

MAGYARORSZÁG KRÉTA - PALEOGÉN KÉPZŐDMÉNYEINEK
GEODINAMIKAI ELEMZÉSE

Balla Zoltán^x

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.

^x 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. Egyetemesége 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 diagenézis során a feleslegben lévő szervesanyag a törmelékekkel együtt a shelfről származik, így a sűrke 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^a] 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 tövénél 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 mésziiszap, 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 tételhetünk 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 tételhetünk fel. Ilyen medence aljjzata 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 mélyfúrásokkal 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 mindezzel 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 kora 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 titon-neokom kora 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 jelenjen meg. Ez a kép szelvényben takarós, térképen lencsés jellegű szerkezetet tanúsít.

Az abisszális és sekélytengeri üledékek határa jól érzékelhetően hullámos lefutású (7. ábra): ÉNy felé domborodik a kiemelkedéseken és DK felé – a közt es 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 fliszt 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 típusú rátelepülés csak akkor jelezhetné a szubdukció befejeződését, ha nemcsak a kiemelt, hanem a harántszelvényben legmélyebb helyzetű részekben is ismert lenne a gyürődés-felpikkelyeződés 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° 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 tételezhetjük 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 húzódó 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 teljesik 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 térszinről 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^b; 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 Balaton-tól 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^a] 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 bakonyi-tól 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 képből 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 zátonyméskő ebben az irányban eltűnik, arra a következtetésre juthatunk, hogy az északalpai-bakonyi szenon üledékek az eocénkoriakhoz hasonlóan egy a mainál jóval nagyobb méretű süllyedés 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 eocénkorihoz 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 könnyűásvány-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 ösföldrajzi helyzetük a szenonkorihoz lényegében hasonló volt; ugyanakkor az albai üledékek egy lényeges momentumban különböznek a szenon-eocén korauktól: 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 túlsúlya, 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 tüzkőtörmelékkel; 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-foszlányok 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 fejlődésmentének (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 kollízióvégi 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 megszűnését követő termális kiegyenlítődés következtében fellépő részleges megolvadással és diapirszerű kiemelkedéssel, a köztes szakaszon pedig rögmozgás-szerű tektonikus kiemelkedéssel. Létrejött az obdukciós 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 alsókréta szigetiv maradványai és a mögöttük lévő kristályos képződmények 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 gyökérvónájuktól 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^a + 1978^b] 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 metmorfit-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 metmorfitokat várhatunk itt. Ez annyit jelentene, hogy ez az öv két esetben más és más kőzetekből áll: az elsőben idős, a másodikban fiatal metmorfitokból.

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-középsőjurának 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 kéregmélyebb 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 ÖSSZEVEVETÉSE

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^a + 1978^b, CHANNELL^I-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^b].

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 fejlődés menet 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 kéregrész 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 aktiv 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^a, 1980^b]:

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^b] 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 szegély-tenger 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 különbségre 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 flisövnek 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 kompakcióval 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 törmelékkel 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 faciéstípus 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 kereszttrétegződésre, 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] monográfiában 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^a: Tengeri üledékes kőzetek vörös színének genetikai jelentőségéről. - Földt. Közl., 111, Budapest (in press).
- BALLA Z., 1981^b: Volcanic evolution. - "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 Maßstab 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", GUDŠ, 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-faunas 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. Xth 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'écène 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. Tom 2, 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^a: Mesozoic palaeomagnetism of the Transdanubian Central Mountains and its tectonic implication. - Tectonophys., 70, Amsterdam (in press).
- MÁRTON, E., MÁRTON, P., 1980^b: 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 vázlatá. - 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 középsőkréta 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: Mehanizmi obrazovanija regional' nüh 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^a: A Karád-buzsáki rétegek ujravizsgálata. - Földt. Közl., 105, 4, Budapest, 488-494.

- SZTRÁKOS K., 1975^b: A Budapesttől északkeletre elterülő terület paleogénjének ősföldrajza. I. rész. A felső lutéciaitól a kiscelli -agyag/tardi -agyag határig. - Ósl. 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^a: A Kárpát-medence alpi tektogenezise. - Földt. Int. Évi jel. 1976-ról, Budapest, 245-254.
- WEIN Gy., 1978^b: 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 (folyóvízi), 3-homokkő-aleurolit (folyóvízi, areális), 4-agyag (folyóvízi, 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-JOCHÁNÉ, 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

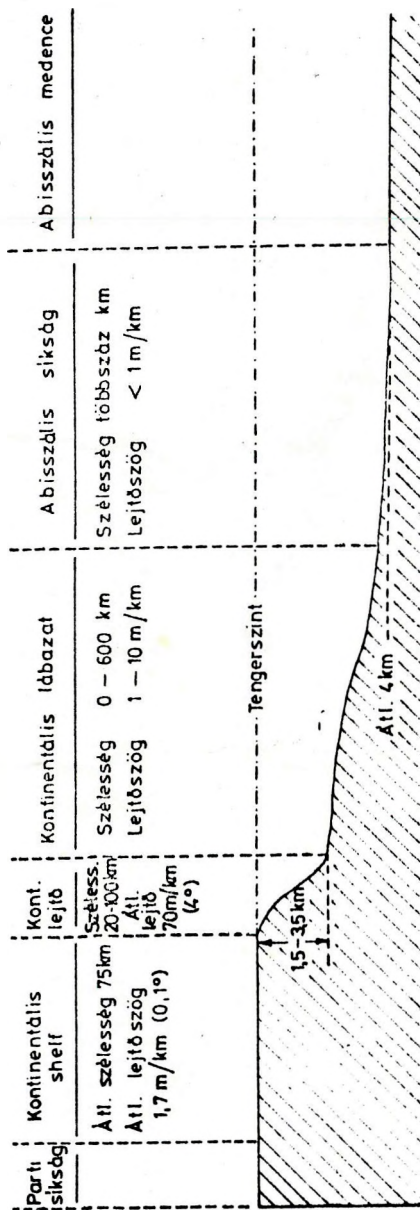
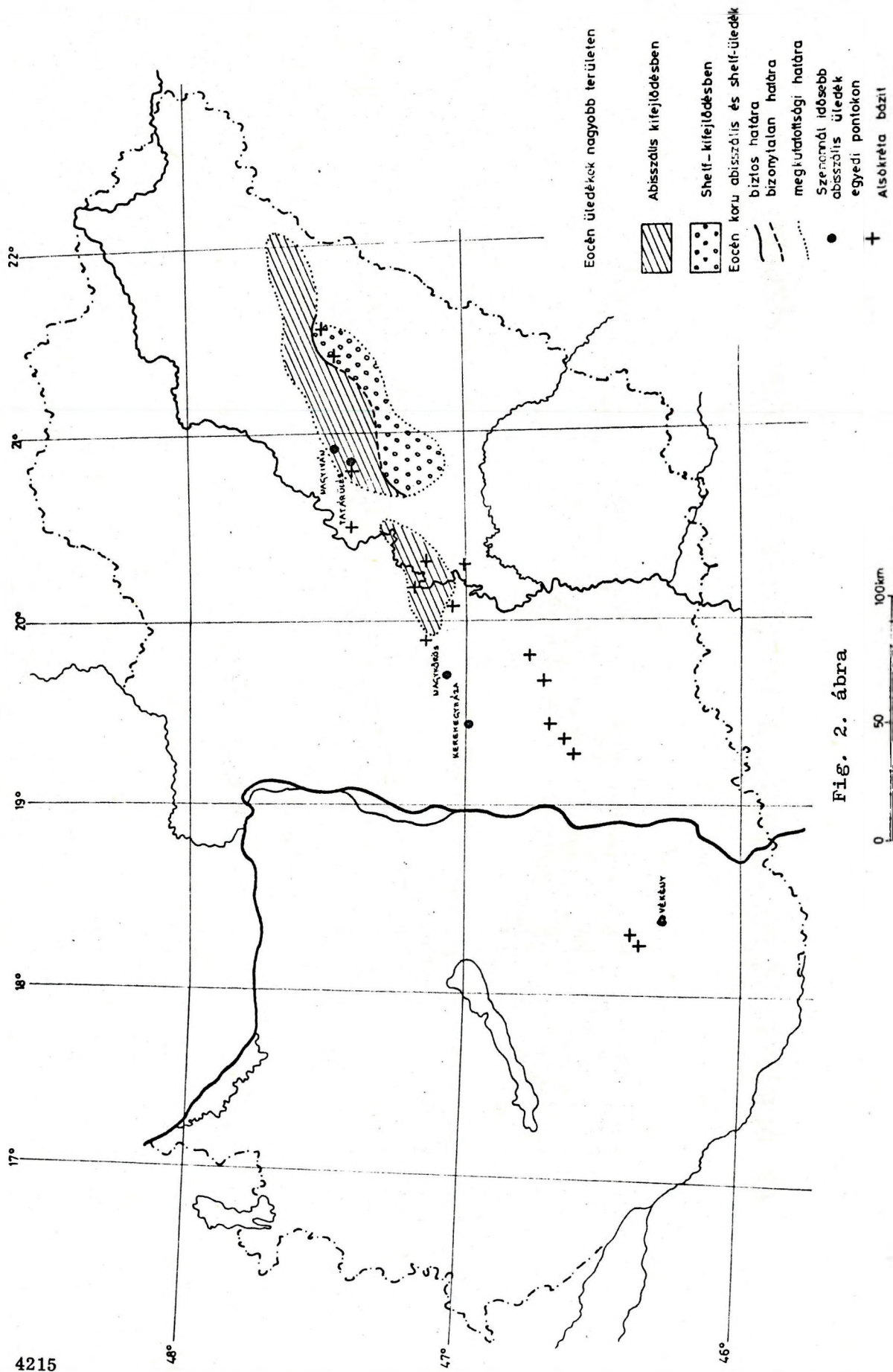


