

Issue N^o 20.sz. füzet

ÁLTALÁNOS FÖLDTANI SZEMLE
a Magyarhoni Földtani Társulat
Általános Földtani Szakosztályának időszakos kiadványa

Szerkeszti
a Szakosztály vezetőségének közreműködésével

K L E B B É L A

K É Z I R A T

Budapest, 1984.

GENERAL GEOLOGICAL REVIEW

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

M A N U S C R I P T

Budapest, 1984

Hungary

/A közlemények tartalmáért egyedül a szerzők felelősek/
/The authors are solely responsible for the contents of their
papers/

Issue N^o 19.sz. füzet

ÁLTALÁNOS FÖLDTANI SZEMLE

"Az ásványok és kőzetek fizikai és szerkezeti tulajdonságai nagy nyomáson és magas hőmérsékleten. Új módszerek, műszerek és kísérleti eredmények."

Miskolc, 1983.

Szimpozion anyaga

A r é s z t v e v ő k k a p t á k !

"Physical and structural properties of Minerals and Rocks are high-pressure and high-temperature. New methods, instruments and experimental results."

1983, Miskolc

Symposium subject-matter

T h o s e p r e s e n t w a s g i v e n !

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

	Oldal	Page
SZENTGYÖRGYI KÁROLY		
Az alföldi felső-kréta képződmények rétegtani, faciális és ösföldrajzi kapcsolatai		
Stratigraphic and facial connections of Upper Cretaceous formations in the Alföld /E-Hungary/	5	
HAAS JÁNOS		
Mezozoós képződményeink néhány fácies-értelmezési kérdése a tengerkutatók tükrében		
Some questions of facies interpretation of the Hungarian Mesozoic formations on the lighth of new oceanographic data	29	
KÁZMÉR MIKLÓS		
A Bakony horizontális elmozdulása a paleogénben		
Continental escape of the Bakony-drauzug unit in the Paleogene	55	
KÁZMÉR MIKLÓS - KOVÁCS SÁNDOR - PÉRÓ CSABA		
Tanulmányuton a Pienini-szirtövben és a Lengyel-Tátrában		
Geology of the Pieniny klippen belt and Tatra Mts. in Poland	103	

AZ ALFÖLDI FELSŐ-KRÉTA KÉPZŐDMÉNYEK RÉTEGTANI, FACIÁLIS ÉS ŐS-
FÖLDRAJZI KAPCSOLATAI

Szentgyörgyi Károly^x

Mots-clés BRGM-CNRS tárgyszavak: Bassin Pannonienne, Alföld
/Grande Plaine/, Voivodine, Monts Apuseni, Depression Trans-
carpathienne, stratigraphie, forage, Crétacé supérieur
/Cenomanien, Turonien, Sénonien/

Az alföldi harmadidőszaki képződmények aljzatában szénhidrogénkutató furások felső-kréta koru rétegeket eddig három területen tártak fel: a Tiszántul ÉNy-i részén, a Duna-Tisza között és a Körösök vidékén /1. ábra/. Legnagyobb elterjedésük a szenon lerakódások, őslénytanilag bizonyítható cenomán és turon üledékek mindössze két-két furás rétegsorából kerültek elő /SZENTGYÖRGYI K. 1983/. A szenonból a kampáni és maastrichti alemeletek képződményei mutathatók ki, ezek nagyjából normális epikontinentális lerakódások, amelyekhez fáciesváltással az "alföldi flis" felső-kréta koru üledékei csatlakoznak. A Körösök vidékén — úgy látszik szerkezetileg különálló üledékgyűjtőben — zömmel törmelékes, de pélites - karbonátos kifejlődést is tartalmazó, lényegében epikontinentális képződmények ismeretek /SZENTGYÖRGYI K. 1982/.

^xElőadta a Magyarhoni Földtani Társulat Alföldi Területi Szervezete 1983. március 15-i szakülésén.

Kézirat beérkezett: 1983. március 30.

Az alföldi felső-kréta képződmények rétegtani feldolgozása és részleges mélyföldtani reambulációja /BALOGH K. 1974, CSEREPES-né MESZÉNA B.-KÖVÁRY J.-SZENTGYÖRGYI K. 1982, CSIKY G. 1963, CSONGRÁDI B-né 1961, DUDICH E. et al. 1978, 1979, JUHÁSZ Á. et al. 1968. JUHÁSZ Á. 1970, JUHÁSZ Á.-CSONGRÁDI B-né 1969, MAJZON L. 1956, 1961, 1966, RAVASZ CS. 1961, SIDÓ M. 1969, SZALAY Á. et al. 1979, SZENTGYÖRGYI K.-KÖVÁRY J. 1979, SZENTGYÖRGYI K. 1982, 1983, SZEPESHÁZY K. 1973, T. KOVÁCS G. 1977, VÖLGYI L. 1959/ már korábban lehetővé tette ösföldrajzi - faciális kapcsolatok körvonalazását /BODZAY I. 1977, DANK V. 1963, DANK V.-BODZAY I. 1977, JUHÁSZ Á. et al. 1968, KÖRÖSSY L. 1959, 1977, MAJZON L. 1961, 1966, SIDÓ M. 1963, 1969, SZEPESHÁZY K. 1973, 1975, 1979/.

Az alföldi felső-kréta mélyföldtani reambulációja és az időközben örvendetesen gyarapodó furási adatok lehetőséget teremtenek arra, hogy képződményeinket megkíséreljük a környező hasonló koru képződmények közé beilleszteni. Összehasonlító anyagvizsgálatok hiján, kizárólag publikációk adataira támaszkodva ez a vállalkozás egyelőre természetesen nem több szemlélődésnél.

A Kárpát-medence legbelső, magyarországi részét a Közép-magyarországi nagyszerkezeti vonal vagy övezet a preneogén aljzat felépítése és kapcsolatai tekintetében két különböző térfélre osztja /BALLA Z. 1981, KÖRÖSSY L. 1977, 1982, SZEPESHÁZY K. 1977, 1979, WEIN GY. 1978/.

Az alföldi felső-kréta képződmények a szerkezeti övezet DK-i oldalán fejlődtek ki és faciális - rétegtani kapcsolataik vizsgálata is az ehhez csatlakozó egységek tekintetében kísérelhető meg.

A Duna-Tisza közti felső-cenomán, alsó-turon és felső-szenon epikontinentális képződményeket tartalmazó kifejlődési területtől D-re, a Vajdaság D-bácskai és D-bánáti részén több mint 40 kutatófurás hatolt felső-krétába /2. ábra/. A tulnyomórészt törmelékes kifejlődésű képződményeket korábban flisnek tartották /FILJAK, R. et al. 1969, NIKOLIC D. - SIMIN, D. 1959, 1961/. Az újabb közlésekben a flis jellegről nem esik szó

/BOŠKOV-ŠTAJNER, Z. - MARINOVIĆ, D. 1971, ČANOVIĆ, M. - KEMENCI, R. 1974, KEMENCI, R. - ČANOVIĆ, M. 1976/.

A több helyen bizonyíthatóan transzgressziósan települt felső-turon — szenon sorozatot uralkodóan aleurolit alkotja, de márga és biogén mészkő kifejlődés is ismert /Sajan-1. furás/. A változatos vastagságban feltárt bácskai, de főleg bánáti rétegsorok nagyon lényeges vonása, hogy andezites - trachitos vulkáni testeket és tufákat tartalmaznak /ČANOVIĆ, M. - KEMENCI, R. 1974/.

A Duna-Tisza közti felső-kréta üledékek több fontos jellemző tekintetében eltérnek a vajdasági hasonló koru üledékektől: nem tartalmaznak vulkanitokat, sokkal finomabbszemű, pelites - karbonátos üledékekből állnak, megjelenik a pelágikus "puhói márga" típusu kifejlődés, rétegtanilag felső-cenomán és alsó-turon képződményeket is tartalmaznak és a szenon önálló transzgressziós ciklust alkot.

A bácskai és bánáti felső-kréta kifejlődést a Kelet-szerbiai hegység központi zónájának kifejlődésével azonosítják /ČENOVIĆ, M. - KEMENCI, R. 1974/. A szerkezetileg és ösföldrajzilag a Déli Kárpátok tartozékának tekintett Kelet-szerbiai hegység több párhuzamos elrendeződésű szerkezeti - faciális egységet egyesít magában. Központi helyzetű övezete a Timok zóna, amelyben 3000 m-t meghaladó vastagságu, közettanilag nagyon változatos cenomán - turon - szenon koru képződmények halmozódtak fel.

Más felfogás szerint a Vajdaság aljzatában a Šumadija övezet képződményei vannak jelen, amelyek egyes nézetek szerint Belgrád térségében a Vardar zónához csatlakoznak. ANDRELKOVIĆ, M. - LUPU, M. /1967/ és TOLLMANN, A. /1969/ szerint viszont a Šumadija övezet a Bánát aljzatán keresztül közvetlenül az Erdélyi Érchegység eugeoszinklinális kifejlődésébe torkollik. E kapcsolatok feltételezése a jura iniciális bázitok, a felső-jura — kréta flis és az alsó-kréta szpilités formáció együttes előfordulásának megfigyelésén alapul. A bácskai preneogén aljzatban a diabáz-szpilit formáció elterjedése valóban közelítőleg K—Ny-i, míg a Bánátban ÉÉK—DDNy-i. A cenomán - alsó-turon sorozat azonban az egész területen hiányzik.

Bárhogy is álljon azonban a helyzet, annyi bizonyos, hogy a bácskai és bánáti felső-kréta rétegek faciológiaailag lényegbe-
vágóan különböznek a Duna-Tisza köziektől, közöttük sem ős-
földrajzi, sem fácieskapcsolatokat feltételezni nincs okunk. A
felső-kréta képződmények összehasonlítása is cáfolja tehát
SCHEFFER V. /1963/ és mások feltevését a Vardaridáknak az Al-
föld aljzatában folytatódásáról, továbbá azt a korábbi elgondo-
lást, amely szerint az alföldi felső-kréta képződmények az ÉNy-
Tiszántultól a Dél-Bánátiig összefüggő ösföldrajzi övezetté
nyilváníthatók.

A román geológusok többsége úgy véli, hogy a jugoszláviai
Vajdaság területén a Šumadija és a Vardar övezet K-i alzónája
érintkezik. Ez utóbbi szerkezeti - faciális egységet eugeo-
szinklinális jellegű üledékek és mezozóos ofiolitok jellemzik;
az alsó-krétában flis, a felső-krétában flis és molassz képző-
dött. Az övezet ösföldrajzilag a Maros menti ofiolit övezetben
/Erdélyi Érchegység - Munții Metaliferi - zónája/ folytatódik.
BLEAHU, M. et al. /1968/ szerint ez az eugeoszinklinális az Er-
délyi Középhegység /Munților Apuseni/ keleti oldalán végigha-
ladva Ny-ra fordul és az északnyugat-tiszántuli flisövezetbe
torkoll.

A Bánát romániai, ugyancsak fiatal lerakódásokkal fedett részén
a felső-kréta képződmények hiányoznak. Az Erdélyi Érchegység
/Munții Metaliferi/ területén többnyire turon — szenon kora,
konglomerátumból, homokos inoceramuszos márgából álló gosau és
flis alkotja a felső-krétát. A Hegyes-Drócsa /Highiş - Drocea/
övezetében a kezdőrétegeket alkotja flis és erre következik
gosau. Az Aranyos/Arieşu/ völgyében ellenkezőleg: transzgresz-
ziós rudistás mészkő, homokkő és inoceramuszos márga felett
következik flis /IANOVICI, V. et al. 1976/. A képződmények an-
dezitet és tufáját tartalmazzák, ebben a tekintetben bizonyos
hasonlóságot mutatnak a jugoszláviai Bánát hasonló kora rétege-
ivel.

Az Erdélyi medencében /Depresiunea Transilvaniei/ cenomán
— szenon üledékek ismertek, ezek zöme gosau fáciesű, a meden-
ce belső részén azonban flis kifejlődés ismert /CIUPAGEA, D. -
PÁUCA, M. - ICHIM, Tr. 1970/.

Az Erdélyi Középhegység /Munților Apuseni/ északi részének nyugati oldalán a cenománt és turont a Biharea formáció vörös aleurolit rétegei képviselik /BLEAHU, M. - ISTOCESCU, D. - DIACONU, M. 1971, BORDEA, S. - ISTOCESCU, D. 1969, ISTOCESCU, C. - IONESCU, G. 1970/. Ezek elterjedése az egyik borsói furásban ősmaradványokkal bizonyítható, a Biharugra-3. sz. magyarországi furásban közzétanilag azonosítjuk. Beljebb haladva a Tiszántulon és beleértve a szenon képződmények feküjét is, ezt a képződményt eddig feltárni és azonosítani nem sikerült.

Jól felismerhető és mélyfurási adatokkal is nyomon követhető viszont az Erdélyi Középhegység ÉNy-i előterének és a Körösök vidékének magyarországi részének szenon képződményei közötti kapcsolat. A szenon süllyedéknek egyelőre a magyarországi Békés és a romániai Margitta /Margitha/ községek közötti, ÉK—DNy-i csapású szakasza ismert.

A tiszántuli részleg területén két kifejlődési típus ismerhető fel. A DNy-i részen transzgressziósan települt homokkő, agyagmárga és mészkő rétegekből álló sorozat fejlődött ki. ÉK—K felé haladva a pelites rétegek nagymérvű csökkenésével, a mészkő teljes kimaradásával homokkő és aleurolit rétegek váltakozásával jellemzett sorozat képviseli a felső-krétát. Mindkét kifejlődési típus kampáni - maastrichti üledékeket tartalmaz.

A Sebes Körös /Crisul Repede/ völgyében Nagyvárad /Oradea/ felé haladva a körösgyéresi /Ghirisu de Cris 4019/, biharszentandrási /Sintandrei 1022/, vizesgyáni /Toboliu 4018/ és nagyváradi /Oradea 4005/ furások tártak fel a Pannon-medence belseje felé fokozatosan kivastagodó, 500-1100 m vastagságú, transzgressziósan települt szenont. Közzétani kifejlődése e képződményeknek átmeneti jellegű a Nagybáródi /Borsod/ medence gósaúja és a Komádi környéki terrigén között. A kezdőrétegeket fekete, homokos, plagiptychuszos mészkő alkotja, amelyre változó vastagságú, meszes homokkő összetétel következik, ennek fedőjében vastag, inocerámuszos, kőzetlisztes márga települ /BLEAHU, M. - ISTOCESCU, D. - DIACONU, M. 1971, IANOVICI, V. et al. 1976, ISTOCESCU, D. et al. 1970, ISTOCESCU, D. - IONESCU, G. 1970/. Ez a kifejlődés a hegység szenon öblözeteiben ismeretlen, a

Nagybárádi- /Borsod/ és a Remetei- /Remeti/ medence gosau üledékeket tartalmaz.

ÉK-i irányban a biharpüspöki /Biharea 402/, borsi /Borş/ és csokalyi /Ciocaia/ furások némelyike által feltárt szenon üledékek közvetítésével teremthető kapcsolat a Hegyközszentmiklósi /Sinnicolau de Munte/ süllyedéssel /3. ábra/. Itt az 1000 m körüli vastagságú szenon üledéksor kezdőrétegeit alapkonglomerátum vagy breccsa ill. fekete plagiptychuszos mészkő /szalárdi Salárd 4023. sz. furás/ alkotja. Erre meszes konglomerátum, homokkő, aleurolit és közetlisztes márga váltakozásából álló sorozat következik, amelybe felső szakaszán savanyu tufa rétegek iktatódnak közbe /Sinnicolau 4028, Chişlaz 4026/. A vámoslázi /Chişlaz/ és hegyközszentmiklósi /Sinnicolau/ rétegso-
rokban észlelt riolitos - andezites tufa az Erdélyi Középhegység északi részének gosau rétegeiből is ismert. Érmihályfalva /Valea lui Mihai/ — Nagykároly /Carei/ — Szatmárnémeti /Satu Mare/ térségében paleogén üledékek alá nem hatoltak eddig furások, a felső-kréta jelenléte legfeljebb feltételezhető. Jóval távolabb a nagybányai /Baia Mare/ furás tárt fel felső-kréta rétegeket, azonban ezek már a belső-kárpáti hasonló koru képződményekkel mutatnak szoros rokonságot.

A nagybányai /Baia Mare/ furásban a transzgressziós felső-kréta sorozat alsó 500 m-es szakaszát sötétszürke, homokos-közetlisztes, albai — cenomán koru agyagmárga alkotja, amely talán a belső-kárpáti Tisza sorozathoz hasonló leginkább /SZEPESHÁZY K. 1979/. Ebből fokozatosan az Északkeleti Kárpátok belső övezetének jellegzetes, turon — szenon vörös, puhói típusu márgája fejlődik ki. Ez utóbbi képződménynek a Batiza takarója jura - neokom szirtjeire transzgressziósan települt rétegeit Izaszacsal /Sacel/ környékén már MAJZON L. /1943/ felismerte. A medencebeli pélites üledékek szegélyfáciasei a Lápos /Lăpus/ takaró területén és a Visó /Viseu/ völgyében bukkannak felszínre.

A Pannon-medencéhez ÉK-en csatlakozó Kárpátaljai süllyedés preneogén aljzatának felépítésében nagy szerepet játszanak a felső-kréta képződmények, amelyeket több mint 50 furás tárt fel

eddig /DOLENKO, G.N. et al. 1976, KRUGLOV, SZ. SZ. - SZMIRNOV, SZ. E. 1963, KULCSICKIJ, J.O. 1967/. A süllyedék ÉNy-i határát az Inacov - Uzsgorod /Ungvár/ vonalban húzódó Vihorlát mélytörés, a DK-i határt pedig a Hanics - Szolotvino /Aknaszlatina/ mélytörés alkotja. ÉK-en a Peripennini /Kárpátaljai/ mélytörés határolja a Külső-Kárpátok felé, a Pannon-medence felé pedig a Pannóniai mélytörés övezete a választóvonal /SZVIRIDENKO, V.G. 1976/. A süllyedék északkeleti határán húzódó Szirtöv Bécstől a Radnai hegységig /Munții Rodnei/ összefüggő övezet, amely a Kárpátalján néhány száz métertől 5,5 km-ig terjedő szélességű vonulatot alkot. A gyökértelen titon - alsó-kréta szirteket tartalmazó felső-krétát kizárólag kampáni — maastrichti, nem flis üledékek képviselik /puhói vörös márga/, amelyek a Máramarosi szirtövben változatlanul megjelennek /KRUGLOV, SZ.SZ. 1974, KULCSICKIJ, J.O. 1967/. A puhói márga fekéjében — amellyel tektonikusan érintkeznek — a szolyvai Szvaljava - I. alapfurás a Duklai egységhez tartozó Bereznja formáció turon — paleocén kora flis rétegeit találta /VJALOV, O.SZ. et al. 1963/. A kárpáti csapásirányú és erre merőleges vetőkkel blokkokra tört aljazatu medence belsejében 1000 m vastagságot is elérő epikontinentális felső-kréta ismert /SZVIRIDENKO, V.G. 1976, DOLENKO, G.N. et al. 1976/ /4. ábra/. A képződmények faciológiai tagolása tekintetében azonban eltérnek a vélemények.

SZVIRIDENKO, V.G. /1976/ szerint a Kárpátaljai süllyedék egyetlen önálló szerkezeti - faciális egység, amelynek képződményei a környező területeken ismeretlenek. Véleménye szerint a - PETRASKEVICS, M.I. által megállapított - un. kricsovoi /Kricsfalva/ sorozat a süllyedék felső-krétájának vezető fáciése, amely homokkő és aleurolit, alsó szakaszán márga és mészkő-lencsék betelepüléseit tartalmazó, sötétszürke színű, kőzetlisztes agyagpala összlet. A kricsovoi sorozat heteropikumának tekinti az un. románai kifejlődést; ezt barnásszürke mészkő és aleurolitbetelepüléseket tartalmazó barnászörös márga, közbetelepült konglomerátum és homokkő rétegek alkotják. Az 50-120 m vastag rétegcsoportot nem a puhói sorozat tagjának tartja. SZVIRIDENKO, V.G. /1976/ döntő jelentőségűnek ítéli a Pannon mélytörés övezetében feltárt kréta — paleogén vulkanoszediment

összlet jelenlétét, ami — szerinte — a süllyedékszóna teljes ösföldrajzi különállását bizonyítja úgy a Pannon-medencétől, mint a Máramarosi övezettől.

DOLENKO, G.N. et al. /1976/ három fáciestípust különböztetnek meg a kárpátaljai felső-krétában. Az első típust — amelyet a Szirtöv puhói márga kifejlődésével azonosítanak — a süllyedék ÉK részén tárták fel a Drágabártfalva /Dragovo/ környékén mélyített Zolotarevo-3. sz., a szolyvai Szvaljava-I. sz. furások, továbbá a Kolodna-38, -38. sz. és a Técső környéki Tjacsov-8. és 16. sz. furások, tehát e rétegek elterjedése nem korlátozódik kizárólag a Szirtöv szűkebb környezetére. A rétegsorok barnásvörös márgából és közbetelepült sötétszürke aleurolit ill. homokkő rétegekből állnak.

A nevezetes szirtövi puhói márgát STUR, D. 1860-ban, jellegzetes kőzetkifejlődése alapján különítette el, nevét az akkori trencsénmegyei Puhó /Puchov/ község környéki feltárásról kapta. Ezt a képződményt MAJZON L. 1943-ban Felsőneresznice /Novoszelica/, Sztrojna, Perecsény /Perecsin/ és Gernyes /Ganics/ környéki feltárásokból begyűjtötte és mikrofaunájukat leírta, ennek alapján később rámutatott az alföldi képződményekkel mutatkozó őslénytani hasonlóságokra.

Egyidejűleg SZALAY T. /1947/ térképezte e vidék képződményeit és közli WEIN GY. Ung /Uzs/ völgyi megfigyelését, mely szerint a puhói márga fedőjében az inoceramuszos márga települ. Ez a települési helyzet legalábbis elgondolkodtató, ugyanis az Alföldön Izsák és Nádudvar között a puhói márga /"Izsáki Formáció"/ fedőjében ugyancsak inoceramuszos márga /"Szanki Formáció"/ települ.

A kárpátaljai belső süllyedék másik faciális egységét az előzőhöz nagyon hasonló, barnásvörös aleurolit, dolomitos márga, finomszemű agyagos mészkő és szürkészöld homokkő rétegekből álló, kampáni — maastrichti mikrofaunát tartalmazó összlet alkotja. Ennek 50-120 m vastag sorozatát harántolta a beregkisalmási /Zaluzs-2., -6./, ilosvai /Irsava-2./ és taracközi /Tyereszva-13./ furás.

A harmadik fáciális egység a kricsovi kifejlődés. Ennek sötétszürke, fekete színű, mészkőlemezeket és homokkő rétegeket

tartalmazó aleurolit összlete néhol konkordánsan települ az ugyancsak epikontinentális alsó-kréta üledékekre. Legnagyobb vastagságban és elterjedésben a talaborfalva furások tárták fel /Tereblinszka-1.—4., -6.—10./. A kricsovi típusu kifejlődést tárta még fel a szeklencei /Szokirnyica-1., -2./, nagyszöllősi /Vinogradovo-4./, taracközi /Tyereszva-11., -13.,-15., -20.—22./ és aknaszlatinai /Szolotvino-4./ terület több furása. Ide tartozónak vélik az ungvári /Uzsgorod-2./ furás által feltárt ősmaradványmentes homokkő rétegeket is.

A kárpátaljai felső-kréta képződmények kissé behatóbb áttekintését az indokolja, hogy az alföldi hasonló koru üledékek számos közettani és őslénytani jellemzője ebbe az irányba mutató kapcsolatokat sejtet /DUDICH E. et al. 1979, HAAS J. 1981, JUHÁSZ Á. et al. 1968, KÖRÖSSY L. 1959, 1977, 1982, MAJZON L. 1961, 1966, SIDÓ M. 1963, 1969, SZEPESHÁZY K. 1973, 1975, 1977, 1979/.

A leginkább szembetűnő faciológiai hasonlóság a puhói márga kifejlődés megjelenése az Alföldön. A rozsdavörös, barnásvörös színű márga és mészmárga rétegeket tartalmazó kifejlődés a kerekegyházi Ke-5. sz. furásban turon, az izsáki, kunmadarasi, kisujszállási /Kis-ÉK-2. sz./ és nádudvari Nu-DK-3./ furásokban kampáni —alsó-maastrichti faunát tartalmaz. Fekvőjét az izsáki rétegsorban szenon transzgresszió alapkonglomerátum alkotja, Kisujszállás és Nádudvar térségében azonban már az "alföldi flis" kőzetlisztes agyagmárga és aleurolit rétegei következnek alatta. A képződmény karbonáttartalma DNY-ról ÉK felé haladva fokozatosan csökken, ugyanabban az irányban kőzetliszt tartalma növekszik. Fedőjét maastrichti koru kőzetlisztes, szürke agyagmárga alkotja. A puhói márga kifejlődés vastagsága DNY-ról ÉK felé haladva 300 m-ről néhány tíz méter vastagságúra csökken Nádudvar környékén. Rövid távolságon belül, de nem átmenet nélkül oldódik fel az "alföldi flis" kőzetlisztes - homokos kifejlődésében, a Nádudvar-15. sz. furás szenon rétegsorának felső szakaszán még vékony sötétbarna színű agyagmárgás aleurolit rétegben azonosítható.

A puhói márga fácies megjelenése alapján feltételezzük, hogy az alföldi felső-kréta képződmények összfeldrajzilag közvet-

len összeköttetésben voltak a belső-kárpáti üledékgyűjtővel. A kapcsolat minden bizonnyal a Debrecen — Nagykároly /Carei/ közötti vastag paleogénnel fedett területen jelenleg is fennáll és a Szilágysomlyói - medence /Simleu Silvanei/ aljzatán keresztül a máramarosi — és ezzel összefüggően — a belső-kárpáti epikontinentális felső-kréta üledékgyűjtő irányában feltételezhető. Kétségtelenül elgondolkodtató azonban, hogy a legnagyobb-részt epikontinentális üledékeket tartalmazó övezeten belül jelen van az "alföldi flis" kifejlődés, amely fáciesátmenettel csatlakozik a normális epikontinentális képződményekhez. A Nádudvar — Debrecen térségétől uralkodóvá váló terrigén, turbidites kifejlődés K felé eltűnik a vastag paleogén - neogén képződmények alatt és csak a zazari /Nagybánya környéke/ furás már epikontinentális felső-kréta lerakódásai tájékoztatnak újra az övezet kifejlődéséről.

Az északnyugat-tiszántuli epikontinentális, pelágikus üledékek átnyulnak a Duna-Tisza köze középső részére, ahol hozzájuk ugyancsak epikontinentális self üledékek csatlakoznak /l. ábra/. Ezeket a DNy-i és D-i részen partszegélyi mészkő kíséri, jelezve az egykori partvonal közelségét. A Duna-Tisza közöttől Ny-ra és K-re nagyobb távolságon belül felső-kréta képződményeket a furások eddig nem tártak fel. A Duna-Tisza közti — ÉNy-tiszántuli, belső-kárpáti üledékgyűjtő felé tartó felső-kréta övezettől úgy látszik független szenon vályu alakult ki az Erdélyi Középhegység /Munților Apuseni/ ÉNy-i oldalán. Az ÉK—DNy-i csapású üledékgyűjtő képződményei és a Duna-Tisza közti — ugyancsak kampáni-maastrichti — üledékek között mélyfurási adatok egyelőre közvetlen összefüggést nem igazolnak, a gyarapodó geofizikai adatok azonban a közvetlen, jelenleg is fennálló kapcsolatot inkább megerősíteni, mint cáfolni látszanak.

A Duna-Tisza közén ujabban felismert felső-cenomán és turon /SZENTGYÖRGYI K. 1983/ szórványos előfordulásai és a SZEPESHÁZY K. /1973/ által ismerttetett ebesi lelet nagy valószínűséggel arra utal, hogy a közép-alföldi felső-kréta övezetben szenonnál idősebb üledékek is szerepet kapnak a rétegtani felépítésben, bár üledékképződési folytonosságról - minden ed-

digi adat szerint - nem lehet szó. Mindenesetre felső-kréta képződményeink rétegtani terjedelme, egyes fáciesei a belső-kárpáti kapcsolatok feltételezését ösztönzik. Lényegesnek véljük e kapcsolatok tekintetében azt a fejlődéstörténeti hasonlóságot is, hogy mindkét területen a flisképződés a felső-kréta végén, de még inkább az után kezdődött meg.

IRODALOM - REFERENCES

ANDELKOVIC, M. - LUPU, M. 1967.

Die Geologie der Šumadija and Mureş Zone. — Rep. 8.
Congr. Carp.-Balk. Geol. Assoc., pp. 15-28.

BALOGH K. 1974.

A nádudvari furások premiocén magmintáinak vizsgálata.
— JATE Földtani és Őslénytani Tanszék, kézirat, OKGT
Adattár.

BLEAHU, M. et al. 1968.

Santul eugeosinclinal al Metaliferol și poziția sa in
raport cu Carpații și Dinaridele. — Dari de seama ale
sedintelor, 53. pp. 195-219.

BLEAHU, M. - ISTOCESCU, D. - DIACONU, M. 1971.

Formațiunile preneogene din partea vestica a Munților
Apuseni și poziția lor structurala. — Dari de seama
ale sedintelor, 58. pp. 5-21.

BORDEA, S. - ISTOCESCU, D. 1969.

Contribuții la studiul stratigrafice al cretacicului
/neocomian - turonian/ din partea vestica a Munților
Padurea Craiului. — Dari de seama ale sedintelor, 55.
pp. 49-58.

BOŠKOV-ŠTAJNER, Z. - MARINOVIĆ, D. 1971.

Stratigraphy of oil and gas fields in the territory of
Yugoslavia. — Nafta, 22. pp. 524-532.

ČANOVIĆ, M. - KEMENCI, R. 1974.

Jura i kreda u podlozi Panonskog basena Vojvodine. —
Geol. anala Balkanskog poluostava, 39. pp. 35-75.

CSÁSZÁR G. 1976.

The Middle Cretaceous in Hungary. — Ann. du Museum
d'Histoire Nat. de Nice, 4. pp. 38-58.

CSIKY G. 1963.

A Duna-Tisza köze mélyszerkezeti és ősföldrajzi viszo-

nyai a szénhidrogénkutatások tükrében. — Földrajzi
Közl., 87. pp. 19-36.

CIUPAGEA, D. - PĂUCA, M. - ICHIM, Tr. 1970.

Geologia Depresiunii Transilvaniei. — Bukarest.

DANK V. 1963.

A délnyugoldi neogén medencék rétegtani viszonyai és
kapcsolatuk a délbaranyai és jugoszláviai területekhez.
— Földt. Közl. 93. pp. 304-324.

DOLENKO, G.N. - JAROS, B.I. - HOMENKO, V.I. - ULIZLO, B.M. 1969.

Zakonomernoszti neftegazonoszti Predkarpatszkogo i
Zakarpatszkogo progibov. — Kiev.

DOLENKO, G.N. - BAJCSEVSZKAJA, L.T. - KULIN, I.V. - ULIZLO,
B.M. - SCSEBA, A.SZ. - JAROS, B.I. 1976.

Razlomnaja tektonika Predkarpatszkogo i Zakarpatszkogo
progibov i jijo vlijanie na razpredelenie zalezsej
nefti i gaza. — Kiev.

FILJAK, R. - PLETIKAPIC, Z. - NIKOLIC, D. - AKSIN, V. 1969.

Geologia nafte i prirodnog plina neogenakog kompleksa
i njegova podloga u juzkom diljeju Panonskog basena. —
Nafta, 20. pp. 583-598.

IANOVICI, V. - BORCOȘ, M. - PATRULIUS, D. - BLEAHU, M. - LUPU,
M. - DIMITRESCU, R. - SAVU, H. 1976.

Geologia Munților Apuseni. — Bukarest.

ISTOCESCU, D. - MIHAI, A. - DIACONU, M. - ISTOCESCU, F. 1970.

Studiul geologic al regiunii cuprinse între Crisul
Repede și Crisul Negru. — Dari de seama ale sedintelor,
55, pp. 90-106.

ISTOCESCU, D. - IONESCU, G. 1970.

Geologia părții de nord a Depresiunii Pannonice
/sectorul Oradea - Satu Mare/. — Dari de seama ale
sedintelor, 55. pp. 73-87.

JUHÁSZ Á. - SZŐTS E. - HUTTER E. - CSONGRÁDI B-né - MATYÓK I.
1968.

A magyarországi flisösszlet rétegtani és szerkezeti vi-

szonyainak összefoglaló értelmezése az alföldi szénhidrogénkutató furások alapján. — OGIL, kézirat, OKGT Adattár.

JUHÁSZ Á. 1970.

The Flysch-like formation of the Hungarian Plain. — Acta Geol., 14. pp. 407-415.

KEMENCI, R. - ČANOVIĆ, M. 1976.

Preneogena podloga vojvodanskog dela Panonskog basena. — Nafta, 27. pp. 248-257.

KÖRÖSSY L. 1959.

A Nagy Magyar Alföld flis jellegű képződményei. — Földt. Közl., 89. pp. 115-124.

KÖRÖSSY L. 1977.

A Szolnok - máramarosi flisárok szerkezeti helyzete és kapcsolatai. — Földt. Közl., 107. pp. 398-405.

KRUGLOV, SZ.SZ. - SZMIRNOV, SZ.E. 1963.

O szocslenenii oblaszti razvitija melovo flisa sz Marmarosszkim masszivom i uteszami v Szovjetszkih Karpatah. — Tr. Ukr. NIGRI, 6. pp. 29-51.

KULCSICKIJ, J.O. 1967.

Osznovnie cserti geologicseszkiego sztroenija Marmarosszkoj i Pjenninszkoj zon Ukrainszkih Karpat. — Vopr. geologii Karpat, pp. 35-45.

MAHEL, M. /szerk./ 1974.

Tectonics of the Carpathian - Balkan Regions. — Bratislava.

MAJZON L. 1943:

Adatok egyes kárpátaljai flis rétegekhez, tekintettel a Globotruncanákra. — MÁFI Évkönyv, 37. pp. 3-170.

MAJZON L. 1961.

A magyarországi globotruncanás üledékek. — MÁFI Évkönyv, 39. pp. 593-618.

MAJZON L. 1966.

Foraminifera vizsgálatok. — Budapest.

NIKOLIĆ, D. - SIMIN, D. 1959.

Geologia Banata na osnovu novijih geofizickih ispitavanja i dubinskih busenja. — Vesn. zav. za geol. i geofiz. ispitivanja NRS, 17. pp. 47-60.

NIKOLIĆ, D. - SIMIN, D. 1961.

Osvrt na geolosku građu neogene podloge u Vojvodini. — Nafta, 12. pp. 188-193.

NIKOLIĆ, D. - KEMENCI, R. 1962.

Geoloski i petrografski sastav neogene podloge u oblasti Vojvodine. — Ref. V. Savetovanja Geol. FNR Jugoslavije, pp. 243-252.

RAVASZ CS. 1961.

Az alföldi mélyfurásokból előkerült flis rétegek sztratigráfiai és kőzettani tanulmányozása. — OGIL, kézirat, OKGT Adattár.

SCHEFFER V. 1963.

Adatok a Vardaridák és a Bánáti árok felszínalatti vonulatainak követéséhez a Kárpát-medencében. — Földt. Közl., 93. pp. 286-303.

SIDÓ M. 1969.

Magyarországi turoni foraminiferák. — Földt. Közl., 99. pp. 245-252.

SZENTGYÖRGYI K. 1982.

Az alföldi felső-kréta kőzetrétegtani egységei. — Ált. Földt. Szemle, 17. pp. 115-144.

SZENTGYÖRGYI K. 1983.

Adatok az alföldi cenomán és turon képződmények ismeretéhez. — Földt. Közl. /megj.előtt/.

SZEPESHÁZY K. 1973.

A Tiszántul északnyugati részének felső-kréta és paleogén kora képződményei. — Budapest.

SZEPESHÁZY K. 1975.

Az Északkeleti-Kárpátok felépítésének és a kárpáti térségben való nagyszerkezeti helyzetének vázlata. — Ált. Földt. Szemle, 8. pp. 25-29.

SZEPESHÁZY K. 1977.

Az Alföld mezozóos magmás képződményei. — Földt. Közl. 107. pp. 384-397.

SZEPESHÁZY K. 1979.

A Tiszántul és az Erdélyi Középhegység /Muntii Apuseni/ nagyszerkezeti és rétegtani kapcsolatai. — Ált. Földt. Szemle, 12. pp. 121-198.

SZVIRIDENKO, V.G. 1976.

Geologická stavba predneogénneho podložia Zakarpatskej prehlbeniny. — Miner. slov. 8. pp. 395-406.

TOLLMANN, A. 1969.

Die tektonische Gliederung des Alpen - Karpaten - Bogens. — Geologie, 18. pp. 1131-1156.

VJALOV, O.SZ. - DABAGJAN, N.V. - VITRIK, SZ.P. - SAKIN, V.A. 1963.

Gliboka szverdlovina "Szvaljava - l." v Pienninszkija /Uteszovij/ zoni Karpat. — Dopovidi Akad. Nauk. Ukr. R. Sz. P., 5. pp. 631-635.

WEIN GY. 1978.

A Kárpátmedence kialakulásának vázlata. — Ált. Földt. Szemle, 11. pp. 5-28.

STRATIGRAPHIC AND FACIAL CONNECTIONS OF UPPER CRETACEOUS
FORMATIONS IN THE ALFÖLD /E-HUNGARY/

by

K. Szentgyörgyi

ABSTRACT

In the Upper Cretaceous /Upper Cenomanian, Lower Turonian and mainly Upper Senonian/ paleogeographically two zones can be differentiated.

In the Duna-Tisza Interfluve region is developed the Senonian epicontinental, pelitic-carbonaceous and terrigenous facies. In the north side of this formations it contacts pelagic Púchov-type marls. The epicontinentale "red marl" is correlable stratigraphically with Púchov marl of Innere Belt of Eastern Carpathians. Red marl is contacts with change of facies to flysch-like formatins of Alföld. It is continues highly probably under Paleogene cover to Maramaros Belt.

Upper Senonian /Campanian - Maastrichtian/ of SE - Tiszántul is in immediately connection with Senonian graben at Hegyköz-szentmiklós /Sinicolau de Munte/.

