgálható. Míg a gravitációs maximumból durván arra következtetünk, hogy valami "fent" van, a minimumból pedig arra, hogy "lent", a földmágneses anomáliák szélső értékeinek (a maximumoknak és a minimumoknak) önálló és egymással egyező értelmű földtani jelentésük is lehet. A maximum függőleges mágneses testnél nem "fent"-et jelent, hanem azt, hogy a mágneses test negatív (déli) pólusa van a felszínhez közelebb, a minimum pedig nem "lent"-re mutat, hanem arra, hogy a pozitív (északi) pólus van a felszínhez közelebb. Vízszintes és ferde testnél – a bipolaritás folytán – a maximumot szükségképpen minimum kíséri. Ennek elhelyezkedése a maximumhoz képest függ a test térbeli helyzetétől és a test mélységétől. A ható mélységére az anomáliaérték hirtelen változása jellemző, nem pedig az, hogy maximum-e az anomália vagy pedig minimum. A földmágneses kutatómódszer elvi alapja az, hogy a Föld mágneses tere

A földmágneses kutatómódszer elvi alapja az, hogy a Föld mágneses tere első közelítésben egy mágneses dipólus vektortereként írható le, és a földkéreg anyagai (a kőzetek) ennek a dipólusnak a terében különféleképpen mágneseződnek. Ezzel a földi mágneses térnek elméletileg egyenletes eloszlását eltorzítják, vagyis anomáliákat hoznak létre. A kőzetek nem egyformán mágnesezhetők. Azt az anyagi állandót, amely megmutatja, hogy egy bizonyos anyag mennyire mágnesezhető, fajlagos mágnesezhetőségnek, vagy mágneses szuszceptibilitás-nak nevezzük.

A földmágneses térerősség valamely ponton mért értéke tehát függ az ott levő kőzetek szuszceptibilitásától, és a ható tömeg felszíntől számított távolságától.

A földmágneses anomália pedig nem más, mint az adott ponton mért térerősség különbsége (ΔZ , ΔH) a másodfokú függvénnyel meghatározott normális térerősséghez képest.

Az anomáliát kialakító mágnesezettség két komponensre bontható. Az egyik komponens az ún. gerjesztett (indukált) mágnesezettseg. Ez a fajta mágnesezettség irányát és nagyságát tekintve a jelenleg uralkodó mágneses térerősségnek és a kőzet mágneses szuszceptibilitásának a függvénye. A másik komponens az úgynevezett remanens mágnesezettség.

A remanens mágnesezettség problémája nem egyszerű; s hazánkban – mint látni fogjuk – különös jelentősége van, ezért kissé bővebben elemezzük.

A remanens mágnesség fizikai fogalma a következő: ha valamely nem mágneses, de mágnesezhető anyagot a telítettségig mágnesezünk, majd lemágnesezünk, a mágnesező tér zérusra csökkentésekor az anyag még mindig őriz bizonyos mágneses nyomatékot. A felmágnesezést nem ugyanaz a görbe írja le, mint a lemágnesezést (hiszterézis), a mágnesezést tehát irreverzibilis folyamat. Azt a mágneses nyomatékot, amelyet az anyag akkor is tart, amikor a mágnesező tér zérusra csökken, *remanens mágnesség*nek nevezzük. A remanens mágnesezettség geofizikai fogalma ettől eltér és a két fogalom

összekeverése számos zavart okoz.

Runcorn (1956, 3) a természetes remanens mágnesezettségnek azt a vál-Runcorn (1956, 3) a termeszetes remanens magnesezettsegnek azt a vál-faját, amely vegyi átalakulással nem jár, három csoportba osztja: 1. termo-remanens mágnesezettség, 2. izotermális remanens mágnesezettség és 3. an-hiszteretikus mágnesezettség. Az első úgy áll elő, hogy megolvadt anyagot gyenge mágneses térben Curie pontja (v. ö. a mágnesezés hőmérsékleti hisz-terézise) alá hűtünk; a másik kettőt pedig úgy nyerhetjük, hogy az anyagot bizonyos időtartamon át állandó hőmérsékleten mágneses térben tartjuk, maid eltávolítjuk onnan.

maja eitavolitjuk onnan. A termoremanens mágnesezettség jóval nagyobb és jóval stabilabb, mint a másik kettő. Az olvadékból lehűlő, nagymennyiségű ferromágneses anyagot tartalmazó magmás kőzetek képviselik a kőzeteknek azt a válfaját. amely remanens mágnesezettséget szerezhet; és ez a remanens mágnesezett-ség – az előbbiek szerint – uralkodóan termoremanens mágnesezettség lehet. Ezért a remanens mágnesezettség megszerzésének egyéb lehetőségeit elhanyagoljuk és tájegységünk magmás kőzeteit csak a termoremanens mág-nesezettség nesezettség szempontjából vizsgáljuk.

A remanens mágnesezettség geofizikai fogalma ezzel természetesen még nem teljes. A teljes fogalomnak lényeges eleme még az a mozzanat is, hogy a lehűlő, megszilárduló kőzet a Curie-pontnál nemcsak mágnesezettségét kapja meg (nyeri vissza), hanem a mágnesezettséget hordozó ferromágneses elegyrészei (pl. magnetit- vagy magnetit-tartalmú lemezkék) igyekeznek a földi mágneses térnek a lehűléskor uralkodó iránya szerint elrendeződni. Akárhogyan rendeződnek is el, polarizációjuk mindenesetre a földi mágneses tér iránya szerint alakul ki. Természetes, hogy a polarizáció a lemezkéket is igyekszik beforgatni a tér iránvába, amíg azok a viszkozus anyagban még mozoghatnak.

Az így megszilárdult kőzet (bázisos effuzivum) megszilárdulásakor kapott polarizációját később sem veszti el teljesen; akkor sem, ha közben a földi mágneses tér iránya megváltozik, és együtt mozdul el a kőzettel, ha azt tektonikai erők eredeti helyzetéből kimozdítják.

A remanens mágnesezettség teljes geofizikai fogalmában tehát a jelenlegitől eltérő, megőrzött egykori polarizáció a lényeges mozzanat. A megőrzött mágneses nyomaték "védi" a kőzetet újabb mágneses nyomaték megszerzésétől, úgyhogy az ilyen kőzetek remanens mágnesezettsége a jelenlegi tér keltette gerjesztett mágnesezettségnek (amely természetesen szintén hat a kőzetre) többszötett magnesezettsegnek (amely termeszetesen szinten hat a közetre) többszo-röse is lehet. Nem tekintve a polarizációt, az ilyen (ferromágneses anyagban gazdag) kőzetek mágneses nyomatéka a nem ilyen kőzetek (üledékes kőzetek. egyes átalakult kőzetek, savanyú magmás kőzetek) mágneses nyomatékát rendszerint lényegesen meghaladja. A zárójelben felsorolt kőzetek ugyanis vagy csak csekély mennyiségű ferromágneses anyagot tartalmaznak (pl. tör-melékes üledékes kőzetek), vagy éppen diamágnesesek (pl. vegyi eredetű üledékes kőzetek).

A kőzet azonban el is veszítheti a remanens mágnesezettséget. Bármily stabil is a termoremanens mágnesezettség, a földtörténeti méretű időtartam, a kőzet mechanikai igénybevétele (erős tektonizmus) és vegyi változások következtében a remanens mágnesezettség csökken. Az időtartam szerepe itt valószínűleg az, hogy hosszabb időtartam több esélyt ad a demagnetizáló mechanikai és vegyi hatások működésének kifejtésére.

Koenigsberger [10] (1938) nyomán Krugljakova [11] (1961) kimutatta, hogy a remanens mágnesezettség és a gerjesztett mágnesezettség viszonya $(Q=I_r/I_i)$, amely közvetlenül a kőzet végleges lehűlése után 1-nél nagyobb szám, az idős kőzeteknél zérus felé tart. A Q értéke tehát függ a kőzet korától. Tájegységünk diabázára vonatkozólag a Q értékét Baranyi István 2,2-nek határozta meg, vagyis a mecseki diabáz remanens mágnesezettsége gerjesztett mágnesezettségének több mint kétszerese.

Valószínűleg nagyobb a Q értéke a miocén andezitekre vonatkozólag és nyilvánvalóan zérus felé tart a prekambriumi és ópaleozoós kristályos paláknak azon tagjaira (szerpentinit, amfibolit) vonatkozólag, amelyeknek – szuszceptibilitásuk miatt – mágneses nyomatékuk nagy, de – keletkezésük körülményeinél fogva – már kezdetben sem hordhattak jelentős remanens mágnesezettséget.

A törmelékes üledékes kőzetnek – ha van is lepusztulásból származó ferromágneses anyagtartalma – az ülepedés körülményeinél fogva jelentős remanens mágnesezettsége nem lehet, mivel a ferromágneses szemcsék rendszertelenül helyezkednek el és egymás hatását statisztikusan lerontják. Ez az állítás durvaszemű üledékre érvényesebb, mint finomszeműre. A vegyi és organikus eredetű üledékes kőzetek pedig rendszerint diamágnesesek. A fentiekből az is következik, hogy tájegységünkön (de máshol is) az

A fentiekből az is következik, hogy tájegységünkön (de máshol is) az egyéb kőzetekben (tehát nem a bázisos effuzivumokban) a gerjesztett mágnesezettség uralkodik, amelynek polarizációja a jelenlegi földi mágneses térhez igazodik, nagyságát pedig kőzetről kőzetre. a fajlagos mágnesezhetőség dönti el.

Minthogy jelentős ferromágneses tartalma sem az üledékes kőzeteknek. sem a gránitoknak, sem pedig az átalakult kőzetek nagy részének nincsen, tájegységünkön a mágneses anomáliákat okozó hatók a miocén és krétakori effuzivumok és a kristályos összlet ferromágneses anyagban dús helyi faciesei.

A magmás kőzetek a földmágneses kutatás szempontjából abban is különböznek az üledékes és átalakult kőzetektől, hogy sokkal inkább vesznek fel határolt (modellszerű) alakot, mint az utóbbiak. Ezt lényeges előrebocsátanunk, ha például üledékes kőzetek közé nyomult magmás kőzetek mágneses anomáliáit akarjuk értelmezni, illetve, ha olyan terület mágneses képét akarjuk elemezni, ahol üledékes kőzetek közé nyomult, vagy ilyeneken át feltört magmás kőzetek vannak. Tájegységünkön a Mecsek hegység és a Villányi hegység is ilyen terület.

A magmás kőzetek remanens mágnesezettsége – mint említettük – a ferromágneses elegyrészeknek tulajdonítható. Ilyen elegyrészek a bázikus magmájú kőzetekben dúsulnak fel, a savanyú kőzetek kevés ilyen úgynevezett színes elegyrészt tartalmaznak. A savanyú kőzetek mágneses viselkedése ezért hasonló lehet az üledékes kőzetekéhez, vagyis remanens mágnességük elenyésző a gerjesztetthez képest, de utóbbi is csekély. Valóban a gránitterületek mágneses anomáliái sem nagynak, sem szignifikánsnak nem tekinthetők. Ugyanez vonatkozik a kristályos (átalakult) kőzetek nagy részére is. Ezeknek – ásványi összetételüknél fogva – szintén csak csekély gerjesztett mágnességük lehet. Az átalakult kőzetek nagyobb szuszceptibilitású, vagyis több vas-mangán metaszilikátot tartalmazó tagjai (szerpentinit, amfibolit) ellenben jelentős gerjesztett mágnesezettséggel rendelkezhetnek.

A bázisos kiömlési kőzetek: a kréta diabáz (trachidolerit), fonolit és a miocén andezit, remanens mágnesezettségüknél és nagyobb ferromágneses anyagtartalmuknál fogva, eléggé jelentős nagyságú és földtanilag szignifikáns anomáliákat hozhatnak létre. A fentiek értelmében üledékes környezetükhöz képest szükségképpen elárulják körvonalaikat (kiterjedésüket, csapásukat) mágneses anomáliával. Minthogy a feltörési kürtők hálózatának főcsoportja egy meglehetősen összefüggő mágneses modellt alkothat, a periszinklinális diabáz (fonolit) tömegének földmágneses képe olyan kell, hogy legyen, mint bármely mágneses dipólusé. Sajnos ennek polaritását (az egykori gerjesztés irányát) nem ismerjük. Ez vonatkozik a kisebb egyedi kürtőkre is, amelyeknek egyedi hatásait (anomáliáit) csak nagyon részletes (pl. 20 m állomásközű) mágneses méréssel észlelhetjük.

A tájegységen a mágneses kutatás alapvető hálózata a 0,5 áll/km² (1,5 kmes állomásköz). 1,5 áll/km² (500 m-es állomásköz) sűrűségű méréseket végeztünk bizonyos kitüntetett (anomális) helyeken. Egészen nagy anomáliájú területeken 250 m-es szelvénytávolságot és 20 m állomásközt is alkalmaztunk (10. ábra). Ezenkívül csaknem valamennyi geoelektromos szelvényen 50 m-es állomásközzel földmágneses mérést is végeztünk. Az 1. sz. melléklet szerkesztéséhez alapvetően az 1,5 km állomásközű (országos) mérés adatait használtuk fel, részletezve, ill. korrigálva ott, ahol a részletesebb mérés adatai már rendelkezésünkre álltak (pl. Mecsek hegység É-i perem).

A részletező mérések a kézirat lezártakor folyamatban vannak. Ezek eredményeiről annakidején máshol számolunk be.

A tájegység mágneses anomáliáit – a fentiek szerint – két csoportba oszthatjuk: 1. a bázisos metamorfitok gerjesztett mágnesezettségétől származó anomáliák; 2. a bázisos eruptivumok uralkodóan remanens mágnesezettségétől származó anomáliák.

Mindkét anomáliafajta kvantitatív értelmezésének (a hatószámításnak) legnagyobb akadálya jelenleg az, hogy a rendelkezésünkre álló hálózat ritka. A mágneses kép lényegében csak a mérési állomások közelében megbízható. A ritka hálózat (1,5 km-es állomásköz) számos jelentékeny nagyságú hatót egyszerűen "kihagyhat," de feltétlenül hamis képet ad az anomáliák nagyságáról; torzítja mélységüket is. Ezenkivül a terület legnagyobb részén hiányzik a horizontális intenzitás anomáliáinak (ΔH) meghatározása.

Az indukált mágnesezettségű metamorf hatók mélysége, térbeli helyzete és szuszceptibilitása meghatározásának egyébként elvi akadálya nincs, sőt újabban egyszerű eljárás született az ilyen kvantitatív értelmezésre [6].

Az uralkodóan remanens mágnesezettségű vulkáni hatók mélységének, térbeli helyzetének és szuszceptibilitásának meghatározására ez az eljárás nem alkalmas, mithogy a kréta diabázoknál, de valószínűleg még a miocén andeziteknél is, a polarizáció iránya (a mágneses tengely) eltér a földi mágneses tér jelenlegi irányától, tehát a mágneses testek geometriai tengelye (ha van) nem határozható meg egyszerűen. Itt tehát a kvantitatív értelmezésnek elvi akadálya van.

A Geofizikai Intézet végez erre vonatkozólag vizsgálatokat, hiszen az irodalomból [5] tudjuk, hogy ilyen probléma máshol is felmerült és meg is oldották. Tény az, hogy ehhez a problémához – tömeges számításigénye miatt – csak elektronikus számítógép birtokában érdemes közeledni. A nagytömegű elektronikus gépi számítás lehetőségével nem régen rendelkezünk.

A probléma megoldást kíván, mert tájegységünket az egész magyar medence kicsinyített másának tekinthetjük; az itteni problémák a nyílt medencében is fennálló problémák. Földmágneses szempontból nézve a magyar medencét: nyilvánvaló, hogy az egész ország mágneses anomáliáit bázisos eruptivumok és bázisos metamorfitok okozzák éppen úgy, mint tájegységünkön. Valószínű, hogy a két hatótípus egymáshoz viszonyított arányát országos méretekben a bázisos eruptivumok többsége jellemzi.

Tájegységünk lényeges eltérése – ebből a szempontból – az egész magyar medencétől az, hogy a mágneses hatók vagy a felszínen vannak, vagy a medencealjzatban, mélységük tehát más módszerrel meghatározható. A magyar medencében ellenben a neogén összleten belül is lehetnek jelentős mágneses hatók (pliocén bazalt, egyes miocén tufák stb.).

24 A SZEIZMIKUS MÓDSZER ALKALMAZÁSÁNAK ELVI ALAPJAI

A szeizmikus módszer két eljárásra tagozódik: a refrakciósra és a reflexiósra. Mindkettő más-más hullámfajta észlelésén alapszik és mindkettőt más-más földtani viszonyok felderítésére kell alkalmazni.

Refraktált hullám olyan határfelületeken keletkezik, amelyeken a szeizmikus sebesség ugrásszerűen nagyobb, mint a *felettük* levő rétegben (összletben). Ennek a követelménynek a fiatal harmadkori medence aljzata a magyar medence nagy részében – így tájegységünkön is – megfelel. Ezt mutatja a 2. ábra is.

Reflektált (visszavert) hullám olyan felületeken keletkezik, ahol a két érintkező réteg hullámellenállásában különbség van, tekintet nélkül az előjelre (tehát nem az alsónak kell nagyobbnak lennie). Ebből a szempontból tájegységünk kőzetei a medencealjzat rétegtani szintjétől (az alaphegység felszínétől) lefelé haladva, a reflexiós eljárás alkalmazását kívánnák meg. A hagyományos reflexiós eljárásnak azonban követelménye a vízszinteshez közelálló, nyugodt, tektonikailag zavartalan (nem töredezett) település is, ilyet pedig tájegységünkön alig találhatunk.

Jelenleg folynak a kísérletek az irányított, szabályozott vételű reflexiós eljárással (RNP), amelyet a Szovjetunióban nagy dőlésszögű és zavart tektonikájú rétegek nyomozására dolgoztak ki. Alkalmazási alapelve hullámtanilag azonos a reflexiós eljáráséval. A lényeges különbség abban áll, hogy megfelelő berendezés segítségével a beérkező komplex (és gyakran zavaros) jelkötegből képes kiválogatni azokat a jeleket is, amelyek nagy dőlésszögű felületekről, felületdarabokról érkeztek. Ennek a berendezésnek az alkalmazása esetleg adatokat szolgáltat az alaphegység és a kibúvások, tehát a tényleges Mecsek hegység és a Villányi hegység belső szerkezetéről.

Tájegységünket a két szeizmikus eljárás alkalmazása szempontjából három részre oszthatjuk: 1. a kibúvások; 2. a sekélyebb medencék a hegységek között, a hegységekben és a hegységek peremein, uralkodóan kőszén és ércbányászati problémákkal; és 3. a nyíltabb, mélyebb medencerészek a tájegység szélein, uralkodóan kőolajbányászati problémákkal.

1. A kibúvásokon jelenleg sem a refrakciós, sem pedig a reflexiós eljárás nem alkalmazható, a kifejtett okok következtében. A kibúvások fizikai modellje (határfelületeken hullámellenálláskülönbség) azt sejteti, hogy ha valaha is szeizmikus kutatás történik a kibúvásokon, az jellegét tekintve reflexiós lesz (pl. RNP).

2. A sekély medencerészekben a bányászati kutatás célja a medencealjzatban, vagy annál lejjebb van. A medencealjzatot (általában) a szeizmikus sebesség ugrásszerű növekedése jellemzi; nyilvánvaló, hogy ilyen területeken jelenleg a refrakciós eljárásnak van döntő szerepe. Ezt a szerepet még fontosabbá teszi, hogy a későbbi beérkezéses refrakciós eljárás az alaphegység bizonyos mérvű tagolását is megengedi (4. ábra). Az alaphegység részletesebb tagolása, tehát nem felszíne domborzatának, hanem belső szerkezetének nyomozása, ismét valamilyen reflexiós jellegű eljárásra vár (pl. RNP). Mindig probléma lesz az energia bejuttatása a medencealjzat (az alaphegység felszíne) alá, minthogy ezen a felszínen a beeső hullám nagy mértékben szétszóródik, ill. visszaverődik.

3. A nyíltabb, mélyebb medencerészeken a bányászati (kőolaj) kutatás célja a fiatal harmadkori medenceüledékösszletben van. A neogén eléggé vastag (a medencealjzat eléggé mélyen van) ahhoz, hogy a neogénnek a mélység függvényében növekvő szeizmikus sebessége megközelítse, ill. elérje a medencealjzatét. Ez gyakorlatilag a görbült hullámút jelenségében és a köznapi értelemben vett refraktált hullám hiányában mutatkozik. Mai ismereteink és eljárásaink mellett mindez nem zárja ki a refrakciós eljárás alkalmazását, csak korlátozza, másodlagossá teszi.

Tény az, hogy a medencealjzatot ilyen helyeken is kénytelenek vagyunk refrakciós eljárás segítségével meghatározni minthogy reflexiós eljárással a medencealjzatot általában nem lehet meghatározni. Ennek oka a szórás, a diffúz visszaverődés és a többszörös visszaverődések. A refrakciós eljárással meghatározott medencealjzat – némi bizonytalansággal [63] – jelzi ilyen területeken (ahol az alaphegység belseje sem kőolajkeletkezés, sem pedig kőolajtárolás szempontjából nem reménytkeltő) a kőolajkutatás alsó határát.

Å neogén medenceüledékek tagolására a refrakciós eljárás a már említett görbült hullámutak és az eljárás túlzott nagyvonalúsága miatt nem alkalmas. Erre a feladatra a reflexiós eljárás megfelelőbb, azokkal a korlátokkal, amelyek a fiatal harmadkori medence különleges felépítéséből következnek. Tájegységünkön a fiatal harmadkori medenceüledékösszlet kutatásának problémája kis területet érint, ezért másodrendű fontosságúnak tekintjük. Rövid összefoglalásképpen célszerűnek látszik mégis megemlíteni, hogy a fiatal harmadkori, főleg pannoniai, lényegében folytonos üledékképződésű, törmelékes üledékes összlet nem. vagy csak kivételesen tartalmaz hosszan nyomozható ún.



ábra. Szeizmogramok az alaphegység felszíne alól származó későbbi beérkezésekkel
 Фиг. 4. Сейсмограммы с последующими вступлениями, приходящими из-под поверхности фундамента

vezérszintet. Ezt a pannoniai emelet ősföldrajzi képe: az egyre tagoltabb partú, majd tavakra szakadozó, ide-oda vándorló tenger, kellőképpen magyarázza. Az összlet gyakori faciesváltozása mind a függőlegesben, mind pedig a vízszintesben (lencsés település) nem kedvez a reflektált hullám kialakulásának és vezérszint helyett csaknem kizárólag olyan felületelemhalmazt képezhetünk le, amely csak statisztikusan jellemzi az összlet települését (szerkezetét). Az alsó és a felső pannoniai alemelet határa közelében azonban rendszerint kialakul egy többé-kevésbé korrelálható felületelemsor, mintegy jelezve a két alemelet statisztikus fácies-különbségét. A korreláció lehetősége általában csak arra elégséges, hogy szelvényenként ún. fantom-szintet szerkesszünk, és a szelvé-

Fig. 4. Seismic records showing later arrivals from below the basement-surface



5. ábra. Reflexiós fantomszint (neogén) szerkezeti vázlata
 Фиг. 5. Структурная схема по условному отражающему горизонту (неоген)
 Fig. 5. Contour-sketch of a reflexion phantom-horizon (Neogene)

nyek fantom-szintjeiből egy-egy területen megszerkesszük a fantom-szint domborzati térképét (5. ábra).

Ez az ábra rávilágít arra a kutató mélyfúrásokból szintén ismert tényre is, hogy a pannoniai emelet szerkezeteinek dőlésszöge kicsi. A pannoniai és általában a neogén üledékes kőzetek úgy képződtek, hogy a süllyedő alaphegységet fokozatosan, a süllyedéssel lépést tartva, borították el a neogén beltenger üledékei. Ezek ülepedésük alkalmával hozzásimultak az eltemetett alaphegység domborzati elemeihez és a pozitív domborzati elemek felett, pozitív szerkezeti formát, a negatív domborzati elemek felett pedig negatív szerkezeti formát vettek fel. Enyhe és a felszín felé fokozatosan csökkenő dőlésszögű hajlott formaelemek vannak a neogén összletben. Ezeket – minthogy nem a klasszikus gyűrődéssel keletkeztek – *települt szerkezeteknek* nevezzük. A települt szerkezetek "élességét" utólag fokozta a rétegtömörödés és fokozhatta az aljzat rögeinek izosztatikus mozgása, de a dőlésszög még így sem haladja meg a 8°-ot, ami a reflexiós eljárással végzett szerkezetkutatást megnehezíti (kis magasságú boltozatok kimutatása bizonytalan).

A leglényegesebb és csaknem az egész tájegységre kiterjedő geofizikai kutatási eredmény, a harmadkori medence aljzatának a térképe (2. melléklet). Ennek nyomozásában jelentős szerepe volt a szeizmikus refrakciós méréseknek is.

25 A GEOELEKTROMOS MÓDSZER ALKALMAZÁSÁNAK ELVI ALAPJAI

A geoelektromos módszer feladata tájegységünkön lényegében ugyanaz, mint a szeizmikus refrakciós eljárásé: a medencealjzatot kell meghatároznia, mégpedig elsősorban a domborzatát, másodsorban – a fajlagos ellenállás laterális változásainak kimutatásával – minőségi összetételét.

Ez akkor lehetséges, ha a medenceüledékösszletnek, mint egésznek, fajlagos ellenállása jelentősen – legalább egy nagyságrenddel – különbözik a medencealjzatot alkotó kőzetekétől. A 2. ábra azt mutatja, hogy ez a követelmény többnyire teljesül. Az ábrán látható fajlagos ellenállásértékek a leggyakoribb értékek változását mutatják. Ezeket az értékeket részben maximális szondahosszúsággal felvett gradiens-szelvényekből, részben fúrólyukakban végzett paramétermérésekből, részben pedig felszíni geoelektromos mélységszelvényezések adataiból gyűjtöttük össze. A lyukszelvényezésből származó ellenállásértékek általában többé-kevésbé különböznek a felszíni mérések során nyert értékektől. Ezt a különbséget a kőzetek anizotrópiája mellett a kétfajta szondaelrendezés különbsége is okozhatja.

Ezek a kis különbségek azonban elhanyagolhatók. Azok a különbségek. amelyeket földtani (lithologiai) okokra vezethetünk vissza, ezeknél jóval nagyobbak, és utóbbiak adják a geoelektromos módszer alkalmazásának és értelmezésének elvi alapjait. A lithologiai tényezők, amelyek a fajlagos ellenállásban különbséget okozhatnak, főleg a porozitás és a nedvességtartalom.

Az alapvető feladat – mint említettük – a medencealjzat meghatározása, vagyis – durva egyszerűsítéssel – egy laza kőzetösszlet alatt egy kemény, tömött kőzetösszlet kutatása. Erre, a geoelektromos eljárások közül, tájegységünkön az alábbiak bizonyultak alkalmasnak, a dimenzióktól, vagyis a medencealjzat mélységétől is függően: 1. kis mélységeknél (1-300 m) a vertikális elektromos szondázás (a továbbiakban: VESZ) és a geoelektromos szelvényezés; 2. nagy mélységeknél (300-2000 m) ugyancsak a VESZ (AMNB és dipol equatoriális szondaelrendezéssel) és a tellurikus eljárás.

Tájegységünket az előző fejezetben, a szeizmikus módszer alkalmazása szempontjából három területfajtára osztottuk: 1. a kibúvások területére; 2. a hegységekben, a hegységek között és a hegységek peremein levő, általában sekélyebb medencerészekre, és 3. a tájegység szélein levő nyíltabb, mélyebb medencerészekre. Ezt a felosztást itt is használhatjuk és megvizsgálhatjuk, hogy az egyes területfajták melvik geoelektromos eljárást, illetve

a geoelektromos eljárások mely komplexusát kívánják meg.
1. A kibúvásokon, vagy a nagyon vékony (néhány m vastag) horda-lékkal eltakart alaphegység területén – a dolog természeténél fogva –
a geoelektromos szelvényezés számos változatban (A'AMNBB', AMNB, dipol stb.) kaphat szerepet horizontális kőzetváltozások kimutatására. Az ilyen mérés célja izoohm térkép szerkesztése. A földtani értelmezést segíti, ha a szelvényeket egy-két pontban végzett VESZ mérésekkel egészítjük ki. Megjegyzendő, hogy az alaphegységkibúvást, illetve a medencealjzatot alkotó kőzetek fajlagos ellenállásértékei nagymértékben fedik egymást, éppenúgy, mint a szeizmikus sebességértékek, ha nem is azonos szabály szerint. Az alaphegység vertikális tagolása – mai műszaki fejlettségünk mellett – sem itt. sem az eltakart részeken általában nem lehetséges.

Monográfiánk áttekintő jellegű, ezért ennél a részletező és rendszerint nem a nyílt medencében alkalmazott kutatási eljárásnál, tovább nem időzünk.

2. Å hegységekben, a hegységek között és a hegységek peremén levő, általában sekélvebb medencerészekben alkalmazott VESZ mérések, a tájegység kutatási komplexusának egyik legfontosabb elemét adják. Ez a tájfajta mindkét mélységtartományt (1 m-300 m, 300 m-) magában foglalja. A Mecsek hegységben a hegységek közvetlen peremein a kisebb mélység uralkodik, a nvíltabb medencerészeken elérheti a mélység az 1500 m-t is.

A 2. területfajtán a VESZ kutatásnak van uralkodó szerepe.

Ezen a területen a medencealizatot mezozoós és paleozoós tömött, nagy sűrűségű kőzetek építik fel. Ezeknek fajlagos ellenállása általában nagyságrenddel, de minden esetben elégséges mértékben meghaladja a fedő neogén törmelékes tüledékes kőzetek fajlagos ellenállását. Így – a tapasztalatok szerint – a medencealjzatot VESZ mérésekkel maximálisan 15-20% hibahatáron belül meg lehet határozni.

A hegységen belül levő medencejellegű területen (pl. a fedőhegységjellegű miocén Komlónál) sajátos problémák lépnek fel. Mindenekelőtt maga a tagolt terep jelent különös nehézséget. Emellett a tektonikailag erősen megmozgatott kőzetek, és a vulkáni tömegek okoznak olyan laterális fajlagos ellenállásváltozásokat, amelyeknek következtében az "elvezetés" sajátos jelensége lép fel. Ennek lényege röviden a következő: ha az AMNB vonal egy törésre merőlegesen halad és az egyik mérőelektróda a törésen túl vagy annak közelében van, a törésen túl települt (mélyebben levő, de kisebb fajlagos ellen-állású) kőzet is érezteti hatását, - a mélységi szelvénygörbe eltorzul. A görbéből meghatározható mélység a valóságosnál kisebb lesz [73].

A peremi sekély medencék egyes részei geoelektromos szempontból különböznek egymástól.

A Mecsek hegység nyugati szegélyén például a VESZ mérésekből szár-mazó görbéknek három típusát különböztetjük meg:

1. háromrétegű görbék (pliocén-pleisztocén, miocén, medencealjzat);

2. kétrétegű görbék (neogén összlet, medencealjzat viszonylag nagy mélységben);

3. kiértékelhetetlen görbék (változatos miocén). A délbaranyai kristályos hátságon a neogén összlet egésze és a medencealjzat is geoelektromos szempontból laterálisan meglehetősen egyveretű. Általában kétrétegű görbék fordulnak elő. Hasonló körülmények uralkodnak ettől a területtől délre is, ahol a medencealjzatot már a Villányi hegység mezozoikuma alkotja.

A Mecsek hegység északi szegélyét szintén kétrétegű görbék jellemzik. A neogén ellenállása 10-30 ohmm. A mezozoós és paleozoós alaphegység ellenállása meghaladja a 100 ohmm-t, de mélységben nem tagolható.

3. A tájegység szélein levő nyíltabb, mélyebb medencerészek közül a Sellye és Szigetvár között, valamint a Kaposvár környékén levő medencerészben végeztünk nagymélységű VESZ (dipol) és tellurikus méréseket, az eddigiekhez hasonlóan medencealjzat-meghatározás céljából.

Ezen a területen a tellurikus izoarea térkép kvalitatív adatai, illetve a mélységszelvényekből szerkesztett medencealjzatdomborzati térkép mélységadatai [38] az ugyanott végzett szeizmikus refrakciós mérés [63] adataiból jelentősen és bizonyos rendszer szerint eltérnek. Az eltérés rendszere a következő: Szigetvár környékén a tellurikus (komplex geoelektromos) mérés kevéssel mélyebben határozta meg a medencealjzatot, mint a szeizmikus (a 2. sz. mellékleten a szeizmikus mérés alapján szerkesztettük meg ezen a részen a medencealjzat domborzati térképét). Ettől délre van egy sáv, ahol mindkét mérés egyező adatokat nyújtott. Még délebbre – a Dráva völgyben – a tellurikus szint jóval – 500-1000 m-rel – felette marad a szeizmikus szintnek.

A jelenség oka ma még ismeretlen. Feltételezhető, hogy a Dráva völgy irányában eléggé hirtelenül lesüllyedő kristályos alaphegységre északkelet felé kiékelődve a mélyben valamilyen fiatalabb képződmény települ rá. Ennek ellenálláskülönbsége fedőjéhez képest nagyobb, mint szeizmikus sebességkülönbsége.