Fig. 1. ábra

A TISZÁNTÚLI FLISÖV NYUGATI FOLYTATÁSÁRA MUTATÓ ADATOK ÖSSZEESÍTŐ TÉRKÉPE



AZ ALFÖLDI SZENON ÜLEDÉKEK FŐBB TÍPUSAINAK ELŐFORDULÁSI TÉRKÉPE

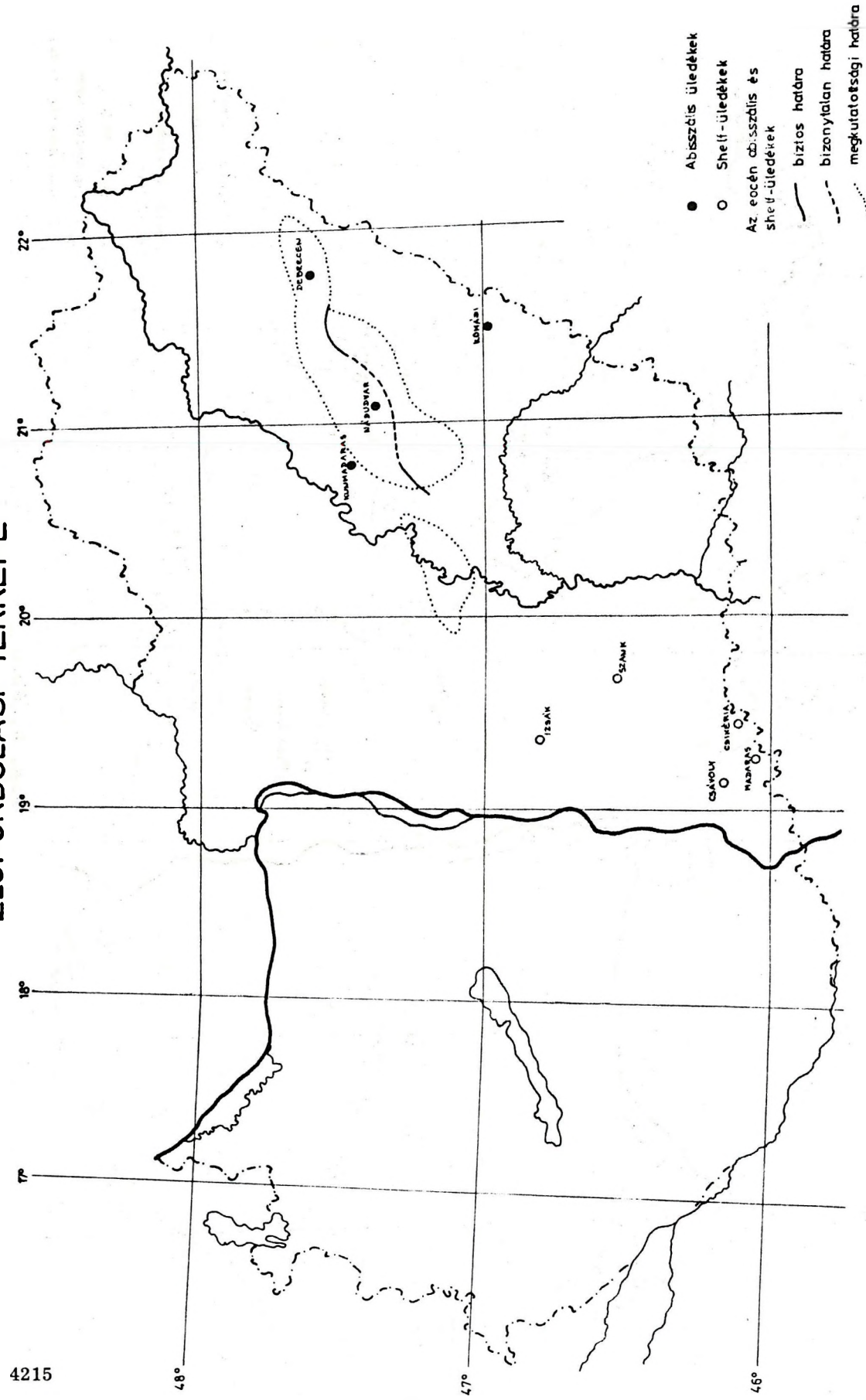


Fig. 3. ábra

AZ ALFÖLDI BARRÉMI-ALBAI ÜLEDÉKEK FŐBB TÍPUSAINAK ELŐFORDULÁSI TÉRKÉPE

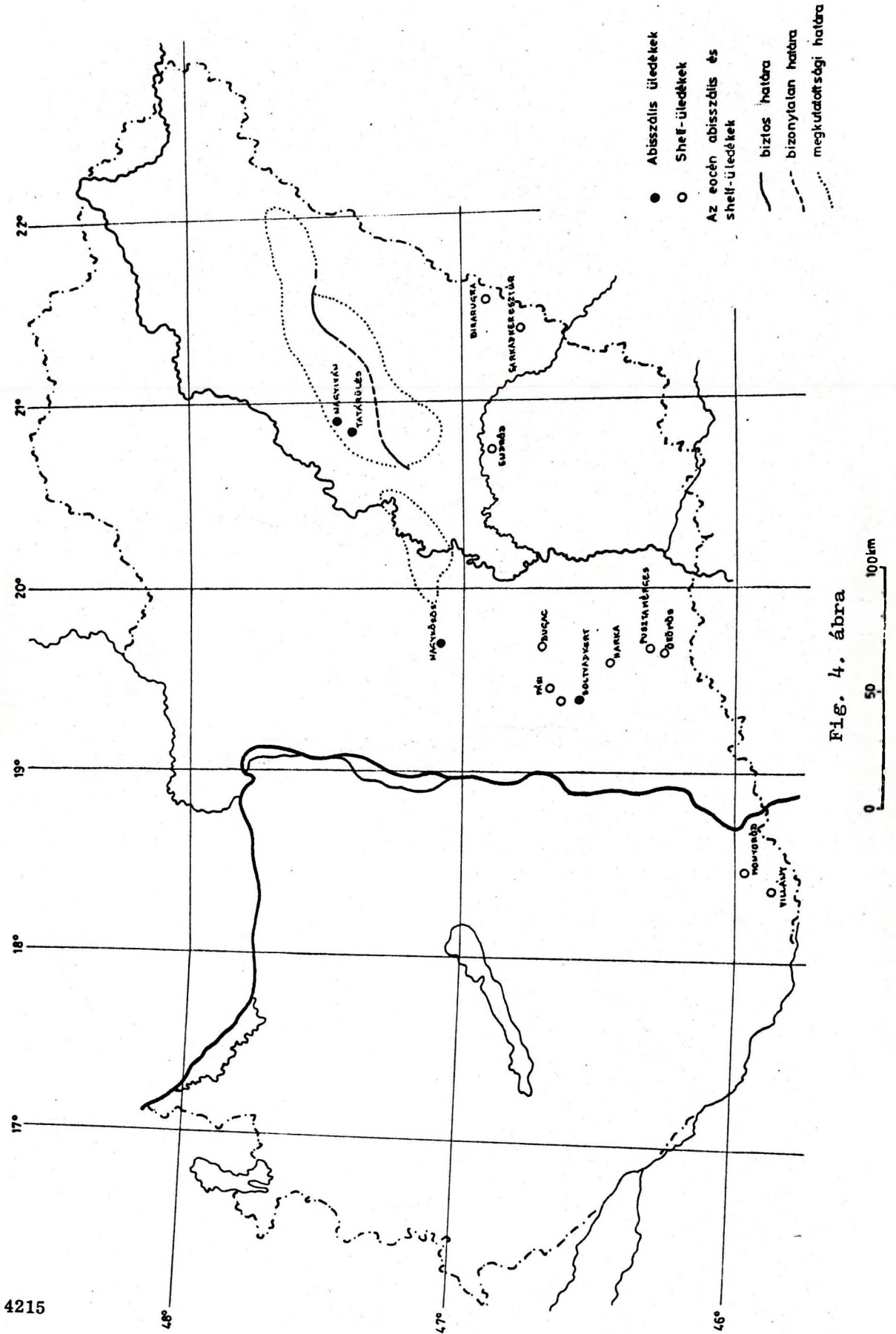


Fig. 4. ábra

AZ ALFÖLDI VALANGINI-HAUTERVI KÉPZŐDMÉNYEK FŐBB TÍPUSAINAK ELŐFORDULÁSI TÉRKÉPE

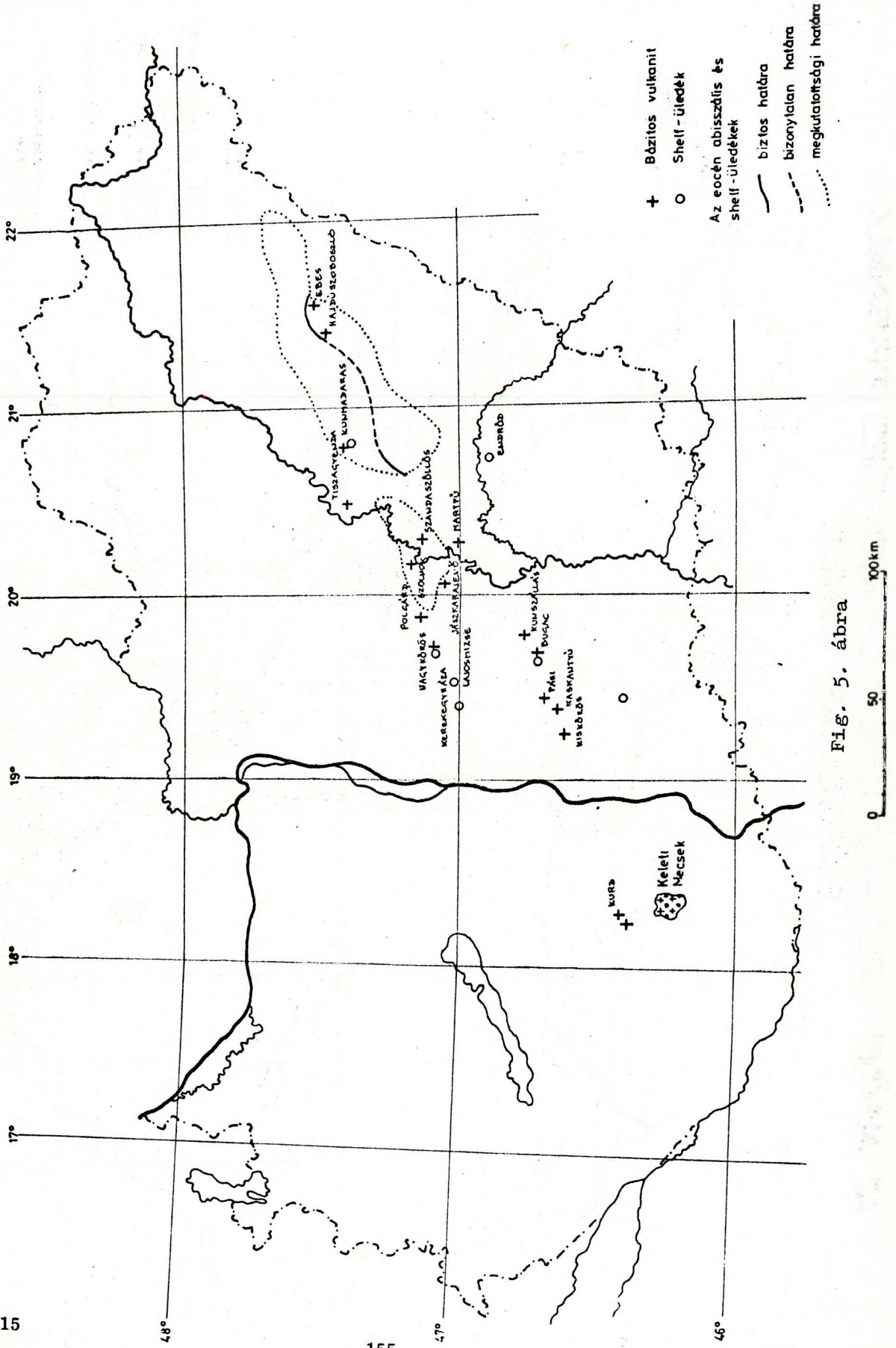


Fig. 5. ábra

AZ ALFÖLDI KRÉTA-EOCÉN KÉPZŐDMÉNYEK FŐBB TÍPUSAINAK ELŐFORDULÁSI TÉRKÉPE

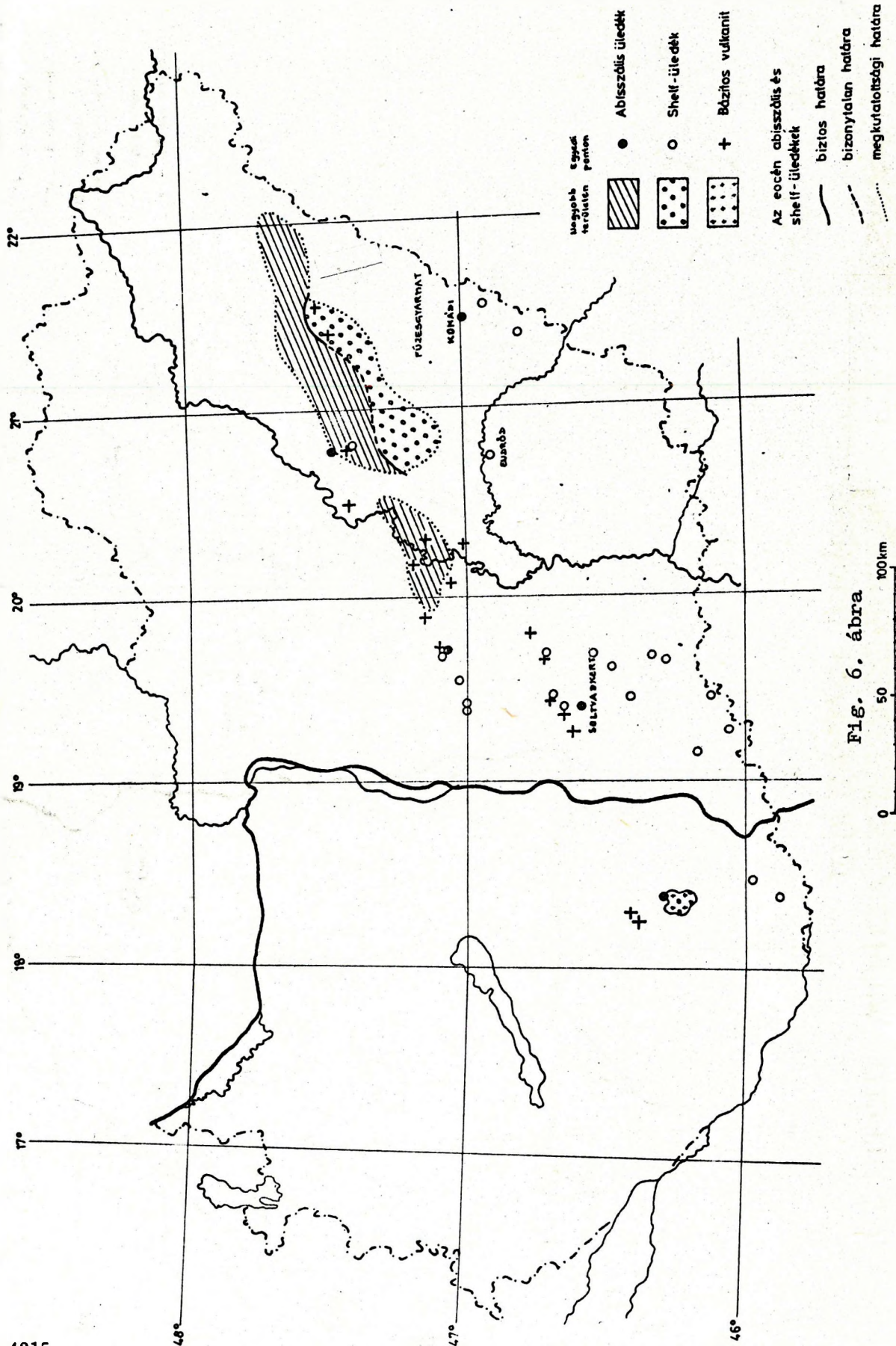
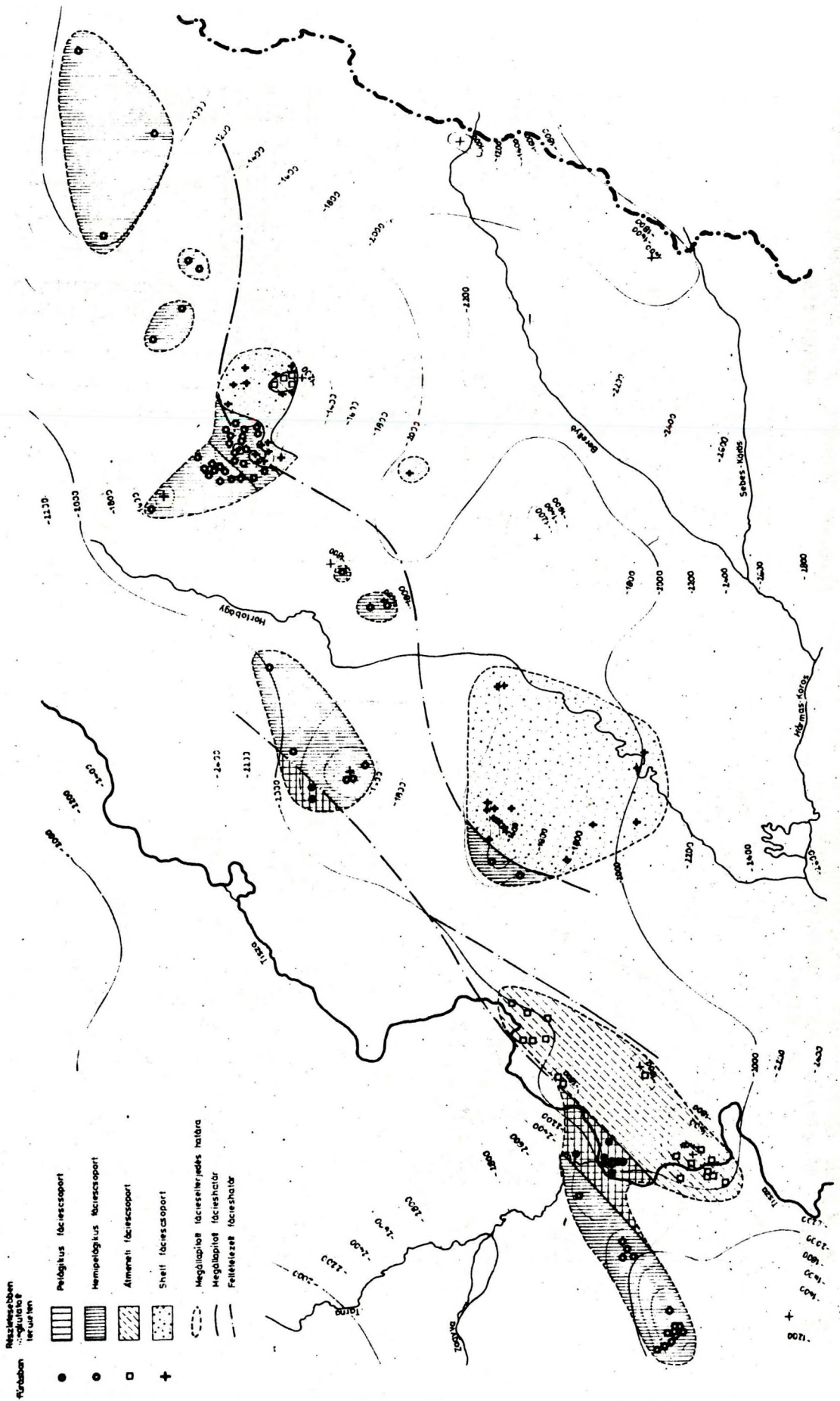


