

Issue N<sup>o</sup> 16. sz. füzet

ÁLTALÁNOS FÖLDTANI SZEMLE

A Magyarhoni Földtani Társulat  
Általános Földtani Szakosztályának időszakos kiadványa

Szerkeszti  
a Szakosztály vezetőségének közreműködésével

Kleb Béla

KÉZIRAT

Budapest, 1981.

---

GENERAL GEOLOGICAL REVIEW

Issued occasionally by the Section for General  
Geology of the Hungarian Geological Society

MANUSCRIPT

Budapest, 1981.

Hungary

---

(A közlemények tartalmáért egyedül s szerzők felelősek)  
(The authors are solely responsible for the contents of their papers)



TARTALOM - CONTENTS

	Oldal	Page
HEGYI József, KISS Emil, SZLABÓCZKY Pál		
Általános földtani eredmények a budapesti METRÓ vonalak földtani kutatásaiból	5	
General geological results of the geological investigation of the Budapest subway lines		12
MÉSZÁROS József, TÓTH Imre		
Vízszintes elmozdulások Ajka térségében és gyakorlati jelentőségük	25	
Horizontal dislocations in the surroundings of Ajka and their practical importance		32
BALLA Zoltán, BAKSA Csaba, FÖLDESSY János, HAVAS László, SZABÓ Imre		
Mezozoos óceáni litoszféra-maradványok a Bükk-hegy- ség délnyugati részén	35	
Mesozoic oceanic lithosphere remnants in the south- western part of the Bükk Montains		56
BALLA Zoltán		
Magyarország kréta-paleogén képződményeinek geodi- namikai elemzése	89	
Geodynamic analysis of the Cretaceous-Paleogene formations of Hungary		144





ÁLTALÁNOS FÖLDTANI EREDMÉNYEK A BUDAPESTI METRÓ  
VONALAK FÖLDTANI KUTATÁSAIBÓL

Hegyi József, Kiss Emil Zoltán, Szlabóczky Pál<sup>x</sup>

Mots-clés BRGM-CNRS tárgyszavak: Sedimentologie, hydrogeologie,  
geophysique, diagraphie, oligocene, miocene; Budapest, ill.: 12

Az Országos Földtani Kutató és Furó Vállalat, a METRÓBER és UVATERV megbízásából 1966 - 1980 között, az épülő budapesti metró-vonalak kutatására kb. 500 db, 20 ezer fm földtani kutató furást mélyített. (Ezen felül több 100 műszaki furást az építkezésekhez). A kutató furások mélysége 30 - 200 m között volt. Az általános földtani szempontból jelentősebb 100 m - 200 m-es furások mennyisége 15 - 20 db. A furásokkal megkutatót nyomvonal szakaszokat az 1. ábrán vázoltuk fel.

Az OFKFKV a furáson kívül elvégezte a rétegsor leírását, karotázs mérést, kőzettani laboratóriumi vizsgálatokat és ezek alapján földtani szakvéleményt készített az UVATERV talajmechanikai értékeléséhez.

---

x

Előadva a Magyarhoni Földtani Társulat Általános Földtani Szakosztályának 1979. szeptember 5-i ülésén.

Kézirat beérkezett: 1980. március 5-én

A vállalat komlói Központi Laboratóriuma kb. 300 db furás, 6000 db kőzetmintáját vizsgálta (szemeloszlás, karbonát, vastartalom, vasoxidációs fok, talajszulfát, mikromineralógia, mikrofauna, palynológia, nannoplankton, makroszkópos minta leírás, néhány esetben vékonycsiszolat leírás, DTA vizsgálat). A makrofauna vizsgálatokat az ELTE földtudományi tanszékei végezték alvállalkozásban. A metrós kutatásokkal érintett földtani képződményeket (részben formációkat) a 2. ábrán foglaltuk össze.

Ezek mérhető paramétereinek statisztikus feldolgozását mutatjuk be a 3., 4., 5. és 6. ábrákon. Az ábrák segédeszközül szolgálnak a viszonylag rövid, 30 - 50 m-es harmadkorú furási szakaszokból történő tájékozódáshoz. Mind a három féle feldolgozásban ugyanazokat a furásokat vettük alapul, az ábrázolt összletenként (az egész területről elszórtan) 8 - 12 db-ot, kb. 450 - 500 fm-eket. Minden összletből a paleontológiailag is biztosan odatartozó furás szakaszokat választottuk ki. A metrós kutatásokban jól elkülöníthető összleteket jelöltünk ki, amelyek részben formációk (pl.: Budai Márga) másrészt földtani összletek (pl.: alsó-középső bádeni)

A 3. ábra kíván némi magyarázatot. Mivel a kutatás közben, a helyszíni makroszkópos rétegsor leírásnál már következtetnünk kell a formációra (összletre), feldolgoztuk a rétegösszetételt, rétegvastagság és kőzettani változások szerint. A kőzet réteg mennyiséget darab %-ban, és folyóméter %-ban is feldolgoztuk. Példaként néhány, az ábrából leolvasható megállapítás:

Hasonló a rétegvastagság megoszlása a Budai Márga és Tardi Agyag Formációknak, ugy szintén az eggenburgi (?) és alsó-középső bádeni képződményeknek. Ugy a Budai Márga, mint a Tardi Agyag furási szakaszok 3-3 fm% tufigén réteget tartalmaznak, de ezek tulnyomóan csak 1 m-nél vékonyabbak. A közismerten mész szegény Tardi Agyagban kevés márga közbetelepülés is található. Ezt igazolják a 4. és 7. ábrák is.

A Kiscelli Agyagban 25-35 %-kal kevesebb az 1 m-nél vékonyabb réteg ("köz-  
betelepülés"), mint az egész, a felső eocéntól a szarmatáig terjedő rétegsor-  
ban.

A felső oligocén összlet 32 %-a homok, agyagos homok, homokkő, 65 %-a ho-  
mokos agyag, agyag, aleurit és csak 3 %-a márga, eltérően a korban alatta  
és felette települő képződményektől.

A felső oligocén és alsó miocén (eggenburgi?) képződményekben hasonló a ho-  
mokos kőzetek aránya. A fiatalabb miocén koru meszes formációknál a bádenni-  
ben több a homokkő (13 %), mint a szarmatában (3 %).

Mindezeken kívül még igen sok litosztratigráfiai jellemző olvasható le a 3. ábra  
diagramjairól, az egyes összletek, ill. formációk üledék képződési dinamizmu-  
sáról.

A karbonát eloszlásról (4. ábra) néhány megállapítás: A Budai Márga "két pupu"  
mésztartalom változása a formáció alsó (67 %  $\text{CaCO}_3$  tartalom), és felső (45 %-  
os) szakaszait különbözteti meg.

Az 5 % mésztartalom körüli Tardi Agyagon belül megjelenő magas mésztartalmu  
köz-betelepüléseket a karotázsszelvények is igazolják (7. ábra).

A Kiscelli Agyag és a felső oligocén képződmények karbonát tartalom eloszlása  
hasonló. A Kiscelli Agyag 2/3-a nem éri el a márga ( $\text{CaCO}_3 = 20\%$ ) értéket.

Jellegzetes az alsó miocén összlet két maximumos görbéje a szárazföldi, "kilo-  
gozott" rétegek ( $\text{CaCO}_3 = 5\%$ ) miatt. Az alsó bádénitől a szarmatáig haladva a  
mésztartalom eloszlások hasonló alakúak.



A "meszesnek" ismert bádeni és szarmata formációk csupán 5 %-nál kisebb hányadánál emelkedik a karbonát tartalom 60 % fölé, az átlag 12 % (±) körüli.

A furási rétegsorokról kutatás közbeni gyors információt kapunk a "nyers" karotázs görbe seregéből, ezért elkészítettük a feldolgozott összletek (formációk) karotázs paraméter eloszlás görbéit elektromos ellenállásra (AB 2, 8, ill. 3 m-es gradiens szonda), és természetes radióaktivitásra (5., 6. ábrák). Ezek különösen az elsődleges földtani kor határ megállapításukhoz nyújtanak nagy segítséget.

Néhány jellemző adat a görbékről:

Az 5. ábra alsó diagramján szereplő paleogén formációk ellenállás eloszlása is igazolja, hogy ezek a viszonylag "egy veretű" képződmények, az uralkodó kőzet típusoktól eltérő kőzetet is tartalmaznak jelentős arányban. Például a kemény meszes és ezért nagy ellenállású Budai Márgában 20 % körüli a kis ellenállású kőzet, ami a 3. ábra alapján főként vékony tufogén közbetelepüléseket jelent.

A kevés szarmata mészkő adat ellenállás tartománya alacsonyabb, mint a Lajta Mészkő ellenállás maximuma, az utóbbi alacsonyabb agyagtartalma miatt.

A felső oligocén homok mind két paraméterü eloszlása valamivel agyagosabb összetételre utal, mint az alsó miocén homokkő. Ez összhangban van a 3. ábra jobb oldali diagramjaival, mivel a homokos agyag, agyag és aleurit fm% összege a felső oligocénnél 69 %, az alsó miocénnél 60 %.

Az 5. és 6. ábrán látható elektromos és radiológiai kőzetjellemzők karotázs alkalmazására látunk példát a 7. és 8. ábrákon. A bemutatott természetes gamma és ellenállás szelvény folyamatos, objektív információjával bizonyítja a Tardi Agyag alsó és felső átmeneti szakaszait és a meszes közbetelepülések

néhány méterenkénti gyakoriságát. A 8. ábrán szembetűnő az oligocén - miocén határon hirtelen megugró, majd fölfelé lassan csökkenő ellenállás profil, ami transzgressziós szakaszként értelmezhető. A kor határt (amit a mikrofauna vizsgálat is igazolt a 9. ábra szerint) a PS görbe is jól mutatja (só tartalom változás?).

A hazai geológiában mindenkor aktuális oligocén - miocén határ kérdés a metrós szelvényekben is gyakori probléma. Ennek értékelésére szerkesztettünk össze 3 furást. A H-20-as a Körönd környéki, a 304 és 305-ös Kálvin tér környéki. A tengeri - szárazföldi rétegsor változás miatt ábráztuk a kőzet oxidációs állapotot (szin és  $O_{Fe}$ ), valamint a helyi dusulások miatt a biotit arány vertikális változását. Központi Laboratóriumunk feldolgozása szerint a 10 %-nál magasabb biotit tartalmak a vizsgált minták százalékában:

Alsó - középső bádéniben	5 %
Alsó miocénban	9 %
Felső oligocénban	36 %
Középső "	37 %

Ez azt jelenti, hogy a biotit a tufigén kőzetektől mentes középső és felső oligocénban sokkal gyakrabban dusul 10 % fölé, mint a vulkanizmussal jelentkező miocén kőzetekben.

A problematikus kor határ miatt tanulmányoztuk a kétféle koru homok szemeloszlás változásait. Az erre legjellemzőbb Dm és U értékeknél nem találtunk lényeges eltérést. Ezt tipikus görbékkel igazoljuk a 10. ábrán. A miocénban megjelenő durva szemű, kissé apró kavicsos homok jelent lényeges eltérést, de a felső oligocén és miocén homokok szemcseösszetételi görbéje közel azonos.

A félezer metró furás a földtan sok területéről hozott lényeges, új eredményt, úgy budapesti, mint általános vonatkozásban ! Néhány érdekes szerkezet-földtani és hidrogeológiai példát ismertetünk.

A furási maganyagon, még a kőzettani leíráshoz szükséges szétverés előtt felmérjük a törési elemeket (a Mérnökgeológiai Szemle 1978/20. számában ismertetett módon). A 11. ábrán feldolgoztuk (13 furás adataiból) a pleisztocén kavics alatti, harmadkoru (felső oligocén és miocén) térszinttől lefelé haladva, a csuszási rovátkáltsággal jelzett csuszólapok mennyiségi eloszlását. A pleisztocén diszkordancia felülettől lefelé haladva jelentős csökkenés mutatkozik. 40 m-en belül 39 %-ról 15 %-ra csökken a 10 fm-es mélység szakaszokra eső csuszólapok aránya. Tehát a harmadkoru összlet erodált tetején többszörös a csuszólapok száma az összlet belsejéhez képest. Ezt, a földtörténeti terhelés csökkenést követő vertikális expanzió okozhatta, mivel az összlet "tágulása" meghaladta a kőzet rugalmas alakváltozását. A Mohr-féle sikrendszer mentén a térszin felé növekvő mennyiségben, kis elmozdulások halmaza keletkezett. Ezt igazolják azok az Y alakú csuszólapok is, amelyeket néhány U-jelű furás földtani naplójában leírtunk, ill. fényképeztünk.

Az alagut építés műszaki földtani értékeléséhez és a vetőzónák szerkesztéséhez mértük az érintetlen furási maganyag (és kaliber szelvény) tört szakaszainak vastagságát is.

Az előbbi 13 db Dimitrov tér - Deák tér-i furásnál feldolgoztuk a tört zóna függőleges vastagság eloszlást. Eredmény a következő:

Tört zóna vastagsága (m)	aránya (%)
0 - 5	34
5,1 - 10	33
10,1 - 20	27
20,1 - 30	5
> 30,1	2



A furásokban gyakran jelentkeztek figyelemre méltó hidrogeológiai adatok. A 12. ábrán vázlatos egyszerűsítéssel mutatjuk be a Gellért forrás környezetét. Az ábrából is megállapítható, hogy a Duna medri T-6 furás adatai alapján a Gellért hegy előterében nem csak a közismert Szökevény forrásoknál, hanem az egész meder területén lehetnek melegviz felszivárgási zónák. A T-6 furásban, a 30 m mélység körüli Budai Marga tetejéről a pontonra kifolyó vizet kaptunk. A rátelepülő Tardi Agyag töredezett, emiatt vízvezető állapota.

A Gellért tér-i furásokban mért hőmérséklet értékek a termálvízvezető zóna fedőjében jelentős hőfluxust mutatnak.

A Nemzeti Uszoda területén mélyült H-5 furásban a Kiscelli Agyag felső 100 m-ében mért geotermikus lépcső  $5 \text{ m/C}^{\circ}$ , szintén meglepően alacsony érték.

# GENERAL GEOLOGICAL RESULTS OF THE GEOLOGICAL INVESTIGATION OF THE BUDAPEST SUBWAY LINES

by

Hegyi, J., Kiss, E., Szlabóczy, P.

## ABSTRACT

The Hungarian Geological Exploration and Drilling Company (Várpalota) has been charged to carry out geological exploration before the designing of the Budapest subway lines. Altogether 20 thousand metres were drilled (about 500 boreholes). On this basis the authors evaluated some of the geological parameters of the geological formations occurring in the subsoil of Budapest (Fig. 2.) The statistical results obtained by the processing of numerical stratigraphic, chemical and geophysical parameters are presented in Figs. 3-6.

The rapidly obtainable, objective and measurable information represented by the parameters of borehole logging characterize fairly well the discernable units. This provided considerable help to the designers.

The Oligocene/Miocene boundary has been a matter of discussion in Hungary since half a century. It is problematic in this case, too. A few examples are presented in Fig. 8-10.

Fig. 11. illustrates the distribution of sliding planes related to the Tertiary erosion surface. It is interpreted in terms of vertical expansion ensuing the decrease of load.

Manuscript received: 15. December, 1980.

Address of the authors:

Hegyi József, Kiss Emil Zoltán, Szlabóczy Pál

Országos Földtani Kutató és Furó Vállalat  
Várpalota, Pf-77.

H - 8101



## Ábraalírások - Captions

1. ábra A METRÓ kutatások helyszíni vázlata
2. ábra A feltárt képződmények összevont rétegoszlopa
3. ábra Rétegstatisztikai feldolgozás
4. ábra A mésztartalom eloszlása
5. ábra Elektromos ellenállás eloszlás
6. ábra Természetes rádióaktivitás eloszlás
7. ábra A Tardi Agyag a H-7/1 furás karotázs szelvényében
8. ábra Az oligocén - miocén határ a 304-es furás karotázs szelvényében
9. ábra Oligocén - miocén átmenet furás szelvényei
10. ábra Oligocén - miocén határ körüli homok minták szemeloszlási görbéi a METRÓ 304-es furásból
11. ábra A csuszólapok mennyiségének csökkenése a harmadkori képződmények tetejétől a mélység felé (Kálvin tér - Dimitrov tér)
12. ábra A Gellért tér környékének blokkshelvénye

- Fig. 1. Location sketch of the subway investigations
- Fig. 2. Overall lithological column of the formations studied
- Fig. 3. Statistical distribution of beds
- Fig. 4. Distribution of carbonate content
- Fig. 5. Distribution of electric resistivity
- Fig. 6. Distribution of natural radioactivity
- Fig. 7. Tard Clay in the log of borehole H-7/1
- Fig. 8. The Oligocene/Miocene boundary in borehole log 304
- Fig. 9. Borehole profiles of the Oligocene-Miocene transition
- Fig. 10. Sand granulometry around the O/M boundary in borehole 304
- Fig. 11. Decrease in the number of sliding planes from the top of Tertiary formations downwards (between Kálvin and Dimitrov squares)
- Fig. 12. Block diagram of the Gellért Square area

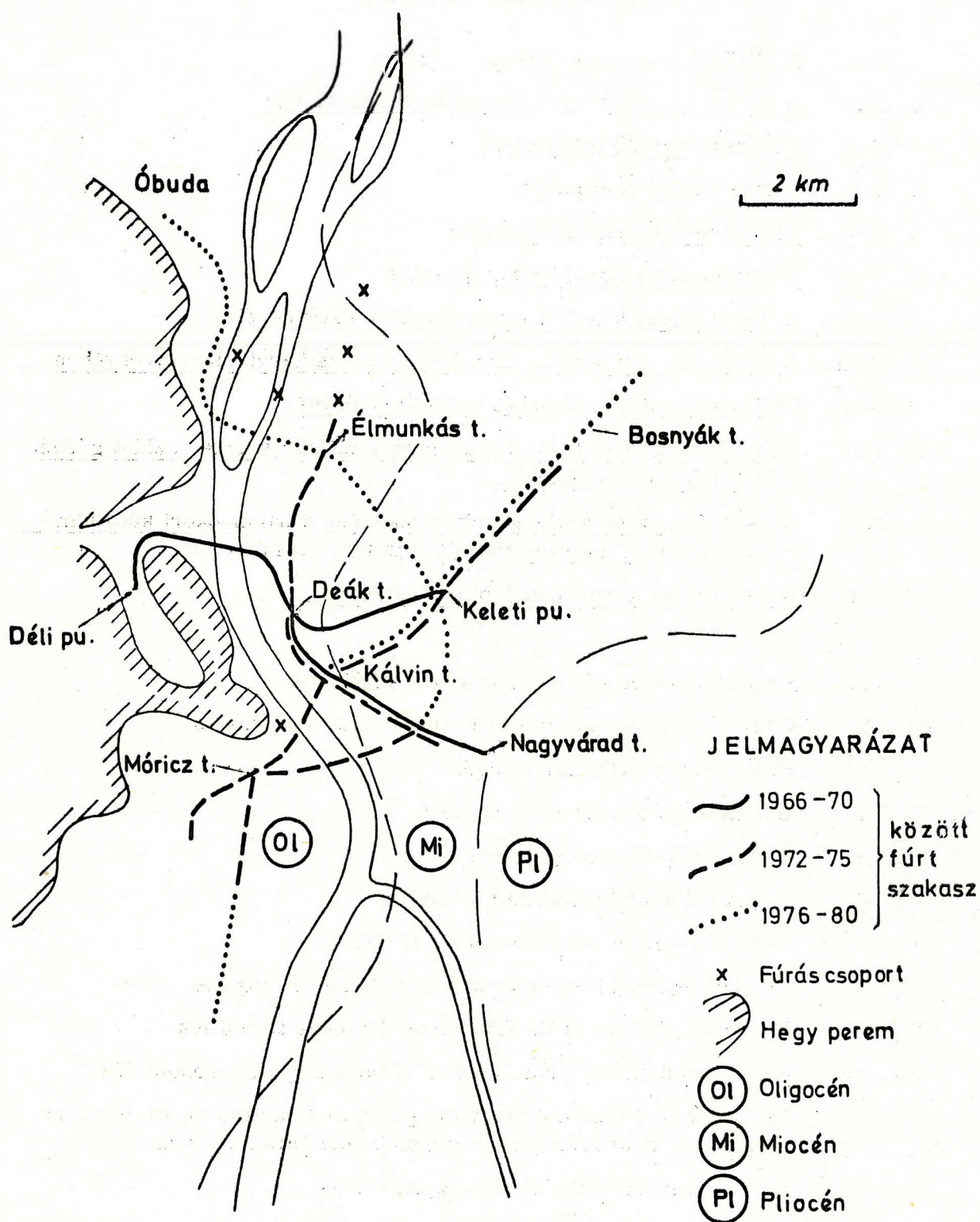


Fig. 1. ábra





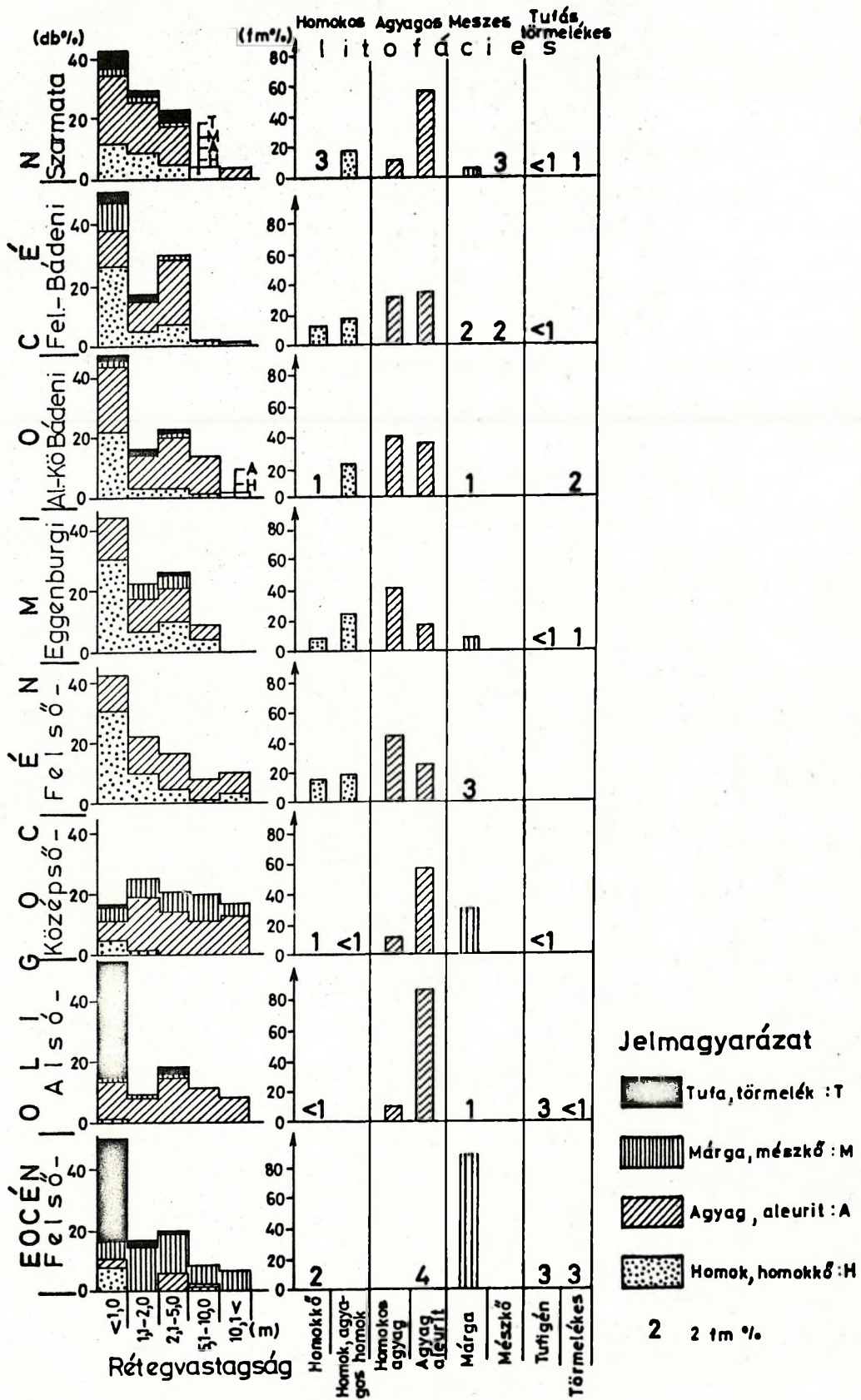


Fig. 3. ábra



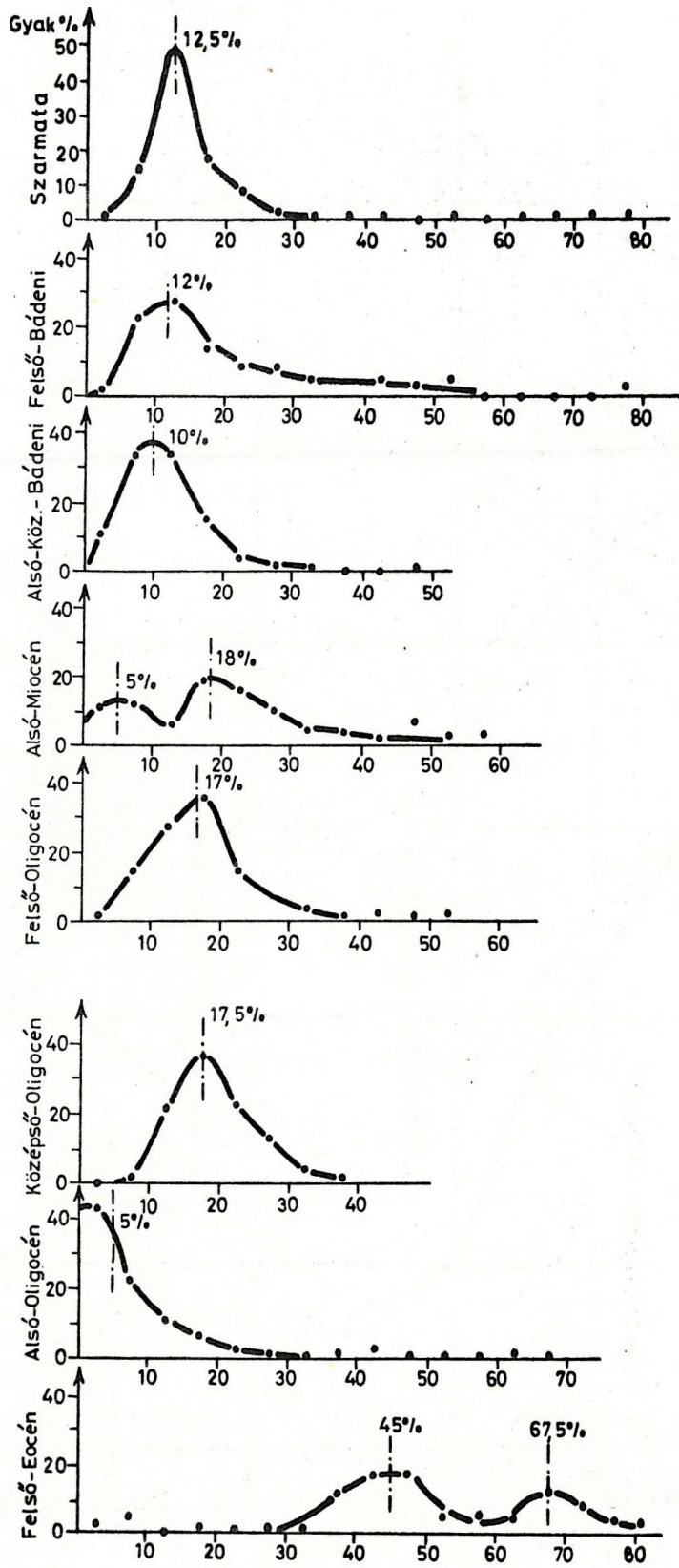


Fig. 4. ábra

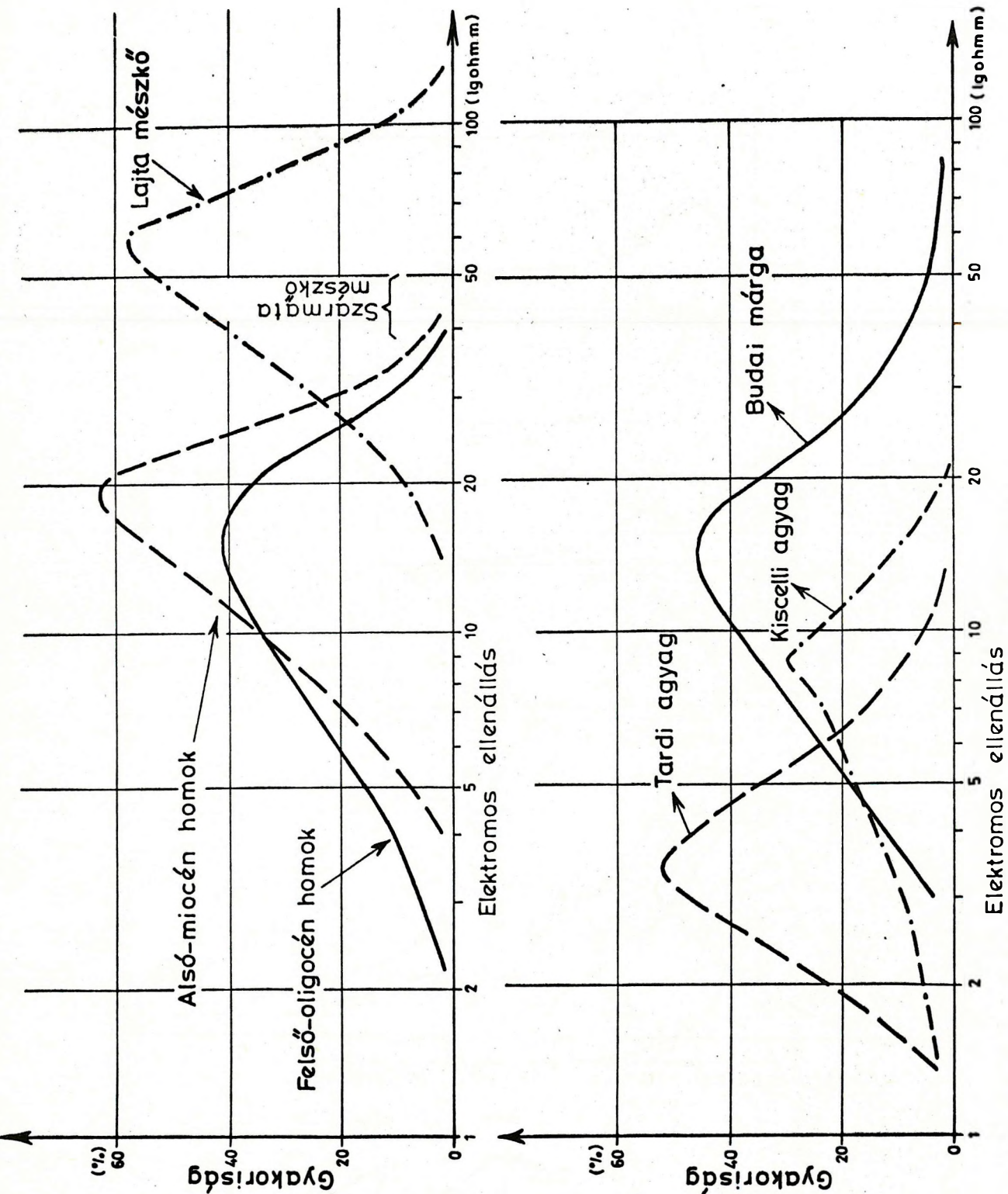


Fig. 5. ábra

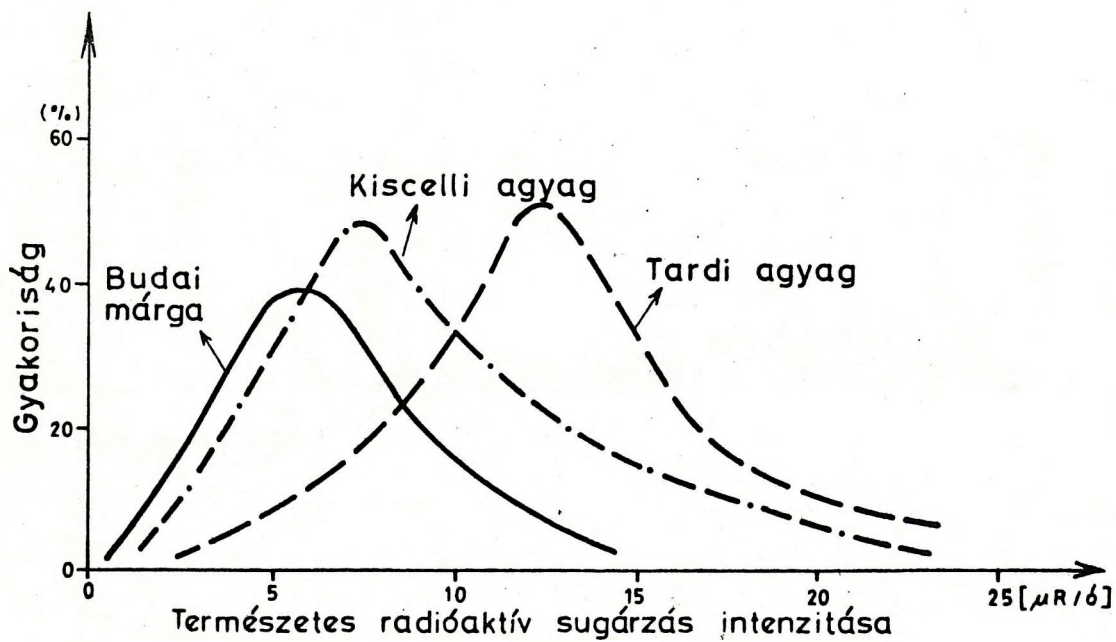
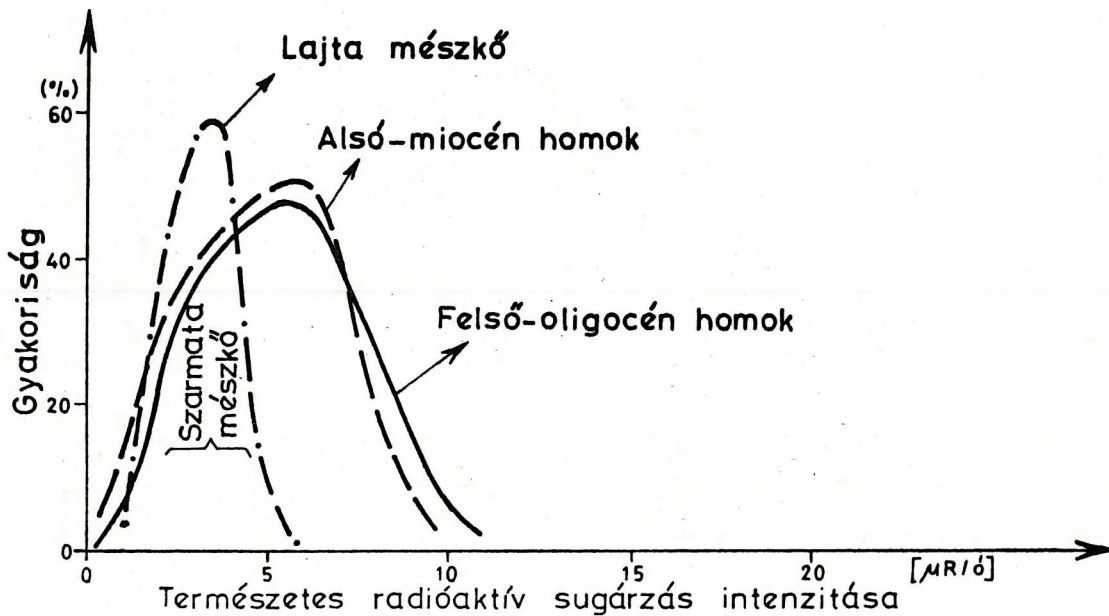


Fig. 6. ábra



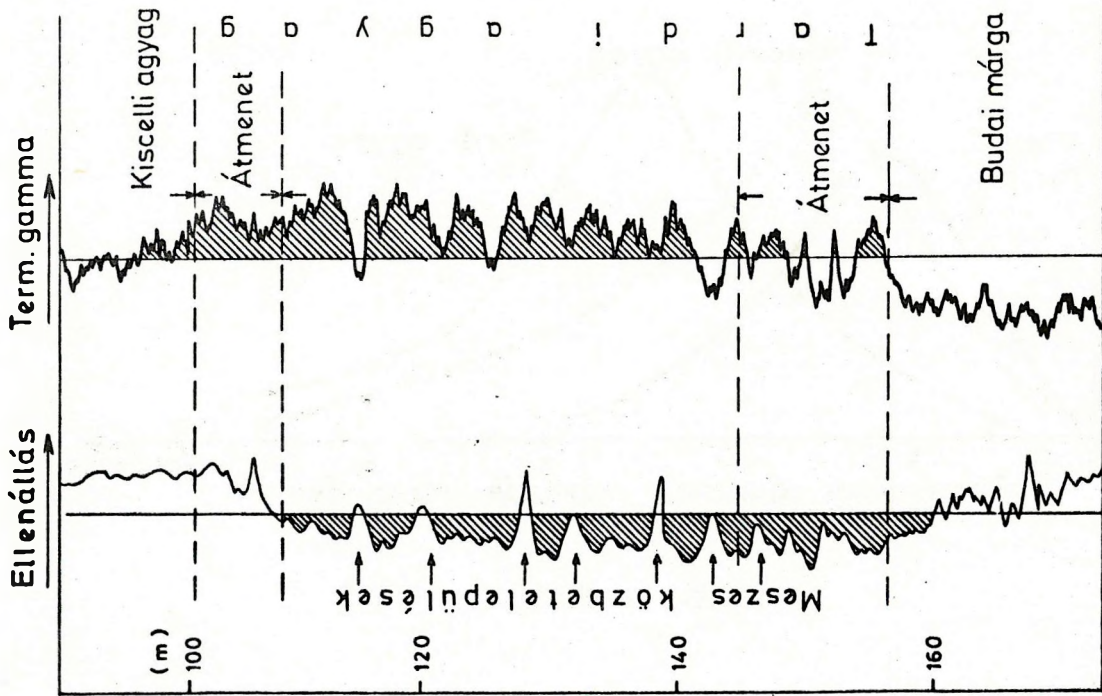


Fig. 7. ábra

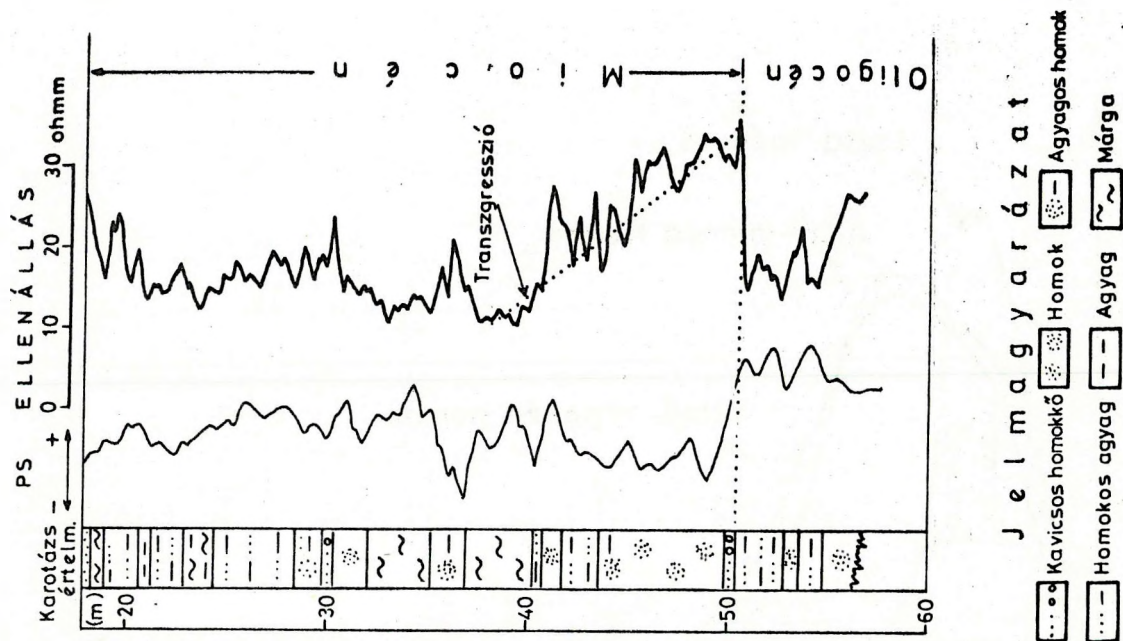


Fig. 8. ábra



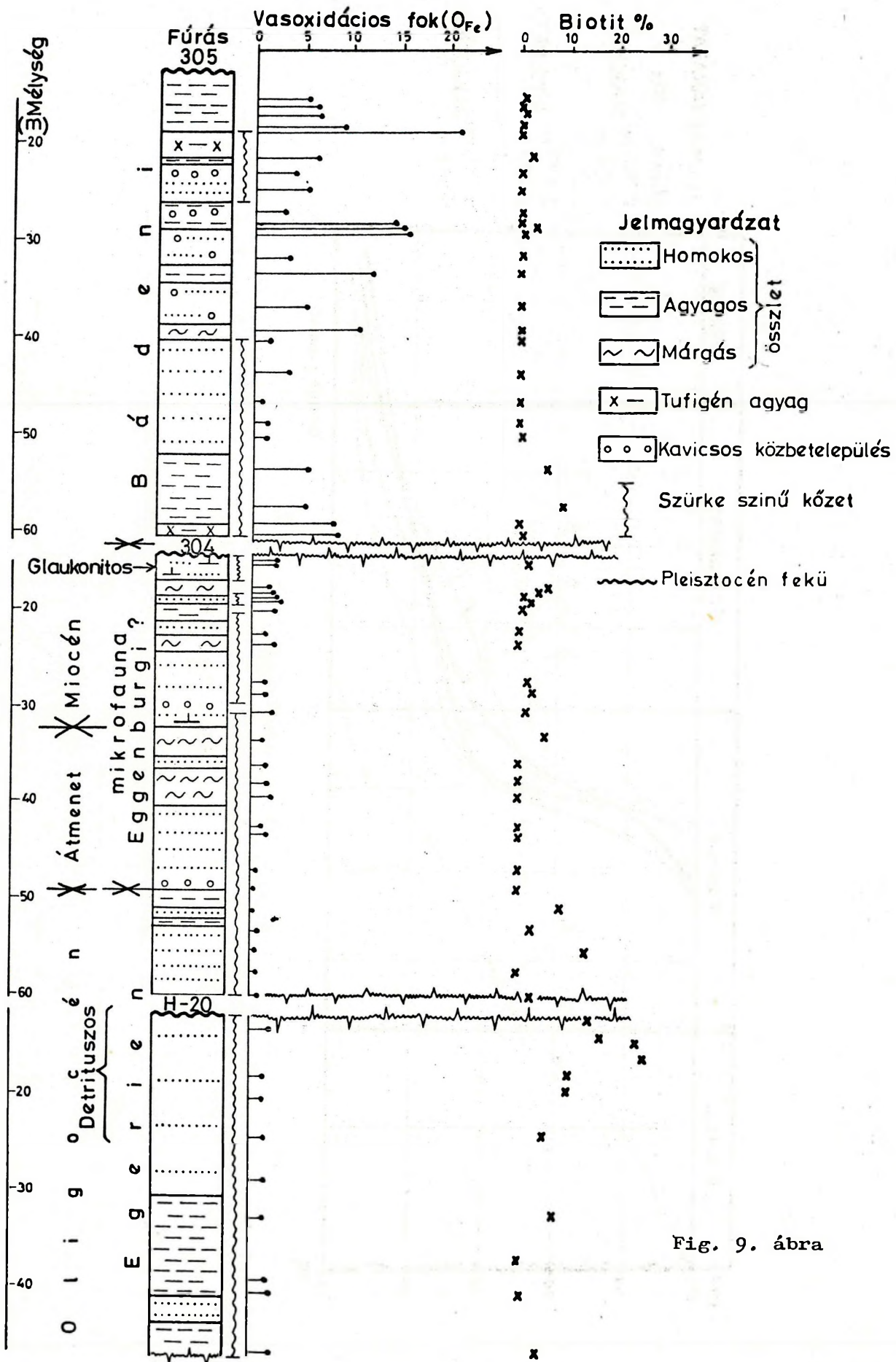


Fig. 9. ábra

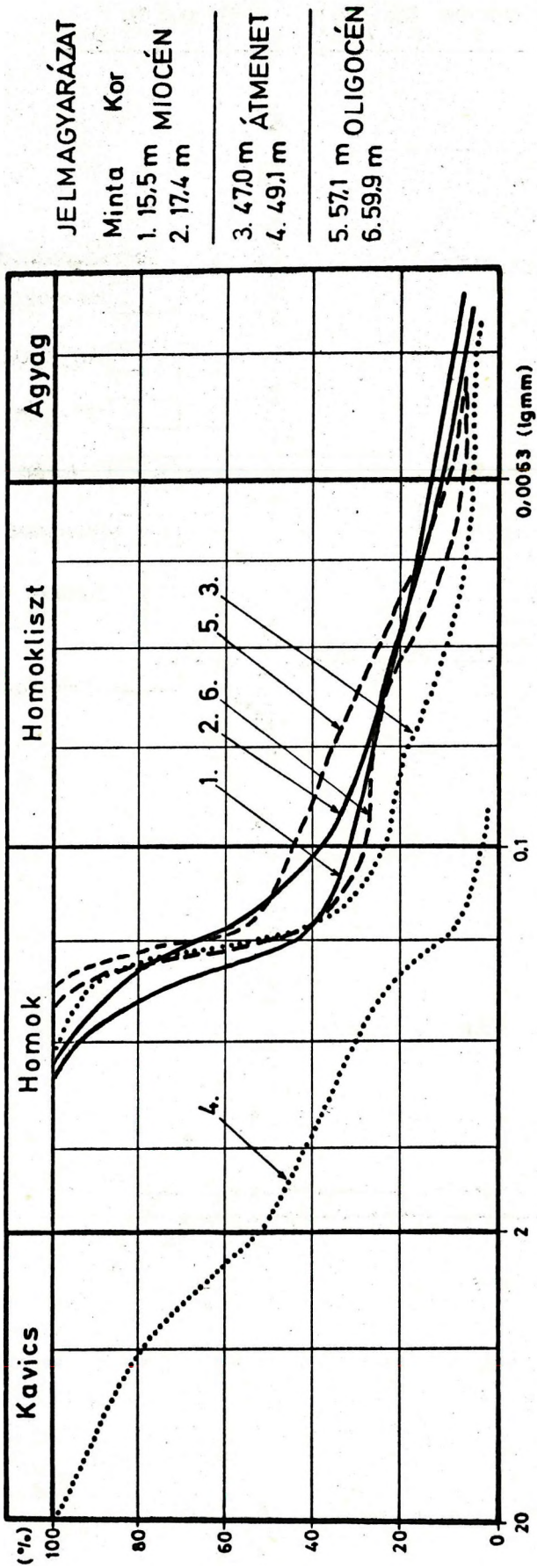


Fig. 10. ábra

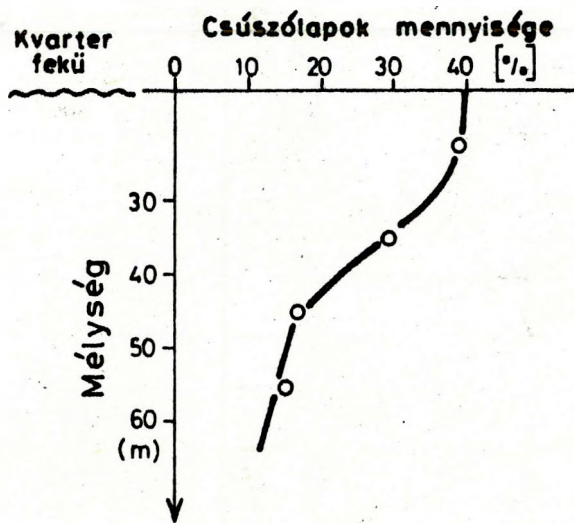
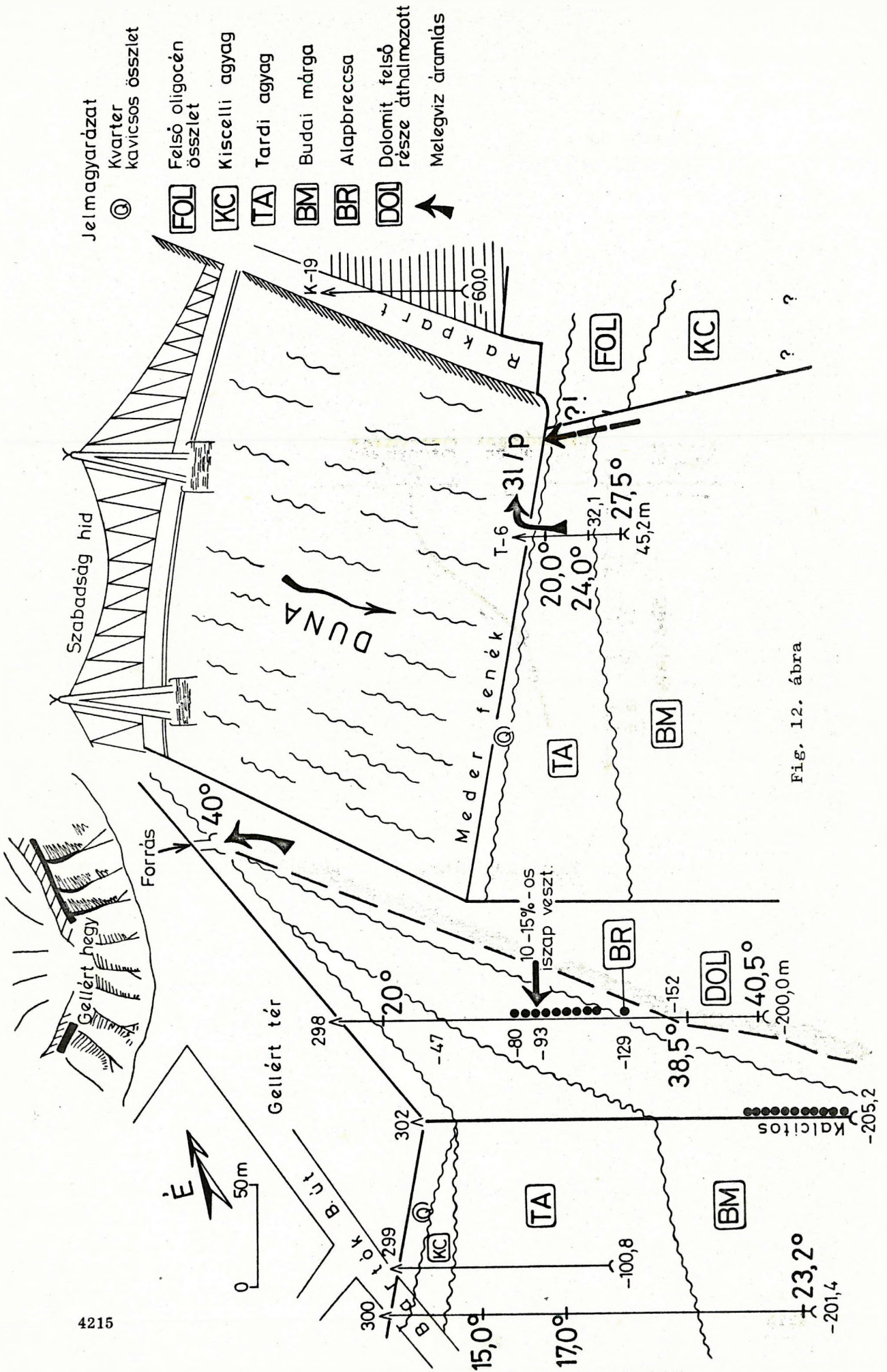


Fig. 11. ábra





VIZSZINTES ELTOLÓDÁSOK AJKA TÉRSÉGÉBEN  
ÉS GYAKORLATI JELENTŐSÉGÜK

Mészáros József, Tóth Imre<sup>x</sup>

Mots-clés BRGM-CNRS tárgyszavak: Tectonique, tectonique-plaque, bauxite; Transdanubie-Centrale-Hongrie (Montagne-de-Bakony). ill. : 1

Az ajkai barnakőszén medence és környékének tektonikai arculatában a vízszintes eltolódások jelentős szerepet játszanak. A gyakran vertikális összetevővel is kísért horizontális irányú eltolódások nagysága ezen a területen a néhány métertől, a két kilométerig változó. Ajka tágabb térségének részletes tektonikai vizsgálata során (MÉSZÁROS J. 1978, 1980.) kirajzolódott a több fázisú és irányú vízszintes eltolódások rendszere, valamint ezek nyersanyagokkal való kapcsolata.