Manuscript received: 30. March 1983

Address of the author:

Dr. Szentgyörgyi Károly
Szolnok, Munkásőr ut 46.
H-5000

ÁBRAALÍRÁSOK

1. ábra A szenon fáciestípusok eloszlásának vázlata az Alföldön
1. Pelites-karbonátos típus
 2. Vörös márga /"puhói márga"/ fácies
 3. Törmelékes, "alföldi flis" fácies-típus
 4. Törmelékes epikontinentális fácies
 5. Középmagyarországi nagyszerkezeti övezet
 6. Ebes-vonal
2. ábra Felső-kréta üledékek a Vajdaság medencealjzatában /CANOVIC, M.-KEMENCI, R. 1974 után/
1. Felső-kréta kőzeteket harántolt furás
 2. Vulkanitok felső-kréta rétegsorban
 3. A felső-kréta elterjedése furási adatok alapján
3. ábra A Hegyközszentmiklósi /Sinicolau de Munte/ szenon süllyedék szerkezeti helyzete /PATRULIUS, D.-DRAGANESCU, A.-GHETA, N. 1972 után/
4. ábra A szenon üledékek vázlatos elterjedése a Kárpátaljai süllyedék preneogén aljzatában /SZVIRIDENKO, V.G. 1976 után/
1. Pienini Szirtöv
 2. Felső-kréta üledékek az aljzatban
 3. Furás helye
 4. Fő szerkezeti vonalak

CAPTIONS

- Fig. 1. Distribution sketch map of Senonian facies under the Alföld
1. Pelitic-carbonaceous facies-type
 2. Red marl /Puchov-type/ facies
 3. Terrigenous, flysch-like facies-type
 4. Terrigenous epicontinental facies-type
 5. "Middle Hungarian Megatectonic Belt"
 6. "Ebes line"
- Fig. 2. Upper Cretaceous sediments in the basement of Voivodina /after CANOVIC, M.-KEMENCI, R. 1974/
1. Borehole with Upper Cretaceous rocks
 2. Volcanic rocks in Cretaceous section
 3. Extension of Upper Cretaceous after data of boreholes
- Fig. 3. Tectonic position of Senonian graben at Hegyközszentmiklós /Sinicolau de Munte/ After PATRULIUS, D. - DRAGANESCU, A.-GHETA, N. 1972/
- Fig. 4. Sketch map of Senonian sediments in the preneogene basement of Transcarpathian Depression /After SVIRIDENKO, V.G. 1976/
1. Pienini Clippen Belt
 2. Upper Cretaceous sediments in the basement
 3. Borehole
 4. Main tectonic lines

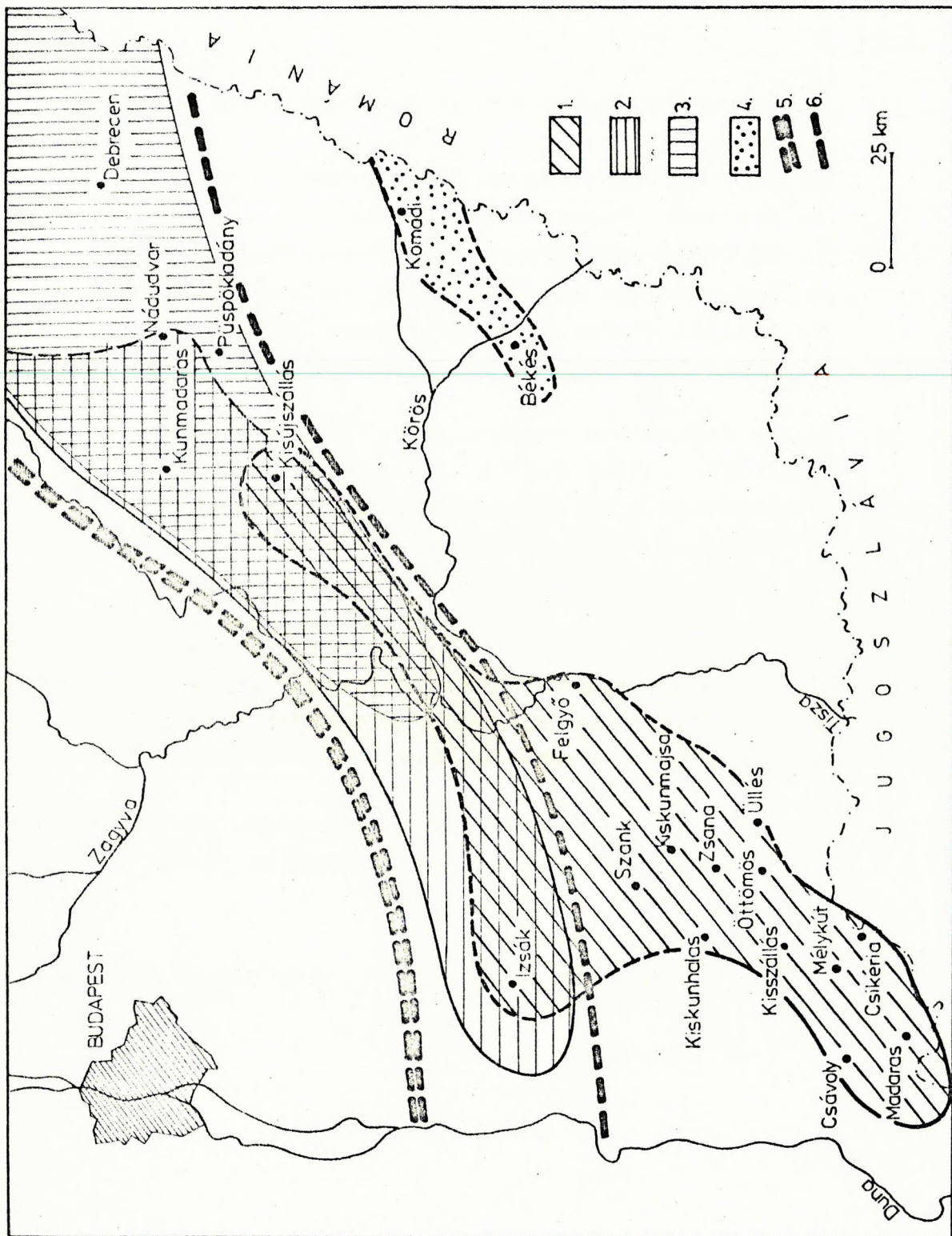


Fig. 1. ábra

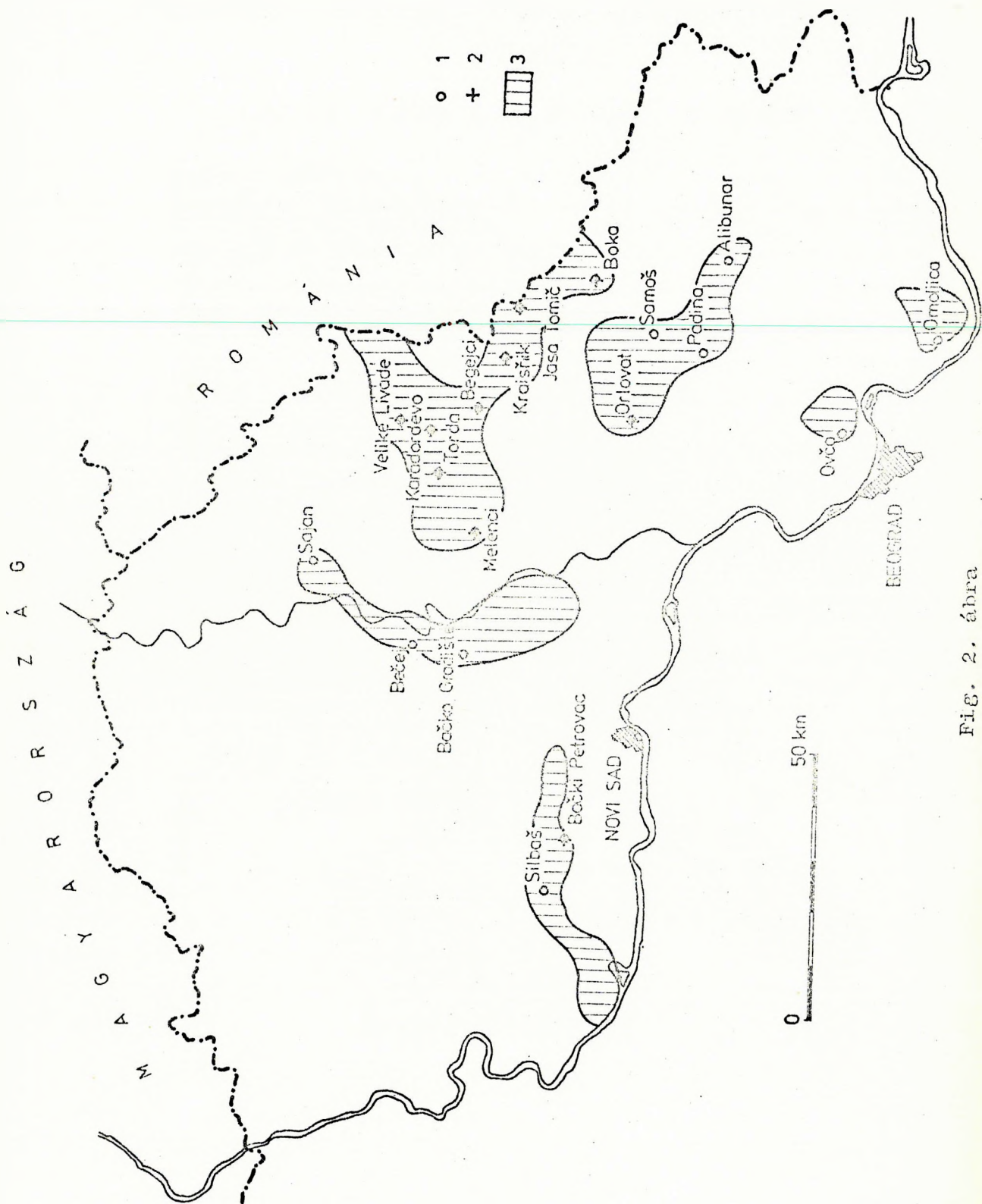


FIG. 2. ábra

HEGYKÖZSZENTMIKLÓSI SZENON SÜLLYEDÉK SZERKEZETI HELYZETE

PATRULIUS, D. - DRAGANESCU, A. - GHETA, N. 1972. után

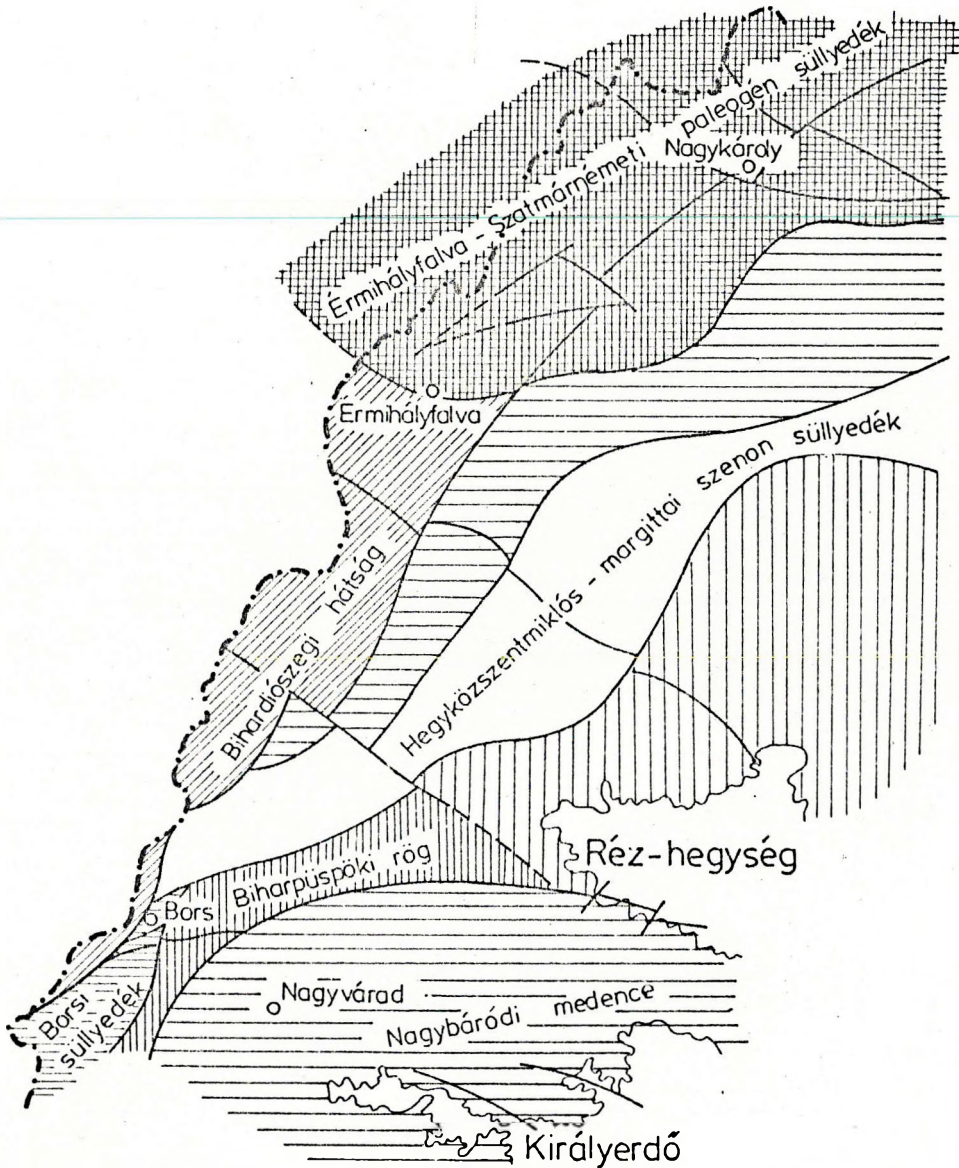


Fig. 3. ábra

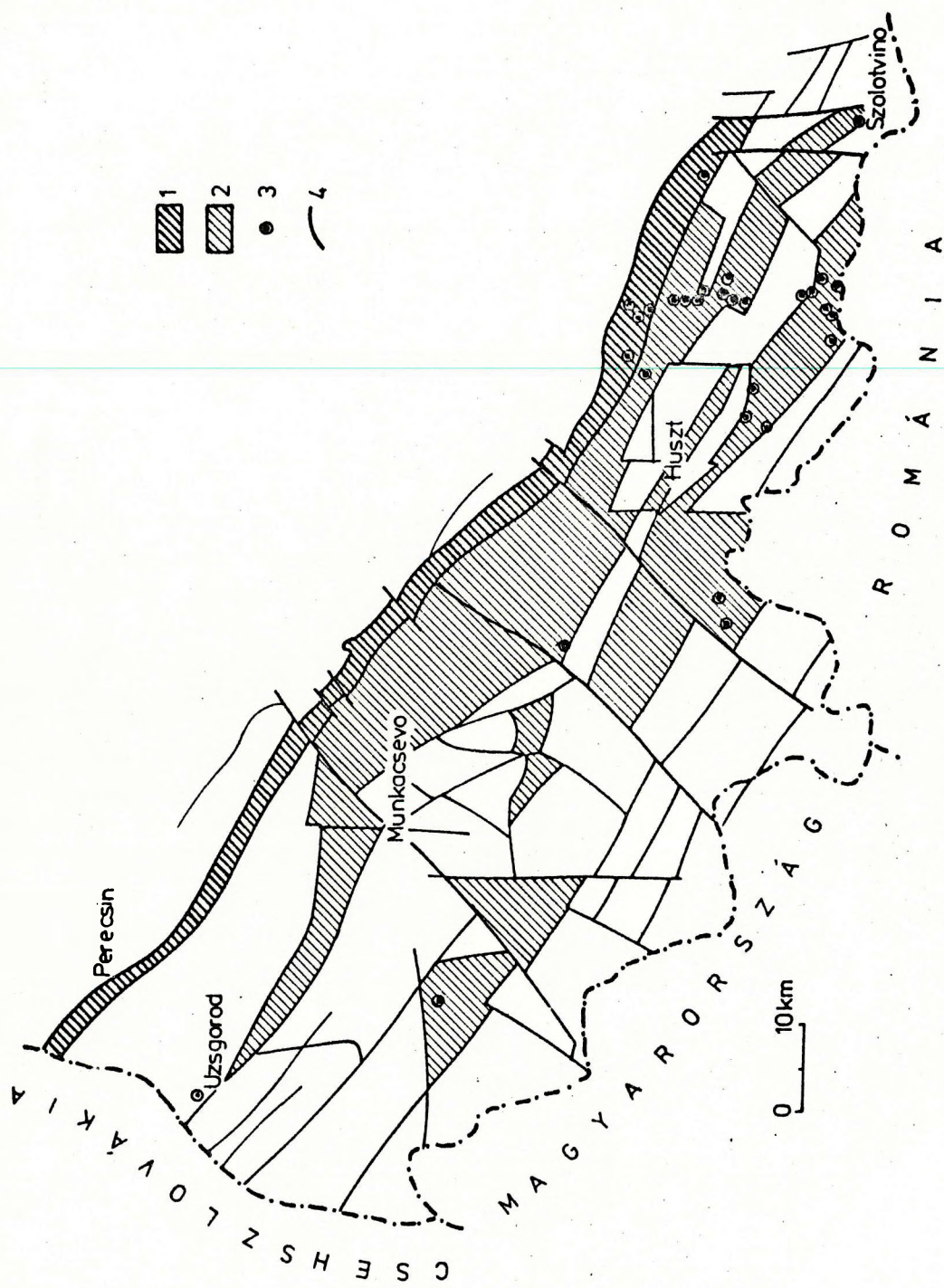


Fig. 4. ábra

MEZOZÓOS KÉPZŐDMÉNYEINK NÉHÁNY FÁCIÉSÉRTELMEZÉSI KÉRDÉSE A
TENGERKUTATÁSOK TÜKRÉBEN

Haas János^x

Mots-clés BRGM-CNRS tárgyszavak: crétacé, formation, geodynamique, Hongrie, jura, lithostratigraphie, paleogeographie, roche sédimentaire, tectonique, Transdanubie-Centrale-Hongrie.

BEVEZETÉS

A legutóbbi évtizedekben a tengerek-óceánok intenzív kutatása új fejezetet nyitott a földtani megismerés történetében. A tengeri környezetek, rétegsorok, jelenségek megismerése természetesen alapvetően befolyásolja a szárazföldön található egykori tengeri képződmények értelmezését. Nem lehet kétséges, hogy az új ismeretek alapján folyamatosan felül kell vizsgálnunk korábbi értelmezéseinket és esetenként át is kell értékelnünk azokat.

A sikeres Challenger expedíció /1872-74/ tevékenysége során kerültek felszínre az első mélytengeri üledékek, többek között - radiolariás vagy plankton foraminiferás vörös iszapok - és mi sem természetesebb, hogy SUESS /1875/, FUCHS /1877/, NEUMAYR /1887/ hasonló kifejlődésű alpi mezozóos /triász és jura/ üledékeket - az aktualizmus elve alapján - hasonló körülmények között létrejött mélytengeri üledékként értelmezte.

Később ez a magyarázat elsősorban azért szorult háttérbe, mert az óceánok permanenciájának elve alapján a kontinenseken mélytengeri üledékek megjelenését nehezen lehetett feltételezni.

^xElőadta a Magyarhoni Földtani Társulat Általános Földtani Szakosztályának 1983. február 2-i szakülésén.

Kézirat beérkezett: 1983. április 5.

A II. világháború után új lendületet vett a tengerkutatás, jelentősen fejlődött a mintavételi technika /piston corer/ és a tengeri geofizika, az 1960-as évek elejétől kifejlesztették a mélytengeri furási technikát, majd a legnagyobb amerikai oceanografiai intézetek közös programot dolgoztak ki /JOIDES/ a mélytengerek megismerésére. Ebből nőtt ki az 1967-ben indult Deep Sea Drilling Project, amelynek keretében a híres Glomar Challenger hajóval nagyszámu furást telepítettek az Atlanti-, a Csendes-, majd 1971 után az Indiai Óceánon és az Arktikus területek kivételével szinte minden tengerrészen.

Emellett elsősorban amerikai, szovjet, francia és japán intézetek rendkívül fontos szedimentológiai, tengervíz geokémiai, biológiai és geofizikai vizsgálatokat végeztek, és az utóbbi évtizedben rendkívül megélénkült az ipari célu nyílttengeri kutatás is.

Az óceánok kutatásának legnagyobb eredménye kétségtelenül az, hogy módot adott a globális lemeztektonikai modell kialakítására, majd a későbbiekben konkrét adatokkal támasztotta alá a hipotetikus modellt.

Csaknem ugyanilyen fontosságúak azonban az üledéktani, illetve az üledékképződés történetére vonatkozó felismerések is. HAY /1974/ írja a Paleo-oceanográfia c. cikkgyűjtemény bevezetőjében, hogy a mélytengerfurási program előtt általában úgy vélték, hogy a mélytengeri rétegsorok nem mutatnak jelentős vertikális változásokat, lényegében ugyanolyanok, mint a jelenlegi óceánaljzati üledékek az adott furáspont környékén. Ezt a feltételezést a furások egyáltalán nem igazolták. Ez döntő fontosságú tény, mert azt jelenti, hogy az óceánoknak, tengereknek nem csak a körvonala, mérete, helyzete változott az idők folyamán, de maga a tenger is, a tenger mint komplex üledékképződési - felhalmozódási rendszer.

A lemeztektonikai elmélet fordulatot jelentett a szárazföldi geológiai értelmezésben. Megszűntek bizonyos korlátok. Nagyon is elképzelhetővé vált immár a mélytengeri /batiális abisszikus/ üledékek megjelenése a gyürt övekben.

A szárazföldi területek lemeztektonikai értelmezésének el-

ső fázisában azonban, a fáciesértelmezésnél mintha nem vettek volna tudomást az óceáni környezet időbeli változásáról - történetéről napvilágra kerülő könyvtárnyi dokumentumról, és szinte magától érthető természetességgel azonosították az óceánfelszíni üledékeket a 20, 100, sőt 200 M évvel ezelőtti többé - vagy kevésbé hasonlóknak látszó kőzetekkel - messzemenő következtetéseket vonva le a mélységre, parttávolságra és egyéb körülményekre.

E merev aktualista szemlélet ellentmondásai jelentős részben magában a lemeztektonikai folyamatban rejlenek. Minden konkrét óceánfurási adat nélkül is elképzelhetetlen, hogy a kontinenskonfiguráció jelentős változása ne befolyásolja az óceáni áramlásrendszert, a globális klimát, a tengerszint helyzetét stb. és e döntő fontosságú tényezőkön keresztül a szedimentációt, tengervíz kemizmust. És akkor a biológiai evolúció, vagy a kozmikus eredetű klimaváltozások hatását még nem is említettük.

Dolgozatom célja az, hogy az irodalmi adatok alapján felvázoljam azokat az óceánográfiai tényezőket, amelyekkel mezozóos üledékeink fáciesértelmezésénél számolnunk kell, amelyek mérlegelése nélkül nem adható reális kép a mezozóos üledékképződésről, illetve az azt jelentős mértékben meghatározó tektonikai eseményekről. Emellett néhány hazai fáciesprobléma esetében próbálom konkrétan is felvetni a paleoóceánográfiai megközelítés alkalmazásának lehetőségeit.

A TENGERI ÜLEDÉKKÉPZŐDÉS JELENKORI TÉNYEZŐI

A tengerfenéken megismert jelenkori üledékek a következő fő genetikai csoportokba sorolhatók be /LISITZIN 1972/:

1. Terrigén
2. Biogén /karbonátos és kovás/
3. Kemogén
4. Vulkanogén
5. Poligén /vörös, ill. barna agyag/

A felsorolt fő típusok között természetesen az átmenetek széles skálája található meg. Az elnevezések a legfőbb, de ko-

rántsem az egyetlen genetikai folyamatot emelik ki.

A terrigén szedimentáció modelljét az 1. ábra mutatja /HAY 1974 nyomán/.

Az üledék lerakódási helyét és jellegét meghatározó fő tényezők:

- a terrigén forrásterület távolsága
- a terrigén forrásterület morfológiája
- a terrigén forrásterület klimája /mállási viszonyok/
- a szárazföldi törmelékszállítás módja
- a tengeri üledékgyűjtő morfológiája
- áramlási viszonyok

A biogén üledéktípus, ill. a biogén üledékképződés talán a leglényegesebb és egyben a legbonyolultabb folyamat. Vázlatos modelljét a 2. ábrán mutatom be /HAY 1974 nyomán/.

A legfontosabb szedimentológiai tényezők a következők:

- biológiai tényezők /életközösségek, - produktivitás, vázképzés, vázméret stb./
- klimaviszonyok /felszíni-, hőmérséklet/
- vízhőmérséklet és rétegződés /mélység/
- vízkemizmus /sótartalom/ és rétegződés /mélység/
- átvilágítottság /mélység/
- áramlási viszonyok
- aljzat morfológia

A kémiai üledékképződés nagyon szorosan kapcsolódik a biogén szedimentációhoz, az élőlények nagyon gyakran katalizálnak kémiai folyamatokat a tengerekben, vagy éppen meggátolnak kémiai oldási folyamatokat.

Az evaporációs üledékképződésen kívül tiszta kémiai kiválás alig ismert: a vas-mangánoxid gumók, bevonatok kiválása, a glaukonitképződés sorolható ide, de ez esetekben is fennáll a biológiai közreműködés. A diagenezisben már jóval jelentősebb a kémiai tényezők szerepe.

A vulkanogén üledékképződés természetesen a vulkanizmussal és a szerkezettel van kapcsolatban, de az áramlatok fontos szerepet játszanak az akkumulációban. Nem elhanyagolható a tenger-alatti vulkanizmus szerepe a vízkemizmus módosításában. Ezen keresztül az élőközösségek kialakulása is lényeges hatása lehet

elsősorban zárt tengermedencék esetében.

A poligén mélytengeri vörös, ill. barna agyag üledékek terrigén, biogén, vulkanogén és kozmikus anyagokból állnak. 10 %-nál kevesebb CaCO_3 -at és amorf kovát tartalmaznak.

A legfőbb szedimentológiai tényezők ez esetben a karbonát oldás /kompenzáció/ és az oxidációs viszonyok, amelyek a következő fő hatókra vezethetők vissza:

- vízhőmérséklet
- vízkemizmus
- vízmélység /esési idő/
- áramlási viszonyok
- biológiai tényezők /produktivitás, vázanyag, vázalak, vázméret/

Ezen kívül szükséges feltétel a pelagicitás és a morfológiai kiegyenlítetttség /terrigén- és lejtőüledék beszállítás hiánya/.

A tengeri üledékképződést döntően meghatározó említett tényezők nem függetlenek egymástól, háttérükben általánosabb hatóerők állnak. Ezek közül hármat tartok alapvetőnek:

- a földrajzi, morfológiai helyzetet,
- a klimaviszonyokat és
- a biológiai tényezőket.

Természetesen a fenti 3 tényező kapcsolata is kölcsönhatásos, amennyiben a földrajzi helyzet jelentős mértékben meghatározza a helyi klimát, a földrajzi helyzet és a klíma együtt a biológiai tényezők jelentős részét.

Alapvetőnek tartott tényezők és az ezekből levezethető tényezők, valamint a tengeri üledékképződés kapcsolatát a 3. sz. ábrán szemléltetem.

A következőkben nagyon vázlatosan áttekintjük a szedimentáció szempontjából legfontosabb jelenkori hatótényezőket, elsősorban a multbeli tényezőkkel való későbbi összevetés miatt.

Morfológia

Talán legdöntőbb meghatározója a szedimentációs viszonyoknak. A kontinentális talapzat, vagy self kétségtelenül autonom

törvényszerűségekkel rendelkező üledékképződési rendszer, amelyen belül terrigén szedimentáció és a karbonátos /melegtengeri, eufotikus zóna/ selfrészt lehet önálló rendszerként elkülöníteni. Főleg az utóbbi esetben, a morfológiai helyzet domináns tényező, mivel ez határozza meg a fény és hőmérsékleti paramétereket, továbbá a hullámzásnak való kitettséget.

Régóta ismert, de feltétlenül kiemelendő tény, hogy a self morfológia, alapvető földkéregszerkezeti jelleg kifejeződése - a selfek alatt a kontinentális kéreg folytatódik.

Az igen enyhe lejtésű self, lejtési szögének meredekebbé válása jelzi a kontinentális lejtő kezdetét, amely az abisszális síkságig huzódik. A lejtők a mai tengerekben igen sokfélék. A két szélső, de jellemző eset, a keskeny self meredek lejtővel és a széles self lankás lejtővel.

A lejtőknek természetesen sajátos szedimentológiai rendszere van, ahol a fő szerep a gravitációs csuszásé.

Nyilvánvaló, hogy a lejtő léte és jellege is kéregszerkezeti sajátosságokat tükröz. Ennek megismerésére az utóbbi évtizedben rengeteg geofizikai vizsgálat folyt, a legrészletesebb É-Amerika K-i partjai előtt.

Ezekből egyértelmű, hogy a lejtő aljzatában részben átmeneti, kivékonyodott kontinentális kéreg van, illetve itt történik a váltás az óceáni kéreg felé.

Az óceáni medencék területének 77 %-a 3000 m-nél mélyebb, de csak 1 % mélyebb 6000 m-nél.

A legfontosabb morfológiai elemek:

- abisszikus síkság /4000-5000 m/
- óceáni hátságok /2000-4000 m/
- óceáni platók /2500-3000 m/
- mélytengeri árkok />6000 m/

Az aljzat morfológia az óceáni medencékben elsősorban az áramlási rendszert befolyásolja. A jelenlegi óceánmodellben különösen fontos a sarki fenékáramlatok szerepe, ugyanis ez a folyamatos mozgásban lévő oxigéndús, agresszív víztömeg tölti ki a poláris óceánok aljzata felé nyitott abisszikus síkságok területének nagyrészét, elkerülve a platók relative kiemelt felszínét.

Ez nagy mértékben kihat a jelenkori karbonátoldódási modellre, és így az óceáni medencében a karbonátos és nemkarbonátos üledék eloszlására. Ugyancsak meghatározó szerepük a mélyáramlatok a víz oxigéntartalmát illetően is.

Igen jelentős az áramlásokat blokkoló vizalatti gátak szerepe. Elég ha csupán a Földközi tenger rendszerére utalok, ahol a Gibraltári gát /mélysége 90 m/ fölött csak az Atlanti óceán felső vízrétege jut be, és a Földközi tenger sósabb, nehezebb vize áramlik ki.

A gáthatás miatt a mélység szerinti hőmérsékletváltozás tendenciája alapvetően eltérő.

Az Atlanti óceán egyenlitői területén pl. 3000 m-ben 2,9 C^o a víz hőmérséklet, a Földközi tengerben ugyanilyen mélységben 13,3 C^o, ami megegyezik az Atlanti óceán 90 m mélységben mérhető víz hőmérsékletével /nyeregszabály/.

Klima

Közismert a Föld jelenkori jégsapkás, öves klimamodellje, amit elsősorban a felszíni hőmérséklet és a csapadékeloszlás határoz meg.

A klima jelentősen befolyásolja a biológiai asszociációt és a produktivitást és ez mind a sekély-, mind a mélytengeri szedimentációnál döntő tényező.

Nyilvánvaló a klima szerepe a felszinközeli áramlatok esetében, és a vertikális vízmozgást is végeredményben klimatikus tényezők /felszíni víz hőmérséklet/ hozzák létre. A szerves produktivitást döntően befolyásoló feláramlást a morfológia és a légmozgás együttesen határozza meg.

Biológiai tényezők

A biológiai tényezőknek közvetlen és közvetett szerepe van a szedimentációban. Közvetlen hatásról a biogén üledékek esetében beszélhetünk, amikor az élőlények maradványai üledékalkotó elemek. Ez a sekély karbonátos padok és a mélytengeri karbonát és kovaüledékek esetében meghatározó jelentőségű.

A sekélytengeri biogén karbonátoknál az üledék kifejlődési

jellegeket az adott biotópon kialakult biológiai közösség összetétele nagymértékben befolyásolja, ugyanis van mód arra, hogy hasonló biotópokat különböző típusu - hasonló ökológiai igényü asszociációk hódítsanak meg.

A mélytengeri szedimentáció esetében a plankton produktivitás mellett a teljes táplálkozási lánc szerepe jelentős. A vázak leülepedés közbeni oldódását méretük, alakjuk, anyaguk és a rajtuk lévő szerves bevonat határozza meg.

Közvetett hatáson azt értjük, hogy a szervezetek működése, elbomlása miként módosítja a képződési körülményeket. Itt elsősorban a vízkémizmus megváltoztatására, a szervezetek reakciókatalizáló hatására, ill. a sekély területeken a telepalkotók fizikai hatására gondolhatunk.

TENGERI ÜLEDÉKKÉPZŐDÉS A MÚLTBAN

Vázlatosan áttekintve a jelenkori tengeri szedimentáció főbb hatótényezőt, az a kérdés vethető fel, hogy hogyan érvényesültek ezek a földtörténeti múltban? Mi változhatott és milyen mértékben?

Közelítsük meg a hatótényezőket földtörténeti szemlélettel, azaz a jelenlegi helyzetet a történet egyetlen pillanatképeként tekintve!

Nyilvánvalóvá válik, hogy a jelenben észlelhető hatások szükségképpen időben változók, különösen ha a mobilizmus, a lemeztektonikai földfejlődés szemléletében gondolkozunk. A hatótényezők jelentős része ugyanis végsősoron lemeztektonikai hátterű. Ilyenek:

- földrajzi, morfológiai tényezők, amelyek megszabják: a tengerek és a kontinensek viszonyát, illetve aktuális helyzetét, továbbá a tengeraljzat morfológiájának fő elemeit /lemeztektonikai fejlődési fázisok/.

A morfológia határozza meg azután a tengerrészek, mélymedencék kapcsolatait és részben a szorosok, természetes gátak /barrierék/ helyzetét is.

Mindezek együttesen alapvetően befolyásolják az áramlási rendszert, a vízhőmérséklet változást, a vízkémizmust, továbbá a

következőkben felsorolandó valamennyi tényezőt:

- klima. Földi és kozmikus tényezők eredője. A földi tényezők közül a kontinens-óceán helyzet döntő /albedo/. A kozmikus tényezők ciklusos változása régóta ismert, de trendszerű és egyedi-hirtelen hatásokról is tudunk;

- a globális eusztatikus tengerszintváltozásokban a klima /jégsapka/ és lemeztektonikai fejlődési helyzet egyaránt meghatározó. A tengerszint helyzet visszahat a klímára, és jelentősen befolyásolja a vízkemizmust;

- biológiai evolúció. Minden eddig felsorolt tényező befolyásolja, egyéb evolúció-dinamikai hatók mellett. A szedimentáció jellege szempontjából döntő fontosságu, hogy az adott ökológiai tartományokat milyen típusu élőlények tudják meghódítani és ez az evolúció miatt időben jelentősen változó.

A fentiek alapján azt kell megállapítani, hogy a fosszilis és a mai üledékek közti kifejlődési hasonlóság nem jelentheti a mai és az egykori képződési körülmények azonosságát. Minden esetben tehát konkrétan kell elemezni az egyes szedimentációs tényezők egykori helyzetét.

Ilyen megfontolásból próbáltam a hazai mezozóos üledékek értelmezéséhez adatokat nyerni a paleoóceánográfiai irodalomból. Az áttekintést a legfiatalabb /kréta/ szakasz bemutatásával kezdem, mert ez áll legközelebb a mai modellhez és a későbbiekben időben visszafelé próbálom a körülmények változását követni.

Kréta

A kréta közismerten igen jelentős lemeztektonikai változások időszaka, amikor az Atlanti óceán kialakul, a Gondwana feldarabolódik és a Tethys beszűkül.

Azt lehet mondani, hogy a kréta kezdetén még a maitól teljesen elütő kontinens-óceán konfiguráció a kréta végére fő vonásaiban a maihoz hasonlóvá válik.

A tengeri bioszférában is óceánológiai szempontból döntő változás megy végbe a jura-kréta határ körül: a mészvázu mikro- és nanofauna, illetve flóra kifejlődésével /4. ábra/.

A teljes váltás, tehát a mai típusu nanoflóra és a plank-

ton foraminiferák - felvirágzása a szenonban következett be, bár már a kréta közepén elindult a folyamat és a felső-titon-tól a Calpionellideák, Calcisphaerulideák, Nannoconus félék már betöltötték hasonló üledékalkotó szerepet.

A klimát és az abból levezethető globális óceanológiai tényezőket illetően, a helyzet a következő:

A Föld egészére a kiegyenlített jégsapka-mentes klimamodell érvényes. Az óceánfelszíni hőmérséklet 6-14 C^o-kal volt magasabb a jelenleginél /SALTZMAN és BARRAS 1982/.

Az egyenlítő körül ez csak 1-2 C^o-kal jelentett melegebbet a mainál, viszont a sarki óceánvíz felszíni hőmérséklete 5-19 C^o között változott.

Például a maastrichtiban az egyenlítői felszíni vízhőmérséklet 26 C^o, a poláris felszíni víz maximuma és az óceáni fenékvíz átlaghőmérséklete 9 C^o volt /KITCHELL és CLARK 1982/, szemben a mai 25 C^o-os egyenlítői vízfelszíni és 2 C^o-os fenékvíz átlaggal.

Az óceáni fenékvíz részben poláris eredetű volt, azaz a pólusokról került a kapcsolódó óceáni medencék mélyebb részeibe, részben a szubtrópusi peremi tengerekben evaporációval létrejött sós-meleg víz került az alsó vizrétegbe - elsősorban izolált medencék aljzatára.

Ez utóbbi esetben mintegy 15 C^o-os fenékvizzel számolhatunk, amelyben az oxigén oldhatósága jelentősen kisebb, mint a hideg vízben /anoxikus eventek/.

A mai karbonátoldódási modellt /lysoklin, CCD/, általában a kréta középső részéig vezetik vissza /WORSLEY 1974/, mert ekkortól mérhető a pelagikus mikro- és nannoplankton által a nyílt-mély régiókba beszállított karbonát mennyisége a maihoz.

A felsőkrétában 5,5-6,0 km-re teszik a kompenzációs szintet, amely a kréta végi event során /tömeges plankton kihalás utáni csekély produkció/ rövid időre a fotikus övbe került /WORSLEY 1974/. Valószínűleg az alsókrétában a plankton evolúcióval párhuzamosan alakult ki a mai oldódási modell is.

Összegezve a globális körülményeket, azt mondhatjuk, hogy a felsőkrétára a mai óceáni modell fő vonalaiban kialakult, viszont a klíma döntően eltért a maiétól.

A hazai kréta fáciesproblémákat Tethys keretben adhatjuk meg, de mit tudunk a kréta Tethysről?

A rekonstrukciókból kétségtelen, hogy a Tethys a szubtrópusi-trópusi övben elhelyezkedő - a krétában a kialakuló longitudinális helyzetű óceánoktól küszöbvel elválasztott - meridionális óceán, jelentős nagyságu sekély beltengerekkel. Ebből, ill. az O és C izotópos mérésekből a következő vizparaméterek vezethetők le:

- felszíni vízhőmérséklet: 23-25 C°
- fenékviz hőmérséklet: 15 C°

A fenékviz - viszonylag magas sótartalmu

- kis oxigéntartalmu

Tekintsük át egészen vázlatosan azokat a hazai kréta fáciesértelmezési problémákat, amelyek értelmezéséhez óceanográfiai, ill. paleoóceanográfiai ismeretek segítséget adhatnak!