Fig. 6. ábra

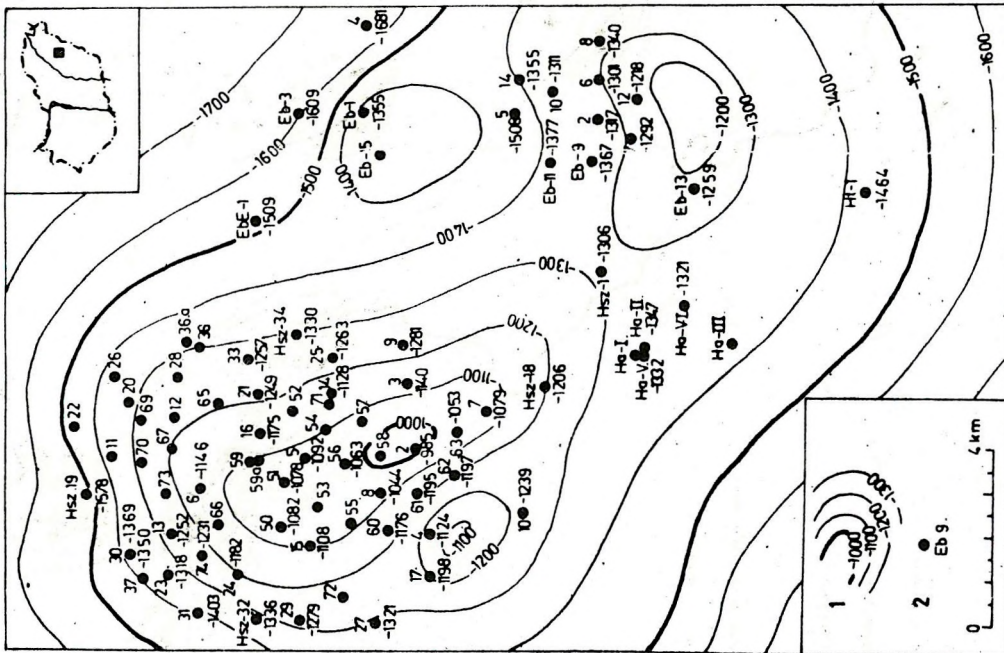
KRÉTA-EOCÉN ÜLEDÉKEK VÁZLATOS FÁCIESTÉRKEPE A TISZÁNTÚL ÉNY-I RÉSZÉN

Fig. 7. ábra

0 5 20 km

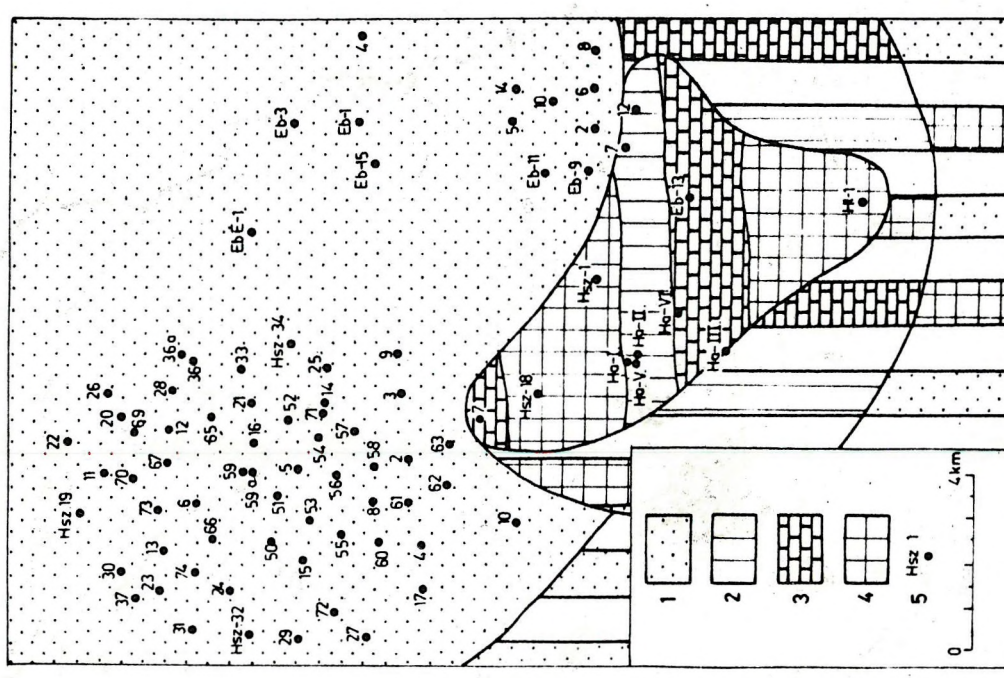


A NEOGÉN KÉPZŐDMÉNYEK ALJZATÁNAK SZINTVONALAS TÉRKÉPE A HAJDÚSZOBOSZLÓ-EBESI TERÜLETEN



- 1 Szintvonalak a neogén képződmények aljzatában
- 2 Mélyfűrös

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



- 1 Paleogén
- 2 Alsókréta
- 3 Jura
- 4 Heltemorfi kőzetek
- 5 Mályfürös

Fig. 8. ábra

VÁZLATOS FÖLDTANI SZELVÉNY A HAJDÚSZECSESLŐI SZERKEZETEN ÁT

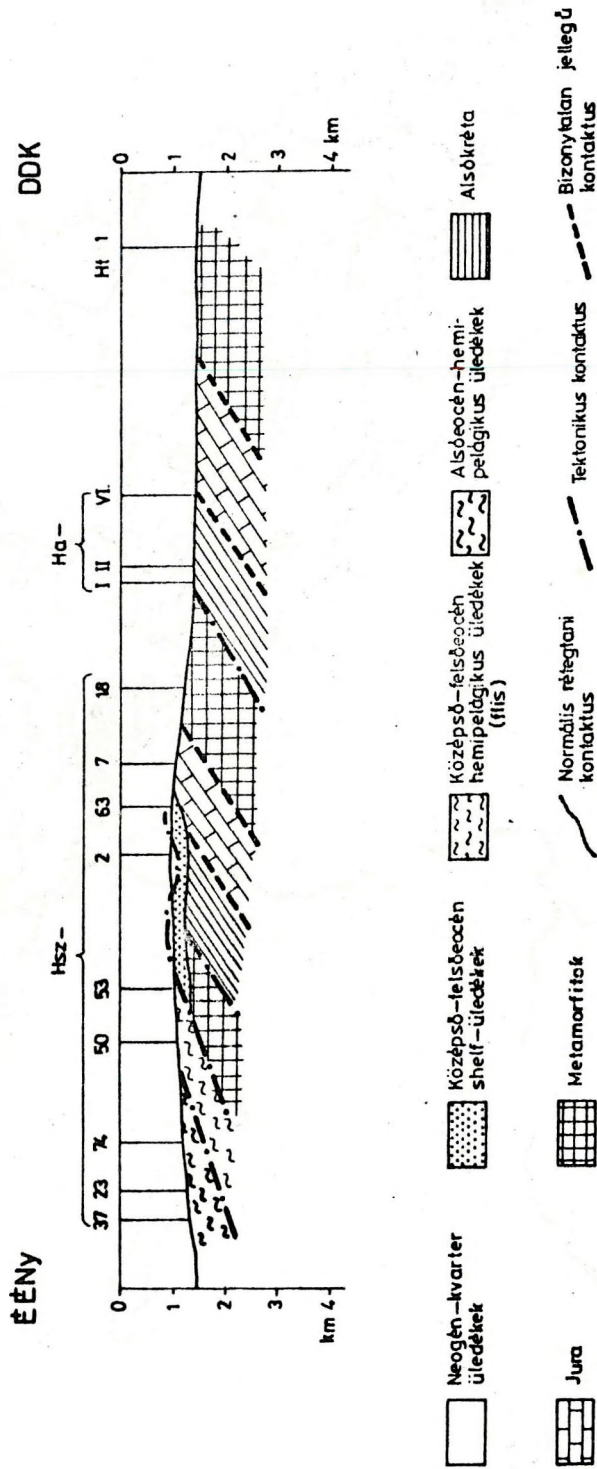


Fig. 9. ábra