Lehetséges, hogy itt a tellurikus eljárással sikerült meghatározni a valódi medencealjzatot és a szeizmikus mérés a kristályos alaphegység domborzatát határozta meg. Máshelyütt is találkozhatunk ezzel a jelenséggel. A Mecsek nyugati végénél (Nyugatszenterzsébetnél) például a szeizmikus mérés kb. 1000 m mélységben mutatta ki a nagysebességű képződményt, a VESZ mérés pedig kb. 300-500 m mélységben. Nem lehetetlen, hogy itt a kristályos alaphegységre perm települ. Ezt a VESZ jelezte; a szeizmikus mérés viszont ezt a törmelékes, töredezett, porózus összletet mintegy neogénnek "tekintette".

Ez a jelenség azt a fontos elvi következtetést vonja maga után, hogy a két módszer (a szeizmikus és a geoelektromos) egymást teljesen nem helyettesítheti. Együttes alkalmazásukból több földtani információ nyerhető, mint külön-külön bármelyikéből.

A szeizmikus kutatás gazdagabb hagyományai (mély medencékben) és az ezzel összefüggő vitathatatlanul nagyobb bizalom a szeizmikus eredmények iránt, azok a tényezők, amelyek 2. sz. mellékletünkön előnyt biztosítottak Sellye és Szigetvár környékén a szeizmikus medencealjzat domborzati térképnek. A fentiekkel az olvasó számára éppen azt akartuk lehetővé tenni, hogy a térképnek ezt a részét megfelelő kritikával szemlélhesse.

Egyébként a medencealjzattérkép megszerkesztésében a geoelektromos kutatási eredményekre általában nagyobb mértékben támaszkodtunk, mint bármely más kutatás eredményeire.

25.1 MÉLYFÚRÁSI GEOFIZIKAI VIZSGÁLATOK A TÁJEGYSÉGEN

Röviden ismertetjük a tájegységen végzett mélyfúrási geofizikai műveleteket is.

A mélyfúrási geofizikát – módszertani és elvi különbségei mellett – leginkább az különbözteti meg a felszíni geofizikai kutatómódszerektől, hogy a mélyfúrást nem megelőzi, hanem követi, és az egyes mérések célja nem alaki, hanem elsősorban anyagi meghatározás. Ha alaki meghatározást tűzünk ki a mélyfúrási geofizika feladatául (pl. szerkezeti kép rétegazonosítás segítségével), akkor is csak anyagi meghatározáson keresztül (több fúrólyukban) tudja ezt a feladatot teljesíteni.

Az alaki meghatározásnak, vagyis a rétegazonosításnak legfontosabb korlátja az, hogy rétegazonosítási szempontból kizárólag olyan képződmények vehetők számításba, amelyeknek laterális kiterjedése nagy.

Az azonosítás elvi alapja az, hogy az egy időben, azonos körülmények között keletkezett, nagyban és egészben azonos anyagú földtani képződmények fizikai és fiziko-kémiai tulajdonságainak is közel azonosnak kell lenniük.

A tájegységen még egy sajátos szempont van a felszíni és a mélyfúrási geofizika megkülönböztetésére, mégpedig működési körük földrajzi és rétegtani elhatároltsága.

A tájegység mélyfúrási geofizikai vizsgálatainak legfontosabb területi és feladat szerint elkülönülő felosztása:

1. a kutatás célja a medencealjzat alatt van:

- a) a liász feketekőszén területe;
- b) a permi homokkő területe;
- c) a felső seisi anhidrit-gipsz területe;*

2. a kutatás célja a medencealjzat felett van: a hidasi barnakőszénterület.

Mindemellett vannak közös vonásai is a terület mélyfúrási geofizikai vizsgálatainak. Ilyen mindenekelőtt az alkalmazott mérési komplexus nagy része. A teljes mérési komplexus a következő:

I. Elektromos vizsgálat

- 1. látszólagos fajlagos-ellenállásmérés
 - a) potenciál szondaelrendezés

$$o_1 = B 2,32 A 0,28 M$$

b) gradiens szondaelrendezés (mecseki standard)

o3=M 2,32 A 0,28 B

- 2. természetes potenciálmérés (SP)
- 3. mikromérések
 - a) mikronormál felvétel,
 - b) mikroinverz felvétel.
- 4. iszapellenállásmérés

* Ezek a kutatások a mecseki és a villányi-hegységi előforduláson egyaránt kezdeti stádiumban vannak.
II. Radiológiai vizsgálat

1. természetes gamma mérés

a) természetes gamma mérés a permi homokkő produktív összletében, pontméréssel (csak a permi homokkő területén)

2. gamma-gamma mérés

(sugárforrás 50-100 mC erősségű Co-60)

Bevezetésre vár (főleg a permi homokkő területén) a neutron-gamma eljárás is.

III. Egyéb vizsgálatok

1. termikus mérés

a) pontszerű mérés (100 m-enként és a talpon)

b) folytonos hőmérsékletszelvényezés

2. lyukferdeségmérés

3. lyukbőségmérés

4. oldalfalmintavétel

Általános megállapítás az is, hogy a radiológiai mérés lényeges eleme a tájegységen alkalmazott mélyfúrási geofizikai komplexusnak.

Öldalfalmintavételt ma már rendszerint nem a mérések értelmezésének elősegítése céljából végzünk, hanem laboratóriumi vizsgálathoz (a hiányos mag kiegészítésére). A mélyfúrási geofizika ugyanis ma már némely kőzetre vonatkozóan közvetlen és egyértelmű anyagi adatot szolgáltat. Ebből a szempontból a három területet külön kell megvizsgálnunk.

A FEKETEKŐSZÉN TERÜLETE

A feketekőszén területének jellemző mélyfúrási geofizikai paraméterei a következők:

A kőzet megnevezése	Látszólagos fajlagos ellenállás (ohmm)	Természetes potenciál (mV)	Természetes gamma aktivitás (imp/min)	Térfogatsúly kg/dm ³
Gránit	50 - 4500	_	800 - 1100	_
Diabáz	10 - 500	(-20) - (+5)	300 - 500	kb. $2, 4 - 3, 0$
Fonolit	10 - 500	(-20) - (+5)	700 - 800	kb. $2, 4 - 3, 0$
Triász (anisusi) mkő	200 - 4000	-10 körül	100 - 300	-
Kőszén	40 - 1200	– 10 körül	600 - 1050	1,3 - 1,4
Természetes koksz	0, 5 - 2	(+20) - (+60)	600 - 700	1,62
Agyagkő	15 - 150	Ξ.	700 - 1400 max. 2400	2,2-2,6
Aleurolit	30 - 200	(15 -) - (-5)	300 - 700	
Homokkő	50 - 600	(-35) - (+10)	300 - 600	2,3-2,8
Konglomerátum	60 - 700	(-30) - (-10)	200 - 400	
Miocén mészkő	80 - 800		100 - 300	-
Agvag	5 - 15	-	500 - 700	-
Agvagmárga	20 - 120	-	600 - 800	-
Márga	20 - 60	- 10 - 0	500 - 700	-
Homok	50 - 100	(-40) - (-10)		-
Agyagos homok	20 - 60	(-10)-(-5)	400 - 600	-

3*

A 6. ábrán (Komló – 152 sz. mélyfúrás karottázsszelvénye) látható, hogy a fajlagos ellenállásgörbe (potenciál szondaelrendezés) és a természetes potenciál görbéje jelzi a 82,0 és a 99,2 m között levő vulkáni test határait, de ennek belső anyagi tagolását nem adja. A természetes gammaszelvényen ellenben a diabáz minimummal, a fonolit maximummal mutatkozik.



6. ábra Karottázsgörbék diabázos területen Фиг. 6. Каротажные кривые в области распространения диабазов *Fig.* 6. Well-logs in a diabase-area

A 7. ábrán (Komló – 155 sz. mélyfúrás) azt láthatjuk, hogy a kokszosodott kőszén a fajlagos ellenállás (potenciál szondaelrendezés) görbéjén "saruhatás"-ra emlékeztető erős minimum-indikációt ad, ami arra utal, hogy a kokszosodott telepben a fémes vezetés uralkodik (v. ö. grafit). Az erős természetes potenciálmaximum viszont a koksz nagy redoxpotenciáljával függ össze.

A radiológiai görbék jellegtelenek, ezért nem is közlünk ilyet. A fűrólyuk kavernásodása, ha kőszéntelepben történik, fokozza a gamma-gamma indikációt. Ha azonban a meddőben van kaverna, a gamma-gamma maximumnak hibásan kőszénértelmet tulajdoníthatunk (ez ellen a lehetséges védekezés a sugárforrás falhoz szorítása).

36



Az eddigiek egy-egy fúrásban végzett anyagmeghatározásra vonatkoztak. A rétegazonosítás az egyes fúrásokban meghatározott jellemzők fúrásrólfúrásra követésével történik. Ennek alapján az alábbi rétegösszletek különíthetők el:

1. alsó liász (lotharingi) ún. fedőmárga és fedőhomokkő csoport;

- 2. alsó liász (hettangi-sinemuri) kőszéntelepes összlet;
- 3. triász liász átmenet;
- 4. középső triász (anisusi-ladini) mészköves facies.

A 2. és 3. összlet határát – az üledékciklus jellegének megváltozása alapján – az ún. alfatelep fölött mintegy 50-70 m-rel lehet megvonni.

A kőszéntelepes összlet paralikus, illetve limnikus kifejlődésű faciesének elkülönítésére, valamint a fenti rétegcsoportok fúrásról-fúrásra történő korrelációjára kedvező lehetőségek vannak akkor, ha intruziók vagy pedig a pikkelyeződésig fajult tektonika nem akadályozzák a képződmények viszonylag nagy laterális elterjedését.

A PERMI HOMOKKŐ TERÜLETE

A felső és középső permi homokkövek látszólagos fajlagos ellenállásának változása a szemcsenagyság függvényében a következő:

Szemcsenagyság		finom	apró	közép	nagy-durva	konglomerátun
Felső pe r m	1.	30-300ohmm	50-400ohmm	80 – 850 ohmm	160 – 1050 ohmm	
Felső-jakabhegyi homokkő	п.	70-145ohmm	120 - 190 ohmm	170 – 370 ohmm	410 – 600 ohmm	
Felső perm	I.	60 – 210 ohmm	50-500ohmm	90 – 850 ohmm	120 – 1100 ohmm	
homokkő	II.	$\begin{array}{c} 105-180\\ \text{ohmm} \end{array}$	165-230 ohmm	$250-400 \ \mathrm{ohmm}$	$\begin{array}{c} 400-500\\ \text{ohmm} \end{array}$	
Középső perm felső része	I.	40 - 300 ohmm	40 – 300 ohmm	70-600ohmm	100 – 1100 ohmm	
	п.	90 - 160 ohmm	140-175ohmm	155-240 ohmm	240-350ohmm	
A felső perm Jakabhegyi konglo- merátum	г.					170 - 1500
	п.					410 - 530

I. a legkisebb és legnagyobb értékek.

II. a legkisebb és legnagyobb értékek átlaga.

A permi homokkő területén a mélyfúrási geofizika legfontosabb feladata az uránérctelepek U koncentrációjának, vastagságának és térbeli helyzetének meghatározása. Fontos feladat az egyes permi és a triász összletek határának megállapítása, az összletek térbeli kiterjedésének nyomozása, az összletek lehetséges belső tagolása, valamint vetődések és zúzott övek kimutatása. Ezenkívül hidrogeológiai, geotermikus, sőt fúrástechnológiai információkat is várhatunk a mélyfúrási geofizikától.

Ezeket a feladatokat a mélyfúrási geofizikai kutatás általában megoldja. Példának megemlíthetjük, hogy rossz magkihozatalnál, amikor a földtani szintmeghatározás bizonytalan, a mélyfúrási geofizika a maghiányos rész értékelését teljes bizonyossággal adja.

Fontos elvi megállapítása a permi homokkőterületen végzett mélyfúrási geofizikai kutatásoknak, hogy 1. a felső perm alján levő ún. főkonglomerátumtól eltekintve, csupán összletek korrelálhatók és nem rétegek; 2. a természetes gamma aktivitás a szemcsenagysággal fordítva arányos (ellentétesen a fajlagos ellenállással); 3. a geotermikus gradiens területi változása (valószínűleg a tagolt domborzat következtében) nagy $(2,7-4,9 \text{ C}^{\circ}/100 \text{ m})$.

A HIDASI BARNAKŐSZÉN TERÜLET

A hidasi barnakőszén területének jellemző mélyfúrási geofizikai paraméterei a következők:

A kőzet megnevezése	Látszólagos fajlagos ellenállás (ohmm)	T ermészetes potenciál (mV)	Természetes* gamma aktivitás (imp/min)	Térfogatsúly kg/dm ³
Barnakőszén	10 - 25	- 5-0	100 - 200	1,25 - 1,4**
Szenes agyag	5 - 15	-	200 - 400	1,4 - 2,0
Bentonit	2 - 10	_	200 - 500	-
"Aktív" fedőréteg	2 - 10	-	200 - 300 (1100)	-
Agyagmárga	5 - 15	-	300 - 500	-
Homokos márga	10 - 30	-15 - 0	200 - 400	kb. 2,0
Ugyanaz telepes összlet- ben	10-30	-30 - +10	200 - 300	2,7
Homok	30 - 300	-40 - +10	100 - 200 (1000)	
Mészmárga	20 - 50	-15-0	200 - 400 (800)	
Tortonai mészkő	100 - 2000	-25 - +5	100 - 200	
Szarmata mészkő	50 - 500	-25 - +5	200 - 300 (800)	
Lösz	10 - 60	-15 - 0	250 - 450	

**A mérések nem hitelesített szondával történtek.

* MFKFV adatai alapján.

A zárójeles értékek a felső határt jelentik.

39





E

Ezen a területen teléres vulkáni működés termékei a neogén összletben nem ismeretesek, a kőszéntelepek a szénültségnek sokkal kevésbé előrehaladt stádiumában vannak, tehát a feketekőszénre, a kokszra és a vulkáni kőzetekre vonatkozó fentebbi megállapításaink erre a területre nem vonatkoznak.

Jó lehetőségek vannak ellenben a rétegazonosításra, minthogy a fiatal üledékes összlet hat jól elkülönülő rétegcsoportra bontható, amelyek színttar-tóak és kevéssé tektonizáltak. Ezek a következők:

1. pleisztocén lösz és pannoniai homokos, agyagos képződmények;

 2. szarmata homokos, márgás képződmények;
 3. tortonai lithothamniumos mészkő (ez főleg a terület déli részén fejlődött ki: az északi részen – ahonnan szelvényünk származik – az ugyancsak tortonai tengeri homok helvettesíti);

4. tortonai tengeri eredetű márga (közvetlen fedő);

5. tortonai édesvízi telepes összlet:

6. tortonai laitamészkő (közvetlen fekvő).

Ezenkívül néhány fúrásban helvéti agyagos, homokos képződményeket is találtak. Ezek jelentősége azonban a fentiekhez képest alárendelt. Bemutatott szelvényünk (8. ábra) területén ilyen nem fordul elő, ezért – bár ahol előfordul. kimutatható – nem tárgyaljuk.

A 8. ábrán bemutatunk egy a Hi-88, Hi-89/a, Hi-43, Hi-105 és Hi-91 fúrásokon keresztülfektetett karottázs korrelációs szelvényt (az ún. Hidas északi területen).

Ezen láthatjuk, hogy a felsorolt összletek komplex vizsgálattal elkülöníthetők. A szelvény adatait szavakba foglalva:

1. a pleisztocén képződményeket a pannoniai képződményektől nem lehet megkülönböztetni, de a pleisztocén-pannon összletet a szarmata összlettől mind a természetes potenciál, mind pedig a fajlagos ellenállás görbéjén elválaszthatjuk:

2. ugyanígy megvonható a szarmata-tortonai határ is;

3. a tortonai tengeri (fedő) homok a márgától, a márga az édesvízi (tele-pes) összlettől, utóbbi a fekvő lajtamészkőtől elsősorban az ellenállásszelvények alapján különíthető el; az édesvízi és a tengeri képződmények általában gamma-gamma szelvényeken különböznek; a kőszéntelepek ugyancsak a gamma-gamma szelvényeken azonosíthatók.

3 A GEOFIZIKAI KUTATÁSOK EREDMÉNYEI

31 A GRAVITÁCIÓS BOUGUER-ANOMÁLIA TÉRKÉP

A tájegység egyes részein elsőként a MAORT végzett Eötvös-inga méréseket 1935-ben. 1942-ben Boucher-graviméterrel ugyancsak a MAORT végezte az első graviméteres méréseket, kőolajkutatási céllal. A tájegység nagy része topográfiája miatt Eötvös-ingás kutatásra kevéssé alkalmas. A Bouchergraviméter pedig kis érzékenységű; ezért, amikor a tájegység nyersanyagainak rendszeres kutatása a felszabadulás után sorra került, az egész tájegységet



9. ábra. A tájegység relatív gravitációs maximumainak és minimumainak térképe 1. relatív maximum, 2. relatív minimum

Фиг. 9. Карта относительных максимумов и минимумов поля силы тяжести района 1. относительные максимумы 2. относительные минимумы

Fig. 9. Map of the relative gravity maxima and minima of the region

1. relative maximum - relative minimum

felméretlennek kellett tekinteni. 1950–51-ben korszerű Heiland-graviméterrel, 1952-ben Nörgaard-graviméterrel kezdődött a tájegység gravitációs reambulálása. Ez a munka nagyobb intenzitással 1955-ben, 1956-ban, 1958-ban folytatódott és 1963-ban befejeződött. Jelenleg a tájegység graviméteres felmértsége 100%-os.

A területen a mérési állomások száma kb. 6600. Ez átlagosan 1,3 áll/km² állomássűrűségnek felel meg. A tájegység medencejellegű részein ez az állomás-sűrűség megfelelő. A kibúváson – ahol a terepi nehézségek miatt eleve ritkább az állomáshálózat, s ahol az értelmezési nehézségek sem tették indokolttá a sűrűbb hálózatú mérést – a megfelelő értelmezési módszer kidolgozása a későbbiekben még indokolhatja a hálózat sűrítését.

A mérések kiértékelésénél a kialakult gyakorlat szerint az alábbi korrekciókat alkalmaztuk: 1. a szélességi hatásnak megfelelő normálkorrekciót: 2. az egyesített Fave-Bouguer-korrekciót; 3. az állomás közvetlen körnve-2. az egyesített raye – Bouguer-korrekciót; 3. az anomas közvetten kornye-zetének megfelelő, ún. térszíni korrekciót; 4. a távolabbi topográfiát figye-lembe vevő, ún. kartografikus korrekciót; és 5. a műszer azimutjától függő, ún. mágneses korrekciót. A Bouguer-korrekció számításánál egységesen $\sigma = 2,00$ g/cm³ sűrűséget használtunk; ezt a 22 fejezetben megindokoltuk. Az eredményként kapott Bouguer-anomália térképet a 9. ábrán mutat-

iuk be.

A gravimétermérés földtani célja hazánkban általában az, hogy a fiatal harmadkori medence aljzatának domborzatáról, fontosabb szerkezeti irányai-ról, durva közelítésben áttekintő kvalitatív képet adjon, s így elősegítse a további (költségesebb) dimenziómeghatározó kutatómódszerek tervezését. Hazánk területének nagyobb része medencejellegű. Tájegységünk Bouguer anomáliatérképének értelmezésekor különbséget kell tennünk a tényleges medencejellegű terület és az alaphegység kibúvásának területe (vagyis a pannoniai dombvidék és a voltaképpeni Mecsek hegység, ill. Villányi hegység) között.

A kibúvás esetünkben pozitív morfológiai elem: hegység. Ezért itt a Bouguer-anomáliatérkép a sűrűséganomália mellett elválaszthatatlanul tar-talmazza a felszíni topográfia okozta "látszólagos" anomáliákat is. A kibúvás területének mélvszerkezetéről már semmit sem árul el. Itt csak egészen nagy vonalakban az amúgyis ismert szerkezeti elemek láthatók (pl. a K és Ny-i Mecsek "elszakadási vonala", amit különben a topográfia is indikál). A kibávás területén a graviméterrel mért értékek értelmezése kétségtelenül más módszert kíván. Ilyen irányú vizsgálataink folyamatban vannak.

A Mecsek északi előterében, valamint a Mecsek és Villányi hegység közötti A Mecsek északi előterében, valamint a Mecsek és Villányi hegység közötti területen végzett gravimétermérések azonban igen hasznosnak bizonyultak. A gravimétermérések megkezdése után hamarosan meglepetésként jelent-kezett az északi pikkely előtt Szalatnaknál a nagy gravitációs maximum, ami a későbbi fúrási adatok szerint 80 m mélységben az alaphegység egy rögének kiemelkedéseként, a Mecsek hegység elfedett folytatását jelzi ÉNy irányban. Sásd környékén és Bonyhádnál a gravitációs kép a medence hir-telen északnyugati és északkeleti mélyülését jelzi. Itt később szeizmikus méréseket végeztünk a medencealjzat mélységének meghatározása céljából. A szeizmikus eredmények a kvalitatív gravitációs képet igazolták és meny-misériné tették (2. melléklet) nyiségivé tették (2. melléklet).

A Bouguer-anomáliatérképen délfelé haladva maga a Mecsek hegység mint kibúvás okoz egy kb. K-Ny irányú – keleten is, nyugaton is záródó – nagy maximumvonulatot. Ettől K-re, a Fazekasboda – Mórágy gránitvonulat csapásában, az 1963. évi graviméter mérések keskeny minimumsávot mutattak ki. Ez érdekes módon egybeesik a Mórágy – Fajsz között húzódó pozitív mágneses anomáliavonulattal. Ebből megsüllyedt bázisos metamorf alaphegységpásztára következtethetünk. A Mecsek hegység déli peremén a sűrűsödő izogal vonalak a medence hirtelen – valószínűleg tektonikus – mélyűlését jelzik; egyben – nagyjából – a neogén tenger partvonalát is.

Pécstől K-re az izogal vonalak öblösödése által jelzett minimum peremén az Ellendnél lemélyített fúrás 1100 m-ben még neogénben állt meg. E minimum Himesháza – Bátaszék felé egyenletesen emelkedő tendenciája azonban nem az aljzat minőségi változását jelzi. A medencealjzatban itt vált át a délbaranyai kristályos hátság a villányi mezozoikumba, de ez lényeges sűrűségkülönbséget nem involvál. Az izogal vonalak elrendeződése az aljzat domborzatával függ össze.

Van azonban arra is példa, hogy a gravitációs képet az aljzat kőzettani összetétele alakítja ki. Az ellendi minimum (-2 mgal) egészen a Villányi hegység északi előteréig tart, sőt még kisebb értékek (-5 mgal) is vannak e helyen, holott a medencealjzat 1200-1300 m mélységből a tenger szintjéig emelkedik. Míg tehát Ellendnél a minimumból mély medencére, addig itt Görcsönytől keletre – Újpetre és Mohács között – kisebb sűrűségű medencealjzatra, permi homokkőre következtethetünk (bizonyára vékony alsótriász fedővel). A permet ettől a területtől nyugatra, Turonynál mélyfúrás meg-találta.

Említést érdemel, hogy a Dráva völgy tektonikai süllyedéke, amelyet a dimenziómeghatározó módszerek kimutattak, 10-15 mgalnyi értékcsökkenéssel jelentkezik a gravitációs képben.

A görcsönyi szerpentinit, illetve a szerpentinitet magában foglaló kristályos alaphegységbérc maximumként jelentkezik.

A Monyoród – Bár mezozoós vonulat csapása határozott iránnyal indikálódik.

Bátaszéktől északkeletre egy maximumban végződik az a pozitív anomáliasáv, amely a délbaranyai kristályos hátság és a villányi mezozoikum emeltebb részeit jelöli.

Magát a Villányi hegységet kelet-nyugati, tehát a hegység morfológiai csapásával nagyjából egyező csapású pozitív anomália jelzi. Összetöredezett, és többé kevésbé megsüllyedt rögei – a gravitációs térkép szerint – Beremendig nyomozhatók.

Bátaszék és Dunaszekcső között az anomáliatengelyek a tájegység átlagos anomáliatengelyirányához képest csaknem 90°-os szöggel elfordulnak. Valószínűleg összefügg ez azzal a ténnyel, hogy tájegység szerkezeti pásztáit éppen ezen a területen egy szerkezeti zóna harántolta.

Összefoglalva: a Bouguer-anomáliatérkép a főbb szerkezeti formákat általában jól jellemzi, hasznos támpontot ad a további kutatásoknak. A gravitációs adatok részleteinek értelmezése még további feladatot jelent, mind a másodlagos gravitációs kiértékelési lehetőségek, mind a többi geofizikai kutatómódszer számára. A hálózat sűrítése a tájegység egészére nézve nem látszik szükségesnek. Helyi – ún. "mikro"-problémák megoldására, vagy pedig a másodlagos feldolgozás igényeinek megfelelően további – részletező – mérések elképzelhetők.

A dimenziómeghatározó módszerek számára a jelenlegi áttekintő térkép (1:100 000 méretarányban készült el) jelenleg elégséges.

32 A FÖLDMÁGNESSÉG FÜGGŐLEGES TÉRERŐSSÉGÉNEK ANOMÁLIATÉRKÉPE (⊿Z TÉRKÉP)

(1. sz. melléklet és 11. ábra)

A tájegység egyes részein a MAORT már 1935-ben végzett kb. 3 km-es állomásközű vertikális méréseket.

Az ELGI már említett 0,5 áll/km² sűrűségű országos áttekintő felmérése, Sehmidt – Askania vertikális magnetométerrel 1951-ben kezdődött és 1961-ben fejeződött be – a tájegységre vonatkozóan 1959-ben (10. ábra). A részletező mérések manapság is folyamatban vannak, Fanselau féle kombinált (ΔZ , ΔH) magnetométerrel.

Amint a 23 fejezetben láthattuk, a földmágneses ΔZ térkép értelmezése korántsem egyszerű feladat. Mindemellett, a közölt elméleti megfontolások alapján megkísérelhetjük a mágneses hatók nyers értelemzését.

Az anomáliák – a tájegység nagy részén – -50és $+50\gamma$ között, tehát egészen kis tartományban változnak. Csekély értékük és értékváltozásuk, valamint nyugodt menetük arra mutat, hogy földmágneses szempontból laterálisan viszonylag homogén neogén takaró alatt kis mágnesezettségű, nagy kiterjedésben (mágnesesen) zavartalan kőzetek vannak, amelyekben nyilvánvalóan a gerjesztett mágnesség uralkodik. Túlságosan messze nem mehetünk a kőzettani következtetésben, de úgy véljük, joggal állíthatjuk azt, hogy a fentiek szerint jellemzett anomáliák területén a neogén takaró alatt üledékes, savanyú átalakult és mélységi savanyú magmás kőzetek alkotják a medencealjzatot.

Nagyobb értékű, viszonylag nagy és hirtelen változásokat tükröző anomáliák a következő területeken vannak: 1. Görcsöny-Málom; 2. Helesfa; 3. Magyaregregy-Szászvár-Kisújbánya környéke (a voltaképpeni Mecsekben); 4. Alsónána-Öcsény; 5. a Bátaszék-Magyarsarlós-Mohács háromszög.

 Λ Villányi hegység egész területe kisváltozású negatív anomáliasávba esik.

A görcsönyi minimum ezen a térképen -50 gammás környezetből emelkedik ki és +20 gammás értéket ér el (a vonalmenti részletes mérés +400gammás anomáliát mutatott ki). A változás 2 km-en belül történik, tehát – a terület átlagos gradiensét tekintve – hirtelen változásnak minősíthető. Ugyanitt 5 mgal relatív értékű (15 mgal teljes értékű) és szintén viszonylag jelentős gradiensű gravitációs maximum is van. Jogos tehát emelt, bázisos kb. ÉNy–DK csapású medencealjzatbércet feltételezni. A fúrás itt a tenger szintje körüli mélységben szerpentinesedett amfibolitot talált.



10. ábra. Földmágneses mérések állomássűrűsége a tájegységen 1. állomásköz 1,5 km; -2. állomásköz 500 m; -3. állomásköz 100 m és ennél kisebb

Фиг. 10. Густота сети геомагнитных наблюдений 1. интервал наблюдений через 1,5 км 2. интервал наблюдений через 500 м 3. интервал наблудений через 100 м и менее

Fig. 10. Density of the net of the magnetic survey of the region 1. station-spacing 1.5 km -; 2. station-spacing 500 m -; 3. station-spacing 100 m and less

A málomi maximum -30 és +100 gamma között változik. Gradiense hasonló a görcsönyi maximuméhoz. Lokális gravitációs maximummal nem esik egészen egybe, a medencealjzat is valamivel mélyebben van ezen a helyen. A maximumot ÉK-en és D-en kis helyi minimum kíséri. Itt is valamilyen bázisos átalakult kőzetre gondolhatunk, amelynek térbeli orientációja a ritka mérési hálózat következtében bizonytalan.

A helesfai maximum –40 gammától +500 gammáig (a részletes mérések szerint +700 gammáig) terjed, közel Ny–K csapású. +10, +15 mgalos – jellegtelen, csak a Mecsek csapását mutató – gravitációs anomáliasávba esik. Erősen zavart terület. Fillit, gránit, permi homokkő és kvarcporfir

építi fel a felszínhez igen közel levő alaphegységet. A helesfai mélyfúrások a neogén alatt szerpentinitet találtak. Megállapítható, hogy 1. a szerpentinit a metamorf összletbe tartozik, 2. a metamorf kőzetek tektonikusan érintkeznek a gránittal és 3. a mágneses anomália a szerpentinittől származik.

Ettől a maximumtól ÉNy-ra (a lap szélén) újabb maximumzóna kezdődik. Valószínűleg a kristályos alaphegység valamely része okozza, de ezt ma még mélyfúrásból nem ismerjük. A helesfai maximumtól ÉK-re – a permi antiklinálison túl – újabb maximumzóna kezdődik, amely közvetlenül – szinte elhatárolhatatlanul – kapcsolódik a keleti Mecsek mágneses anomáliáihoz. A részletes mérések alapján feltételezhetjük, hogy ezt az anomáliát ugyancsak szerpentinit, mégpedig a helesfai közvetlen folytatásának vélhető szerpentinit okozza Igaz, hogy a permi antiklinális területén is vannak diabáz telérek, de számuk és méretük kicsi; ritka hálózatos mérésnél nem okozhatnak szembetűnő anomáliát. Komló környékén azonban már a miocén andezit is szerepet kap az anomáliaképben. Ettől ÉK-re pedig már az anomáliák szeszélyessége is arra utal, hogy a mágneses ható szerepét eruptivumok veszik át.

A Magyaregregy – Kisújbánya anomáliaterület nevezetes terület mágneses hatóink értelmezése szempontjából. Itt van ugyanis az első felszíni nyoma annak a krétakori diabázvulkánosságnak, amely aztán innen ÉK felé hosszú pásztákban megtalálható a magyar medence aljzatában.

Nevezetes terület azért is, mert az itt végzett részletes mágneses mérések eredményei eléggé pontos képet adnak az É-i pikkely és a periszinklinális mágneses hatóiról.

Lehetséges, hogy a periszinklinális nagy maximumzónája, amelyet ÉNy-on egy kisebb, DK-en egy nagyobb (–1000 gamma!) minimum kísér, azt jelzi, hogy a kürtőknek, dyke-oknak, teléreknek az a szövevénye, amely a diabáz lepel alatt az összeköttetést adja lefelé az egykori magma fészekig (együttesen tekintve a kréta diabáz, fonolit és a miocén andezit kürtőit) a mérésnek ilyen felbontóképessége (állomástávolsága) mellett, szinte egyetlen eléggé élesen határolt, hatalmas mágneses testnek tekinthető. Ennek pontosabb térbeli helyzete az itt ismeretes bázisos kiömlési kőzetekben valószínűleg uralkodó remanens mágnesezettség következtében egyelőre nem határozható meg.

Jelentéktelen pozitív anomáliafoltok után, amelyek – legalább részben – áthalmozott vulkáni anyagot is jelenthetnek, Alsónána és Öcsény között találkozunk ismét jelentékenyebb $(-10\gamma - +500\gamma)$ és élesebb anomáliával. Az alsónánai mélyfúrás tanúsága szerint ezt a maximumot amfibolit okozza. Ez a területrész a mórágyi hegység elfedett peremén van. A mágneses maximumvonulat gravitációs minimummal esik egybe. Ez helyi mélyedést kell hogy jelentsen, mert alig képzelhető el, hogy a nagyobb szuszceptibilitású bázisos metamorf kőzet kisebb sűrűségű lenne, mint kevésbé bázisos környezete.