1. A középhegységi és alföldi szenon epikontinentális ciklus transzgressziós maximumában létrejött nyílt - mélyebbvizi üledékek elemzése a kréta végi eusztatikus vízszintemelkedés és hőmérsékletcsökkenés figyelembe vételével.

2. A viszonylag magas karbonáttartalmu, a flis és epikontinentális kifejlődésű képződményekkel egyaránt érintkezésben lévő szenon vörös globotruncanás márga, továbbá a hasonló jellegű cenomán-turon képződmények értelmezése /lehordási, oldási és oxidációs viszonyok/.

3. A középhegységi albai ciklus nyílt medence kifejlődésének értelmezése /globális tengerszint emelkedés stb./.

4. A középhegységi alsókréta calpionellás-radioláriás üledékek értelmezése a mészvázu plankton revolúció figyelembe vételével.

Jura

A lemeztektonikai helyzet lényege az É-i és D-i kontinenseket elválasztó meridionális Tethys kialakulása a jura folyamán. Ez a kontinens-óceán helyzet a maitól alapvetően eltérő és ennek fontos áramlási, vízkémiai konzekvenciái lehettek.

Ugyancsak lényeges a különbség a mészvázu mikro- és nanoplankton által determinált karbonát háztartásban /5. ábra/, hi-

szen az un. mikroplankton "robbanás" a malmban következik be - ekkor megy végbe a karbonát tömeg átvándorlása a selfről a nyílt-mélytengeri régiókba. Előtte nem tudjuk milyen volt a víz karbonát telítettsége, megvoltak-e a mai modellt jellemző oldási szintek /ezeket legfeljebb a malmig, de általában csak a kréta közepéig viszik vissza/, és ha igen, milyen mélységben voltak. Kétségtelen, hogy a liászból, sőt a triászból is ismertünk karbonátos vázu plankton mikrofosziliákat, de ezek mennyisége nem mérhető a mai tömeghez, így a globális karbonát háztartásban szerepük alárendelt lehetett.

A klíma kiegyenlített - jégsapka-mentes modellel közelíthető meg. A tengervíz hőmérsékletre Belemnites oxigén izotópos adatok vannak elsősorban. Ezek a Tethys liászra 20-25 °C-ot adnak toarci-aaleni maximummal. A doggerre 15-20 °C-os értékeket mértek, a malm ismét melegebb 18-22 °C közötti értékkel. Az adatok alapján a Tethysre a liászban és a malmban 25-30 °C-os, a doggerben 20-25 °C-os felszíni és 15-20 °C-os fenékvíz-hőmérséklet feltételezhető /CORNIDES et al. 1979/.

Ehhez hozzátehetjük, hogy a liász kezdetén, majd a malmban kiterjedt sekély peremi tengerek voltak, a malmban a földtörténet egyik legjelentősebb evaporit felhalmozódásával /purbecki fácies/. Ebből termohalin áramlás, az óceán medencékben meleg - nagy sótartalmu vízfelhalmozódás tételezhető fel. A felszíni áramlás fő iránya a doggerben a Tethys tengelyével párhuzamos volt és K-ről Ny-felé haladt /BERGGREN és HOLLISTER 1974/.

Kétségtelenül az egyik legizgalmasabb Tethys paleoóceanográfiai kérdés a "vörös jura" probléma, amely - megítélésem szerint - még messze van a megoldástól.

Azok - a lemeztektonikai elmélet felismerése után gyorsan lábrakapó tetszetős magyarázatok - amelyek szerint a vörös jura üledékek közvetlen analógiába hozhatók a mai vörös üledékekkel és a jellegzetes üledéktípusok a kompenzációs szinthez viszonyított helyzet alapján 4-6000 m mélységben képződöttnek tekinthetők - a mai ismeretek szerint nem kielégítőek.

Két döntő kérdést látok a "vörös-jura" geofáciest illetően:

Az egyik a jellegzetes vörös szint, tehát az - oxidáltság

magyarázata, a másik a karbonátos és kovaüledékek viszonya és ennek oka.

A "vörös-jura" fáciesben a vörös szín és a mélység közt nincs egyértelmű korreláció. Ezt a középhegységi liász egyértelműen bizonyítja. Itt a periodikusan árapályövívé váló platform-képződményekre helyenként teljesen folyamatosan, esetenként csekély hézaggal települő, már vörös árnyalatu onkoidos, bentosz foraminiferás, vagy pl. Tatán stromatactisos kifejlődéseket ismerünk. Ezek kétségtelenül sekélytengeriek. Ugyanakkor a medencefáciesek /tűzköves mészkő, radiolarit, gumós mészkő/ gyakran szürke színűek, és kis távolságon belüli vörös-szürke átmenet is ismert. A relative kiemelt blokkok kondenzált sorai általában vörös színűek.

Ugy tűnik, hogy a vörös jurában tapasztalható oxidációs viszonyok a mai óceán modellel aligha magyarázhatók - a maitól eltérő vízgeokémiai viszonyokat kell feltételeznünk.

A mai óceánokban 500-2000 m között található az un. anoxikus vízréteg, amelyben a lehulló szervesanyag nem oxidálódik /6. ábra/. E felett és alatt az O_2 tartalom növekszik /SOUTHAM et al. 1982/. Nagyobb szervesanyag produkció esetén e réteg vastagsága nő /anoxikus eventek - medencék/ kis produkció esetén viszont csökken az anoxikus zóna vastagsága, illetve megváltozhat az az eset, hogy nincs anoxikus réteg.

A "vörös jura" éhező óceán - viszonylag kis szerves produkcióval és kis üledékképződési sebességgel - így a szerves anyag folyamatosan oxidálódhatott a vizoszlopon keresztülhaladva, sőt az aljazaton is a betemetődés lassúsága miatt. Igaz, hogy a meleg vízben az O_2 felvétel csökken, de az oxidáció reakciósebessége nő. Különösen áramló közegben hatékony az oxidáció, amikor a telített víz folyamatosan kicserélődik, és nincs mód pangásra. Ilyen körülmények közt a mélységtől lényegében függetlenül létrejöhet a magas oxidációs fokú üledék. A szürke üledékek ezek szerint a nagyobb ülepedési sebességű, ill. áramlástól védett területeket jelzik.

Megítélésem szerint e modellt a szubszolúciós jelenségek magyarázatánál is figyelembe kell venni. A kis karbonáttermelés

miatt a kompenzációs szint egészen magasra kerülhet /ezt mutatja a kréta végi esemény során a kompenzációs szintnek a fotikus övbe kerülése/. Akár volt, akár nem volt határozott kompenzációs szint, az oldódás már kis mélységben elindul /a mai vizkemizmus mellett 300-400 m-nél/, és ha az üledékképződési sebesség kicsi, ez a biogén karbonátszemcsék akár teljes feloldódásához is elvezethet.

Ami a radiolaritok szedimentációját illeti - ez a kérdés nem szükhethető le az oldósos szelekció problémájára, bár a tiszta tüzkövek esetében a karbonátoldódás hatása valószínű. Mivel azonban teljes átmenet van pl. a doggerban a mészvázu bositrákból álló és az uralkodóan radiolariás közettípusok, vagy a malm-alsókrétában a nannoconusos - calpionellidaes és radiolariás közettípusok között, valószínű, hogy a döntő ok a kovavázu mikroplankton időszakos uralomra jutása, amely viszont a víz kovaváztartalmának változására vezethető vissza.

A víz kovaváztartalmának megnövekedéséért különböző hatások tehetők felelőssé. /Klimaváltozás - a szárazulatról bejutó oldott kova megnövekedését eredményezheti; a nutriensek dusulása miatti kovavázu plankton felszaporodás; tengeralatti vulkáni anyag halmirolitikus bomlása stb./.

Az adott esetben több tényező együttesen okozhatja a dogger-malm kovadusulást. Ezek a tényezők a következők:

1. a lemeztektonikai helyzet, amely viszonylag zárt medence létrejöttét eredményezte /Californiai öböl/,
2. az ismert tengeralatti magmatizmus közvetett hatása,
3. a kedvező klimaviszonyok, amelyek globális tengeri kovadusulást hoztak létre /STEINBERG 1981/,
4. a karbonát oldódás dusító hatása.

Természetesen nem csak a középhegységi jura fáciesproblémák érdemelnek újraátgondolást, hanem nagyon érdekes lenne pl. a mecseki dogger-malm vizsgálata a szedimentációs sebesség és jelleg változása szempontjából /oxidációs viszonyok/.

Nagyon lényeges lenne a DK alföldi sötét pelites-karbonátos jura üledékek fáciesanalízise és új problémát vetnek fel a bükki jurába sorolt képződmények.

Triász

Az alsó-triász lemeztektonikai helyzet számunkra leglényegesebb tényezője az, hogy a későbbi Mediterrán terület nagyrésze akkor a Panthalassa hatalmas öble.

Az első elvetélt óceánosodás /Paleotethys/ a középső-triászban folyt le, majd a felső-triászra mélyebb tenger vályukkal tagolt hatalmas karbonátos padok alakultak ki, a későbbi Tethys területén. A Pángea feldarabolódásának megindulását jelzi a felső-triászban létrejött ÉK—DNY-i irányú Észak Atlanti proto-rift rendszer is.

A klimamodell jégsapkamentes - de klimaöves - az egyenlítőnél humid, majd szubhumid - a Paleotethys beöblösödéskor arid - majd a sarkvidék felé ismét humidabb klímával, amelyet a helyi topográfiai tényezők erősen módosítottak /HAY et al. 1982/.

A tengeri karbonátos plankton mikroszervezetek még meglehetősen kifejletlenek, így a karbonát uralkodó része a selfeken rögzül biogén üledék formájában. Az óceánviz karbonát telítettsége a mait jelentősen meghaladhatta.

A hazai alsó-triász sekélytengeri és a nagyvastagságú felső-triász karbonátos padon képződött üledékek faciológiai értelmezésével nincs nagy gond, erre a jól kidolgozott modellek közzismertek /Perzsa öböl, Bahama-pad/ és a karbonátos platók esetében már a finom fáciesváltozások felismerésénél tartunk. Ez esetben a recens modell meglehetősen biztonsággal alkalmazható 200 M éves üledékekre is, mert a morfológiai, vízmélységi, fény, hőmérsékleti stb. viszonyok jó egyezést mutatnak és a biogén elemek funkciója is többé-kevésbé analogizálható.

A középső- és felső-triász pelagikus medenceüledékek faciésértelmezése nagyobb probléma. A karbonátos padok közvetlen szomszédságában felhalmozódott, vörös vagy szürke filamentumos, ill. radiolariás üledékek üledékgyűjtője bizonyos mértékig analogizálható a Kis és Nagy Bahama padot elválasztó Tounge of Oceán árokkal, amelynek szedimentációját elég jól ismerjük, de semmi adatunk nincs a mélység analógiára. Lényeges viszont a középső-triász szubmarin vulkáni esemény, amely - véleményem szerint - jelentősen megváltoztatja az óceánkezdemény-medence

vizének kemizmusát /Californiai öböl modell/, így nem véletlen a vulkanizmus első nyomainak és a radiolariás-tüzköves üledékek megjelenésének közelítő egybeesése. A vörös pelagikus üledékek itt is akárcsak a jurában a lassu szedimentációt és az áramlásnak kitettséget indikálhatják. /A szintén gyakori nem pelagikus vörös üledékek kérdése ettől független./

A középhegységen kívül elsősorban a Rudabányai-Aggteleki hegységi, bükki triász kifejlődések igénylik a további részletesebb faciológiai értelmezést.

IRODALOM - REFERENCES

- ARTHUR, M.A. - JENKYN, H.C. 1981.
Phosphorites and paleoceanography. — *Oceanologica Acta*. 4. 83-96.
- BERGER, W.H. - VINCENT, E. 1981.
Chemostratigraphy and biostratigraphic correlation exercises in systemic stratigraphy. — *Oceanologica Acta*. 4. 115-127.
- BERGGREN, W.A. - HOLLISTER, C.D. 1974.
Paleogeography, Paleobiogeography and the History of Circulation in the Atlantic Ocean. — *Soc.Econ. Paleont.Miner.Spec.Publ.* No.20. 126-186.
- BIJU-DUVAL, B. - DERCOURT, J. - LE PICHON, X. 1977.
From the Tethys Ocean to the Mediterranean seas: a plate tectonic model of the evolution of the Western Alpine System. — *Int.Symp.Struct.Hist.Medit.Basins.* Split /Yugoslavia/ 1976. okt. 25-29. 143-164.
- CORNIDES I. - CSÁSZÁR G. - HAAS J. - J.EDELÉNYI E. 1979.
Oxigén izotópos hőmérséklet-mérések a Dunántul mezozoos képződményeiből. — *Földt.Közl.* 109. 101-110.
- FUCHS, T. 1877.
Über die Entstehung der Aptychen-kalke. — *Sber.Akad. Wiss.Wien. Math.Nat.Klasse. Abt.I.* 76. 329-334.
- HAAS J. 1976.
CaCO₃-oldás a tengervízben jelenleg és a geológiai múltban. — *Földt.Közl.* 106. 3. 276-289.
- HAY, W.W. 1970.
Calcium carbonate compensation. — *U.S.Gort. Printing Office.* vol.4. 672.
- HAY, W.W. 1974.
Studies in paleo-oceanography. Introduction. — *Soc. Econ.Paleont.Miner. Spec.Publ.* No.20. 1-5.

- HAY, W.W. - BEHENSKY, J.F. - BARRON, E.J. - SLOAN, J.L. 1982.
Late Triassic-Liassic paleoclimatology of the proto-
central North-Atlantic rift system. — *Palaeogeogr.,
Palaeoclimatol., Palaeoecol.* vol.40. No.1-3. 13-30.
- KITCHELL, J.A. - CLARK, D.L. 1982.
Late Cretaceous-Paleogene paleogeography and paleo-
circulation: evidence of north polar upwelling. —
Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. vol.40.
No.1-3. 135-165.
- LISITZIN, A.P. 1972.
Sedimentation in the World Ocean. — *Soc.Econ.Paleont.
Miner. Spec.Publ.* No.17. 218.
- NEUMAYR, M. 1887.
Erdgeschichte. Erster Band. — Allgemeine Geologie.
653. Bibliographisches Institut. Leipzig.
- SALTZMAN, E.A. - BARRON, E.J. 1982.
Deep circulation in the Late Cretaceous: oxygen isotope
paleotemperatures from *Inoceramus* remains in D.S.D.P.
cores. — *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*
vol.40. No.1-3. 167-181.
- SOUTHAM, J.R. - PETERSON, W.H. - BRASS, G.W. 1982.
Dynamics of anoxia. — *Palaeogeogr., Palaeoclimatol.,
Palaeoecol.* vol.40. No.1-3. 183-198.
- STEINBERG, M. 1981.
Biosiliceous sedimentation, radiolarite periods and
silica budget fluctuations. — *Oceanologica Acta.* 4.
149-154.
- SUESS, E. 1875.
Entstehung der Alpen. — 168. Vienna.
- WORSLEY, T. 1974.
The Cretaceous-Tertiary Boundary Event in the Ocean.
— *Soc.Econ.Paleont.Miner. Spec.Publ.* No.20. 94-125.

SOME QUESTIONS OF FACIES INTERPRETATION OF THE HUNGARIAN
MEZOZOIC FORMATIONS ON THE LIGHT OF NEW OCEANOGRAPHIC DATA

by

J. Haas

ABSTRACT

In the last decades, mansided investigation of the oceans opened a new chapter in the earth-sciences. Knowledge about marine environments, phenomena and stratigraphy of the oceanic sediments considerably enwidened, and this fact influences interpretations of continental sedimentary rocks of marine origin too.

Present paper give a summary on oceanographic factors, and paleoceanographic observations, that may promote paleogeographic analysis of the Hungarian Meozoic formations.

In the first part of the paper outhor gives a survey on main factors of present day marine sedimentation, analysing role of bottom-morphology, climat and biota. Than changes of these factors in the geologic past are shown.

In the last part certain problems of facies interpretation of the Hungarian Meozoic marine sequences are discussed on the light of the paleoceanographic data.

Manuscript received: 5. April 1983.

Adress of the authors:

Dr. Haas János

Magyar Állami Földtani Intézet
Hungarian Geological Institute

Budapest, XIV. Népstadion u. 14.

H - 1143

ÁBRAALÍRÁSOK - CAPTION

1. ábra A terrigén tengeri üledékképződés modellje
/HAY 1974. nyomán/
2. ábra Nyílttengeri, uralkodóan biogén szedimentációs modell
/HAY 1974. nyomán/
3. ábra A tengeri szedimentáció általános modellje
/BERGER és VINCENT 1981. nyomán/
4. ábra A tengeri üledékgyűjtők szedimentációs jellegeit befolyásoló néhány hatótényező változása a kréta időszak folyamán
5. ábra A tengeri üledékgyűjtők szedimentációs jellegeit befolyásoló néhány hatótényező változása a jura időszak folyamán
6. ábra Anoxikus réteg kialakulása az O_2 minimum zóna expanziójával /a görbe/ és folyamatosan oxidatív víztömeg létrejöttével az O_2 minimum zóna redukciójával /b görbe/
/SOUTHAM et al. 1982. nyomán/

- Fig. 1. Model of clastic sedimentation in the ocean /after HAY 1974/
- Fig. 2. Model of pelagic /dominantly biogenic/ sedimentation in the ocean /after HAY 1974/
- Fig. 3. General model of marine sedimentation /after BERGER and VINCENT 1981/
- Fig. 4. Changes of some factors influence sedimentological characters of marine sedimentary environments in the Cretaceous
- Fig. 5. Changes of some factors influence sedimentological characters of marine sedimentary environments in the Jurassic
- Fig. 6. Formation of an anoxic layer by expansion of the O_2 minimum zone /curve /a/ and origin of a continuously oxygenated water mass by diminution of the O_2 minimum zone /curve /b/ /after SOUTHAM et al. 1982/

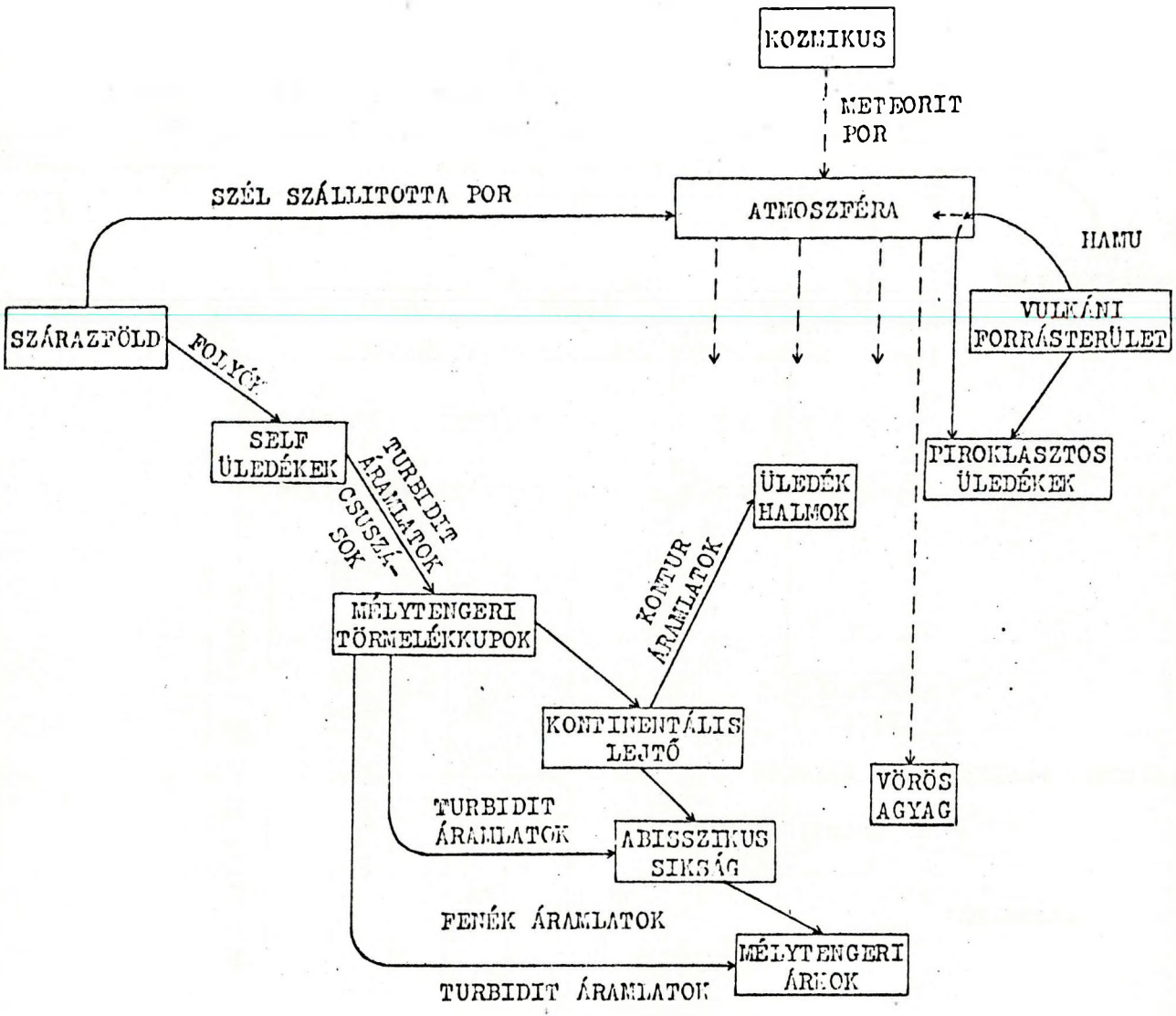


Fig. 1. ábra

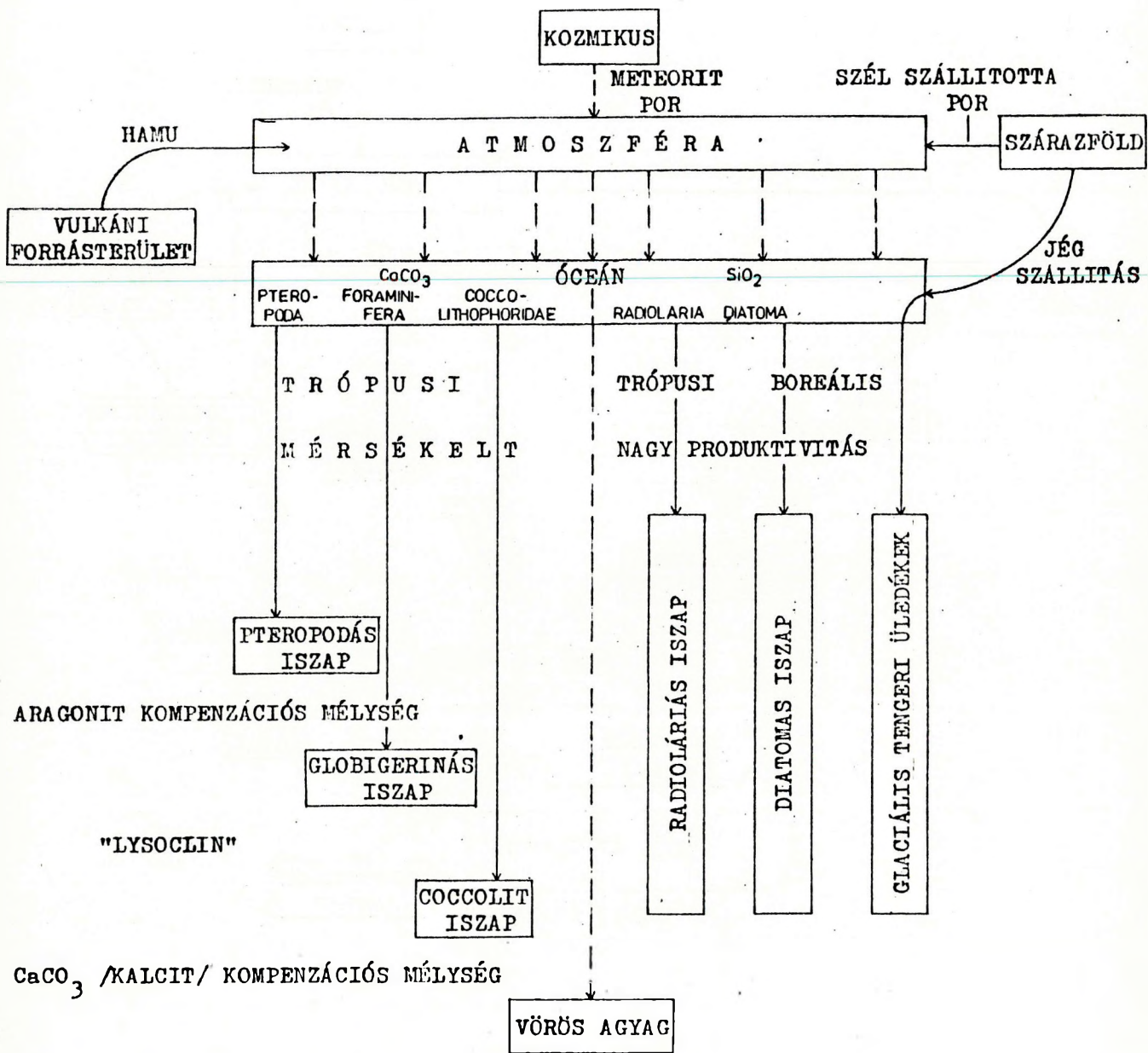


Fig. 2. ábra

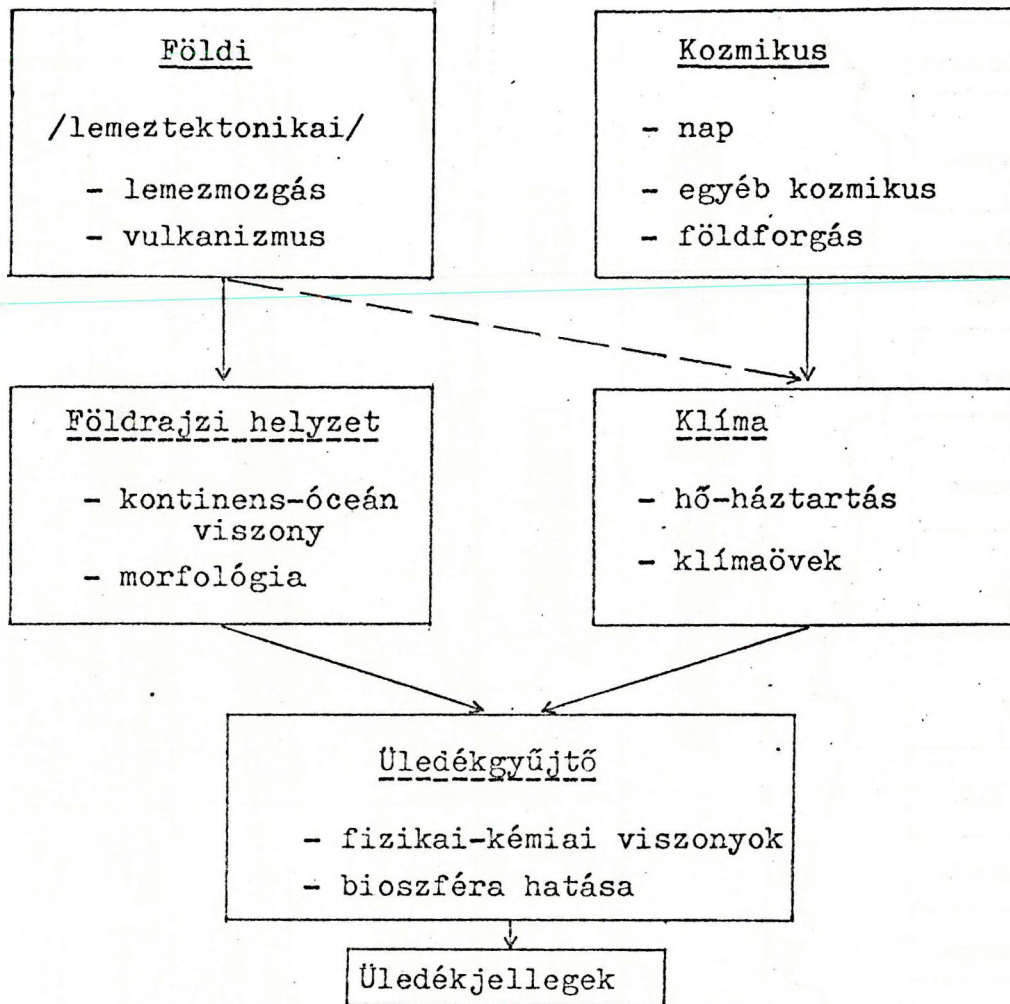
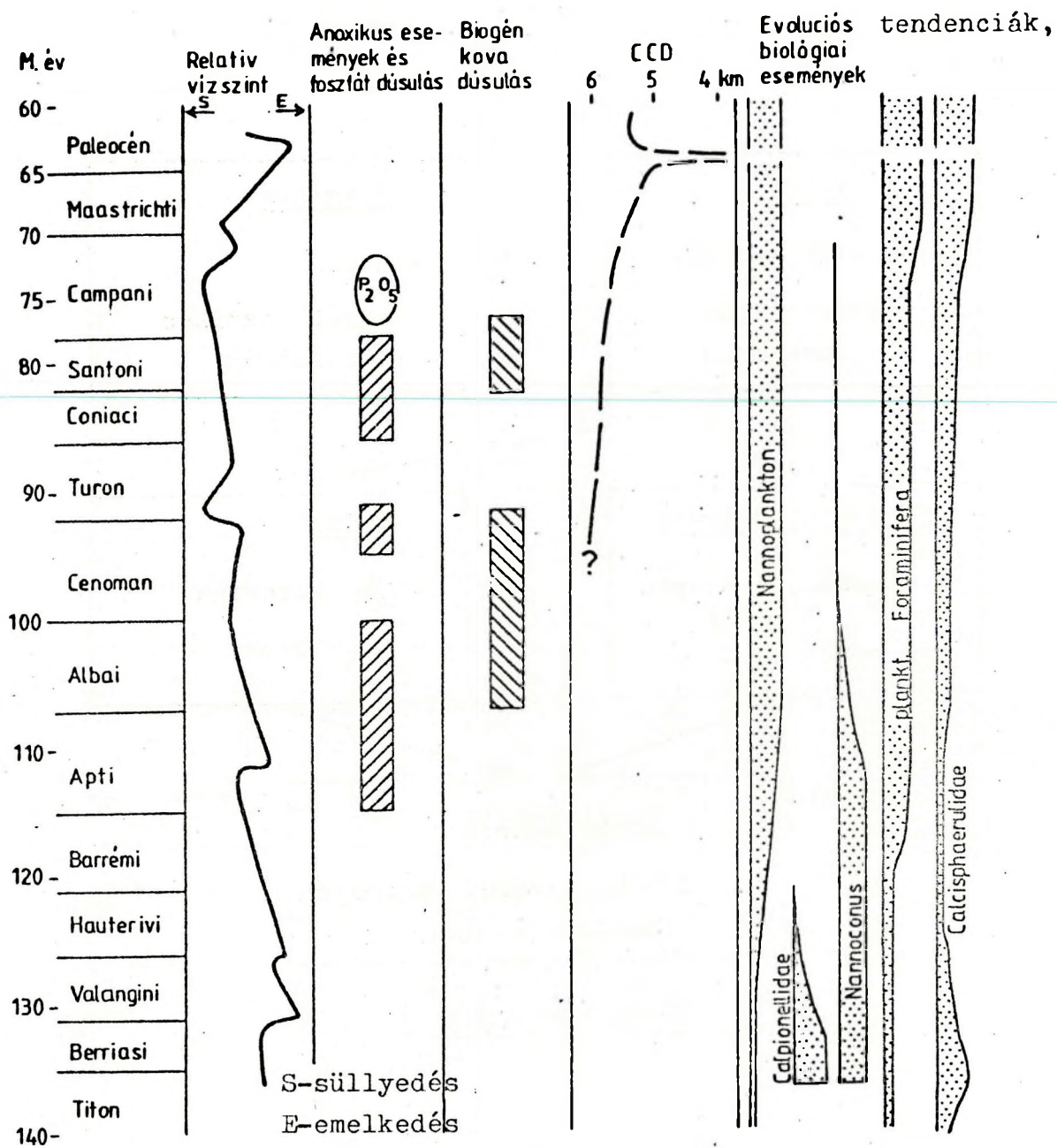


Fig. 3. ábra



Arthur-Jenkyns Steinberg Hay
 /1981/ /1981/ /1970/

Fig. 4. ábra

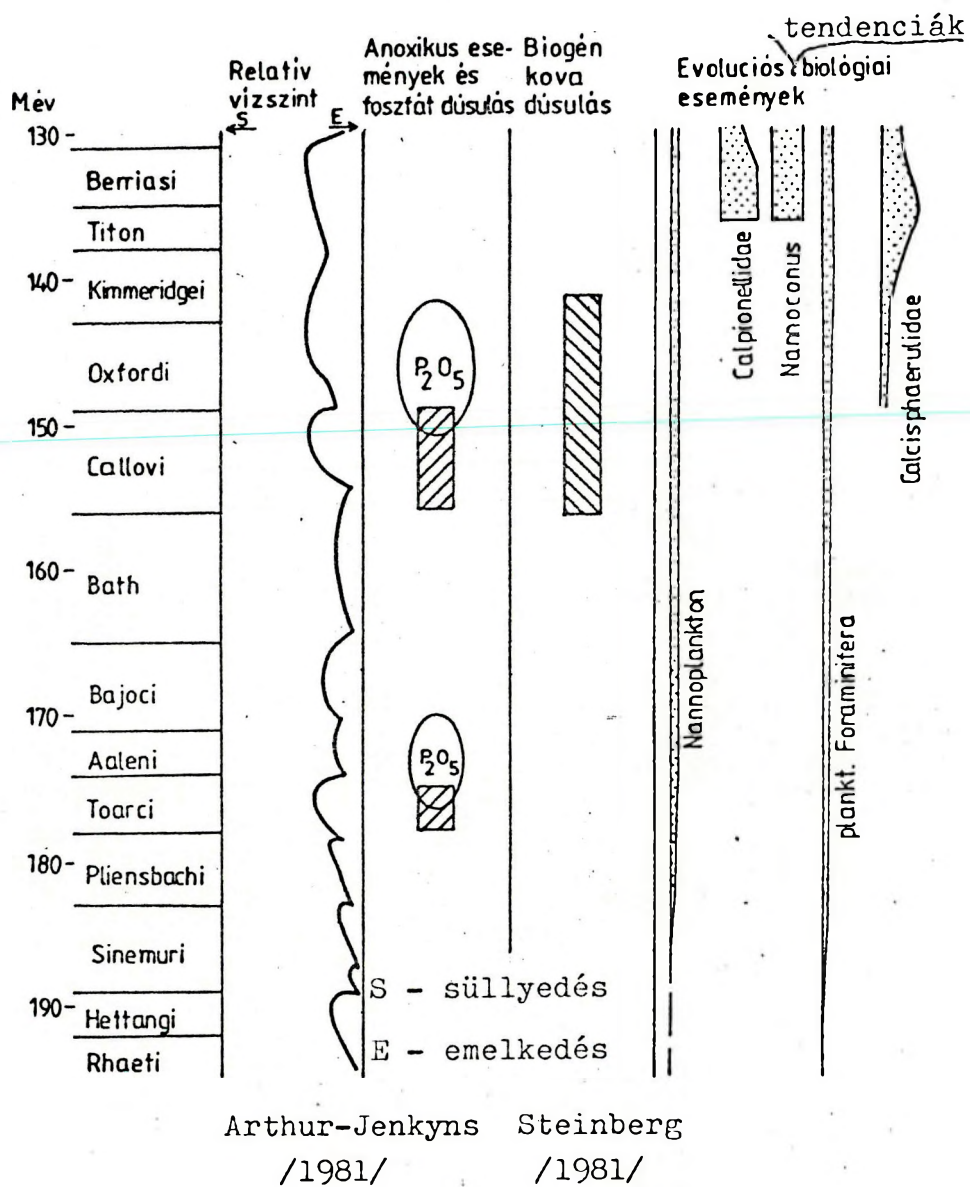


Fig. 5. ábra

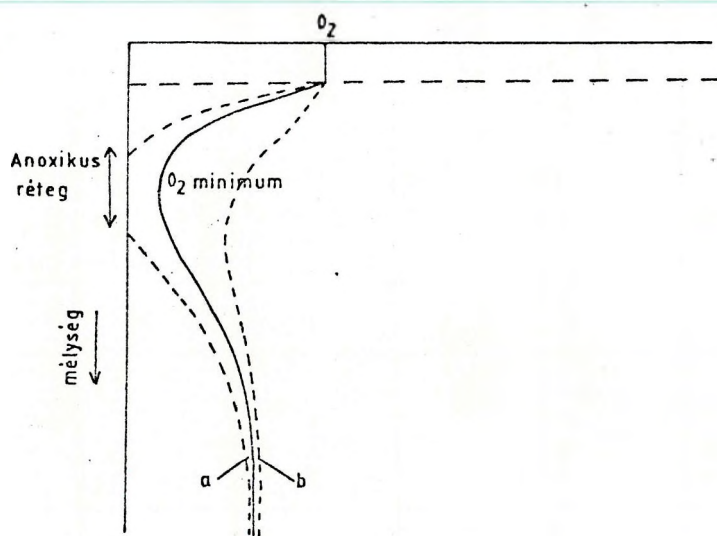


Fig. 6. ábra

A BAKONY HORIZONTÁLIS ELMOZDULÁSA A PALEOCÉNENBEN

Kázmér Miklós^x

Mots-clés BRGM-CNRS tárgyszavak: bauxite, Montagne-de-Bakony /Hongrie/, paleogeographie, tectonique, textonique laque.

ÖSSZEFOGLALÁS

A Bakony a perm—triász fácies-zónák összeillesztése alapján a Keleti- és a Déli-Alpok között helyezkedett el. KOVÁCS /1983/ erre vonatkozó rekonstrukciójának felhasználásával megrajzolható e három szerkezeti egység egyesített ösföldrajzi térképe az eocénre is. A Gailvölgyi—Balaton-lineamens és a DAV—Rába-lineamens között elhelyezkedő Bakony—Drauzug-egység [=Bakonyikum/ az eocén—oligocén folyamán 450—500 km-es, keleti irányu mozgással "kipréselődött" a Déli- és a Keleti-Alpok közül. Mai, közel DNY—ÉK irányu helyzetét 35°-os baloldali elfordulással a miocénben vette fel.

