

Issue N<sup>o</sup> 10 sz. füzet

ÁLTALÁNOS FÖLDTANI SZEMLE  
(General Geological Review)

A Magyarhoni Földtani Társulat  
Általános Földtani Szakosztályának  
időszakos kiadványa

Szerkeszti  
a Szakosztály Vezetőségének közreműködésével

Dudich Endre

Kézirat  
Magyarhoni Földtani Társulat  
(Geological Society of Hungary)

Budapest, 1977

Kiadja: Magyarhoni Földtani Társulat  
Felelős kiadó: Dr. Hámor Géza  
Eng.sz.III/SZI/88/1976  
Készült: 550 példányban  
77/3039 MTESZ HNy.-Bp.

T A R T A L O M - C O N T E N T S

	<u>Oldal</u>	<u>- Page</u>
BODOKY T., JÁNVÁRY J., NEMESI L., POLCZ I., SZEIDOVITZ Gy-né		
Komplex geofizikai kutatások eredményei a Nyírségben	5	
(Results of Complex Geophysical Surveying in the Nyírség Area, NE Great Hungarian Plain)		22
 BALLA Zoltán		
A börzsönyi paleovulkán rekonstrukciója	45	
(Reconstruction of the Middle Miocene Paleovolcano of the Börzsöny Mountains, NE-Hungary)		87
 BODZAY István		
Földtani modell neogénnél idősebb képződményeink szénhidrogénkutatási perspektíváinak megítéléséhez	113	
(Geological Considerations for Assessing the Hydrocarbon Prospects of the Pre-Neogene Formations in Hungary)		170
-----		
Az Általános Földtani Szemle 1-10. számának összesítő tartalomjegyzéke	185	
Contents of N <sup>os</sup> 1-10 of the Általános Földtani Szemle (General Geological Review)		192



KOMPLEX GEOFIZIKAI KUTATÁSOK EREDMÉNYEI  
A NYIRSÉGBEN\*

Bodoky Tamás - Jánvári János - Nemesi László -  
Polcz Iván - Szeidovitz Győzőné

Mots-clés BRGM-CNRS tárgyszavak: Méthode-gravimétrique,  
Méthode-magnétique, Sismique-réflexion, Sismique-refraction,  
Méthode-tellurique, Méthode-résistivité, Prospection, Hyd-  
rocarbure, Tertiaire, Grande-plaine-hongroise-(secteur NE)

BEVEZETÉS

Az OKGT megbízásából az ELGI 1969-től 1973 végéig komplex geofizikai kutatásokat végzett a Nyírségben.

A kutatási terület földtanáról rendkívül kevés mélyfurási adatunk van. A preausztriai medencealjzaton fekvő paleogén összlet vastagsága, elterjedése és sok esetben még a megléte is bizonytalan. A miocén a terület egészén megvan, elsősorban a helyenként rendkívüli vastagságu vulkáni eruptivum jellemző rá. (A geofizikai mérések problémáját éppen ezek a vulkáni tömegek okozzák.) A miocént az Alföld egyéb részeiről ismert pannon és pleisztocén üledékek takarják.

A kutatások feladata az volt, hogy a korábbi felszíni geofizikai méréseket elsősorban szeizmikus és geo-

\* Előadva a Magyarhoni Földtani Társulat Általános Földtani Szakosztályának 1976. szept. 27-i ülésén

elektromos mérésekkel kiegészítve, együttesen értékelje. A komplex kiértékeléstől azt vártuk, hogy átnézetes képet adjon a neogén medence szerkezetéről, az eruptív kőzetek árnyékolási problémáiról és a neogénnél idősebb kőzetek szerkezeti viszonyairól a preausztriai aljzatig bezárólag.

A gyakorlati cél a terület CH perspektivitásának vizsgálata volt.

A geofizikai mérések együttese a négy legfontosabb felszíni geofizikai kutatómódszert, a gravitációs, a földmágneses, a geoelektromos és a szeizmikus méréseket ölelte fel. A főhangsúlyt a szeizmikus mérések kapták, amelyek éppen a nyírségi kutatások éveiben rendkívüli fejlődésen mentek át. Igen fontos szerep jutott még a geoelektromos módszereknek, amelyek a Nyírségben jelentős módszertani eredményeket értek el.

## 1. A GEOFIZIKAI KUTATÁSOK ÁTTEKINTÉSE

### 1.1 Gravitációs mérések

A Nyírség területén 1922 óta voltak gravitációs mérések, kezdetben Eötvös ingával, később graviméterrel. A terület jelenlegi gravitációs felmértsége általában 1:100 000 pontosságu.

Végeredményként bemutatjuk a terület Bouguer anomália (1. ábra) és egy gravitációs maradékanomália térképét (2. ábra).

A gravitációs térképek maximumai általában a paleo-mezozoós aljzat kiemelkedéseit, minimumai pedig ennek mélyedéseit jelzik. (Ezt az értelmezést megzavarhatják mind az aljzatban, mind az üledékben előforduló horizontális sűrűség-inhomogenitások.) A fenti egyszerű értelmezés azonban az Alföldön sokszor nem helytálló. Általában minél mélyebb az

aljzat (2—3000 m-nél mélyebb aljzat esetén), annál kevésbé tükrözi a gravitációs kép annak morfológiáját. De még ilyenkor is kimutathatók az aljzatomélység relativ változásai, amelyeket a maradékanómália térkép mutat. Ez kiemelhet az aljzat felett jelenlévő sűrűség inhomogenitást is, pl. a kisebb sűrűségű üledékekbe nyomult nagyobb sűrűségű vulkáni anyagot.

## 1.2 Földmágneses mérések

A Nyírségben 1952—53-ban végezték a földmágneses tér vertikális komponensének mérését. A mérés eredményeként 1:200 000 méretarányú térképlap sorozat készült (3. ábra). Később szelvénymenti részletező mérésekre és 1966-ban kísérleti légimágneses mérésekre is sor került.

Leggyakrabban a függőleges térerősség változását ábrázoló Z anomália térképet szokás elkészíteni. Ezen ott jelentkeznek anomáliák, ahol ferromágneses anyagokat tartalmazó kőzetek fordulnak elő, és amelyekben képződésükkor az elemi mágneses kristályoknak lehetőségük volt valamilyen irányba rendeződni. (Pl. bázikus effuzívumok esetén a kiömlést követő lehülésig és megszilárdulásig a mágneses dipólok beállhattak a Föld mágneses É-D irányának megfelelően.)

A nyírségi  $\Delta Z$  anomáliák összetett hatásokat tükröznek: a mélyebb hatókra utaló párhuzamos izovonalak szabályos menetét kisebb kiterjedésű hatások zavarják meg. Ezek kisebb mélységű hatóktól származnak.

A földmágneses mérések alapján több eljárással végeztek mágneses hatószámításokat. A hatószámításokból közelítő adatokat kaphatunk, a ható mélységére, kiterjedésére és szuszceptibilitására. (Ez utóbbi számadat pl. annál nagyobb, minél bázikusabb egy effuzív kőzet.) a 4. ábrán bemutatjuk POSGAY K. 1967-ben publikált 1:500 000 méretarányú hatótérképének a kutatási területre eső részét.

A mágneses térképek alapján a nyírségi anomáliák a miocén kora vulkanizmussal szoros kapcsolatba hozhatók, bár idősebb kőzetektől származó hatást is tükröznek. Mivel a savanyu (pl. riolitos) kőzetek nem okoznak mágneses anomáliát, a mágneses térkép nem azonosítható egyszerűen az eruptívumok elterjedési térképével.

### 1.3 Geoelektromos mérések

A Nyírség területén először 1961-ben a miskolci Nehézipari Műszaki Egyetem végzett tellurikus méréseket. Az ELGI 1967-ben kezdett módszertani geoelektromos méréseket részben OKGT megrendelésre, részben állami költségvetésből. Ezek a módszertani mérések, amelyek tellurikus méréseket, nagymélységű elektromos szondázásokat, magnetotellurikus méréseket és elektromos térbeállítás módszerrel végzett kutatásokat foglaltak magukba, értékes földtani eredményeket hoztak.

A mélyszerkezetkutató geoelektromos komplexus feladata az Alföld más területén a nagy fajlagos ellenállású — általában preausztriai — aljzat morfológiájának és mélységének kutatása volt. A tellurikus módszer nagymélységű vertikális elektromos szondázásokkal kombinálva alkalmas erre a feladatra. Nyírségi kutatásainkat is e két módszerrel kezdve, az Alföldön máshol nem tapasztalt problémákkal találkoztunk. A tellurikus térkép (5. ábra) anomáliái mégis mindenekelőtt a jólvezető üledékes kőzetek vastagságának és fajlagos ellenállásának változásait tükrözik. A gravitációs Bougueranomália képpel összevetve, első látásra alig találunk hasonlóságot, de a kisebb helyi maximumok a maradékanomáliák maximumai és a mágneses  $\Delta Z$  maximumok egyezése szembetűnő, Ez azt sejteti, hogy a miocén eruptívumok lényegesek az elektromos mérések szempontjából.



A nagymélységű dipol ekvatoriális szondázások eredményeivel korrigáltuk a tellurikus térképet, így anomáliái már függetlenek az üledékes összlet fajlagos ellenállásának horizontális változásaitól, csak a relatív vastagság-változásokat tükrözik. Az így nyert térképből szerkesztettük az u.n. felső nagyellenállású szint mélységtérképét (6. ábra), amely sajnos nem azonosítható egy adott földtani szinttel. A szeizmikus refrakciós mérésekkel összevetve azt a lényeges megállapítást tehetjük, hogy a mágneses anomáliák területén és ezek környezetében, ahol a furások is andezit-féle összletet találtak, ezen andezitek tetejének közelében húzódnó 4000—4200 m/sec sebességű szeizmikus szinttel egyezik az elektromos mélység. Más, mágneses anomáliáktól mentes területen a nagysebességű (5500—6000 m/sec) szeizmikus szinttel, azaz a preausztriai aljzattal azonosítható. Így a nagyellenállású szint néhol az eruptív tető, máshol a preausztriai aljzat is lehet.

Lényegesen több információt hoztak a magnetotellurikus mérések és az elektromos térbeállítás módszerrel végzett kutatások. Ezek a nagyobb felbontóképességű, nagymélységű módszerek felhívták a figyelmet arra, hogy a Nyírség geoelektromos tulajdonságai alapján három típusba sorolható. (7. ábra)

1. típus: A  $\xi_{\infty}$  szint miocén vulkáni anyag, amely alatt nincsenek kisellenállású üledékes képződmények. A miocénnél idősebb képződmények egyformán nagyellenállásúak, és elektromosan nem bonthatók.
2. típus: A  $\xi_{\infty}$  szint feltehetően a preausztriai aljzat.
3. típus: A felső nagyellenállású szint valószínűleg miocén eruptívumokból áll, de ezek nem közvetlenül a nagy fajlagos ellenállású aljzatra, hanem kis fajlagos ellenállású üledékekre települtek.

• A lefedett (elektromos szempontból árnyékolt) miocén és miocénnél idősebb kisellenállású összlet elterjedésével és vastagságával arányos vezetőképességet térképezhetjük. Ezzel mód nyílt arra, hogy a 3. típusú területeken is térképezhessük a nagyellenállású idősebb — valószínűleg preausztriai — aljzatot. Így készült el a preausztriai aljzat közelítő mélység térképe a Szamos medencéről (8. ábra).

#### 1.4 Szeizmikus mérések

Szeizmikus reflexiós méréseket 1949. óta végeztek a kutatási terület egyes pontjain, fotoregisztrációs felvételezési technikával.

1958. és 1962. között az OKGT Geofizikai Kutatási Üzeme az egész Nyírséget átfordó szeizmikus refrakciós méréseket végzett (BoR jelű vonalak). Ezeknek a refrakciós méréseknek az eredményei ma is értékes alapadatok. E refrakciós vonalakhoz kapcsolódva 1969-ben az ELGI reflexiós szeizmikus méréseket kezdett mágneses jelrögzítésű analóg, majd digitális berendezésekkel.

Öt éven át végzett szeizmikus kutatásaink során a terület DNY-i részén egységes, öt-nyolc km hálóközü reflexiós hálózat alakult ki (9. ábra). Ehhez csatlakoznak azok a felderítő jellegű vonalak, amelyek a refrakciós mérések nyomvonalát követve az egész kutatási területet átfogják.

A szeizmikus reflexiós mérések alapján készült első térkép, a pannóniai medence aljzatának időtérképe (10. ábra). (Az időszintek mélységének közelítő meghatározásához nyújt segítséget a 11. ábrán bemutatott diagram.)

Az értelmezést két tényező nehezítette meg. A területen rendkívül kevés a mélyfúrás. Ezeket is kiemelt területekre telepítették, így az elmélyülő medencereszek felé még a jól reflektáló szeizmikus szintek korrelációja is bizonytalan a kiemelkedések szárnyain történő kiékelődések miatt.

A pannóniai medence belső szerkezetének kutatásában a reflexiós szeizmikus eredmények nagyon jók. A pannóniai medence aljzata általában jól reflektáló szint. A pannóniai medencét kitöltő üledékösszlet belső szerkezetét a medencealjzat domborzatát követő sima lefutású szintek, kis dőlésszögű települt szerkezetek jellemzik. Vastagsága a terület nagyrészen 800—1500 m. Ennél nagyobb összletvastagságot csak Mátészalka és Ófehértó körzetében (1500—2000 m), valamint a Demecsértől (1800—2200 m), illetve Nyirpilisztől D-re (1500—2000 m) találunk. Kiemelt részt találunk Záhony-nál (400—500 m), ahol záródó maximum is valószínűsíthető. Ugyancsak záródó szerkezet az említett kiemelkedéstől DNy-ra jelentkező kisvárdai maximum tetővidéke (700—900 m). Demecsértől Ny-ra (No-23) és a nyirlugosi mélyfúrás környékén szintén a pannóniai medencealjzat kiemelkedésére utalnak adataink, de ritka szelvényhálózatunk nem teszi lehetővé ezen szerkezetek méreteinek és formájának pontos meghatározását.

A pannóniai medencealjzat kisebb záródó szerkezeit mutattuk ki, illetve valószínűsíthetjük Baktalórándházánál, Nyirkátánál, Nagyecsednél és Márktól ÉK-re.

A pannóniai medence aljzata alatt egy második szintet is térképeztünk. Ez a legmélyebben huzódó, még jól követhető reflexiós szint, tehát nem földtanilag egységes szint. A belőle készített térkép segítségével inkább a jó jel-zaj viszonytal jelentkező szeizmikus energia lehatolásának mélységéről igyekeztünk területi képet adni (12. ábra). (Ettől a felfogástól a terület D-i részén némileg eltértünk a szint végigkövetésével, amely itt valószínűleg egy miocén üledékes összletben futó szinttel azonosítható. Ezért itt az említett szint alatt még egy mélyebb szintet is bejelöltünk és térképeztünk, amelyet a 12. ábra bal alsó sarkában mutatunk be.)

Ez a térkép tehát egy szeizmikus "területtypus" térképnek tekinthető. Ezért feltüntettük rajta az u.n. "diffrakciós zónák" területi elhelyezkedését is, különbözőképpen jeleölve a miocén üledékek alatti és a közvetlenül a pannóniai rétegek alatti diffrakciós zónákat.

Diffrakciós zónákon a reflexiós időszelvény olyan jellegzetes szakaszait értjük, ahol bizonyos mélységtől kezdve a nagy energiájú és tömegesen fellépő diffrakciós beérkezések minden más beérkezést elnyomnak.

A diffrakciós zónák területén a szeizmikus reflexiós mérések a diffrakciók alól csak hiányos, esetenként semmilyen információt sem szolgáltatottak.

A zónák területén kívül a modern digitális jelrögzítésű és digitálisan feldolgozott reflexiós szelvények még a mélymedencék területén is képesek lehatolni a refrakciós aljzatig.

A térkép szintjei valószínűleg a miocén összletben futó szintek. Ez a kutatási terület egészen megtalálható. Részben a miocén szigettenger üledékeiből, részben az igen intenzív miocén vulkánosság eruptívumaiból áll.

A diffrakciós zónák földtani magyarázatát a miocén vulkanizmusban kell keressük.

A terület CH perspektivitása szempontjából alapvető, hogy az eruptívumok közvetlenül a preausztriai medence aljzatra települtek-e, avagy alattuk még idősebb miocén, esetleg felső kréta-paleogén üledékek települnek, vagyis, hogy az előzőekben megfogalmazott kettő, vagy négyréteges esettel állunk-e szemben.

Feltehető, hogy a kitörési centrumok környezetében kétréteges felépítés van, viszont a diffrakciós zónákon kívül jelentkező mély szintek és a preausztriai aljzat refrakciós mérésekből ismert mélysége valószínűvé teszik az eruptívumok alatt is folytatódó vastagabb üledékösszlet jelenlétét.

A kérdésre az eruptívumokhoz kapcsolódó diffrakciós zónákon kapott szeizmikus eredmények szegényessége miatt, csak az egyéb geofizikai módszerek eredményeit is figyelembevevő komplex értelmezés adhat választ.

Ennek alapján kitörési központoknak tartjuk a Nagycsed, Mérk, Nyirbátor, Nyirbogát vonalában húzódó nagy mágneses anomáliavonulat területét, a geoelektromos térképek által a Szamoson tul jelzett kétréteges területrészeket (7. ábra) a hodászi, baktalórándházi, napkori, kisvárdai mágneses hatók területét, a No-23 vonalon, valamint a No-22 320-340-es pontja között jelentkező diffrakciós zónák területét.

Azonban amíg a kutatási terület peremrészein jelentkező kitörési központoknál (Mérk, Nyirbogát, Szamosontuliak, kisvárdai, No-22 és No-23 vonal) a területet kétrétegesnek tételezzük fel, tehát a vulkanitokat közvetlenül az aljzaton fekvőnek, addig a kutatási terület központjában fekvő kitörési központoknál (Baktalórándháza és valószínűleg Napkor is) feltételezésünk szerint a vulkanizmus vastagabb, 800—1000 m vastag felső kréta-paleogén összletet tört át, és ennek felszínére települnek a vulkanitok.

## 2. A NYIRSÉG FÖLDTANI KÉPE A GEOFIZIKAI MÉRÉSEK ADATAI ALAPJÁN

A geofizikai mérések alapján a kutatási területet a következő részterületekre bonthatjuk (13. ábra):

1. a mérk-nyirbogáti mágneses anomália vonulattól délre eső terület
2. a mérk-nyirbogáti mágneses anomália vonulat területe
3. a mátészalkai mélymedence

4. a belsőnyírségi mélymedence
5. ÉNy-nyírségi emelt aljzatu terület
6. ÉK-nyírségi emelt aljzatu terület
7. a záhonyi, kiemelt aljzatu terület
8. a Szamoson tuli terület.

A felsorolt területrészek közül csupán az első három felmértségi foka tekinthető elegendőnek egy átnézetes földtani-geofizikai kép kialakításához. A ritka felmértség a területrészeknek a következőkben megkísérelt jellemzését természetesen bizonytalanabbá teszi.

## 2.1 A mérk-nyirbogáti mágneses anomália vonulattól délre eső területrész

A mérések eredményességét korlátozó árnyékolási problémák itt egyik módszernél sem léptek fel. A területrész ÉK-i részén (Önbölynél) — a preausztriai medencealjzat mind a szeizmikus, mind a geoelektromos adatok szerint nagy mélységben, 3500 m-nél mélyebben van. A mélymedencét Ny felé a nyírlugosi, D felé a penészleki kiemelkedés határolja. Az időtérképek fő irányai alapján elképzelhető, hogy az önbölyi mélymedence a határ tuloldalán ismert nagykárolyi törés É-i oldalán jelentkező mélymedence Ny-i vége, a penészleki kiemelkedés pedig a törés D-i oldalán jelentkező emelt helyzetű medencealjzat hazánkba átnyuló része lehet.

Igy Önbölynél a geofizikai eredményekkel egybehangzóan vastag (feltéhetően 1000 m-t meghaladó) felső kréta-paleogén összletre számíthatunk a valószínűleg néhány 100 m-es miocén összlet alatt. Dél felé és Ny felé a penészleki és nyírlugosi kiemelkedések tetővidéke irányában mind a paleogén, mind a miocén összlet jelentősen elvékonyodik. A két kiemelkedést egy

az öbolyi mélymedencéből induló és DNy-i irányban futó árok választja el. Az említett árkot harántoló No-12 jelű reflexiós szelvényt 14. ábránkon mutatjuk be.

## 2.2 A mérk-nyirbogáti mágneses anomália vonulat területe

Egy közel K-Ny-i irányban hosszan elnyult kitörési zóna alkotja, mely az aljzat egy valószínűsíthető törése mentén jött létre. A területet nagyvastagságú összefüggő miocén vulkanit-összlet borítja, legnagyobb vastagságát a gravitációs maradékanomáliák alapján valószínűleg Nyirbogát-Nyirbátor környékén és Nagyecsednél — itt meghaladja a 3000 m-t — éri el. A vulkanitok felszine alól kapott adataink rendkívül hiányosak vagy bizonytalanok.

## 2.3 A mátészalkai mélymedence

A mérések itt jelzik az egész kutatási terület legnagyobb aljzatomélységét, amely meghaladja az 5000 m-t is. Kitűnő reflexiós szintek jelentkeznek 3000 m alatti mélyséig, de még a refrakciós aljzat mélységéből is kapunk korrelálható szinteket. A terület nagyrészen a geoelektromos mérések sem találtak árnyékoló réteget, és mélységadataik jól megfelelnek a szeizmikus adatoknak. A medence pontos területi kiterjedését a geoelektromos mérések alapján ismerjük. Furási adatok hiányában csak valószínűsíthetjük, hogy a medenceüledék legalsó tagja egy 1500—2000 m vastag paleogén összlet, amelyet 800—1200 m vastag, feltehetően üledékes-tufás miocén összlet borít. A 15. és 16. ábrán bemutatott No-19 reflexiós szelvény és az ezt folytató No-22 szelvény D-i szakasza teljes keresztmetszetét adják E-D-i irányban a mátészalkai mélymedencének.

## 2.4 A belsőnyírségi mélymedence

A szeizmikus adatok tanúsága szerint a kutatási terület központi részén is egy mély medence húzódik. Határai-  
ra a rendkívül ritka szeizmikus hálózat miatt inkább csak a Bouguer-anomáliák alapján következtethetünk. A medence területén a preausztriai aljzat mélysége mindenütt meghaladja a 4000 m-t. A medence üledék legalsó tagját egy legalább 800—1000 m vastag, felsőkréta-paleogénnek valószínűsíthető összlet alkotja. A medencét Baktalórándháza – Napkor vonalában a felső kréta-paleogént áttörő és annak felszínére települő miocén vulkánosság egy É-i és egy D-i medencerészre csztja. Az É-i medencerész jól kutatható egészen az aljzatig. A D-i medencerészen a miocén felszine alól jövő reflexiók jellegtelenebbek, földtani következtetések levonására nem alkalmasak. A medencét közel É-D-i irányban harántolja a No-17 jelű reflexiós szelvény, ennek baktalórándházi szakaszát mutatja be 17. ábránk.

## 2.5 Az ÉNy-nyírségi emelt aljzatu területrész

A preausztriai aljzat a belsőnyírségi medencétől Ny felé valószínűleg lassan, É felé gyorsabban emelkedik. A belsőnyírségi medencében feltételezett vastag felső kréta-paleogén Ny-ra elvékonyodik, É-on pedig valószínűleg kiékelődik, és a reflexiós anyagból itt ismert vulkanitok már a preausztriai aljzaton fekszenek.

## 2.6 Az ÉK nyírségi emelt aljzatu terület

A területérszt D-en a mátészalkai mélymedencétől egy mind a reflexiós, mind pedig a refrakciós anyagból jól felismerhető törés választja el (16. ábra). A területen a pre-



ausztriai medence aljzatának mélysége sehol sem haladja meg a 3500 m-t. ÉK-i, K-i irányban emelkedik, és az u.n. kisvárdai maximumon nem éri el a 2000 m-t sem. A felső kréta-paleogén összlet jelenléte csak Dombrád és Kisvárdá között egy a belsőnyírségi medencéből felnyúló keskeny sávban valószínűsíthető. Ez látszik a 18. ábrán bemutatott No-21 jelű reflexiós szelvényben.

A kisvárdai maximumot és a területrészt D-ről határoló törés környékét kitörési centrumnak tartjuk, ahol a vulkanitok közvetlenül az aljzaton fekszenek. A vulkanitok vastagsága a kisvárdai maximumon kb. 1000 m, a törés környékén pedig elérheti a 2000 m-t is.

## 2.7 A záhonyi kiemelt aljzatu terület

A kisvárdai maximumtól ÉK-re egy 2—4 km széles, nagyjából K-Ny-i irányban húzódó árok van. Az árok területén a preausztriai aljzat mélysége a reflexiós anyag alapján, amelyben egész az aljzat mélységéig jelentkeznek a jól reflektáló szintek, kb. 2500—2700 m. Az árkot kitöltő üledékösszlet korára vonatkozóan semmilyen adatunk nincs, de valószínű, hogy miocén üledékek és tufák alkotják.

Az árok É-i peremén a reflexiós anyagban világosan jelentkező kétlépcsős törés mentén, amelyet valószínűleg kisebb mérvű vulkanizmus kísér, az aljzat kiemelkedik. A No-24 vonal 0<sup>00</sup> pontja körül, közvetlenül az országhatárnál, a gravitációs maradékanómália térkép további aljzat emelkedést jelez.

## 2.8 A Szamoson tuli területrész

A területen kevés szeizmikus mérést végeztek a geoelektromos mérésekhez képest. Ezért elsősorban a geoelektro-

mos eredményekre kell támaszkodnunk. A terület K-i részén, a tisztabereki furás környékén az aljzat kiemelt helyzetben van, mélysége itt alig haladja meg a 2000 m-t. A terület D-i részén ismét nagyobb, 3000 m-t meghaladó aljzatomélységet jelez a geoelektrika. Feltehető, hogy itt a szatmári furásból ismert 1000 m-t is meghaladó vastagságu felső kréta-paleogén összlet átnyulik a magyar területre is. A terület É-i részén, a Tisza mentén ismét vastagabb vulkáni összletre számíthatunk.

## ÖSSZEFOGLALÁS

Az ELGI nyirszéki kutatásainak öt éve alatt felgyűlt eredményei alapján a kutatási terület D-i felén átnézetes, É-i felén inkább csak felderítő jelleggel kialakult a Nyirszék földtani-geofizikai képe. Bebizonyosodott, hogy a terület jelentős részét mélymedencék alkotják, amelyek a ma már rendelkezésre álló legmodernebb eszközökkel geofizikailag jól kutathatók és szénhidrogén kutatás szempontjából is perspektivikusak lehetnek. A szénhidrogén kutatás szempontjából kedvezőtlenebb vulkáni kitörési zónák, illetve nagyvastagságu vulkanitokkal borított területrészek geofizikai módszerekkel egyértelműen lehatárolhatóak.

A kutatások jelen szakaszában az alapvető probléma a felgyűlt eredmények földtani értelmezése. Megfelelő furási adatok hiányában az értelmezés csak feltevésekre szorítkozhat. Ezért a kutatások feltétlenül szükséges következő lépésének a földtani alapfurások mélyítését tartjuk. A furási adatok birtokában az anyag újraértelmezhető, és a további geofizikai kutatások iránya kijelölhető lesz.

## Köszönetnyilvánítás

A szerzők köszönetüket fejezik ki az OKGT és az ELGI vezetőségének, hogy hozzájárultak e cikk megjelentetéséhez.

## IRODALOM - REFERENCES

1. BODOKY T. - HOBOT J. - JÁNVÁRI J. - NEMESI L. - POLCZ I.  
- SZABÓ G.-né - SZEIDOVITZ GY.-né 1974.  
Jelentés a Nyírségben végzett áttekintő geofizikai mérésekről (1969-73). - ELGI Adattár
2. HAÁZ I. 1961.  
Magyarország 1: 200.000 méretarányú  $\Delta Z$  anomáliatérképe.  
- ELGI Adattár
3. HOBOT J. - NEMESI L. - VARGA G. 1973.  
Összefoglaló jelentés az ELGI geoelektromos mélyszerkezeti kutatásainak 1968-73. között elért módszertani eredményeiről. - ELGI Adattár
4. HOFFER E. - SCHÖNVISZKY L. - KOMÁROMI I. - STOMFAI R. - BENDER L.-né 1970.  
Előzetes jelentés a Nyírségben 1967-68-ban végzett légi-mágneses mérésekről. - ELGI Adattár
5. KÁRPÁTI E. 1967, 1968, 1969.  
Jelentések az alföldi részletező földmágneses mérésekről. - ELGI Adattár
6. T. KOVÁCS G. 1969.  
Ujabb mélyföldtani adatok a Nyírség és Hajduság szénhidrogénkutató furásaiból. - Földtani kutatás 12. 2. 1-8.
7. KÖRÖSSY L. 1957.  
A Tiszántul mélyföldtani és ősföldrajzi viszonyai a kőolajkutatás kilátásai szempontjából. - Bányászati Lapok 9. 491-503.

8. KÖRÖSSY L. 1959.  
A nagy Magyar Alföld flis jellegű képződményei. - Földtani Közlöny 89. 2. 115-124.
9. Országos Kőolaj és Gázipari Tröszt Szeizmikus Kutatási Üzem 76. sz. jelentés: az 1961-63. évben Polgár-Hajdúnánás-Nyiregyháza kutatási területen végzett részletező reflexiós mérésekről. 1964. (KASZNER E. - GÖÖZ L.)
83. sz. jelentés: 1958-62. években Hajduszoboszló-Nyírség kutatási területeken végzett reflexiós mérések eredményeiről. 1965. (MURAVINA L. - NAGY Z.-né - UJFALUSSY A.)
10. Országos Kőolaj és Gázipari Tröszt Adattára: Mélyfurások földtani és karotázs szelvényei
11. POSGAY K. 1967.  
A magyarországi földmágneses hatók áttekintő vizsgálata. - Geofizikai Közlemények 16. 4.
12. TAKÁCS E. 1965.  
Tellurikus és magnetotellurikus mérések ÉK Magyarországon. - NME Geofizikai Tanszék jelentése
13. SZABÓ G.-né 1971.  
Módszertani jelentés a Nyírség területén végzett légi-mágneses kutatásokról. - ELGI Adattár
14. SZEPESHÁZY K. 1973.  
A Tiszántul északnyugati részének felsőkréta és paleogén kora képződményei. - Akadémiai Kiadó, Budapest
15. SZÉNÁS GY. 1965.  
A geofizikai térképezés földtani alapjai Magyarországon. - ELGI Évkönyve II.

16. VÖLGYI L. 1959.

A nagyalföldi kőolajkutatók újabb földtani eredményei.

- Földtani Közlöny 89. 1. 37-52.

17. WEIN GY. 1969.

Tectonic review of the Neogene-Covered Areas of Hungary. - Acta Geol. 13. 399-436.

RESULTS OF COMPLEX GEOPHYSICAL SURVEYING IN THE NYIRSÉG AREA,  
NE GREAT HUNGARIAN PLAIN

by

T. Bodoki, J. Jánvári, L. Nemesi, I. Polcz and Mrs. Gy.  
Szeidovitz

ABSTRACT

The primary aim of the work done in the years 1969-1973 was to examine the hydrocarbon prospects of the area and to locate the sites for further detailed geophysical prospecting.

Earlier gravimetric and geomagnetic data have been compiled, reinterpreted and completed with new seismic and geoelectric (telluric and resistivity) measurements.

Eight sectors could be distinguished. Deep troughs are considered to be perspective for hydrocarbons, while areas covered by mighty volcanogenic sequences are less favorable.

On the seismic reflection sections, interpreted with the help of (scarce) drilling evidence, a Preaustrian basement, Paleogene formations, Miocene sediments, Miocene volcanites, Pliocene and younger sedimentary formations could be discerned and delimited.

The results are graphically presented on Figs. 1-18.

Address of the authors:

T. Bodoki et al.  
H-1445 Budapest  
Columbus-u. 17. MÁRÉGI  
(Hungarian Institute of Geophysics)

## INSCRIPTIONS FIGURES

Fig.1. Gravity Bouguer anomaly map

- 1 borehole
- 2 Bouguer anomaly contour lines
- 3 area of positive anomalies
- 4 area of negative anomalies

Fig.2. Gravity residual anomaly map

- 1 borehole
- 2 residual anomaly lines
- 3 area of positive residual anomalies of high amplitude
- 4 area of negative residual anomalies of high amplitude

Fig.3.  $\Delta Z$  anomaly map

- 1 borehole
- 2 isoanomaly contour lines
- 3 area of positive anomalies
- 4 area of negative anomalies

Fig.4. Position and susceptibility of the bodies causing magnetic anomalies (after Posgay)

- 1 Palaeozoic and pre-Cambrian bodies
- 2 Miocene bodies
- 3 bodies of unknown age
- 4 computed depth less than 1 km
- 5 the calculated susceptibility of the causing bodies ( $10^{-6}$ )
- 6 dip angle of bodies
- 7 axes of groups of causing bodies
- 8 borehole

Fig.5. Telluric anomaly map

- 1 borehole
- 2 isoarea lines
- 3 elevated area
- 4 deep area
- 5 border of regions of separated surveys with different bases

Fig.6. Topography map of the shallow high resistivity horizon from the integrated geoelectric interpretation

- 1 borehole
- 2 elevated area
- 3 deep area
- 4 depth contour lines in m

Fig.7. Distribution of different "geoelectric types" on the survey area

- 1 borehole
- 2 isolines of conductivity (proportional to the thickness of the covered low-resistivity formation)
- 3 type 1:  $\xi \infty$  horizon originated from Miocene volcanites
- 4 type 2:  $\xi \infty$  horizon originated from the Pre-austrian basement
- 5 geoelectrically "four-layer" area

Fig.8. Topography map of the Preaustrian basement in the Szamos basin from geoelectric data

- 1 borehole
- 2 depth contour lines in m
- 3 no basement data because of the high resistivity Miocene formations directly overlying the basement



4 no basement data because of poor results

Fig.9. Location map of the seismic measurements in the Nyir region

- 1 borehole
- 2 seismic refraction profiles
- 3 seismic reflection profiles

Fig.10. Time map of Pannonian basin floor from seismic reflection data

- 1 borehole
- 2 isolines (sec)

Fig.11. Relation between seismic time and depth values in the survey area

Fig.12. Comprehensive time map of the deepest reflecting horizons of good correlation, and the extension and position of the diffraction zones

- 1 borehole
- 2 isochron line (sec)
- 3 correlation step
- 4 diffraction zone well below the Pannonian basin floor
- 5 diffraction zone directly below the Pannonian basin floor

Fig.13. Division of the survey area based on the results of geophysical measurements

- 1 borehole
- 2-3 Miocene volcanites observed in seismic sections
- 4 areas of deep basins
- 5 areas of relatively elevated basement

Fig.14. Reflection time section No-12b and its geological interpretation

- 1 Pliocene and younger sedimentary formations
- 2 Miocene sedimentary formations
- 3 Paleogene formations

Fig.15. Part of reflection time section No-19 and its geological interpretation

- 1 Pliocene and younger sedimentary formations
- 2 Miocene sedimentary formations
- 3 Preaustrian basement

Fig.16. Part of reflection time section No-22 and its geological interpretation

- 1 Pliocene and younger sedimentary formations
- 2 Miocene sedimentary formations
- 3 Miocene volcanites
- 4 Preaustrian basement

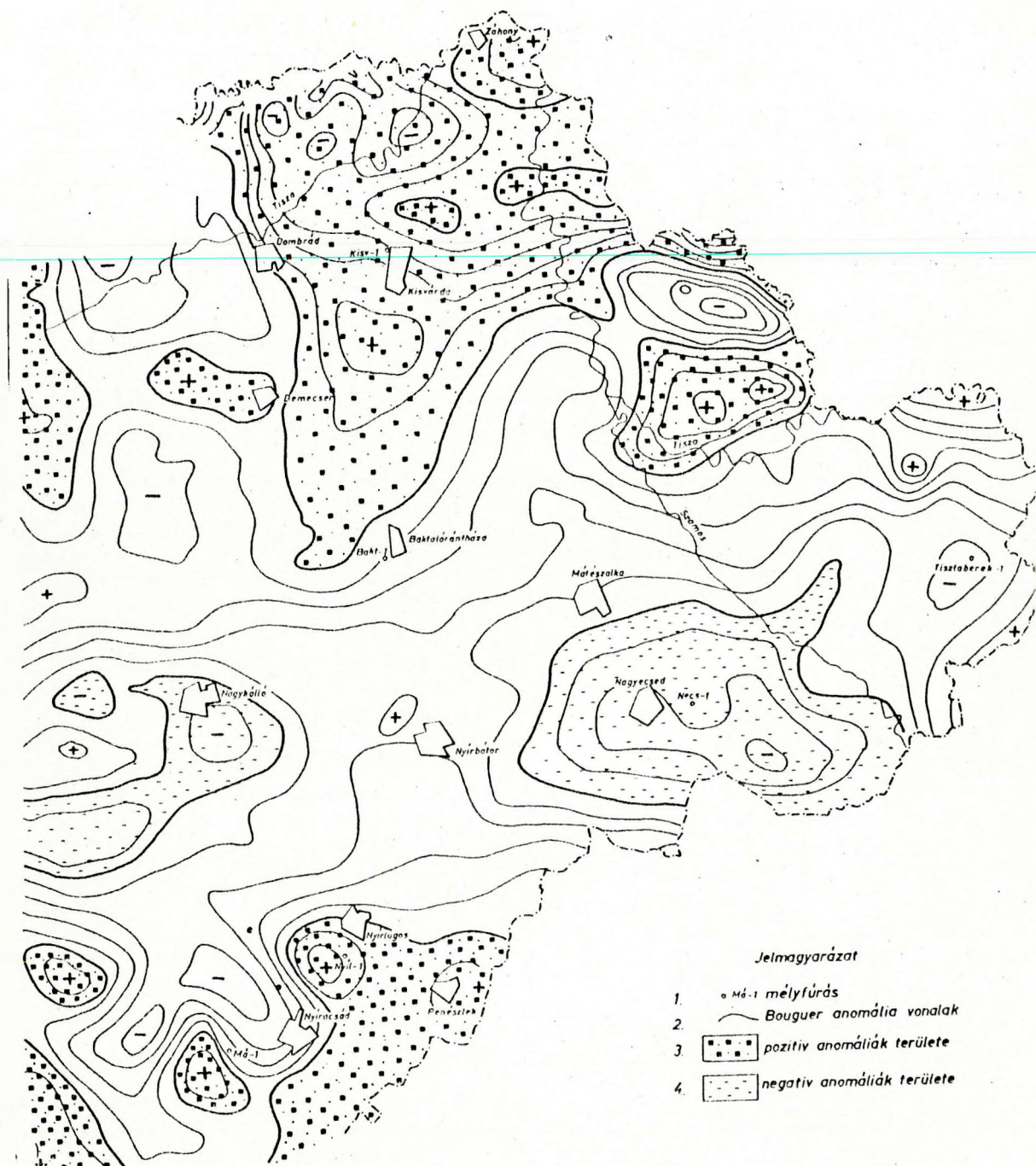
Fig.17. Part of reflection time section No-17 and its geological interpretation

- 1 Pliocene and younger sedimentary formations
- 2 Miocene sedimentary formations
- 3 Paleogene formations
- 4 Miocene volcanites
- 5 Preaustrian basement

Fig.18. Reflection time section No-21 and its geological interpretation

- 1 Pliocene and younger sedimentary formations
- 2 Miocene sedimentary formations
- 3 Paleogene formations
- 4 Miocene volcanites
- 5 Preaustrian basement

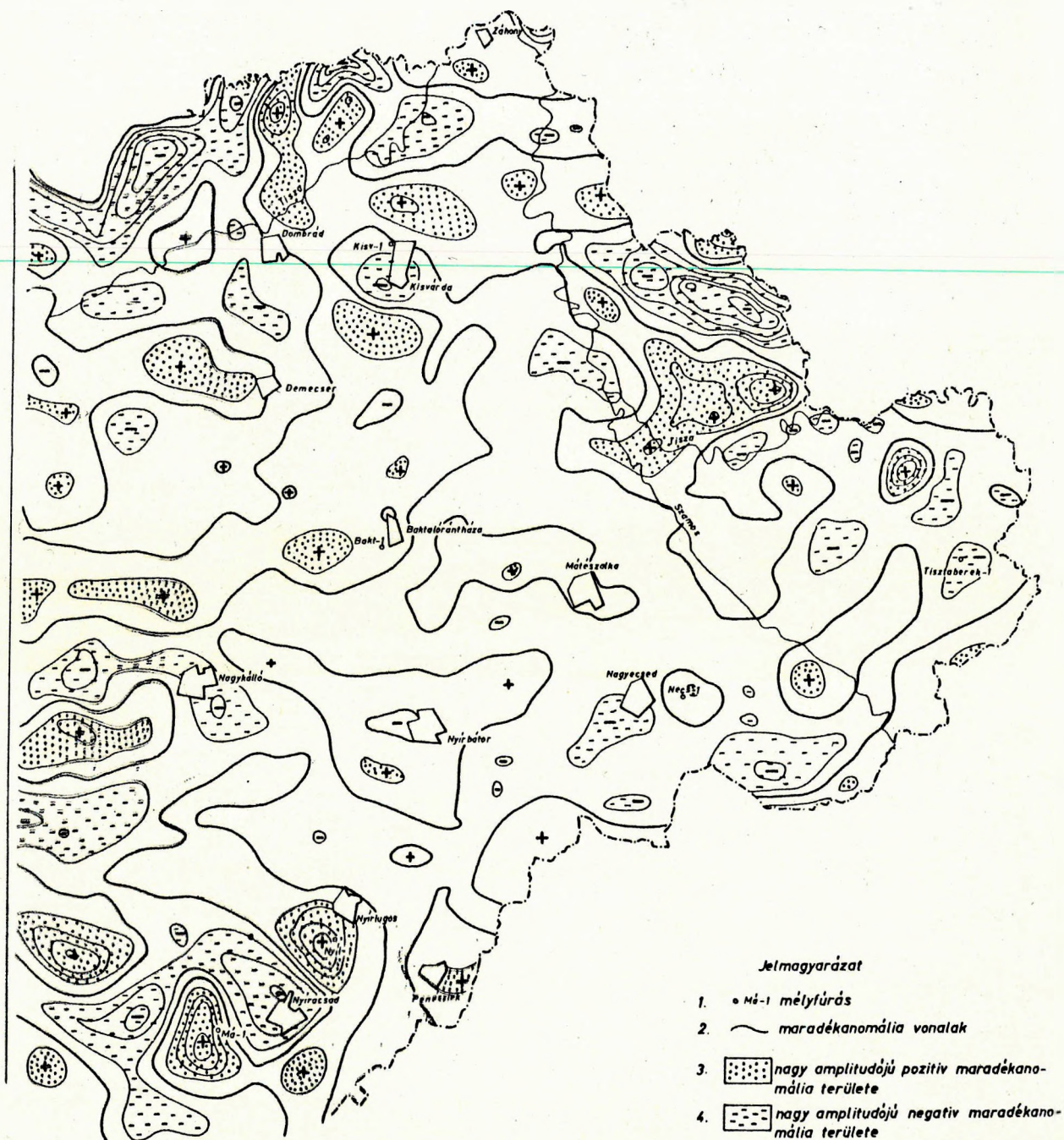
## BOUGUER ANOMÁLIA TÉRKÉP



1. ábra

A kutatási terület gravitációs Bouguer anomália térképe

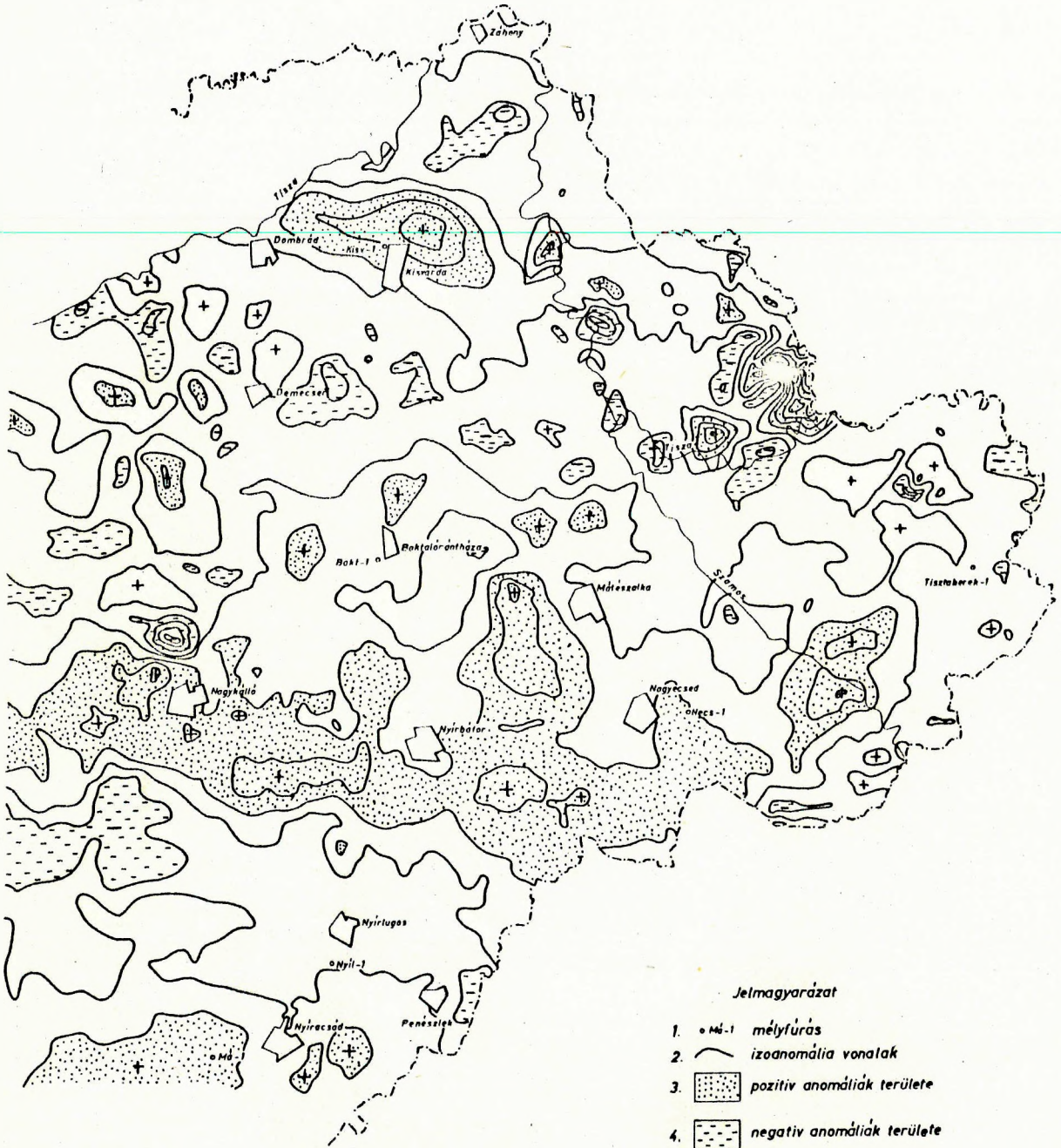
## GRAVITÁCIÓS MARADÉKANOMÁLIA TÉRKÉP



2. ábra

A kutatási terület gravitációs maradékanómia térképe

## A FÖLDMÁGNESES TÉRERŐSSÉG ΔZ TÉRKÉPE

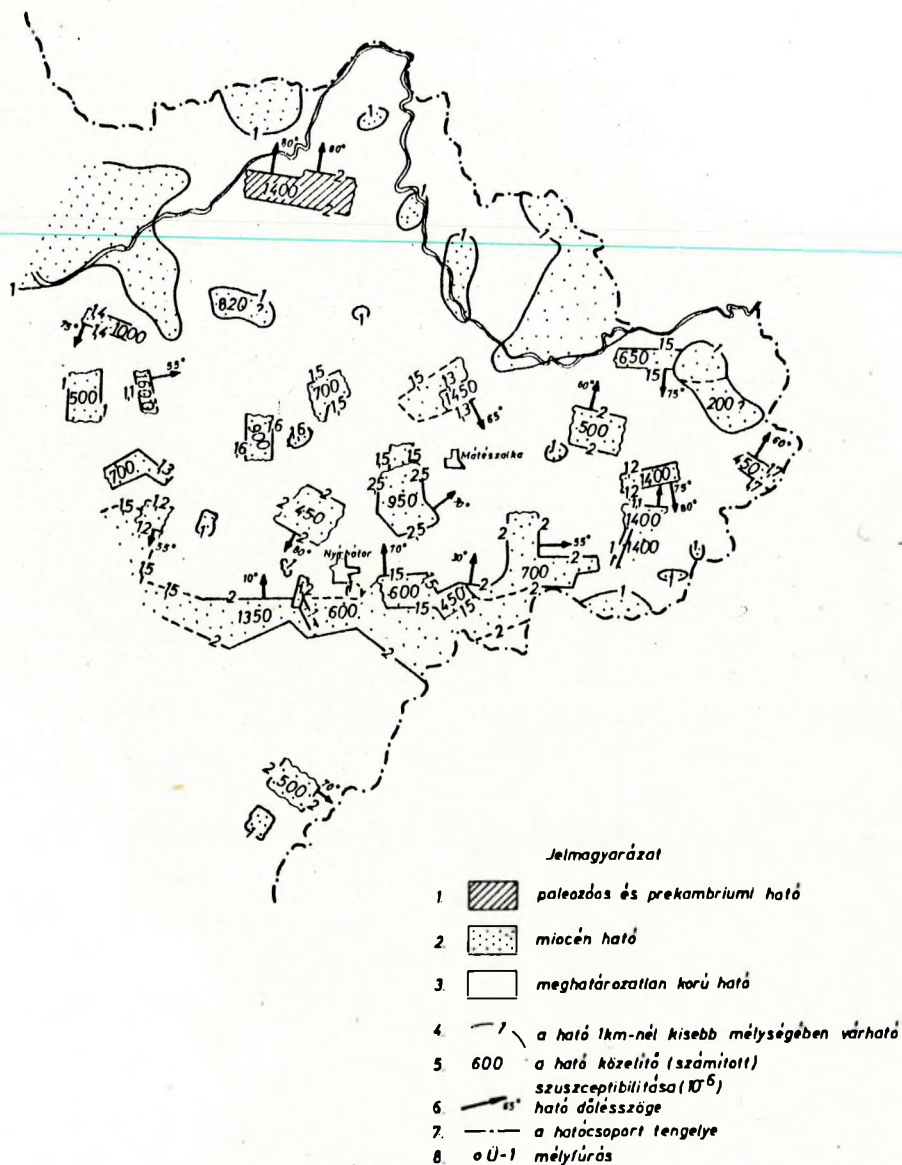


3. ábra

A földmágneses tér vertikális összetevőjének anomália térképe a kutatási területen