A Bátaszék – Magyarsarlós – Mohács háromszögben a medence viszonylag sekély és aljzata a következő rétegtani egységekből áll (lásd a 2. sz. mellékletet): perm, alsó és középső triász, jura. Ezeknek egyike sem tűnik ki jelentősebb szuszceptibilitással. A neogén fedőösszletről sincs okunk feltételezni, hogy lényegesen eltérne a terület bármely más neogén összletétől. Ennek ellenére ez a háromszög egy kis értékű és nyugodt, de mégis pozitív anomália-



ábra. A tájegység relatív földmágneses maximumainak és minimumainak térképe
 relatív maximum - 2. relatív maximum, különösen nagy értékkel - 3. relatív minimum - 4. relatív minimum különösen nagy értékkel

Фиг. 11. Карта относительных максимумов и минимумов геомагнитного поля района

- 1. относительные максимумы
 - 2. относительные максимумы с особо высокими значениями
 - 3. относительные минимумы
- 4. относительные минимумы с особо высокими значениями

Fig. 11. Map of the relative magnetic maxima and minima of the region

1. relative maximum -2. relative maximum of very high value -3. relative minimum -4. relative minimum of very high value

területet jelöl ki, ahol az átlagos érték 0 és 50 gamma között változik. Ez valószínűleg a nem nagyon vastag permmezozoós képződmények alatt levő metamorf kőzetekkel magyarázható. Himesházánál és Palotabozsoknál – ahol nagyobb helyi maximumok vannak – a kristályos alaphegység valószínűleg közel emelkedik a felszínhez.

A Duna árterület kis kiterjedésű, de nagy értékű minimuma gravitációs maximummal esik egybe. Minthogy a közelben középső triász mészkő kibúvás ismeretes, valószínűleg ettől származik a két hatás. Az sem elképzelhetetlen azonban, hogy valamely ellentétesen polarizált effuzivum (Bárnál a kréta diabáz felszínen van) okozza a gravitációs maximumot és a mágneses minimumot.

Az a kép, amelyet a földmágneses kutatás nyújtott a területről, az említett állomásköz következtében (kivéve az északi pikkelyt), áttekintő kép és nyilván magán viseli az áttekintő térképek vázlatosságát. Ha azt vizsgáljuk, hogy milyen módon és milyen mértékben kell ezt a jövőben továbbfejleszteni, mindenekelőtt meg kell állapítanunk az alábbiakat:

*

1. a terület két legfontosabb ásványi nyersanyagára, a permi uránérces homokkőösszletre és a liász feketekőszénre vonatkozólag a földmágneses kutatómódszer közvetlen felvilágosítást nem nyújt. Ugyancsak nem ad közvetlen adatot a kisebb jelentőségű nyersanyagokra (pl. limonitos vasérc) vonatkozóan sem;

2. a két hegység között és a körülöttük elterülő mendencerész olyan felépítésű, mint a magyar medence más részei, mindössze sekélyebb. Tehát változatos aljzat és neogén fedőösszelet alkotja. Ennek földmágneses kutatottsága jelenlegi áttekintő monográfiánk számára megfelelő. Minthogy azonban a földmágneses kutatásnak – mint láttuk – jelentős szerepe van a kristályos alaphegység szuszceptibilisebb tagjainak nyomozásában, ebben a vonatkozásban a részletező földmágneses mérésekre még sok feladat vár;

3. a Mecsek hegység diabáza (fonolitja, andezitje), valamint az esetleges magnetitelőfordulás közvetlen feladatot nyújt a földmágneses kutatásnak; ilyen vonatkozásban a lehetőségek még ugyancsak nem merültek ki.

Összefoglalva: a tájegység területén a jövőben kizárólag részletező jellegű földmágneses kutatásokat célszerű végezni, kitüntetett területeken, vagyis azoknak az anomáliáknak a területén, amelyeket már az áttekintő mérések is indikáltak. Ezek: a kristályos alaphegység bázisosabb részei és a bázikus effuzivumok. A magnetit-kérdést sem tekinthetjük még eldöntöttnek.

Részletező kutatások jelenleg is folyamatban vannak. Ezeknek eredményeit később hozzuk nyilvánosságra.

A tájegység földmágneses kutatása ezenkívül számos módszertani kérdést is felvet. Ilyen például a paleomágnesség, a gerjesztett és a remanens mágnesezettség egymáshoz való viszonya a különféle korú és eredetű kőzetekben; és ennek megfelelően a korrekt hatószámítás.

⁴ Geofizikai Intézet Évkönyve — 40893. — I. kötet.

33 A MECSEK- ÉS A VILLÁNYI HEGYSÉG HARMADKOR ELŐTTI ALAPHEGYSÉG TÉRKÉPE (MEDENCEALJZAT-TÉRKÉP)

(2. melléklet)

Minthogy a tájegység medencealjzat-térképének szerkesztésében több geofizikai módszer eredményeit használtuk fel és kutató mélyfúrások adataira is támaszkodtunk, mielőtt a térképet ismertetnénk, néhány szót szentelünk a geofizikai módszerek együttes alkalmazásának és földtani szemléletű értelmezésének, amelyet a mindennapos szakmai szóhasználatban komplex kutatásnak nevezünk.

Az előző fejezetekben meghatároztuk az egyes geofizikai módszerek alkalmazásának alapelveit, alkalmazási körét és sajátos eredményeit. Többször utaltunk arra, hogy az értelmezés biztonságosabb, ha több geofizikai módszer adataira és földtani adatokra is támaszkodunk.

Vizsgáljuk meg, hogy az egyes módszerek milyen más módszerek komplex támogatását kívánják.

A gravitációs tér változása – mint láttuk – a medencealjzat 1. domborzatának vagy 2. összetételének változását tükrözi. Az 1. esetben dimenziómeghatározó módszer eredményeinek vagy mélyfúrási adatnak a birtokában korrelációs egyenesek határozhatók meg, amelyek a kvalitatív gravitációs adatszolgáltatást kvantitatívvá teszik és segítségükkel a kvantitatív geoelektromos, szeizmikus és mélyfúrási adatok tényleges hatásterületüknél jóval nagyobb területre kiterjeszthetők.

Ismert domborzatú medencealjzatnál pedig a gravitációs térnek a medencealjzattal nem parallel menetéből az alaphegység valamilyen lithologiai változására, ill. az anomáliát okozó ható vastagsági viszonyaira következtethetünk.

A földmágneses tér változása földtanilag a következő tényekre mutat rá:

1. a kristályos alaphegység bázisos tagjainak paraméterei (mélysége, kőzettani változása);

- 2. bázisos vulkánitok;
- 3. vulkánizmussal kapcsolatos tektonika;
- 4. magnetitdús ércesedés.

Tájegységünkön mindez a medencealjzatban vagy az alatt lehet.

A földmágneses módszernek komplex párja lehet mindenekelőtt a gravitációs. A kettő együttes alkalmazása számos kőzettani problémát önmagában eldönthet. Megfelelő állomássűrűség és egyszerű felépítés mellett hatómélység meghatározásra is mindkettő alkalmas.

A geoelektromos módszer ugyancsak lehet a földmágneses módszer komplex párja a mágneses ható mélységének meghatározásában. Mint mondottuk a mágneses hatók a medencealjzatban vagy annál lejjebb vannak.

Ugyanilyen szerepe lehet a szeizmikus refrakciós eljárásnak is (medencealjzat mélységének meghatározása).

A geoelektromos módszernek és a szeizmikus refrakciós eljárásnak lényegében azonos feladatai vannak:

51

1. a medencéket kitöltő fiatal harmadkori összlet vastagságának és lithologiai összetételének meghatározása;

2. a medencealjzat mélységének, domborzatának és laterális kőzettani összetételének meghatározása (ez – közvetve – szerkezeti, morfotektonikai meghatározás is lehet).

Könnyen belátható, hogy a harmadkori takaró vastagságának meghatározása azonos feladat a medencealjzat mélységének (domborzatának) meghatározásával. Ez a domborzati meghatározás csak akkor végezhető el, ha a domborzati egyenetlenségek függőleges mérete az adott eljárás dimenziómeghatározási felbontóképességét meghaladja. Ebből a szempontból különbség lehet a geoelektromos eljárások és a szeizmikus refrakciós eljárás között. Ez a különbség a helyi dimenzióktól és a fizikai állandók helyi eloszlásától függ. Tény, hogy a szeizmikus sebesség nem olyan módon függ a kőzettani összetételtől, mint a fajlagos ellenállás. Ezért, ez a két dimenziómeghatározó módszer is lehet egymásnak komplex párja. Az alkalmazási alapelvek számos hasonlósága viszont lehetővé teszi, hogy egymást kiegészítő (sőt néha helyettesítő) módon is alkalmazzuk ezeket a módszereket.

A komplex kutatásban az egyes módszerek nem ötletszerűen szerepelnek, hanem a kutatások rendszeres, tervszerű folyamatában az alkalmazási arány stádiumról stádiumra eltolódik. Ezek a stádiumok: 1. a regionális, 2. a felderítő vagy áttekintő és 3. a részletező stádium.

A regionálistól a részletező stádumig egyre inkább a sűrítés, a részletezés, a részletező jellegű módszerek túlsúlya érvényesül. Ennek alapelveit a KGST geofizikai térképszerkesztési munkabizottsága rögzítette le. (1964. nov. 21.). Az alapelvek – megfelelő változtatásokkal – tájegységünkre is alkalmazhatók.

A regionális stádiumban uralkodó szerepe van a gravitációs és földmágneses módszernek. Tájegységünkön ebben a stádiumban durva kvalitatív meghatározással azt kell eldönteni, hogy (a medencealjzatra vonatkoztatva) hol van süllyedés, hol van kiemelkedés és hol vannak mágnesezhető kőzetek. Dimenziómeghatározó módszer (szeizmikus, geoelektromos) ebben a stádiumban csak azt a szerepet kaphatja, hogy néhány pontban ellenőrizze: a gravitációs módszer a "fent"-et és a "lent-et" helyesen jelezte-e ? Olyan állomássűrűségre kell törekedni, hogy az eredmények 1: 500 000 méretarányban ábrázolhatók legyenek.

A felderítő vagy áttekintő stádiumban a kvalitatív meghatározás (gravitációs, földmágneses) állomásait 1:200 000 vagy 1:100 000 méretarányú ábrázolásra alkalmas hálózattá sűrítjük és nagyobb szerepet kapnak a dimenzómeghatározó módszerek. A szeizmikus és geoelektromos vonalakat már orientáltan, a kirajzolódó gravitációs csapások figyelembevételével telepítjük. Hosszú, több szerkezeti indikációt harántoló, egymástól 4-5 km-re futó vonalak ezek. Eredményük (esetünkben a medencealjzat) 1:100 000 méretarányban ábrázolható. Már most megjegyezzük, hogy tájegységünk megkutatottsága nagy általánosságban ennek a stádiumnak felel meg.

A részletező stádiumban a gravitációs kutatásnak már alig van szerepe (legfeljebb helyi, ún. mikro-feladatok megoldásában), a földmágneses kutatás szerepe is a helyi indikációk részletes felkutatására koncentrálódik. Uralkodó szerepet kapnak a dimenziómeghatározó módszerek. Kőolajkutatás esetében ilyenkor kerül sor az előző két stádiumban indikált tárolószerkezetek részletes megvizsgálására. Tájegységünkön ilyen jellegű kutatás Szigetvár és Sellye vidékén történt. Minthogy tájegységünkön nem a kőolaj a legfontosabb kutatási cél, a dimenziómeghatározó módszerek a részletező stádiumban azt a feladatot kaphatják, hogy az időközben lemélyített mélyfúrások segítségével a medencealjzat domborzatának finomabb elemeit és kőzettani változásait kutassák. Ezzel vázlatosan meghatároztuk a jövő kutatásainak alapelvét is.

Tájegységünk egyik-másik része már manapság is a részletező kutatás, ill. a részletes megkutatottság stádiumában van, legalábbis bizonyos módszerek szempontjából. Ilyen a mecseki északi pikkely és a délkeleti perem mágneses megkutatottsága; továbbá a szeizmikus, valamint geoelektromos megkutatottság is néhány helyen (pl. a mecsek déli peremén) eléri vagy megközelíti a részletező stádiumot.

Tévedés volna azonban azt hinni, hogy ez a rendszeresség tájegységünk kutatásában kezdettől fogva töretlenül érvényesült. Nem is érvényesülhetett, mert a kutatásokat három különböző intézmény végezte, nem tökéletes koordinációval. Emellett a kutatások, köztük a komplex kutatások szemlélete és alapelvei éppen a kutatások során alakultak ki. Ezeket a szemléleti és elvi eredményeket is közzétesszük ebben a tanulmányban, de legfontosabb eredménynek természetesen a kutatások földtani eredményeit tekintjük. Ezeket az eredményeket a többfajta kutatás eredményeit értékesítő, komplex módon és földtani szemlélettel értelmezett alaphegységtérképen (2. mell.) mutatjuk be.

*

×

A 2. mellékleten látható medencealjzattérképet geofizikai kutatások és kutató mélyfúrások adatainak felhasználásával állítottuk össze. A medencealjzat mélységére vonatkozó adatokat nagy részben geofizikai mérésekkel nyertük; a medencealjzat minőségi meghatározása elsősorban földtani adatokon nyugszik. A pásztákra tagolásban a geofizikai eredmények ismét nagyobb szerepet kaptak: a fúrások elszigetelt adatait geofizikai és földtani megfontolásokkal interpoláltuk úgy, ahogyan a 2. melléklet tükrözi.

Amíg a 9. ábrán és az 1. mellékleten kizárólag a gravitációs, ill. földmágneses eredményeket ábrázoltuk, addig a 2. melléklet geofizikai eredményei uralkodó mértékben szeizmikus (refrakciós) és geoelektromos, tehát dimenziómeghatározó módszerek adataira támaszkodnak. A kvantitatív (mélységi) meghatározásokban alkalmaztunk gravitációs számításokat is, de csak ott, ahol a két dimenziómeghatározó módszer nyújtotta adatok hiányosak voltak; a minőségi meghatározásban pedig a fúrások alapján történt földtani értelmezést a földmágneses adatok is segítették.

A szeizmikus refrakciós méréseket a M. Áll. Eötvös Loránd Geofizikai Intézet 1953-ban kezdte és 1962-ben fejezte be. 1962-től kezdve a Mecseki Ércbánya Vállalat is végzett szeizmikus refrakciós méréseket, ezek ma is folyamatban vannak. A tájegység DNy-i részén – Szigetvár és Sellye környékén – 1959-ben és 1960-ban az Országos Kőolaj és Gázipari Tröszt Szeizmikus Kutatási Üzeme végzett reflexiós és refrakciós méréseket.

A Geofizikai Intézet SZM – 24 – 52 típusú, magyar gyártmányú, eredetileg reflexiósnak készült, majd refrakcióssá átalakított, gépkocsira szerelt



12. ábra. Szeizmikus vonalak a tájegységen

regionális és felderítő refrakció (ELGI) -; 2. részletező refrakció (ELGI) -; 3. felderítő refrakció (OKGT) -;
 4. felderítő reflexió (OKGT) -; 5. részletező reflexió (OKGT) -; 6. részletező refrakció (MÉV)

Фиг. 12. Сейсмические профили в рассматриваемом районе

 региональные и рекогносцировочные профили, проведенные методом преломленных волн Геофизич. институтом

2. детальная с'емка методом ПВ (геофизический институт)

3. рекогносцировочная с'емка методом ПВ (Трест нефт. пром.)

4. рекогносцировочная с'емка методом ОВ (Трест нефт. пром.)

5. детальная с'емка методом ОВ (Трест нефт. пром.)

6. детальная с'емка методом ПВ (Мечекское горнорудн. предприятие)

Fig. 12. Seismic profiles of the region

1. regional and reconnaissance refraction (HSGI'RE'); -2. detailed refraction (HSGI); -3. reconn. refraction (NOGT); -4. reconn. reflexion (NOGT); -5. detailed reflexion (NOGST); -6. detailed refraction (MOMC)

szeizmikus berendezéseket használt; a MÉV 24 csatornás, ugyancsak magyar gyártmányú hordozható reflexiós berendezéssel végzi kutatásait; az OKGT Szeizmikus Kutatási Üzeme SZM – 26 - 53 típusú és hordozható típusú magyar gyártmányú, továbbá 51-es típusú 24 csatornás szovjet gyártmányú reflexiós berendezésekkel dolgozott.

Az alkalmazott kutatási alapelv, mérési módszer és rendszer a három kutatószervezetnél nagyjából azonos volt. Lénvege: a vonalmenti lövés rendszerének



uralkodó szerepe. A vonalhálózat sűrűségét tekintve a Geofizikai Intézet kutatásait inkább áttekintőnek, a MÉV és a Szeizmikus Kutatási Üzem kutatásait pedig áttekintőnek és helyenként részletezőnek minősíthetjük. A vonalhálózatot a 12. ábrán, egy szeizmikus szelvényt pedig komplex előzményeivel (Δg , ΔZ) a 13. ábrán mutatunk be.

Kezdetben az első beérkezések felhasználásán alapuló eljárást alkalmaztuk, később áttértünk a korrelációs refrakciós rendszerű mérésekre. A mérések kiértékelése a közismert egyszerű eljárásokkal (töréspont, ordinátametszet, időellenőrzés, időmező) történt és történik.

A geoelektromos mérések nagyobb részét a MÉV végezte 1958-tól kezdve, EP–Itípusú szovjet gyártmányú tereppotenciométerrel, maximálisan AB= 3000 m elektródatávolsággal. Mérési módszerként a vertikális elektromos szondázást alkalmaztuk.

A fajlagos ellenállás görbét minőségileg és mennyiségileg értelmeztük. A minőségi értelmezés lényege az izoohm-térképszerkesztés és a tájegység egyes részeire jellemző görbék csoportosítása. A mennyiségi értelmezés során kétés többrétegű görbék segítségével meghatároztuk a fajlagos ellenállás helyi értékeit és a mélységpontokat. Ezekből geoelektromos szelvényeket szerkesztettünk. Egy ilyen szelvényt komplex előzményeivel (Δg , ΔZ) együtt a 14. ábrán mutatunk be. A teljes szelvényhálózat a 15. ábrán látható. A geoelektromos szelvényekből mélységtérképek készültek. Ezeket felhasználtuk a 2. melléklet szerkesztéséhez.

A tellurikus mérést a Geofizikai Intézet végezte 1961-ben egy T–9 GMGy típusjelű gyári és két – az Intézet finommechanikai műhelyében készült – berendezéssel. A mérés és feldolgozása a szokásos módon történt. A tellurikus mérés izoarea térképét felhasználtuk a térkép DNy-i részén – szeizmikus eredmények alapján – ábrázolt medencealjzatkép ellenőrzésére és korrigálására.

A 2. melléklet a fiatal harmadkori medence aljzatának komplex térképe. Több szempontból is ezt a medencealjzatot kellett vonatkozási szintnek elfogadni. Egyik szempont az volt, hogy a terület értékes ásványi nyersanyagai a medencealjzat szintjéhez kapcsolódnak, vagy az alatt várhatók. A másik szempont az volt, hogy maga a természet terelte figyelmünket erre a szintre, minthogy a fizikai állandók eloszlása, a lehetséges rétegtani szintek közül, kizárólag a medencealjzatot emeli ki geofizikai kutatásra.

A neogén medence aljzata: ez a reális kutatási cél. Ennek rétegtani és kőzettani laterális tagoltságát ismertetjük a következőkben olyan részletességgel, ahogyan az eddigi komplex geofizikai kutatások eredményei megengedik.

Területünk medencealjzatának felépítését nagyvonalúan úgy jellemezhetjük, hogy benne – északról dél felé haladva – különböző kőzetekből álló öt pásztát lehet megkülönböztetni. Ezeket a pásztákat általában kelet-nyugat és északkelet-délnyugat irányú szerkezeti vonalak választják el egymástól. Az öt pászta a következő:

1. kristályos alaphegység a Mecsektől északra;

2. a Mecsek hegység perm-mezozoós pásztája, amelynek nyugati részén a hegység aljzatát alkotó gránit is kibukkan;



Fig. 14. Geoelectric profile XLVII



15. ábra. Geoelektromos vonalak a tájegységen (MÉV-ELGI)

tellurikus vonalak; - 2. nagymélységű ellenállásszelvényezés; - 3. közepes mélységű ellenállásszelvényezés k is mélységű ellenállásszelvényezés; - 5. részletező helyi geoelektromos kutatások

Фиг. 15. Геоэлектрические профили в рассматриваемом районе

1. теллурические профили

2. вертикальное электрическое зондирование больших глубин

3. вертикальное электрическое зондирование средних глубин

 вертикальное электрическое зондирование малых глубин 5. локальная детальная геоэлектрическая с'емка

Fig. 15. Geoelectric profiles of the region

 telluric profiles; - 2. vertical sounding (great depth); - 3. vertical sounding (middle depth); - 4. vertical sounding (shallow); - 5. detailed local geoelectric survey

3. a délbaranyai metamorf hátság és a mórágyi gránitvidék:

4. a Villányi hegység perm-mezozoós pásztája;

5. a Villányi hegységtől délre levő – feltehetően metamorf képződményekből álló – pászta.

A pásztákat nyugaton és keleten, illetve délnyugaton és északkeleten közelítőleg harántirányú törések határolják. A perm-mezozoós pászták "vége" nyugaton, ill. délnyugaton a tájegységen belül illetve annak közvetlen közelében van, kelet, ill. északkelet felé a pászták átlépik a tájegység határát. Harántirányú (vagyis kb ÉNy–DK csapású) szerkezeti vonalak az egyes pásztákon belül is felismerhetők. Ezek fontossága a fő szerkezeti vonalakhoz képest másodlagos, de nem elhanyagolható.

Az 1. sz. pásztának csak déli része esik térképünkre. Szerkezeti határát a 2. sz. pásztával Szulimán és Ibafa között szeizmikus és geoelektromos domborzati meghatározások alapján, valamint gravitációs kvalitatív megfontolások alapján vontuk meg. A Bakóca és Liget között levő szakaszra vonatkozólag csak egyetlen szeizmikus szelvény (KáR-1) adatait használhattuk fel, ezért itt gravitációs $\Delta g/H$ számításokat és az ismert miocén tektonikát is alkalmaznunk kellett a szakasz menetének meghatározásához. A tektonikus határ további szakasza – Magyaregregy és Nagymányok között – a földtanban "északi pikkely" néven régóta ismeretes.

A Mecseknádasdtól ÉK-i irányban haladó szerkezeti vonalat főként a szeizmikus mérések alapján szerkesztett medencealjzatdomborzati térkép felhasználásával és földtani megfontolásokkal szerkesztettük meg.

Az 1. sz. pászta keleti szerkezeti határát túlnyomórészben földtani megfontolások alapján vontuk meg a mellékleten látható módon.

Az 1. sz. pászta kőzettani összetétele Kadarkút és Gálosfa között kevéssé ismeretes. A gravitációs, földmágneses anomáliák értéke és menete, valamint a szeizmikus sebesség (4000 – 5000 m/s) nem mond ellene annak, hogy átalakult medencealjzatot tételezzünk fel ezen a területen. A földtani vizsgálatok megállapították, hogy a permi homokkövek anyaga északról került jelenlegi helyére. Ez megerősíti feltevésünket. A permi homokkő anyagát vizsgálva átalakult kőzetekre és gránitra kell gondolnunk a lepusztulási területen; az alsó permben talált szilur (szalatnaki típus) kavics, valamit az egész permben ismeretes kvarcporfirkavicsok azt a feltételezést engedik meg, hogy vékony szilur is lehet a területen. Ennek ma már a neogén takaró alatt legfeljebb foszlányai várhatók.

Lepusztulásból visszamaradt permi, sőt középső triász (anisusi) foszlányok előfordulása sem elképzelhetetlen. Felső triász és jura-kréta ellenben nem valószínű.

Liget környékén az 1. sz. pászta kristályos képződményekből álló egyveretűségét egy középső triász mészkősáv bontja meg (1/b). A szeizmikus és geoelektromos mérések szerint ennek felszine tagolatlan; az egész kissé megsüllyedt tömeg NyDNy-ról KÉK-re lejt. ÉK-en és DNy-on harántvetődések határolják; az ÉK-i határozattabb. Ezt a méréseken kívül az a tény is igazolja, hogy Szalatnakon -500 m mélységben a mélyfúrás gránitot talált, Ligetnél ellenben -1000-1200 m mélységben van az anisusi mészkő felszíne.

Ettől keletre helyezkedik el a szalatnak-györei rög, ahol a medencealjzatot számos mélyfúrásból ismerjük. A rög nyugati magasabb részén a neogén közvetlen aljzata középső triász (anisusi) mészkő. Nem gyűrődött. Alatta alsó triász és felső permi homokkő ugyancsak gyűretlen, majd gyűrt szilur agyagpala és ennek fekvőjében gránit következik. A rög keleti – mélyebb részén is lehetséges, hogy triász, sőt fiatalabb mezozoikum alkotja a közvetlen medencealjzatot, de ismeretlen paleozoós vagy prekambriumi kőzetek is lehetnek (lásd a szekszárdi gránitot). Minőségi meghatározást itt a geofizikai kutatás nem engedett meg, a domborzati adatok ellenben meglehetősen megbízhatók. A rög keleti határát a medencealjzat hirtelen domborzati változása jelzi. A 2. sz. pászta lényegében a Mecsek hegység perm-mezozoós vonulata. Ennek nagyobb része a felszínen van, nyugati végét (2/a pásztaelem) azonban neogén takaró fedi. A 2/a pásztaelem, amelyen számos geofizikai mérés történt, a 2. pászta főtömegénél merevebben viselkedett, a tektonikai igénybevételre inkább törésekkel reagált. Négy rögre tagozódik. A csertői rögmozaik viszonylag mélyebb helyzetű. A mélyedésbe permi homokkő települt. A szeizmikus refrakciós mérés a felszíntől kb. 1000 m mélységben mutatott ki nagysebességű határfelületet. A geoelektromos mérés a felszíntől kb. 300–500 m mélységben mutatta ki a nagy fajlagos ellenállású szintet. Valószínű tehát, hogy a szeizmikus mérés itt a gránit alaphegységet határozta meg legalsó refraktáló felületként, míg a medencealjzatot – ami itt permi homokkő – a geolektromos mérés határozta meg (16. ábra). Hasonló jelenséget máshol – például Szilágynál, Martonfánál, Ellendnél – is észleltünk. A medencealjzat domborzatának megszerkesztésében itt a geoelektromos mérés eredményeire támaszkodtunk.

Az ibafai rögmozaikban alsó permi homokkő, kvarcporfir és (délen) szerpentinit alkotja a medencealjzatot. Utóbbit mágneses anomália is jelzi. Ez a mágneses anomália a szerpentinittest jelentős kiterjedésére utal, de nyitvahagyja azt a kérdést, hogy a szerpentinit a nyugati Mecsek permi antiklinálisa alá húzódik-e?

A 2. sz. pászta főtömege – mint említettük – a Mecsek hegység permmezozoós vonulata a felszínen. Északi határát (az 1. pászta déli határa) már ismertettük. Délen egy nagy feltolódási öv határolja, amely Szigetvártól kezdve, Pécsen keresztül Ófaluig sok felszíni és mélyfúrási földtani adatból ismeretes. Ennek mentén egészen fiatal mozgások is történtek. Ezeknek következtében permi-mezozoós képződmények az alsó pannoniai képződmények fölé torlódtak. Ez a szerkezeti vonal régebben is létezett, mert például a felső karbont csak a 3. pásztában ismerjük, a mecseki perm fekvőjében nem.

A 2. sz. pásztát keleten és nyugaton is egy-egy nagy törés zárja le.

A felszínen levő Mecsek hegységről kevés mondanivalónk van. Alapelveink értelmében ugyanis a felszíni geofizikai kutatás igazi területe ott kezdődik, ahol a harmadkornál idősebb kőzetek a mélybe süllyednek. Emlékeztetünk a bevezetésre, ahol röviden megemlítettük, hogy a felszínen húzódó hegységpászta nyugaton egy antiklinálisból áll, keleten pedig egy szinklinális az uralkodó szerkezeti eleme.

A két szerkezeti elemet elválasztó tektonikai vonal annak a fentiekben leírtnak a folytatása, amely a ligeti és a szalatnaki tömböt választja el. A komlói miocén andezit ennek és egy hosszanti szerkezeti vonalnak a kereszteződésénél törte át a mezozoikumot. Nagy földmágneses anomáliák vannak ezen a területrészen, de a miocén vulkánosság a kréta vulkánosságtól, merőben földmágneses megfontolások alapján, nem különíthető el.

A 2. sz. pásztát keleten a már említett haránttörés zárja le a Cikó-Bonyhád-i nagy neogén süllyedék pereménél (hidasi miocén barnakőszéntelepek), délen-délnyugaton pedig a Mecsek hegység nagy déli torlódási vonala, ill. torlódási zónája, amely Szigetvártól délre, az 5. sz. pászta határától indul, és Pécsen keresztül a tájegység határán is túl húzódik.

A 3. sz. pászta – a délbaranyai kristályos hátság – északi-északnyugati határa a 2. sz. pászta előbb leírt déli-délnyugati határa. Délen sokkal nehezebb



Barabás – Baranyi – Jámbor – Szabó – Szénás

a határát megvonni, mivel fejlődéstörténete sokban hasonlatos a 4. sz. pásztáéhoz. Az mindenesetre nyilvánvaló, hogy a Kisdér-Bátaszék vonaltól északra általában kristályos a medencealjzat, ettől délre pedig permi és mezozoós üledékes kőzetek alkotják.

A 3. sz. pászta tovább is tagolható. A Pécs – Bátaszék vonaltól északkeletre gránit, délnyugatra kristályos metamorfitok és felső karbon képződmények fordulnak elő. Gyódnál a fúrással feltárt szerpentinit érdekes módon mágneses minimummal határolt maximummal esik egybe. A mágneses anomáliából a szerpentinittestnek csak csapását állapíthatjuk meg. Szigetvár és Pécs között a hegység déli torlódási, pikkelyezett zónájának folytatásaképpen egy keskeny sávban, részleteiben bonyolult szerkezctű, lényegében gránit és kristályos pala képződményekből álló alaphegységet kell feltételeznünk a neogén takaró alatt.

Az ellendi medence területén a gravitációs anomáliaértékek nagyban és egészben megegyeznek a sokkal sekélyebb aljzatú Turony – Újpetre terület anomáliáival, ahol mezozoós képződmények s alattuk vastag perm alkotja a medencealjzatot. Érdekes módon a permi és alsótriász törmelékes üledékes kőzetek sűrűsége megközelíti a neogén kőzetekét, vagyis mély aljzat és nagy anomália sohasem jelenthet permi homokkövet, viszont (szeizmikus és geoelektromos mérésekkel megállapított) sekély aljzat és kis anomália ezen a területen valószínűleg permi homokkőre utal.

Meg kell említeni, hogy Tésenynél felső karbon pala és homokkő is ismeretes.

A 4. sz. pászta északi határa az előbbi pászta bizonytalan déli határa, vagyis durva közelítéssel a Kisdér–Máriakéménd–Monyoród–Bátaszék vonal. Déli határa az 5. sz. pászta ÉNy–DK irányú tektonikai határvonala.

A Villányi hegység környékén, a Monyoród – Bár vonulatban mezozoikum (triász-jura-kréta) alkotja a medencealjzatot. Ez a nagy összefüggő mezozoós tömeg kelet felé billent, nyugati részén alsó triász és permi képződmények is megjelennek a medence aljzatában.

Geofizikai felkutatottsága ennek a területnek nem teljes; a Villányi hegységtől keletre és délre lényegében nincs is olyan adatunk, amelyet valamelyik dimenziómeghatározó módszerrel nyertünk volna. Itt a fúrási adatok is gyérek.

A Villányi hegység déli elvégződéséről semmi adatunk nincs. Valószínűleg az 5. pászta északkeleti határa vágja el s ettől délre már kristályos képződmények következnek a medence aljzatában.

A villányi pikkely a felszín alatt kelet felé is folytatódik körülbelül addig, amíg az aljzat reliefje emelt rögöt jelez. A vonulat átlépi a Duna vonalát és Kunbaja, Madaras felé valószínűleg folytatódik. Délkelet felé, Beremend irányában gyűrt, pikkelyezett, tehát a Mecsekre emlékeztető szerkezetű krétakori (mészköves faciesű) kőzetek települnek a neogén alatt.

Az Újpetre – Mohács – Kölked pásztamozaik a nyugati Mecsekhez hasonló képet mutat. Általános szerkezeti formája egy közelítőleg Ny-K csapású, keletre dőlő tengelyű nagy antiklinális.

Ettől a pásztamozaiktól északra találjuk a Máriakéménd – Dunaszekcső – Bátaszék háromszöget, ahol a medencealjzatot túlnyomó részben középső

triász mészkő alkotja; északi peremén pedig szárazföldi felső perm települ a 3. sz. pásztából ismeretes gránitra.

Az aljzat reliefje, – feltehetőleg az egész szerkezeti kép – eléggé nyugodt, enyhe boltozódások és töréses formák uralkodnak.

Keleten a 4. sz. pásztát is a már többször említett haránt tektonikai vonal határolja.

Az 5. sz. pászta voltaképpen már semmiképpen nem nevezhető Mecsek hegységnek, vagy Villányi hegységnek, mert egyetlen hatalmas tektonikai süllyedék, délnyugati dőléssel. A Dráva völgye jól mutatja ezt a tektonikai irányt. Ezen a területen kőolajkutató szeizmikus mérések voltak, amelyek változatos sebességű medencealjzatot határoztak meg.

