

A KÁRPÁT-PANNON RENDSZER TEKTONIKAI ÉS ÓSFÖLDRAJZI
FEJLŐDÉSE A KÖZÉPSŐ TERCIERBEN (49 - 19 MILLIÓ ÉV KÖZÖTT)

BÁLDI Tamás

Bevezetés

A kárpáti-keletalpi-északdinári rendszer tektonikai-paleogeográfiai fejlődését kíséreljük meg felvázolni a lutécientől az eggenburgien végéig terjedő időszakra (kb. 49-19 millió év), mely időszakot egyszerűség kedvéért középső-terciernek nevezzük.

A terület és az időszak is nagyon sok megoldatlan problémát nyújt. A terület az Alpidák komplikált részei közé tartozik. A Kárpátokéhoz hasonló ivelt orogén által átkarolt medencék ugyan gyakoriak, amilyen pl. a Betikus Kor-dillerák és Rif ive az Alborán-tengerrel, vagy a Ny-Alpok ive a Po-medencével, ill. ennek folytatásában az Apenninek-Szicilidák koszorúja a Tírrén-tengerrel, vagy a Hellenidák ma is aktív ive az Égei-tengerrel.

A vizsgálandó időszak pedig azért tűnik nehéznek, mert ugyszólván uttörő munkát kell végezni. A lemeztektonikai alapon nyugvó mezozóos és késő-kainozóos rekonstrukciók értékes eredményei a paleogén problémáit nem oldják meg.

Módszerem az volt, hogy felvázoltam a palinspasztikus szerkezetet, majd ezt - magam is meglepődve az ősföldrajzi adatokkal való egybevigáson - ősföldrajzi térképvázlatokkal egészítettem ki. Természetesen az ősföldrajzi térképvázlatok a tektonikaival egyszerre készültek, és a tektonikai rekonstrukciót néha az ősföldrajzi tények, máskor az ősföldrajzi kép kialakítását a tektonikai keret adatai segítették.

Hangsúlyozom, hogy e térképsorozatot vita-anyagnak szántam, mely nyilván még sok javítást, módosítást igényel.

A középsőtercierre már kialakultak a Kárpátok és Dinaridák, részben a Keleti-Alpok belső takarórendszerei (Internidák, vagy Centralidák). Ezek keletkezése a kréta közepén és végén zajlott le. Ezzel persze nem állítjuk azt, hogy további takarós mozgások a Centralidákban nem játszódtak le.

A Pannóniai-medence - AUBOUIN (1965) értelmében "neotectonique" - szerkezetének kialakulása viszont a középsőtercier után játszódott le a badenienben való kezdettel. Így e nagyon érdekes problémát itt nem fejtjük ki (v.ö. STEGENA et al. 1975. HORVÁTH F. et. STEGENA 1977),

1. Középső eocén tektonikai vázlat (1. ábra)

Az 1. ábrán a lutécien elejétől a középső priabonienig terjedő időszak (49-39 millió év; NP 14- NP 19, ill. P 10- P15 kron) palinspasztikus szerkezeti vázlatát adjuk. Kiindulópontunk KSIAZKIEWICZ (1960) palinspasztikus rekonstrukciója volt, melyben a kárpáti flistakarók eredeti helyzetét (gyökerét) igen mértéktartó becsléssel adta meg. A kb. 150-200 km-es térrövidülés feltételezése a lehető legszerűsebb és legóvatosabb becslésnek tartható, mely az ősföldrajzi rekonstrukció folyamán igazolódott, hozzátevé azt, hogy ez az érték ennél legfeljebb csak nagyobb lehet. A Keleti-kárpáti flisre vonatkozóan BURCHFIEL (1976) végzett számításokat, és mint minimumot 116 km-es térrövidülést kalkulált, 166 km eredeti szélességgel. De hangsúlyozza, hogy ennél jóval nagyobb érték valószínű.