## Mágneses hatóterkép

(Posgay 1966)

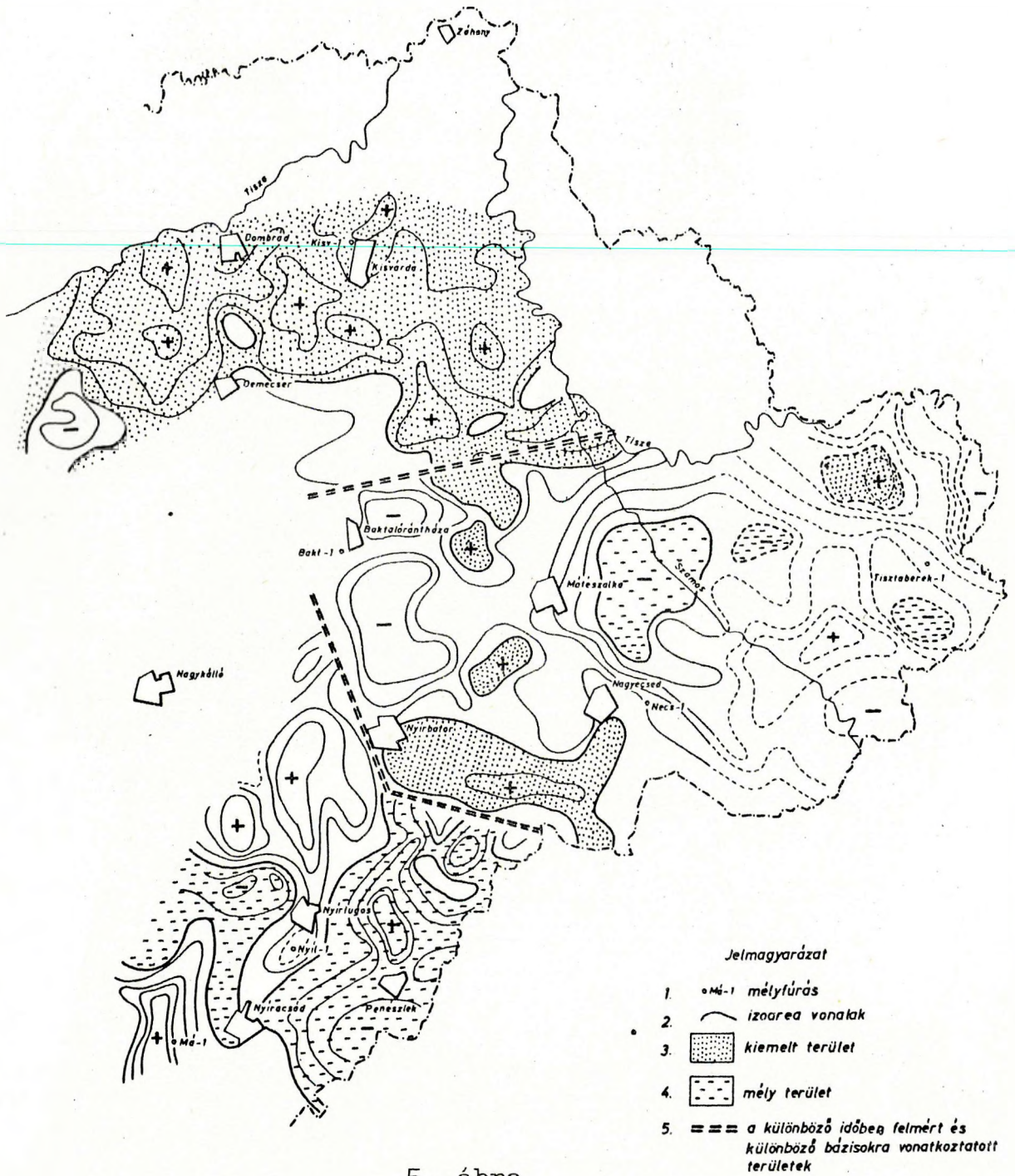


4. ábra

4. ábra

A mágneses anomáliákat okozó ható testek térbeli helyzete és szuszceptibilitása a kutatási területen (Posgay nyomán)

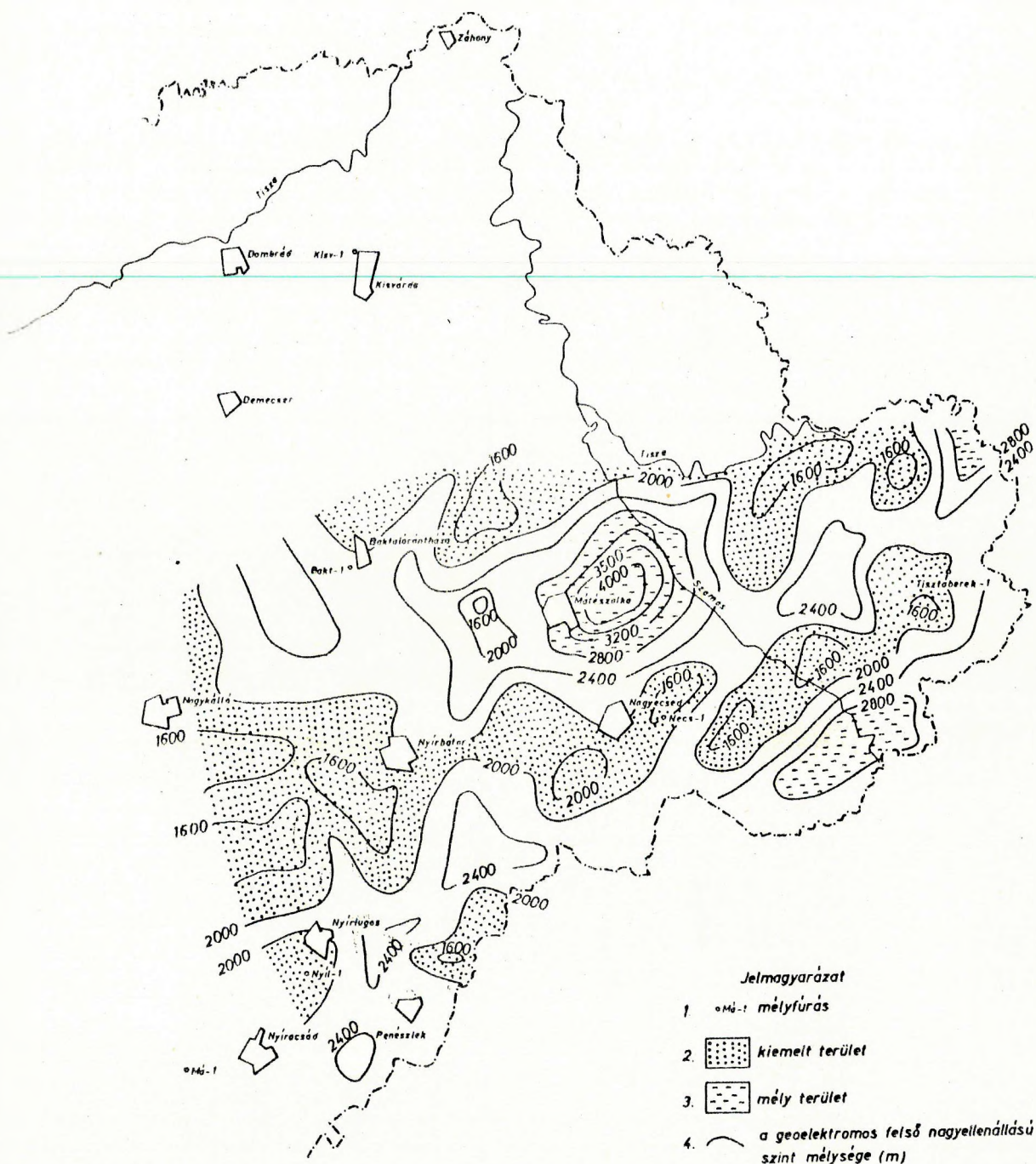
## TELLURIKUS IZOAREA TÉRKÉP



5. ábra

A kutatási terület tellurikus anomália térképe

# A GEOELEKTROMOS FELSŐ NAGYELLENÁLLÁSÚ SZINT MÉLYSÉGTÉRKEPE

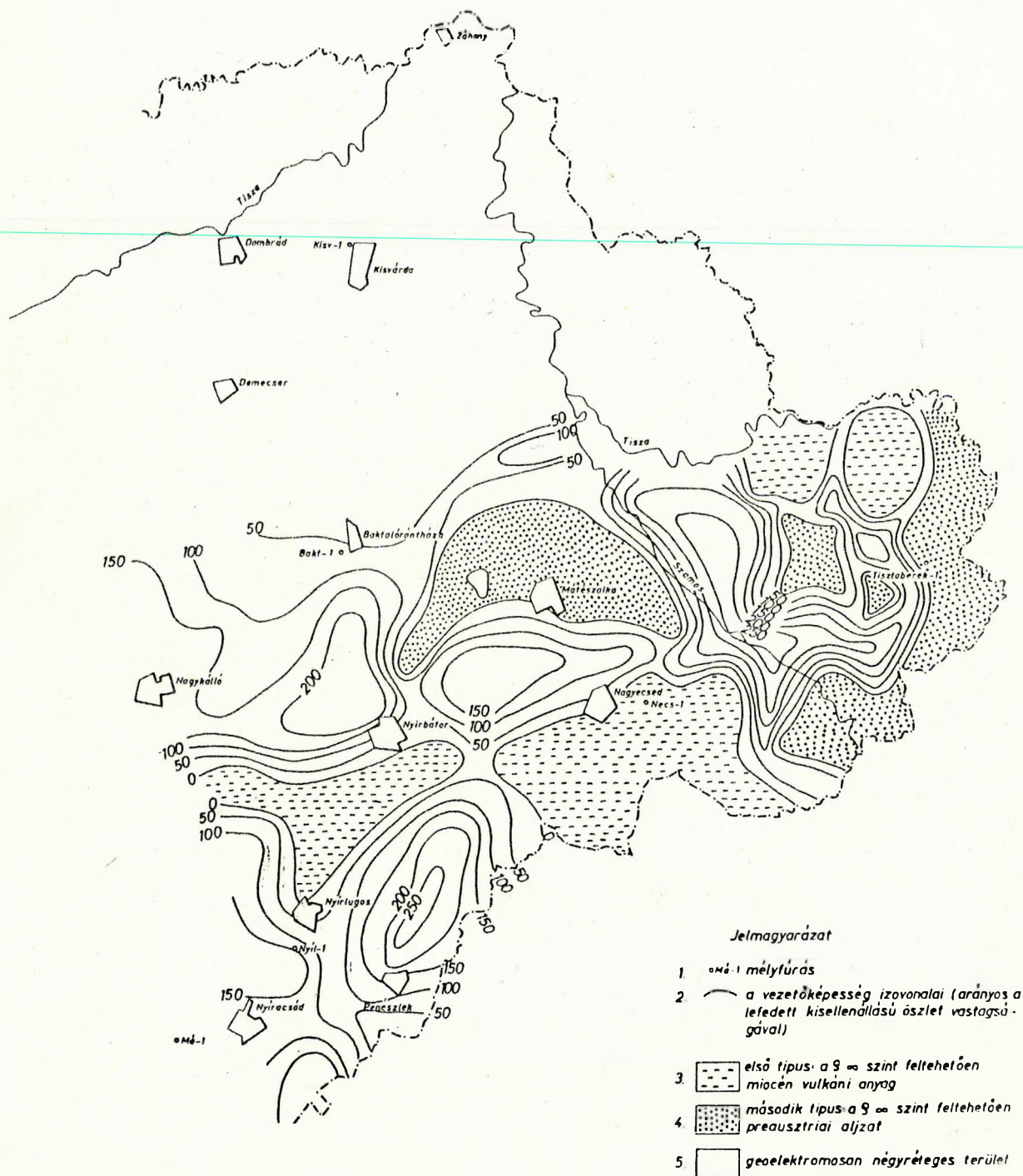


6. ábra

A geoelektromos mérések "felső nagyellenállású" szintjének mélységtérképe



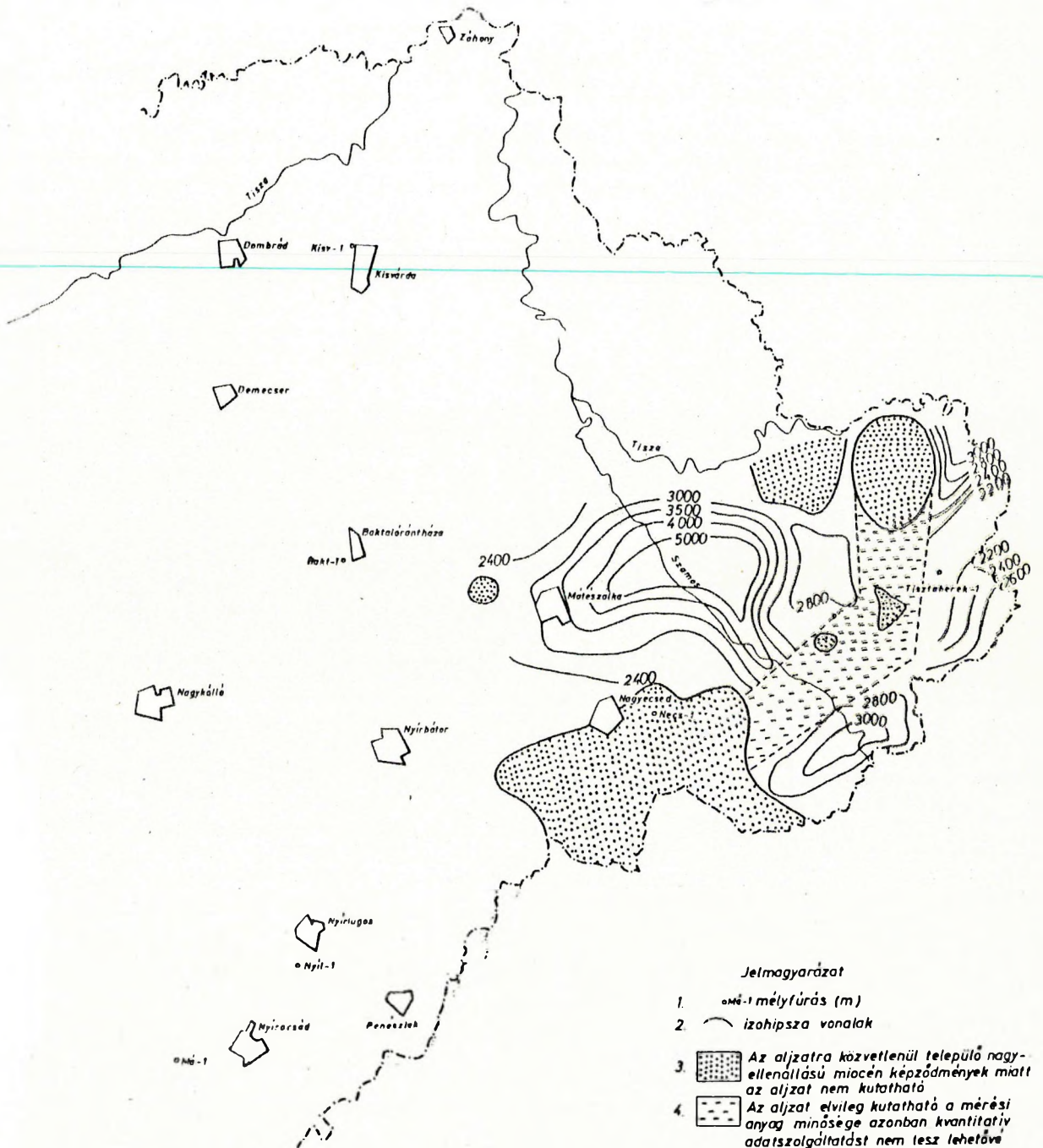
## GEOELEKTROMOS TERÜLETTÍPUS TÉRKÉP



7. ábra

A kutatási terület geoelektromos "területtípus" térképe

## A PREAUSZTRIAI ALJZAT MÉLYSÉGTÉRKEPE GEOELEKTROMOS MÉRÉSEK ALAPJÁN

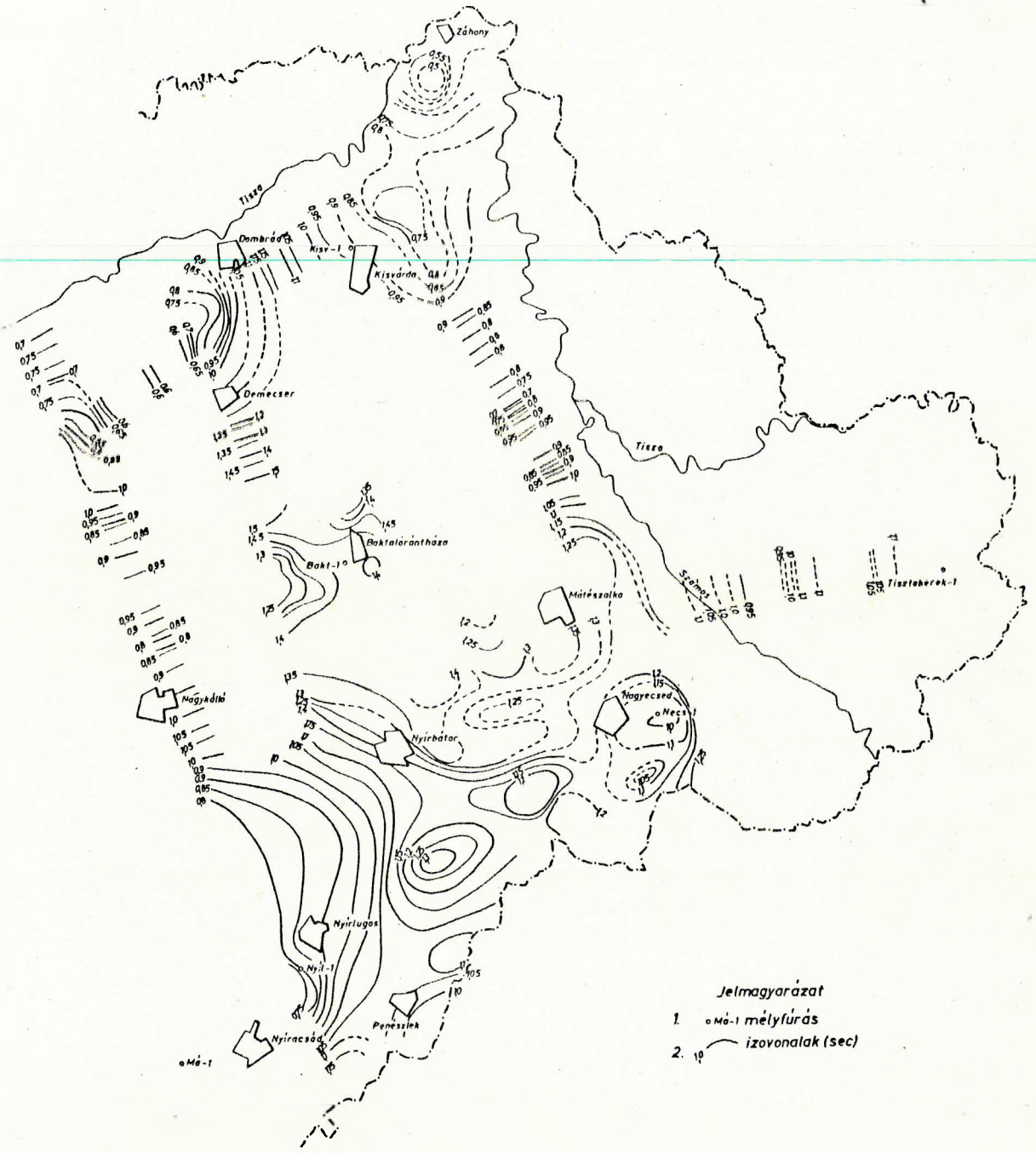


8. ábra

A preausztriai aljzat közelítő mélységtérképe a Szamos-medencében a geoelektromos mérések alapján .



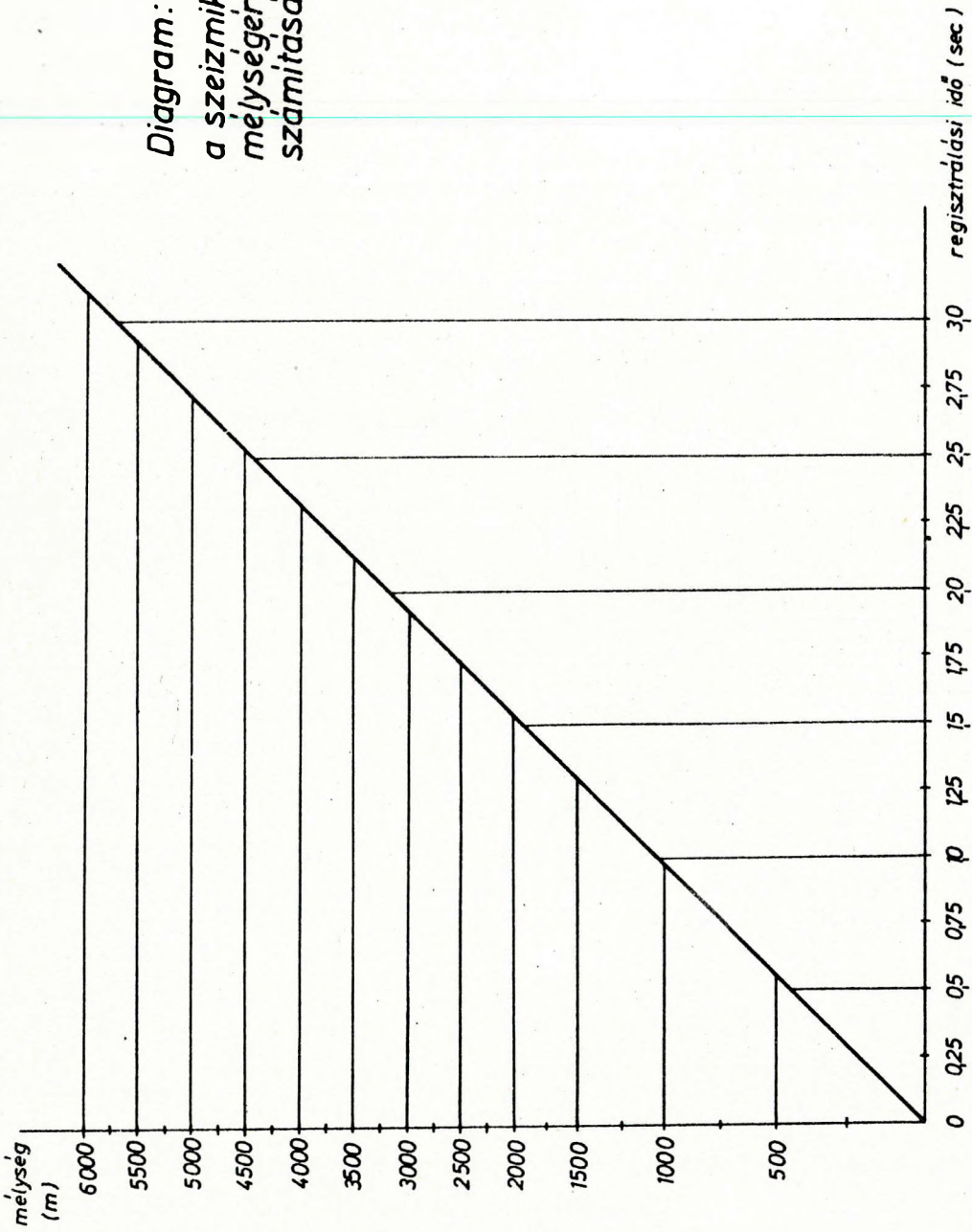
A PANNÓNIAI MEDENCEALJZAT IDŐTÉRKEPE



10. ábra

A pannóniai medence aljzatának időtérképe a szeizmikus reflexiók mérése alapján

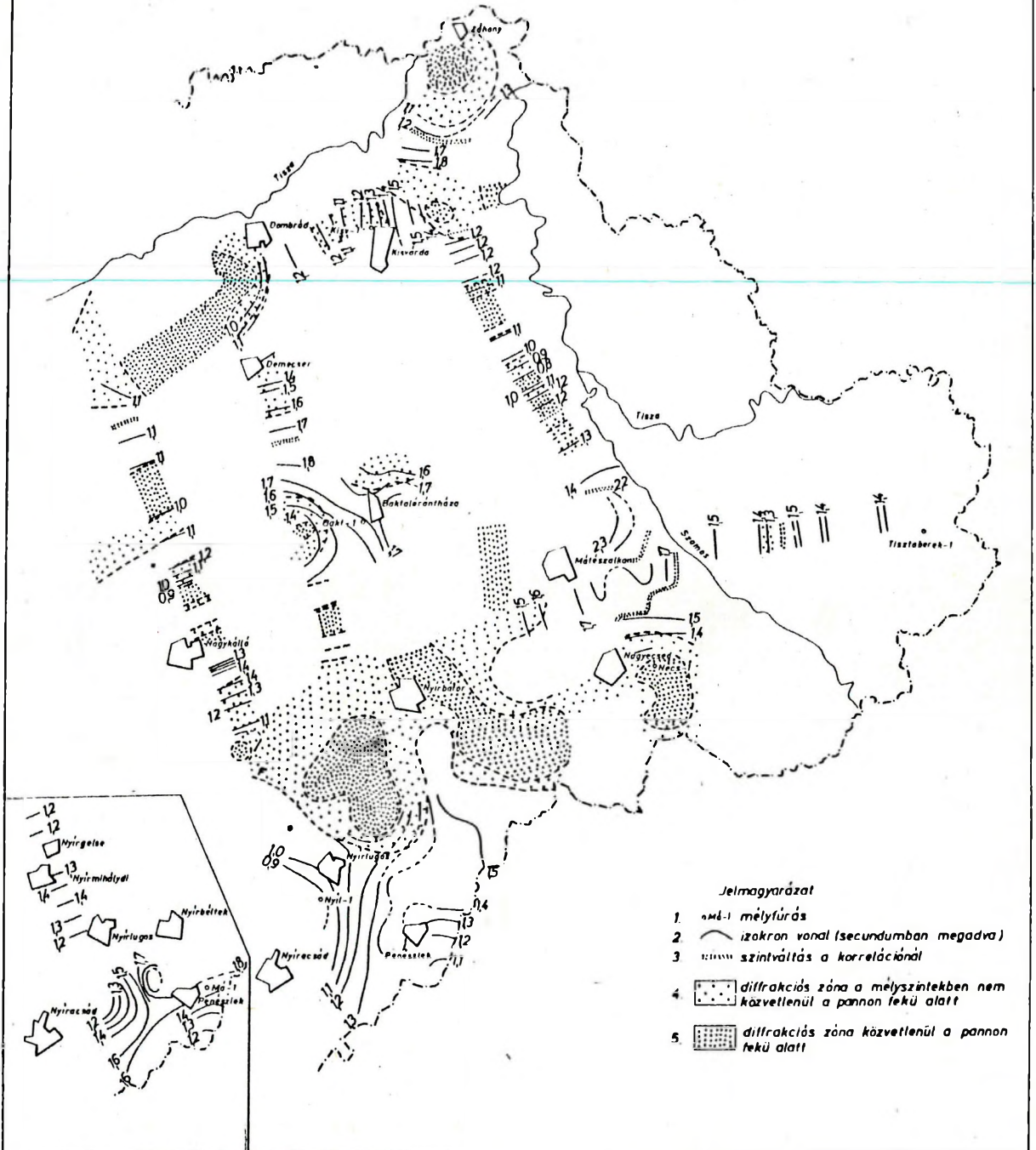
Diagram:  
a szeizmikus idő értékek  
mélységértékeké történő át-  
számításához



11. ábra

A szeizmikus idő és mélységértékek összefüggése a kutatási területen

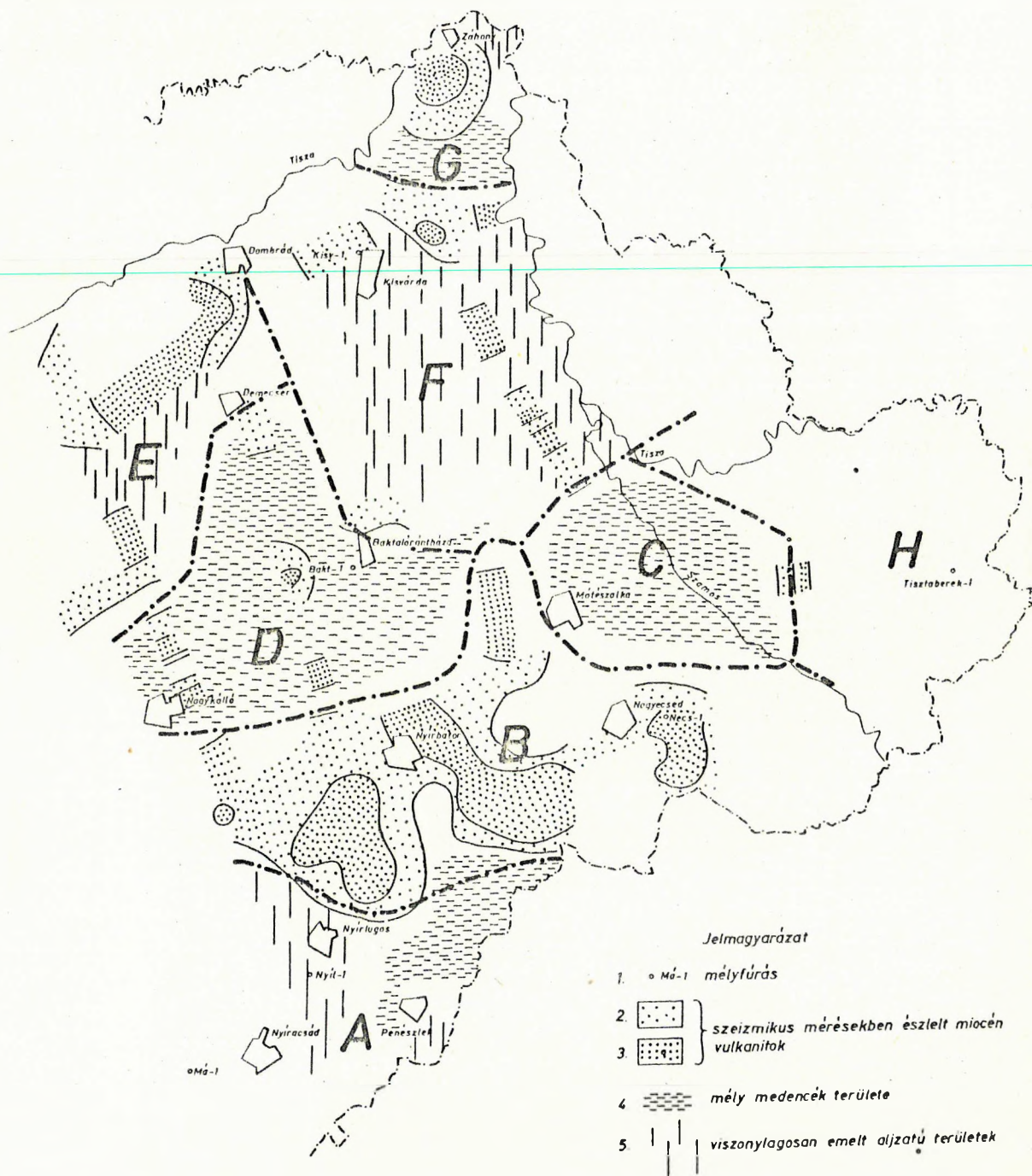
## A PANNÓNIAI MEDENCE ALJZATA ALATT KORRELÁLT SZINTEK ÖSSZEFOGLALÓ TÉRKEPE



12. ábra

A legmélyebben fekvő jól korrelálható reflexiók szintek összefoglaló időtérképe a diffrakciós zónák elterjedésének és helyzetének feltüntetésével

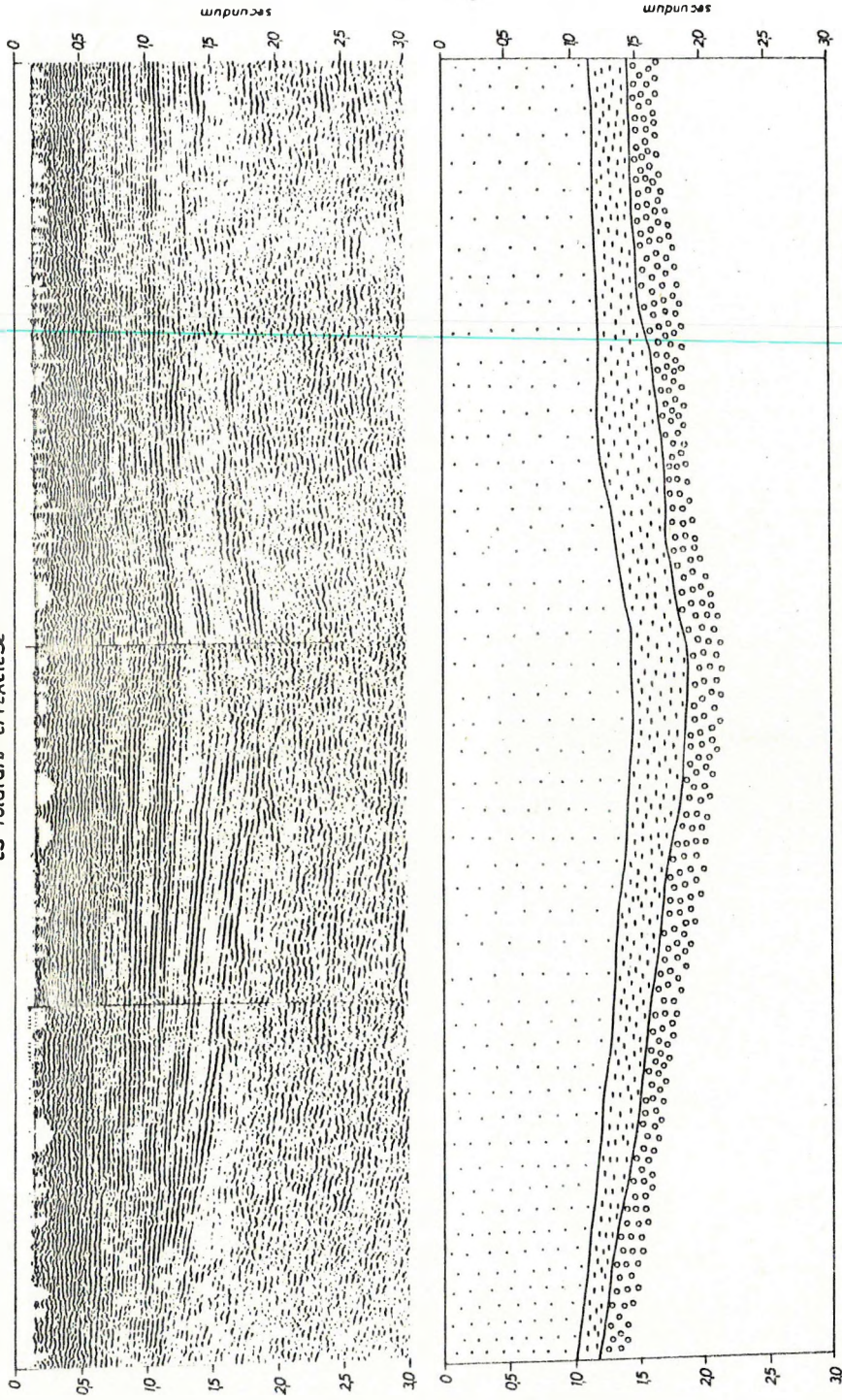
# A NYÍRSÉG FÖLDTANI FELOSZTÁSA A GEOFIZIKAI MÉRÉSEK ALAPJÁN



13. ábra

A kutatási terület felosztása a geofizikai mérések eredményei alapján

No-12b szeizmikus reflexiós időszelvény és földtani értelmezése



- Jelmagyarázat
- 1. pliocén és az annai fiatalabb üledék összlet
  - 2. miocén üledékes összlet
  - 3. paleogén összlet

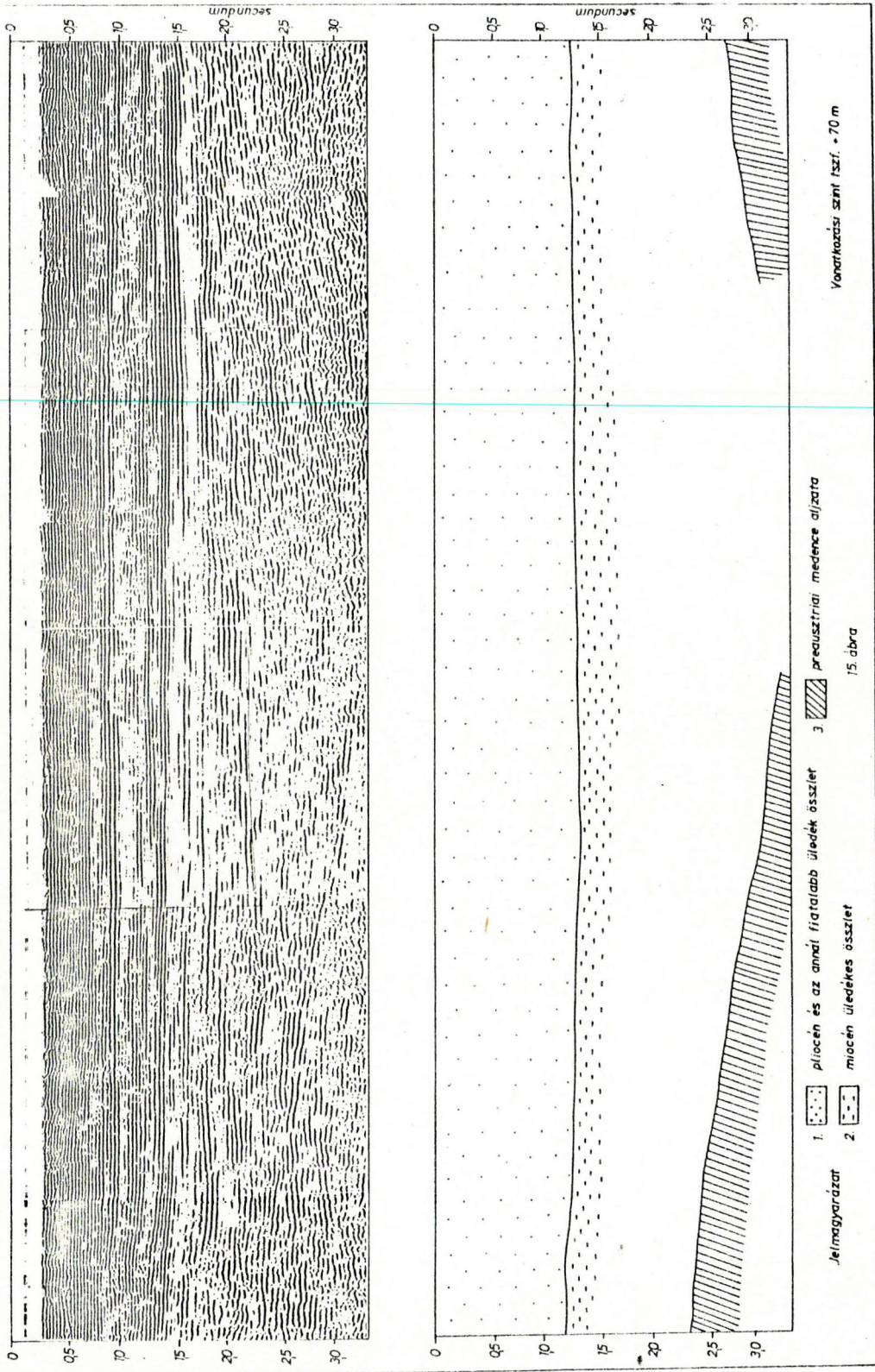
Vonatkozási szint tszf. • 100 m

14. ábra

A No-12b reflexiós időszelvény és földtani értelmezése



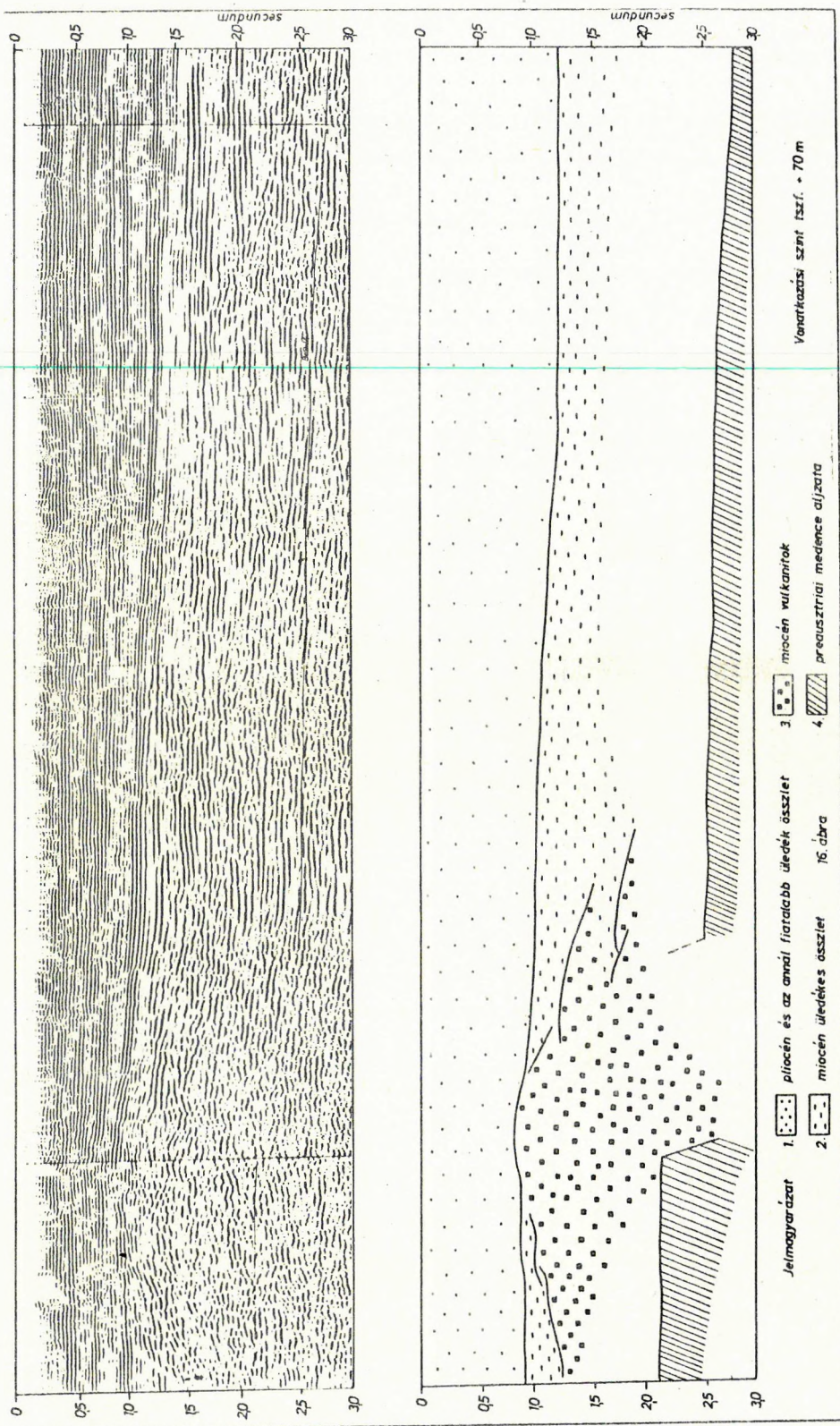
No-19 szeizmikus reflexiós időszelvény és földtani értékelése



15. ábra

A No-19 reflexiós időszelvény egy szakasza és földtani értelmezése

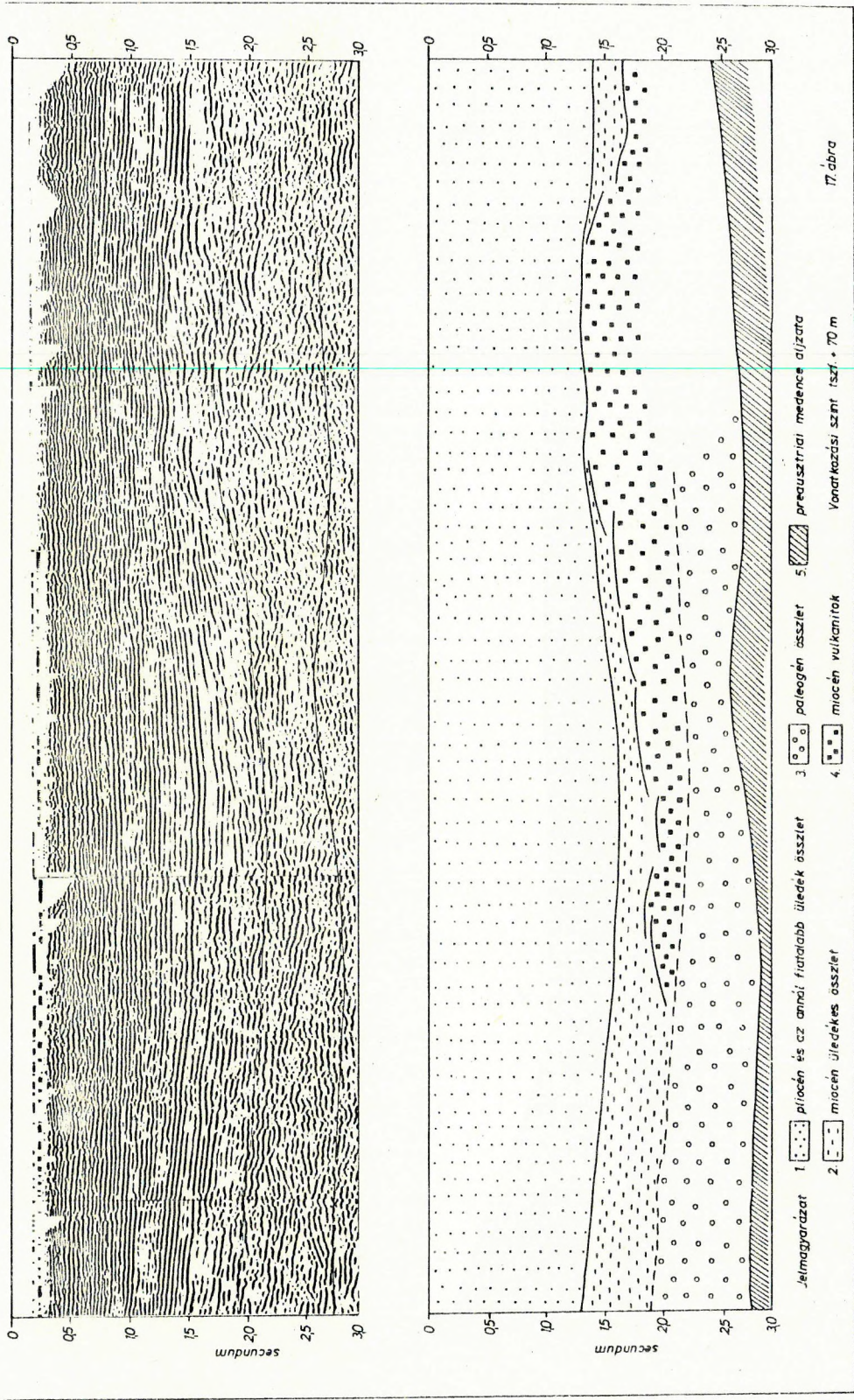
No-22 szeizmikus reflexiós időszelvény és földtani értelmezése



16. ábra

A No-22 reflexiós időszelvény egy szakasza és földtani értelmezése

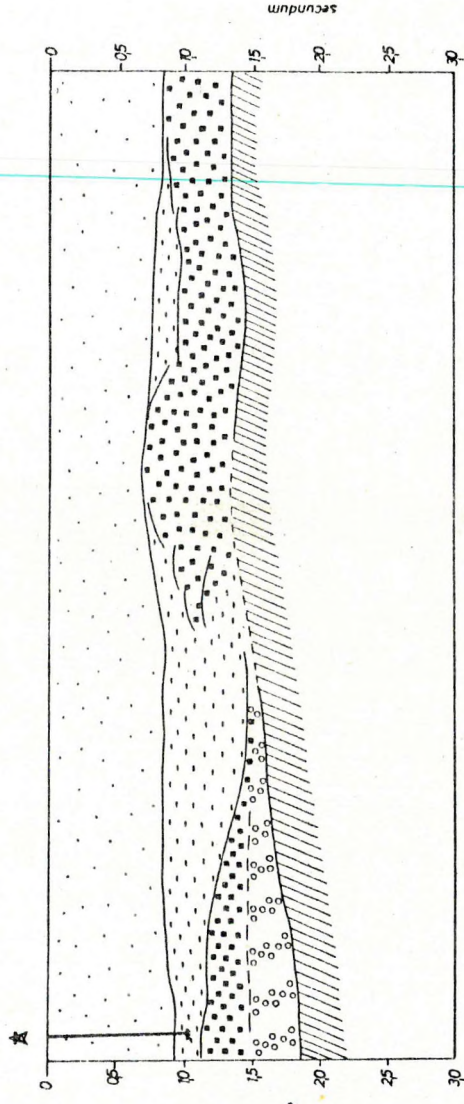
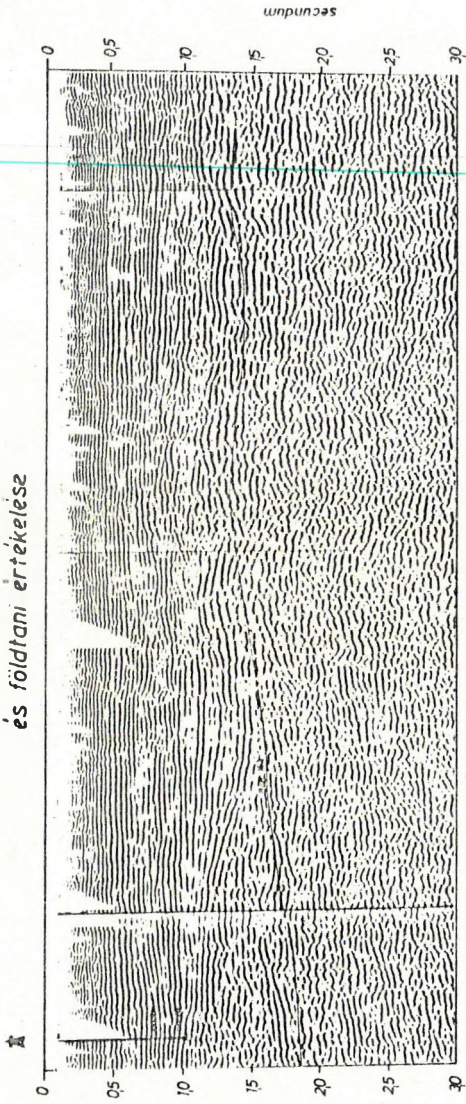
No-17 szeizmikus reflexiós időszelvény  
és földtani értelmezése



17. ábra

A No-17 reflexiós időszelvény egy szakasza és földtani értelmezése

No-21 szeizmikus reflexiós időszelvény és földtani értelmezés



Jemagvárazat

- 1. [Dotted pattern] pliocén és az annál fiatalabb üledék összlet
- 2. [Dashed pattern] miocén üledékes összlet
- 3. [Circle pattern] paleogén összlet
- 4. [Square pattern] miocén vulkanitok
- 5. [Hatched pattern] preausztiai medence aljzata

Yanatközi szint rszf. • 70 m

18. ábra  
A No-21 reflexiós időszelvény és földtani értelmezése

A BÖRZSÖNYI PALEOVULKÁN REKONSTRUKCIÓJA<sup>\*</sup>

Balla Zoltán

Mots-clés BRGM-CNRS tárgyszavak: Volcan, Volcanien, Caldeira, Neck, Dyke, Andésite, Méthode-géophysique, Erosion, Miocene-moyen (Badenien-inférieur), Hongrie-Monts-NE-(Börzsöny)

## BEVEZETÉS

A Börzsöny-hegység csaknem kizárólag vulkanitokból áll. Az ezekben a középkor óta ismert és hosszú időn át művelt nemes- és szinesfémércek folyamatban levő ujrakutatása /19-20, 28-29, 32-35/, továbbá hazánk nagyszerkezeti képének és földtani fejlődésmenetének évszázados tanulmányozása egyre sürgetőbben igényli egységes, megalapozott felfogás kialakítását a hegység vulkanizmusáról. Ennek korszerű módszere a paleovulkanológiai rekonstrukció, melynek lényege az ősi (a holocénnél, tágabb értelemben a negyedkornál idősebb) vulkánok — továbbiakban: paleovulkánok — kitörési jellegeinek megállapítása, morfológiájuk és belső felépítésük főbb vonásainak meghatározása (az elhelyezkedés és a méretek konkretizálásával), végül a vulkáni fejlődésmenetnek, az ősföldrajzi környezetnek és a szerkezeti-mélyléségi kapcsolatoknak tisztázása. Jelen munkánkban valamilyen mértékben a paleovulkanológiai rekonstrukciónak — az utolsó kettő kivételével — minden részével foglalkozunk.