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

0 50 100 km

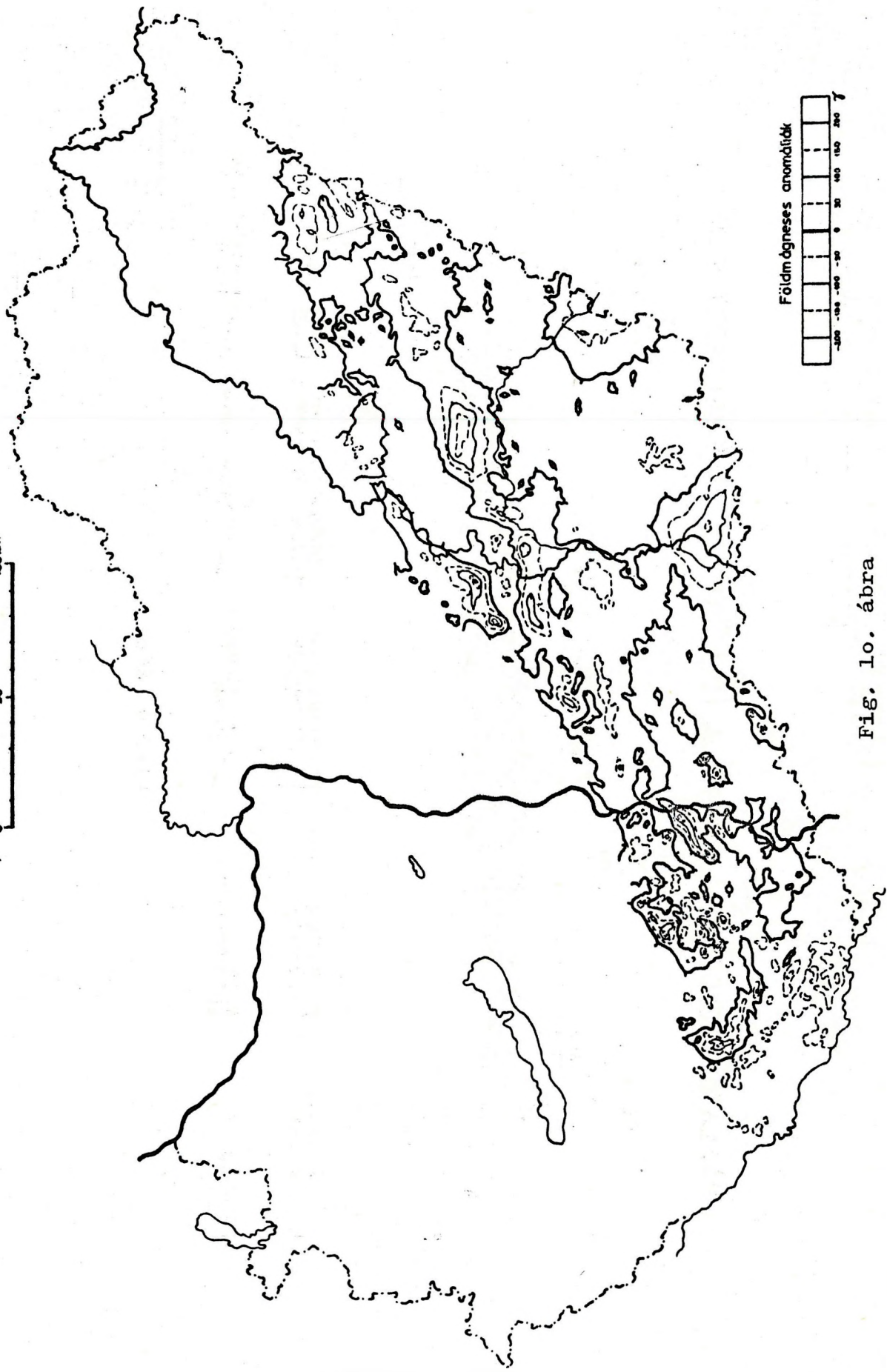


Fig. 10. ábra

OBDUKCIÓS ÖV FEJLŐDÉSMENETÉNEK ELVI VÁZLATA

ZONENSAJN - KUZMIN - MORALEV [1976] NYOMÁN, MÓDOSÍTÁSOKKAL

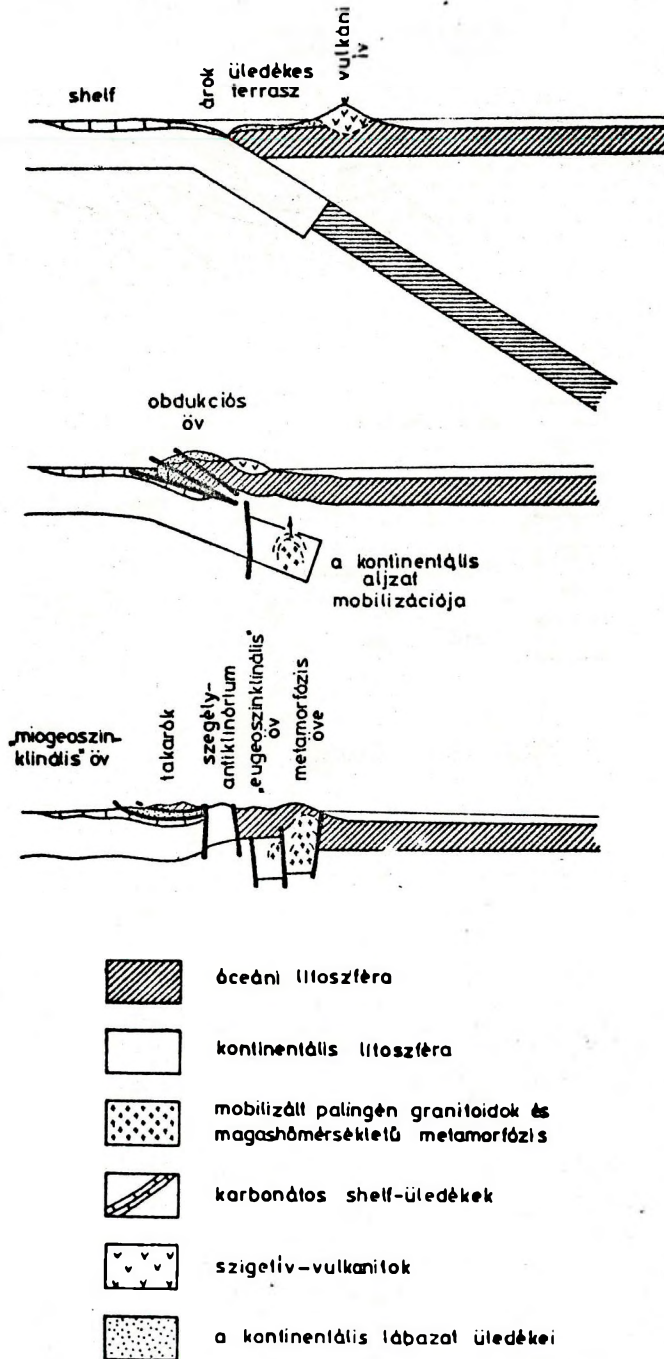


Fig. 11. ábra

HIPOTETIKUS ELVI SZELVÉNY A FLISÖV DÉLI ELŐTERÉN ÁT

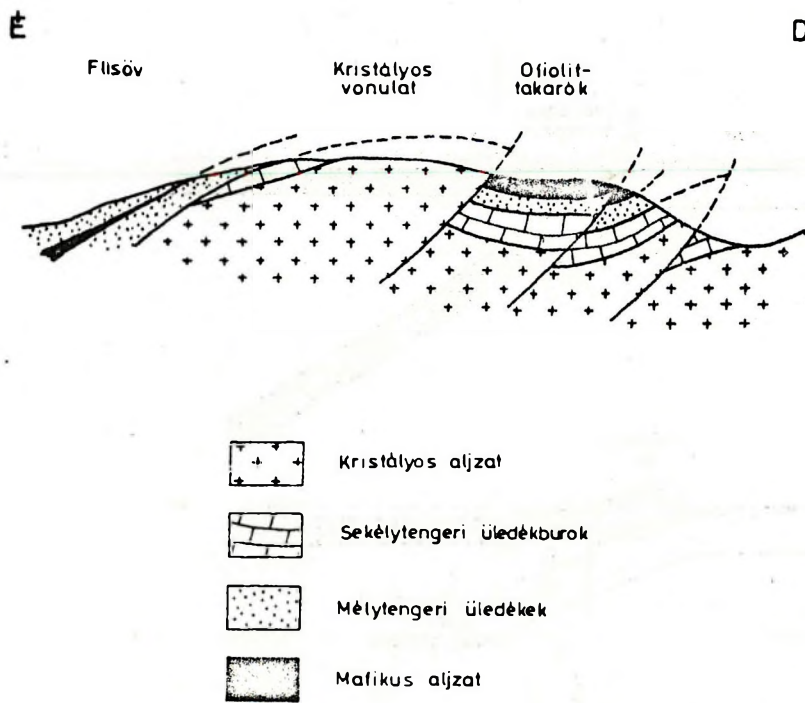
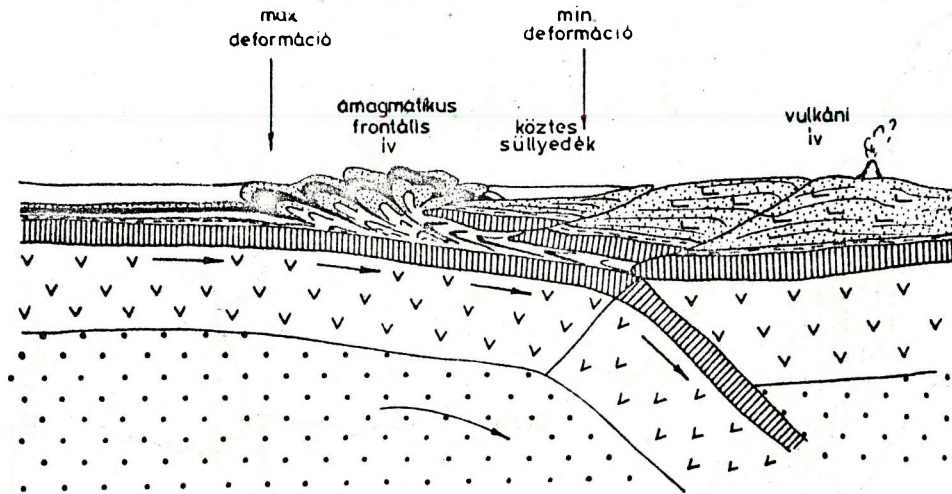


Fig. 12. ábra

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

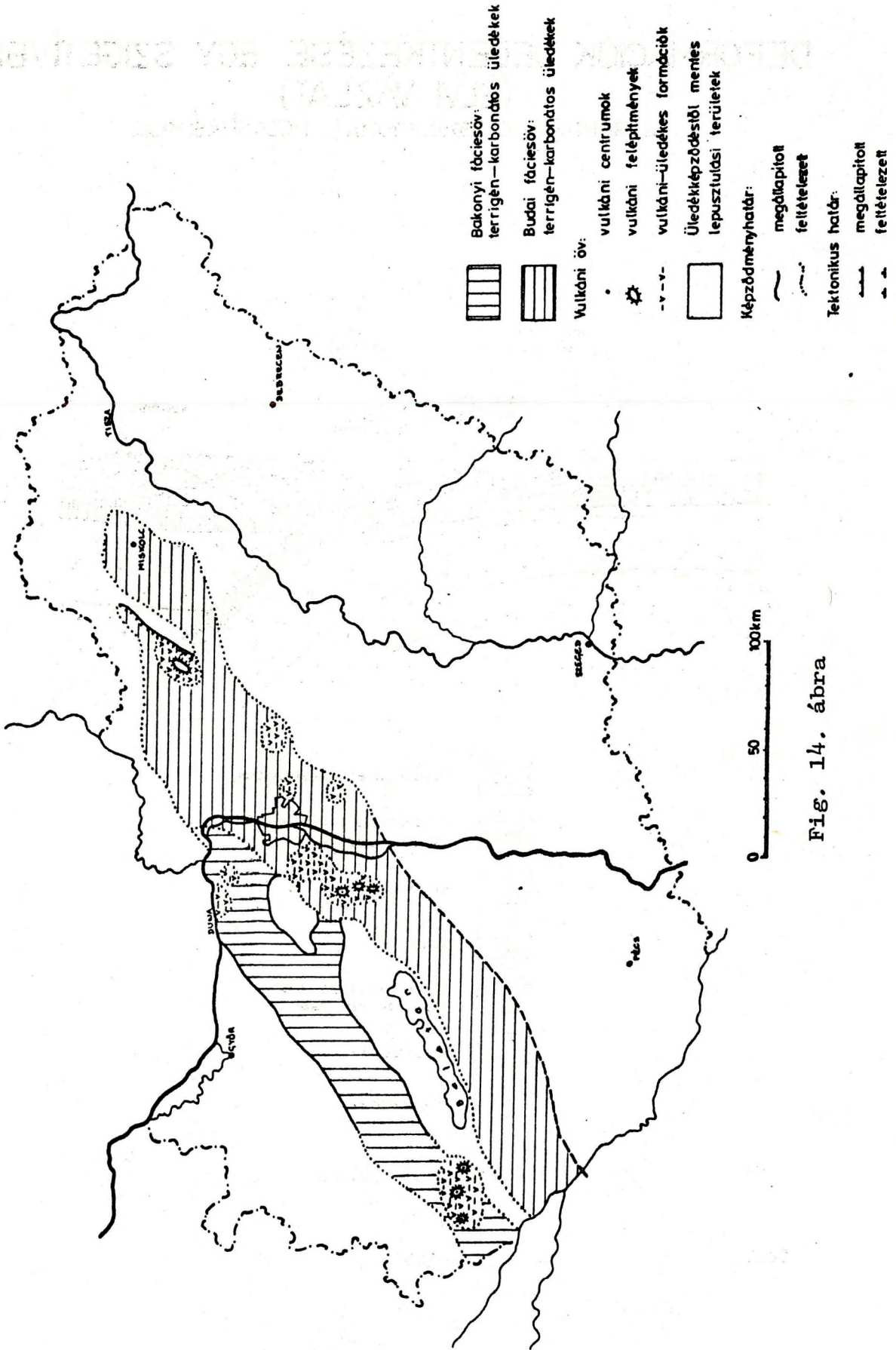


Fig. 14. ábra

A KÖZÉPHEGYSÉGI OLIGOCÉN KIFEJLŐDÉSI VÁZLATA

(BALÁZS ET AL, 1980)