További segítséget jelentett BURCHFIEL (1980) egy másik kitűnő dolgozata, mely felbátorított arra, hogy a helyreállított, egykori flis-medencét "óceánnak" tekintsem. Bár igazi óceáni kéreg jelenlétére nincs meggyőző bizonyíték (KSIAZKIEWICZ 1977), az üledék jellege: a turbidites fácies, a disztális turbiditokkal összefogazódó vörös, ill. halványzöld hemipeňágikus, globigerinás márga fáciesek bizonyítják a "Flis-óceán" minimálisan 1000 m, de akár 2000-3000 m-es mélységét (v.ö. BALLA 1980 is). A flis-tenger szélességét valamennyi, az eocénben még gyüretlen ívet számítva, legalább 200-300 km-re becsülhetjük. A Podhale flis azonban bizonyítottan szialikus aljzatu, mivel üledékgyűjtője épp a lutécien transzgresszió kapesán alakult ki (SAMUEL et. SALAJ 1968; ANDRUSOV 1965).

A fentiekben kialakított palinspasztikus kép összhangba kerül TOLLMANN (1966, 1978), MAHEL (1974, 1980), SANDULESCU (1972, 1978) BURCHFIEL (1976), PREV (1978), WEIN (1978) és KOVÁCS (1980) által ki-mutatott összefüggések lényeges elemeivel. Ugyanakkor STEGENA et al. (1975), HORVÁTH et. al (1977) az eltérő mezozoos paleobiogeográfiai és szedimentációs előtörténetek alapján rámutattak az egyes egységek eltérő: európai-moesiai, ill. apuliai ("afrikai") származási helyére. Európai-moesiai eredetű és eredetileg is összefüggött a bihari autochton, a Gétikum-Danubikum, a Mecsek-Villány, míg apuliai eredetű, a már krétában obdu-kált Vardar óceáni ívtől és a Penninikum ofiolitjaitól eredetileg elválasztott Ausztro-alpi rendszer, Gömöridák, a Bakony-Buda, és HORVÁTH et al. szerint (1977) a Veporikum, Tátrikum is. Ezek az eltérő eredetű szialikus fragmentumok takarós szerkezetekben, ill. transzkurrens vetők mentén érint-keve a középsőtercier elején már egybefüggő kontinenst alkottak, melyet akár Tisia-nak is nevezhetünk.

Apuliához tartozott az akkor még a gaitali vonal mentén csaknem összefüggő Északi Mészköalpok és Déli Alpok (PREY 1978). Az Északi Mészköalpokról a középsőtercier előtt, vagy elején kezdett letörni és Európához képest szinisztrális értelmű csapásmenti vetővel (transzkurrens vető) ÉK-i irányba tolni a Veporidák-Gömöridák takarórendszere. A Penninikum Gömöridákhoz való korabeli közelsége alátámasztani látszik a mellétei sorozat (meliatska seria) pennini eredetére vonatkozó spekulációkat (LEŠKO in MAHEL 1980), bár ezeket KOVÁCS (1980) Conodonta vizsgálatai cáfolják, és maga MAHEL is elveti.

A Bakony és Buda apuliai szialikus aljzatu mészkőplatformja a Déli Alpokkal még összefüggött, és az ábrázolt helyen volt. (Bakonyon a Zalától budai vonalig terjedő, valamint a Rába-rozsnó-i és Balaton-darnói vonalak által határolt blokkot értem, Budán a budai és darnói, valamint a Rába-rozsnói és balatoni vonalak által határolt blokkot értem.)

A Dinaridák szintén apuliai aljzatu karbonátos platformja az ioni, dalmát és Karszt övekkel ebben az időben még nyugodt selfterület volt. A térképünkön már kivüleső Appenini- vagy Scaglia-óceánnal széles összeköttetésben állt.

A Dinaridák belső zónáinak lefejezése előbb ÉK-DNy-i majd Ny-K-i csapásu transzkurrens vetőkkel megkezdődött. A Bükk ily módon vált a Bakony D-i szomszédjává, miután transzkurrens vetővel levált a Dinaridák AUBOUIN (1973) által szerb és boszniai, ill. szubpelagóniai zónának nevezett övéről. A bükki, dinári jellegű rétegsor (BALOGH 1964) ehhez az övhöz hasonlít leginkább (HORVÁTH et. al 1977), (KOVÁCS 1980). A Vardar övről ugyanezen vető mentén szakadt le K felé az Erdélyi Érchegység ofiolit-tömege, rátalólván a bihari takarókra. Pelagonia egy darabja is szükségszerűen levált és később Szeged aljzatába került, amint azt igen helyesen felismerték (VÖLGYI et. al 1970).