A szeizmikus medencealjzat sebessége, illetve a medencealjzat szeizmikus sebességtartománya 4300 m/s és 6000 m/s között változik. Ez első közelítésben változatos kőzettartományt indikál, valójában azonban a terület nyugati peremének mélyfúrásai (pl. Szigetvár-1, Okorág-1 és Okorág-2, fillit, epigneisz) és a legelemibb földtani megfontolások amellett tanúskodnak, hogy a medencealjzat mindenütt egységesen kristályos, esetleg felső karbon képződményekből áll. A szeizmikus sebesség változásai nem annyira faciesváltozásokat vagy kőzettani változásokat, mint különböző mélységeket jelenthetnek. Mindenesetre a legnagyobb sebességeket kristályos palának, a közepes sebességeket közepes mélységben leginkább gránitnak vagy felső karbonnak, és a kisebb sebességeket nagyobb mélységben a neogén medenceüledékösszlet valamely alsó tagjaként (tehát nem is medencealjzatként) értelmezhetjük. A 2. sz. mellékleten éppen ezért ilyen helyeken a refrakciós mérés szolgáltatta közvetlen mélységadathoz 200 m-t hozzáadtunk. Ennek a pásztának csak északkeleti tektonikai határát ismerjük. A többi, területünkön kívül van.

A pásztákat határoló szerkezeti vonalak jellege a földtörténet során, az erőhatások irányának megfelelően, többször megváltozott. Ezek részleteit az esetek többségében még nem ismerjük. Legismertebb a Szigetvár–Pécs– Ófalu-i ún. "mecsekalja vonal", amely a perm előtt, mint törés alakult ki. a pannon után pedig mint feltolódási öv működött.

A közbenső időszakban szerepe tisztázatlan, csupán fácies elhatároló szerepe világos. A többi pászta határát jelző tektonikai vonalnak is ez a leglényegesebb földtörténeti jelentősége.

* *

Eddig terjednek jelenlegi áttekintő geofizikai ismereteink a tájegységről. A tanulmányt úgy igyekeztünk összeállítani, hogy az olvasó a további feladatokról is képet nyerhessen.

Az utolsó fejezet bevezetőjében leírtak értelmében a további feladatokat így lehetne röviden összefoglalni: a megkutatottság továbbfejlesztése a részletező stádiumig és új módszerek alkalmazása.

A geofizikai kutatásoktól várható információt eddig is korlátozta és mindig korlátozza a tájegység kőzetfizikai állandóinak nagymértékű fedése. Ezért a mérési hálózatokat csak bizonyos ésszerű határokig érdemes sűríteni. Manapság még eléggé messze vagyunk az ésszerű sűrítés határaitól. A részletező kutatás előtt – mai szemléletünk és műszaki fejlettségünk mellett – az alábbi feladatok állanak.

Az 1. sz. pászta általános sűrítésre vár. Emellett nyugati részén a gránit és a kristályos pala szétválasztása a geofizikai kutatás jövendő feladata. A medencealjzat pontos ismerete hidrogeológiai szempontból is fontos. Az 1/b pásztaelem mezozoós képződményeit szintén szét kell választani. A pászta keleti részén a liász kőszéntelepes összlet reménye szerkezeti kutatást kíván.

A 2. sz. pásztán is általános sűrítést kell végezni. Különleges feladatok: a töréses övek kimutatása; az eltakart diabáz és fonolittestek kimutatása; Nyugatszenterzsébet környékén a gránit esetleges ércteléreinek kimutatása; Kán, Abaliget, Tekeres, Orfű környékén a liász kőszéntelepes összlet kutatása.

A 3. sz. pásztán az általános sűrítés mellett a bázisos metamorfitok pontos meghatározása, valamint az esetleg kőszéntelepes felső karbon kimutatása a a feladat. A Mórágyi hegységtől északkeletre a gránit és a kristályos palák érint-kezését kell nyomozni, valamint a vastag lösszel borított gránitterületen az esetleges érctelérek (pirit, kalkopirit, tetraedrit, molibdenit) kijelölését kell megkísérelni.

A 4. sz. pásztán a pászta pontos határainak kimutatása, a perm-alsó triász elválasztása az anisusitól, a bauxitkutatásra alkalmas területek kijelölése, a gipszes formáció (perm-alsó triász) meghatározása és körülhatárolása a feladat.

Az 5. sz. pásztán a neogén összletben levő esetleges kőolajtároló szerkezetek pontos kimutatása lehet a geofizika további feladata.

A mélyfúrási geofizikai kutatás előtt álló feladatok közül leglényegesebbnek látszik az a követelmény, hogy törekedni kella harántolt kőzetek elemeloszlásának megállapítására.

A geofizikai kutatás eddig is megkövetelte és a jövőben még inkább megköveteli, hogy "paraméterazonosító" mélyfúrások álljanak rendelkezésére.

A felsorolt feladatok egy része mai műszaki fejlettségünk mellett is megoldható, más része azonban nem. A jelenleg megoldhatatlan feladatok jelölik ki a műszer- és módszerfejlesztés irányát.

Jelentős gravitációs és mágneses műszerfejlődés a közeljövőben nem várható. E két módszer fejlesztését másodlagos feldolgozás és hatószámítás tárgykörben képzelhetjük el. Ennek érdekében légi felvételek is indokoltnak látszanak.

A dimenziómeghatározó módszerek fejlesztési lehetőségeire a megfelelő fejezetben rámutattunk. Ezeknek a módszereknek fejlesztési iránya röviden így foglalható össze: a felbontóképesség növelése és behatolás a medencealjzat alá.

A mélyfúrási geofizika fentebb leírt feladata egyuttal a fejlesztés kívánatos iránya is.

Minden módszernél cél a pontosság, gazdaságosság fokozása és a helyes földtani értelmezés.

FÜGGELÉK

A tájegység fontosabb mélyfúrásai

A tájegységen lemélyített fúrások száma több ezerre tehető. 100 000-es térképünkön valamennyit természetesen nem tüntethetjük fel, de erre szükség sincs, mert lényeges új adatot csak viszonylag kevés fúrásból nyertünk. Ezért a térképen csak azokat a mélyfúrásokat tüntettük fel, amelyek a neogén és a pleisztocén képződmények alatt a harmadkornál idősebb aljzatot elérték, vagy kevéssé ismert medencerészekben vastag rétegsorokat harántoltak. Lényegében tehát azok a mélyfúrások szerepelnek a térképen, amelyek a tájegység megismerése és a geofizikai kutatások értelmezése szempontjából fontos adatokat szolgáltattak.

A térképen – technikai okokból a – mélyfúrásnak csak a jele szerepel (pl. He-2). Az alábbi összeállításban a mélyfúrás teljes nevét és kivitelezőjét is megjelöljük (pl. Helesfa-2 (He-2) MÉV.

JELMAGYARÁZAT

Q	pleisztocén	$Alm \acute{a}$
Pl_2	felső-pannóniai	0.5
Pl_1	alsó-pannóniai	0-0
$\mathbf{P1}$	pannóniai általában	
M_3	szarmáciai	
M ₂ t	tortonai	Alsón
$M_{2}h$	helvéti	0
M_2	középső miocén általában	-
\mathbf{K}_1	alsó-kréta	
ϑK_1	alsó-kréta fonolit	
$\beta \mathrm{K}_1$	alsó-kréta diabáz (trachidolerit)	
J_2	dogger	Alsón
J_1	liász	0
\mathbf{T}_{2}^{a}	anisusi	-
T_1	werfeni	
$\mathbf{P_2^2}$	felső-permi felső része	
$\mathbf{P_2^1}$	felső-permi alsó része	
P_1^3	alsó-permi felső része	
πP_1	alsó-permi kvarcporfir	Alsón
P_1^1	alsó-permi alsó része	0
P	permi általában	-
C ₂ 1	első-karbon	-
S	szilur	-
φ	kevéssé átalakult ópaleozoikum	-
s :	szerpentin (ópaleozoós?)	
Y	gránit (prekambriumi?)	
ay g	gránitaplit (prekambriumi?)	Bar -
g g	gneisz (prekambriumi?)	0 -
a a	umfibolit (prekambriumi?)	_
A c	lioritamfibolit (prekambriumi?)	_ (
m (esillámpala (prekambriumi?)	
A lega	lsó mélység mindig a fúrás talpmély-	$B\acute{a}r$ –
ségét	jelenti.	0
MÉVI	Mecseki Érchánya Vállalat	0 =
KCs 1	Komlój Csatornázási Vállalat	
KV	Kaposvári Vízfúró Vállalat	
KM 1	Komlói Mélvfúró Vállalat	
DGT	Dunagőzhajózási Társulat	Báta -
KőV	Kőolajipari Vállalat (Országos Köolaj-	
	s Gázipari Tröszt)	_

 $\begin{array}{l} Almáskeresztúr - 1 \quad (A - 1) \quad MÉV \\ 0 - 50 \quad m \text{-ig} \quad Q + P1_2 \\ - 80 \quad m \text{-ig} \quad \gamma \end{array}$

Alsómocsolád – 1 (Al – 1) MÉV

 $\begin{array}{rrrr} 0-&40 & {
m m-ig} \ {
m Q} \ -&85 & {
m m-ig} \ {
m Pl}_2 \ -&138,3 & {
m m-ig} \ {
m P}_2^2 \end{array}$

Alsómocsolád - 2 (A1 – 2) MÉV

) – 30 m-ig Q – 190 m-ig Pl₂ – 208 m-ig vetőzóna – 241,4 m-ig A ?

Alsónána - 1 (As -1) MÉV

 $\begin{array}{rrrr} 0 &- & 42 & {\rm m-ig} & {\rm Q} \\ &- & 74,4 & {\rm m-ig} & {\rm Pl}_2 \\ &- & 84,2 & {\rm m-ig} & {\rm Pl}_1 \\ &- & 129,1 & {\rm m-ig} & {\rm a} \\ &- & 235 & {\rm m-ig} & \gamma \end{array}$

 $B\dot{a}r - 1$ (B - 1) KV 0 - 11,5 m-ig Q - 98,4 m-ig Pl₁ - 98,6 m-ig T^a

 $\begin{array}{rrrr} B\acute{a}r-2 & (B-2) & {\rm KV} \\ 0 & - & {\rm S}, {\rm 4} & {\rm m-ig} & {\rm Q} \\ & - & {\rm 67}, {\rm 8} & {\rm m-ig} & {\rm Pl}_1 \\ & - & {\rm 72} & {\rm m-ig} & {\rm T}_2^{\rm a} \end{array}$

 $B\acute{a}ta - 1$ (Bt - 1) KV - 3,9 m-ig Q - 20,1 m-ig T^a₂

Bátaszék - I (Bk - 1) MÉV 0-144.8 m-ig Q + Pl. -260 m-ig P² -374.4 m-ig v Cserdi - 1 (Cs - 1) MÉV 0 - 5 m-ig Q -755 m-ig Pt Dinnueberki - 9013 (D - 9013) MÉV 0- 93.2 m-ig Q+Pl, -158 m-ig M2h -185,5 m-ig y Dinnyeberki - 9014 (D - 9014) MÉV 0- 59 m-ig Q+Pl, - 76,6 m-ig P1 -100,2 m-ig γ Dinnyeberki - 9015 (D - 9015) MÉV 0 - 34m-ig M.h -120m-ig Pi -236,5 m-ig 7P -556m-ig P1 -575m-ig v Dunaszekcső - 1 (Du - 1) KV 0-190 m-ig Pl. -296 m-ig T2? -297 m-ig P? Ellend -1 (E -1) KM 0- 51,3 m-ig Q - 518 m-ig $Pl_2 + Pl_1$ - 670 m-ig Ma - 820 m-ig M.t -1200,5 m-ig M₂h Erdőföldpuszta - 1 (Ep – 1) KV 0 - 32m-ig Q -215m-ig Pl. -248,6 m-ig K₁ $G\ddot{o}rcs\ddot{o}ny - 1$ (G $\ddot{o} - 1$) KCs 0 - 56m-ig Q -129m-ig Pl, -142,1 m-ig a $Gy \circ d - 1$ (G - 1) KV 0 - 8 m-g Q -180 m-ig Pl₂ -348,8 m-ig Pl, -397 m-ig M₃ -408,8 m-ig M₂ -422m-ig a

Guód - 2 (G - 2) MÉV 0- 35.8 m-ig Q - 65 m-ig Pl. -105,6 m-ig s -106.3 m-ig a. -131.3 m-ig s $Gy \delta d = 3$ (G = 3) MÉV 0-57 m-ig Q -107.4 m-ig Pl2 -147 m-ig g+a $Gy \circ d - 4$ (G - 4) MÉV $0 - 77.8 \text{ m-ig } Q + Pl_{0}$ -120,5 m-ig g+a Györe - 1 (Gö - 1) KM 0 - 63m-ig Q -437,7 m-ig Pl. -630 m-ig J₁ -784.6 m-ig T,? - 801.3 m-ig S? Gyulapuszta - 1 (Gp - 1) KCs 0 - 24m-ig Q -187m-ig Pl, -282m-ig M, ? -283,5 m-ig J2 Gyűrűfű – 9008 (Gü – 9008) MÉV 0 - 10,6 m-ig Pl. -80 m·ig πP_1 -267m-ig Pi -307,6 m-ig y Gyűrűjű – 9009 (Gü – 9009) MÉV 0-5 m-ig $Q+Pl_2$ - 384.4 m-ig Pi -437,8 m-ig v Gyűrűfű – 9012 (Gü – 9012) MÉV 0- 53,2 m-ig Q+Pl, - 76,5 m-ig P1 -126,6 m-ig πP1 - 383,3 m-ig P1 -416 m-ig γ Harkány - 3 (H - 3) KV 0-16 m-ig Q -39,1 m-ig Pl, -44,9 m-ig T^a Helesia - 1 (He - 1) MÉV $0 - 106 \text{ m-ig } Q + Pl_{2}$ -607 m-ig s -650 m-ig m

 $^5\,$ Geofizikai Intézet Évkönyve — 40893. — I. kötet.

Helesta - 2 (He - 2) MÉV 0 - 113m-ig $Q + Pl_{o}$ -374 m-ig s -444.4 m-ig v Hidas - 36 (Hi - 36) KM 0-321 m-ig Pl, -344 m-ig Ta Hidas - 53 (Hi - 53) KM 0 - 51m-ig Q - 296 m-ig Pl. - 389 m-ig Pl - 450,6 m-ig M₃ - 749,8 m-ig M,t -1039,1 m-ig M,h -1042,5 m-ig K, -1126 m-ig J, Kisdér - 1 (Kd - 1) MÉV 0 - 72.1 m-ig Q -128,7 Pl. -136,3 m-ig m Kisjakabfalva - 1 (Ki - 1) MÉV 0-102,5 m-ig Q+P1. -124,8 m-ig T^a Korpád – 9005 (K – 9005) MÉV 0 - 297,2 m-ig Q + Pl₂ + M₂h -376m-ig P² Korpád - 9006 (K - 9006) MÉV 0 - 49m-ig $Q + Pl_{e}$ m-ig Mah -461-671,5 m-ig P1 -714,9 m-ig v Kővágószőlős – 1428 (Kö – 1428) MÉV 0-487,3 m-ig Q+Pl. -498,5 m-ig T^a₂ -635,2 m-ig P. - 849,5 m-ig M.h $K\delta v \dot{a}g \dot{o}t \ddot{o}t t \ddot{o}s - 1$ (Kt - 1) DGT $0 - 169 \text{ m-ig } P_2^1$ $-750 \text{ m-ig } P_1^2$ Liget - 14 (L - 14) KM 0 - 10m-ig Q - 345 m-ig Pl, - 382 m-ig Pl, - 451 m-ig M₃ - 524,5 m-ig M,t -1364m-ig M,h

-1481

m-ig Ta

0 -8.1 m-ig Q -551.2 m-ig M. Martonia - 1 (Ma - 1) MÉV 0 - 32m-ig Pla -184m-ig Pl, -324m-ig M2 -462m-ig Mat -685.8 m-ig M.h -780 m-ig P² - 816,3 m-ig v Mohács, Vadász-u. (Mo-1) KV 0 - 36 m-ig Q -606,7 m-ig P1 Monyoród - 1 (Md - 1) KM 0- 31,6 m-ig J. -200 m-ig T^a Okorág - 2 (Ok - 2) KŐV 0 - 112 m-ig Q -1136 m-ig Pl. -1357 m-ig Pl -1398 m-ig g Okorág - 1 (Ok - 1) KŐV 0 - 102 m-ig Q-1084 m-ig Pl. -1180 m-ig g Ormánypuszta - 2 (Om – 2) KV 0 - 85,5 m-ig Q -244,1 m-ig Pl. -235 m-ig K₁ Pécs, P - IX (P - IX) KV 0-67,8 m-ig Pl. - 79,6 m-ig m Pécs, $T \ddot{u} z \acute{e} r \cdot u$. 2. (PT – 2)? 0-92 m-ig Pl₂ -108,9 m-ig Pl, -152,1 m-ig M₃ -163,7 m-ig v Szalatnak - 1 (Sz - 1) MÉV 0 - 80,2 m-ig Q + Pl. - 80,3 m-ig T^a Szalatnak - 2 (Sz - 2) MÉV

Maguarhertelend - 1 (M - 1) KM

 $\begin{array}{rrrr} 0 - & 96 & \text{m-ig} & \text{Q} + \text{Pl}_2 \\ - & 156 & \text{m-ig} & \text{T}_2^a \end{array}$

Szalatnak - 3 (Sz - 3) MÉV 0 - 70 m-ig Q- 77 m-ig P² - 78 m-ig v K, -116 m-ig P2 -505 m-ig S Szentlőrinc - 1 (Sze - 1) MÉV 0 - 13 m-ig Q -325 m-ig Pl. + Pl. Szigetvár – 1 (Szi – 1) KŐV 0 - 42m-ig Q -611m-ig Pl. -617.5 m-ig Pl -651m-ig o Szilágy - 1 (Szl - 1) KM 0-110,5 m-ig Pl, -219,8 m-ig M₃ -383m-ig Mat -501m-ig P2 -552m-ig v Szilágy - 2 (Szl – 2) MÉV 0- 43.7 m-ig Pl. -160,3 m-ig Pl -286,8 m-ig M₂ -394.4 m-ig M.t -622 m-ig Mah -665,1 m-ig v

 $T\acute{e}seny - 1$ (T - 1) MÉV 0 - 18m-ig Q -154m-ig Pl. -174.2 m·ig g+a $T\acute{e}seny - 2$ (T - 2) MÉV $0 = 67 \text{ m-ig } Q + Pl_{o}$ -140 m-ig C. Tortyogo = 23 (To = 23) KV 0-102,5 m-ig Pl. -107,5 m-ig v Turonu - 1 (Tu - 1) MÉV 0 - 120m-ig $Q + Pl_{o}$ -209m-ig T. -213m-ig βK_1 -249.5m-ig Ta -354m-ig T -590m-ig P2 -1200 m-ig P¹₂ -1452 m-ig P2 $V \delta k \delta n y - 1$ (V - 1) MÉV $0 - 115 \text{ m-ig } Q + Pl_{2}$ -140 m-ig T^a

IRODALOM

- Ádám Oszkár Kilczer Gyula, 1955: A Pécs környékén végzett szeizmikus mérések eredményei. Előadás, Pécs.
- Baranyi István Jámbor Áron, 1962: A komplex geofizikai kutatások és geológiai vizsgálatok eredményeinek felhasználása a DK-Dunántúl területén az alaphegység kutatásában. Magyar Geofizika, III. évfolyam, 3–4. szám, Budapest.
- Bartels J. Runcorn S. K. Flügge S, 1956: Handbuch der Physik, Band XLVII. Geophysik I. Berlin Göttingen Heidelberg.
- Beudant F. S., 1822: Voyage minérologique et géologique en Hongrie, pendant l'année 1818. Paris.
- 5. Bott M. H. P, 1963: Two Methods Applicable to Computers for Evaluating Magnetic Anomalies due to Finite Three Dimensional Bodies. Geophysical Prospecting, Vol. XI. No 3.
- Haáz István, 1964: Gravitációs és mágneses hatású függőleges vagy ferde réteg meghatározása a mért anomáliákból. Geofizikai Közlemények, XIII. kötet 1. sz.
- Hofmann Károly Böckh János, 1875: Mitteilungen der Geologen der Kgl. Ung. Geol. Anstalt über ihre Aufnahmsarbeiten in den Jahren 1874 und 1875. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- Hofmann Károly, 1907: Adatok a Pécsi-hegység geológiájához. Földtani Közlöny, XXXVII, Budapest.
- Kiss E. Zoltán, 1963: A hidasi barnakőszén-terület mélyfúrási geofizikai kutatása. Magyar Geofizika IV. évfolyam 1-2. szám, Budapest.

5*

- Kardos István, 1962: Mecseki érckutató-fúrások geofizikai vizsgálata. Magyar Geofizika, III. évfolyam 3-4. szám, Budapest.
- 11. Koenigsberger J. G., 1938: Terrestrial Magnetism. Vol. 43, Ohio L. A. Bauer.
- Krugljakova G. I., 1961: Közetek korviszonyainak kimutatási lehetősége mágnességük alapján. Gosztoptychizdat, Moszkva.
- Müller Pál Vados István, 1962: A radiometriai vizsgálatok felhasználása a mecseki ércbányászatban. Magyar Geofizika, III. évfolyam, 3-4. szám, Budapest.
- 14. Peters K., 1862: Verhandlungen d. K. K. Geol. R. A. Wien.
- Sebestyén Károly, 1957: Hazai barnaköszeneink mélyfúrási geofizikai vizsgálatának problémái. Disszertáció, Budapest.
- 16. Szabó János, 1962: Geofizikai módszerek alkalmazásának eredményei és további perspektívája a Mecsek hegységi érekutatásban. Magyar Geofizika, III. évfolyam, 3-4. szám, Budapest.
- 17. Szénás György, 1958: Geofizikai Teleptan. Akadémiai Kiadó, Budapest.
- 18. Szénás György, 1961: Case History of a Complex Geophysical Prospecting over a Highlydisturbed Structure (the Mecsek Mountains). Acta Technica, Tomus XXXVII, Fasciculi 1-2, Budapest.
- Szénás György: A geofizikai térképezés földtani alapjai Magyarországon. Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet Évkönyve II. K. Sajtó alatt.
- 20. Vadász Elemér, 1935: A Mecsekhegység. M. Kir. Földtani Intézet, Stádium, Budapest.
- Wein György, 1950: Földtani vizsgálatok Máza Váralja környékén. Földtani Intézet évi jelentése, Budapest.
- 22. Wein György, 1959: A Mecsek hegység fedetlen földtani térképe $M = 1:100\ 000$. M. Áll. Földtani Intézet; Mezozoós konferencia.
- Wein György, 1961: A szerkezetalakulás mozzanatai és jellegei a Keleti Mecsekben. M. Áll. Földtani Intézet Évkönyve, 49/3.
- 24. Zipser A., 1817: Versuch eines topographisch-mineralogischen Handbuches von Ungarn. Ödenburg.

JELENTÉSEK

- Ádám Oszkár, 1954: Jelentés az 1954. évi Pécs környéki szeizmikus mérésekről. M. Áll. Eötvös Loránd Geofizikai Intézet.
- Ádám Oszkár, 1955: Jelentés az 1955. évi Komló környéki szeizmikus mérésekről (összefoglaló jelentés). Geofizikai Intézet.
- 27. Barabás Andorné, 1962: Jelentés a mecseki permi összlet palinológiai vizsgálatáról. Mecseki Ércbányászati Vállalat.
- 28. Baranyi István, 1960: VII. sz. kutatási csoport 1960. évi jelentése a Mecsek hegység Ny-i szegélyén, valamint Mórágytól D-re elhelyezkedő területen végzett geoelektromos és mágneses kutatások eredményeiről. Mecseki Ércbányászati Vállalat.
- Baranyi István, 1961: Jelentés a Mecsek Villányi hegységek között 1961. évben végzett geoelektromos és mágneses mérésekről. Mecseki Ércbányászati Vállalat.
- Baranyi István, 1961: Jelentés Nyugatszenterzsébet és Nagyváty környékén 1961. évben végzett geoelektromos és mágneses mérésekről. Mecseki Ércbányászati Vállalat.
- Baranyi İstván, 1962: Jelentés a magyaregregyi kutatási területen 1962. évben végzett mágneses mérések eredményeiről. Mecseki Ércbányászati Vállalat.
- 32. Elek István: A radiometrikus módszerek alkalmazása a mecseki ércbányászatban. Mecseki Ércbányászati Vállalat.
- Erkel András, 1955: Tellurikus módszer alkalmazásának lehetősége a mecseki alsó liász köszénmedence geofizikai kutatásában. Geofizikai Intézet.
- Fábiáncsics László, 1962: A mecseki kőszénkutató fúrások geofizikai vizsgálata. Geofizikai Intézet, kézirat.
- 35. Fábiáncsics László-Kiss E. Zollán, 1962: Összefoglaló jelentés a hidasi területen végzett karottázs mérésekről. Mecseki Földtani Kutatófúró Vállalat jelentésében.
- Gerzson István Jámbor Áron, 1959: Jelentés a Mecsek hegység ÉNy-i részéről. Mecseki Ércbányászati Vállalat.
- Haáz István, 1960: Jelentés a zengővárkonyi kiegészítő földmágneses mérések és számítások eredményeiről. Geofizikai Intézet.
- Hobot József, 1961: Jelentés a Szigetvár környékén 1961-ben végzett tellurikus mérésekről. Geofizikai Intézet.

- Hobot József, 1962: Jelentés az 1962. évi dunántúli tellurikus mérésekről. Geofizikai Intézet.
- Hobot József, 1963: Összefoglaló jelentés 1961 1962 1963 ban Déldunántúl területén végzett tellurikus mérésekről. Geofizikai Intézet.
- Hoffer Egon, 1959: Jelentés a Dunántúl délkeleti részén az 1959. évben végzett 1,5 km köző áttekintő földmágneses mérések eredményeiről. Geofizikai Intézet.
- 42. Jámbor Áron Szabó József, 1960: Jelentés a Mecsek hegység ÉNy-i részén levő helvéti kavicsrétegek vizsgálatának kiértékeléséről. Mecseki Ércbányászati Vállalat.
- Jámbor Áron Szabó József, 1961: Jelentés a permi antiklinálistól É-ra levő terület 1 : 10 000es földtani térképezéséről. Mecseki Ércbányászati Vállalat.
- Jámbor Áron Szabó József, 1961: Jelentés a mecseki permi összletben végzett kavicsvizsgálatok eredményéről. Mecseki Ércbányászati Vállalat.
- 45. Jámbor Áron-Szederkényi Tibor, 1962: Jelentés a Mecsek-Villányi hegység Ny-i része közötti terület földtani kutatásának eredményeiről. Mecseki Ércbányászati Vállalat.
- 46. Jámbor Áron Tözsér Ottó, 1962: Előzetes jelentés a Ny-mecseki permi terület 1 : 10 000-es földtani térképezéséről. Mecseki Ércbányászati Vállalat.
- Kilczer Gyula, 1958: Jelentés a M. Áll. Eötvös Loránd Geofizikai Intézet I/2 szeizmikus csoportjának az 1958. évben Kővágószöllős környékén végzett méréseiről. Geofizikai Intézet.
- Kiss E. Zoltán Baráth István, 1963: Jelentés a Pécsbánya Pécsszabolcs dél egyéb területen végzett mélyfúrási geofizikai munkákról. Mecseki Földtani Kutatófúró Vállalat jelentésében.
- Komáromi István, 1956: A Komló környékén 1955 56-ban végzett földmágneses mérések eredményeinek vizsgálata. Geofizikai Intézet.
- Lakatos Sándor, 1953: Jelentés a pécsi kokszmű bővítésével kapcsolatos vízkutató vertikális elektromos szondázásokról. Geofizikai Intézet.
- Lakatos Sándor, 1954: Jelentés a Pusztavámon és Vasas II-n végzett geoelektromos szénkutató mérésekről. Geofizikai Intézet.
- 52. Lakatos Sándor, 1954: Jelentés Komló környékén létesítendő három transzformátorállomás körül végzett talajvezetőképességmérésről. Geofizikai Intézet.
- 53. Lakatos Sándor, 1954: Jelentés a Pécs-Szedres, Diósgyőr-Kesznyéten, Borsod-Hejőcsaba és Mátra-Kesznyéten távvezeték, ill. távvezeték nyomvonal mentén végzett elektromos mérésekről. Geofizikai Intézet.
- 54. Lakatos Sándor, 1954: Jelentés a Pécs Kaposvár 120 kV-os és Bánhida Budapest 100 kV-os távvezeték mentén végzett indukciós mérésekről. Geofizikai Intézet.
- 55. Lendvai Károly Lambert Ferenc, 1960: Jelentés a M. Áll. Eötvös Loránd Geofizikai Intézet I/2 szeizmikus csoportja által 1960. évben Kán – Kaposvár között végzett szeizmikus mérésekről. Geofizikai Intézet.
- 56. Lendvai Károly, 1961: Jelentés a mecseki távlati kutatások keretében 1961-ben végzett szeizmikus mérésekről. Geofizikai Intézet.
- 57. MAORT, 1935: Report No. 6. on the Magnetic Survey of South-Western Hungary between Lake Balaton and Drava River.
- 58. MAORT, 1935: Report No. 7. on the Torsion Balance Surveys in Baranya County SE Transdanubia.
- 59. MAORT, 1935: Report No. 9 on the Magneti: Surveys in SW Hungary.
- MAORT, 1940-41: Preliminary Report No. 47 on the Gravity Meter Survey in the Kaposvár Area.
- MAORT, 1936: Jelentés a Szekszárd, Mohács, Villány közelében, 1936-ban végzett mágneses mérésekről.
- 62. MAORT, 1945: Report on the Gravity Meter Survey in the Area between the Lake Balaton and River Dráva.
- 63. Miklós Gergely, 1961: 63. sz. jelentés Szigetvár környékén 1959–60. évben végzett részletező reflexiós és átnézetes korrelációs refrakciós mérésekről. Országos Kőolaj- és Gázipari Tröszt Kőolajipari Szeizmikus Kutatási Üzem, Budapest.
- Molnár Károly, 1955: Jelentés a Komló környékén 1955. évben végzett földmágneses mérések eredményeiről. Geofizikai Intézet.
- 65. Molnár Károly, 1956: Jelentés a Komló környékén az 1956. évben végzett földmágneses mérések eredményeiről. Geofizikai Intézet.
- 66. Molnár Károly, 1962: Jelentés a Magyaregregy környékén az 1962. évben végzett részletes földmágnese, mérések eredményeiről. Geofizikai Intézet.

- 67. Oszlaczky Szilárd, 1950-51: Jelentés az 1950-51. évben Délsomogy és Délbaranya területén végzett Heiland graviméter mérésekről. Geofizikai Intézet.
- Pacsirszky László, 1953: Jelentés az 1953. V. 20-tól X. 3-ig Pécs környékén végzett geotermikus mérésekről. Geofizikai Intézet.
- 69. Pálos Miklós, 1953: Jelentés az 1953. évben Pécs környékén végzett szeizmikus mérésekről.
- ** Geofizikai Intézet.
- Péter Gyula, 1952: Jelentés Pécsvárad Mohács Villány Üszög közötti területen Nörgaard graviméterrel végzett mérésekről. Geofizikai Intézet.
- Reményi György, 1964: Jelentés az 1963. évben Szekszárd Baja Mohács Gara térségében végzett graviméter mérésekről. Geofizikai Intézet.
- Sebestyén Károly, 1952: Jelentés a Pécs környékén végzett geoelektromos kísérleti mérésekről. Geofizikai Intézet.
- 73. Szabadváry László, 1955: Jelentés a komlói III. akna környékén végzett talajmechanikai célú geoelektromos ellenállásmérésekről. Geofizikai Intézet.
- Szabadváry László, 1956: A zobáki ikeraknánál 1956-ban végzett geoelektromos mérések. Geofizikai Intézet.
- Szabó Gábor, 1955: Jelentés az 1955. évben Komló környékén végzett graviméter-mérésekről. Geofizikai Intézet.
- 76. Szabó Gábor, 1956: Jelentés a Mecsek hegységben és környékén az 1956. évben graviméterrel végzett mérésekről. Geofizikai Intézet.
- 77. Szabó Gábor, 1958: Jelentés a Mecsek Villányi hegységben és környékén az 1958. évben Heiland 66. sz. graviméterrel végzett mérésekről. Geofizikai Intézet.
- 78. Szederkényi Tibor: Jelentés a mecseki kvarcporfir kérdésről. Mecseki Ércbányászati Vállalat.
- Szederkényi Tibor, 1961: Jelentés a szilágy bátaszéki területen 1961-ben végzett földtani kutatásokról. Mecseki Ércbányászati Vállalat.
- Szederkényi Tibor Várfalvi Lajos, 1962: Jelentés a Villányi hegység É-i előterében végzett 1962. évi szeizmikus mérésekről. Mecseki Ércbányászati Vállalat.
- Szederkényi Tibor Várfalvi Lajos, 1963: Előzetes jelentés a Villányi hegység É-i előterének kutatásáról. Mecseki Ércbányászati Vállalat.
- Szénás György, 1955: Jelentés a komlói III. aknánál végzett talajmechanikai célú szeizmikus refrakciós mérésekről. Geofizikai Intézet.
- 83. Szénás György Kilczer Gyula, 1956: Jelentés a Mecsek hegység területén az 1956. évben végzett szeizmikus kutatásról. Geofizikai Intézet.
- 84. Szénás György, 1956: Jelentés a Mecsek hegységben az 1956. év folyamán geofizikai módszerekkel végzett nyersanyagkutatásokról (a régebben végzett szerkezetkutató gravitációs és az 1953. év óta végzett szeizmikus refrakciós mérések eredményeinek összefoglalásával). Geofizikai Intézet (összefoglaló jelentés).
- Szénás György, 1959: Jelentés a M. Áll. Eötvös Loránd Geofizikai Intézet III. sz. szeizmikus csoportjának az 1959. évben a Mecsek hegységben végzett refrakciós szeizmikus méréseiről. Geofizikai Intézet.
- Szilágyi Béla, 1952: Jelentés a Magyaregregy környékén az 1952. évben végzett földmágneses mérések eredményeiről. Geofizikai Intézet.
- 87. Szilágyi Béla, 1953: Jelentés a Zengővárkony környékén az 1953. évben végzett földmágneses mérések eredményeiről. Geofizikai Intézet.
- Tatár János, 1955: Kőszénkutató fúrások radioaktív gamma-sugárszelvényezése. Geofizikai Intézet.
- Wéber Béla, 1962: Jelentés a Gorica környéki triász képződmények újratérképezéséről. Mecseki Ércbányászati Vállalat.
- Zsille Antal, 1961: Jelentés a Komló Szászvár környékén az 1961. évben végzett részletes földmágneses mérések eredményeiről. Geofizikai Intézet.
РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ РАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ, ПРОВЕДЕННЫХ В РАЙОНЕ ГОР МЕЧЕК И ВИЛЛАНИ

Район Мечек – Виллани располагается в юго-западной части Задунайской области на площади примерно в 5100 км², ограниченной реками Дунай и Драва. Две возвышенности описываемого района – гора Мечек и гора Виллани, имеют происхождение, более древнее третичного периода; при этом район представляет собой в основном бассейн третичного возраста.