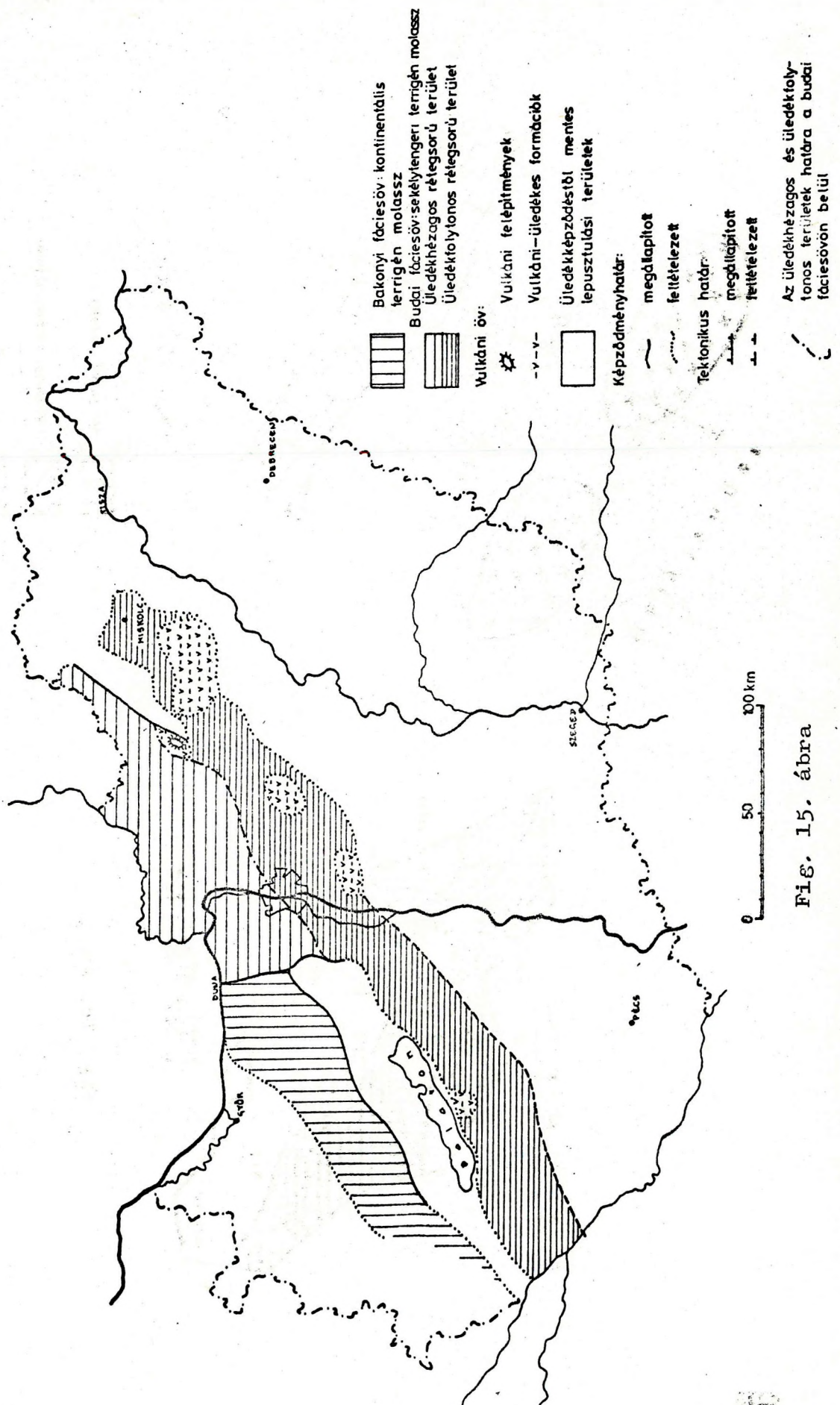


Fig. 15. ábra

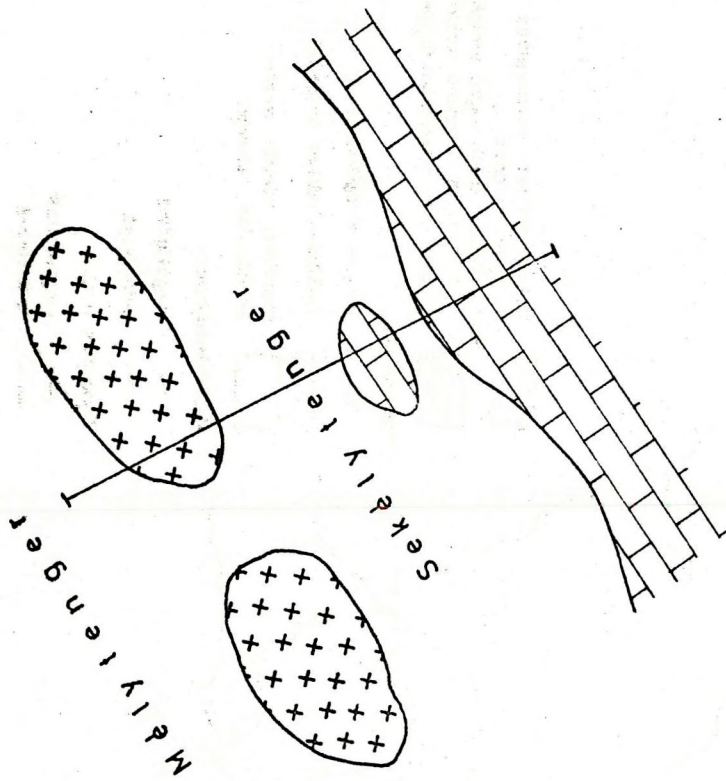


Fig. 17. ábra

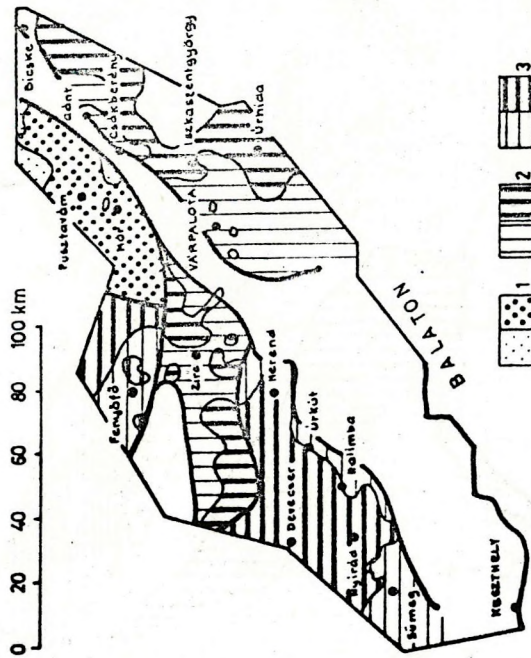
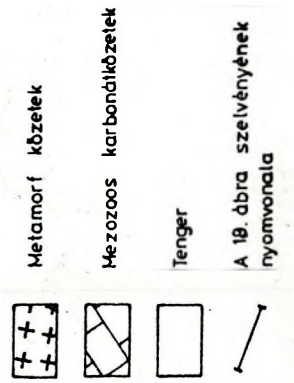
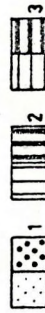