MAJOROS GY. /1980/ felismerte, hogy a Déli-Alpok és a Dúnántuli-középhegység perm fácies-zónái összeilleszthetők. KOVÁCS S. /1983/ pedig bebizonyította, hogy a paleozoós és triász kifejlődések alapján, valamint szerkezeti szempontból a Déli- és a Keleti-Alpok között idegen elemet képviselő Drauzug /SCHÖNLAUB, ill. PREY in OBERHAUSER, 1980/ helyére — ugyanezen kifejlődések alapján — szinte zökkenőmentesen beilleszthető a

^xElőadta a Magyarhoni Földtani Társulat Általános Földtani Szakosztályának 1983. május 4-i szakülésén; - kibővített anyag

Kézirat beérkezett: 1983. november 30.

Dunántuli-középhegység. Felismerte továbbá azt is, hogy a Gail-völgy—Balaton-, ill. a DAV—Rába-lineamensekkel határolt Bakony—Drauzug-egység az Alpok önálló "mega"-egysége, amely sem a Déli-, sem a Keleti-Alpokhoz nem tartozik. Utalt arra is, hogy hasonló ösföldrajzi egyezések ismerhetők fel a jura és a kréta képződményekben is.

Dolgozatomban azt kívánom bemutatni, hogy az eocénre is felvázolható hasonló, egyesített ösföldrajzi kép, majd arra kívánok választ adni, hogy a Bakony mikor és milyen módon került mai helyzetébe.

A BAKONY

A rövidség kedvéért Bakonynak nevezem azt a szerkezeti-kifejlődési egységet, amely — mai ismereteink szerint — az Észak-Zalai-medencétől a Cserhátig terjed. Északon a Rába-lineamens, délen a Balaton-lineamens határolja. Keleten Romhányig követhető /a dachsteini mészkő legkeletibb előfordulásáig; ZELENSKA et al., 1983/, nyugatra pedig közvetlenül a Drauzug felé van folytatása /KOVÁCS, 1983/ /1. ábra/. Körülbelül megfelelő BALDI /1982. p. 81/ Bakony fogalmának, azzal a módosítással, hogy határa K felé jelenleg nem húzható meg. Külön Budai-egységet tehát nem különítik el. A Bakony és a Drauzug együtt alkotja a Bakony—Drauzug-egységet, amelyet — a Gömörikum és Bükkivum nevek analógiájára — Bakonyikumnak nevezek. Minthogy a Drauzug területén paleogén képződmények nem fordulnak elő, a jelen dolgozatban csak a Bakony ösföldrajzi helyzetét vizsgálom.

A Bakony-hegység eocén ösföldrajzáról legutóbb DUDICH E. és KOPEK G. /1980/ jelentetett meg számos térképpel illusztrált összefoglaló cikket. Ebben a korábbi munkák jegyzéke megtalálható. BALÁZS E. és munkatársai /1981/ egész Magyarország felső-eocénjéről rajzoltak egy, az elterjedési és az ösföldrajzi változatot kombináló térképet. A Kárpát-medencén kívüli kapcsolatokat legátfogóbban utoljára MÉSZÁROS és DUDICH /1962/ tárgyalta. KECSKEMÉTI T. /1980/ kimutatta, hogy a Nummulites-fauna alapján az északolasz eocénnel a legnagyobb a hasonlóság. Az ebből logikusan következő tengeri összeköttetés ellen azonban

PAVLOVEC /1981/ nyomós érvként a közbeékelődő DNY-szlovéniai és isztriai szárazulat létét hozta fel. BALLA Z. /1981/ geodinamikai szemszögből vizsgálódva észak felé, az alpi flisóceán irányába keresett kapcsolatokat. BÁLDI T. /1982/ pedig — faunisztikai és szedimentológiai adatok alapján, a külső-kárpáti flis-öv palinspasztikus rekonstrukciós lehetőségeit is figyelembe véve — már 100—150 km-es horizontális elmozdulást is feltételezett Olaszország irányában.

Valamennyi szerző — BALLA /1981/ kivételével — megegyezik abban, hogy a dunántuli eocént a Liguriai—Dinári-óceán öblének tartja /BÁLDI, 1983/. BALLA /1981/ felismerte, hogy az "öböl" ÉNy-i partja nem lehetett a Középhegység területén, de a DK-i part létrejöttére elfogadta a bauxittelepek nyújtotta bizonyítékot. Holott a bauxit az őt fedőként elborító törmelékes eocén lerakódása előtt keletkezett: így tehát az eocén tenger kiterjedésére vonatkozóan semmiféle támpontot nem nyújthat.

Megállapíthatjuk, hogy a bakonyi eocén öböl feltételezése a mai elterjedési adatok multba való visszavetítésén alapul és ez, mint a későbbiekben látni fogjuk, egyáltalán nem megnyugtató. A Bakony—Drauzug-egységtől É-ra és D-re egyaránt található a bakonyihoz hasonló koru és kifejlődésű eocén képződmények.

Középsőeocén ösföldrajzi helyzet

A 2. ábrán látható a Déli-Alpok keleti felére, a Bakonyra, a Keleti-Alpok déli szegélyére és a Dinaridák ÉNy-i elvégződésére kiterjedő ösföldrajzi vázlat, amely a középsőeocén /lutéciai/ folyamán fennállott helyzetet mutatja be. Az ábrán a Bakony a Déli- és a Keleti-Alpok között, a mai Drauzug helyén található, úgy, ahogyan azt a perm és a triász fácies-zónák illeszkedése megkívánja /MAJOROS, 1980; KOVÁCS, 1983/. A Bakonyt É-ről a Rába-lineamens határolja, amely akkor egybeesett a Deferegental—Anterselva—Valles-lineamenssel /röviden DAV-lineamens: ez az alpi, ill. variszkuszi metamorfózist szenvedett aljzatot elválasztó vonal; AHRENDT, 1980/, D-ről pedig a Balaton-vonal a határ, amely a Gailvölgyi-vonalnak felel meg /variszkuszi és alpi intruzívumokkal jellemzett lineamens/. A

szaggatott vonallal körülhatárolt foltok a lutéciai képződmények hozzávetőleges felszíni elterjedését mutatják. A középső-eocén mediterrán üledékgyűjtőt É-on a Központi-Alpok szárazulata zárja le. Ez paleoalpi metamorfózist szenvedett paleozoós és mezozoós kőzetekből áll. Az észak felé, a Rhenodanubiai-flisóceán felé való közvetlen tengeri összeköttetés kérdése vitatott /HAGN és WELLNHOFER, 1967/.

A DAV—Rába-lineamens É oldalán, attól /és egyben Klagenfurttól/ mintegy 40 km-re É-ra, Krappfeld környékén található a Központi-Alpok egyetlen szálban álló eocén előfordulása. Ez a HINTE /1963/ által részletesen tanulmányozott Guttaring-csoport, amely diszkordánsan települ paleozoós fillitre és a szennon kora Krappfeld-csoportra. Kora paleocén/?/—alsólutéciai. Rétegsora nagymértékben hasonlít a bakonyi eocénére, csak egy emelettel mélyebben helyezkedik el. A rétegsor 30 m vörösgyaggal kezdődik¹, amelyre 80 méternyi, már leművelt kőszéntelepet tartalmazó molluszkás márga, homokkő és konglomerátum települ. A rétegsort kőzetalkotó mennyiségű Nummulitest, Alveolinát, Discocyclinát és Assilinát tartalmazó mészkő és márga zárja. A terrigén anyag mennyisége és szemcsemérete északról dél felé csökken, koptatottsága nő és a képződmények tengeri jellege pedig erősödik. Ebből HINTE /1963/ arra következtetett, hogy a szárazföld északon, a nyiltabb tenger pedig dél felé volt.

Hinte /1963/ északi lepusztulási területe megfelelhet a DUDICH és KOPEK /1980/ által a Bakonytól ÉNy-ra feltételezett "Kisalföldi" szárazulatnak, amelyet a következőképpen jellemeztek: "...paleozoós törmelékes üledékes és /anchi/metamorf képződmények...intermedier és bázisos intruzív képződményekkel..." Ezek a kőzetek valóban előfordulhattak a mediterrán eocén tengertől É-ra, a Gurkvölgyi-Alpokban, valamint a Schober- és a Kreuzeck-hegycsoportban /JANOSCHEK és MATURA, 1980/.

¹-----
¹THIEDIG /1970/ a dél-ausztriai vörösgyagokat egységesen a középsőmiocénbe helyezi, kőzettani hasonlóság alapján. Az övével szemben HINTE /1963/ véleményét fogadom el, aki lényegesen jobb feltártsági viszonyok között, mélyműveléses bányában tanulmányozhatta a guttaringi rétegsort.

A Bakony eocénjével nem kívánok részletesen foglalkozni; hadd utaljak itt csak DUDICH és KOPEK /1980/, valamint GIDAI /1978/ munkáira, amelyek részletesen tárgyalják a rétegtant és ösföldrajzot és bőséges irodalomjegyzéket tartalmaznak. /Az ÉK-dunántuli eocén korának kérdésében BÁLDINÉ BEKE M. /1983/ véleményét vettem alapul./

A 2. ábrán a Bakony szerkezeti egységbe rajzolt foltok a Bakony-hegység, a Vértes, a Gerecse, a Pilis—Budai-hg. és a dunabalparti szigetrögök helyzetét jelölik sematikusán. Látható, hogy a mai Dunántuli-középhegység nagyobb része a "neritikus márga" térképjellel fedett területen helyezkedik el. Ezzel a jelöléssel részben a guttaringi képződményekkel való hasonlóságot, részben pedig a jelentős terrigén törmeléktartalmat /homokkő, agyag és márga/ kívántam ábrázolni. Ezen a területen természetesen a mészkő is megtalálható. A guttaringi előfordulással szemben azonban itt lényegesen kisebb a durvatörmelék /kavics, konglomerátum/ szerepe, ami az északi parttól való nagyobb távolságra utal.

A "neritikus mészkő" jellel lefedett területre a Bakony-hegység déli része nyulik át. Itt jelentősen csökken a terrigén hatás: a sekélytengeri mészkő válik uralkodóvá. DUDICH és KOPEK /1980/ ösföldrajzi térképeiken a Déli-Bakony területét tulnyomórészt a "tengeri képződmények /mészkő/" jellel ábrázolták; ezt vettem át én is. BÁLDINÉ BEKE M. /1983/ pedig nannoplankton-ökológiai vizsgálatai alapján megállapította, hogy a leginkább partközeli kifejlődésű az ÉK-dunántuli terület, a DNY-bakonyi előfordulás pedig nyíltvízi együttest tartalmaz. A két kifejlődésnek a vázlaton feltüntetett határvonala nem tekinthető éles ösföldrajzi határnak, hanem csak a terrigén hatás gyengülését jelzi.

A DAV-vonaltól É-ra és a Gailvölgyi-vonaltól D-re Guttaringon kívül is előfordul alveolinás és/vagy nummuliteszes lutéciai mészkő. Szálban megtalálható a Karni-Alpok déli részén /SELLI, 1963, 1965/ és a Déli-Karavankákban /DROBNE—PAVLOVEC—DROBNE, 1979; ŠIKIĆ—ŠIKIĆ, 1979/. Kavicsai pedig számos helyen előfordulnak: Karintiában /KAHLER—PAPP, 1968/ és Észak-Szlovéniában /ŠIKIĆ—ŠIKIĆ, 1979/. A vázlatos leírások

alapján valószínűleg a bakonyi főnummuliteszes mészkővel /Szőci Mészkő Formáció/ azonosíthatók. Paleogén mészkő kavicsai találhatóak ezen kívül Stájerországban, az ún. Enns-völgyi terciérben is /FUCHS in OBERHAUSER, 1980/. Ezek az előfordulások is arra mutatnak, hogy a bakonyi eocén tenger északi és déli irányban jóval túlterjedt mai területén.

A Bakonyinak az általunk végrehajtott palinspasztikus rekonstrukciójával megszűnik az az ellentmondás, amelyet PAVLOVEC /1977, 1981/ vélt felfedezni KECSKEMÉTI /1980/ mediterrán kapcsolatok kimutató paleogeográfiai vázlata és az "isztriai küszöb" egyidejű létezése között. Így ugyanis az "isztriai küszöb" — ha egyáltalán létezett — a Bakonytól DK-re helyezkedett el.

AUBOUIN /1963/ megállapítása szerint a Déli-Alpok fációs zónái a liásztól a középsőeocénig minden korban nagyjából egybeestek /az árkok és a hátságok ugyanazok voltak a Lombardiai-ároktól a Trentói-hátságon és a Bellunói-árkon át a Priuli-platfomig/. Erre a megállapításra támaszkodva CITA /1965/ délalpi fációs eloszlási térképét AUBOUIN—BOSELLINI—COUSIN /1965, in COUSIN, 1970/ felsőjura ösföldrajzi térképének mintájára kiegészítettem. Ehhez felhasználtam még SELLI /1963/ adatait a Karni-Alpokból és DROBNE /1979/ térképét Szlovéniáról és Isztriáról.

Erről a térképről /2. ábra/ megállapítható, hogy a középsőeocénben a Bakony teljes hosszában a Trentói-hátsággal határos, tkp. annak északi folytatása volt. A Bakonytól D-re, a Csilvölgyi-vonalhoz legközelebb eső lutéciai előfordulás a Tagliamento és a Fella összefolyásánál lévő néhány apró mészkőfolt, amely diszkordánsan települ dachsteini mészkőre /SELLI, 1963/.

A Trentói-hátság északi feléből nem ismerünk eocén kőzeteket, itt ma ugyanis legnagyobb részben perm és triász van a felszínen. Trentótól D-re azonban számos előfordulás van: valamennyi neritikus, nummuliteszes, algás, alveolinás mészkő, kevés márga, homokkő és vulkanit-betelepüléssel /DE BOER, 1963; RAMPNOUX, 1963; RASPLUS, 1963; BARBIERI—MEDIZZA, 1969/. Ettől nyugatra, a Lombardiai-zónában pelágikus scaglia cinerea található /CEYSSANT, 1963/. A Trentói-hátságtól K-re, annak nyulványaitól mintegy körülölelve található a Bellunói-árkok, amelyet

az eocénben /alsóeocénben/ flis töltött ki /CITA, 1965; PICCOLI —PROTO DECIMA, 1970/. Ennek Ny felé nem volt folytatása, hanem a Bahama-szigetek Tongue of the Ocean nevű öbléhez hasonlóan csak egy, keleti kijáráttal rendelkezett a szlovéniai és isztriai flisárok /DROBNE, 1979/ felé.

A nem karbonátos törmelék fő szállítási iránya párhuzamos volt a flisvályu tengelyével /keletről nyugatra/, míg a környező, elsősorban az északi karbonátplatformokról mészszerű anyagok zagy-özönök és törmelékcsuszamlások zuhantak az árokba /GNACCOLINI, 1968/.

A Bellunói-zónától D-re néhány kisebb mészkőelőfordulás formájában felismerhető a Friuli-platform.

A 3. ábra elvi szelvénye Guttaring, ill. a Keleti-Alpok szárazulata és a Bellunói-flisárok között mutatja az alsó—középsőeocénre feltételezett faciológiai helyzetet. ÉK-en a Központi-Alpok gyűrt fillitjeire települ a Guttaring-csoport vörösayaga, kőszene és molluszkás-nummuliteszes márgája. Az üledékgyűjtőbe északról durvatörmelék szállítódik. A Bakonyban bauzit és vörösayag fölött hasonló rétegsor alakult ki, de durvatörmelék nélkül. A mészkő a pélites üledékekből kiemelkedett területekre települ, de erőteljesen összefogazódik a környező medencék üledékeivel. A Bakonytól délre a terrigén hatás valószínű csökkenésével tulnyomóan karbonátos rétegsorok fejlődhetnek ki. A SELLI-féle /1963/ mészkőelőfordulások e tekintetben nem jelentenek pozitív bizonyítékot, mert csak eróziós roncsokban ismeretesek; az esetlegesen előforduló pélites kőzetek természetesen kevéssé állhattak ellent az eróciónak, mint a mészkövek. A szelvény déli része a Bellunói-árkot ábrázolja, melynek flisébe az árok É oldaláról származó allodapikus mészkőpadok és csuszamlásos eredetű mészkőbreccsa-szintek /olisztosztrómák/ települnek.

Ez a szelvény az alsó- és középsőeocén képződményeket egyesítve ábrázolja, annak feltételezésével, hogy a két korszakra hasonló fácieseloszlás volt jellemző. Erre a következő megfontolások engednek következtetni:

- Guttaring alsóeocén rétegsora átnyulik a lutéciai aljába

is. A karintiai, fiatalabb terciér képződményekben található mészkőkavicsok középsőeocén korúak.

- A Bakonyban jelenleg biztosan alsőeocén korú képződmény nem ismert, de nem zárható ki a Devecser-2. sz. furásban /KECSKEMÉTI, 1980/, ill. a Déli-Bakony egyes területein /BROKÉS, 1978; BÁLDINÉ BEKE M., 1983/ az alsőeocén jelenléte. A bauxit kora, ill. az egyes telepek egykorúsága ma sem ismeretes. A guttaringi alsőeocén dél felé nyiltabb tengeri képződményekbe megy át /HINTE, 1963/; nem zárható ki, hogy ezek a Bakony területén is megvoltak, csak a középsőeocén előtt már lepusztultak.

- A Bellunói-árokban, Belluno környékén alsőeocén flis van /PICCOLI—PROTO DECIMA, 1970/, amelyre eróziós diszkordanciával miocén települ. Az árok keleti folytatásában viszont alsó- és középsőeocén flis egyaránt található /DROBNE, 1979/.

- A bellunói alsőeocén flisben a tőle északra levő karbonátplatformról származó meszes turbiditok vannak, tehát ott a koraeocénben mészkőképződés folyt. E zóna középsőeocénjének maradványa a Karni-Alpok lutéciai mészköve.

Az alsó- és középsőeocén üledékképződés a vizsgált területen nem volt mindenütt egyforma: folyamatos és hézagos üledéksorok egyaránt előfordulhattak. A 3. ábra szelvénye pusztán elvi vázlat a mediterrán üledékgyűjtő ösföldrajzának jobb megértéséhez.

A bauxitkeletkezés problémája

DUDICH és KOMLÓSSY /1969/ véleménye szerint a bakonyi paleogén bauxitképződés a paleocénben zajlott le, amely — feltételezésük szerint — a hazai földtörténet egyik legnyugodtabb időszaka volt. Azonos a véleménye TRÜMPY-nek is /1973/ az Alpok paleocén földtörténetét illetően. A tektonikai nyugalom /CHANNELL—HORVÁTH, 1976/, a karbonátos felszín és az éghajlat egyaránt kedvezett a bauxitképződésnek /DUDICH—KOPEK, 1980/. Utóbbiak véleménye szerint a Bakony É-ről és D-ről paleozoós törmelékes üledékes és /anchi/metamorf képződmények szegélyezték. Nem világos azonban, hogy e megállapításuk a mai földrajzi helyzeten alapul-e, vagy pedig a bauxitot tartalmazó vörösagya-

gos képződmények közettani vizsgálatán.

A bauxit eredetére, a lepusztulási terület helyzetére és felépítésére vonatkozóan számos elképzelés született /összefoglalóan lásd: SZABÓ E., 1976/. A genetikai céllal végzett vizsgálatok közül kiemelkedik VÖRÖS I. és GECSE É. mikromineralógiai elemzése /VÖRÖS—GECSE, 1976; T.GECSE É., 1982/. Megállapították, hogy az iszkaszentgyörgyi, gánti és nagyegyházi eocénfedős bauxitok elsősorban magmás, másodsorban üledékes és metamorf kőzetek lepusztulásából származnak. A magmatitok között a bázisos kőzetek nagyobb aránya valószínűsíthető /T. GECSE É., 1982/. Már ők is felhívták arra a figyelmet, hogy a bauxitlepek közvetlen környezetében nem ismeretes olyan bázisos kőzet, amelyből a vizsgált bauxitokra jellemző opak ásványokat származtatni lehetne /VÖRÖS—GECSE, 1976/.

Erre a problémára kínál megoldást a Bakony paleocénkori ősföldrajzi helyzetének felismerése. Ekkor a Bakony a Trentói-hátság északi folytatásában helyezkedett el. A Trentói-zóna déli részén, a Monti Lessini-ben alsó—középsőpaleocén bazaltvulkáni tevékenység nyomai észlelhetők. A tengeri betelepüléseket is tartalmazó, lávapadokkal váltakozó vulkanoszediment rétegek /kb. 15 m/ maastrichti kora scaglia tetején kialakult keményfelszínen /hardground/ települnek /BARBIERI—MEDIZZA, 1969/. Ugyanitt az alsóeocén vulkanizmus — melyet FABIANI /1914/ nyomán korábban sokan a középsőeocénbe soroltak — vulkanoszediment és lávakőzeteinek vastagsága már a 200 métert is meghaladja. Ezek a rétegek tengeralatti és szubaerikus keletkezésű bazaltlávát egyaránt tartalmaznak /BARBIERI—MEDIZZA, 1969/. A felsőkréta—paleocén—infraeocén magmatizmus jelenleg ismert legészakibb pontját FICCOLI /1965/ Trento-nál jelölte meg. Véleménye szerint nehéz a vulkáni központokat kijelölni.

DUDICH és KOPEK /1980/ szerint a bakonyi bauxitos képződmények anyagának szállítási távolsága néhányszor tíz km lehetett, de oldott állapotban szerintük nagyobb távolságu elemvándorlás is elképzelhető. A Trentói-hátság bazaltjának jelenlegi É-i elterjedési határa 30—100 km-re van a Periadriai-lineamentől. Durva törmeléket ezért nem ismerhetünk belőle, de finomho-

mok frakcióju anyagot /pl. nehézásványokat/ igen. A kolloid oldat formájában történő Al-vándorlás is elképzelhető ilyen távolságra.

Ezért — a fentiek alapján — nem zárható ki, hogy a bakonyi eocénfedős bauxit részben a Trentói-hátság paleocén—alsóeocén kora bazaltjának lateritesedéséből származik.

Megvizsgáltam, hogy a fenti bauxit keletkezésének idején a feltételezhető lepusztulási területen lehetett-e a felszínen más bázisos kőzet.

A Dunántuli-középhegységben több helyütt ismert alkáli bázisos telérkőzetek /lamprofirok: SZABÓ Cs. szives szóbeli közlése, 1983/ mennyisége nem elegendő akárcsak egyetlen bauxittelep származtatásához sem.

A permi kvarcporfir /Balatonfelvidék és Bolzano környéke/ egyesek által említett bázisos betelepüléseit, ill. teléreit /pl. DE BOER, 1963/ a Dolomitokról szóló monográfia nem említi /LEONARDI, 1967/. Elképzelhető, hogy tévedésről van szó: az olasz "basici" szót /jelentése: alap, ill. alsó-/ bázisos-nak fordíthatták. A Déli-Alpokról szóló irodalom áttanulmányozása során egyéb bázisos kőzetekre vonatkozó utalásra nem akadtam.

Szóba jöhetne még a Penninikum ofiolitja. A kérdéses időszakban — a paleocén—alsóeocén folyamán — azonban a Penninikum bázisos kőzetei nem voltak a felszínen. A későcampani korszak során eltakarta őket az észak felé csuszó Ausztroalpi-takarórendszer és legközelebb csak a Tauern-ablak keletkezése során, a miocénben kerültek ismét a felszínre /OBERHAUSER, 1968/. Arról nem is szólva, hogy az ultrabázisok nem lateritesednek /MINDSZENTY A. szives szóbeli közlése, 1983/.

Koraoligocén ősföldrajzi helyzet

A későpriabonaiban a Mediterráneum, vagyis a Castelgomber-tói-self, ill. a Scaglia-óceán felé megszűntek a Bakony kapcsolatai. Ezt Molluscák alapján BÁLDI /1980, 1982/, mutatta ki, de ezt igazolja az isztriai /HOTTINGER—DROBNE, 1980/ és a budai-hegységi /KÁZMÉR, 1982/ benthosz Foraminifera-fauna jelentős eltérése is. Ez utóbbiból ugyanis hiányzanak az előzőre, az un.

liburniai kifejlődésre jellemző, perforálatlan, kuposházu Foraminiferák.

A Mediterráneumtól való elkülönülés későpriabonaiban kezdődött, folyamata a koraoligocénben teljessé vált. Az eocén—oligocén fordulója után kb. 1 millió évvel kialakult az Eoparatethys euxin üledékeket tartalmazó medencéje /BÁLDI, 1983/. Az euxin üledékek legnyugatibb előfordulása a Bakonyban az Alcsutdoboz-3. sz. furás /BÁLDI et al., 1980/. A kelet felől eddig terjedő Tardi Agyag keletkezését nehéz a 2. ábrán látható ösföldrajzi keretek között elképzelni. Valószínűtlen ugyanis, hogy a továbbra is karbonátos — és flis — üledékképződéssel jellemzett Déli-Alpok /Castelgombertói-self/ és a Bakony között olyan szárazulat emelkedett volna ki, amely a Tardi Agyag keletkezéséhez szükséges elzártságot biztosította volna. Ennek a problémának a megoldására sokkal egyszerűbb megoldást javaslok /4. ábra/. Tételezzük fel, hogy a Bakonyikum /-Bakony—Drauzug-egység/ keleti elmozdulása már ekkor megindult /1. később/ és a Tardi Agyag bakonyikum-beli legnyugatabbi előfordulását illesztjük a neki megfelelő fáciesű és kora Fischeschiefer /KUSCER, 1967/ szlovéniai legnyugatabbi előfordulásához /szockai rétegek/. Ekkor egy olyan tengert kapunk, amely a Gailvölgyi—Balaton-vonalon keresztül egy medencét alkotott és amelyet nyugaton a Dinaridák felgyűrődése /PAVLOVEC—PLENICAR, 1980; BURCHFIEL, 1980/ választott el a nem túl távoli Castelgombertói-selftől.

A Tardi Agyag—Fischeschiefer tengerének elterjedési adatok alapján megállapított nyugati széle egyben ösföldrajzi határ is volt, vagyis ettől Ny-ra, legfeljebb néhány száz km-en belül megszűnt az euxin /és tengeri/ üledékképződés. Erre engednek következtetni a Tardi Agyagban Budapesten található allodapikus mészkőbetelepülések /VARGA, 1982/, valamint az, hogy a szlovéniai előfordulást biztosan szárazulat választotta el a nem túl távoli Castelgombertói-selftől /BÁLDI, 1982/.

A laminites agyag nyugati határának illesztése alapján megállapítható, hogy a Bakony a kiscelli korszak kezdetéig /kb. 36 millió év: BÁLDI, 1983/ kb. 130 km-t mozdult el K-i irányban a Déli-Alpokhoz és Szlovéniához képest.

Középsőoligocén ösföldrajzi helyzet

A középsőoligocén folyamán tovább folytatódott a Bakony K-i elmozdulása. Jelenleg egy rövid intervallumra, a kiscelli korszak késői szakaszára tudunk valamit mondani a Bakony helyzetéről /5. ábra/.

A későkiscelli koru /későrupéli: K. DROBNE szives szóbeli közlése, 1983/ smrekoveci andezit /HINTERLECHNER-RAVNIK és PLENIČAR, 1967 / a Karavankák K végénél helyezkedik el. A 4. ábrán látható, hogy a korakiscelliben Budapest környéke volt ezzel a területtel szemközt, a Periadriai-lineamens tuloldalán. A budapesti Kiscelli Agyag felső része viszont szinte egyáltalán nem tartalmaz tufabetelepüléseket /BÁLDI, 1982, 1983/, holott a smrekoveci andezit kitörési centruma igen közel volt a lineamenshez. Így biztosak lehetünk abban, hogy a Bakony a kiscelli korszak végére már jelentősen tovább mozgott keleti irányban. Ennek mértékét nem ismerjük, de megvizsgálandó problémaként fölvehetjük, hogy a smrekoveci andezit transzkurrens vető mentén elmozdult északi része /HINTERLECHNER-RAVNIK és PLENIČAR, 1967/ nem éppen az Észak-Zalai-medencében lehet-e. Közel egyenletes eltolódási sebességet feltételezve, a kiscelli végén kb. Zala lehetett szemközt Smrekoveccel. Ebből a szempontból persze érdemes lenne megvizsgálni a Balaton menti andezitvonulat többi tagját is.

Ez időben a Kiscelli Agyag tengere a Magyar Paleogén Medencétől a Castalgombertói-selfig huzódott /BÁLDI, 1982/. Az összeköttetés és a faunakicserélődés utját jelzi a buzsáki /SZTRÁKOS, 1975/, a Hom-i /Karavankák/ JELEN—LAPAJNE—PAVŠIČ, 1980/ és a Celje-medencei előfordulás /CIMERMAN, 1979/.

Az elmozdulás kezdete

A Bakonyikum horizontális elmozdulásának kezdete egyelőre pontosan nem állapítható meg. Annyi bizonyos, hogy a középső-eocénre megrajzolható egy olyan ösföldrajzi kép, amelyben a Bakony a Déli- és a Keleti-Alpok között helyezkedik el /2. ábra/. Az eocénfedős bauxitok származtatásával kapcsolatos megfontolások is amellettt szólnak, hogy a középsőeocén előtt még nem tör-

tént jelentősebb elmozdulás. Tudjuk viszont azt, hogy a késő-priabonaiban, de legkésőbb a koraoligocénben megszűnt a közvetlen tengeri összeköttetés a Déli-Alpok és a Bakony között /BÁLDI, 1982/. Tehát ekkorra már jelentős /kb. 130 km-es/ elmozdulásnak kellett bekövetkeznie. Ösföldrajzi adatok alapján tehát csak annyi állapítható meg, hogy az elmozdulás kezdete a középső—felsőeocénre esett. Szedimentológiai megfontolások segítségével azonban a kezdet időpontja pontosítható.

A bauxitképződéshez tektonikailag nyugodt időszakra van szükség, amelynek folyamán nincs lehetőség jelentősebb domborzati különbségek kialakulására /BÁRDOSSY, 1977/. A Bakonyban a paleocén /—alsőeocén?/ ennek megfelelt és jelentős bauxittelepek alakultak ki /DUDICH—KOMLÓSSY, 1969; DUDICH—KOPEK, 1980/. Ezzel szemben a középsőeocénben olyan fácieseloszlás jött létre, amelyre ráillenek READING-nek /1980/ azok a szempontjai, amelyeket transzkurrens vetőzónák felismerésére állított fel. Hadd álljon itt példaként néhány: folyamatos és hézagos rétegsorok egymás melletti kialakulása /DIENES, 1981/; nagy laterális fáciesváltozékonyság: szigettenger jelleg /KOPEK, 1980; RÁKOSI—TÓTH, 1980/; vastag folyamatos üledéksorok közvetlen közelében kiemelkedés és erózió /KOPEK? 1980/ stb. BÁLDI /1982/ ezeket röviden "töréses/blokkos szerkezetekként" /"fault-block structure"/ jellemezte. Ebből arra következtethetünk, hogy a bauxitképződés megszűnte és a középsőeocén transzgresszió megindulása közötti időben már megkezdődött a Bakony horizontális elmozdulása. Elképzelhető, hogy ezek ok-okozati kapcsolatban is voltak egymással.

Az elmozdulás vége

A Bakony horizontális elmozdulásának befejeződését úgy definiálom, mint a Rába-vonal menti vízszintes mozgás megszűnését /másra egyelőre nincs adat/.

A Rába-vonal keleti folytatása a Börzsöny alatt húzódik /FUSÁN et al., 1971; VARGA—GRECULA, 1980; KÖRÖSSY, 1982/. A vonal által elválasztott karbonátos mezozoikum, ill. kristályos pala képződmények /BALLA—KORPÁS, 1980/ fölé települ a hegység

bádeni vulkanittömege /BALLA et al., 1981/.

BALLA Z. és munkatársai az utóbbi években számos tanulmányt jelentettek meg a Börzsöny szerkezetéről és fejlődéstörténetéről /BALLA, 1977; BALLA—MÁRTONNÉ SZALAY E., 1978, 1980; BALLA—KORPÁS, 1980; stb./, de ezek egyikében sem történt említés nagymérvű, horizontális elmozdulások létezéséről, annak ellenére, hogy a hasonló felépítésű, de általuk kevésbé vizsgált Mátra-hegységben 25—30 km-es baloldali eltolódást ismertek fel /BALLA—HAVAS, 1982/. A magas-börzsönyi paleovulkán rekonstrukciójában BALLA /1978/ kifejezetten egy máig egységesnek tekinthető sztratovulkáni kupot irt le, amelynek alakját nem befolyásolták későbbi vízszintes eltolódások. Ennek alapján a Rába-vonal, mint transzkurrens vető működése legkésőbb a bádeni korszak végére befejezettnek tekinthető /7. ábra/.

A Bakonyikumot DK-ről szegélyező Gailvölgyi—Balaton-vonal működésének idejére egyelőre nincsenek hasonló bizonyítékok. /Csak TRÜMPY /1973/ tétélezett fel oligocén/—miocén?/ eltolódást./

A transzkurrens vetőmozgás vége azonban ennél a pontosan rögzített időpontnál korábbra is datálható.

BÁLDI /1982, 13. ábra/ kimutatta, hogy a Magyar Paleogén Medence szerkezete az oligocénben a Rába-vonal és a Zágráb—Zemplén-vonal /talán inkább Balaton-vonal/ által határoltan az alpi főirányokat követi, tehát "tarditectonique" jellegű /AUBOUIN, 1965/. 13. ábrája szerint felismerte, bár nem mondta ki, hogy ezzel szemben a cserhát—mátrai eggenburgi korszak medence "néotectonique" jellegű, és a romboid alakot befoglaló szerkezeti vonalak sem alpi irányúak, hanem metszik a Rába-vonal keleti folytatását /6. ábra/.

Az egységes extenziós medencét képező eggenburgi süllyedék szerkezeti viszonyai nem utalnak a Rába-vonal mentén horizontális elmozdulásra. Megállapíthatjuk tehát, hogy a Bakonyikum elmozdulása /legalábbis a Rába-vonal mentén/ legkésőbb az egi korszak végére befejeződött.

Az elmozdulás teljes hossza a triász ősföldrajzi helyzet /KOVÁCS, 1983/ és a Bakonyikum mai helyzete alapján kb. 450—

500 km. A középsőeocén elejétől /45 millió év/ az oligocén végéig /23 millió év/ számított 22 millió év alatt — végig egyenletes mozgást feltételezve — 2,0—2,3 cm/év volt a Bakony sebessége. Ha az alsőeocén elejétől /53 millió év/ számítjuk az elmozdulás kezdetét, akkor pedig 30 millió éven keresztül 1,5—1,7 cm/év. /A koradatok ODIN, 1982 cikkéből származnak./ Ezeknek a sebességértékeknek a többszöröse is ismertek mai transzkurrens vetők esetében. /Például a kaliforniai Szent András-vetőnél 10 cm/év sebességű elmozdulást is észleltek; HOBES et al., 1976/. Lehetséges, hogy a mozgás nem egyenletes sebességgel zajlott le, ill. hogy a bakony nem mozgott folyamatosan, hanem csak a rendelkezésére álló idő egy részében.

"Kipréselődés" és elmozdulás

A kréta végén, ill. a kainozoikum elején megszűnik Afrika K-i irányu, baloldali elmozdulása Európához képest és kisebb mértékű, jobboldali elmozdulás történik az ypresi korszakig. Ezután kezdődik meg az a — marokkói forgáspont körüli — elfordulás, amely észak—déli kompressziót hoz létre és amely az afrikai és az európai kontinens kollíziójához vezet. Ez az ütközés a kontinenslemezek feldarabolódásával és nagyméretű csapásmenti /transzkurrens/ vetők kialakulásával jár /BIJU-DUVAL—DERCOURT—LE PICHON, 1977; CHANNELL—HORVÁTH, 1976/.

Afrika és Európa közeledésére pontos értékeket adtak PATRIAT és munkatársai /1982/ paleomágneses vizsgálataik alapján. Például: a paleocén—eocén határtól /53 millió év/ kb. 700 km-t mozgott É felé Arábia nyugati szegélye és a Kelet-Mediterráneum. Apulia kb. 250 km-rel került közelebb Európához az eocén—oligocén fordulója /37 millió év/ óta.

A BIJU-DUVAL et al. /1977/ által említett feldarabolódási folyamat része a Gailvölgyi-vonal és a DAV-vonal felujulása és a Bakony—Drauzug-egység K-i irányu "kipréselődése" a Déli-Alpok és a Keleti-Alpok közül. Hasonló jellegű, benyomódó kontinenslemez előli oldalirányu kitérésre mutattak be modellkísérleteket TAPPONNIER és munkatársai /1982/ a Himalája, India és DK-Ázsia példáján. A "kipréselődéses", kitéréses jellegű hori-

zontális elmozdulás szép példáját mutatja Anatólia, amely Ny felé mozog Arábia és Európa közeledése során /HEMPTON, 1982/ /9. ábra/.

A "kipréselődés" szó használata nem a legmegfelelőbb, mert a "kipréselt" testen, kontinenslemezen nem minden esetben figyelhető meg kompressziós erőhatásra létrejövő deformáció /pl. gyűrődés, áttolódás stb./, így például a Bakonyon és Anatólián sem. Ezért erre a lemeztektonikai mozgásformára a genetikai jelentés nélküli "continental escape" /kontinensmenekülés/ kifejezést vezették be /HEMPTON, 1982/, amely magyarra talán "kitérés"-ként lenne fordítható.

A kitérés során a Bakonyikum, mint a DAV—Rába-lineamens és a Gailvölgyi—Balaton-lineamens közötti szerkezeti egység valószínűleg a teljes kéreggel együtt, kontinentális mikrolemezként mozdult el. Szeizmikus kéregkutató szelvényeken /POSGAY et al., 1981/ láthatjuk, hogy a Bakonyinak — amelyet közel függőlegesnek feltételezett határvonalak zárnak közre — a környezetétől jelentősen eltérő: mintegy 7—10 km-rel vastagabb kérge van /8. ábra/.

A Bakony—Drauzug-egység elmozdulását az É felé mozgó Apulia közeledése okozta. Ennek hatására a Bakonyikum K-re, a nyomásárnyékot jelentő Pannon-térség irányába tért ki /KOVÁCS, 1983/. Apulia északi mozgása a Bakonyikumra gyakorolt észak-déli irányú kompresszióban nyilvánult meg, a kitérés pedig kelet-nyugati irányú extenziós lehetőséget jelentett. További erőhatásként jelentkezett a természetszerűleg nem tökéletesen egyenes Periadriai-lineamens és DAV-vonal menti csapásirányú elmozdulás során létrejövő transztenzió és transzpresszió /HARLAND, 1971/, amely a Bakony—Drauzug jelentős hossza /ma: 600 km/ és viszonylag kis szélessége /ma legfeljebb 100 km/ miatt az egység egész területére kiterjedt. Végső soron ez a hatás hozta létre a középhegységi eocén rétegsoroknak a már korábban ismertetett jellegzetességeit is.