A középsőtercierben tehát létezett egyfajta Tisia, de nem úgy és ott, ahogy és ahol azt korábban képzelték. Ez a Tisia teljesen heterogén volt, apuliai, moesiai és pelagóniai kontinentstörédekekből állt, melyek főleg transzkurrens vetők mentén kerültek egymás mellé. A transzkurrens vetők szerepét LAUBSCHER (1971) és GÉCZY (1972) ismerték fel uttörő módon, majd CHANNEL et. HORVÁTH (1976), WEIN (1978), MAJOROS (1980), BALLA (1980), CSÁSZÁR et al. (1980) továbbfejlesztve hangsúlyozták.

A transzkurrens vetőknek megfelelő tektonikai lineamentumokat azonban jóval korábban felismerték, csak épp értelmezésük nem, vagy csak részben történt meg. SZÁDECZKY-KARDOSS (1971, 1976) egyeseket közülük szubdukciós öveknek tekintett. A lineamentumokról általánosságban annyit, hogy ezek nem geometriai értelemben vett vonalak. A nagy transzkurrens vetők 10 km szélességet is elérő, hajladozó és nem folytonos törések nyalábjaként jelentkeznek. Alátalódások és vertikális vetődések is kialakultak időnként a lineamentumok mentén. A nevezéktant főleg VARGA et GRECULA (1980) nyomán használom.

A Rába-Rozsnyó-vonal szerintünk (és PREY 1978 szerint is) ekkor, a periadriatikus lineamentum folytatása volt. A Balaton-Buda, ill. a Balaton-Darnó vonal nem a periadriatikus lineamentum, hanem egy délebbi transzkurrens vető folytatása. A Zágráb-Zemplén vonal (Zágráb-Kulcs vonal) a Bükk és a Bihar között húzódott. (Bükkön az u.n. Igal-bükki pásztát értem, Biharon az Apușeni, a Gétikum-Danubikum takarós rendszerét, valamint a Mecsek-Villányt értem.) E transzkurrens vetők megadták azt az ÉK-DNy-i irányu alapvető sávzottságot, amely a középsőterciernél régebbi eredetű, és amelynek nagyszerkezeti meghatározó jelentőségét VADÁSZ (1960), DANK et. FÜLÖP (1967), DANK et. BODZAY (1970), WEIN már a lemeztektonika előtt kiválóan felismerték. Az Internidákat (Tisiát) alkotó különböző eredetű töredékek (Bakony, Buda, Bükk, Bihar, Veporikum-Gömörikum, stb.) e törések mentén mozogtak laterálisan, lemeztektonikai értelemben, egymáshoz és stabil Európához képest.

Szubdukció ebben az időszakban az Alpokban és Nyugati Kárpátokban volt. A tonalit-öv és folytatása a Bakony, Buda, Bükk blokkjaiban (SZEPESHÁZY 1977) több fázisban alakult ki a lutécientől az alsókiscellienig. Andezit-vulkáni és gránit plutoni ivét az ÉNy-ről alátolódó lemez (Penninikum és korai flis) konszumációja formálta ki. A szubdukció helye épp az említett magmás kőzetek elterjedése nyomán jelölhető ki (DIETRICH et FRANZ 1976).

2. A szialikus töredékek eredete (2. ábra)

Főleg DEWEY et al. (1973), CHANNEL et HORVÁTH (1976), WEIN (1978) és BURCHFIEL (1980) eredményeire támaszkodtam. Stabil Európához viszonyítva, a paleomágnese és lemeztektonikai adatok szerint Afrika és mikrokontinensei mozogtak előbb K-Ny-i csapásban, majd É felé. Ez a felismerés is megalapozta modellünk olyan kialakítását, amelyben a vízszintes eltolódások és a takarós mozgások iránya É, ÉK és K. Természetesen mindez a terciérben kialakult takarók vergenciáiból is következik. Kivétel a Dinaridák DNy-i vergenciája, de ezt Apulia É-i-ÉK-i irányu mozgása okozta, amely A-típusú szubdukciót eredményezett.