Fig. 16. ábra



A RÁBA-VONAL EOCÉN UTÁNI KIALAKULÁSÁNAK VÁLTOZATAI

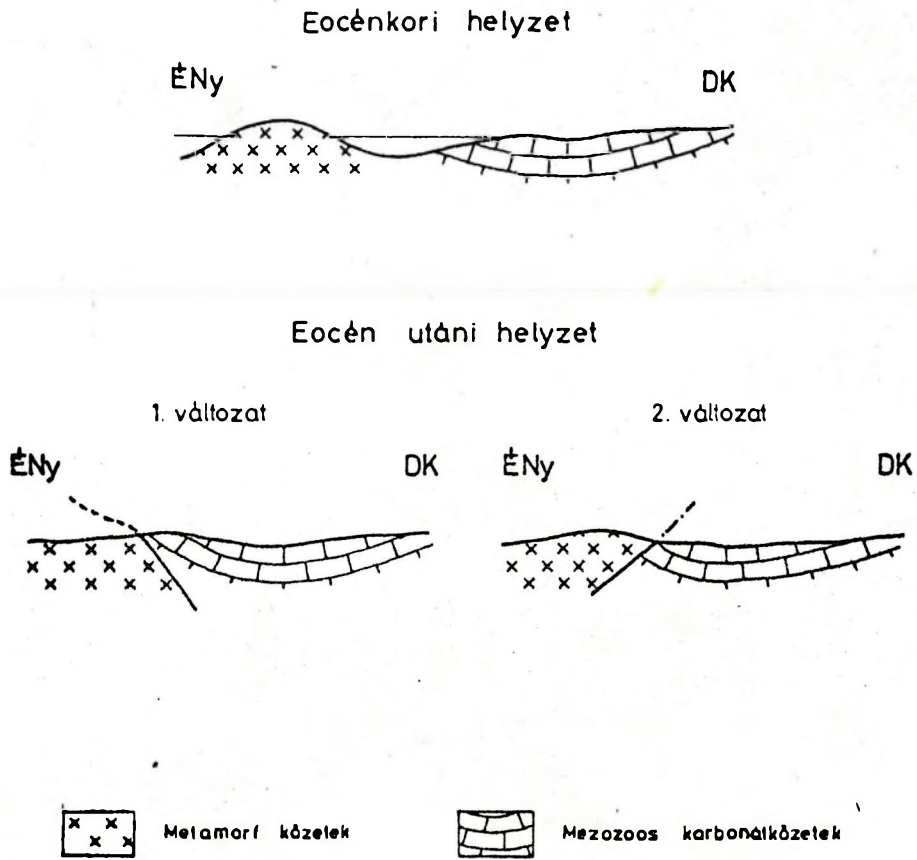


Fig. 18. ábra

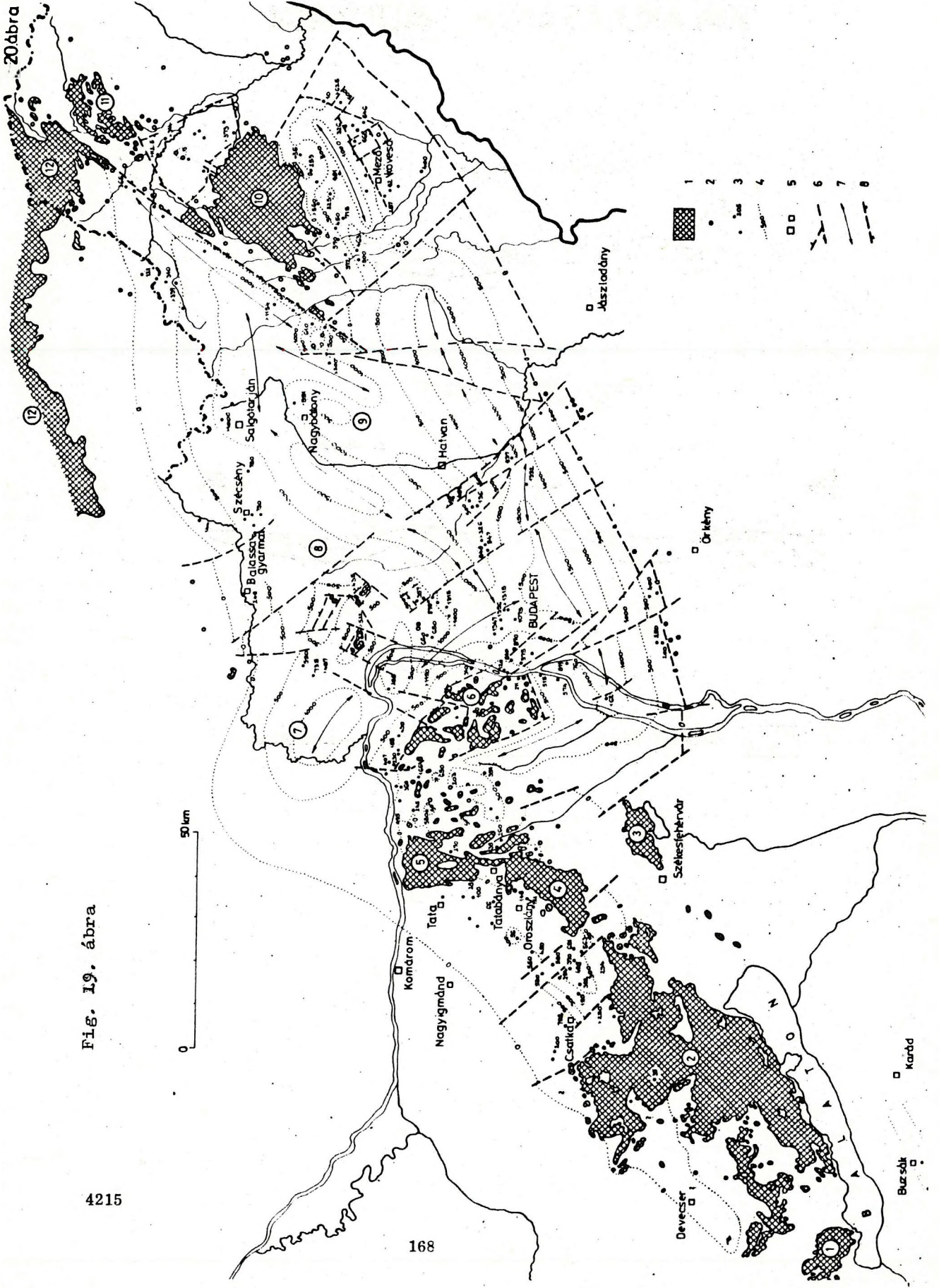


Fig. 19. ábra

4215

20ábra

VÁZLATOS FÖLDTANI SZELVÉNY A BUZSÁKI SZERKEZETEN ÁT

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

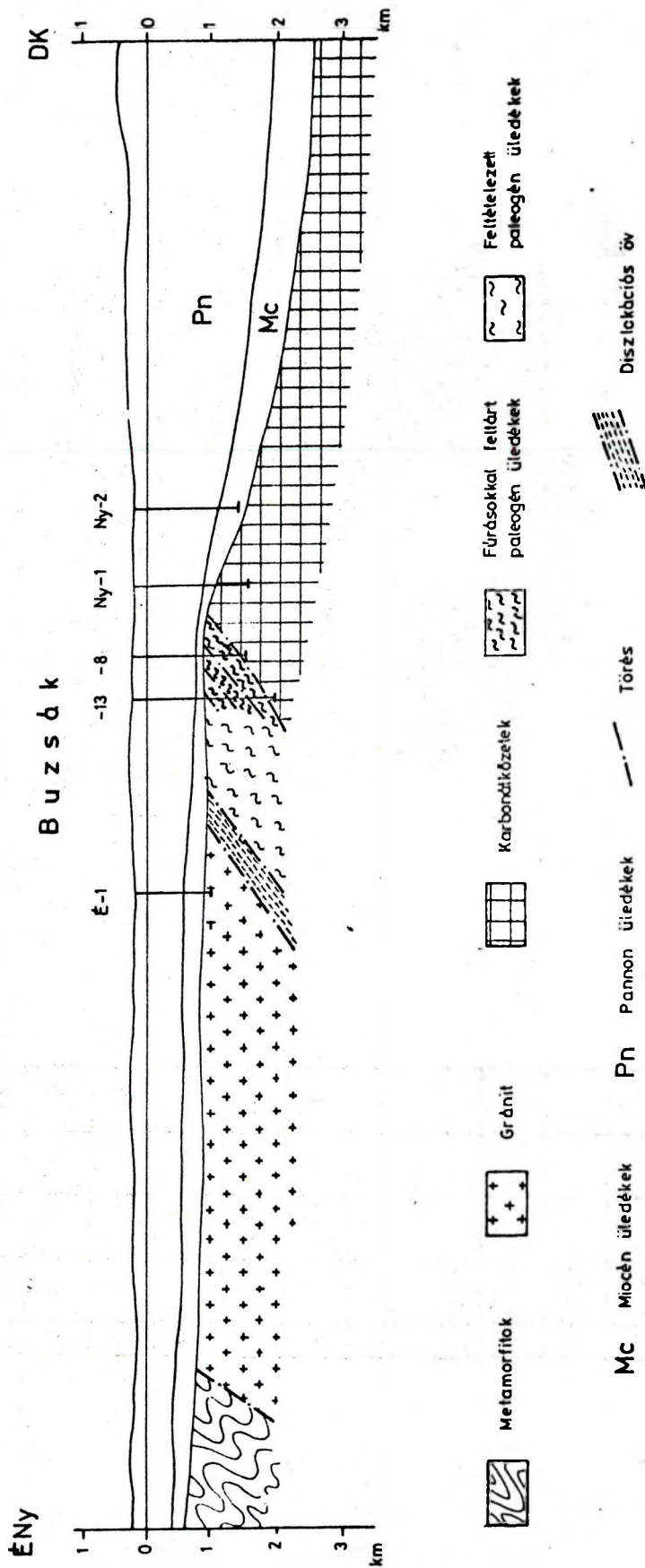


Fig. 20. ábra

Jelmagyarázat

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

a.
felsőszanton

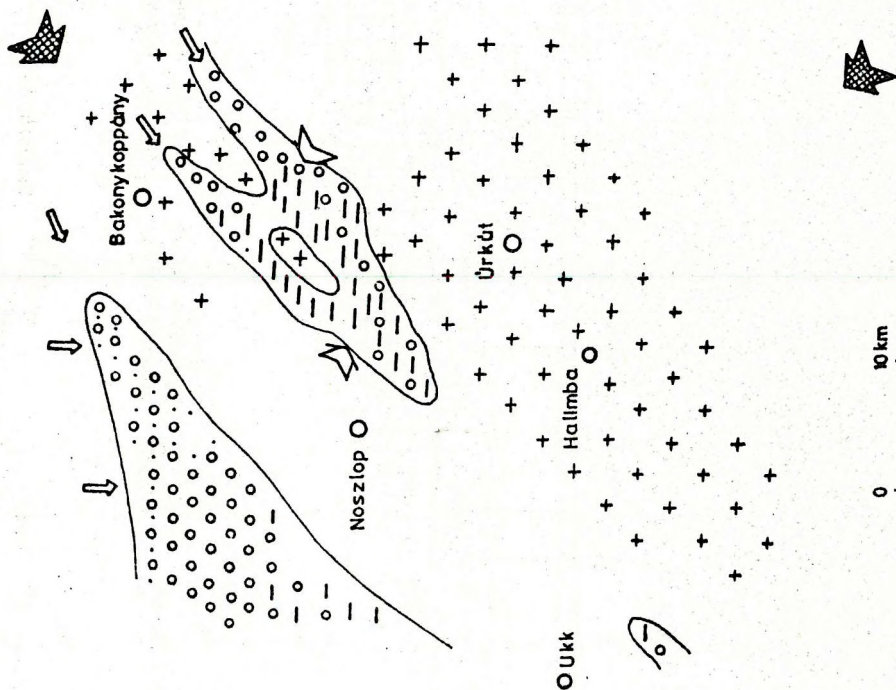


Fig. 21/a ábra

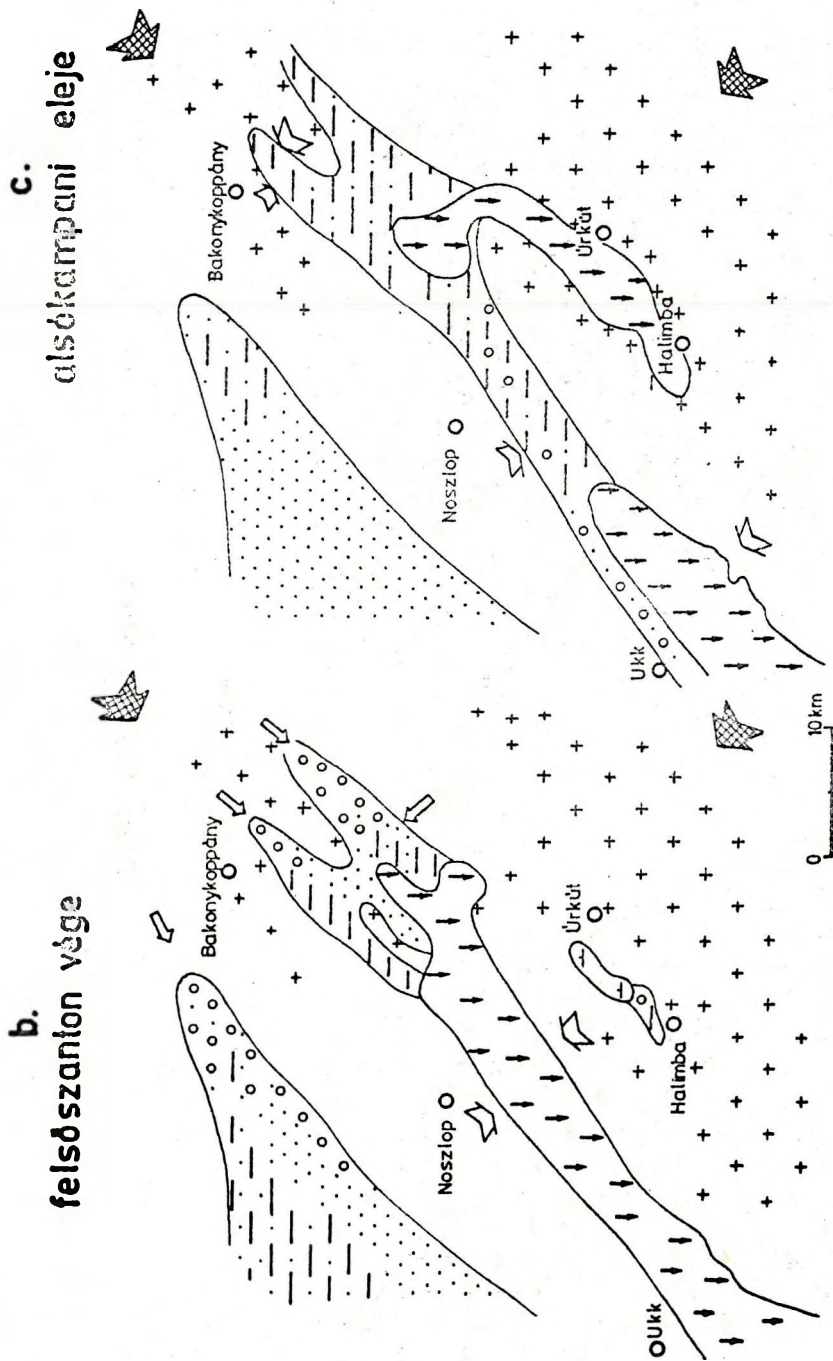
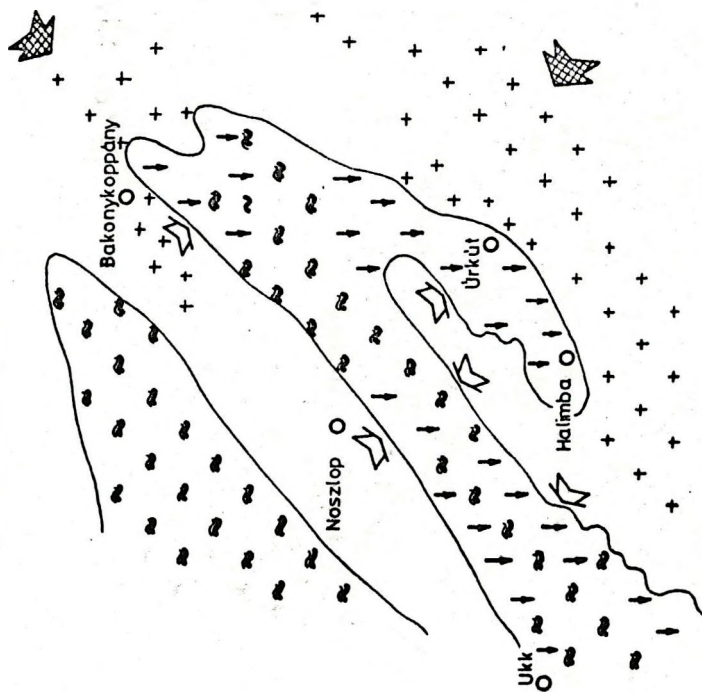
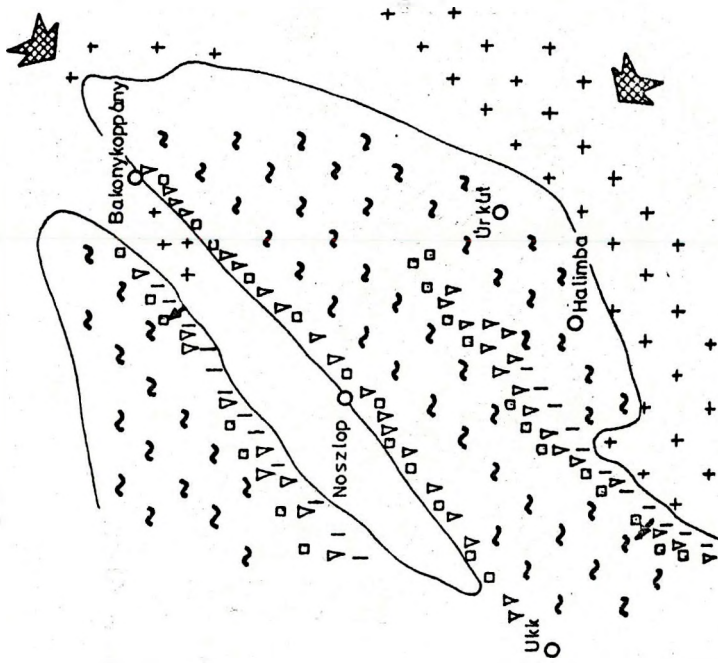