A blokktektonikával bonyolult kombinációt alkotó vízszintes eltolódások a vizsgált kisebb területegységen is egységükben láthatók (1. ábra). Sikjaik felszíni lefutását enyhe íves hajlat, az azonos fázisba tartozók szigorú párhuzamossága jellemzi. A sikok közötti blokkok eltolódásának mechanizmusa ilyen szigorú szabályszerűség nélkül értelmezhetetlen lenne.

---

<sup>x</sup> Előadva a Magyarhoni Földtani Társulat Általános Földtani Szakosztályának 1979. október 31-i ülésén.

Kézirat beérkezett: 1980. április 10.



Vízszintes eltolódással jellemzett tektonikai vonalak eddig megállapított hosszúsága helyenként meghaladja a 10 km-t is. Elvégződésük, elhalásuk megismerése további részletes vizsgálatokat igényel. Az idős, baloldali eltolódások – eddigi ismereteink szerint – felpikkelyezett zónákban halnak el. A fiatal, jobboldali eltolódások a vizsgált területen túl is mindenütt folytatódnak, s elvégződésük megismerése a mozgások jellegét illetően biztosítana újabb adatokat.

Jelen cikkben vizsgált fiatal, jobboldali eltolódásokat<sup>x</sup> gyakran kísérő függőleges összetevő mutatkozhat vető, vertikális törés, feltolódás formájában, sőt – mint a Padragi bányák mezejében észlelhető, – az elvonszólódási sík vetőből feltolódásba hajolhat át. Mindezek a pontosan definiálható tektonikai formák a vízszintes eltolódások esetében látszólagosnak vagy formainak nevezhetők.

A vízszintes eltolódások terepen igen ritkán észlelhetők. Részletes szerkezet-földtani elemzés nélkül általában nem ismerhetők fel.

A közvetlen felszíni felismerést gyakorlatilag lehetetlenné teszi, hogy a függőleges összetevőjű tektonikai mozgások esetében megszokott morfológiai, földtani kritériumok a vízszintes eltolódások jelenlétekor nem jelentkeznek következetesen, sőt éppen ellentétesen is mutatkoznak. A vízszintes eltolódások gyakori függőleges összetevője kis távolságokon belül nullára csökkenhet, s mintegy ollós vetőként formai feltolódásban folytatódhat tovább. Mindezen zavaró megjelenési formák mellett a fő horizontális összetevő nagyságrendje mind laterálisan, mind a mélység felé változó lehet. A felsorolt és bonyolultnak tűnő jellemzők elsősorban a padragi bányák és a halimbai bauxitbánya vágataiban észlelt tényadatokból rajzolódtak ki.

A tágabb térségben, a felszíni feltárásokból és néhány kritériumból megszerkesztett rendszer elsősorban a bányabeli megfigyelésekre épül. Számos jelenléte azonban ezideig még csak geometriai magyarázata van, s ez

---

<sup>x</sup> Jobboldali eltolódás – az eltolódási síkra bármely irányból merőlegesen nézünk, a sík tulsó oldalán lévő blokk tőlünk jobboldalra elmozdult helyzetű. A baloldali ennek fordítottja. (Szerkesztői megjegyzés).

közismerten számos variációt rejt magában. Az esetek mindegyikére érvényes földtani értelmezéshez még további alapos vizsgálatok szükségesek. Lehetőségeinkhez mérten ilyen típusu megfigyeléseket folyamatosan végzünk, s példaként a jelenségek földtani értelmezéséhez az alábbi emelnénk ki.

A vízszintes eltolódások nagyságrendjének vertikális változékonysága többféle modellel magyarázható. Földtani értelemben ilyen vertikális változékonyság azt jelenti, hogy a fiatalabb szerkezetekben, a neogén üledékekben a horizontális összetevő egy-ugyanazon vízszintes eltolódásnál kisebb és kisebb. Például a Városlódnél, a triász-jura rétegekben, nagy pontossággal megállapítható 500 m-es eltolódás, a fedő neogén szerkezetben Magyarpolánynál a felszínen csak 200 m (1. ábra). A jelenség földtani megoldására bányabeli adatok vezettek rá. A halimbai bauxitbányában mintegy 100 m-es második fázisu vízszintes eltolódás jelenlétét állapítottuk meg. Az elvonszolódási zóna mentén a bauxit széles sávban iparilag értéktelen, duzzadó agyaggá gyuródott át. Ugyancsak ebben a bányában sikerült megfigyelni, hogy egy 140 m-es tértágulásos larámi vető mentén csupán néhány cm vastag vetőkitöltő agyag van. Csak ezen két adat alapján is egyértelművé vált, hogy az eltolódás menti tektonikus "átgyurtság" nem egy gyors, egyszeri jelenség eredménye, hanem hosszú időn át tartó, megisméltlődő folyamat végső terméke. A vázolt példa és számos egyéb megfigyelés vezetett végül is rá, hogy a vízszintes eltolódásokat több tízmillió éven át tartó kéregmozgások hozták létre. Mind a rendszer mechanizmusának, mind a folytonosságnak ilyen értelmezése a lemeztektonikai mozgással való közvetlen kapcsolat tételezi fel.

Folyamatban levő vizsgálataink során szeretnénk az ajkai medence bányavágataiban feltárt jelenségek elemzésével kimutatni, hogy a vízszintes eltolódások mentén milyen tektonikai, földtani jelenségek mutatkoznak törvényszerűen. Ugy tűnik, hogy ilyen irányu megfigyeléseknek nemcsak tudományos, de gyakorlati jelentősége is lehet. Az eddigi eredmények alapján nem kizárt, hogy egy adott és jól feltárt területrészt aprólékos vizsgálatának adatai, a ki-



mutatott tényleges kritériumok a Bakony ilyen tektonikájú egységére kivetíthetők lesznek, s a későbbiek során a lemeztektonikai elképzelésekhez kiinduló alapot nyújthatnak.

Részletezés nélkül említhetnénk itt meg, hogy az ajkai és halimbai bányákban jól ismert váratlan "fedőbezökkenések", a "bemosások" és az eddig nem magyarázott tektonikai "kutak" (nem a halimbai - kabhegyi larámi kutak) kivétel nélkül a fiatal vízszintes elmozdulások megjelenési formái. Ezek egyben elsődleges kritériumok is, melyek a furási rétegsorokból is ismeretesek. Fenti jelenségek többsége egy-egy bányaterületen előrejelezhető, lefutásuk pontosan megszerkeszthető, így gyakorlati szempontból sem elhanyagolhatók.

A Kolontár-I. barnakőszénterület tektonikájának kidolgozásakor (TÓTH I. et al. 1979.) lehetőségeinkhez mérten már felhasználtuk az ilyen típusú mozgásokra vonatkozó addigi ismereteinket. A Kolontár-I. területen számos, különböző fázisu vízszintes eltolódást sikerült kimutatni, melyek folytatását a padragi bányákban követni lehet. 1978-ban a Hunyadi akna D-i mezőben, 1979-ben a Jókai és Padragi bánya között kihajtott előkészítő vágatokban sok helyen figyeltünk meg vízszintes eltolódások jelenlétére utaló jelenségeket. A vertikális és horizontális összetevők bonyolult megjelenési formáit az előzőekben felsoroltuk. Az eddig vizsgált és felismert kritériumok közül a következőket említhetnénk meg:

- a.) a vízszintes eltolódások mentén általában jól tanulmányozható vízszintes csuszási rovátkák húzódnak, melyek jó magkihozatalu furások maganyagain is kitűnően láthatók;
- b.) az idősebb tektonikai elemek és a telepek dőlésének kombinációja gyakran változó függőleges összetevőt eredményez;
- c.) az eltolódás hatására egyes idősebb vetők kiujultak, de nem feltétlenül a csuszás mindkét oldalán;



- d.) a vonszolódás hatására a horizontális tektonikai vonallal  $30-60^{\circ}$ -os szöget bezáró új vetők keletkeztek, melyek 100-200 m-es távolságon belül megszűnnek;
- e.) a lefutási vonal egyenetlenségei miatt helyenként kompressziós zónák alakultak ki, melyek helyi gyüredezettséghez vezettek;
- f.) helyenként lapos -  $20-30^{\circ}$  dőlésű - vagy szabálytalan felületek mentén is tapasztalhatók elmozdulások, melyek a bányászatban a "bemosások" nevet kapták.

Végezetül néhány gyakorlati vonatkozású szempontot említenk ki, melyek a vizsgált vízszintes eltolódásokkal kapcsolatosak és a Kolontár-I. bányamező termelésekor előrejelzésként hasznosak lehetnek.

Magára a vonszolódási zónára általában a kompresszivitás jellemző. A fekvő vízbetörések nem kapcsolódnak ezekhez a zónákhoz, így veszély nélkül átfeljezhetők. Az elvonszolódás miatt azonban a zónák mentén nyitott vetők keletkeztek, melyek jelenléte az átlagosnál nagyobb vízveszélyt jelent. A zóna mentén tehát ezzel feltétlenül számolni kell.

Az eltolódási zónák tűzveszély szempontjából sem közömbösek. Ilyen típusú tektonikai vonalak környezetében felszakad a felmorzsoltszénes összlet, így a repedések mentén az endogén tűzkeletkezés lehetősége lényegesen megnövekszik. Jellemző, hogy az eltolódásmentes területeken a hőmérséklet a felszakadásokban 2-3 hét alatt érheti el azt a szintet, amikor vágatköpenyezés és iszapolás szükséges, míg az eltolódási zónát harántolva a hőmérséklet a veszélyes szintet már 4-6 nap alatt eléri.

Az eltolódások kritériumainak skálája és gyakorlati szerepe még messze nem teljes, hiszen az ilyen típusú vizsgálatok a közelmúltban kezdődtek meg.

Sajnálatos módon a helyi és regionális szerkezetföldtani tevékenység jelentősége szakmai körökben még nem kellőképpen elismert, így lehetőségeink is korlátozottak.

Az eddigi néhány eredmény azonban arra ösztönöz, hogy ezt a munkát tovább folytassuk, mert mind tudományos, mind gyakorlati szempontból továbblépést jelenthet a Bakony-hegység részletesebb földtani megismerésében.

IRODALOM - REFERENCES

- MÉSZÁROS J. 1978: Bauxitkutatósi javaslat Padragkut és Városlőd közötti területre. - MÁFI, KFH Adattár  
(Proposal of bauxite exploration in the area between Padragkut and Városlőd. - Manuscript)
- MÉSZÁROS J. 1980: Szerkezetföldtani vizsgálatok a bauxitkutatás szolgálatában. -  
Földtani Kutatás (szerkesztés alatt)  
(Structural geology in the service of bauxite exploration. -- In press.)
- TÓTH I. et al 1978: A Kolontár-I. barnakőszénterület összefoglaló földtani jelentése. -  
KDT - Adattár -  
(Final report on the geology of the Kolontár-I. brown coal bearing area.) - Manuscript, Archives of the Hungarian Geological Institute).

HORIZONTAL DISLOCATIONS IN THE SURROUNDINGS OF AJKA  
AND THEIR PRACTICAL IMPORTANCE

by

Mészáros, J., Tóth, I.

ABSTRACT

On the evidence of exposures and subsurface (underground) data the authors established the existence of several horizontal dislocations in the Ajka area. The horizontal component of these movements varies from a few metres to 2 kilometers. In the paper, the criteria (as hitherto known) of horizontal displacements are discussed. The mechanism of the horizontal displacements suggest connection with plate tectonic movements. Beside the theoretical aspects the practical impact of the horizontal displacements on the mining operations are also emphasized.

Manuscript received: 18. December, 1979.

Addresses of the authors:

Mészáros József

Magyar Állami Földtani Intézet  
(Hungarian Geological Institute)

Budapest, XIV., Népstadion ut 14.

H - 1143

Tóth Imre

Ajka, József A. u. 21.

H - 8400

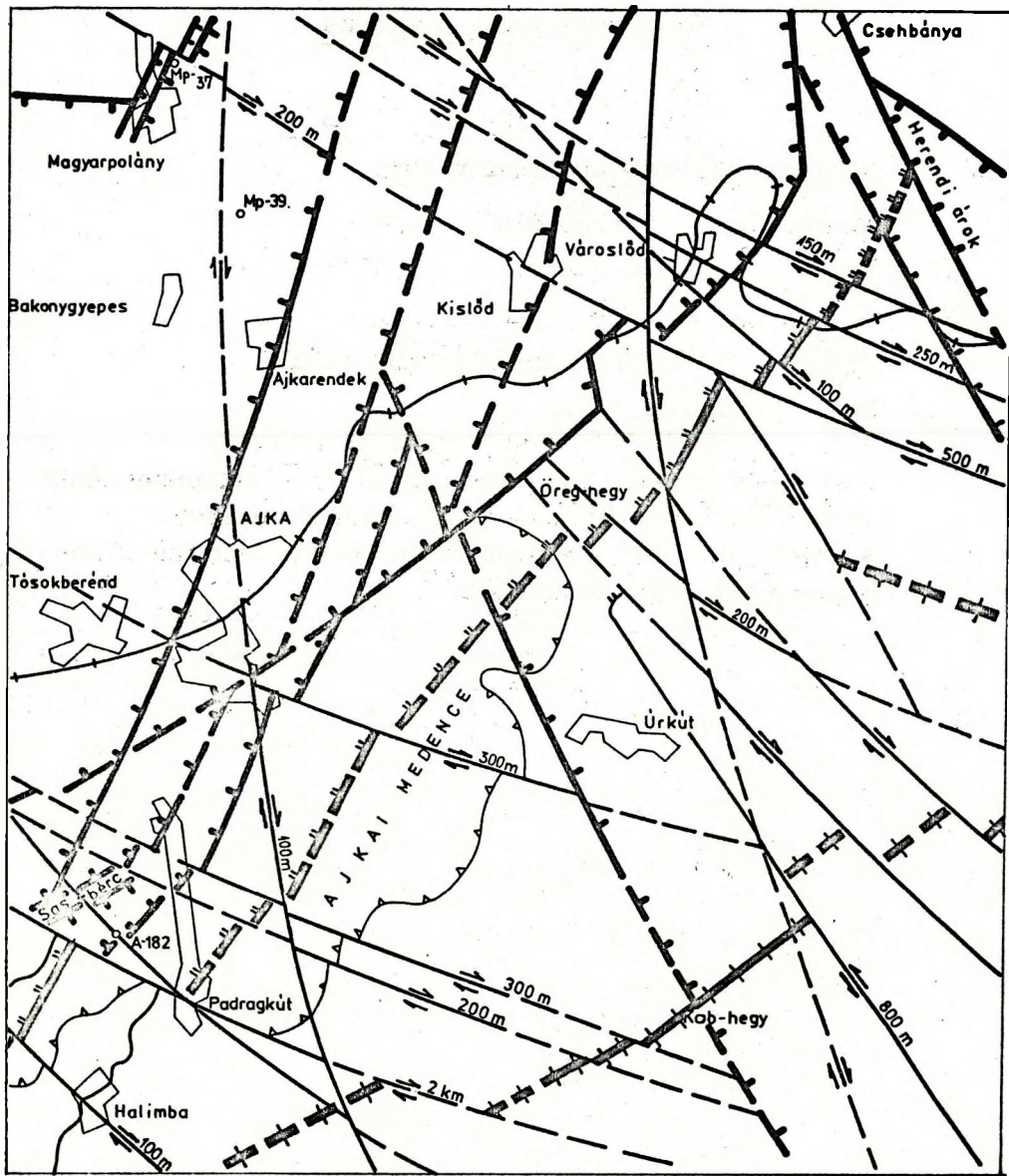
Ábraalírások - Captions

1. ábra Ajka környékének tektonikai vázlata  
Szerkesztette: MÉSZÁROS J. 1979.

Fig. 1. Tectonic sketch of the surroundings of Ajka  
By J. Mészáros, 1979.

1- Pre-Cretaceous inverse fault, 2- Pre-Cretaceous fault  
(both 1 and 2 usually buried), 3- Fault in general,  
4- Horizontal displacement (in m), 5- Contour line of the  
Upper Cretaceous formations





### JELMAGYARÁZAT

1. Megállapított      Feltételezett

2.     

3.     

4.     

5.     

Felsőkréta előtti feltolódás

általában eltemelve

Felsőkréta előtti vető

Vetők általában

Vízszintes eltolódások (az eltolódás irányával és helyenként nagyságával)

Felsőkréta képződmények elterjedési határa

Fig. 1. ábra

MEZOZÓOS ÓCEÁNI LITOSZFÉRA-MARADVÁNYOK  
A BÜKK-HEGYSÉG DÉLNYUGATI RÉSZÉN

Balla Zoltán, Baksa Csaba, Földessy János,  
Havas László, Szabó Imre<sup>x</sup>

Mots-clés BRGM-CNRS tárgyszavak:

Stratigraphie, ophiolite, tectonique, geodynamique,  
trias, cretace, Collines-Nord-Est-Hongrie (Montagne  
de Bükk)

A Bükk-hegység délnyugati részén van Magyarország legnagyobb felszíni ofiolit-mezője (1. ábra); az elmúlt évtized tektonikai összesítéseiben mind gyakrabban vetődik fel annak kérdése, mennyiben interpretálhatók ezek mezozóos kora ócsáni litoszféra fragmentumaiként. A körzetre vonatkozó utolsó tényanyag-összesítés [LENGYEL, 1957] több mint huszéves. Azóta csak tektonikai újraértékelések vannak, amelyek csak részben támaszkodnak új terepi megfigyelésekre, ezeket azonban nem publikálják; ugyanigy nem közlik az átértékelések alapjait tényanyag-szinten.

Szükségesnek láttuk egyrészt a meglévő adatok és felfogások elemzését, másrészt a megfigyelésbeli hiányosságok pótlását. A terület nyugati részén

<sup>x</sup> Előadva: a Magyarhoni Földtani Társulat Budapesti Területi Szervezete, az Északmagyarországi Területi Szervezete és az Általános Földtani Szakosztálya által rendezett "Bükki Napok"-on, 1980. V. 30-án, Egerben.

Kézirat beérkezett: 1980. szeptember 8-án.



lévő Darnó-hegy vonatkozásában ezt nagyban elősegítették a 131, 135 és 136 sorszámú szerkezetkutató mélyfurások, Szarvaskő környékére vonatkozóan pedig ez a szerzők által lefolytatott új földtani térképezés nyomán vált lehetségessé.

## 1. A KORÁBBI ADATOK ÁTTEKINTÉSE

A korábbi kutatók adatait az alábbi három aspektusban tárgyaljuk: a magmatitok kora, tektonikai jellege és tektonikai helyzete.

### 1.1 Kor

A társuló üledékeket eleinte karbon [SCHRÉTER, 1913, 1914, 1943] korúnak minősítették, majd BALOGH K. munkája [1950] óta a középsőtriász ladini emeletébe sorolják. SCHRÉTER Z. [1913, 1914] a bázisos magmatitokat intruzív eredetűnek tartotta; SZENTPÉTERY Zs. [1923] ismerte fel, hogy egy részük effuzív kifejlődésű, s ezt a felfogását a későbbi kutatók is osztották SCHRÉTER, [1943]; SZENTPÉTERY, [1953]; LENGYEL, [1957]; KISS, [1958].

Hosszu ideig úgy vélték, hogy a vulkanitok lávája gyűrt üledékek eróziós felszínére ömlött [SZENTPÉTERY, 1923 1953; LENGYEL, 1957; PANTÓ, 1961], ami összhangban állónak látszott azzal, hogy a magmatitok egy része intruzív kontaktusokkal települ [PÁLFY, 1910; SZENTPÉTERY, 1923; VENDL, 1939; SZENTPÉTERY, 1943, 1953; KISVARSÁNYI, 1953; LENGYEL, 1957], és megfelelt annak a regionális megfontolásokra alapozott felfogásnak, hogy a magmatitok kréta kora [SCHRÉTER, 1943; PANTÓ-FÖLDEVÁRINÉ, 1950; KISS, 1958; PANTÓ, 1961].

Triász kor mellett elsőnek MEZŐSI J. [1950] foglalt állást a szarvaskői és a lillafüredi (Kelet-Bükk) magmatitok petrokémiai összevetése alapján. Adatai kevésbé meggyőzőek, mivel az általa közölt diagrammok (2-5. ábra) az átfedések ellenére inkább arra mutatnak, hogy a két kőzetcsoporthoz vegyi jellege



nem azonos. Talán ez volt az oka annak, hogy felfogására alig van utalás a későbbi irodalomban. Rá való hivatkozással vetette fel azonban újra a középsőtriász (ladini) kor lehetőségét BALOGH K. [1964], rámutatva arra, hogy ehhez bizonyítani kellene a magmatitok legalábbis egy részének "állítólag" pillow-lávás jellegét, s így tenger alatti kitörésekből való származását.

A hatvanas évek elejére tehát az alábbi ellentmondásos kép alakult ki: a petrográfus-kutatók [SZ ENTPÉTERY, 1923, 1953; LENGYEL, 1957; KISS, 1958] kivétel nélkül tipikus effuzivumokat is leírtak (üveges szövettel, folyásos-mandulaköves szerkezettel, gyakori gömbös elválással), amelyeket a kizárólag ladini üledékekkel való társulás ellenére kréta korúnak tekintettek. Ezt az ellentmondást talán egyedül BALOGH K. [1964] látta világosan, s ezért a kréta kor fenntartását csak úgy vélte lehetségesebbnek, ha kétségbe vonja effuzivumok jelenlétét.

A vázolt ellentmondást FÖLDESSY J. [1975] vizsgálata oldotta fel azzal, hogy kimutatta: a darnóhegyi vulkanitok között tipikus pillow-lávák és hialoklasztitok, vagyis kétségtelenül tengeralatti kitörések termékei vannak jelen a ladini emeletbe sorolt üledékekkel váltakozva, tehát a diabázok ezekkel az üledékekkel biztosan azonos korúak. Később H. KOZUR és R. MOCK [1977] vizsgálatai igazolták pillow-lávák jelenlétét Szarvaskő környékén is, s a velük társuló mészkövekből a felsőtriász középsőkarni alemeletének conodontái lettek meghatározva.

## 1.2. Tektonikai jelleg

Elsőnek PANTÓ G. - FÖLDVÁRINÉ VOGL M. [1950] foglalt állást amellett, hogy a darnóhegyi-szarvaskői képződmények ofiolitos jellegű orogén iniciális magmatitok. Később PANTÓ G. [1961] úgy vélte, hogy helyesebb nem iniciális jellegűnek, hanem jellegzetes geoszinklinális magmatizmus

termékeinek tekinteni ezeket, azonban nem közölte, miért, és azt sem, miért e változtatás alatt. ZELENKA T. [1973, 1975] köpeny-eredetű iniciális eruptívumokat látott bennük.

E magmatitok ofiolit-voltát állította ONUOHA M. [1977<sup>a</sup>, 1977<sup>b</sup>], óceáni litoszféra maradványainak tekintve azokat. Adatai szerint a darnóhegyi-szarvaskői kőzetek petrokémiai és geokémiai jellegeiket tekintve a toleitesszériába tartoznak, s ezen belül nem a szigetivek, hanem az óceánfenék toleitjeihez állnak közelebb (6-10. ábra).

### 1.3. Tektonikai helyzet

A kutatók hosszú ideig azon az állásponton voltak, hogy a bázisos magmatitok kétségtelen sávos elrendeződése azokat a töréseket jelzi, amelyek mentén felszínre törtek [LENGYEL, 1957; PANTÓ G., 1961; BALOGH, 1964; ZELENKA, 1973, 1975]. Első ízben SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1974, 1976<sup>a</sup>, 1976<sup>b</sup> mutatott rá arra, hogy törésmenti településüknek egészen más oka lehet: obdukciós foszlányokként jelezhetik azt a törést, amely mentén a korábbi óceáni litoszféra eltűnt, s amelynek semmi köze sincs kitörési övükhöz. Ezt a felfogást vette át ONUOHA M. [1977<sup>a</sup>, 1977<sup>b</sup>], elismerve tektonikus ablakként való település lehetőségét is; ugyanerre a lehetőségre mutatott rá SZEPESHÁZY K. [1979], s WEIN Gy. [1978] is inkább autochton vagy paraautochton helyzetűnek vélte e képződményeket.

### 1.4. Összesítés

A korral kapcsolatban FÖLDESSY J. [1975] darnóhegyi adataiból nyilvánvaló, hogy az effuzívumok az üledékekkel egykorúak, csak arra volt tehát szükség, hogy ugyanezt Szarvaskő környékén is bebizonyítsuk; a korminősítés a továbbiakban elsősorban a társuló üledékek őslénytani vizsgálatának eredményétől függ. Tisztázásra várt a magmatitok rétegtani viszonya azokhoz a mészkövek-

hez, amelyekből H. KOZUR és R. MOCK [1977] középsőkarni conodont-faunát irt le.

A tektonikai jelleget illetően elfogadhatónak véljük ONUOHA M. [1977<sup>b</sup>] adatait arról, hogy a darnóhegyi-szarvaskői eruptívumok összetételüket tekintve a mai óceáni toleitek analógjai. Nem világos azonban, hogyan egyeztethető össze ez az állítás azzal, hogy Szarvaskő környékén, ahol viszonylag teljes a rétegsor, nincsenek kovapalák-radiolaritok és hogy a gabbró-peridotit intruziók nagyvastagságu agyapala-összletben szilárdultak meg.

A tektonikai helyzet vonatkozásában SZÁDECZKY-KARDOSS E. [1974, 1976<sup>a</sup>, 1976<sup>b</sup>] nyomán valószínűnek látszott, hogy a magmatitok sávos elrendeződése nem a kitöréseiket meghatározó mélytöréseket jelzi, hanem fiatalabb szerkezetekkel kapcsolatos, azonban szükségesnek látszott erről a helyszínen is meggyőződni. Kérdéses maradt emellett az ofiolitos komplexum településének autochton vagy allochton volta is.

## 2. SAJÁT KUTATÁSOK

A fentiekben vázolt kérdéseket a települési viszonyok beható tanulmányozásával láttuk megválaszolhatónak. Az eddigi adatok arról tanuskodtak, hogy az ofiolitos komplexum meredek dőlésű és bonyolult szerkezetű. Mivel a rétegsor óslénytanilag egyelőre nem tagolható, a település normális vagy átbuktott voltát illetően csak terepi megfigyelésekre támaszkodhattunk, különleges figyelmet fordítva a pillow-lávák párnái alakjának és a homokkövek-aleurolitok felkavarodási nyomainak és keresztrétegződésének észlelésére.

### 2.1. A Darnó-hegy környéke

A Darnó-hegy környékén az ofiolit-komplexum kőzetei egy 2-3 km széles és 4-5 km hosszú ÉÉK-DDNY csapásu alaphegység-kibuváson belül jelennek meg



(11. ábra). A rossz feltártság miatt a komplexum szelvénye felszínen nem tanulmányozható. Pillow-lávák mellett intruzív diabázok, radiolaritok és agyagpalák jelenlétét lehet megállapítani KISS, [1958]; FÖLDESSY, [1975], s feltételezhető, hogy az alaphegység-kibuvás keskeny pikkelyek sorozatából áll.

Az ofiolitos komplexum rétegsorának tanulmányozásában teljes egészében az 1977–1979. évi 1200 m-es mélyfurások maganyagára (12. ábra) támaszkodtunk. A felszínen valószínűsített pikkelyes szerkezet a furásokban tektonikai breccsák gyakori jelenlétében tükröződött; a furási rétegsorokat így törésekkel elválasztott egységek (pikkelyek) egymásutánjaként kellett felfognunk, miáltal alapvető kérdésként merült fel: milyen elvi-módszertani alapon határozzuk meg a képződmények eredeti rétegsorrendjét.

Ilyen alapként azt a hozzáállást fogadtuk el, amellyel az alpi és kárpáti takarórendszerek ősföldrajzi szelvényét rekonstruálni szokták. Ennek elemei a következők:

- a) diagnosztika - az oszthatatlan tektonikai egységek ősföldrajzi jellegének meghatározása;
- b) szintézis - az eredeti ősföldrajzi szelvény általános képének tisztázása bizonyos földtani törvényszerűségek figyelembevételével;
- c) rekonstrukció - a konkrét egységek elhelyezése az általánosított ősföldrajzi szelvényben az utóbbi szükséges korrekciójával.

A darnóhegyi mélyfurások rétegsorában a diagnosztika során az alábbi főbb képződmény-típusokat különítjük el:

1. Intruzív diabáz, diabáz-porfirit, gabbró-diabáz és aprószemű gabbró, valamint a hozzájuk csatlakozó effuzív diabáz; valamennyi kőzet zöldesszürke színű.

2. Effuzív diabáz, javarészt pillow-láva (1-3. fénykép), változó színű, zöldesszürkétől lilászvörösre.
3. Aleurolit és agyagpala változó élénkpiros és szürke színnel, tisztán terrigén összetételű (kvarc, földpátok, muszkovit, stb.), vizalatti üledékcsumamlások és erős felkavarodások állandó jeleivel (4-6. fénykép).
4. Radiolarit, kovapala, biotikrites mészkő, vulkáni tufa és tufit, masszív mandulaköves nem-pillow-s diabáz, agyagpala meglehetősen gyakori váltakozásban; a kőzetek színe uralkodóan lilászpiros-vörös-sárga (7. fénykép).
5. Planktonogén biotikrites mészkő és különböző mértékben meszes agyagpala váltakozása (márgákkal is), mindkettő felkavarodási, csuszamlási jelekkel és/vagy gradációs rétegződéssel, kizárólag szürke (8-11. fénykép).
6. Homokkő, aleurolit, agyagpala, márga, mészkő, dolomit és anhidrit szabálytalan váltakozásban, nyugodt rétegződéssel, világosszürkétől feketéig (az erősen szenes fészesekben) változó színekkel (12-13. fénykép).
7. Erősen gyűrűt, egészében véve igen meredek dőlésű márvány és kristályos mészkő, fehér-világosszürke.

Az 1-2 típus kőzetei kibúvásokban is megfigyelhetők, amelyek diabázai ONUOHA M. (1-10. ábra) adatai szerint a mai óceánfenék toleitjeinek analógjai. A radiolaritok és a velük társuló kőzetek (4. típus) tipikus pelágikus, a mészkő-agyagpala (5. típus) pedig tipikus hemipelágikus üledékek [MURDMAA, 1979<sup>b</sup>] analógjai. A 3. típusba tartozó terrigén üledékek csuszamlásos eredetűnek vagy pedig gravitációs folyási termékeknek tekinthetők, az 5. típusba tartozók pedig, részben a mészkövekkel együtt - a turbiditekhez sorolhatók.

A 6. és 7. típus kőzetei mindezekről élesen különböznek shelf-eredetükkel. A furási rétegsorokban az előzőek alatt települnek, tektonikus breccsák mentén érintkezve azokkal. Ezért az ofiolitos-turbidites komplexum települését allochtonnak tekintjük a shelf-képződményeket fedő tektonikai takaró formájában, s a shelf-képződményeket a továbbiakban nem tárgyaljuk.

Az 1-5. típus szintézisével tehát egyetlen következtetésre juthatunk: ez a szelvény óceáni jellegű, s benne az 1-2. típus kőzetei a kéregnek, a 3-5. típuséi pedig annak üledékes burkának felelnek meg. A valóságban azonban, ha eltekintünk a különböző váltakozásoktól, azt kell tapasztalunk, hogy nagy általánosságban a felsorolt típusok a furási rétegsorokban sorszámaik sorrendjében, vagyis éppen fordítva váltják egymást. Az ellentmondást azzal a ténnyel küszöbölhetjük ki, hogy a gradációs rétegződés, a felkavarodási és csuszamlási nyomok alapján a 3. és 5. típusba tartozó valamennyi üledék átbuktatottan települ, akár csak a pillow-lávák, párnáik alakjából ítélve (14. fénykép). Ennek alapján a képződmények elsődleges rétegsorrendjére az alábbi előzetes vázat adhatjuk meg (alulról felfelé): bázisos intruzívumok, effuzívumok, pelágikus üledékek és hemipelágikus üledékek.

A rekonstrukcióhoz való áttérésnél figyelembe kell vennünk a különböző kőzetek megfigyelhető viszonyait:

- a) az 1. és 2. típusba tartozó zöldesszürke effuzív diabázok teljesen azonos jellegűek, úgyhogy e két típus között fokozatos átmenet tételhető fel;
- b) effuzív diabázzal (2. típus) normális rétegtani kontaktusban csak a vörös-szürke mészsmentes terrigén üledékek (3. típus) figyelhetőek meg, szelvényben kötegek alakjában, valószínűleg többször váltakozva;
- c) a vörös-szürke mészsmentes terrigén üledékeket (3. típus) fokozatosan váltják fel a pelágikusak (4. típus);



- d) a pelágikus üledékek (4. típus) között csak specifikus diabáz fordul elő, amely a szelvény más részeiből nem ismeretes; ez legalább részben törmelékdarabok formájában települ az üledékekben (7. fénykép);
- e) a pelágikus üledékekben (4. típus) lévő tufa- és tufit-közbetelepüléseket a mai óceáni üledékekben megfigyelhető vitatott genezisű tefrarrétegek [MURDMAA, 1979<sup>a</sup>] analógjainak tekinthetjük;
- f) a meszes-agyagos hemipelágikus üledékekben (5. típus) nyoma sincs vulkáni anyagnak, s ezek valamennyi egyéb típus kőzeteivel tektonikus kontaktusban vannak; közös kőzetek vannak mind a mészmentes terrigén üledékekkel (3. típus), mind különösen a pelágikus üledékekkel (4. típus), úgyhogy meglehetősen valószínűnek látszik a pelágikus-hemipelágikus üledékváltás elsődleges fokozatossága.

Az előadottak alapján a Darnó-hegy környéki óceáni képződmények elsődleges sorrendje meglehetősen egyértelműnek tűnik (13. ábra). Az ofiolit-komplexumok standard-szelvényétől csak effuzivumok és terrigén (csuszamlásos) üledékek váltakozásában különbözik a pelágikus rétegcsoport (felül) és a tisztán diabázos (alul) között.

Vizsgáljuk meg a Darnó-hegy környéki ofiolitos-turbidites komplexum képződésének geodinamikai szituációjával kapcsolatos fő következtetéseket:

1. Az összetételükben az óceánközepi hegyláncok tolatjeinek megfelelő effuziv diabázok váltakozása csuszamlásos eredetű terrigén üledékekkel arról tanuskodik, hogy az óceáni litoszféra-generáció adott terület-részére a normális spreading során kontinentális eredetű törmeléksanyag hordódott be. Az óceánközepi hegyláncok viszonyai közepette az ilyen behordás gyakorlatilag kizártnak tekinthető, de az teljességgel valószínű a spreading korai szakaszában, amikor az újonnan keletkezett óceáni litoszféra szélessége még nem halad meg néhány száz km-t.

2. Pelágikus üledékek megjelenése az effuzívumok és csuszamlásos terrigén üledékek fedőjében az adott területrészek az abisszális síkságra való lekerüléséről tanuskodik, a radiolaritokból ítélve legalább időnként minimum 4-4,5 km vízmélységekkel. Míg a lesüllyedést a folytatódó spreading természetes következményének tekinthetjük, a szomszédos kontinentális lejtő tövétől való távolság növekedését ez uton nem magyarázhatjuk. A terrigén anyagbeszállítás megszűnését ezesetben egyszerűbb a kontinentális lejtőn való lefelé szállításának meggyengülésére vagy megszűnésére visszavezetni; a megfelelő okokról a vizsgált körzet keretein belül maradvá csak találgathatnánk.
3. Hasonlóképpen turbiditek újbóli megjelenésének legegyszerűbb magyarázata a terrigén anyagbeszállítás felerősödése vagy megújulása a shelfekről. Ennek során a radiolaritok és általában véve a kovaközetek eltűnése a vízmélység némi csökkenésének jeleként fogható fel, ha csak nem számolunk a karbonátos kompenzációs szint mélységnövekedésével az óceáni áramlások átrendeződésének következtében. Bármelyik esetben a pelágikus, majd hemipelágikus üledékképződés arról tanuskodik, hogy az adott területrészen meglehetősen hosszú ideig álltak fenn óceáni viszonyok.

## 2.2. Szarvaskó környéke

Szarvaskó környékén, a Bükk-hegység két délnyugati nyulványa közül az északabbiban, az ofiolit-komplexum egy kb. 10 km hosszú és 3 km széles ÉK-DNy csapású sávban jön elő. A feltártság egészében véve itt is igen rossz, azonban az Eger-patak mélyen bevágódott völgye teljes szélességében feltárja az ofiolit-komplexumot és kb. 2-2 km-nyire mindkét irányban a mellékközeteit is (1. ábra). A körzet első földtani felvételének adatai alapján eme szelvény üledékeit három összletre lehet tagolni, melyek a következők: északi és déli mészkő-agyagpala és középső homokkő-agyagpala összlet, az utóbbiban diabázzal, gabb-

róval és peridotittal (14. ábra). Később [BALOGH, 1964] ettől a felosztástól tekintettek, azonban az általunk újból igazolást nyert és a további tárgyalás alapjául szolgál.

A település általános jellege ugyanolyan, mint a Darnó-hegyen: meredek, monoklinális északnyugati dőléssel, valószínűleg tektonikai pikkelyességgel. Ezért ugyanazt a tanulmányozási vázlatot fogadtuk el az alábbi elemekkel: diagnosztika, szintézis, rekonstrukció.

A diagnosztika során a saját megfigyeléseink alapján szerkesztett földtani alapszelvényben (15. ábra) az alábbi képződmény-típusokat különböztetjük meg:

1. Mészkö, vékonylemezes, gyakran palás, kihengerelt, kovagumókkal, különböző árnyalatu szürke, rétegek és kötegek alakjában agyagpalával váltakozva, mely aranybarnától olajbarnán keresztül sötétszürkéig változó színű, gyakran a szín foltos, sávos, réteges elrendeződésével. Az agyagpala szerkezete felkavarodás és csuszamlás világos nyomait rögzíti. A nagyvastagságú agyagpala-kötegekben olisztolitos szintek figyelhetők meg javarészt mészkö-, néhol vöröses homokkö- és kvarckavicsos konglomerátum-darabokkal.
2. Agyagpala, egészében véve az előzőhöz hasonló, de teljesen mészmentes, mészköközbetelepülések nélkül, de mészkö-olisztolitokkal, néhol kovalencsékkel.
3. Agyagpala, szürke-sötétszürke, néhol kovalencsékkel, többnyire világos rétegződés jelei és bármilyen jellegzetes elsődleges szerkezet nélkül.



4. Agyagpala, szürke-barna, néha vörös és zöld, egyes kötegekben szürke-zöldesszürke aleurolit- és finomszemű homokkőrétegekkel; az ilyen kötegek bizonytalan ritmusosságot mutatnak, s az aleurolitban és homokkőben néhol ferde, de többségükben vékony rétegződéssel.
5. Homokkő, finomszemű-aprószemű, néhol tömeges, nagyvastagságú (többtíz méteres) kötegekben, de gyakrabban aleurolittal és agyagpálával gradációs típusú ritmusokban váltakozva. Törmelékanyaga tisztán terrigén (kvarc, földpátok, muszkovit stb.), vulkáni szennyeződésnek nincs nyoma. Néha szenesedett növénymaradványok, esetleg vékony (1-2 mm) szénrétegecskék fordulnak elő.
6. Diabáz és szpilit, párnás, zöldesszürke, néhol hólyagos vagy mandulaköves.
7. Diabáz, masszív, effuzív kinézésű.
8. Diabáz, intruzív kinézésű, és gabbró-diabáz.
9. Gabbró, aprószemű, nagyobbszemű slirekkel.
10. Gabbró, közép- és nagyszemű melanokrát (egészen peridotitig) és leukokrát (egészen albitkvarcitig) slirekkel és sávokkal. A peridotit kisméretű (néhányszor tíz m) lencseszerű testeket képez a gabbróban kontaktusain fokozatos, rétegváltásos átmenetekkel.

A mészkő-agyagpala (1. típus) szerkezeti bélyegei és makrofauna hiánya alapján előzetesen hemipelágikusnak tekinthető, amivel összhangban van kova jelenléte. Az 1-2. típus agyagpalái turbidites jellegűek, ami sokkal világosabban jelentkezik a 4-5. típusú homokos-agyagos üledékekben. A diabáz és a gabbró az óceánfenék toleitjeivel analóg.

A szintézis során azt a következtetést vonhatjuk le, hogy az óceáni litoszféra felső szintjeinek (a rétegesen váltakozó gabbrótól és peridotittól felfelé) jellemző komponensei itt terrigén turbiditokkal társulva vannak jelen; valószínűleg feljebb következnek a meszes-agyagos hemipelágikus üledékek.

Az elsődleges rétegtani sorrend rekonstruálására való áttéréshez figyelembe kell venni, hogy mind a pillow-lávák párnáinak alakja (15-17. fénykép), mind a gradációs és ferde rétegzettség alapján valamennyi képződmény átbuktatott településben van, továbbá, hogy a különböző típusokba tartozó kőzetek kontaktusai mindenütt fedettek, úgyhogy zavargásmentes egységek kijelölésében közvetett jellegekre kell támaszkodnunk.

A legnagyobb méretű törések még litológiailag homogén összleteken belül is a rendszeres csapáseltérések alapján követhetők voltak (16. ábra). Ezen az alapon a diabázokat és gabbrókat magában foglaló homokkő-agyagpala összlet három szakaszra volt osztható, melyek: északi, középső, déli. Az északi szakaszon belül (15. ábra) magmás és üledékes kőzetek sokszoros váltakozása tapasztalható. Ha ezeket külön-külön vesszük szemügyre, alulról felfelé rétegtani sorrendben (északnyugatról délkeletre, vagyis településben felülről lefelé) az alábbi törvényszerű változásokat észlelhetjük:

- a) a magmatitok között a differenciált aprószemű gabbrót (9. típus) előbb gabbró-diabáz és intruzív diabáz (8. típus), majd effuzív kinézésű tömeges diabáz (7. típus), végül pedig pillow-láva (6. típus) váltja fel;
- b) az üledékes kőzetek között az aleurolit- és finomszemű homokkő-réteges agyagpalát (4. típus) szürke-sötétszürke agyagpala (3. típus) váltja fel, ezt pedig világosabb agyagpala (2. típus).

Ennek során az effuzív kinézésű párnás és tömeges diabáz (6-7. típus) a sötét agyagpalában (3. típus) települ, az intruzív diabáz, gabbró-diabáz és gabbró (8-9. típus) pedig homokos-aleuritos-agyagos üledékekben (4. típus), s ez az

asszociáció a teljes csapáshosszban kitart. Ezért úgy véljük, hogy a képződmények sorrendje az északi szakaszon egészében véve megfelel az elsődlegesnek.

Ismétlést csak a második pillow-láva-szint esetében tételezünk fel az alábbi két okból kifolyólag: egyrészt az alapszelvényben a két lávaszint között a 2. típusba tartozó világos agyagpala van, míg mindkét irányban a diabáz felé ezt sötétszínű (3. típus) váltja fel, másrészt mind a második lávaszint, mind a köztes pala vastagsága ugrásszerűen és élesen változik csapásmentén, ami arról tanuskodik, hogy a kettő között hosszanti törés van.

Figyelembe véve a kőzetek változási jellegét az északi szakasz szelvényében, úgy gondoljuk, hogy mind a középső, mind a déli szakasz képződményei a rétegsorban még mélyebben következnek: az üledékes kőzetek között túlsúlyban vannak (déli szakasz) vagy jelentős szerepet játszanak (középső szakasz) a homokkövek (5. típus), s a magmatitokat jólkristályos, erősen differenciált gabbró (10. típus) képviseli. Ezzel összhangban van a kontaktmetamorfózis intenzitásának változása és udvara szélességének növekedése: míg a gabbró-diabáz (8. típus) esetében ez csak gyenge szaruszirtesedés 0,5-1 m széles övben, az aprószemű gabbró (9. típus) esetében pedig erős szaruszirtesedés, helyenként foltospala és buzapala létrejöttével, 8-10 m széles övben, addig az erősen differenciált gabbrót (10. típus) többtíz méter széles övben jelentkező szaruszirték mellett biotitos, gránátos, kordierites, andaluzitos és szillimanitos csillámpalák is kísérik.

Igy tehát a képződmények eredeti rétegsorrendje Szarvaskő környékén is eléggé megbízhatóan körvonalazható (17. ábra). Az ofiolitos komplexumok standard szelvényétől abban különbözik, hogy az óceáni litoszféra elemei mintegy széttagolódnak a terrigén turbidit-összletben. Nem marad kétség az-iránt, hogy a magmás kőzetek egységes koruak, mivel a peridotitos differenciált gabbrótól a pillow-lávákig mindenféle átmenet egyazon szelvényben ta -



lálható. Ez az egységesség lehetővé teszi, hogy valamennyi intruzív kőzetet közel egykorunak tekintsük az effuzívumokkal, amelyek szelvénybeli helyzete határozza meg a magmás működésnek a hamarább kezdődött üledékképződéshez viszonyított korát. Feltételezhetjük, hogy az üledékképződés a magmatizmusnak az adott területrészen való befejeződése után is folytatódott, fokozatosan meszes-agyagos összetételűvé válva (1. típus).

Kiséreljük meg felbecsülni a Szarvaskő környéki ofiolitos-turbidites komplexum képződésének geodinamikai szituációját:

1. Az óceáni litoszféra elemeinek normális sorrendben való jelenléte a magmás kőzeteknek már a kontinentális litoszféra-részek eltávolodási folyamata során való létrejöttére mutat. Ugyanakkor terrigén üledékes fekü jelenléte az effuzívumok alatt azon kéregrész valószínű kontinentális jellegére utal, amelyen ezek az üledékek felhalmozódtak. Ezt az elmentmondást annak feltételezésével szüntethetjük meg, hogy a pillow-láva szint egy kontinentális rift óceánivá válását jelzi valahol a közelben: az effuzívumok alatti üledékek egy már tengerrel borított, továbbmélyülő és -szélesedő kontinentális riftben halmozódtak fel, a magma pedig oldalról (a pillow-láva folyással, az intruzívumok pedig benyomulással) kerültek ide az óceáni rift felnyíló hasadékából, s az effuzívumok feletti üledékek már az ujonnan létrejött kontinentális lejtő tövén halmozódtak fel.
2. Pelágikus üledékek (radiolarit stb.) hiánya, ha csak azt nem tektonikus tényezők okozzák, összhangban van ezzel a vázlattal.
3. Meszes-agyagos hemipelágikus üledékek megjelenése a shelfről származó terrigén anyag behordásának legyengülését tükrözheti. Az üledékek jelentős vastagsága az óceáni viszonyok hosszan tartó fennállására mutatnak. A kontinentális rift óceánivá alakulása e vázlat szerint a karni

emelet első felében vagy valamivel hamarabb (a középsőtriászban?) mehetett végbe.

### 2.3. Összesítés

A Darnó-hegy és Szarvaskő környéki ofiolitokkal kapcsolatban két fő kérdést tárgyaltunk, amely e képződmények elsődleges és másodlagos tektonikai helyzetét érinti.

Elsődleges tektonikai helyzet alatt e képződmények létrejöttének geodinamikai szituációját értjük. Alapjaiban véve ez a szituáció mindkét területrészen azonos: ofiolitjaik konstruktív litoszféra-lemezszegélyen keletkeztek. eltérés az óceáni és kontinentális litoszféra-lemezrészek határához viszonyított helyzetükben mutatkozik: a Szarvaskő környéki ofiolitok az óceáni litoszféra megjelenési pillanatában képződtek közvetlenül a kontinentális lejtő tövében, míg a Darnó-hegy környéki ofiolitok már az óceáni litoszféra továbbnövekedése során keletkeztek a kontinentális lejtő tövétől néhány száz km távolságban.

Ha ez a két területrész eredetileg egyazon szelvényben helyezkedett el a spreading-tengelyre merőleges irányban, a Darnó-hegyi ofiolitok fiatalabbak: néhány cm/év spreading-sebesség esetén a koreltérés akár millió évekkel mérhető.

A Lillafüred-Diósgyőr (jelenleg Miskolc részei, Kelet-Bükk) környéki hasonló (középső-felsőtriász) kora diabáz, porfir és kvareporfir shelf-típusú karbonátos üledékösszletben települ; teljességgel előzetesen a kontinentális rift-övekkel kapcsolatos kontrasztos szériák analógiájának vélhetjük ezeket és ugyanazon folyamat eredményeinek tekinthetjük, mint a délnyugatbükkeieket, más környezetben keletkezve. Ezesetben a Bükk-hegység triász magmatizmusának három területrésze egységes sorba állítható, ugyanazon folyamat különböző szakaszainak megfelelően, melyek a következők: tisztán kontinen-

tális rift (Lillafüred-Diósgyőr), kontinentális rift óceániba alakulásának szakaszán (Szarvaskő) és viszonylag fiatal óceáni rift (Darnó-hegy). Meny-nyiben tükröz ez a sor egy reális szituációt valamilyen időpillanatra vonatkozóan, nehéz megmondani a kormeghatározási bizonytalanságok miatt.

Másodlagos tektonikai helyzet alatt a jelenlegi települési viszonyokat értjük, amelyeket esetünkben két fő tényező határoz meg: egy idősebb takaróképződés és egy fiatalabb tömbmozgás. E tekintetben legfontosabb, hogy mindkét területrészt ofiolitjai átbuktatott helyzetben vannak, tehát nagy valószínűséggel allochton módon, tektonikai takarók formájában települnek. E takarók felkijét jelenleg csak a Darnó-hegyi mélyfurásokból ismerjük: epikontinentális képződmények ezek, ami az elmozdulás vízszintes amplitudóját azonnal legalább 80-100 km-ben határozza meg. Jelenetős elmozdulás mellett szóló egyéb bizonyítéknak tekintjük az annyira eltérő fáciesek, mint a Darnó-hegyi és a Szarvaskő környéki, közti kis (10 km körüli) távolságot (18. ábra). A mezozóos takarókat a kainozóikumiban törések tömbökre szabdalják, amelyeket részben terciér üledékek borítottak be. Ezzel rendkívül nehezzé válik a takarók követése.

#### 2.4. A következtetések értékelése

Ugy tünik, hogy következtetéseink a másodlagos tektonikai helyzetet és a rétegtani sorrendet illetően eléggé megalapozottak, s a továbbiakban valószínűleg csak pontosítódnak majd, de nem lesznek cáfolva. Ami viszont az elsődleges tektonikai helyzetet illeti, sok a tisztázatlan kérdés; a fő problémát a következőkben látjuk:

- a) nincs szigorú bizonyíték a tárgyalt két területrész képződményeinek legalább közelítőleg egykorú voltára, s e tekintetben egyszerűen BALOGH K. [1964] véleményét fogadtuk el;



- b) nincs semmi bizonyíték a Darnó-hegyi és a Szarvaskő környék ofiolitok petrokémiai és geokémiai azonosságára, s nem történt meg e képződmények korszerű geokémiai vizsgálata sem;
- c) a két területrész ofiolitjainak az óceáni toleitekkel való párhuzamosítása teljességgel ONUOHA M. [1977<sup>b</sup>] vizsgálataira alapul, amelyek földtani vonatkozásban igen kevésbé megbízhatóak (20. ábra).