<sup>\*</sup> Előadva a Magyarhoni Földtani Társulat Általános Földtani Szakosztályának 1976 nov. 15-i ülésén

A Börzsöny évszázados tanulmányozásának történetét több munka /24, 25/ ismerteti behatóan, ezért szükségtelennek látjuk, hogy kitérjünk erre is. A földtani felépítésről és fejlődésmenetről többféle felfogás alakult ki, amelyeket ugyancsak számos mű /5, 23-25/ taglal. Azt a megoldást választottuk, hogy a zárószóban kiemelten összesítjük mindazokat a korábbi következtetéseket és felfogásokat, amelyeket munkánkban felhasználtunk. Az ismertetésben ezekre nem térünk ki külön, legfeljebb egyes esetekben a forrásmunkák megjelölésére szorítkozunk.

A paleovulkanológiai rekonstrukciót elejétől végig tényadatokból kiindulva folytatjuk le, menetközben vizsgálva az egyes momentumok megalapozottságát.

## 1. A VULKÁNOSSÁG ÖSSZESÍTŐ JELLEMZÉSE

A paleovulkanológiai rekonstrukció megkezdése előtt célszerű tisztáznunk, milyen típusu, milyen méretű objektumokat várhatunk a Börzsönyben.

A hegységet szelvényben váltakozó, andezites összetételű lávaközetek és piroklasztitok alkotják; Az összlet rétegvulkáni jellege egyértelműen megállapítható. A hozzákeveredett vagy közbetelepült üledékes anyag mennyisége igen csekély.

Ismeretes /10, 21, 26/, hogy a kitörési típus elsősorban a magma viszkozitásától és illóanyagtartalmától függ. A viszkozitás a hőmérséklet csökkenésével nő. A híg és forró magma könnyen folyik, tehát a felszínre jutva főleg lávatarakokat és lávaárakat alkot. Az alacsony viszkozitás folytán a nyomáscsökkenéssel felszabaduló illóanyagok buborékok alakjában gyorsan a magma felszínére jutnak; így a magma még a kürtőben megszabadul gáztartalmától. Ezért a híg magma kitörése nyugodt, gyakorlatilag csak lávaközeteket eredményez. Ez az u.n. hawaii típus /21, 37, 39/.

A hőmérséklet csökkenése, a viszkozitás növekedése először abban tükröződik, hogy az elkülönült gázbuborékok emelkedése megnehezül; a gázkiválást fortyogás kíséri, s ennek során a képlékeny láva kisebb-nagyobb foszlányai szóródnak a levegőbe, ahol jellegzetes salakos-zónás, csavarodott, "kenyérhéjas" bombákká és lapillikké alakulva dermednek meg. A magma állandóan megolvadt állapotban van, s a fortyogással kísért gázkiválás folyamatosan, gyakorlatilag szünet nélkül megy végbe, időnként lávaömlésekkel. Ez az u.n. stromboli típus /21, 37, 39/.

A viszkozitás további növekedése a gázfázis elválását rendkívül megnehezíti. A hőmérséklet közel kerül az olvadásponthoz, s így a vulkáni működést természetesen kísérő hőingadozások minimumaiban a magma felszinközeli részei könnyen megdermednek. Ha a gázfázis nyomása legyőzi a megdermedt magma ellenállását, nagyerejű robbanás töri össze a magmaanyagot és szórja azt a levegőbe szilárd állapotban. A hirtelen fellépő nyomáscsökkenés láncreakcióként további gázkiválást indukál a magma kevésbé viszkozus részeiben is, finom kristály- és üvegtörmelékké porlasztva a hirtelen felforró lávaanyagot. E kitörések mindig szakaszosak, s jellemzőjük a hatalmas fekete hamufelhő. A legintenzívebb kitörések a felszinközelen kihűlt teljes magmaanyagot kiszórják, lehetőséget teremtve a mélyebb magmaadagok nyugodtabb degazációjához és felszínre kerüléséhez. Ezek — forróbbak lévén — kevésbé viszkozusak, s így lávaömléseket képeznek, melyek szerepe azonban a piroklasztitokéhoz képest alárendelt. Ez az u.n. vulkánói-pliniusi típus /21, 37, 39/.

Igen viszkozus magmák ellenállóképessége még tovább nő, ami rendkívülivé teszi a robbanások erejét és növeli a köztük levő szüneteket, gyakran irányítottá változtatva magukat a robbanásokat. Az illóanyagtartalmát elvesztett viszkozus magma a felszínen nem tud szétfolyni, s így különféle

extruzív és protruzív képződményeket (kupok, tífokok stb.) alkot. Ez az u.n. peléei-katmai típus /21, 37, 39/.

A börzsönyi vulkanizmus tipomorf jellegei az alábbiak.

1. A rétegsorban a piroklasztitok szerepe igen nagy, így a hawaii típus eleve kizárt, a stromboli típus pedig kévéssé valószínű.

2. A piroklasztikus anyagban ritkák a tipusos salakosznás és levegőben csavarodott bombák vagy lapillik, a litoklasztok tulnyomó része szabálytalan alaku, szilánkos jellegű, tehát a stromboli típus is kizártnak vehető.

3. A piroklasztitokban mindenütt igen nagy szerepet játszik a finom szórt anyag — a ledurvább, óriástömbös agglomerátumokban is. A kitöréseket tehát rendszeresen hatalmas hamufelhők képződése kísérte, ami a vulkánói-pliniusi és a peléei-katmai típus jellemzője.

4. Igazolt extruzív képződmény a Börzsönyben nem ismeretes; a lávaközetek zöme bizonyíthatóan effuzív vagy szubvulkáni testek alakjában települ, vagyis a peléei-katmai típus kizárható.

Mindennek alapján világos, hogy a kitörések vulkánói-pliniusi típusuak voltak, ami a klasszikus értelemben vett rétegvulkánok fontos jellemzője.

A vulkánói-pliniusi kitörésekkel működő mai rétegvulkánok magmája az esetek többségében andezites összetételű. E rétegvulkánok alapátmérője legalább 5—10 km, átlagosan 20—30 km; magasságuk ennek megfelelően sokszáz métertől 3—4 km-ig változhat. A lefolytatott elemzés alapján a Börzsönyben is elsősorban ilyen paleovulkán(oka)t várunk.

A hegység méretei nem zárják ki annak lehetőségét, hogy egyetlen paleovulkánnal számoljunk. Minden tudományos elemzés során elsősorban a legegyszerűbb változatok vizsgálendók, csak abban az esetben térünk át más lehetőségek elem-



zésére, ha a tények e feltevással vagy annak következményeivel ellentmondásba kerülnek. Ezért a rekonstrukció során eleve abból indulunk ki, hogy az egész hegység egyetlen paleovulkán maradványa.

A diszlokáltság és a lepusztitottság foka, a paleovulkán(ok) megtartottsági állapotának meghatározó tényezői. A K-i hegységperemen megállapítható a vulkáni összlet fekjének lapos dőlése és a vastagsághoz képest elhanyagolható összetöredezettsége. A diszlokáltság egészében véve tehát jelentéktelen, vagyis a megtartottságot elsősorban az erózió határozza meg. Az erózió mélysége közvetlenül nem becsülhető fel, azonban az összlet jelentős (legalább 1 km-es) vastagsága reményt ad arra, hogy a lepusztitottság nem túl mély, vagyis a megtartottság elégséges a rekonstrukcióhoz.

## 2. A MASABÖRZSÖNYI PALEOVULKÁN

A vulkánok legszembeütőbb jellegzetessége alakjuk. Pleisztocén, sőt pliocén kora képződményekben (Balatonfelvidék, Etiópia, Mongólia stb.) már ennek alapján is egyértelműen rekonstruálhatók a teljesen kialakult vulkánok, sőt a paleovulkánok is. Kézenfekvő ezért megvizsgáljunk, nem ismerhetők-e fel a Börzsönyben valamely paleovulkán maradványai tisztán morfológiai jellegzetességekből. Pozitív eredmény esetén már tudatosan olyan szempontból vizsgálhatjuk meg a földtani felépítés főbb vonásait, milyen mértékben vannak összhangban a morfológiai rekonstrukció eredményeivel.

### 2.1 Morfológiai elemzés

A rétegvulkáni jelleg és a vulkánói-pliniusi kitörési típus alapján legalább 6--8 km átmérőjű, egészében vé-

ve kupszerű hegycsoportot kell keresnünk — tölcsérszerű mélyedéssel a közepén. A domborzati térképen világosan kirajzolódik egy ilyen hegycsoport a Magas-Börzsönyben: a Fekete-völgytől K-re kezdődően a legmagasabb csucok és gerincek csaknem zárt gyűrűt alkotnak, amelynek külső oldalán tulnyomórészt a gyűrű középpontjától sugárirányban szétfutó völgyek vannak (1. ábra). Ez a kép önmagában véve is rendkívül emlékeztet arra, amit egy nem túl mélyen lepusztult paleovulkáni kup esetében várhatunk.

A hasonlóságot csak elmélyíti, hogy a sugárirányú völgyeket az É-ÉK-K-DK-i oldalon völgyív és azon túli gerincív zárja le. Az utóbbiról többhelyütt sugárirányú völgyek futnak le, ami egy szomma feltételezését teszi lehetővé; ez egy korábbi paleovulkáni kup maradványa lehet. A szommák ritkán zártak, többnyire csak a kupok egyik oldalán észlelhetők /10, 21, 39/. A sugarakra merőleges morfológiai elemek a DNY-i oldalon is kimutathatóak, de itt már nemigen értelmezhetőek szommaként, bár kétségekívül lehatárolják a feltételezhető paleovulkánt.

A minőségi hasonlósággal nem elégedhetünk meg. Ezért közelebbi vizsgálat alá vesszük a paleovulkáni kup rekonstruálhatóságát, oly módon, hogy morfometriai paramétereit mai vulkánokéival vetjük egybe.

A sugárirányú völgyek ÉK, K, DK és D irányban 6—7 km távolságig követhetőek; ez a paleovulkáni kup alapátmérőjét 12—14 km-ben határozza meg, ami egy kisebbfajta mai rétegvulkánnak felel meg.

A Magas-Börzsönyben feltételezett paleovulkán kupfelülete utólagos erózió által jelentősen roncsolt. Maradványai a sugárirányú völgyeket elválasztó gerinceken kereshetők. A domborzati térképeken a gerincek azonos magasságu pontjait összekötve megkaptuk a gerinceket burkoló felület szintvonalas térképét (2. ábra). Ezen a központtól legjobban eltávo-

lodó — a vizválasztó gerincgyűrűn pedig a központhoz legjobban közelítő — szakaszokat mindenütt kifelé domborodó burkoló vonalakkal fedve olyan felület képét kaptuk meg, amely a jelenlegi domborzattól való elszakadás nélkül maximális közelítést adott a feltételezhető paleovulkáni kuphoz (3. ábra). Nyilvánvaló eróziós deformáltsága ellenére e felület már valóban erősen hasonlít egy vulkáni kup felszínéhez.

Mindhárom térképen (1-3. ábra) szembevetendő egyrészt, hogy a belső gerincgyűrű K-i oldalán 200 m-rel nagyobb magasságok vannak, másrészt, hogy a K-i szektor lejtői laposabbak, mint a Ny-i szektoréi. Ez úgy értelmezhető, hogy a paleovulkán kibillent helyzetben van, s fekszik NyÉNy felé lejt. A kibillenés feltételezése összhangban van azzal a ténnyel, hogy K-en a vulkáni összlet fekszik, Ny-on pedig annak fedője van a felszínen — közel azonos tszf. magasságban, — a feké és fedővonal ÉÉK-DDNy lefutása pedig (1. ábra) — a feltételezett kibillenési iránnyal.

A másodfoku burkoló felület (3. ábra) átlagos lejtőszöge a KDK-i oldalon  $3^{\circ}$ , a NyÉNy-in  $8^{\circ}$  körüli. Ez egyrészt a kibillenés szögét  $(8-3):2 = 2^{\circ}30'$  körülinek adja, másrészt az eredeti átlagos lejtőszöget  $(8+3):2 = 5^{\circ}30'$ -nak — a centrumtól 4—5 km-re; ez a kisebbfajta mai vulkánok megfelelő lejtőszakaszaival egyező érték.

A Magasbörzsönyi paleovulkán hiányzó felső részét mai vulkáni kupokkal való összevetéssel rekonstruálhatjuk (4. ábra). Eszerint relatív magassága 1,2 km körüli lehetett; a szelvényekből kibillent állapotban visszaszerkesztett szintvonalas térkép (5. ábra) meglehetősen jól egyezik a mai domborzat kétfokozātu burkolásával kapott térképpel (3. ábra). A Magasbörzsönyi paleovulkán kupfelülete tehát morfológiai jellegeit tekintve kielégítő biztonsággal rekonstruálható.

Nyitott maradt azonban a központi terület kérdése. A vizválasztó gerincgyűrű átmérője 3,7 és 5,5 km között ingadozik, vagyis egy mai kráterénél legalább háromszorta nagyobb. A gyűrűn belüli terület méretét és alakját tekintve a kalderák kategóriájába tartozik. A kalderák felosztására és eredetére vonatkozóan igen nagyszámu felfogás látott napvilágot. Az újabb irodalom /21, 39, 40/ alapján elegendőnek tűnik három fő típusukkal számolnunk: robbanásos, beszakadásos és eróziós kalderákkal.

1. A robbanásos kalderák eredetüket tekintve a kráterekkel azonosak, s azoktól csak nagyobb méreteikkel különböznek. Olyan nagyerejű robbanások eredményeképpen jönnek létre, amelyek a vulkáni kupok felső részét megsemmisítik és helyén tölcsérszerű mélyedést hoznak létre. A mai kutatók röbbsége egyetért abban, hogy méreteik felső határa 1,5—2 km-re tehető. Alsó határuk megvonására (a kráterek felé) nincs objektív kritérium.

2. Beszakadásos kaldera nagyerejű kitörés során jön létre, amikor a felszinközeli másodlagos (periférikus) magmakamra hirtelen kiürül, s annak fedője berogy. Robbanásos kalderák esetében zömmel a korábbi kitörések anyaga szóródik ki; a beszakadást kiváltó kitörések viszont főleg homogén összetételű anyagot szórnak ki, amely az új magmaanyagból származik. Ez megkülönböztetésük egyik objektív kritériuma. Paleovulkánok esetében a beszakadásos kalderák kijelölése a határukat képező gyűrűszerű törésrendszer nyomozásával és a belső rész besüllyedt voltának megállapításával történhet. E kalderák méretei néhány km-től néhányszor tíz km-ig terjedhetnek; /21, 27/. Hasonló jellegű, de még nagyobb méretű szerkezetek a vulkanotektonikus depressziók, melyek átmérője elérheti a 80—100 km-t is. A méretek növekedésével a körvonalak egyre szabálytalanabbá válnak, azonban a beszakadásos kalderák kategóriája felső határának megvonására objektív kritérium nem ismeretes.

3. Az eróziós kalderákra exakt meghatározást irodalomból nem ismerünk, bár e kifejezést széltében-hosszában használják. Olyan objektumokat sorolunk ide, amelyek morfológiai jellegei és méretei az egyéb kalderákéval azonosak, de eredetük tisztán erózióra vezethető vissza. Tipikus eset az alábbi: a vulkáni kup lejtőjén törvényszerűen létrejövő sugárirányú völgyek egyre jobban hátravágódnak, majd egyikük lecsapolja a krátermélyedést, melyben ezt megelőzően gyakran alakul ki egy vagy több tó; a lecsapolás erősen meggyorsítja a kráterfal eróziós roncsolását, s így megindulhat a krátert övező gerincgyűrű kifelé migrálása; ezzel a krátermélyedés megnő s eróziós kalderává alakul át.

Vizsgáljuk meg, melyik esettel állhatunk szemben a Magashörzsönyi paleovulkán esetében. Robbanásos kaldera-hoz a méretek túl nagyok, a beszakadás kritériumai pedig tisztán morfológiai elemzéssel nem bizonyíthatóak. Ugyanakkor megvan a hátravágódott sugárirányú völgy a krátermélyedést belülről roncsoló völgyhálózatával: ez a Feketevölgy, amelynek csak a vizválasztó gerincgyűrűn belül jelennek meg komolyabb mellékágai (Drinó- és Kurucpatak), s ideesik vizgyűjtő területének legnagyobb része. Ez a körülmény kétségtelenné teszi eróziós folyamatok jelentős szerepét a kaldera kialakulásában, bár nem zárja ki beszakadás lehetőségét sem.

Összesítés: A Magashörzsönyi paleovulkán rekonstrukciója a közepén levő legalábbis részben eróziós eredetű kalderával tisztán morfológiai és morfometriai alapon is eléggé meggyőzőnek tűnik.

## 2.2 Földtani felépítés

Paleovulkáni kupok felépítésében az alábbi főbb jellegek várhatóak: szelvényük határozottan réteges, az egyes rétegek kifelé dőlnek, összetételük változása pedig centrál-szimmetriát mutat.

Az 1973—75. évi geoelektromos sekélyszondázások adataiból szerkesztett szelvényekben a kup egész területén 100 m körüli vastagságu geoelektromos rétegek mutathatók ki a gerinclejtőszögekkel közel azonos dőlésben (6. ábra). A réteghatárok felszínrelépési vonalának terepi ellenőrzésével tisztáztuk, hogy a különböző fajlagos ellenállású geoelektromos rétegek olyan rétegcsoporthoz felelnek meg, amelyekben az uralkodó törmeléknagyság és a durvább közettörmelék (litoklasztok) relatív mennyisége jelentősen eltér: a nagyobb fajlagos ellenállású geoelektromos rétegeknek megfelelő rétegcsoporthoz közelebb átlagosan jóval több a litoklaszt, s közöttük sokkal több a durva (dm-m átmérőjű).

A geoelektromos rétegek fajlagos ellenállása a centrumtól kifelé haladva fokozatosan csökken, ami önmagában véve is arra mutat, hogy a kőzetek összetétele vagy szövete a centrumhoz képest törvényszerűen változik, vagyis a kőzetképződés szoros kapcsolatban állt a kupszerű településsel. Ez a körülmény kizárja a kupszerű település utólagos kialakulásának lehetőségét — a vulkáni anyagszállítást követően, pl. későbbi felboltozódással kapcsolatban. Az ellenálláscsökkenés legvalószínűbb magyarázata az átlagos törmeléknagyság csökkenése, ami vulkáni centrumtól kifelé haladva természetes jelenség.

A lávpadok kibuvásai a gerincgyűrűvel párhuzamos, koncentrikus lefutásúak (7. ábra); kontaktusuk és folyásosságuk mindenütt kifelé dől — a gerinclejtőszögekkel közel párhuzamosan; ugyanez állapítható meg a sugárirányú völgyek oldalában is. Mindez a geoelektromos adatokkal összhangban, de azoktól függetlenül olyan képet mutat, amilyent egy paleo-vulkáni kupban várhatunk. Így tehát a morfológiai alapon lefolytatott rekonstrukciót a kup vonatkozásában földtanilag megerősítettnek vehetjük.

A központi kaldera valamennyi geofizikai paraméter tekintetében elkülönül környezetétől, azonban ez az elkülönülés nem azonos jellegű és értelmű.

1. A regionális gravitációs erőterben maximum jelentkezik (8. ábra), amely a refrakciós szeizmikus mérésekkel (9. ábra) összhangban nagyobb sűrűségű és nagyobb rugalmasságu képződmények felszínközeli kerülésével hozható kapcsolatba. Ez kizárja a kaldera beszakadásos eredetének lehetőségét, mivel nemhogy a besüllyedést nem igazolja, hanem ellenkezőleg: kiemelkedésről tanuskodik.

2. A regionális geomágneses erőterben minimum (10. ábra), a regionális gerjesztett polarizációs képben pedig maximum (11. ábra) van a központban. A geomágneses minimum valószínűleg a magas szuszceptibilitású primér ásványok (magnetit, ilmenit) eltűnésével, a gerjesztett polarizációs maximum pedig szulfidásványok (elsősorban pirit) megjelenésével állhat kapcsolatban. Az oxidos vasásványok szulfidosakkal való helyettesítésének oka hidrotermális kőzetbontásban keresendő; ilyen bontás a kaldera területén régóta ismert.

3. A lokális geoelektromos ellenállás-terben (12. ábra) a kaldera közepetáján kb. 1,5x1,0 km-es közel izometrikus foltban éles maximum jelentkezik, amely a lokális gravitációs erőterből meghatározhatóan (13. ábra) környezeténél  $0,4 \text{ g/cm}^3$ -rel nagyobb sűrűségű képződményekből álló testtel kapcsolatos. A geoelektromos mérések tanúsága szerint e test valamennyi kontaktusa meredek, közel függőleges; fizikai jellegei alapján főleg lávakőzetekből állhat, alakjából ítélve a környezetében lévő vulkanitokat át-töri. Ebből, továbbá méreteiből kiindulva szubvulkáni intruziónak vagy kürtőkitöltésnek egyaránt minősíthető lenne. Kalderaközepi helyzete alapján valószínűbb, hogy kürtőkitöltés. Ezzel jobban összhangban állnak közel függőleges

kontaktusai is: a rétegvulkáni összletekbe nyomuló szubvulkáni testek gyakrabban települnek lakkolitként vagy teleptelérként, a biszmalitként települő testeket viszont általában kürtőbe nyomultnak tekintik.

A geofizikai mérések tehát amellet, hogy igazolják a valószínűsített kalderának a környezetétől eltérő földtani felépítését, annak feltételezésére készítenek, hogy a kaldera központjában 1—1,5 km átmérőjű kürtőkitöltés helyezkedik el. Fosszilis kürtőkitöltések átmérője leggyakrabban 0,5—1,0 km körüli /38, 39/, de előfordulnak 1,5 km-esek is, vagyis a méretek egyezése teljesen kielégítő.

A geofizikai adatokból levont következtetések 1976. évi terepi ellenőrzése során megállapítottuk, hogy a nagy geoelektromos ellenállással és a környezeténél jóval magasabb sűrűséggel jelentkező test zömében olyan andezitből áll, amelyre jellemző a porfiros kiválások nagy száma és viszonylag jelentős méretei (1—5 mm), továbbá a kőzet csaknem porusmentes volta, gyenge szöveti irányítotttsága s — a kevésbé töredezett és kevésbé bontott részeken — tömbös, parallel-epipedális elválása. Mindeme jellegek — különösen a lávapadok hasonló összetételű andezitjének jellegeivel összevetve — viszonylag lassu lehülésre, felszínalatti megszilárdulásra mutatnak. Hosszabb, a patakmedrekben is feltáratlan szakaszok, továbbá a lejtőtörmelék anyaga alapján feltételezhető piroklasztitok jelenléte is — de csak alárendelt mennyiségben. Így tehát a geoelektromos-gravitációs maximumot bonyolult felépítésű, főleg szubvulkáni típusu kőzetekből álló testtel kapcsolhatjuk össze, melynek jellege megfelel egy ősi kürtőkitöltésének, azonban a rossz feltártság miatt önmagukból a földtani megfigyelésekből ez a következtetés nehezen lenne levonható.

A geofizikai adatokból feltételezhető kürtőkitöltés környezetében, annak körvonalától mindössze néhány száz méter



távolságban a bontott piroklasztitokban sugárirányu andezittelérek észeltünk (7. ábra). E telérek vastagsága néhány métertől 20—30 méterig változik; egyes hosszabb teléreken biztosan megállapíthatóan csökken kifelé. A telérek andezitje üde állapotban a kürtőkitöltés andezitjéhez igen hasonló, mintában attól gyakorlatilag nem különböztethető meg. A telérek belső (kürtőkitöltés felőli) szakaszain a kőzet gyakran bontott, bár többnyire nem túl erősen. A bontott féleségek mállott felületén jól látható a plagioklász-fenokristályok nagy sűrűsége — mennyiségük legalább 30—40%-ra becsülhető. Az üde változatokban inkább a szinesásványok (főleg amfibol) porfiros kiválásai szembetűnőek.

A telérként való település a kibuvások jellege alapján csaknem mindig biztosan határozható meg. Elég gyakran észlelhető a kristályok függőleges, csapásmenti sík szerinti orientáltsága. Egyes esetekben, pl. a Drinó D-i oldalában, a telérkontaktus közvetlenül fel van tárva, s települési elemei pontosan mérhetőek.

Sugárirányu andezittelérek jelenléte a geofizikai maximum környezetében, attól 1,5—2 km távolságig szétfutóan, gyakorlatilag egyértelmű bizonyítéknak tekinthető a kürtőkitöltés valósága s egyuttal rekonstrukciónk helyessége mellett. Ezért a Magasbörzsönyi paleovulkán létezését igazoltnak vesszük.

Vizsgáljuk meg a centrumába eső gravitációs-szeizmikus maximum földtani értelmezhetőségét. A szeizmikus szelvények legkézenfekvőbb interpretációja a prekainozóos aljzat kiemelkedése. Ennek átmérője 4—5 km körüli, amplitudója 500—800 m, vízszintes metszete közel izometrikus (9. ábra). Morfometriai jellegei és a felette jelentkező hidrotermális bontás alapján a kiemelkedés hipabisszikus intruzióval magyarázható. Helyzete alapján az intruzió szoros kapcsolata a paleovulkánnal nemigen lehet kétséges.

### 2.3 Vulkáni fejlődésmenet

A Magasbörzsönyi paleovulkán fekjében a Szokolya-15, továbbá a Perőcsény-7 és -8 furás tanúsága szerint száz méter vastagságban vulkanitok települnek, vagyis e paleovulkán kialakulása egy hosszabb vulkáni folyamatsor részét képezi.

A paleovulkán fejlődésmenete a kup rétegsorának elemzésével tisztázható. A geoelektromos szelvények alapján a kup rétegsorában 3 rétegcsoport különíthető el; ezek fajlagos ellenállása a nagyobb - kisebb - nagyobb vázlat szerint változik. E rétegcsoportok feltehetőleg 3 működési szakaszt tükröznek, az ellenállásingadozások pedig a kitörések átlagintenzitásának változásait.

Mindenütt a legfelső réteg fajlagos ellenállása a legnagyobb (néhány száz ohm-m), mélyebb szintekben csak ennél kisebb fajlagos ellenállású rétegeket észleltünk. Ennek oka egyrészt az, hogy a legfelső réteg a legdurvábbtörmelék és litoklasztokban legdusabb kőzetekből áll, másrészt, hogy a biztos lávapadok nagyrésze ebbe a rétegcsoportba esik. Így tehát az utolsó működési szakasz intenzitása jóval nagyobb volt valamennyi korábbiénál, s ezután a paleovulkán működése hirtelen szűnt meg.

A közepén levő, sugárirányú telérek koszorújával övezett kürtőkitöltés megmaradása arra mutat, hogy a paleovulkán működése egyszerű kialvással ért véget s nem beszakadással, s e kialvás, mint láttuk, a vulkáni tevékenység intenzívebbé válását követően hirtelen következett be.

Magának a paleovulkánnak — eróziós lepusztitottságát nem tekintve — jó megtartottsága arról tanuskodik, hogy a kialvás után a környéken már nem volt jelentősebb vulkáni tevékenység. E következtetéssel összhangban áll az a tény, hogy a Ny-i hegységperemen a fiatalabb fedőüledékek közvetlenül a

paleovulkán lejtőjére települnek. Így tehát a Magasbörzsőnyi paleovulkán a Börzsöny egyik legfiatalabb vulkáni objektumának tekintendő.

A központjába eső aljzatkiemelkedés a paleovulkán belső felépítésével vízszintes és függőleges metszetben egyaránt határozottan diszkordáns, ami legegyszerűbben a feltételezett hipabisszikus intruzió fiatalabb korával magyarázható: azt tartjuk, hogy ez az intruzió a Magasbörzsőnyi paleovulkán kialakását követő legutolsó magmás impulzus terméke, amely már nem érte el a felszínt.

Igy a paleovulkán területének valamennyi geomorfológiai, geofizikai és földtani jellegzetessége egységes és ellentmondásmentes képbe vonható össze, amelynek fejlődésminti értelmezése összhangban áll a vulkanológiai felfogásokkal.

### 3. AZ ÖSSZBÖRZSÖNYI PALEOVULKÁN REKONSTRUKCIÓJÁNAK ALAPJAI

A Magasbörzsőnyi paleovulkán a hegység vulkanitjainak nyilvánvalóan csak egy részét foglalja magában. Az eddigi rekonstrukcióból kitűnt, hogy az egyéb vulkanitok zöme a Magasbörzsőnyi paleovulkánt megelőzően keletkezett. A megfelelő paleovulkáni objektumok rekonstrukciójához egyelőre nem látunk megfelelő adathalmazt. Ezért a továbbiakban annak vázlatos rögzítésére szoritkozunk, ami már ma is eléggé tisztázottnak vehető ahhoz, hogy bármilyen összborzsőnyi paleovulkanológiai rekonstrukcióba feltétlenül beépítésre kerüljön.

### 3.1 Az általános kép

3.1.1 A börzsönyi vulkanitok összetétele meglehetősen szűk határok közt ingadozik: a közvetlen (nem számitásokkal kapott) vegyi paraméterek legfontosabbika, a  $\text{SiO}_2$ -tartalom 53 és 63% között változik, ami andezito-bazalttól andezito-dácitig /37, 41, 43/ vagy bázisos andezittől savanyu andezitig /biotitandezitig, 12, 37/ terjedő intervallumot jelent. A kőzetek zöme egységes sorba állítható, melyben a porfiros elegyrészek szinesásványai az alábbi sorrendben váltják egymást (jelentős átfedésekkel): augit - hiperstén - amfibol+biotit. E körülmény tulnő az andezitféleségek általános rokonvonásainak keretein s a börzsönyi vulkanitok kőzettani egységességére mutat, ami legvalószínűbben azonos magmadifferenciáció-menettel, vagyis közös eredettel magyarázható.

3.1.2 A börzsönyi vulkanitok rétegtani helyzetével kapcsolatban az alábbiakat tartjuk figyelemreméltónak:

3.1.2.1 A vulkáni összlet közvetlen fekéje a honti Szakadéktól Kismarosig egyértelműen nyomozható: mindenütt kárpátienbe sorolt üledékek ezek, amelyekből főkozosan fejlődik ki a vulkáni összlet. Az átmeneten 50—100 m vastagságu vulkáni-üledékes rétegcsoport helyezkedik el, mely őslénytani adatok tanusága szerint már a bádeni emelet leg-aljába tartozik /6, 7/. A vulkáni összlet fedője Bernecebarátitól Szob és Nagymaros vidékén át egészen Szokolya és Magyarkut környékéig számos ponton ismert. Mindenütt alsó-bádeni kóru üledékek ezek /6, 8, 9/, vagyis a vulkáni összlet egészében véve az alsóbádeni alemeletnek csak egy részét, valószínűleg kis részét foglalja el.

3.1.2.2 A vulkáni összlet szelvényében a bázishelyzetű vulkáni-üledékes rétegcsoporton kívül igen ritkák a

közbetelepült üledékek. Egy-egy köztes vulkáni-üledékes rétegcsoporthoz vastagsága a néhányszor tíz métert többnyire nem haladja meg. Vulkáni területen belüli üledékfelhalmozódás egyik alapvető feltétele a vulkáni működés megszünése vagy intenzitásának olymértvű lecsökkenése, hogy az üledékfelhalmozódás sebessége összemérhetővé váljék a piroklasztikus anyag felgyülemelési sebességével. Ezért a köztes üledékek jelenléte a vulkáni terület belsejében arról tanuskodik, hogy a vulkáni tevékenységben szünetek voltak. A rétegcsoporthoz kis vastagsága viszont azt mutatja, hogy e szünetek hossza egyszer sem vált jelentőssé. Kisebtt-nagyobb megszakítások egyazon vulkán működésének is természetes velejárói, ezért a csak kisvastagságú köztes vulkáni-üledékes rétegcsoporthoz tagolt börzsönyi vulkáni összlet megalapozottan tekinthető egyetlen vulkáni folyamatsor termékének.

3.1.2.3 A közvetlen fekében települő kárpáti üledékek egy üledékösszlet legfelső tagját képezik. Eme üledékösszlet a Naszály környékén hárshegyi homokkővel kezdődik és rupéli emeletbeli kiscelli agyaggal folytatódik összesen kb. 700—800 m vastagságban (geofizikai és furási adatok együttes tanúsága szerint). A magasabb helyzetű, mintegy 500 m összvastagságú üledékek nagyszámú rész-szelvényének egyikében sem volt megfigyelhető jelentősebb diszkordancia, így ezek valószínűleg felölelik a teljes felsőoligocént, a teljes alsómiocént és a teljes kárpáti emeletet. A középső- és felsőoligocén határának jellege a Börzsöny körzetében tisztázatlan, de távolabbi adatok figyelembevételével konkordánsnak minősíthető. Az 1200—1300 m körüli összvastagságú üledékösszlet tehát gyakorlatilag folyamatos. Anyagában semmiféle meggyőző nyoma nincs vulkáni anyagnak, ami legalább 80—100 km-es körzetben (tehát a Börzsöny egész területén is) kizárja vulkáni működés lehetőségét a középső- és felsőoligocén, továbbá az alsómiocén és a kárpáti emelet folyamán.

3.1.3 A Börzsöny-hegység regionális gravitációs és szeizmikus képe teljesen egységes és szimmetrikus a középvo-  
nalban húzódó ÉÉK-DDNy irányu tengelyre. Utóbbi mentén alj-  
zatkiemelkedések és ezek hatásával csak részben magyarázható  
tömegettöbbletek észlelhetőek. Ez a kép mindenféle mélyebb in-  
terpretáció nélkül is arra mutat, hogy a vulkáni hegységnek  
a gravitációs és szeizmikus módszerrel kimutatható szerkezeti  
elemei szerves egységet képeznek. Ez azt jelezheti, hogy a  
vulkanitokból álló szerkezetek egyetlen paleovulkán produk-  
tumai, amely paleovulkán azonban természetesen igen bo-  
nyolult felépítésű és fejlődésmentű is lehetett.

Összesítés: Anyag (kőzetek), idő (rétegsor) és tér  
(szerkezet) viszonylatában egyaránt az összbörzsönyi paleo-  
vulkán létezése realitásnak tekintendő, s minden rekonstruk-  
ciós kísérlet csak ezen az alapon vezethet eredményre.

E képben a Magasbörzsönyi paleovulkán olyan legfia-  
talabb objektumként kezelendő, amely egy egységes folyamatsor  
(az összbörzsönyi paleovulkán fejlődése) legutolsó szakaszá-  
ban jött létre a korábbi szakaszok képződményeinek romjain.  
Már ez a rendkívül általános megfogalmazás is rámutat a to-  
vábbi rekonstrukció nehézségeire: egyrészt a Magasbörzsönyi  
paleovulkán mintegy  $90 \text{ km}^2$ -en fedi az idősebb paleovulkáni  
objektumokat, másrészt az a destruktív folyamat, amelynek  
eredményeképpen ez a helyzet előállt, nyilvánvalóan sokkal  
nagyobb területet érintett, s így a Börzsöny jelentős ré-  
szein roncsokkal kell számolnunk. A további rekonstrukció-  
tól ezért semmiképpen nem várható a magasbörzsönyihez hason-  
ló részletességű és megalapozottságu kép kialakítása, vi-  
szont óhatatlanul nagy súlyt kell kapniok a hipotetikus ele-  
meknek.

### 3.2 A rekonstrukció objektumai

A paleovulkanológiai rekonstrukció alapelemei a mai alakjukból, helyzetükből, települési viszonyaikból stb. minősíthető paleovulkáni objektumok. Minden paleovulkán felépítésében két alapvetően különböző képződménycsoport vesz részt: a felépítmény és az alépítmény. A felépítmény paleovulkáni kupokból áll, míg az alépítmény e kupokkal egyidejében létrejött testekből és az azokat magábanfoglaló közegből. Jelentős eltérésükből kiindulva a paleovulkáni objektumokat is ennek megfelelő felosztásban tárgyaljuk.

3.2.1 A paleovulkáni felépítmények maradványai a réteg-vulkáni összletben keresendőek. A méreteket és az üledékes közbetelepülések ritkaságát figyelembe véve a Börzsönyben kevéssé valószínű kuplábazon tuli képződmények jelenléte, legalábbis ezek szerepe eleve jelentéktelennek minősíthető.

3.2.1.1 É-on és ÉK-en, a Nagyvölgyön tuli részeken geomorfológiai jellegek alapján szomma-szerű egység tétélezhető fel. Szelvényében a piroklasztitok közvetlenül az üledékes fekére települnek, amint ez a Noszlavi árokban, a honti Szakadéokban és egy sor furás szelvényében megfigyelhető volt. Ugyanez a helyzet a K-i hegységperem képződményeivel is, amelyek eredetileg jóval K-ebbre terjedhettek, s amelyeket innen csak a kibillenést követő erózió pusztíthatott le. Mindeme képződmények a börzsönyi vulkáni összlet legalsó tagját képezik a Kismaros-Nógrádverőce környéki hasonló helyzetű réteg-csoportokkal együtt. Ez a legalsó tag, melynek vastagsága az ÉK-Börzsönyben eléri a 200—300 m-t, egy korai paleovulkán peremi, lábazatkörnyéki részeinek maradványa lehet. E paleovulkán alapátmérője 30—35 km körüli lehetett, magassága pedig 3,5—4 km-es; magában foglalhatta a Dunazug-hegység vulkáni összletének alsó részét is.

3.2.1.2 A Nagyvölgy és a Kemence-patak között elhelyezkedő Hegyhát geomorfológiailag és földtanilag igen határozott szomma: az ivszerű lefutás mellett erre mutat a belső oldal meredekebb volta, továbbá a piroklasztitok rétegződésének a Kemence-patak ívével párhuzamos csapása és kifelé irányuló dőlése. E szomma fekéje ismeretlen. A peremi szomma-gyűrű belső oldalán helyezkedik el, amiből egyértelműen az következik, hogy fiatalabb annál és fekéjében meg kell lennie az e szomma-gyűrűnek megfelelő vulkanit-rétegcsoportnak. A Hegyháti szomma biztos rétegtani analógjai a Börzsöny területén egyelőre nem ismeretesek. Maradványai a Magasbörzsönyi paleovulkán közvetlen fekéjében minden bizonnyal megvannak.

3.2.1.3 A Börzsöny egyéb vidékein a rétegvulkáni összleten belül egyelőre nem jelölhetők ki paleovulkáni objektumok. A perspektivákról az alépitmények tárgyalásánál lesz szó. Itt annyit jegyzünk meg, hogy rendkívül fontosnak tűnik a vulkanitok és a fedőüledékek érintkezési jellegének tisztázása. Eróziós diszkordanciával a fedőüledékek a vulkáni összlet bármely szintjére települhetnek — az esetek zömében egyuttal rétegtani és szögdiszkordanciával is (utóbbi a vulkáni és üledékes anyag felhalmozódási különbségeiből természetsszerűleg adódhat s nem feltétlenül jelent regionális, tektonikai okokra visszavezethető diszkordanciát). Egyes esetekben a fedőüledékek rétegváltással települnek a vulkáni összleten; ezek elkülönítése a diszkordáns rátelepülésektől rendkívül fontos lenne, mivel fokozatos átmenet (konkordáns kontaktus) annak bizonyítéka, hogy a vulkáni összletnek valóban a legfiatalabb tagjaival van dolgunk, s ez a körülmény felhasználható a rétegtani és paleovulkanológiai korrelációban.

3.2.2 A paleovulkáni alépitményekben résztvevő objektumok két csoportba sorolhatók: egyikbe a normális rétegtani



helyzetű képződmények kerülnek, másikkba pedig az ezekben intruzív kontaktusokkal települő vulkanitok.

3.2.2.1 A normális rétegtani helyzetű képződmények három szintje különíthető el: a prekainozóos aljzat, az üledékek és — általános esetben — az alsóbádeni vulkáni összetétel idősebb tagjai.

3.2.2.1.1 A prekainozóos aljzatnak jelenleg csak domborzatára vonatkozóan vannak paleovulkanológiailag értelmezhető adataink. A szeizmikus mélységtérkép (9. ábra) szerint az aljzat domborzatának a Börzsöny területén két fő jellegzetessége van:

a) A hegység aljzata az ÉNy-É-ÉK-K-DK-i peremvidékéhez képest mintegy 500—600 m-rel mélyebben, vagyis besülylyedt helyzetben van. E sülyyedék határa ivszerű lefutású; az iv görbületi sugara 10—12 km, középpontja a Tolmácshegy körzetébe esik. Vulkanai hegységgel való térbeli egybeesése alapján feltételezhető, hogy e sülyyedék nagykaldera, azonban e feltevés bizonyításához a vulkánosságot megelőző ősföldrajzi kép tisztázása lesz szükséges. A Ny-DNy-D-i oldalon fiatalabb beszakadások teszik bizonytalanná a sülyyedék-perem követését.

b) A hegység (és egyúttal az előzőekben említett sülyyedék) közepetáján az aljzat kiemelt helyzetben van. A kiemelkedés két részből áll. A D-i rész határozottan ivelt lefutású, meredekebb belső (É-i) és laposabb külső (D-i) lejtőkkel. Az iv görbületi sugara 2,5—3,5 km körüli, középpontja a Tolmácshegy környékén levő közel izometrikus sülyyedékben van. Az É-i részkiemelkedés ezen iv folytatására esik, a központtól ÉK-re. Az iv így csaknem 270<sup>o</sup>-ossá válik, s csak NyÉNy-ról (a fiatal beszakadás felől) marad nyitott. Ez a kép úgy értelmezhető, hogy a hegység közepén mintegy tíz km alapátmérőjű, közel izometrikus, boltozat-

szerű aljzat kiemelkedés van, tetején kb. 6 km átmérőjű és 800—1000 m mélységű, izometrikus, tölcsérszerű süllyedéssel. Utóbbi — alakját és méretét tekintve — rendkívül emlékeztet egy beszakadásos kalderára. Helyzetük alapján joggal tételezhető fel, hogy mindkettő kapcsolatban van a vulkánossággal. E képből a Magasbörzsönyi paleovulkán centruma a boltozat ÉK-i peremén van; a zárószakaszban itt létrejött kisebb hipobisszikus intruzió a boltozat eredeti domborzatát kissé deformálta, ÉK felé növelve az aljzatkiemelkedést /9, 14. ábra/.

3.2.2.1.2 A harmadidőszaki üledékösszlet a hegység belsejében biztos helyzetben csak a Nagybörzsöny-7/a furásból ismert: itt a kristályos aljzat és a rétegvulkáni összlet között települ; az utóbbiba fokozatos átmenetet mutat, ami rétegtani helyzetét egyértelműen meghatározza. A feküösszletbe tartoznak a Dél-Börzsöny több pontján felszínen és néhány furásban megismert, középsőoligocén faunával jellemzett üledékek is, helyzetük azonban igen bizonytalan. Tisztázásához aljzatig hatoló mélyfurásokra volna szükség.

3.2.2.1.3 Az alsóbádeni vulkáni összlet mélyebb tagjai a hegység belsejében mindenütt jelen vannak. Geofizikai és földtani adatok tanúsága szerint e képződményeket nagyszámú szubvulkáni intruzió járja át, rendkívül megnehezítve tagolásukat és párhuzamosításukat. Felosztásukra két lehetőséget látunk:

a) A piroklasztikus és a biztosan effuzív eredetű kőzetek összetétele szelvénybeli változásának tanulmányozásával esetleg sikerülhet differenciációs ciklusokat kimutatni és lekövetni, ami a rétegtani felosztás alapjává válhatna.

b) A köztes vulkáni-üledékes rétegcsoportok létrejöttének egyik alapvető feltételét már említettük: ez a vulkáni működés megszűnése vagy intenzitásának igen jelentős lecsökkenése. Önmagában véve e feltétel teljesülése nem elég.

Ahhoz, hogy vulkáni területen belül üledékképződés folyhasson, léteznie kell olyan süllyedéknek, amely üledékgyűjtővé válhat. Rétegvulkáni területeken törvényszerű a beszakadásos kalderák kialakulása. Ezek megfelelő üledékgyűjtők lehetnek, s ugyanakkor keletkezésüket követően a vulkáni tevékenység egy időre megszűnik vagy nagyon meggyengül. Kalderák létrejötté tehát mindkét feltétel teljesülését biztosíthatja, ezért a rétegvulkáni területek belső részein előforduló ~~közttes üledékes rétegcsoportokról mindig nagy valószínűséggel tételezhetjük fel, hogy kalderaképződési szakaszt, sőt, kalderaterületet jeleznek; vezetősíntek lehetnek, melyek kijelölése, azonosítása és lekövetése nagyban elősegítheti a rekonstrukciót.~~

3.2.2.2 Az intruzív kontaktusokkal települő vulkánitok a szubvulkáni és a kürtőfáciesbe /38/ tartoznak.

3.2.2.2.1 A szubvulkáni képződmények (telérek, teleptelérek, lakkolitok, tömzsök stb.) tulnyomó része szoros térbeli asszociációban van a kórtókitöltésekkel, s mennyiségük ez utóbbiak felé közeledve egészében véve nő. Ezért paleovulkáni centrumok kijelölésének egyik fontos kritériuma lehet a szubvulkáni képződmények térbeli elterjedésének lehatárolása. A Börzsöny esetében a Drégelypalánk - Diósjenő - Szokolya - Kismaros vonaltól K-re szubvulkáni intruzió sem felszínen, sem furásban nem ismeretes (néhány elszigetelt lakkolitot kivéve). Ugyanez áll a Nagyvölgyön tuli részre is. Ez a körülmény a centrum(ok) területét csak kevéssé szűkíti. Ugyanakkor a Magasbörzsönyi paleovulkán eróziós kalderájától kezdve Márianosztra vidékéig szubvulkáni testek tömege ismeretes vagy valószínűsíthető; a geoelektromos, gravitációs és mágneses anomáliák nagyrésze itt kisvastagságú, változó, gyakran meredek dőlésű andezittestek hatásaként értelmezhető. A jelzett területen keresendő(k) tehát a paleovulkáni centrum(ok).