A kompressziós—extenziós erőhatás következtében az egység belsejében tulajdonképpen a MOHR-sikoknak megfelelően létrejövő másodrendű, jobboldali horizontális elmozdulások — amelyeket

MÉSZÁROS /1980, 1981/ ismert föl — ugyanolyan szabályszerűséget követnek, mint amelyet TAPPONNIER és munkatársai /1982/ modellkísérletükben leírtak /9. ábra/.

Az eocén—oligocén mozgás során a Bakony mindvégig saját hossz tengelyének irányában mozdult el. Mai DNY—ÉK-i helyzetét csak ennek befejeződése után, baloldali elfordulással foglalta el.

A Bakony mezozoós paleomágneses pólusainak Afrikáétól való szisztematikus eltérése oly módon értelmezhető, hogy feltételezzük: a mezozoikum után a Bakony 35° -os, az óramutató járásával ellentétes irányú /baloldali/ elfordulást végzett /MÁRTON, E.—MÁRTON, P., 1981/. Ennek az elfordulásnak a feltételezésére szükség van a recski felsőeocén andezit paleopólusainak értelmezéséhez is /MÁRTON P.—M. SZALAY E., 1969/, ami arra utal, hogy a fenti rotáció a későeocén után történt. Sőt, MÁRTON P. szíves szóbeli közlése /1983/ szerint az egri felsőoligocén paleopólusainak értelmezése is megkívánja ezt az elfordulást. Ebből következtethetünk arra, hogy a Bakonyikum /amelynek nem része sem Recsk, sem Eger/ elfordulása az egri korszak után történt.

A Bakony rotációja már biztosan befejeződött a korabádeni idejére, mert a bürzsönyi andezit paleopólusai már lényegében a mai helyzetet mutatják /BALLA—MÁRTONNÉ SZALAY E., 1978/.

Ehhez az elforduláshoz a Bakonytól É-ra eső területeken térrövidülésre volt szükség az egri és a bádeni korszak között. Erre több lehetőség is kínálkozott. Az egri—eggenburgi közti középsőszávi fázis során az egész flisövet takaró mozgások érték, a Szirtövvel és az első molassz-képződményekkel együtt. Az ottnangi—kárpáti óstájer fázisban a Waschberg-zóna gyűrődött meg, a kárpáti—bádeni közötti középsőstájer kompresszió pedig a Zdánice-egységben, valamint a Szubsziléziai- és a Sziléziai-flisben okozott jelentősebb térrövidülést /JIRICEK, 1979/. Ezek a mozgások együttesen vagy külön-külön is hozzájárulhattak a Bakony baloldali elfordulásához.

Összefoglalás

A középsőeocénben a Bakonyikum a Déli- és a Keleti-Alpok között helyezkedett el. A Keleti-Alpok szárazulatától D-re terült el a Mediterráneum sekélytengere, a part közelében főleg terrigén, távolabb inkább karbonátos üledékképződéssel. A Trentói-hátság karbonátplatformjáról zagyözönök indultak a Belunói-flisárokba, amelynek csak Szlovénia felé volt mélytengeri összeköttetése.

Apulia É-i mozgásának hatására a középsőeocén elején megkezdődött a Bakony—Drauzug K felé való kitérése a nyomásárnyékot jelentő Pannon-térség irányába. Ennek hatására csapásvetőkkel jellemzett blokktektonikai mozgások kezdődtek, amelyek a tengerelöntéssel egyidejűleg megszakították a bakonyi bauxitképződést. /A bauxit részben a Trentói-hátság paleocén—alsóeocén bazaltjának lateritesedéséből származik./

A Bakony kitérésének a következő fázisai rögzíthetők:

A/ a korakiscelliben az euxin Tardi-tenger Ny-i partjából kb. a Budapestet Ljubljánával összekötő, akkor közel É—D irányu egyenes mentén lehetett és a felgyűrődött Dinaridák választotta el a Mediterráneumtól;

B/ a későkiscelli smrekoveci andezitvulkanizmus jelenleg hiányzó északi felének valószínűleg a zalai andezit felelhet meg /vagy a Balaton-környéki terület más andezitje/.

A Bakony kitérése 450—500 km-es, 22—30 millió éven át tartó K-i irányú mozgás után az oligocén végén szűnt meg. Ezt követően — a korai és a középső miocén során — 35°-os, baloldali rotációval foglalta el mai helyét, amelyhez a szükséges térrövidülést a külsőkárpáti flis felgyűrődés szolgáltatta.

A Bakonyikum elmozdulásának felismerése adalékot szolgáltat a Dunántuli-középhegység, valamint a Mecsek és a Villányi-hegység inverz elhelyezkedésének /GÉCZY 1972, 1973/ értelmezéséhez.

Köszönetemet fejezem ki KOVÁCS Sándornak, SZABÓ Csabának, KECSKEMÉTI Tibornak, MINDSZENTY Andreának és CSONTOS Lászlónak, akik tanácsaikkal segítették e cikk megírását.

AHRENDT, H. 1980.

Die Bedeutung der Insubrischen Linie für den tektonischen Bau der Alpen. — N.Jb.Geol.Paläont.Abh. 160/3, 336-362, Stuttgart.

AUBOUIN, J. 1963.

Essai sur la paléogéographie post-triasique et l'évolution secondaire et tertiaire du versant sud des Alpes orientales /Alpes méridionales; Lombardie et Vénétie, Italie; Slovénie occidentale, Yougoslavie/. — Bull.Soc.Géol.France /7/ 5, 730-766, Paris.

AUBOUIN, J. 1965.

Geosynclines. — Developments in Geotectonics 1, 335 p., Elsevier, Amsterdam.

BALÁZS E. - BÁLDI T. - DUDICH E. - GIDAI L. - KORPÁS L. - RADÓCZ GY. - SZENTGYÖRGYI K. - ZELENKA T. 1981.

A magyarországi eocén-oligocén határ képződményeinek szerkezeti-faciális vázlata. — Földtani Közlöny 111/1, 145-156, Budapest.

BÁLDI T. 1980.

A korai Paratethys története. — Földtani Közlöny 110/3-4, 456-472, Budapest.

BÁLDI T. 1982.

A Kárpát—Pannon-rendszer tektonikai és ösföldrajzi fejlődése a középső terciárban /49-19 millió év között/. — Őslénytani Viták 28, 79-155, Budapest.

BÁLDI T. 1983.

The Terminal Eocene and Early Oligocene Events in Hungary, and the separation of an anoxic, cold Paratethys. — Terminal Eocene Events /IGCP 174. project/: Proposal for the Eocene—Oligocene boundary in the Alpine—Carpathian—Pannonian system; Definition of the

Kiscellian Stage. Meeting at Visegrád. Preprints, pp. 1-25.

BÁLDI T. - HORVÁTH M. - NAGYMAROSY A. - VARGA P. 1980.

Jelentés a Váli vizválasztó területen mélyült furások prepannon képződményeinek biosztratigráfiai vizsgálatáról. — Kézirat, ELTE Földtani Tanszék, Budapest.

BÁLDINÉ BEKE M. 1983.

Dunántuli eocén nannoplankton és biosztratigráfiája. — Őslénytani Viták 29, 25-43, Budapest.

BALLA Z. 1977.

Helyzetkép a Börzsöny-hegység földtani felépítésére és ércesedésére vonatkozó adatok egységes értelmezéséről. — MÁELGI 1976. Évi Jel. 20-37.

BALLA Z. 1978.

A Magas-börzsönyi paleovulkán rekonstrukciója. — Földtani Közlöny 108/2, 119-136.

BALLA Z. 1981.

Magyarország kréta—paleogén képződményeinek geodinamikai elemzése. — Ált. Földtani Szemle 16, 89-182, Budapest.

BALLA Z. - CSONGRÁDI J. - HAVAS L. - KORPÁS L. 1981.

A börzsönyi vulkanitok kora és a K/Ar kormeghatározások pontossága. — Földtani Közlöny 111/2, 307-324, Budapest.

BALLA Z. - HAVAS L. 1982.

A mátrai eltolódás. — Földtani Közlöny 112/3, 197-207, Budapest.

BALLA Z. - KORPÁS L. 1980.

A Börzsöny hegység vulkáni szerkezete és fejlődéstörténete. — MÁFI Évi Jel. 1978-ról, 75-101, Budapest.

BALLA Z. - MÁRTONNÉ SZALAY E. 1978.

A börzsönyi vulkáni összlet paleomágneses rétegsora. — Magyar Geofizika 19/2, 51-59; 19/3, 114-120, Budapest.

BALLA Z. - MÁRTONNÉ SZALAY E. 1980.

A Börzsöny és a Dunazug-hegység magnetosztratigráfiája.
— Geofizikai Közlemények 26, 57-77, Budapest.

BARBIERI, G. - MEDIZZA, F. 1969.

Contributo alla conoscenza geologica della regione di
Bolca /Monti Lessini/. — Memorie Ist.Geol.Min.Univ.
Padova 27, 36 p., Padova.

BÁRDOSSY GY. 1977.

Karsztbauxitok. — Akadémiai Kiadó, Budapest, 413 p.

BIJU-DUVAL, B. - BER COURT, J. - LE PICHON, X. 1977.

From the Tethys Ocean to the Mediterranean seas: A
plate tectonic model of the evolution of the Western
Alpine system. — In: BIJU-DUVAL, B. - MONTADERT, L.
/Eds./: International Symposium on the Structural
History of the Mediterranean Basins, pp. 143-164,
Technip, Paris.

BROKÉS F. 1978.

Harmadidőszaki coccolithok a Dunántuli-középhegység
bauxitkutató furásaiból. — Földtani Közlöny 108/4,
499-540, Budapest.

BURCHFIEL, B.C. 1980.

Eastern European Alpine system and Carpathian orocline
as an example of collision tectonics. —
Tectonophysics 63/1-4, 31-61, Amsterdam.

CHANNELL, J.E.T. - HORVÁTH, F. 1976.

The African/Adriatic promontory as a palaeogeographic
premise for Alpine orogeny and plate movements in the
Carpatho—Balkan region. — Tectonophysics 35/1-3,
71-101, Amsterdam.

CIMERMAN, F. 1979.

Oligocene beds in Slovenia. — In: DROBNE, K. /ed./:
16th Eur.Micropal.Coll., pp. 71-78, Ljubljana.

- CITA, M.B. 1965.
Jurassic, Cretaceous and Tertiary Microfacies from the Southern Alps /Northern Italy/. — *Int.Sed.Petrogr. Series 8*, 99 p., 117 pl., Brill, Leiden.
- COUSIN, M. 1970.
Esquisse géologique des confins italo—yougoslaves: leur place dans les Dinarides et les Alpes méridionales. — *Bull.Soc.Géol. France* /7/ 12/6, 1034-1047, Paris.
- DE BOER, J. 1963.
The geology of the Vicentinian Alps /NE-Italy/ /with special reference to their paleomagnetic history/. — *Geologica Ultraiectiana* 11, 178 p., Utrecht.
- DROBNE, K. 1979.
Paleocene and Eocene beds in Slovenia and Istria. — in: DROBNE, K. /ed./: 16th Eur.Micropal.Coll, 49-63, Ljubljana.
- DROBNE, K. - PAVLOVEC, R. - DROBNE, F. 1979.
Mikrofosilne karakteristike starejšega paleogena na zahodnem obrobju Panonskega bazena. — *Zbornik radova IV. Znan. skup. za naftu JAZU*, 155-172.
- DUDICH E. - KOMLÓSSY GY. 1969.
Ősföldrajzi-szerkezeti szempontok a magyar bauxit kerkérdéséhez. — *Földtani Közlöny* 99/2, 155-165, Budapest.
- DUDICH E. - KOPEK G. 1980.
A Bakony és környéke eocén ősföldrajzának vázlata. — *Földtani Közlöny* 110/3-4, 417-431, Budapest.
- FABIANI, R. 1914.
La serie stratigrafica del Monte Bolca e dei suoi dintorni. — *Memorie Ist.geol.R.Univ. Padova* 2, 223-235, Padova.
- FUSÁN, O. - IBRMAJER, J. - PLANČAR, J. - SLÁVIK, J. - SMIŠEK, M. 1971.
Geological structure of the basement of the covered

parts of southern part of Inner West Carpathians.
Zbornik geol. vied, rad ZK 15, 115-173, Bratislava.

T. GECSE É. 1982.

A nagyegyházi bauxittelep mikromineralógiai vizsgálata.
— MÁFI Évi Jel. 1980-ról, 435-448, Budapest.

GÉCZY B. 1972.

A jura faunaprovinciák kialakulása és a Mediterrán lemeztectonika. — Geonómia és Bányászat 5/3-4, 297-311, Budapest.

GÉCZY B. 1973.

Lemeztectonika és paleogeográfia a Kelet-Mediterrán mezozoós térségben. — Geonómia és Bányászat 6/1-4, 219-225, Budapest.

GEYSSANT, J. 1963.

Étude géologique de la rive occidentale du lac de Garda, de Gargnano à Limone /Alpes méridionales, province du Brescia, Italie/. — Bull.Soc.Géol. France /7/ 5, 775-781, Paris.

GIDAI L. 1978.

Az ÉK-dunántuli eocén képződmények ösföldrajzi viszonyai. — Földtani Közlöny 108/4, 549-563, Budapest.

GNACCOLINI, M. 1968.

Caratteristiche sedimentologiche del flysch del Vallone Bellunese. — Riv.Ital. Paleont. 74/1, 63-70, Milano.

HAGN, H. - WELLNHOFER, P. 1967.

Ein erratisches Vorkommen von kalkalpinem Obereozän in Pfaffing bei Wasserburg. — Geologica Bavarica 57, 205-288, München.

HARLAND, W.B. 1971.

Tectonic transpression in Caledonian Spitsbergen. — Geological Magazine 108/1, 27-41, London.

HEMPTON, M.R. 1982.

The North Anatolian fault and complexities of continental escape. — J. Structural Geology 4/4, 502-504.

HINTE, J.E. van 1963.

Zur Stratigraphie und Mikropaläontologie der Oberkreide und des Eozäns des Krappfeldes /Kärnten/. — Jb.Geol. B.-A. Sonderband 8, 147 p., Wien.

HINTERLECHNER-RAVNIK, A. - PLENIČAR, M. 1967.

The Smrekovev Andesite and its tuff. — Geologija 10, 219-237, Ljubljana.

HOBBS, B.E. - MEANS, W.D. - WILLIAMS, P.F. 1976.

An Outline of Structural Geology. — Wiley, New York, 571 p.

HOTTINGER, L. - DROBNE, K. 1980.

Early Tertiary conical imperforate Foraminifera. — Slov.Akad.Znan.Umetn.,Hist.nat., Razprave 22/3, 187-276, Ljubljana.

JANOSCHEK, W.R. - MATURA, A. 1980.

Outline of the geology of Austria. — Abh.Geol. B.-A. 34, 7-98, Wien.

JELEN M. - LAPAJNE, V. - PAVŠIČ, J. 1980.

Nanoplankton in dinoflagelati iz oligocenskih plasti na Homu pri Radmirju. — Geologija 23/2, 177-188, Ljubljana.

JIRIČEK, R. 1979.

Tektogenetický vývoj karpatského oblouku během oligocénu a neogénu. — In: MAHEL, M.: /ed./: Tektonické profily Západných Karpát, pp. 203-214, Geol. Ústav D. Štura, Bratislava.

KAHLER, F. - PAPP, A. 1968.

Über die bisher in Kärnten gefundenen Eozängerölle. — Carinthia II., 78, 80-90, Klagenfurt.

- KÁZMÉR M. 1982.
A budai felsőeocén mészkő mikrofacies-vizsgálata. — Egyetemi doktori értekezés, kézirat, 110 p., ELTE Földtani Tanszék, Budapest.
- KECSKEMÉTI T. 1980.
A Bakony-hegységi Nummulites-fauna paleobiogeográfiai áttekintése. — Földtani Közöny 110/3-4, 432-449, Budapest.
- KOPEK G. 1980.
A Bakony hegység ÉK-i részének eocénje. — MÁFI Évk. 63/1, 176 p., Budapest.
- KOVÁCS S. 1983.
Az Alpok nagyszerkezeti áttekintése. — Ált. Földtani Szemle 18.
- KÖRÖSSY L. 1982.
Magyarország földtani szerkezetének áttekintése. — Ált. Földtani Szemle 17, 21-71, Budapest.
- KUŠČER, D. 1967.
Tertiary formations of Zagorje. — Geologija 10, 5-85, Ljubljana.
- LEONARDI, P. 1967.
Le Dolomiti. Geologia dei monti tra Isarco if Piave. -- Cons. Naz. Ricerche et Giunta Prov. Trento, vol. i-II, 1019 p.
- MAJOROS GY. 1980.
A permi üledékképződés problémái a Dunántuli-középhegységben: Egy ősföldrajzi modell és néhány következtetés. — Földtani Közöny 110/3-4, 323-341, Budapest.
- MÁRTON, E. - MÁRTON, P. 1981.
Mesozoic palaeomagnetism of the Transdanubian Central Mountains and its tectonic implications. — Tectonophysics 72/1-2, 129-140, Amsterdam.

- MÁRTON P. - M. SZALAY E. 1969.
 Áttekintő paleomágneses vizsgálatok Mátra-hegységi andeziteken. — Földtani Közlöny 99/2, 166-180, Budapest.
- MÉSZÁROS J. 1980.
 Szerkezetföldtani vizsgálatok a bauxitkutatás szolgálatában. — Földtani Kutatás 23/4, 9-12, Budapest.
- MÉSZÁROS J. - TÓTH I. 1981.
 Vízszintes elmozdulások Ajka térségében és gyakorlati jelentőségük. — Ált. Földtani Szemle 16, 25-34, Budapest.
- MÉSZÁROS M. - DUDICH E. 1962.
 Közép- és Délkelet-Európa eocénjének párhuzamosítási és fejlődéstörténeti vázlata. — Földtani Közlöny 92/2, 131-149, Budapest.
- OBERHAUSER, R. 1968.
 Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie während der Oberkreide und dem paläogen im Ostalpenraum. — Jb. Geol. B.-A. 111/1, 115-145, Wien.
- OBERHAUSER, R. 1980.
 Der geologische Aufbau Österreichs. — Springer-Verlag, Wien, 695, p.
- ODIN, G.S. 1982.
 The Phanerozoic time scale revisited. — Episodes 1982/3, 3-9, Ottawa.
- PATRIAT, Ph. - SEGOUFIN, J. - SCHLICH, R. - GOSLIN, J. - AUZENDE, J.M. - BEUZART, P. - BONNIN, J. - OLIVET, J.L. 1982.
 Les mouvements relatifs de l'Inde, de l'Afrique et de l'Eurasie. — Bull.Soc.Geol. France 171, 24/2, 363-373, Paris.
- PAVLOVEC, R. 1977.
 The connection between the Paleogene Western Dinarids and the Alpine marine basins. —

Rudarsko-metalurski zbornik 1977/2-3, 241-246,
Ljubljana.

PAVLOVEC, R. 1981.

Die Dinariden und ihre Nachbargebiete im Paläogen. —
Ősl. Viták. 27, 1-25, Budapest.

PAVLOVEC, R. - PLENIČAR, M. 1980.

Zgornjekredna in paleogenska orogeneza v Zahodnih
Dinaridih. — Zbornik. simpoz. regional. geol.
paleontol., Beograd.

PICCOLI, G. 1965.

Rapporto tra gli allineamenti dei centri vulcanici
paleogenici e la strutture tettoniche attuali nei
Lessini. — Boll.Soc.Geol.Ital. 84, 141-157, Roma.

PICCOLI, G. - PROTO DECIMA, F. 1970.

Ricerche biostratigrafiche sui depositi flyschoidi
della regione adriatica settentrionale e orientale. —
Memorie Ist.Geol.Min.Univ. Padova 27, 21 p., Padova.

POSGAY K. - ALBU I. - PETROVICS I. - RÁNER G. 1981.

Character of the Earth's crust and upper mantle on the
basis of seismic reflection measurements in Hungary. —
Earth Evolution Sciences 1/3-4, 272-279, Wiesbaden.

RÁKOSI L. - TÓTH K. 1980.

Adatok a Déli-Bakony eocén képződményeinek lito- és
biosztratigráfiájához. — MÁFI Évi Jel. 1978-ról,
239-249, Budapest.

RAMPNOUX, J.P. 1963.

Etude géologique de la région située à l'ouest de
Rovereto /Alpes méridionales, province de Trento,
Italie/. — Bull.Soc.Géol. France /7/, 5, 782-789,
Paris.

RASPLUS, L. 1963.

Etude géologique de la région de Castello-Tesino.
/Alpes méridionales, province de Trente, Italie/. —
Bull.Soc.Géol. France /7/, 5, 790-797, Paris.

- READING, H.G. 1980.
Characteristics and recognition of strike-slip fault systems. — In: BALLANCE, P.F. - READING, H.G. /eds./: Sedimentation in Oblique-slip Mobile Zones. Int. Assoc. Sedimentologists Spec. Publ. 4, 7-26, Blackwell, Oxford.
- SELLI, R. 1963.
Schema geologico delle Alpi Carniche e Giulie occidentali. — Giornale di Geologia /2/, 30, 1-136, Bologna.
- SELLI, R. 1965.
Cenni stratigrafici e tettonici sulle Alpi Carniche e Giulie occidentali. — Bull.Soc.Geol.Ital. /1964/ 83/3, 349-365, Roma.
- ŠIKIĆ, K. - ŠIKIĆ, L. 1979.
Distribution of Paleogene in Central and Northern part of Croatia and in neighbouring parts of Slovenia. — In: DROBNE, K. /ed./: 16th Eur.Micropal.Coll., 113-121, Ljubljana.
- SZABÓ E. 1976.
A dunántuli karsztbauxittelemek genetikai kérdései. — Ált.Földtani Szemle 9, 21-66, Budapest.
- SZTRÁKOS K. 1975.
A Karád-buzsáki paleogén rétegek ujravizsgálata. — Földtani Közlöny 105/4, 488-494, Budapest.
- TAPPONIER, P. - PELTZER, G. - LE DAIN, A.Y. - ARMIJO, R. - COBBOLD, P. 1982.
Propagating extrusion tectonics in Asia: new insights from simple experiments with plasticine. — Geology 10/12, 611-616, Boulder.
- THEIDIG, F. 1970.
Verbreitung, Ausbildung und stratigraphische Einstufung neogener Rotlehme und Grobschotter in Ostkärnten /Österreich/. — Mitt. geol. Paläont. Inst.

Univ. Hamburg 39, 97-116, Hamburg.

TRÚMPY, R. 1973.

The timing of orogenic events in the Central Alps. —
In: DE JONG, K.A. - SCHOLTEN, R. /eds./:
Gravity and Tectonics, pp. 229-251, Wiley, New York.

VARGA I. - GRÉCULA, P. 1980.

Nagyszerkezeti választóövezetek a Nyugati-Kárpátok
belső oldalán. — Földtani Kutatás 23/3, 17-22,
Budapest.

VARGA P. 1982.

A tardi agyag alsó tengeri szintjének kora, allodapi-
kus mészkőbetelepülések alapján. — Földtani Közöny
112/2, 177-184, Budapest.

VÖRÖS I. - T. GECSE É. 1976.

Micromineralogical and sedimentological study of some
Hungarian bauxites. — Travaux ICSOBA Symp. Zagreb
/1976/ 13, 175-183, Zagreb.

ZELENKA T. - BAKSA CS. - BALLA Z. - FÖLDESSY J. - FÖLDESSYNÉ
JÁRÁNYI K. 1983.

Mezozoós ősföldrajzi határ-e a Darnó-vonal? —
Földtani Közöny 113/1, 27-37, Budapest.

CONTINENTAL ESCAPE OF THE BAKONY-DRAUZUG UNIT IN THE PALEOCENE

by

M. Kázmér

ABSTRACT

The Drauzug appears as a foreign body in Paleozoic and Triassic paleogeographic reconstructions /SCHÖNLAUB and PREY in OBERHAUSER, 1980/. The distribution of Permian and Triassic facies zone in the Transdanubian Midmountains /western Hungary/ enabled KOVÁCS /1983/ to fit the BAKONY—DRAUZUG unit in the place of the foreign body.

The Bakony Drauzug unit [=Bakonyicum/ is defined as a separate tectono-facial unit of the Alpine system between the Eastern and Southern Alps, bordered by the Defereggental—Anterselva—Valles—Rába Lineament /DAV—Rába Lineament/ to the north and the Gailtal—Balaton Lineament to the south.

Paleogeographic reconstructions are presented for the Middle Eocene, Early Oligocene, Middle Oligocene, Late Oligocene—Earliest Miocene and the end of Middle Miocene.

An eastward directed continental escape took place following the Mesoalpine tectogenesis: a 450 to 500 km shift in 22 to 30 million years, from Middle Eocene to Late Oligocene. A 35° counterclockwise rotation in the Miocene /MÁRTON, 1983, pers. comm./, connected with the folding of the Outer West Carpathians, completed the emplacement of the Bakony.

Manuscript received: 20. November 1983

Address of the authors:

Kázmér Miklós

Eötvös University, Department of Paleontology

Budapest, VIII. Kun Béla tér 2.

H - 1083

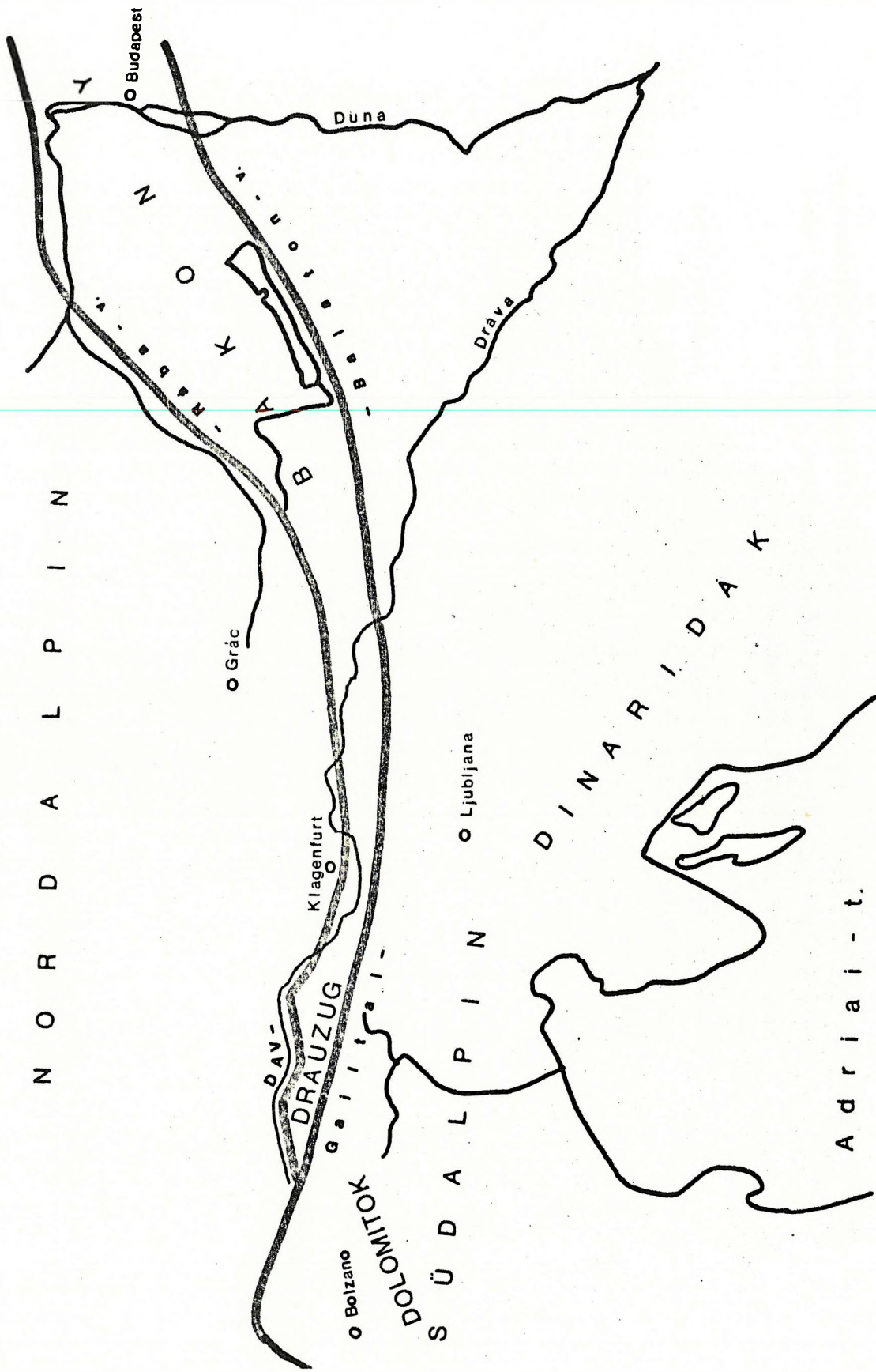


Fig. 1. ábra

Fig. 1. ábra: A Bakony—Drauzug-egység / =Bakonyikum/ topográfiai helyzete az Ausztroalpi-egységek /Nordalpin/, valamint a Déli-Alpok /Südalpin/ és a Dinaridák között

Position of the Bakony—Drauzug Unit among the Austroalpine units /Nordalpin/ and the Southern Alps /Südalpin/ and Dinarides

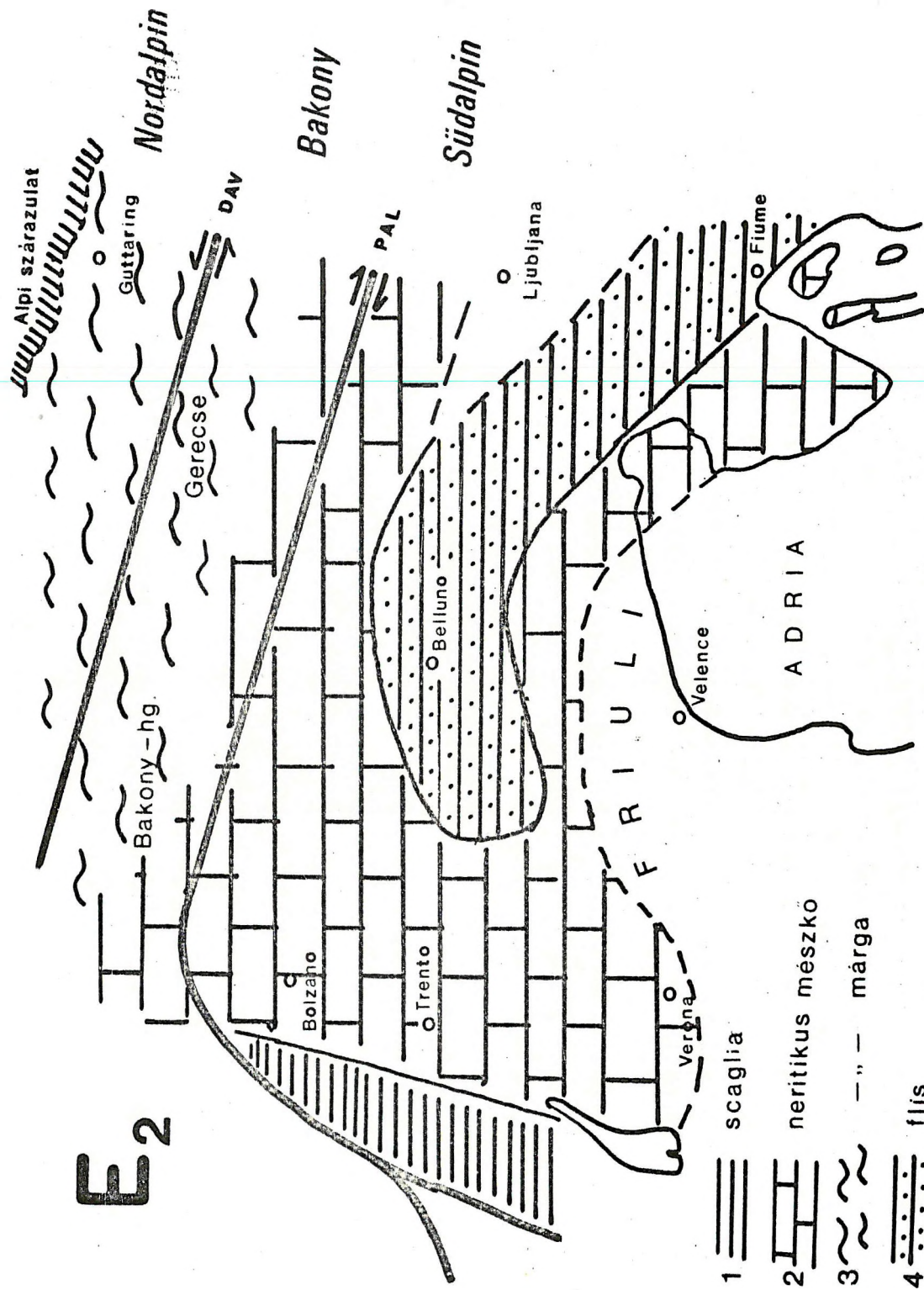


Fig. 2. ábra

Fig. 2. ábra: Középsőeocén /lutéciai/ ösföldrajzi vázlat

Az ausztroalpi szárazulattól délre Guttaring és a Bakony É részének törmelékes /agyagos, márgás, homokköves/ eocénje helyezkedik el. A terrigén hatás D felé csökken és uralkodóvá válik a neritikus mészkő. A Trentói-hátságtól Ny-ra, a Lombardiai-medencében pelágikus scaglia cinerea, K-re, a Bellunói—Szlovéniai-árokban flis rakódott le. Ez utóbbit délről a Friuli-platform neritikus mészköve határolja.

Middle Eocene /Lutetian/ paleogeographic scheme

South of the Austroalpine mainland lies the clastic /clay, marl, sandstone/ Eocene of Guttaring and the similar formations of the northern Bakony. The clastic content of the sediments decreases southward giving place to extensive neritic carbonate sedimentation on the Trento platform. The scaglia cinerea basin of Lombardy lies to the west, and the flysch trough of Belluno—Slovenia lies to the east. This last one is bordered by the neritic Friuli platform to the south.

- | | |
|-----------------------|------------------|
| 1 = scaglia cinerea | 3 = neritic marl |
| 2 = neritic limestone | 4 = flysch |

DAV = DAV—Rába Lineament

PAL = Gailtal—Balaton Lineament /part of the Periadriatic Lineament/

E₁₋₂

DNy

DÉLI-ALPOK

Bellunói-árok

PAL

BAKONY

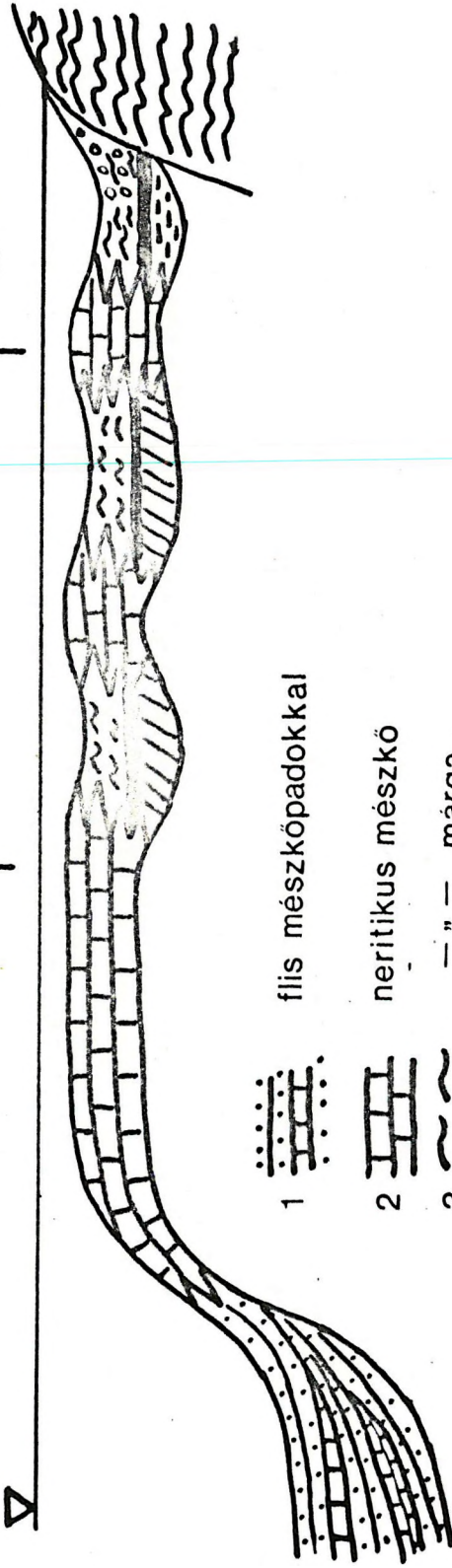
Trentói-hátság

DAV

KELETI-ALPOK

Guttaring

ÉK



- 1 filis mészkőpadokkal
- 2 neritikus mészkő
- 3 — " — márga
- 4 kőszén
- 5 bauxit
- 6 vörösságyag

Fig. 3. ábra

Fig. 3. ábra: Alsó-középsőeocén ösföldrajzi szelvény

Az Ausztroalpi-szárazulat gyűrt metamorfittjaira települ Guttaring vörösvagyából, közénteleges öszszletből és konglomerátum betelepüléseket tartalmazó mol-luskás-nummuliteszes márgából álló rétegsora, amely főbb vonásaiban megegyezik a Bakonyéval. Az utóbbiban a vörösvagy bauxittelepeket is tartalmaz. Mindkét területen nummuliteszes mészkő fogazódik össze a pélittel. Délebbre, a Trentói-hátságon a terrigén anyag mennyiségének csökkenésével uralkodóvá válik a neritikus mészkőképződés. Ennek a karbonátplatformnak a szegélyéről zagyöző-nök és törmelékcususzások indultak, amelyek a Bellunói-flisárookban allodapikus mészkőpadokat és olisztosztrómákat hoztak létre.

Lower—Middle Eocene paleogeographic section

The folded metamorphites of the Austroalpine Mainland are covered by the red clay, coal seams and conglomerate-bearing pelites of the Guttaring series. This is very similar to the Bakony, excepting the bauxite content of the red clay in the latter. Both areas are characterized by the interfingering of nummulitic limestone with pelites. Southwards, on the Trento platform the decrease of terrigenous content resulted in the dominance of nummulitic limestones. Turbidity currents and debris slumping originated from this carbonate platform formed allodapic limestone beds and olisthostromes in the Belluno flysch basin.