Fig. 21/b-c ábra

d. alsókampani vége



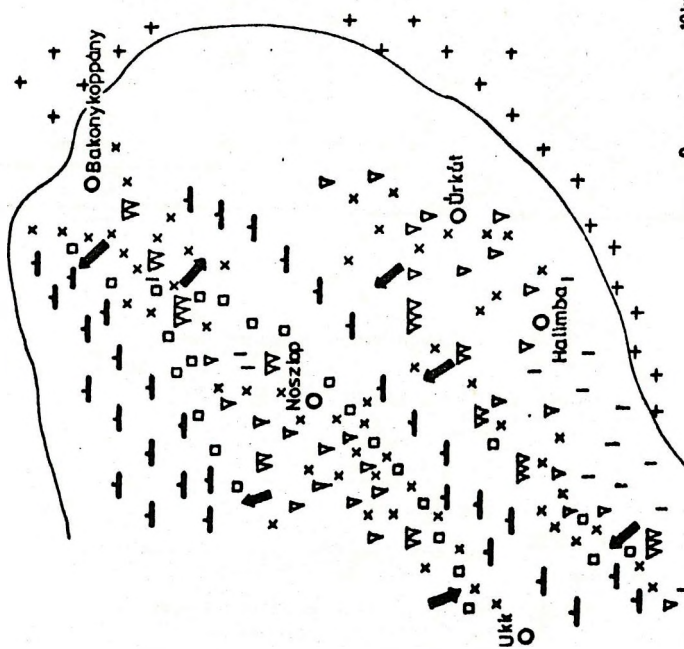
e. alsó-felsőkampani határa



0 10 km

Fig. 21/d-e ábra

f.
felsőkampan



g.
alsómaestricht

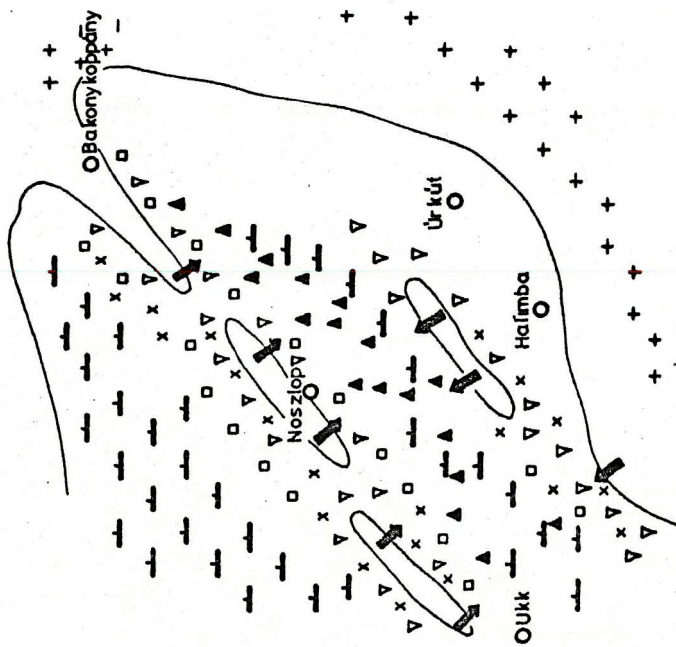
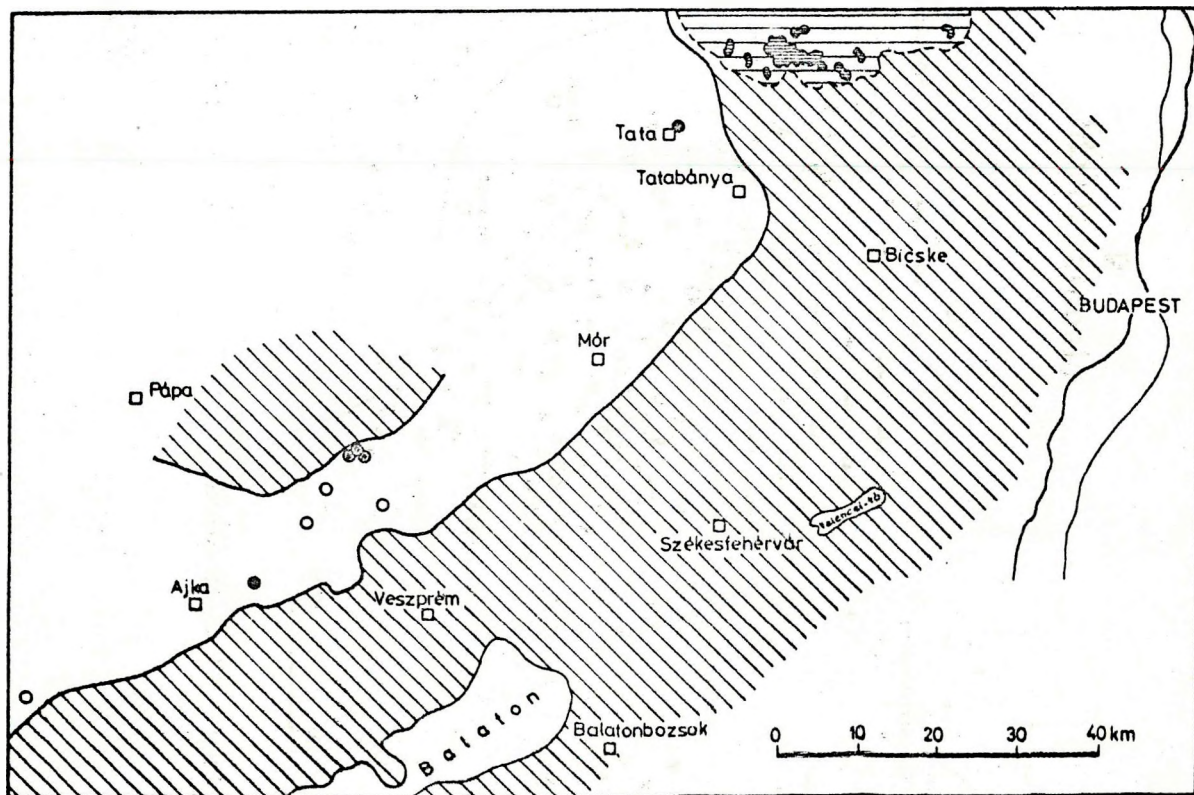



Fig. 21/f-g ábra

A BAKONYI ÉS GERECSEI NEOKOM ÜLEDÉKEK ÁTTEKINTŐ VÁZLATA

[FÜLÖP, 1964] NYOMÁN




 Neokomnál fiatalabb képződmények

Bakonyi kifejlődési terület neokomja:

 „biancone” fácies

 „ammonitico rosso” fácies

 „hierlatzi” fácies

 Gerecsei kifejlődési terület neokomja
biztos és feltételezett


 Neokomnál idősebb képződmények
az apti üledékek elterjedési
területén kívül

Fig. 22. ábra

GEODINAMIKAI VÁZLATOK A BAKONY ÉS A GERECSÉ JURAVÉGI HELYZETÉRE

4215

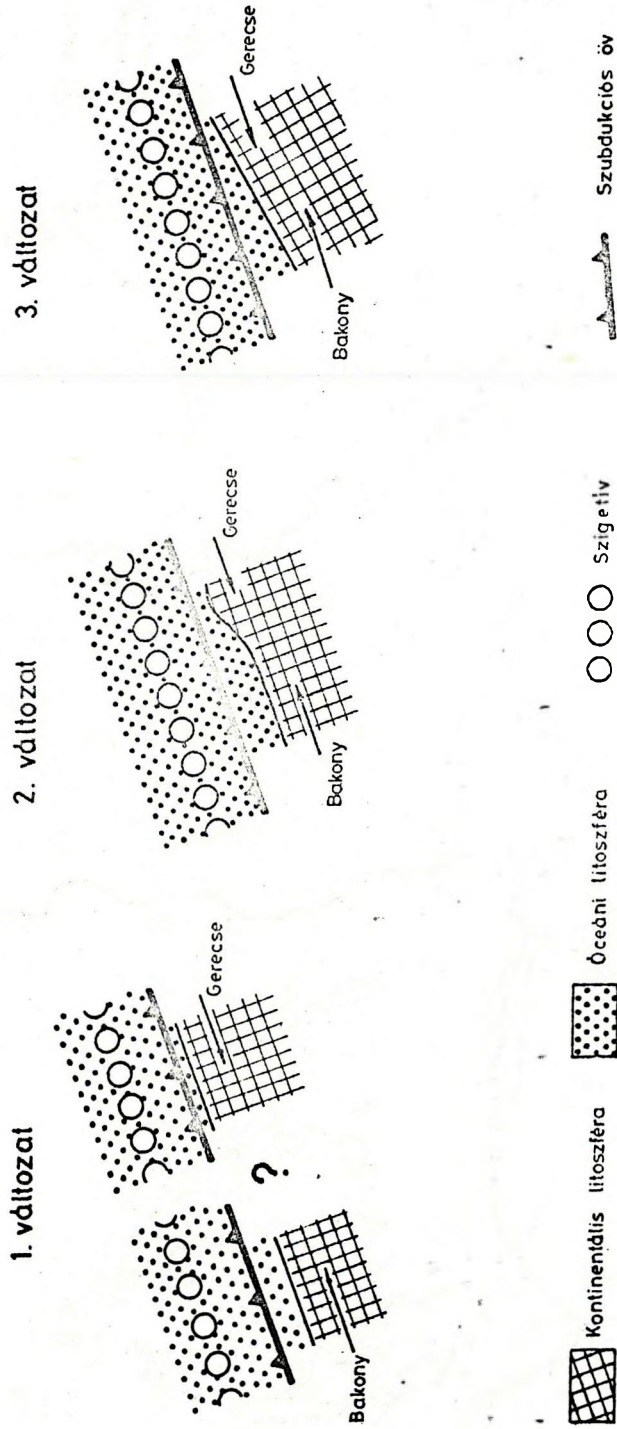


Fig. 23. ábra

ÉSZAKNYUGAT-MAGYARORSZÁG SZERKEZETI VÁZLATA

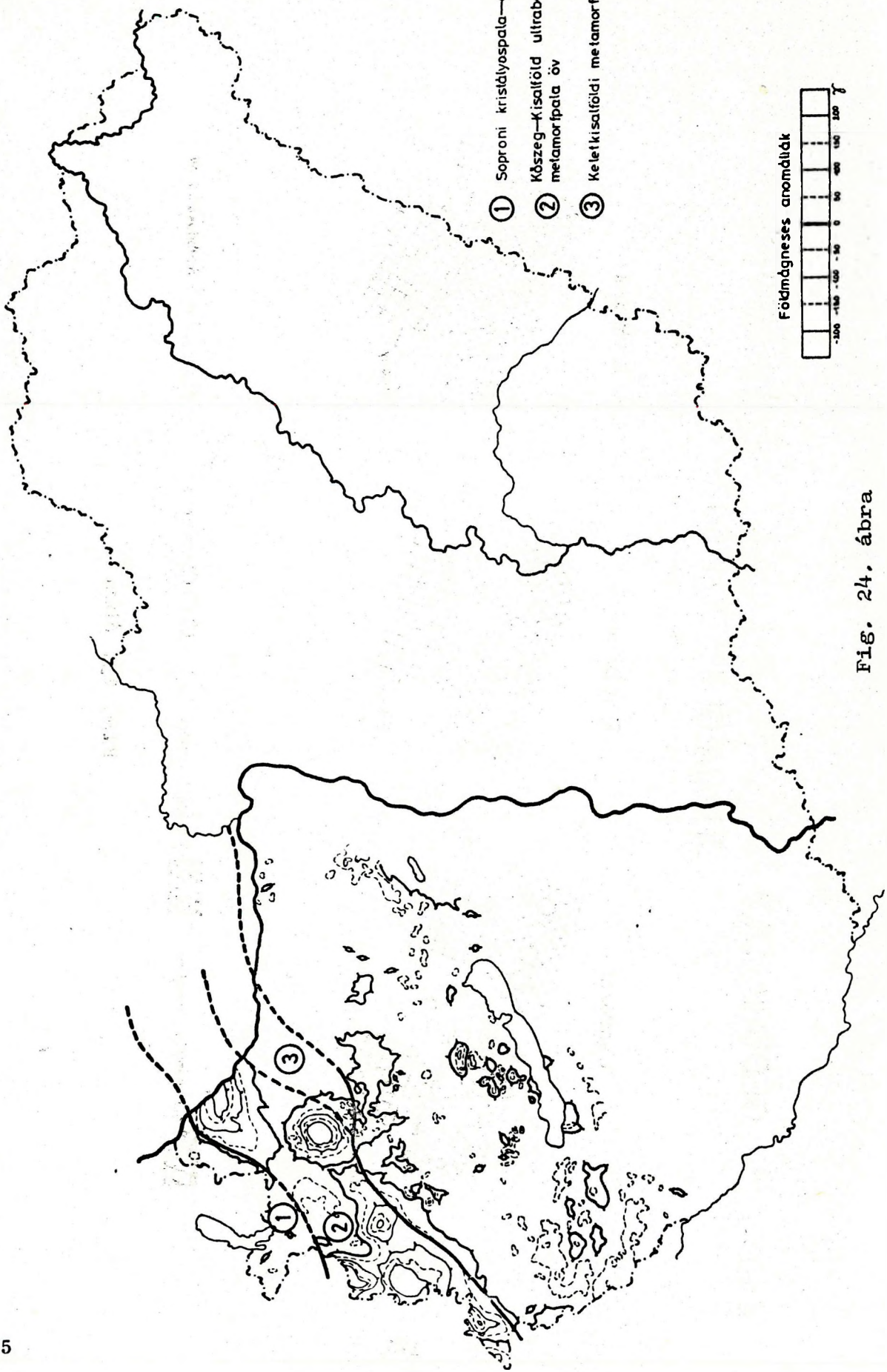
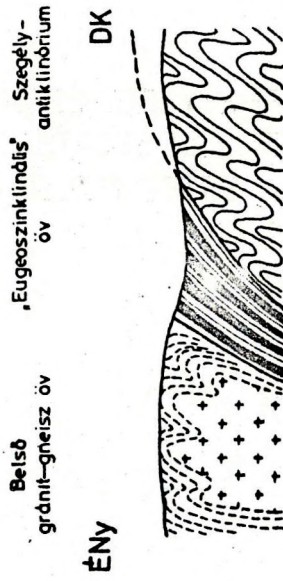