3.2.2.2.2 E centrumok közvetlen igazolása kürtőki-  
töltések kimutatásával lehetséges. Ezzel kapcsolatban azon-  
ban az alábbi körülményeket kell figyelembe vennünk. Egy-  
részt, nem feltétlenül marad meg minden centrumban kürtőki-  
töltés: pl., ha a működés beszakadással ér véget. Másrészt,  
a különböző nagyságrendű és különböző generációju kürtők  
egész sora alakulhat ki egyazon centrummal kapcsolatban,  
ezért elemzésre szorul a kitöltések helyzete és egymásután-  
ja, s csak ennek alapján vonhatunk le következtetéseket a  
centrumo(kat) illetően. Végül, a soronkövetkező kitörés kürtő-  
tője gyakran kissé oldalvást helyezkedik el az előző, már  
eldugult kürtőhöz képest, amit mai vulkánokon a kráterek  
migrálása tükröz. A paleovulkáni kürtőkitöltések általában  
egyedi kürtőkitöltések sokaságából állnak, vagyis bonyolult  
belső felépítésűek. Méreteik ezért jóval nagyobbak egy mai  
vulkán pillanatnyilag nyitott kürtőjénél; kb. akkorák viszont,  
mint egy mai vulkán migráló kráterei által elfoglalt ösztér-  
ület. Kürtőkitöltések közvetlen felismerése a Börzsönyben az  
igen rossz feltártság miatt földtani módszerekkel nemigen  
biztosítható. Környezetükénél jóval nagyobb fajlagos ellen-  
állásuk és sűrűségük alapján geofizikai módszerekkel viszony-  
lag könnyen kimutathatóak, meredek kontaktusaik és vízszintes  
metszetben közel izometrikus alakjuk nyomán pedig egyértel-  
műen minősíthetőek. A Kurucbércin kívül (1. feljebb) jelen-  
leg többé-kevésbé meggyőzően egy sor más kürtőkitöltés is  
valószínűsíthető (14. ábra); valamennyi andezitből áll. Há-  
rom közülük a prekainozóos aljzat donborzatának elemzése so-  
rán tárgyalt D-i ivszerű részkiemelkedés gerincvonala mentén  
helyezkedik el, nyomós érvet szolgáltatva eme szerkezetnek a  
vulkánossággal kapcsolatos kialakulása mellett. E három kürtő-  
kitöltés valószínűleg a boltozatközépi kaldéra peremtöré-  
seihez kötődik; a többi eme gerincvonalon túl helyezkedik  
el, attól a Kurucbércivel kb. azonos távolságban. Egészében

véve tehát valamennyi eddig kimutatott paleovulkáni kürtő-kitöltés két koncentrikus gyűrű mentén helyezkedik el, melynek középpontja az aljzatdomborzat elemzése során valószínűsített centrumba esik.

Összesítés. A Börzsöny-hegység egyetlen bonyolult felépítésű paleovulkán maradványának tekinthető, melynek centruma a Tolmácshegy körzetében volt. A paleovulkanológiailag már ma is egyértelműen minősíthető felszíni képződmények a hegység területének kb. 50%-át foglalják el. Három egymásután kialakult és egyre kisebb méreteket elért paleovulkán maradványaiként foghatók fel, melyek mindegyike az előző roncsainak belsejében foglal helyet; a mai vulkánok ilyen "teleszkópos" kifejlődése meglehetősen általános törvényszerűség /41, 42/. Az aljzatdomborzat elemzése nyomán nagykaldera, ezen belül boltozatszerű kiemelkedés, utóbbin pedig beszakadásos kaldera tételezhető fel; mindez megfelel annak, amit az amerikai irodalom "kiujult (feléledt) kaldera" ("resurgent cauldrons") megjelöléssel illet /21, 27/. Így tehát mind a felszíni rétegvulkáni képződmények jelentős része, mind az aljzat főbb domborzati elemei vulkanológiailag törvényszerű sorokba rendezhetők. E két sor kapcsolata csak a szélső tagok esetében világos. A nyitva maradt kérdések megoldása a vulkanitok települési viszonyainak és összetételének, továbbá az üledékes közbetelepülések helyzetének és párhuzamosíthatóságának céltudatos tanulmányozásától várható. Fokozná az aljzatdomborzat elemzéséből levont következtetések meggyőző erejét ösföldrajzi adatokkal való alátámasztásuk is.

### 3.3 Munkahipotézis a fejlődésmenetre

A paleovulkáni objektumok tárgyalásának a kijelölésen és a leíráson túlmenően konkrét értelmezési lehetőségeket is

felvetettünk. Annak ellenére, hogy szigorúan véve a nyitva maradt kérdések megoldásának jelenleg csak utja-módja adható meg, úgy véljük, nem lesz érdektelen a megállapított tények és a felvetett értelmezési lehetőségek összesítése oly módon, hogy — munkahipotézis szintjén — egységes képet adjunk a börzsönyi vulkánosság lehetséges fejlődésmenetéről.

Elsőnek vegyük szemügyre a fejlődésmenet már rögzíthető elemeit.

3.3.1 A vulkanizmust megelőző üledékképződés folyamatosága következtében elképzelhetetlen, hogy a vulkáni anyag megjelenése a rétegsorban olyan kis területen, mint a Börzsöny-hegységé, különböző pontokon eltérő időpillanatra essen. Ezért a vulkáni anyag alsó határát pontos izokrón felületnek tartjuk, s a rétegvulkáni összlet alsó részének képződését a vulkáni működés kezdeti szakaszára tesszük. A hegység ÉNy-É-ÉK-i peremvidéken geomorfológiai jellegekből szomma-maradványt tételeztünk fel. Jelentős görbületi sugárától kiindulva e képződményt tisztán rétegtani alapon végigkövettük a hegység K-i és DK-i peremén, s így egy 30—35 km alapátmérőjű paleovulkánt körvonalaztunk, melynek geometriai középpontja a Tolmácshegy körzetébe esett. Itt számos olyan paleovulkáni objektumot találtunk, amely paleovulkáni centrum létezésére mutat (kürtőkitöltések, szubvulkáni intruziók); ezért elfogadtuk, hogy az összbörzsönyi paleovulkán központja e tájékon volt.

3.3.2 Az Észak-Börzsönyben a peremi szomma-gyűrű belső határa közelítőleg egybeesik az aljzatdomborzat elemzéséből valószínűsített nagykaldera szegélyével. Az első (és legnagyobb) paleovulkán fejlődésének tehát e nagykaldera kialakulása vehetett véget — valószínűleg egy paroxizmális (rendkívül nagyerejű) kitörés-sorozat következtében. E nagykalderában, vagy inkább annak legmélyebbre süllyedt (központi) részein üledékfelhalmozódás indulhatott meg rövid időre.

Talán ennek nyomait őrzi a Nagybörzsöny-7/a és a Perócsény-8 furás legalsó köztes vulkáni-üledékes rétegcsoportja.

3.3.3 A nagykaldérában kiújuló vulkáni tevékenység során az alábbi képződmények jöttek létre:

a) a Hegyháti szommának megfelelő paleovulkán, majd ebből - maga a szomma;

b) a központi boltozat, ezen a beszakadásos kaldera, végül kúrtók (és természetesen vulkáni kupok) - ennek peremén;

c) a külső gyűrű kúrtói (és kupjai).

3.3.4 A Magasbörzsönyi paleovulkán az összbörzsönyi vulkáni tevékenység zárószakaszában keletkezett. Anyaga a rétegvulkáni összlet legfelső szintjeit képezi, efölött már a fedőüledékösszlet következik.

3.3.5 A Magasbörzsönyi paleovulkán centrumában a legutolsó, felszínre már nem jutott magmaadag hipabisszikus intruzióként szilárdult meg.

Látjuk, hogy tisztázott a börzsönyi vulkánosság kezdete és vége. A közbülső szakaszok részfolyamatait a 3. pontban összesítettük; a probléma lényege kettős: egyrészt nem világos, felölelik-e, kitöltik-e a felsoroltak a nagykaldera és a Magasbörzsönyi paleovulkán kialakulása közötti teljes időszakot, másrészt tisztázatlan, milyen jellegű kapcsolatban van egymással a három részfolyamat. Munkahipotézis szintjén nyilvánvalóan csak olyasmiből indulhatunk ki, aminek létezésére vonatkozóan közvetlen vagy legalább közvetett adataink vannak, beleértve elméleti megfontolásokat is. Magától értetődik: nincs más választásunk, mint elfogadni, hogy a három részfolyamat teljesen kitölti a kérdéses időszakot. Az ellenkező bizonyításához új paleovulkáni objektumok kimutatása szükséges, ami egyáltalában nem kizárt, de nem is jó-

solható. A továbbiakban tehát csak azt vizsgáljuk, milyen sorrendbe állíthatók a három részfolyamatsor különböző elemei.

a) A Hegyháti szomma létezése egyszerre két objektumot igazol: a megfelelő paleovulkánt és az ennek fejlődését lezáró beszakadásos kalderát. Utóbbi határa a Kemence-patak völgyének ivszerü szakaszára tehető; eddigi geofizikai adataink azonban nem mutatnak aljzatbesüllyedést. Az ellentmondást annak feltételezésével oldhatjuk fel, hogy a besüllyedés nyomait a központi rész utólagos kiemelkedése tüntette el. E kiemelkedés két szakaszát különítettük el. A kiujult (feléledt) kalderák fejlődésmenetét /21, 27/ alapulvéve valószínűnek tűnik, hogy a tárgyalt beszakadásos kaldera a korábbi (nagyobb) boltozatnál idősebb. E kalderában halmozódhatott fel az a vulkániüledékes rétegcsoport, amely a Magasbörzsönyi paleovulkán közvetlen fekéjében települve jön elő annak D-i részén s amelyből indult a Szokolya-15 furás; valószínűleg ugyanide sorolhatók a Négyhányás környékén felszíni kibuvásokban észlelt üledékek is.

b) Beszakadásos kalderák közepén a boltozatképződés meglehetősen általános jelenség /21, 27/, süllyedékek létrejötte boltozatokon — ugyancsak /31/, sőt a tetőrészek berogyása gyakorlatilag törvényszerűnek vehető a felboltozódással kapcsolatos tangenciális húzófeszültségek hatására /31/. Esetünkben a központi süllyedésben a prekainozóos aljzat a boltozaton tuli részeknél mélyebbre került; létrejötte így egyszerű berogyással nem magyarázható, ezért arra kényszerülünk, hogy jelentős anyagmennyiség eltávozását tételezzük fel a süllyedés alól. Izometrikus aljzatkiemelkedés legkézenfekvőbb magyarázatául magmabenyomulás valószínűsítése szolgál, s így az anyageltávozás a magma egy részének kiáramlására vezethető vissza, ami legegyszerűbben vulkáni kürtő(kö)n át történhet. A formális hasonlóság beszakadásos kalderákhoz tehát



mélyebb értelmezést nyert, nyitva maradt viszont az elvezető csatornák kérdése. Lényegileg két alternatíva kínálkozik. Egyik szerint a kaldera az elvezető csatorna helyén jött létre, eltömve azt; másik szerint a kalderaperemi kúrtók szolgálták elvezető csatornákat. Az első alternatíva magával vonja a feltevést, hogy a boltozat felett nagyméretű paleovulkán létezett, s ennek paroxizmális kitörése váltotta ki a beszakadást. E paleovulkán jelenleg még nyomokban sem valószínűsíthető, így célszerűbbnek látjuk a második alternatívát megvizsgálni. A besüllyedés megindulhatott a felboltozódás egyszerű mechanikai következményeként is, a besüllyedt részt határoló gyűrűszerű törésrendszer egyes szakaszai megnyilhattak s elvezető csatornákat szolgálták vulkáni kúrtók formájában. A megfelelő paleovulkáni kúrtókitöltések léteznek, s így ez az alternatíva összhangban áll az ismert tényekkel. Kúrtókitöltések létezése mindig magával vonja a megfelelő felépítmények (kupok) valószínűsítését, azonban ez akkor is így van, ha az első alternatívát fogadjuk el. Egészében véve tehát jobban megfelel a mai ismeretességi szintnek az a feltevés, hogy elvezető csatornákat a kalderaperemi kúrtók szolgálták, vagyis a második alternatíva. Megjegyezzük, hogy más kiújult (feléledt) kalderák esetében sincs tudomásunk szerint példa arra, hogy a boltozatközépi süllyedéket a beszakadást kiváltó kitörés(ek) centrumának helyével kapcsolják össze, viszont mindig oldalirányú magmaeltávozással számolnak /21, 27/.

c) A külső gyűrű kúrtói (és kupjai) felboltozódással kapcsolatosan törvényszerűen képződő törések /31/ mentén a központi kaldera előtt is létrejöhetnek. Ugyanakkor e gyűrűbe esik a legfiatalabb kúrtó — a Kuruchérci, s emellett az eredeti egységes centrum (a Tolmácshegyi kaldera közepetáján), a kalderaperemi kúrtók és a külső gyűrű kúrtói olyan egységes sorba állíthatók, mely az aktív paleovulkáni rész-centrumok

fokozatos sugárirányu migrálását tükrözi. Ezért a külső gyűrű kürtőit fiatalabbnak véljük a kalderaperemieknél, s a Magasbörzsönyi paleovulkán eltérését a többi hasonló helyzetű (de egyelőre nem rekonstruált) kuptól abban látjuk, hogy fejlődése tovább folytatódott a többi elhalása után is. A külső gyűrű létrejöttével azzal állhatott kapcsolatban, hogy a központi rész mélyen beszakadt volna miatt az újabb magmaadagokat elsősorban a kalderát körülvevő gyűrűszerű boltozat maradvány volt képes befogadni — természetesen nem további növekedéssel és ezzel kapcsolatos gyűrűszerű felszakadásokkal. Ilyen mechanizmus létezését az u.n. centrális intruziók (Norvégia, Skócia, DNy-Afrika, Kazachsztán stb.) felépítése igazolja, melyben gyakoriak a központi, besüllyedtnék tekintett tömböt övező gyűrűszerű telérek/39/; e centrális intruziókat mélyen (3—5 vagy több km-re) lepusztított paleovulkáni centrumoknak véljük. A telérgyűrűk átmérője néhány km-től 10—15 km-ig terjed, a telérek vastagsága több száz m lehet, vagyis a börzsönyi méreteknek megfelelő.

Összesítés. Munkahipotézis szintjén valamennyi eddig megismert börzsönyi paleovulkáni objektum egyetlen sorba állítható, melynek tagjai időrendi vagy okozati egymásutánban követik egymást (1. sz. táblázat). E sor alapján egységes fejlődésmenti vázlatot állítottunk össze (15. ábra), melyben négy magmás ciklust különítettünk el.

Az első két ciklus azonos jellegű: két egymás után következő, valószínűleg azonos centrummal létrejött palovulkán kialakulásából, működéséből és beszakadással való megsemmisüléséből áll, mindkettő után biztos szünettel, amelynek nyomai megfelelő köztes üledékes rétegcsoporthoz keresendők.

A harmadik ciklus még mindig ugyanazon centrumban kialakuló intruzióval kezdődik; paleovulkáni centrumok fejlődése ezzel gyakran lezárul, esetünkben azonban az endogén feszítőerő túl nagy lehetett, s így a magma utat kapott a fel-

## A BÖRZSÖNYI PALEOVULKÁNI OBJEKTUMOK ÉRTELMEZÉSI VÁZLATA

Paleovulkáni objektumok	értelmezett	Rekonstruált méretek, km	
		átmérő	magasság, mélység
Vizválasztó gerincgyűrűn belüli mélyedés (Halyagos-Kurucbérc)	Eróziós kaldera	3,5 - 5,7	0,3-0,4
Kishideghegyi aljzatkemelkedés	Boltozat (intruzió)	6	0,5-0,6
Magasbörzsönyi paleovulkán maradványai	Magasbörzsönyi paleovulkán	12 - 14	1,2
Kürtókitöltések: Öregkapás, Vörösharaszt, Kurucbérc	Boltozatperemi paleovulkánok gyűrűje	9 - 12	-
Kürtókitöltések: Kiskoppány, Nagykoppány - Szarvaskő, Nagysashegy - Sóshegy	Kalderaperemi paleovulkánok gyűrűje	6 - 8	-
Tolmácshegyi süllyedék	Beszakadásos kaldera	6 - 8	0,8-1,2
Irtáspusztai aljzatkemelkedés, Várbükki és Pogányhegyi aljzatkemelkedés-nyulvány	Boltozat (intruzió)	10 - 12	0,7-0,8
Hegyháti szomma	Nagykaldera	15 - 20	?
Börzsönyi süllyedék	Paleovulkán	20 - 25	2,5-3,0
Peremi szomma-gyűrű	Nagykaldera	20 - 25	0,5-0,8
	Paleovulkán	30 - 35	3,5-4,0

szinre — szerkezeti okokból következően egyszerre több csatornán, ami az addigi centrális működést areálissá változtatta. E ciklus befejeződését a központi kaldera besüllyedésével létrejött dugó éppugy kiválthatta, mint a mélységi magmaszolgáltatás megszűnése.

A negyedik ciklus a kalderát körülvevő gyűrűbe irányuló magmabenyomulással kezdődhetett, valószínűleg hosszabb-rövidebb szünet után. A belső erők még mindig túl nagyok bizonyultak, s így a magma megint a felszínre törhetett: először több ponton, majd a csatornák többségének eltömődése után egyikükre (Kurucbérci) korlátozódva, aminek következtében az areális működést ismét centrális váltotta fel, újabb nagyobb paleovulkánt hozva létre. Ennek központjában intruzió képződött — valószínűleg szünet, esetleg hosszabb szünet után. Lehetséges, hogy ez az intruzió egy ötödik ciklus termékének fogható fel, ehhez azonban több adatra volna szükségünk. Figyelembevée a vulkánói-pliniusi típusu vulkáni működés természetszerű szaggatottságát, célszerűbbnek látjuk ezt az intruziót — legalábbis egyelőre — a negyedik ciklus utolsó impulzusaként felfogni.

Fejlődésmeneti vázlatunk teljességét illetően is lehet néhány megfontolásunk.

1. É-ről D-re haladva a centrális működés termékeit képező három nagyobb paleovulkán maradványai összefüggő, zárt sort képeznek, s csak az aljzatdomborzat elemzése készített arra, hogy a második és harmadik között egyéb képződmények egész sorát tételezzük fel, melyek maradványai területileg a kettő határától elszakítva, jóval D-ebbre helyezkednek el. Nincs kizárva, hogy az első és második paleovulkán között is sok minden történt a beszakadáson és az azt követő szüneten kívül, aminek nyomát az aljzatdomborzatban nem ismertük fel és egyéb jelét sem vettük észre.

2. Mind a két nagykaldera-képződési szakaszban, továbbá a Tolmácshegyi kaldera kialakulásától kezdődő areális jellegű működés alatt monogén vagy rövidéletű paleovulkánok és szubvulkáni intruziók tömege jöhetett létre a Börzsöny különböző vidékein. Utóbbiakra példa a tolmácsi Somlyóhegy, a nógrádi Várhegy és Kálváriadomb, a szobi Csákhegy, a marianosztrai Cerinabánya hegycsoportja, a dunabogdányi Csódihegy és egy sor régóta ismert vagy feltételezett lakkolit vagy tömzs, melyek helyzete vázlatunkban tisztázatlan.

3. A DK-Börzsönyben és különösen a Dunazug-hegységben könnyen "elfér" egy a Magasbörzsönyihez hasonló méretű paleovulkán, amely nem köthető a kaldera- vagy a boltozatperemi gyűrűhöz. Kialakulásuk esetleg önálló magmás ciklusra lesz tehető.

4. A Börzsöny DNy-D-DK-i részén több pontról említenek fokozatos átmenetet a vulkáni összletből a fedőüledékek felé (főleg furási szelvények alapján). Ez arra mutat, hogy létezhetnek a Magasbörzsönyivel közel egyidős vagy esetleg még annál is fiatalabb paleovulkánok is.

Mindez arra késztet, hogy fejlődésmeneti vázlatunkat ne tekintsük teljesnek. Ugyanakkor bizunk benne, hogy a további kutatások azt legfeljebb bővíteni fogják, elsősorban a magmás ciklusok közötti, jelenleg teljes szünetként felfogott időszakok tartalmát illetően, de a már megállapított ciklusokat és az események azokon belüli egymásutánját és összefüggését, akárcsak maguknak a ciklusoknak a sorrendjét, már nem fogják megváltoztatni.

Z á r ó s z ó

A vázolt rekonstrukció nem "üres helyen" keletkezett, s nem is a korábbi felfogások teljes tagadásával. Felhasznál-

tuk mindazt, ami egyrészt tényszerű megállapítás volt, másrészt azt, ami e tényekből közvetlenül levont, egyértelmű következtetés volt. A tények felhasználása világos, hiszen tulnyomórészt korábbi adatokra épült az egész rekonstrukció. Viszont az újszerű értelmezésben talán nem szembetűnő, melyek azok a következtetések, amelyeket a Börzsöny korábbi kutatóitól átvettünk, ezért célszerűnek látjuk ezek rövid áttekintését.

Pantó Gábor koncepciójából /24/ az alábbiakat vettük át:

1. Az összlet rétegvulkáni jellegű és a középsőmio-cénba tartozik. Oligocén működés bizonyítéka a K-i előtér üledékeiben keresendő. A közvetlen feküledékek felsőkárpáti (akkor: felsőhelvétii) korúak; további vulkánosságra vonatkozó adat nem ismeretes.

2. Az északbörzsönyi vulkanitok egyetlen rétegvulkán termékei, melynek centruma az Irtáspuszta-Kishideghegy vonulatba esik. E centrum a környezetben levőktől eltérő kifejlődésű — a szubvulkáni fáciesbe tartozó — vulkanitok alapján jelölhető ki. Az itt lejátszódott hidrotermális folyamatok a paleovulkáni centrum természetes fejlődésmenetével kapcsolatosak.

3. A délbörzsönyi vulkanitok monogén központi kitörések termékei.

A MÁELGI kutatócsoportjának felhasznált következtetései az Évi jelentésekkel /28, 29, 32-34, 13, 18-20, 35/ dokumentálhatóan az alábbiakban foglalhatók össze:

1. A Börzsöny-hegység területén két gravitációs-szeizmikus maximum ismert: a Kishideghegyi (gravitációs adatokból 1965., szeizmikus mérésekből 1971. óta) és az Irtáspusztai (gravitációs térképről 1966., szeizmikus szelvényekből 1970. óta). E maximumokon a geomágneses tér az erősen

változékony környezettel ellentétben neutrálissá válik, s a háttérszinttől élesen elváló gerjesztett polarizációs anomáliák jelennek meg területén (1973.).

2. Mindkét maximum a prekainozóos aljzat kiemelkedéseként van értelmezve: az Irtáspusztai 1970., a Kishideghegyi 1971. óta. E kiemelkedéseken az aljzatban a környezetnél kisebb, a fedőben a környezetnél nagyobb határsebességű képződmények észlelhetők, amit vulkáni áttörés vagy benyomulás jelének tekintenek: az Irtáspusztai kiemelkedésre vonatkozóan 1970., a Kishideghegyire vonatkozóan pedig 1973. óta, törvényszerűnek véelve ily módon a kiemelkedések és a vulkáni áttörések-benyomulások kapcsolatát (1974. óta).

A MÁFI Északmagyarországi kutatócsoportjának elképzeléseiből az alábbiakat építettük be:

1. A vulkáni terület prekainozóos alaphegysége beszakadásos süllyedéket képez /23/.

2. A Márianosztra-Kóspallag-Királyrét környéki vulkánitok a magasbörzsönyiek fekjében települnek /8, 9, 22/.

3. A Kishideghegyi kiemelkedést hipabisszikus intruzió hozta létre (8/3); ezzel az intruzióval kapcsolatban a hidrotermális folyamatok (8/2).

A felsoroltakon kívül, bár közvetlen beépítésre nem került, de a rekonstrukciót nagyban elősegítette az a nagyszámú terepi megfigyelés és anyagvizsgálati adat, amelyet a MÁFI Északmagyarországi Osztályának /8, 9, 22/ és a MÁELGI Érc kutatási Osztályának /1-4/ kutatói sokéves börzsönyi tevékenységük során szolgáltatottak. Csak a vázolt felfogások és adatok alapján születhetett meg a jelen munka, ezért valamennyi börzsönyi kutatónak — geológusnak és geofizikusnak egyaránt — őszinte köszönetemet fejezem ki; közöttük első sorban néhai Pantó Gábor akadémikusnak, akinek uttörő munkássága teremtette meg e rekonstrukció tudományos alapjait.

## ÖSSZEFOGLALÁS

Kőzettani jellegek alapján a börzsönyi vulkanitok vulkánói-pliniusi kitörések termékeinek tekinthetők. Ebből következően a hegységben nagyméretű paleovulkánok maradványai várhatóak. Geomorfológiai elemzéssel egy 12—14 km átmérőjű és 1200 m körüli relatív magasságu, NyÉNy felé kb. 2°30'-rel lebillent helyzetben levő paleovulkán rekonstruálható a Magas-Börzsönyben. A közepén levő kaldera tisztán eróziós uton jött létre és az eredeti kráterből származik. A kaldera közepén kürtőkitöltés van, amelyet sugárirányban szétfutó andezittelérek koszoruja özve. A paleovulkán működését hipabiszikus intruzió képződése zárta le a centrumában, s valószínűleg ezzel fejeződött be a magmás működés az egész Börzsönyben.

A rétegtani adatok áttekintésével a börzsönyi vulkán működés teljes időtartama az alsóbádeni alemeletnek csak egy részére tehető; általános kőzettani és szerkezeti megfontolások valószínűvé teszik, hogy a börzsönyi vulkanitok egyetlen paleovulkáni centrum produktumai.

Geomorfológiai és földtani adatok alapján az É-ÉK-Börzsönyben két szomma mutatható ki, mely két egymást követő paleovulkán maradványa lehet. A prekainozóos aljzat geofizikai módszerekkel lekövetett domborzatának elemzése összbörzsönyi nagykalderát, központi boltozatot és annak tetején levő beszakadásos kalderát valószínűsít. Felszíni geofizikai adatokkal kürtőkitöltések sora mutatható ki e boltozat és e kaldera pereme mentén.

Munkahipotézis szinten mindeme objektumok időrendi-okozati sorba állíthatók. Ennek alapján fejlődésmeneti vázlat adható, négy magmás ciklus elkülönítésével.

A nyitva maradt kérdések nem megoldásához módszertani utmutatások vannak vázolva.



## IRODALOM - REFERENCES

1. A Börzsöny-hegység földtani felépítésének és ércesedésének geofizikai kutatása 1972-ben (KIRÁLY E. - FEJES I. - SZABÓNÉ PINTÉR A. - SZALAY I. - TABA S. - VERŐ L. - ZSILLE A.) MÁELGI Érc kutatási Osztály, 1973. -- Kézirat, MÁELGI Adattár.
2. A Börzsöny-hegység földtani felépítésének és ércesedésének geofizikai kutatása 1973-ban (KIRÁLY E. - FEJES I. - SZABÓNÉ PINTÉR A. - SZALAY I. - TABA S. - SZILLE A.). MÁELGI Érc kutatási Osztály, 1974. — Kézirat, MÁELGI Adattár.
3. A Börzsöny-hegység felépítésének és ércesedésének geofizikai kutatása 1974-ben (ZSILLE A. - DUDÁS J. - PINTÉR A. - SZALAY I. - TABA S.). MÁELGI Érc kutatási Osztály, 1975. — Kézirat, MÁELGI Adattár.
4. A Börzsöny-hegység felépítésének és ércesedésének geofizikai kutatása 1975-ben (KIRÁLY E.). MÁELGI Érc kutatási Osztály, 1976. — Kézirat, MÁELGI Adattár.
5. BÁLDI T. - CSEPREGHYNÉ MEZNERICS I. - NYIRŐ R. 1965.  
A keletbörzsönyi oligocén-miocén rétegek biosztratigráfiája. — MÁFI Évi Jel. 1963-ról, p. 279-310.
6. BÁLDI T. - KÓKAY J. 1970.  
A kismarosi tufit faunája és a börzsönyi andezitvulkánosság kora. — Földt. Közl. 100, 274-284.
7. BORZA T. 1973.  
Rétegtani és őslénytani vizsgálatok Hont (Észak-Börzsöny) környékén. — Földt. Közl. 103, 27-40.

8. Börzsöny-hegység, Beszámoló az 1974. évben végzett tematikus munkákról. MÁFI Északmagyarországi Osztály, 1975. — Kézirat, KFH adattár.
1. A Börzsöny-hegység üledékes képződményeinek rétegtani vizsgálata (HALMAI J.).
  2. Vulkanológiai fejlődéstörténet és kőzetgenetika a Börzsöny-hegységben (CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E.).
  3. Jelentés a Börzsöny-hegységben végzett fotogeológiai és fototektonikai vizsgálatokról (CZAKÓ T.).
  8. Előzetes jelentés a Nagy-Börzsöny 7.sz. és 7/a. sz. furásokról (CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E. - NAGY B.).
9. Börzsöny-hegységi földtani kutatások (1971-75). MÁFI Északmagyarországi Osztály, 1976. — Kézirat, KFH Adattár.
1. A Börzsöny-hegység üledékes kőzetei (SZEMEREY H.).
  2. Jelentés a Börzsöny-hegység oligocén-miocén kora kavicsos üledékeinek vizsgálatáról (VARGÁNÉ MÁTHÉ K.).
  3. A Börzsöny-hegység vulkáni képződményei (CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E.).
  5. A Börzsöny-hegység szerkezetföldtana (CZAKÓ T.).
  6. A Börzsöny-hegység fejlődéstörténete (CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E. - CZAKÓ T.).
  9. 1:10.000 méretarányú észlelési és földtani térképek.
  10. 1:25.000 méretarányú észlelési és földtani térképek.
10. BULLARD F. M. 1962  
Volcanoes, in history, in theory, in eruption. — University of Texas Press, p. 1-441.
11. Catalogue of the active volcanoes of the world. — Internat. Ass. Volcanology, Inst. Geol. Applicata, Roma.
1. Indonesia, 1951. (NEUMANN VON PADANG), p. 1-271.
  11. Japan, Taiwan and Marianas, 1962. (H. KUNO), p. 1-331.
  18. Italy, 1965. (G. IMBO), p. 1-71.

12. DALY R. 1933.  
Igneous rocks and the depths of the earth. — New York,  
p. 1-598.
13. ERKEL A. - MITUCH E. - MÁRTONNÉ SZALAY E. 1971.  
A Börzsöny-hegység felépítésének és ércesedésének geo-  
fizikai kutatása. — MÁELGI Évi Jel. 1970-ről, p. 22-28.
14. HÁMOR G. 1971.  
Az Északmagyarországi Osztály 1969. évi munkálatai. —  
MÁFI Évi Jel. 1969-ről, p. 193-198.
15. HÁMOR G. 1973.  
Az Északmagyarországi Osztály működési jelentése az  
1971. évről. — MÁFI Évi Jel. 1971-ről, p. 21-30.
16. HÁMOR G. 1974.  
Az Északmagyarországi Osztály 1972. évi kutatási ered-  
ményei. — MÁFI Évi Jel. 1972-ről, p. 15-22.
17. HÁMOR G. 1976.  
A Börzsöny-hegység kutatásának eredményei az 1973. év-  
ben. — MÁFI Évi Jel. 1973-ról, p. 23-26.
18. KIRÁLY E. - DRASKOVITS P. - DUDÁS J. - MITUCH E. 1972.  
A Börzsöny-hegység felépítésének és ércesedésének geo-  
fizikai kutatása. — MÁELGI Évi Jel. 1971-ről, p. 27-  
31.
19. KIRÁLY E. - FEJES I. - SZALAY I. - TABA S. - VERŐ L. -  
ZSILLE A. 1973.  
A Börzsöny-hegység felépítésének és ércesedésének geo-  
fizikai kutatása. — MÁELGI Évi Jel. 1972-ről, p. 20-28.
20. KIRÁLY E. - FEJES I. - PINTÉR A. - SZALAY I. - TABA S.  
- SZILLE A. 1974.

A Börzsöny-hegység felépítésének és ércesedésének geofizikai kutatása.— MÁELGI Évi Jel. 1973-ról, p. 21-27.

21. MACDONALD G. A. 1972.

Volcanoes. — New Jersey.

22. Magyarázók a Börzsöny-hegység észlelési és fedetlen földtani térképéhez. MÁFI Északmagyarországi Osztály. — Kézirat, KFH Adattár.

1:25.000-es sorozat:

Bernecebaráti (VARGA GY., 1974.)

Drégelypalánk (VARGA GY., 1974.)

Vámosmikola (JANKOVICH I., 1974.)

Cséványos (CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY É., 1974.)

Diósjenő (SZEMEREY H., 1974.)

Márianosztra (JANKOVICH I., 1972.)

Kóspallag (CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY É., 1972.)

Nógrád (CZAKÓ T., 1972.)

Szob-Nagymaros (VARGÁNÉ MÁTHÉ K., 1974.)

Nógrádverőce (VARGÁNÉ MÁTHÉ K., 1974.)

1:10.000-es sorozat:

Cséványos (NAGY B., 1974.)

Hideghegy (GYARMATI P., 1974.)

Márianosztra (NAGY B., 1972.)

Kóspallag (NAGY G., 1972.)

Szokolya (PENTELENYI L., 1972.)

23. NAGY G. - ZSILLE A. 1971.

A Börzsöny-hegység nagyszerkezeti helyzete és szerkezetföldtani problémái. — MÁFI Évi Jel. 1969-ről, p. 235-244.

24. PANTÓ G. - MIKÓ L. 1964.

A nagybörzsönyi ércesedés. — MÁFI Évk., L., 1., p. 1-154.

25. PANTÓ GY. 1970.  
A Börzsöny-hegység északi részének harmadidőszaki vulkanizmusa. — KUBOVICS I., PANTÓ GY. Vulkanológiai vizsgálatok a Mátrában és a Börzsönyben. Akad. kiadó, Bp., II. rész, p. 161-172.
26. RITTMANN A. 1960.  
Vulkane und ihre Tätigkeit. — Stuttgart, p. 1-336.
27. SMITH R.L. - BAILEY R.A. 1968.  
Resurgent cauldrons. — Geol. Soc. Amer. Mem. 116.
28. SZABÓ Z. 1966.  
Áttekintő gravimétermérés a Börzsöny-hegység és a Dunabalparti triászrögök területén. — MÁELGI Évi Jel. 1965-ről, p. 39-42.
29. SZABÓ Z. 1967.  
Komplex geofizikai kutatás a Börzsöny-hegységben. — MÁELGI Évi Jel. 1966-ról, p. 98-119.
30. VASS D. - MARKOVÁ M. 1966.  
Megjegyzések a délszlovákiai és északmagyarországi tortonai képződmények alsó határának megvonásához. — Földt. Közl. 96, 414-420.
31. WISSER E. 1960.  
Relation of ore deposition to doming in the North American Cordilleras. — Geol. Soc. Amer. Mem. 77. p. 1-117.
32. ZSILLE A. 1968.  
Komplex geofizikai kutatás a Börzsöny-hegységben. — MÁELGI Évi Jel. 1967-ről, p. 93-104.
33. ZSILLE A. 1969.  
Komplex geofizikai kutatás a Börzsöny-hegységben. — MÁELGI Évi Jel. 1968-ről, p. 47-53.

34. ZSILLE A. - ERKEL A. - HOFFER E. - MITUCH E. 1970.  
Komplex ércskutatás geofizikai módszerekkel a Börzsöny-hegységben. — MÁELGI Évi Jel. 1969-ről, p. 41-48.
35. ZSILLE A. - SZALAY I. - TABA S. - VERŐ L. 1975.  
A Börzsöny-hegység felépítésének és ércesedésének geofizikai kutatása. — MÁELGI Évi Jel. 1974-ről, p. 23-28.
36. БОРИСОВ О.Г., БОРИСОВА В.Н. 1974  
Экструзии и связанные с ними газо-гидротермальные процессы. -- Наука, Сиб. Отд., стр. I-200.
37. ЗАВАРИЦКИЙ А.Н. 1961  
Извеженные горные породы. -- Изд. АН СССР, стр. I-479.
38. КОПТЕВ-ДВОРНИКОВ В.С., ЯКОВЛЕВА Е.Б., ПЕТРОВА М.А. 1971  
Вулканогенные породы и методы их изучения. -- Недра, стр. I-331.
39. ЛУЧИЦКИЙ И.В. 1971  
Основы палеовулканологии. -- Недра.  
Том I. Современные вулканы, стр. I-480.  
Том 2. Древние вулканы: стр. I-383.
40. МАРХИНИН Е.К. 1967  
Роль вулканизма в формировании земной коры. -- Наука, стр. I-255.
41. Методическое руководство по геологической съемке масштаба 1:50.000, т. I., 1974. -- Недра, стр. I-519 / I80-238/
42. РОЗИНОВ М.И., КОЛЕСНИКОВ Д.И. 1975  
Магматические формации зон новейшего вулканизма. -- Недра, стр. I-160.
43. СОЛОВЬЕВ С.П. 1970  
Химизм магматических горных пород и некоторые вопросы петрологии. -- Наука, Ленингр. Отд., стр. I-311.

RECONSTRUCTION OF THE MIDDLE MIOCENE PALEOVOLCANO OF THE  
BÖRZSÖNY MOUNTAINS, NE-HUNGARY

by

Z. Balla

ABSTRACT

The volcanic rocks of the Börzsöny Mountains are products of Volcano-Plinius type eruptions, as deduced from their petrographic features. Accordingly, one may suspect the existence of remnants of large size paleovolcanoes.

Geomorphological analyses permitted the author to reconstruct a paleovolcano of 12 to 14 km in diameter and of about 1200 m relative height in the High Börzsöny area. The central cauldron is derived from the original crater by erosion. In the middle of the cauldron there is a chimney filling surrounded by radial andesite dykes. The activity of this paleovolcano ended with the formation of a hypabyssal intrusion in the centre, an event which is probably the final act of volcanism in the entire Börzsöny Mountains.

Having revised the available stratigraphic evidence, the author considers the volcanic activity to be restricted to one part of the Early Badenian.

It is very likely that all the volcanites in the Börzsöny Mountains are products of one single paleovolcanic centre.

Relying upon geomorphological and geological data, in the N and NE Börzsöny remnants of two successive "Somma" type paleovolcanoes could be detected.

The study of the Pre-Cenozoic basement, traced by means of geophysical measurements, resulted in the assumption of one huge cauldron for the entire mountain, a central dome with a collapse cauldron on the summit. Surface geophysical data demonstrate the presence of a series of chimney fillings along the margin of the dome and of the cauldron as well.

Altogether four volcanic cycles could be distinguished.

Finally, some methodological hints are given for the solution of still unsettled problems.

Address of the author:

Z.Balla, H-1145 Budapest,  
Columbus u. 17.

MAELGI (Hungarian Institute of Geophysics)



## CAPTIONS

- Fig.1. Interpretation Sketch of the High Börzsöny Topography
- Fig.2. First grade involution surface of the remnants of the High Börzsöny paleovolcano. Plotted by Z.Balla, 1976.
- Fig.3. Second grade involution surface of the remnants of the High Börzsöny paleovolcano. Plotted by Z.Balla, 1976.
- Fig.4. Profile Reoonstruction of the High Börzsöny Paleovolcano. Plotted by Z.Balla, 1976. Accompanied by sections of stratovolcanoes on the same scale, taken from reference item /11/.
- Fig.5. Reconstruction of the surface of the High Börzsöny paleovolcano. Plotted by Z.Balla, 1976.
- Fig.6. Geoelectric profiles of the remnants of the High Börzsöny paleovolcanic cone. Plotted by z.Balla, 1976, relying upon the mesurements done by S.Taba in 1973-75.  
No vertical exaggeration.
- Fig.7. Elements of the geological setting of the High Börzsöny paleovolcano, as known in the present state of exploration. Plotted by Z.Balla, 1976.

Legend

- 1 Geoelectric and gravity maximum at Kurucbérc
- 2 Chimney (probably of the last eruptions)
- 3 Radial andesite dykes, accompanied by pyroclastics

- 4 Outcrops of andesitic lava banks in pyroclastics, dipping outwards
- 5 Water-shed crest in the centre of the paleovolcano
- 6 Radial valley on the slope of the paleovolcano
- 7 Contours of the paleovolcano
- 8 Outcrop contours of volcanic rocks
- 9 Overlying sediments
- 10 Underlying sediments

Fig.8. Bouguer anomaly map of the High Börzsöny Paleovolcano Area. (Plotted by A.Zsille 1974). Completed with the contours shown on Fig.1.

Fig.9. Relief map (u.s.l.) of the lower refraction horizon of the High Börzsöny Paleovolcano Area. Plotted by A.Zsille, I.Szalay.

Fig.10. Geomagnetic anomaly map of the High Börzsöny Paleovolcano Area, (flying height 50 m). Plotted by I.Komáromy and E.Hoffer, 1966.

Fig.11 Induced potential anomaly map of the High Börzsöny Paleovolcano Area. - Plotted by S.Taba, 1974.

Fig.12. Profiles of apparent geoelectric resistivity of the central part of the High Börzsöny paleovolcano. Plotted by S.Taba, 1975. Completed with the hypothetical contours of the central high resistivity body.

Fig.13. Apparent density of the formations in the central part of the High Börzsöny paleovolcano. Plotted by Z.Balla, 1976, relying upon the data of A.Zsille.

Fig.14. Map of Paleovolcanic Objects in the Börzsöny Area. Plotted by Z.Balla, 1976.

LegendSurficial formations

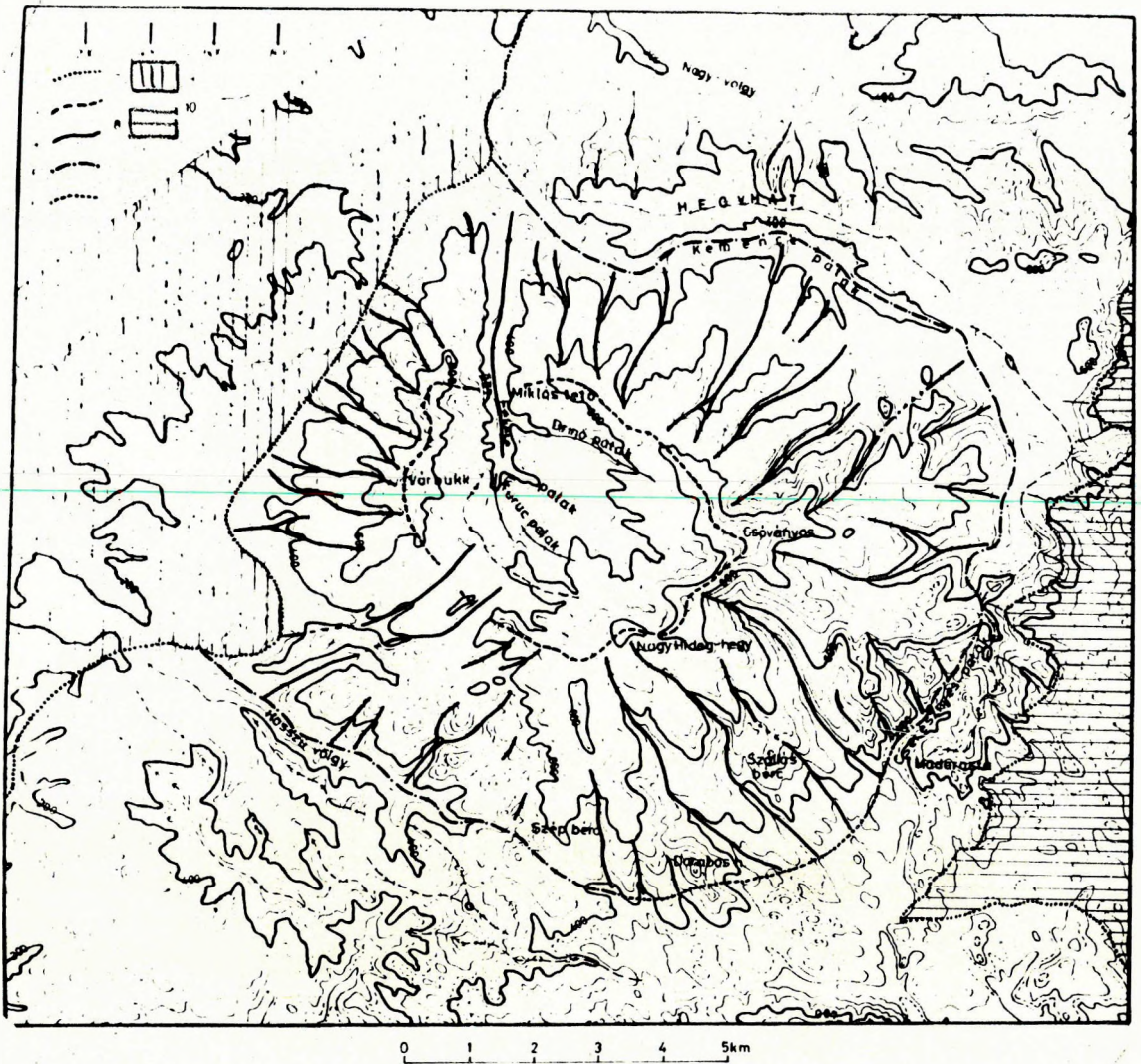
- 1 Pre-neozoic basement (Triassic)
- 2 Underlying sediments (Rupelian-Carpathian)
- 3 Overlying sediments (Badenian)
- 4 Marginal somma ring
- 5 Internal somma
- 6 High Börzsöny Paleovolcano
- 7 Water-shed crest line (somma axis and cauldron rim)
- 8 Chimney filling at the cauldron rim
- 9 Chimney filling at the dome rim
- 10 Subvolcanic intrusion in underlying sediments
- 11 Andesite dykes

Elements of the relief (topography)

- 12 Rim of the big cauldron
- 13 Slope of the dome
- 14 Slope of the collapse cauldron
- 15 Rim of the collapse cauldron

Main structural lines (faults): 16-18

Fig.15 Evolutional Sketch of the Börzsöny Palovolcanism



1. ábra

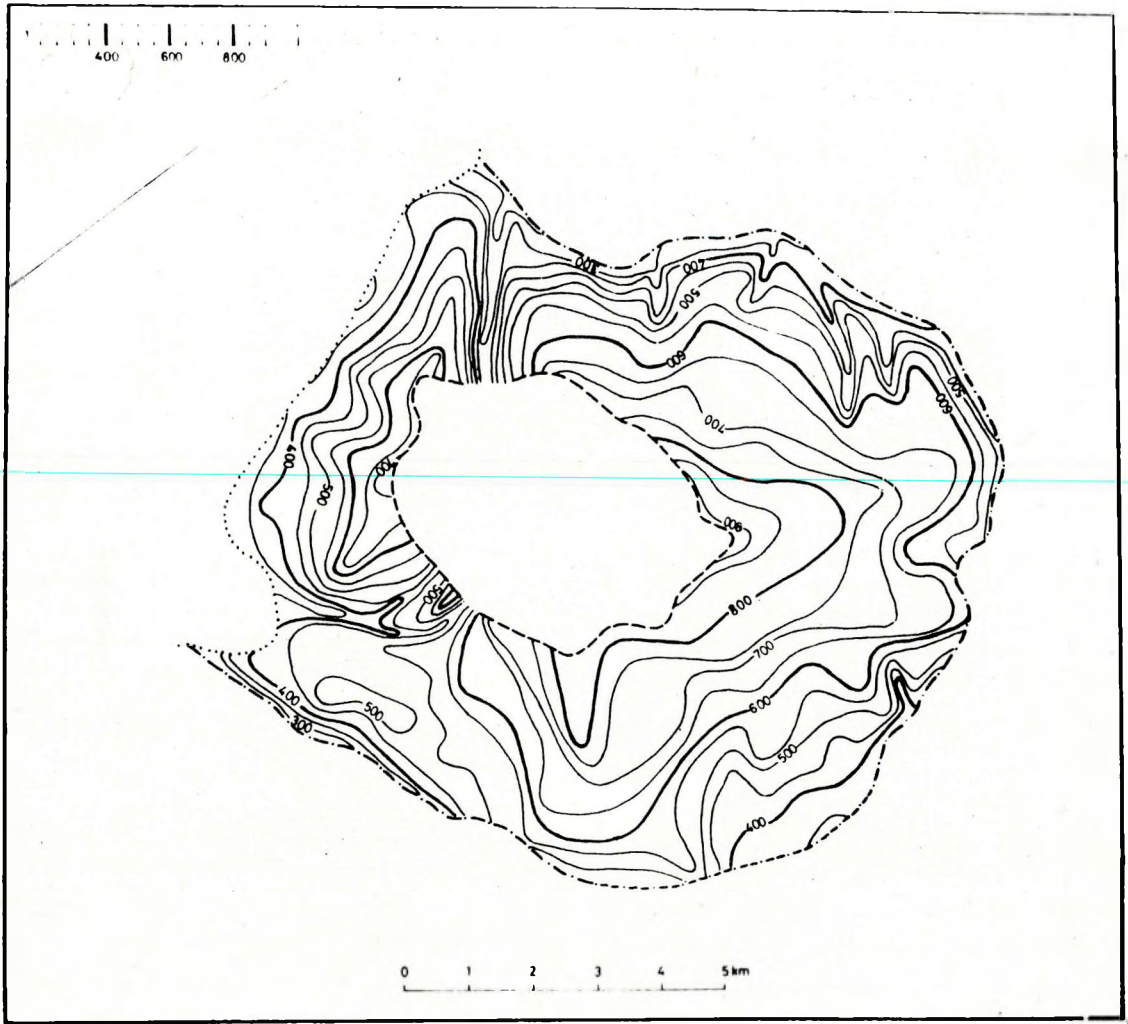
A Magas-Börzsöny domborzatának értelmezési vázlatja

Szerkesztette: Balla Z. 1976.