Mindaddig, amíg e problémák nem lesznek megalapozottan megoldva, az ezektől függő következtetéseink csak előzetesnek tekinthetők.

#### Köszönetnyilvánítás

Szerzők köszönetüket nyilvánítják L. P. ZONENSHAINnak (P. Shirshov Oceanológiai Intézet, Moszkva) és I. B. FILIPPOVAnak (NI Zarubezhgeologiya, Moszkva) azért, hogy felhívták a szerzők figyelmét a Bükk-hegységi ofiolitos-turbidites komplexumok tanulmányozásának szükségességére, és értékes tanácsaikért a kőzetek jellegének és településének terepi meghatározása terén, valamint a jelen munka megírása során.

IRODALOM - REFERENCES

- BALOGH K., 1950: Az északmagyarországi triász rétegtana (in Hungarian: Stratigraphy of North Hungarian Triassic). - Földt. Közl., Budapest, 80, 7-9, 231-237.
- BALOGH K., 1964: Die geologischen Bildungen des Bükk-Gebirges. - Magy. Állami Földt. Int. Évk., Budapest, 48, 2, 555-705.
- FÖLDESSY J., 1975: Petrological study of a diabase-spilite magmatic rock suite, Darnó-hegy (Sirok, Hungary). - Proc. Xth Congr. CBGA 1973, Sect. VI. Magmatism, volcanism, metamorphism, GUDS Bratislava, 55-64.
- KISS J., 1958: Ércföldtani vizsgálatok a siroki Darnó-hegyen (Abstract: Untersuchungen der Vererzung des Darnóberges im Mátragebirge). - Földt. Közl., Budapest, 88, 1, 27-41.
- KISVARSÁNYI G., 1953: Szarvaskő környékének földtani viszonyai (Abstract: La wehrlite de Szarvaskő). - Földt. Közl., Budapest, 83, 1-3, 24-34.
- KOZUR, H. MOCK, R., 1977: Conodonts and holothurian sclerites from the Upper Permian and Triassic of the Bükk Mountains (North Hungary). - Acta Miner. Petr., Szeged, 23, 1, 109-126.
- LENGYEL E., 1957: A Szarvaskő környéki titán-vanádium-vasérc kutatás legújabb eredményei (Abstract: Résultats récents de la recherche de minerai de titane-vanadium-fer des environs de Szarvaskő, pp. 337-363). - Magy. Áll. Földt. Int. Évk., Budapest, 46, 2, 251-381.
- MEZŐSI J., 1950: A borsodi Bükkhegység kőzettartományi helyzete (Abstract: The rock provincial situation of the Bükk Mountain Range). - Acta Miner. Petr., Szeged, 4, 50-58.
- MURDMAA, I.O., 1979<sup>a</sup>: Osadki i osadochnye porody okeanov (in Russian). - In: "Okeanologiya, Geologiya okeana. Osadkoobrazovanie i magmatizm okeana", "Nauka", Moscow, Ch. III., pp. 104-162.
- MURDMAA, I.O., 1979<sup>b</sup>: Okeanskiye fatsii (in Russian). - In: "Okeanologiya, Geologiya okeana. Osadkoobrazovanie i magmatizm okeana", "Nauka", Moscow, Ch. V., pp. 269-306.

- ONUOHA, M., 1977<sup>a</sup>: A Darnó-vonal menti ofiolitok geofizikai vizsgálata (in Hungarian: Geophysical prospecting of the ophiolites along the Darnó-line). - Magy. Geof., Budapest, 18, 5, 181-188.
- ONUOHA, M., 1977<sup>b</sup>: Tectonic significance of some geochemical data associated with the ophiolite complexes of the Darnó megatectonic line, NE-Hungary. - Acta Geol. Ac. Sci. Hung., Budapest, 21, 1-3, 133-141.
- PANTÓ G., 1961: Mezozóos magmatizmus Magyarországon (in Hungarian: The Mesozoic magmatism of Hungary). - Magy. Áll. Földt. Int. Évk., Budapest, 49, 3, 785-799.
- PANTÓ G., FÖLDVÁRINÉ VOGL M., 1950: Nátrongabbró a Bódva-völgyben (Abstract: New occurrence of ophiolitic gabbro in the Bódva Valley, North Hungary). - Magy. Áll. Földt. Int. Évk., Budapest, 39, 3, 3-11.
- PÁLFY M., 1910: A szarvaskői wehrlittömzs (in Hungarian: The stock of wehrlites near Szarvaskő). - Földt. Közl., Budapest, 40, 7-8, 480-485.
- ROZLOŽNIK, L., 1979: A Nyugati Kárpátok és a lemeztectonika (Abstract: West Carpathians and plate tectonics). - Áll. Földt. Szle, Budapest, 12, 66-79.
- SCHRÉTER Z., 1913: Eger környékének földtani viszonyai (in Hungarian: Geological description of the surroundings of Eger). - Magy. Kir. Földt. Int. Évi jel., Budapest, 1912-ről, 130-146.
- SCHRÉTER Z., 1914: A Bükk-hegység északnyugati része (in Hungarian: The North-West part of Bükk Mountains). - Magy. Kir. Földt. Int. Évi jel., Budapest, 1913-ről, 292-304.
- SCHRÉTER Z., 1943: A Bükk-hegység geológiája (in Hungarian: Geology of Bükk Mountains). - Magy. Kir. Földt. Int. Évi jel. függeléke: Beszám. Vitaül. Munk., Budapest, 5, 7, 378-407.
- STEGENA L., GÉCZY B., HORVÁTH F., 1975: Late Cenozoic evolution of the Pannonian Basin. - Tectonophysics, Amsterdam, 26, 1/2, 71-90.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E., 1974: Alpiner Magmatismus und Plattentektonik des Karpatischen Beckensystems. - Acta Geol. Ac. Sci. Hung., Budapest, 18, 3-4, 213-233.



- SZÁDECZKY-KARDOSS E., 1976<sup>a</sup>: A mediterrán típusu lemeztectonika (in Hungarian: Plate tectonics of Mediterranean type). - Geonóm. és Bány., Budapest, 9, 1-2, 47-82.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E., 1976<sup>b</sup>: Plattentektonik im pannonisch-karpatischen Raum. - Geol. Rundschau, Berlin-Hannover, 65, 1, 143-161.
- SZENTPÉTERY Zs., 1923: Diósgyőr és Szarvaskő vidéke paleo- és mezoeruptívumainak földtani viszonyai (in Hungarian: Geological conditions of the Paleozoic and Mesozoic igneous rocks of the surroundings of Diósgyőr and of Szarvaskő). - Magy. Kir. Földt. Int. Évi jel., Budapest, 1917-1919-ről, 75-88.
- SZENTPÉTERY Zs., 1943: Az Ujhatárvölgy kőzettani szelvénye a Bükk-hegységben (in Hungarian: Petrographical profile of the Ujhatár Valley in the Bükk Mountains). - Földt. Közl., Budapest, 73, 10-12, 639-647.
- SZENTPÉTERY Zs., 1953: A Déli Bükkhegység diabáz és gabbrótömege (Abstract: Le massif de diabase et de gabbro de la partie méridionale de la montagne Bükk, pp. 93-97). - Magy. Áll. Földt. Int. Évk., Budapest, 41, 1, 3-102.
- SZEPESHÁZY K., 1979: A Tiszántul és az Erdélyi Középhegység (Muntii Apuseni) nagyszerkezeti és rétegtani kapcsolatai (Abstract: Structural and stratigraphic connections between the basement of the Great Hungarian Plain East of the River Tisza and the Apuseni Mountains in Western Transsylvania). - Ált. Földt. Szle, 12, 121-198.
- VENDL, A., 1939: A szarvaskői wehríttről (in Hungarian: On the wehrítte from Szarvaskő). - Matem. és Term.-Tud. Ért., Budapest, 58, 2, 591-606.
- WEIN Gy., 1978: A Kárpátmedence kialakulásának vázlata (Abstract: Outlines of the development of the Carpathian Basin). - Ált. Földt. Szle, Budapest, 11, 5-34.
- ZELENKA T., 1973: New data on the Darnó megatectonic zone. - Acta Geol. Ac. Sci. Hung., Budapest, 17, 1-3, 155-162.
- ZELENKA T., 1975: A recski mélyszinti szinesfém ércelőfordulás szerkezeti-magmaföldtani helyzete (Abstract: Structural-igneous setting of the deep-seated base metal ore deposit of Recsk). - Földt. Közl., Budapest, 105, Suppl., 582-597.

MEZOZOIC OCEANIC LITHOSPHERE REMNANTS IN THE SOUTHWESTERN  
PART OF THE BÜKK MOUNTAINS (NORTH HUNGARY)

by

Z. Balla, Cs. Baksa, J. Földessy, L. Havas, I. Szabó

ABSTRACT

The largest ophiolitic region in the Internal West Carpathians is located in the SW part of the Bükk Mountains. The turbiditic series of Szarvaskő probably has generated in a continental rift; the ophiolitic magma has extruded and intruded laterally from the opening fissures of the nearly oceanic rift. In the Darnó-hegy stratigraphic sequence the normal oceanic lithosphere is overlain by hemipelagic and pelagic sediments. Both series in overturned position form tectonic nappes of complicated structure lying on the crystalline limestones and epicontinental sediments as evidenced by drilling data.

Manuscript received: 10. July, 1980.

Address of the authors:

Balla Zoltán C.Sc. and  
Havas László

Hungarian Geophysical Institute (ELGI)  
Budapest, Columbus u. 17-23.

H - 1445

Baksa Csaba and  
Földessy János

Ore and Mineral Mining Co. (OÉÁ)  
Copper Ore Factory (OÉÁ Rézércművek)

Recsk

H - 3245

Szabó Imre

Mecsek Ore Mining Co. Exploratory and Drilling Factory  
MÉV, Kutató- és Mélyfuró Üzem

Kővágószőlős

H - 7673

4215

## Ábralírások - Captions

1. ábra A bükki mezozóos vulkanitok áttekintő térképe  
[BALOGH, 1964]

Jelmagyarázat:

- 1 - devon-alsókarbon üledék;
- 2 - középső-felsőkarbon üledék;
- 3 - alsó-felsőperm üledék;
- 4 - alsó-középső-felsőtriász üledék;
- 5 - középsőanizuszi porfirit és tufa;
- 6 - felsőladini-karni diabáz, kvarcporfir és tufa;
- 7 - kréta diabáz, gabbró, peridotit;
- 8 - kainozoos üledékek és vulkanitok;
- 9 - redő tengelyek, a - antiklinális, b - szinklinális

Megjegyzés: jelentős összevonásokkal egyszerűsítve;  
a közölt ábra részlet az eredeti térképből.

2. ábra A Szarvaskő és Lillafüred környéki magmatitok al-si diagrammja  
[MEZŐSI, 1950, 1. ábra]

pontok - Szarvaskő környéki kőzetek,

keresztek - Lillafüred környéki kőzetek

3. ábra A Szarvaskő és Lillafüred környéki magmatitok fm-si diagrammja  
[MEZŐSI, 1950, 2. ábra]

Jelmagyarázat: ld. a 2. ábrán

4. ábra A Szarvaskő és Lillafüred környéki magmatitok c-si diagrammja  
[MEZŐSI, 1950, 3. ábra]

Jelmagyarázat: ld. a 2. ábrán



5. ábra A Szarvaskő és Lillafüred környéki magmatitok alk-si diagrammja  
[MEZŐSI, 1950, 4. ábra]

Jelmagyarázat: ld. a 2. ábrán.

6. ábra A Szarvaskő és Darnó-hegy környéki magmatitok  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$  diagrammja  
[ONUOHA, 1977<sup>b</sup>, 3. ábra]

AB - alkáli-bazalt széria, TH - toleites széria; körök - diabáz és láva, keresztek - gabbró, háromszögek - ultrabázitok.

7. ábra A Szarvaskő és Darnó-hegy környéki magmatitok  $\text{SiO}_2 - \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3/\text{MgO}$  diagrammja  
[ONUOHA, 1977<sup>b</sup>, 4. ábra]

CA - mészkáli széria, TH- toleites széria, AbTH - abisszális toleitek; egyéb jelölések: mint a 6. ábrán

8. ábra A Szarvaskő és Darnó-hegy környéki magmatitok  $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3/\text{MgO}$  diagrammja  
[ONUOHA, 1977<sup>b</sup>, 5. ábra]

Sk - Skaergard intruzió, AbTH - abisszális toleitek, TH - toleites széria, CA - mészkáli széria, JIA - Japán szigetiv; egyéb jelölések: mint a 6. ábrán.

9. ábra A Szarvaskő és Darnó-hegy környéki magmatitok  $\text{TiO}_2 - \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3/\text{MgO}$  diagrammja  
[ONUOHA, 1977<sup>b</sup>, 6. ábra]

1 - alacsony  $\text{K}_2\text{O}$  toleitek Tongáról, 2 - bazalt a DSDP 37 állomásról; pontok - diabáz, gabbró és peridotit a darnóhegyi-szarvaskő komplexumból, négyzetek - dolerit, gabbró és peridotit a törökországi Kizil Hatay ofiolit-komplexumból.

10. ábra A Szarvaskő és Darnó-hegy környéki magmatitok Ti - Cr diagrammja  
[ONUOHA, 1977<sup>b</sup>, 7. ábra]

OFB - óceánfenéki bazalt, LKT - szigetivek alacsony-K toleites szériája.

11. ábra A Darnó-hegy környékének földtani térképe  
[FÖLDESSY, 1975, 1. ábra]

Jelmagyarázat:

- 1 - negyedkori üledék,
- 2 - miocén üledékek és vulkanitok,
- 3 - oligocén üledékek,
- 4 - diabáz és szpilit,
- 5 - agyagpala és kovapala,
- 6 - mészkő.

12. ábra A darnóhegyi mélyfurások vázlatos rétegsora

1. Miocén; fedőképződmények.
- 2-6. Középső-felsőtriász;
  2. planktonogén mészkő és turbidites agyagpala, aleurolit és finomszemű homokkő
  3. radiolarit, tüzkő, planktonogén mészkő, agyagpala, diabáztufa, vörös hólyagos diabáz
  4. vörös és szürke turbidites agyagpala és aleurolit
  5. vörös tömeges és hólyagos effuzív diabáz, zöld foltokkal, sávokkal, szakaszokkal
  6. zöldesszürke, részben effuzív, részben intruzív diabáz
7. Felső paleozoikum? Szürke homokkő, aleurolit, agyagpala, dolomit, mészkő
8. Középső paleozoikum? Fehér szericites márvány, kristályos mészkő.
9. Eróziós kontaktus
10. Normális rétegtani kontaktus
11. Tektonikus kontaktus
12. Tektonikus breccsa

13. ábra A darnóhegyi mélyfurások rekonstruált eredeti vázlatos rétegsora

1. A mélyfurások egymás között korrelálható szakaszai
2. Mélység, m
3. Összesített rétegsor
4. Mélység, m
5. A kijelölt rétegcsoportok litológiai jellemzése
6. Mélyfurások pontosabban nem korrelálható szakaszai (m)
  - a - Planktonogén mészkő és turbidites agyagpala, aleurolit és finomszemű homokkő
  - b - Radiolarit, tüzkkő, planktonogén mészkő, agyagpala, diabáz-tufa, vörös hólyagos diabáz
  - c - Vörös és szürke turbidites agyagpala és aleurolit, továbbá vörös tömeges és hólyagos effuzív diabáz váltakozása
  - d - zöldesszürke, részben effuzív, részben intruzív diabáz

Jelkulcs a 12. ábrán

Megjegyzések:

1. Az egymásközt korrelált szakaszok feletti számok a furások sorszámai, az ezen szakaszoktól jobbra eső számok pedig a furások tengelye menti valóságos mélységek
2. A pontosabban nem korrelálható szakaszok számpárai a furások tengelye menti valóságos mélységközök

14. ábra Szarvaskő környékének földtani térképe  
[SCHRÉTER, 1943, melléklet]

Jelmagyarázat:

- 1 - holocén: patakhordalék;
- 2 - pleisztocén és terciér: üledékek és vulkanitok;
- 3 - kréta: diabáz, gabbró, peridotit;



- 4-6 - középsőtriász;
  - 4 - világosszürke és fehér rétegzett mészkő;
  - 5 - esino-marmolata jellegű fehér mészkő;
  - 6 - wengeni szint: sötétszürke, részben szaruköves mészkő;
- 7-9 - alsótriász;
  - 7 - főleg dolomit- és mészkő-fácies, alárendelten agyagpalával;
  - 8 - főleg agyagpala-fácies, alárendelten mészkő-rétegekkel;
  - 9 - kovapala;
- 10 - felsőkarbon: agyagpala és homokkő.

Megjegyzés: a közölt ábra részlet az eredeti térképből.

15. ábra Az ofiolitos-turbidites komplexum alapszelvénye az Eger-patak völgye mentén

Jelmagyarázat:

- 1 - világosszínű agyagpala turbidites nyomokkal és mészkő-olisztolitokkal;
- 2 - sötétszürke agyagpala;
- 3 - agyagpala, aleurolit és finomszemű homokkő vékonypados váltokozása; uralkodó az agyagpala;
- 4 - agyagpala, aleurolit és finomszemű homokkő vékonypados váltokozása, többhelyütt a homokkő tulsulyával;
- 5 - tömeges finomszemű homokkő aleurolit- és agyagpala-közbetelepülésekkel;
- 6 - mészkő agyagpala összlet;
- 7 - diabáz pillow-láva;
- 8 - effuzív kinézésű tömeges diabáz;
- 9 - intruzív diabáz és gabbró-diabáz;
- 10 - differenciálódott gabbró peridotit-slierekkel;
- 11 - normális rétegtani vagy intruzív kontaktus;
- 12 - bizonytalan helyzetű és értelmű kontaktus;
- 13 - rátolódás.

16. ábra Szarvaskő környékének vázlatos földtani térképe

Szerkesztette: BALLA Zoltán és HAVAS László, 1979.

Jelmagyarázat:

- 1-5 - középső-felsőtriász, ofiolitos-turbidites sorozat:
  - 1 - homokkő-aleurolit-agyagpala összlet;
  - 2 - diabáz pillow-láva és effuzív kinézésű tömeges diabáz;
  - 3 - intruzív diabáz és gabbró-diabáz;
  - 4 - gabbró, néhol peridotit-slirekkel;
  - 5 - mészkő-agyagpala összlet, legalja (?) középsőkarni;
- 6 - középső-felsőtriász (?), bizonytalan helyzetű kovapala-agyagpala összlet;
- 7 - középső-felsőtriász (?), epikontinentális sorozat, "fennsiki mészkő" (a Bükk-hegység fennsiki részéről elnevezve);
- 8 - térképezhető kontakt-udvar;
- 9 - normális rétegtani vagy intruzív kontaktus;
- 10 - haránttörés (eltolódás?): a - követett, b - feltételezett;
- 11 - hosszanti feltolódás: a - követett, b - feltételezett;
- 12 - tisztázatlan jellegű kontaktus: a - követett, b - feltételezett;
- 13 - észlelési vagy feltártsági határ.

17. ábra Szarvaskő környékének elvi rétegsora

18. ábra A Darnó-hegy és Szarvaskő környékének légimágneses  $\Delta$  T-térképe  
Repülési magasság 50 m

19. ábra A darnóhegyi és a szarvaskői ofiolitos komplexum vázlatos rétegsora

M. ONUOHA [1977<sup>b</sup>, 2. ábra szerint ]

Jelmagyarázat:

- a - a darnóhegyi ofiolitok elvi rétegsora
- 1 - radiolarit és tufa
  - 2 - szpilites pillow-láva
  - 3 - breccsás pillow-láva
  - 4 - teleptelérszerű szpilites diabáz
  - 5 - diabáz-telérkomplexum
  - 6 - gabbró-diabáz
- b - a szarvaskői Várberc-szurdok beli ofiolitok elvi rétegsora
- 1 - tengeri üledék, radiolarit
  - 2 - pillow-láva
  - 3 - diabáz-lemezek kisméretű telérekkel
  - 4 - gabbró-diabáz
  - 5 - kvarcdiorit
  - 6 - gabbró
  - 7 - peridotit
  - 8 - hornblendit
  - 9 - piroxénit
  - 10 - wehrlit



### Aláírások a fényképekhez

1. Diabáz, vöröses és zöldes, részben breccsaszerű mandulaköves; 136. sz. furás, 285 m.
- 2-3. Pillow furómagban: 2 - oldalról, 3 - "belülről"; 131.sz. furás.
- 4-6. Aleurolit-agyagpala, vörös és szürke, felkavarodásos és csuszamlásos jelekkel; 136. sz. furás. Megjegyzés: a furómagok eredeti rétegtani helyzetükbe vannak fordítva (a nyilak a lyuktalp felé mutatnak). 4-5 - 347,3 m, különböző oldalról nézve; 6 - 345,1 m.
7. Vörös biomikrites mészkő (a fényképen világos, fehér erekkel) tömeges vörös mandulaköves diabázban ugyanilyen diabáz törmelékével; 136.sz. furás, 370,4 m.
- 8-11. Szürke meszes-agyagos turbidit; 136. sz. furás. Megjegyzés: mint a 4-6. fénykép esetében. 8 - 575,0 m; 9 - 554,0 m; 10 - 396,0 m; 11 - 859,0 m (konvolut redővel).
- 12-13. Epikontinentális felsőpaleozóikum-alsómezozóikum, Homokos - kőzetlisztes-agyagos-karbonátos üledékek, a fényképeken plasztikus folyás erős nyomaival; 136.sz. furás. Megjegyzés: a furómagok eredeti helyzetükben vannak (a nyilak a lyuktalp felé mutatnak). 12 - 952,0 m; 13 - 957,0 m.
14. A "Nagyrezoldal" feltárás a Darnó-hegy DNY-i lejtőjének tövén. Pillow-láva átbuktatott településben. A feltárás síkjának irányitottsága ÉÉNy-DDK (balról jobbra).
15. Sziklafeltárás a "Várbérc-szurdok" Ny-i lejtőjének felső részén Szarvaskő falutól Ny-ra. Pillow-láva átbuktatott településben. A feltárás irányitottsága ÉNy-DK (balról-jobbra).
- 16-17. Egyes kipreparált pillow-k szálkibuvásokban, átbuktatott településben a "Várbérc-szurdok" Ny-i lejtőjének tetején, Szarvaskő falutól Ny-ra. 16 - D felől nézve; 17 - ÉK felől nézve.

## Captions

Fig. 1 Sketch map of Mesozoic volcanic formations in the Bükk Mts (BALOGH, 1964)

### Legend:

- 1 - Devonian and Lower Carboniferous sedimentary rocks
- 2 - Middle and Upper Carboniferous sedimentary rocks
- 3 - Lower and Upper Permian sedimentary rocks
- 4 - Lower, Middle and Upper Triassic sedimentary rocks
- 5 - Middle Anisian porphyrite and tuff
- 6 - Upper Ladinian and Karnian diabas, quartz porphyry and tuff
- 7 - Cretaceous diabas, gabbro and peridotite
- 8 - Neozoic sediments and volcanic rocks
- 9 - Fold axes a - anticline b - syncline

Note: Considerably generalized and simplified. The figure is a detail of the original map.

Fig. 2 Al-Si diagram of the magmatites from the Szarvaskő and Lillafüred area (MEZŐSI, 1950, Fig.1)

dots - rocks from Szarvaskő

crosses - rocks from Lillafüred

Fig. 3 Fm-Si diagram of the magmatites from the Szarvaskő and Lillafüred area (MEZŐSI, 1950, Fig.2)

Legend: as in Fig.2

Fig.4 C-Si diagram of the magmatites from the Szarvaskő and Lillafüred area (MEZŐSI, 1950, Fig.3)

Legend: as in Fig.2

Fig. 5 Alk-Si diagram of the magmatites from the Szarvaskő and Lillafüred area (MEZŐSI, 1950, Fig.4)

Legend: as in Fig.2

- Fig. 6  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$  diagram of the magmatites from the Szarvaskő and Darnóhegy area (ONUOHA, 1977 v, Fig.3)  
 AB - alkali basalt series, TH - tholeiitic series; circles - diabas and lava, crosses - gabbro, triangles - ultramafic rocks
- Fig. 7  $\text{SiO}_2 - \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$  diagram of the magmatites from the Szarvaskő and Darnóhegy area (ONUOHA, 1977 b, Fig.4)  
 CA - calcalkali series, TH - tholeiitic series, AbTh abyssal tholeiites. Other symbols as in Fig. 6
- Fig. 8  $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{MgO}$  (ONUOHA, 1977b, Fig.5)  
 Sk - Skeergard intrusion, AbTh-abyssal tholeiites, TH- Tholeiitic series, CA - calcalkali series, JIA - Japanese island arc; other symbols as on Fig. 6
- Fig. 9  $\text{TiO}_2 - \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{MgO}$  diagram of the migmatites from the Szarvaskő and Darnóhegy area (ONUOHA, 1977b, Fig.6)  
 1-low  $\text{K}_2\text{O}$  tholeiites of Tonga, 2- basalt of DSDP 37; dots - diabas, gabbro<sup>2</sup> and peridotite of the Darnóhegy-Szarvaskő complex, quadrangles - dolerite, gabbro and peridotite from the Kizil Hatay ophiolite complex in Turkey
- Fig.10 Ti-Cr diagram of the magmatites from the Szarvaskő-Darnóhegy area (ONUOHA, 1977b, Fig.7)  
 OFB - ocean bottom basalt, LKT - low  $\text{K}_2\text{O}$  tholeiitic series of the island area.
- Fig.11 Geological map of the Darnóhegy area (FÖLDESSY 1975, Fig. 1)  
 Legend: 1 - Quaternary sediments, 2 - Miocene sediments and volcanic rocks, 3 - Oligocene sediments, 4 - diabas and spilite, 5 - claystone, and siliceous slate, 6 - limestone
- Fig.12 Simplified lithologic column of the Darnóhegy boreholes  
 1 - Miocene; cover 2-6 Middle-Upper Triassic: 2 - planktonogenic limestone and turbiditic claystone, siltstone and fine-grained sandstone, 3 - radiolarite, chert, planktonogenic limestone, claystone, diabas tuff, red vesicular diabas 4 - red and grey turbiditic claystone and siltstone, 5 - red, massive and vesicular effusive diabas, with green patches, bands and portions, 6 - greenish grey, partly effusive, partly intrusive diabas, 7 - Upper Paleozoic? grey sandstone, siltstone, claystone dolomite, limestone, 8 - Middle Paleozoic? white sericitic marble, crystalline limestone! 9 - Erosional contact, 10 - normal stratigraphic contact, 11 - tectonic contact, 12 - tectonic breccia

Fig. 13 Reconstructed original generalized profiles of the Darnó-hegy boreholes

1 - Intercorrelable intervals of the boreholes, 2 - depth, m;  
3 - Summarized lithologic column, 4 - depth, m; 5 - lithological characterization of the designed members; 6 - Not well correlable intervals of the boreholes (m), a - planktonogenic limestone and turbiditic claystone, siltstone and fine-grained sandstone; b - radiolarite, chert, planktonogenic limestone, claystone, diabas tuff, red vesicular diabas, c - red and grey turbiditic claystone and siltstone alternating with red massive and vesicular effusive diabas, d - greenish grey, partly effusive, partly intrusive diabas (Legend as in Fig.12)

Notes: 1. Numbers above the intercorrelated intervals are borehole numbers, those to the right - real depth along the borehole axis.  
2. Number pairs of the not well correlable intervals are real depth intervals along the borehole axis.

Fig. 14 Geological map of the surroundings of Szarvaskő (SCHRÉTER 1943, supplement)

Legend: 1 - Holocene alluvium, 2 - Pleistocene and Tertiary: sediments and volcanic rocks; 3 - Cretaceous: diabas, gabbro, peridotite; 4-6 Middle Triassic: 4 - light grey and white, bedded limestone, 5 - white limestone of esino-marmolata type, 6 - Wengen horizon: dark grey, partly cherty limestone; 7-9 Lower Triassic: 7 - mainly dolomite and limestone facies with subordinate claystone, 8 - mainly claystone facies, with subordinate limestone layers, 9 - siliceous slate, 10 - Upper Carboniferous claystone and sandstone.

Note: the presented figure is a detail of the original map.

Fig. 15 Key profile of the ophiolitic-turbiditic complex along the valley of Eger-brook

Legend: 1 - light-coloured claystone with turbiditic features and limestone olistoliths, 2 - dark grey claystone, 3 - claystone alternating with siltstone and fine-grained sandstone in thin beds (claystone predominating), 4 - claystone, siltstone and fine-grained sandstone alternating in thin beds, mostly with sandstone predominating, 5 - massive, fine-grained sandstone with intercalated siltstone and claystone, 6 - limestone and claystone complex, 7 - diabas pillow lava, 8 - massive diabas of effusive aspect, 9 - intrusive diabas and gabbro-diabas, 10 - differentiated gabbro with schliers of peridotite, 11 - normal stratigraphic or intrusive contact, 12 - contact of uncertain type, 13 - inverse fault (overthrust)



Fig. 16 Geological sketch map of the surroundings of Szarvaskő  
(Plotted by Z. BALLA and L. HAVAS, 1979)

Legend: 1-5 Middle and Upper Triassic, ophiolite-turbidite series:  
1 - sandstone-siltstone-claystone complex, 2 - diabas pillow lava  
and massive diabas of effusive aspect, 3 - intrusive diabas and  
gabbro-diabas, 4 - gabbro, locally with schliers of peridotite,  
5 - limestone and claystone complex (lowermost part Middle Karnian(?))  
6 - Middle and Upper Triassic (?), siliceous slate and claystone  
complex of uncertain position, 7 - Middle-Upper Triassic (?) epicon-  
tinental series: plateau limestone (named after the Bükk Mts plateau,  
8 - mappable contact halo, 9 - normal stratigraphic or intrusive  
contact, 10 - transverse fault, a - observed, b - assumed, 11 -  
longitudinal reverse fault: a - observed, b - assumed, 12 - contact  
of uncertain type, a - observed, b - assumed, 13 boundary of ob-  
servation or exposure

Fig. 17 Generalized profile of the Szarvaskő area

Fig. 18 Aeromagnetic  $\Delta T$ -map of the Darnóhegy and Szarvaskő area  
Flight altitude 50 m

Fig. 19 Schematic profile of the Darnóhegy and Szarvaskő ophiolitic complex  
after M. ONUOHA (1977 b, Fig 2)

Legend: a - Darnóhegy profile 1 - radiolarite and tuff, 2 - spilitic  
pillow lava, 3 - brecciated pillowlava, 4 - sill-like spilitic diabas,  
5 - complex of diabas dykes, 6 - gabbro-diabas-  
b - Profile of Várberc-szurdok at Szarvaskő, 1 - marine sedimentary  
rock, radiolarite, 2 - pillow lava, 3 - diabas plates with small-size  
dykes, 4 - gabbro-diabas, 5 quartz diorite, 6 - gabbro,  
7 - paridotite, 8 - hornblendite, 9 - pyroxenite, 10 - wehrlite

## Photo

1. Diabas, reddish-greenish, partly brecciated, amygdaloidal. Borehole 136, 285 m
- 2-3. Pillowin drill core: 2 - side view, 3 - "from inside" view Borehole 131
- 4-6. Siltstone-claystone, red and grey, with turbulence and slumping figures. Borehole 136 Note: arrows point towards the hole botton. 4-7 from 347,3 m, different side views. 6 - from 345,1 m
7. Red biomicritic limestone (with light, white veins on the photo) in massive red amygdaloidal diabas with fragments of the same diabas, borehole 136, 370,4 m
- 8-11. Grey calcareous-argillaceous turbidite, borehole 136. Note: as in case of photos 4-6. 8 - 575,0 m; 9 - 554,0 m, 10 - 396,0 m; 11 - 859,0 m (with a convolute fold)
- 12-13. Epicontinental Upper Paleozoic - Lower Mesozoic. Sandy, silty, clayey and calcareous sediments, with strong traces of plastic flow on the photos. Note: the drill cores are in original position (arrows pointing to the hole bottom). 12 - 952,0 m; 13 - 957,0 m.
14. Exposure "Nagyrézoldal" at the base of the SW slope of Darnó-hegy - Pillow lava in recumbent position. Exposure plane oriented NNW-SSE (left-right)
15. Rock exposure at the upper portion of the western slope of Várbérc-szurdok, W of Szarvaskő village - Pillow lava in recumbent position. Exposure oriented NW-SE (left-right)
- 16-17. Individual pillows in outcrops, recumbent position, at the top of the western slope of Várbérc-szurdok, W of Szarvaskő village 16 - view from the South, 17 - viewfrom the NE.

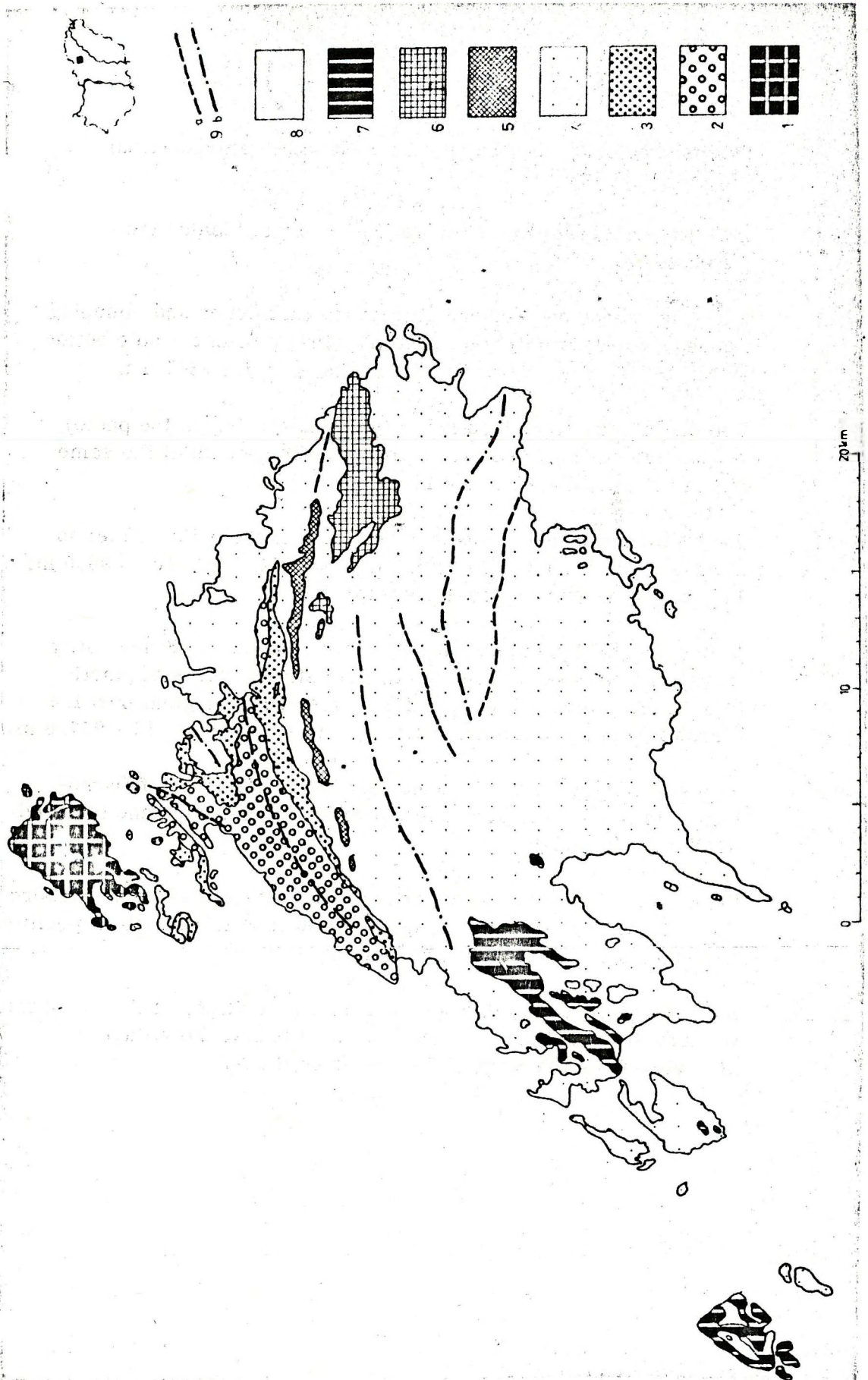


Fig. 1. ábra

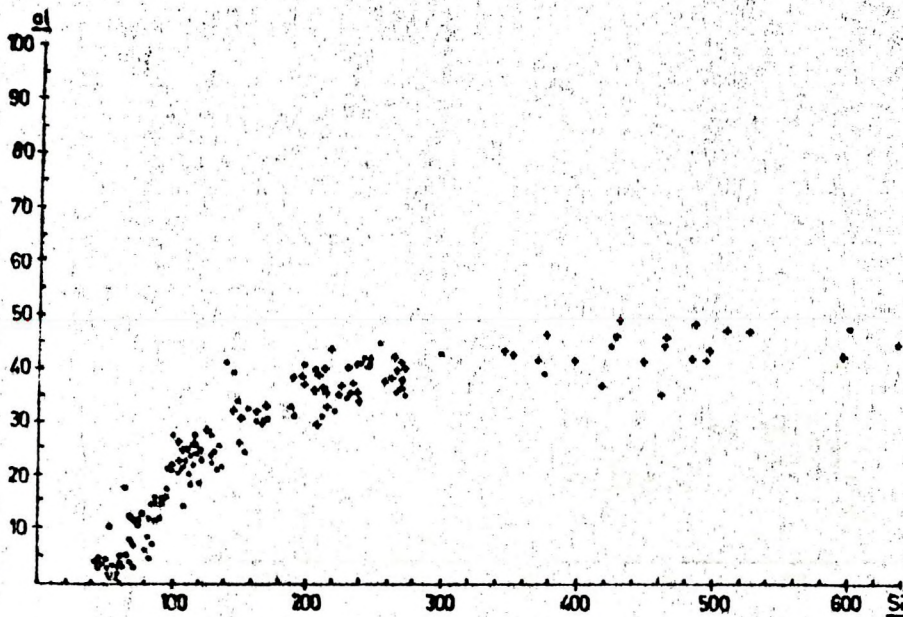


Fig. 2. ábra

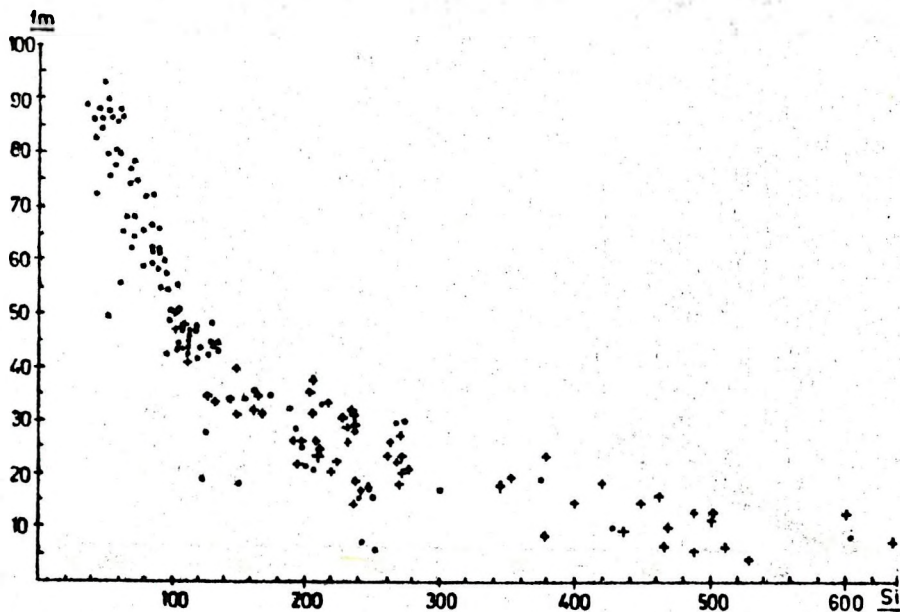
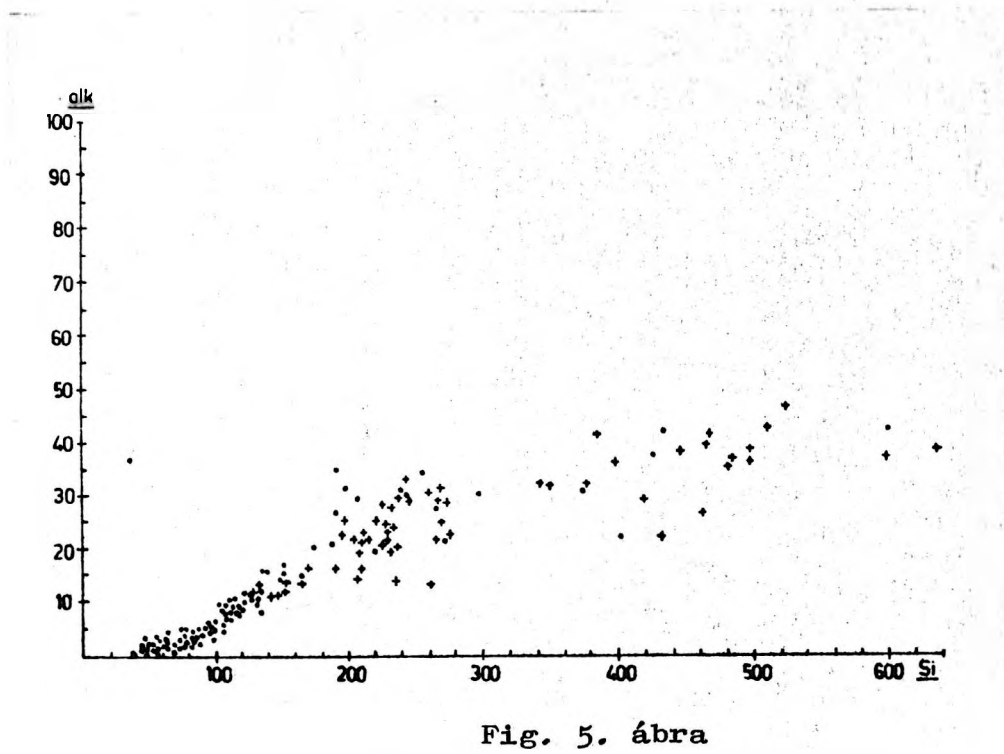
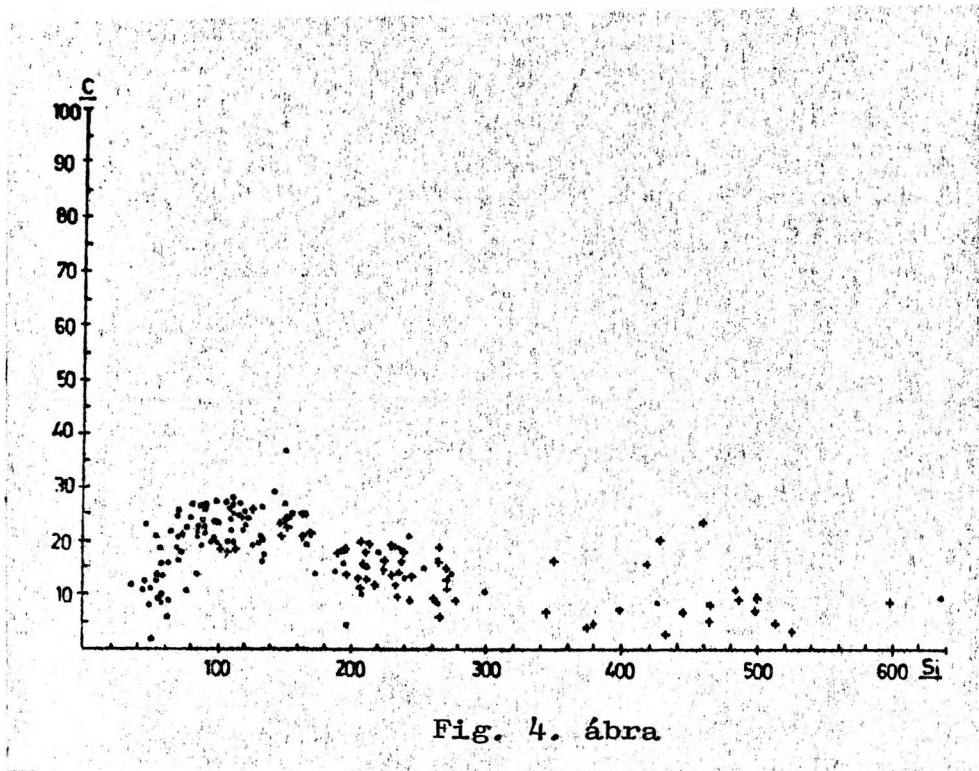


Fig. 3. ábra





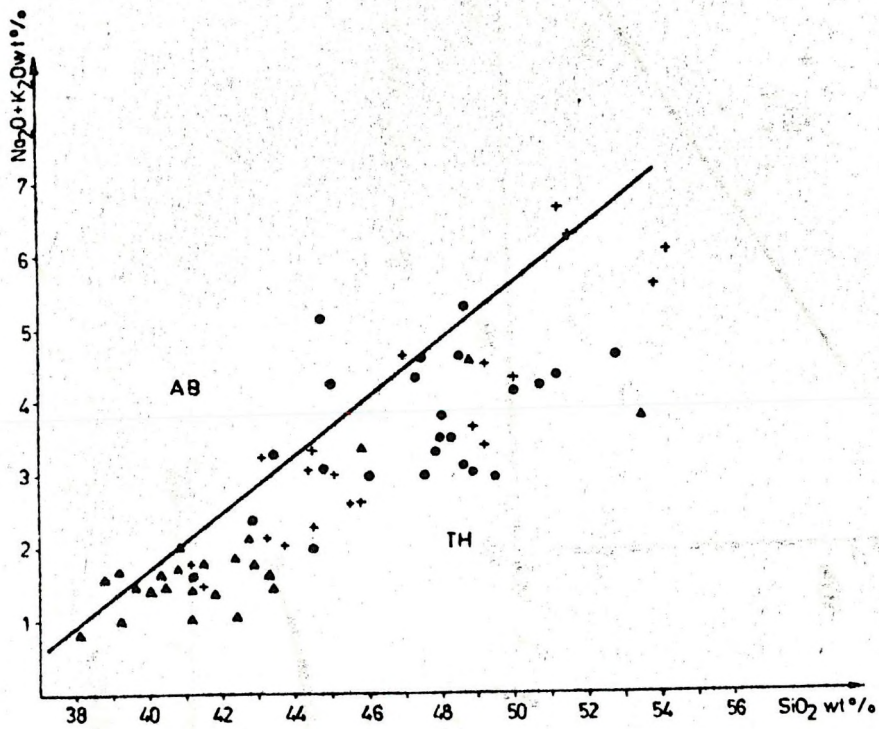


Fig. 6. ábra

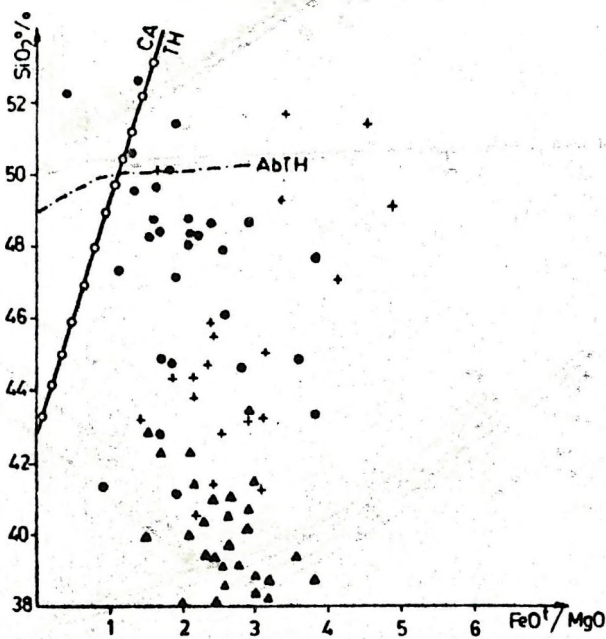


Fig. 7. ábra

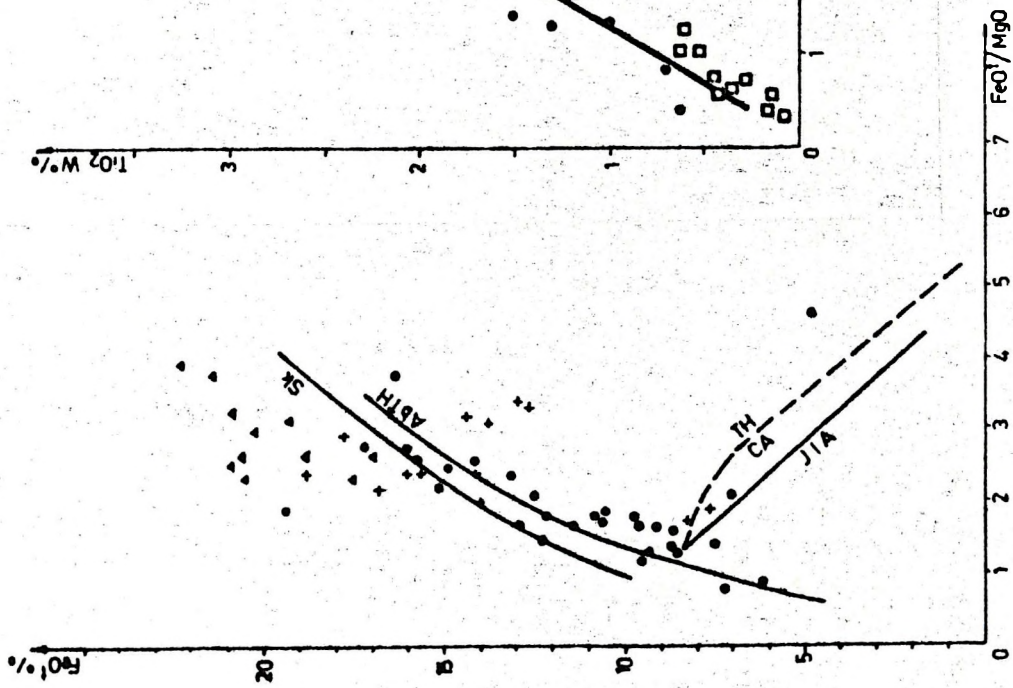


Fig. 8. ábra

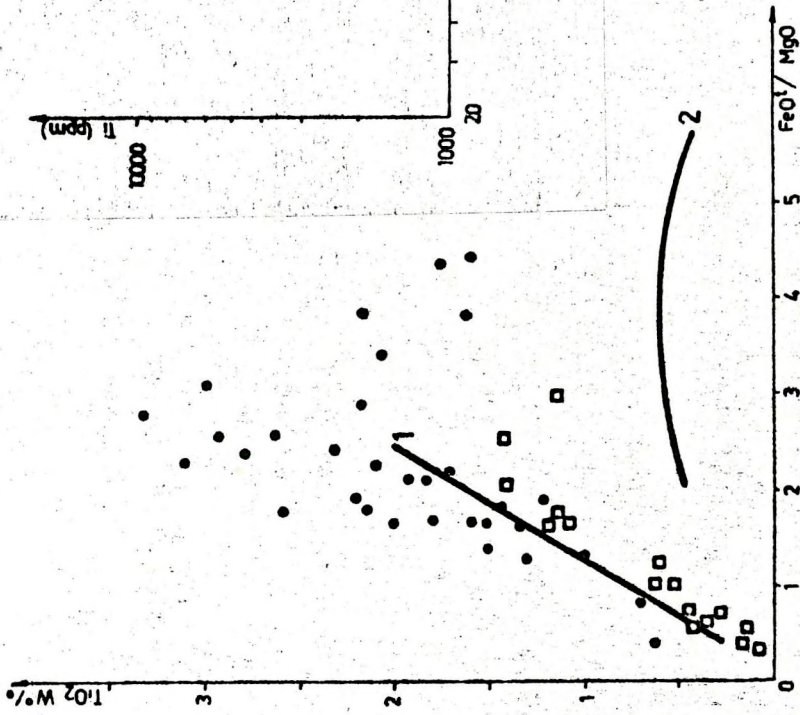


Fig. 9. ábra

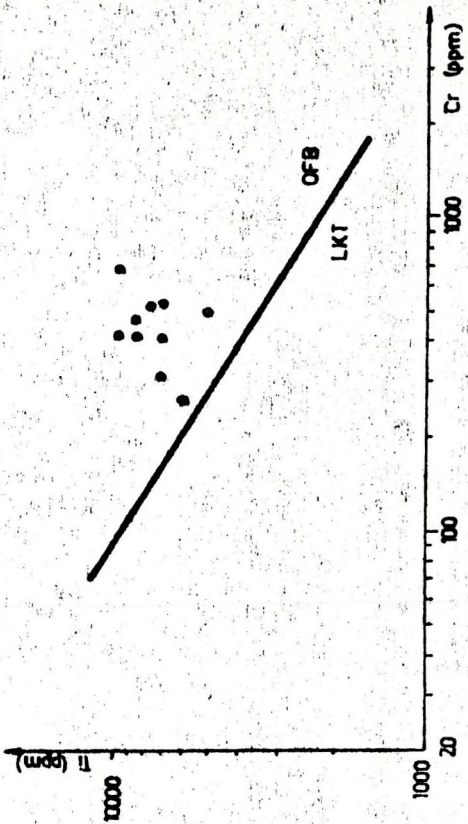


Fig. 10. ábra



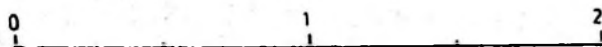
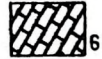
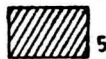
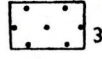
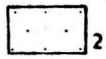
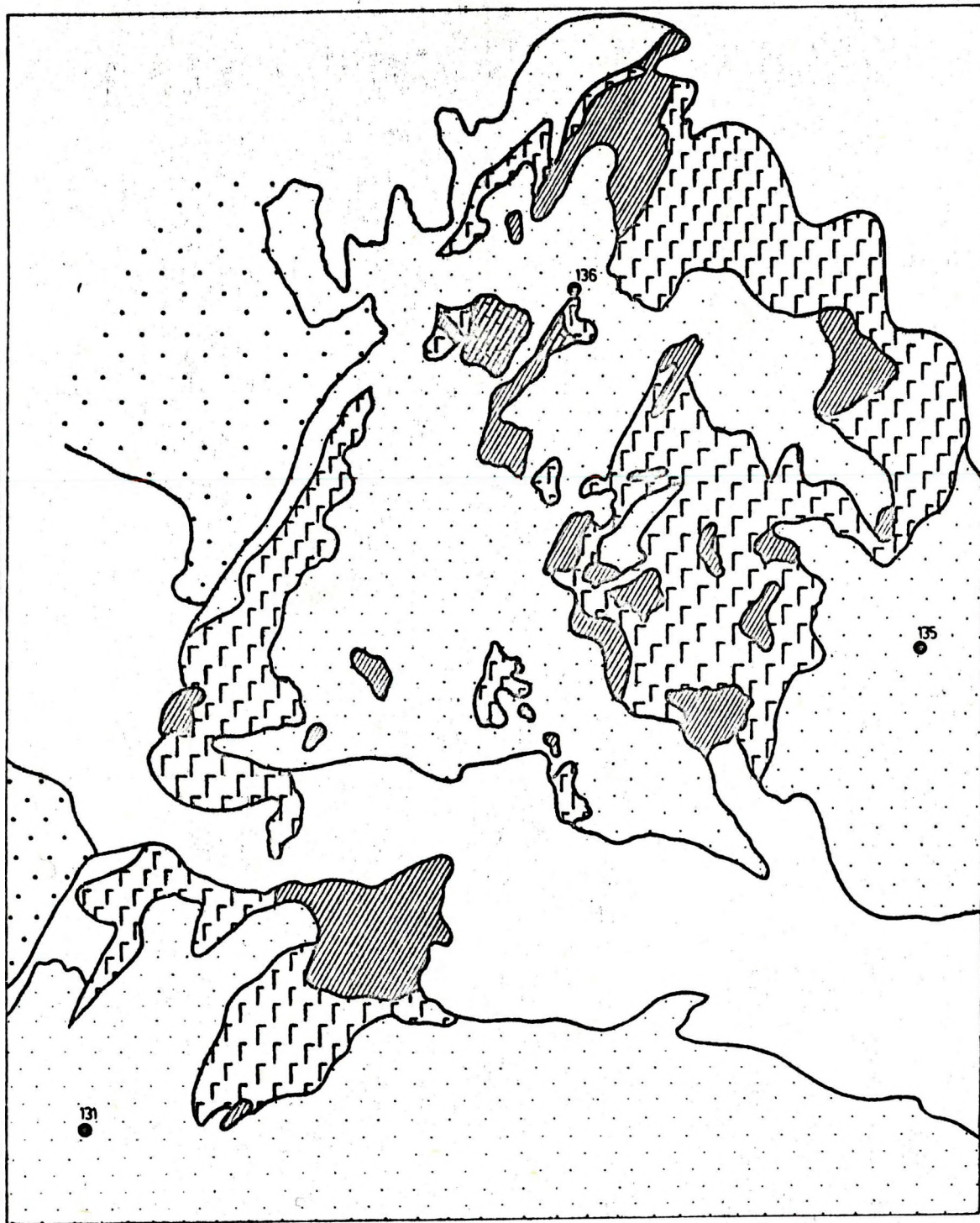