Kiemelkedő jelentőségű a Bakony és Buda abból a szempontból is, hogy nem csak a középsőtercierben, hanem az egész alpi ciklusban valószínűleg megőrizte kontinentális kérgét. Ez nyilvánul a gyűrődések teljes hiányában, a rögtektonika tipikus jelenségeiben: széteső, árkos szerkezetek kialakulása, amely mechanizmus a triász óta hatott. Érvényes ez a középsőtercierre is. Jellemzőek az extenziós feszültségek eredményezte formák. Szinklinális helyett pl. csak szinekklizis szerkezet alakul ki, alátolódások, elvonszolódások csak a lineamentumok közelében jelentkeznek. Az alpi tektonikai ciklus üledékei, kőzetei a metamorfózis legcsekélyebb nyomát sem mutatják.

A Bükk - nem beszélve a Veporidákról és Gömöridákról - az alpi ciklus első felében, valószínűleg a presszenonban gyűrődésen és gyenge metamorfózison

esett át. A középsőtercierben azonban már ezek az egységek is a konszolidált szialikus aljzat töréses tektonikájáról tanuskodnak. A Déli Alpok Kelet-alpítól teljesen eltérő tektonikai stílusa és nem metamorfizált jellege ugyan kissé emlékeztet a Bakonyéra, de olyan nagy mértékben kompresszió mentes tektonikát ott nem látunk.

3. Lutécien-alsópriabonien ősföldrajzi vázlat (3. ábra)

Ezen a vázlaton a lutécientől a priabonien közepéig terjedő időszakban (49-39 millió év, NP 14-19 nannozónák, P 10-15 plankton-foraminifera zónák, ill. kronok) – a tektonikai rekonstrukció alapján is – két nagy, egymással szorosokon át összefüggő tenger konturjait rögzíthettük. A Flis-tenger a Keleti-Alpok előterétől (rhenodanubiai flis, Helvétikum) 100-300 km szélességben húzódott Európa és az 1. pontban leírt Internida szerkezet (Tisia) között. A lutécien és alsópriabonien turbidites, vagy hemipelágikus márga fáciesben a Kelet-alpi flisben, a sziléziai és Magura takarókban éppúgy ki van fejlődve, mint a Keleti-Kárpátok külső flistakaróiban. A lutécien elején a Tátridákra É-ről transzgredált a tenger, és kialakult a belső-kárpáti, vagy Podhale flis jórészt szintén batiális lejtő (turbidit) fáciesben. A Podhale flis-tenger DK-i részén képződött a jelenlegi Szolnok-máramarosi árokban fennmaradt flis-foszlány is. A Flis-tenger a mai Kisinyev és Duna-delta között húzódó széles selftengerben folytatódott az Orosz-táblán át a harkovi félszigetet megkerülve É-Európa, K-i irányban pedig az Euxin-Káspi régiók felé. Az erdélyi paleogén medence a Flis-tenger öble volt.

DNy-on Isztria-Dalmácia nagykiterjedésű selftengerét találjuk, mely Ny felé az Apennini-óceánban folytatódott. E selftenger É-ra nyíló öble volt a karinthiai eocén, ÉK-re benyomuló öble pedig a Bakonyon alakult ki egészen a budai vonalig. A karinthiai bemélyedés már a cuisienben létrejött, a bakonyi transzgresszió, melynek DNy-ÉK-i irányát DUDICH et KOPEK (1980) újra hangsúlyozták a cuisiben csak a mai Devecserig jutott el. A Dalmát-selftenger további előnyomulása a Bakonyon a lutécienben a budai vonalig terjedt: törvényszerű, hogy a budakeszi, nagykovácsi, solymári, vörösvári és kódsdi eocén medencék szorosan e vonal Ny-i szárnyán maradnak, azt nem lépik át. A lutécien tengerelőntést extenziós feszültségekből eredő árkos szerkezetek kialakulása preformálta. Eddig ismeretlen okból a budai és a darnói vonal közötti budai egységben e tektonikai mozgás nem jelentkezett, és ezért a transzgresszió elmaradt. Ugyanez áll a Gömöridákra, Bükkre.