Гора Мечек имеет простирание с юго-запада на северо-восток, протяженностью около 50 км и представлена поднятием палео-мезозойских отложений высотой в 300-600 м над уровнем моря. Гора Виллани располагается южнее горы Мечек с высотными отметками до 440 м и стратиграфией, отличающейся от последней. Начиная от среднего миоцена две островообразно возвышающиеся горы остались сушей во время всякой трансгрессии.

сии. Западная часть горы Мечек состоит в основном из горных пород пермского и триасового возраста и в направлении к западу она образует плоскую антиклиналь. В восточной ее части распространены карбонатная толща осадочных отложений от триаса до мела, эффузивные породы мела и миоцена, а также части обломочного покрова неогенового и четвертичного возраста. Наиболее характерным участком является здесь перисинклиналь. Севернее и южнее протягивается чешуйчатая зона.

В горе Виллани доминирующим элементом является чешуйчатое строение. На поверхности горы наблюдаются 5 надвигов, характеризующихся наклоном в южное направление и осадочной толщей от триаса до мела; севернее, недалеко от окраины обнажения эти надвиги прекращаются.

Указанные две горы разделяются палеозойским порогом.

С точки зрения геофизических разведочных работ важнейшими участками являются зоны бассейна. В них, под осадочной толщей третичного возраста, представленной рыхлыми отложениями мощностью до 1000 – 1500 м, основание бассейна сложено блоками древнего фундамента, совокупность которых образует четковыделяющийся горизонт несогласия (подошва неогена).

Основание бассейна характеризуется, как общей закономерностью, чередованием полос кристаллического фундамента с пермско-мезозойскими полосами перпендикулярно простиранию структуры, в направлении с север-северо-запада на юг-юго-восток. Последние имеют приподнятое положение и чаще всего они обнажаются из-под неогенового покрова. В восточном направлении эти полосы опрокидываются, кончаясь на западе всегда, а на востоке — в большинстве случаев, тектоническими нарушениями. Наиболее древними породами описываемого района являются протерозойские и древнепалеозойские кристалические сланцы. По возрасту про-

Наиболее древними породами описываемого района являются протерозойские и древнепалеозойские кристаллические сланцы. По возрасту происхождения за ними следуют граниты (двух типов). Горные породы, залегающие на гранитах, приурачиваются к силуру. Образования верхнего карбона вскрыты глубокой скважиной Тешень. В западной части горы Мечек пермские отложения выходят на дневную поверхность; они постепенно переходят в триас. Породы среднего триаса (известняки), благодаря своей плотности и скорости распространения в них упругих колебаний, представляют собой опорные образования данного района с точки зрения геофизических работ. Юрские отложения встречаются почти везде по району, а отложения мела — в восточной части г. Мечек и в горе Виллани. В описываемом районе начиная с мела до гельветского яруса среднего миоцена отсутствовало осадкообразование. Значительная деформация была вызвана тектонизмом мела, образовавшим в сущности настояющую конфигурацию обеих гор. Осадкообразование началось снова в неогене. Эти осадочные отложения представляют собой покров фундамента и они имеют общее распространение как в периферийных частях гор, так и в межгорном пространстве.

В гелветском ярусе район был затоплен морем и в верхнегелветском ярусе в окрестности Комло имело место извержение андезита. В конце сармата краевые части горы Виллани, подобно всему бассейну, начали резко опускаться. Однако осадконакопление, начавшееся в *паннонском* ярусе, и продолжавшееся параллельно указанному опусканию, достигло в бассейне открытого моря значительной мощности. В конце паннонского яруса полосы пермско-мезозойского фундамента приподнялись, но затем, до плейстоцена произошла значительная эрозия и образовалась современная географическая, геологическая и структурная картина.

В описываемом районе проводятся поиски и разведка на три важных вида полезных ископаемых: на черные узли лейаса, радиоактивные песчаники перми и бокситы в горе Виллани.

Впервые картирование района началось в середине прошлого столетия под руководством Винского геологического института. После этого карты горы Мечек (масштаба 1:75 000) были составлены геологами Бек Янош, Хофман Карой, Телегди Рот Лайош и в начале 1900-ых г. г. Вадас Элемер. С тех пор рядом научно-исследовательских организаций и институтов проводились работы в районе обеих гор и в настоящее время уже составлены обзорные карты масштаба 1:100 000 и детальные карты масштаба 1:10 000.

Первыми геофизическими работами были региональные вариометрическая и геомагнитная с'емки, проведенные в целях разведки на нефть. Начиная с 1953. г. разведочные работы проводились в 90%, для выявления месторождений черных углей, а затем, с 1956 г. первостепенное значение приобрели поиски ураноносных пермских песчаников. Изученность района гравиметрической и геомагнитной с'емками в масштабе 1 : 100 000 может считаться полной, но сейсмическими и геоэлектрическими работами район изучен не в таком масштабе. Местами уже проводятся работы (сейсмические, геоэлектрические и магнитные), соответствующие масштабу 1 : 25 000.

74

и изотропными; 4. выполняются определенные требования к глубинам залегания. На практике условия 1-3 редко выполняются. На фигуре 2 вышеуказанные условия рассматриваются для пород, развитых в описываемом районе. Обращает на себя внимание, что скачкообразное изменение величин имеет место на границе неогена с любыми другими образованиями, т. е. в горизонте основания бассейна. В данном районе неоген может соприкасаться с любыми более древними горными породами. Разность в физических свойствах оказывается наибольшей при соприкосновении неогена с средним триасом или с кристаллическим фундаментом, а наименьшей – при прилегании неогена к песчаникам пермского возраста, характеризующимся пониженной скоростью распространения в них упругих колебаний. Диаграмма составлена для краевых участков горы (где глубина залегания основания бассейна не превышает 500 м).

Величины плотности и удельного сопротивления подошвы неогена указывают на аналогичную картину, однако спорадические данные недостаточны для расчленения более древних стратиграфических горизонтов. С точки зрения сейсмических работ методом преломленных волн горные породы имеют благоприятную и неблагоприятную области фаций, однако расчленение фундамента этим методом также не оказывается возможным. Благоприятными условиями для разведки характеризуется только осно-

вание бассейна, ниже него разведочные возможности ограничены. Магнитные аномалии вызваны в описываемом районе изверженными или метаморфизованными породами, содержащими большое количество основного материала.

Залежи черных углей представлены промежуточными залежами и тектонически они нарушены. При существующем этапе технического развития нашей страны это исключает возможность разведки залежей надневными геофизическими методами.

Более благоприятные условия характерны для пермских песчаников; кровля данной толщи в большинстве случаев может быть выявлена, так как она представляет собой основание бассейна, но расчленение самой толщи также не представляется возможным.

При интерпретации аномалий Буге необходимо принимать во внимание нижеизложенное.

Результаты приведения к уровню моря отражает не гравитационное воздействие возмущающих масс, залегающих под уровнем моря. В таком своеобразном районе, где блок фундамента значительной плотности выходит на дневную поверхность, образуя гору, а окружность его представ-лена бассейном, заполненным молодыми третичными рыхлыми отложени-ями, топографическая аномалия горы и аномалия плотности ее строения не могут быть разделены.

Редукцию Буге целесообразно проводить с единой величиной плот-ности, приравнивающейся к окружности. Таким образом аномалия Буге обнажения окажется преувеличенной по сравнению с случаем, если поправки вводятся с учетом правильной величины плотности, но от аномалий Буге

на обнажениях (тем более от вторичной их обработке) ни в коем случае не можем получить геологическую информацию, поскольку самое значительное возмущающее тело находится на дневной поверхности.

В данном районе аномалиями Буге качественно характеризуется поверхность погребенного фундамента, т. е. рельеф основания бассейна. Из этой общей закономерности имеется и исключение: там где основание бассейна представлено пермскими песчаниками, ход аномалий Буге отражает не рельеф основания бассейна.

* *

В отношении *геомагнитных условий* особенность района заключается в том, что магнитные возмущающие тела представлены основными метаморфическими породами (серпентиниты, амфиболиты) и основными вулканическими породами (диабазы, фонолиты). В последних остаточная (термоостаточная) намагниченность в два раза и более превышает возбужденную намагниченность. Андезиты миоцена имеют также значительную восприимчивость.

Восприимчивость. В соответствии с вышеизложенным, геомагнитные аномалии отображают вулканические и метаморфические породы. Простирание, и распространение последних довольно достоверно определяется по результатам региональной с'емки. Более деатльное их определение может быть осуществлено по данным недавно начатой детальной с'емки. Во всяком случае опыт показывает, что более спокойные аномалии соответствуют прежде всего метаморфическим породам, а сложные аномалии – вулканическим породам. Часть докембрийских кристаллических сланцев, граниты и осадочные отложения не имеют значительной магнитной восприимчивости.

Глубина залегания пород с высокой восприимчивостью только по картам магнитных аномалий не может быть определена с достаточной достоверностью, но в этом и нет необходимости, так как возмущающие тела залегают в основном в основании бассейна, поверхность которого определяется другими (сейсмичеким, геоэлектрическим) методами. Таким образом от геомагнитной с'емки можно ожидать также только качественной информации.

Все строение описываемого района близко к строению Венгерского бассейна, поэтому, выявленные здесь закономерности могут быть использованы при проведении исследований в крупных открытых бассейнах.

* *

Из двух методов *сейсмической* разведки для изучения строения основания молодого третичного бассейна (где скорость распространения упругих колебаний в основании скачкообразно увеличивается по сравнению с покровом) целесообразным представляется применять метод *преломленных волн.* В данном районе такими участками являются неглубокие бассейны. В более открытых участках бассейнов (где неоген представлен мощной толщей и основание бассейна залегает на больших глубинах), метод преломленных волн хотя и применяется, но только в ограниченном об'еме, поскольку скорость в неогене увеличивается с глубиной, следовательно на больших глубинах она уже близка к скорости, характерной для основа-ния бассейна. В таких местах основание бассейна, определенное с некоторой неуверенностью, определяет нижнюю границу нефтеразведки. Для расчле-нения неогеновой осадочной толщи метод преломленных волн не может применяться; в то же время метод *отраженных* волн с успехом применяется при наличии опорного горизонта. Однако в данном районе таких площадей немного (палеогеографическая картина: перемещающееся море с расчлененными берегами, разделяющееся на озера). Только на границе верхнего и нижнего паннона получается серия более или менее коррелирующихся отражающих площадок, но все же строить возможно лишь условный гори-зонт. Слои паннонского яруса имеют небольшие углы наклона; они образовались так, что на опускающийся фундамент постепенно отлагались осадки паннонского внутреннего моря, прилегая к фундаменту и принимая его положительные или отрицательные формы рельефа.

Методом преломленных волн внутренная часть фундамента не расчленяется, так как последний имеет весьма сложное строение. Изменения петрографического состава пород в горизонтальном направлении не выявляются сейсмическим методом, так как скорости распространения упругих волн в породах, слагающих фундамент, сильно перекрываются. Для определения распределения скоростей внутри фундамента следовало бы применять распределения скоростеи внутри фундамента следовало оы применять некоторый метод характера отраженных волн, однако сложная тектоника позволяет применять только некоторый вариант метода РНП. Корреляци-онный метод преломленных волн с использованием последующих всту-плений, при условии спокойного залегания фундамента, дает определенную возможность для расчленения последнего.

Геоэлектрический метод предназначен в описываемом районе в первую очередь для определения рельефа основания бассейна, а во вторых для выявления его качественного состава. Эго возможно при условии, если удельное сопротивление осадочной толщи, заполняющей бассейн, по крайней мере на порядок отличается от сопротивления пород, слагающих осноней мере на порядок отличается от сопротивления пород, слагающих осно-вание бассейна; в большинстве случаев такое различие имеет место. Причи-ной различия могут служить пористость, влагосодержание, выветрелость. При небольших глубинах (1-300 м) применяются вертикальное электри-ческое зондирование (ВЭЗ) и геоэлектрическое профилирование, а при боль-ших глубинах (300-2000 м) – ВЭЗ и метод теллурических токов. Поскольку величины сопротивления горных пород, слагающих фунда-мент, часто перекрываются, для вертикального расчленения фундамента

* *

пока нет возможности.

В области гор, между горами и на их краевых участках наиболее важ-ными являются работы методом ВЭЗ. В подобных районах глубина может оказаться весьма различной, причем в открытых усчастках бассейна она может достигнуть даже 1500 м. Сопротивление мезозойского и палеозойского основания фундамента, как правило, в значительной мере превышает сопротивление неогенового покрова. При помощи метода ВЭЗ рельеф основания фундамента определяется в пределах погрешности 15-20%. В мелких бассейнах получаются три типа кривых ВЭЗ: 1. трехслойные кривые, соответствующие горизонтам плиоцен-плейстоцена, миоцену и поверхности основания бассейна; 2. двухслойные кривые, отражающие неогеновую толщу и основание бассейна, залегающее на сравнительно большой глубине; истольковать кривые типа 3. не представляется воз-можным; они соответствуют изменчивой толще миоцена. В области нагорья в южной части района Бараня, в мезозое горы Виллани и на северной окра-ине горы Мечек преобладают двухслойные кривые. На краевых усчастках исследуемого района, в окрестностях с. с. Шелье-Сигетвар-Қапошвар проводились работы методом ВЭЗ и методом теллурических токов. Величины глубин залегания основания бассейна, полученные методом ТТ, в значительной мере и систематически отклоня-ются от глубин, выявленных сейсмическим методом.

Достоверность интерпретации увеличивается, если опираться на дан-ные ряда геофизических методов и на геологические данные. Это т. н. комплексная разведка.

ные ряда геофизических методов и на геологические данные. Это т. н. комплексная разведка. В геофизической разведке различаются три этапа: 1. на этапе региональ-ной разведки доминирующую роль играют гравиметрические и геомагнит-ные методы разведки. В рассматриваемом районе на основании результатов таких измерений были выделены участки погружения или поднятия осно-вания бассейна и участки распространения магнитных пород. Правиль-ность сделанных выводов проверялась сейсмическими работами. 2. На этапе рекогносцировочной с'емки сеть разведки сгущается. Сейсмические и геоэлектрические профили были заложены уже в соответствии с направ-лениями, выявленными гравиметрической с'емкой, и по этим результатам были составлены карты аномалий поля силы тяжести, геомагнитного поля и карты рельефа фундамента в масштабе 1 : 100 000. 3. На этапе детальных разведочных работ проводятся главным образом сейсмические и геоэлектри-ческие работы, но также и геомагнитные и гравиметрические, для решения локальных, так называемых "микро"-проблем. Данные о глубинах залегания основания бассейна и данные по под-разделению последнего на зоны основываются в первую очередь на резуль-татах геофизических измерений, определяющих глубины, а определение качественного состава пород опирается на данные бурения. Основание бассейна принималось в качестве горизонта приведения в бязи с тем, что месторождения полезных ископаемых рассматриваемого района приурачиваются к нему и благодаря распределению физических свойств горных пород именно этот горизонт является наиболее пригодным для выделения его геофизическими методами разведки. В результате проведенных разделяющихся как правило структурными иниями широтного и субширотного простирания. *Первея* зона протягивается севернее горы Мечек и только южная ее часть входит в пределы рассматриваемого района. Часть ее южной границы "северный надвиг". Структурная линия, протягивающаяся северовосточнее

этого надвига, была определена на основании результатов сейсмических работ и по геологическим соображениям, а северная структурная гранциа – в основном по геологическим соображениям. В области между с. с. Кадаркут и Галошфа по данным гравиметрических, геомагнитных и сейсмических работ предполагается, что основание фундамента слагается метаморфическими породами. Наличие гравия кварцевого порфира позволяет судить о том, что когда-то здесь существовали породы силура небольшой мощности. В районе Лигет (зона 1/а) имеется полоса известняков среднего триаса с нерасчлененным рельефом, которая опускается в направлении с запад-юго-запада на восток северо-восток. По линии Салатнак-Дере на западе неоген подстилается анизийскими известняками, затем следуют песчаники нижнего триаса и верхней (не складчатой) перми. Под последними вскрыты смятые глинистые сланцы силура, а еще глубже – граниты. На востоке могут встречаться триасовые или более молодые мезозойские и палеозойские или докембрийские породы.

Вторая зона представлена пермско-мезозойским массивом горы Мечек, наибольшая часть которого находится на поверхности (участок, подразделенный на блоки 2/а, покрывается неогеновым покровом).

Основание блока Ибафа сложено нижне-пермскими песчаниками, кварцевыми порфирами, а на юге — серпентинитами (магнитная аномалия!). Неизвестно, продолжается-ли это и под Мечекской пермьской антиклиналью.

Надневный пермско-мезозойский массив ограничивается с юга плоскостью надвига. В районе от г. Сигетвар до с. Офалу она известна из ряда скважин. Вследствие молодых движений пермско-мезозойские образования местами находятся над паннонскими. С востока и запада эта зона — как и все остальные — ограничивается крупным сбросом.

Область, характеризующаяся обнажениями, образует на западе антиклиналь, а на востоке — синклиналь. Тектоническая линия, разделяющая эти структуры, является продолжением линии, разделяющей Лигетский блок от Салатнаксого. В районе г. Комло андезиты миоцена обнажаются по этому сбросу.

Третья зона представляет собой кристаллическое нагорье Южной Барани. С севера и северо-востока она ограничивается второй зоной. На юге трудно выделить ее границу. Основание ее севернее района Кишдер-Батасек представлено кристаллическими, южнее – пермско-мезозойскими образованиями, северовосточнее района Печ – Батасек – гранитами, а юго-западнее – кристаллическими метаморфитами и верхним карбоном. В области с. Дьед выделить удалось лишь простирание серпентинитового тела (магнитный максимум, ограниченный минимумом). В районе г. г. Сигетвар и Печ, неоген подстилается по всей вероятности гранитами и кристаллическими сланцами.

В области с. Элленд аномалии поля силы тяжести и геомагнитного поля соответствуют аномалиям Туронь – Уйпетре, где мезозойские отложения подстилаются основанием бассейна, представленным пермскими породами большой мощности. Плотность неогеновых образований близка к плотности перми и нижнего триаса. Выяснено, что большие глубины залегания основания и крупные аномалии никогда не означают наличия пермских песчаников.

Четвертая зона ограничивается с севера линией Кишдер – Мариаке-менд – Модьерод – Батасек, а с юга – тектонической границей пятой зоны, протягивающейся с северо-запада на юго-восток. В области горы Виллани основание бассейна представлено мезозой-скими отложениями (триасом, юрой, мелом). На востоке все сооружение оказывается в опрокинутом положении. На западе в строении основания участвуют также и триас и пермь. Геофизически эта часть мало изучена; буровые данные также немногочислены. На юге по всей вероятности имеются кристаллические породы.

ются кристаллические породы. Гора Виллани продолжается в восточном направлении под поверхностью, однако еще не решен вопрос о идентичности этой фации и фации обнажения. Массив переходит через линию Дуная. В направлении с. Беременд неоген подстилается складчатыми меловыми фациями, близкими к горе Мечек. По линии Уйпетре – Мохач – Келкед располагается крупная антиклиналь примерно широтного простирания с наклоном в восточном направлении, напоминающая на Западный Мечек. На севере находится треугольник Мариакеменд – Донасекче – Батасек, где основание представлено триасом, а на северной окраине на граните залегает верхняя пермь. *Пятая* зона собственно говоря уже не входит в район двух гор, а пред-ставляет собой крупный тектонический прогиб с югозападным наклоном; направление его определяется долиной реки Драва, где основание бассейна сложено кристаллическими породами или верхним карбоном. Изменчи-вость сейсмических скоростей соответствует не разновидностям горных пород, а различным глубинам. Известной является только северо-восточ-ная тектоническая граница данной зоны. Структурные линии, ограничивающие отдельные зоны, могли несколько

Ная тектоническая граница данной зоны. Структурные линии, ограничивающие отдельные зоны, могли несколько раз изменяться в геологическом прошлом. Детально изучена только так называемая "Подмечекская линия" (Сигетвар – Печ – Офалу), образовав-шаяся до перми в виде сброса, и представлявшая собой после паннона плоскость надвига.

плоскость надвига. При составлении карт основой служили буровые и геофизические данные, но кроме того проводящиеся в рассматриваемом районе горные работы в значительной мере дополняются промыслово-геофизическими исследованиями, как в области черных углей, так и в области пермских песчаников и в Хидашском районе месторождений бурых углей. Достовер-ность каротажных кривых в настоящее время уже превосходит геологические исслелования скважин.

Что касается дальнейшего проведения разведочных работ, нерешенным остлся еще ряд вопросов. Часть их, при настоящей степени технического развития, может быть решена. А задачи, которые в настоящее время кажутся нерешимыми, определяют направление дальнейшего усовершенствования аппаратуры и методов: увеличение разрешающей способности и глубинности исследований под основанием бассейна.

ANNALS

OF THE

HUNGARIAN STATE GEOPHYSICAL INSTITUTE 'ROLAND EÖTVÖS'

VOL. 1

RESULTS OF THE GEOPHYSICAL EXPLORATION OF THE MECSEK AND VILLÁNY MOUNTAINS

6 Geofizikai Intézet Évkönyve — 40893. — I. kötet.



1 INTRODUCTION

The Mecsek – Villány region (henceforward "the region" for short) is situated in Southeastern Transdanubia, in the corner made by the confluence of the Danube and the Drava rivers. It covers approximately 5100 square kilometers. Of its building elements, the most important are those two mountains (Pretertiary outcrops) which denote the region; however, the main part of it is a young Tertiary basin.

The Mecsek Mountains form a topographical feature 50 km long in SW-NE direction. Its mainly Paleozoic-Mesozoic bulk, cropping out from under the mildly featured Pannonian and Pleistocene hilly surroundings (not higher, in average, than 120-180 m), rises as high above sea level as 300-600 m.

About 30 km southward, emerge the the lower (440 m high) Villány Mts., structurally, stratigraphically and faciologically somewhat different. These two mountains emerge from the surrounding Pannonian and Pleistocene hilly region, like two islands. In fact, every transgression since the Middle Miocene, left these two positive morphological features as dry land, as islands.

The region of which this paper is published, as mentioned, is of considerably larger area than the two mountains themselves. It cuts as large a square out of the map as enables us to interpret the structural conditions of the two mountains placed into the broader environment (Fig. 1 and supplements).

The region is composed of two outcrops and of the basins surrounding them. The basic structural feature of the basins (i. e. of the proper field of geophysical exploration) is as follows: under a series of loose, young Tertiary basin-sediments ranging in thickness between a few meters and 1500 m, the floor of the basin is built up of hard, old basement-components. In the following, we are going to denote this stratigraphically and petrographically equally well defined, geophysically important unconformity (base of the Neogene) as *basin-floor*, when this complex is - as a whole - related to the sequence of basin-sediments. When, however, it is detailed in itself, the classical concept and word *basement* will be used.

The basin-floor is petrographically, stratigraphically and structurally rather varying. Its general, large-scale rule is that, crossing the general strike of the structural pattern (i.e. in NNW-SSE direction), we find crystalline basement-strips alternating with Permian-Mesozoic strips. At present, the latters are in a higher position, consequently these crop out from under the Neogene cover in a larger measure than anything else, forming islandlike ranges. There are indications of the Permian-Mesozoic strips having been tilted to the East. The strips, on the West in every case, on the East generally, terminate near the limits of our region.

In the following, we are going to give - in stratigraphical order - a brief description of the formations of the region possibly to be confronted in the geophysical investigations.

The oldest rock of the region is *Proterozoic* and *Old-Paleozoic crystalline* schist. It is composed of mica-schist, gneiss, amphibolite, phyllite; covering the entire (epi- mezo and kata-) range of the contact metamorphic process.

6*

To the southwest of the Mecsek Mts., deep drillings hit metamorphic rocks, namely quartz-phyllite (at Szigetvár), serpentine, lime-phyllite and biotitemica-schist (at Helesfa). On the western part of the Permian anticline, Helvetian gravels indicate a variety of metamorphic rocks (mica-schist, gneiss, amphibolite, clay-slate, epimetamorphic sandstone). The gravels seem to have originated from the south. Indeed, deep drillings to the south of the Mecsek found their source, the native metamorphic rocks.

There is no report of metamorphic rocks to the north of the Mecsek mountain, within the limits of the region, except for the metamorphic pebbles of the Permian. To the north of the region, however, in the deep drilling Kaposfő, crystalline schist was found. The rocks found in the deep drillings at Szalatnak and Györe (within the region), previosly regarded as phyllite, recently proved to be Silurian shales.

Southeast of the Mecsek mountain, the deep drilling at Alsónána found amphibolite. The crystalline, oldpaleozoic rocks, south of the Mecsek apparently form an anticline, with granite in its nucleus. This same anticline supplied the material for the Helvetian gravel-bed mentioned. Numerous deepdrillings (Keszü, Gyód, Téseny, Kisdér, Görcsöny, Baksa, Pellérd) disclosed the presence of this crystalline ridge under the Neogene cover. The constituents are: biotite-mica schist, chloritic mica schist, amphibole-schist, amphibolite, amphibole-gneiss, mica-gneiss and granular orthogneiss. At Görcsöny and Helesfa amphibolite changed to serpentine.

As to the age of genesis, the next formation is the *granite*. Two main types of it are known: 1. the Mórágy type, found beside the Mórágy outcrop in the deep-drilling Alsónána, Szilágy, Martonfa, Bátaszék under crystalline rocks or Permian sandstone; and 2. the Nagyváty – Nyugatszenterzsébet type, found at Nyugatszenterzsébet in outcrop and under Pannonian; in the deep-drillings Dinnyeberki, Gyűrűfű, Korpád under Lower-Permian sandstone, further in the deep-drilling Helesfa (No 2) under metamorphic rocks.

These two types of granite are in relationship. In their bulk they are pinkcoloured, microcline-orthoclas granites, with aplite-veins and pegmatite interbeddings. Their texture ordinarily shows signs of cataclase.

Recently, granitoid rock was found in the Szalatnak deep-drilling, under Silurian. Grey coloured, its contact is unknown so far. It is similar to the Mórágy (1.) type.

In the Helvetian gravel mentioned, there are white specimens of micaabounding granitic origin, transported from the south like the entire gravel bed. The exact place of their origin (their native formation), however, is unknown as yet.

The age of the granite in the metamorphic complex was determined by K-Ar method as 285 million years. In fact, the granite can be only older than this, since age-determination records the last alteration only; and the last significant alteration of the granite can be attached to the early Variscian orogenesis.

The granite, where it is in original (not tectonical) contact with the metamorphites, produced a slight effect at most. This indicates that the essential metamorphism took place before the granite intrusion. For *this* reason, we regard the older members of metamorphites as Proterozoic ones. Consequently those rocks, which apparently settle *upon* the granite (Szalatnak) and the degree of their metamorphism can hardly be termed even as much as epi-metamorphism, have been classified as Silurian or Old-paleozoic in general. Recently a finding of fossil (*Graptolith* sp.) affirmed this statement.

Silurian is known, on the northern margin, from deep-drillings at Györe and Szalatnak. Its original metarial was terrestrial clay, conglomerate, finegrained marine sandstone and clay-shale. The formation as a whole underwent a slight metamorphism, and was strongly folded. It has a tectonic contact with granite, but contains also granite in its gravel-components.

The next stratigraphical unit is Upper Carboniferous. The Helvetian gravel mentioned already several times, announced this formation (dark clayshale pebbles with plant-impressions) for the first time. Native Upper Carboniferous is only known from the deep-drilling Téseny. This Téseny Carboniferous is dark-grey clay-shale and grey felsparic sandstone. Slightly dislocated, it settles upon metamorphites, in all probability unconformably.

A complete sequence of the formations of the *Permian* period is known in the western Mecsek, on the surface. The lower Permian consists of alternating beds of coarse conglomerate, red sandstone, aleurolite and a quartzporphyry lava-flow. Volcanism partly even preceded the Permian, since the latter contains, from its base upward, porphyry and quartzporphyry pebbles. The lower part of the lower Permian is of fluviatile origin, while its upper, purely aleurolite part is of marine or lacustrine origin. Quartzporphyry is in the lower fluviatile section.

The Upper Permian consists of alternating beds of conglomerate, red, brown, grey, green sandstone, red and grey aleurolite. Its upper part, the socalled Jakabhegy sandstone shows a gradual transition toward Triassic. This Upper-Permian is of fluviatile origin. Its clastic sediments refer to a supplybackground of granite, crystalline schist and quartzporphyry.

The supply (transportation) of Permian sediments - according to the investigations - took place from northwestern direction. Hence, a Variscian range and a quartzporphyry volcanism is supposed to have existed then and there.

The buried Permian of the region is known in two varieties, both on different areas. One is the Mecsek type, in the localities Gyűrűfű – Dinnyeberki and Korpád (Neogene-covered lower Permian); Gorica and Kán (triassiccovered complete Permian); Szalatnak and Györe (the so-called Jakabhegy facies upon Silurian); Szekszárd, Szilágy and Martonfa (Jakabhegy facies upon granite).

The Permian is thickest in the western anticline and surroundings (3000 m); westward and northward it is thinning. It is supposed to thin out eastward too, since the basin of sedimentation of the eastern Mecsek subsided significantly in the Mesozoic era, not in the Permian. Should we suppose a subsidence of the eastern basin similar to that of the western one, then we ought to estimate the sediment-thickness of the eastern perisyncline for as high as 10 000 m; which means almost geosyncline dimensions. At any rate, we should be obliged to assume a "root", a considerable depression of the Con-

rad and Mohorovičič discontinuities, supported neither by seismic, nor by gravity results.

Another type of Permian has been established in deep-drillings south of the Mórágy hills and in the neighbourhood of Villány. Thick Permian was found in the Turony deep-drilling, covered by Triassic and basin-sediments. Its facies reminds us of the Mecsek one; the essential difference is that the conglomerate is in reduced quantity, hardly containing any quartzporphyry pebbles. The intra-upper Permian unconformity recognized in the Mecsek area is unknown here; although no definite opinion can be given as yet, since no deep-drilling penetrated the formation so far. It can be recorded, however, that its supply area may have been in the south, and was, in petrographical respect, similar to that of the Mecsek Permian. In fact, it must have been lower lying, and sedimentation was steadier.

A formation similar in facies but representing only a part of the Upper Permian was drilled at Bátaszék, settled upon granite. Its facies is fluviatile and sometimes aeolic sandstone. Here, Permian extends beyond the border of the region towards the south Lowland. The Villány type Permian is thickest in the very vicinity of the mountain itself; the thickness is supposed to decrease in all directions.

The Mecsek type and Villány type Permian are separated by the South-Baranya crystalline ridge. This ridge is assumed to have functioned as a dam between the two basins, during sedimentation.

The Permian continously grows into Triassic here, too.

The *Triassic* of the region starts with the Seisian stage of lower Triassic. This stage continuously develops from Permian, as said already. Its grainsize is strongly reduced. In the Upper Seisian, the clastic facies disappears and dolomite, dolomitemarl, anhydrite, gypsum and aleurolite constitute the formation, sometimes bearing the marks of hard, chaotic folding. Beside the exposures of the western Mecsek, Seisian was drilled at Gorica, Szalatnak, Mánfa, Turony and Bátaszék. Its thickness probably tops around the border of the western and eastern Mecsek, since subsidence in the Seisian stage must have been most intensive just here.

The Seisian is prevalently of marine origin.

The Campilian continues Seisian sedimentation. Its facies are: dolomite, dolomite-marl, limestone and calcareous marl. Except the locality Bátaszék, it can be found together with Seisian. The Campilian is of shallow, pelagic origin. Once its extension must have been far greater, a considerable part is supposed to have been eroded.