Fig. 11. ábra



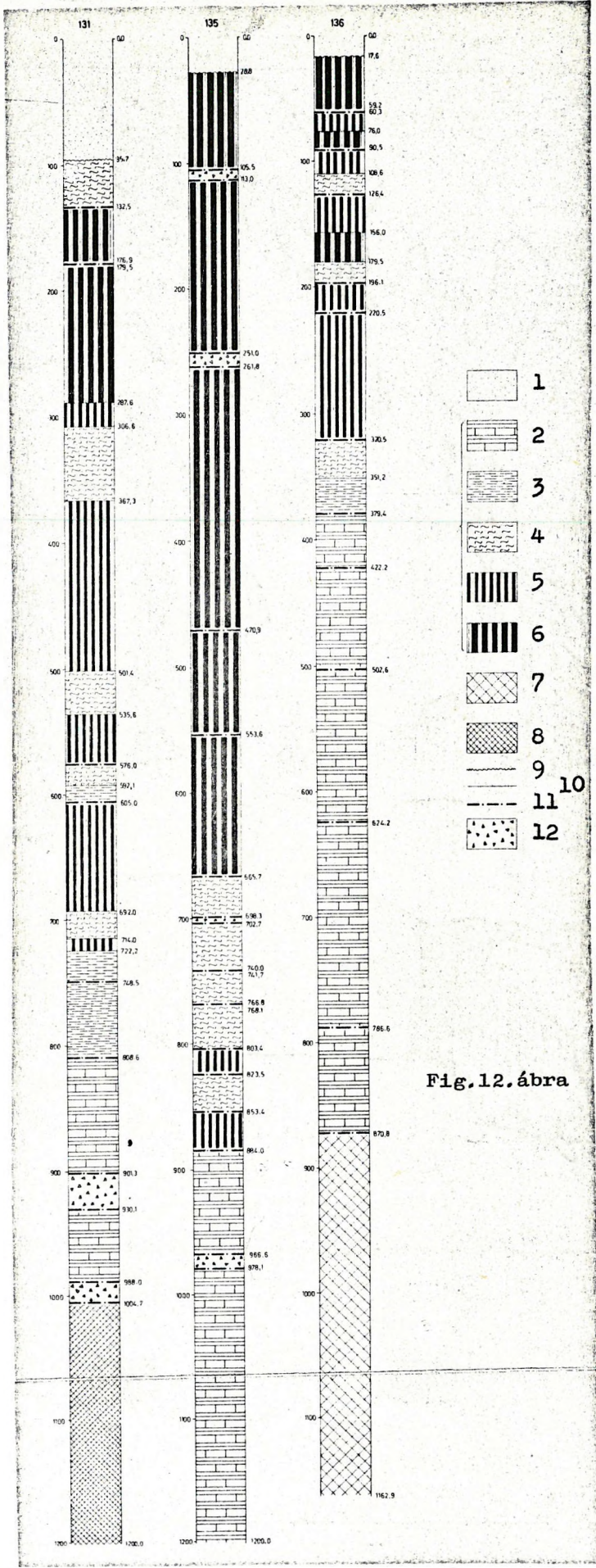


Fig. 12. ábra

Fig. 12. ábra



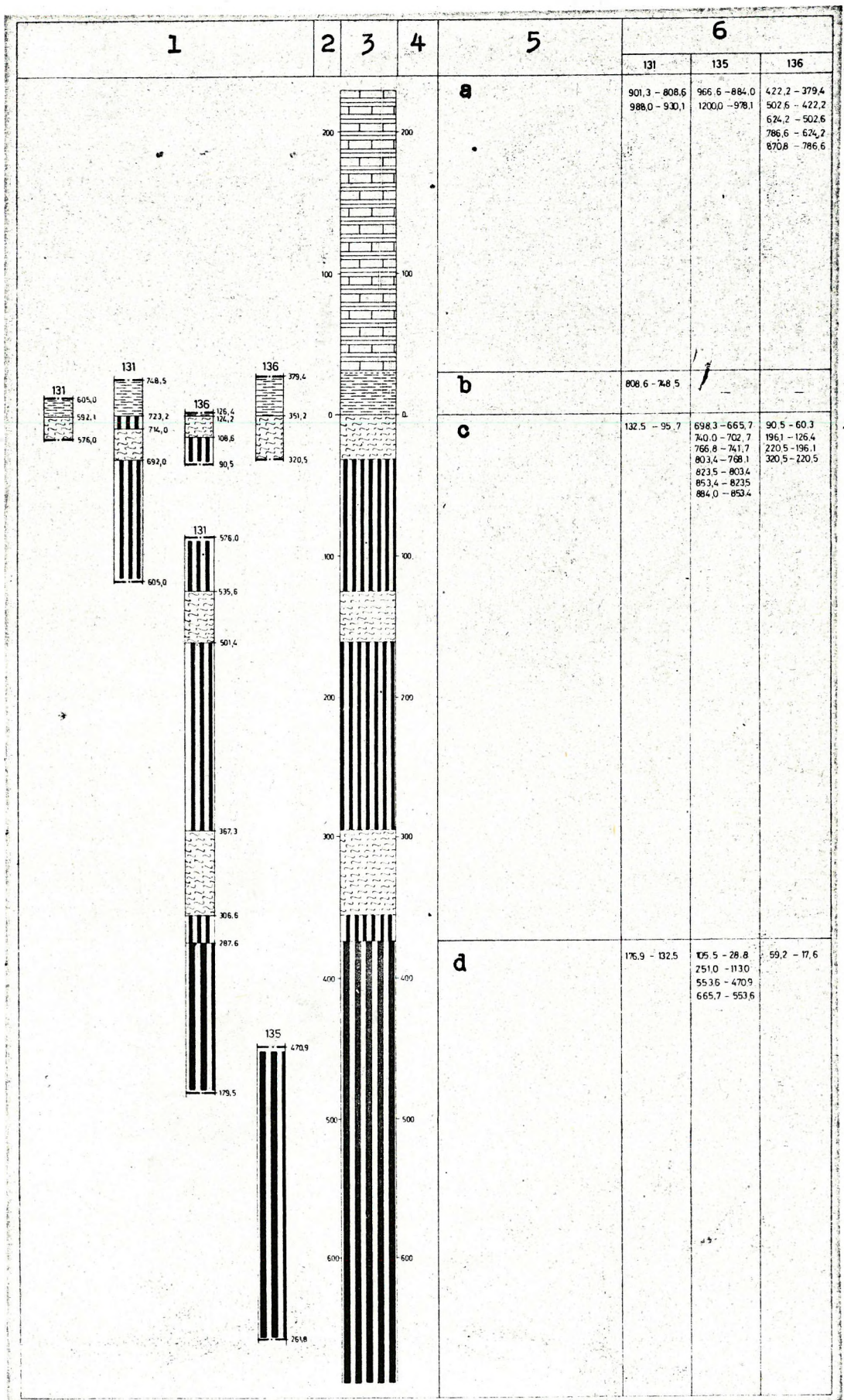


Fig. 13. ábra



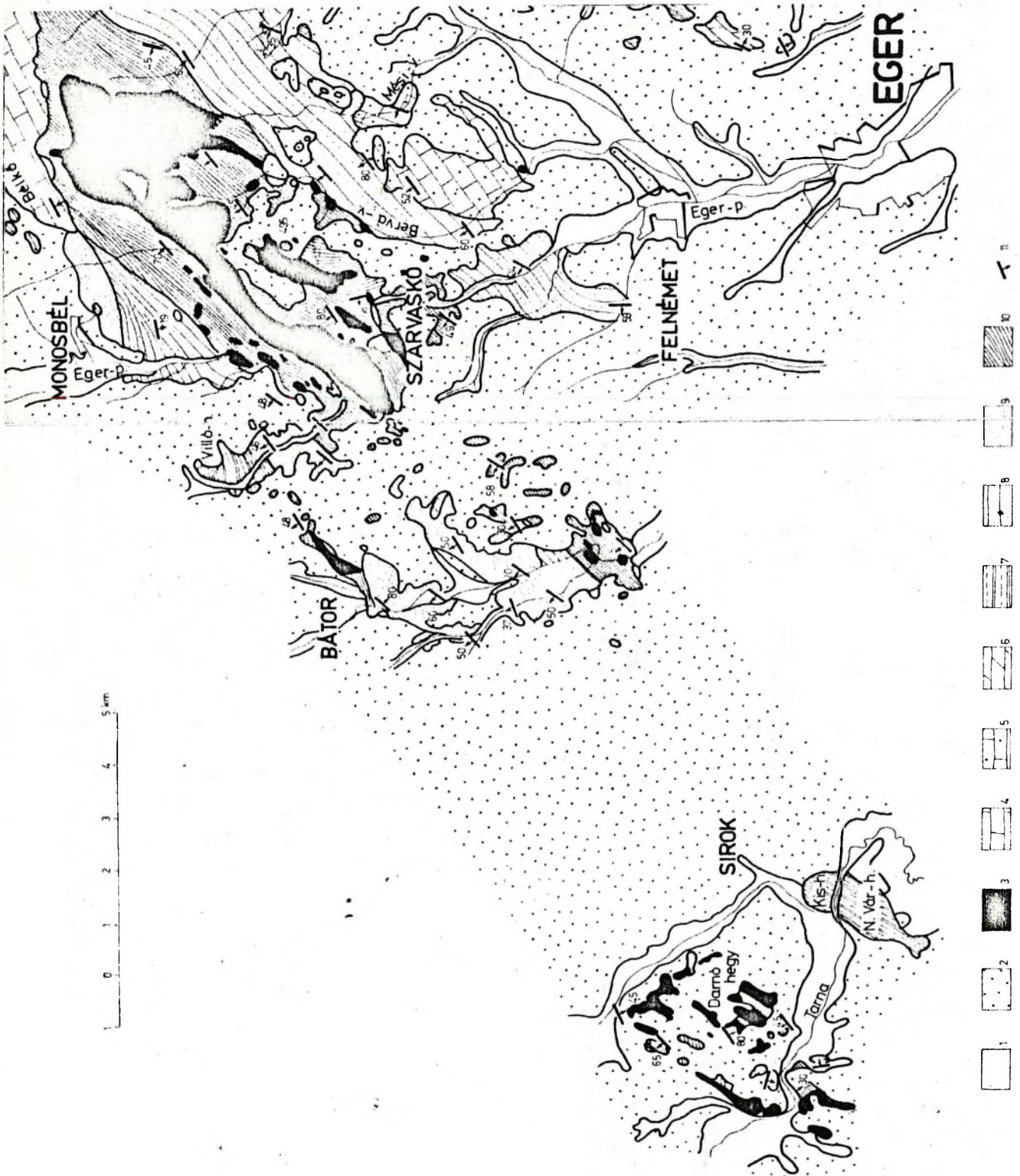


Fig. 14. ábra

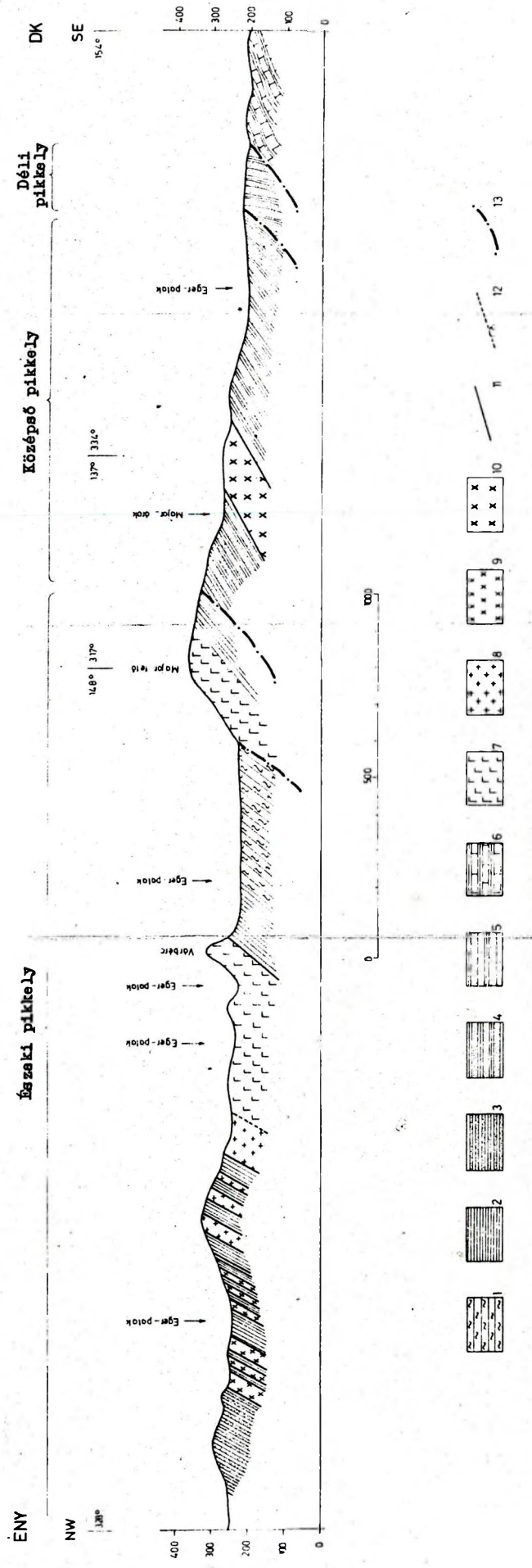


Fig. 15. ábra



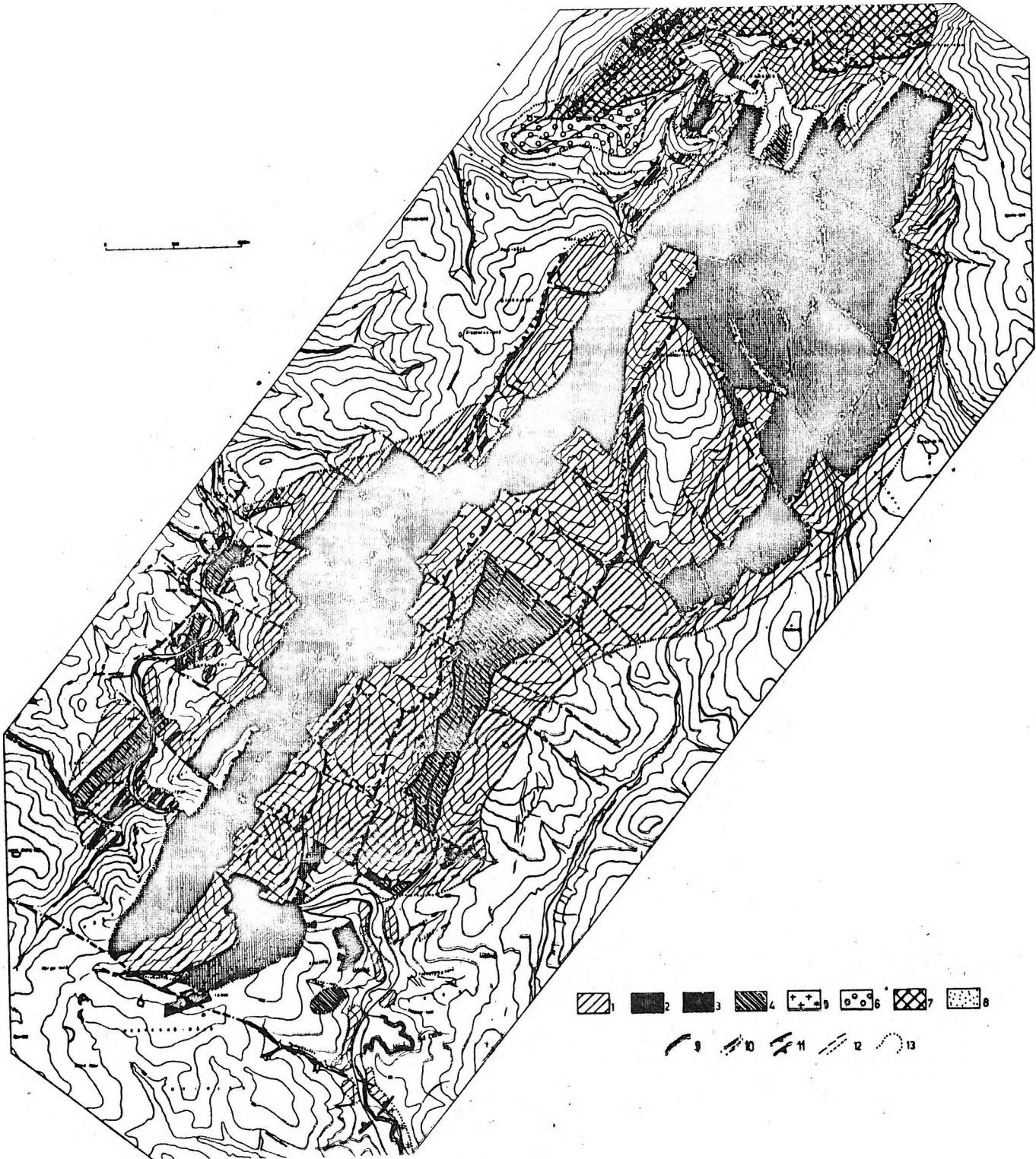


Fig. 16. ábra

összet.	rétegszopart	Elvi élegaszlop	vastagság, m	Közvetleírás		
mészke- agyagpala			min. 1000	Vékonypados — lemezes mészke és barna agyagpala		
	világos agyagpala			min. 300	Világos agyagpala turbidites nyomokkal és olisztolitokkal	
				150	Sötétszürke agyagpala	
				300-400	Diabáz pillow-láva	
				150	Effuzív kinézésű lávasos diabáz	
				200-300	Sötétszürke agyagpala diabáz-szintekkel (lávapadok vagy teleplélérek)	
		hamokkő - agyagpala			kb. 500	Agyagpala, elég ritka vékony aleurit- és finomszemű hamokkő-belelepuslésekkel, gabbro-diabáz- és gabbro-teleplélérekkel
					600-700	Agyagpala és aleurit — hamokkő váltakozása, benné differenciáldát gabbro - intruziók peridotit - sírakkal
					min. 200	Hamokkő és aleurit, agyagpala — közbelepuslésekkel

Fig. 17. ábra

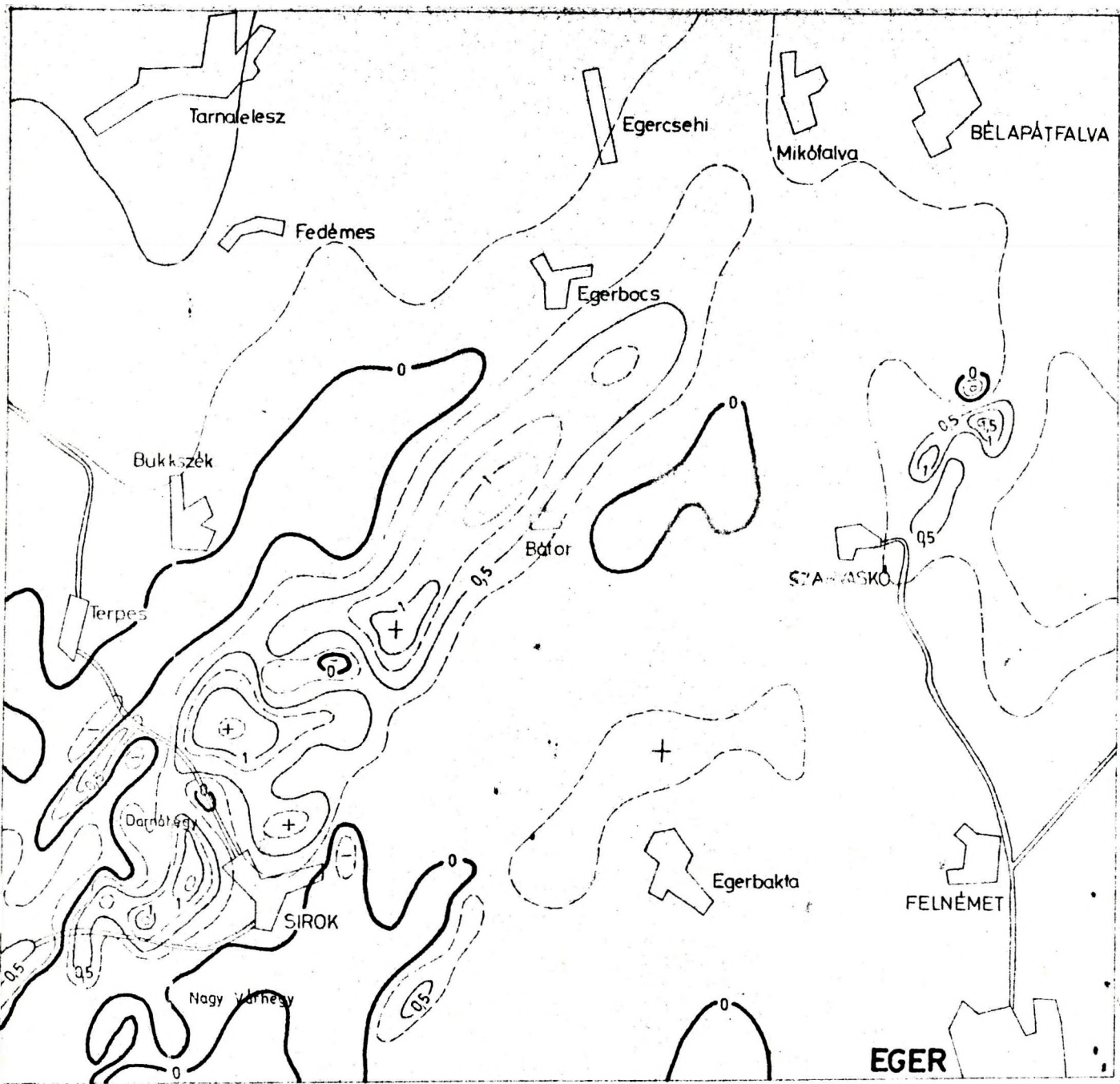


Fig. 18. ábra



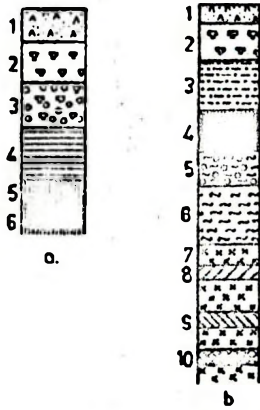


Fig. 19. ábra

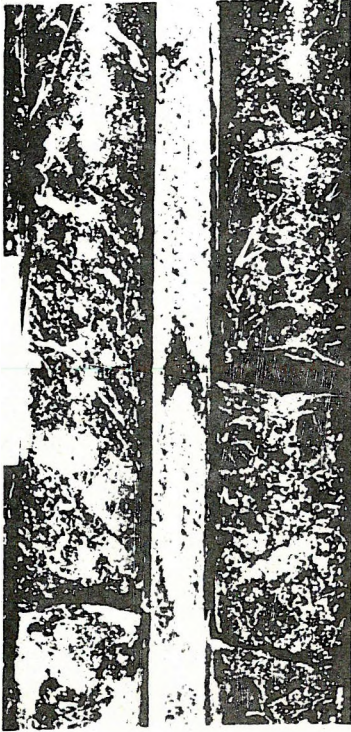


Photo 1. kép

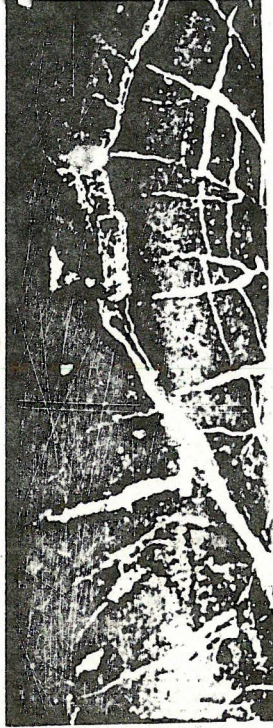


Photo 2. kép

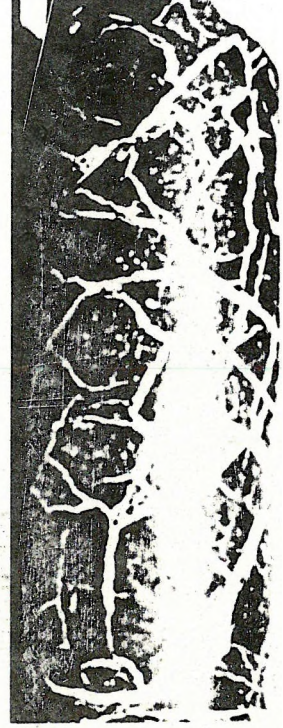


Photo 3. kép



Photo 4. kép



Photo 5. kép

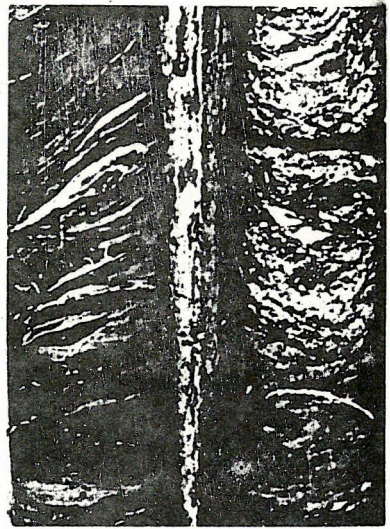


Photo 6. kép



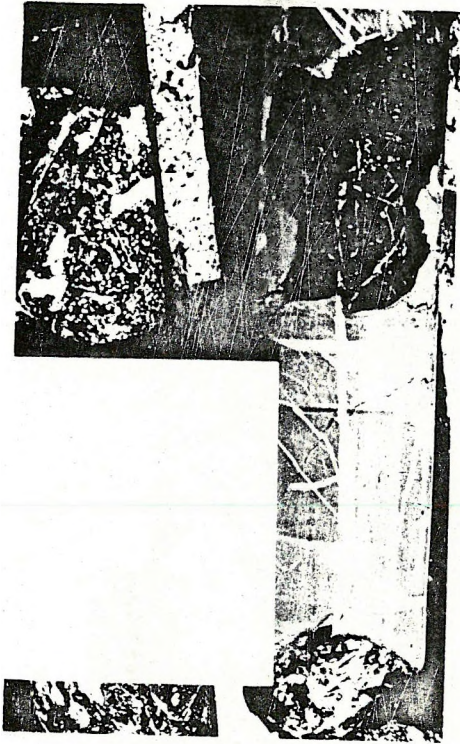


Photo 7. kép

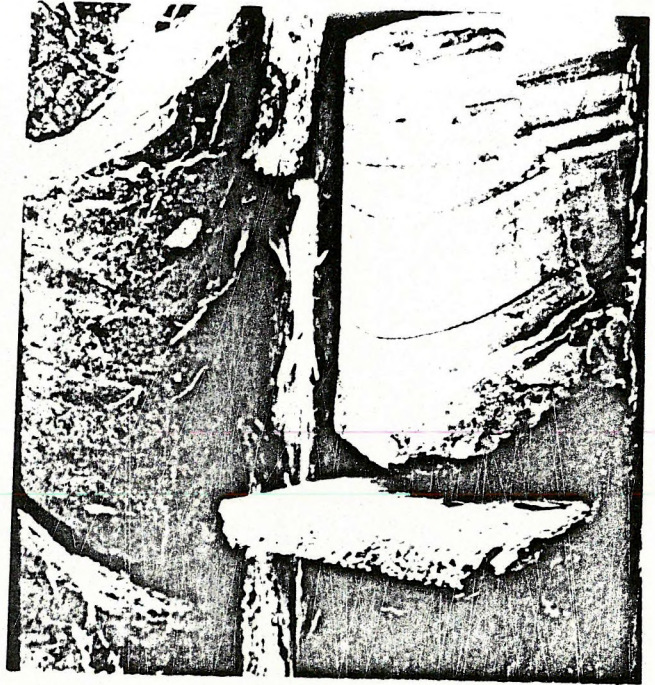


Photo 8. kép



Photo 9. kép



Photo 10. kép



Photo 11. kép



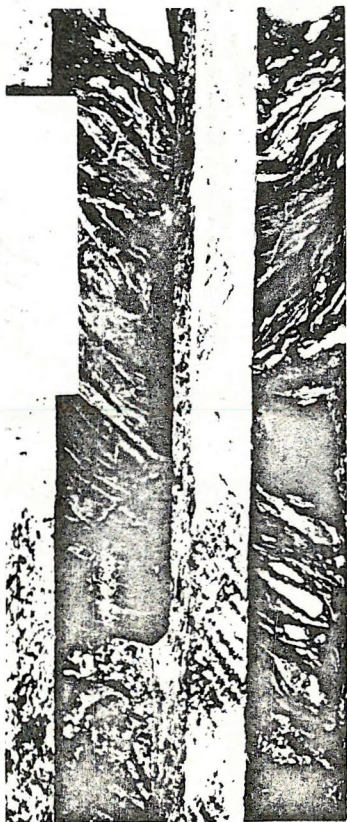


Photo 12. kép

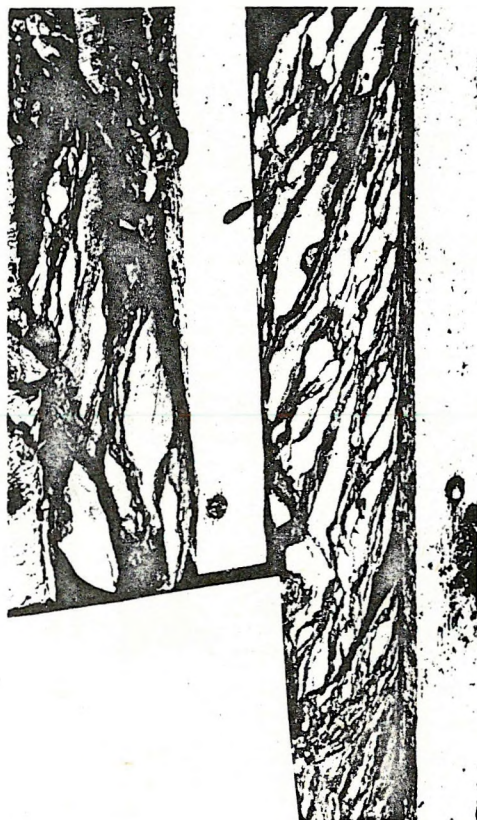


Photo 13. kép

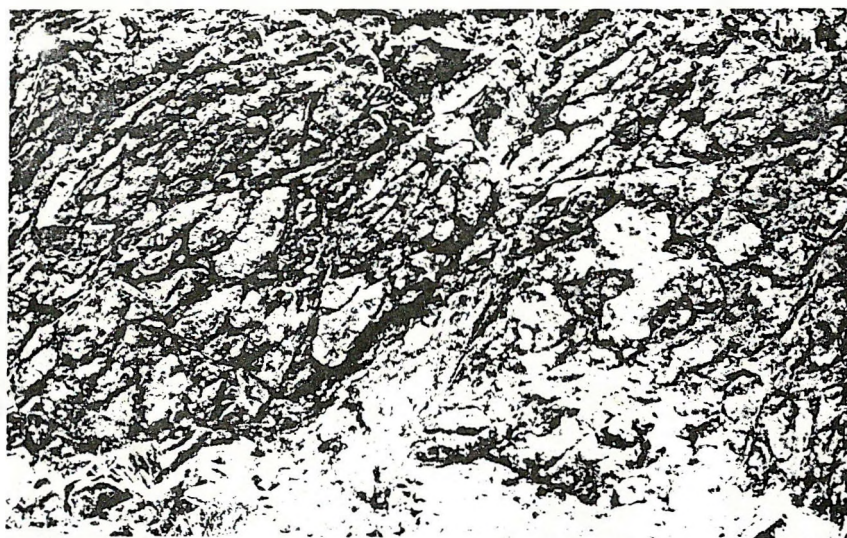


Photo 14. kép





Photo 15. kép

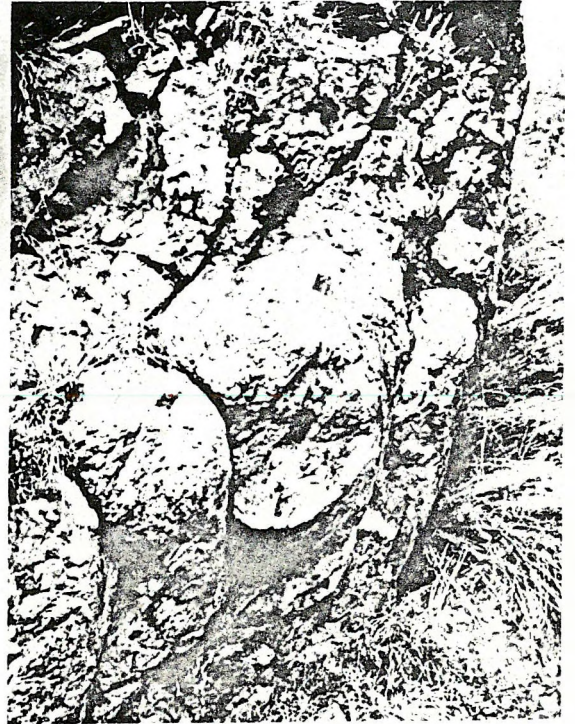


Photo 16. kép



Photo 17. kép





MAGYARORSZÁG KRÉTA - PALEOGÉN KÉPZŐDMÉNYEINEK  
GEODINAMIKAI ELEMZÉSE

Balla Zoltán<sup>x</sup>

Möts-clés BRGM-CNRS tárgyszavak:

Paleogeographie, correlation, paleomagnetisme,  
roche-metamorphique, flysch, geodynamique,  
cretace, paleogene, Transdanubie-Centrale-Hongrie,  
Grende-Plaine-Hongrie.

A természettudományok egyikében sem igaz, hogy az adatok gyűjtése és rendszerezése önmagában véve elvezet a helyes elmélethez. Ne higgyük, hogy a földtan kivétel! Sőt, adatainak közismert és törvényszerű szórványossága, hiányossága miatt még kevésbé várhatjuk, hogy az akármilyen hangyaszorgalommal végzett adatgyűjtés, akármilyen mennyiségű és részletességű vizsgálat önmagában véve elvezet az egyetlen igaz, egyedül lehetséges, kizárólagos biztonságú megoldáshoz.

<sup>x</sup> Előadva: a Magyarhoni Földtani Társulat Általános Földtani Szakosztályának 1980. november 19-i ülésén "Földtani alapok a Kárpátmedence fejlődéstörténetének lemeztektonikai rekonstrukciójához. II. Kréta-paleogén" címmel. A címváltoztatás oka: a háromrészes előadássorozat "I. Neogén - kvarter" része a közeljövőben jelenik meg a Geofizikai Közlemények 26. 1980. 5-41. számában angol és magyar nyelven, valamint a Geotektonika (Moszkva) című folyóiratban orosz nyelven "A neogén vulkanitok jelentősége és problematikája a Kárpáti régió geodinamikai rekonstrukciójában" címmel.

Kézirat beérkezett: 1980. december 9-én

A feltárások közötti hiányokat, az előfordulási területek közötti ürt csakis intuícióval vagy akár fantáziával tölthetjük ki. Fantáziánk lehet szárnyaló, lehet földhözragadt, de az általa adott képet annak alapján kell értékelnünk, hogy az adatokat milyen mélységig értelmezi, azok hányadrészét foglalja magában és mennyire felel meg a földtan általános törvényszerűségeinek. Megfelelő koncepció visszahat az alapadatokra: feltárja a vizsgálati hiányosságokat, szempontokat ad a további kutatásokhoz és, ami a legfőbb, megjelöli a kulcsfontosságú problémákat és olyan jelenségekre hívja fel a figyelmet, amelyeket addig nem ismertünk vagy lényegtelennek tartottunk.

Egy hipotézis akkor vethető el, ha olyan jelenségeket ismerünk meg, amelyek alapvetően nem illeszthetők bele, vagy ha a jóslatként levont következtetések sorozatosan nem igazolódnak vagy ha helyébe egy az adatokat még mélyebben értelmező, az adatok még nagyobb hányadát összesítő, az általános földtani törvényszerűségeknél még jobban megfelelő másik hipotézis jelenik meg. Nem mindegy, milyen elméleti alapon teszünk kísérletet az adatok szórványosságának, pontatlanságainak, hiányosságainak felszámolására, pontosabban az ebből fakadó ismeretességi hézagok kitöltésére.

Jelenleg egyetlen átfogó földtani elmélet látszik, a lemeztektonika. Egyetemessége mellett ennek három hatalmas előnye van a korábbi elméletekkel szemben:

- számíthatóvá teszi a földtani folyamatokat,
- szerves részként kezeli az óceánokra vonatkozó adatokat, megszüntetve a kontinentális geológus függetlenségét az óceánoktól,
- a földtani folyamatokkal kapcsolatban azt tartja, hogy lényegüket akkor értjük meg, ha felismerjük mai analógjaikat.

A mennyiségi elemzés, az óceanológia és az aktualizmus tehát a lemeztektonika pillérei közé tartozik. Ezekre támaszkodva teszünk kísérletet a hazai

kréta-paleogén képződmények geodinamikai elemzésére, fő feladatunknak azt tartva, hogy meghatározzuk azon geodinamikai szituáció körvonalait, amelyben az illető képződmények létrejöttek.

A kréta-paleogén képződmények tektonikai összevonását és együttes elkülönítését a fiatalabb és idősebb koruktól hazánkban és az egész Kárpát-medencében az indokolja, hogy egyes övekben flis-kifejlődésük. A flis tektonikai-  
-ősföldrajzi jellegeinek megértése így kulcsfontosságú, ezért elemzésünkben megkülönböztetett figyelmet fordítunk rá.

## 1. AZ ALFÖLDI KRÉTA-PALEOGÉN

A Tiszántuli flisöv kétségkívül a Kárpát-medence egyik legsajátosabb szerkezeti-faciális egysége. Ahhoz, hogy tektonikáját tisztán lássuk, először is a flisöv fáciesképét kell megértenünk. Ehhez alapul SZEPESHÁZY K. [1973] monográfiáját vesszük, amelyben a flisöv üledékeit, négy korcsoportba sorolva, mindegyikben több faciést elkülönítve, tárgyalja.

A középső-felsőeocén üledékek négy faciális típusa jelölhető ki:

1. Durvatörmelékes partközeli-sekélytengeri üledékek: breccsa, konglomerátum, dűrva homokkő.
2. Durvatörmelékes-karbonátos partközeli-sekélytengeri üledékek: konglomerátum és homokkő, nummuliteszes-lithothamniumos mészkő és mészmárga.
3. Homokos üledékek, egyes esetekben gradációs rétegződéssel: homokkő, néhol konglomerátummal és agyagmárgával.
4. Homokos-agyagos üledékek gradációs rétegződéssel: szürke-zöldes-szürke homokkő, aleurolit, agyag, agyagmárga.



A negyedik típus - ez a tulajdonképpeni flis - megvan a paleocén-alsóeocén és szenon rétegsorokban is, amelyek még egy, a középső-felsőeocénben (egyelőre?) ismeretlen kifejlődésben is előfordulnak; ez a "puhói márga" analógjának és egyuttal ötödik fáciestipusnak tekinthető:

5. Karbonátos —agyagos üledékek gradációs rétegződés nélkül: uralkodóan vörös színű agyagmárga, márga, mészmárga gazdag planktonfaunával.

E fáciestípusok DK-ről ÉNy-ra haladva nagyjából egységes sort képeznek a parttól való távolság és a vízmélység növekedését jelezve, kérdés csak az, milyen jellegű medencében halmozódtak fel. Az általában feltételezett keskeny, árokszerű süllyedéknek [KŐRÖSSY, 1959, 1963, 1977; BALOGH-KŐRÖSSY, 1968, 1974; WEIN, 1969; DANK-BODZAY, 1971; SZEPESHÁZY, 1973; BODZAY, 1975, 1977] ilyen típusu üledékképződéssel nincs semmiféle mai analógja, tehát ez a modell nem lehet helytálló.

Ahhoz, hogy helyes képet alakítsunk ki, meg kell vizsgálnunk az üledékképződési környezet jellegét. A durvatörmelékes, szórványosan karbonátos üledékek (1-2. típus) partközeli-sekélytengeri eredetéhez nemigen férhet kétség. Az uralkodóan homokos, esetenként gradációs rétegződésű, esetenként kavicsos üledékek (3. típus) önálló minősítése nemigen oldható meg. Így a továbbiakban csak a homokos-agyagos (4. típus) és a karbonátos-agyagos (5. típus) üledékekkel foglalkozunk.

A homokos-agyagos üledékekre szürke szín és gradációs rétegződés jellemző. A szürke szín arról tanuskodik, hogy a vegyileg aktív vashoz képest a szervesanyag feleslegben volt a diagenezis folyamán, a gradációs rétegződés pedig arra mutat, hogy az üledékek zagyáramokból keletkeztek, vagyis a turbiditek kategóriájába tartoznak. A turbiditek képződésének egyetlen feltétele

van: olyan meredek vizalatti lejtő jelenléte a felhalmozódási terület közelében, amelyen időről időre zagyáramok zudulnak lefelé. Ilyen vizalatti lejtő bármilyen, akár sekélytengeri vagy édesvizi medencében is létrejöhet, ezért önmagában véve a gradációs rétegződés, vagyis a turbidites jelleg a medencetípus diagnosztikájára nem alkalmas.

A tárgyalt fácies típusba tartozó üledékekben ez a turbidites jelleg nemcsak jelen van, hanem az egész üledéksorra jellemző: olyan üledéksor ez, amely nagy vastagságban szinte kizárólagosan turbiditektől áll. Ez a körülmény arról tanuskodik, hogy a medencefenék meredek szakasza az üledékfelhalmozódás egész ideje alatt létezett. Ez az "egész idő" esetünkben a szenontól a felsőeocénig terjedt, vagyis kb. 50 millió évet fogott át. További lényeges momentum, hogy a tárgyalt üledékek szemcsenagysága szűk határok között ingadozik; ez arra mutat, hogy az üledékfelhalmozódás dinamikai körülményei lényegileg állandóak maradtak. Könnyű belátni, hogy eme "dinamikai körülmények" elsősorban a vizalatti lejtőtől való távolságot, továbbá e lejtő meredek szakaszának magasságát és lejtőszögét jelentik, vagyis ezek maradtak lényegileg állandóak. Alapvető kérdés: mi lehetett az oka annak, hogy egy ilyen meredek vizalatti lejtő nemcsak hogy létrejött, hanem földtanileg hosszú időn át gyakorlatilag állandó formában létezett?

Sekélyvizi medencét feltételezve, erre a kérdésre nemigen kaphatunk elfogadható választ. Mélyvizi körülményekre vonatkozóan viszont a válasz készen áll: ez a hosszúéletű vizalatti lejtő – közismert nevén: a kontinentális lejtő – soktízezer km hosszúságban nyomozható, s létezésének oka a kontinentális és óceáni litoszféra szintjeinek különbözősége, ami kőzeteik eltérő sűrűségéből következik és számításokkal ellenőrizhető. Nem valószínű, hogy életképes lenne egy olyan feltevés, amely szerint a kréta-paleogén folyamán a kontinentális és óceáni litoszféra közötti különbség nem állt fenn a maihoz hasonló formában. Ha viszont fennállt, a legtermészetesebb és egyúttal a lényegét legmélyebben feltáró magyarázatot adja monoton turbidites összlet felhalmozódásához.

A kontinentális lejtő magassága széles határok között változhat, elsősorban az óceáni medence korától és jellegétől függően; "széles határok" kifejezés azonban nem jelent határtalanságot. A mai kontinentális lejtők magassága 2 km-nél nem kevesebbet, átlagosan pedig 4 km-t tesz ki; nem valószínű, hogy ez véletlen volna, mivel a konkrét értékek kéregszerkezeti okokra vezethetők vissza. Ezek az értékek tehát aktualisztikus interpretáció megbízható alapjait képezhetik.

A turbidites összlet vastagságát nem ismerjük, de legalább 1000 m-re becsülhetjük. Az üledékképződés dinamikai körülményeinek állandóságát a jelentős vastagság figyelembe vételével kétféleképpen magyarázhatjuk: vagy úgy, hogy a lejtőmagasság az összletvastagság többszöröse volt (feltöltődéses modell), vagy úgy, hogy a turbidites üledékek süllyedő kéregrészen halmozódtak fel (kompenzációs modell). Az első esetben az eredeti lejtőmagasság a vastagság-kifejlődés alapján legalább 3-4 km-re, a második esetben aktualisztikus alapon legalább 2 km-re becsülhető. A diagenezis során a feleslegben lévő szervesanyag a törmelékkel együtt a shelfről származik, így a szürke szín turbiditek esetében független a vízmélységtől.

A karbonátos-agyagos üledékekre vörös szín, plankton-foraminiferák vázainak nagy mennyisége és normális (nem gradációs) rétegződés jellemző. A fácienstípusok sorában nyilvánvalóan ezek képződtek a parttól legtávolabb, ami annyit jelent, hogy a kontinentális lejtőtől is távol, a mélyebb vízü területen halmozódtak fel. E területen a vízmélységet a turbiditek alapján becsülhetjük. Feltöltődéses modell esetében az eredeti lejtőmagasságra minimum 3-4 km-t kaptunk, s a lejtőtől távolabbi terület vízmélysége ennél inkább nagyobb, mint kisebb lehet. Kompenzációs modell esetében az eredeti lejtőmagasságra minimum 2 km-t kaptunk; az aljzat süllyedését a felhalmozódott turbidit-összlet vastagságával mérhetjük, ami esetünkben legalább 1 km-t jelent. A kompenzáció csak a turbidites fenékszakra vonatkozhat, a távolabbi területen, ahova a zagyáramok már nem érnek el, a süllyedés csaknem tiszta formában jelent-



kezik. A vízmélység tehát itt idővel növekszik, minimum 2-3 km-re becsülhetően.

A karbonátos-agyagos üledékek felhalmozódási mélységére a legkisebb feltételezhető érték tehát 2-3 km-t tesz ki. Ilyen vastagságu vizoszlopon való áthullás során a plankton-szervezetek elbomlanak, mielőtt a fenékre érnének, tehát az üledékek szervesanyag-tartalma jelentéktelenné válik, hacsak nincs zagyáramokkal oldalirányú beszállítás. Esetünkben az üledékek szöveti jellegei ezt a beszállítást kizárják, s így vörös színük természetes magyarázatot kap, egyúttal további bizonyítékot szolgáltatva [BALLA, 1981<sup>a</sup>] a legalább 2-3 km-es vízmélység mellett,

A tárgyalt üledékek mindkét típusa tehát mélytengeri körülmények között képződött. Az alföldi flisöv üledékeinek fáciesminősítéséhez ezért a mai óceáni üledékek elvi faciesszelvényét (1. ábra) használjuk.