Topográfiai alap: A Börzsöny-hegység turistatérképe, Cartographia, a hatodik kiadás változatlan utánnomása

Jelmagyarázat:

1. A mai domborzat jelölése, tszf. m.
2. A vulkáni képződmények felszíni elterjedésének határa (/9/ nyomán, egyszerűsítve)
3. Gyűrűszerű vizválasztó a paleovulkán központjában
4. Sugárirányú völgy a paleovulkán lejtőjén
5. A paleovulkán lábátatát kijelölő gyűrűszerű völgy
6. A paleovulkán feltételezett lábazata lejtőn
7. Fedőüledék a felszínen
8. Feküüledék a felszínen
9. Gyűrűszerű vagy harántirányú vizválasztó a paleovulkán lábátán tul és a központban
10. Sugárirányú völgy a feltételezett szomma külső oldalán vagy gyűrűszerű völgy a központban



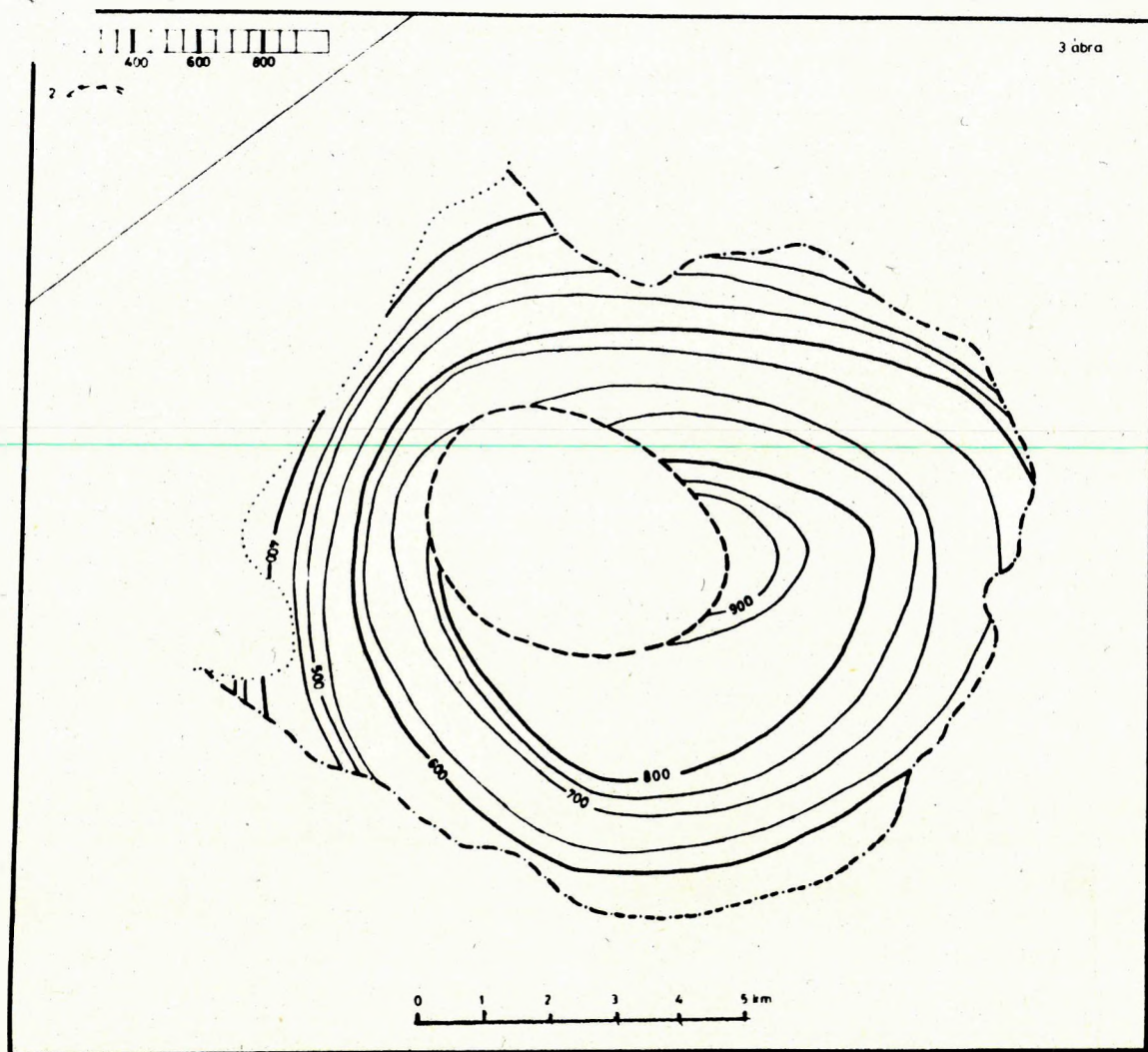
2. ábra

A Magasbörzsönyi paleovulkán maradványainak  
elsőfoku gerincburkoló felülete

Szerkesztette: Balla Z. 1976.

Jelmagyarázat:

1. Az elsőfoku burkoló felület szintvonalai (tszf. magasság).  
Egyéb jelölések az 1. ábráról vannak átvéve.



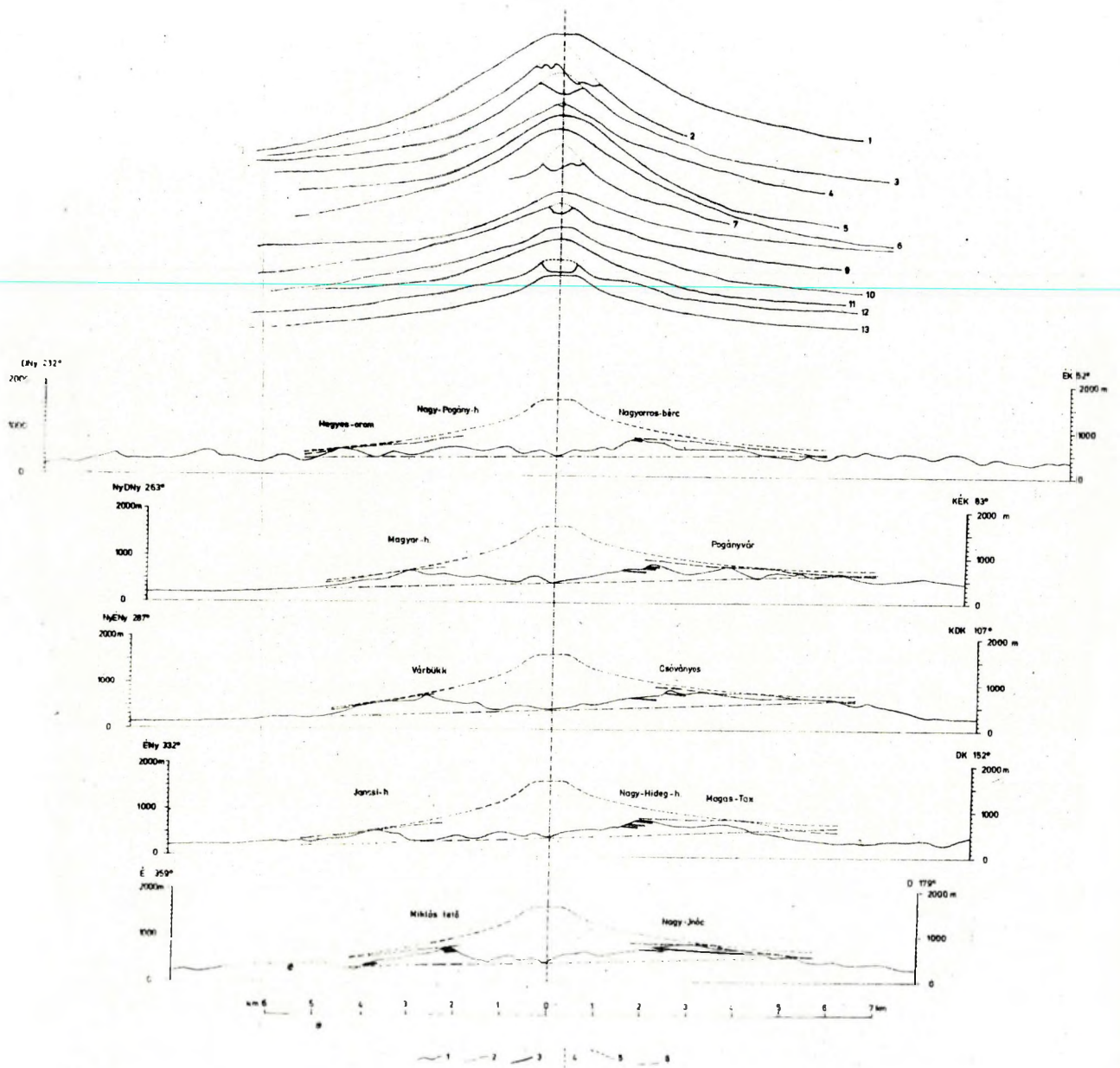
3. ábra

A Magasbörzsönyi paleovulkán maradványainak másod-  
foku gerincburkoló felülete

Szerkesztette: Balla Z. 1976.

Jelmagyarázat:

1. A másodfoku burkoló felület szintvonalai (tszf. magasság)
  2. A vízvázasztó gerincgyűrű belső burkolóvonalala
- Egyéb jelölések az 1. ábráról vannak átvéve



4. ábra

A Magasbörzsönyi paleovolcán szelvénybeli rekonstrukciója

Szerkesztette: Balla Z. 1976.

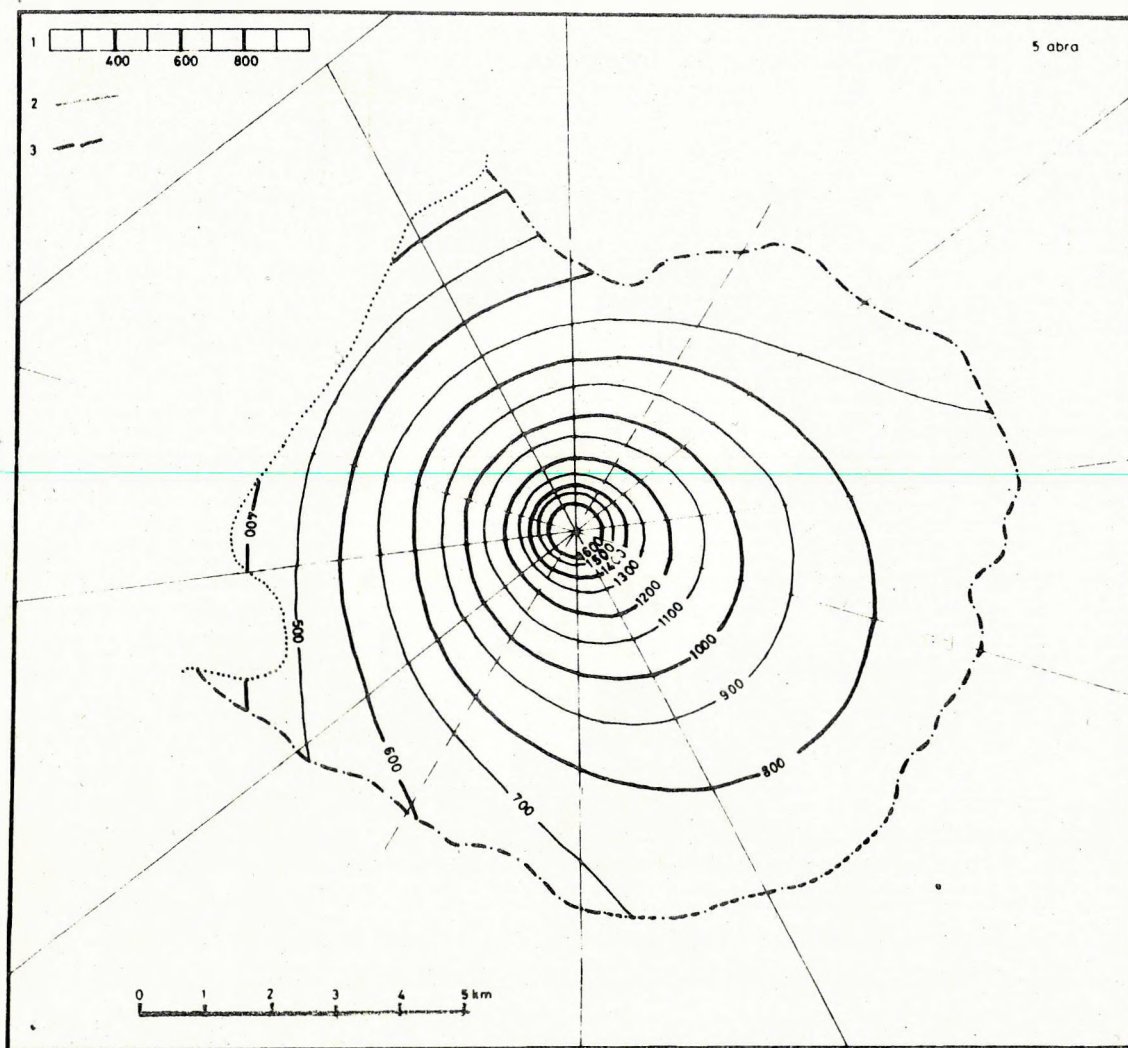
Rétegvulkánok szelvényei a /11/ alapján a bürzsönyiekével azonos méretarányban, a katalógus /11/ sorszámainak feltüntetésével:

1. Fudzijama (Huzi), DNy-ÉK;	Japán, Honsyu;	8.3- 3
2. Merapi, NyDNy-KÉK;	Indonézia, Jáva;	6.3-25
3. Raung, ÉNy-DK;	Indonézia, Jáva;	6.3-34
4. Amburombu, ÉÉNy-DDK;	Indonézia, Kis-Szundák;	6.4-10
5. Semeru, NyÉNy-KDK;	Indonézia, Jáva;	6.3-30
6. Slamet, ÉNy-DK;	Indonézia, Jáva;	6.3-18
7. Lewotolo, ÉÉNy-DDK;	Indonézia, Kis-Szundák;	6.4-23
8. Silawaih Agam, ÉÉNy-DDK;	Indonézia, Szumátra;	6.1- 2
9. Asama, DDNy-ÉÉK;	Japán, Honsyu;	8.3-11
10. Tyokai, DDNy-ÉÉK;	Japán, Honsyu;	8.3-22
11. Lamongan, É-D;	Indonézia, Jáva;	6.3-32
12. Vezuv, Ny-K;	Olaszország;	1.1- 2
13. A Vezuv D-i szektorának körvetületüvé simított szelvénye		

A bürzsönyi szelvények jelkulcsa:

1. Mai domborzat
2. Másodfoku burkoló felület
3. Észlelt lávapad
4. A mai felszínbe eső középpontokon átmenő függőleges vonal
5. A Vezuv simított szelvénye (1. feljebb, 13. sz. alatt)
6. A tengerszint nyomvonala a Vezuv simított szelvényében





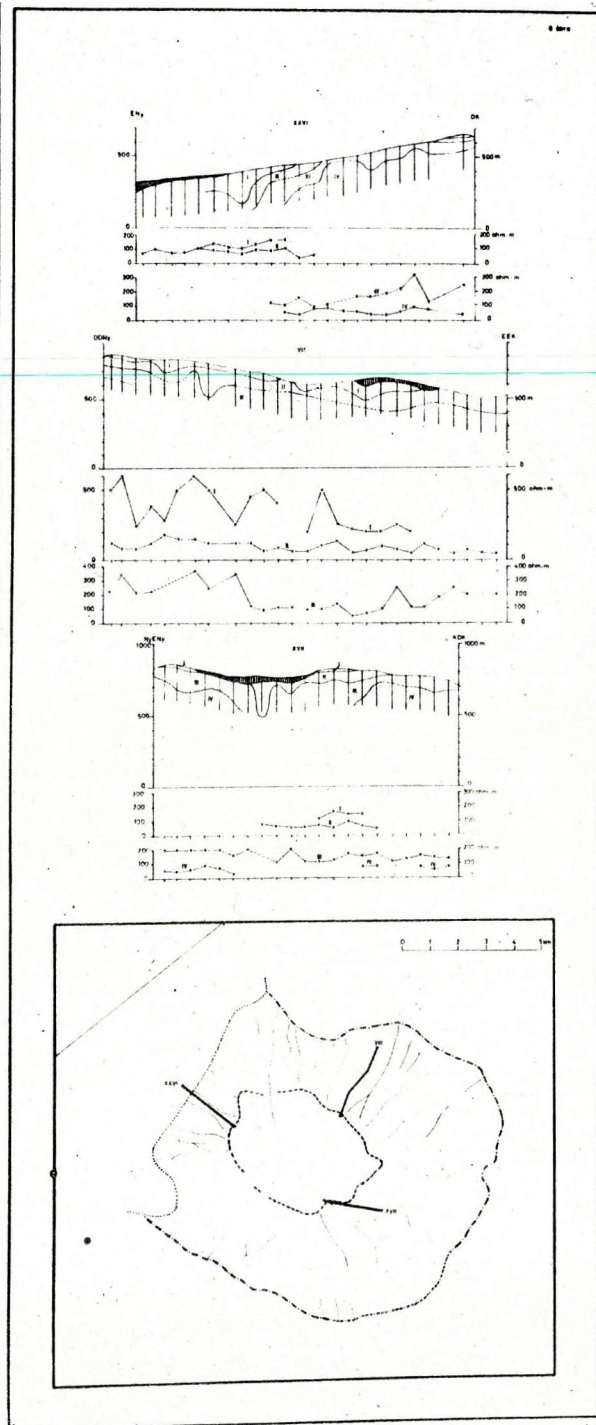
5. ábra

A Magasbörzsönyi paleovulkán felületének rekonstrukciója

Szerkesztette: Balla Z. 1976.

Jelmagyarázat:

1. A 4. ábra szelvényeivel rekonstruált felület szintvonalai (tszf. magasság)
2. A 4. ábrán szereplő szelvény nyomvonal
3. A paleovulkán kibillenési tengelyének vízszintes vetülete



6. ábra

A Magasbörzsönyi paleovulkáni kup maradványainak  
geoelektromos szelvényei

Szerkesztette: Taba S. 1973-75. évi mérési és kiértékelési adatai alapján Balla Z. 1976.

Helyszínrajz: az 1. ábra főbb elemei az ábrázolt szelvény-  
szakaszok feltüntetésével

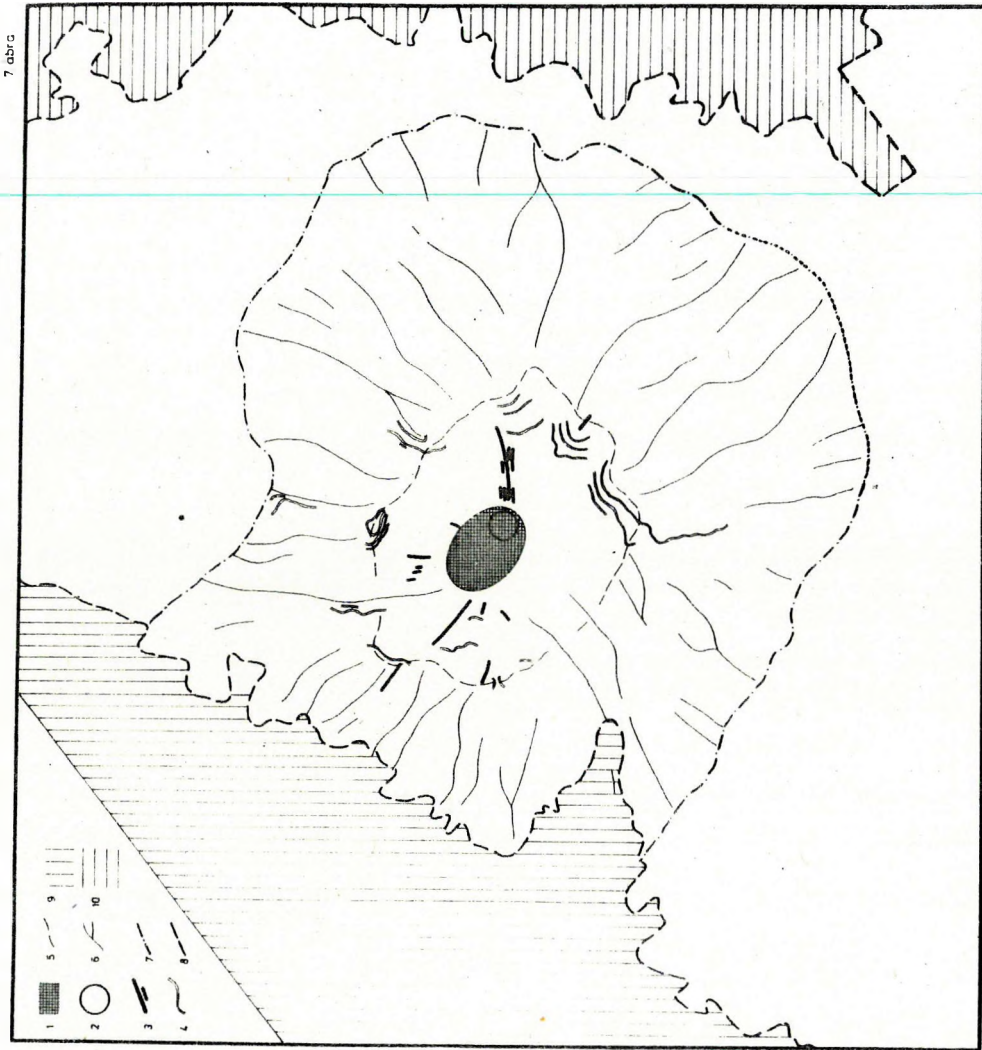
Szelvények: a függőleges és vízszintes lépték azonos —  
nincs magasságtorzítás;

az egyes szondázások kiértékelt adatsorait  
függőleges vonalszakaszok jelzik, melyek hosz-  
sza az átlagos behatolási mélységgel azonos;

minden szelvény alatt rétegenként és szondázá-  
si pontokként feltüntettük a kiértékelt fajla-  
gos ellenállásokat;

a rétegek számozása minden egyes szelvényben  
önálló;

a függőleges vonalkázás alacsonyellenállású,  
bizonytalan földtani értelmű képződményt je-  
lent.



7. ábra

A Magasbörzsönyi paleovulkán földtani felépítésének az eddigi kutatásokkal tisztázott elemei

Szerkesztette: Balla Z. 1976.

A Csóványostól DNy-ra feltüntetett lávpad-kibuvások Gyarmati Pál 1974. évi 1:10.000 méretarányu térképéről (l. a /22/-ben) vannak átmásolva.

A Feketevölgy - Kurucpatak vonalától Ny-ra feltüntetett telérek és lávpadokat Havas László észlelte 1976-ban.

### Jelmagyarázat:

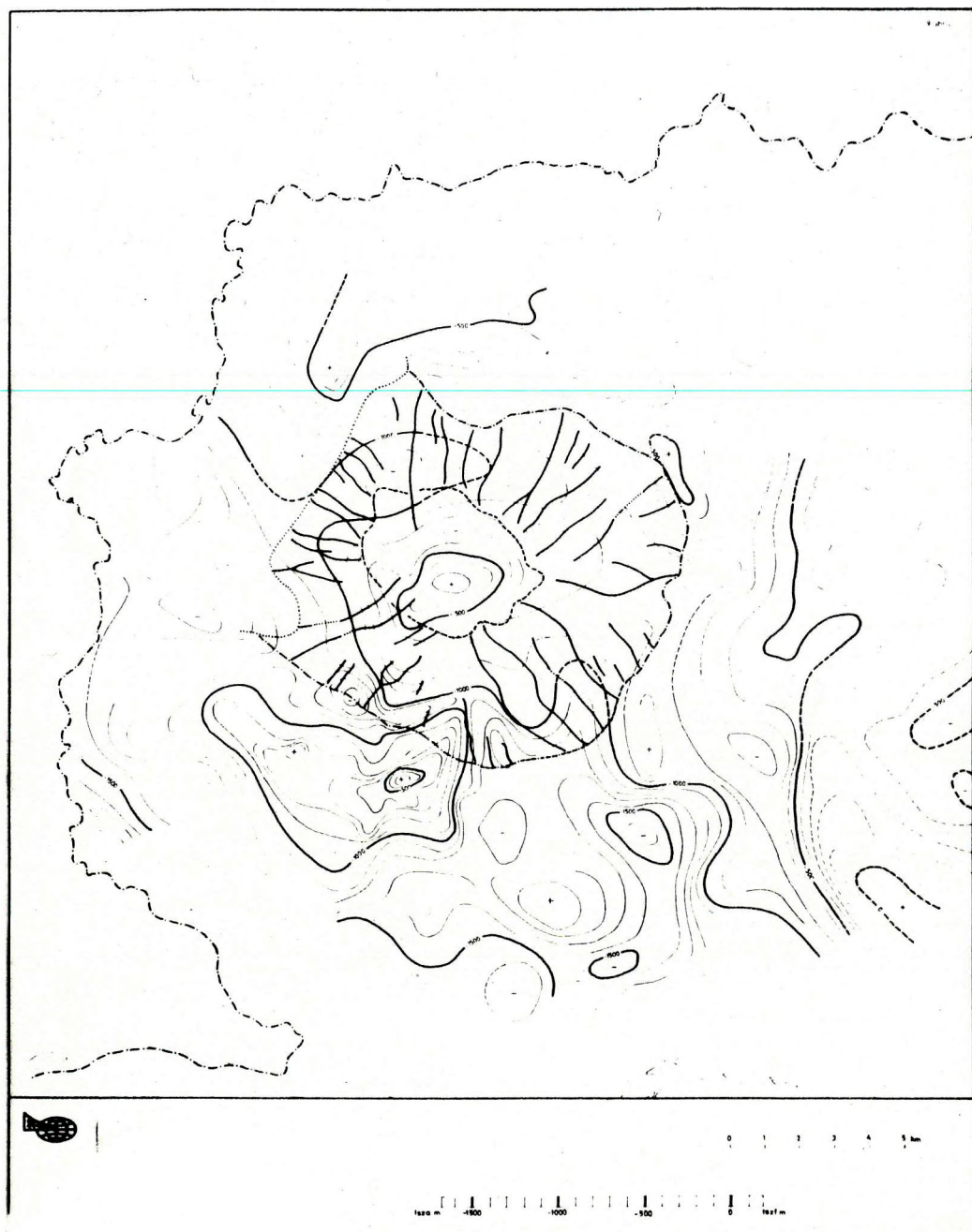
1. A Kurucbérci geoelektromos-gravitációs maximum (l. a 12. és 13. ábrán)
2. A 4. és 5. ábrán közölt rekonstrukció alapján valószínűsíthető kürtő (a legutolsó kitörések kürtője lehet)
3. Sugárirányu andezittelérek (mellékközet: főleg piroklasztitok)
4. Piroklasztikumban települő kifelé dőlő andezitlávapadok kibuvásai (csak a pontosan lekövetettek)
5. Vizválasztó gerincgyűrű a paleovulkán központjában
6. Sugárirányu völgy a paleovulkán lejtőjén
7. A paleovulkán körvonala
8. A vulkanitok felszíni elterjedésének határa (/9/ nyomán)
9. Fedőüledékek
10. Feküüledékek



8. ábra

A Magasbörzsönyi paleovulkán Bouguer-anomália térképe

(Szerkesztette Zsille A. 1974.) Kiegészítve az 1. ábrán szereplő konturokkal



9. ábra

A Magasbörzsönyi paleovulkán környéke alsó szeizmikus refraktáló szintjének domborzati térképe (tszf.mélység)

Szerkesztette Zsille A. és Szalay I., 1974. Kiegészítve az 1. ábrán szereplő konturokkal



10. ábra

A Magasbörzsönyi paleovulkán környékének geomágneses térképe  
(50 m repülési magasságból felvéve). - Szerk. Komáromy I. és  
Hoffer E., 1966. Kiegészítve az 1. ábrán szereplő konturokkal

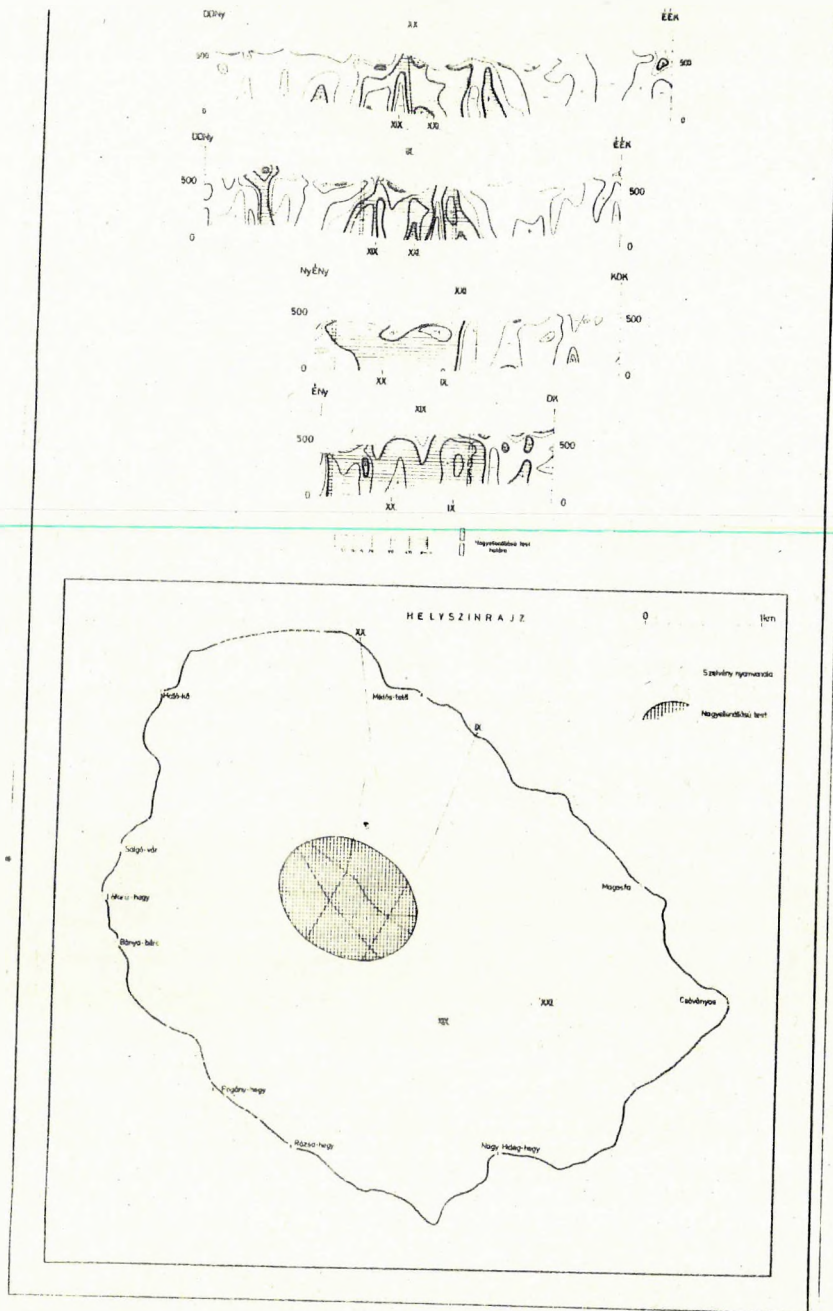




11. ábra

A Magasbörzsönyi paleovulkán környékének gerjesztett  
potenciál anomália térképe

Szerk. Taba S., 1974.



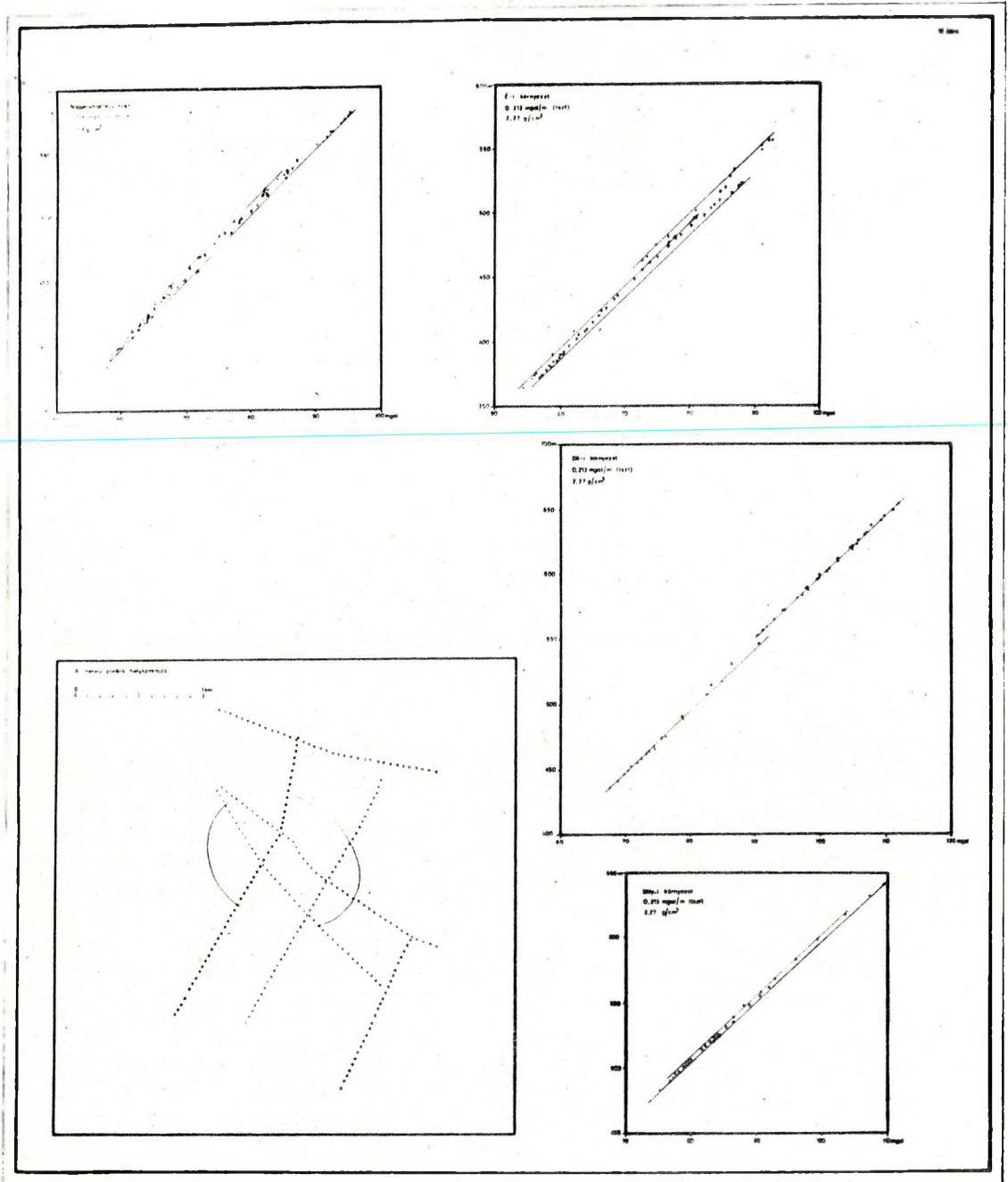
12. ábra

A Magasbörzsöny paleovulkán központjának látszólagos geoelektromos ellenállás szelvényei

Szerk. Taba S. 1975.

Kiegészítve a központi nagyellenállású test feltételezhető kontúrjával.

A szelvények torzításmentesek, méretarányuk a helyszínrajzzal azonos. A látszólagos ellenállás-értékek AB/2 mélységre vannak vonatkoztatva



13. ábra

A Magasbörzsönyi paleovulkán központját felépítő képződmények látszólagos sűrűségének meghatározása

Szerkesztette: Zsille A. adatai alapján Balla Z. 1976.

Helyszinrajzon feltüntetve a nagyellenállású test (l. a 12. ábrán) konturja és a felhasznált szelvényszakaszok, a mérési pontok megjelölésével, szelvényenként más-más jellel.

Diagrammok a javított Bouguer-érték (abszcissza) - tengerszint feletti magasság (ordináta) koordinátákban ábrázolják az egyes mérési pontok adatait, a helyszinrajznak megfelelő jelelöléssel;

a javított Bouguer-érték a műszerjárással korrigált, mért nehézségi értékből, szélességi korrekcióból és  $2,4 \text{ g/cm}^3$  átlagsűrűséggel számított terephatásból tevődik össze;

a regressziós egyenesek iránytangense lineáris összefüggésben van a látszólagos sűrűséggel az

$$\frac{1}{\text{tg}\alpha} = \frac{\Delta g}{h} = 0,3086 - 0,0419 \delta$$

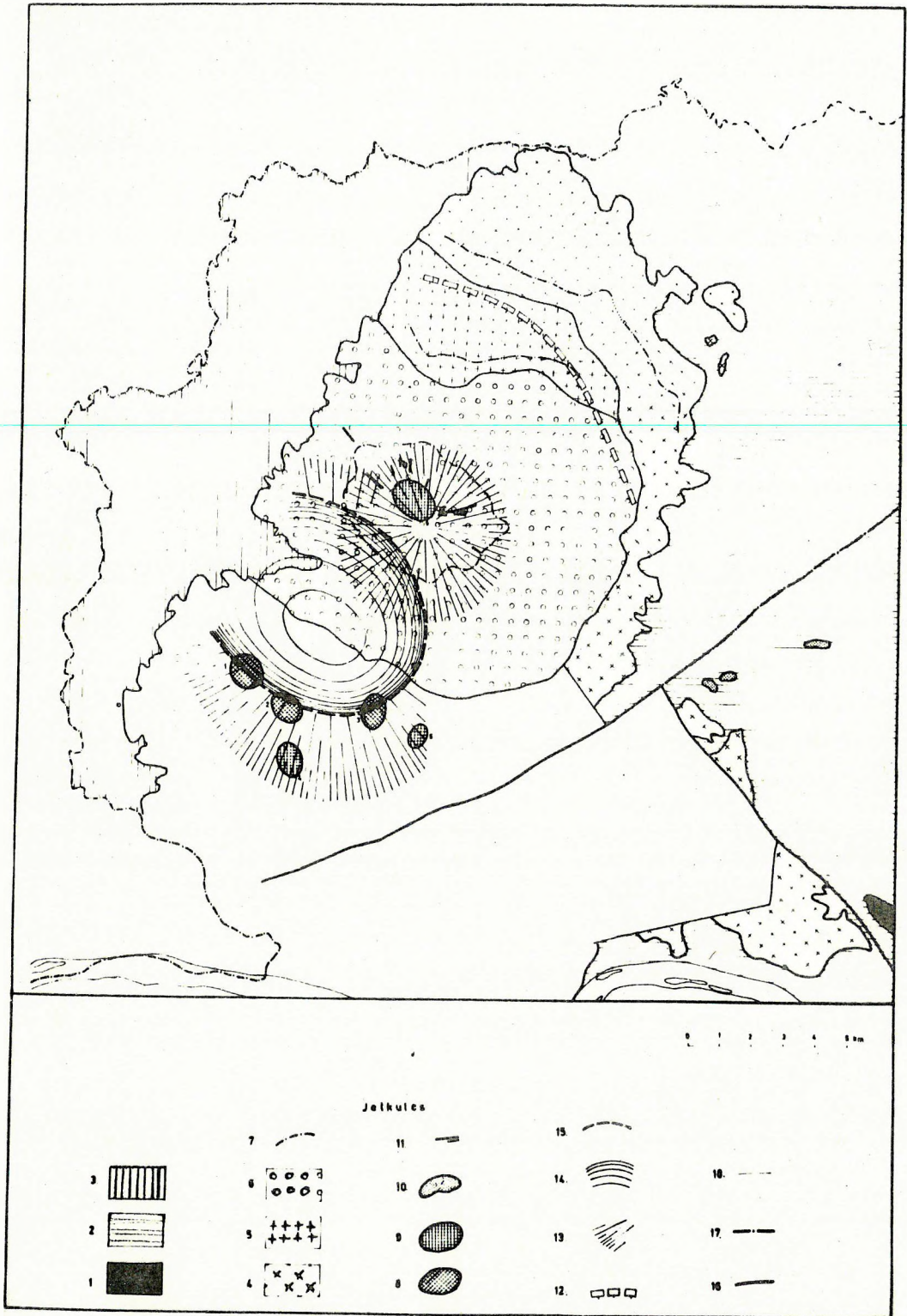
képletnek megfelelően, ahol

$\text{tg}\alpha$  - iránytangens;

$\Delta g$  - javított Bouguer-érték,  $\text{mgal}$ ;

$h$  - a mérési pont tszf. magassága,  $\text{m}$ ;

$\delta$  - az erózió által feltárt képződmények sűrűsége,  $\text{g/cm}^3$



14. ábra

A börzsönyi paleovulkáni objektumok áttekintő térképe

Szerkesztette: Balla Z. 1976.

Jelmagyarázat:

Felszíni képződmények:

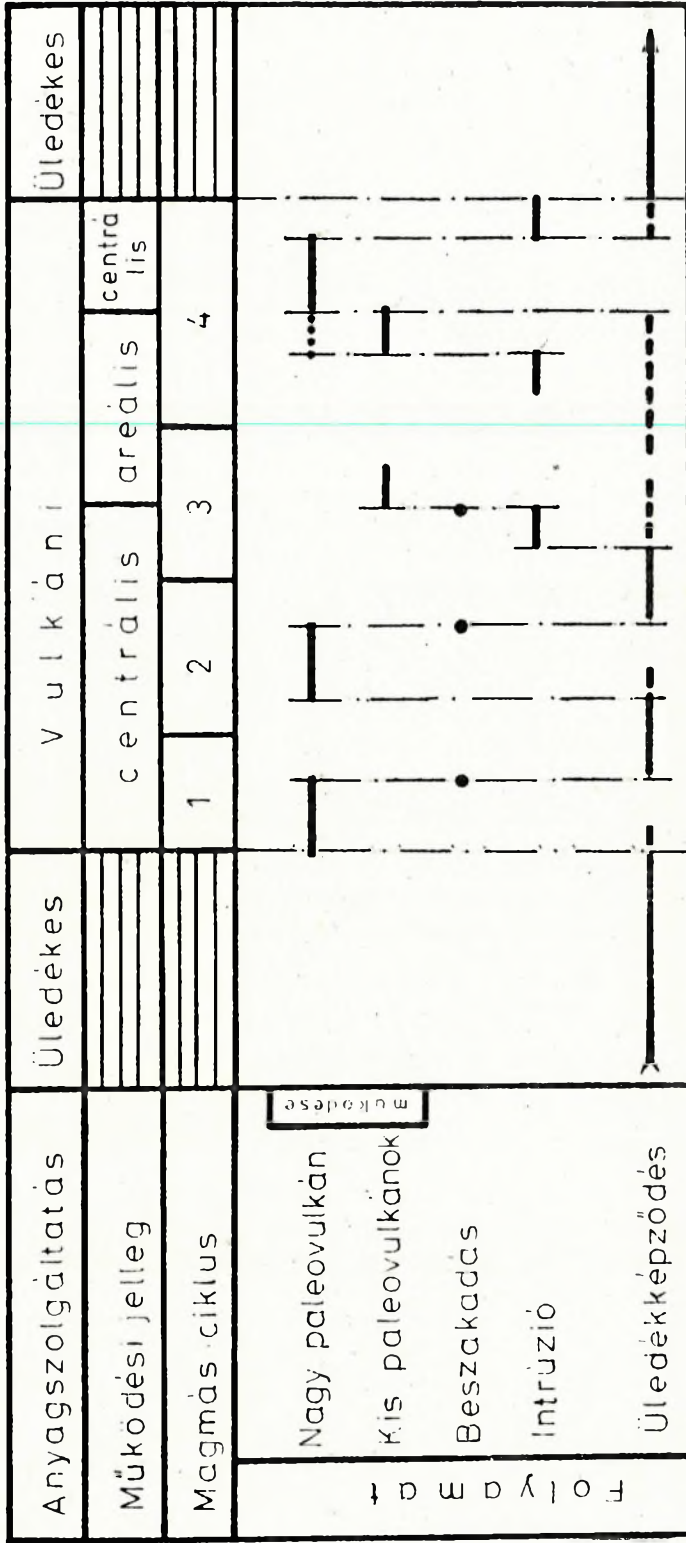
1. Prekainozóos aljzat (triász)
2. Feküledék (rupéli - kárpáti emelet)
3. Fedőüledék (bádeni emelet)
4. Peremi szomma-gyűrű
5. Hegyháti szomma
6. Magasbörzsönyi paleovulkán
7. Vizválasztó gerincvonulat (szomma-tengely és kaldera-perem)
8. Kalderaperemi kürtőkitöltés (1. Kiskpppány; 2. Nagykoppány - Szarvaskő; 3. Sóshegy - Nagysashegy)
9. Boltozatperemi kürtőkitöltés (4. Öregkapás; 5. Vörösharaszt; 6 Kurucbérc)
10. Szubvulkáni intruzió feküledékben
11. Andezittelérek.

Az aljzatdomborzat elemei:

12. Nagykaldera-perem
13. Boltozat-lejtő
14. Beszakadásos kaldera lejtője
15. Beszakadásos kaldera pereme.

Főbb törésvonalak:

16. A miocénben 1000 m körüli amplitudóval jelentkező törés (a D-i szárnyak a levetettek)
17. A kristályos és mezozóos képződmények határvonala a kainozóikum fekéjében, az utóbbiban elvetés nélkül; É-i szárny: kristályos, D-i szárny: mezozóos képződmények
18. A micoénben többszáz m amplitudóval jelentkező törés (a Ny-i szárnyak a levetettek).



15. ábra  
 A börzsönyi vulkánosság fejlődésmenetének vázlatja  
 Szerkesztette: Balla Zoltán, 1976.





FÖLDTANI MODELL NEOGÉNNÉL IDŐSEBB KÉPZŐDMÉNYEINK  
SZÉNHIDROGÉNKUTATÁSI PERSPEKTIVÁINAK MEGITÉLÉSÉHEZ<sup>\*</sup>

Bodzay István

Mots-clés BRGM-CNRS tárgyszavak: Tethys, Tectonique-du-  
socle, Nappe, Perspective, Hydrocarbures, Paléogène, Secon-  
daire, Primaire, Hongrie, Alpes, Monts-Apuseni

## BEVEZETÉS

Az Alp-Kárpát-Dinári rendszer paleo- és mezozoalpi üledékciklusának képződményeit a Kárpátok ivének belsejében, az Alpoktól keletre, a Dinaridáktól északra és az Erdélyi Középhegységtől nyugatra, néhol 6000 m vastagságot is meghaladó mio-pliocén rétegek fedik. Ebben a Pannóniai medencének nevezett tájegységben, a Magyar Középhegység vonulatán kívül, csak kis szigetekként emelkednek ki idősebb képződmények (Mecsek, Villányi, Moslovacka, Papuk, Fruska, Bükk és Zempleni hegység). A terület neogén előtti ösföldrajzáról és szerkezetalakulásáról ezért, a kőolaj- és földgázkutató tevékenység egyre növekvő mennyiségű adatai mellett is, nagyon ellentétes nézetek szerepelnek az irodalomban.

## 1. TÖRTÉNETI ÁTTEKINTÉS

Az elméletek egyrésze abból a morfológiai képből indul ki, hogy a medence határán az Alpok Kárpátokra és Dinari-

<sup>\*</sup> Előadva a Magyarhoni Földtani Társulat Általános Földtani Szakosztályának 1976. nov. 22-i ülésén.

dákra ágaznak, melyek hegyláncai körbe fogják a területet. KOBER (1921, 1931), PRINZ (1926), STAUB (1928, in Vadász 1960a), BÖCKH et al. (1929, in Balkay 1974) és BOGSCH (1948) feltételezi, hogy a fiatal hegyláncok a Tethys geoszinklinálisától élesen elkülönülő, az alpi üledékciklus idején nagyrészt szárazulatként kiemelkedő, s az alpi orogenezis alatt kaptafaként viselkedő kristályos masszívumot (Zwischengebirge, Internid, Tisia, pannon masszívum, median mass, quasikraton) kerülnek el. Ez az elmélet a legújabb időben is felleledt: SZÉNÁS (1969, 1972) a mai geofizikai kép multba vetítése alapján tételezi fel, hogy a terület geoszinklinális életét legkésőbb a kaledoniai hegységképződés idején befejezte, s a Kárpátmedencét elsősorban a húzófeszültségek hatására kialakult rendhagyó szerkezeti elemnek tartja. KHAIN-MILANOVSKII (1968) és MOORES (1970) a Tethys egészére vonatkozó munkájukban, továbbá HERZ-SAVU (1974) ill. CONTESCU (1970, 1974) Románia ill. a Keleti Kárpátok lemeztektonikai szintézisében ugyancsak — ösföldrajzi és szerkezeti szempontból egyaránt — köztes tömegnek tekintik a Pannóniai és Transylvániai medencét.