A paleo-biogeográfiai adatok meggyőzően alátámasztják a bakonyi és karinthiai öböl Flis-tengertől való szeparáltságát. KECSKEMÉTI (1980) a Nummulites-fauna alapján az erős É-olasz rokonságot mutatta ki, melyhez képest csak csekély az Erdélyi-medencével és Szlovákiával való hasonlóság. De egyező eredményeket hozott már STRAUSZ (1966) dudari gasztropóda feldolgozása, nem kevésbé K.-KÖRMENDY A. (1972, 1980) molluszkafaunavizsgálata. KAHLER et PAPP (1968) a karinthiai eocén alveolinás mészkőfáciesét Isztriával és Dalmáciával hozza kapcsolatba, mivel e fácies a Flisből és Hel-

vétikumból ismeretlen, Alveolinás eocén mészkő a Bakonyi-öbölben is bőven képződött. Feltűnik a bakonyi és az erdélyi eocén közötti szedimentológiai különbség is. Az előbbi helyen, valamint Karinthyában (van Hinte 1963) a lagunának dus láposodása, a kőszénképződés humid, míg az erdélyi mélyebb eocén evaporitjai száraz klíma tanú. A közöttük terjeszkedő széles szárazulat Ny-i oldala csapadékos, K-i oldala viszont viszonylag száraz volt. A középhegységi eocén főleg karbonátos közvetlen lehordási környezete a DUDICH et. KOPEK (1980) szerint már eleve tönkösödött felszín mellett meghatározó jelentőségű volt a régió lutécien-alsópriabonien szedimentációjára.

Faunakicserélődésre a kárpáti térségben egyedül a felsőlutécienben és talán az alsópriabonienben nyílt mód, mikor a Dorogi-medencéből a Korponán át húzódó keskeny szoros kinyílása a Podhale-tenger felé valószínűsíthető (VASS et al. 1979).

Hasonló faunakicserélődésre a Mésző-Alpok korabeli völgyein át is lehetőség nyílt volna ugyancsak a felsőlutécien-alsópriabonien idején. HAGN et WELLENHOFER (1967) az É-olasz selfterület mészkő-fáciéseinek tömbjeit, kavicsait találta az Alpok É-i lábának kvarter morénáiban. Ennek, és egy-két más megfigyelésnek alapján úgy véli, hogy az Északi Mésző-Alpok egyes területei a felsőlutécien-alsópriabonien idején a tenger tükre alá kerültek (HAGN 1960, 1967). Határozottan tagadja azonban a Mésző-Alpok egészének eocén-oligocén üledékei való teljes fedettségét.

4. A késői egerien- korai eggenburgien tektonikai vázlata (4. ábra)

Az 1. ábrán bemutatott eocén helyzethez képest a következő főbb változásokat találjuk.

a.) A Keleti-Alpokban az Északi Mésző-Alpok takarója rátolódott a flisre, az egész szerkezet pedig a Helvétikumra. A takarós felépítmény jóval északabbra került, mint az eocénben volt, ezzel egyidejűleg kialakult az É-alpi Molassz-medence. A rhenodanubiai flis képződése a lutécien végén, a Helvétikumé a priabonien végén szakadt meg. Ha feltesszük, hogy az üledékképződés megszűnése a szomszédos belsőbb ív feltolódásának dátumát rögzíti, akkor ezeket a mozgásokat az eocén végére (38 m. év) kell helyoznünk, amint azt OBERHAUSER (1968), PREY (1978), FUCHS (1976) is teszi ("pireneusi fázis"). Támogatni látszik ezt a koncepciót, hogy az alsókiscellien molasszban már lepusztított flis-törmelék található (deutenhauseni rétegek: OBERHAUSER 1968, FUCHS, 1976).