A shelf után a kontinentális lejtő következik erősen redukált, de a fenékmorfológiától függően nagyon változatos, részben turbidites üledékképződéssel. Az óceánkutatók hajnalán J. MURRAY és A.F. RENARD által elkülönített "batiális" intervallum a kontinentális lejtőre esik és semmiféle, a vízmélységgel korrelációban álló üledékekkel nem jellemezhető; az eredetileg erre jellemzőnek tartott "óceáni kék agyag"-ról időközben kiderült, hogy az abisszális területek hemipelágikus övében keletkezik. Ezért a "batiális" megjelölés a korszerű óceáni szedimentológiából eltűnőben van [MURDMAA, 1979], így alkalmazása a földtanban sem célszerű: nincs semmiféle objektív diagnosztikai kritériuma.

A kontinentális lejtő tövéénél kezdődik a kontinentális lábazat, amely az óceán felé dőlő sima felszíni terület; jellegzetesen akkumulációs eredetű képződmény, amely a kontinentális lejtőn lezuduló zagyáramok és gravitációs üledékcsuszamlások anyagából jön létre, s lényegileg a proluvium és deluvium

mélytengeri analógjának tekinthető. A turbidites üledékekre durva gradáció és gyakori homokos frakció jellemző; a gravitációs csuszamlással keletkező üledékek iszaproggyásos, iszapfolyásos stb. szerkezetűek. Mindkét típus valamilyen korábbi üledék dezintegrációjával és áthalmazódásával képződik, de eme dezintegráció különböző fokú: turbiditek esetében egyedi szemcséig megy, a gravitációs-csuszamlásos üledékek esetében azonban csak nagyobb iszapfoszlányokig.

A kontinentális lábazat fokozatosan megy át az abisszális síkságba, amely ugyancsak akkumulációs eredetű: disztális turbiditek szétterülésével keletkezik, s tulajdonképpen a zagyáramok elhalási öveként fogható fel. Az itt keletkező turbiditekre finom (gyakran cm-es) gradáció és a kőzetlisztes-agyagos frakciók túlsúlya jellemző. Ezután következik az abisszális medence jellegzetes pelágikus üledékeivel, amelyek széles átmeneti zónában vékony, cm-es ritmicitással disztális turbiditekkel fogazódnak össze. Esetünkre vonatkozóan elég a pelágikus üledékek két szélső típusát megemlítenünk: egyik a tiszta, fehér globigerinás mészi~~szap~~, másik a "mélytengeri vörös agyag". Egy-egy konkrét üledékben ez a két típus tetszőleges arányban keveredhet.

A flisöv üledékei közül a vörös karbonátos-agyagos típusúak abisszális medencében halmozódhattak fel. A szürke homokos-agyagos üledékek diagnosztikai bélyegei nem világosak, így előzetesen csak annyit t~~é~~telezhetünk fel, hogy valahol a kontinentális lábazat óceánfelőli részét és az abisszális síkságot felölelő övezetben képződhettek. A homokos üledékeket ugyancsak előzetesen a kontinentális lábazat és a kontinentális lejtő határvidékére helyezhetjük.

Mindez az eredeti üledékgyűjtő nagy méreteire és jelentős vízmélységére mutat. A pelágikus-abisszális kifejlődés alapján az üledékgyűjtő átmérője több száz km-re becsülhető; vízmélységére fentebb legalább 2-3 km-t t~~é~~teleztünk fel. Ilyen medence ~~al~~zata nagy valószínűséggel bázisos kőzetekből

áll. Kézenfekvő tehát megvizsgálunk a kérdést: származhatnak-e az ugyan-  
ebben az övben és környezetében számos ponton megfúrt és általában az al-  
sókrétába sorolt bázitok a flismedence aljzatából. E bázitok korára vonatko-  
zóan az alábbi adatokat ismerjük:

- a.) Rokonközeteik a felszínen csak a Keleti Mecsekben fordulnak elő,  
ahol koruk zömmel valangini, részben esetleg hauterivi  
[BILIK, 1974].
- b.) A bázitok fekéjében mélyfarásokkal mindeztideig csak legalsókréta  
(Nagykőrös-18 [SZEPESHÁZY, 1966, 1967]), titon (Ebes-12  
[SZEPESHÁZY, 1972, 1973]) vagy bizonytalan kora  
(anchimetamorf) üledékeket (Ebes-1, -7 [SZEPESHÁZY, 1972,  
1973]) tártak fel.

A vázolt adatok korértéke távolról sem annyira magától értetődő, mint azt  
általában szokták. A bázitok fekéjében feltárt üledékek kora csak abban az  
esetben adna felvilágosítást a korra, ha biztosak lehetnénk a rátelepülés ré-  
tegtani eredetében. Maga az a tény, hogy a bázitok fekéjében különböző kora  
és különböző anyagu kőzetek vannak, eleve jelentős diszkordanciáról tanus-  
kodik, amelynek tektonikus eredetét semmiképpen sem zárhatjuk ki. Így leg-  
jobb esetben is csak a mecseki analógiára támaszkodhatunk.

A keletmecseki bázitok sekélytengeri eredetűek és alkáli összetételűek, s  
BILIK I. [1980] elemzése alapján kontinentális rift képződményeinek tekin-  
tendők. Kontinentális riftben a magmatizmus csak az óceáni felnyílásig fo-  
lyik, ezután teljes egészében az ujonnan létrejött óceáni riftre korlátozódik,  
amint azt az alig 50-100 km széles Vörös-tenger esetében látjuk  
[COLEMAN, 1974; MILANOVSKIJ, 1976]. A felnyílás kezdetét tehát ép-  
pen a mecseki adatok nyomán legkorábban az hauterivi emelet végére rögzí-  
thetjük. Az alföldi bázitok között ONUOHA K.M. [1979] elemzése szerint



mind alkáli bazaltok, mind óceáni toleitek jelen vannak. Míg az előbbiek a mecsekiekhez hasonlóan kontinentális riftben képződhettek a folyamat első szakaszában, az óceáni toleitek óceáni riftben jöhettek létre a folyamat felnyílás utáni második szakaszában.

Átlagos 5 cm/év spreading-sebességgel számolva és figyelembe véve, hogy az ujonnan keletkező óceánfenék a riftövtől mindkét irányban egyforma sebességgel mozog, egy kb. 500 km szélességű medence felnyílásához szükséges időt  $500 \cdot 10^5 : (5 \cdot 2) = 5 \cdot 10^6$  évre becsülhetjük, ami az alsókrétán belül kb. egy emeletnek felel meg. Az óceáni medence kialakulása tehát kb. a barrémi emelet végén vagy az apti emelet folyamán fejeződhetett be. A várhatóan legidősebb mélytengeri üledékek kora tehát apti vagy albai lehet. Az alsókréta bázitok tehát akkor tekinthetők a flismedence aljzatába tartozóknak, ha az apti-albai emelettől a turonig bezárólag terjedő intervallumba tartozó üledékek is jelen vannak.

Szembeötlő, hogy az alsókréta bázitok messze túlterjednek a flisöv Törtel környékén feltételezett elvégződésén. Kézenfekvő tehát a hozzájuk korban közelálló kérdéses üledékeket nemcsak a flisövben, hanem a bázitok által jelzett folytatásban is, egészen a Mecsekig keresnünk. Az alábbi képződményeket tartjuk ebből a szempontból számbavehetőnek (2. ábra):

1. Turon kora tengeri üledékek egész Magyarországon egyetlen pont-ról ismeretesek: a Kerekegyháza-5 furásból [SIDÓ, 1969]. Ez ugyanolyan vörös plankton-forminiferás agyagmárga, mint amelyet az északtiszántuli pelágikus-abisszális üledékek között láttunk.
2. Cenomán kora tengeri üledékek a tárgyalt területen egyetlen pont-ról ismeretesek: a Vékény melletti völgyből [MAJZON, 1961; SIDÓ, 1961]. Kifejlődése az előzőével azonos.

3. Albai kora agyagmárgát tárt fel a Kerekegyháza-5 és a flisöv törteli "elvégződés"-e közé eső Nagykőrös-16 furás [SZEPE SHÁZY, 1967]. Fáciesminősítésére vonatkozó adatokat nem ismerünk; a délebbi területek uralkodóan karbonátos albai üledékeitől [SZALAY et al., 1978] terrigén jellegével lényegesen különbözik. Lehetségesnek véljük, hogy gradációs rétegződése van és a kontinentális lábazon keletkezett.
4. A flisöv szenon-eocén kora turbidites üledékeivel azonos területen a Nagyiván-1 és -2, valamint a Tatárülés-2, -12 és -13 furásból SZEPE SHÁZY K. [1973] bizonytalan kora üledékeket irt le egyrészt önálló képződményként, az alsó-felsőkréta határ környékére helyezve, másrészt a középső-felsőeocén turbidites kifejlődés tagjaként. Ennek alapján a flisövön belül is lehetségesnek látjuk szenonnál idősebb mélytengeri üledékek jelenlétét.

A flisöv üledékei tehát foszlányokban a Mecsekig követhetők, s az alföldi bázitok valóban származhatnak azon medence aljzatából, amelyben a flisöv mélytengeri üledékei felhalmozódtak. Abisszális üledékgyűjtőnek tehát aljzata és üledékei egyaránt kimutathatók. A Tiszántulon felismerhetők ugyanezen üledékgyűjtő DK-i shelfjének középső-felsőeocén üledékei is (2. ábra). Kézenfekvő a kérdés: ismerünk-e erről a shelfről idősebb üledékeket?

A Duna-Tisza közén számos furás tárt fel sekélytengeri üledékeket, kavicsos-homokos-agyagos kifejlődésű szenont (3. ábra), agyagos-karbonátos barrémi-apti-albai képződményeket, amelyek megvannak a Dél-Dunántulon is (4. ábra), végül kavicsos-homokos valangini-hauterivi üledékeket, amelyekhez hasonlók vannak a Keleti Mecsekben is (5. ábra). A DK-i shelf üledékei tehát az egész kréta-eocén intervallumban nagy területen kimutathatók (6. ábra).

Levonhatjuk tehát a következtetést: hazánk területének D-i fele a kréta-eocén folyamán egy nagyméretű, mafikus aljzatu, mélyvizi medence DK-i shelfjén helyezkedett el, s a mai flisöv e medencének csak bezáródási nyomvonala lehet. Vizsgáljuk meg, milyen típusnak minősíthetjük az eredeti medencét.

A flisöv üledékei által rögzített passzív (atlanti típusu) óceánperem létezéséből ítélve két alternatívával számolhatunk: egyik a "normális", "valódi" óceán, másik a "szegélytenger". Bármennyire világos is, a kettő közötti különbség a mai geodinamikai képben, üledékeik nagyfokú hasonlósága következtében megkülönböztetésük fácieselemzés alapján nemigen lehetséges. Az aljzat bázitjainak összetétele sem ad megbízható támpontot, mivel mindkét esetben kontinentális litoszféra felszakadásával és így képződő óceáni vagy kvázi-óceáni litoszférával számolhatunk, s mindezideig nem ismeretes megbízható kritérium ahhoz, hogy elkülönítsük a "normális" óceán képződését kísérő magmatitokat a szegélytengerekkel kapcsolatosaktól. Az alföldi bázitok összetétele [ONUOHA, 1979] megfelel mindkét alternatívának, de nem segíti elő a választást.

Egyetlen lehetőségünk marad tehát: a regionális áttekintés. A délduntali-délalföldi kontinentális litoszféra-egység K-i folytatásának általában az Erdélyi Középhegységet tekintik. Ennek D-i peremén húzódik a Marosi ofiolit-öv, amelynek anyagában legujabban felsőjura-alsókréta koru mészkalkáli vulkanitokat mutattak ki, az óceáni toleiteket pedig alsó-középsőjura koruvá minősítették át [H. SAVU szóbeli közlése]. A Marosi ofiolit-öv és a Tiszántuli flisöv közötti távolság kb. 150 km, vagyis nem túl nagy ahhoz, hogy összefüggést lássunk a marosi mészkalkáli és az alföldi alkáli-bazaltos-toleites magmatizmus között. Ezen összefüggés alapján feltételezhetjük, hogy az alföldi medence egy szegélytenger volt, amely a marosi vulkanitok által jelzett szigetiv, vagyis szubdukciós öv háttérében nyílt fel. Talán ezzel a szubdukciós övvel áll kapcsolatban az az egyelőre teljesen elszigetelten álló titoneokom koru flis-jellegű üledék, amelyet a Pusztaszöllős-1 és -2 furás tárt fel [SZEPESHÁZY, 1974].



Az Alföldi szegélytenger bezáródását ugyancsak szubdukcióra vezethetjük vissza, amely az előzőnél jóval későbbben játszódott le. Vizsgáljuk meg eme feltételezett szubdukció bélyegeit.

A flisöv mai fáciesképében (7. ábra) a különböző kifejlődésű abisszális üledékek keskeny, néhány km széles, egymástól éles határokkal elválasztott sávokat képeznek, amelyek csapásban csak néhányszor tíz km-re követhetők. A fáciessávok sorrendje nem felel meg pontosan az eredetinek. Így pl. Hajduszoboszló-Ebes, mins Kisujszállás vidékén a shelf- és a turbidites üledékek közül hiányzik az átmeneti fáciesöv, Szolnok környékén viszont a turbidites öv esik ki a pelágikus és az átmeneti üledékek közül, hogy csak a pelágikus övön túl jelenlen meg. Ez a kép szelvényben takarós, térképen lencsés jellegű szerkezetet tanusít.

Az abisszális és sekélytengeri üledékek határa jól érzékelhetően hullámos lefutású (7. ábra): ÉNy felé domborodik a kiemelkedéseken és DK felé - a kőzetes süllyedékben. Ha feltételezzük, hogy a kiemeltebb területrészek mélyebbre hatolt az utólagos erózió, az említett határ lefutása arra enged következtetni, hogy a sekélytengeri fáciesöv a takaróként rátolt abisszális fáciesöv alatt helyezkedik el; a takarók vergenciája így DK-inek adódik. A kiemelkedéseken mélyreható erózióval összhangban van kristályos és jura-alsókréta képződmények megjelenése Hajduszoboszló-Ebes környékén (8. ábra), furási adatokból ítélve flis alatti helyzetben; pásztáik sorrendje legkönnyebben D felé irányuló rátolódásokkal (9. ábra) magyarázható. Így tehát mind a szenon-eocén fáciések, mind az idősebb képződmények elrendeződése akként értelmezhető, hogy a Tiszántuli flisöv DK-i vergenciájú takarók sorozatából áll. A takarós szerkezet szubdukcióra, a DK-i vergencia a szubdukciós öv ÉNy-i dőlésére vezethető vissza.

A szubdukció szerkezeti jelei tehát elég világosak. Kérdés azonban, vannak-e szubdukcióra mutató ősföldrajzi bélyegek. ÉNy-i dőlésű szubdukciós övvel

kapcsolatos szigetivet a flisövtől ÉNy-ra kell feltételeznünk, s óceánfelőli lejtőjének üledékeit eredeti helyzetben a pelágikus fáciesövön túl várhatnánk. A flisövön belüli fácies-zonáció sorrendiségében az eredetinek közelítőleg megfelel. Ebből pedig az következik, hogy a szubdukció esetleges litológiai bizonyítékait a mai elrendeződésben is elsősorban a pelágikus fáciesövtől ÉNy-ra várhatjuk. Itt azonban többtíz km szélességben nincs furás, így a kérdés egyelőre nyitva marad.

A szubdukció lehetőségét az biztosította, hogy az abisszális üledékgyűjtő aljzata mafikus kőzetekből állt. Ezen aljzat legfelsőbb szintjeibe tartozhattak az alsókréta bázitok. Településüket a furásokból nehéz megítélni, de az eddigiek nyomán az uralkodóan tektonikusnak minősítendő. Valószínűnek tartjuk, hogy a bázitok éppugy takarók részeként települnek, mint az abisszális üledékek. Szerkezetük térképi rajzolatáról a földmágneses anomáliakép (10. ábra) adhat felvilágosítást. Ebből ítélve a bázitok az aljzat felszínén éppugy lencsés szerkezetűek, mint az abisszális fáciesek. Ezen túlmenően azonban rendkívül figyelemreméltó, hogy a Tisza környékén két mágneses anomális-sáv különíthető el, s hogy a Duna-Tisza közti furások tanúsága alapján mindkettő alsókréta bázitokból áll. A flisöv egységességével szemben kiugró kontraszt a bázitok két sávba tömörülése, s e tény feltétlenül külön magyarázatot igényel.

A két bázit-sáv közül az É-i esik egybe a flisövvel, a D-i attól függetlennek látszik, bár közel párhuzamos vele. A D-i sávval kapcsolatos adatok amugy is rendkívül szűk köréből az alábbiakat tartjuk figyelemre méltónak (6. ábra):

1. A Duna-Tisza közén az anomália-sáv D-i peremén a Soltvadkert-5 és -7 furás albai kora szürke finomhomokos-agyagmárgás összletet tárt fel gradációs rétegződéssel [SZEPESHÁZY, 1971]. Véleményünk szerint ez a képződmény turbiditnek minősíthető.

2. A Tiszántulon ugyancsak az anomália-sáv D-i előterében Komádi-nál szenon kora flis-t tártak fel [KÓRÖSSY, 1977; SZALAY et al., 1978; SZEPESHÁZY, 1979].
3. Ugyancsak a Tiszántulon a D-i anomália-sáv D-i peremén az Endrőd-7 és a Füzesgyarmat-9 furás metamorfitok alatt jura és alsókréta üledékekbe jutott [SZEPESHÁZY, 1979].
4. A K-i országhatár közelében az anomália-sáv D-i oldalán az ELGI által mért egyik reflexiós szeizmikus szelvényben ÉNy-ről DK-re irányuló rátolódások jelei észlelhetők, amelyek a laza neogén üledékösszletet is érintik.

A D-i mágneses anomália-sáv D-i oldalán tehát albai és szenon flis, metamorfitok alsókréta üledékek feletti települését és fiatal rátolódásokat észlelünk. Ez a szerkezeti zóna a flisövtől 30-40 km-re húzódik, mindkét oldalán a DK-i shelf képződményeivel. A rendelkezésre álló adatok alapján ÉNy-ről DK-re haladva az alábbi szerkezeti-faciális övességet véljük felismerni: abisszális üledékek mafikus aljzatuk foszlányaival, kristályos vonulat sekélytengeri üledékösszlet maradványaival, az előző medence mafikus aljzatának képződményei mélytengeri üledékek szórványos társulásával, végül egy újabb kristályos vonulat különböző mezozoos üledékekkel. A DK-i vergencia és a flisövről mondottak figyelembe vételével ez az övesség az obdukciós övezetek harántszelvényével (11. ábra) vethető össze; ennek alapján a DK-i előtérben lévő bázit-vonulatot a flisöv aljzatából származó tektonikai takaróként értelmezhetjük (12. ábra). Ha ez a szerkezeti vázlat helyes, a flisöv ÉNy-i peremén szigetivet és nem aktiv kontinensperemet kell feltételeznünk, mivel a vázolt szituációt kontinens-szigetiv kollízióra tartják jellemzőnek. Valószínűleg a fordítottja is állna: az ÉNy-i szigetiv létezése a DK-i bázit-vonulat takarós települését igazolná.



A szubdukció korára vonatkozóan a következő adataink vannak:

1. A passzív óceánperemen felhalmozódott legfiatalabb biztos flis felső-eocén kora. A flisöbben szórványosan előforduló középső-oligocén üledékek kifejlődését egyes kutatók [BALÁZS et al., 1980] szintén flis-jellegűnek vélik. A szubdukció megindulása után a DK-i passzív peremen még folytatódhatott a flisképződés, 5 cm/év körüli átlagos betolódási sebességgel és 500 km körüli medence-szélességgel számolva kb.  $500 \cdot 10^5 : 5 = 10 \cdot 10^6$  évig. Attól függően tehát, hogy a legfiatalabb turbidites üledékeket felsőeocén vagy középsőoligocén korának tekintjük-e, a betolódás kezdetét legkorábban a középső-eocénre vagy az alsóoligocénre rögzíthetjük. Nem biztos azonban, hogy a valóban legfiatalabb turbidites üledékek megmaradtak vagy ismertek, ezért a betolódás ténylegesen akár jóval későbbben is kezdődhetett.
2. Az oligocén üledékek esetleges epikontinentális kifejlődése [KÓRÖSSY, 1977] a szubdukció korára vonatkozóan a települési helyzettől függően ad információt.
  - 2.1 Rétegtani rátelepülés értékeléséhez az alábbiakat kell figyelembe vennünk. A ma is aktív szubdukciós övekben a gyűrődés-felpikkelyeződés a mélytengeri árok szigetiv- vagy kontinens-felőli lejtőjén belül megy végbe. Különböző, akár neogén, sőt paleogén kora üledékek gyűrődnek itt és rájuk ugyancsak különböző, a mainál esetenként jóval idősebb kora üledékek települnek diszkordánsan (13. ábra). Önmagában véve tehát a középső-oligocén sekélytengeri üledékeknek diszlokált eocén flisre települése még nem jelentheti azt, hogy a szubdukció a középső-oligocén előtt befejeződött, csak azt, hogy a középső-oligocénben már folyt.
  - 2.2 A középső-oligocén üledékeknek nemcsak kifejlődése, hanem települése is vitatható. Lehet tektonikus rátelepülés is, ez

esetben a sekélytengeri kifejlődés akár jelentős távolságból, pl. az ÉNy-i peremről is származhat; ez a helyzet viszont arról tanuskodna, hogy a szubdukció a középsőoligocén után is folyt.

3. Középsőmiocén üledékek diszkordáns rátelepülése a gyürt-pikkelyes szerkezetű flisre ugyanugy értékelendő, mint azt a középsőoligocén esetében láttuk: önmagában véve ez a rátelepülés csak arra mutat, hogy a szubdukció már a középső-miocén előtt is folyt. Az ilyen típusu rátelepülés csak akkor jelezhetné a szubdukció befejeződését, ha nemcsak a kiemelt, hanem a harántszelvényben legmélyebb helyzetű részeken is ismert lenne a gyürődés-felpikkelyződés által már nem érintett legidősebb rétegek kora. A jelenlegi ismeretességi szint nem teszi lehetővé, hogy e rendkívül fontos kérdésben állást foglaljunk, mivel éppen a flisöv és a DK-i szegélyén húzódó kiemelt vonulattól D-re eső szerkezeti öv mélyebb részeiről nem ismerünk furást.
4. A flisövtől ÉNy-ra, a flisövet tisztázatlan módon részben átfedve, középső-felsőmiocén kora mészkáli vulkáni öv húzódik. Ugyanazzal az 5 cm/év körüli betolódási sebességgel és átlagos,  $45^{\circ}$  körüli Benioff-öv dőléssel, továbbá kb. 150 km kiolvadási mélységgel számolva, a megfelelő szubdukciós folyamat kezdetét a vulkanizmus megindulása előtt kb.  $150 \cdot 10^5 : \sin 45^{\circ} : 5 = 4,2 \cdot 10^6$  évvel tétélezhetjük fel, vagyis az alsómiocénben, esetleg a felsőoligocénben.

A felsorolt adatok fényében nem látunk olyan körülményt, amely a miocén kora mészkáli vulkanitoknak a flisöv szubdukciójával fennálló közvetlen kapcsolata [BALLA, 1980] ellen szólna.

A Tiszántuli flisöv tehát egy nagyméretű, mafikus aljzatu, jelentős vízmélységű, szegélytenger jellegű medence bezáródási nyomvonalaként fogható fel,

amely Ny felé legalább a Mecsekig követhető. A bezáródással kapcsolatos szerkezeti jelenségek a flisövtől D-re mintegy 30-40 km szélességben húzó övezet zonációjában még felismerhetők. A bezáródást kiváltó szubdukciónak legalábbis befejeződése a miocén közepére - végére tehető; kezdete tisztázatlan, esetleg a paleogénre esett. A bezáródási nyomvonal ÉNy-i szárnyának szerkezetével és fejlődésmenetével kapcsolatban az eddig tárgyalt adatok alapján csak annyit állapíthatunk meg, hogy az a kréta-paleogén folyamat a DK-i shelftől távol esett, s a szubdukció során szigetiv részeként viselkedett.

## 2. A KÖZÉPHEGYSÉGI KRÉTA-PALEOGÉN

A középhegységi kréta-paleogén üledékgyűjtők fejlődésmenete általában transzgressziók-regressziók és köztes diszlokációk soraként áll a kutatók előtt. Kezdődik a neokomvégi regresszióval, amelynek megelőző transzgressziója már tulesik a tárgyalt korintervallumon; folytatódik az apti, albai, cenomán és szemon, majd több paleogén ciklussal; befejeződése az alsó-miocénre tehető, mivel ez az utolsó olyan képződmény, amely még mindig csak a középhegységi övre korlátozódik, eltérően az országszerte széleskörűen elterjedt középső-miocén és fiatalabb üledékektől.

### 2.1. Paleogén

A középhegységi paleogén képződmények két kifejlődési övbe sorolhatók: egyik a bakonyi, másik a budai (14-15. ábra).

A bakonyi fáciesövben [BALÁZS et al., 1980] az oligocént [JÁMBOR et al., 1972] vagy csak a felsőoligocént [BÁLDI, 1976] kontinentális terrigén molassz képviseli, amely diszkordánsan települ idősebb képződményekre; ősföldrajzi helyzete tisztázatlan. A sekélytengeri eocén üledékek DK-i partja



a Déli Bakony és a Vértes mentén tétélezhető fel; erre mutatnak a bauxit-előfordulások. A karsztbauxitok képződése lapos, mocsaras partvidéket és nagykiterjedésű mögöttes partmenti síkságot tétélez fel [BÁRDOSSY, 1977], akárcsak a kőszénképződés. Ilyen térszínről az eocén üledékekben bőven jelenlévő terrigén törmelékanyag nem származtatható. Ez tehát vagy oldalról, vagy - s ez a valószínűbb - szemből került az üledékgyűjtőbe. Ezzel felmerül az ÉNy-i part kérdése.

A Rába-vonalon túlról nem ismerünk paleogént. Ezt a tényt általában úgy értelmezik, hogy itt már szárazulat volt, s ennek előterében tétélezik fel a bakonyi üledékgyűjtő ÉNy-i partvonalát. A fácieskép (16. ábra) alapján azonban nehéz lenne olyan következtetést levonni, hogy ez a partvonal a mai Rába-vonal mentén húzódott. Valószínűbbnek látszik, hogy a Rába-vonal a jelenlegi elrendeződésben levágja a bakonyi üledékgyűjtő ÉNy-i részét.

Ez a szituáció eltolódással vagy rátolódással jöhetett létre. A regionális tektonikai összesítések [WEIN, 1969; DANK-BODZAY, 1971; BODZAY, 1975, 1977] szerint a Rábavonal két oldalán húzódó szerkezeti-faciális egységek mind a Keleti Alpok, mind a Nyugati Kárpátok felé messze követhetőek. Ennek alapján a rátolódást az eltolódásnál valószínűbbnek látjuk. A bakonyi eocén üledékek terrigén törmelékanyaga akár a Rába-vonalon túli metamorf kőzetekből is származtatható, így nem látunk ellentmondó adatot.

A bakonyi eocén üledékek széleskörű faunakapcsolatokat mutatnak a Pireneusoktól a Kaukázusig [SZÓTS, 1956; KECSKEMÉTI, 1978, 1980; BÁLDINÉ et al., 1980; HORVÁTH, 1980; KECSKEMÉTI, 1980], ami arra enged következtetni, hogy a bakonyi fáciesöv egy nagyméretű tengermedence része volt. MÉSZÁROS M. és DUDICH E. [1962] összesítése szerint az alpi-kárpáti flisövtől D-re következő zónába tartozott. Az alföldi flishez hasonlóan az alpi-kárpáti flis is nagyméretű, jelentős vízmélységű, mafikus aljzatu üledékgyűjtőben halmozódhatott fel. Kézenfekvő lenne a bakonyi

fáciesövet eme kvázi-óceáni medence DK-i shelfjéről származtatunk. A terrigén törmelékanyag ÉNy-i származása és a kisalföldi eocénmentes metamorf terület létezése ezzel úgy egyeztethető össze, ha feltételezzük: a terrigén törmelékanyag forrásául szolgáló kristályos vonulat szaggatott volt és szigetsorként húzódott a bakonyi lapos DK-i shelf és az alpi-kárpáti mélyvizü nyílttenger között.

A bakonyi fáciesöv tehát egy DNy-ÉK csapású üledékgyűjtő DK-i részének maradványa: az üledékgyűjtő harántszelvénye erősen asszimmetrikus volt: DK-i partja összefüggő lankás mészkő-dolomit-térszin, ÉNy-i oldalán metamorf kőzetekből álló meredek szigetek sora húzódott, amelyen túl nyíltvizü óceáni medence következett (17. ábra). Utólagos kompresszió következtében vagy az üledékgyűjtő ÉNy-i része tolódott a kristályos vonulatra, kiemelkedve és lepusztulva ennek következtében, vagy a szigetsor kristályos vonulata tolódott az üledékgyűjtő ÉNy-i részére, elfedve azt (18. ábra); lehetséges, hogy az oligocén molassz már e rátolódást jelzi.

A budai fáciesöv [BALÁZS et al., 1980] oligocénje fekéjéhez való viszonyát tekintve két típusban fordul elő: üledékhézagos és rétegfolytonos településben. A két típus a fáciesöv csapásával közel párhuzamos sávokban fordul elő: az első a fáciesöv ÉNy-i, a másik annak DK-i részén. Ebből az elrendezésből az a következtetés vonható le, hogy a két sáv közül az ÉNy-i az eredeti partvonalhoz közelebb, a D-i attól távolabb jött létre. Az oligocén üledékek elterjedésének DK-i határához közeledve az összletvastagság csökken (19. ábra), azonban JUHÁSZ Á. [1966] szerint ez elsősorban utólagos erózió következménye.

Igy tehát a budai fáciesöv egy oligocén tengermedence ÉNy-i shelfjén keletkezhetett. Ez a tengermedence kb. ugyanakkor jött létre, amikor az Alp-Kárpát-Kaukázus térségen belül BÁLDI T. [1979, 1980] szerint izolációs tendenciák léptek fel.

A budai fáciesöv eocénjét csak felsőeocén képviseli. Fácieseloszlása közel Ny-K-i sávosságot mutat [SZTRÁKOS, 1973, 1975<sup>b</sup>; BÉRCZINÉ, 1975, 1980]; partvonala ÉNy-on gyanítható, DK-i elterjedési határa eróziós vagy tektonikus eredetűnek látszik. Az oligocénéhez hasonlóan tehát egy nagyobb medence ÉNy-i shelfjének részét jelölheti.

A budai fáciesöv Ny-i folytatása a Balaton K-i végéig közvetlenül nyomozható. A DNy felé következő adat a buzsáki oligocén és a táskai felsőeocén. Ez rendkívül keskeny, erősen tektonizált sávban települ (20. ábra). Ebben a Balatontól D-re húzódó szerkezeti övben a niklai és a lajoskomáromi furás tanúsága szerint a miocén mélyebb szintjei is erős diszlokációt szenvedtek. ÉK felé ugyanezen szerkezeti öv csapásába esik a budai fáciesöv DK-i határa, amely, lehetséges, szintén miocén tektonikával áll kapcsolatban. A buzsáki-táskai paleogén szerkezeti összefüggése a budai fáciesövvel így eléggé világosnak látszik, ezért SZTRÁKOS K. [1975<sup>a</sup>] véleményével szemben BALÁZS E. et al. [1980] felfogását osztjuk, közvetlen ősföldrajzi kapcsolatot is feltételezve a kettő között.

A bakonyi és budai fáciesöv viszonyát illetően elsősorban azt állapíthatjuk meg, hogy egyik sem tekinthető keskeny tengerágván képződöttnek, hanem mindkettő egy-egy nagyméretű tengermedence shelfjének maradványa. A két tengermedence e shelfektől más és más irányban helyezkedett el: a bakonyitól ÉNy-ra, a budaitól DK-re. A két shelf tehát ellentétes ősföldrajzi polaritású volt. Ny-on a Déli Bakony területén a kettő között biztosan szárazulat volt egy talán többtíz km szélességű sávban. K-ebbre a Vértes előterében és a Gerecse-Budai-hegység közén a két fáciesöv közvetlenül érintkezik egymással. Általában úgy vélik, hogy ezen a szakaszon a kettő között fokozatos átmenet van. Ezzel összhangban áll a felsőeocén vulkáni öv folyamatos áthúzódása Ny-ról K-re haladva a bakonyi fáciesövből a budaiba (15. ábra).



A két ellentétes ősföldrajzi polaritású fáciesöv lemeztektonikai értelmezésének kulcsa ez a mészkáli vulkáni öv: akkor jön létre, amikor a bakonyi fáciesövben megszűnőben, a budaiban pedig megindulóban van a tengeri üledékképződés. Ugy is fogalmazhatunk, hogy a mészkáli vulkanizmus lezárja az egyik és megnyitja a másik tengermedence fejlődését. Ha a felsőeocén mészkáli vulkanizmust szubdukciós eredetűnek véljük, e jelenség értelmezéséhez nemigen férhet kétség: a szubdukció során a bakonyi fáciesövhöz tartozó medence záródott be, vagyis a betolódási sík DK-i dőlésű volt, s fellette szegélytengerként nyílt fel a budai fáciesöv medencéje, amely az északmagyarországi adatokból ítélve legalább az alsómiocénig bezárólag létezett.

E képen homályos pont az oligocén kora mészkáli vulkanizmus. Ez a budai fáciesöv DK-i sávjában jelentkezik, s fő centrumai attól DK-re vagy K-re lennének várhatóak. A budai fáciesöv DK-i tektonikus határa azonban levágta a vulkáni öv nagyrészét, s annak mai helyzete ismeretlen. Így csak legnagyobb általánosságban annyit állapíthatunk meg, hogy az oligocén folyamán is volt szubdukció, amely valószínűleg DK felől irányult a budai fáciesöv eredeti DK-i előterében feltételezhető vulkáni öv alá, ősföldrajzi következményei pedig a középsőoligocén-alsómiocén intervallumon belüli változásokban gyaníthatók, egyelőre pontosabb körvonalazási lehetőségek nélkül.

## 2.2. Szenon

Szenon üledékek nagyobb területen összefüggően a Bakonyban és Észak-Zalában fordulnak elő. A legújabb vizsgálatok [HAAS et al., 1977; HAAS, 1979; HAAS-JOCHÁNÉ, 1979] nyomán az alábbi kép rajzolódik ki. A szárazulatiaktól nyílttengeri kifejlődésekig terjedő sorozat bonyolult térszínre transzgrádált; két, a Bakonyi szinklinórium tengelyével párhuzamos, ÉK felé záródó részmedence alakult ki, egy köztes háttal elválasztva (21. ábra). A DK-i partvonalat, az ÉK-i záródást és a két részmedence közti hátat a közölt ada-

tok kielégítően bizonyítják, az ÉNy-i partvonalra azonban egyetlen tény mutat: felsőkréta üledékek hiánya a Rába-vonalon túl. Már a paleogén esetében rámutattunk arra, hogy ez a tény ősföldrajzilag nem meggyőző. Ha figyelembe vesszük, hogy az ÉNy-i részmedencén belül a legszélső furások (Celldömölk, Vinár, Pápa) adatai szerint a rétegvastagságok ÉNy felé nőnek és hogy a zátonymérszék ebben az irányban eltűnik, arra a következtetésre juthatunk, hogy az északalpai-bakonyi szenon üledékek az eocénkoriakhoz hasonlóan egy a mainál jóval nagyobb méretű süllyedék DK-i részén képződtek; a terrigén törmelék felszaporodása ÉNy felé metamorf vonulat létezésére mutat ebben az irányban.

A korallok [GÉCZY, 1954], foraminiferák [SIDÓ, 1974], kagylók [CZABALAY, 1975] és csigák [CZABALAY, 1976] szoros rokonsága az északalpai faunákkal, s a Pireneusoktól Indiáig nyomozható elterjedésük arra mutat, hogy ez a kristályos vonulat nem volt összefüggő, hanem az eocénkorhoz hasonlóan szigetsort képezett, amelyen túl óceáni medence következett. Ugyanezen a DK-i shelfen helyezkedett el a Nehézsény melletti szenon folt is, amelynek faunája szoros rokonságban van mind a bakonyival, mind az északalpival [SIDÓ, 1974]; elszigeteltsége miatt ősföldrajzi helyzete nem pontosítható.

### 2.3. Cenomán

Cenománi [VADÁSZ, 1960; SIDÓ, 1966], esetleg felsőalpai [SCHOLZ, 1973] kora üledékeket csak a Bakony K-i részéből ismerünk. Diszkordánsan települő sekélytengeri ("glaukonitos" és "turriiiteszes") márga képviseli, amelynek anyagáról és fáciesképéről nem találtunk információt. Fauna-kapcsolatai [SIDÓ, 1966] a szenonéival közel azonosak.

#### 2.4. Albai emelet

Az albai emeletbe sorolt üledékek ugyancsak diszkordánsan települnek. Rétegsoruk a Bakony-hegység Ny-i kétharmadában szárazföldi tarkaagyaggal kezdődik, majd édesvizi, részben elegesvizi agyagmárga és mészkő következik, K felé idősebb képződményekre áttérjedve, szemcsenagyságának növekedésével [SIDÓ, 1975]. Elfőrdulási sávjának D-i peremén rétegsora bázisán bauxit van [VADÁSZ, 1946, 1951; BARNABÁS, 1966, 1970; KÁROLY et al., 1970; SZANTNER-SZABÓ, 1970; HAAS et al., 1977]. A mocsári-lagunás medence partvonalala az üledékek mai elterjedési sávjához közel D-en és DNY-on, a Bakony K-i részén és a Vértes területén húzódott, de törmelékanyaga É és ÉNy felől származott [FÜLÖP, 1975; CSÁSZÁR, 1978].

Nehézasvány-frakciójában Tatán feltűnően sok - kb. 85 %-krómit és leukoxén van, ami ultrabázitok jelenlétére mutat a lepusztulási területen; a maradékban szokatlanul nagy szerepet játszik a klorit és elég sok a magnetit, a könnyű-ásvány-frakcióban pedig bázisos plagioklász van jelen [FÜLÖP, 1975], ami bázisos magmatitokból származtatható. Tatabánya közelében ugyanezen kőzetek részletes anyagvizsgálatából [FÖLDVÁRI et al., 1973] az következett, hogy a kvarcmentes szilikátfázis vegyi összetétele és az oldhatatlan maradék geokémiai jellege bázisos magmatitok, a sok világos kőzetüveg-törmelék pedig intermedier-savanyu vulkanitok jelenlétére mutat a lepusztulási területen. A törmelékanyag É vagy ÉNy felőli származása [FÜLÖP, 1975; CSÁSZÁR, 1978] elfogadható magyarázatnak látszik arra, hogy miért hiányoznak a tatabányai kőzetekből a bauxit- és laterit-ásványok [FÖLDVÁRI et al., 1973]: a bauxitok a D-i partvonal mentén helyezkednek el, karbonátos területen, amelyről terrigén törmelék nemigen várható. A Vértes-környéki bauxitokban jelenlévő krómit, ilmenit és magnetit [VÖRÖS-GECSE, 1976] ugyancsak ultrabázitokból-bázitokból származtatható, azonban erősen alárendelt mennyisége nem teszi lehetővé a lehordási irány és utvonal rekonstruálását, így nem tekinthető az É-ÉNy felőli behordás elleni adatnak sem.



A márgás üledékek fedőjében konkordánsan ugyancsak albai kora sekélytengeri mészkő települ [HAAS et al., 1977], amelyben nagy szerepet játszanak a plankton-alakok [VADÁSZ, 1960], erős nyílttengeri kapcsolatot bizonyítva.

Az albai üledékek tehát egy távolabbi, gyorsan pusztuló és egy közelebbi alig kiemelt szárazulat közötti üledékgyűjtőben halmozódtak fel, vagyis ósföldrajzi helyzetük a szenonkorihoz lényegében hasonló volt; ugyanakkor az albai üledékek egy lényeges momentumban különböznek a szenon-eocén koraaktól: törmelékanyagukban nagy szerepet játszanak a változatos összetételű magmatitok termékei. Az intermedier-savanyu vulkanitok az erős nyílttengeri kapcsolatok figyelembe vételével szigetivről származtathatók; ez a szigetiv felel meg a távolabbi gyorsan pusztuló szárazulatnak. A bázisos-ultrabázisos magmatitok törmeléke obdukcióval szárazulatra került óceáni litoszférafosz-lányokból eredhet. Obdukció akkor lép fel, ha passzív, atlanti típusu kontinensperem szigetivvel ütközik össze (11. ábra), s a szigetiv - óceáni aljzatával együtt - szubdukció során kontinensre tolódik. A közeli alig kiemelt szárazulat tehát a passzív kontinensperem volt. A szigetiv a bakonyi albai üledékgyűjtőtől ÉNy-É, a kontinens attól DK-D felé helyezkedett el, így a szubdukció D-DK felől É-ÉNy felé irányult. A szigetiv mögött óceáni terület volt, amellyel a bakonyi üledékgyűjtő a szigetiven át szabadon összeköttetésben maradt.

## 2.5. Apti emelet

Az apti emeletet a Bakony és a Vértes területén egészen Tatáig bezárólag diszkordánsan települő sekélytengeri eredetű felsőapti mészkő képviseli, amely csak a Bakony Ny-i felében fed konkordánsan alsóapti agyagmárgát-márgát; ez utóbbi Sümegnél rétegfolytonossággal váltja fel a hasonló kifejlődésű barrémi üledékeket [FÜLÖP, 1964]. A felsőapti mészkő faunája erős nyílttengeri kapcsolatokat mutat [SIDÓ, 1975], anyagában a Bakony közepetáján sok a magnetit [FÜLÖP, 1964], Tatán magnetit, sok ilmenit,

továbbá diabáztörmelék, augit és ensztatit van [FÜLÖP, 1975]; ez bázisos és esetleg intermedier vulkanitok jelenlétére mutat a lepusztulási területen, amelynek helyzete a fácieskép alapján nem volt körvonalazható. A felsőapti mészkőben is előfordulnak bauxit-nyomok [KÁROLY et al., 1970], s ez a mészkő is lehet bauxit-fedő [KÁROLY et al., 1980; SZANTNER-SZABÓ, 1970]. Így legalábbis a felsőapti üledékek anyagi jellegei az albai üledékekéhez hasonlóan látszanak, akárcsak a DK-i part főbb vonásai is. Ennek alapján összföldrajzi helyzetüket is hasonlóan véljük, azzal a különbséggel, hogy a Bakony-Vértes apti üledékei a szigetivtől távolabb halmozódtak fel; ÉNy felé irányuló szubdukció esetében ez természetes is, mivel korábbi képződményekről van szó.

## 2.6. Neokom

A Dunántuli Középhegység neokomjában két kifejlődési terület körvonalazható [FÜLÖP, 1961]: a bakonyi és a gerecsei (22. ábra).

A bakonyi fáciesterületen [FÜLÖP, 1964] az alsókréta mindenütt üledékfolytonossággal fejlődik ki a felsőmalmból. A neokom üledékek jellemzője a plankton- és nekton-fauna tulsulya, ami erős nyílttengeri összeköttetést bizonyít; két fő fáciestípusban fordulnak elő. Elterjedtebb a szürke "biancone" típusu mészmárga, amelynek törmelékanyaga granitoid-metamorf eredetű, de nem ritka benne a jura tüzkő sem. Ritkább a redukált vastagságú vörös mészkő, amelynek két altípusa van: a liász "ammonitico rosso" (Városlőd: berriázi) és "hierlatzi" (Zirc: berriázi-valangini-hauterivi) fácies analógja; az előbbivel tektonikus kontaktusban szürke barrémi mészkő és márga van a mezozóos mészkő- és tüzkőtörmelékekkel; hasonló, ugyancsak barrémi kora mészkő települ diszkordánsan titon mészkőre a Zirc melletti Pintér-hegyen. A második fáciestípusra tehát egyrészt a neokom alsó részébe mintegy a jurából átöröklött kifejlődés, másrészt a barrémi emelet üledékeinek

diszkordáns települése jellemző. Ezek a barrémi üledékek akár a "biancone" kifejlődés terrigén anyagban elszegényedett változataként is felfoghatók.

A "biancone" mészmárga a kontinentális lejtő vagy lábazat képződménye lehet, s terrigén anyaga esetleg zagyáramokból származik, amit valószínű gradációs rétegződésének kimutatásával lehetne bizonyítani. Az a körülmény, hogy az "ammonitico rosso" jellegű kifejlődés csak a berriázi emeletig, a "hierlatzi" jellegű pedig a hauteriviig terjed, ősföldrajzilag úgy értékelhető, hogy a terület idővel egyre közelebb kerül a kontinentális lejtőhöz és egyre jobban kiemelkedik. Jura tüzkő megjelenése a törmelékanyagban arra mutat, hogy a távoli lepusztulási területen óceáni üledékek kerültek felszínre, ami kezdődő obdukcióval állhatott kapcsolatban; bázisos magmatitokból származó anyagról nem történik említés, azonban ilmenit és magnetit feldusulása a tatai rétegsor [FÜLÖP, 1975] berriázi szakaszán vagy vulkáni tevékenységgel, vagy obdukálódott óceáni litoszféra-fosztlányok eróziójával magyarázható, mindkét esetben szigetiv létezésére mutatva.

A gerecsei fáciesterületen [FÜLÖP, 1958] az alsókréta eróziós diszkordanciával települ idősebb képződményekre. A neokom üledékek terrigén kifejlődésűek, több-kevesebb mésztartalommal. Törmelékanyagukra dachsteini típusu mészkő, jura tüzkő és diabáz jellemző; faunája uralkodóan pelágikus, de nem ritka a betasz sem. Az összletvastagság a Duna mellett meghaladja a 300 m-t; az itteni rétegsorok legalább részben valószínűleg turbidites eredetűek. D felé az üledékvastagság rohamosan csökken; ezzel együtt finomodik a törmelék szemcsenagysága is, ami É-ről D felé irányuló anyagbeszállításra mutat.

Az ősföldrajzi értelmezés alapja a gerecsei kifejlődések összevetése egyrészt a bakonyi neokom, másrészt a középhegységi apti-albai kora képződményekkel. A bakonyi neokommal fennálló hasonlóság lényegét abban látjuk, hogy a gerecsei redukált rétegsorok a bakonyi vörös mészkövek, a dunamenti ré-



tegsorok pedig a sümegi szelvény analógjának tekinthetők. E felfogás szerint egy elvi fáciesszelvényben a sümegi rétegsor természetesen É-abbra kerül a városlődinél és a zircinél. Bázitok anyagának esetleges hiányát a bakonyi neokomban nem lehet elvi jelentőségűnek tekinteni, mivel jura tüzkő törmeléke mindkét területről ismeretes és önmagában véve is obdukciót jelez; legfeljebb arról lehet szó, hogy a gerecsei törmelék olyan területről származik, ahol az erózió mélyebben, az üledékek alá hatolva tárta fel az obdukálódott óceáni képződményeket. A középhegységi apti-albai üledékekkel nyilvánvaló hasonlóság áll fenn a törmelék anyagában és a származás irányában. További analógia lehetne passzív partvonal jelenléte D-en, ennek azonban megbízható nyoma nem ismeretes: bauxitok hiánya a neokomban inkább az ellenkezőjére mutat és mindenképpen lényeges eltérés az apti-albai képtől.

A neokom üledékek tehát egy kontinens-szigetiv kollízió kezdeti szakaszát jelzik, amikor a Dunántúli Középhegységtől É-ra befejeződött az óceáni kéreg elnyelődése és megkezdődött a korábbi óceánperemen besüllyedt helyzetű kontinentális litoszféra szigetiv alá tolódása és kiemelkedése a betolódási öv előterében. A bakonyi és a gerecsi fáciesterület közötti eltérés közelítőleg a betolódási front csapása mentén jelentkezik; az eltérés lényege az obdukció erőteljesebb hatása a gerecsei fáciesterületen, ami ezen utóbbinak a szigetivhez közelebbi helyzetével magyarázható. Ilyen eltérő helyzet többféleképpen jöhetett létre (23. ábra): a két terület eredetileg jelentős távolságban lejárt szódott eltérő fejlődésmenetének (1.), a passzív kontinensperem É-i kiszögellésének (2.) és a szigetivhez viszonyított ferde lefutásának és mozgásának (3.) következtében. Mivel a szigetiv peremét kísérő süllyedék előtt a kontinens felszíne a hajlítás miatt mindenképpen kiemelkedik, a kollízió során törvényszerűen jön létre a D-i part.

## 2.7. Összesítés

A középhegységi kréta–paleogén fejlődésmenetben három szakasz különíthető el:

1. A neokom és az apti–albai emelet folyamán egy DK-i kontinens összeütközését észleljük egy ÉNy-on elhelyezkedő szigetivvel. A rétegsorokban jól érzékelhető az obdukálódott óceáni litoszféra progresszív lepusztulása az üledékburoktól kezdve (bakonyi neokom) a bázitokból álló kérgen át (gerecsei neokom, középhegységi eptien) egészen a valószínűleg köpeny-eredetű ultrabázitokig (középhegységi albien). Ugyanilyen jól érzékelhető, hogy a vizsgált terület a betolódás folyamán egyre közelebb került a szigetivhez, ami az óceáni eredetű törmelékanyag szerepének növekedésén mérhető le. Az alsókréta üledékképződés a szigetiv és a kontinensperem közötti süllyedék kontinens-felőli részén folyt, végig jelentős távolságban az aktív vulkánoktól, amelyek anyagát az albai üledékekből ismerjük; talán ennek a folyamatnak az utolsó fázisában keletkeztek a cenománi üledékek. A DK-i kontinensperemi part jelenléte a Középhegység területén az apti emelettől kezdve biztos. A vulkáni szigetivről származó törmelékanyag mintegy 200 – 300 km-ről érzékelhető a betolódó lemezen: ennyire becsülhetjük a bakonyi fácies-terület neokom-eleji távolságát is. A kollizióvégi távolság a Rába-vonamenti utólagos feltolódás miatt nem becsülhető pontosan, de valószínűleg legalább 50 km-t tett ki. A 150–250 km-res távolság-csökkenés kb. 40 millió év alatt zajlott le, innen a betolódás maximális sebessége 0,4 – 0,6 cm/év-nek adódik. Az igen kicsi, idővel valószínűleg csökkenő sebesség azzal kapcsolatos, hogy a kontinentális litoszféra szubdukcióját erősen fékezi az izosztikus felhajtóerő.
2. A szenonban és az eocénben a korábbi ősföldrajzi helyzet lényegileg változatlanul maradt fenn, de a törmelékanyag összetételében radikális változás állt be: megszűnt az óceáni eredetű anyag lepusztulása, s

azt granitoid-metamorf kőzetek denudációs termékei váltották fel. Ez annyit jelent, hogy a lepusztulási területen a korábbi szigetiv vulkáni öve eltűnt, s helyette kristályos vonulat jött létre, ugyancsak sziget-sort képezve. Ez a változás arra vezethető vissza, hogy megszűnt a kollíziót létrehozó kompresszió, s az addig besüllyedt kontinentális litoszféra az izosztatikus felhajtóerő következtében kiemelkedett: a legmélyebbre tolódott szakaszon a szubdukció hűtőhatásának megszűn-tét követő termális kiegyenlítődés következtében fellépő részleges megolvadással és diapirszerű kiemelkedéssel, a köztes szakaszon pe-dig rögmozgás-szerű tektonikus kiemelkedéssel. Létrejött az obduk-ció övezetekre jellemző szerkezeti övesség (11. ábra), s egyuttal a lepusztulási terület a korábbinál még közelebb került a Bakonyhoz.