Az elméletek másik csoportja, ha nem is tartja a medencét a Tethys geoszinklinális szerves részének, ösföldrajzi szempontból már nem állítja élesen szembe környezetével, hanem az Alpok felől benyuló ujpaleozóos-mezozóos-paleogén tengervályukat, néhol igazi geoszinklinális jellegű területrészeket különít el. Szerkezetalakulás tekintetében megmarad a közbenső tömeg elképzelésnél, bár azt sokszor már csak a medence egyes részeire ill. az alpi üledékciklus előtti képződményekre vonatkoztatja, s a merevséget sem mindig értelmezi szigoruan. Az elmélet kiemelkedő képviselői LÓCZY (1918, 1923), SZENTES (1949), VADÁSZ (1954, 1960a, 1960b) SCHMIDT E. (1957, 1961) és SZLÁVIN (1958, 1961).

Az elméletek harmadik csoportja szerint a Kárpátmedence "nem mered ki kirivó exotikumként" az Alp-Kárpát-Dinári rendszerből, hanem az alpi üledékképződés idején ez a terület is a Tethys egységes geoszinklinálisának ill. vályurendszerének része volt, s merevebb kéregrésszé csupán az alpi orogenezis hatására vált. A felfogás első megfogalmazói UHLIG (1907), PÁVAI V. (1926) és TELEGDI R. (1929), majd napjainkban újraélesztői KERTAI (1957, 1961, 1966), KÜPPER (1959), HORUSITZKY (1961, 1968), WEIN (1969), DANK-BODZAY (1970), BALOGH-KÖRÖSSY (1974 in Mahel ed), és SZEPESHÁZY (1975), lemeztektonikai megalapozói SZÁDECZKY K. (1971, 1972, 1973), STEGENA (1972, 1973), GÉCZY (1972, 1973) és HORVÁTH (1974).

## 2. CÉLKITŰZÉS

Szénhidrogénkutatásaink távlatait alapvetően megszabják a neogénnél idősebb képződmények kutatási perspektívái, melyet ezek ősföldrajzi, fejlődéstörténeti és nagyszerkezeti viszonyai határoznak meg. Miután a Pannóniai medence ősföldrajzi kapcsolatairól, fejlődéstörténetéről és szerkezetéről a szerzők véleménye nagymértékben eltérő, az alábbiakban az Alp-Kárpát-Dinári környezet földtani viszonyaiból kiindulva az erre vonatkozó mai ismereteinket foglalom össze, a hazai SzH prognózist szolgáló tevékenység egy köztes fázisaként.

## 3. AZ ALPOK ÉS DINARIDÁK FÁCIESEGYSÉGEI

PETKOVIC et al. (1959), TRŰMPY (1960, 1971, 1975), RAMSAY (1963), TOLLMANN (1963, 1968), SIKOSEK et al. (1967, 1974), OXBURGH (1968), RUTTEN (1969), SESTINI (1970), DEBELMAS-LEMOINE (1970), GWINNER (1971), FLÜGEL (1972),

ANGENHEISTER et al. (1972), MILJUSH (1973), ERNST (1973), FREY et al. (1974), BECK MANNAGETTA-PREY (ed. Mahel 1974), HESSE (1974), MILNES (1974), DIMITRIJEVIĆ (1974) és GRUBIĆ (1974) összefoglalásaira támaszkodva megállapítható, hogy az Alp-dinári rendszer tulnyomórészt hercini aljzaton települő alpi képződményeiben az alábbi öt, egymással hozzávetőlegesen párhuzamos hossz tengelyű fáciesegység különíthető el:

Dauphinéi-Helvéti, Pennini, Austroalpi, Délalpi-Belsődinári, Külsődinári.

Ezekben az alpi időszak első felére általánosságban a szárazföldi-édesvízi (a délalpi-belsődinári övben szárazföldi szakaszokkal tagolt sekélytengeri) ujpaleozoikumból üledékfolytonosan kifejlődő sekélytengeri triász képződmények jellemzők, a délalpi részen ofiolitos-pelagikus ladini összlettel. A Helvéti egységben többnyire a rhaeti-liászban ill. később indul az üledékképződés. Az időszak második fele a Helvéti és Külsődinári övben mindvégig sekélytengeri, az Austroalpi övben kis mélységű nyílttengeri — az Austroalpi és Külsődinári övben a jurában a durva szárazföldi törmelék anyag teljes hiányával — a Pennini és Délalpi-Belsődinári részen több szerző szerint a 2500—5000 m mélységet is elérő mélytengeri kifejlődésű, az előttiben már flisszerü (Bündner Schiefer) megjelenésben. A mezoalpi üledékciklus feltűnő sajáttsága, hogy a két szélső övtől befelé haladva a flis összlet fokozatosan idősebbé válik; a központi helyzetű Austroalpi egységben nincs flis.

A fáciesegységek a Tethys geoszinklinálisában — ANGENHEISTER et al. (1972) több korábbi szerzőre támaszkodó megállapítását (I/III. ábra) elfogadva — az alábbi sorrendben helyezkedtek el egymás mellett: Helvéti, Pennini, Austroalpi, Délalpi-Belsődinári, Külsődinári.

TRÚMPY (1971), visszatérve HEIM (1916) felfogásához, a Nyugati Alpok képződményeit a Tethys óceán északi szegélyén

kialakultnak tekinti és a helvétai egység üledékeit a kontinentális self, az ultrahelvétai a kontinentális lejtő, a pennini "schistes lustres" összletet pedig a mélytenger képződményének tartja. Ez jól egyezik DRAKE et al. (1959) és DIETZ-HOLDEN (1966) Északamerika keleti partvidékén kialakított azon véleményével is, hogy a kontinentális self a mio-geoszinklinálissal, a kontinentális lejtő talpazata az eugeo-szinklinálissal állítható párhuzamba. Ezt a felfogást a Tethys geoszinklinálisának déli részére is kiterjesztve: a két szélső fáciesegység (Helvétai, Külsődinári) óalpi képződményei a geoszinklinálist határoló Mezo európai és Mezoafrikai kontinensek peremén kialakult sekélytengeri üledékösszletek, melyeket belülről a Pennini és Belsődinári egység, jura időszakban mélytengeri ofiolitos, óalpi képződményekből felépülő övezetei szegélyeznek. A geoszinklinális tengelyében elhelyezkedő Austroalpi egység szárazföldi eredetű üledékanyagban szegény, tulnyomórészt karbonátos óalpi üledékösszlete a kontinensektől távol, de viszonylag kis vízmélység mellett keletkezett. TOLLMANN (1968) felfogása szerint olyan instabil platform ("aristogeoszinklinális"), ami sem az igazi eu-, sem a mioegeoszinklinálisok jellemvonásait nem viseli.

Részletezve a fentieket (2. ábra):

Az alpi rendszernek a posztorogén miocén molasszövön belül elhelyezkedő legkülső fácieszónája a Dauphiné-helvétai egység, ami Nizzától a Bodeni tóig 50—100 km szélességben követhető. Itt elkeskenyedve eltűnik a Keleti Alpok északi szegélyén elhelyezkedő flis zóna alatt. Kifelé képződményei az alpi előtér molassz összlete alá süllyednek és a Jura hegységben bukkannak ismét fel. Kristályos képződmények az öv belső részén vonulatszerűen elhelyezkedő u.n. külső masszívumokban (Argentera, Pelvoux, Belledune, Mt Blanc, Aiguilles Rouges, Aar, Gotthard) vannak a felszínen.

Ezeket üledékes eredetű csillámpala és gyakran gránitosodott gneisz, továbbá magmás eredetű hercini gránit alkotja. Az erre települő nem metamorfizált óalpi üledékösszlet mindvégig szárazföldi-sekélytengeri, max. 5000 m vastagságú és leggyakrabban a rhaetiben, jurában, ill. alsókrétában kezdődik zátonymészkövel, ill. gresteni fáciessel. A kifejlődés a felsőeocénig szárazföldi-sekélytengeri, a felsőeocén-oligocén flis.

A Pennini egység az előbbi öv belső oldalán a Földközi tenger partjától, Genovától a Bodeni tó vonaláig követhető 20—80 km szélességben. Itt eltűnik a Keleti Alpok központi kristályos öve (Zentralgneis) alatt. Három alegységet foglal magába (a legkülső Valais, a középső Brianconnais, a legbelső Piemonti) eléggé változó rétegtani felépítéssel. Prebajkái polimetamorf kristályos képződmények és hercini gránit az u.n. belső masszívumokban (Dora Maira, Gran Paradiso, Lepontin) és a Tauern ablakban bujnak felszínre. Ezeket metamorf szilur-devon pala- és karbonátösszlet fedi. A szárazföldi-sekélytengeri karbon-triász képződmények után a jellegzetes, jura-alsókréta mélyvizi "Schistes lustres" (Bündner Schiefer) összlet következik, melyet AUBOUIN (1965) és MITCHELL-READING (1969) az orogenezist közvetlenül megelőző "preflis"-nek tekint. Ez vékonyrétegezett meszes és agyagos homokkő, valamint agyag néhány száz métertől néhány ezer méterig terjedő vastagságú váltakozása, amibe triász karbonátos kőzetekből álló mikrobrecchia rétegek települnek, s felső részéhez több helyen bázisos tengeralatti vulkáni kőzetek (ofiolitok) és radiolaritok kapcsolódnak. A monoton sorozatban az ősmaradványok egészen ritkák és csak az alsó részéből kerültek elő liászra jellemző alakok. A schistes lustres sorozat felett turon-alsóeocén (u.n. Helminthoides) ill. középsőkréta-alsóeocén flis összlet következik. A Prätigau völgyben a triász utáni rétegsor együttes vastagsága eléri a 6000 métert.

A Keleti Alpokban a Pennini egység képződményei az Alsóengadini, Tauern és talán a Wechsel-Rechnitz tektonikai ablakokban bujnak felszínre. Legujabban egybehangzóan (TRÚMPY 1971, GWINNER 1971, HESSE 1974, MILNES 1974) a Pennini egység részeként tekintik a Keleti Alpok északi szegélyén elhelyezkedő kréta-eocén flis övet, ill. a flis öv és az Északi Mészköalpok között elhelyezkedő 1—3 km széles belső szirtövet (Gresten Klippen Zóna) ultrabázisos vulkáni kőzeteket tartalmazó mélyvizi kifejlődésű felsőjura-alsókréta üledékeivel. Ugyancsak pennini kifejlődésének tartják a helvétai környezetben elhelyezkedő Prealpokat is. A Prealpok és a külső masszívumok belső oldalán elhelyezkedő u.n. ultra-dauphinéi-ultrahelvéti fáciest pelágikus jura-alsókréta üledékeivel és szenon-eocén flis összletével átmeneti jellegűnek tekintik a helvétai és pennini egység között.

Az Austroalpi egység lényegében a Keleti Alpok területét foglalja el a Dráva vonalától északra, a Bódeni tó és Bécs vonala között. A Nyugati Alpokban csupán a pennini környezetben elhelyezkedő, prebajkái gneisz-csillámpala-amfibolitból felépített Dent Blanche takarót és a Sesia Lanzo zónát sorolják ide. Az egység legidősebb képződményei a Keleti Alpok tengelyében 50—100 km szélességben folyamatosan nyomonkövethetők (Zentralgneis), s Graz vonalában tűnnek el a Pannóniai medence neogénje alatt. A központi kristályos övhöz az Északi Grauwacke zóna, a Gurktal-i és Graz-i üledékfolytonos ópaleozóikum kapcsolódik, ami diabáz közbetelépülésekkel tagolt, kissé metamorfizált graptoliteszes szilur palaösszlet és devon agyagpala-mészpala-dolomit, ugyancsak diabázzal és diabáztufával.

Az ópaleozóikumra 6—7000 m vastagságú, üledékfolytonos, perm-középsókréta rétegösszlet transzgredált, ami elsősorban az Északi Mészköalpok 30—50 km széles összefüggő övében, továbbá kisebb részben a Drauzugban (Gailtali Alpok,

Északi Karavankák) fejlődött ki. A középsőtriásztól az alsókrétáig a képződmények durva szárazföldi törmelékanyagot nem tartalmaznak. A keletkezési mélységet a triász és alsókrétában sekélytengerinek, a jurában néhány száz métertől legfeljebb egy-két ezer méterig terjedő nyílttengerinek tekintik (TRÚMPY 1975). Flis nem ismeretes, a felsőkréta-paleogén epikontinentális kifejlődésű.

Az előbbi "felsőkeletalpi" kifejlődéstől némileg eltér és a pennini fácies felé mutat átmenetet a Tauern ablak környékének, valamint a Nyugati és Keleti Alpok határának (Graubünden) "alsókeletalpi" mezozoikum, ami térben is a pennini és felsőkeletalpi kifejlődés között helyezkedik el. Itt a rhaeti mészkőre ill. kösseni palára triász és idősebb kőzetkavicsokat tartalmazó, 300 m vastagságig terjedő tarka liász breccsia települ, ami néhol a malmig felnyulik. Jellemzetessége ezen kívül helyenként az ofiolitos, ill. tűzkövesradiolariteszes felső jura összlet, s a karniban több helyen észlelt diabáz és diabázporfirrit. Az alsókréta általában hiányzik, a felsőkréta márgapalák felsőkréta flisbe és mikrobreccsiába mennek át.

A Délalpi és fejlődéstörténete alapján ennek folytatásaként tekinthető (MAHEL 1974) Belsődinári egység a Pó medence szélétől, Biellától Bolzanóig, majd a Dolomitokon, Karni Alpokon, Déli Karavankákon, Száva redőkön keresztül a Belső Dinarid kig követhető. Itt keleten Belgrád vonalában a Szerb-Macedon masszívum határolja, míg északon a Száva vonalában a Pannóniai medence alá bukik. Legidősebb kőzetei (polimetamorfitok) és hercini gránitja a Délalpok északi szegélyén bujnak felszínre. Ugyancsak itt ismeretesek a zöldpala fáciesben metamorfizálódott ordovicium-devon mészkövek, graptoliteszes palák (agyagpala, kovapala), zöldpalák és diabázok. Erre diszkordánsan az alsókarbon -perm szárazföldi-sekélytengeri összlete következik. A triász vastagsága eléri



helyenként a 3500 métert, s a ladinit kivéve sekélytengeri pala-mész-kő-dolomitból épül fel. A ladini emeletben pelágikus tüzköves-radiolariteszes-dacnellás mészkő jellemző az intermedier vulkáni kőzetek nagy tömegével. Az 1200 m vastag üledékfolytonos, tüzköves-posidonias-aptychusos-radiolariteszes jura a délalpi részen fokozatos tengermélyülést mutat, ami maximumát a felsődogger-alsómalm idején éri el. A belsődinári részen a dogger-malm ún. "diabáz-tüzkő formáció" grauwacke, tüzkő, mészkő, dolomit, diabáz és melafirból álló összlet. Az alsó- és középsőkréta sekélytengeri mészkő és törmelékes sorozat, a felsőkréta-eocén epikontinentális és flis kifejlődésű.

A Külsődinári egység a Belsődinaridáktól délnyugatra, az Adria tenger mentén folyamatosan követhető. Északnyugati irányban folytatása a Déli Alpok peremén, a Pó medence szegélyén kereshető, míg délkeleti irányban a kifejlődés (AUBOUIN 1965, JENKYN 1972, BOCCALETTI 1974) és csapásirány alapján a Hellenidák Ionian-Gavrovo övezetében folytatódik. A legidősebb ismert képződmények, a csupán néhány helyen feltárt karbon-perm törmelékes üledékek. A triász 1500—2500 m vastagságú anhidrit-dolomit-mészkő és törmelékes összlet, a középső triászban a diabáz vulkánosság nyomaival. A 3000, ill. 4500 m vastagságot elérő jura ill. kréta sekélytengeri zátonymészkő és dolomit ill. biancone és scaglia fáciesű nyílttengeri mészkő. A paleogén flis fáciesű, ami helyenként már a szenonban kezdődik.

#### 4. A PANNÓNIAI-MEDENCE FÁCIÉSEGYSÉGEI

A neogén molasszal kitöltött Pannóniai medence aljzatának pásztás felépítésére SCHMIDT E (1957) következtetett először. Első közelítésként tekinthető elképzelését az azóta mélyített kőolaj- és földgázkutató furások sem cáfolták meg

(WEIN 1969, DANK-BODZAY 1970, BODZAY-CSÁSZÁR-EDELÉNYI-HAAS 1974, BALOGH-KÖRÖSSY, 1974 in MAHEL ed). A Pannóniai medence aljzatának ma ismereteink szerinti felépítését a 3. ábra mutatja.

A legészakibb zóna az Austroalpi egység központi kristályos (Zentralgneis) övének folytatása. Ez a Soproni hegység mezometamorf gneisz, csillámpala és fillit összletében, majd a Dunától délre és északra a Kisalföld ÉNy-i aljzatában mélyfurásokkal bizonyítottan (KÖRÖSSY 1958, FUSAN 1972) a Szlovák Érchegység nyugati részének epi- és mezozónás gneisz, csillámpala, fillit és gránit összlete (Veporidák, Kohutidák) felé követhető (BALOGH-KÖRÖSSY in MAHEL ed. 1974).

Az Austroalpi egység hercini képződményei a Pannóniai medence aljzatában két (Graz-Kisalföld és Balatonmenti) övben ismeretesek:

A grazi paleozoikum KÉK-i folytatásában a Rábától északra a Kisalföldön mélyített nagyszámu mélyfurás neogén rétegek alatt gyér ősmaradvány anyagot tartalmazó szilur homokkő-, klorit- és szericit-pala, majd diabázbetelepülésekkel tagolt devon dolomit, dolomit-, márga- és szericitpala anchi-metamorf összletét tárta fel (KÖRÖSSY 1958 és 1965, ORAVECZ 1964 és 1965, BALÁZS 1969, WEIN 1969). Az Ikervár-4 furás ezekben a képződményekben 1747—2296 m-ig haladt. Alsó 280 m-e szilur, középső 190 m-e devon diabáz és kloritpala, felső része devon grafitos márga- és mészmárgapala.

Az övezetben elhelyezkedő Kőszegi hegység mészfilit-csillámpala-zöldpala-szerpentin-grauwacke összletét hosszú ideig ugyancsak a hercini ciklus képződményének tartottuk. Ausztriai részét (Rechnitz) már két évtizede (PAHR 1955, in PAHR 1975) pennini, ill. alsókeletalpi fáciesű mezozóos képződménynek tekintik, s ezt a lehetőséget NAGY (1970) és DANK-BODZAY (1970) is megfontolásra érdemesnek tartották. SCHÖNLAUB

(1973) felsőjura-alsókréta mikrofoszília leletei PAHR (1975) szerint a kérdést lényegében eldöntötték. Figyelembe véve még, hogy az Ikervár-2 furás anchimetamorf agyag-márgapala és homokkő-konglomerátum összletében KÖVÁRY felsőjura-alsókréta ősmaradványokat talált — ami alapján ez az alsókeletalpi kifejlődéssel analogizálható — feltételezhetjük, hogy az Austroalpi fáciesegység alól kibujó pennini ill. alsókeletalpi kifejlődésű alpi rétegsorok jelenlétére a területen több helyen számítani lehet.

A másik hercini öv a Magyar Középhegység délkeleti peremén a Balatonmenti gránitövhöz kapcsolódik és a Magyar Középhegység alpi üledékösszlete alatt az előtbi hercini övvel feltehetően össze is függ (Wein 1969). A gránit öv a Pohorje (Bächer) hegység felől a jugoszláviai Filovci környéki furásokon keresztül a Velencei hegységig részben a felszínen, részben mélyfurásokban követhető. További folytatására egyelőre csupán a Mátra hegység miocén vulkanitjainak zárvényaiból következtethetünk. A gránit intruzió 360–217 m. éves (kaledonai-kora hercini). A szilur-devon öv a gránit öv és a Középhegység permmezozóos zónája között helyezkedik el. Ez gyenge regionális metamorfozist szenvedett, az üledékképződéssel egyidejű diabáz és kvarcporfir betelepüléseket tartalmazó, hystricosphaeridás-graptoliteszes sekélytengeri agyagpala-fillit összlet, helyenként jelentős karbonáttartalommal. Szabadbattyán környékén alsókarbon kristályos mészkő és mészkőlelencsés agyagpala is kapcsolódik hozzá. Gelsén és Pusztamagyaródon az összletet átfurták és alatta gránitba jutottak.

A Gailtali Alpok és É-Karavankák (Drauzug) alpi összletének folytatásában a Dunántuli Középhegység helyezkedik el (VADÁSZ 1954, KÜPPER 1965), ami a Nagylengyel környéki mélyfurásoktól a Tura-i furásokig a felszínen és mélyfurásokban folyamatosan nyomon követhető, majd eltűnik a Mátra hegység miocén vulkáni összlete alatt. A fáciesövre a

szárazföldi-édesvizi-lagunás anhidrites-gipszes-törmelékes perm-alsótriászból — ami alatt a Tét-2 furás szilur-devon összletet tárt fel — fokozatosan sekélytengerivé váló nagyvastagságú (4000 m) középső- és felsőtriász karbonátösszlet (a középsőtriászban jelentéktelen vulkáni nyomokkal, a felsőtriászban kösseni fácissal); szárazföldi törmelékanyagtól és dolomittól mentes, hiányos kifejlődésű és vékony (300-600 m), ammoniteszes-radiolariteszes, tüzköves és mangános, ~~többnyire vöröses színű jura mészkőösszlet; délnyugaton pelites-karbonátos, északkeleten törmelékes alsó- és középsőkréta jellemző. A kb. 6000 m vastagságú, üledékfolytonos perm-középsőkréta összlet különböző szintjein max. 1000 m vastagságú, néhol kőszanes vagy törmelékes gépződményekkel kezdődő, felfelé homokossá váló, epikontinentális fáciesű felsőkréta márga és zátonymészkő, majd ismét diszkordánsan, helyenként (Nagylengyel-Hahót, Velence) nagyvastagságú (2000 m) andezitvulkáni közbetelepülést tartalmazó eocén nummuliteszes mészkő és márga települ.~~

A Száva redőktől északkeleti irányban, a Balatonmenti gránitvonulat délkeleti előterében, a Varasd, Nagykanizsa, Buzsák, Bugyi és Jászberény környéki furásokon keresztül a Bükk-Upponyi, majd a Szendrői hegységig követhető öv Délalpi kifejlődésű (SCHRETER 1959, BALOGH 1961, 1964, HORUSITZKY 1961). A kb. 4500 m vastagságú, sekélytengeri karbon-perm, anchimetamorf mészkő, agyagpala, homokkő, kovapala, diabáz és diabáztufa képződményekből épül fel. A kb. 3500 m vastagságú triászüledékfolytonos a perm-mel. Az alsótriász mészkő, agyagpala és dolomit; a középső-triász szaruköves és dolomitos mészkő, bitumenes dolomit, radioláriás kovapala, diabáz; a felsőtriász alsó része zátonymészkő, felső része hiányzik. Itt jegyezzük meg, hogy a Pannoniai medence szovjet részének aljzatában a Zsaluz-2 furás triász mészkőből, diabázból és ezek tufáiból álló összletet tárt fel, amit a szovjet geológusok

gusok a bükki kifejlődéssel analogizálnak. Jura képződmények csak legujabban a táskai furásokban ismetesek, kis elterjedésben. Az alsókréta márga csak törmelék alakjában található. A szenon az Upponyi hegységben ismeretes: transzgresszív homokkő-konglomerátum. A középsőeocén transzgresszív mészkő, az oligocén közel 3000 m vastagságu homokkő és márga váltokozása.

A Középhegység csapásirányu folytatásában a Szepes-Gömöri Érc-hegység délgömöri egysége helyezkedik el (MAHEL 1974). Ezt korábban (HORUSITZKY 1961, DANK-BODZAY 1970, BALOGH-KÖRÖSSY 1974) néhány délalpi kifejlődési jelleg (tengeri felsőperm, tüzköves mészkőfáciesek a triászban alapján, a bükki öv folytatásának tartottuk. BALOGH et al. (1975 térképmagyarázó) jelentős különbségeket (alsóperm szárazföldi-édesvízi kifejlődés, az anizusi vulkanizmus teljes hiánya, a ladini vulkanizmus elenyésző volta, a vékonyrétegezett triász mészkő hiánya ill. a zoo-fitogén vastagpados mészkő-dolomit tulsulya) hangsúlyoznak azonban a Délgömöridák és a Bükk hegység között is, a Rudabánya-Upponyi hegységvonulat átmeneti jellegével. A Délgömöridákban a Délalpi és Austroalpi egység között elért olyan átmenettel állunk szemben (MAHEL 1974), mint amilyen a Dauphiné-Helvéti és Pennini egység között a Nyugati Alpokban az ultradauphinéi-ultrahelvéti fácies, a Pennini és Austroalpi egység között a Keleti Alpokban az alsókeletalpi fácies és a Nyugati Kárpátokban (Križnai, Vepori és Tátrai fáciesek) ismeretesek.

Az Igal-Bükk övtől délre elhelyezkedő kifejlődési övek — az Érc-hegységi kivételével — az Alp-Dinári egységekkel nyugati irányban közvetlen kapcsolatba nem hozhatók, mert Zágráb környékén a Dinaridák ellentétes csapásu vonulatába ütköznek. Keleti irányban viszont jól azonosíthatók (VADÁSZ 1954, 1960, FÜLÖP 1966, WEIN 1969, DANK-BODZAY 1970, BODZAY et al. 1974) és követhetők az Erdélyi Középhegység (Munții Apuseni) felé.

Az Erdélyi Középhegység Fazak részén ROZLOESNIK (1935, 1936) nyomán ma is (NAGY L. 1958, ONCESCU 1960, BLEAHU 1974 in MAHEL ed) két (Bihor és Codru) kifejlődési egységet különítenek el.

A Bihari (Bihor) egység (Réz-Plopis, Meszes, (Meseş) Királyerdő (Padurea Craiului), Vigyázó (Vladeasa), Bihar-Bihor és Gyalu (Gilau) hegység kristályos aljzatára vékony szárazföldi törmelékes perm, majd hármas tagozatu, 600-700 m vastag alsó- és középsőtriász (tarka szeizi törmelékes összlet, kampili-anizusi sötétszinű mészkő-dolomit, ladini fehér mészkő) települ. A felsőtriász hiányzik. A jellegzetesen hiányos kifejlődésű jura maximális vastagsága 400 m. Az alul gresteni, felül márgás-karbonátos liász 80—220 m, a dogger-alsómalm krinoideás-ammoniteszes mészkő 5—20 m vastag. A felsőmalm 60—300 m vastagságú korallós zátonymészkő. A diszkordáns kréta bauxittal kezdődik, amit vékony tavi mészkő, majd 50—350 m barrémi algás mészkő és 150 m apti-alkai glaukonitos törmelékes- és zátonyösszlet fed. A rétegsort flis jellegű középsőkréta globotruncanás homokkő és vörös agyagmarga váltakozása zárja.

A Kodru (=Codru) egység képződményei az előbbtől délre, ill. keletre, az Erdélyi Érc-hegység (Munții Metaliferi) felé fokozatosan mélyebbvizivé váló, s területenként nagyon változó rétegsort alkotnak. Ma az egységet a Bihar autochtonra pikkelyeződött takarórendszernek tekintik, melyen belül hat, többé-kevésbé eltérő kifejlődésű takaróegységet különítenek el (BLEAHU, MAHEL ed. 1974). A 2000 m körüli vastagságú perm vörös kontinentális törmelékes összlet, savanyu és bázisos vulkáni kőzetekkel. Az ugyancsak ilyen vastagságúra tecsülhető triász alsó része törmelékes, középső része karbonátos kifejlődésű. A felsőtriász nagy fácies-változékonyságot (dolomit, mészkő, homokkő, kárpáti keuper, oachsteini mészkő, kösseni rétegek) és helyenként üledékme-

szakadást mutat. A 400—1000 m vastagságu liász részben gresteni fáciesű és diszkordáns, részben karbonátos fáciesű és üledékfolytonos. A dogger hiányzik és a malm is csupán a legészakibb részeken fejlődött ki max. 250 m vastag korallos mészkő és 700—800 m vastag preflis jellegű aptychuszos-krinoideás márga-meszes homokkő formájában. A felsőkréta csupán az Erdélyi Érc-hegységhez legközelebb eső részeken ismeretes flis fáciesben.

A bihari kifejlődés a Pannóniai medencében a Mecsek, ill. Villányi hegység rétegsorával azonosítható, ahol prehercini metamorfitek, szilur agyagpala és homokkő, valamint gránit alkotják az alpi üledékképződés aljzatát. Az alpi üledékciklus kőszénnyomos felsőkarbon szárazföldi törmelékes összlettel, majd 2000 m körüli vastagságu törmelékes, lagunás-gipszes felsőperm-alsótriász képződményekkel kezdődik, s 500—700 m vastagságu bitumenes középsőtriász mészkő és dolomittal folytatódik. Üledékmegszakadás után az üledékképződés a Mecsek hegységben a rhaeti emeletben, a Villányi hegységben a felsődoggerban indul újra. A Mecsek rhaeti-liásza kb. 2000 m vastagságu, felfelé fokozatosan pelitessé és karbonátossá váló, gresteni fáciesű rétegösszlet; a dogger 100—200 m vastagságu márga; a malm-berriázi 200—300 m kálpionellás tüzköves mészkő; a valangini diabáz-vulkáni összlet, ami felett a középsőkrétáig terjedően foltokban márga és homokkő települ. A Villányi területen a felsődogger néhány méteres sekélytengeri törmelékes-karbonátos összlet. A 100 m-ig terjedő vastagságu malm mészkő karsztos felszínére bauxit települ, amit barrémi-alsóalkai pachyodontás mészkő, majd felsőalkai ammoniteszes és radiolariteszes aleurit fed. A diabáz-vulkánosság nyomai a Villányi területen is ismeretesek.

A Villányi hegység kifejlődése vonulatszerűen a Kiskunhalas és Öttömös, a Mecsek hegységé a Lajosmizse, Nagykö-

rös és Kiskunfélegyháza környéki furásokig követhető. Ezekben a furásokban a Mecsek-Villányi hegységben lepusztult felsőkréta-paleogén maradványai (Izsák-1, Szank-47, Kerekgyháza-5, Madaras-5, Csikéria-5, Öttömös-3, Üllés Ny-2) is ismeretesek, melyet leíróik az Üllés Ny-2 furásban flis jellegűnek tartanak. Mélyfurás hiányában a Tisza vonalában a folyamatosság megszakad és a magyar-román határig csupán a Felgyő-1 (700 m-es triász-jura-kréta összlet), Füzesgyarmat-7 (alsókréta diabáz, tüzkö, mészkő, agyagmárga), Gyoma-1 (permotriász homokkő) és Endrőd-7 (liász kőszénes agyag, agyagmárga, mészkő) furások értek el a mélyre süllyedt neogén medencealjzat felszínén alpi képződményeket. Az első közelítésben övezet jellegű összefüggés bizonyosra vehető, de a részletek tisztázását csak a Tiszántúli terület jelenleg folyamatban lévő kutatásától várhatjuk.

A Mecsek-Villányi övezetek nyugati irányu folytatása néhány furás (Szulok, Kálmánca, Vizvár, Cun) alapján a magyar-jugoszláv határ környékéig feltételezhető. Ettől nyugatra ide sorolható képződményt nem ismerünk.

A Kodrui kifejlődés a Pannóniai medence aljzatában a Tótkömlös, Pusztaföldvár, Pusztaszőlös, Szeged ill. Szabadka és Eszék környéki furásokig ugyancsak követhető. Itt perm-alsótriásztörmelékes képződmények, ladini agyagpala, triász mészkő és dolomit, liász mészkő, malm-alsókréta mészmárga-márga-agyagmárga ismeretes.

A Pannóniai medence legdélibb, alpi üledékciklusba tartozó képződményekből felépülő övezete, Erdélyi Érc-hegység felől az Orlovat, Zrenjanin és Begejci környéki furások fekete agyagpala, szerpentin és flis rétegösszletein keresztül Belgrádig ill. a Fruska Gora-ig követhető (DANK-BODZAY 1970, CSANOBICS-KEMENCI 1975). Az Erdélyi Érc-hegység nagyrészt jura ofiolit tömegek alkotják, amire vékony radio-lariteszes, kovás, tüzköves malm mészkő, majd neokom aptychu-



szos márga és márgás mészkő, végül több diszkordanciával tagolt középső- és felsőkréta flis következik. Ennek fokozatosan északra, majd északnyugatra forduló övezetének csapásmenti folytatásában a Szolnoktól Debrecenig, az Öcsöd-Köröszegapáti prealpi öv északi szagélyén 30—40 km szélességben feltárt Belső-kárpáti flis zóna helyezkedik el. Ennek legidősebb ismert alpi képződménye SZEPESHÁZY (1973) leírása szerint alsóliász kvarchomokkő, ami az Ebes-2 furásban közvetlenül a kristályos aljzatra települ. A középsőliász-dogger sötétszürke homokos mészkő és márga, a malm diabáz betelepüléseket tartalmazó radioláriás kovás mészkő. Biztosan igazolható alsókréta képződményeket nem ismerünk. A felsőkréta-eocén több száz méteres homokos flis összlet, ami szintén analogizálható az Erdélyi Érc-hegység kifejlődésével. Ugyancsak a flis zóna, Gutin Nyírségig terjedő vulkanitjai alól kibujó folytatásának tekinthető a Keleti Kárpátok belső övezetének flis összlete.

Az Erdélyi Középhegység É-i része-Mecsek-Villány övezetek rétegösszletei a fejlődéstörténet (felsőtriász ill. dogger gyakori hiánya, gresteni fáciesű liász, kréta-paleogén flis) és az észak európai jellegét igazoló állatföldrajzi viszonyok (GÉCZY 1972) alapján, — véleményem szerint — leginkább a Helvétai egységhez sorolhatók, míg az Érc-hegységi övezet felépítése az Alp-Dinári egységek közül leginkább a Pennini, ill. a Délalpi-Belsődinári kifejlődéshez hasonló.

Az Erdélyi Középhegység északi részével feltűnően egyező kifejlődésű alpi rétegsor a Déli Kárpátokban és Kelet Szerbiában nyomon követhető (HORUSITZKY 1968), ahol a prebajkái metamorfitokon települő hercini összlet alul szilur kvarcitból és szericites csillámpalából, majd devon mészkövekből és bázisos vulkanitokból, végül 3000 m vastagságú karbon mészkőszorozatból épül fel. Az alpi üledékciklus felsőkarbon-perm-alsótriász törmelékes összlettel kezdődik, anizusi bitumenes pa-

lával és guttensteini mészkő-dolomittal folytatódik, majd ladini zátonymészkő következik. A karni-nóri emelet karbonátos kifejlődésű, de a rhaeti emelettel együtt többnyire hiányzik, s a liász kőszenes gresteni összlete mindig diszkordáns. A dogger karbonát és törmelékes fáciesben egyaránt ismert, Szerbiában diszkordáns. A malm-alsókréta tüzköves, ammoniteszes, batiális mészkő és márga, a középsőkréta zátonymészkő és glaukonitos homokkő, majd bauxit, végül felsőkréta epikontinentális és flis fáciesű változatos rétegösszlet zárja a rétegsort, Szerbiában és a Danubiai autochtonban andezites-dácitos vulkáni közbetelepülésekkel.

Az egyező kifejlődés ellenére a közvetlen térbeli összefüggés a Mecsek-Erdélyi Középhegység övezet és a Déli Kárpátok között egyelőre nem állapítható meg. Ugyanígy nem állapítható meg jelenleg az övezet összefüggése északkeleti irányban az Északkeleti Külső Kárpátokkal, ami feltételezésünk szerint ugyancsak az Alpok Helvétai fáciesegységének folytatása.

## 5. NAGYSZERKEZETI VISZONYOK

Az Alpok fáciesegységeit a különböző szerzők egyben nagyszerkezeti egységeknek is tekintik, melyeket egymástól diszlokációs felületek választanak el. Az egységek egymáshoz viszonyított helyzetét ANGENHEISTER et al. (1972) ábrája mutatja (1/I-II. ábra). Az Austroalpi egység Pennini, s az utóbbi Helvét-Dauphinéi feletti elhelyezkedése egyértelműen bizonyított. Az Austroalpi és Délalpi egység viszonya vitatott.

Az Alpok nagyszerkezeti egységeinek takarós szerkezete és a takaróegységek pikkelyzónákra ("thrust sheets") tagolódása már a bécsi kongresszus óta (1903) általánosan elfogadott. A tektonikus mozgások irányítotttsága, a takaró-

képződés és pikkelyeződés iránya a Helvétai és Pennini egységben, valamint az Austroalpi egység zentralgneistől északra lévő részén északi, a Délalpi egységben déli. Ez az Apenin-Alp-Kárpát-Dinár-Helvét rendszer bilaterális szimmetriájával (AUBOUIN 1965, MAXWELL 1970, stb.), a tengelyzóna felől kifelé irányuló tektonikus vergenciával összhangban arra utal, hogy az Austroalpi öv nemcsak a geoszinklinálisnak, hanem az orogénnek is szimmetria tengelye.

Az óalpi képződmények mai szerkezetének kialakulási idejét a mezoalpi flis\_összletek jelzik. Ma általánosan elfogadott (AUBOUIN 1965, GWINNER 1971, MAHEL 1974), hogy a flis törmelékanyaga az előrehaladó takaró frontjáról származik, amit először SCHARDT (1898) fogalmazott meg (in TRÚMPY 1960). A hazai irodalomban a flist TELEGDI-ROTH (1929) is "az egyirányban mozgó kiemelkedő redőzet homlokán, annak előmélységében felhalmozódó és törmelék-szolgáltatásával keletkezett orogén fáciesnek" tekintette. Ezért az Austroalpi övtől kifelé fokozatosan fiatalabbá váló flis összletek bizonyítékai az orogenezis kifelé vándorlásának ("polaritásának" MAHEL 1971, 1974, CONTESCU 1974) és kréta-paleogén folyamatosságának. A flis ill. preflis összletek kora alapján legkorábban (jura-kréta-eocén) a Pennini ill. Délalpi egység kezdte meg az Austroalpi egység alá tolódását. A Helvétai, ill. Külsődinári egységek Pennini ill. Délalpi alátolódása a kréta-paleogénban történt. Az Austroalpi egység szerkezetileg legmagasabb helyzetét a flis formáció hiánya is bizonyítja. Elképzelésünket a 4. ábra mutatja, ami lényegében egyezik KRAUS (1932, 1936) felfogásával (in SCHMIDT 1976), aki az Alpok szerkezetét két kétoldaluan vergens orogén kombinációjával magyarázta (5. ábra).

Az Alpi térség kéregszerkezetéről a "Geodynamik des Mediterranen Raumes" program keretében mért szeizmikus szelvények szolgáltatottak adatokat. A mérések szerint a kéreg az

Alpok északi előterében 30, az északi peremtől néhány km-re délre 40 km vastag. Legnagyobb vastagságát (kb. 50 km) nem az Alpok tengelyében — a Bouguer anomália minimumával jellemzett, topográfiaailag legkiemeltebb zónában — éri el, hanem délebbre, a "Periadriatic lineament" környékén.

A Dinaridák szerkezetéről erősen megoszlanak a vélemények. Takarós felépítésűnek, mérsékelt takarósnak, parautochtonnak és autochtonnak egyaránt tekintik (in GRUBIĆ 1974). Az utóbbi időben az Adria térségében mélyített nagyszámú kőolaj- és földgázkutató mélyfurás a délnyugati irányú tektonikus transzportot és a pikkelyes (esetleg takarós) szerkezetet igazolja (SIKOSEK et al. in MAHEL ed. 1974). Lényegében TELEGDI R. (1929) felfogása látszik ma igazoltnak, aki szerint "nem a Nyugati Alpokból ismert tetett takaróredőkkel van itt dolgunk. Az itteni hegységképző mozgások lényege ugyanolyan nagyszabású rög-áttolódásokkal jellemezhető, mint amilyenek a Keleti Alpok mészkőövében is uralkodnak. A redőzés, az áttolódások délnyugatnak az Adriára irányulnak... minden egyes beljebb következő öv az előtte lévőre takaró-szerűen rátolódott". Az áttolódások méreteit illetően CIRIĆ (in SIKOSEK et al. 1967) 10 km-es, TELEGDI ROTH (1929) 20 km-nél nagyobb, DIMITRIJEVIĆ (1974) 20—30 km-es mozgásokról ír.

A Dinaridák és a Kárpát-Balkanidák között elhelyezkedő Szerb-Macedon masszívumot, valamint az ezt szegélyező Kraistida és Vardar zónát szerkezetileg ugyancsak különbözőképpen értelmezik. BONČEV (in MAHEL ed. 1974) szerint ez az öv a Balkán félsziget alpi orogénjében egyedülálló szimmetriatengely, mert az ettől keletre lévő Kárpátok és Balkanidák ill. nyugatra lévő Dinaridák és Hellenidák tektonikai vergenciája tőle kifelé mutat. Így a Szerb-Macedon masszívum és a Dinaridák között elhelyezkedő Vardar zóna tektonikus irányítotttsága nyugati, a masszívum és Kárpát-Balkanidák közötti

Kraistida zónaé keleti. Tektonikus helyzete hasonló tehát az Austroalpi egységhez.

A Dinaridák alatti kéregszerkezetet a CBA keretében végzett DSS (Deep Seismic Sounding) program méréseiből ismerjük. Az eddig elkészült három szelvény alapján megállapítható, hogy a földkéreg vastagsága a Kárpát-Balkanidák és a SM masszívum határán, az utóbbi és a Belső Dinaridák határán, a Belső- és Külsődinári egység között, valamint a Külsődinaridák Adria tenger felé eső szélén hirtelen változik (6. ábra). Feltűnő, hogy a kéregvastagság hirtelen változásainak vonalaira esik a jugoszláviai földrengések nagyrésznélük epicentruma, ami a vonalak mélytörés jellegét igazolja (DRAGASEVIĆ 1974).

A Kárpátok övezetének a Pannoniai medencétől kifelé irányuló tektonikus transzportja és a hegység hossz tengelyével többé-kevésbé párhuzamos pikkelyes-takarós szerkezete általánosan elfogadott, s ezt a lengyel, szovjet és román területen mélyített nagyszámu furás is bizonyítja. A Smilno tektonikus ablak tanúsága szerint pl. a Magura takaró 30—40 km-t tolódott északra (MARSCHALCO-KORÁB 1975). Az Északkeleti Belső Kárpátokban a szovjet geológusok (GLUSKO 1971, NAUMENKO 1974, SZVIRIDENKO szóbeli közlés) két nagy haránttörés (Hernád és Máramaros vonal) jelentőségét hangsúlyozzák, melyek itt megszakítják a hosszanti szerkezeti- és fácieselrendeződést.

A DSS program keretében végzett szeizmikus mérések szerint a Külső Kárpátokat és a Kárpáti előmélyedést az előtér táblás képződményeitől, valamint a Belső Kárpátoktól jelentős mélytörések választják el (SUBBOTIN et al. 1972). Az előtér tábláinak széle alatt a kéreg vastagsága 40—42, a Külső Kárpátok alatt 55—65 km. A kéregvastagság a szirtövméntén hirtelen lecsökken, s a Belső Kárpátokban akkora (25—28 km), mint a Pannóniai medencében. A Belső és Külső Kárpá-

tokat elválasztó u.n. Peripennini lineamentet, melyet jelentős mértékű miocén vulkánosság kísért, többen (SZÁDECZKY 1971, STEGENA 1972, RADULESCU-SANDULESCU 1973, BLEAHU et al. 1973, HORVÁTH 1974, LEXA-KONECNY 1974, stb.) a Külső Kárpátok szubdukciós betolódási síkja felszíni nyomvonalának tartják. SZÁDECZKY (1973) és MAHEL (1974) szerint a pienini szirtöv ennek a szubdukciónak kőzetmelangeként jelentkező sebhelye. Megjegyezzük, hogy OXBURGH (1968) a keletalpi Gresten szirtövet ugyancsak kőzetmelangenek tekinti.

A Pannóniai medence környezetében az Austroalpi egység szerkezete a Gömöridákig első közelítésben egy hosszanti pikkelyövekből és áttolódásokból álló NyDNY-KÉK tengelyű kettős tektonoszerkezetnek minősíthető, aminek déli teknoje a Drauzug-Középhegység-Délgömöridák, északi teknoje a Mészköalpok-Belső Kárpátok-Északgömöridák vonulata (DANK-BODZAY 1970). A déli teknot délkeletről a Balatonmenti hercini öv szegélyezi, míg az északi teknotól a Zentralgneis-Veporidák prehercini kristályos öve választja el. Az utóbbi, a két teknot határoló boltózat magjában eróziós felszínre jutott alsóbb tektonikai emelet (7. ábra). Ezt az elrendeződést támasztja alá a két alpi öv azonos kifejlődése és SPENGLER (in KÜPPER 1959) számításai, aki szerint a ma 40 km széles Északi Mészköalpok üledékgyűjtő terének egykori szélessége 130 km volt, déli pereme a Középhegység mai északnyugati pereméig ért, s KÜPPER (1959) szerint a Mészköalpok és a Középhegység egységes üledékgyűjtőhöz tartoztak. A boltózat peremén az északi tektonorész felé az északi grauwacke zóna, a déli tektonorész felé a Graz-Kőszeg-Ikervár-Mihályi öv hercini összlete helyezkedik el. Elképzelhető, hogy az Ikervár-2 furás környéke — a Tauernekhez és a Rechnitz-Kőszegi egységhez hasonlóan — az Austroalpi egység kristályos-metamorf aljzata alatt esetleg elhelyezkedő Pennini egység tektonikai ablaka.

A Középhegység szerkezete VADÁSZ (1960/a) megállapítása szerint egészében töréses jellegű, vízszintes eltolódásokkal és hosszanti egymásratolódásokkal. VADÁSZ (1960) szerint "a mezozoós üledékek nagy részének nyílttengeri kifejlődése a Velence-balaton kristályos vonulat, mint egykori szárazulatnak térbeli közelsége miatt... csak nagyfokú összetorlódással képzelhető". Ezt a kompressziós pikkelyes szerkezetet a klasszikus litéri töréshez (PÁVAI-VAJNA 1926) és a Rába vonalhoz (KÖRÖSSY 1958) hasonló hosszanti rátolódásokkal és diszjunktív haránttörés rendszerrel, a mélyfurási adatok és a külszíni vizsgálatok is igazolják. Figyelemre méltó a délzalai területen most befejezett Bárszentmihályfa-I furás rétegsora, ami neogén rétegek alatt 2984—4450 m-ig felsőtriász dolomitot, 4450—4485-ig felsőtriász-liász határra helyezhető mészkövet, 4485-től liász, majd dogger mészkövet tárt fel.

A tektonoszerű pikkelyes szerkezet a Középhegység csapásirányu folytatását jelentő Délgömöridákban is valószínűsíthető (MAHEL 1974), amennyiben az egység északi oldalán É-i, a déli részében uralkodóan D-i ill. DK-i a pikkelyeződés iránya. Ennek alapján a kisalföldi Rába vonal folytatásának a Rozsnyói vonal tekinthető, ami mentén a Délgömöri egység a "Rakovcei" sorozatra pikkelyeződött. Az 1500-2500 m összes vastagságu, diabáztufa és felső részében olykor kristályos mészkő betelepüléseket tartalmazó, szericités és kloritos fillit összlet ily módon a Graz-Kisalföldi herceni övezet megfelelője.

A Középhegység-Délgömöridák tektonoszerű szerkezetéből, a délkeletre irányuló tektonikus transzportból — véleményünk szerint — egyértelműen következik, hogy a középhegységi öv az u.n. "Balaton vonal" szerkezeti zónája mentén az előterében elhelyezkedő igalbükki zónára tolódott. Ugyanez állapítható meg a Balaton vonal Mátra hegységi folytatása az u.n.

Darnó-vonal mentén, ami ZELENKÁ (1975) megállapítása szerint kb. 20 km széles szerkezeti öv négy pásztával, s a két keleti, bükki kifejlődésű pászta a két nyugati, középhegységi kifejlődésű pászta alá tolódott. A Darnó vonal további folytatása a Rudabányai és Szendrői hegység között nyomozható (BALOGH 1975), ahol az előbbi triász az utóbbi hegység karbon képződményeire tolódott. A tektonikus öv jelentőségét igazolja a hozzá kapcsolódó eocén andezitvulkánosság (Hahót-Ederics, Velence, Recsk), továbbá az, hogy a földkéreg vastagsága a hegység alatt 28—30, tőle délkeletre 25—27 km (MITUCH-POZSGAY 1972). SZÁDECZKY (1973) a szerkezeti zónát szubdukciós övnek tekinti és WEINBERGER (1969) hasonlóan a Keleti és Déli Alpokat elválasztó Periadriatic lineament folytatásának tartja.

Az Erdélyi Középhegység északi része-Mecsek-Villány övezet nagyszerkezeti helyzete meglehetősen bizonytalan. A NyDny-KÉK-i csapású pászták nyugati irányban a Dinaridák ellentétes csapású vonalutába ütköznek. A szerkezeti kapcsolódás részleteire nincs adatunk. Ugyanigy jelenleg csak feltételezhetjük, hogy az övezet esetleg a Kárpátok helvétii fáciesű képződményeihez kapcsolódik. Egyetlen biztosnak látszó adat, hogy az Erdélyi középhegységben a megfigyelések szerint az Érc hegység pennini fáciesű képződményei a Bihar-i és Kodru-i egységekre pikkelyeződtek. BLEAHU (in MAHEL 1974) 40 km-es átmozgásokat feltételez. A Pannónia medence aljzatában, a Szolnok és Debrecen közötti területen KÖRÖSSY (1956, 1957), KERTAI (1961), KÖRÖSSY (1963), majd DANK-BODZAY (1970) az övezet kristályos-mezozoós képződményei és az ezektől északra elhelyezkedő flis zóna között tektonikus választóvonalat tételeznek fel. Ezt a szénhidrogénkutatók során végzett szeizmikus mérések eddig nem igazolják, sőt a flis összlet rátelepült helyzetét, az Erdélyi Középhegység-Mecsek egységhez tartozását mutatják. A flis



öv és a Bükk hegység tőle északra elhelyezkedő délalpi fáciesű rétegösszletének szerkezeti kapcsolódására még nincs adatunk. A déldunántuli területen az övezetet és az igalbükki zónát, az u.n. "Zágráb-Kulcs törés" (Kapos vonal) választja el, aminek tektonikai jelentőségét az északi előtérben Inkétől Mezőcsokonyán keresztül Dunaujváros-Örkényi árokig követhető nagyvastagságu miocén vulkáni képződmények hangsúlyozzák.