Middle Triassic formations occur in wide extension. They are known on the surface both in the western and in the eastern Mecsek, further in the Szászvár – Nagymányok Mesozoic overthrust belt ("northern overthrust belt"), at Báta and Várpuszta. Also the main bulk of Villány Mts. is composed of Anisian, similar to that of the Mecsek.

It was drilled at Szalatnak, Monyoród, Kisjakabfalva and Vékény.

The Anisian facies is carbonate; characterized by pelagic limestones and dolomites. Its fauna and its facies is essentially identical on all known sites of occurrence, once, it evidently must have covered the entire area. Its thickness is ranging between 500 and 900 m. Geophysically, - by its great density

and seismic velocity - the dark-grey Anisian limestone is the most marked key-horizon of the region.

The Ladinian formations are different according to whether they belong to the Mecsek or to the Villány area, announcing the sharp difference in the Upper Triassic and Jurassic. In the Mecsek Mts., dark-grey clay-shale, in the Villány Mts., dolomite represents the Ladinian stage.

Upper Triassic occurs only in the eastern Mecsek, on other parts of the region it is missing, in all probability, never formed either. Its facies is fluviatile, paludal middle size grained and coarse grained flinty sandstone, with a continous transition toward lower Jurassic. This formation represents the entire upper Triassic. Geophysically, it is so intimately connected to Lower Lias, that the Jurassic sedimentation cycle can be regarded geophysically as starting hence.

Jurassic is known on a considerable part of the region. On the surface: in the perisyncline and northern overthrust belt of the eastern Mecsek, in the Villány Mts. and in the Máriakéménd – Bár Mesozoic range; in deep-drillings: Jurassic or at least certain stages of it are known on several sites of the eastern Mecsek (southern upthrust belt, Ófalu – Zsibrik overthrust belt etc.).

Lias in the Mecsek Mts. continously develops from Rhaetic, bearing sandy, marly (gresten) facies. In the Lower Lias paralic formations (e. g. coal seams), further (upper) pelagic, finer grained formations (e. g. the so-called *Gryphea* beds or covering marl and the covering sandstone) settled. Still higher the facies becomes more and more carbonate, it shows more and more pelagic and oceanic (deep sea) marks. The subsidence and sedimentation passed from the western to the eastern Mecsek in the Upper Triassic-Lias. Upper Triassic-Lias may be assumed also to the north and west of the Mecsek, although thinned out. It was probably even eroded on several places. Then Dogger and Malm (predominantly) carbonates follow and the Jurassic ends in the eastern Mecsek with Tithon limestone. Its entire thickness exceeds 3000 m.

In the Villány Mts., the Jurassic starts with the Bath stage unconformably settling upon Ladinian dolomite. The formation starts with neritic facies and slowly changes to pelagic one. Its thickness is a few tens of meters. This Villány facies is petrographically similar to the corresponding Mecsek one, but differs in fauna.

The Aalènian cherty, *Crinoidea*-limestone in the Máriakéménd-Bár mesozoic range is petrographically and faunistically Mecsek type, although structurally it ought to be Villány type. This must have a paleogeographical explanation: namely, the Jurassic (Aalènian) transgression reached the area from the direction of the Mecsek, but never reached the Villány area. In the Bath stage the South-Baranya crystalline ridge already formed a dam between the two areas, the same way as in the Permian.

Cretaceous is known both in the eastern Mecsek and in the Villány Mts. In the eastern Mecsek, cretaceous limestone continues the white Tithon limestone which terminates the Jurassic. The limestone soon (in the Lower Valanginian) changes to calcareous marl.

The quiet sedimentation of the Valanginian stage was soon upset by the most important *volcanic activity* of the region: the basic diabase and phonolite

process, centering in the eastern Mecsek. Its products are: lavas, agglomerate, and tufite. The forms of its bedding: lava-covers and ramifying veins interweaving almost the entire perisyncline and northern overthrust belt (see: natural coke).

In the upper part of Valanginian and in the Hauterivian, clastic rocks and biogenic limestones settled. The thickness of the Cretaceous in the eastern Mecsek is about 200 m. No further members of the Lower Cretaceous sequence is reported from the Mecsek. In the Upper Cretaceous (Cenoman), however, *Globotruncana*-bearing calcareous marl developped.

The latter terminates the Mesozoic sedimentation in the Mecsek Mts.

On the Villány Mts. area (including the outcrops at Beremend and Kistapolca), in the lower part of the Valanginian, terrestrial conditions prevailed. In consequence, a few meters thick bauxite deposit was formed on the Karstic surface of the Tithon limestone. Upon this, biogenic limestone and marl formation (of secondary importance) settled, covering the entire range of the Lower Cretaceous. Its thickness is estimated at 300 m and no younger Mesozoic formations are reported from the Villány Mts. Traces of Lower Cretaceous diabase volcanic activity can be found also here, although only in veins (Turony, Diósviszló, Bár).

The Cretaceous fauna of the Mecsek is not identical with that of the Villány Mts., that means, that the dam between the two basins may have existed in the Cretaceous, too.

Having passed through the enumerated formations, now all possible members of the basement-complex of the Neogene sedimentary rocks present themselves to our view. The stratigraphical and petrographical units specified may constitute the floor of the Neogene basin, i. e. the basement of the Neogene sedimentary cycle, - in consequence of the frequently repeated tectonical movements - practically in any lateral and vertical arrangement.

From this time on until as far as the Middle Miocene Helvatian stage, no lasting sedimentation took place in the region.

Toward the end of the Lower Cretaceous in consequence of the Austrian, further on of the Laramie phases of Alpine orogeny, the two basins of sedimentations folded into mountains and were elevated. The process was not of geosyncline character, but a similar performance of an unstable zone within a so-called "internide mass" ("internide mass" of the Alpine-Carpathian orogenic belt). It was this time, that the anticline of the western Mecsek, the perisyncline of eastern Mecsek and the southward-dipping synclinecharacter overthrust belt range of the Villány Mts. took shape.

Of the numerous smaller or greater tectonical effects, which befell the region, this was the strongest and most important one in shaping the fundamental structural pattern. In the *Paleogene*, sedimentation is thought to have been interrupted; is started no sooner again than in the Neogene, on the margins of the newly built mountains.

Neogene sediments will be summed up shortly since they are nothing else but the cover of the basement, the latter forming the primary task for geophysical investigations. Nevertheless, they are not indifferent for us, for they affect both artificial and natural physical fields. Moreover, in the margins of the region (e. g. locality Sellye) Neogene sediments reach such a thickness as makes them suitable to accumulate oil, which is one of the most important minerals of our Neogene formation. This mineral and the possibility of its traps is, however, of secondary importance in our region, therefore nothing more but a rough sketch will be given of the Neogene.

The Neogene is of general occurrence in the region, namely on the margins of the mountains and between the mountains. The Neogene sedimentation cycle starts in the Middle Miocene Helvetian stage, with variable grain size fluviatile clastic sediments, in the floor of the present basins north from the Mecsek Mts. The facies changes to marine as early as in the Helvetian itself, but without the change of the clastic character. In the Tortonian stage the flooded area widened; a considerable part of the South-Baranya ridge was inundated. Chiefly *Leitha*-limestones and sandy-clayey beds were deposited. In the Sarmatian stage, coarse limestone on the mountain-margins and clayey, marly facies in the open basins prevailed.

The Miocene of the region is characterized in general by the fact, that the grain-size decreases from floor to top, and the clastic sedimentation is to a certain extent—replaced by biogenic one. A local facies is the Tortonian fresh-water lignite-formation of Hidas (see details later in chapter 25.1). The topography, rather rough in the beginning, became more and more mature.

From the Lower Helvetian on, until the Sarmatian, several banks of rhyolite-dacite tuffs and tufites are known. In the Upper Helvetian, an andesite-eruption occurred in the surroundings of Komló.

At the end of the Sarmatian stage, the intramontane basins started a comparatively sudden sinking (as well as the entire Hungarian basin did). In the Pannonian stage, we find the clastic sediments of the Pannonian landlocked sea in large extension. The filling up of the basin kept pace with subsidence and so, in the open sea-basins, a rather thick, fine-grained, *lenticular* Lower and Upper Pannonian formation was established.

Toward the end of the Pannonian stage, Permian-Mesozoic strips started to rise, and up to the Pleistocene still a considerable erosion took place. The complete thickness of Neogene can substantially exceed 1000 m.

*

After the Lower-Pannonian substage violent *tectonical movements* worked and shaped such structural forms as are characterized even by overthrusts. If was then, that the Mecsek Mts., in the North and in the Southeast slid upon Pannonian strata. After the Pannonian, the entire region rose high and dry and, although tectonical movements are known even in the Pleistocene, - the geographical, geological and structural pattern of today was essentially finished.

1

Neither the Mecsek nor the Villány Mts. are of geosyncline origin; they are not orogenetic mountains. Both are parts of the Paleo-Mesozoic mass constituting the floor of the Hungarian basin. This basinfloor, having attained a certain isostatic equilibrium by its last subsidence within the orogenic arch of the Carpathian chain, now is situated with its rough topography, under the young Tertiary sediments, as a so-called "internide mass". The floor of the Hungarian basin consists of strips similarly to that of our region. What refers strips of the latter (namely, that some of them terminate within the region, i. e. within a rather short distance), may be considered as an expedient concept in judging the structure of the Hungarian basin as a whole. Some of the strips of the two mountains cross the east border of the region and have some part in the floor-structure of the southern Lowland (Kiskőrös, Madaras, etc.). The Mecsek has a stratigraphical relationship even as far as in Transylvania (Persány Mts.). This, however, does not mean an uninterrupted Mecsek-type strip ranging as far as that.

The Earth's crust in Hungary is thickest exactly in our region: 26-27 km (against the average 24 km), but even so it is far thinner than the world-average (30-35 km).

11 A BRIEF SUMMARY OF THE PROSPECTINGS IN THE REGION

The most important mineral deposits of the region are: the Lias coal of the Mecsek, the Permian sandstone containing radioactive minerals, and the Cretaceous bauxite of the Villány Mts. (Nagyharsány).

Beside these, recently there is knowledge about an Upper Seisian-Lower Campilian anhydrite and gypsum formation of large extent, though at present under no exploitation. At the contacts of the diabase-bodies and Jurassic limestones, some shoddy limonitic iron-ores are known. The coal deposits are paralic, intra-formation type ones, the Permian sandstone and the bauxite are terrestrial sedimentary rocks, the anhydrite-gypsum formation is of shallow-water, lagoon origin.

Ancient records bear testimony that the firstly exploited mineral deposit of the region was iron ore. According to a contemporary charter, King Stephen I (The Saint), as early as at the beginning of the 11th century, donated 20 "iron diggers" (iron ore miners, to wit) to the Benedictine Abbey of Pécsvárad, in order to dig out the iron ore of the "Monte de Ferreo". We are awere of the fact, too, that also later, through Middle Ages, several forges were in operation at Pécs. The attention of geological investigators was turned to the Mecsek Mts. by the coal measures. The rich coal-deposits of the mountain were under permanent exploitation as early as the beginning of the 19th century.

The early geological descriptions of the Mecsek Mts., are simultaneously the primary sources of the geological cognizance of our country (4, 7, 13, 21).

In the 60-s of the last century, the Geological Institute of Vienna started a mapping of the Lias coal-formation (scale: 1:144.000). The first detailed mapping was executed between 1872 and 1876 by J. Böckh and K. Hofmann. The northwestern part of the region was firstly mapped by L. Telegdi-Roth and J. Mattyasovszky. Beside these, numerous papers of smaller or greater extent were published about the Mecsek mountain or of some part of it.

In 1910, E. Vadász made a reambulation, in order to integrate and standardize the works of his predecessors. The result was a monography in 1935, titled "A Mecsek hegység" (The Mecsek Mountains). This paper, together with a map-supplement (scale 1:75 000) is, even today, one of the best sources referring to the Mecsek mountains and surroundings.

Recent detailed mapping and drilling geological work can be connected to J. Noszky, K. Balogh, L. Imreh, T. Kilényi, G. Wein, E. Nagy, R. Hetényi, G. Hámor, L. Gyovai, A. Barabás, Á. Jámbor (associates of the Mecsek Company for Geological Drilling, The State Hungarian Geological Institute, and the Mecsek Ore Mining Company resp.).

Of the papers describing the Villány mountains, most important is the monography "A Villányi hegység földtana" (The Geology of the Villány Mountains), by Gy. Rakusz and L. Strausz.

Recent palinological and stratigraphical classification is in connection with J. Oravecz, K. Várszegi and Mrs. Barabás of the MOMC.

Beside those mentioned, a number of investigators produced valuable activity in the exploration of the region. The reader will find their names in the Hungarian text.

Of recent mapping activity the most important is that of HSGI and MOMC, consisting of 1:100 000 scale reconnaissance and 1:10 000 scale detailed sheets. Present paper is intended to be the geophysical pendant of the former.

The leading part of the coal is shared with uranium since 1953. The present relatively rich seismic and geoelectric knowledge of the region is due to the latter.

The history of geophysical prospecting is given in a rather outline summary, since a detailed bibliography is attached.

The first geophysical measurements in the region were magnetic and torsion-balance measurements by the Hungarian-American Oil Co. Ltd. (MAORT) in 1935. The character of these investigations was regional, their object: oil. Until as far as 1952, the object set before the investigations was usually oil. Oil-industry, even today, shows interest for one or another part (chiefly for the deeper marginal parts) of the basin. The exploration program, however, started in 1953, is – apart from national networks – in 90% guided by the coal investigations. The aim of the remaining 10% was iron-ore, water or engineering problems.

Since 1956, the leading part has been gradually - nowadays entirely - taken over by uranium, i. e. the prospection for uranium-bearing Permian sandstone.

In order to give a short preliminary summary of the geophysical prospecting, it seems necessary to mention that the gravitational and magnetic coverage of the region corresponds approximately to the scale 1:100 000. The seismic and geoelectric coverage is somewhat looser, but, for sake of uniformity, the complex, geologically interpreted basin-floor map (suppl. 2), based upon seismic and geoelectric investigations, is attached also in the scale 1:100 000, since the overall picture it furnishes is reliable enough as to supply reconnaissance information.

At the time of finishing the manuscript, a detailed (scale 1:25 000) magnetic survey is in progress on the area of the "northern overthrust belt" and between Cikó and Hosszúhetény. On account of its detailed character, its results will be published later, in another paper.

2 THE BASIC PRINCIPLES OF THE GEOPHYSICAL EXPLORATION

21 THE GEOPHYSICAL MODEL OF THE REGION

Although this model is presented now - as a kind of logical introduction to the later discussions - it must be understood, that no such model was at hand at the beginning of the exploration. On the contrary, this model, too, is one of the results of the investigations.

Each geophysical methods are based upon the determination of the difference of one or another physical constant of the rocks. This means in practice, that there are boundaries in the Earth's crust, separating different values of the physical constants; hence one can conclude to a petrographical difference, too.

The model is favourable if

1. the separating boundary approximates some simple geometrical figure:

- 2. the rocks are homogeneous and isotropic;
- 3. the difference in the physical constants is sharp;

4. certain depth-requirements (dependent on the method applied and on the survey pattern) are met.

The requirements 1-3 denote an optimum (idealistic) case. Such as these are never met in practice, they are used as simplifying hypotheses.

In our region, these requirements are to be examined in relation to the following rocks (in stratigraphical order): crystalline schists, granite, Silurian shale, Carboniferous shale and sandstone, Permian sandstones, Lower Triassic clastic rocks, Middle Triassic clastic rocks, Lower Lias clastic rocks, Middle Lias, Dogger, Malm predominantly carbonate rocks, Cretaceous carbonate-clastic rocks, basic igneous (volcanic) rocks, Neogene predominantly clastic (in a lesser quantity carbonate) rocks, acidic tuffs and andesite. The diagram of the Fig. 2 was prepared of the presently available physical constants of the rocks of the region. The attention is attracted at first sight to the fact that all physical constants show consistently a sudden increase in a single horizon: on the boundary of the *Neogene* and of *anything else*, that is, in the horizon of the basin floor.

It is the seismic velocity data that are in the greatest quantity and detail at disposal. These are analysed first of all. The fundamental stratigraphical horizons of the region could be determined merely by using these data.

Such horizon is the basin-floor e.g., as mentioned. The Neogene - in our region - may have contact with any of the older formations. According to the diagram, the difference on the contact is the greatest if it is with Middle Triassic limestone or with some high velocity member of the crystalline basement; the slightest, if it is with a low velocity member of the Permian complex; in fact, here even an overlapping may take place.

All these refer to marginal areas of the mountains, and to those parts of the region, where the depth of the basinfloor does not exceed 500 m. On the edges of the region, and at any place where Neogene is of considerable thickness (500-1500 m), the seismic velocity of the Neogene formation is a function of the depth. Although in the latter case, also the velocity of the basin-floor is somewhat higher than in a nearsurface position, still the velocity of the lower horizons of the Neogene may draw near to that of the basin-floor (e. g. deep-drilling Ellend-1, Helvetian marl in -800 m: 4200 m/s).

Also the density and specific resistivity distribution of the basin-floor reveals a similar display. The sporadic data of density and specific resistivity hardly make possible the classification of the older stratigraphical formations, thus we cannot enter into a physical analysis of them. Still it is noted, that a horizon is favourable for complex investigations if two or more of the physical constants suddenly change, with no regard to sign. Such are represented on the diagram.

According to the diagram, rocks have - as to their seismic refraction "behaviour" - favourable and unfavourable facies-ranges. E. g., Lower Lias may range so high as to screen the entire range of Triassic limestone. On the other hand, even Triassic limestone may range as low as to allow the favourable ranges of the underlying Permian or granite ti be investigated. This kind of favourable contact of Triassic and older formations, however, can never be predicted (considering also the strong dislocations), therefore a seismic detailing of the basement will not serve as a hypotesis of operations. So we were forced to limit the task to the investigation of the relief of the basin-floor. Of course, we strived to extend the activities even beyond this horizon, but only with a moderate success. In chapter 24 we are going to dwell upon this problem.

The overlapping of physical constants can be seen in the diagram. By a statistical analysis of the data, one can point out two or three basement-horizons below the basin-floor (older than Cretaceous). Such is, e. g., the bottom of the Upper Triassic, in consequence of the relatively high values of the Mecsek Triassic limestone. The bottom of Middle Triassic is characterised by the opposite: the physical values of the underlying Lower Triassic-Permian are,

as a rule, lower (meaning, e. g., a seismic "screening"). The complex of Carboniferous-Silurian-crystalline schists represents again, an increase.

In commenting the data of specific resistivity, it must be remarked that those of surface resistivity measurements are treated for more reliable than those of well-logging.

Magnetic susceptibility is not represented. The reason of this is that we have only values of Miocene and Cretaceous volcanic rocks at disposal; much less of crystallines and granite; and hardly, if at all, of sedimentary rocks.

It can be recorded, however, that the magnetic susceptibility of the basic volcanic rocks of the region exceeds that of granite and a considerable part of epi-mezo-metamorphic rocks by at least two orders of magnitude. It is higher by at least two-three orders than that of sedimentary rocks, but it nearly equals the susceptibility of those metamorphic rocks, which abound in basic metasilicates (or magnetite). Such are amphibolite and serpentine.

Consequently, magnetic anomalies in the region indicate basic extrusives or metamorphic rocks abounding in basic material.

The two most important mineral deposits of the region are the Lias coal and the Permian uraniumbearing sandstone. Now we give a rough sketch of their connection with the model outlined.

The coal seams are - as mentioned - of the so-called intra-formation type. It means that they are well within a continuously deposited sequence. In contradiction to the so-called transgressive-basal deposits (more often occurring in our country), this type of coal-deposits is not immediately underlain by a hard, massive, consolidated basin-floor offering - when directly investigated - indirect infomation about the coal-formation. Besides, "underlain" is a mere fiction; at least, it has only stratigraphical meaning and no geometrical significance at all, since the coal formation frequently forms a 90° angle with the horizontal plane. These factors - at the present state of our technical development - exclude any claim of the surface methods for a direct coal investigation.

Neither the density, nor the magnetic susceptibility of the coal-formation is characteristic, hence the coal formation itself cannot be investigated – neither in disturbed nor in undisturbed position – with any surface method.

With Permian sandstone - inasmuch as it is the basin-floor - the view is more promising. The top of the Permian formation can be determined as a rule - since this boundary is connected with a sudden change in density, seismic velocity and specific resistivity. The actual deposit within the formation, however, can be traced with no surface method. And when Permian sandstone is no immediate basin-floor, its behaviour is as indicated by the diagram, i. e. a sudden change (increase) as compared to its cover occurs only on certain favourable circumstances. Indirect conclusion, however, can be drawn to its existence (by the existence of the Anisian). The Lower Triassic anhydritegypsum formation - if there is any - must settle between Permian and Anisian, so this, too, is suitable for indirect tracing only.

22 THE PRINCIPLES OF THE APPLICATION OF GRAVIMETRY

The interpretation of gravimetric data is based - as a rule - on the Bouguer anomaly map. The Bouguer anomaly is computed by the formula:

 $\Delta \mathbf{g} = \Delta \mathbf{g}_0 - (\Delta \mathbf{g}_{\varphi} + \Delta \mathbf{g}_F + \Delta \mathbf{g}_B + \mathbf{T})$

where

 $\Delta g_0 = observed gravity value,$

 Δg_{ω} = normal correction (according to the international formula),

 $\Delta \mathbf{g}_{F} = \text{elevation correction},$

 $\Delta \mathbf{g}_{B} = \text{Bouguer correction},$

 T^{B} = correction for the surrounding terrain (topographic correction).

The corrections within the brackets are intended to allow a comparison of values observed at different latitudes and elevations. For this reason, the values depending on geographical latitude are subtracted from the observed values and the rest is reduced to a certain level (usually sea-level).

The computation of normal correction and elevation correction involves no difficulty, since they are merely geodetic data. The determination of the average density (σ), however, required by the Bouguer and the topographic correction, is — especially in mountaineous area — a fundamental problem of the gravity interpretation.

First of all, it must be realized, that reduction to sea-level rarely, if at all, represents the gravity effect of masses below sea level only. The Bouguer effect: $\Delta g_{B} = 2\pi f \sigma h$, represents the effect of an infinite, homogeneous plane slab of *h* thickness, situated above sea-level. It is really "good luck" if the latter is identical with the effect of an actual slab (rock formation) which is rather variable as a rule. Practically, however, this can never be expected, especially not in mountaineous regions. Since topography can be regarded as a modulation of the Bouguer slab, it can easily be understood, that the topographic correction requires just the same density-value as the Bouguer correction does. Hence, in the following, the question of topographic correction will be neglected.

The Bouguer correction is destined to eliminate those "apparent" anomalies only, which are not caused by density change and which cannot be removed by Faye correction (i.e. by the simple elevation correction of the observed values).

It can be seen on Fig. 3, that the first maximum of the Faye anomaly (a) and the neighbouring minimum (b) mean no lateral density change, these appear merely as effects of topography. The second maximum (c), however, partly indicates an actual density surplus. On this generalized diagram, no accidental buried density-changes are represented, since such — if any at all — cannot be taken into consideration (correction), no matter whether they are situated above or below sea level. Such acting masses *will*, in any case, *cause* an anomaly in the anomaly-pattern after the reductions. Whether they are below sea level or above it, this can be decided (perhaps) through further computations. This shows again, that reduction to sea-level must not be understood word for word.

The role of the Bouguer anomaly is - after having subtracted the effect of the homogenous mass visible on the lower part of Fig. 3 - to characterize the actual density changes. No doubt, not all "apparent" animalies can be eliminated with the aid of the Bouguer correction. For example, the limestone peak (d) on the right side of the figure involves no density anomaly as compared to the immediate surroundings, neither does anomaly a. The a is a hillock built up of the sedimentary material of the basin, d is a summit built up of the material of the basin-floor (exposure). If not knowing or not considering this geological fact ($\sigma_2 \gg \sigma_1$) the effect of a homogeneous block (on the lower part of Fig. 3) is subtracted from the Faye anomaly, only a part of the apparent anomaly d disappears. No wonder, since a density value, smaller than that existing in reality (that of the material of the peak) was used.

Consequently, the problem of the variable density correction steps into the foreground. In this very case, it means that, instead of the effect of the homogeneous block mentioned (see Fig. 3), we have to subtract the effect of such a variable density block (possibily representing the actual density-conditions) as would entirely remove the effect of the greater density elements of the topography too.

This question leads to two unsolvable problems. These problems are: to determine the correct density values, and to delineate the strips of different densities.

Well, laboratory density-determination (on rocksamples) is rather uncertain. The dispersion of the observed values is too great. Ordinarily no samples in proper quantity and properly collected are at hand.

Density can be determined from gravimetrical data too, although so only an average value valid for a larger area can be obtained. Consequently, "apparent" anomalies again cannot be eliminated. On the contrary a new difficulty arises: how to appoint the borders between areas of different densities? This is a question not to be underestimated, since an incorrect boundary delineation leads to false anomalies.

The topographical monotony and the loose, young sediment (alluvium) character of the region are interrupted by two massive blocks emerging from the basin-floor to the surface like two islands: the Mecsek mountains and the Villány mountains. In order to avoid the problem of the correct density (i. e. density strips), in preparing the anomaly map (Fig. 9) the actual densities of both mountains were not considered (they had not been known either); even in the mountainous area, density value $\varrho = 2,00 \text{ g/cm}^3$ of the surrounding Neogene was applied in the Bouguer correction. This value is valid in general, on the greatest part of the Hungarian basin. Thus, our map can be connected to the adjacent ones without difficulty.

It follows of the procedure mentioned, that both mountains cause positive anomalies larger than that justified by their actual density contrasts. The anomaly is increased by the deliberately applied smaller correction.

In this way, the Bouguer anomaly is in correlation with topography. This, however, is not disadvantageous on such areas, where topography and geological structure are in connection (island-mountains). The deliberately made error enhances just what is expected in an area of outcropping mountain: the shape and boundaries of the exposure as a whole. In the open basins, the situation is quite different. Since on places like this, no considerable near-surface density-anomaly can be assumed (neither is the topography rugged), the Bouguer anomaly must evidently be apt to indicate the effect of deep bodies. In an area of basin character, the basinfloor may be supposed in first approximation as a deep body, since the greatest density contrast can be attached only to its surface. The same applies to our region.

While the density of the Neogene basin sediments ranges between 1,9-2,2 g/cm³ (in the function of depth too), the stratigraphical and petrographical range of the basin-floor covering from Proterozoic to young Mesozoic, ranges in density between 2,5-3,0 g/cm³.

The density of the individual rocks building up the basin-floor may vary just the same way (though not after the same rule) as seismic velocity and specific resistivity. On the other hand, several rocks have overlapping (identical) densities. Consequently, the individual rocks of the basin-floor — merely gravimetrically — cannot be distinguished.

The aforementioned rule, that anomalies are - in first approximation - apt to indicate the effect of the basin-floor, is not of general validity. For example, deep (Ellend) and shallow (Turony) basin-floor parts, too, are known having identical anomaly-values. Confronted by such phenomenon, one has evidently to conclude to a smaller density of the basin-floor in the latter case, than in the former one. Ellend lies over the South-Baranya crystalline ridge, so the basin-floor is crystalline $(2,7-3,0 \text{ g/cm}^3)$. At Turony, the basin-floor is composed of thin Lower Triassic (clastic) sediments underlain by Permian sandstone (the density of which is, at the given depth: $2,5-2,6 \text{ g/cm}^3$). The importance of complex investigation and complex interpretation can claim no better proof.

A detailed study of the Bouguer anomaly map will be given later. Now, still a short discussion of the problem of the secondary anomalies is needed. An experimental computation of the $\partial^2 g/\partial z^2$ secondary anomalies was made for the region with the *Elkins* method. In the Mecsek and Villány mountains themselves (on the exposures) no more information could have been expected (owing to the "apparent" anomalies mentioned) than that of the Bouguer map. The strongest acting mass is (or may be) just on the surface, being an exposure, consequently no prevalence of deeper masses can be expected. This is a general comment referring to any secondary anomaly computation in outcrop-areas.

Neither offers *Elkins*-map, even in basin areas, a detailed interpretation. which is assumed to be due to the rugged topography and varied consistence of the basin-floor in the region. This means that the different bodies cannot be separated by secondary anomaly computations either. In fact, the question of higher derivatives is not entirely clear even in open basins. The investigations are in progress. The *Elkins*-map is, at present, not suitable for publishing. Depending on the results of the investigations, eventually it will not be published at all.

Also the experimental computations aiming at depth determination proved an unsuccess. The reason of this is supposed to lie in the fact, that only the elevated blocks of the basin-floor can be taken for local acting masses.

⁷ Geofizikai Intézet Évkönyve — 40893. — I. kötet.

Delimitation of the latter from the regional acting mass - which is similarly basin-floor - is arbitrary and not unambigous at all.

In spite of this, the gravity map can be used in some places to estimate the depth of the basin-floor. This, however, requires either a number of deepdrillings in the neighbourhood or at least one of the quantitative type (seismic, geoelectric) geophysical methods. The relation between the depth-data of basin-floor and anomaly values, as recognized locally, can be extended to a greater distance from the respective seismic or geoelectric profiles. Such depthdata are, however, not free from the uncertainties of extrapolation.

23 THE PRINCIPLES OF THE APPLICATION OF THE MAGNETIC METHOD

While, within the sphere of gravity phenomena, only attracting forces are to be considered, magnetic phenomena involve attracting forces as well as repelling ones. Accordingly, magnetic boides show bipolarity; only the combined effect of both poles can be examined. While a gravity maximum permits a rough conclusion to something being "up", and a minimum indicates roughly something "down", the magnetic maxima and minima may have independent and perhaps identical geological meaning. Taking a vertical magnetic magnetic body, the meaning of the maximum is not "up" but a near-surface negative (southern) pole, the meaning of maximum is not "down" but a positive (northern) pole near the surface. In the case of horizontal and oblique bodies because of the bipolarity — a maximum is necessarily accompanied by a minimum. The location of the latter (as compared to the maximum) depends on the spatial orientation and depth of the body. For the depth, the character of the change is characteristic, not the character of the anomaly (whether maximum or minimum).

The basic principle of the geomagnetic method is, that the magnetic field of the Earth can be described - in first approximation - as the vector-field of a magnetic dipole, and the materials of the Earth's crust are differently magnetized in the field of this dipole. Thus, they distort the theoretically even distribution of the terrestrial magnetic field, i. e. they produce anomalies.

Rocks are not equally magnetizable. The material constant, showing the possible magnetization of a certain material, is called specific magnetizability. or *magnetic susceptibility*.

The value of the magnetic intensity as observed at a certain location, depends on the susceptibility of the rocks of the site, and on the depth of the body.

The magnetic anomaly is the difference $(\Delta Z, \Delta H)$ between the intensity observed at the given location, and the normal value described by a quadratic function.

The magnetization causing an anomaly can be reduced to two components. One of them is the *induced magnetization*. This kind of magnetization, as to its degree and direction, is a function of the presently dominating magnetic field and of the susceptibility of the rock. The other component is the *remanent magnetization*. The problem of remanent magnetization is not a simple one; besides, in our country - as it will be shown - is of special importance, therefore it will be analysed in greater detail.

The physical concept of remanent magnetism is the following: if a nonmagnetic magnetic but susceptible material is magnetized to saturation, then demagnetized, the material retains even then (when the magnetizing field is reduced to zero), a certain magnetic momentum. Magnetizing is not described by the same curve, as demagnetization (hysteresis), magnetization is an irreversible process. The momentum, retained by the material at zero fieldintensity, is called *remanent magnetism*.

The geophysical concept of remanent magnetization differs from the physical one, and mixing them up leads to confusion.

Runcorn (1956, 3) classifies that sort of natural remanent magnetization which involves no chemical change, into three groups: 1. thermoremanent magnetization, 2. isothermal remanent magnetization and 3. anhysteretic magnetization. The first is obtained by cooling the molten material in a weak field from above its Curie point (see: the thermal hysteresis of magnetization), the other two, by applying a field, at constant temperature, for a certain time and then removing it.

Thermoremanent magnetization is much greater and more stable than the other two. The igneous rocks cooling down from molten state, containing a great quantity of ferromagnetic material, represent the rock-type which can acquire remanent magnetization. This remanent magnetization — according to the aforesaid can be predomintly thermoremanent magnetization. In the following, we are going to neglect the other ways of acquiring remanent magnetization, and igneous rocks of our region will be treated in thermoremanent respect only.

The geophysical concept of remanent magnetization is not yet complate, of course. An essential point of the complete concept is, that the cooling, solidifying rock, recovers, at its Curie point, not only its magnetization, but also its ferromagnetic constituents (e. g. magnetite or magnetitic lamellae) tend to be arranged according to the contemporary orientation of the Earth's magnetic field. No matter how they are arranged, their polarization, at any rate, comes to be adjusted to the terrestrial field. It is only natural that the polarisation strives to turn the lamellae into the field, until they can move in the viscous material at all.

The rock (basic volcanic rock) thus solidified, never looses entirely its acquired polarisation. Not even, when the field changes its direction, moving together with the rock, if the latter is displaced by tectonival forces.