3. Az eocén második felében megkezdődött az ÉNy-i óceáni medence aljzatának szubdukciója. A korábbi alsókréta szigetiv maradványai most az ellentétes polaritású aktiv kontinensperemre kerültek, s a háttérben, a korábbi passzív kontinensperemen belül létrejött a ma kb. 300 km-en át követhető felsőeocén vulkáni öv. Ennek előtere a fokozódó kompresszió következtében kiemelkedést, a rég elhalt alsó-kréta szigetiv maradványai és a mögöttük lévő kristályos képződmé-nyek pedig DK felé tolódtak: alpi analógiákból ítélve legvalószínűbben a középhegységi perm-mezozóos rétegsor és ennek aljzatfoszlányai alá.

#### 2.8. Következtetés:

##### az ÉNy-magyarországi metamorf terület értékelése

A Dunántuli Középhegység vázolt kréta-paleogén fejlődésmenete alapján meghatározott következtetéseket vonhatunk le a Rába-vonalon túli vidék tektonikai jellegéről is. E területen várható az alsókréta kontinens-szigetiv kollízió nyomvonala. E nyomvonal DK-i oldalán a DK-ről betolódott kon-



tinensre a szigetiv óceáni aljzatának foszlányai takarók formájában rátolódhattak, akár gyökérvonájuktól messze elszakadva, másrészt a szigetiv hátterébe gránit-gneisz boltozatok formájában felnyomulhattak a betolódott kontinentális litoszféra mélyben mobilizálódott részei (11. ábra).

A Rába-vonalon túl földtani és geofizikai adatok alapján DK-ről ÉNy-ra az alábbi három szerkezeti öv tétélezhető fel (24. ábra): semleges mágneses területű metamorfitek (?), bázitok-ultrabázitok jelenlétével magyarázható erős mágneses anomáliákkal kísért metamorf palák, végül kristályos palák és gneiszek. A kristályos pala és gneisz a DK felől betolódott kontinentális lemez kérgéből, a bázitok-ultrabázitok pedig a szigetiv felépítményéből és óceáni aljzatából származnak. Az elvi vázlattal (11. ábra), kétféle korrelációs lehetőséget látunk (25. ábra):

1. A kristályos pala és gneisz a gránit-gneisz boltozatok övébe tartozik, s paleozoos vagy inkább prekambriumi kora kőzetei a felsőkrétában mobilizálódtak. A bázitok-ultrabázitok a bezáródási nyomvonalat jelzik. Az ultrabázit-bázit-metamorphala összlet két eltérő magmás és üledékes komplexumból állhat: egy idősebb, valószínűleg alsó-középső-jura kora óceáni és egy fiatalabb, felsőjura-alsókréta kora szigetiv-komplexumból.
2. A kristályos pala és gneisz tartozhat a bezáródási nyomvonal előterében lévő u.n. szegély-antiklinóriumba is. Felszínre ugyancsak a felsőkréta elején került, de tisztán tektonikus mozgással. A bázitok-ultrabázitok obdukálódott helyzetben, takaróként települnek a betolódott kontinens képződményein, s analógjaik a kristályos pala-gneisz vonulaton túl is várhatók. Ebben a helyzetben szigetiv-komplexum nem valószínű.

A két lehetőség közül egyrészt a kristályos pala - gneisz utolsó metamorfózisának kora és jellege, másrészt annak alapján választhatnánk, hogy jelen

vannak-e mészkáli vulkanitok és glaukofánpalák a bázitok-ultrabázitok és társuló metamorf palák között. Egyik kérdést sem vizsgálták azonban a felvetett szempontok szerint, így biztos választ egyelőre nem tudunk adni. Az a tény azonban, hogy sem a soproni, sem a középhegységi övre nem esik mágneses anomália (24. ábra), véleményünk szerint kizárja annak lehetőségét, hogy a soproni kristályos kőzeteket az alsókeletalpi, a középhegységi mezozoikumot pedig a felsőkeletalpi takarórendszer penninikumon elhelyezkedő részének [BODZAY, 1977; WEIN, 1978<sup>a</sup> + 1978<sup>b</sup>] tekintsük: a felső határként elfogadható 3-6 km-es takaróvastagságok alól a penninikum mágneses hatása még biztosan érzékelhető lenne.

A DK-i semleges mágneses terü metamorfit-sávnak már létezése is bizonytalan. A Rába mentén az országhatártól egészen Vinár környékéig valószínűleg nincs meg, talán mert a középhegységi öv átfedi; innen ÉK-re a szlovákiai-északmagyarországi adatok nyomán feltételezhető, de furásos igazolásáról nem tudunk. Mindkét fentebb (25. ábra) vázolt lehetőség keretében elképzelhető a szigetiv óceánfelőli lejtőjén felhalmozódott flis-jellegű felsőjura-neokom kora üledékek jelenléte, természetesen gyürt-metamorfizált állapotban, részben vagy egészében allochton településben. Az 1. változatban azonban uralkodóan a betolódott kontinens mezozoikum előtt konszolidálódott kérgébe tartozó metamorfitokat várhatunk itt. Ez annyit jelentene, hogy ez az öv két esetben más és más kőzetekből áll: az elsőben idős, a másodikban fiatal metamorfitokból.

Bár nincs biztos alapunk a választáshoz, előzetesen az 1. változatot tartjuk valószínűbbnek, mivel semmi jel nem mutat arra, hogy a penninikum megjelenne a soproni kristályos övön túl. Ennek alapján az alábbiakat tételezzük fel:

1. A soproni-fertőrákosi gneiszben és kristályos palában vagy a megfelelő medencealjzatban felsőkréta koru metamorfózis hatását lehetne kimutatni. E képződmények alpi analógja nem az alsókeletalpi krisztallinikum, hanem a penninikum központi gneisze.
2. A kőszegi-vashegyi képződményekben vagy medencealjzat-beli analógjaikban:
  - a tulajdonképpeni ofiolit-sorozat kora alsó-középsőjuranak bizonyulhat;
  - emellett felsőjura-alsókréta koru mészkalkáli vulkanitok, metamorfizált grauwacke- és flis-jellegű üledékek jelenléte lehetséges; talán ilyen az Ikervár-2 furás anyaga, amelyből KŐVÁRY J. felsőjura-alsókréta mikrofaunát mutatott ki [JUHÁSZ-KŐHÁTI, 1966; DANK-BODZAY, 1971];
  - a metamorfitok között glaukofánpalák és rökönkőzeteik felfedezésére van lehetőség.
3. A semleges mágneses terü metamorfitok területén a felsőjura-alsókréta koru grauwackéból és/vagy flisből keletkezett kőzetek csak alárendelt szerepet játszhatnak. Itt elsősorban a bakonyi perm-mezozoikum fekéjébe tartozó balatonfelvidéki anchi- és epimetamorf palák analógjait várhatnánk, de nem zárhatnánk ki az ugyanazon kéreg mélyebb szintjeiből származó soproni kristályos palákhoz hasonlóak jelenlétét sem.

A vázolt következtetések bármelyikének hitelt érdemlő bizonyítása egyuttal az 1. változat igazolásának lenne tekinthető; cáfolásuk a 2. változat mellett szólna.



### 3. AZ ALFÖLDI ÉS A KÖZÉPHEGYSÉGI KRÉTA-PALEOGÉN ÖSSZELETÉSE

Az alföldi kréta-paleogén az alábbi eseményeket rögzíti (26. ábra): szegélytenger jellegű kvázi-óceáni medence felnyílása a déldunántuli-délalföldi kontinentális egységtől ÉNy-ra (neokom), e medence DK-i peremének passzív fejlődése (apt-felsőeocén, esetleg -oligocén), végül a medence bezáródása egy ÉNy-i dőlésű szubdukciós öv mentén (miocén).

A középhegységi kréta-paleogén az alábbi eseményeket rögzíti (26. ábra): kontinens-szigetiv kollízió ÉNy-i dőlésű szubdukció során (neokom-aptien-albien és valószínűleg -cenomán), a szigetiv alá betolódott kontinentális litoszféra kiemelkedése a kompresszió feloldódása után (szenon-alsó-középsőeocén), végül a szigetiv mögötti medence bezáródása DK-i dőlésű szubdukciós öv mentén és szegélytenger jellegű medence felnyílása a létrejött vulkáni öv háttérében (középső-felsőeocén-oligocén és valószínűleg -alsómiocén).

A két terület a kréta-paleogén folyamán tehát lényegesen eltérő fejlődésen ment át, vagyis két különböző litoszféra-egység része volt, amint arra az utóbbi évtized számos tektonikai elemzése rámutatott [SZÁDECZKY-KARDOSS, 1971; CHANNELL-HORVÁTH, 1976; WEIN, 1978<sup>a</sup> + 1978<sup>b</sup>, CHANNELL<sup>I</sup>-D'ARGENIO-HORVÁTH, 1979]. E felfogást vázolt elemzésünk két pontban módosítja:

1. A litoszféra-egységek határát nem egy bizonytalan kritériumok alapján megvont és követett "Zágráb-Kulcs-Hernád vonal"-ban, hanem kréta-paleogén óceáni képződmények előfordulási sávjában látjuk. A leglényegesebb eltérés K-en mutatkozik, ahol az általunk adott megfogalmazásban a lemezhatár nem fordul É-nak, hanem Kárpátaljára fut ki, s így a Zempléni szigethegység nem a D-i, hanem az É-i egységbe kerül.
2. A litoszféra-egységek összeállítását nem az oligocénre, hanem későbbi időpontra, a miocén végére rögzítjük [BALLA, 1980, 1981<sup>b</sup>].

A két litoszféra-egység kréta-paleogén kori ősföldrajzi helyzetében közös vonások az apti emelettől kezdve ismerhetők fel: ettől kezdődően esik mindkettő egy mafikus aljzatu medence DK-i peremére. Ez a medence azonban a két esetben eltérő eredetű: az É-i egységhez tartozó már a jurában is létezett és elég nagy valószínűséggel normális óceáni jellegű volt, míg a D-ihez tartozó csak a neokom végén nyílt fel és valószínűleg szegélytenger jellegű volt. Ez a különbség nem zárja ki közvetlen összefüggésüket, de mindenképpen arról tanuskodik, hogy a két egység az esetleges közös partvonal mentén egymástól jelentős távolságban helyezkedett el.

Rekonstrukció nélkül is megállapíthatjuk, hogy a bakonyi fáciesöv így az alföldi flis üledékgyűjtőjének DK-i partjára kerül, vagyis a középhegységi és alföldi kréta-paleogén üledékek ma inverz helyzetben vannak. Ezért nehezen hihető, hogy a budai fáciesöv és a Tiszántuli flisöv felsőeocénje között fáciesátmenet lehessen, viszont érthetővé válik nummuliteszes-lithothamniumos mészkő megjelenése Hajduszoboszlónál [SZEPESHÁZY, 1973] és a bakonyi eocénre jellemző Hatkeninák feltünése Nádudvarnál [MAJZON, 1960, 1966].

A két litoszféra-egység fejlődésmentében újabb különbségek mutatkoztak a felsőeocéntól kezdve: az ÉNy-i egység előterében lévő medence bezáródott, míg a DK-i egység előterében ilyen változás nem mutatható ki. A bezáródás az első esetben DK-i dőlésű szubdukciós öv mentén játszódott le, a második esetben felsőeocén kori elnyelődés ugyan nem zárható ki, azonban kevésbé valószínű, hogy ez az esetleges bezáródás DK-i dőlésű szubdukciós övvel állt volna kapcsolatban, mivel a flisöv peremén a szerkezeti vergencia ezzel ellentétes irányúnak látszik. A vázolt eltérés arról tanuskodik, hogy a két litoszféra-egység még a felsőeocénben is jelentős távolságban volt egymástól. Az É-i litoszféra-egység előterében lévő medence felsőeocén kori bezáródása azonban megteremthette a feltételt a mai inverz helyzet létrejöttéhez. Aszerint, hogy a két litoszféra-egység közül melyiket helyezzük Ny-abbra, két alternatívával számolhatunk (27. ábra).

A budai fáciesöv DK-i és a déldunántuli-délalföldi egység ÉNy-i előterében lévő szegélytengerek az oligocénben közvetlen összeköttetésben lehettek egymással, s a részletek tisztázatlansága ellenére az oligocén-miocén fejlődésmenet egészében véve a két egység egymás mellé kerülési folyamatoként fogható fel, amelynek mind szubdukciós (közel É-D-i), mind transzkurrens (közel K-Ny-i) összetevője volt. A szubdukcióval kapcsolatos vulkánosság késői (középsőmiocén-beli) jelentkezéséből ítélve, az oligocén folyamán főleg transzkurrens elmozdulással számolhatunk; ennek eredményeképpen kerülhetett a két egység egymással szembe, úgyhogy a köztes kéregrészt későbbi szubdukciójával egymás szomszédaivá válhattak.

Az É-i és a D-i litoszféra-egység fejlődéstörténetét eddig az apti emelettől kezdve hoztuk korrelációba. Ósföldrajzi helyzetük az apti emelet előtt lényegesen különböző volt. Ez azonban nem jelenti azt, hogy fejlődésmenetükben nem fedezhetők fel összefüggések. Az alsókréta elején mindkettő ÉNy-i dőlésű szubdukciós öv közelében volt: az É-i egység az öv előterében, a szubdukáló lemez részeként, a D-i egység pedig az öv háttérében. Nem lehettek azonban egy szelvényben, mivel az É-i egység rétegsora szigetivet és mögötte megmaradt óceán-részletet rögzít, a D-i egységé viszont aktív kontinensperemet és mögötte felnyíló szegélytengert. A két egység tehát a neokomban valószínűleg ugyanazon szubdukciós öv mentén, de egymástól jelentős távolságban lehetett és a szubdukciós öv ellentétes oldalán foglalt helyet (28. ábra).

#### 4. KORRELÁCIÓ PALEOMÁGNESES ADATOKKAL

A lemeztektonikai koncepciók egyik fő bázisául kezdettől fogva paleomágneses adatok szolgálnak. Földtani levezetések esetében ugyanezek az adatok ellenőrző szerepet kaphatnak. A hazai paleomágneses vizsgálatok a tárgyalt időszak képződményeire a következő képet adják [MÁRTON, 1980; MÁRTON-MÁRTON, 1980<sup>a</sup>, 1980<sup>b</sup>]:



### A Dunántuli Középhegység:

- a szenonig bezárólag az Afrikai lemez része volt;
- a szenonig bezárólag nem állt merev kapcsolatban az Európai lemezzel;
- a paleomágneses adatokkal egyelőre nem jellemezhető paleogén után a miocénben már nem az Afrikai, hanem az Európai lemez részét képezte.

### A Mecsek-hegység:

- a neokomig bezárólag az Európai lemez része volt;
- mai helyzetébe az Európai lemezhez viszonyított neokom utáni elmozdulással került.

A földtani adatok alapján lefolytatott elemzésünk nyomán kialakított kép a paleomágneses mérésekből levont minden következtetéseit összhangban áll és azokat a geodinamikai ok és a földtani kor vonatkozásában az alábbi módon pontosítja:

#### 1. A Dunántuli Középhegységet illetően:

- 1.1 Az Afrikai lemezről való leválás oka a budai fáciesövnek megfelelő szegélytenger felnyílása lehetett; ez az esemény az eocén második felében játszódott le.
- 1.2 Az Európai lemezzel merev kapcsolat a szenonig bezárólag azért nem léphetett fel, mert az alsókréta szubdukció nem az Európai kontinens, hanem egy annak előterében lévő és attól óceáni kéregrésszel elválasztott szigetiv alá irányult.
- 1.3 Az Európai lemezhez való csatlakozás legkorábban az eocén második felében lejátszódott szubdukcióval mehetett végbe. A neogén geodinamika elemzése [BALLA, 1980, 1981<sup>b</sup>] nyomán

ezután még transzkurrens elmozdulások tételezhetők fel, amelyek csak a miocén végén záródtak le. Lehet azonban, hogy ezek - uralkodóan K-Ny-i irányuk és néhány száz km-t meg nem haladó amplitudójuk miatt - a paleomágneses adatokban már nem tükröződnek.

## 2. A Mecsek-hegységet illetően:

- 2.1 Az Európai lemezről való leszakadás oka az Alföldi szegélytenger felnyílása lehetett a neokom végén vagy az apti emeletben.
- 2.2 Az Európai lemezhez való ujracsatlakozás a miocénkori szubdukcióra vezethető vissza.

A földtani alapon adott kor-pontosítások ellenőrzése az alábbi képződmények paleomágneses mintázásával válna lehetségessé:

- a Dunántuli Középhegységben: középső-felsőeocén és oligocén,
- a Dél-Dunántulon: albai (Villányi-hegység).

A paleomágneses adatok jó egyezése a vázolt geodinamikai fejlődésmenettel arra mutat, hogy vázlatunk alapján véve helyesen tükrözi a valóságot.

## 5. Köszönetnyilvánítás

Köszönettel tartozom a Központi Földtani Hivatal vezetésének azért, hogy megbizott azon geotektonikai összesítés elkészítésével, amely a jelen munka alapját képezte. Ószinte köszönetemet fejezem ki L. P. ZONENSAJNNak (P. Sirsov Oceanológiai Intézet, Moszkva) azért a konzultációért, amelyet az értelmezés elméleti vonatkozásainak kidolgozásához nyújtott, továbbá BÁLDINÉ BEKE M. (MÁFI), BERNHARDT B. (MÁFI), DUDKO A. (MÁFI),

HAVAS L. (ELGI), HORVÁTH I. (MÁFI), KONDA J. (MÁFI), KORPÁS L. (MÁFI), LELKESNÉ FELVÁRY Gy. (MÁFI), MÁRTONNÉ SZALAY E. (ELGI) és MÉSZÁROS J. (MÁFI) kollégáimnak segítőkész észrevételeikért a konkrét adatok felhasználására vonatkozóan. Végül köszönetet mondok BALOGH K. (MÁFI), BÁLDI T. (ELTE), CSÁSZÁR G. (MÁFI) és HAAS J. (MÁFI) kollégáimnak, akik kritikai megjegyzéseikkel segítettek abban, hogy alaposabb, körültekintőbb összesítést készítsek.



Függelék:  
ellenérvek elemzése

Gyűrt területek korszerű paleogeodinamikai elemzésében kulcsfontosságú kérdés mélytengeri üledékek és óceáni magmatitok kijelölése. A lemeztektonikai értelmezés legnagyobb eltérése a klasszikus "geoszinklinális" felfogásoktól abban van, hogy a "keskeny eugeoszinklinális árkok"-at óceáni medencék bezáródási nyomvonalainak tekinti, s mai alakjukat és szélességüket függetlennek véli e medencék eredeti alakjától és méreteitől. Érthető tehát, ha mindenütt, ahol a lemeztektonikai elmélet alapján konkrét földtani jelenségek értelmezésére tesznek kísérletet, mindig a mélytengeri üledékek és aljzatuk minősítése váltja ki a legtöbb ellenvetést. Éppen ezért szükségesnek tartjuk az alföldi flis és bázitok geodinamikai értelmezése kapcsán eddig felmerült ellenérvek elemzését. Kulcsfontossága miatt külön figyelmet szentelünk a dunántúli andezitvulkanizmus felsőeocén korával kapcsolatban felmerült kételyeknek is.

1. Az üledékes kőzetek mélytengeri eredetével kapcsolatban egy sor ellenérvvel találkoztunk, amelyek ismertetését és elemzését az alábbiakban adjuk.
  - 1.1 Mélytengeri üledékek kijelöléséhez meggyőző bizonyítékok szükségesek. - Első pillantásra ez az álláspont annyira magától értetődőnek látszik, hogy szinte nem is érdemes rá szót vesztegetnünk. Kérdés azonban: ha nem tudjuk kellőképpen bizonyítani egy üledék mélytengeri eredetét, következik-e ebből annak sekélytengeri eredete? Durvább fogalmazásban: csak a mélytengeri eredethez kellene meggyőző bizonyítékok, a sekélytengerihez nem? A válasz egyetlen esetben lehet igenlő: ha a vizsgált terület fejlődésmenetét eleve olyannak képzeljük, ami mélytengeri üledékek jelenlétét valószínűtlenné teszi. Ezt az esetet a tektonikában "tábla"

vagy "köztes tömeg" elnevezéssel illetik; hazai vonatkozásban ez az eset a "Magyar köztes tömeg" koncepciója. Az a követelmény, hogy egy hazai üledék mélytengeri eredetét kétséget kizáró bizonyítékokkal kell alátámasztanunk, rejtett formában azt a gondolatot tartalmazza, hogy egy hazai üledék sekélytengeri eredetét nem kell külön bizonyítani. Különösen elszánttá válik ez a gondolatmenet akkor, ha az aktualizmus alkalmazásával kapcsolatos fenntartásokkal jár együtt. Ugyanezt a problémát aktualisztikus közelítésben – mondhatnánk úgy is: elfogulatlanul – vizsgálva, a kérdést így kell feltennünk: a ma képződő üledékek közül melyik hasonlít leginkább a vizsgált fosszilis üledékekhez? A vízmélység fosszilis állapotban nem figyelhető meg; meghatározása korábbi korok üledékeiben sokféle módon történhet, e módok közös vonása azonban, hogy végső fokon kivétel nélkül mai analógiákra támaszkodnak. Ez a támaszkodás lehet közvetlen és lehet közvetett; nyilvánvaló azonban, hogy minél közvetlenebb egy analógia, annál meggyőzőbb. A közvetlen analógiánál biztosabb támasz a földtanban nem létezik. Mélytengeri üledékek kijelölése objektív módon csak a mai óceáni üledékekkel való összehasonlítással lehetséges, de megfelelő hasonlóság fennállása egyúttal bizonyítéknak is elegendő. Az esetleges sekélytengeri eredetnek egyetlen meggyőző bizonyítéka szintén csak mai analógok kimutatása lehet. Az aktualisztikus analógiák alkalmazása során természetesen problémák vetődnek fel, e problémák megoldásának útja azonban nem az aktualizmus alkalmazhatóságának tagadása, hanem az eltérések okának feltárása és megértése.

- i.2 Turbidites jelleg sekélyvízi üledékekben, így a hazai pannonban is előfordul. – Láttuk, hogy a turbidites jelleg nem önmagában véve, hanem egész összletet átfogó voltában válik vízmélységkritériummá. Maga az a tény, hogy a hazai pannonban a gradá-

ciós rétegződés szórványosan jelentkezik, az alföldi flisöv homokos-agyagos üledéktípusában pedig rendszeresen, alapvető különbségekre mutat a kettő között. Ezt a különbséget az okozza, hogy a pannon üledékgyűjtőben fennállásának kb. 6-8 millió éves időtartama alatt zagyáramok képződéséhez szükséges meredek vizalatti lejtők csak hébe-hóba keletkeztek és csak rövid ideig maradtak meg, míg az Alföldi flisövnél megfelelő üledékgyűjtőben 50 millió éven át a hidrodinamikai követelményeket befolyásoló paraméterek (lejtő-magasság és -meredekség) érzékelhető változása nélkül végig megvoltak.

- 1.3 Az üledékfelhalmozódás sebessége mélytengeri körülmények között sokkal kisebb, mint a feltételezett fosszilis analógokban. - Végezzünk egy egyszerű számítást. A megfelelő mai üledékek felhalmozódási sebességét A. P. LISZICÜN [1974] monográfiájából vesszük, s a fosszilizáció során 40 %-os kompációval számolunk. Pelágikus meszes-agyagos üledékek felhalmozódási sebessége 5-10, a turbiditeké pedig 40-80 mm/évezred körüli. A szenon-felsőeocén időtartamnak megfelelő 50 millió év alatt létrejött lehetséges összletvastagság tehát  $0,6 \cdot 50 \cdot 10^6 \cdot (5-10) \cdot 10^{-3} \cdot 10^{-3} = 150-300$  m pelágikus és  $0,6 \cdot 50 \cdot 10^6 \cdot (40-80) \cdot 10^{-3} \cdot 10^{-3} = 1200 - 2400$  m turbidites üledékek esetén. Nincs rá semmiféle bizonyíték, hogy a megfelelő hazai üledékek rétegtani vastagsága a közölt értékeket lényegesen meghaladná.
- 1.4 A turbidites és pelágikus üledékekben bentosz-alakok fordulnak elő, ami a mélytengeri eredetet valószínűtlenné teszi. - A turbidites üledékekbe a terrigén törmelékekkel együtt a zagyáramok sekélytengeri faunát is szállítanak; ilyen sekélytengeri fauna felfedezése szolgált alapul a mélytengeri kutatások hajnalán zagyáramok létezésének feltételezéséhez [GASKELL, 1960]. Pelágikus üledékek igen fontos bélyege a plankton-fauna döntő tulsu -



lya. Bentosz-alakok azonban nagyobb vízmélységnél is előfordulnak, bár mennyiségük erősen lecsökken.

- 1.5 Kavicsok előfordulása az Alföldi flisöv üledékeiben a mélytengeri eredettel nem egyeztethető össze. – A flisövből sekélytengeri és átmeneti üledékeket is leírtak [SZEPESHÁZY, 1973], tehát a fácies típus pontosítása nélkül nem világos, van-e köze a kavicsoknak a turbiditekhez. Önmagában véve kavicsok előfordulása azonban nem vízmélység-kritérium, mivel abisszális mélységekben is találunk kavicsokat. Ugyanez vonatkozik a keresztrétegződésre, sőt a hullámfodrokra is: a fenékmenti tengeráramlások hatására mindkettő gyakran jön létre, amint azt mélytengeri fényképezés során számos esetben rögzítették. Végül iszapfalók járatai sem csak a sekélytengeri üledékek jellemzői, mivel a szervesanyagban dus turbiditekben tömegével laknak iszapfaló élőlények.
- 1.6 A kárpáti flis képződésének vízmélységét csak 1000 m-re becsülik, így az alföldi flis sem keletkezhetett mélytengeri körülmények között. – Módszertani alapelveinkből kiindulva egy fosszilis analógiát vízmélység tekintetében semmiképpen nem tarthatunk meggyőzőnek, annál is inkább, mivel nem világos: milyen alapon becsülték a kárpáti flis képződési vízmélységét 1000 m-re és mennyire megbízható az a becslés. Az e kérdésben valószínűleg kompetensnek tekinthető S. DŻUŁYŃSKI-E. K. WALTON [1965] monográfiájában a vízmélységre vonatkozó részben egyetlen adat van: a kárpáti flisből olyan halakat irtak le, amelyek 1000 m-nél nagyobb vízmélységből ismeretlenek. Ez azonban nem használható fel vízmélység-kritériumként, mivel ez ugyanolyan lenne, mintha a globigerinás iszap képződési mélységét azon az alapon határoznánk meg, hogy a Globigerinák a vizoszlop legfelső 50–100 m-ében élnek.

1.7 Az alföldi flis legfeljebb batiális, de semmiképpen sem abisszális képződmény. - Fentebb már rámutattunk arra, hogy a "batiális" mélységöv kijelöléséhez semmiféle litológiai kritérium nem létezik sem a mai óceánokban, sem a fosszilis üledékekben, ezért a korszerű óceáni szedimentológiából a "batiális" megjelölés eltűnőben van. Megmaradt viszont az óceáni biológiában, mivel az élőlények eloszlását a vízmélység ebben az intervallumban is jelentősen befolyásolja. Ez azonban semmiképpen nem lehet alap "batiális" üledékek kijelöléséhez, annál is inkább, mivel kiderült, hogy az eredeti értelemben vett típusüledék, az "óceáni kék agyag", elsősorban az abisszális övezet peremvidékeire jellemző. Így a "batiális" üledékek kijelölése értelmét veszítette, s ezt a szakkifejezést a földtani elemzésekben nem célszerű alkalmaznunk. Az a körülmény, hogy a litológiai-szedimentológiai-összföldrajzi szakkönyvekben és egyéb ilyen tárgyú publikációkban mind a mai napig gyakran találkozunk vele, csak annak a következménye, hogy a korszerű oceanológiai ismeretek nehezen törnek utat a földtanba.

2. Az alföldi bázitok óceáni eredetével kapcsolatban az ellenérvek alapja az az állítás, hogy ezek a kőzetek nem tekinthetők ofiolitos sorozat tagjainak. Az erre vonatkozó érvelést az alábbiakban ismertetjük és elemezzük.

2.1 Az alföldi bázitokat nem kísérik bázisos és ultrabázisos intruzívumok, amelyek nélkül nem beszélhetünk "ofiolitos sorozat"-ról. - "Ofiolitos sorozat" alatt az óceáni litoszféra közelítőleg teljes rétegsorát értjük, a felsőköpeny-eredetű ultrabázitoktól, a kéreg mélyebb szintjeibe tartozó ultrabázitokon és gabbrókon át, a kéreg felső szintjeibe tartozó diabáz-telérkomplexumig és az azt fedő effuzív összletig, az utóbbira települő mélytengeri

üledékekkel együtt. A földtanban gyakran előfordul, hogy egy rétegsor nem teljes, s ezzel összhangban a korszerű tektonikai elemzésekben is gyakran tárgyalnak "nem teljes ofiolitos sorozatok"-at. Az eredeti definíciót szigorubban értelmezve persze ebben az esetben kétségbe vonhatjuk az "ofiolitos" jelző alkalmazásának létjogosultságát, ez azonban már terminológiai kérdés, amelybe szükségtelen elmélyednünk. A probléma lényegénél maradván, azt kell világosan látnunk, hogy a fosszilis óceáni litoszféra alsó szintjei, vagyis az "ofiolitos sorozat" intruzívumai, csak előrehaladott obdukció és mélyreható erózió következtében válnak megfigyelhetőkké. Ugyanakkor az effuzív ösztlet és a telérkomplexum kőzeteinek jelenlétére sokkal több lehetőség nyílik, s ezek összetétele éppen eléggé specifikus ahhoz, hogy megfelelő vizsgálatok lefolytatásával egyértelműen felismerhessük óceáni eredetüket. Ha ez megvalósítható, maradhatnak-e kétségeink csak azért, mert a rétegsor mélyebb tagjait nem látjuk? Ez éppen olyan hozzáállás lenne, mintha egy üledék korminósítéséhez nem tartanánk elegendőnek vezetőalakok jelenlétét, hanem megkívánnánk a mélyebb tagok feltétlen jelenlétét is.

- 2.2 Az alföldi bázitok legalább részben alkáli jellegűek, ami az "ofiolit" minősítéssel nem egyeztethető össze. - Alkáli féleségek jelenléte önmagában véve nem lehet perdöntő, mivel az óceánképződés bevezető szakaszában, kontinentális riftben ilyen kőzetek keletkezése törvényszerű; ezek a peremeken megmaradhattak, s a későbbi deformációk során tektonikus mozgásokkal akár óceáni üledékek és effuzívumok közé is ékelődhettek. Ennél jóval fontosabb, hogy az alföldi bázitokon egyelőre nem folytatták le mindazon vizsgálatokat, amelyek alapján óceáni toleitek jelenléte kétséget kizáró módon bizonyítható vagy cáfolható lenne. Állásfoglalásra azért látunk mégis lehetőséget, mert az üledékkifejlődési típusok



elemzésével arra a következtetésre jutottunk, hogy a flisöv üledékeinek egy része óceáni aljzaton halmozódott fel, s a tárgyalt bázitok helyzetüket és valószínű korukat tekintve megfelelnek ezen aljzat kőzeteinek. A vonatkozó kételyek alapja nem egy alternatív modell, hanem kizárólag a bázitokkal kapcsolatos vizsgálatok hézagossága. Ezért mindaddig, amíg anyagvizsgálati adatokra alapuló cáfolat vagy legalább alternatív koncepció meg nem jelenik, ONUOHA K. M. [1979] adatai alapján óceáni toelitek jelenlétét valószínűnek látjuk.

- 2.3 Az alföldi bázitok nem egy "valódi" óceán, hanem egy "keskeny árok" kérgének képződményei. - Az "ofiolitos" jelző alkalmazhatóságával kapcsolatos ellenérv mintájára felvethetnénk azt a kérdést, miből állnak az ilyen kéreg mélyebb szintjei és hol vannak az ezekből származó képződmények, s ez önmagában véve is kielégítő illusztráció lenne e felfogás tarthatatlanságához. De az egyszerűség kedvéért ettől eltekintünk és csak azt a kérdést vizsgáljuk: ha az alföldi bázitok "nem-ofiolitos" jellegűek, vagyis "nem-óceáni" eredetűek, megfelelő alternatíva-e a "keskeny és mély árok"? Dilatációs eredetű "árok"-ról lévén szó, egyetlen mai analógiaként a Vörös-tenger kínálkozik. Ennek aljzata az alig 50-100 km széles központi riftövben normális óceáni toelitekből áll, peremlein kontinentális kérgű 1-1,5 km magas terasszal, s jól megfigyelhető, hogy ahol D-i csapásában a kontinentális kéreg folyamatossá válik, a toeliteket alkáli bazaltok váltják fel [COLEMAN, 1974; MILANOVSKIJ, 1976]. E jelenségnek mélyreható kéregszerkezeti-petrologiai oka van: a toelitek rendkívül kis, az alkáli bazaltok pedig jelentős mélységből származnak, a mélységkülönbséget az óceáni és kontinentális litoszféra vastagság-különbsége hozza létre. A kontinentális litoszféra viszonylag rideg, kevésbé "nyújtható", ezért felszakadása hirtelen kéregvastagság-változással jár, ami a vulkanitok összetétel-vál-

tozásában tükröződik. Ahhoz, hogy ez a folyamat a földtani múltban más jellegűvé váljon, azt kellene feltételeznünk, hogy a földkéreg mechanikai tulajdonságaiban és a felsőköpeny vegyi összetételében lényeges változás állt be az alsókréta óta. Világos, hogy ehhez nincs semmi alapunk. A "nem-óceáni árok" tehát egy semmivel össze nem egyeztethető tipikus "ad hoc" feltételezés, amilyen egyébként maga a "geoszinklinálisok tana" is.

3. A dunántúli felsőeocén andezitvulkanizmus jóval kisebb jelentőségű, mintsem azt még nemrég gondoltuk, sőt akár hiányozhat is, s a felsőeocén faunával igazolt koru vulkanoklasztitok anyaga részben vagy egészében a triászból halmozódott át. – Ilyen áthalmozáshoz igen nagyfokú szelektivitást kellene feltételeznünk, amely két vonalon jelentkezne: időben és anyagban. Az időbeli szelektivitás annyit jelentene, hogy a kréta, továbbá az alsó- és középsőeocén terrigén üledékekben és a lepusztulási terület szegélyén képződő bauxitokban áthalmozott andezites törmeléknek semmi nyoma, de az nagy tömegben lép fel hirtelen a felsőeocénben; fokozná a helyzet furcsaságát, ha ugyanebben az időben ugyanilyen összetételű vulkánossággal számolnánk. Az anyagi szelektivitás azt jelentené, hogy a dunántúli triász képződményekben rendkívül gyér és zömmel nemcsak centrumoktól, hanem felépítményektől is távoli kifejlődésekben ismeretes vulkáni anyag olymódon dusulna fel, hogy a triász rétegsorokban döntő tulsúlyban lévő egyéb kőzetek szerepe a törmelékben szinte nulla maradna. Mindaz, amit a hazai miocén vulkanitok miocénkori és fiatalabb áthalmozásáról tudunk, merőben elmentmond az ilyen típusú szelektivitás lehetőségének. Ettől függetlenül is, gyakorlatilag lehetetlennek látszik olyan körülményeket kitalálni, amelyek ezt a kettős szelektivitást biztosíthatnák. Ezért mindaddig, amíg a vulkáni törmelék triász korára vonatkozó döntő bizonyítékok meg nem jelennek vagy a kettős szelektivitásra elfogadható magyarázat nem születik, a felsőeocén vulkáni öv dunántúli szakaszának létével realitásként kell számolnunk.

IRODALOM - REFERENCES

- BALÁZS E., BÁLDI T., DUDICH E., GIDAI L., KORPÁS L., RADÓCZ Gy., SZENTGYÖRGYI K., ZELENKA T., 1980: A magyarországi eocén/oligocén határ képződményeinek szerkezeti-faciális vázlata. - Ősl. Viták, 25, Budapest, 13-46.
- BALLA Z., 1980: A neogén vulkanitok jelentősége és problematikája a Kárpáti régió geodinamikai rekonstrukciójában. - Geofiz. Közl., 26, Budapest, 34-40.
- BALLA Z., 1981<sup>a</sup>: Tengeri üledékes kőzetek vörös színének genetikai jelentőségéről. - Földt. Közl., 111, Budapest (in press).
- BALLA Z., 1981<sup>b</sup>: Volcanic volution. - "Geodynamics of Pannonian basin, 2.3.3.", Tectonophys., Amsterdam (in press).
- BALOGH, K., 1971: The isopachyte map of the Oligocene of North Hungary. - Acta Min. Petr., 20, 1, Szeged, 19-30.
- BALOGH, K., KÓRÖSSY, L., 1968: Tektonische Karte Ungarns in Maßstabe 1:1.000.000. - Acta Geol., 12, 1-4, Budapest, 255-262.
- BALOGH, K., KÓRÖSSY, L., 1974: Hungarian Mid-Mountains and adjacent areas. - "Tectonics of the Carpathian-Balkan regions. Explanation to the tectonic map of the Carpathian-Balkan regions and their foreland", GÚDŠ, Bratislava, 391-403.
- BARNABÁS K., 1966: A bauxit. - "Ásványtelepeink földtana", Műsz. könyvkiadó, Budapest, 143-178.
- BARNABÁS, K., 1970: Die vergleichende Untersuchung der charakteristischen Bauxitlagerstätten des Mittelgebirges von Dunántul. - Földt. Int. Évk., 54, 3, Budapest, 69-93.
- BÁLDI T., 1976: A Dunántuli Középhegység és Észak-Magyarország oligocénjének korrelációja. - Földt. Közl., 106, 4, Budapest, 407-424.
- BÁLDI, T., 1979: Changes of Mediterranean (?Indopacific?) and Boreal influences on Hungarian marine Mollusc-faunes since Kiscellian until Eggenburgian times; the stage Kiscellian. - Ann. Géol. Pays Hellén., Tome Hors série, 1, Athén, 39-49.
- BÁLDI T., 1980: Az eocén - oligocén határ kérdéséről. - Ősl. Viták, 25, Budapest, 5-11.



- BÁLDINÉ BEKE M., HORVÁTH M., HORVÁTHNÉ KOLLÁNYI K., 1980: Az eocén/oligocén határ plankton foraminiferák és a nannoplankton tükrében. - Ósl. Viták, 25, Budapest, 79-101.
- BÁRDOSSY Gy., 1977: Karsztbauxitok. - Akad. Kiadó, Budapest, p. 413.
- BÉRCZINÉ MAKK A., 1975: A Mezőkeresztes környéki eocén és oligocén üledékes kőzetek foraminiferidás fáciesei. - Földt. Közl., 105, 3, Budapest, 344-356.
- BÉRCZINÉ MAKK A., 1980: Eocén-oligocén határképződmények a Bükkalján. - Ósl. Viták, 25, Budapest, 127-141.
- BILIK, I., 1974: Unterkretazeische Vulkanite des Mecsek-Gebirges. - Acta Geol., 18, 3-4, Budapest, 315-325.
- BILIK, I., 1980: (Tectonic character of the basic magmatic rocks of the Mecsek Mountains, South Hungary). - Előadás az EGS VII. konferenciáján, Budapest, 1980. augusztus 25.
- BODZAY, I., 1975: A model of the geohistorical evolution of the Carpathian basin. - Proc. X<sup>th</sup> Congr. CBGA, 1973, sect. III. Tectonics, GÚDŠ, Bratislava, 45-58.
- BODZAY I., 1977: Földtani modell neogénnél idősebb képződményeink szénhidrogénkutatói perspektíváinak megítéléséhez. - Ált. Földt. Szle, 10, Budapest, 113-184.
- CHANNELL, J. E. T., D'ARGENIO, B., HORVÁTH, F., 1979: Adris, the African promontory, in Mesozoic Mediterranean paleogeography. - Earth Sci. Rev., 15, 3, Amsterdam, 213-292.
- CHANNELL, J. E. T., HORVÁTH, F., 1976: The African/Adriatic promontory as a paleogeographical premise for Alpine orogeny and plate movements in the Carpatho-Balkan region. - Tectonophys., 35, 1/3, Amsterdam, 71-102.
- COLEMAN, R. G., 1974: Geologic background of the Red Sea. - "The geology of continental margins", Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New York, 743-751.
- CSÁSZÁR G., 1978: A tési agyagmárga formáció vázlatos fácies értékelései. - Földt. Közl., 108, 3, Budapest, 328-341.
- CZABALAY L., 1975: Kagylófauna a sümegi Kecskvári kőfejtő hippuriteszes mészkőrétegeiből. - Földt. Közl., 105, 4, Budapest, 429-449.

- CZABALAY L., 1976: A sümegi szenon zátonyfácies Actaeonella és Nerines faunája. - Földt. Int. Évi jel. 1973-ról, Budapest, 285-313.
- DANK V., BODZAY I., 1971: A magyarországi potenciális szénhidrogén-készletek földfejlődéstörténeti háttere. - Geon. és Bány., 4, 2-4, Budapest, 261-268.
- DRAKE, C.L., BURK, C.A., 1974: Geological significance of continental margins. - "The geology of continental margins", Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New-York, 3-10.
- DŻUŁYŃSKI, S., WALTON, E.K., 1965: Sedimentary features of flysch and greywackes. - "Developments in sedimentology, 7", Elsevier Publ. Comp., Amsterdam, p. 274.
- FÖLDVÁRI M., LELKES Gy., VETŐ I., VICZIÁN I., 1973: Kőzettani, ásványtani és geokémiai módszerek együttes alkalmazása a tatabányai alsókréta furásminták vizsgálatára. - Földt. Közl., 103, 3-4, Budapest, 364-371.
- FÜLÖP J., 1958: A Gerecse-hegység krétaidőszaki képződményei. - Geol. Hung., ser. Geol., 11, Budapest, 3-55.
- FÜLÖP J., 1961: Magyarország kréta időszaki képződményei. - Földt. Int. Évk., 49, 3, Budapest, 577-587.
- FÜLÖP J., 1964: A Bakony-hegység alsó-kréta (berriázi-apti) képződményei. - Geol. Hung., ser. Geol., 13, Budapest, 3-80.
- FÜLÖP J., 1966: A Villányi-hegység krétaidőszaki képződményei. - Geol. Hung., ser. Geol., 15, Budapest, 3-52.
- FÜLÖP J., 1975: Tatai mezozóos alaphegységgrögök. - Geol. Hung., ser. Geol., 16, p. 225.
- GASKELL, T.F., 1960: Under the deep oceans. - Eyre and Spottiswoode, London, p.
- GÉCZY B., 1954: Cyclolithes (Anthozoa) tanulmányok. - Geol. Hung., ser. Palaeont., 24, Budapest, p. 180.
- HAAS J., 1979: A felsőkréta ugodi mészkő formáció a Bakonyban. - Földt. Int. Évk., 61, Budapest, 7-119.
- HAAS J., J. EDELÉNYI E., CSÁSZÁR G., 1977: Mezozóos formációk vizsgálata a Dunántuli Középhegységben. - Földt. Int. Évi jel. 1975-ről, 259-269.

- HAAS J., JOCHÁNÉ EDELÉNYI E., 1979: A Dunántuli Középhegység felsőkréta üledékciklusának ősföldrajzi elemzése. - Földt. Int. Évi jel. 1977-ről, Budapest, 217-233.
- HORVÁTH M., 1980: Adatok az eocén/oligocén határhoz bentosz kisforaminifera faunák alapján. - Ósl. Viták, 25, Budapest, 69-78.
- JÁMBOR Á., KORPÁS L., KRETZOI M., PÁLFALVY I., RÁKOSI L., 1972: A dunántuli oligocén képződmények rétegtani problémái. - Földt. Int. Évi jel. 1969-ről, Budapest, 141-154.
- JUHÁSZ Á., 1966: Kapcsolat a Tisza-völgyi és a Duna-Tisza közti paleogén üledékgyűjtők között. - Földt. Int. Évi jel. 1964-ről, Budapest, 535-542.
- JUHÁSZ Á., KŐHÁTI A., 1966: Mezozoós rétegek a Kisalföld medence-aljzatában. Földt. Közl., 96, 1, 66-74.
- JUHÁSZ, Á., VASS, G., 1974: Mesozoische Ophiolite im Beckenuntergrund der Grossen Ungarischen Tiefebene. - Acta Geol., 18, 3-4, Budapest, 349-358.
- KASZAP A., 1963: A dél-baranyai mezozoos szigettrögök. - Földt. Közl., 93, 4, Budapest, 440-450.
- KÁRÓLY, Gy., ORAVECZ, J., KOPEK, G., DUDICH, E., 1970: Stratigraphic horizons of the footwall and hanging-wall formations of bauxite deposits in Hungary. - Földt. Int. Évk., 54, 3, Budapest, 95-107.
- KECSKEMÉTI, T., 1978: Palaeobiogeographische Übersicht der Nummuliten-Fauna des Bakonygebirges. - Ann. Hist.-Natur. Mus. Nation. Hung., 70, Budapest, 45-59.
- KECSKEMÉTI T., 1980: Az eocén/oligocén határ a nagyforaminifera vizsgálatok szempontjából. - Ósl. Viták, 25, Budapest, 47-68.
- KECSKEMÉTINÉ KÖRMENDY A., 1980: A felsőeocén/alsóoligocén határkérdés a malakológia szemszögéből. - Ósl. Viták, 25, Budapest, 103-116.
- KOMÁROMY I., HAÁZ I., 1966: Magyarország földmágneses térképe. A függőleges térerősség anomáliái. 1:500.000. - Geofiz. Int., Budapest.
- KOPEK, G., DUDICH, E., KECSKEMÉTI, T., 1970: L' éocène de la montagne du Bakony. - Földt. Int. Évk., 54, 4, I, Budapest, 201-251.



- KÓRÖSSY L., 1959: A Nagy Magyar Alföld fiis-jelegü képződményei. - Földt. Közl., 89, 2, Budapest, 115-124.
- KÓRÖSSY L., 1963: Magyarország medenceterületeinek összehasonlító földtani szerkezete. - Földt. Közl., 93, 2, Budapest, 153-169.
- KÓRÖSSY L., 1973: Regionális földtani szelvény Bakony-Buzsák-Mezőcsokonya-Kaposfő között. - Földt. Int., Budapest, kézirat.
- KÓRÖSSY L., 1977: A Szolnok-máramarosi flisárok szerkezeti helyzete és kapcsolatai. - Földt. Közl., 107, 3-4, Budapest, 398-405.
- LISZICŪN, A. P., 1974: Oszadkoobrazovanie v okeanah. - "Nauka", Moszkva, p. 438.
- LOBKOVSKIJ, L. I., SZOROHTIN, O. G., 1979: Sztroenie zon poddviga litoszfernüh plit i proiszhozsdenie okrainnüh morej. Deformacii litoszfernüh plit v zonah poddviga. - "Okeanologija. Geofizika okeana. Tom2, Geodinamika", "Nauka", Moszkva, gl. V, 8, 183-194, 9, 194-204.
- MAJZON L., 1960: A magyarországi Hantkeninák. - Földt. Közl., 90, 4, Budapest, 428-441.
- MAJZON L., 1961: A magyarországi globotruncanás üledékek. - Földt. Int. Évk., 49, 3, Budapest, 593-633.
- MAJZON L., 1966: Foraminifera-vizsgálatok. - Akad. kiadó, Budapest, p. 939.
- MÁRTON, E., 1980: Multicomponent natural remanent magnetization of migmatites, Mórágý area, Southwest Hungary. - Earth Planet. Sci. Lett., 47, Amsterdam, 102-112.
- MÁRTON, E., MÁRTON, P., 1980<sup>a</sup>: Mesozoic palaeomagnetism of the Transdanubian Central Mountains and its tectonic implication. - Tectonophys., 70, Amsterdam (in press).
- MÁRTON, E., MÁRTON, P., 1980<sup>b</sup>: Palaeomagnetic indication of differential rotations northwest and southwest of the Zagreb-Zemplin tectonic line, in Transdanubia, Hungary. - Előadás az EGS VII. konferenciáján, Budapest, 1980, augusztus 25.
- MÉSZÁROS M., DUDICH E., 1962: Közép- és Délkelet-Európa eocénjének párhuzamosítási és fejlődéstörténeti vázлата. - Földt. Közl., 92, 2, Budapest, 131-148.

- MILANOVSKIJ, E. E., 1976: Riftovúe zonü kontinentov. - "Nedra", Moszkva, p. 279.
- MURDMAA, I. O., 1979: Okeanszkie facii. - "Okeanologija. Geologija okeana. Oszadkoobrazovanie i magmatizm okeana", "Nauka", Moszkva, gl. V, 269-306.
- NEMESI L., HOBOT J., VARGA G., DRASKOVITS P., CSÖRGEY J., 1981: A Tiszavidék és a Tiszántul mélyszerkezetének geoelektromos kutatása. - Geofiz. Közl., 26, Suppl. 3., Budapest (in press).
- ONUOHA K. M., 1979: Lemeztektonikai rekonstrukciók a magmás kőzetek kémiai összetételének vizsgálata útján. - Magyar Geofiz., 20, 4, Budapest, 149-159.
- SCHOLZ G., 1973: A Bakony-hegységi középsókréta nánai és pénzeskuti rétegek földtani viszonyai. - Földt. Közl., 103, 2, Budapest, 175-188.
- SIDÓ M., 1961: A Vékényi völgy felső-kréta rétegeinek mikropaleontológiai vizsgálata. - Földt. Int. Évk., 49, 3, Budapest, 649-656.
- SIDÓ M., 1966: A bakonyi cenománi rétegek formainifera-vizsgálata. - Földt. Int. Évi jel. 1964-ről, Budapest, 233-247.
- SIDÓ M., 1969: Magyarországi turon foraminiferák. - Földt. Közl., 99, 3, Budapest, 245-251.
- SIDÓ M., 1974: Az ugodi formáció foraminifera társulása. - Földt. Közl., 104, 3, Budapest, 288-317.
- SIDÓ M., 1975: A tatai formáció foraminiferái (felsőapti). - Földt. Közl., 105, 2, Budapest, 155-187.
- SZALAY Á., SZENTGYÖRGYI K., SZÓTS A., 1978: A Nagyalföld mezozóos képződményei. - Ált. Földt. Szemle, 11, Budapest, 109-138.
- SZANTNER, F., SZABÓ, E., 1970: The structural-geological conditions of development of Hungarian bauxite deposits. - Földt. Int. Évk., 54, 3, Budapest, 109-129.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E., 1971: Az új globális tektonika mozgásmechanizmusa és kapcsolatai a Föld és az Élet fejlődésével. Alkalmazások a Kárpát-Pannon-Dinarid területre. - Geon. és Bány., 4, 1, Budapest, 3-81.

- SZEPESHÁZY K., 1966: A Kecskemét-Szolnok közötti, kréta időszaki vulkáni terület kőzetei. - Földt. Int. Évi jel. 1964-ről, Budapest, 525-533.
- SZEPESHÁZY K., 1967: Rétegtan. Negyedkorinál idősebb képződmények. - "Magyarázó Magyarország 200.000-es földtani térképsorozatához. L-34-VIII, Kecskemét" Földt. Int., Budapest, 32-45.
- SZEPESHÁZY K., 1971: Rétegtan. Felszíni kibuvásokból nem ismert idősebb képződmények. - "Magyarázó Magyarország 200.000-es földtani térképsorozatához. L-34-XIV, Kiskunhalas" Földt. Int., Budapest, 19-40.
- SZEPESHÁZY K., 1972: A Tiszántul középső részének jura időszaki képződményei a szénhidrogénkutató furások alapján. - Földt. Int. Évi jel. 1970-ről, Budapest, 67-76.
- SZEPESHÁZY K., 1973: A Tiszántul északnyugati részének felsőkréta és paleogén kora képződményei. - Akad. kiadó, Budapest, p. 96.
- SZEPESHÁZY K., 1974: Rétegtan. Felszíni kibuvásokból nem ismert, idősebb képződmények. - "Magyarázó Magyarország 200.000-es földtani térképsorozatához. L-34-XV, Szeged; L-34-XVI, Gyula" Földt. Int., Budapest, 29-64.
- SZEPESHÁZY K., 1977: Az Alföld mezozoos magmás képződményei. - Földt. Közl., 107, 3-4, Budapest, 384-397.
- SZEPESHÁZY K., 1979: A Tiszántul és az Erdélyi Középhegység (Munții Apuseni) nagyszerkezeti és rétegtani kapcsolata. - Ált. Földt. Szle, 12, Budapest, 121-177.
- SZOROHTIN, O.G., 1979: Mehanizmu obrazovanija regional'nuh nadvigov, ofiolitovüh pokrovov i geoszinklinal'noj szkladcsatoszti. - "Okeanologija, Geofizikai okeana. Tom 2, Geodinamika", "Nauka", Moszkva, gl. VIII, 3, 294-306.
- SZÓTS E., 1956: Magyarország eocén (paleogén) képződményei. - Geol. Hung., ser. Geol., 9, Budapest, 5-249.
- SZTRÁKOS K., 1973: Foraminifera-fáciesek az Eger-Demjén környéki paleogénben. - Földt. Közl., 103, 2, Budapest, 156-165.
- SZTRÁKOS K., 1975<sup>a</sup>: A Karád-buzsáki rétegek ujravizsgálata. - Földt. Közl., 105, 4, Budapest, 488-494.