A Központi-és Nyugati-Alpokban azonban a Helvétikum szedimentációja továbbélt, és pelágikus, részben "flisoid" üledékek képződtek az oligocén végéig. Itt a gyűrődés fő fázisa az egerienre, ill. ennek végére (24 m. év) tehető (HAGN 1960).

Mint a szubalpi molassz is bizonyítja, az É-i irányú takaró mozgás az egész Alpokban nem zárult le az eocén, ill. oligocén végével. FUCHS et al. (1980) új adatai szerint az Északi Mészkő-Alpok még legalább 30 km-t mozgott az egerien molasszon Alsó-Ausztriában.

Az ősföldrajzi és szedimentológiai adatok bizonyítják, hogy az Alpok összefüggő szárazulatként emelkedett a tenger tükre fölé az eocén legvége óta, vagyis a korábbi szorosok megszűntek. Ez a szárazulat az oligocén második felében, a felsőkiscellientől gyors emelkedésnek indult.

A tonalit-ív és az intenzív É-i irányú takarós mozgások a D-i irányú szubdukciót indikálják (DIETRICH et FRANZ 1976), mely kb. a korai kiscellienig tartott (32 m. év). Amint azt a Bergellgránit 28 millió éves kihülési dátuma bizonyítja, a tonalitok képződése a felsőkiscellien-egerien idejére nemcsak hogy megszűnt, hanem magasba emelkedésük és intenzív erő ziójuk is megkezdődött (RÖGL et al. 1976).

A tonalit-ív már említett magyarországi folytatásában is azt látjuk, hogy a tufabetelepülések a Tardi Agyag felső részében erősen megritkúlnak, a Kiscelli agyagból pedig ugyszólván hiányoznak, ami teljesen szinkronban van az Alpokból ismert eseményekkel.

b.) A Külső Dinaridákban Apulia ÉK-i irányú A-típusú szubdukciója miatt DNY-i vergenciájú takarós áttolódások játszódtak le a felsőeocéntól az oligocén végéig (BURCHFIEL 1980). A Belső Dinaridák paleogén andezit-öve e szubdukció következménye. A Dalmát-selfen egyidejűleg megszűnt az üledékképződés, ami időben egybeesik a bakonyi szedimentáció középső priabonienben való hirtelen megszakadásával.

c.) A Nyugati Kárpátokban a Podhale és a Magura flis képződése a korai kiscellienben (kb. 34 m. éve) megszakadt (SAMUEL et SALAJ 1968, KOSZARSKI et al. 1974). A Sziléziakumban azonban folyamatos maradt a szedimentáció az eggenburgienig. A Nyugati Kárpátokban nem követte az üledékképződés megszűntét az Internidák feltolódása a Podhale és a Magura flisre. Ennek nagy a palinspasztikus jelentősége, hiszen az emerzióval kapcsolatos mérsékelt gyűrődésen kívül más, jelentős térrövidüléssel az egész középsőtercierben nem számolhatunk. Lehet, hogy túlzó becsléssel, de kb. 50 km-es É-i irányú rövidülést és a Tisiában ennek megfelelő ugyanennyi és ugyanilyen irányú tágulást vettünk fel a korai oligocéntól. A Magura takarók csak az ottnangien és badenien között (17-19 millió éve) futottak rá a Sziléziikumra, az egész rendszer pedig a kárpátien után (legfeljebb 16 millió éve) a molasszra. Mélyfurások Lengyelországban a fiistakarók alatt kárpátien molasszt ütöttek meg (KOSZARSKI et al. 1974).