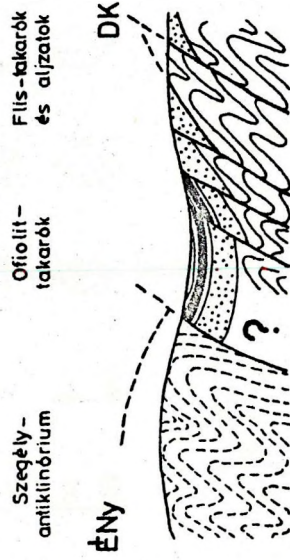
Fig. 24. ábra

VÁLTOZATOK A RÁBA-VONALTÓL ÉNY-RA ESŐ TERÜLET TEKTONIKAJÁRA

1. változat



2. változat








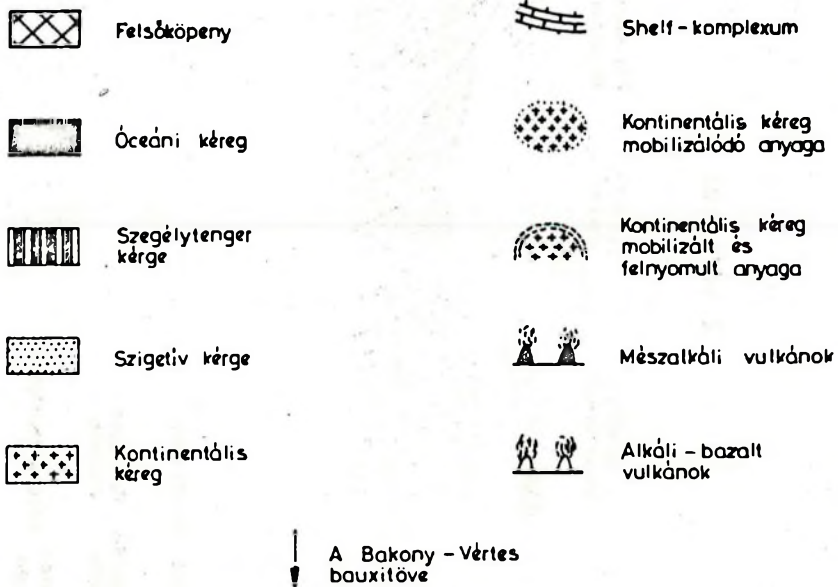
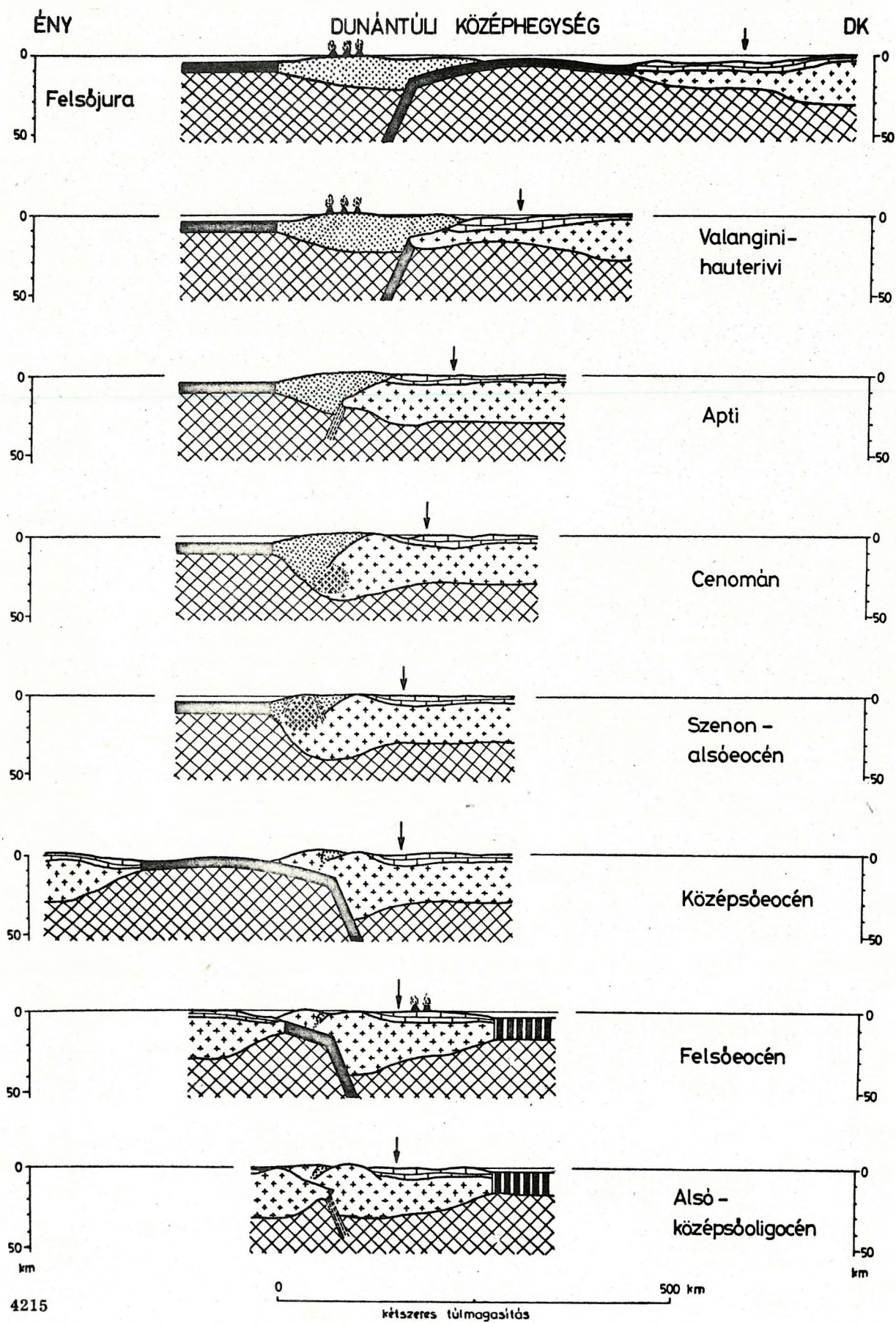
-  Gránit-intruzó (felsőkréta)
-  Metamorfizált flis (felsőjura-alsókréta)
-  Ultrabázit, bázit, (alsó-középsőjura) metamorf pala
-  Metamorf pala (paleozoikum)
-  Kristályos pala (paleozoikum vagy prekambrium) és gneisz

Fig. 25. ábra

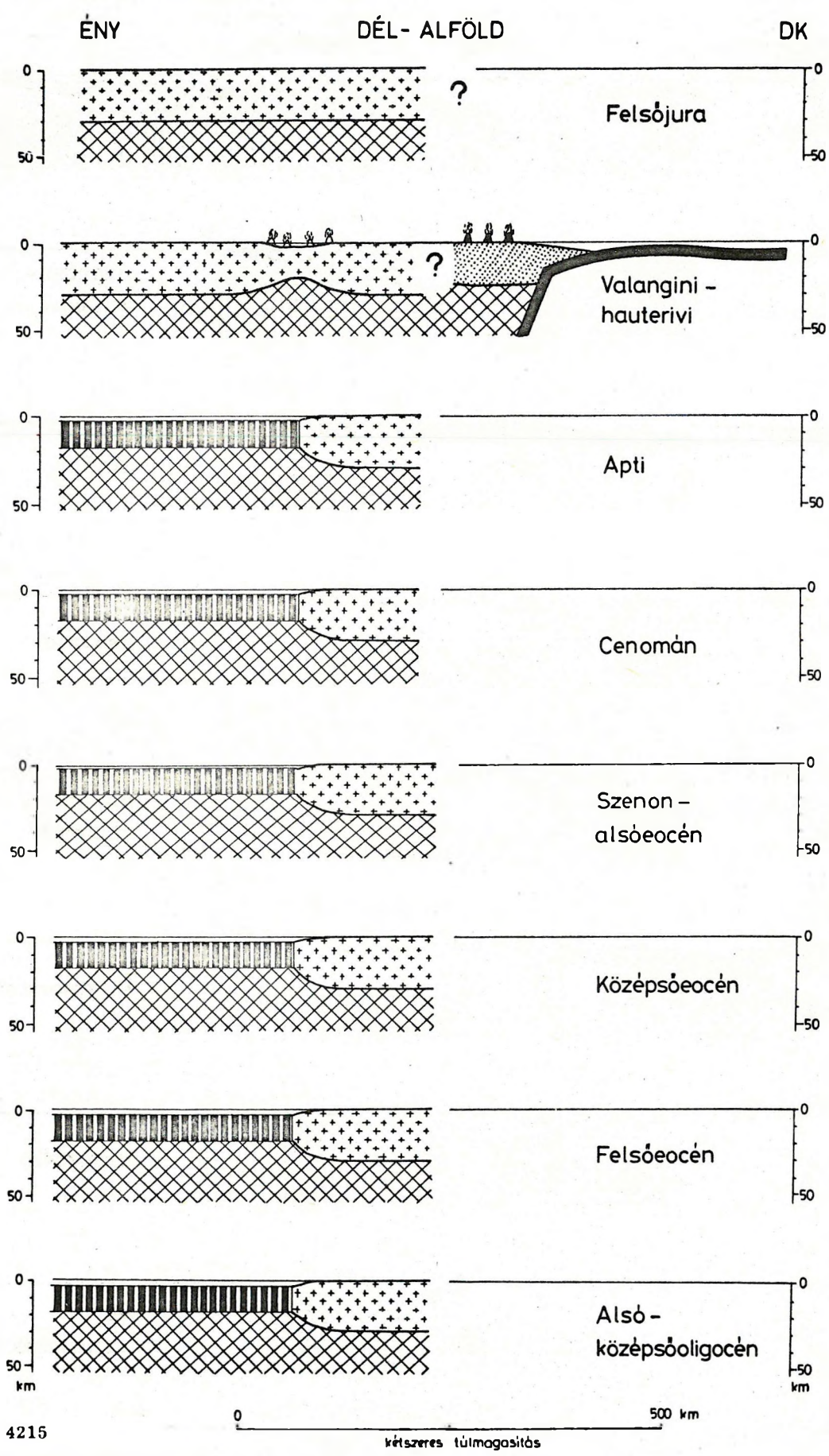


A DUNÁNTÚLI KÖZÉPHEGYSÉG ÉS A DÉL-ALFÖLD
KRÉTA-PALEOGÉN FEJLŐDÉSTÖRTÉNETÉNEK GEO-
DINAMIKAI ÉRTELMEZÉSE

Fig. 26. ábra



4215

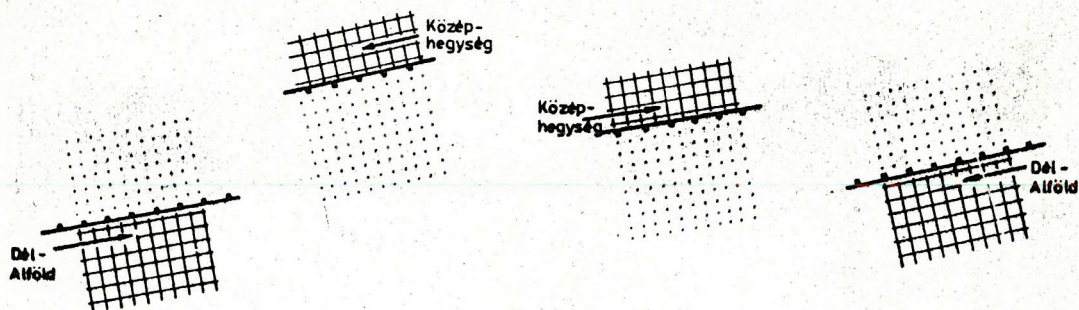


A DUNÁNTÚLI-KÖZÉPHEGYSÉG ÉS A DÉL-ALFÖLD GENODINAMIKAI HELYZETE A SZENON-PALEOGÉN FOLYAMÁN

Oligocén

1. változat

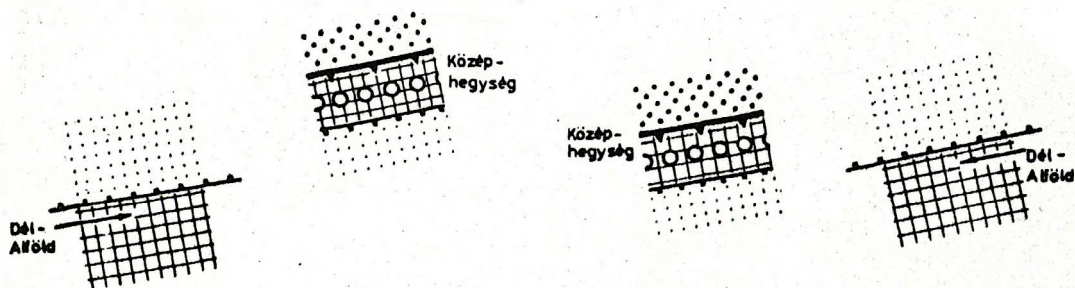
2. változat



Felsőecén

1. változat

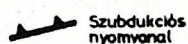
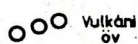
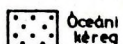
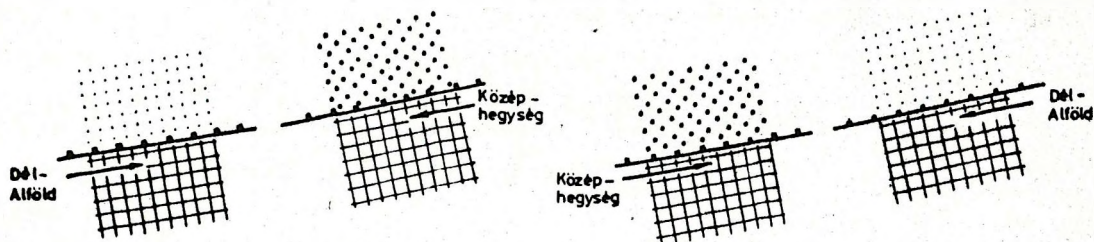
2. változat



Szenon-középsőecén

1. változat

2. változat



4215

Fig. 27. ábra

A DUNÁNTÜLI-KÖZÉPHEGYSÉG ÉS A DÉL-ALFÖLD GEODINAMIKAI HELYZETE A NECKOMBAN

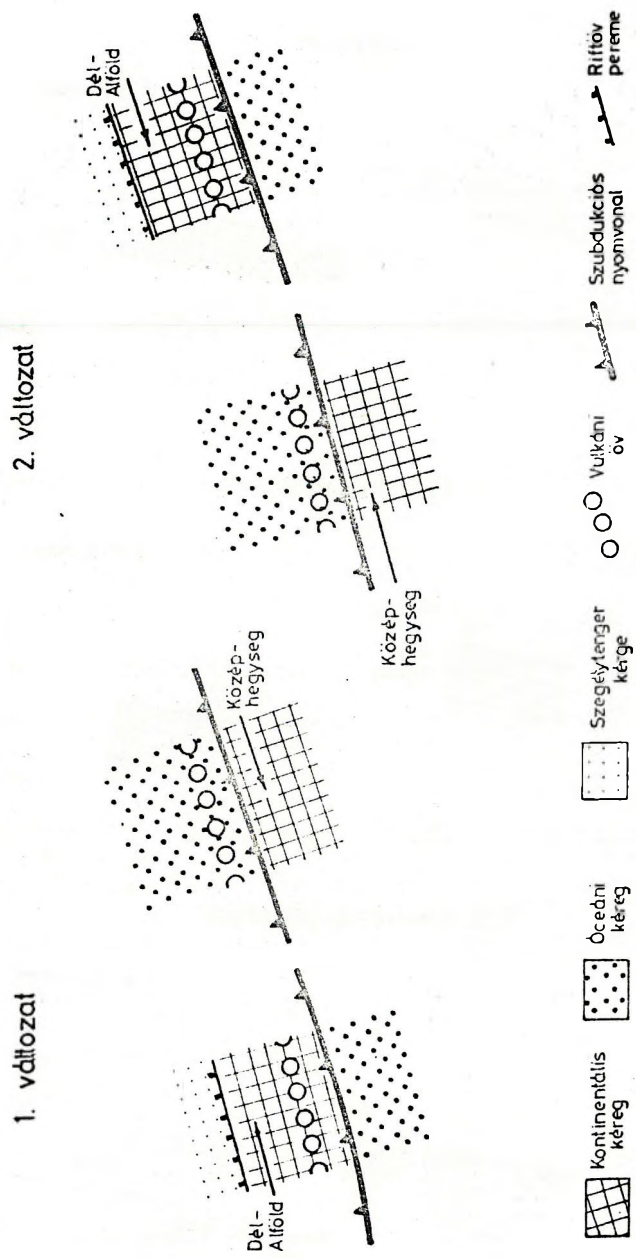


Fig. 28. ábra