Az övezet belső szerkezetét illetően a Kodru egységet a Bihar autochtonra pikkelyeződött takarórendszernek tekintik, melyen belül hat, többé-kevésbé eltérő kifejlődésű takaróegységet különítenek el, s figyelemre méltó, hogy a Mecsek és Villányi hegység is némileg eltérő kifejlődésű pikkelyövekből áll. A zóna hossz tengelyével párhuzamos, pikkelyes tektonoszerű szerkezet a Középhegységhez hasonlóan a Mecsek hegységben is kimutatható (WEIN 1967).

## 6. KÖVETKEZTETÉSEK

Az Alp-Kárpát-Dinári térség nagyszerkezeti- és fáciesegységeinek majdnem teljes egybeesése azt igazolja, hogy ezek a geoszinklinális és az orogenezis időszakának kéregszerkezeti egységei. Lényegében erre utal VADÁSZ (1960) megállapítása is, aki szerint hegységeink kifejlődésbeli különbségei "végső fokon kéregszerkezeti következmények, egyben későbbi kéregmozgások befolyásolói is". A Dinaridákban és a Kárpátokban szeizmikus mérések szerint a földkéreg vastagsága a nagyszerkezeti egységek határán hirtelen változik: az előtér platformjai alatt 25—40, a külsődinári ill. helvétii övben 40—65, majd a belsődinári ill. pennini övben ismét 25—40 km. Ez, valamint a jugoszláviai földrengések epicentrumának elhelyezkedése, az érintkezési zónák mélytöréses jellegét bizonyítja. Feltehető, hogy az Alpokban a nagymérvű összetor-

lódás, a Pannóniai medencében a földkéreg, feltehetően mélyáramlásos anyagszállítással (STEGENA et al. 1975) történt utólagos neogén elvékonyodása következtében nem sikerült geofizikai mérésekkel az egykori kéregszerkezeti egységek között vastagságkülönbségeket kimutatni.

Az Alpok mélytöréseiben AMSTUTZ (1951) óta a szerzők többsége litoszféra betolódást, szubdukciót lát. SZÁDECZKY K. (1971, 1972, 1973) nyomán a Külső és Belső Kárpátok érintkezési vonalának szubdukciós jellege is általánosan elfogadott. A Pannóniai medencét illetően figyelemre méltónak tartom, hogy a Keleti és Déli Alpokat elválasztó mélytörést, a Periadriatic lineamentet LAUBSCHER (1971) transcurrent fault-nak tekinti, melynek mentén a Keleti Alpok a Déli Alpokhoz viszonyítva több száz km-t keleti irányba eltolódott. ROLSER-TESSSENHORN (1974) ugyanakkor a San Andreas töréshez hasonló Wrench fault-nak (100 km-nél nem nagyobb mértékű elmozdulással) és északról dél felé irányuló feltolódásnak tartják. Lehetséges, hogy a Pannóniai medencét két fő részre osztó Kapos vonal ennek a lineamentnek folytatása.

A Pannóniai medence ÉÉNy-i részének aljzata az Austroalpi ill. Délalpi egységek közvetlen folytatása. A Kapos vonaltól délre elhelyezkedő övezetek az Erdélyi Középhegység felé követhetők. A Mecsek-Villány-Erdélyi Középhegység északi része kifejlődés leginkább az Alpok Helvétii, az Érc-hegységi a Pennini ill. Belsődinári egység kifejlődéséhez hasonlítható. Az előbbi lineament mentén történt nagyarányú vízszintes eltolódás magyarázatul szolgálhat ezeknek a helvétii ill. pennini fáciesű képződményeknek Kárpátmedencébe kerülésére.

Az egységeket hosszanti irányban kompressziós jellegű diszlokációs vonalak, míg haránt irányban dilatációs törések tagolják. A Dunántúli Középhegység és a Mecsek hegység környezetében jól felismerhető, hogy a szélső diszlokációs vo-

nalakat prealpi magnás-metamorf övek kísérik, melyek a tektonószerű szerkezetből következően az övezetek legszélső pikkelyvonulatai, ahol a legmélyebb tektonikai emeletek kerülnek felszínre. Ezt elsősorban ezek habitusa, a pászták hossz tengelyének irányába megnyult alak bizonyítja. A Balatonmenti kristályos vonulat pl. 250 km hosszú, s csupán 5-10 km széles. A prealpi magnás-metamorf övek tehát nem egykori szárazföldek, földnyelvek, szigetsorok, tengeralatti háta és küszöbök, hanem az alpi orogenezis során az erózió hatására felszínre jutott mélyebb tektonikai emeletek részei (DANK-BODZAY 1970).

A diszlokációs vonalak mentén az Alp-Kárpát-Dinári rendszer több területén takarós- és rögáttolódások jöttek létre. Az előállt fedések méreteit illetően az Alpokban 10-40, a Kárpátokban 20-40, a Gömöridákban 20-30, a Dináriidákban 10-30, az Észak Középhegységben 40 km-es mozgásokat feltételeznek általában. A Pannóniai medence magyarországi részén eddig csupán feltolódásokat, egymásra pikkelyeződéseket és pikkelyövekből álló tektonószerű szerkezeteket sikerült kimutatni. Vannak azonban megfigyelések, melyek arra utalnak, hogy medencealjzatunkban az eddig feltételezetttnél nagyobb arányú áttolódások is jelen vannak. Ennek lehet következménye, hogy a Mecsek-Villány-Erdélyi Középhegység északi része több perm-mezozoós és kristályos-metamorf egységre tagolódott. A Mecsek és Villányi övezet egymástól némileg eltérő fejlődéstörténete is utólagos egymás mellé kerüléssel magyarázható. A Dunántuli Középhegység és az u.n. Igali zóna ugyancsak nagyobb távolságról kellett, hogy utólag egymás mellé kerüljön. Ugyanígy nagyarányú áttolódások ismeretesek a Középhegység övében is: a Délgömöridák a l'ubeniki vonal mentén 20-30 km-t a Vepöridákra tolódtak, pennini ill. alsókeletalpi kifejlődés a graz-kisalföldi paleozoikum aljzatában, rögáttolódások a Budai hegységben. Valószínűnek tar-

tom ezért, hogy a medencealjzat belső szerkezetének részletesebb megismerése a jelenlegi pásztás nagyszerkezeti kép módosítását, takarórendszerek és egységek kirajzolódását fogja eredményezni. Jelenleg első közelítésként a térségben a Mészköalpi, Bakony-Délgömöri, Bükki, Mecseki, Bihari, Villányi, Kodru-Tótkomlós-Szentai és Érchegységi takarórendszerek körvonalazhatók (8. ábra). A további kutatás során ezek egymáshoz való viszonyának tisztázására és ezeken belül a takaróegységek elkülönítésére kell törekedni. További vizsgálatokat igényel az is, hogy a magmás-metamorf egységeink mennyiben jelentették a mozgások során az alpi képződmények autochton aljzatát ill. milyen mértékben mozogtak együtt azokkal.

A fenti irányú geofizikai és mélyfurásos előkutatási tevékenységnek különösen nagy jelentőséget ad a Pannóniai medencével analóg felépítésű Bécsi medence aljzatában megismert Schönkirchen ultramély telep földtani elhelyezkedése (9. ábra). Itt a medencealjzat felső részén az Ötschi takaró felső-középső-alsótriász karbonátos kőzetei települnek, melyek alatt a Frankenfels-Lunzi takaró paleocén-kréta márgaösszletre, majd a medencealjzat felszine alatt 2 km-el a földgáz tároló földolomitja következik hatalmas etázsmagassággal.

## ÖSSZEFOGLALÁS

A Pannóniai-medencét a Kapos vonal két alapvetően különböző részre osztja. Ettől a vonaltól ÉÉNy-ra elhelyezkedő övezetek az Alpok Austroalpi ill. Délalpi fáciesegységének folytatásai, az előbbi aljzatában Pennini képződményekkel. A vonaltól délre lévő övezetek az Alpok fáciesegységeivel közvetlenül nem azonosíthatók, hanem az Erdélyi Középhegység Bihar-Kodruai ill. Érchegységi övében folytatódnak.

A medence aljzatában a pikkelyeződések-áttolódások mértéke több helyen elérheti a takaróképződés nagyságrendjét. A medencealjzat belső szerkezetének részletesebb megismerése valószínű, hogy a jelenlegi pásztás nagyszerkezeti kép módosítását, takaróegységek körvonalazását fogja eredményezni. Ezt a neogénnél idősebb képződményeink előkutatásának tervezésénél és szénhidrogénkutatási perspektíváinak megítélésénél már most figyelembe kell vennünk.

### KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS

Köszönetemet fejezem ki a Magyar Állami Földtani Intézetnek, amelynek munkatársaként ezt a munkát elkészíthettem, továbbá CSÁSZÁR G. és HAAS J. kollégáimnak, akik adataikkal és véleményükkel nagymértékben segítettek, s akikkel 1974-ben közösen készített kéziratok munkánkra nagymértékben támaszkodhattam.

## IRODALOM - REFERENCES

1. ÁDÁM Á. 1973.  
On the Investigations of Deep Structures in the Area of the Transdanubian Central Mountains. - Acta Geodaet. 8, 473-482.
2. AMSTUTZ, A. 1951.  
Sur l'évolution des structures alpines. - Arch. Sci. 4/5, 323-329.
3. ANGENHEISTER, G. - H. BÖGEL - P. GIESE - P. SCHMIDT-THOMÉ 1972.  
Recent investigations of surficial and deeper crustal structures of the Eastern and Southern Alps. - Geol. Rundschau 61, 349-395.
4. AUBOUIN, J. 1965.  
Geosynclines (Developments in Geotectonics, I) - Amsterdam.
5. BALÁZS E. 1973.  
A Kisalföld medencealjzatának épaleozóos kőzetei. - MÁFI Évi Jel. az 1969. évről, 659-673.
6. BALKAY B. 1974.  
Böckh Hugó, Irán és a "köztes tömeg".- Földt. Közl. 104/2, 232-239.
7. BALKAY B. 1974.  
A globális tektonika lokális problémáiról. - Föld. Kutatás 17/3, 39-40.
8. BALLA K. 1965.  
Az üllési kutatási terület mélyföldtani ismertetése.- Földt. Közl. 95, 190-197.

9. BALOGH K. 1961.  
Az Észak-magyarországi mezozoikum. - MÁFI Évk. 49/2,  
279-289.
10. BALOGH K. 1964.  
A Bükkhegység földtani képződményei. - MÁFI Évk. 48/2,  
245-353.
11. BALOGH K. - KÖRÖSSY L. 1968.  
Tektonische Karte Ungarns im Masstabe 1:1,000.000. -  
Acta Geol. Ac. Sc. Hung. 12/1-4, 255-262.
12. BALOGH K. 1972.  
Historical Review of Conceptions Referring to the  
Pannonian Mass. - Geol. práce 58, 5-28, Bratislava
13. BALOGH K. - A. BARABÁS - Gy. MAJOROS 1973.  
Der heutige Stand des Kenntnis des Karbons und Perms in  
Ungarn. Stockwerkbau und Verteilung - Veröff. Zentral-  
inst. Physik der Erde 14, 459-475.
14. BELOUSOW, V.V. 1962.  
Basic Problems in Geotectonics - London.
15. BEMMELEN, R. W. van 1969.  
The Alpine Loop of the Tethys Zone. - Tectonophysics 8,  
107-113.
16. BIELY, A.- BYSTRICKY, J. 1968.  
Mesozoic of the Inner West Carpathians and the Klippen  
Belt. - 23. Int. Geol. Congr. Guide to Excurs. 15AC.,  
Prague.
17. BLEAHU M. D. - M. BOCCALETTI - P. MANETTI - S. PELTZ  
1973.

Neogene Carpathian Arc: A Continental Arc Displaying the Features of an Island Arc. - Jour. Geoph. Res. 78, 5025-5032.

18. BOCCALETTI, M. - P. ELTER - G. GUANONE 1971.  
Plate Tectonic Models for the Development of the Western Alps and Western Apennines. - Nature Phys. Sci. 234, 108-111.
19. BOCCALETTI, M. et al. 1974.  
Hypothesis in the Plate Tectonic Evolution of the Carpatho-Balkan Areas. - Earth Planetary Sci. Letters 23, 193-198.
20. BODZAY I. - CSÁSZÁR G. - EDELÉNYI E. - HAAS J. 1974.  
Az Alföldi és a DK-Dunántuli jura-kréta időszaki képződmények. - Kézirat.
21. BOGDANOFF, A. A. - M. V. MURATOV - V. S. SCHATSKY 1964.  
Tectonique de l'Europe. - 21. Int. Geol. Cong.
22. BOGSCH, L. 1948.  
A Kárpátmedence fejlődéstörténete és földtani felépítésének vázlatja. -  
Az Orsz. Földrengésvizsgáló Intézet kiadványai, C/6.
23. BRINKMANN, R. 1960.  
Geologic Evolution of Europe. - Stuttgart.
24. CIOCARDEL, R. - SOCOLESCU, R. 1969.  
Éléments du mécanisme des mouvements tectoniques en Roumanie. - Acta Geol. Ac. Sci. Hung. 13. 157-163.
25. CODARCEA, A.- RAILEANU, G. 1961.  
A Déli Kárpátok mezozoikumja. - MÁFI Évk. 49, 103-120.



26. CODARCEA, A. - J. BERCIA 1968.  
Geological Structure of the Southwestern Carpathians.  
23. Int. Geol. Congr., Guide to Excurs. 49AC., Prague.
27. CONTESCU, L. R. 1974.  
Geologic History and Paleogeography of Eastern Car-  
pathians: Example of Alpine Geosynclinal Evolution. -  
AAPG Bull. 58, 2436-2476.
28. CLANOBIĆ, M. - R. KEMENCI 1975.  
Jura i kreda u podloži Volbóanszskog dela Panonszko-  
baszena. - Geol. anali Balkanszko-  
Poluosztrva 39,  
35-57. Beograd.
29. CSIKY G. 1961.  
Az Észak-magyarországi szénhidrogén kutatások kőolaj-  
földtani eredményei. - Földt. Közl. 91, 95-120.
30. CSIKY G. 1963.  
A Duna-Tisza köze mélyszerkezeti és ösföldrajzi viszonyai a szénhidrogénkutatások tükrében. - Földr. Közl. 1, 19-26.
31. CSÁSZÁR, G. - HAAS J. 1974.  
Irodalmi áttekintés a lemeztektonikai elmélet mai helyzetéről. - Földt. Kut. 17/3, 41-56.
32. DANK V. 1963.  
A délnyugati neogén medencék rétegtani viszonyai és kapcsolatuk a délbaranyai és jugoszláviai területekhez. - Földt. Közl. 93, 304-324.
33. DANK V. - BODZAY I. 1971.  
A magyarországi potenciális szénhidrogénkészletek földfejlődéstörténeti háttere. - MTA X. Oszt. Közl. 4/2-4, 261-268.

34. DEBELMAS, J. - M. LEMOINE 1970.  
The Western Alps: Paleogeography and Structure. - Earth-  
Sci. Rev. 6, 221-256.
35. DEWEY, J. F. - J. M. BIRD 1970.  
Plate Tectonics and Geosynclines. - Tectonophysics 10,  
625-638.
36. DEWEY, J. F. - W. C. PITMAN - W. B. F. RYAN - J. BONNIN  
1973.  
Plate Tectonics and the Evolution of the Alpine System.  
- Geol. Soc. Am. Bull. 84, 3137-3180.
37. DIETZ, S. R. - J. C. HOLDEN 1966.  
Miogeoclines (miogeosynclines) in Space and Time. -  
Jour. Geol. 74, 566-583.
38. DIMITRIJEVIĆ, M. D. 1974.  
The Dinarides: A Model Based on the New Global Tectonics  
- In: "Metallogeny and Concepts of the Geotectonic De-  
velopment of Yugoslavia" 141-178, Beograd.
39. DRAGAŠEVIĆ, T. 1974.  
Contemporary Structure of the Earth's crust and Upper  
Mantle on the Territory of Yugoslavia. - In: "Metallo-  
geny and Concepts of the Geotectonic Development of  
Yugoslavia", 73-87, Beograd.
40. DRAKE, C. L. - M. EWING - G. H. SUTTON 1959.  
Continental Margin and Geosynclines. - In: "Physics and  
Chemistry of the Earth" 3, (ed. by Ahrens et al.)  
Oxford 3, 110-198.
41. ERNST, W. G. 1973.  
Interpretative Synthesis of Metamorphism in the Alps. -  
Geol. Soc. Am. Bull. 84, 2053-2078.

42. FREY, M. - J.C. HUNZIKER - W. FRANK - J. BOCQUET -  
G. V. DAL PIAZ - E. JÄGER - E. NIGGLI 1974.  
Alpine Metamorphism of the Alps. - Schweizer Min. Petr.  
Mitt. 54, 247-290.
43. FLÜGEL, H. 1972.  
Das Paläozoikum von Graz. - Führer zu den Exkursionen  
der 42. JV. Pal. Ges. in Graz, 117-140.
44. FUSAN, O. 1972.  
Geological map of the Substratum of the Covered Areas  
in the Southern Part of the Inner West Carpathians.-  
GUDS, Bratislava.
45. FÜLÖP, J. 1961.  
Magyarország kréta időszakai képződményei. - MÁFI Évk.  
49/3, 577-587.
46. FÜLÖP, J.  
A Villányi-hegység krétaidőszaki képződményei. - Geol.  
Hung. ser. geol. 15.
47. FÜLÖP, J. 1968.  
Geology of the Transdanubian Central Mountains 23.  
Int. Geol. Congr. Guide to Excurs. 39C., Prague
48. FÜLÖP, J. 1969.  
Les formations jurassiques de la Hongrie. - Ann. Inst.  
Geol. publ. Hung. 54, 31-62.
49. FÜLÖP, J. 1975.  
Tatai mezozoós alaphegységgrögök. - Geol. Hung. Ser.  
geol. 16.
50. GANSSER, A. 1968.  
The Insubric Line, a Major Geotectonic Problem. -  
Schweizer Min. Petr. Mitt. 48, 123-143.

51. GANSSER, A. 1973.  
Orogene Entwicklung in den Anden, im Himalaya und in den Alpen, ein Vergleich. - Ecl. Geol. Helv. 66, 23-40.
52. GARRISON, R. E. - FISCHER, A. G. 1969.  
Deepwater Limestones and Radiolarites of the Alpine Jurassic. - Soc. Econ. Paleont. and Mineralog. Spec. Pub. 14, 20-55.
53. GÉCZY, B. 1972.  
A jura faunaprovinciák kialakulása és a mediterrán lemeztektonika. - MTA X. Oszt. Közl. 5/3-4, 297-311.
54. GÉCZY, B. 1973.  
Lemeztektonika és paleogeográfia a keletmediterrán mezozoós térségben. - MTA X. Oszt. Közl. 6, 219-225.
55. GIUSCA, D. - H. SAVU - J. BERCEA - H. KRÄUTNER 1969.  
Sequence of Tectonomagmatic Pre-Alpine Cycles on the Territory of Romania. - Acta geol. Ac. Sci. Hung. 13, 221-234.
56. GLUSKO V. V. - SZ. SZ. KRUGLOV 1971.  
Geologicszeszkoje sztroenije i gorjucsije iszkopajemüje Ukrainszkih Kárpát-Moszkva.
57. GRUBIĆ, A. 1974.  
The Geotectonics of Yugoslavia (A review of concepts) - in "Metallogeny and Concepts of the Geotectonic Development of Yugoslavia", 65-72. Beograd.
58. GWINNER, M. P. 1971.  
Geologie der Alpen. - Stuttgart.
59. HÁMOR G. 1964.  
A K-i Mecsek miocén képződményeinek vizsgálata. - MÁFI Évi. Jel. az 1961. évről, 109-119.

60. HAWKESWORTH, C. J. - D.J. WATERS - M. J. PICKLE 1975.  
Plate Tectonics in the Eastern Alps. -  
Earth Plan. Sci. Letters, 24, 405-413.
61. HERZ, N. - H. SAVU 1974.  
Plate Tectonics History of Romania. - Geol. Soc. Am.  
Bull. 85, 1429-1440.
62. HESSE, R. 1974.  
Long-Distance Continuity of Turbidites: Possible  
Evidence for an Early Cretaceous Trench-Abyssal Plain  
in the East Alps. - Geol. Soc. Am. Bull. 85, 859-870.
63. HORUSITZKY F. 1961.  
Magyarország triász képződményei a nagyszerkezet tük-  
rében. - MÁFI Évk. 49/2, 267-336.
64. HORUSITZKY F. 1968.  
A magyar föld mélye - in Bischoff: A Föld mélye, Bp.  
268-291.
65. HORVÁTH F. 1974.  
Application of Plate Tectonics to the Carpatho-Pannon  
Region: a Teview - Acta geol. Ac. Sci. Hung. 18/3-4,  
243-255.
66. HORVÁTH F. - STEGENA L. - GÉCZY B. 1975.  
Ensimatic and Ensialic Interarc Basins. - Jour. Geoph.  
Res. 80, 281-283.  
(Magyarul: Földt.Kutatás 17/3, 11-16).
67. HSÜ, K. J. 1971.  
Origin of the Alps and Wstern Mediterranean. - Nature,  
233/5314, 44-48.

68. HSÜ, K. J. - S. O. SCHLANGER 1971.  
Ultrahelvetic Flysch Sedimentation and Deformation  
Related to Plate Tectonics. - Geol. Soc. Am. Bull. 82,  
1207-1218.
69. HSÜ, K. J. 1975.  
Paleoceanography of the Mesozoic Alpine Tethys. -  
Geology 3/6, 347-348.
70. ILIE, M. 1959.  
Kréta időszi képződmények az Erdélyi Érc-hegységben -  
MÁFI Évk. 49/3, 685-691.
71. ILIE, M. 1959.  
Tektonikai jelenségek az Apuseni hegységben. - MÁFI Évk.  
49/3, 775-784.
72. JANTSKY B. 1957.  
A Velencei hegység földtana. - Geol. Hung. ser. Geol.  
10, 1-170.
73. JENKYNS, D. A. L. 1972.  
Structural Development of Western Greece. - A.A.P.G.  
Bulletin. 56, 128-149.
74. JOJA, T. - V. MUTIHAC - M. MURESAN 1968.  
Crystalline, Mesozoic and Flysch Complexes of the East  
Carpathians - 23. Int. Geol. Congr. Guide to Excurs.  
46. AC., Prague
75. JUHÁSZ Á. 1964.  
Adatok a Duna-Tisza köze É-i részének mélyföldtanához.  
- Földt. Közl. 94, 184-194.

76. JUHÁSZ Á. - KÖVÁRY J. 1964.  
Adatok Jászberény környékének mélyföldtanához. - Földt. Közl. 94, 459-465.
77. JUHÁSZ Á. 1965.  
Adatok a Duna-Tisza köze metamorf és magmás medencealjazatának ismeretéhez a soltvadkerti és miskei furások alapján. - Földt. Közl. 95, 375-381.
78. KAMENICKY, J. 1968.  
Crystalline Complexes of the West Carpathians - 23.  
Int. Geol. Congr. Guide to Excurs. 16AC.
79. KAPTARENKO - CSERNOUSZOVA O. K. 1961.  
A mezozoikum rétegtana Ukrajna táblás területein. - MÁFI Évk. 49, 61-73.
80. KASSAI M. 1970.  
A délkelet-dunántuli paleozoós rétegsorok fáciesmeghatározásának problémái. - Föld. Közl. 103/3-4, 389-402.
81. KERTAI GY. 1957.  
A magyarországi medencék és a kőolajtelepek szerkezete a kőolajkutató eredményei alapján. - Földt. Közl. 87, 383-394.
82. KERTAI Gy. 1961.  
A mezozoikum kőolajföldtani jelentősége. - MÁFI Évk. 49/4, 847-854.
83. KERTAI Gy. 1966.  
A kőolaj és a földgáz vegyi összetétele és keletkezése. - Kézirat, 1966, Nyomtatásban 1972. Budapest.

84. KHAIN, V. E. - E. E. MILANOVSKII 1968.  
Main Features of the Development of the Alpine Mediterranean-Indonesian Belt - 23. Int. Geol. Congr. sec. 3, 35-41.
85. KHAIN, V. E. - MURATOV M. V. 1968.  
Geosynclinal Belts, Orogenic Belt, Folded Belts and Their Relation in Time and Space - 23. Int. Geol. Congr. sec. 3, 9-13. Prague
86. KHAIN, V. E. - V. I. SLAVIN 1972.  
An Outline Tectonic Description of Central and South-Eastern Europe - in "The crustal structure of Central and Southeastern Europe Based On the Results of Explosion Seismology" (ed. by Szénás Gy.) Geof. Közl. Különkiadványa, 19-39.
87. KOBER, L. 1921.  
Der Bau der Erde. - Berlin.
88. KOBER, L. 1931.  
Das alpine Europe. - Berlin.
89. KOBER, L. 1955.  
Bau und Entstehung der Alpen. - Wien.
90. KOKAY, J. 1968.  
Hegységképződési elméletek Bakony hegységi adatok tükrében. - Földt. Közl. 98, 381-393.
91. KONDA J. 1967.  
A Bakony hegység jura időszaki képződményeinek üledékföldtani vizsgálata. - MÁFI Évk. 50, 161-256.
92. KÖRÖSSY L. 1953.  
Adatok az Alföld északnyugati részének földtani ismeretéhez. - Földt. Közl. 83, 1-12.



93. KÖRÖSSY L. 1956.  
A Tiszántul északi részén végzett kőolajkutató föld-  
tani eredményei. - Földt. Közl. 86, 390-402.
94. KÖRÖSSY L. 1957.  
Kőolaj- és földgázkutatók Magyarországnak a Dunától  
keletre fekvő területén. - In: A kőolajkutató és fel-  
tárás módszerei Magyarországon. (Szerk. Szuroy G.)  
Bpest. 102-221.
95. KÖRÖSSY L. 1958.  
Adatok a Kisalföld mélyföldtanához. - Földt. Közl. 88,  
291-298.
96. KÖRÖSSY L. 1959.  
A Nagy Magyar Alföld flis jellegű képződményei. -  
Földt. Közl. 89, 153-172.
97. KÖRÖSSY L. 1963.  
Magyarország medenceterületeinek összehasonlító föld-  
tana szerkezete. - Földt. Közl. 93, 153-172.
98. KÖRÖSSY L. 1964.  
Tectonics of the Basin Areas of Hungary. - Acta geol.  
Ac. Sci. Hung. 8, 377-394.
99. KÖRÖSSY L. 1965.  
Nyugat-Magyarországi medencék rétegtani és szerkezet-  
tani felépítése. - Földt. Közl. 95, 22-36.
100. KRÖLL, A. - G. WESSELY 1973.  
Neue Ergebnisse beim Tiefenaufschluss in Wiener  
Becken. - Erdöl-Erdgas Zeits. 89, 400-413.
101. KÜPPER, H. 1959.  
Magyarország, Szlovákia és Ausztria mezozoikumának  
néhány problémájáról. - MÁFI Évk. 49, 223-227.

102. KÜPPER, H. 1965.  
Austria földtani kutatásának újabb eredményei és jelentőségük Magyarország földtana szempontjából. - Földt. Közl. 95, 292-297.
103. LAUBSCHER, H. P. 1971.  
Das Alpen-Dinariden Problem und die Palinspastik der südlichen Tethys. - Geol. Rundschau 60/3, 813-833.
104. LAUBSCHER, H. P. 1971.  
The Large-scale Kinematics of the Western Alps and the Northern Apennines and Its Palinspastic Implications - Am. Jour. Sci. 271, 193-226.
105. LEXA, J. - V. KONECNY 1974.  
The Carpathian volcanic Arc: a Discussion. - Acta geol. Ac. Sci. Hung. 18, 279-293.
106. LÓCZY L. 1918.  
Magyarország földtani szerkezete. - In "A Magyar Szent Korona országainak leírása" (Szerk. Lóczy L.) Bp. 5-43.
107. LÓCZY L. 1923.  
Magyarország hegyszerkezetének vázlata. - Földt. Szemle 1/3, p. 105-115.
108. MAHEL, M. 1959.  
A Központi Kárpátok mezozoikumának új felosztása és földtörténeti fejlődése. - MÁFI Évk. 49, 33-53.
109. MAHEL, M. - BUDAI T. 1968.  
Regional Geology of Czechoslovakia, Part 2: The West Carpathians - Praha.
110. MAHEL, M. 1968.  
Geology of the Inner West - Carpathians, - 23. Int. Geol. Congr. Guide to Excurs. 5AG. Prague.

111. MAHEL, M. 1968.  
Some Common Features and Particularities of Carpathians and Alps. - 23. Int. Geol. Cong. sec. 3, 77-86, Prague.
112. MAHEL, M. 1971.  
Attitude to Some Aspects of the Folding Process in the Alpides and its Course in the Eastern Alps, Carpathians and Dinarides - Geol. Zborn. 22, 189-208. Bratislava.
113. MAHEL, M. 1972.  
Geotectonic Position of the Flysch in Eastern Alps, Carpathians, Balkan and Dinarides - Geol. Zborn. 23, 209-225. Bratislava.
114. MAHEL, M. edited 1974.  
Tectonics of the Carpathian Balkan Regions, Explanations to the Tectonic Map of the Carpathian-Balkan Regions and Their Foreland. - Geol. Inst. Dionyz Stur, Bratislava.
115. MAHEL, M. 1974.  
Some Remarks on the European Alpides from the Point of View of some Aspects of New Global Tectonics. - Geol. Zborn. 25, 10-112. Bratislava.
116. MARSCHALKO, R. - T. KORAB 1975.  
The Position of the East Slovakian Flysch in the Carpathians.  
Mineralia Slov. 7/3, 53-79. Bratislava.
117. MAXWELL, J. C. 1970.  
The Mediterranean Ophiolites and Continental Drift - in the Megatectonics of Continents and Oceans (ed. by Johnson H. et Smith B.L.), New Brunswick-New-Yersey, 167-193.

118. MEINCIK, E. 1968.  
Contact between the Bohemian Massif and the Carpatians. - 23 Int. Geol. Congr. Guide to Excurs. 14AC. Prague.
119. MÉSZÁROS, M. 1969.  
A perkupai gipsz-anhidrit előfordulás földtani viszonyai. - MÁFI Évk. 49, 939-970.
120. MILJUSH, P. 1973.  
Geologie-Tectonic Structure and Evolution of Outer Dinarides and Adriatic Area - A.A.P.G. Bull. 57, 913-929.
121. MILNES, A. G. 1974.  
Structure of the Pennine Zone (Central Alps): A New Working Hypothesis. - Geol. Soc. Am. Bull. 85, 1727-1732.
122. MITCHELL, A. H. - H. G. READING 1969.  
Continental Margins, Geosynclines and Ocean Floor Spreading. - Jour. Geol. 77, 629-646.
123. MITUCH, E. - POZSGAY K. 1972.  
Hungary - in "The Crustal Structure of Central and Southeastern Europe Based on the Results of Explosion Seismology" (ed. by Szénás Gy.) Geof. Közl. Különkiadványa, 118-129.
124. MOORES, E. 1970.  
Ultramafics and Orogeny with the Models of the Cordillera and the Tethys. - Nature, 228/6274, 837-842.

125. MUELLER, S. - M. TALWANI 1971.  
A Crustal Section across the Eastern Alp. Based on Gravity and Seismic Refraction Data - Pure and Appl. Geoph. 85, 226-239.
126. MURATOV, M. V. 1960.  
Tectonic Structure of the Alpine Geosynclinal Area in Eastern Europe and Asia Minor and their Development - 21. Int. Geol. Congr. 18, 137-148.
- 
127. MURATOV, M. V. 1974.  
Sztroéniije i razvitije szrednüh masszivov geoszinklinálnüh szkladcsatüh oblasztej. - Geotektonika 3, 36-46. Moszkva.
128. MURGEANU, G. - D. PATRULIUS 1959.  
A Román Kárpátok és előterük mezozóos képződményei. - MÁFI Évk. 47, 121-128.
129. NAGY L. 1958.  
A Román Népköztársaság földtana. - Egyetemi Jegyzet, Kolozsvár.
130. NAGY E. 1968.  
A Mecsek hegység triász időszaki képződményei. - MÁFI Évk. 51, 9-189.
131. NAGY E. 1969.  
Magyarország permnél idősebb paleozoikumának átfogó földtani vizsgálata. - MÁFI Évi Jel. az 1969. évről 653-657.
132. NAGY E. 1970.  
Vizsgálataink a Kőszegi Hegységben. - MÁFI Évi Jel. az 1970. évről, 197-207.

133. NAGY G. 1964.  
A Dorogi medence K-i peremének hegységszerkezeti kérdései. - MÁFI Évi Jel. 1961. évről, 315-322.
134. NAUMENKO V. V. 1974.  
Zakonomernosztii razmescsenija i formirovanija endogennogo rudeniija Szovjetszkih Karpat - Kiev.
135. NIKOLIĆ D. - D. SIMINI 1953.  
Geologija Banata na osnova novijik geofizickih ispitivanja i dubinskih busenja. - Vesnik Zavoda za geolska i geofizicka, Beograd XVII.
136. NIKOLIĆ, D. - R. KEMENCI 1962.  
Geološki i petrografski sastav neogene podloge u oklasti Vojvodine. - Referat V. Savetovanja geologa F.N.R. Jugoslavie Beograd, 253-266.
137. ONCSESZKU, N. 1960.  
Geologija Ruminszkoj Narodnoj Reszpubliki. - Moszkva.
138. ORAVECZ J. 1964.  
Szilur képződmények Magyarországon. - Földt. Közl. 94, 3-9.
139. ORAVECZ J. 1965.  
Szilur kőzetkavicsok földtörténeti szerepe törmelékes összleteinkben. - Földt. Közl. 95, 401-411.
140. OXBURGH, E.R.O. 1968.  
An Outline of the Geology of the Central Eastern Alps. - Geol. Soc. London Proc. 79/1, 1-46.
141. PANTÓ G. 1961.  
Mezozoós magmatizmus Magyarországon. - MÁFI Évk. 49, 785-799.

142. PANTÓ G. 1968.  
 Genozoic Volcanism in Hungary - 23. Int. Geol. Congr. Guide to Excurs. 40 C., Prague.
143. PATRULIUS, D. 1959.  
 A Keleti-Kárpátok kristályos alaphegységén települő mozozoós képződmények. - MÁFI Évk. 49, 75-102.
144. PATRULIUS, D. 1959.  
 A Moesiai masszívum mezozoikum a Román síkság, Közép- és Dél-Dobruzsza területén. - MÁFI Évk. 49, 129-140.
145. PATRULIUS, D. - M. STEFANESCU 1968.  
 Geology of the Inner Zones of the Carpathian Bend. - 23. Int. Geol. Congr. Guide to Excurs. 50AC.
146. PÁVAI - VAJNA F. 1926.  
 Magyarország hegységeinek szerkezeti vázlata (Előadás) - Nyomtatásban: Földt. Közl. 30, 7-33.
147. PESL V. - J. SALAJ - D. MASS 1968.  
 The Fysch and Klippen Belts, Neogene Basins of West Carpathians - 23. Int. Geol. Congr. Guide to Excurs. 6AC., Prague.
148. PETKOVIĆ, K. V. - B. MARKOVIĆ - D. VESELINOVIĆ - M. ANDJELKOVIĆ - D. PEJOVIĆ - M. PASIĆ 1959.  
 Jugoszlávia mezozoikum. - MÁFI Évk. 49, 141-196.
149. PRINZ Gy. 1926.  
 Magyarország földrajza - Pécs.
150. RADÓCZ Gy. 1979.  
 A Cserhát mélyföldtani felépítése. - MÁFI Évi Jel. az 1969. évről 213-234.

151. RADULESCU, D. P. - M. SANDULESCU 1973.  
The Plate Tectonics Concept and the Geological Structure of the Carpathians. - Tectonophysics 16, 155-161.
152. RAMSAY, J. G. 1963.  
Stratigraphy, Structure and Metamorphism in the Western Alps. - Proc. Geol. Assoc. 74, 357-392.
153. REINECK, H. E. - I. B. SINGH. 1973.  
Depositional Sedimentary Environments. - Berlin-Heidelberg-New York.
154. ROLSER, J. - F. TESSENSOHN 1974.  
Alpidische Tektonik in Variszikum der Karavanken und ihre Beziehung zum Periadriatischen Lineament. - Geol. Jb. A 25, 23-53.
155. ROTH, Z. 1968.  
Unmetamorphosed Sedimentary Formations of Czechoslovakia - 23. Int. Geol. Congr. Guide to Excurs. 2AC., Prague.
156. ROZLOZSNIK, P. 1936.  
Die tektonische Stellung der Bihargebirgsgruppe im Karpatensystem. - M. Fiz. Tud. Ért. 55/1, 46-47.
157. ROZLOZSNIK, P. 1937.  
A Bihar és Déli hegységek földtani viszonyai. - Geol. Hung. Ser. Geol. 7.
158. RUTTEN, M. G. 1969.  
The Geology of Western Europe. - Amsterdam-London-New York.
159. SANDULESCU, M. 1975.  
Essai de synthèse structurale des Carpathes. - Bull. Soc. Geol. de France 7/17/3, 267-434.



160. SCHEFFER V. 1957.  
Adatok a Kárpátmedencék regionális geofizikájához. -  
Geof. Közl. 6/1-2, 73-103.
161. SCHEFFER V. 1959.  
A magyar "Közbülső tömeg" kérdéséhez. - Geof. Közl.  
9. 55-68.
162. SCHEFFER V. 1962.  
A Kárpát-medencék néhány regionális geofizikai prob-  
lémájáról. - Geof. Közl. 11, 101-118.
163. SCHEFFER V. 1962.  
Adatok a Vardaridák és a Bánáti árok felszínalatti vo-  
nulatainak követéséhez a Kárpát-medencében. - Földt.  
Közl. 93, 286-303.
164. SCHEFFER V. 1965.  
A Keleti Alpok határterületének regionális geofizikai  
áttekintése. - Földt. Közl. 95, 5-21.
165. SCHMIDT E. R. 1957.  
Geomechanika. - Budapest.
166. SCHMIDT E. R. 1961.  
Geomechanikai szempontok a magyar mezozoós kratoszink-  
linálisok kialakulásához és főbb hegyszerkezeti voná-  
sainak értelmezéséhez. - MÁFI Évk. 49/3, 747-758.
167. SCHMIDT, K. 1976.  
Subfluenz und Subduktion in den Alpen. - Z.d.t.geol.ges.  
127, 53-72.
168. SCHMIDT - P. THOMÉ 1972.  
Tektonik, Kap. 21-22. - in Lehrbuch der Allgemeinen  
Geologie (ed. by R. Brinkmann) Band II. 30-536. Stuttgart.

169. SCHOLLE, P. A. 1970.  
The Sesti-Voltaggie Line: Transform Fault Induced Tectonic Boundary between the Alps and the Apennines - Ann. Jour. Sci. 269, 343-359.
170. SCHRÉTER Z. 1959.  
A Bükk hegység tengeri eredetü permi hegyképződményei. - Föld. Közl. 89, 364-373.
171. SESTINI, G. ed 1970.  
Development of the Northern Apennines Geosyncline - Sedimentary Geology 4, Special issue, 203-642.
172. SHERIDAN, R. E. 1969.  
Subsidence of Continental Margins. - Tectonophysics 7, 219-229.
173. SIKOSEK, B. - A. GRUBIĆ - B. CIRIĆ - S. GRANDZIĆ - Z. BEŠIĆ - J. PANIĆ 1967.  
The Geological Problems of Dinarids - Carp. Balk. Geol. Ass. 8, Congr. Belgrad. 65 p.
174. SIKOSEK, B. 1974.  
Geotectonics of Yugoslavia in the Light of Neotectonic and Seismic Movements - in "Metallogeny and Concepts of the Geotechnic Development of Yugoslavia", 99-108, Beograd.
175. SLÁVIK, J. - L. O. DANILOVICH - J. CVERCKO - R. RUDMAC 1968.  
Tectonics and Subsequent Volcanism in the Western Part of East Carpathians - 23. Int. Geol. Congr. 2, 61-71, Prague.

176. SMITH, G. A. 1971.  
Alpine Deformation and the Oceanic Areas of the Tethys, Mediterranean and Atlantic - Geol. Soc. Am. Bull. 82, 2039-2070.
177. SOKOLOVSKI, S. ed 1976.  
Geology of Poland, 1/2 Mesozoic-Warsaw.
178. STEFANOVIĆ, P. 1967.  
~~Geological Review of the Carpatho-Balkanides of Yugoslavia.~~ - Carp. Balk. Geol. Ass. 8, Congr. Belgrad.
179. STEGENA L. 1967.  
A Magyar Medence kialakulása - Földt. Közl. 97, 278-285.
180. STEGENA L. 1972.  
Lemeztektonika, Tethys és a Magyar Medence. - Földt. Közl. 102, 280-300.
181. STEGENA, L. 1973.  
A pannon medence kainozoós evolúciója. - MTA X, Oszt. Közl. 6, 257-265.
182. STEGENA L. 1974.  
Geothermics and Tectogenesis in the Pannonian Basin. - Act. geol. Ac. Sci. Hung. 18/3-4, 257-266.
183. STEGENA L. - GÉCZY B. - HORVÁTH F. 1975.  
Late Cenozoic Evolution of the Pannonian Basin. - Tectonophysics 26, 71-90.  
Magyarul: Földt. Közl. 105, 101-123.
184. STILLÉ, H. 1953.  
Der geotektonische Werdegang der Karpaten. - Geol. Jahrb. 8, 1-239.

185. STÖCKLIN, J. 1968.  
Structural History and Tectonics of Iran. - A.A.P.G.  
Bull. 52, 1229-1258.
186. SUBBOTIN, S. J. - V. B. SOLLOGUB - V. YE. KHAIN -  
V. I. SLAVIN - A. V. CHEKUNOV 1972.  
Some Remarks Concerning the Structure and Evolution of  
the Earth's Crust - in "The Crustal Structure of Central  
and Southeastern Europe Based on the Results of Explo-  
sion seismology" (ed. by Szénás Gy.) - Geof. Közl. Külön-  
kiadványa, 151-165. Budapest.
187. SZALAI T. 1958.  
Geotektonische Synthese der Karpaten.- Geof. Közl. 7,  
110-145.
188. SZALAI T. 1960.  
A Kárpátok keletkezése, Tisia. - Földr. Ért. 4, 439-462.
189. SZALAI T. 1970.  
Die Pannonische Masse (Tisia). - Acta Geol. 14, 71-82.
190. SZÁDECZKY K. E. 1968.  
A Föld szerkezete és fejlődése. - Budapest, p. 340.
191. SZÁDECZKY K. E. 1970.  
Subsidence and structural evolution mechanism in the  
Pannonian Basin. - Acta geol. Ac. Sci. Hung. 14, 83-93.
192. SZÁDECZKY K. E. 1971.  
Az új globális tektonika mozgásmechanizmusa és kapcsol-  
atai a Föld és az élet fejlődésével. Alkalmazások a  
Kárpát-Pannon-Dinarid területre. - Geonómia és Bányászat,  
(MTA X. Oszt. Közl. 4, 1-89.

193. SZÁDECZKY K. E. 1972.  
A mediterrán típusu szubdukció és a Kárpát-Pannon-Dinarid szerkezet modellje. - MTA X. Oszt. Közl. 5/1-2. 114-122.
194. SZÁDECZKY - KARDOSS E. 1973.  
A Kárpát-pannon terület szubdukciós övezetei. - Földt. Közl. 103, 224-244.
195. SZENTES F. 1949.  
A Kárpáti hegységrendszer helyzete az alpesi orogénban. - Földt. Közl. 79, 89-92.
196. SZÉNÁS Gy. 1969.  
The Evolution and Structure of the Carpathian Basin - Special paper of the Hungarian R.E. Geoph. Inst. for the IX. Session of the C.B.A. Budapest.
197. SZÉNÁS Gy. 1972.  
The Carpathian System and Global Tectonics. - Tectonophysics 15, 267-286.  
Magyarul: Geof. Közl. 21, 91-107.
198. SZÉNÁS Gy. 1974.  
A lemeztectonika és birálata. - Földt. Kut. 17/3, 35-38.
199. SZEPESHÁZY K. 1962.  
Mélyföldtani adatok a Nagykörös-kecskeméti területről. - Földt. Közl. 92, 40-53.
200. SZEPESHÁZY K. 1964.  
A Kecskemét-Szolnok közötti, kréta időszaki vulkáni terület kőzetei. - MÁFI Évi Jel. az 1964. évről, 525-534.
201. SZEPESHÁZY K. 1965.  
Kőzettani adatok a történelmi terület mélyföldtanához. - MÁFI Évi Jel. az 1965. évről, 459-476.

202. SZEPESHÁZY K. 1970.  
A Tiszántul középső részének jura időszaki képződményei. - MÁFI Évi Jel. az 1970. évről, 67-78.
203. SZEPESHÁZY K. 1971.  
Kőzettani adatok a Középtiszántul kristályos aljzatának ismeretéhez. - MÁFI Évi Jel. az 1971. évről, 141-168.
204. SZEPESHÁZY K. 1973.  
A Tiszántul északnyugati részének felsőkréta és paleogén kora képződményei. - Budapest.
205. SZEPESHÁZY K. 1975.  
Az Északkeleti-Kárpátok földtani felépítésének és a kárpáti térségben való nagyszerkezeti helyzetének vázlata. - Ált. földt. Szemle 8, 25-59.
206. SZEPESHÁZY K. 1975.  
Kárpátalja mélytörései, neogén magmatizmusa és ércesedése. - Ált. földt. Szemle, 8, 61-84.
207. SZLÁVIN V. I. 1958.  
Срединном Паннонском массиве Карпат - Geol. Sbornik 5-6, 75-84. Lvov.
208. SZLÁVIN V. I. 1961.  
A közbenső tömegek problémája az alpi geoszinklinális területén. - MÁFI Évk. 49/3, 769-774.
209. SZUROVY G. 1948.  
A Nagy Magyar Alföld földtörténeti és hegyszerkezeti vázlata.- Földt. Közl. 78, 206-216.

210. TELEGDI - ROTH K. 1929.  
Magyarország geológiája. - Pécs.
211. TOLLMANN, A. 1963.  
Ostalpen-Synthese. - Wien.
212. TOLLMANN, A. 1968.  
Bemerkungen zu faziellen und tektonischen Problemen  
des Alpen-Karpaten-Orogens. - Mitt. Ges. Geol. Berg-  
baustud. 18, 207-248.
213. TOMOR J. 1956.  
Kőolaj és Földgázkutatók a Dunántúlon - in "A kő-  
olajkutatás és feltárás módszerei Magyarországon"  
(Szerk. Szurovy G.) Budapest.
214. TRÚMPY, R. 1960.  
Paleotectonic Evolution of the Central and Western  
Alps. - Geol. Soc. Am. Bull. 71, 843-908.
215. TRÚMPY, R. 1971.  
Stratigraphy in Mountain Belts. - Q. Jl. geol. Soc.  
London 126/503, part.3, 293-318.
216. TRÚMPY, R. 1975.  
Panninic-Austri Alpine Boundary in the Swiss Alps: a  
Presumed Former Continental Margin and its Problems.  
- A. Jour. Sci. 275-A, 209-238.
217. VADÁSZ E. 1954.  
Magyarország földtani nagyszerkezeti vázlata: - MTA  
Műsz. Tud. Oszt. Közl. 14, 217-248.
218. VADÁSZ E. 1960.a.  
Magyarország földtana.- Budapest.

219. VADÁSZ E. 1960.b.  
On the Problem of the Hungarian "Median Massif". -  
Ann. Univ. Sci. Budapest. Rol. Eötvös, Sec. Geol. 4,  
p. 105-119.
220. VJALOV, O. Sz. 1959.  
A Szovjet-Kárpátok mezozoikuma. - MÁFI Évk. 49, 55-60.
221. VÖLGYI L. 1959.  
A nagyalföldi kőolajkutatás újabb földtani eredményei.  
- Földt. Közl. 89, 37-52.
222. VÖLGYI L. 1965.  
A Nagyalföld középső részének mélyföldtani vizsgálata.  
- Földt. Közl. 95, 140-163.
223. WEIN Gy. 1965.  
A Mecsek hegység "Északi pikkely"-ének földtani felépi-  
tése.- MÁFI Évi Jel. az 1963. évről, 35-52.
224. WEIN Gy. 1967.  
Délkeleti Dunántul hegyszerkezete.- Földt. Közl. 97,  
371-395.
225. WEIN Gy. 1969.  
Tectonic Review of the Neogene-Covered Areas of Hungary.  
- Acta geol. Ac. Sci. Hung. 13, 339-436.  
Magyarul: Földt. Közl. 99, 302-328.
226. WEIN Gy. 1969.  
A Dunántul neogén rétegekkel fedett ÉNy-i részének szer-  
kezetföldtani vázlata. - MÁFI Évi Jel. az 1969. évről,  
563-582.
227. WEIN Gy. 1974.  
A Budai-hegység szerkezetalakulása.- Földt. Kut. 17/3,  
23-34.