In the complete geophysical concept of remanent magnetization, the essential point is the preserved, ancient polarisation differring from the present field-orientation.

This preserved momentum "protects" the rock from any later magnetic influence, so the remanent magnetization of such rocks can be a multiple of the induced magnetization produced by the present field, acting, too. - of course - on the rock.

Apart from polarisation, the momentum of such rocks (abundant in ferromagnetic constituents) considerably exceeds that of other rocks (sedimentary

7*

rocks, some metamorphic rocks, acidic igneous rocks). Namely, the latter (in brackets) contain only a small quantity of ferromagnetic material (e. g. clastic sediments), or they are diamagnetic (e. g. sedimentary rocks of chemical origin).

A rock, however, can loose its remanent magnetization. Na matter how stable the remanent magnetization is, still it is apt to die away in consequence of the long time, of the mechanical stress and of chemical changes (here, the role of time, is probably no more, that a longer period gives more chance to demagnetizing mechanical and chemical effects).

After Koenigsberger (1938, 10), Krugliakova (1961, 11) demonstrated that the ratio of the remanent and induced magnetization $(Q = I_r/I_i)$, being, after the final cooling of the rock, a figure greater than 1, tends toward zero in old rocks. The Koenigsberger ratio Q depends on the age of the rock. This ratio of the diabase of our region is, - according to Baranyi's determination - 2,2, i. e., the remanent magnetization of the Mecsek diabase is more than the double of the induced one.

A greater ratio is assumed for the Miocene andesite, and the ratio is evidently tending towards zero fore those strongly magnetic Proterozoic and Old-Paleozoic metamorphic rocks (serpentine, amphibolite), which - by their genesis - never could have considerable remanent magnetization.

Clastic sediments - even if containing ferromagnetic material from the decay of igneous rocks - may have no considerable remanent magnetization, because, during sedimentation, ferromagnetic particles settle at random and so they extinguish (statistically) the effect of each other. This statement refers more to coarse sediments, less to fine-grained ones. Chemical and organic sediments are diamagnetic as a rule.

Also it comes from the aforesaid, that in the other rocks (not in basic igneous rocks) in our region (and anywhere), induced magnetization, if any, is dominating. Its polarization is orientated according to the present terrestrial field, its momentum is determined by the magnetic susceptibility of the rocks.

Since neither sedimentary rocks, nor granites, nor a considerable part of metamorphic rocks have appreciable ferromagnetic content, our region's magnetic disturbing bodies are effusive rocks of Crateceous and Miocene age, further local facies of the metamorphic complex, abounding in ferromagnetic material.

Igneous (volcanic) rocks, in respect of magnetic investigations, differ from sedimentary and metamorphic rocks also in being more inclined to have a delimited, model-like shape as compared to the latters. It is essential to emphasize this, if we want to interpret the anomalies of igneous rocks intruded into sedimentary rocks. In our region, both the Mecsek and the Villány mountains show such a pattern.

The remanent magnetization - as mentioned - is due to the ferromagnetic constituents. An enrichment of such constituents usually takes place in basic igneous rocks; acidic rocks contain only a slight quantity of these so-called colour-constituents. The magnetic behaviour of acidic rocks may be therefore similar to that of sedimentary rocks, i. e. their remanent magnetization is insignificant as compared to the induced one, but even the latter is small.

Indeed, the magnetic anomalies of the granitic areas can be regarded neither as great, nor as characteristic. The same refers to a considerable part of metamorphic rocks too. These - on account of their mineral composition - may have only a small quantity of induced magnetization. Those members of the metamorphic complex, however, which are of greater susceptibility, i. e. which contain more of iron-manganese metasilicates (serpentine, amphibolite), may have substantial quantity of induced magnetization.

Basic volcanic rocks, such as Cretaceous diabase (trachidolerite), phonolite and Miocene andesite may cause, by their remanent magnetization and by their ferromagnetic constituents, rather large and geophysically characteristic anomalies. They necessarily reveal their contours (extension, strike), against the sedimentary surroundings through anomalies. Since the dense dykenet of the Mecsek diabase may form a rather continuous magnetic model (body), the magnetic pattern of the main-bulk of the diabase of the perisyncline must be similar to any magnetic dipole. Unfortunately, its polarity (the orientation of the one-time induction) is unknown. The same refers to smaller, individual dykes too. Their disturbing effects (anomalies) can be traced only by a very detailed (e. g. 20 m station-spacing) survey.

The fundamental magnetic net of the region is 0.5 station/km^2 (1.5 km spacing). A 1.5 st/km² (500 m spacing) survey was carried out on certain distinct (anomalous) places. On the areas of very great anomalies, 250 m profile-spacing and 20 m station-spacing (Fig. 10) were applied. Beside this, a 50 m spacing profile-survey has been made along nearly every geoelectric profile.

In preparing the supplement No 1, chiefly the data of the 1,5 km stationspacing (national network) survey were used, detailed and corrected where the detailed measurements had been finished already (e. g. Mecsek northern margin).

The detailed measurements are, at the closing of the manuscript, in progress. These will be discussed later and in another paper.

According to the aforesaid, the magnetic anomalies of the region can be divided into two groups: 1. anomalies originating from the induced magnetization of the basic metamorphites and 2. anomalies originating predominantly from the remanent magnetization of basic volcanic rocks.

The quantitative interpretation (the determination of the magnetic bodies) is at present mostly hindered by the loose net at disposal. The magnetic map is reliable around the stations. This loose net (1,5 km) may have simply "omitted" several anomalies, and gives a false information of their real extension. It distorts a possible depth-determination too. Besides, on the major part of the region, anomalies of the horizontal intensity (ΔH) have not been determined so far.

The determination of the depth, orientation and susceptibility of metamorphic bodies of induced magnetisation, can meet no theoretical obstacle whatever. Moreover, recently a simple procedure is suggested for such interpretation (6).

This procedure is, however, unsuitable for the determination of the enumerated parameters of volcanic bodies of predominantly remanent magnetisation, since, in Cretaceous diabases (and probably in Miocene andesites, too), the direction of polarisation (the magnetic axis) deviates from the present direction of the terrestrial field. Consequently, the geometrical axis of the magnetic bodies (if any) cannot be simply determined. Thus in this case, quantitative interpretation meets an obstacle of principle. The Geophysical Institute is now working on this problem. Such problems and their solutions are reported in literature (5). It is a matter of fact,

The Geophysical Institute is now working on this problem. Such problems and their solutions are reported in literature (5). It is a matter of fact, that this problem — because of the large-scale computing work — can be approached only in possession of high-speed electronic computers. Such machines are at our disposal only recently.

Anyway, the problem requires solution. Our region is a small-scale model of the whole Hungarian basin. Problems of the region are problems of the open basin too. Regarding the Hungarian-basin from a geomagnetic point of view, it is evident that the magnetic anomalies of the whole country are caused by basic volcanic and metamorphic rocks, just as in our region. It may be assumed that the former case is in majority.

An essential difference of the region as against the open basin is, that the magnetic bodies of our region are either on the surface or on the basinfloor. Accordingly their depth can be determinated by another method. In the open basin, however, considerable magnetic bodies (Pliocene basanites, some Miocene tuffs etc.) may occur also within the Neogene complex.

24 THE PRINCIPLES OF THE APPLICATION OF THE SEISMIC METHOD

The seismic method includes fundamentally two procedures: refraction and reflexion. They are based on the recording and interpretation of different waves and they are used to detect different geological patterns. *Refracted* (head) waves are generated on discontinuities of sudden *increase*

Refracted (head) waves are generated on discontinuities of sudden *increase* of seismic velocity. This requirement is met by the floor of the Hungarian young Tertiary basin - so by our region too (Fig. 2).

Reflected waves are generated upon boundaries of different acoustic impedances, with no regard to sign (it is not necessary that the lower medium should be of greater impedance). Taking this into consideration, the rockstrata of our region below the basin-floor, would require the application of reflexion procedure. The traditional reflexion procedure, however, demands a horizontal or near-horizontal, quiet, tectonically undisturbed (not dislocated) position of strata. In our region, such conditions are hardly to be expected.

Recently, experiments have been made with the so-called *directional*, regulated operation (DRO) which has been developped in the USSR for tracing strongly dipping, dislocated layers. The principle of its application is esentially identical with that of reflexion shooting. The essential difference lies in the fact, that, by a proper apparatus, it is able to select, from complex (and frequently random) arrivals, those arising from strongly dipping surfaces, inhomogenities.

It is hoped that this apparatus will supply data from the internal structure of the basement and of the exposures, i.e. of the actual Mecsek mountains and Villány mountains.

Our region - as regards the application of the seismic procedures - can be divided into three parts:

1. the exposures;

2. the shallow basins between the mountains, within the mountains and on the margins of the mountains; involving in the first place, coal and oreprospecting problems;

3. the open, deep basins on the margins of the region, involving chiefly oil-prospecting problems.

1. On the exposures, on the present technical state, neither refraction, nor reflexion seismograph can be applied because of the aforesaid reasons. The physical model of the exposures (boundaries with acoustic impedance contrast) suggest, that if seismic investigations will ever be made upon exposures at all, they will have the character of reflexion seismograph (e. g. DRO) survey.

2. In the shallow basins, the aim of mineral prospecting lies in the basinfloor or underneath it. The basin-floor is characterized (in general) by a sudden increase of seismic velocity; it is obvious that refraction may claim the decisive role. This role is emphasized by the fact that the correlation refraction shooting (availing itself of later arrivals too) allows a certain detailing of the basement (Fig. 4). The proper detailing of the basement, - i. e. tracing of not its relief but of its internal structure - requires, again, a reflexion character procedure (e. g. DRO).

It will be always a problem to impart the energy below the basin-floor (into the basement), since the incident wave on this surface suffers strong scattering and reflexion.

3. In the open, deep basins the goal of exploration (oil) lies within the young Tertiary basin-sediment formation. Neogene is thick enough (the basin-floor is situated sufficiently deep) to increase the seismic velocity in the function of the depth so as to approximate or attain that of the basin-floor. Practically, this reveals itself in the phenomenon of curved ray-paths and in the lack of the commonly understood refracted waves. An application of refraction shooting is not fully excluded by all these, only rendered to secondary importance.

As a matter of fact, the basin-floor also in such areas, requires refraction shooting, since reflexion shooting is not suitable for this special horizon. The reason of the latter are: scattering, diffuse reflexions and multiple arrivals. The basin-floor determined by refraction shooting (including some uncertainty (63) indicates the lowest limit of possible oil-investigations in such areas (where the interior of the basement is promising neither for genesis, nor for accumulation of oil).

For the resolution of the Neogene basin-sediments, refraction shooting is not suitable, on account of the above-mentioned curved ray-paths and of the perfunctory nature of the procedure. For this task, reflexion shooting is more suitable within the limits coming from the special nature of a young Tertiary basin. This is discussed in another paper (18). In our region, the problem of the exploration of the young Tertiary basin-sediments affects a small area, therefore, its importance is secondary.

It seems, however, advisable to mention, at least in a brief summary, that this chiefly Pannonian (Pliocene) clastic formation. essentially deposited continuously, does not, or only exceptionally, contain far-traceable key-horizons. This is sufficiently explained by the paleogeographical feature of the Pannonian stage: the sea of longer and longer zigzagging shore-line, later broken up into lakes and wandering to and fro. The consequent frequent facies-change, both in the vertical and in the horizontal (*lenticular* sedimentation), does not favour reflexions. Instead of key-horizons, only a mass of boundary elements, characterising the deposition (structure) of the sediments only statiscally can be recorded. Near the boundary of the Lower, resp. Upper Pannonian, however, usually a more or less correlatable array of boundary elements appears indicating the statistical facies-difference of the two substages. The degree of correlatability is sufficient, as a rule, only to enable us to prepare so-called phantom-horizons along the profiles, and, on the basis of these phantom horizons of the profile-sections, a phantom-contour sketch (near the boundary of the Lower, resp. Upper Pannonian) of a certain area (Fig. 5).

The figure throws light also upon the fact (known also from deep drillings), that the dip-angle of the structures of the Pannonian stage is small. Pannonian and Neogene sedimentary rocks in general were formed so that the subsiding basement was gradually — keeping pace with subsidence — covered by the sediments of the Neogene inland sea. During their subsidence, these sediments adapted the relief-forms of the basement (from then on, basin-floor), and over positive elements they took up positive forms and vice versa.

The Neogene complex contains slightly bent formelements of mild dipangles gradually decreasing towards the surface. These are called – since their formation was not of classical folding – *settled structures*. Their "sharpness" was subsequently increased by compaction and may have been increased by the isostatic uneven (vertical) movements of the blocks of the basin-floor. The dip angle, however, even so, does not exceed 8° , this being another factor adding to the difficulties of reflexion shooting (to trace anticlines of small amplitudes, is uncertain).

The most important result of the investigations, concerning almost the entire area of the region is the map of the floor of the Tertiary basin (suppl. 2).

In tracing the basin-floor refraction seismograph played a considerable role.

25 THE PRINCIPLES OF THE APPLICATION OF THE GEOELECTRIC METHOD

The task of the geoelectric method on our region is, in fact, identical with that of seismic refraction shooting: determination of the basin-floor. Namely, the relief of the basin-floor in the first place, and - through the lateral variation of the specific resistivity - its petrographical composition on the second place.

This task can be fulfilled, if the specific resistivity of the basin-sediment complex as a whole, differs considerably - at least by one order of magnitude

- from that of the basin-floor rocks. Figure 2 demonstrates that this requirement is generally met. The range of resistivity-values shown on the diagram refers to the most frequently occurring values. These values were obtained partly from gradient-logs (with maximum sound-length), partly from parameter well-logs, partly from data of surface vertical soundings. Those from well-logging differ, more or less, from those of surface measurements. The reason of this is, beside the doubtless anisotropy of rocks, the difference of the two sound arrangements. These small differences, however, can be neglected. Those differences which have geological (lithological) background, are far greater than these, and the latter supply the fundament for the application and interpretation of the geoelectric method. The lithological factors referred to are chiefly porosity and moisture-content.

The fundamental task - as mentioned - is the determination of the basin-floor, i. e. - roughly simplified - to investigate a hard, compact formation under a loose one. In our region the following applications of the geoelectric method proved to be suitable. for this task, depending upon depth too:

1. at shallow depths (1-300 m), vertical electric sounding (henceforward VES) and geoelectric profiling;

2. at great dephts (300 - 2000 m), similary VES (AMNB and dipole equatorial arrangement) and the telluric method.

In the previous chapter, our region was divided into three area-types: 1. the exposures, 2. the shallow basins between, within and on the margins of the mountains, and 3. the open, deep basins on the margins of the region. This same division is suitable for our purposes in this chapter, too. So, we can look over the area-types and the relation of the methods or complex of the methods to them.

1. On the exposures, or over basement-areas covered by very thin (a few meters thick) alluvium — by the nature of the thing several varieties of geoelectric profiling (A'AMNBB', AMNB, dipole etc.,) may find an application in the investigations of lateral changes of rocks. Geological interpretation is supported, if the profiles are completed with a few VES measurements on certain points. It must be well marked and taken into consideration, that the specific resistivity values of the rocks of the basement-outcrop or basin-floor are rather overlapping just as well as seismic velocity values, though not by the same rule. A vertical division of the basement — at the present state of technical development — is impossible, on outcrops as well as on covered areas.

This paper is of outline character, so we are not going to dwell any more upon this detailing method never applied, besides, in the open basin.

2. The VES as applied in the shallow basins within, and on the margins of the mountains is one of the most important element of the exploration-complex of the region. This area-type includes both depth-ranges (1 m - 300 m, 300 m -). Within the Mecsek mountains, on the immediate margins of the mountains, the smaller depth is found, the open basins can be as deep as 1500 m.

On this 2. area-type, VES predominates. The basin-floor is built of compact rocks of great density. The specific resistivity of these exceeds, in general that of the covering Neogene complex by one order of magnitude (and sufficiently in every case). So – as experience proves – the basin-floor can be determined by VES within a maximum range of errors of 15-20%.

In the intramontane basins (e. g. at Komló), specific problems occur. First of all, the rugged topography. Beside this, strong dislocation and volcanic masses cause lateral changes in the specific resistivity. In consequence of these, a special phenomenon arises, a special form of shunting (73).

The individual parts of the marginal shallow basins differ geoelectrically from each other.

On the western margin of the Mecsek mountain, e. g., three types of VES curves can be distinguished:

1. three-layer curves (Plio-Pleistocene, Miocene, basin-floor);

2. two-layer curves (Neogene, basin-floor in comparatively great depth);

3. uninterpretable curves (variable Miocene).

Upon the South Baranya crystalline ridge, the whole of the Neogene is, as regards geoelectrics, laterally rather uniform so as the basin-floor too. In general, two-layer curves occur. Similar circumstances reign also to the south of this area, where the basin-floor is formed by the Villány type Mesozoic formation.

The northern margin of the Mecsek mountain is characterized also by two-layer curves. The specific resistivity of the Neogene is 10-30 ohmm. That of the Mesozoic and Paleozoic basement exceeds 100 ohmm, and cannot be divided vertically.

3. The open, deep basins upon the margins of the region are between Sellye and Szigetvár, and around Kaposvár (the locality is outside the region). Here deep VES (dipole) and telluric measurements were made, similarly with the aim of basin-floor determination.

On this area, the qualitative data of telluric isoareal map, and the depthdata of the relief map of depth-profiling (38) — considerably differ — and according to a certain system — from seismic refraction data of the same location. The system of difference is as follows: in the Szigetvár area, the telluric (complex geoelectric) investigation determined the basin-floor slightly deeper than the seismic method (on suppl. 2, the floor-relief of this area is based upon seismic data). South from this area, there is a strip, where both results coincided. Still further to the south — in the Drava valley — the telluric floorhorizon is considerably — by 500 - 1000 m — higher than the seismic one.

The cause of the phenomenon is unknown so far. It may be assumed, however, that upon the crystalline basement, which plunges rather suddenly into the deep toward the Drava valley, a young formation is settled, pinched out to the northeastern direction. The resistivity-contrast of the latter to its cover, is greater than its velocity-contrast.

It is not impossible, that here the telluric method succeeded in determining the real basin-floor and the seismic method traced the crystalline sur-
face. A similar phenomenon occurred in the western Mecsek, referred to in details later.

All these involve an important theoretical conclusion: the two methods (seismic and geoelectric) cannot completely substitute each other, even in basin-areas. If, on the other hand, we apply them together, more geological information can be obtained, than from a singular application.

The more ample traditions of seismic method in deep basins and the doubtlessly greater confidence in seismic results explain the preference for seismic data on the Sellye and Szigetvár area upon suppl. 2. The aforesaid are intended to enable the reader to criticize this part of the map.

Otherwise, the basement-map was fairly more supported by geoelectric results than by any other method's.

25.1 Well loggings in the region

The well-logging operations of the region deserve at least a short discussion. Geophysical well-logging — besides its methodological differences — is distinguished from surface methods mainly by the fact, that it does not precede, but succeeds drilling, and the purpose of the measurements is no formal, but material determination. Even if formal determination is set as task to well-logging (e.g. structural information with the aid of bed-identification), it can be solved only through material determination (in several wells).

Formal determination, i. e. bed-identification is mostly limited by the fact, that only such formations are suitable for identification, as have a large lateral extent.

The principale of identification is the postulate, that the physico-chemical properties of geological formations formed synchronously, and on the whole under identical conditions, must be nearly identical.

There is another specific view, in the region, of the distinction between surface and well geophysics, namely the geographical and stratigraphical delimitation of their respective ranges.

The areal and task-division of the region:

1. the aim of the prospecting is *below* the basin-floor:

- a) the area of the Lias coal
- b) the area of the Permian sandstone
- c) the area of the Seisian anhydrite-gypsum formation*

2. the aim of the prospecting is *above* the basin-floor: the lignite-area of Hidas

However, there are also common features of the well-logging operations of the entire region. First of all, such is a great part of the applied complex of measurements.

*These investigations are in an opening stage.

The full complex is the following:

I. Electric logging

1. measurement of apparent specific resistivity

a) potential sound-arrangement

 $o_1 = B 2,32 A 0,28 M$

b) gradient arrangement (local standard)

 $\rho_3 = M 2,32 A 0,28 B$

2. measurement of spontaneous potential

3. micro-measurements

a) micronormal measurement

b) microinverse measurement

4. measurements of mud-resistivity

II. Radiometric logging

1. natural gamma measurement

a) natural gamma (non-continuous) measurement in the pay-horizon of the Permian sandstone

2. gamma-gamma measurement

(source: Co - 60 of 50 - 100 mC intensity)

It is necessary to introduce (chiefly on Permian areas) the neutrongamma process.

III. Miscellaneous

1. geothermal measurements

a) non continuous (by 100 m-s and at

bottom-hole)

b) continuous thermal-logging

2. clinometry

3. calibrometry

4. side-wall coring

* *

A general feature of the geophysical complex investigations of the region is that radiometry is an essential part of the complex.

Side-wall coring nowadays is not made for supporting interpretation as a rule, but for laboratory examinations (to replace or complete the incomplete core). Well-logging is developped to supply direct and unambiguous data for certain rocks. In this regard, all the three areas are to be scrutinized one by one.

THE COAL AREA

The characteristic parameters of the coal area are the following:

Rock	Apparent spec. resistivity ohmm	Spontaneous potential mV	Natural gamma activity imp/min	Density kg/dm ³
Granite	50 - 4500	-	800 - 1100	
	10 700			abt.
Diabase	10 - 500	(-20) - (+5)	300 - 500	2,4-3,0
Phonolite	10 - 500	(-20) - (+5)	700 - 800	2.4 - 3.0
Triassic (anis.)		1		-,,-
limestone	200 - 4000	- 10	100 - 300	
Coal	40 - 1200	-10	600 - 1050	1,3 - 1,4
Natural coke	0, 5-2	(+20) - (+60)	600 - 700	1,62
Claystone	15 - 150	-	700 - 1400	2,2-2,6
			max. 2400	
Aleurolite	30 - 200	(-15) - (-5)	300 - 700	
Sandstone	50 - 600	(-35) - (+10)	300 - 600	2,3-2,8
Conglomerate	60 - 700	(-30) - (-10)	200 - 400	
Miocene limestone	80 - 800	-	100 - 300	
Jay	5 - 15		500 - 700 1	500
Nav-marl	20 - 120	-	600 - 800	
Marl	20 - 60	-10- Ø	500 - 700	
Sand	50 - 100	(-40) - (-10)	-	_
Navey-sand	20 - 60	(-10) - (-5)	400 - 600	_

Fig. 6 (Well-log of Komló -152 drilling) shows that the specific resistivity curve (potential-arrangement) and SP curve indicates (between 82,0 and 99,2 m) the limits of a volcanic body, giving no internal detailing of the body. On the natural gamma log, diabase causes a minimum, phonolite, a maximum.

Fig. 7 (Well-log of Komló-155 drilling) demonstrates, that coked coal gives such a strong minimum indication upon the curve of specific resistivity (potential arrangement) as reminds of the so-called "casing shoe-effect". Seemingly, in the coked measures, metallic conduction dominates (see: graphite). The strong SP maximum on the other hand has something to do with the great redox-potential of the coke.

Radiometric curves have no characteristic feature whatever, therefore we do not publish any. It is to be remarked, that the caverns of the hole, if in a coal-seam, increase gamma-gamma indication. Should they be, on the other hand, in the dead-rock, a false interpretation of coal stratum may take place (a possible elimination of this is to press the source to the side-wall).

All these referred to material determination in single holes. Layeridentification can be produced by tracing the observed parameters from hole to hole. Thus, the following formations can be separated: 1. Lower-Lias (Lotharingian) so-called covering marl and sandstone group;

2. Lower Lias (Hettangian-Sinemurian) coal measures;

3. Triassic – Lias transitional beds;

4. Middle Triassic (Anisian-Ladinian) carbonate facies.

There are favourable conditions to separate paralic and limnic facies, to the correlation of the mentioned formations, as far as intrusions or strong dislocations (overthrusts) do not set a limit to a comparatively large lateral extent of the formations.

PERMIAN SANDSTONE AREA

The variation of the specific resistivity of the upper and middle Permian sandstones in the function of grain-size is the following:

Grain size		fine	small	middle	coarse	conglomerate
Upper Permian \mathbf{Pe}_3^3	І. 11.	30 - 300 ohmm 70 - 145	50 - 400 ohmm 120 - 190	80 - 850 ohmm 170 - 370	$ \begin{array}{c} 160 - 1050 \\ ohmm \\ 410 - 600 \end{array} $	
Upper Permian \mathbf{Pe}_3^2	і. п.	60 - 210 ohmm 105 - 180 ohmm	50 - 500 ohmm 165 - 230 ohmm	90 - 850 ohmm 250 - 400 ohmm	$ 120 - 1100 \\ ohmm \\ 400 - 500 \\ ohmm $	
$\begin{array}{l} \textbf{Middle Permian} \\ \textbf{Pe}_2^3 \end{array}$	і. п.	40 - 300 90 - 160 ohmm	40 - 300 140 - 175 ohmm	70 - 600 155 - 240 ohmm	100 - 1100 240 - 350 ohmm	
Upper Permian "main" conglomer	1. ate II.					170 - 1500 410 - 530

I. Minimum and maximum values.

II. Average of minimum and maximum values.

In the Permian areas, the most important task of well-logging is to determine the U concentration, thickness and position of the uranium ore deposits. Further important tasks are to delimit certain Permian and Triassic formations, to trace the spatial extent of the formations, to disclose faults and dislocated zones and the internal division of the formations. Beside these, well-logging is expected to supply hydrogeological, geothermal informations too and data for the technology of drillings.

As a rule these tasks are met by well-logging. E. g., when the core is poor, geological correlation is uncertain, well-logging can be relied upon in completing the coreless log-section.

There are some important statements of the well-logging of this area. Namely, 1. apart from the Upper Permian "main" conglomerate, no layers, but formations can be correlated; 2. natural gamma activity is inversely proportional to the grain size (just opposite to the specific resistivity); 3. the lateral variation of the geothermic gradient is (probably because of the rugged topography) great $(2,7-4,0 \text{ C}^{\circ}/100 \text{ m})$.

THE LIGNITE AREA OF HIDAS

The characteristic well-logging parameters of the lignite area of Hidas are the following:

Rock	Apparent spec. resistivity ohmm	Spontaneous potential mV	Natural gamma activity* imp/min	Density kg/dm ³
Lignite	10 - 25	-5-Ø	100 - 200	1.25 - 1.4**
Chalkblack	5 - 15		200 - 400	1.4 - 2.0
Bentonite	2 - 10	-	200 - 500	-
"Active" cover	2 - 10	-	200 - 300 (1100)	-
Clavmarl	5 - 15	-	300 - 500	_
Sandy-marl	10 - 30	$-15 - \emptyset$	200 - 400	kb. 2,0
The same in the lignite-				
formation	10 - 30	-30 - +10	200 - 300	2,7
Sand	30 - 300	-40 - +10	100 - 200 (1000)	
Calcareous marl	20 - 50	$-15 - \varnothing$	200 - 400 (800)	
Tortonian limestone	100 - 2000	-25 - +5	100 - 200	
Sarmatian limestone	50 - 500	-25 - +5	200 - 300 (800)	
Loess	10 - 60	$-15 - \emptyset$	250 - 450	

* Equipment not tested !

** After the data of the Geological Drilling Co.

Values in the brackets refer to upper limits.

No volcanic lava products are known in this area within the Neogene, lignite deposits are in a far less mature stage of carbonization, than the described Lias coal, accordingly those statements, referring to coal, coke and volcanic rocks, are not valid to this area.

Layer-identification (correlation) has, however, fair chance, since the young sedimentary complex can be subdivided to six well-defined groups, which are laterally unbroken and but slightly tectonized. These are the following.

1. Pleistocene loess and Pannonian sandy-clayey formations;

2. Sarmatian sandy, marly formations;

3. Tortonian *Lithothamnium* limestone (this occurs chiefly on the south of the area; in the north - which is represented by the profile attached - it is replaced by the - similarly Tortonian - marine sand);

4. Tortonian marine marl (immediate hanger);

5. Tortonian fresh-water ligniteous formation:

6. Tortonian Leutha limestone (immediate bottom).

Beside this, in a few drillings, Helvetian clavey, sandy formations of reduced importance were found.

On Fig. 8, a correlation well-log profile is represented across the holes Hi - 88, Hi - 89/a, Hi - 43, Hi - 105 and Hi - 91 (Hidas north). The figure clearly shows that the enumerated formations can be sepa-

rated only complexly. The figure put into words:

1. Pleistocene cannot be distinguished from Pannonian, but Pleisto-Pannonian (as a whole) can be separated from Sarmatian both on the curve of the spontaneous potential, and on that of specific resistivity;

2. the Sarmation-Tortonian boundary can be similarly appointed;

3. Tortonian marine (hanger) sand from marl, the marl from freshwater (ligniteous) complex, the latter from the (bottom) limestone can be distinguished chiefly by specific resistivity. Fresh-water and saltwater pro-ducts differ in the gamma-gamma logs; lignite seams can be identified similarly upon gamma-gamma logs.

3 THE RESULTS OF THE GEOPHYSICAL EXPLORATION

31 THE GRAVITY BOUGUER ANOMALY MAP

On certain parts of the region, the HAOC was first to carry out torsion balance measurements as early as in 1935. The same company performed a Boucher gravity meter survey in 1942; both surveys were made for oil. A considerable part of the region is not suitable for torsion balance investigations because of the rough topography. The Boucher gravity meter is of reduced sensitivity; therefore when the systematic prospecting of the minerals of the region came into the foreground after World War II, the region as a whole must have been regarded as almost entirely unexplored.

Reambulation started in 1950-51 by the Geophysical Institute with an up to date Heiland gravity meter, continued later with a Noergaard instrument. The program rolled on in 1955, 1956, 1958 and was finished in 1963. At present, the gravity coverage of the region is 100%.

The number of stations on the region is abt. 6600. This corresponds to an average net-density of 1,3 stations/km². On the basin parts of the region, this density seems to be proper. On the outcrops, however, - where the net is somewhat looser because of the rough terrain – a new interpretation method will perhaps support a densification, although just the difficulties of the interpretation of such pattern (outcrop) did not give reason to any densification so far.

In the calculations the following corrections were applied according to the routine: 1. the normal correction for the latitude; 2. the combined Bouguer – Fave correction; 3. the terrain correction; 4. the cartographic correction; and the magnetic correction depending on the azimuth of the instrument. In the Bouguer correction, uniformly a $\sigma = 2,00$ g/cm³ value was used; this was explained in chapter 22.

The Bouguer anomaly map obtained as a result of the mentioned calculations is shown on Fig. 9.

The geological aim of gravity meter measurements, in our country, is to give a rough qualitative delineation of the relief of the floor of the young Tertiary basin; which means a rough picture of the most conspicuous structural pattern. Thus, gravimetry can support planning of further, more expensive depth-measuring methods (geoelectric, seismic). The major part of our country is of basin character. When interpreting the Bouguer anomaly map of our region, one must distinguish between actual basin-areas, and basementoutcrop areas (i. e. between Pannonian hilly country and the proper Mecsek and Villány mountains).

The outcrop is, in our case, a positive morphological element: a mountain. Therefore Bouguer anomaly here — beside the density anomaly — inseparably contains those "apparent" anomalies too, which are caused by the surface topography. The deep structure of the outcrop remains in darkness. Nothing else than the known large-scale structural pattern is reflected in the map, indicated even in topography (such is e.g. the separating tectonical line between the western and eastern Mecsek). No doubt, the outcrop requires a quite special interpretation. Such investigations are in progress.

Nevertheless, the gravity exploration in the northern foreground of the Mecsek and between the Mecsek and Villány proved to be useful. Soon after beginning, a surprising great maximum of 35 mgals presented itself at Szalatnak. Later it was drilled and proved to be a covered block of the mountains, protruding northwestwardly. In the vicinity of Sásd and Bonyhád, the gravity pattern indicates a sudden deeping of the basin in northwestern and north-eastern directions respectively. Later, seismic investigations determined the basement-depth and rendered qualitative gravity information to quantitative one (suppl. 2).

Proceeding southward upon the map, the Mecsek itself being an outcrop produces an abt. east-west streching large range of maxima, closed around. To the east, in the strike of the Fazekasboda—Mórágy granite range, a narrow strip of minimum was located by recent measurements. This coincides with the Mórágy—Fajsz range of positive magnetic anomalies. One may conclude to a sunken basic, metamorphic basement-strip. On the southerm margin of the Mecsek, the thickening of the isogal-lines indicates a sudden — probably tectonical — deeping of the basin; indicating, at the same time, — roughly — the shoreline of the one time Neogene sea.

East of Pécs, the embayment of the isogals denotes a minimum. At its edge, near Ellend, a drilling in -1100 m could not penetrate Neogene.

The evenly rising trend of this minimum toward Himesháza – Bátaszék, however, does not hint to a material change of the floor. Although the South Baranya crystalline ridge, indeed, changes here to Villány type Mesozoic, still no essential density alteration is involved. The isogal pattern is in connection with the floor-relief.

S Geofizikai Intézet Évkönyve – 40893. – I. kötet.