- | | |
|--------------------------------|----------------|
| 1 = flysch with allodapic beds | 4 = coal seams |
| 2 = neritic limestone | 5 = bauxite |
| 3 = neritic marl | 6 = red clay |

DAV = DAV—Rába Lineament

PAL = Gailtal—Balaton Lineament /Part of the Paeriadriatic Lineament/

011

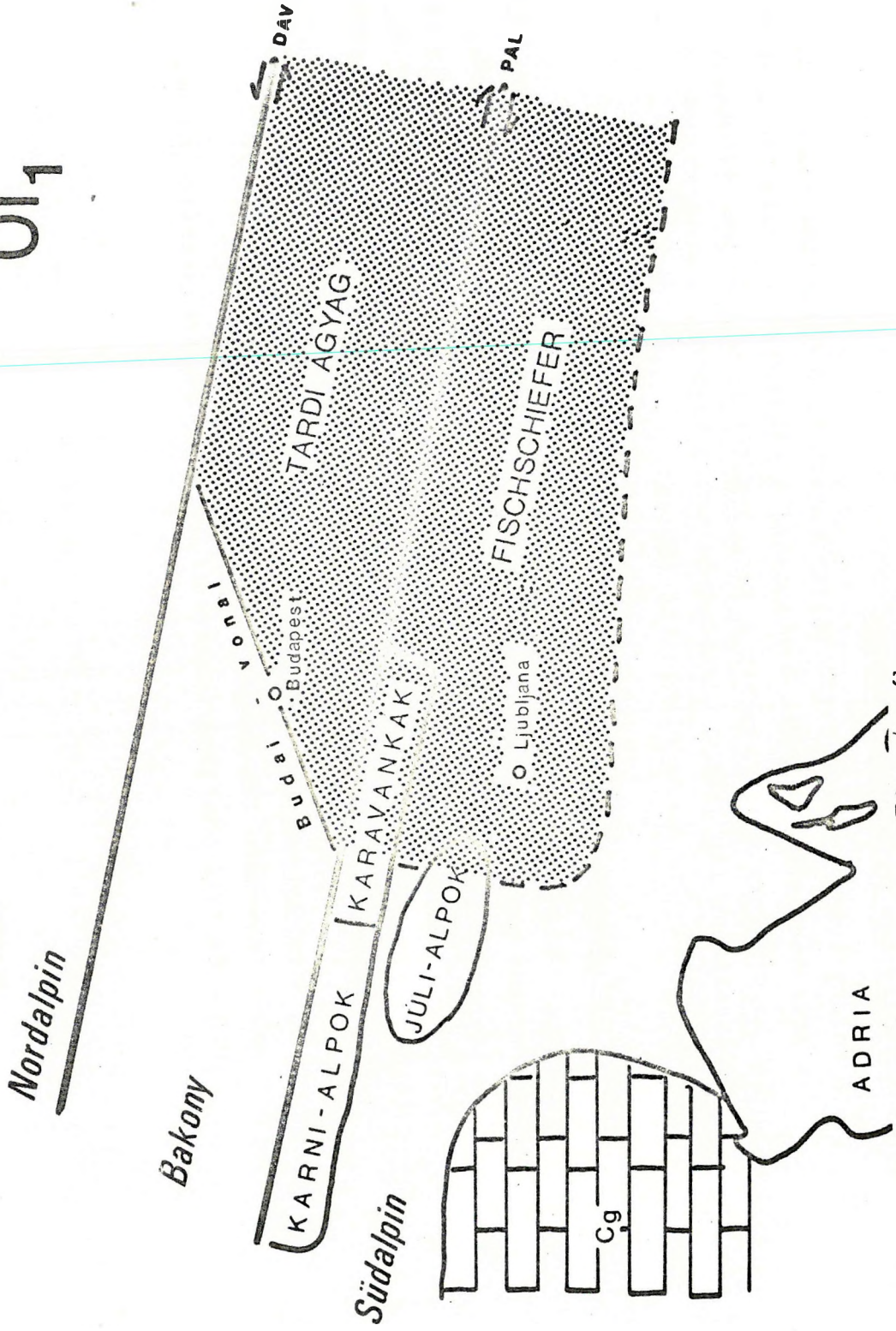


Fig. 4. ábra

Fig.4. ábra: Koraoligocén Ősföldrajzi vázlat

A Bakony euxin fáciesű Tardi Agyag-tengere és a Dinaridák euxin halas palája /Fischschiefer/ nyugati Ősföldrajzi határuk mentén összeilleszthetők. Ezt az egységes euxin tengert a felgyűrődött Dinaridák választotta el a Mediterráneum karbonátos Castelgombertói-selfjétől. A középsőeocén óta mintegy 130—150 km-es elmozdulás történt.

Early Oligocene /Early Kiscellian/ paleogeographic scheme

The approximate western paleogeographic boundaries of the anoxic Tard Clay sea of the Bakony and of the anoxic Fischschiefer sea of the Dinarides can be fitted across the Gailtal—Balaton Lineament /PAL/. This unified anoxic basin was separated from the Mediterranean Castelgomberto shelf /Cg/ by the folded chains of the Dinarides. The dimension of continental escape since Middle Eocene time was about 130—150 kms.

Cg = Castelgomberto shelf

DAV = DAV—Rába Lineament

PAL = GAILTAL—Balaton Lineament /part of the Periadriatic Lineament/

Ol₂

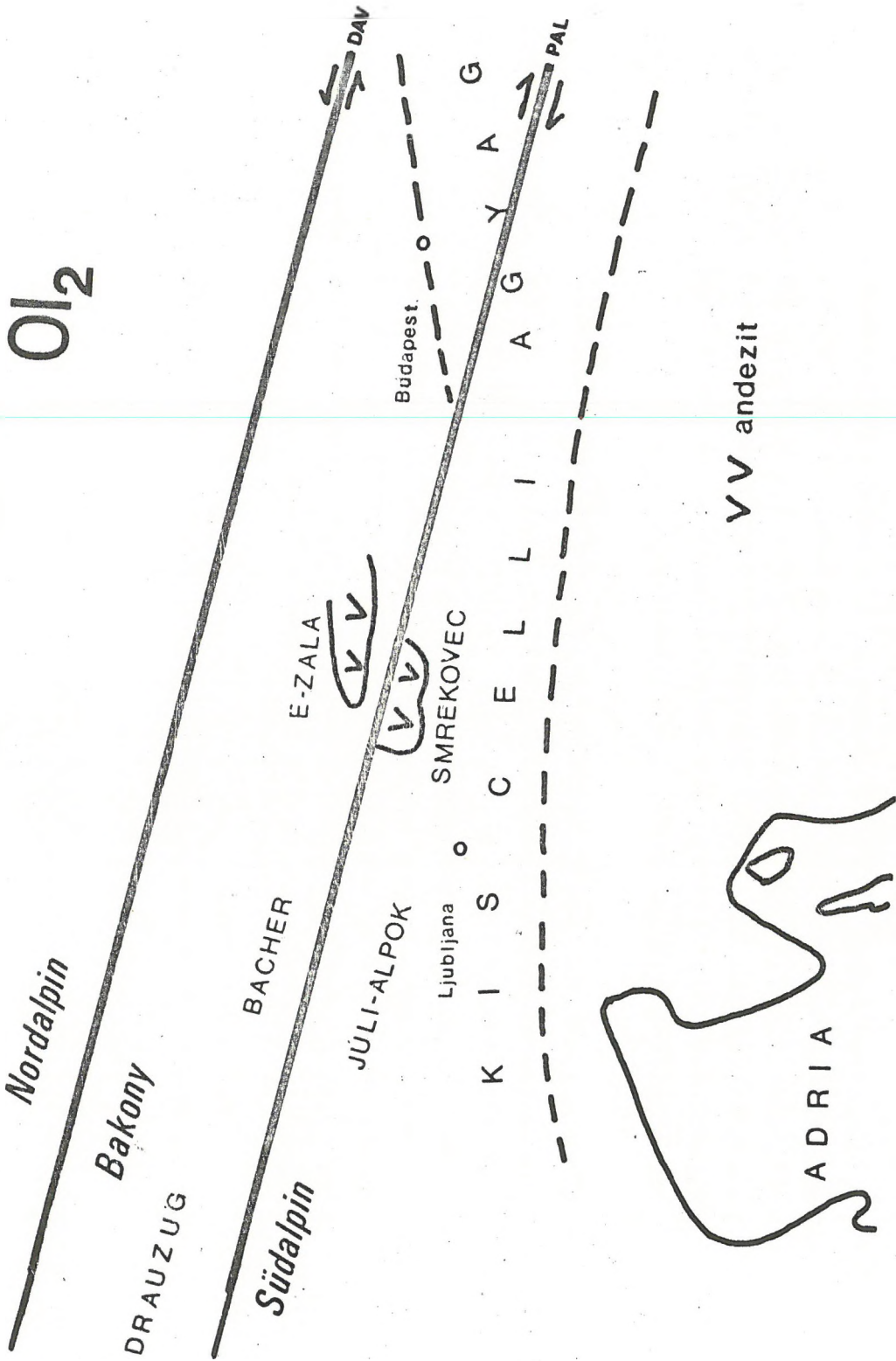


Fig. 5. ábra

Fig. 5. ábra: Közésooligocén /későkiscelli/ ősföldrajzi vázlat

A koraoligocénben /4. ábra/ Budapest környéke a Karavankák É oldalán volt. A kiscelli végefelé /Ol₂/ kitört a smrekoveci andezitvulkán, de a Budapest környéki Kiscelli Anyagban nyoma sincs ennek a vulkanizmusnak. Tehát addigra a Bakony már jelentősen elmozdult K-i irányban. A vázlat azt a feltételezett ősföldrajzi helyzetet mutatja, amelyben a smrekoveci andezit hiányzó é felének a zalai andezit felelne meg.

Middle Oligocene /Late Kiscellian/ paleogeographic scheme

The Budapest region occupied a position facing the Karavanka Mts. during Early Oligocene /Fig. 4/. Towards the end of Kiscellian /Ol₂/ the Smrekovec andesite volcano erupted. As this eruption has left no traces in the Budapest region we must conclude that the latter /the Bakony/ has moved considerably eastward since that time. The sketch shows a highly postulated configuration where the Zala andesites take the place of the missing northern part of the Smrekovec volcanites.

DAV = DAV—Rába Lineament

PAL = GALLTAL—Balaton Lineament /part of the Periadriatic Lineament/

- 1 ○○○○ csatkai kavics
- 2 ●●●● manyi homok
- 3 |||| slir
- 4 ~~~~~ tengeri homok és agyag

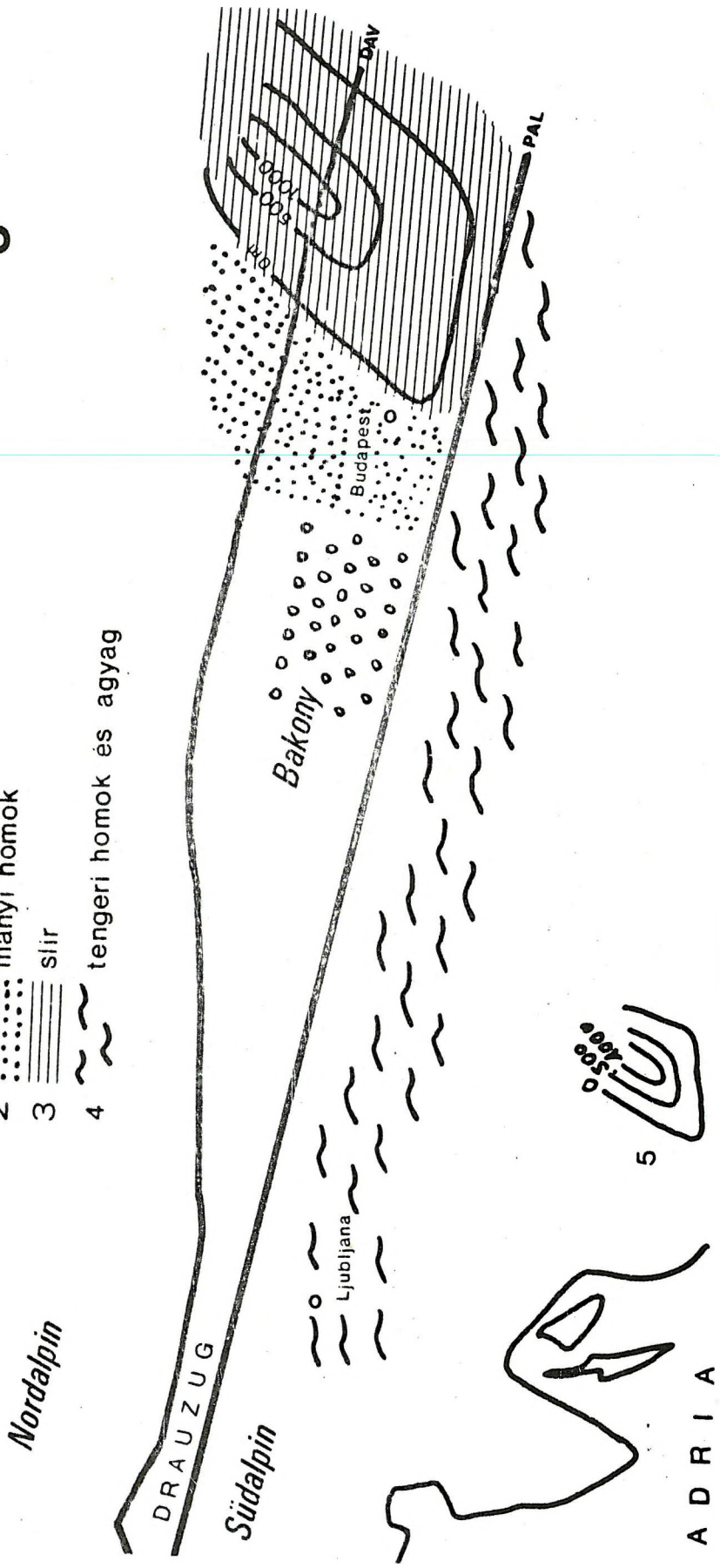


Fig. 6. ábra

Fig. 6. ábra: Későoligocén /egri/ ösföldrajzi vázlat

A Bakony—Drauzug kitérésének befejeződésével, kb. az oligocén végére elért helyzet. A képződmények elterjedését BÁLDI-tól /1982/ vettem át. Az ekkor már inaktív DAV—Rába-lineament metsző vastagságvonalak a kitérés befejeződése után keletkezett eggenburgi extenziós medence körvonalát jelzik /BÁLDI, 1982 alapján/.

Late Oligocene /Egerian/ paleogeographic scheme

Position of the Bakony at the end of continental escape. Distribution of facies after BÁLDI /1982/. The isopach lines /after BÁLDI, 1982/ indicate the approximate position of the post-continental escape Eggenburgian extensional basin, lying directly across the now inactive DAV—Rába Lineament.

- 1 = Csatka Gravel /fluviatile/ 2 = Mány Sand /littoral, neritic/
3 = Schlier /deep neritic/ 4 = marine sand and clay
/subsurface/

- 5 = Isopach contour lines of the
Eggenburgian extensional basin
az alsómiocén extenziós medence
üledékvastagsági izovonalai

DAV = DAV—Rába Lineament

PAL = Gailtal—Balaton Lineament /part of the Periadriatic Lineament/

M₄

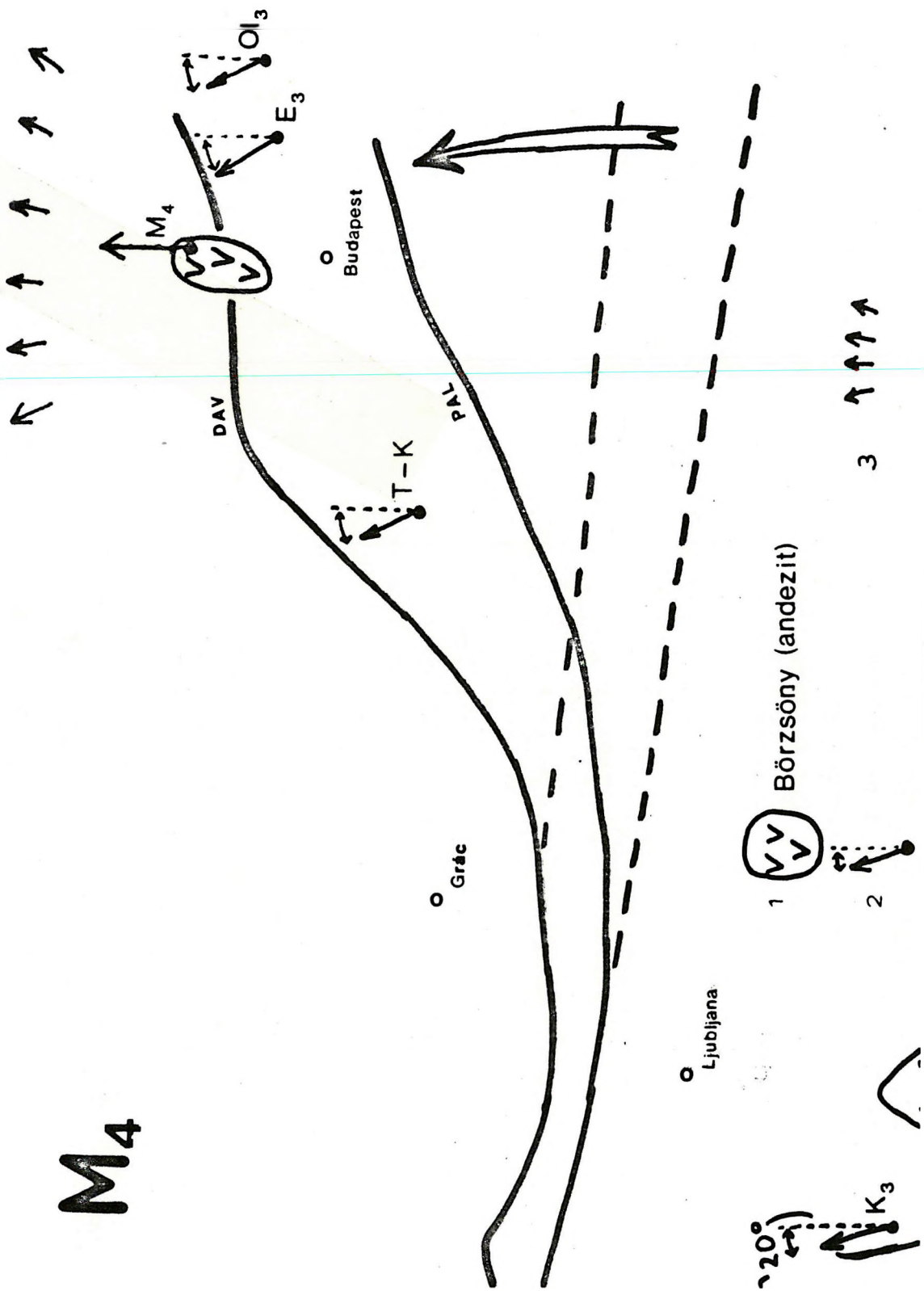


Fig. 7. ábra

Fig. 7. ábra: Középsőmiocén /bádeni/ ösföldrajzi vázlat

A későoligocén óta /5. ábra/ a Bakony kb. 35°-ot fordult az óramutató járásával ellenkező irányban. A Bakony-egységben és a hozzá csatlakozó területeken végzett paleomágneses deklinációmérések helye: triász—kréta: Bakony-hg. és Gerecse; eocén: Recsk; felsőoligocén: Eger. A börzsönyi bádeni kora paleovulkán mágneses északra arra utal, hogy az a keletkezése óta nem fordult el. Az elforduláshoz szükséges teret a Külső-Nyugati-Kárpátok gyűrődése biztosította.

2 = az egyes vizsgált területek 3 = a flistakarók egyidejű gyűrődése
elfordulásának mértéke a mai a Külső-Nyugati-Kárpátokban
északtól keletkezésük óta

Middle Miocene /Badenian/ paleogeographic scheme

The Bakony rotated about 35° counterclockwise since Late Oligocene /Fig.5/. Site of paleomagnetic declination measurements in the Bakony Unit and adjoining regions: Triassic—Cretaceous: Bakony Mts. and Gerecse; Late Eocene: Recsk andesites; Late Oligocene: marine sediments in Eger. The paleomagnetic declination of the Börzsöny andesite indicate that no rotation occurred since its eruption in the Badenian.

- 1 = the Börzsöny andesite volcano
- 2 = rotation of some areas since their formation, compared to the present-day magnetic north
- 3 = contemporaneous folding and nappe formation in the Western Flysch Carpathians

DAV = DAV—Rába Lineament /inactive/

PAL = Gailtal—Balaton Lineament /part of the Periadriatic Lineament/

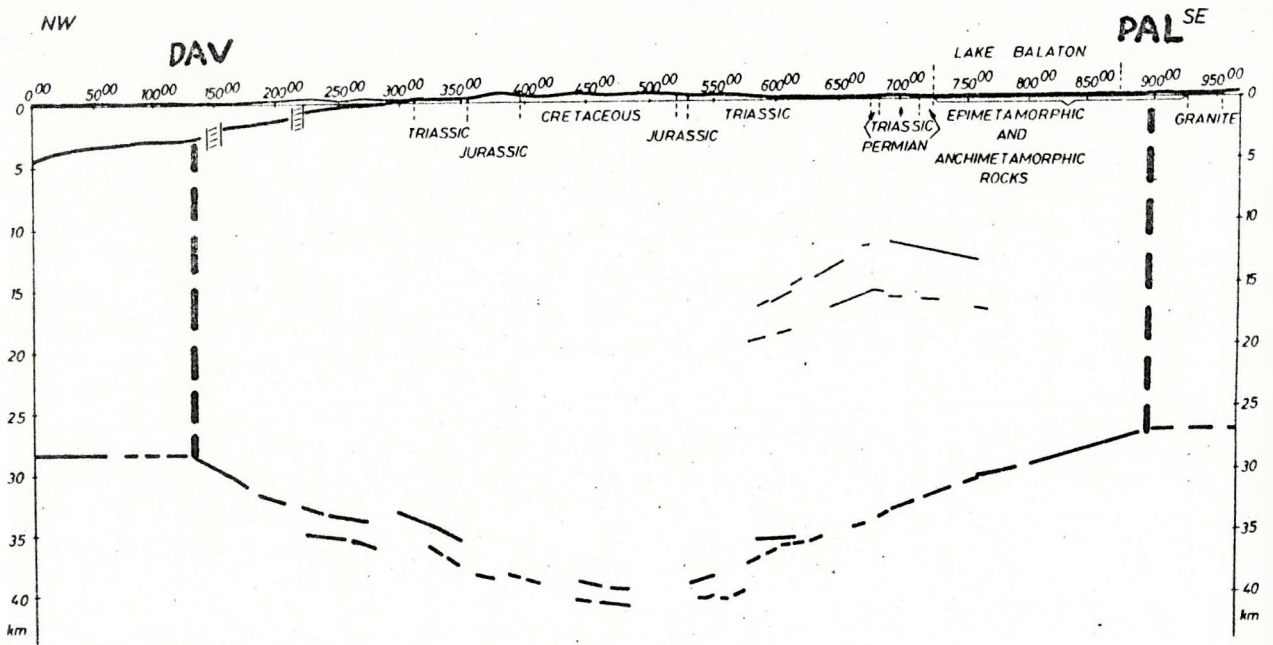
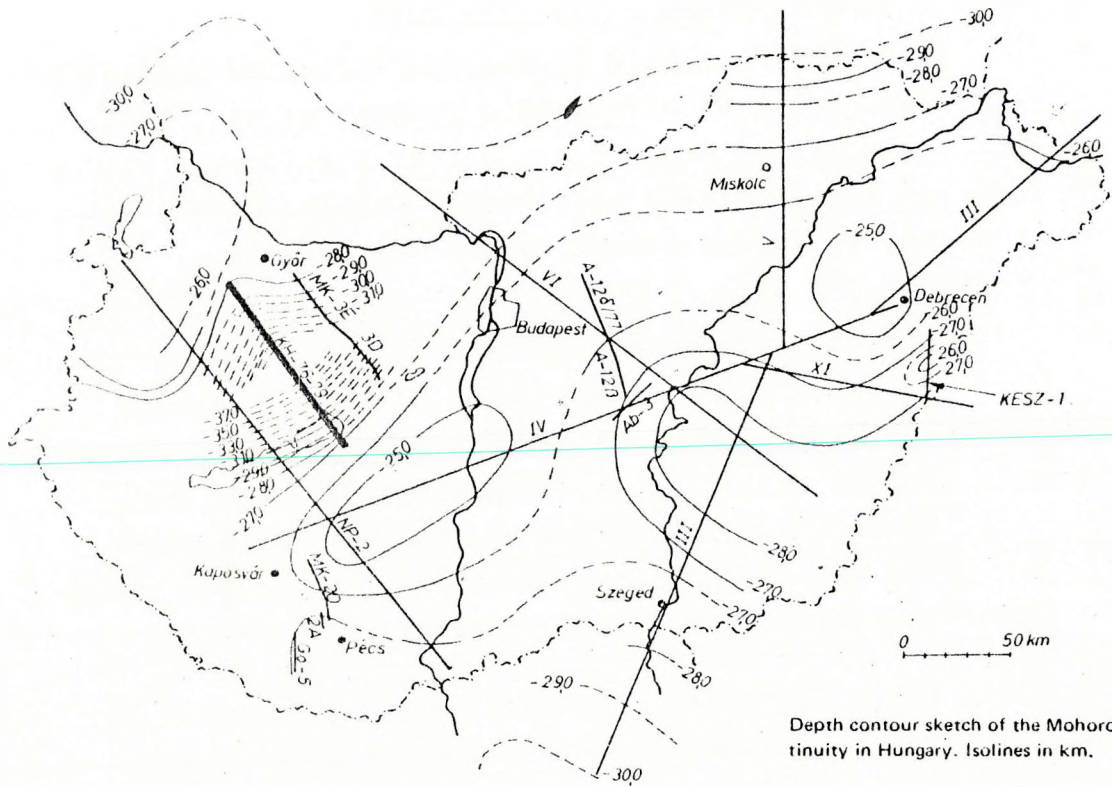


Fig. 8. ábra

Fig. 8. ábra: A Bakony-egység kéregvastagsága

A Bakony harántoló szeizmikus reflexiós kéregszelvény helye és értelmezése /POSGAY et al., 1981 után, kissé módosítva/. Jól kirajzolódik a Bakony — környezeténél vastagabb — kérge. Ez a Bakony-egység környezetétől idegen voltát jelzi.

The crust under the Bakony Unit

Position and interpretation of a deep seismic sounding profile across the Bakony Unit /after POSGAY et al., 1981, slightly modified/. The anomalous thickness of the Bakony Unit between the Rába and Balaton Lineaments is clearly shown, indicating the foreign character of the unit.

DAV = DAV—Rába Lineament

PAL = Gailtal—Balaton Lineament /part of the
Periadriatic Lineament/

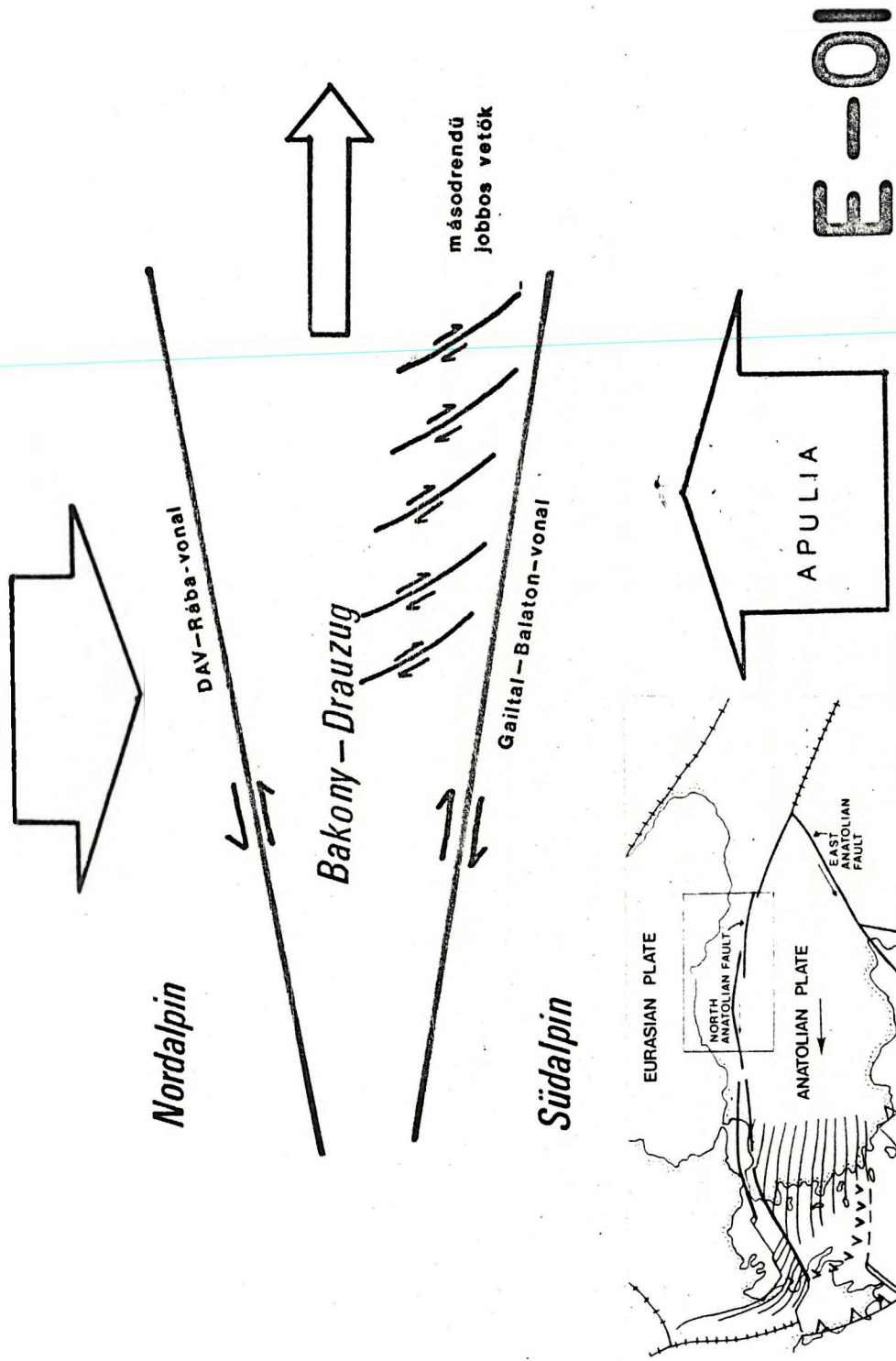


Fig. 9. ábra

Fig. 9. ábra: A kitérés modellje

Apulia É-i mozgásának hatására az ékalaku Bakonyikum /==Bakony—Drauzug-egység/
K-i irányban, a Pannon-térség nyomásárnyéka felé kipréselődött. A kitérés so-
rán másodlagos dextrális vetők is létrejöttek.

A mellékábra az analógiaként felhasznált modell, az Anatóliai-tábla ma is
tartó, Ny-i irányu kitérését mutatja /HEMPTON, 1982 után/.

Model of the continental escape

Due to the northward motion of Apulia the wedge-shaped Bakony—Drauzug Unit
escaped towards the pressure-shadow of the Pannonian region. Secondary
dextral faults were established during the displacement.

Inset: the present-day westward continental escape of the Anatolian plate
/after HEMPTON, 1982/ served as an analogue for the Bakony—Drauzug model.

TANULMÁNYUTON A PENNINI-SZIRTÖVBEN ÉS A LENGYEL-TÁTRÁBAN

Kázmér Miklós - Kovács Sándor - Péró Csaba^x

Most-clés BRGM-CNRS tárgyszavak: correlation, crétacé, formation, geodynamique, Hongrie, jura, lithostratigraphie, neogene, paleogene, paleogeographie, Pennines, Pologne, stratigraphie, Tatra, tectonique, trias

ÖSSZEFOGLALÁS

A Szirtöv szirtjeinek dogger—neokom mészkövére üledék-folytonossággal települ a középső-felsőkréta flis. A krétavégi tectogenezis hatására ebben a rétegsorban takarók alakultak ki, amelyek a szávai gyűrődések során extrém módon elkeskenyedtek. A merev mészkőösszletek és képlékeny fedőjük közti kapcsolat sok helyütt megszakadt és az utóbbi erősebben deformálódott anyaga "mátrix" jelleget öltött. A Szirtöv önálló takarós szerkezettel jellemezett, a Külső- és a Központi-Kárpátok között elhelyezkedő, velük egyenrangú szerkezeti-kifejlődési egység.

A felszínről eltűnt Egzotikus-kordillera, amelyet az olisztosztrómák kavicsanyagából rekonstruáltak, valószínűleg Transzilvanida eredetű, de átmenetet mutat a mellétei sorozat felé is. Feltehetően önálló lemeztöredékként került a Szirtöv üledékképződési zónája és a Tátrida-blokk /Központi-Nyugati-Kárpátok/ közé.

^xElőadták a Magyarhoni Földtani Társulat Általános Földtani Szakosztályának 1984. február 1-i előadóülésén.

Kézirat beérkezett: 1984. február 20.

A magas-tátrai alsó- és középső-triász, ill. a Pienini-zóna középső-felsőjura mecseki, a magas-tátrai felsőtriász, jura és neokom, ill. a Czorsztyn-zóna-beli felsőjura pedig villányi /és bihari/ hasonlóságokat mutat.

I. A PIENINI-SZIRTÖV

A Kárpátok takarós szerkezetét a század elején ismerte fel LUGEON /1903/ és UHLIG /1907/. Ettől kezdve a Pienini-szirtövet a Nyugati-Kárpátok kulcs-zónájaként tartották számon a tektonikusok. Ez a zóna ugyanis elválasztja a Központi-Nyugati-Kárpátoknak a középső krétában meggyűrődött, óalpi aljzattakarórendszerét és a Külső-Kárpátok miocénben gyűrődött, ujalpi flis-takarórendszerét. A lankásabb, dimbes-dombos környezetből markánsan kiemelkedő mészkősziklát képlékeny, agyagos-márgás mátrixba tektonikusan belegyűrűt "szirtek"-ként értelmezték. Lengyelországon kívül a geológusok általában ma is így ismerik ezt a keskeny övezetet.

A lemeztektonikai elmélet megjelenése kapcsán újól az érdeklődés homlokterébe került a Szirtöv. Egyesek a "Pennini-óceán" összezárulásával keletkezett szubdukciós melange-ként, mások pedig - ugyanezzel a szubdukciós sebhellyel kapcsolatos - olisztrómaként értelmezték.

Cikkünkben a Szirtöv "locus typicus"-án, a lengyelországi Pienin-hegységben 1983 szeptemberében tett tanulmányutunkról számolunk be. Ezen a kiránduláson Krysztóf BIRKENMAJER krakkói professzor volt a vezetőnk, aki 30 éve foglalkozik a Szirtöv rétegtanának és tektonikájának megfejtésével. Az ő térképező munkája alapvetően új megvilágításba helyezte az öv szerkezetét és szerepét a Nyugati-Kárpátok tektonikájában.

Földrajzi helyzet

A Pienini-szirtöv csak egyike az alp-kárpáti hegységrendszer szirtöveinek. Ilyenek a Botizai-szirtöv Máramarosban /melyet többen a Pienini-szirtöv folytatásának tekintenek/, a Gresteni-szirtöv a Keleti-Alpok é-i szegélyén, a Waschberg-zóna a Bécsimedence Ny-i peremén és a Külső-Kárpátoknak is van egy

szirtöve Morvaországban, amelynek a hires strambergi titon zátony az egyik szirtje. Ezeknek a szirtöveknek csak a morfológiájuk közös: lágy, pélites környezetből kemény mészkősziklák emelkednek ki; keletkezésük azonban eltérő. A következőkben leírtak csak a Pienini-szirtövre és annak is elsősorban lengyelországi tipusterületére érvényesek.

A Pienini-szirtöv a Külső-Kárpátok és a Központi Nyugati-Kárpátok, valamint a Zemplénidák között húzódik a Bécsi-medencétől Máramarosig /1. ábra/ Ny-i vége Bécsnél van /Lainzer Tiergarten/. Innen a Bécsi-medence miocén üledékeitől elfedve húzódik át a Fehér-Kárpátokba. A Vág és az Árva folyók mentén átnyulik Lengyelországba, ahol a Tátrától ÉK-re, a Pienin-hegységben vannak legjobb feltárásai. Tovább K-re a Csergőben folytatódik, majd a Vihorlát felsőmiocén andezitje fedi el. Kárpát-alján áthúzódva Máramarosban, a Tarac folyónál ér véget. Hossza kb. 600 km, legnagyobb szélessége 21 km; legkeskenyebb részén mindössze néhány száz méter széles. Északi és déli szegélyén vetők mentén érintkezik a szomszédos zónákkal.

Fácies-zónák

A Pienini-szirtöv üledékes kőzetei a Központi-Kárpátok magas-tátrai zónájától - a mai elrendeződés szerint - É-ra elterülő tengermedencében rakódtak le. Ezt az üledékgyűjtőt hátságok és árkok tagolták. Ezek természetesen nem voltak sem óceáni hátságok, sem mélytengeri árkok, hanem csak eltérő vízmélységben elhelyezkedő sávok, zónák. Feltehetően mindegyiknek kontinentális kerge volt.

A jellemző tengermélység alapján a kallóvi korszakban /az üledékgyűjtő legnagyobb kimélyülésének idején/ a következő zónák különültek el /BIRKENMAJER, 1977/ /2. ábra/:

északról D-re:

- Grajcarek /avagy Magura/-zóna

árok Mn-os radiolarittal

- Czorsztyn-zóna

hátság gumós mészkővel /un. Czorsztyn-mészkő/

- Czertezik-zóna
átmeneti zóna hierlatz jellegű tuzköves crinoideás mészkővel
- Nedec-zóna
átmeneti-zóna gumós mészkővel
- Branyiszkó- és Pienin-zónák
árok Mn-os radiolarittal. E két zóna a kallóviban nem különíthető el. Jól felismerhető különbségek jelentkeznek viszont az aaléniban, a kimmeridgeiben és a berriáziban /1. a rétegtani fejezetben/
- Halogóci-zóna
tuzköves krinoideás mészkő. Átmenet a hipotetikus un. Egzotikus-kordillera felé. Ez utóbbi szálban nem, csak középső-felsőkréta flisképződmények kavicsaiból ismert. A tőle D-re lévő
- Manin-zóna
árka csak Szlovákiában fordul elő; ezzel a továbbiakban nem foglalkozunk. A Manin-övtől D-re feltehetően már a magas-tátrai zóna következett.

Látható tehát, hogy ősföldrajzi szempontból a kallóviban a Szirtöv két hátságból, az általuk közrefogott árokból és a köztük lévő átmeneti zónákból áll. A Grajcarek-zóna nem tartozik a szorosán vett Szirtövhöz, mert nem vett részt teljes egészében a campani gyűrődésekben.