Míndezek alapján azt is megállapíthatjuk, hogy a Nyugati-Kárpátokban - az oligocén elejétől - az eggenburgien végéig nem volt jelentős szubdukció. A

Kárpát-medencében az eggenburgienvégi riolittufák nyitják meg a savanyu és neutrális vulkanizmus eseményeit, melyek azután Ny-on a badenienben, K-en a szarmatában és pannonienben kulmináltak. Ez a körülmény is bizonyítja fenti megállapításunkat.

d.) Mindaz, amit a Nyugati-Kárpátokról irtunk, érvényes a Keleti-Kárpátokra is. Itt az eocén végével az Audia-ív kiemelkedése és feltehetően enyhe kompressziója okozott csekély (? 80 km-es) térrövidülést és ? szubdukciót. A "Curbicortical flis" takaró az Audiára azonban DUMITRESCU et SANDULESCU (1974) szerint valószínűleg csak a középső-miocénben toldott rá. Még későbbi (szarmata vagy pannonien) a Tarcau-i takaró - melyben a teljes oligocén és alsómiocén rétegsor is képviselve van - rácsuszása a szubkárpáti flis és molassz-övekre. Mindez ismét csak összhangban van az a) megállapításunkkal, hogy a szubdukció java itt a középsőmiocénben-pliocénben zajlott le (14-5 millió év között), és a belsőkárpáti vulkáni koszoru kora (felső-badenien-szarmata-pannonien) ezt teljesen alátámasztja.

e.) A kárpáti externidák c.) és d.) pont alatt tárgyalt mozgásai már eleve kizárják a tér tetemes csökkenését a Flis-tenger övében az ottnangienig, továbbá a tér tetemes növekedését a Tisia töredékeiben ugyanez idő alatt. Ez is hozzájárulhatott ahhoz, hogy a Pannóniai-medence az eggenburgien végéig nem alakult ki.

A belső flis-övek emerziója és kompressziója, a Külső Dinaridákban lejátszódó A-típusú szubdukciós kéregrövidülés és az Északi Mészkö-Alpok É felé mozgása azonban nagymérvű feszültségeket váltott ki a Tisia-töredékekben, amelyek kisebb árkos medenceképződésekkel és transzkurrens vetődésekkel reagáltak erre.

Feltételeztük a Tisia-rendszer ÉNy-i részének 70 km-es - tehát a Mészkö-Alpokénál tetemesen kisebb - É-ra toldását. Ez a Zágráb-Zemplén vonal É-i szárnyát érintette. A D-i szárny (Bihar s.l.) K-i része kb. 80 km-rel K-i irányban toldott el az eggenburgien végére. A Tátrida-Vepor-Bakony-Buda-stb. É-i és a Bihar K-i mozgása azt eredményezte, hogy a Podhale flis DK-i szektorában extenziós feszültségek jöttek létre, ami miatt ez a szektor az egész oligocénben a tenger szintje alatt maradt (Szolnok-máramarosi flis-ív).

A felsőpriabonienben a budai vonaltól K-re megkezdődött a Magyar Paleogén Medence (MPM) felhasadása a Budán és Bükkön. Ez a medence É-i, Ny-i és D-i irányban árkosodással terjeszkedett tovább (BÁLDI 1979) az oligocén és eggenburgien folyamán. Méreteiben azonban meg sem közelítette a középsőmiocén-pliocén Pannóniai-medencét, továbbá szerkezeti vonalai követik az alp-kárpáti irányokat, vagyis AUBOUIN értelmében tipikus "tarditectonique", intramontán molassz-medence volt.

Hasonló medence hasadt fel Szlovéniában, mely azonban - ellentétben a MPM-vel - az oligocén végén erősen meggyűrődött (szávai redők),

f.) A transzkurrens vetődések jelentős hányada a középsőtercierben ment végbe. A Veporidák-Gömöridák rendszere a Tátridák csekély É-ra tolódása és takaróképződések mellett, stabil Európához képest kb. 300 km-es szinisztrális csapásmenti elvetődést szenvedett. Ez a folyamat legkésőbb az alsókiscellien végén (34 m. év) lezárult, mivel a MPM felsőkiscellienjéből már a Veporidák lehordott anyaga észlelhető, továbbá a MPM É-i árkos terjeszkedése a felsőkiscellientől (34-33 m. év) Buda egyenes folytatásaként átterjedt a Veporikumra és Gömöridákra is.