228. WHITE, D. A. - D. H. ROEDER - T. H. NELSON - J. C. CROWELL 1970.  
Subduction. - Geol. Soc. Am. Bull. 81, 3431-3432.
229. WILCOX, R. E. - T. P. HARDING - D. R. SEELY 1973.  
Basic Wrench Tectonics. - AAPG Bull. 57, 74-96.
230. ZELENKA T. 1975.  
A recski mélyszinti szinesfém ércelőfordulás szerkezeti magmaföldtani helyzete. - Földt. Közl. 105/5, 582-597.

GEOLOGICAL CONSIDERATIONS FOR ASSESSING THE HYDROCARBON  
PROSPECTS OF THE PRE-NEOGENE FORMATIONS IN HUNGARY

by

I. Bodzay

ABSTRACT

The Pannonian Basin is divided into two fundamentally different parts by the so-called Kapos Line. The belts situated NNW of it represent the prolongations of the Austro-Alpine and the South Alpine facies units of the Alps, respectively. On the contrary, the belts located to the South of the aforesaid line, cannot be directly identified with any facies units of the Alps. They are linked rather with the Bihor-Codru and Metalliferous Mountains belts of Transylvania.

In the basement of the basin at several places the scale of overthrusting may have attained the order of magnitude of nappe formation. It is very likely that a better knowledge of the basement structure will result in modifying the actual concept of a bended structural pattern, to be substituted by nappe units. This possibility should be taken into consideration right now in assessing the hydrocarbon prospects and planning the preliminary phase of prospecting for oil and gas in the Pre-Neogene formations of Hungary.

Address of the author:

Bodzay István

H-1443 Budapest

Népstadion ut 14

Hungarian Geological Institute

## INSCRIPTIONS FIGURES

Fig.1. Sketch of the Main Structural Units of the Eastern and Southern Alps (after Angenheister et al. 1972)

Fig.2. Sketch Map of the Structural Units of the Alps (after Frey et al. 1974)

- 1 Sediment cover (Tertiary and Quaternary)
- 2 Flysch series of different tectonic units
- 3 Helvetian Unit
- 4 Permian, Mesozoic, - Tertiary
- 5 Prealpine Crystalline Basement and Carboniferous
- 6 Penninian Unit
- 7 Permian, Mesozoic, Tertiary
- 8 Pre-Triassic Basement
- 9 Ultramafic rocks
- 10 Austro-alpine and Southern Alpine Unit
- 11 Permian, Mesozoic, Tertiary
- 12 Paleozoic
- 13 Prealpine Crystalline Basement (incl. the Quartz Phyllite Series)
- 14 (1) Upper and Middle Austroalpine Nappes  
(2) Lower Austroalpine Facies (Sesia Lanzo Zone and Arolla Series)  
(3) Southern Alps
- 15 Alpine granite intrusions

Fig.3. The Pre-Neogene Basement of Hungary

- 1 Outcrops
- 2 Subcrops covered by Neogene (Molasse) formations
- 3 Paleo- and Meso-alpine formations
- 4 Hercynian sedimentary formations
- 5 Crystalline and metamorphic formations

- K Codru Zone  
 V Villány Zone  
 M Mecsek Zone  
 BD Balaton-Darnó Line (Lineament)  
 BF Inner Carpathian Flysch Zone  
 BKE Drauzug-Transdanubian Central Mountains-  
 Northern Gömör Zone  
 GK Paleozoic of Graz and the Little Hungarian  
 Plain  
 IB Southern Alpine- Igal-Bükk-Southern Gömör Zone  
 K Zagreb-Kulcs-Kapos Line (Lineament)  
 ZG Zentralgneis Zone

Fig.4. Hypothesis On the Development of the Actual Structure of the Alpine-Carpathian-Dinaric System

Fig.5. Sketches illustrating the "subcurrent" idea of Kraus after Schmidt 1976

- a) Frontal zone of the double orogene (Kraus 1932)  
 b) The "Subfluenz-Zone" (Kraus 1936)

Fig.6. Thickness of the Earth's Crust in Yugoslavia (after Dragasević 1974)

Fig.7. Geological Section Across the Austroalpine Unit Between Vienna and Lake Balaton

NW - SE

From the left to the right:

Flysch Zone

Zone of the Northern Limestone Alps (Kalkalpen)

Northern Greywacke Zone

Zentralgneis Zone

Hercynian Zone (Graz Paleozoic) of the Little Hungarian Plain

Raba Line

- Zone of the Transdanubian Central Mountains  
 Balaton Zone  
 Balaton Line  
 Igal-Bükk Zone
- 1 Alpine formations of Austroalpine facies
  - 2 Anchimetamorphic (Hercynian?) formations
  - 3 Granite
  - 4 Meso- and katametamorphic (Prehercynian?) formations
- 
- 5 Alpine formations of Southern Alpine facies
  - 6 Flysch

Fig.8. Structural Pattern of the Alpine Formations in Hungary

From NW to SE:

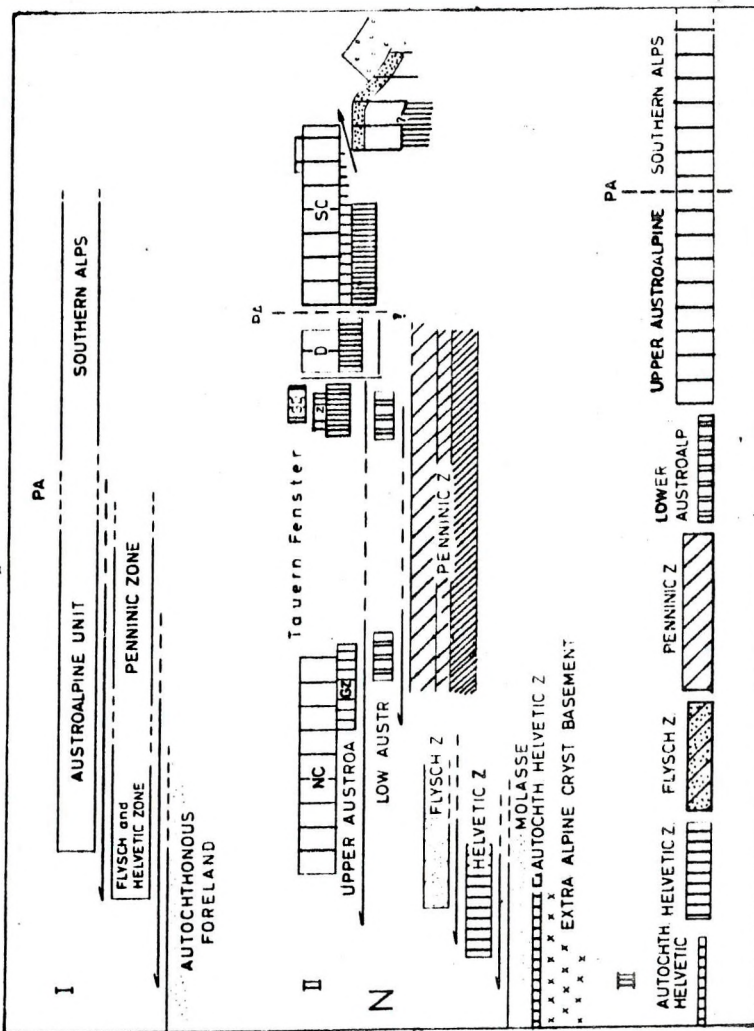
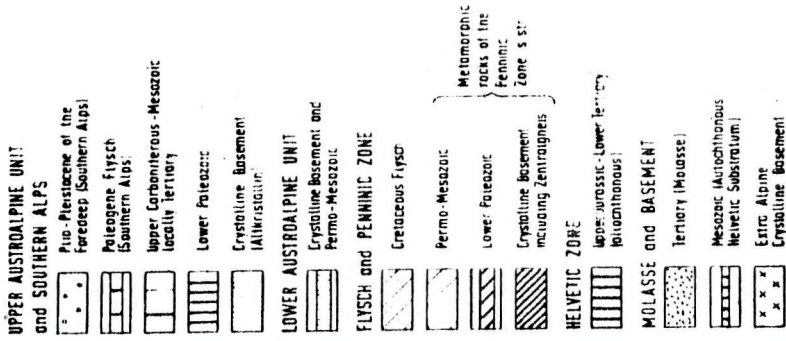
- Kalkalpine Nappe System  
 Bakony-Souther Gömör Nappe System  
 Bükk Nappe System  
 Mecsek Nappe System  
 Bihar-Villány Nappe System  
 Codru-Tótkomlós Nappe System  
 Munții Metaliferi Nappe System
- 1 Neohercynian, Paleo- and Mesoalpine sedimentary formations
  - 2 Crystalline-metamorphic formations
- B,D Balaton-Darnó Lineament  
 K Kapos Lineament

Fig.9. Geological Section of the Matzen-Schönkirchen-Reyersdorf Oil and Gas Deposit  
 (After Kröll-Wessely 1973)

- 1 Coarse clastics
- 2 Sandstone
- 3 Clay and shale

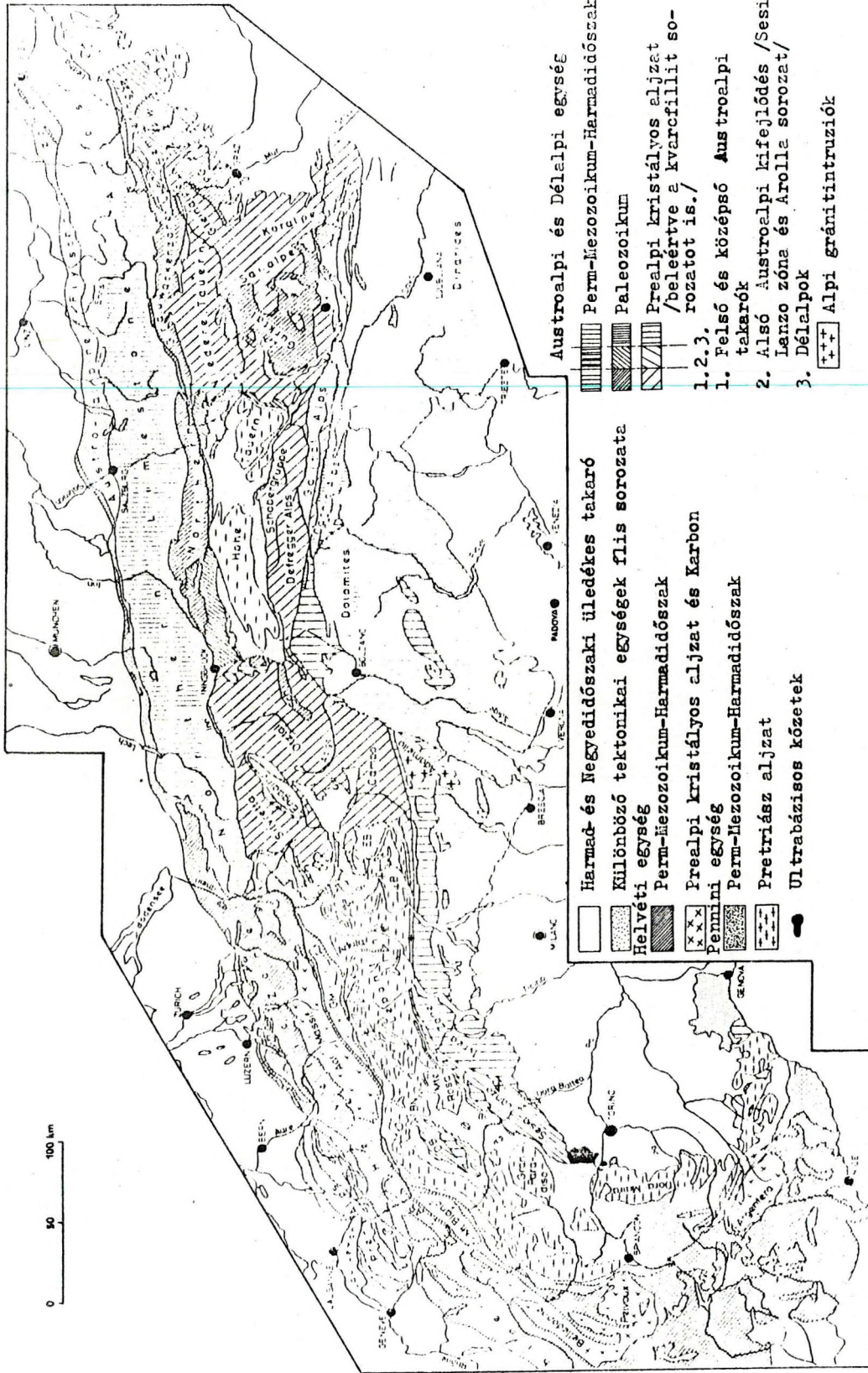
4	Limestone and marl	
5	Dolomite	
6	Anhydrite	
7	Gas deposit	
8	Oil deposit	
9	Fault	
10	Inverse fault	
OP	Upper Pannonian	
MP	Middle Pannonian	
UP	Lower Pannonian	
S	Sarmatian	
Bu-Bo	Bulimina-Bolivina Zone	
Sdsch	Agglutinate Zone	Badenian
OLg	Upper Lagenid Zone	
AK	Aderklaa Conglomerate	
ASch	Aderklaa Shale	Carpathian
GSch	Ganserndorf Shale	
GK	Ganserndorf Conglomerate	Ottományian
BSch	Bockfliesser Beds	
P	Paleocene	
S	Senonian	
CT	Cenoman-Turonian	Cretaceous
C	Cenomanian	
A	Upper Aptian- Albian	
N	Neocomian	
J	Jurassic	
TK	Kössen Shale	
TH	Hauptdolomit	Triassic
TO	Opponitz Shale	
TL	Lunz Shale	
TP	Partnach Shale	
TG	Gutenstein Shale	
TW	Werfen Shale	

Aufsätze



1. ábra

A Keleti és Déli Alpok fő szerkezeti egységeinek viszonyát bemutató vázlatos diagram (Angenheister et al 1972. ábrája)

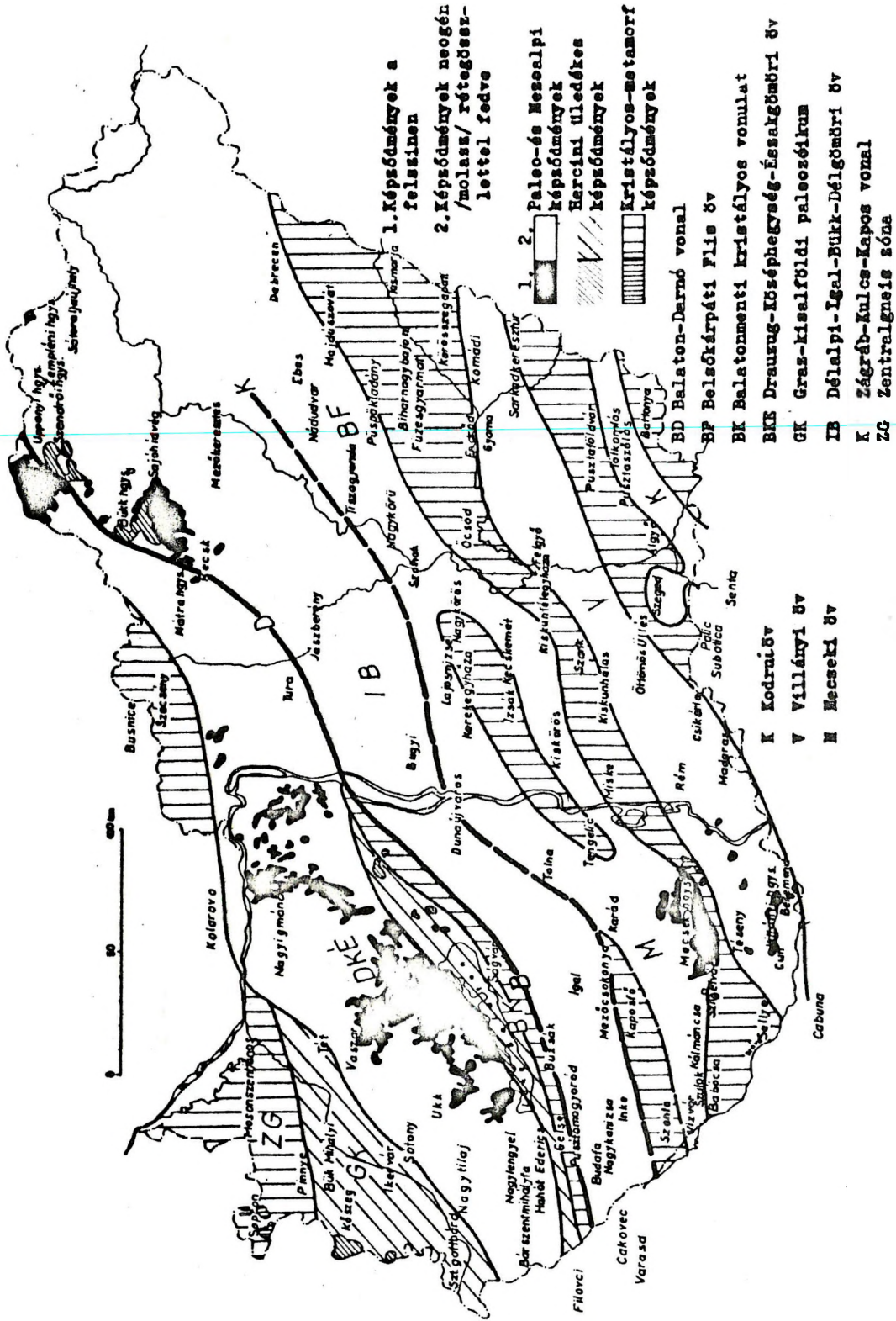


2. ábra

Az Alpok földtani-szerkezeti egységeinek térképvázlata

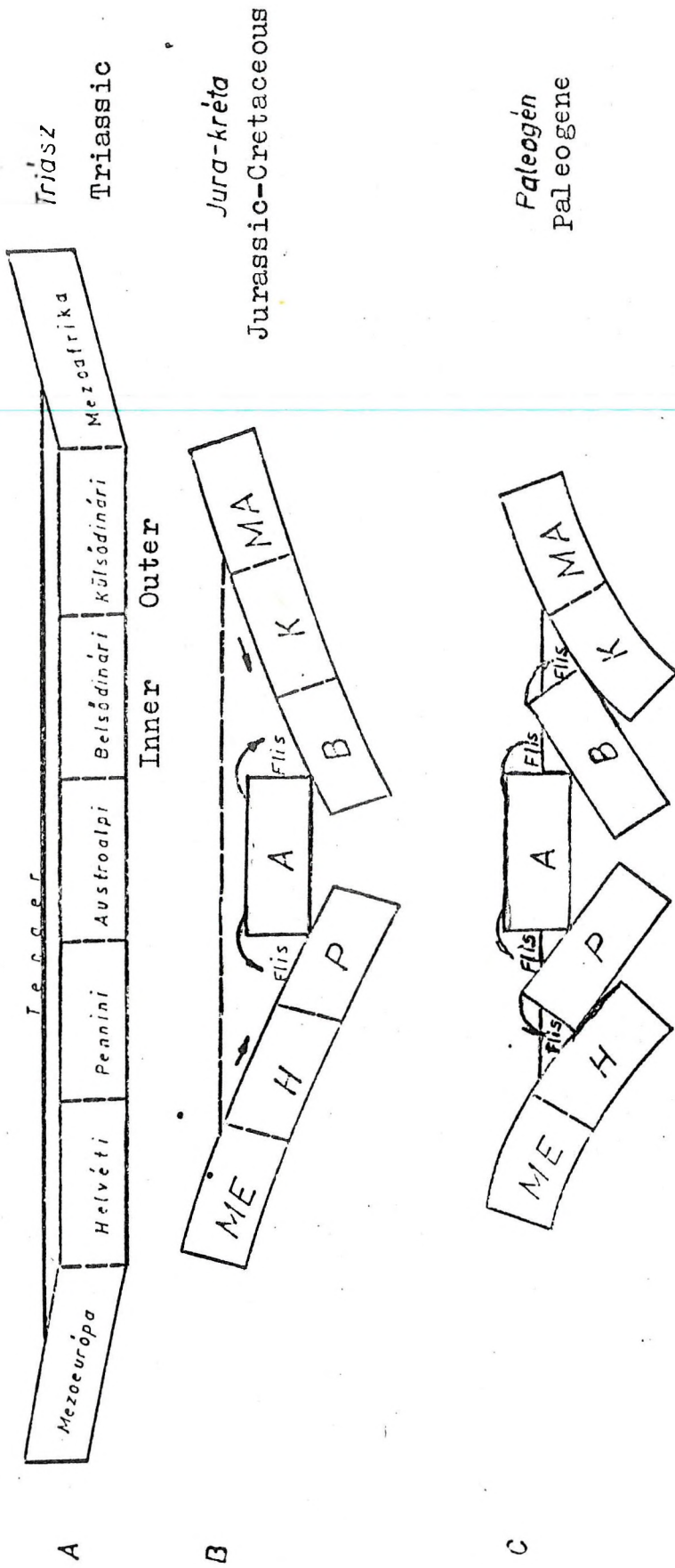
(Frey et al 1974. ábrája)





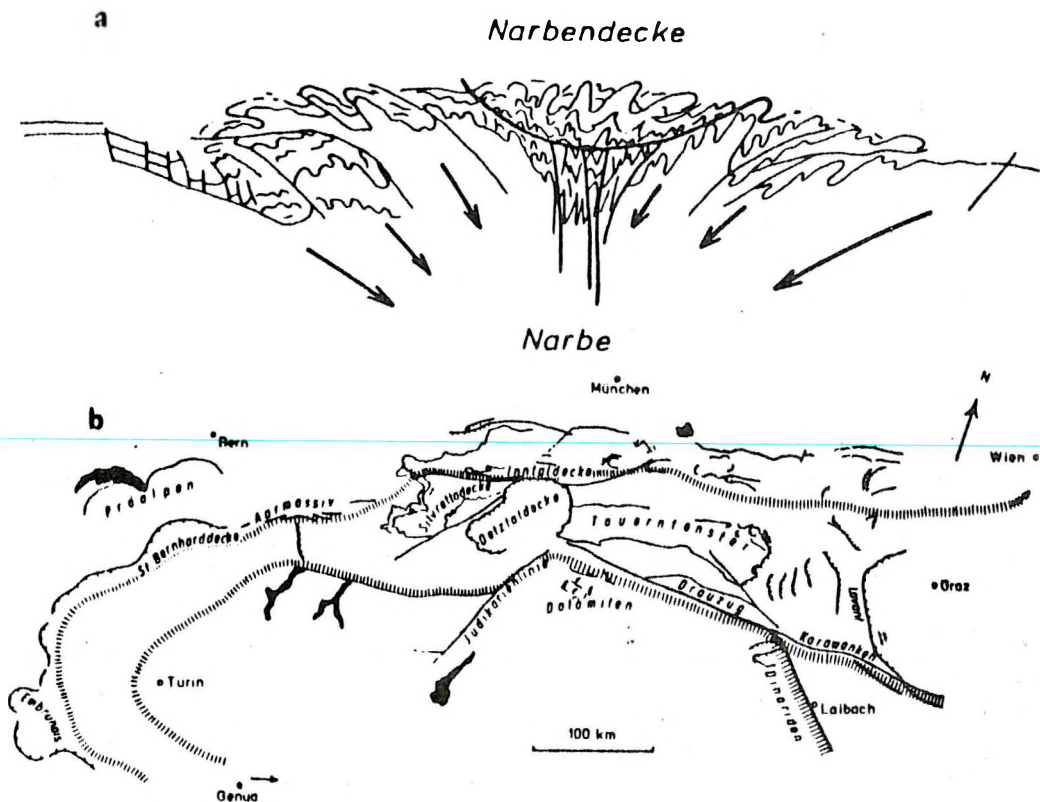
3. ábra

A neogén képződmények elterjedése Magyarországon



4. ábra

Hipotézis az Alp-Kárpát-Dinári rendszer mai nagyszerkezetének kialakulásáról

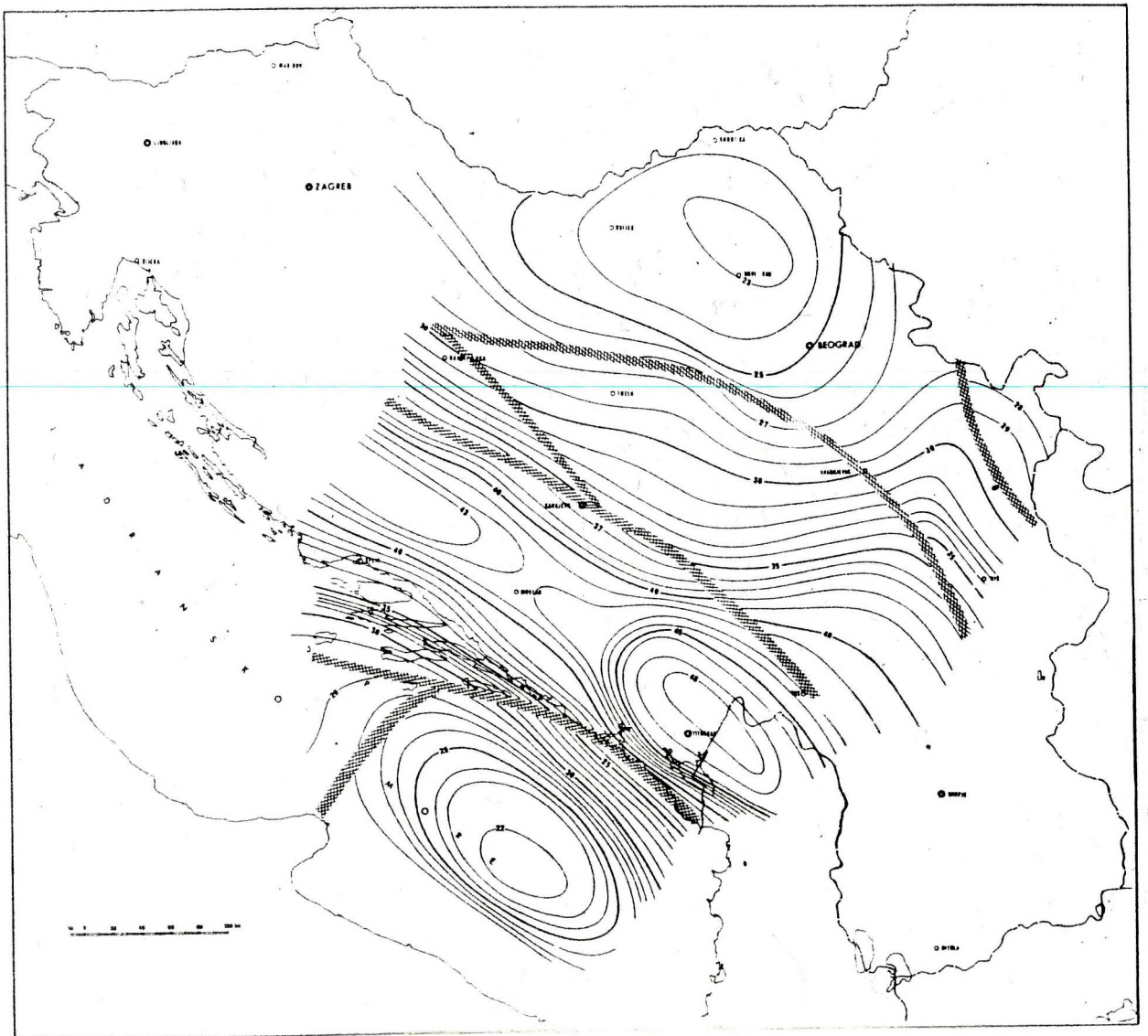


5. ábra

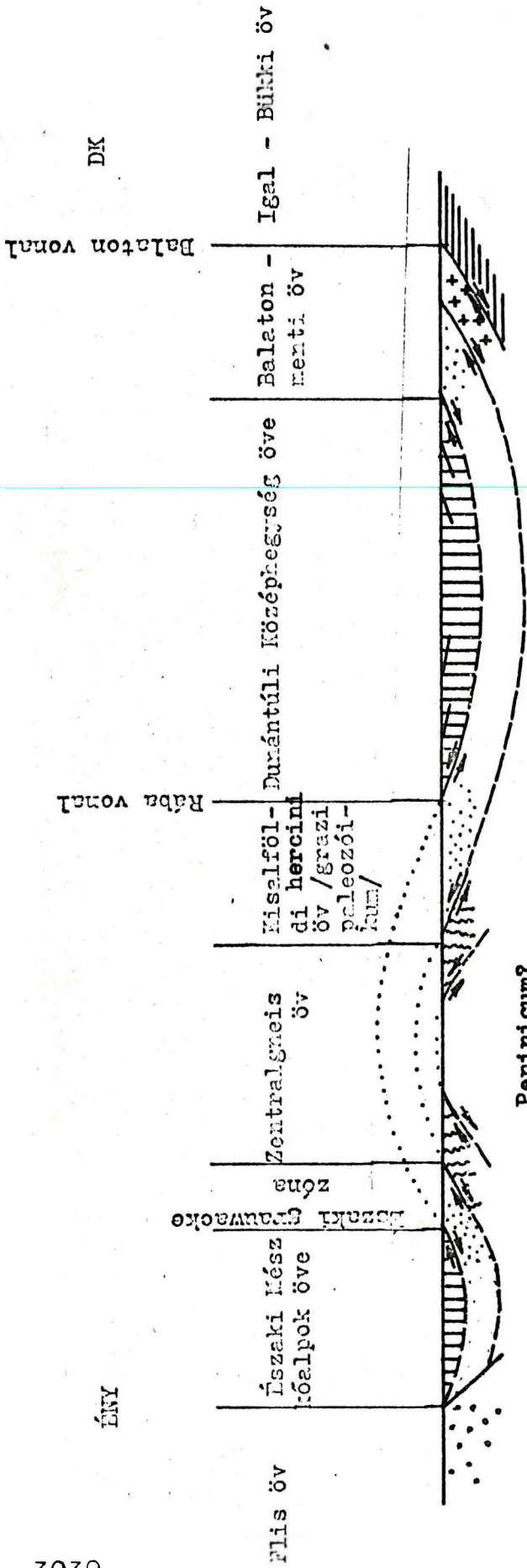
Kraus alááramlási felfogását bemutató ábrák  
Schmidt (1976) munkájából

Jelmagyarázat:

- a) A kettős orogén homlokzónája (Kraus 1932.)  
b) A Subfluenz-zóna lefutása (Kraus 1936.)



6. ábra  
A földkéreg vastagsága Jugoszlávia területén  
 (Dragasevie 1974. ábrája)

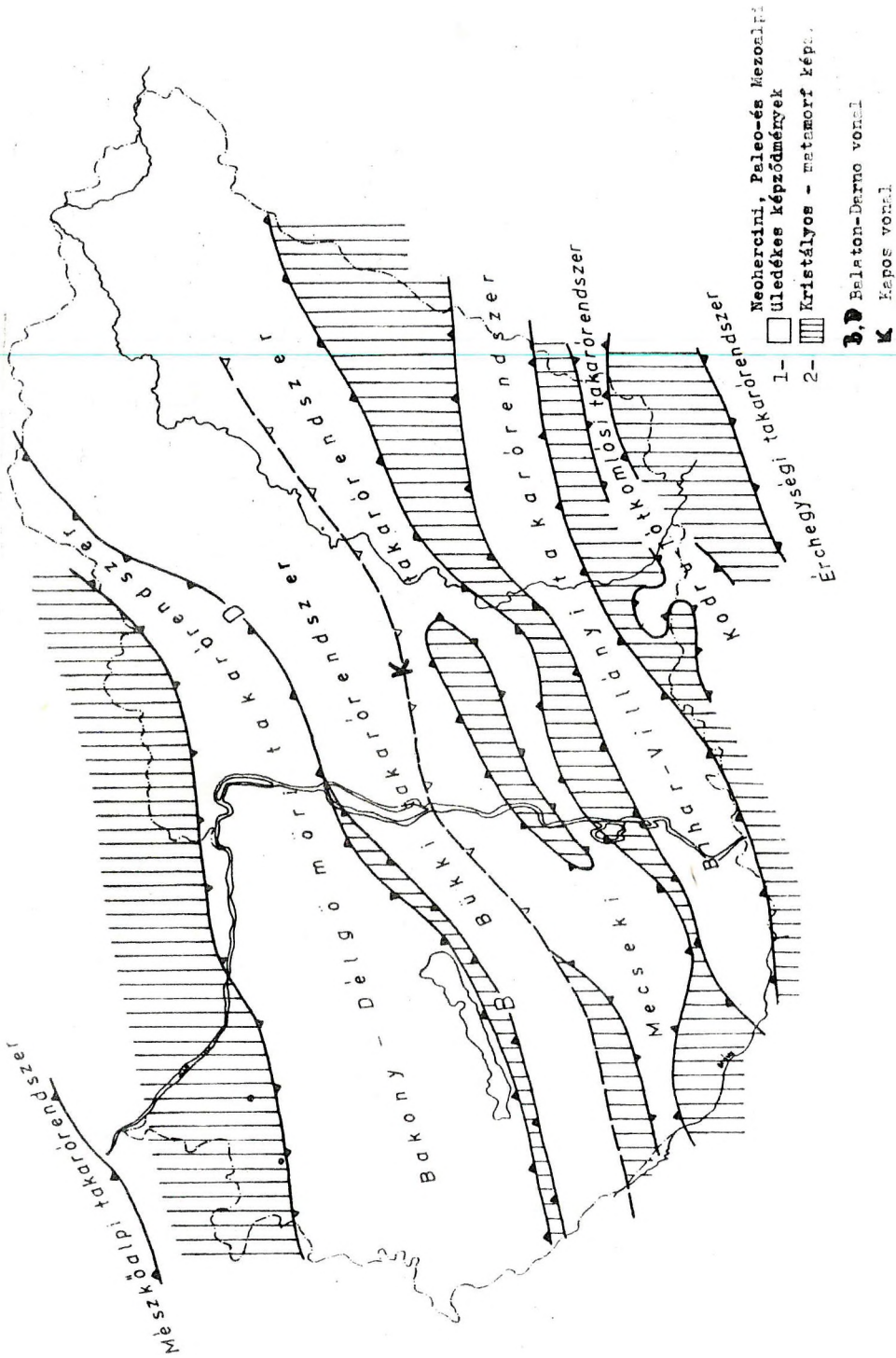


Peninicum?

- 1. Austroalpi fáciesű alpi képződmények
- 2. Anchimetanorfi / hercini? / képződmények
- 3. Gránit
- 4. Közö - és katanetanorfi / prehercini? / képződmények
- 5. Délalpi fáciesű alpi képződmények
- 6. Flis

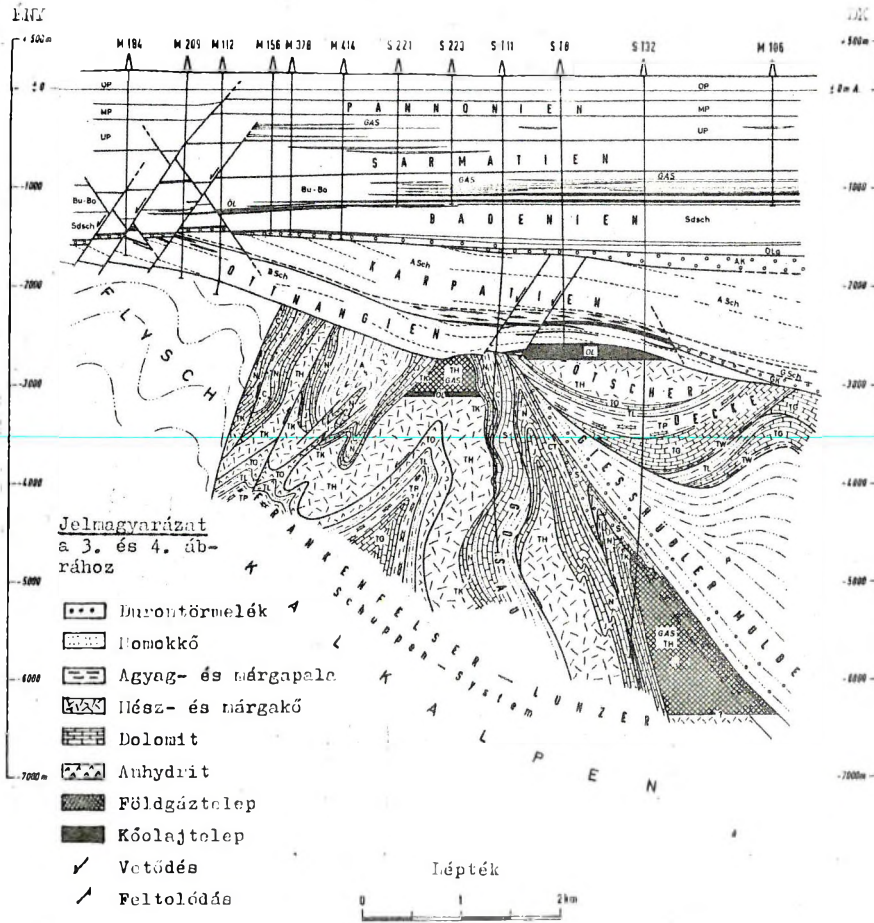
7. ábra

Az Austroalpi egység földtani metszete Bécs és a Balaton között



8. ábra

Az Alpi képződmények szerkezete Magyarországon



OP	Felsőpannon	J	Júra
MP	Közéspannon	TK	Kösseri pala
UP	Alsópannon	TH	Földolomit
S	Szarmata	TO	Opponitzsi pala
Bu-Bo	Bulimina - Bolivina zóna	TL	Lurzi pala
Sdsch	Sandschaler zóna	TP	Partschhi pala
OlG	Felső lagenide zóna	TG	Gutensteini pala
AK	Aderklaai konglomerát	TW	Werfoni pala
ASch	Aderklaai pala		
GSch	Ganserndorfi pala		
GK	Ganserndorfi konglomerát		
BSch	Bockliesser rétegek		
P	Paleocén		
S	Szenon		
OT	Cenoman - Turon		
M	Cenoman	Kréta	
A	Felsőpti - Albai		
N	Neokom		

9. ábra

A Matzen - Schönkirchen - Reyersdorf-i kőolaj - és földgáz-  
mező földtani metszete  
(Kröll - Wessely 1973. ábrája)

OP	Felsőpannon	
MP	Középsőpannon	
UP	Alsópannon	
S	Szarmata	
Bu-Bo	Bulimina - Bolivina zóna	Bádenien
Sdsch	Sandschaler zóna	
OLg	Felső Lagenide zóna	
AK	Aderklaai konglomerát	
ASch	Aderklaai pala	Kárpátien
GSch	Ganserndorfi pala	
GK	Ganserndorfi konglomerát	
BSch	Bockfliesser rétegek	Ottningien
P	Paleocén	
S	Szenon	
CT	Cenomán - Turon	
C	Cenomán	Kréta
A	Felsőapti - Albai	
N	Neokom	
J	Jura	
TK	Kösseni pala	
TH	Földolomit	
TO	Opponitzi pala	Triász
TL	Lunzi pala	
TP	Partnachi pala	
TG	Gutensteini pala	
TW	Werfeni pala	



## ÁLTALÁNOS FÖLDTANI SZEMLE

## T A R T A L O M

1 - 10 - ig.

1. szám. 1971.

Beköszöntő (5-7)

BENDEFY LÁSZLÓ:

A Duna magyarországi szakaszának, valamint a Rába vízrend-  
szerének tektonikai elemei (9-24)Über die tektonische Elemente des oberen Donau - und des  
Raab-Fluss Gebietes in West-Ungarn (25-28)

KÖRÖSSY LÁSZLÓ:

A tektonikai taglalás módszereiről ((29-36)

Hozzászólások

Körössy László előadásához (37-40)

STEGENA LAJOS:

Lemez-tektonika, Tethys és a Magyar medence (41-58)

Hozzászólások

Stegena Lajos előadásához (59-60)

2. szám. 1972.

JASKÓ SÁNDOR:

A pliocénkori lignitképződés törvényszerűségei DK-Európában (5-18)

(Gesetzmässigkeiten der pliozänen Lignitbildung in Südost-Europa) (19-20)

RAVASZNÉ BARANYAI LIVIA:

A szigetivek fejlődése

(Beszámoló a szerző angliai tanulmányutjáról) (21-38)

FOLYÓIRATSZEMLE (39-46)

---

3. szám. 1973.

SZEPESHÁZY KÁLMÁN:

A Kárpátok és az Alföld metamorf képződményeinek kapcsolatai (5-57)

SZALAI TIBOR:

Hozzászólás (58-59)

---

4. szám. 1973.

JASKÓ SÁNDOR:

Az üledékképződés törvényszerűségei a Kárpátokat, Dinaridákat és a Balkánhegységet övező pliocénkori medencékben (5-16)

BENDEFY LÁSZLÓ:

Adatok a Föld globális tömegeloszlási és kéregszerkezeti viszonyainak ismeretéhez (21-30)

(Angaben zur Kenntnis der globalen Mengenverteilungs- und Krustenstrukturverhältnisse der Erde) (31-48)

DARÁNYI FERENC:

Észrevétel a Központi Alpok kristályosmetamorf vonulatának keleti pereméről (49-51)

SZEMLE (52-57)

---

5. szám. 1973.

SCHMIDT E. R.:

Az Atlanti-hát (5-16)

SCHMIDT E. R.:

Forradalom a földtanban az új globális tektonika tükrében (17-30)

FOLYÓIRATSZEMLE (31-34)

---

6. szám. 1974.

BENDEFY LÁSZLÓ:

Emlékezés Papp Károlyra születésének 100. évfordulóján (5-10)

BENDEFY LÁSZLÓ:

Prof. dr. Földvári Aladár és kaukázusi naplója (11-16)

SZALAI TIBOR:

Réthly Antal 95 éves (17-18)

CZAKÓ TIBOR:

Fotogeológus képzés a hollandiai ITC-ben (19-22)

STEGENA LAJOS:

Gondwana problémák. Lóczy Lajos Gondwana-tanulmányai (23-30)

SZALAI TIBOR:

Lóczy Lajos braziliai geológiai kutatásának fontosabb eredményei (31-32)

DUDICH ENDRE:

Megjegyzések a kubai kupkarsztok keletkezéséhez (33-40)

MAHEL', MICHAL (Bratislava)

Grundzüge des Baues der Westkarpaten und die Beziehungen zu den Nachbarsegmenten (41-72)

SZALAI TIBOR:

"Einige Betrachtungen über den geologischen Aufbau der Geosynklinalen des Siebenbürgischen Erzgebirges im weiteren Sinn und der nordwestlichen Karpaten (73-74)

SZEMLE (75-78)

7. szám. 1974.

LORBERERNÉ SZENTES IZABELLA - LORBERER ÁRPÁD:

A mélyszerkezet és a felszínalatti vízkészletek összefüggéseinek vizsgálata a Duna-Tisza közének északi részén

8. szám. 1975.

DR. JASKÓ SÁNDOR:

Az üledékvastagság-változások szabályszerűségei pliocén üledékeinkben (3-22)

S. JASKÓ:

Regularities of Changes in the Thickness of Pliocene Sediments in Hungary (23-24)

SZEPESHÁZY KÁLMÁN:

Az Északkeleti-Kárpátok földtani felépítésének és a kárpáti térségben való nagyszerkezeti helyzetének vázlata (25-44)

K. SZEPESHÁZY:

Geological Setting of the NE-Carpathians and Their Position in the Carpathian System (45-60)

SZEPESHÁZY KÁLMÁN:

Kárpátalja mélytörései, neogén magmatizmusa és ércesedése (61-77)

K. SZEPESHÁZY:

Deep faults, Neogene Magmatism and Ore Mineralization in Sub-Carpathia (78-84)

---

9. szám. 1976.

BECK-MANNAGETTA Peter:

A Keleti-Alpok szerkezete és fejlődése, tekintettel Nyugat-magyarországra (5-15)

(Über Bau und Entwicklung der Ostalpen, mit Ausblick auf Westungarn) (16-20)

SZABÓ ELEMÉR:

A dunántuli karsztbauxittelepek genetikai kérdései (21-48)

(Genetical Problems of the Karst Bauxite Deposits in Transdanubia, Hungary) (49-66)

KOMLÓSSY GYÖRGY:

Laterites bauxit- és vasércképződés Goában (India) (67-89)

(Formation of Lateritic Bauxite and Iron Ore Deposits in Goa, India) (90-101)

-----

Az Általános Földtani Szakosztály rendezvényei  
(1975. jan. 1. - 1976. jul. 1.) (102-103)

10. szám. 1977.

BODOKY T., JÁNVÁRY J., NEMESI L., POLCZ I., SZEIDOVITZ  
Gy-né:

Komplex geofizikai kutatások eredményei a Nyírségben (5-44)

(Results of Complex Geophysical Surveying in the Nyírség Area, NE Great Hungarian Plain) (22-26)

BALLA ZOLTÁN:

A börzsönyi paleovulkán rekonstrukciója (45-112)

(Reconstruction of the Middle Miocene Paleovolcano of the Börzsöny Mountains, NE-Hungary) (87-91)

BODZAY ISTVÁN:

Földtani modell neogénnél idősebb képződményeink szénhidrogénkutatósi perspektíváinak megítéléséhez (113-164)

(Geological Considerations for Assessing the Hydrocarbon Prospects of the Pre-Neogene Formations in Hungary)  
(170-174)

-----

Az Általános Földtani Szemle 1-10 számának összesítő tartalomjegyzéke (185-191)

Contents of N<sup>OS</sup> 1 - 10 of the Általános Földtani Szemle  
(General Geological Review) (192-196)

## ÁLTALÁNOS FÖLDTANI SZEMLE

(GENERAL GEOLOGICAL REVIEW)

## Contents

of N<sup>OS</sup> 1-10No 1. (1971)

SZALAI, T.

Introductory address (p. 5-7)

BENDEFY, L.

Tectonic elements in the upper course of the Danube in Hungary and in the hydrographic system of the river Rába (p. 25-28, with an abstract in German)

KŐRÖSSY, L.

On the methods of tectonic subdivision (p. 29-36)

STEGENA, L.

Plate tectonics, Tethys sea and the Hungarian Basin (p. 41-58)

No. 2. (1972)

JASKÓ, S.

Tectonic control of Pliocene lignite formation in SE-Europe (p. 5-19, with an abstract in German)



RAVASZ-BARANYAI, L.

The evolution of island arcs (report on a study tour in Great Britain) (p. 21-38)

Periodicals Review

No 3. (1973)

SZEPESHÁZY, K.

Comparison of the metamorphic formations of the Carpathians with those of the Great Hungarian Plain (p. 5-57)

No 4. (1973)

JASKÓ, S.

Regularities of sedimentation in the Pliocene basins adjoining the Carpathians, the Dinaric and the Balkan Mountains (p. 5-18, with an abstract in Russian)

BENDEFY, L.

Contribution to the global mass distribution and crust structure of the Earth (p. 21-48, with an abstract in German)

DARÁNYI, F.

Remarks on the eastern margin of the crystalline-metamorphic range of the Central Alps (p. 49-51)

Review

No 5. (1973)

SCHMIDT, E. R.

The Mid-Atlantic Ridge (p. 5-16)

SCHMIDT, E. R.

Revolution in geology - the new global tectonics (p. 17-30)

Review

No 6. (1974)

BENDEFY, L.

100th anniversary of Prof. K. Papp's birth (p. 5-10)

BENDEFY, L.

Prof. A. Földvári and his Caucasus diary (p. 11-16)

SZALAI T.

On the 95th birthday of A. Réthly (p. 17-18)

CZAKÓ, T.

Photogeologist training in the ITC, Netherlands (p. 19-21)

STEGENA L.

Gondwana probleme. L. Lóczy's Gondwana studies (p. 23-29)

SZALAI, T.

Major results of L. Lóczy's geological researches in Brasil.  
(p. 31)

DUDICH, E.

Remarke on cone karst genesis in Cuba (p. 33-40)

MAHEL', M. (Bratislava)

Outlines of the geological structure of the Western Carpathians and their relationship with the adjacent segments. (In German). - (p. 41-72)

SZALAI, T.

Some considerations about the geological setting of the geosyncline of the Transylvanian Ore Mountains (s.l.) and of the Northwestern Carpathians (p. 73-74).

#### REVIEW

#### No 7. (1974)

LORBERER-SZENTES, I., LORBERER, Á.

Investigation of the relationship between deep structure and underground water resources in the northern part of the Danube-Tisza interfluvium (In Hungarian only). (p. 1-39)

#### No 8. (1975)

JASKÓ, S.

Regularities of Changes in the Thickness of Pliocene Sediments in Hungary (p. 3-24)

SZEPESHÁZY, K.

Geological Setting of the NE-Carpathians and Their Position in the Carpathian System (p. 25-59)

SZEPESHÁZY, K.

Deep Faults, Neogene Magmatism and Ore Mineralization in Sub-Carpathia (p. 61-84)

No 9. (1976)

BECK-MANNAGETTA P. (Wien-Vienna)

Über Bau und Entwicklung der Ostalpen, mit Ausblick auf Westungarn (Structure and Evolution of the Eastern Alps, with Regard to Western Hungary) (p. 5-20)

SZABÓ E.

Genetical Problems of the Karst Bauxite Deposits in Transdanubia, Hungary (p. 21-66)

KOMLÓSSY Gy.

Formation of Lateritic Bauxite and Iron Ore Deposits in Goa, India (p. 67-101)

No 10. (1977)

BODOKY T., JÁNVÁRY J., NEMESI L., POLCZ I., SZEIDOVITZ Gy-né  
Results of Complex Geophysical Surveying in the Nyírség Area, NE Great Hungarian Plain (p. 22-26 )

BALLA Z.

Reconstruction of the Middle Miocene Baleovolcano of the Börzsöny Mountains, NE-Hungary (p. 87-91 )

BODZAY I.

Geological Considerations for Assessing the Hydrocarbon Prospects of the Pre-Neogene Formations in Hungary (p. 170-174)