Definíciószerűen a középsőjura fáciesek megoszlásán alapul a Szirtöv fácieszónákra való felosztása, ill. az egyes takarók faciológiai alapon történő elkülönítése. A felsőjura és a kréta képződmények már kevésbé változatosak: nem tesznek lehetővé ennyire részletes tagolást.

Rétegtan és fejlődéstörténet

A Szirtöv takaróinak paleozoikuma és kristályos aljzata nem ismert: ezekre vonatkozóan csak a kréta és paleogén konglomerátumok anyagából lehetne következtetéseket levonni, de a kavicsok származtatása bizonytalan /eredhetnek pl. más kárpáti takarókból is, sőt a jelentős vízszintes elmozdulások lehetőség-

ge sem kizárt/, ezért ezzel a kérdéssel nem foglalkozunk.

TRIÁSZ

A Szirtövben Lengyelország területén csak triász anyagu kavicsok ismertek. Szlovákiában azonban, a lengyel határ közvetlen közelében, Haligócon, /Haligovce/ a Haligóci-zónába tartozó kampili és anizuszi, a magas-tátrai sorozat triászára hasonlító dolomit és mészkő található /3. ábra/.

Szlovákiában, a Vág völgyének a Kysuca-sorozatba /kb. megfelel a Branyiszkó-Pienin-sorozatoknak/ tartozó szirtjeiben kárpáti keuper kifejlődésű, homokköves-agyagos-evaporitos nőri és a kösszeni rétegeknek megfelelő rhaeti képződmények fordulnak elő. A Czorsztyn-sorozat szlovákiai részén, Puhó /Puchov/ környékén ladini dolomit és karni zátonymészkő alkotja a Szirtöv triászát. /Ezeknek a zónáknak a lengyelországiakkal való pontos azonosítása még nem megoldott./

A kréta flisképződmények /l.ott/ konglomerátumaiban található triász kavicsokból a lepusztult zónák triászát többféleképpen is rekonstruálták /BIRKENMAJER, 1976, 9. táblázat; MIŠÍK et al., 1977, 1. táblázat/. MIŠÍK, MOCK és SÝKORA /1977/ rekonstrukciójának fő érdeme, hogy felismerte a hallstatti fáciésű mészkőkavicsokat. Ez azonban számos új problémát vetett fel, amelyekre szintén változatos megoldási javaslatok születtek /l. később/.

JURA

Liász

Gyakorlatilag a Haligóci-zónára korlátozódik. Crinoideás és gryphaeás mészkő és agyagpala váltakozik; jelentős a terrigén anyag tartalmuk. Diszkordánsan települnek a középső triászra és az egész liászt kitöltik.

A Branyiszkói- és Pienini-zónában plienschachi foltos mészkő található, bizonytalan tektonikai helyzetben.

Dogger

A Haligóci-zóna kivételével a dogger képződmények fekvője nem ismert, mert mindenütt tektonikusan lenyiródott. Az aaléni üledékek viszont már a Haligóci-zóna kivételével mindenütt mélytengeriek, tehát bátran feltételezhetjük a tengeri liász hajdani meglétét valamennyi zónában.

A fácies-zónák közötti és az azokon belüli különbségek a középsőjurában a legkifejezettebbek. Ennek a zónán belüli fáciesváltozékonyságnak a feldolgozása egyedül a Czorsztyn-övre történt meg /BIRKENMAJER, 1963/.

A Haligóci-zóna középső-jurája kb. 70 m tüzköves krinoideás mészkőből áll. Ezzel szemben az összes többi zóna többé-kevésbé mélytengeri képződményeket tartalmaz.

Az aaléni flis, amely a Magura-zónában 200 m-t is meghaladó vastagságu, a Kárpátok legidősebb flisképződménye. Fekete pala homokkőbetelepülésekkel; foraminiferákkal és aptychusokkal a kora bizonyított. Fedőjében általánosan elterjedtek az opalinuszos rétegek /foltos márga és mészkő/, és az ezeket helyettesítő posidoniás rétegek /fekete márgapala/. A foltos márga fedőjében már a bajóci emeletbe tartozik a szferosziderites fekete pala /murchisonae-s rétegek/: valószínűleg oxigénszegény környezetben rakódott le.

A bajóciban a Nedeci-, Czertezik- és Czorsztyn-sorozatban hierlatz mészkő jellegű, fehér, szürke és vörös crinoideás mészkő jelenik meg, és tart egészen a kallóvi végéig. Közben a bathban a Nedeci-sorozatban, majd a kallóviban a Czorsztyn-sorozatban vörös gumós mészkő jelenik meg /"hátság kifejlődés"/.

A kallóvi emelet legjellegzetesebb képződménye az "árkokban" lerakódott fekete, mangános radiolarit /Pienini-, Branyiszkó- és Magura sorozat/. A Szirtöv üledékgyűjtője valószínűleg ekkor érte el legnagyobb tagoltságát.

Malm

Az oxfordiban uralkodóvá válik a radiolarit /fekete, vörös és zöld/. Kivétel a Czorsztyn-sorozat, ahol a vörös gumós, gazdag ammoniteszfaunát tartalmazó un. Czorsztyn-mészkő üledékhez- zaggal települ a fekvő vörös krinoideás mészkő limonitos-hemati-

tos keményfelszínére. A Czorsztyn-zónában végbement kallóvi-oxfordi aljzatmozgásokra utal a különböző időintervallumot átfogó üledékhézag és a mangános kötőanyagú intraformációs breccsák megjelenése is.

A kimmeridgeiben szinte minden zónában elterjedt a gumós mészkő, jeléül annak, hogy az aljzat a karbonát-kompenzációs szint fölé került /avagy a CCD szállt lejjebb/.

A titonban a Nedeci- és Czorsztyn-sorozat egyes részeinek kivételével fehér, calpionellás, tűzköves mészkő /biancone/ válik uralkodóvá és tart egészen a hauteriviig, sőt helyenként a barrémiig. Ezt a titon-neokom rétegsort, amely csak egyes rétegeiben tartalmaz ammonites-faunát, GASIOROWSKI /1962/ aptychusokkal szintezte.

KRÉTA

A fácieszónák egységesülése a krétában is folytatódott. Az apti emelettől kezdődően a karbonátos üledékképződést márgás-agyagos-aleurolitos üledékképződés váltotta fel, különböző színű globotruncanás márgákkal és részben flis típusu, finomtörmelékes-márgás üledékekkel. A zónák közti különbségek — a Grajcarek-zóna kivételével — a cenománra eltűntek.

Különös jelentősége van, hogy ebben a márgaösszletben már az albai emeletben jelentős konglomerátum betelepülések — olisztosztrómák — /bár nem Lengyelország, hanem Szlovákia területén/. Ezek keletkezése ugyanis megelőzi a Tátrikum tektogenezisének időpontját. Ezenkívül olyan kavicsanyagot /pl. hallstatti mészkövet/ tartalmaznak, amely a Tátrikumban nem, hanem legközelebb csak a Gömöridákban fordul elő.

A Szirtöv gyűrődés előtti rétegsorának /az un. szirtsorozatnak/ a zárótagja a santoni—alsócampani Sromowce flis, amely szintén tartalmaz egzotikus törmelékanyagot.

A Szirtövet /a Grajcarek = Magura-sorozat kivételével/ a későcampaniban érte először tektogenezis. Ekkor alakultak ki először takarók /4. ábra/. A meggyürt és kiemelkedett rétegsorból származó törmelékanyag az északi üledékgyűjtőben, a Magura-vályuban halmozódott fel. Az itt keletkezett, maastrichti koru

Jarmuta rétegek tulnyomórészt szirtövi anyagu olisztosztrómák-ból állnak, helyenként már vadflis jelleggel.

PALEOGÉN

A dániai és a paleocén során bekövetkezett újabb /larámi/ tektogenezis hatására a Magura-árok üledéksorozata megemelkedett és a tenger alatt, gravitációsan visszacsuszott a Szirtöv erodált felszínére /4. ábra/. Így az eredetileg É-on leülepedett sorozat ma a Szirtöv számos helyén megtalálható. Eközben a Magura-árokknak a Szirtövhez képest disztális részén megszakítatlanul folyt tovább az üledékképződés /lényegében a középsőjura óta folyamatosan/, és a koraeocénben kiterjedt a Szirtövre is. Ennek a paleogén flisösszletnek a legismertebb tagja a Magura-homokkő.

Ugyanebben az időben rakódott le a Haligóci-sorozatra és attól D-re is nagy területeken a középsőeocén szulyói konglomerátum és a felsőeocén-oligocén Podhale-flis.

NEOGÉN

Neogén képződmények a Szirtöv lengyelországi részén gyakorlatilag nem ismeretesek, egy kivétellel: alsómiocén andezitellérek törik át a Magura-sorozat középsőeocén és felsőkréta rétegeit. Ezek azonban magába a s.str. Szirtövbe nem hatolnak be.

A Szirtöv /most már a Magura-sorozattal együtt/ mégegyszer /vagy esetleg többször is/ meggyűrődött a miocén során /szávi fázis/. Ezeknek a mozgásoknak a természetéről azonban egyelőre csak részadatok állnak rendelkezésünkre. Tudjuk pl., hogy a Szirtöv É-i szegélyét kijelölő vetődéstől 70 m-re D-re mélyült furás 850 m-es mélységben harántolta ezt a vetőt /5.,6. ábra/, azaz a vető 85° -ban dől D-i irányba. Szeizmikus mérésekkel hasonlóan meredek dőlésű D-i határzónát mutattak ki. Az is kiderült belőlük, hogy a Szirtöv, mint extrém tektonizált zóna, kb. 15-20 km-es mélységig majdnem függőlegesen folytatódik lefelé.

Ugyancsak az északi szegélyzónában vízszintes vetőkarcok alapján szinisztrális /baloldali/ elmozdulás észlelhető. Ezt a

fővetőt számos, tulnyomórészt vízszintes elmozdulást okozó há-
rántvető szabdalja fel /7. ábra/.

AZ EGZOTIKUS-KORDILLERA PROBLÉMÁJA

A Pienin- és a Branyiszkó /Kysuca/-zóna albai-kampani fli-
sében, a Ny-szlovákiai részen pedig a Haligóci-zóna, a Klape-
és Manin-egységek hasonló képződményeiben, valamint MISIK et al.
/1981/ szerint a Tátrikumban és a Krizsna-takaróban is olyan
polymikt konglomerátum-szintek /olisztosztrómák/ találhatóak, a-
melyek kavicsanyaga itt a felszínen ismeretlen képződményekből
származik: triász hallstatti fáciesű mészkő, malm sekélyvizi
mészkő, csak a gömöri területen felszínen lévő glaukofanit és
bázisos vulkanitok, valamint kréta gránit. Hallstatti fáciesű
mészkő és malm sekélyvizi mészkő csak a Szilicikumban és a
Keleti-Kárpátok Erdélyi-takaróiban /Transzilvanidák/ ismert.
Észak felé az a kavicsanyag a Czorsztyn-zónában teljesen isme-
retlen, de általánosan elterjedt a maastrichti Jarmuta Formáció
olisztosztrómáiban, a paleogénben viszont már ugyancsak ismeret-
len. A kavicsanyag forrásterületéről feltételezett Egzotikus-
kordillera rétegsorának rekonstruálására BIRKENMAJER /1960,
1976/, MIŠÍK-MOCK-SÝKORA /1977/ és MIŠÍK-SÝKORA /1981/ is ki-
sérletet tettek. Származtatására pedig ugyancsak többféle ma-
gyarázat született /v.ö. ugyancsak MISIK-SYKORA, 1981. p. 102-
104./

BYSTRICKÝ /1978/ szerint a kavicsok egy messze északra
előretolódott, azóta teljesen lepusztult gömöri takaróból ered-
nek. Ez lenne a legegyszerűbb magyarázat - amelyet kezdetben
sokan osztottak is - azonban a Tátrikum rétegsora az alsó-turon-
ig felnyulik /lásd később/, tehát itt a takarós áttolódások csak
azután jöhettek létre /mediterrán fázis/; azonban a szóbanforgó
kavicsok már az albai konglomerátumban jelen vannak.

LEŠKÓ - VARGA /1980/ a Veporikumot és a Gömörikumot az al-
pi Penninikum közvetlen folytatásának tekintik és azokban a
Pienini-szirtöv zónájával való eredeti szomszédságáról beszél-
nek. Ez is kézenfekvő magyarázat lenne, azonban a Tátrikumnak
és a szubtátrai takaróknak a Gömörikumtól délre való gyökerez-

tetése a szlovák geológusok nagy többségének heves ellenkezését váltotta ki.

MIŠÍK-MOCK-SÝKORA /1977/ viszonylag autochton tektonikai megoldást választva a kavicsanyagot "helyből" származtatják és az egzotikus kordillera helyén egy, már a triászban fennállott pelágikus tengerágot tételeznek fel. Ez azonban a Tátrikum kárpáti keuper fácieszónájától északra nem tűnik elképzelhetőnek /v.ö. KOVÁCS S., 1982/, szükséges pelágikus kapcsolatai pedig megmagyarázhatatlanok lennének /lásd KOVÁCS S.: Függelék, in KÁZMÉR-KOVÁCS-PÉRÓ, 1983/.

MIŠÍK, JABLONSKY, MOCK és SÝKORA /1981/ alapos érveléssel kimutatták, hogy nem csak a Szirtöv, hanem a Tátrikum és a Krizsna-takaró albai konglomerátumának kavicsanyaga is csak az Egzotikus-kordillerából származtatható. MIŠÍK és SÝKORA /1981/ pedig arra mutattak rá, hogy a szirtövi kavicsanyag rendkívül polimikt volta, ill. az egyes előfordulások anyaga közti különbség csak a kordillera bonyolult, legalább gyürt-pikkelyes belső szerkezetével magyarázható. Az albai /vagy prealbai/ tektogenezisű Egzotikus-kordillera köztes helyzete a későturon-szenoneleji tektogenezisű Tátrikum /amelyben az üledékképződés a koraturonig tartott, és a későszenon tektogenezisű Szirtöv között ellentétben van az orogén polaritás elvével. Ez a tény, valamint az említett triász ősföldrajzi problémák arra engednek következtetni, hogy az Egzotikus-kordillera idegen testként /Transzilvanida elemként/ került a Tátrikum és a Szirtöv közé. A Szirtövnél újabban BIRKENMAJER /1983/, TOMEK /1983/, BALLA /1983/ és MARSCHALKO /1979/ által hangsúlyozott vagy feltételezett transzkurrens zóna jellegéből kézenfekvően adódik az albai "helyfoglalás" /emplacement/ horizontális mozgásokkal való magyarázata, amely azonban még részleteiben kidolgozásra vár.

II. A LENGYEL-TÁTRA

A Magas-Tátra északi oldalán az autochtont képező Tátrikum kristályos és mezozoós képződményei felett megtalálhatók a Krizsna- és a Chocs-takarók messze É-ra tolódott részletei is, melyeket először LUGEON /1903/ ismert fel. Az "autochton" is

csak részben autochton, a mezozoós buroksorozat egy része le-nyiródott és ferde- vagy fekvőredőkbe gyűrődött /pl. a Czierwons Wierch-redő/, sőt a prealpi kristályos aljzat kisebb részletei is rátolódtak a mezozoikum különböző tagjaira.

A turon végi - szenon eleji mediterrán fázisban kialakult takarószerkezetre az É-ről szomszédos Podhale-medencét kitöltő poszttektonikus üledékfedő középső-eocén alapkonglomerátummal települ, majd a felső-eocén nummuliteszes mészkő után az oligocén Podhale-flis következik.

Itt csak a magyarországi /Mecsek-villányi/ kapcsolatok szempontjából fontos autochton mezozoikummal /Magas-tátrai-sorozat a lengyel irodalomban/ foglalkozunk részletesebben, amelyet a Koscieliska-völgy szelvényében /8. ábra/ volt alkalmunk megtekinteni.

2.1. Magas- átrai triász

Alsó-triász. Kvarchomokkő /"Buntsandstein"/, amely diszkordánsan települ a prealpi kristályos aljzatra. Fő alkotóeleme: rózsaszínű kvarc /70-200 m/.

Középső-triász. A korábban "werfeni rétegek"-nek nevezett képződményekről az utóbbi évek palynológiai vizsgálatai során kiderült, hogy már az anizuszi emeletbe tartoznak. Az idesorolt rétegek a következők:

- vörös és zöld pala - homokkő váltakozása /"werfeni rétegek" sensu stricto, kb. 50 m/;
- "sejtes dolomit" /rauvakke/: szürke dolomit, zöld agyagpala és halványszürke márga váltakozása; furásokban evaporitokat is feltártak;
- myophoriás rétegek: sárgásra málló lemezes dolomit, ill. fekete, lemezes-vékonyrétegzett, bitumenes mészkő, fekete, vörös és zöld palabetelepülésekkel /a két utóbbi együttes vastagsága max. 120 m/.

Az anizuszi emelet zömét és a ladini emeletet részint szürke, vermikuláris /féregjáratos/ mészkő — laminált mészkő és lemezes dolomit betelepülésekkel — részint pedig világos, karbonátplatform /azon belül háttérlaguna/-fáciesű mészalgás mészkő

/steinalmi—wettersteini mészkő/, ill. cukorszövetű dolomit /Ramsau dolomit/ töltik ki. A vermikuláris mészkő fácies különösen jellemző az egész középső-triászra. Zöld, feltehetően tufitos eredetű agyagpala-betelepülések is előfordulnak. /Max. vastagság kb. 500-600 m./

Felső-triász. A felső-triász kifejlődése a Magas-Tátrában nem egyöntetű. Az üledékfolytonos szelvényekben is több típus különül el, más szelvényekben viszont a teljes felső-triász - sőt a liász is - hiányozhat és a középső-triászra közvetlenül a dogger különböző szintjei települnek.

Az általunk is látott Czerwone Zlebki szelvényben a Tomanowa-völgyfőben a kárpáti keupert vörös és zöld agyagpala és aleurolit, lilászvörös, csillámos homokkő, rózsaszines-fehér kvachomokkő és kvarckonglomerátum képviselik. A Rzedz-i szelvényben sárga, lemezes dolomit, sárga, fekete és vörös, dolomitosa pala alkotja, krinoideás mészkő és néha brachiopodás mészkő betelepülésekkel. A Dolina Smytniában a vörös keuperra dolomit települ, 120 m vastagságban.

A karni-nóri kora kárpáti keuperra a rhaeti "kösszeni rétegek" két fáciesben települnek. A tomanowai rétegeket fekete, színes pala alkotja, növénymaradványokkal, ezenkívül vasoolitos barna pala és fatörzslenyomatokat tartalmazó fehér kvarchomokkő is előfordul /60 m/. A másik fáciest organogén mészkő képviseli, Rhaetina gregariá-val, korallokkal és onkoidokkal.

2.2. Magas-tátrai jura

A liász és a dogger — a felső-triászhoz hasonlóan — ugyancsak egyenlőtlenül és hézagosan fejlődött ki a hegységben. Folyamatos üledékképződés csak a Chocholowska-völgytől Ny-ra volt, a K-i hegység részben a bath sok helyütt közvetlenül a triászra települ. A liászban törmelékes üledékképződés volt /gresteni fácies/, amelyet karbonátos szintek szakítanak meg. Ezt a legnyugatibbi hegység rész kivételével kiemelkedés követte és a bajóciban új transzgresszió indult meg. A bath inundációt jelzi, hogy az ezt az emeletet alkotó vörösesbarna hematitos

mészkö néha csak 10 cm vastag, ugyanakkor gyakoriak a sztromatolitos bekérgezések. A kallóviban új karbonátos ciklus kezdődött, amely már egységes kifejlődésben jelentkezik a hegységben és az apti végéig tartott. Ezen belül a berriáziig különböző világos, pados, mikritis mészkövek képződtek.

A legteljesebb jura szelvény a Koscieliska-völgyben látható.

Fekü: nőri dolomit;

szinemuri: durvaszemcsés homokkő /kagylókkal, brachiopodákkal és belemnitesekkel/;

lotharingiai: dolomitos mészkö /brachiopodákkal/;

doméri-pliensbachi: sötét mészkö /brachiopodákkal/

toarci-aaléni: homokkő, konglomerátum, krinoideás mészkö;

bajóci: fehér és rózsaszínű, krinoideás mészkö /brachiopodákkal/;

bath: vörösesbarna, hematitos mészkö, gazdag ammoniteszfaunával;

kallóvi: zöldes és rózsaszínes mészkö, gumós mészkö;

oxfordi: rózsaszínes mészkö;

kimmeridgei: szürke, agyagos mészkö /saccocomás-globochaetés mikrofácies/

titon: szürke agyagos és pseudo-oolitos mészkö /saccocomás-globochaetés, helyenként calpionellás mikrofácies/.

2.3. Magas-tátrai kréta

Berriázi: ugyanaz, mint a titon;

valangini: tintinnidás mészkö pseudo-oolitokkal és onkoidokkal;

hauterivi: sötétszürke "Spathkalk" és pseudo-oidos mészkö

barrémi-apti: urgon fáciesű, biogén-törmelékes mészkö;

albai: glaukonitos mészkö, vastag márgaösszlet /a lengyel oldalon felső-albai ammoniteszekkel, de a szlovák oldalon a márga Globotruncanákkal bizonyítottan a cenománba és az alsó-turonba is felnyulik/.

III. MAGYARORSZÁGI KAPCSOLATOK

Bár nem állt módunkban részletes összehasonlító vizsgálatokat végezni, saját terepi megfigyeléseink során szerzett benyomásaink és BIRKENMAJER professzor szóbeli közlései alapján /aki a mi látogatásunk előtt egy héttel tért vissza a szocialista akadémiák tektonikai problémabizottságának Magyarországon rendezett kéthetes terepi tanulmányutjáról/, ismételten felhívjuk a figyelmet a Tátrikum és a Szirtöv egyes zónái, ill. a Mecsek és a Villányi-hegység mezozoikuma közti szembeötlő hasonlóságokra. A Magas-tátrai gyűrt sorozat jurája [=a Magas-Tátra K-i része/ és a villányi jura közötti feltűnő egyezésre, már RADWANSKI és SZULCZEWSKI /1966/ felhívták a figyelmét. GÉCZY B. professzor uttörő munkái /1972, 1973/ nyomán előtérbe került a mecsek—villányi mezozoikum északi /európai/ eredetének kérdése, csakugy, mint a bihari autochtoné, amelyet a román geológusok /SANDULESCU, 1972; BLEAHU, 1976; PATRULIUS, 1976/ a Tátrikummal párhuzamosítottak. Ennek ellenére szükségesnek tartjuk, hogy röviden erre a kérdésre is kitérjünk, hiszen ezügyben mind eddig sem nemzetközi együttműködés nem jött létre, sem pedig részletes összehasonlító vizsgálatok nem történtek. Ugyanakkor az említett egységek északi eredetét KOZUR /1979, 1984/ és több szlovák geológus /pl. MAHEL, 1980/ nem fogadja el.

A Magas-tátrai-sorozat alsótriász kvarchomokköve és a fedőjében levő alsóanizuszi "werfeni" megfelel a mecseki jakab-hegyi homokkőnek és az alsóanizuszi "werfeninek" /patacsi—magyarürögi—hetvehelyi—viganvári rétegek/. Ezek a germán Buntsandsteinnek és Rötnek megfelelő kifejlődéseket képviselnek. A magas-tátrai középső triászra oly jellemző szürke, vermikuláris mészkő a Mecsekben is gyakori. A felsőtriásztól kezdve azonban a Villányi-hegység mezozoikuma mutat — nem ritkán tökéletes — hasonlóságot a magas-tátrai sorozattal. A villányi tarka, teresztrikus felső-triászban az említett tektonikai rendezvényen /1983 szeptember elején/ a kárpáti geológusok — BIRKENMAJER, BLEAHU, MAHEL, REICHWALDER — szóbeli közlésük szerint/ a kárpáti keupert ismerték fel. Az üledékhézagos alsó- és középsőjura is mindkét egységre jellemző. /A magas-tátrai

sorozatban is megfigyelhető, hogy kis távolságon milyen jelentős változások lehetnek./ A villányi sztromatolitos pad kapcsán pedig már RADWANSKI és SZULCZEWSKI /1966/ utaltak a felső-dogger és a malm feltűnő egyezésére. A barrémi—apti biogén törmelekes mészkő és az albai márga esetében is valószínűleg kimutathatók lesznek a hasonlóságok.

A Szirtövben a Czorsztyn-zóna mezozoikumában is felismerhetők villányi hasonlóságok, bár a fentebb részletezett magas-tátrai—villányi analógiák markánsabbak. A Pienini- és a Branyszkó-zónák radiolaritos-kovás felső-doggere és pelágikus malmja viszont határozottan hasonlít a Mecsek hasonló koru képződményeire.

Az említett markáns hasonlóságok ellenére KOZUR /1979, 1984/ hevesen elutasította a mecsek—villány—bihari zónának a Tátrikummal való párhuzamosíthatóságát. /Megemlítendő azonban, hogy nem idézi a fentebb említett, a hasonlóságokat tárgyaló magyar, román és lengyel munkákat./ Az elutasításra a hasonlóságok mellett kétségekívül fennálló különbségek /de ilyenek vannak a magas-tátrai sorozaton és a Bihari-autochtonon belül is/ egyes, — véleményünk szerint még korántsem kellő részletességgel végzett, hanem csak szórványvizsgálatokból származó — mikrofaunisztikai adatok és a Mecsek É-i előterében a szalatnaki furásokban feltárt, nem metamorfnak mondott szilur adott alapot. Az utóbbi alapján ugyanis — annak ellenére, hogy a radiometrikus adatok szinte csak karbon korokat adnak — KOZUR véleménye szerint a Mecseket már nem érinthette volna a variszkuszi tektonogenezis, sőt a szalatnaki szilur már a prekambrium /!/ konszolidálódott "Pannon köztes masszívum" posztttektonikus köpeny-sorozatához tartozna. Ezért tehát nem lehetne szó a zöldpala-fáciesű variszkuszi metamorfotokat tartalmazó Tátrikummal való párhuzamosításról. Ezzel kapcsolatban azonban a következő megjegyzéseket kell tennünk:

1. A szalatnaki szilur alapján nem állítható, hogy az egész Tisia-blokk /="Pannon köztes tömeg"/ mentes lett volna a variszkuszi metamorfózistól, hiszen az Erdélyi-középhegységben a magasabb tektonikai helyzetű takarókban sporomorfákkal bizonyítottan a felszínen vannak zöldpala-fáciesű metamorfózist

szenvedett devon-alsókarbon sorozatok /Arieseni- és Paiuseni-sorozatok; v.ö. IANOVICI et al., 1976./.

2. Két tektonociklus szerkezeti-faciális zónái nem kell, hogy szükségszerűen egybeessenek. Vagyis az alpi izopikus zónák nem feltétlenül azonos prealpi aljzaton alakultak ki.

3. A Mecsek összességében egy más externálisabb /"északibb" vagy "európaibb"/ kifejlődést képvisel, mint a Villányi-hegység, amelyet a Biharral /Királyerdő/ szoktak párhuzamosítani. Tehát itt elsősorban egyes magas-tátrai—villány—bihari párhuzamosításról van szó /v.ö. BLEAHU, 1976 és PATRULIUS, 1976/. A még externálisabb helyzet pedig azt jelenti, hogy a Mecsek eredetileg a Tátrikumon kívül helyezkedhetett el; a hasonló prealpi aljzatkomplexumok valahol a Flis-Kárpátok aljzatában kereszthetők, a Szkita-platform szomszédságában, amelyet már valóban nem érintett a variszkuszi tektogenezis.

4. GÉCZY professzor /1982, 1984/ hatalmas alsó- és középső-jura ammonites-anyag ismeretében a Mecseket és a Villányt egyaránt az Északnyugat-Európát is tartalmazó, szubboreális "Neumayria" provinciába helyezi, ahol is az európai kraton déli peremén helyezkedhettek el. A jellegzetes szubboreális szintjelző taxonok /Epideroceras, Uptonia cf. jamesoni/ előfordulása minden kétséget kizáróan elkülöníti a mecsek-villányi fáciesterületet a mediterrán régiótól.

A mezozoós /elsősorban triász/ párhuzamosíthatósága ellen KOZUR azt veti fel ellenérvként, hogy a még leginkább összehasonlítható Krizsna- és Valani-takarók rétegsorában is jelentős különbségek vannak. Ezzel kapcsolatban azt kell megemlítenünk, hogy az Északi-Mészköalpok nyugati /vorarlbergi/ és keleti /bécsi/ végének keresztmetszéveiben legalább ekkora — ha nem nagyobb/ — különbségek vannak, mégsem vonja kétségbe senki a fáciészónák eredeti és mai folyamatosságát. Ugyancsak, ha egy jelenlegi selfen egymástól több száz km-re két keresztmetszést nézünk, nem várhatunk el teljes azonosságot, hanem csak a proximális és disztális fáciészónák azonos sorrendjét.

HIVATKOZÁSOK ÉS A FONTOSABB IRODALOM ANNOTÁLT BIBLIOGRÁFIÁJA
REFERENCES

ANDRUSOV, D. 1974.

The Pieniny Klippen Belt /Czechoslovak Carpathians/. —
In: MAHEL, M. /ed./: Tectonics of the Carpathian—Bal-
kan Regions, pp. 145-158, Geol.Inst. D. Stura, Bratis-
lava.

A klasszikus tektonikai értelmezés legnagyobb alakjának
felfogását tükrözi. Nem ad átfogó képet a Szirtövről.
A Manin-sorozat rétegtana.

BAC-MOSZASZWILI, M. et al. 1979.

Geological Map of the Polish Tatra Mountains, 1:30 000.
— Wyd. Geologiczne, Warszawa.

BALLA Z. 1983.

A kárpáti szirtöv problematikája. — Előadás a MFT Ált.
Földtani Szakosztályának 1983. február 22-i ülésén,
Budapesten.

BIRKENMAJER, K. 1960.

Geology of the Pieniny Klippen Belt of Poland /A review
of latest researches/. — Jb. Geol. B.A. 103/1, 1-36,
Wien.

Lényegében máig korszerű összefoglalás. Az Egzotikus-
zóna kavicsokból rekonstruált, hipotetikus paleo-mezo-
zoós rétegsora.

BIRKENMAJER, K. 1963.

Stratigraphy and palaeogeography of the Czorsztyn Series
/Pieniny Klippen Belt, Carpathians/ in Poland. —
Studia Geol. Polon. 9, 11-240 /lengyelül/, 241-345
/angolul/, Warszawa.

A Czorsztyn-zóna részletesen dokumentált feldolgozása,
számos részletszelvényel.

BIRKENMAJER, K. 1963.

Esquisse de la stratigraphie du Mésozoïque et du Paléo-

gène dans la Zone des Klippes Piénines en Pologne. —
Inst.Geol.Biul. 182, 207-223, Warszawa.

Francia nyelvű triász—oligocén rétegtani táblázat.

BIRKENMAJER, K. 1963.

Ocserk sztratigrafii mezozojszkih i paleogenovih
otlozsenyj Peninszkoy uteszovoj grjadü v Polscse. —
Inst.Geol.Biul. 181, 209-224, Warszawa.

Orosz nyelvű triász—oligocén rétegtani táblázat.

BIRKENMAJER, K. 1965:

Outlines of the geology of the Pieniny Klippen Belt of
Poland. — Rocznik Pol. Tow. Geol. 35/3, 327-356 /len-
gyelül/, 401-407 /angolul/, Kraków.

A lengyel szövegben valamennyi zóna teljes rétegsorának
ismertetése a szintjelző Ősmaradványokkal. Az angol
szövegben csak a Grajcarek-Magura sorozat rétegtana.
Lengyel és angol triász—oligocén rétegtani táblázattal
valamennyi fáciesegységre.

BIRKENMAJER, K. 1970.

Pre-Eocene fold structures in the Pieniny Klippen Belt
/Carpathians of Poland/. — Studia Geol. Polon 31, 1-77,
/lengyelül, angol rezümével/, Warszawa.

A Szirtöv fejlődéstörténete tektonikai fázisok szerinti
bontásban /szubhercini, larámi, szávai és stájer/. Tömör
rétegtani összefoglaló.

BIRKENMAJER, K. 1976.

The Pieniny Klippen Belt. — In: SOKOLOWSKI, St. /ed./:
Geology of Poland, vol. I /stratigraphy/, part 2 /Me-
sozoic/. Wyd. Geologiczne, Warszawa.

Modern rétegtani leírás, faunalistákkal és részletes
rétegtani táblázatokkal.

BIRKENMAJER, K. 1977.

Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the
Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. — Studia
Geol. Polon. 45, 1-159, Warszawa.

Valamennyi jura és kréta formáció hivatalos, lexikon-szerű leírása, alapszelvényekkel. Bőséges bibliográfia. A fácieszónák palinspasztikus szelvénye.

BIRKENMAJER, K. 1979.

Przewodnik geologiczny po pieninskim pasie skalkowym. — Wyd. Geologiczne, Warszawa, 236 p., 117 ábra, 15 térképmelléklet.

BIRKENMAJER, K. DUDZIAK, J. 1981.

Age of the Magura Flysch /Paleogene/ along the northern boundary of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland, based on nannoplankton. — *Studia Geol. Polon.* 70, 7-36 /lengyelül, angol rezümével/.

BIRKENMAJER, K. - DUDZIAK, J. - JEDNOROWSKA, A. 1979.

Subsurface geological structure of the northern boundary fault zone of the Pieniny Klippen Belt at Szczawnica, Carpathians. — *Studia Geol. Polon.* 61, 7-36. Warszawa. Az északi szegélyzóna 85^o-os déli dőlését kimutató mélyfurás rétegsora.

BLEAHU, M. 1976.

Structural position of the Apuseni Mountains in the Alpine system. — *Rév. Roum. Géol., Géophys., Géogr., Géol.* 20/1, 7-19, Bucuresti.

BYSTRICKY, J. 1978.

First finding of Lower Cretaceous sediments in the Stratenská hornatina Mts. /Central West Carpathians/. — *Mineralia Slovaca* 10/1, 17-22, Bratislava /szlovákul, angol rezümével/.

FÜLÖP J. 1966.

A Villányi-hegység krétaidőszaki képződményei. — *Geol. Hung. Ser. Geol.* 15, 131 p.

FÜLÖP J. 1971.

Les formations jurassiques de la Hongrie. — *Ann.Inst. Geol.Publ.Hung.* 54/2, 31-46.

GASIOROWSKI, S.M. 1962.

Aptychi from the Dogger, Malm and Neocomian in the Western Carpathians and their stratigraphical value. — *Studia Geol. Polon.* 10, 134 p., Warszawa.

GÉCZY B. 1972.

A jura faunaprovinciák kialakulása és a Mediterrán lemeztektonika. — *Geonómia és Bányászat* 5/3-4, 297-311.

GÉCZY B. 1973.

Lemeztektonika és paleogeográfia a Kelet-Mediterrán mezozoós térségben. — *Geonómia és Bányászat* 6/1-4, 219-225.

GÉCZY B. 1982.

A villányi jura ammoniteszek. /Les Ammonites jurassiques de Villány/. — *Földtani Közlöny* 112/4, 363-371.

GÉCZY B. 1984.

Provincialism of Jurassic ammonites: Examples from Hungarian faunas. — *Acta Geol. Hung.* 27/3-4 /in press/.

IANOVICI, V. - BORCOS, M. - BLEAHU, M. - PATRULIUS, D. - LUPU, M. - DIMITRESCU, R. - SAVU, H. 1976.

Geologia Muntilor Apuseni. Editura Academiei, Bucuresti, 631 p.

KÁZMÉR M. - KOVÁCS S. - PÉRO CS. 1983.

A Keleti-Kárpátok szerkezete. — *Ált. Földtani Szemle* 18, 3-75.

KOTANSKI, Z. 1963.

O triasie Skalki Haligowieckiej i pozycji paleogeograficznej serii haligowieckiej. — *Acta Geol. Polon.* 13/2.

KOTANSKI, Z. 1971.

Przewodnik geologiczny po Tatrach. — *Wyd. Geologicznego*, Warszawa, 280 p.

A Lengyel-Tátra legjobb összefoglalója számos részlet-szelvénnel és térképvázlattal.

KOTANSKI, Z. 1976.

Triassic of the Carpathians. — In: SIKOLOWSKI, St. /ed./: Geology of Poland, I/2, 105-124.

A Magas-tátrai- és a szubtátrai sorozatok rétegtana, faunalistákkal és rétegtani táblázatokkal.

KOVÁCS S. 1982.

Problems of the "Pannonian Median Massif" and the plate tectonic concept. Contributions based on the distribution of Late Paleozoic—Early Mesozoic isopic zones. — Geologische Rundschau 71/2, 617-639.

KOZUR, H. 1979.

Einige Probleme der geologischen Entwicklung im südlichen Teil der Inneren Westkarpaten. — Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck 9/4, 155-170.

KOZUR H. 1984.

Radiolarians from the Bükk-Darnó area. — Acta Geol. Hung. 27/3-4 /in press/.

LEFELD, J. 1976.

The Inner Carpathians /the Tatras/. — In: SOKOLOWSKI, St. /ed./: Geology of Poland I/2, 443-451 /Jurassic/, 702-706 /Cretaceous/. — Wyd. Geologicznego, Warszawa. Modern leírás rétegtani táblázatokkal és faunalistákkal a Lengyel-Tátráról.

LEŠKO, B. - VARGA, I. 1980.

Alpine elements in the West Carpathian structure and their significance. — Mineralia Slovaca 12/2, 97-130.

LUGEON, M. 1903.

Les nappes de recouvrement de la Tatra et l'origine des Klippes des Carpathes. — Bull. Soc. Vaud., Sci. Nat. 39/4, 5-51, Lausanne.

MAHEL M. 1980.

A kárpáti egységek és a Magyar-masszívum viszonya. — Földtani Kutatás 23/3, 5-10.

MAHEL, M. 1981.

Island character of the Klippen Belt; Vahicum continuation of Southern Penninicum in West Carpathians. — Geologicky zbornik 32/3, 293-305, Bratislava.

MARSCHALKO, R. 1979.

Considerations about Pienide flysch basins and their substratum in the Cretaceous and Paleogene /West Carpathians/. — In: MAHEL, M. - REICHWALDER, P. /eds./: Czechoslovak Geology and Global Tectonics, pp. 103-114, VEDA, Bratislava.

MIŠÍK, M. 1979.

Pieniny Klippen Belt and the global tectonic model. — In: MAHEL, M. - REICHWALDER, P. /eds./: Czechoslovak Geology and Global Tectonics, pp. 89-102, VEDA, Bratislava.

MIŠÍK, M. - JABLONSKÝ, J. MOCK, R. - SÝKORA, M. 1981.

Konglomerate mit exotischen Material in dem Alb der Zentralen Westkarpaten — paläogeographische und tektonische Interpretation. — Acta Geol. Geogr. Univ. Comeniana, Geol. 37, 5-56, Bratislava.