- SZTRÁKOS K., 1975<sup>b</sup>: A Budapesttől északkeletre elterülő terület paleogénjének ősföldrajza. I. rész. A felső lutéciaitól a kiscelli -agyag/tardi -agyag határig. - Ősl. Viták, 22, Budapest, 51-80.
- VADÁSZ E., 1946: A magyar bauxitelőfordulások földtani alkata. - Földt. Int. Évk., 37, 2, Budapest, 171-234.
- VADÁSZ E., 1951: Bauxitföldtan. - Akad. kiadó, Budapest, p. 129.
- VADÁSZ E., 1960: Magyarország földtana. Második átdolgozott és bővített kiadás. - Akad. kiadó, Budapest, p. 646.
- VÖRÖS, I., GECSE, É.T., 1976: Micromineralogical and sedimentological study of some Hungarian bauxites. - Travaux du Comité International pour l'étude du Bauxites, de l'Alumine et d'Aluminium (ICSOBA), 13, Symp. on advances in Geol., Geochem., and Treatment of bauxite, Dubrovnik, 1975, Zagreb, 175-183.
- WEIN, Gy., 1969: Tectonic review of the Neogene-covered areas of Hungary. - Acta Geol., 13, 1-4, Budapest, 399-436.
- WEIN Gy., 1978<sup>a</sup>: A Kárpát-medence alpi tektogenezise. - Földt. Int. Évi jel. 1976-ról, Budapest, 245-254.
- WEIN Gy., 1978<sup>b</sup>: A Kárpátmedence kialakulásának vázlata. - Ált. Földt. Szle, 11, Budapest, 5-27.
- ZONENSAJN, L.P., KUZ' MIN, M.I., MORALEV, V.M., 1976: Global'naja tektonika, magmatizm i metallogenija. - "Nedra", Moszkva, p. 231.

GEODYNAMIC ANALYSIS OF CRETACEOUS - PALEOGENE  
FORMATIONS OF HUNGARY

by

Z. Balla

ABSTRACT

The flysch belt in the basement of the Great Hungarian Plain is considered as a collisional suture of Miocene age marking a (quasi) oceanic basin closing. Northwest and south-east of it two continental microplates are delineated. At the beginning of the Neogene, the present northwestern microplate was being located somewhere of this basin and the present southeastern one was being located on its southeastern shelf. The reconstructed Cretaceous-Paleogene history of these microplates was of different character. During the whole Barremian to Oligocene time interval the southeastern microplate was being located of the passive margin of an oceanic basin which was coming into being through continental rifting of the European plate margin in the Valanginian to Hauterivian. The northwestern microplate being located on the African plate margin was undergoing collision with an island arc in the Early Cretaceous. The oceanic basin of marginal sea type behind this island arc was being closed during an opposite subduction (directed towards the south) during the Eocene which resulted in the appearance of a calc-alkalic volcano-chain along this microplate and in a new basin opening behind. This basin of marginal sea type divided the present northwestern microplate from the African plate in the Oligocene and joined the basin being located north of the present southeastern microplate.

Manuscript received: 21. November, 1980.

Address of the author:

Balla Zoltán, C.Sc.  
Hungarian Geophysical Institute (ELGI)

Budapest, Columbus u. 17-23.

H - 1445

## Ábraalírások - Captions

1. ábra Az óceánfenék fő morfológiai és fáciesegységeinek vázlata
2. ábra A tiszántuli flisöv nyugati folytatására mutató adatok összesítő térképe
3. ábra Az alföldi szenon üledékek főbb típusainak előfordulási térképe
4. ábra Az alföldi barrémi-albai üledékek főbb típusainak előfordulási térképe
5. ábra Az alföldi valangini-hauterivi képződmények főbb típusainak előfordulási térképe
6. ábra Az alföldi kréta-eocén képződmények főbb típusainak előfordulási térképe
7. ábra Kréta-eocén üledékek vázlatos fáciestérképe a Tiszántul ÉNY-i részén
8. ábra A neogén képződmények szintvonalas és fedetlen földtani térképe a Hajduszoboszló-ebesi területen (SZEPESHÁZY K. 1972).
9. ábra Vázlatos földtani szelvény a hajduszoboszlói szerkezeten át
10. ábra A Dél-Dunántul és a Dél-Alföld földmágneses anomália térképe
11. ábra Obdukciós öv fejlődésmenetének elvi vázlata ZONENSAJN-KUZMIN-MORALEV (1976) nyomán módosításokkal
12. ábra Hipotetikus elvi szelvény a flisöv déli előterén át
13. ábra Deformációk jelentkezése egy szigetivben (elvi vázlat) SZOROHTIN O. G. (1979) nyomán, módosításokkal
14. ábra A középhegységi eocén kifejlődési vázlata (BALÁZS et al. 1980)
15. ábra A középhegységi oligocén kifejlődési vázlata (BALÁZS et al. 1980)



16. ábra A Bakony-hegység eocén fáciesegységei  
KOPEK-DUDICH-KECSKEMÉTI, 1970.
- 1-Északi Bakonyhoz csatlakozó parttal rendelkező nyitott medence, 2-sekélytenger a Déli Bakonyban és Csesznek környékén, 3-szigettenger-fácies a Magas Bakonyban és Iszkaszentgyörgy környékén,  
Megjegyzés: a - feltételezett, b - igazolt
17. ábra A középhegységi eocén üledékgyűjtő ősföldrajzi vázlata
18. ábra A Rába-vonal eocén utáni kialakulásának változatai
19. ábra Az oligocén üledékek vastagságtérképe Észak-Magyarországon  
BALOGH K. 1971.
- 1-paleo- és mezozoos képződmények felszíni előfordulása, 2-oligocént nem harántolt furás, 3-oligocént harántolt furás (vastagság m-ben), 4-vastagság-izovonal m-ben, 5-városok és falvak, 6-tektonikai vonal, 7-vastagság-maximum vonala, 8-feltolódás
- A térképen szereplő bekarikázott számok az alábbi hegységeket jelölik: 1 - Keszthelyi-hegység, 2 - Bakony-hegység, 3 - Velenicei-hegység, 4 - Vértes-hegység, 5 - Gerecse-hegység, 6 - Pilis- és Budai-hegység, 7 - Börzsöny-hegység, 8 - Cserhát-hegység, 9 - Mátra-hegység, 10 - Bükk-hegység, 11 - Szendrői-hegység, 12 - Gömöridák és Veporidák
20. ábra Vázlatos földtani szelvény a buzsáki szerkezeten át  
KÖRÖSSY L. (1973) és SZTRÁKOS K. (1975) nyomán
21. ábra A bakony-hegységi szenon ősföldrajzi térképei  
HAAS J.-JOCHÁNÉ E. E. 1977.
- 1-éles törmelék (lejtőtörmelék), 2-kavics (folyóvizi), 3-homokkő-aleurolit (folyóvizi, areális), 4-agyag (folyóvizi, areális), 5-laterit-felhalmozódás, 6-kőszén-mocsár, 7-mésziszap, 8-márga, 9-rudistás zátony, 10-bioklaszt-felhalmozódás, 11-háttér-laguna, 12-szenon képződmények törmelékének felhalmozódása, 13-lineáris törmelékszállítás, 14-areális törmelékszállítás, 15-laterit-szállítás, a-szárazulati üledékgyűjtő, b-édesvízi üledékgyűjtő, c-csökkenésvízi üledékgyűjtő, d-tengeri üledékgyűjtő
22. ábra A bakonyi és gerecsei neokom üledékek áttekintő vázlata  
FÜLÖP J. (1964) nyomán

23. ábra Geodinamikai vázlatok a Bakony és Gerecse juravégi helyzetére
24. ábra Északnyugat-Magyarország szerkezeti vázlata
25. ábra Vázlatok a Rába-vonaltól ÉNY-ra eső terület tektonikájára
26. ábra A Dunántuli Középhegység és a Dél-Alföld kréta-paleogén fejlődéstörténetének geodinamikai értelmezése
27. ábra A Dunántuli-Középhegység és a Dél-Alföld geodinamikai helyzete a szenon-paleogén folyamán
28. ábra A Dunántuli-Középhegység és a Dél-Alföld geodinamikai helyzete a neokomban

Az ábrák szerkesztéséhez felhasznált irodalom jegyzéke:

1. ábra. DRAKE-BURK, 1974; MURDMAA, 1979. 2. ábra. JUHÁSZ-VASS, 1974; SIDÓ, 1961, 1969; SZALAY et al. 1978; SZEPESHÁZY 1967, 1971, 1973, 1977. 3. ábra. SZALAY et al. 1978; SZEPESHÁZY, 1971, 1973. 4. ábra. FÜLÖP, 1966; KASZAP, 1963; SZALAY et al. 1978; SZEPESHÁZY, 1967, 1971, 1973. 5. ábra. BILIK 1974; JUHÁSZ-VASS, 1974; SZALAY et al., 1978; SZEPESHÁZY, 1967, 1973, 1977. 6. ábra. BILIK, 1974; FÜLÖP, 1966; JUHÁSZ-VASS, 1974; KASZAP, 1963; SIDÓ, 1961, 1969; SZALAY et al., 1978; SZEPESHÁZY, 1967, 1971, 1973, 1977. 7. ábra. SZEPESHÁZY, 1973; 8. ábra. SZEPESHÁZY, 1972. 10. ábra. KOMÁROMI-HAÁZ, 1966. 16. ábra. KOPEK et al., 1970. 19. ábra. BALOGH, 1971. 21. ábra. HAAS-JOCHANÉ, 1977. 24. ábra. KOMÁROMI-HAÁZ, 1966. 26. ábra. LOBKOV-SZKIJ-SZOROHTIN, 1979.

## Captions

- Fig. 1. Sketch of the morphology and facies of the ocean bottom
- Fig. 2. Nap summarizing the data indicative of a western prolongation of the Szolnok-Maramureş flysch belt
- Fig. 3. Distribution sketch map of Senonian sediment types under the Great Hungarian Plain
- Fig. 4. Distribution sketch map of the Barremian-Aptian sediment types under the Great Hungarian Plain
- Fig. 5. Distribution sketch map of the Valanginian-Hauterivian sediment types under the Great Hungarian Plain
- Fig. 6. Distribution sketch map of the Cretaceous-Eocene sediments under the Great Hungarian Plain
- Fig. 7. Sketch map of Cretaceous-Eocene facies in the NW of the Tiszántul area
- Fig. 8. Stripped-off hypsometric map of the Neogene formations in the Hajduszoboszló-Ebes area (SZEPESHÁZY, K. 1972)
- Fig. 9. Schematic cross section across the Hajduszoboszló structure
- Fig. 10. Geomagnetic anomaly map of Southern Transdanubia and the Southern Great Plain
- Fig. 11. Theoretical sketch of obduction zone development (after ZONNENSCHAIN-KUZMIN-MORALEV, 1976, modified)
- Fig. 12. Hypothetic generalized section across the southern foreland of the flysch belt
- Fig. 13. Occurrence of deformations in an island arc (theoretical sketch) after SOROKHTIN O. G. 1979, modified
- Fig. 14. Faciological sketch of the Eocene of the Central Range (BALÁZS et al, 1980)
- Fig. 15. Faciological sketch of the Oligocene in the Central Range (BALÁZS et al, 1980)



- Fig. 16. Facies units of the Eocene in the Bakony Mts (KOPEK-DUDICH-KECSKEMÉTI, 1970)  
 1-open basin, with coast joining the Northern Bakony 2-shallow sea in the Southern Bakony and in the Csesznek area  
 3-archipelago in the High Bakony and in the Iszkaszentgyörgy area Note: a - assumed, b - proved
- Fig. 17. Paleogeographic sketch of the Eocene sedimentation on the Central Mountains
- Fig. 18. Post-Eocene evolution of the Raba line (different possibilities)
- Fig. 19. Isopach map of Oligocene sediments in N-Hungary, BALOGH K., 1971.  
 1-outcrops of Paleo- and Mesozoic formations, 2-borehole without Oligocene, 3-borehole with Oligocene (thickness in m), 4-isopach lines, in m, 5-settlements, 6-structural line, 7-maximum-line of thickness, 8-reverse fault  
 Encircled numbers indicate the following mountains:  
 1-Keszthelyi, 2-Bakony, 3-Velencei, 4-Vértes, 5-Gerecse, 6-Pilis-Budai, 7-Börzsöny, 8-Cserhát, 9-Mátra, 10-Bükk, 11-Szendrőlci, 12-Gemerids and Veporids
- Fig. 20. Schematic cross section across the Buzsák structure KÓRÖSSY, L. 1973 and SZTRÁKOS, 1975
- Fig. 21. Paleogeographic maps of the Bakony Mts Senonian, HAAS, J., JOCHA-EDELÉNYI, E. 1977  
 1-angular debris (slope detritus), 2-gravel (fluvatile), 3-sandstone and siltstone (fluvatile, areal), 4-clay (fluvatile, areal), 5-laterite accumulation, 6-coal swamp, 7-calcareous ooze, 8-marl, 9-Rudist reef, 10-accumulation of bioclasts, 11-back-reef lagoon, 12-accumulated debris of Senonian terranes, 13-linear transport of debris, 14-areal transport of debris, 15-transport of laterite,  
 a - continental sedimentary trough, b - fresh-water sedimentary trough, c - brackish water sedimentary trough, d - marine sedimentary trough
- Fig. 22. Sketch of Neocomian sediments in the Bakony and Gerecse Mts, after FÜLÖP, J. 1964.
- Fig. 23. Geodynamic sketches as to the position of Bakony and Gerecse at the end of the Jurassic

- Fig. 24.       **Structural sketch of NW-Hungary**
- Fig. 25.       **Sketches on the tectonics of the region situated NW of the Raba line**
- Fig. 26.       **Geodynamic interpretation of the Cretaceous-Paleogene evolution of the Transdanubian Central Mountains and the Southern Great Hungarian Plain**
- Fig. 27.       **Geodynamic position of the Transdanubian Central Mountains and the Southern Great Plain during the Senonian and Paleogene periods**
- Fig. 28.       **Geodynamic position of the Transdanubian Central Mountains and the Southern Great Plain during the Neocomian**

**References of the literature consulted and used for the figures.**

# AZ ÓCEÁNFEŊEK FŐ MORFOLÓIAI ÉS FÁCIESÉGYSÉGEINEK VÁZLATA

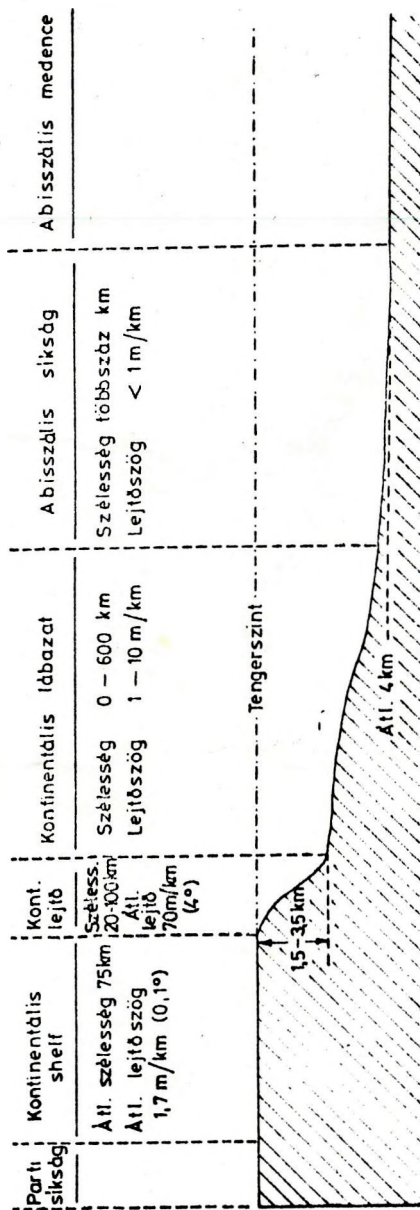
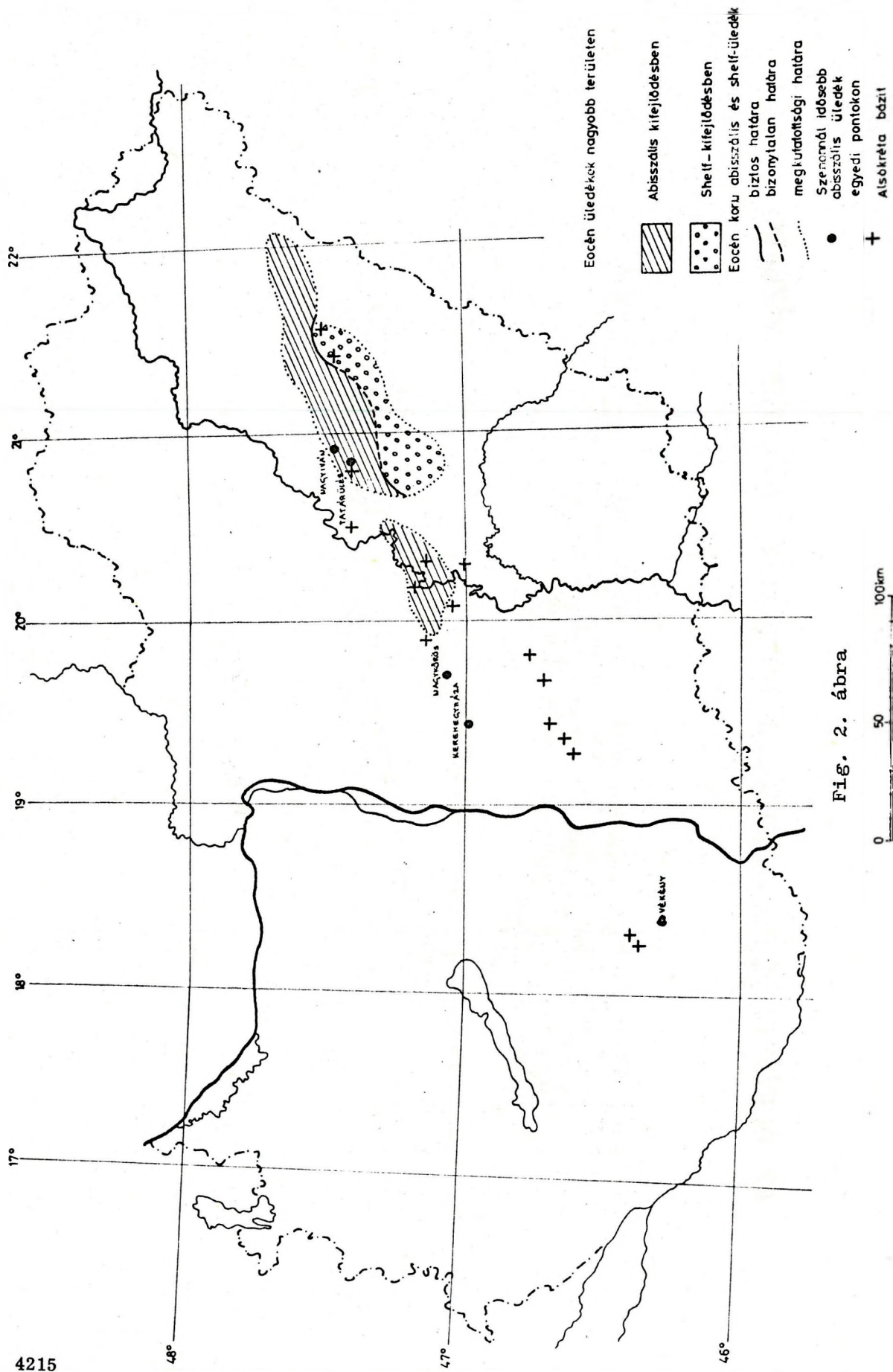


Fig. 1. ábra



# A TISZÁNTÚLI FLISÖV NYUGATI FOLYTATÁSÁRA MUTATÓ ADATOK ÖSSZEESÍTŐ TÉRKEPE



# AZ ALFÖLDI SZENON ÜLEDÉKEK FŐBB TÍPUSAINAK ELŐFORDULÁSI TÉRKÉPE

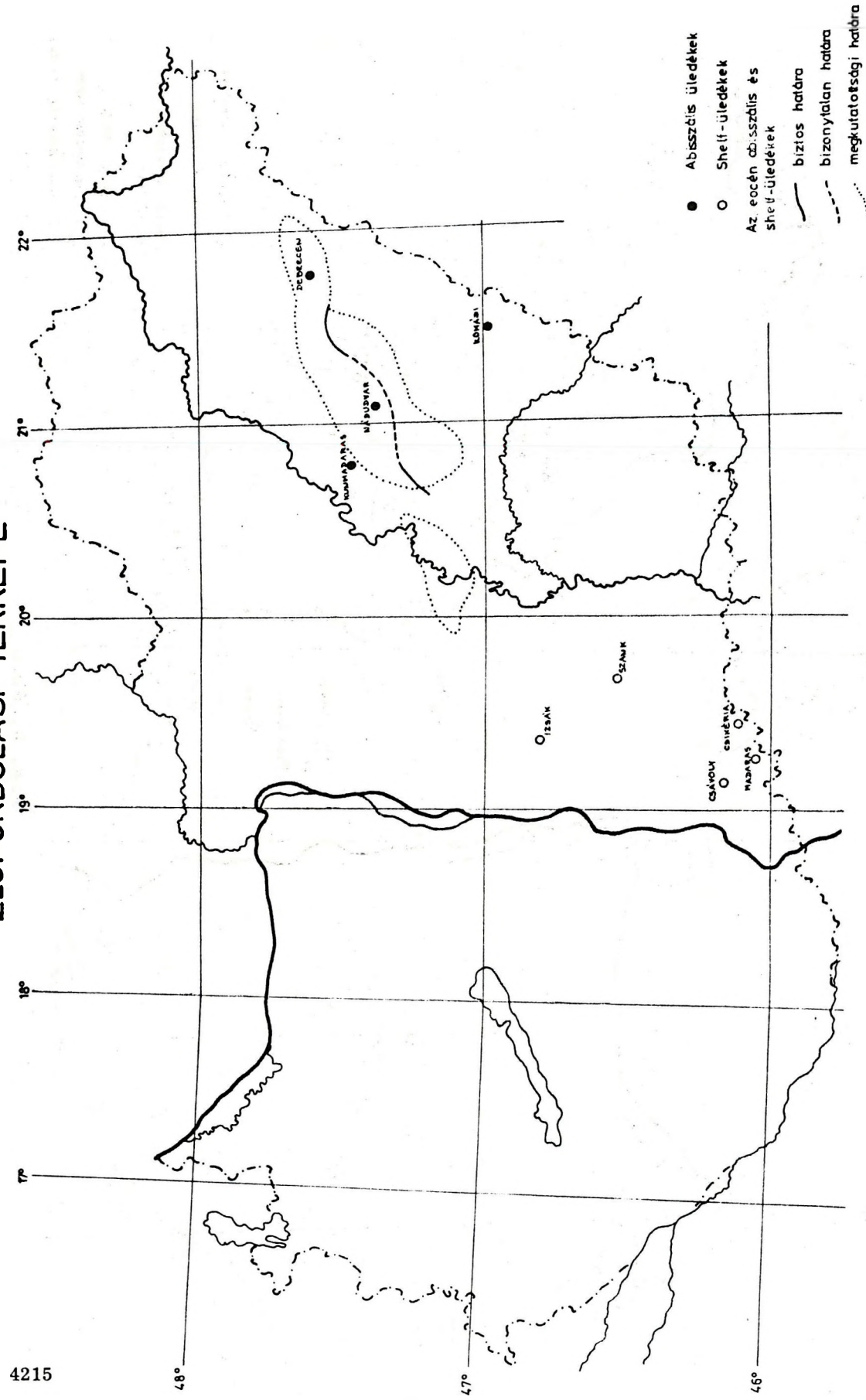


Fig. 3. ábra





# AZ ALFÖLDI VALANGINI-HAUTERVI KÉPZŐDMÉNYEK FŐBB TÍPUSAINAK ELŐFORDULÁSI TÉRKÉPE

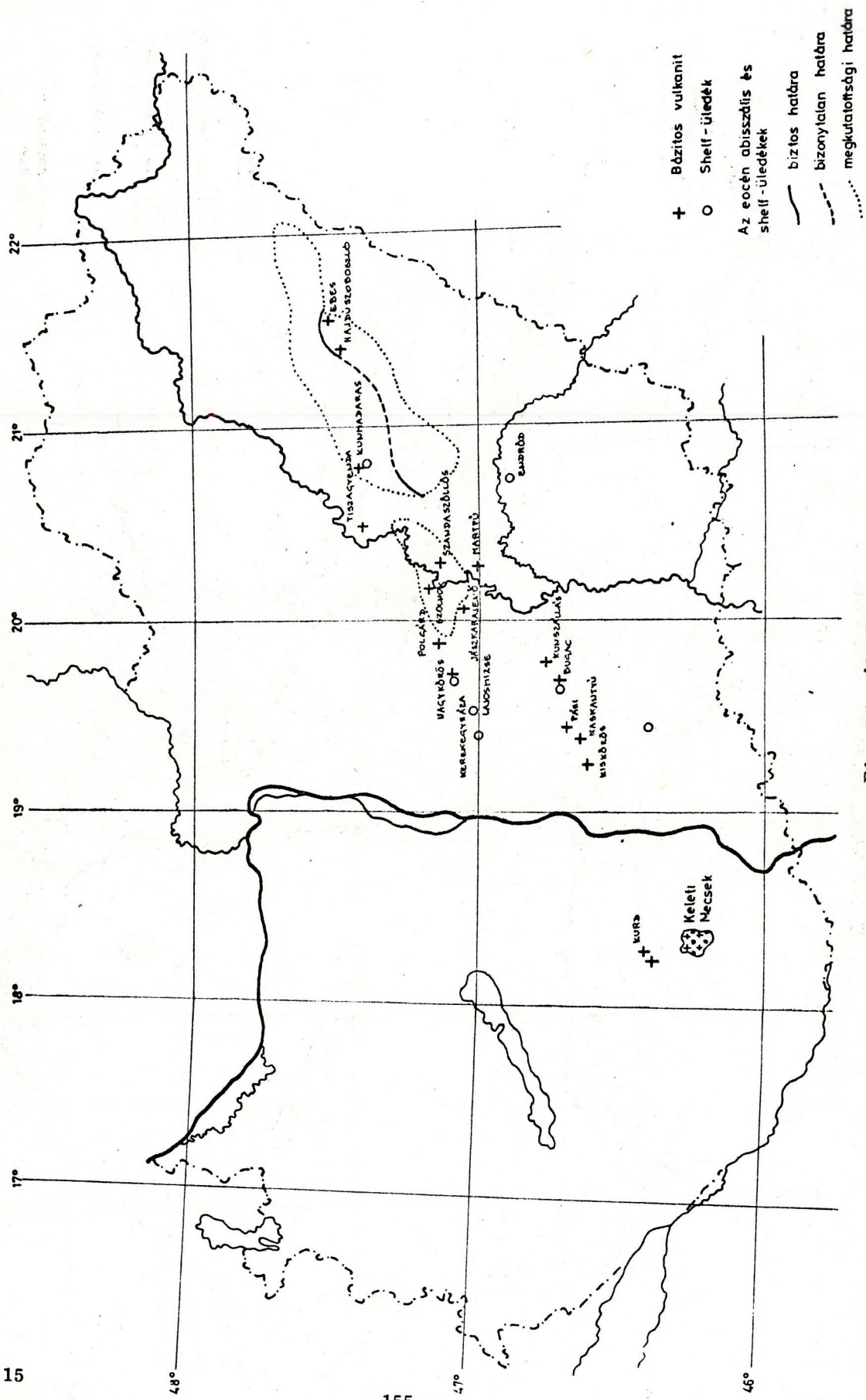


Fig. 5. ábra



# AZ ALFÖLDI KRÉTA-EOCÉN KÉPZŐDMÉNYEK FŐBB TÍPUSAINAK ELŐFORDULÁSI TÉRKÉPE

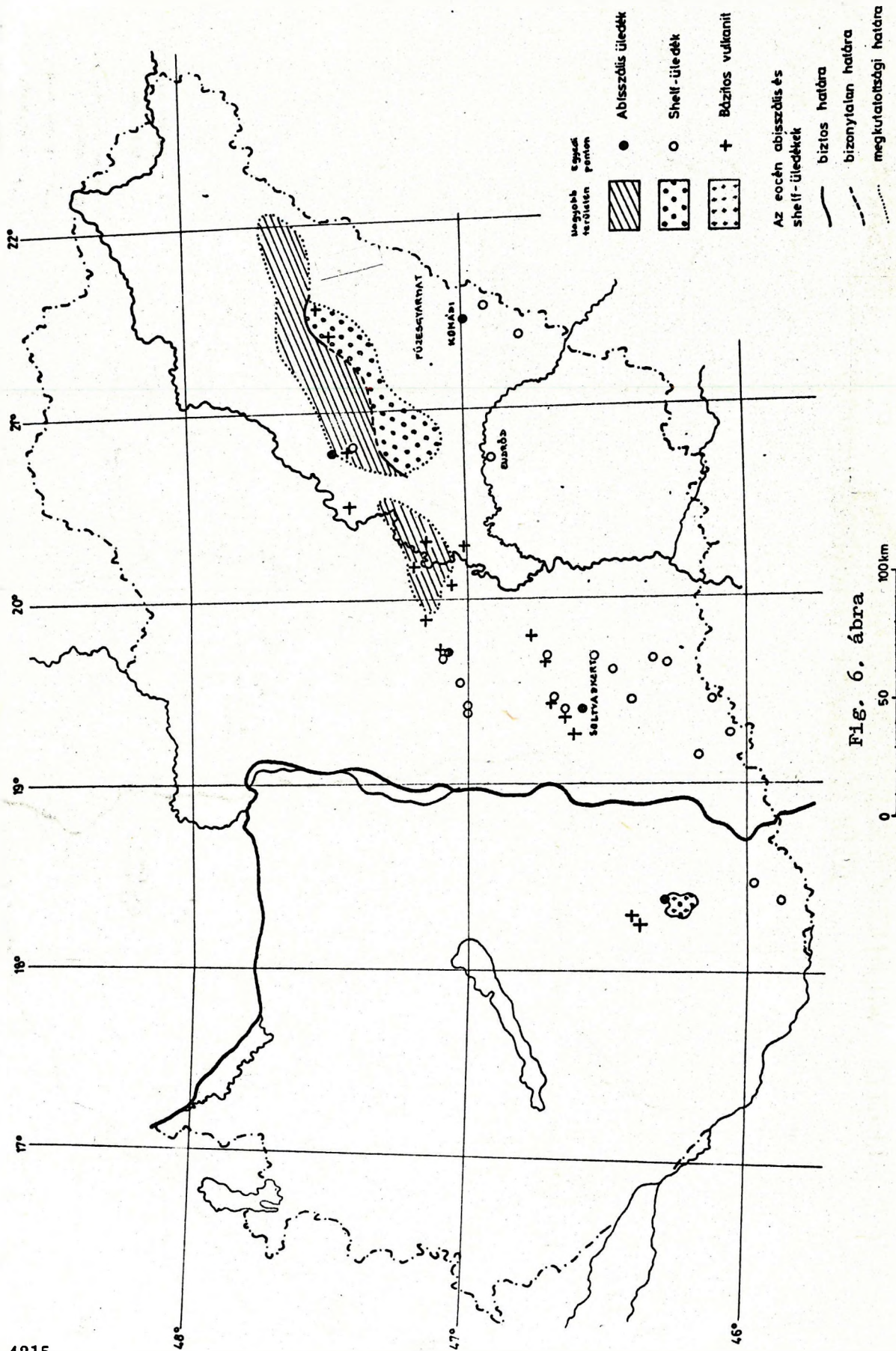


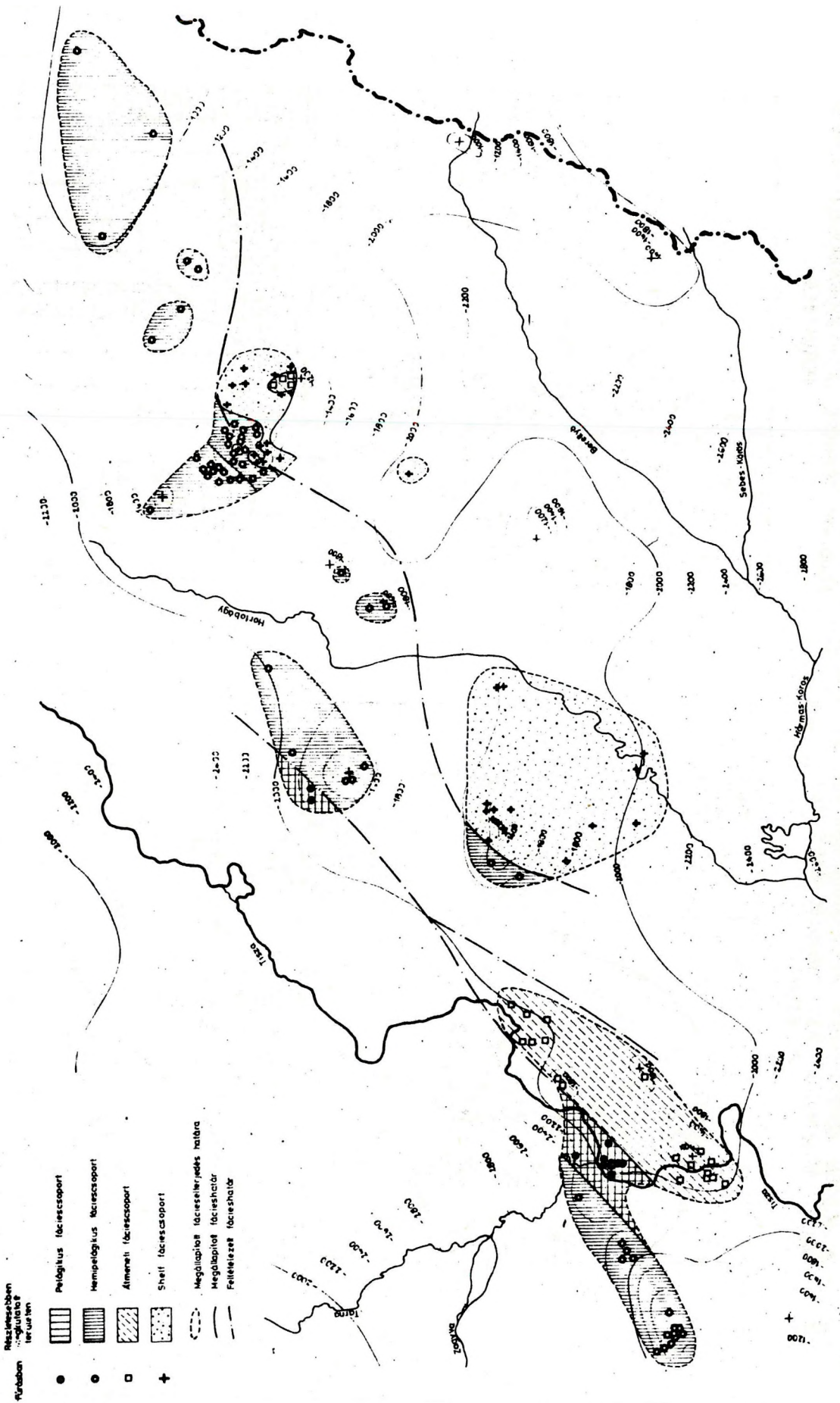
Fig. 6. ábra



**KRÉTA-EOCÉN ÜLEDÉKEK VÁZLATOS FÁCIESTÉRKEPE A TISZÁNTÚL ÉNY-I RÉSZÉN**

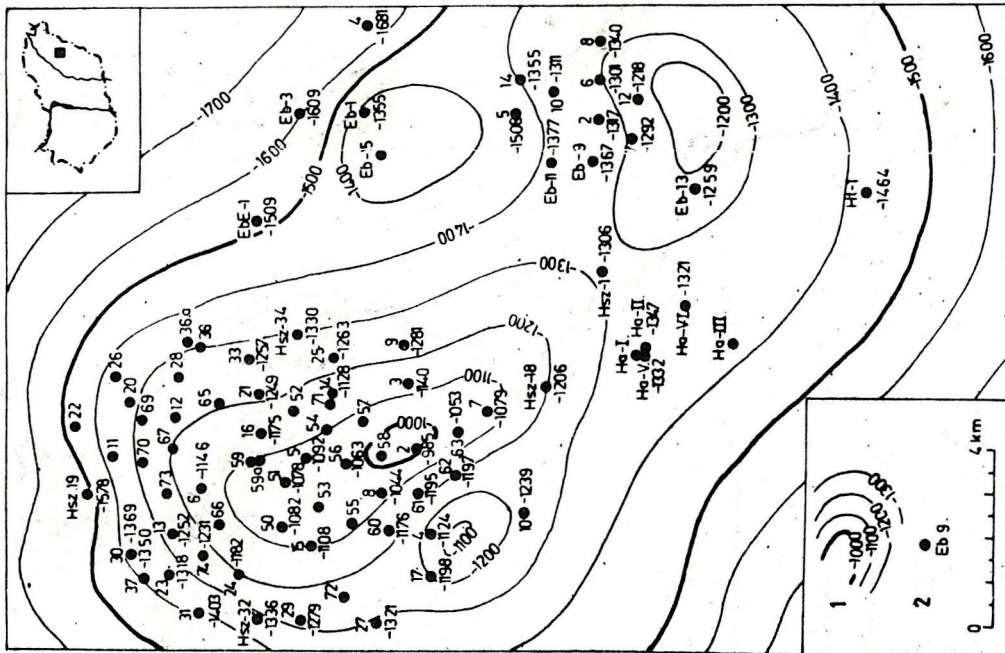
Fig. 7. ábra

0 5 20 km



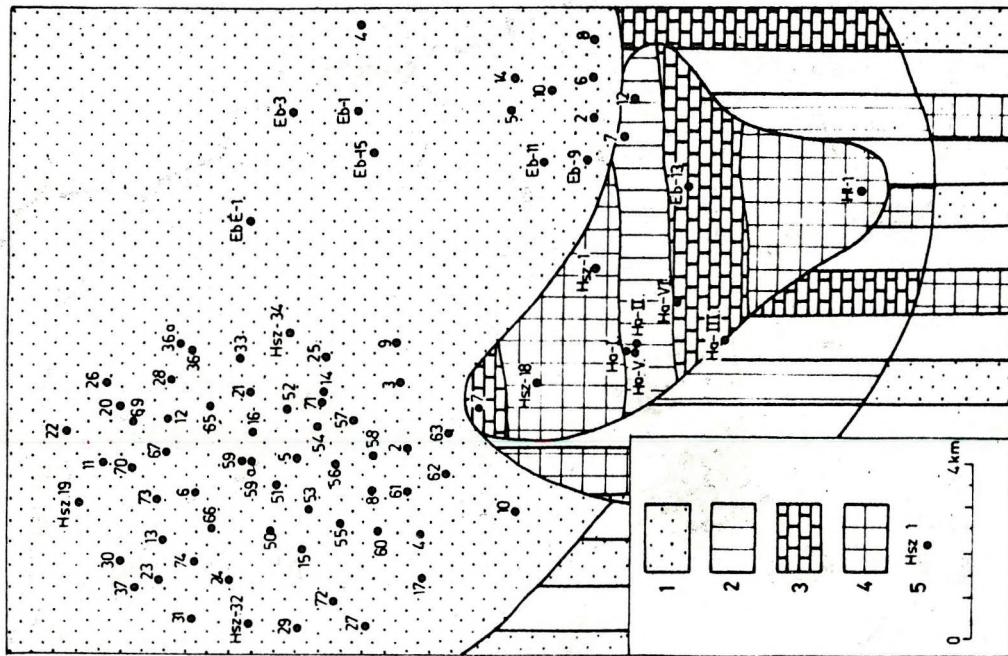
- Állomány**
- Perlagikus fáciescsoport
  - Hemipelágikus fáciescsoport
  - Álmerei fáciescsoport
  - + Sheff fáciescsoport
- Állományhatárok**
- Megállapított fácieshatár
  - - - Feltehetően fácieshatár

A NEOGÉN KÉPZŐDMÉNYEK ALJZATÁNAK SZINTVONALAS TÉRKEPE A HAJDÚSZOBOSZLÓ-EBESI TERÜLETEN



- 1 Szintvonalak a neogén képződmények aljzabnak felismerésén
- 2 Mélyfúrás

A NEOGÉN KÉPZŐDMÉNYEK ALJZATÁNAK FEDETLEN FÖLDTANI TÉRKEPE A HAJDÚSZOBOSZLÓ-EBESI TERÜLETEN



- 1 Paleogén
- 2 Alsókréta
- 3 Jura
- 4 Heltemorfi képződmények
- 5 Mélyfúrás

Fig. 8. ábra



# VÁZLATOS FÖLDTANI SZELVÉNY A HAJDÚSZECSESLŐI SZERKEZETEN ÁT

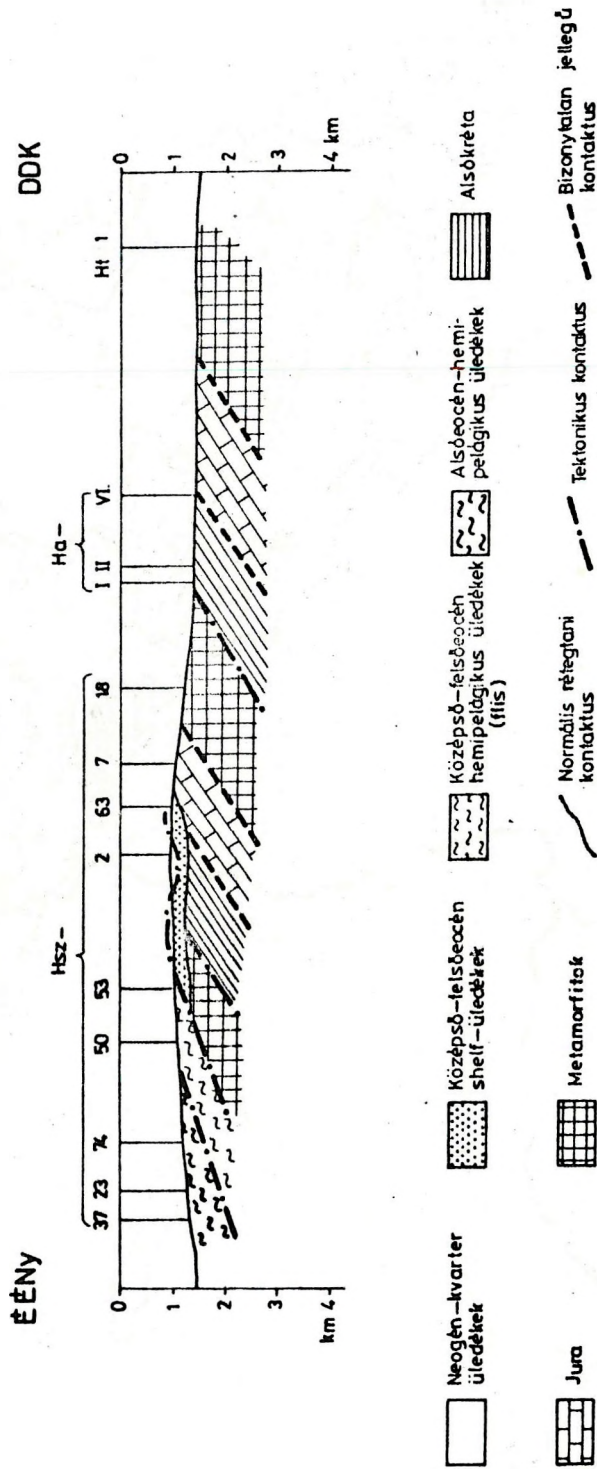


Fig. 9. ábra

# A DÉL-DUNANTÚL ÉS A DÉL-ALFÖLD FÖLDMAGNESES ANOMÁLIA-TÉRKEPE

0 50 100 km

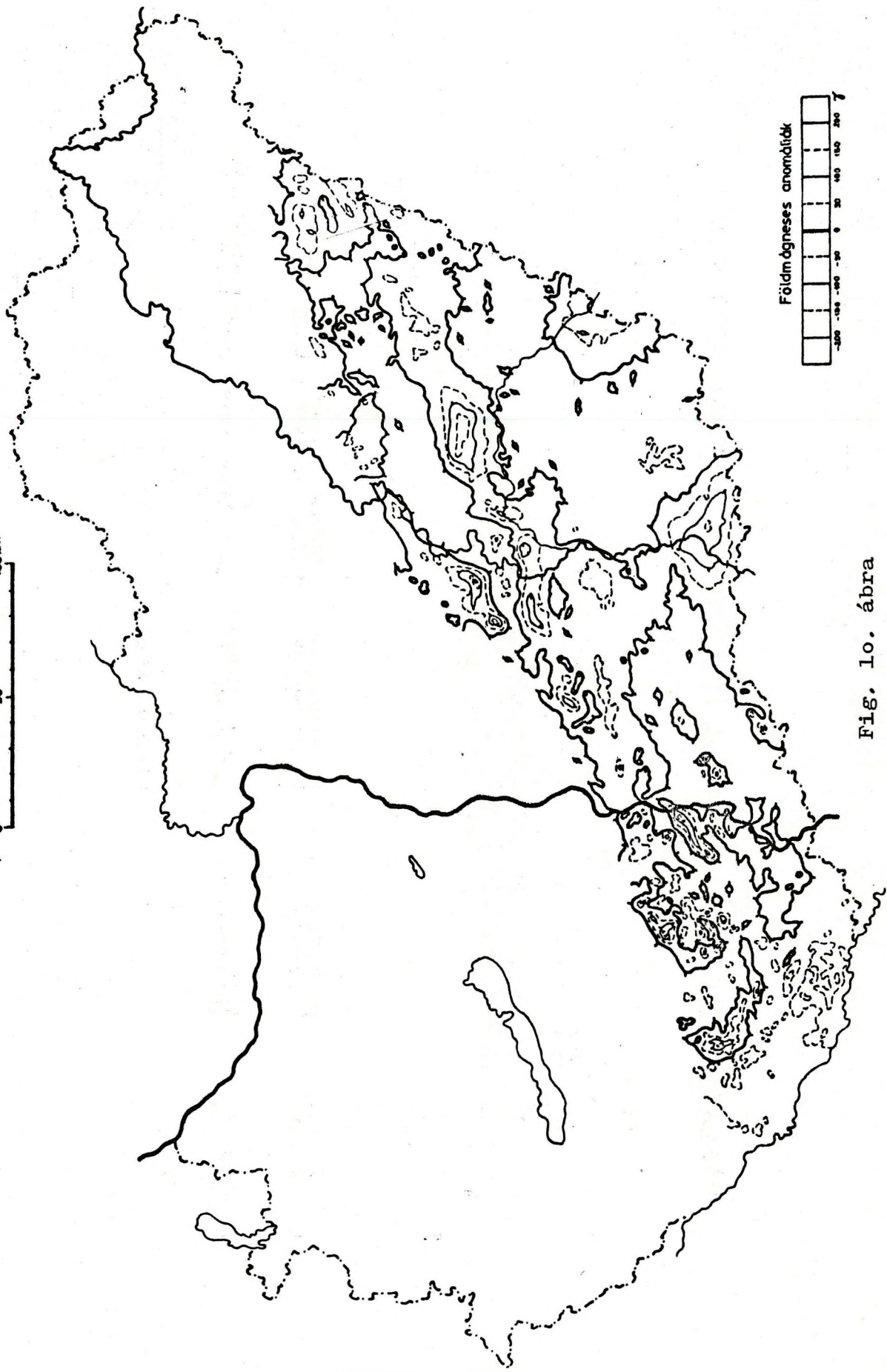


Fig. 10. ábra

# OBDUKCIÓS ÖV FEJLŐDÉSMENETÉNEK ELVI VÁZLATA

ZONENSAJN - KUZMIN - MORALEV [1976] NYOMÁN, MÓDOSÍTÁSOKKAL

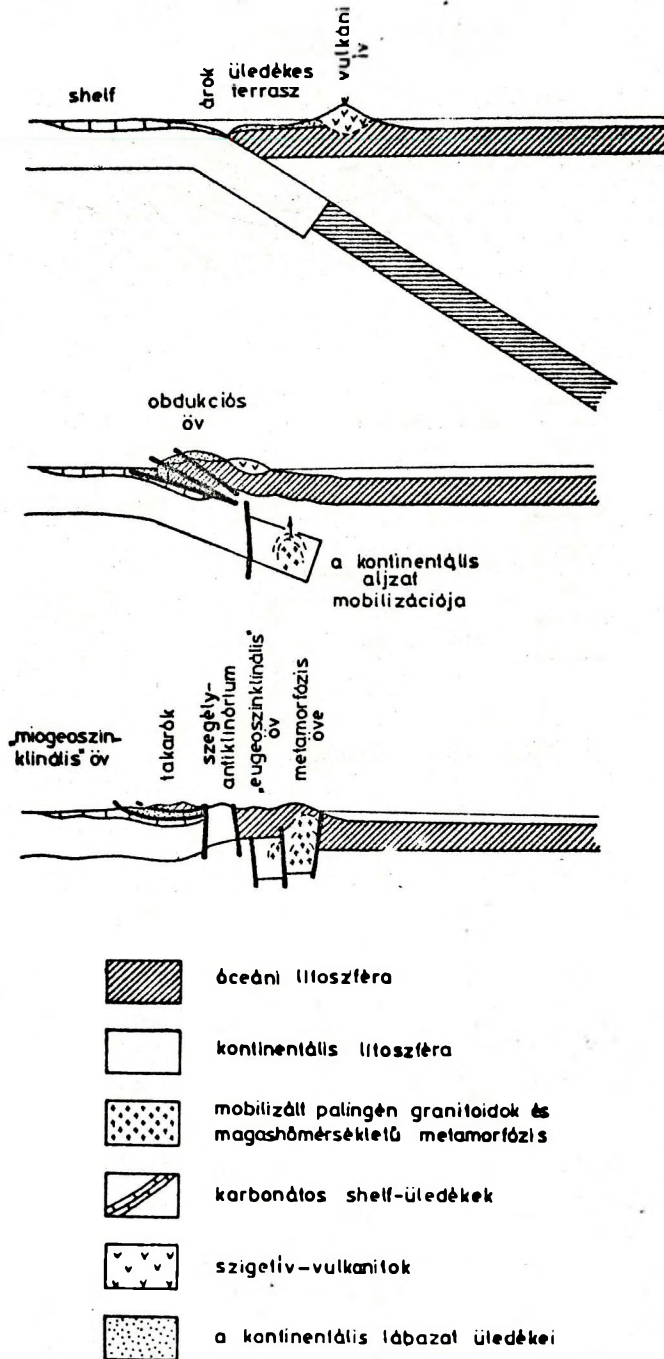


Fig. 11. ábra

# HIPOTETIKUS ELVI SZELVÉNY A FLISÖV DÉLI ELŐTERÉN ÁT

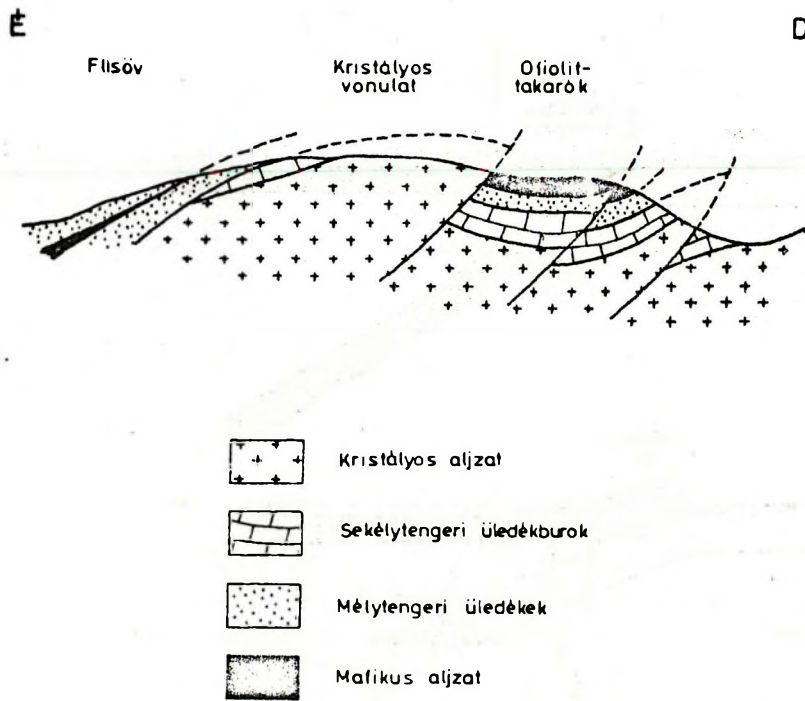
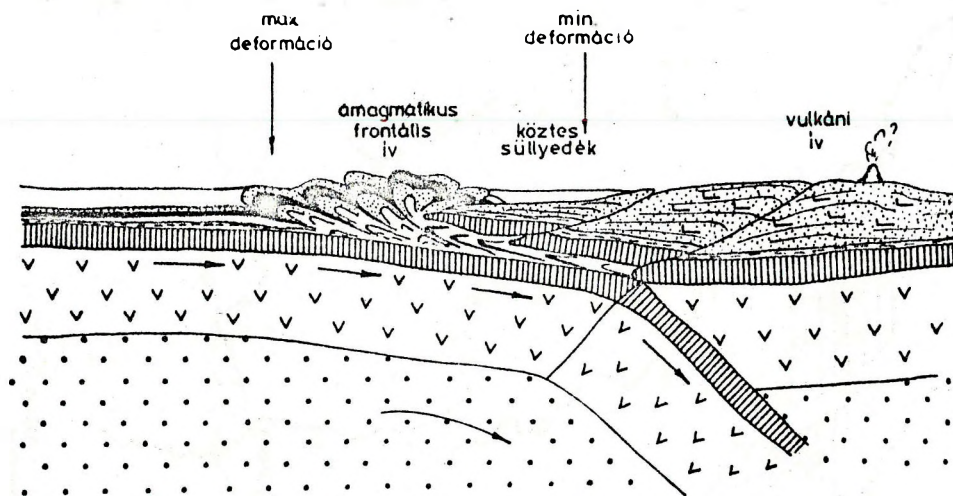