G. Szénás

There is, however, example also to gravity pattern shaped by the petrographical feature of the floor. The Ellend minimum (-2 mgal) continues as far as the northern foreground of the Villány mountains, even decreasing in value (-5 mgal); although the basin-floor along the same line arises from 1200-1300 m depth to as high as the sea-level. Thus, while minimum at Ellend means a deep basin, here – between Újpetre and Mohács – one can conclude to a basin-floor of lesser density, e. g. Permian sandstone (surely with a thin Lower Triassic cover). Permian indeed was drilled to the west from here, at Turony.

It is worth mentioning, that the tectonical depression of the Drava valley (determined by depth-measuring methods) is indicated on the gravity map by a gradual decrease of 10-15 mgals in the values.

The Görcsöny serpentine, i. e. the metamorphic basement-horst, including the serpentine, reveals itself as a maximum.

The strike of the Monyoród – Bár buried Mesozoic range is indicated by a decided trend of isogals.

North of Bátaszék, the range of positive anomalies which marks the elevated blocks of the South-Baranya crystalline ridge and of the Villány Mesozoic range, terminates in a minimum.

The Villány mountain itself is indicated by an east-west (roughly parallel with the topography) striking positive anomaly. Its fragmented and more or less sunken blocks - according to the gravity map - can be traced as far as Beremend.

Between Bátaszék and Dunaszekcső the axes of the anomalies make a turn of 90° compared to the average axis-direction of the region. This must be in connection with the fact, that the tectonical strips (see in Chapter 33) of the region, are crossed – precisely in this vicinity – by a tectonical zone.

Summed up: the Bouguer anomaly map indicates, rather well, the principal tectonical features, and provides useful information for further investigations. The interpretation of its details will set new tasks before the secondary gravity interpretation as well as other geophysical methods.

It does not seem necessary to thicken the net on the whole of the region. In order to solve local – so-called "micro" – problems, or according to the demands of the secondary interprotation, further – detailed – measurements may come into consideration.

For planning depth-measuring methods, the present reconnaissance map (prepared in the scale 1:100 000) seems to be sufficient.

32 ANOMALY MAP OF THE VERTICAL MAGNETIC INTENSITY $(\angle Z MAP)$

(suppl. 1 and fig. 11)

Upon certain parts of the region, the HAOC made ΔZ measurements of abt. 3 km station-spacing as early as in 1935.

The mentioned -0.5 st/km², density - national reconnaissance network of the HSGI 'RE' (measured with Schmidt-Askania vertical magnetometers) had been commenced in 1951 and finished in 1961 - in the very region, in 1959 (Fig. 10). The detailing survey is in progress even in these days with combined (ΔZ , ΔH) magnetometer of system Fanselau.

As it was shown in Chapter 23, the interpretation of the geomagnetic ΔZ map is no simple task at all. Nevertheless, based upon the introduced theoretical considerations, an attempt for a rough interpretation of the magnetic bodies can be made.

Anomalies — on the major part of the region — vary between minus 50 gamma and plus 50 gamma, i. e. within a rather narrow range. Their small values and mild variations indicate, that, underneath a geomagnetically rather homogeneous cover, far extending rocks of low susceptibility lie, evidently of induced magnetisation. Nothing supports a realistic petrographical interpretation, still it seems obvious, that, in the areas of the described type of anomalies, Neogene is underlain by sedimentary, acidic metamorphic and intrusive rocks.

Higher in value, and comparatively great and suddenly changing anomalies occur in the following areas; 1. Görcsöny-Málom; 2. Helesfa; 3. Magyaregregy-Szászvár-Kisújbánya vicinity (in the Mecsek proper); 4. Alsónána-Öcsény; 5. The Bátaszék-Magyarsarlós-Mohács triangle.

The entire area of the Villány mountain lies in a slightly changing negative anomaly-zone.

On this map, the Görcsöny minimum emerges from a minus 50 gamma surroundings and reaches plus 20 gamma (the detailed survey along the geoelectric profiles indicated an anomaly of plus 400 gamma). The change takes place within 2 km-s, thus — considering the average gradient of the area — it can be regarded as a sudden change. Similarly located, there is a gravity maximum of 5 mgal relative value (15 mgal total value) involving an equally significant gradient. It seems justifiable to assume a basic basement horst of abt. NW-SE strike. Indeed, a drilling hit serpentineamphibolite about the depth of the sea-level.

The Málom maximum varies between minus 30 and plus 100 gamma. Its gradient is similar to that of the previous one. No full coincidence with a local gravity maximum can be observed; also the basin-floor is deeper situated. The maximum is accompanied on NE and S, by small local minima. This also may indicate some basic metamorphic rock, which – because of the loose net of survey – cannot be exactly orientated.

The Helesfa maximum extends from minus 40 gamma to plus 500 gamma (according to detailed survey to plus 700 gamma). It is striking approximately W-E. It lies within an uncharacteristic gravity anomaly zone of plus 10-15 mgal, indicating nothing more than the well-known topographical strike of the Mecsek mountains. This area is strongly dislocated. The shallow basement is built up of phyllite, granite, Permian sandstone and quartzporphyry. The drillings of Helesfa found serpentine under the Neogene. It can be stated that 1. serpentine belongs to the metamorphic complex, 2. metamorphic rocks are in tectonical contact with the granite and 3. the magnetic anomaly is caused by the serpentine.

NW from this maximum (at the edge of the sheet), another maximum zone begins. In all probability it is caused by some parts of the crystalline basement, although it was not drilled as yet. NE from the Helesfa maximum –

8*

beyond the Permian anticline – still another maximum-zone is known. This is in immediate – at any rate inseparable – contact with the magnetic anomalies of the eastern Mecsek. On the basis of the detailed measurements, it can be supposed, that this anomaly is caused by serpentine – assumably a continuation of the Helesfa rock. It is true, however, that diabase-dykes are reported from the Permian anticline; still they are small and few, in a loose network they cannot produce obvious anomalies. In the vicinity of Komló, however, Miocene andesite is the magnetic body of the anomalies. Further to the northeast, the intricate pattern of the anomalies shows, that volcanic rocks take over the role of the disturbing body.

The anomalous area Magyaregregy – Kisújbánya is a remarkable one as to the interpretation of our magnetic anomalies. Namely, here occurs the first surface trace of that Cretaceous diabase-volcanism, which ranges hence in long northeasterly striking strips in the floor of the Hungarian basin.

The area is remarkable for another reason too: the detailed magnetic survey performed in this place supplies a rather reliable idea about the disturbing bodies of the perisyncline and of the northern overthrust belt.

It may be assumed, that the large maximum zone of the perisyncline, accompanied on the NW by a smaller, on the SE by a greater (-1000 gamma!) minimum, indicates that the mesh of the necks, dykes, veins communicating with the one time pocket (considering together the necks of the diabase, phonolite, even of the Miocene andesite, which surely must have been a rejuvenation of the earlier activity), at the given resolving power (station-spacing) of the survey, may practically be regarded as a single huge, rather sharply delimited magnetic body. An exact spatial position of this model cannot be, however, determined for the time being, because of the probably dominating remanent magnetization of these basic volcanites.

Going on, after insignificant anomaly-spots, which may - at least partly - mean displaced accumulation of volcanic material, the next rather sharp and significant anomaly (minus 10 gamma - plus 500 gamma) is encountered between Alsónána and Öcsény. By the witness of the deep-drilling of Alsónána, this maximum is due to amphibolite. The area is on the buried edge of the Mórágy hill. The magnetic maximum range coincides with a gravity minimum. This must indicate a local depression, since it can be hardly assumed, that the basic metamorphite of great susceptibility were of lesser density than its less basic surroundings.

In the triangle Bátaszék – Magyarsarlós – Mohács the basin is relatively shallow, and its floor is composed of the following stratigraphical units (see suppl. 2): Permian, Lower and Middle Triassic, Jurassic. Neither of these excels by a remarkable susceptibility. Similarly, there is no reason to assume the local Neogene to differ from any other Neogene of the region. Still, this triangle comprises an area of slight but nevertheless positive anomalies, averaging between zero and plus 50 gamma. This must be caused by metamorphic rccks overlain by not very thick Permo – Mesozoic formations. At Hímesháza and Palotabozsok – greater local maxima probably indicate elevated parts of the basic crystalline basement.

The small-extension but strong magnetic minimum of the flood area of the Danube coincides with a gravity maximum. Since, near here, a Middle Triassic limestone-outcrop is known, both effects can be assigned to such. On the other hand, it is not impossible, that an inversely polarised volcanic rock (at Bár, Cretaceous diabase is exposed) is responsible for the gravity maximum and magnetic minimum.

The overall picture furnished by the magnetic survey is - in consequence of the mentioned station-spacing - (except the northern overthrust belt) a reconnaissance one, and obviously bears the marks of sketchiness. If studying how and to what extent should it be improved in the future, the following are to be stated:

1. for the two most important minerals of the region (the Permian sandstone and Lias coal), the magnetic method cannot offer direct information. Neither can it do this for minerals of smaller significance (e. g. limonitic ore).

2. The basin extending between and around the two mountains is of a structure similar to the other parts of the Hungarian basin, only shallower, i. e. it is built up of a variable floor and of a Neogene cover-formation. The geomagnetic coverage of these basinlike areas is adequate for our present reconnaissance monography. But magnetic survey plays a substantial part in detecting the susceptible constituents of the crystalline basement, thus considerable tasks are still waiting for magnetic survey of detailing character.

able tasks are still waiting for magnetic survey of detailing character. 3. The diabase (phonolite, andesite) of the Mecsek mountains as well as the possible magnetite-occurrence set direct tasks before the magnetic detailing survey; possibilities of this kind are not exhausted yet at all.

Summing up: in the future, the region claims only detailed magnetic survey upon certain special areas, i. e. upon the areas of anomalies indicated by the reconnaissance survey. These are: the basic parts of the crystalline basement and the basic volcanic rocks. The magnetite question is not decided either.

The detailing survey is in progress at present. Its results will be published later.

The geomagnetic survey raises a number of methodological problems. Such are, e. g. paleomagnetism, the relation of induced and remanent magnetization in the rocks of different age and origin; and accordingly the correct determination of disturbing bodies.

33 THE MAP OF THE PRETERTIARY BASEMENT (THE BASIN-FLOOR) OF THE MECSEK- AND VILLÁNY MOUNTAINS

(suppl. 2)

In preparing this map, several geophysical methods shared parts; also drilling-data were taken into consideration. For this reason, before commenting the map, a few words are due about the joint application and correct geological interpretation of the geophysical methods, termed in the everyday usage: complex investigation. In the foregoing chapters, the principles and sphere of application as well as the specific releases of the single geophysical methods were defined. It was mentioned several times, that the reliability of interpretation is higher if supported by the data of more than one geophysical method and geological knowledge.

Now we are going to study the geophysical methods, how they can be inserted into a complex.

The change of the gravity field – as pointed out – reflects the lateral change either of the relief or of the petrographical composition of the basinfloor. In the first case, depth-measuring methods or drilling data can supply such correlation curves which change qualitative gravity information into quantitative one, and thus quantitative data (seismic, geoelectric, drilling) can be extended far beyond their usual coverage.

If the floor-relief is known, an unparallel course of the gravity field suggests a lateral lithological change, i. e. a change in the thickness of the disturbing body.

The change of the geomagnetic field geologically refers to the following facts

1. the parameters (depth, petrographical change) of the basic constituents of the crystalline basement:

2. basic volcanic rocks:

3. tectonics accompanied by volcanism:

4. magnetitic ore-deposits.

In our region all these can occur within or below the basin-floor.

The geomagnetic method can form a complex couple, first of all, with the gravity method. The joint application of both can decide in itself in several petrographical problems. In case of a simple geological structure and using proper station-spacing, both methods are suitable to calculate the depth of the disturbing bodies.

Also the geoelectric method can complexly complete the geomagnetic method in determining the depth of the disturbing body. It was stated, namely, that the magnetic bodies exist usually in the basin-floor or below it.

The seismic refraction method can play an identical part (the determination of the depth of the basin-floor).

Geoelectric and seismic refraction methods have essentially identical tasks:

1. the determinaton of the thickness and lithological composition of the

young Tertiary formation filling up the basins; 2. the determination of the depth, topography and lateral petrographical changes of the basin-floor (this – indirectly – can be regarded as a structural, so-called morphotectonical information).

It is easy to comprehend, that the determination of the thickness of the young Tertiary cover is a task identical with the determination of the depth (topography) of the basin-floor. The latter can be solved only, if the vertical change of the topography exceeds the resolving power of the given depthmeasuring method. Seeing from this view, the geoelectric and the seismic refraction method may differ. The difference depends upon the local dimensions and on the local distribution of the respective physical constants. In fact, seismic velocity depends on lithological composition not the same way as specific resistivity does. Therefore, these two equally depth-measuring methods can complexly complete each other. On the other hand, the numerous analogies of the principles of application allow a completing (sometimes replacing) application of these methods.

In complex investigations, the single methods are not applied at random, but in the planned, systematic process of the exploration, the rate of the individual methods changes from stage to stage. These stages are: 1. the regional, 2. the reconnaissance and 3. the detailing stage.

From regional to detailing stage, densifying (of the nets or stations), detailing, the predominance of the detailing kinds of methods show up more and more. The principles of this were fixed up by the geophysical commission of the Council of Mutual Economic Aid (11,1964). These principles – *mutatis mutandis* – apply to our region, too.

In the regional stage, gravity and magnetic methods have dominant part. In our region, in this stage, it must be decided (by a rough qualitative denotion), where is "up", where is "down" (in the relation of the basin-floor), and where are rocks of susceptibility. A depth-measuring method (seismic, geoelectric) can be bestowed, in this stage, with the only task of checking (in a few points) the correctness of the "ups" and "downs" indicated by gravity. Such density of network is to be striven for, as allows a representation in a scale 1:500 000.

In the reconnaissance stage, the stations of the methods of qualitative character (gravity, magnetic) are to be densified to a scale of 1:200.000 or 1:100.000, and depth-measuring methods (seismic, geoelectric) come into the foreground. The profiles of the latter are directionally located by taking the evolving gravity pattern into consideration. These are long 4-5 km distant profiles crossing more than one structural indication. Their results (in our case: the basin-floor) can be represented in a scale 1:100.000. The coverage of our region corresponds to this stage.

In the detailing stage, the gravity method scarcely gets part (if so, mostly in local, so-called "micro" programs), also the magnetic survey concentrates on detailing the local indications. Depth-measuring methods are predominant. In case of oil-prospecting, now comes the turn of detailing the previously indicated structures. A prospecting of such character was performed around Sellye and Szigetvár. But, in the region, oil is of secondary importance; depthmeasuring methods can be entrusted to determine the details of the relief and the petrographical changes of the basin-floor, considering always the drillings finished in the meantime. This is a rough sketch of the future investigations, too.

Today, however, certain parts of the region are already in the detailing stage, at least as to one or another method. Such is the magnetic coverage of the northern overthrust belt and the southeastern margin; further, geoelectric and seismic coverage is on certain places (e. g. Mecsek southern margin) in or near the detailed stage. Of course, to think this system to have prevailed unbrokenly from the beginning of the exploration, would be a rather false belief. It did not prevail and could not either, because three organizations shared in the exploration, imperfectly coordinated. Moreover, the views and principles of complex investigations have been established exactly in the course of the activities. The theoretical results obtained this way are published in this paper, but, of course, the geological results are regarded as most important. These results are represented on the geologically interpreted complex basement map (suppl. 2) based upon different geophysical investigations.

The basement map includes geophysical and drilling (geological) data. A considerable part of depth data were obtained by geophysical measurements; the qualitative definitions are due, in the first place, to drilling data. The arrangement of the strips was backed by geophysical considerations; the isolated drilling data were geophysically extended in the represented way.

*

While in Fig. 9 and suppl. 1 exclusively gravity, resp. geomagnetic results are represented, suppl. 2 is based predominantly upon seismic (refraction) and geoelectric work, i. e. upon depth-measuring methods.

Seismic refracion measurements made by the HSGI 'RL' started in 1953 and finished in 1962. From 1962 on, also the MOMC have performed seismic refraction work, it is in progress even today. On the SW part of the region – in the vicinity of Sellye and Szigetvár – NOGT made seismic refraction and reflexion measurements in 1959 and 1960.

The Geophysical Institute used Hungarian made originally reflexion truck-mounted equipment of the SzM-24-52 type (24 channels) fitted for refraction requirements. MOMC have operated with a similarly Hungarian made 24 channel portable apparatus. NOGT used a Hungarian made 26 channel truck-mounted and a 24 channel portable instrument, further a 24 channel (type 51) Soviet-made truck-mounted reflexion equipment.

The principle, the methodology and the system was on the whole identical in the measurements of all the three organizations. Its essential character: the predominating rate of in-line shooting (reduced quantity of broadside shooting). As to the density of the profile-net, the HSGI 'RE' program can be regarded more of the reconnaissance, that of the MOMC and NOGT, reconnaissance and detailing kind. The profile-net is represented on Fig. 12, a seismic profile with its complex preceding events (Δg , ΔZ), on Fig. 13. In the beginning, first arrivals were used, the field procedure was fitted

In the beginning, first arrivals were used, the field procedure was fitted to this. Later on, advantage was given to CRM (correlation system of refraction work). Interpretation was and is made with the widely known simple procedures (break-point, intercept time, time-control, wave-front).

The major part of geoelectric measurements were carried out by the MOMC from 1958 on, with a Soviet-made field potentiometer EP-I type. The system of measurements was VES, with a maximal electrode spacing of 3000 m.

The specific resistivity curves underwent both qualitative and quantitative interpretation. The main point of the former is the izoohm map and the grouping of characteristic curves. In the course of the quantitative interpretation, local figures for the specific resistivity and depth-points were determined, with the aid of two- and more layer curves. Of these, geoelectric profile-sections were prepared. Such one is represented, together with its complex preceding events (Δg , ΔZ), on Fig. 14. The entire profile-net is shown on Fig. 15. The geoelectric profiles served as basis for preparing the depthmaps. The latter were employed in preparing suppl. 2.

Telluric measurements were carried out by the HSGI 'RE' in 1961 with a T-9 GMGy factory made and two own-made equipments. The measurements and the calculations followed the usual way. The izoareal map of the telluric survey was applied to check up, and correct the seismic relief-map on the SW part of the region.

Suppl. 2 is a complex map of the basement, the floor of the young Tertiary basin. Several reasons urged to accept this horizon as datum-horizon. One of these was the connection of the minerals to it or to its subsurface. Further, Nature herself directed our attention to this horizon since, of all possible stratigraphical horizons this one is enhanced by the distribution of the physical constants.

The floor of the Neogene basin: this is the realistic aim of the investigations. The lateral stratigraphical and petrographical arrangement of this will be detailed in the following as deeply as allowed by the complex investigations carried out till now.

The structure of the basin-floor of the region can be roughly characterized by the statement, that - proceeding from the north to the south - five different basement-strips can be distinguished in it. The strips are separated, in general, by E-W and NE-SW tectonical lines. The five strips are as follows:

1. crystalline basement north of the Mecsek;

2. the Permian-Mesozoic strip of the Mecsek itself, with an exposure of the fundament-granite on its western part;

3. the South-Baranya crystalline ridge and the Mórágy granite-area;

4. the Permian-Mesozoic strip of the Villány mountain;

5. the presumably metamorphic strip south and southwest of the Villány mountain.

The strips are bordered, on the west and east, i. e. on the southwest and northeast resp., by crossfaults of approximately transverse direction. The "termination" of the Permian – Mesozoic strips, on the west or southwest lies near the boundaries of the region; toward east or northeast, the strips cross the boundary of the region. Transverse (i. e. abt. NW-SEstriking) tectonical lines can be recognized within the individual strips, too. The importance of such, is secondary as compared to that of the main ones, but not negligible.

Strip I is represented, on our map, only with its southern part. Its tectonical boundary to the strip 2 – between Szulimán and Ibafa – was drawn according to seismic, geoelectric (relief) and gravity (course of the Bouguer anomalies) considerations. For drawing the section between Bakóca and Liget, only a single refraction profile (KáR-1) stood at disposal, therefore also $\Delta g/H$ calculations and the known Miocene tectonics were needed to denote the course of the section. The further section of this tectonical boundary – between Magyaregregy and Nagymányok – is known for long in geological literarure as the "northern overthrust belt".

The tectonical feature NE of Mecseknádasd was composed on the basis of seismic (relief) and geological considerations.

The eastern boundary of the strip 1 is geologically drawn so as represented.

The petrographical composition of the strip 1 between Kadarkút and Gálosfa is scarcely known. The value and course of the gravity and magnetic anomalies, in addition to the seismic velocity (4000-5000 m/s), does not contradict an assumption of metamorphic floor on this area. The geological survey made it clear, that the material of the Permian sandstone was transported to its present site the from north. This corroborates the assumption. The material of the Permian sandstone suggests a metamorphic and granite area of erosion. The (Szalatnak type) Silurian gravel in the Lower Permian, and the quartz-porphyry pebbles of the entire Permian allow the assumption that a thin Silurian may have existed in the area. Of this, however, only traces may exist nowadays at most.

Also the occurrence of Permian, and what is more, of Middle Triassic (Anisian) traces, having survived erosion, is not unimaginable. Upper Triassic and Jurassic are, however, not probable.

In the vicinity of Liget, the crystalline uniformity of the strip 1 is interrupted by a strip of Middle Triassic limestone (1b). According to seismic and geoelectric data, its surface is rather featureless; the whole – slightly sunken – mass mildly leans from WSW towards ENE. On the NE and SW, it is bordered by cross-faults; the former is more pregnant. Apart from geophysical data, this is proved by the granite at Szalatnak found in -500 m, while at Liget, Anisian limestone lies in -1000-1200 m.

E of the area in discussion is the Szalatnak-Györe block, where the basin-floor is disclosed by numerous drillings. On the western, higher part of the block, the immediate fundament of the Neogene is Middle Triassic (Anisian) limestone, unfolded. Underneath, Lower Triassic and Upper Permian sandstone follow, similarly unfolded. Further down, folded Silurian clay-shale follows, underlain by granite. It may be, that also on the eastern – deeper – part of the block, Triassic, incidentally younger Mesozoic forms the immediate basin-floor, but also unknown Paleozoic or Proterozoic rocks may exist (see e. g. the granite at Szekszárd). No qualitative determination was allowed by the geophysical interpretation, the relief data of the floor are, however, rather reliable. The eastern boundary of the block is indicated by a sudden change in the topography of the basin-floor.

The strip 2 is, in fact, the Permo – Mesozoic range of the Mecsek mountains. Its greater part is exposed to the surface, its western end (strip-spot 2a) is, however, covered by Neogene sediments. The 2a, upon which a number of geophysical measurements were carried out, acted more rigidly than the main bulk of the 2; it answered to tectonical forces with faults. It is divided into four blocks. The block-mosaic of Csertő is relatively sunken. The depression is filled up by Permian sandstone. Seismic refraction measurements indicated a boundary of high velocity in a depth of 1000 m from the surface. The geoelectric survey caught a high-resistivity horizon at about 300-500 m from the surface. It may be assumed that seismic shooting found the granite basement as refractor, while the immediate basin-floor (Permian sandstone, here) was determined by the geoelectric survey (Fig. 16).

Similar phenomena were observed elsewhere too – e. g. at Szilágy, Martonfa, Ellend. The relief-map of the basin-floor of this place is based upon electric data.

In the block-mosaic Ibafa, the basin-floor is built up of Lower Permian sandstone, quartzporphyry and (on the south) serpentine. The latter is indicated by magnetic anomaly too. The anomaly suggests a considerable extension of the serpentine body, the question, however, - whether the serpentine creeps below the Permian anticline of the western Mecsek or not - is left open.

The main bulk of the strip 2 – as mentioned – is the Permian-Mesozoic range of the Mecsek, exposed to the surface. Its northern boundary (southern of the strip 1) was just described. On the south, it is delimited by a large overthrust belt, which, beginning at Szigetvár, runs through Pécs until as far as Ófalu, and is well-known from numerous geological data of both drillings and daylight. Along this plane, even recent movements have taken place in consequence of which, the Lower Pannonian formations were, here and there, overthrusted by Permian-Mesozoic strata.

This tectonical line must have existed and been alive formerly too, because e. g. in the vicinity of Szilágy and Martonfa only Upper Permian (Jakabhegy facies) sandstone is known; while in the Mecsek the whole series of the Permian exists. Further: Upper Carboniferous is reported only from the strip 3, there is none, however, in the underlying of the Mecsek Permian.

The strip 2 is terminated, both on the west and on the east, by a big fault.

Not much is to be accounted about the Mecsek mountain itself (in the topographical sense of the word). According to our basic principles, the very terrain for the investigations begins there, where the outcrop of the older (than Tertiary) rocks (i. e. the morphological mountain) ends. We take the liberty to remind of the introduction, where it was mentioned briefly, that the outcropped strip of the mountain on the west is tectonically composed of an anticline, and on the east, its predominant tectonical element is a closed syncline.

The tectonical line separating the two main elements is a continuation of the aforesaid one, separating the Liget and Szalatnak blocks in the strip 1. The Miocene andesite of Komló broke through the Mesozoic at the crossing of this and a main one. There are conspicuous magnetic anomalies on this area, but Miocene volcanism cannot be separated from Cretaceous one merely upon geomagnetic considerations.

The strip 2 is cut, on the east, by the already mentioned cross-fault at the edge of the big Neogene depression of Cikó – Bonyhád (see: Miocene lignite of Hidas); on the south, i. e. southeast, by the great overthrust belt of the Mecsek, which starting at Szigetvár (at the boundary of the strip 5) and running through Pécs crosses the boundary of the region.

The northern-northeastern boundary of the strip 3 (the South Baranya crystalline ridge) is the southern-southwestern boundary of the strip 2 just

described. Far more difficult to delimit it on the south, since its progress of development was much similar to that of the strip 4. It is obvious, however, that north of the Kisdér – Bátaszék line, the basin-floor is generally crystalline, while south of it, the basin-floor is composed of Permian and Mesozoic sedimentary rocks.

The strip 3 can be further subdivided. Northeast of the Pécs – Bátaszék line, granite, southwest of it, crystalline metamorphic rocks and Upper Carboniferous rocks occur. At Gyód, the serpentine drilled coincides with a magnetic maximum which is accompanied by a minimum. The magnetic anomaly can inform only about the strike of the serpentine body. Between Szigetvár and Pécs, a rather complicated zone is to be assumed as a continuation of the southern overthrust belt of the mountains, – consisting essentially of granite and crystalline rocks.

In the area of the Ellend basin, the gravity values in the whole, agree with those of the far shallower Turony – Újpetre area, where the basin-floor is built up of thick Permian overlain by a slight Mesozoic. Rather surprisingly, the density of these Permian and Lower Triassic clastic rocks must come close to that of the Neogene rocks, that means that a (seismically or electrically det.) deep floor and great anomaly never indicates Permian sandstone, while shallow floor and small anomaly on this area indicates Permian sandstone.

It is worth mentioning, that at Téseny, Upper Carboniferous shale and sandstone is known.

The northern boundary of the strip 4 is the uncertain southern boundary of the previous strip, i. e., with a rough delineation, the Kisdér – Máriakéménd – Monyoród – Bátaszék line. Its southern boundary is the NW-SE striking tectonical line separating it from the strip 5.

In the vicinity of the Villány mountain, in the Monyoród-Bár range, the basin-floor is formed by Mesozoic (Triassic-Jurassic-Cretaceous). This large massive block is tilted over to the east; on its western part, also Lower Triassic and Permian formations occur in the floor of the basin.

The geophysical coverage of this area is far from complete, even if related to the reconnaissance stage. East and south of the Villány mountain, in fact, there are no data whatever, obtained by any depth-measuring method. Also drilling is scarce.

The southern termination of the Villány mountains is completely undiscovered as yet. It must be cut off by the northeastern boundary of the strip 5, and further to the south, crystalline formations build up the basinfloor.

The Villány mountain is nothing else, than an overthrust belt in itself, and is continued buried under the Neogene as far as, i. e. no farther than, until the floor-relief suggests elevated blocks. The range crosses the Danubeline and is supposed to continue towards Kunbaja and Madaras (outside the region). To the southeast (Beremend), under the Neogene cover, there are Cretaceous (carbonate) rocks, folded, overthrusted, i. e. resembling of the Mecsek.

The strip-mosaic Újpetre – Mohács – Kölked reveals a pattern similar to the western Mecsek. Its general structural form is an approximately W - E striking large anticline of an east-plunging axis.

North of this mosaic is situated the Máriakéménd – Dunaszekcső – Bátaszék triangle, where the basin-floor is, in overwhelming majority, composed of Middle Triassic limestone. On its northern margin, terrestric Upper Permian is settled upon the granite reported from the strip 3.

The relief of the basin-floor – assumably the entire structural pattern – seems to be rather quiet, mild folds and faults occur.

On the east, the strip 4, too, is terminated by the tectonical boundary referred to several times.

The strip 5 can by no means be termed either Mecsek or Villány mountains, because it is nothing else than a huge tectonical depression, dipping southwestward. The valley of the Drava river indicates this tectonical feature rather well.

Seismic exploration for oil was carried out on this area, having indicated a basin-floor of varying velocity-conditions. The velocity of the "seismic" floor, i. e. the seismic velocity-range of the

The velocity of the "seismic" floor, i. e. the seismic velocity-range of the basin-floor, varies between 4300 m/s and 6000 m/s. This indicates — in first approximation — a variegated pattern of rocks. In fact, however, the basin-floor was tested by drilling and elementary geological considerations to be uniformly crystalline or perhaps of Upper Carboniferous rocks. The changes of the seismic velocity may indicate not so much facies or petrographical changes, as different depth. At any rate, the highest velocities can be ascribed to crystalline rocks, medium velocities in medium depth, mostly to granite or Upper Carboniferous, and lower velocities (within the given range) in relatively great depth can be interpreted as belonging to some lower horizons of the Neogene basin-formation (i. e. not to the basin-floor). For this reason, to the depth-data furnished by seismic survey in these places, 200 m were added.

Only the northeastern tectonical boundary of this strip is known. The others are outside the region, even beyond the borders of the country.

The character of the tectonical lines bordering the strips, changed several times during the history of the Earth, according to the direction of the tectonical forces. The details of these processes are, in most cases, unknown. Best discovered is the Szigetvár – Pécs – Ófalu so-called "Mecsek-foot" line which was developped before the Permian as a fault, and functioned after the Pannonian, as an upthrust zone.

In the intervening period, its role is uncleared, only its facies-separating part is obvious. This is the most important paleogeographical significance of all tectonical lines, too, bordering the other strips.

Thus far extends our present overall knowledge concerning the region. The monography was designed so as to furnish the reader with a rough idea also about the further tasks.

In the sense of the introductory words of the last chapter, further tasks can be summed up thus: to develop the coverage until the detailed stage and to introduce new methods.

The informations expected of geophysical exploration always have been and will be restricted by the considerable overlapping of the physical constants of the rocks of the region. Consequently, there is a rational limit to the densification of the survey-net. Nowadays, the rational limits are still far from being reached.

The detailing measurements - according to the present ideas and under the present technical conditions - are confronted by the following tasks.

Strip 1 demands a general densification. Beside this, on the western part, the separation of the granite from crystalline rocks is a future task for geophysics. An as exact as possible knowledge of the basin-floor is of hydrogeological importance too. The Mesozoic formations of the strip-element 1b also await subdivision. On the eastern part of the strip, the hope for Lias coal measures (for the formation) requires structural investigation.

Strip 2 also requires a general densification. Special tasks: the tracing of the faulted zones, of buried diabase and phonolite bodies, of the possible ore-lodes of the granite (in the vicinity of Nyugatszenterzsébet), of the Lias coal-measures in the vicinity of Kán, Abaliget, Tekeres, Orfű.

On the strip 3, beside a general densification, the task is an exact determination of basic metamorphites, and the investigation of an accidentally "productive" Upper Carboniferous. Northeast of the Mórágy hills, the contact of the granite and crystalline schists is to be traced; beside this, an attempt is suggested to reveal accidental ore-veins (pirite, chalcopirite, tetrahedrite, molibdenite) of the thick loess-covered granite area.

On the strip 4, the task is to delineate the exact boundaries of the strip, the separation of the Permian-Lower Triassic from the Anisian, the limitation of the areas of bauxite of commercial significance, the determination and delimitation of the (Permian-Lower Triassic) gypsum formation.

In the strip 5, the further task of geophysics is the exact determination of possible oil-structures in the Neogene formation.

The most important task ahead of well-logging seems to be the requirement of the tracing of the element-dispersion of the penetrated rocks, along the bore-hole.

Geophysical investigation always insisted and will do so, still more, in future, upon having so-called "parameter-identifying drillings" at disposal.

A great deal of the tasks enumerated can be solved on the present technical level, a part of them, however, nowadays are beyond our reach. The latters show the perspectives of the required development of the instruments and of the methods.

A substantial development in the line of gravity and magnetic instruments cannot be expected in the near-future. The development of these two methods can be envisaged within the sphere of secondary interpretation and calculation of the disturbing bodies. Even aero-surveys seem to be justified for this purpose.

The perspectives of development of the depth-measuring methods have been pointed at in the respective previous chapters. They can be summed up by the statement: increase of the resolving power and penetration below the basin-floor.

The above-mentioned task of well-logging geophysics is - at the same time - its required development.

Every method must aim at an increase of exactness, economy and at the correct geological interpretation.