MÍŠÍK, M. - MOCK, R. - SÝKORA, M. 1977.

Der Trias der Klippenzone der Karpaten. — Geol. zbornik 28/1, 27-69, Bratislava.

A Szirtöv kréta konglomerátumainak kavicsaiból rekonstruáltak az Egzotikus-kordillera rétegsorát. A hallstatti mészkőkavicsok alapján mélytengeri tengerágot tétéleznek fel a Szirtövben.

MIŠÍK, M. - SÝKORA, M. 1981.

Der pieninische exotische Rücken, rekonstruiert aus Geröllen karbonatischer Gesteine kretazischer Konglomerate der Klippenzone und der Manin Einheit. — Západné Karpaty, geol. 7, 7-112, Bratislava.

NAGY E. 1968.

A Mecsek-hegység triász időszaki képződményei. — MÁFI Évk. 61/1, 198 p.

- PATRULIUS, D. 1976.
 Les formations mésozoïques des Monts Apuseni septentrionaux: corrélation chronostratigraphique et faciale. — Rév. Roum. Géol. Géophys. Géogr., Géol. 20/1, 49-57, Bucuresti.
- Przewodnik LI. zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego v Zakopanego /1979/. — Wyd Geologicznego, Warszawa, 250 p.
 Összefoglalás és kirándulásvezető a Lengyel-Tátráról /csak lengyelül/.
- RADWANSKI, A. - SZULCZEWSKI, M. 1966.
 Jurassic stromatolites of the Villány Mountains /Southern Hungary/. — Annales Univ. Sci. Budapest, sect. Geol. 9 /1965/, 87-107.
- SANDULESCU, M. 1972.
 Consideratii asupra posibilitatilor de corelarea a structurii Carpatilor orientali si occidentali. — D.S. Inst. Geol. Geofiz. 58/5, 125-150, Bucuresti.
- SCHEIBNER, E. 1968.
 The Klippen Belt of the Carpathians. In: MAHEL, M. - BUDAY, T. /eds./: Regional Geology of Czechoslovakia, pp. 304-371, Schweizerbart, Stuttgart.
 Részletes, egységes szemlélettel készült rétegtani leírás a Szirtöv szlovák, lengyel, román és szovjet szakszáról. A tektonikai értékelésben ANDRUSOV-ot követi.
- TOMEK, Č. 1983.
 Problems of the Carpathian overthrusting. — Előadás a "Tectonic significance of Hungarian Mountains in the Alpine Edifice" szimpozionon, 1983. november 24-én, Veszprémben.
- UHLIG, V. 1907.
 Über die Tektonik der Karpaten. — Sitzungsberichte Akad. Wiss. Wien. 116.

VÖRÖS A. 1972.

A Villányi-hegység alsó- és középsőjura képződményeinek üledékföldtani vizsgálata. /Lower and Middle Jurassic formations of the Villány Mountains/. — Földtani Köz-
löny 102/1, 12-28.

VÖRÖS A. 1980.

Liász és dogger brachiopoda provinciák a Nyugati-Tet-
hysben /Lower and Middle Jurassic Brachiopod provinces
on the Western Tethys/. — Földtani Köz-
löny 110/3-4,
395-416.

YOUSSEF, M.M.M. 1978.

Large-scale geological survey of the Mt. Wzar ande-
sites, Pieniny Mts., Poland. — Studia Geol. Polon.
66, 30 p., Warszawa.
Az andezittelérek geológiai térképeivel és részletes
irodalomjegyzékkel.

GEOLOGY OF THE PIENINY KLIPPEN BELT AND THE TATRA MTS. IN POLAND

by

M. Kázmér—S. Kovács—Cs. Péró

ABSTRACT

This study is a report on an excursion made by the authors in the Pieniny Klippen Belt and in the Tatra Mts, of Poland. Sincere thanks are due to our guide, Professor Krzysztof BIRKENMAJER, who gave us an excellent introduction to the geology of these areas in the field during the days and took part in lengthy discussions in the medieval castle of Niedzica during the nights.

The Middle Jurassic—Neocomian klippen of the Klippen Belt are covered by Middle to Upper Cretaceous flysch in an uninterrupted sequence. Nappes have been formed due to the terminal Cretaceous folding and now they constitute an extremely narrow belt due to the Saviian tectogenesis. The soft pelitic cover was detached from the hard limestone "basement" at most places and was strongly folded, forming a "matrix" around the displaced limestone blocks. The term "klippe" has no geological but geomorphological meaning here.

The Klippen Belt has a nappe structure of its own and is positioned between the Outer and Central West Carpathians as a separate tectonic unit of equal rank.

The Exotic Cordillera reconstructed from olistoliths of flysch formations is of Transylvanide origin /with some relations to the Meliata series/. Most probably it has been emplaced between the Klippen Belt sedimentation area and the Tatrside block as a separate fragment.

The Lower to Middle Triassic of the High Tatra series and the Dogger—Malm of the Pieniny Zone of the Klippen Belt show relations to the Mecsek Mts. in Hungary. The Upper Triassic, Jurassic and Neocomian of the High Tatra series and the Upper

Jurassic of the Czorsztyń Zone shows clear similarities to the Villány Mts. in Hungary and the Bihar unit in Monts Apuseni, Romania.

Manuscript received: 20. February 1984.

Address of the authors:

Kázmér Miklós

Eötvös Loránd Tudományegyetem Őslénytani Tanszék
Budapest, VIII. Kun Béla tér 2.
H - 1083

Kovács Sándor

Magyar Állami Földtani Intézet
Budapest, XIV. Népstadion u. 14.
H - 1143

Péró Csaba

Eötvös Loránd Tudományegyetem Földtani Tanszék
Budapest, VIII. Múzeum krt. 4/a.
H - 1088

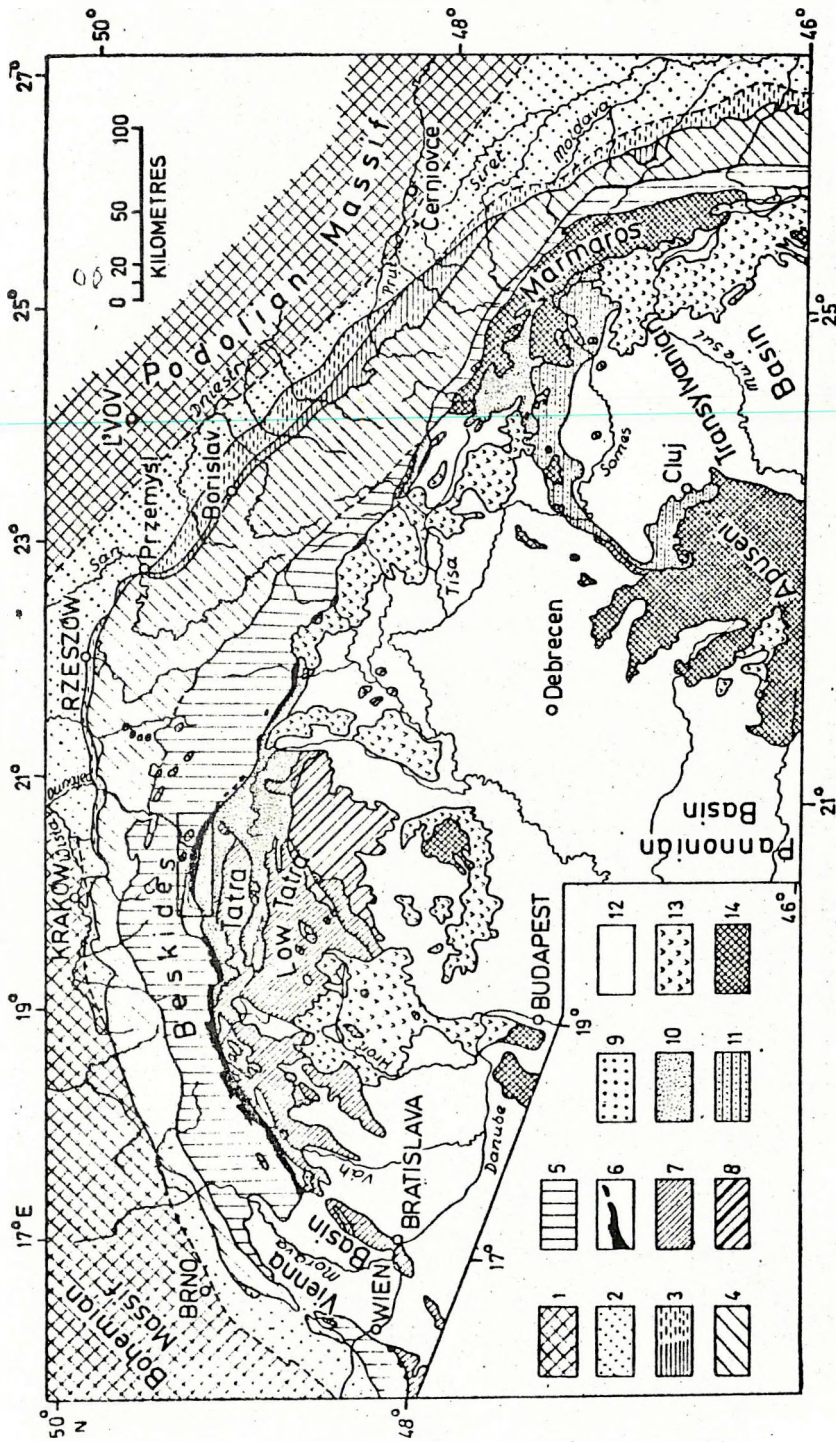


Fig. 1. ábra

1. ábra: A Pienini-szirtöv helyzete a Kárpátok Fig. 1.: Position of the Pieniny Klippen Belt in the Carpathians /BIRKENMAJER, 1977/

- | | |
|---|---|
| 1 = a kárpáti előtér | 1 = Carpathian foreland |
| 2 = előmélyedés neogén üledékekkel | 2 = foredeep |
| 3-5 Külső-Kárpátok | 3-5 Outer Carpathians |
| 6 = Pienini-szirtöv | 6 = Pieniny Klippen Belt |
| 7 = Központi-Nyugati-Kárpátok | 7 = Central West Carpathians |
| 8 = Belső-Nyugati-Kárpátok | 8 = Inner West Carpathians |
| 9 = szenon molássz | 9 = Senonian molasse |
| 10 = Podhale-flis /paleogén/ | 10 = Podhale flysch /Paleogene/ |
| 11 = epikontinentális paleogén | 11 = epicontinental Paleogene |
| 12 = neogén molássz | 12 = Neogene molasse |
| 13 = neogén—kvarter vulkanitok | 13 = Neogene-Quaternary volcanites |
| 14 = a belső zónák prekainozoós képződ-
ményei /BIRKENMAJER itt összeol-
vasztja a Dunántúli-középhegység,
a Bükk, az Erdélyi-középhegység és
a Keleti-Kárpátok különböző fáciesű
és tektonikai helyzetű képződme-
nyeit/ | 14 = pre-Cenozoic of the inner zones
/BIRKENMAJER here merges
together the separate tectonic
and facies units of the Trans-
danubian Midmountains, the
Bükk, the Muntii Apuseni and
the East Carpathians/ |

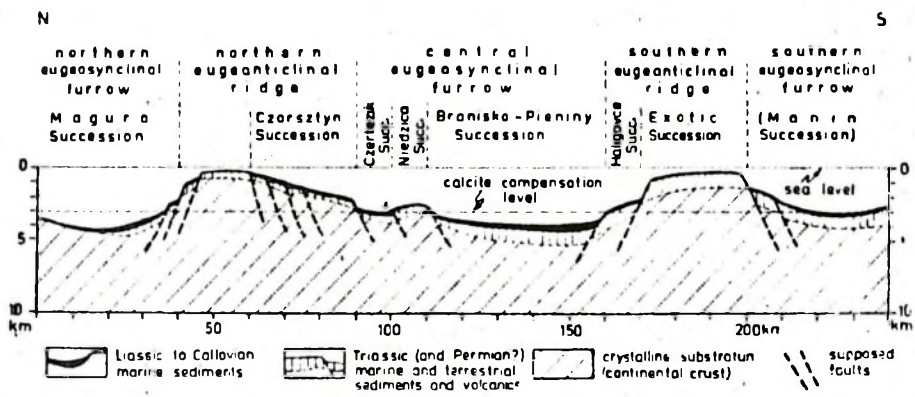


Fig. 2. ábra

2. ábra: A Pienini-szirtöv lengyelországi szakaszának
palinspasztikus szelvénye a kallóviban
/BIRKENMAJER, 1977/

Fig. 2.: Palinspactic reconstruction of the Pieniny Klippen
Belt basin, central sector /Poland and Slovakia/,
during the Callovian, and position of particular
stratigraphic-facial successions
/BIRKENMAJER, 1977/

3. ábra: A Szirtöv rétegtani táblázata
/BIRKENMAJER, 1965/

Jól ábrázolja az egyes tektonikai-
-kifejlődési egységek /sorozatok,
ill. takarók/ önállóságának mérté-
két és az egyes tektonikai esemé-
nyekhez tartozó diszkordanciákat.
A Magura-sorozat pre-paleogén ré-
szét BIRKENMAJER /1979/ Grajcarek-
-sorozatnak nevezi. Lényegesebb
korbesorolási változás csak a
s.str. Magura-sorozatban követke-
zett be /BIRKENMAJER és DUDZIAK,
1981/, ahol az egymás fölé jelölt
képződményekről bebizonyosodott,
hogy nagyrészt heteropikus fáci-
esek.

Fig. 3.: Correlation table of the Klippen
Belt /BIRKENMAJER, 1965/

Independence of facies units and
unconformities are well displayed.
Pre-Paleogene part of the Magura
Series has been separated as Graj-
carek Series /BIRKENMAJER, 1979/.
The Paleogene sequence of the
Magura Series s.str. contains
rather heteropic than sequential
facies /BIRKENMAJER and DUDZIAK,
1981/.

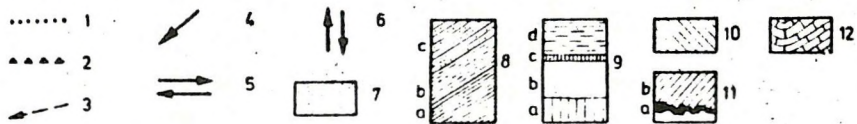
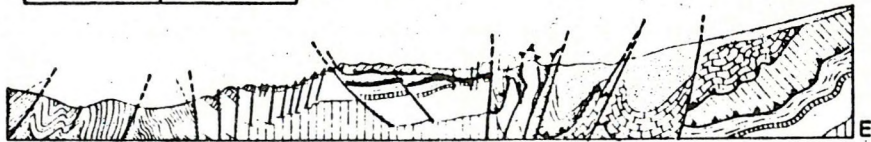
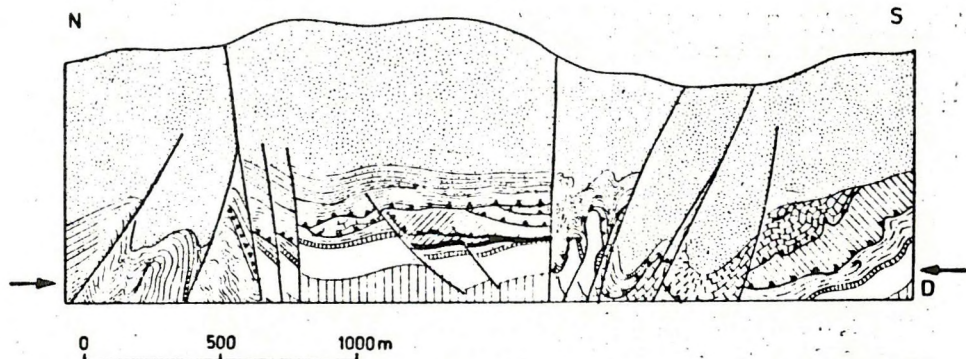
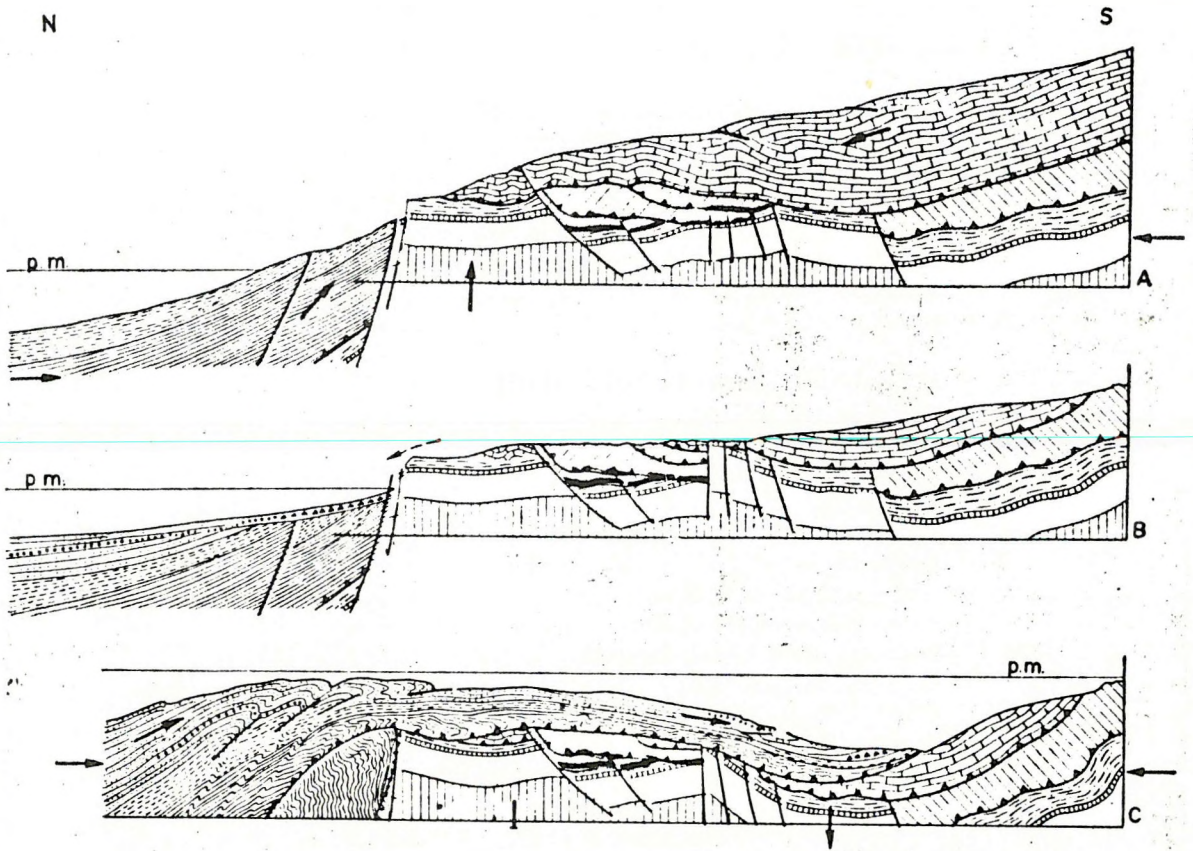


Fig. 4. ábra

4. ábra: A Szirtöv tektonikai fejlődéstörténete a késő-
campanitól máig /BIRKENMAJER, 1979/

- A = az első tektogenezis /későcampani/
- B = a Jarmuta rétegek képződése /maastrichti
olisztosztrómák/
- C = a második tektogenezis /paleocén/: a Grajcarek-
sorozat visszacsuszlik a Szirtövre
- D = a harmadik tektogenezis /oligocén—koramiocén,
szávai fázis/
- E = a mai állapot

- 1 = konglomerátum-betelepülés
- 2 = olisztosztróma
- 3 = törmelékszállítás
- 4 = tektonikus szállítódás
- 5 = kompresszió
- 6 = emelkedés és süllyedés
- 7 = Magura-sorozat: paleogén
- 8 = Grajcarek-sorozat
 - a = jura—cenomán
 - b = cenomán—campani
 - c = maastrichti
- 9 = Czorsztyn-sorozat
 - a = alsódogger
 - b = dogger crinoideás mészkő
 - c = kallóvi—alsóneokom
 - d = albai—cenomán és fiatalabb
- 10 = Czertezik-sorozat
- 11 = Nedeci-sorozat
 - a = alsódogger foltosmárga
 - b = bajóci—alsószenon
- 12 = Branyiszkói-sorozat

Fig. 4.: Tectonic evolution of the Pieniny Klippen Belt
/BIRKENMAJER, 1979/ /from Late Campanian up to now/

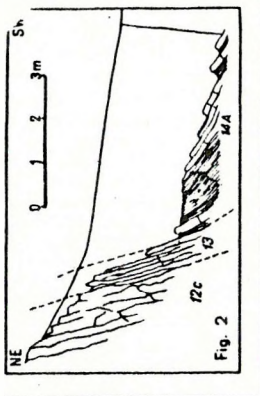
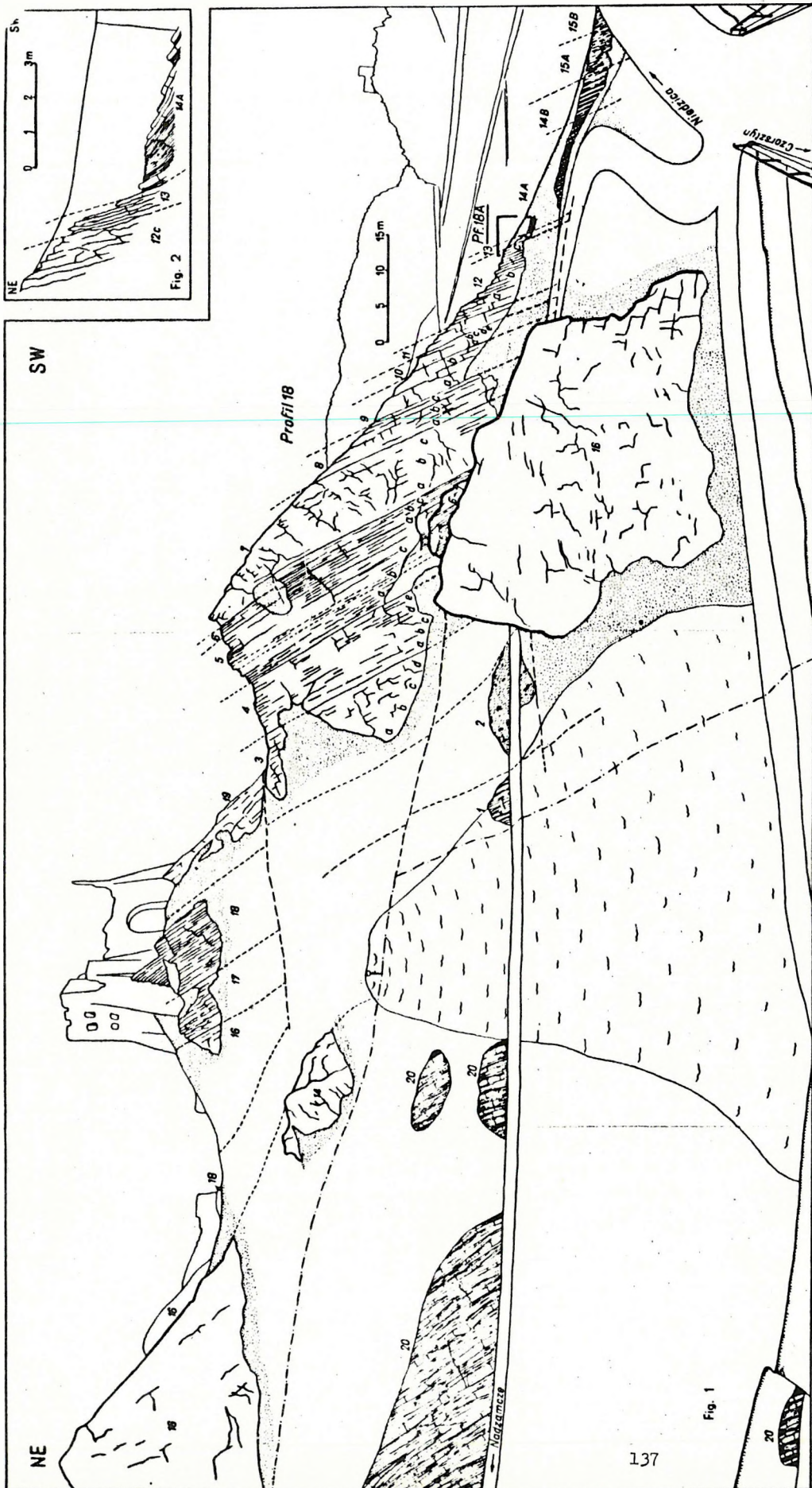
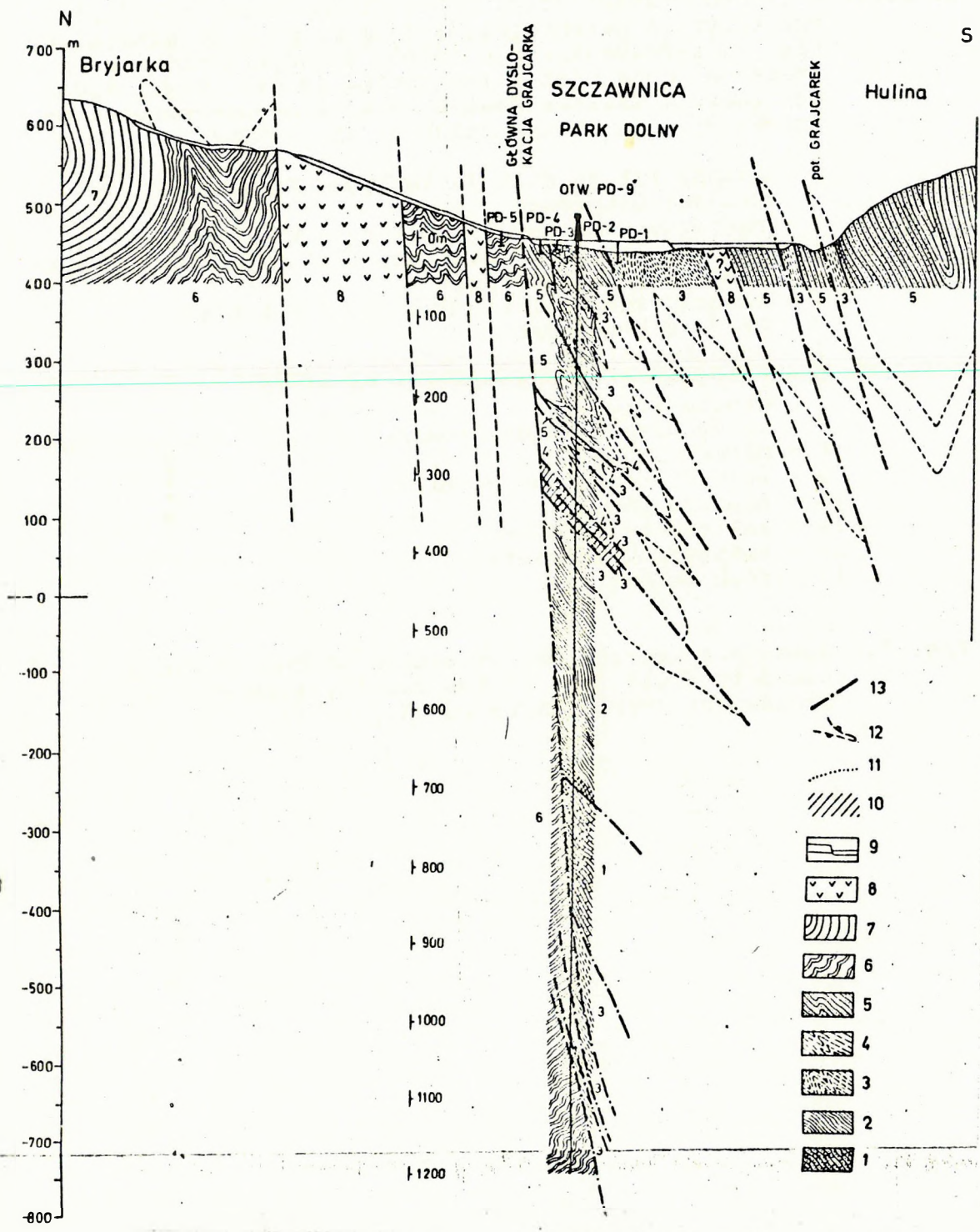


Fig. 1

5. ábra: A czorsztyni szirtnek látképe a várral: Czorsztyń-sorozat. Folyamatos felsőtoarci—turon rétegsor a környezetéből kiemelkedő, kemény közetekből álló "szirt" fácies és az arra települő lágy, pélites "köpeny" fácies átmenetével /BIRKENMAJER, 1963/

1 = f.toarci—k.aaléni	opalinuszos márga
2 = f.aaléni—k.bajóci	murchisonae-s agyag
3 = k-f. bajóci	fehér crinoideás mészkő
4 = f.bajóci—bath	vörös crinoideás mészkő
5 = kallóvi—kimmeridgei	czorsztyni mészkő
6 = a-k. titon	vörös calpionellás mészkő
7 = k-f. titon	fehér calpionellás mészkő
8 = f.titon—a.berriázi	brachiopodás mészkő
9 = berriázi	alsó crinoideás-brachiopodás mészkő
10 = berriázi	detritusos mészkő
11 = f.berriázi	felső crinoideás-brachiopodás mészkő
12 = valangini	szepesi mészkő
13 = ?valangini—albai	Chmielowa rétegek
14 = albai—cenomán?	Pomiedznik rétegek
15 = cenomán—a.turon	globotruncanás márga
<hr/>	
16 = k-f. bajóci	fehér crinoideás mészkő
17 = f.bajóci—bath	vörös crinoideás mészkő
18 = kallóvi—kimmeridgei	czorsztyni mészkő
19 = titon	calpionellás mészkő
<hr/>	
20 = a.aaléni	flis /bizonytalan tektonikai helyzetben/

Fig. 5.: View of the Czorsztyń klippe with the castle on top: Czorsztyń Series. Continuous Upper Toarcian—Turonian sequence enclosing the hard rock of the "klippe" and the soft rock of the "mantle" /BIRKENMAJER, 1963/.



Subsurface geological structure of the northern boundary fault zone of the Pleniny Klippen Belt at Szczawnica
 1 - Szlachtowa Formation; 2 - Bryjarka Formation; 3 - Mullnowa Shale Formation; 4 - Haluszowa Formation; 5 - Jarmuta Formation; 6 - Szczawnica Formation; 7 - Magura sandstone; 8 - andesite; 9 - Quaternary terraces; 10 - zones of intense brecciation; 11 - conglomerate intercalations; 12 - position of sole markings; 13 - main tectonic contacts.

Fig. 6. ábra

6. ábra: A Szirtöv északi szegélyzónáját harántoló mélyfurás szelvénye. A peremtöréstől 70 m-re D-re mélyített furás a Szirtövbe tartozó felső- és középsőkréta után aaléniba, majd újra felsőkrétába jutott. Végül 850 m-ben beért a Szirtöv fedőjét alkotó Magura-sorozat paleocén flisébe /BIRKENMAJER et al., 1979/.

- 1 = aaléni fekete flis /Szlachtowa Formáció/
Grajcarek-sorozat
- 2 = hauterivi—cenomán flis /Bryjarka Formáció/
- 3 = cenomán—campani tarka agyagpala /Malinowa Formáció/
Grajcarek-sorozat
- 4 = campani szürke flis /Haluszowa Formáció/
Grajcarek-sorozat
- 5 = maastrichti Jarmuta rétegek: Grajcarek-sorozat
- 6 = paleocén flis /Szczawnica Formáció/
Magura-sorozat
- 7 = középsőeocén Magura homokkő /flis/ Magura-sorozat
- 8 = miocén andezit
- 9 = negyedidőszaki folyóterasz
- 10 = breccsa-zónák
- 11 = kavicsbetelepülések
- 12 = talpnyomok helyzete
- 13 = főbb vetők

Fig. 6.: Subsurface geological structure of the northern boundary fault zone of the Pieniny Klippen Belt at Szczawnica /BIRKENMAJER et al., 1979/

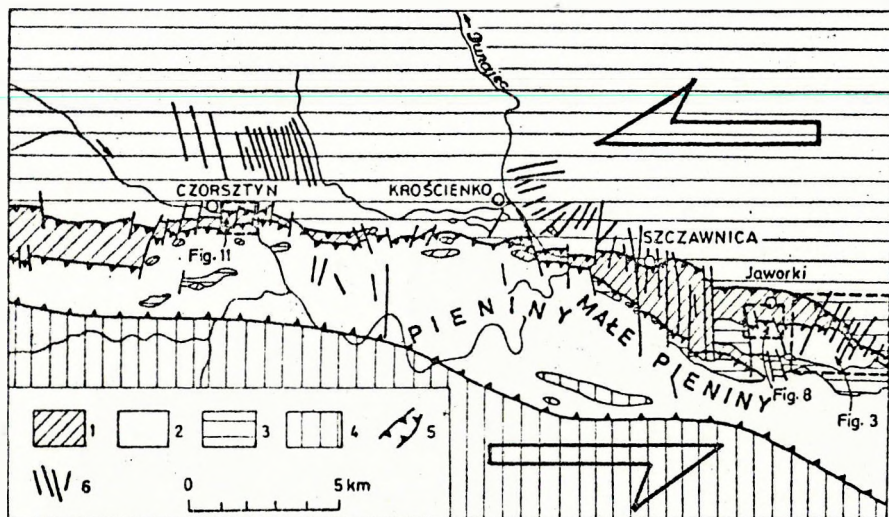


Fig. 7. ábra

7. ábra: Hosszanti és harántirányú transzkurrens vetők
/csapásvetők/ a Szirtöv É-i szegélyén
/BIRKENMAJER, 1983/

- 1 = Grajcarek-egység
- 2 = jura-kréta szirt-sorozatok /Czorsztyn,
Czertezik, Nedeci, Branyiszkó, Pienini és
Haligóci/
- 3 = Magura-sorozat
- 4 = Podhale flis
- 5 = jelentősebb terciér csapásvetők
- 6 = főbb terciér harántvetők

/Neogén és kvarter képződmények elhagyva/

Fig. 7.: Position of the areas shown in Figures 3, 8 and 11
in the Pieniny Klippen Belt of Poland
/BIRKENMAJER, 1983/

- 1 = Grajcarek Unit and transgressive Upper
Cretaceous mantle in the Klippen Belt
- 2 = Klippen Units /Czorsztyn-, Czertezik-, Niedzica-,
Branisko-, Pieniny- and the Haligovce Units/
- 3 = Palaeogene of the Magura Nappe and the Magura
Palaeogene mantle of the Klippen Belt
- 4 = Podhale Paleogene /also in the Klippen Belt/
- 5 = Main Tertiary longitudinal dislocations
- 6 = Main Tertiary transversal dislocations

/Miocene intrusions /andesites and basalt/ and
fresh-water Neogene and Quaternary deposits omitted/

PRZEKRÓJ II
CROSS-SECTION II

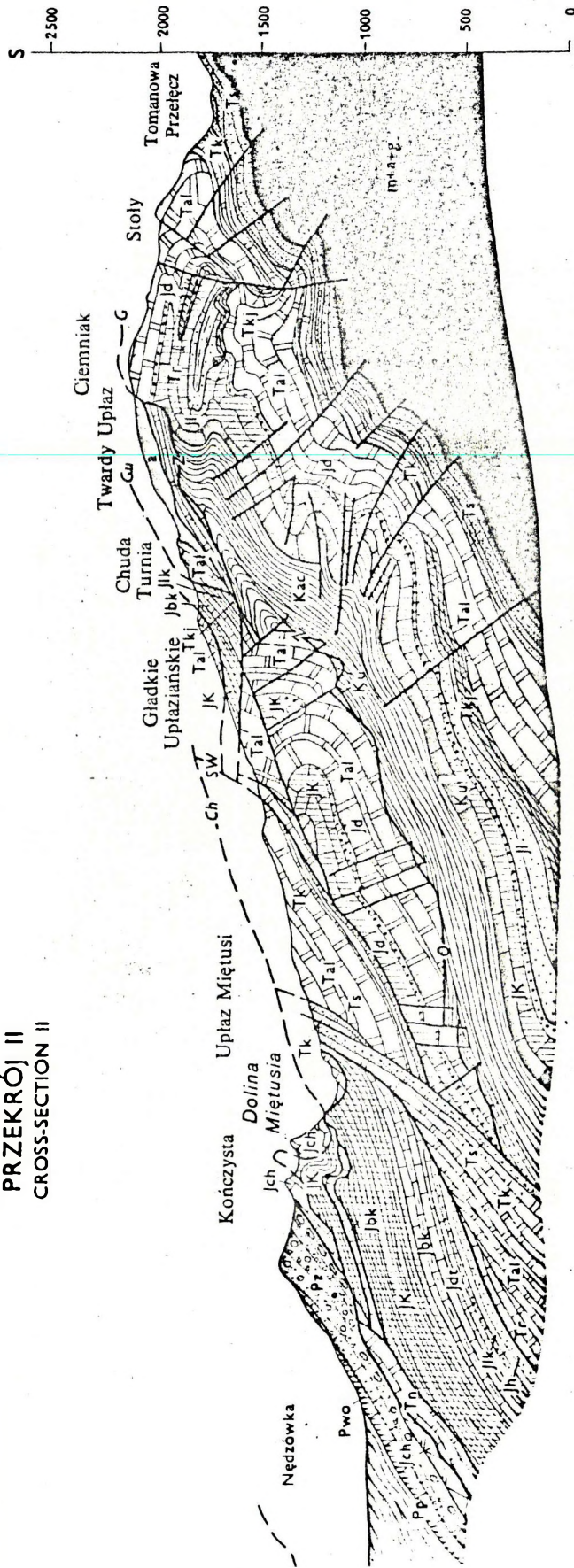


Fig. 8. ábra

8. ábra: A koscieliska-völgy szelvénye /Lengyel-Tátra/

A Magas-Tátra kristályos magjára /m + a + g/ települ az autochton Magas-tátrai-sorozat folyamatos alsótriász—alsóturon üledéksora /Ts — Kac/. Erre következnek a Szubtátrai- /Krizsna-, Chocs- és Sztrázsó-/takarók alsótriász—alsókréta képződményei. A meggyűrt mezozoikumra paleogén konglomerátum, nummuliteszes mészkő és flis települ. Érdemes megfigyelni a Twardy Uplaz gránit /alaszkit/ takaróját, amely mezozoós karbonátokból álló hegy tetejét alkotja. Ez volt LUGEON leglátványosabb bizonyítéka a Kárpátok takarós szerkezetére az 1903-as bécsi földtani világtkongresszus kirándulásán.
/Szelvény: BAC-MOSZASZWILLI et al., 1979/

MTESZ - egyesületi használatra !

Kiadja: Magyarhoni Földtani Társulat

Készült: 750 példányban

84/1383 MTESZ Házinyomda, Bp.

Felelős vezető: Deli Sándor