Fig. 12. ábra



# DEFORMÁCIÓK JELENTKEZÉSE EGY SZIGETÍVBEN (ELVI VÁZLAT)

SZOROHTIN O. G. [1979] NYOMÁN, MÓDOSÍTÁSOKKAL










-  Óceáni kéreg üledékburkával
-  A kontinentális lejtő és lábazat üledékei
-  Üledékes—vulkáni összetétel
-  Vulkan
-  Óceáni litoszféra felső-köpenybe eső része
-  Aszlenoszféra
-  Mozgásirány

Fig. 13. ábra

# A KÖZÉPHEGYSÉGI EOCÉN KIFEJLŐDÉSI VÁZLATA

IBALÁZS ET AL., 1980

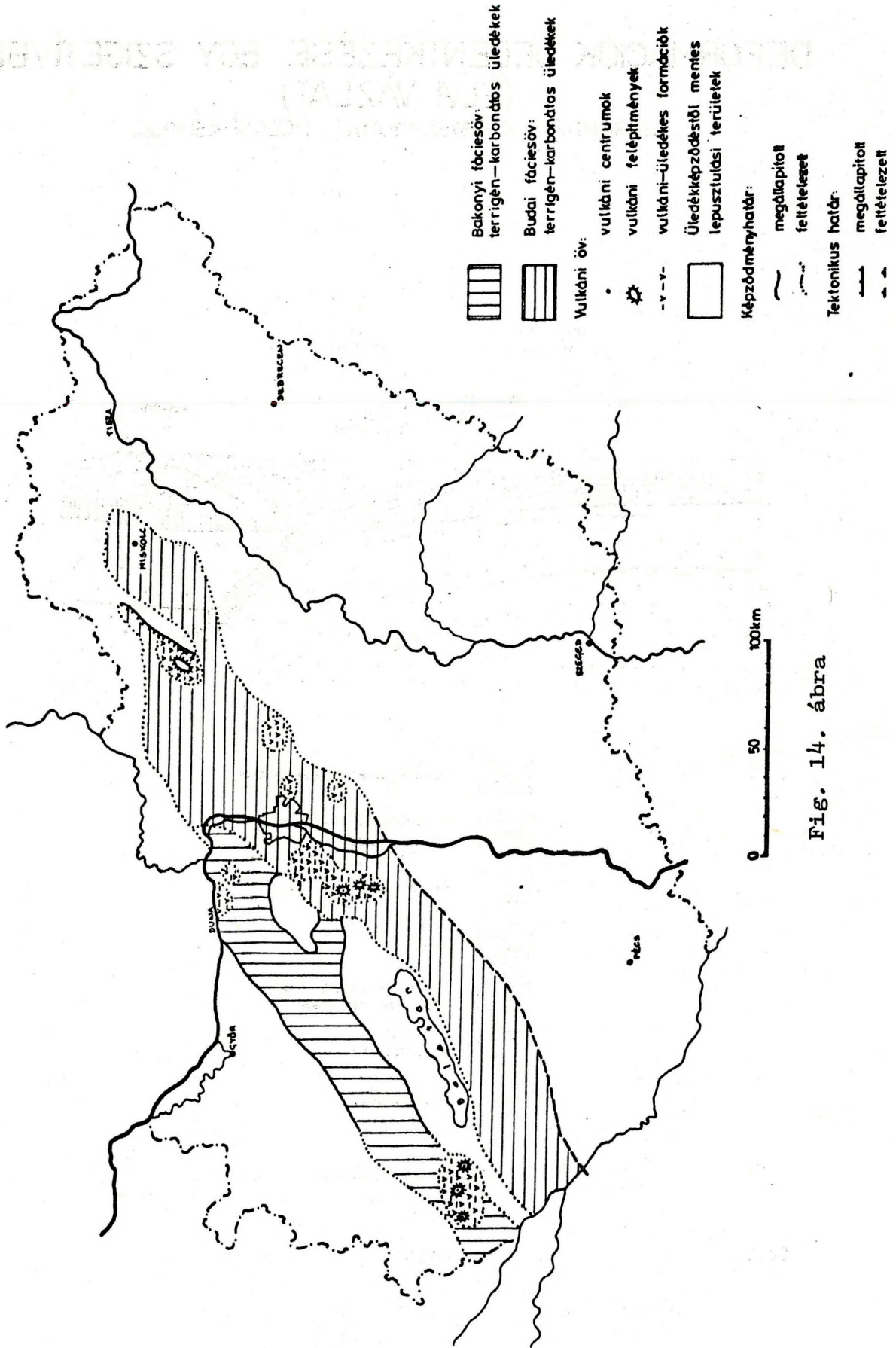


Fig. 14. ábra

# A KÖZÉPHEGYSÉGI OLIGOCÉN KIFEJLŐDÉSI VÁZLATA

(BALÁZS ET AL, 1980)

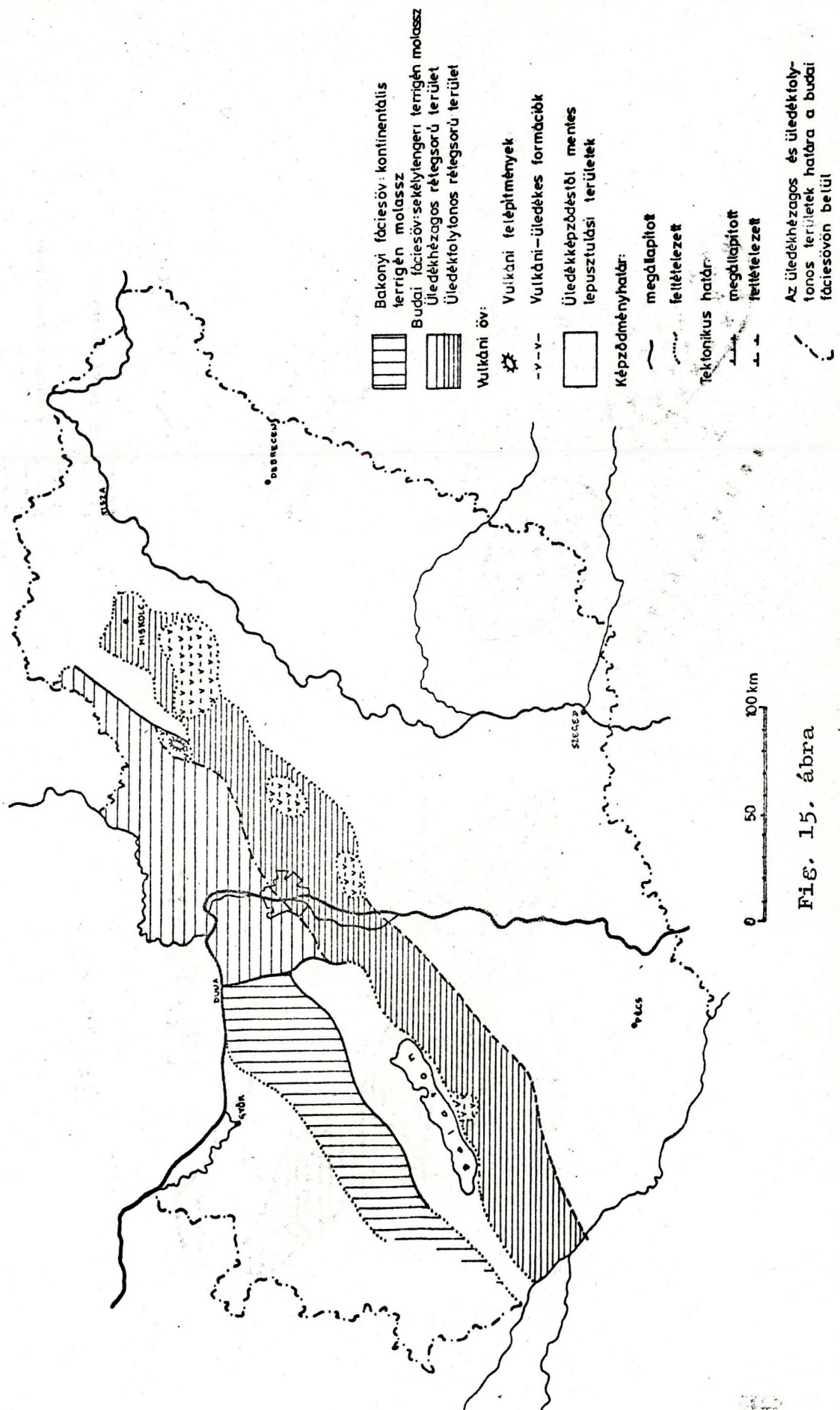


Fig. 15. ábra



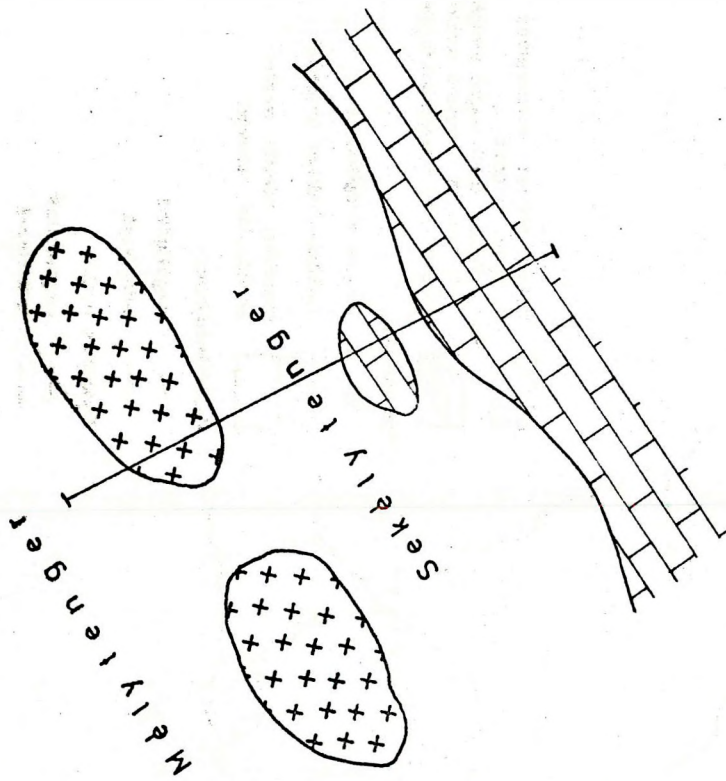


Fig. 17. ábra

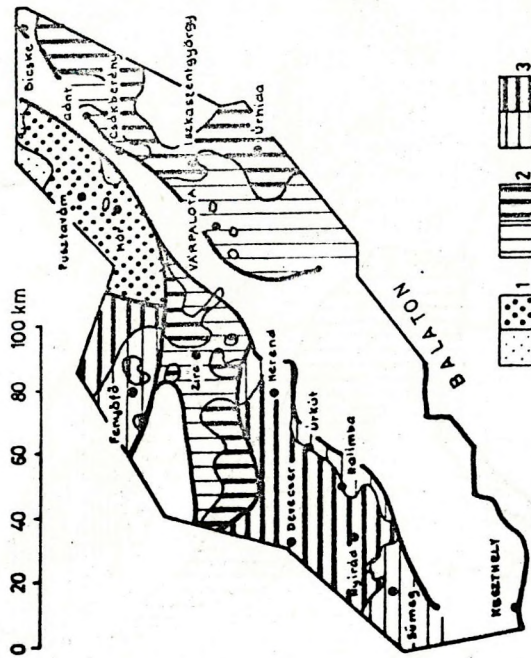
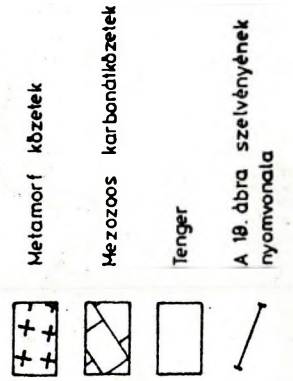


Fig. 16. ábra



# A RÁBA-VONAL EOCÉN UTÁNI KIALAKULÁSÁNAK VÁLTOZATAI

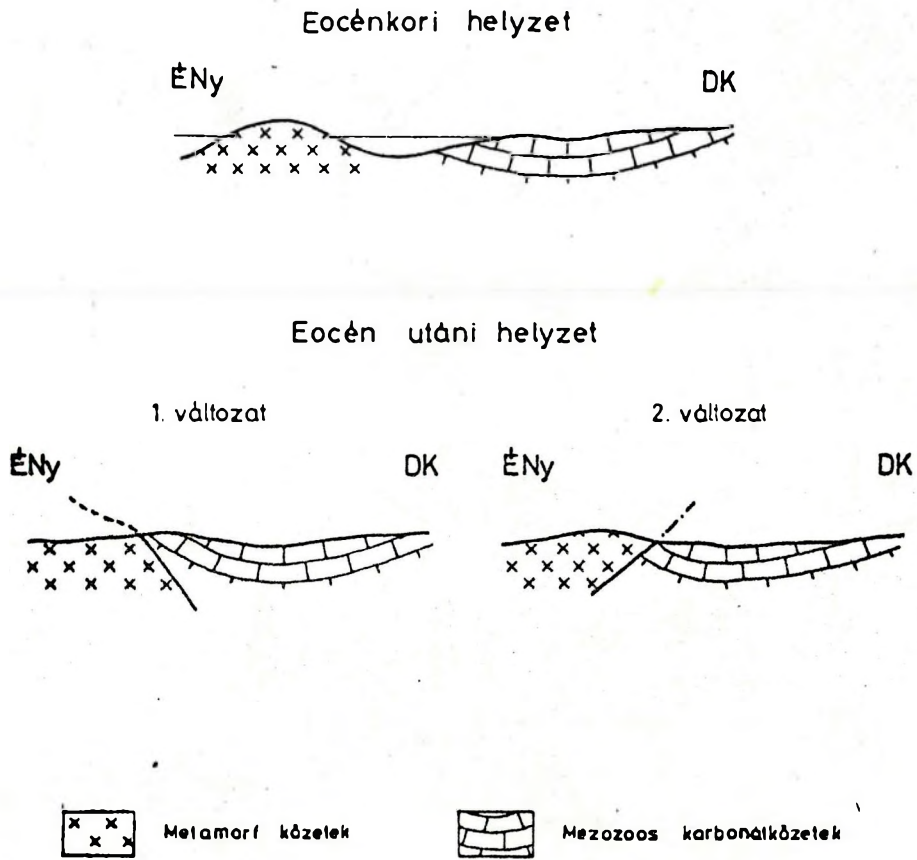


Fig. 18. ábra



# VÁZLATOS FÖLDTANI SZELVÉNY A BUZSÁKI SZERKEZETEN ÁT

KÖRÖSSY L. (1973) ÉS SZTRÁKOS K. (1975)  
NYOMÁN

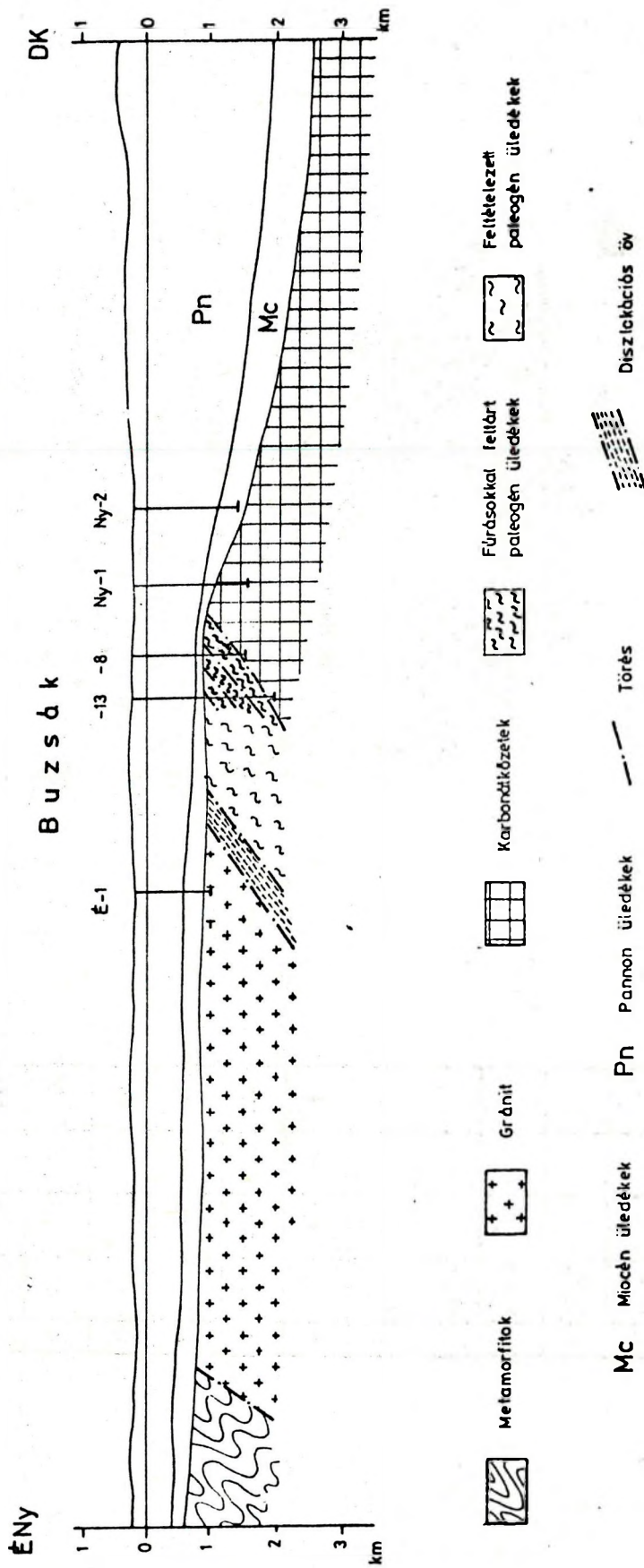


Fig. 20. ábra



Jelmagyarázat

	a	b	c	d
1	▲▲▲			
2	○○○			
3	○○○○			
4	— —			
5	+ +			
6	↓	↓	↓	↓
7		└	└	└
8		~	~	~
9				W
10				□□□□
11				
12				▲
13	↑			↑
14	↖			
15	↙			

a.  
felsőszanton

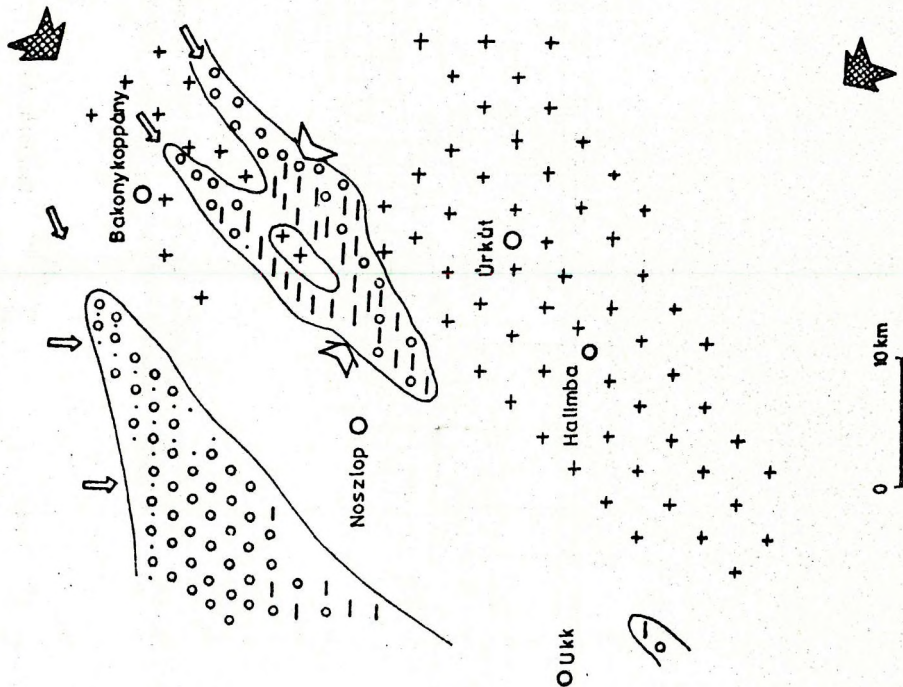


Fig. 21/a ábra

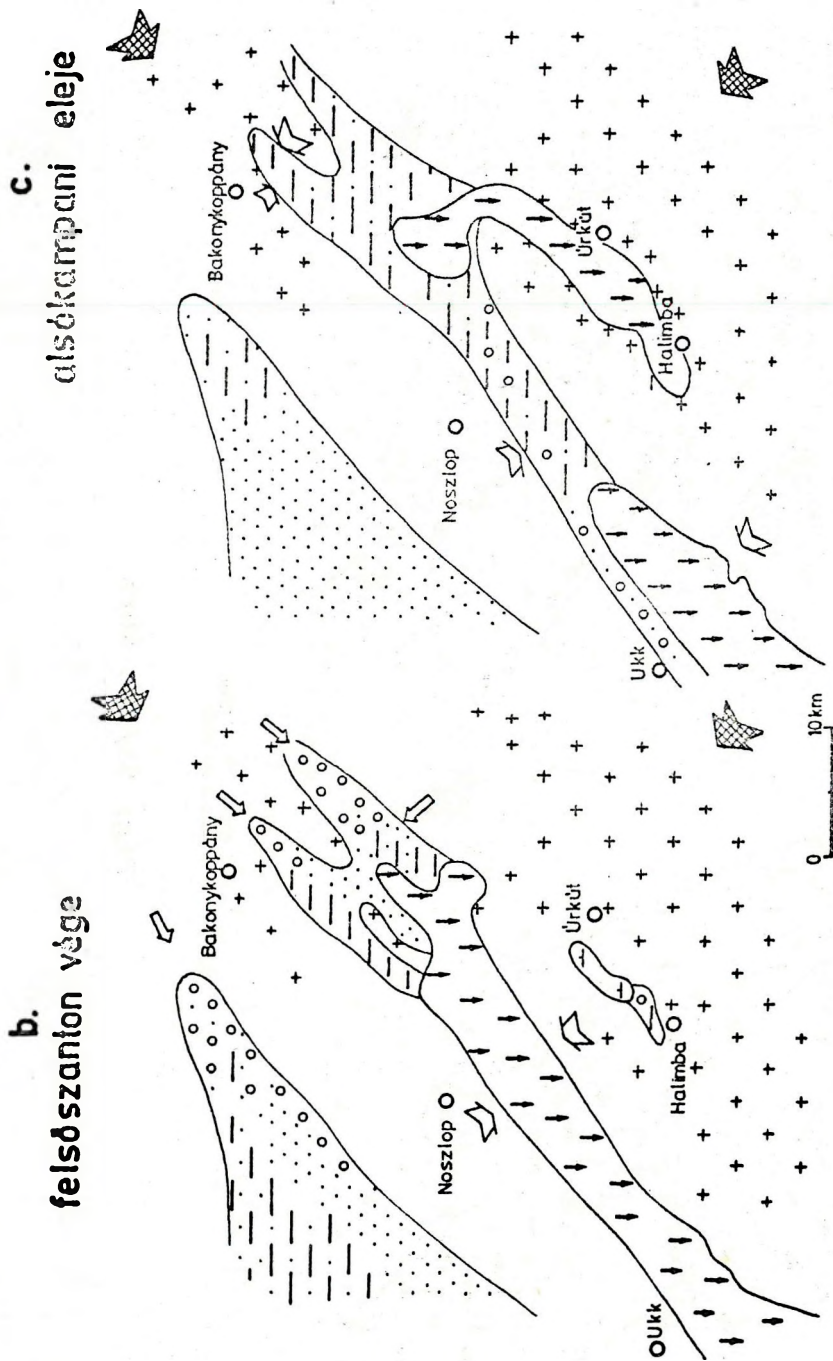


Fig. 21/b-c ábra

d.  
alsókampani vége



e.  
alsó-felsőkampan határa

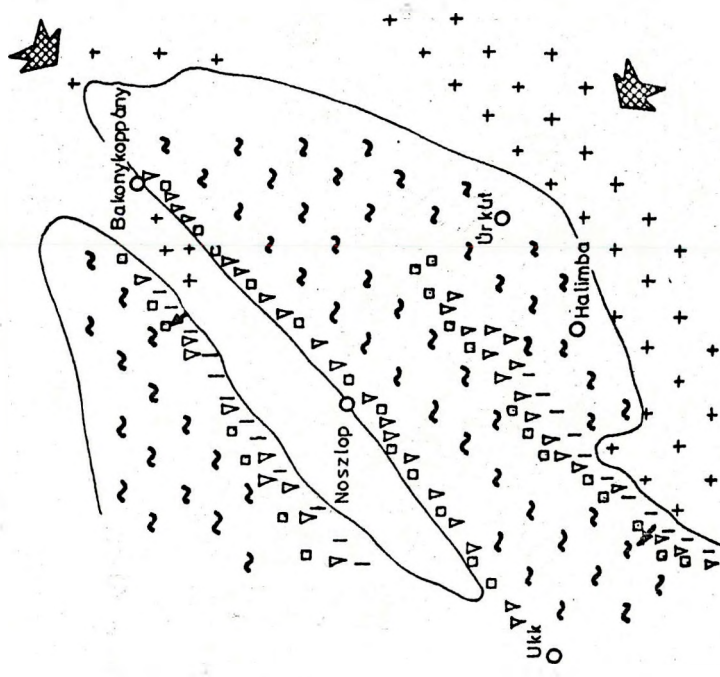
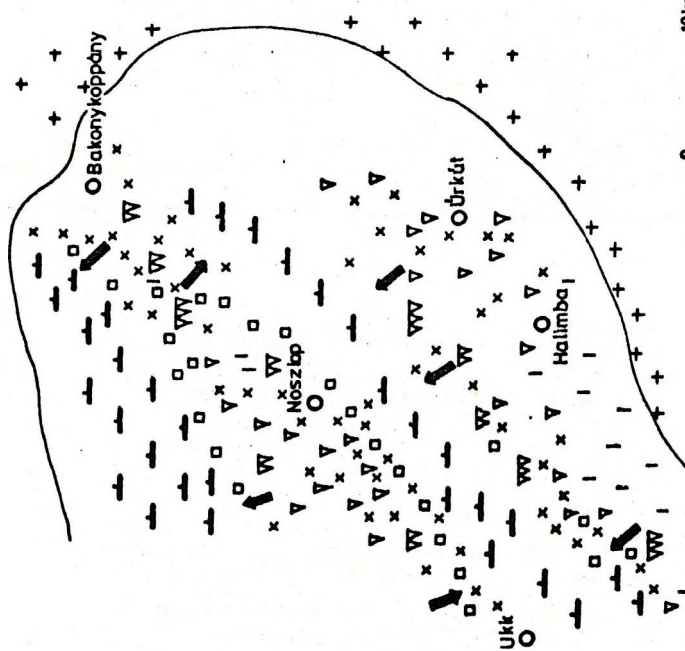


Fig. 21/d-e ábra



f. felsőkampan



g. alsómaestricht

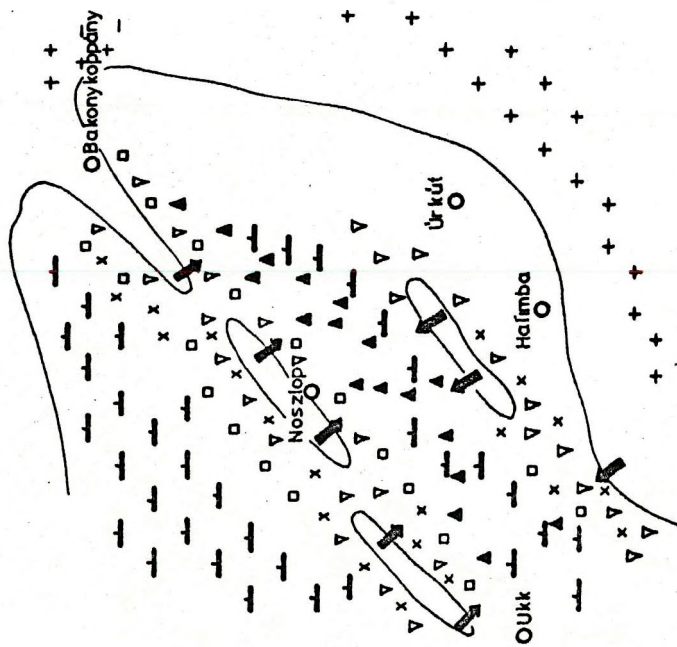
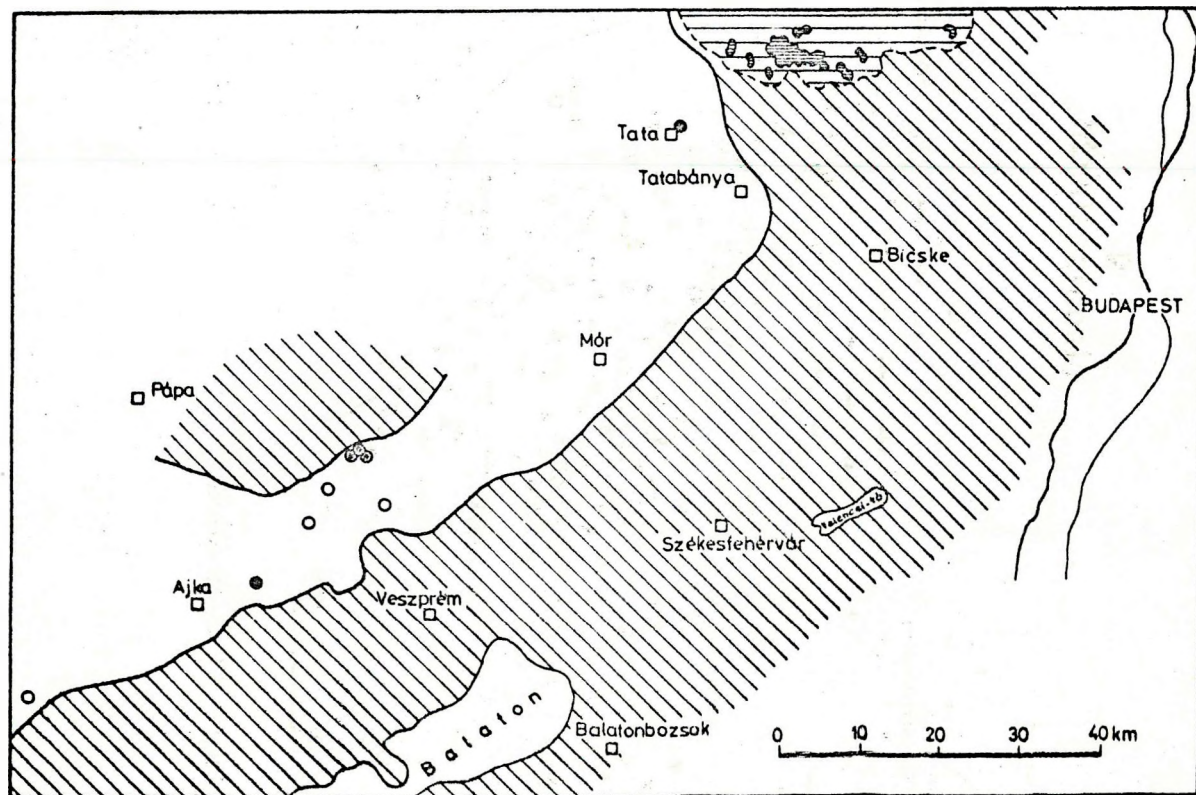



Fig. 21/f-g ábra

# A BAKONYI ÉS GERECSEI NEOKOM ÜLEDÉKEK ÁTTEKINTŐ VÁZLATA

[FÜLÖP, 1964] NYOMÁN




 Neokomnál fiatalabb képződmények

Bakonyi kifejtődési terület neokomja:

 „biancone” fácies

 „ammonitico rosso” fácies

 „hierlatzi” fácies

 Gerecsei kifejtődési terület neokomja  
biztos és feltételezett


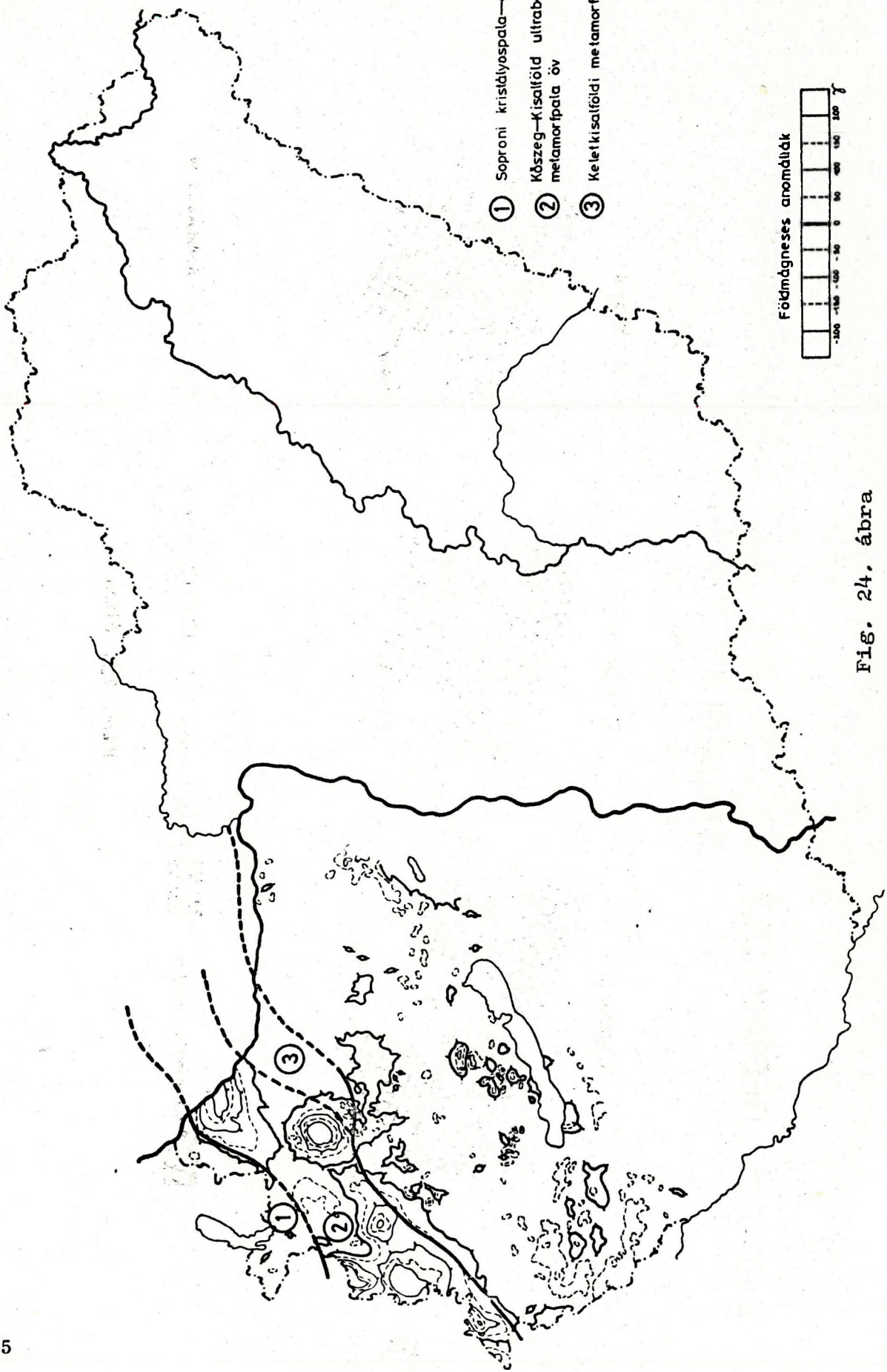
 Neokomnál idősebb képződmények  
az apti üledékek elterjedési  
területén kívül

Fig. 22. ábra





# ÉSZAKNYUGAT-MAGYARORSZÁG SZERKEZETI VÁZLATA



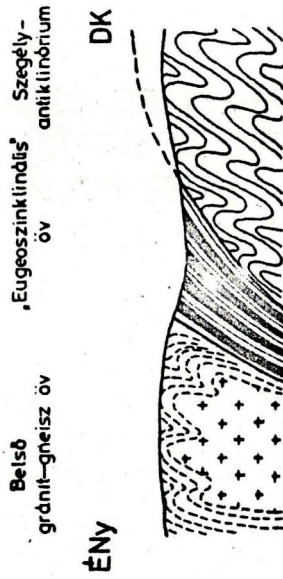
- ① Soproni kristályospata—gneisz öv
- ② Kőszeg—Kisalföld ultrabázit—bázit—metamorfpata öv
- ③ Kelet-Kisalföldi metamorfit (?) öv



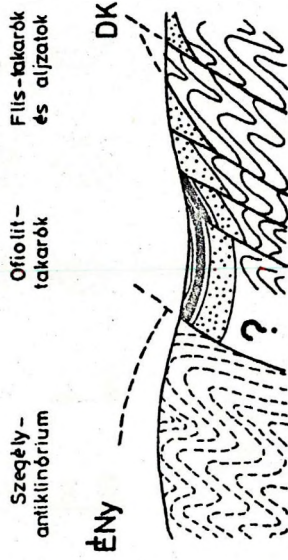
Fig. 24. ábra

# VÁLTOZATOK A RÁBA-VONALTÓL ÉNY-RA ESŐ TERÜLET TEKTONIKAJÁRA

1. változat



2. változat








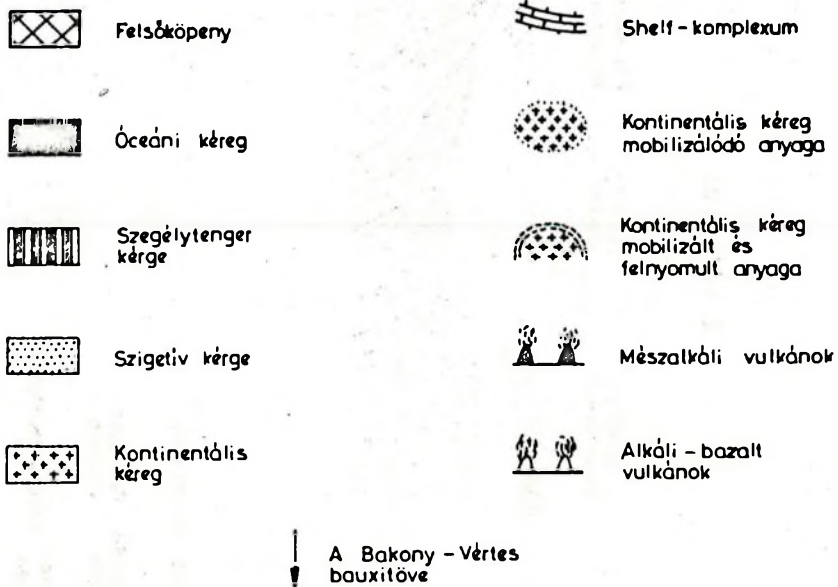
-  Gránit-intruzó (felsőkréta)
-  Metamorfizált flis (felsőjura-alsókréta)
-  Ultrabázit, bázit, (alsó-középsőjura) metamorf pala
-  Metamorf pala (paleozoikum)
-  Kristályos pala (paleozoikum vagy prekambrium) és gneisz

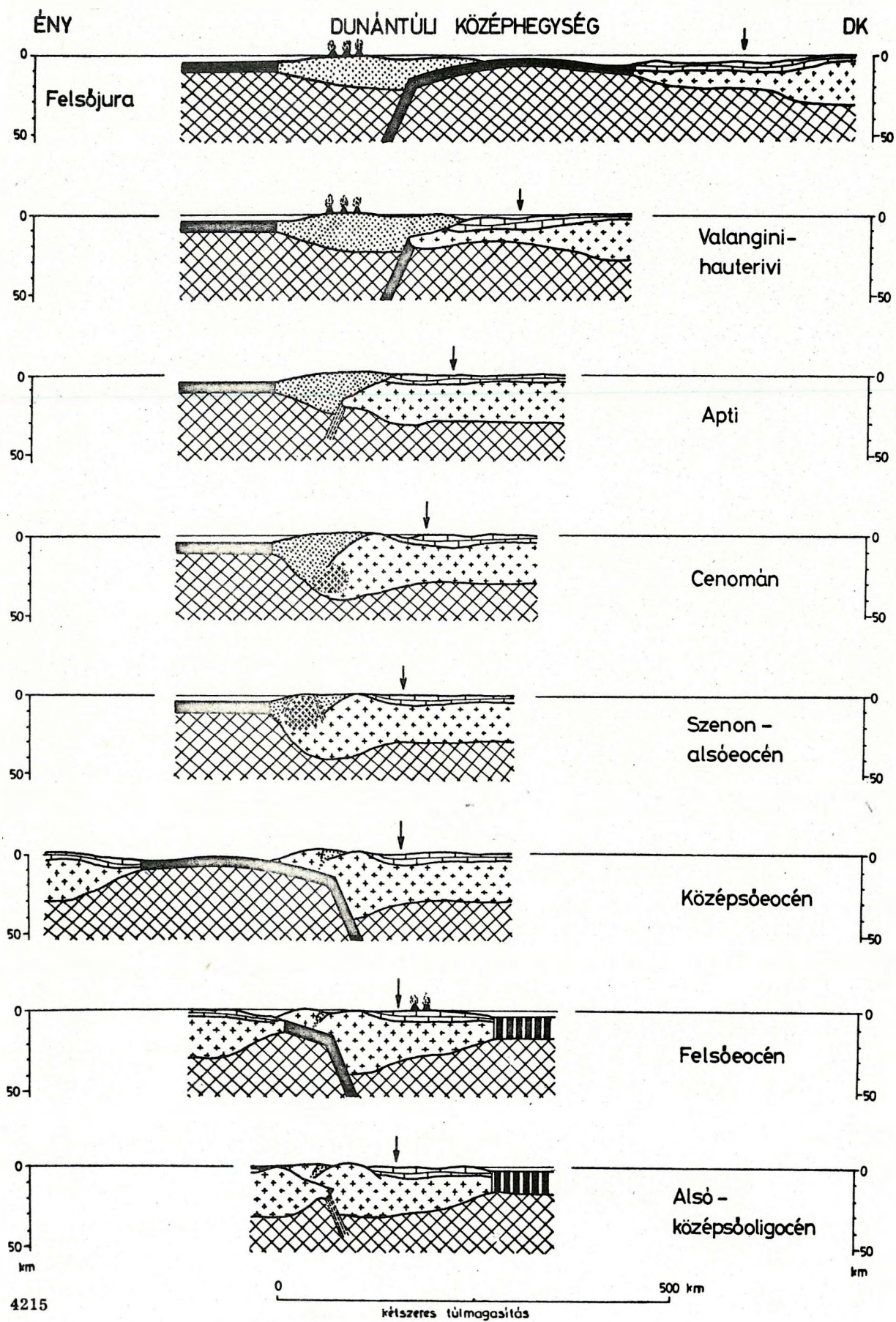
Fig. 25. ábra



## A DUNÁNTÚLI KÖZÉPHEGYSÉG ÉS A DÉL-ALFÖLD KRÉTA-PALEOGÉN FEJLŐDÉSTÖRTÉNETÉNEK GEO- DINAMIKAI ÉRTELMEZÉSE

Fig. 26. ábra







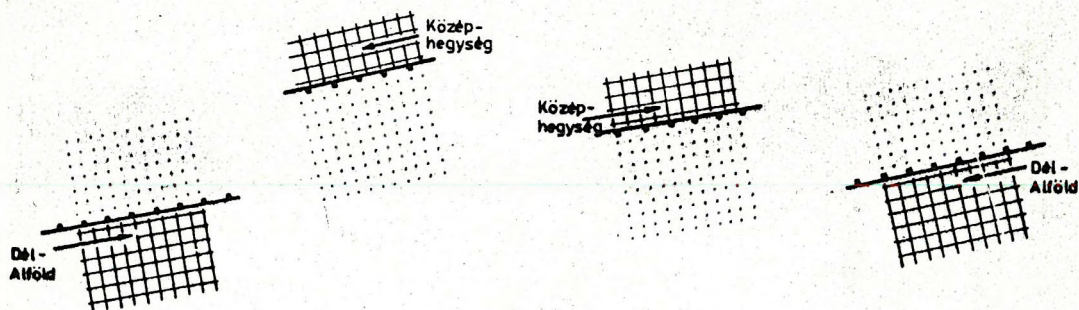


# A DUNÁNTÚLI-KÖZÉPHEGYSÉG ÉS A DÉL-ALFÖLD GENODINAMIKAI HELYZETE A SZENON-PALEOGÉN FOLYAMÁN

## Oligocén

1. változat

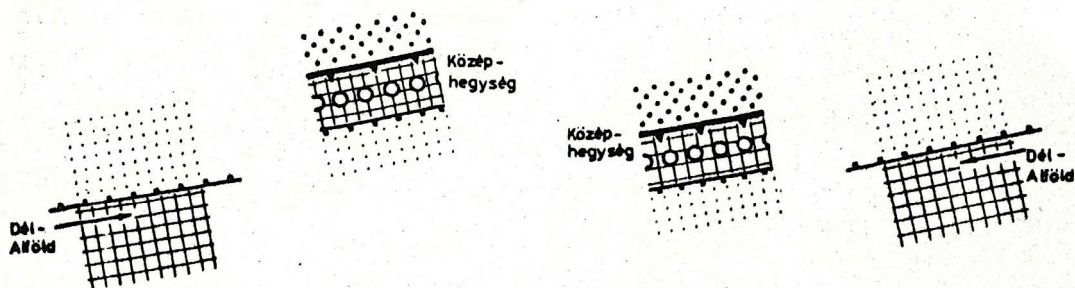
2. változat



## Felsőecén

1. változat

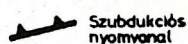
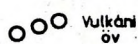
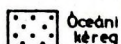
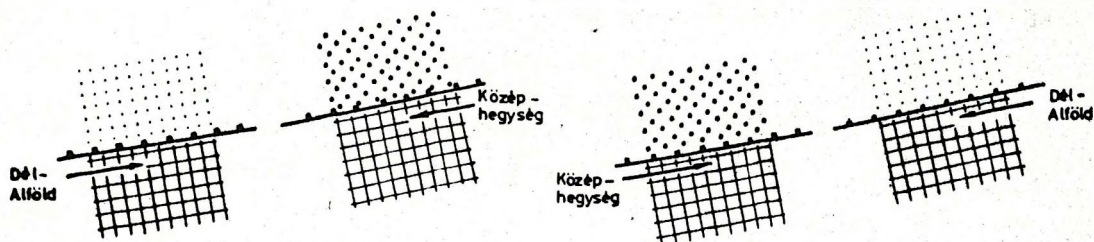
2. változat



## Szenon-középsőecén

1. változat

2. változat



4215

Fig. 27. ábra





## SZERKESZTŐI KÖZLEMÉNY

Tisztelt Tagtársunk !

Lapunk az utóbbi időszakban Társulatunk nemzetközi csereanyagának szintjére emelkedett. A színvonal további emelése és a szerkesztői munka megkönnyítése érdekében az alábbiakban adunk tájékoztatást a szerkesztés elveiről és a kézirat elkészítésének módjáról.

A Szemlében csak a Társulat által szervezett előadóülésen, ankéton vagy konferencián bemutatott anyagot közlünk. A beküldött kézirat tartalmáért, az esetleges vállalati vagy népgazdasági vonatkozásban bizalmas adatok közléséért a szerző felelős.

A kéziratot egy példányban, géppel, 1 1/2-es sorközzel irt és tisztán olvasható formában kérjük beküldeni. Egy-egy tanulmány terjedelme ábrákkal és táblázatokkal együtt maximálisan 25 oldal lehet. A címpalán lábjegyzetben fel kell tüntetni az előadás helyét és idejét, valamint a szerző címét. A táblázatokat és ábrákat külön lapon mellékeljük. Az irodalomjegyzékbe csak azok a művek szerepeljenek - pontos cím, megjelenési hely és idő, folyóirat esetében évfolyam és szám, valamint oldal megjelöléssel - melyeket a szerző a cikk megírásánál felhasznált, illetve amelyekre hivatkozott. A szerzők nevét a szövegben és irodalomjegyzékben is nagybetűvel írjuk.

A cikkben minden esetben az SI rendszer mértékegységeit használjuk.

Az ábrákat tussal, pauszra rajzolt formában tudjuk elfogadni, átrajzolásra nincs módunk. Az ábrák mérete ne haladja meg az A/4-es Szemle formátumát. Fényképeket csak tiszta, éles minőség esetén tudunk leközölni.

A kézirathoz féloldal terjedelmű angol összefoglalást, ábra- és táblázat aláírást kérünk elkészíteni.

A tanulmányokat a beérkezés sorrendjében közöljük.

**MTESZ - egyesületi használatra !**

**Kiadja: Magyarhoni Földtani  
Társulat**

**Készült: 800 példányban**

**81/4215/MTESZ Házinyomda, Bp.**

**Felelős vezető: Deli Sándor**