Bakony és Buda ÉK-i irányu mintegy 100 km-es szinisztrális eltolódását is rögzítenünk kellett. Bakony-Budához képest tehát a Vepor-Gömör kb. 200 km-es dextrális elvetődése zajlott le a Rába-Rozsnyó vonal mentén.

A Bükk 200-300 km-es szinisztrális csapásmenti vetődésének dátuma a legérdekesebb probléma. MOCK (1980) szerint a D-i és Ny-i Bükk a Gömöridák Mellétei sorozatának (Meliatska seria) folytatása, míg a K-Bükkel kapcsolatban felmerül, hogy az esetleg a Szilicei takaró D-re tolódott része (KOVÁCS 1980). Miután a Bükkben a felső-priabonientől, de inkább a szenontól kezdődően takarós áttolódásokkal már nem számolhatunk, fel kell tennünk, hogy amennyiben takarók származtak a Gömöridákból a Bükkbe, annak a preszenonban kellett lejátszódnia, aminek viszont előfeltétele, hogy a két szerkezeti egység egymással szomszédos legyen. Ez ellentétes tektonikai vázlatunkkal, ideértve az 1. ábrát is. MAHEL (1980) tagadja D-i vergenciájú takarók létét a Gömörikum D-i szegélyén, és az egész kérdés még kiforratlan és vitatott. Következő lehetőségek merülnek fel a Bükk pozíciójával kapcsolatban:

1.) A Bükk és a Gömöridák már a lutécien előtt egymással érintkeztek. A Bükk dinári, a Gömöridák Észak-alpi eredete nem kétséges, tehát ha takarós érintkezés alakult ki közöttük, akkor a Gömör-Vepor és a Bükk szinisztrális vetődése - Bakony-Buda szigetét mintegy megkerülve - a krétában lejátszódott. A Bükk és a Gömöridák további összehasonlító vizsgálata dönti el a kérdést. Ósföldrajzi-tektonikai koncepciónk lényegét alig érintő probléma.

2.) A Bükk és a Gömöridák a középsőeocénben még az 1. ábrán jelzett pozícióban volt, szinisztrális vetődésük a lutécien-alsó-priabonienben játszódott le. A 4. ábra és a 6. - 7. ábrák ezt a koncepciót tükrözik.

3.) A Gömöridák szinisztrális vetődése a lutécien-priabonienben ugyan lejátszódott, a Bükké azonban nem. A Bükk ÉK-i irányu elvetődése csak a korai eggenburgienben történt meg (5. ábra).

Az 1.) változat mellett a mezozóos képződmények kutatási eredményei szólhatnak, és ez a körülmény nem áll gyökeres ellentétben a középsőtercier ősföldrajzi adatokkal.

A 2.) változatot az támogatja, hogy bükki lehordási anyag Buda oligocénjében nem jelentkezik, hasonlóképp hiányoznak Budán a kiscelli agyag legfelső és az egerien legalsó részének Bükkre oly jellemző vastag dácit- és andezit-tufa betelepülései. Továbbá a 3.) változat esetén az ősföldrajzi kép csak úgy rekonstruálható, ha a Bükk vetődéssel egyidejű 180°-os rotációját is feltételezzük.

A 3.) változat sem zárható ki. Mellette szólna, hogy az ősföldrajzi kép jobban "összeáll", a Szlovéniába vezető buzsáki tengeri átjáró és a Buda közötti "fehér folt" Székesfehérvártól D-re jobban kitöltődne. A Flis-tengerrel való kapcsolat is világosabb. A bükki eredetű törmelék a K-Mátrában, a Darnó-vonalon Ny-i szárnyán is hiányzik a preegenburgien üledékekből. Budai-hegységbe jutása előtt már lerakódott. Nehézásvány-vizsgálatokkal T. -MAKK (in HORVÁTH M. et T. MAKK 1974) kimutatta a Budafok 2. sz. furás szelvényéből, a kiscelli agyag felső részéből és az egerien legaljáról az andezitvulkáni működés ásványait, vagy legalábbis andezites terület lehordását. A transzkurrens vetődéshez és a rotációhoz szükséges kb. 5 millió évnyi idő a késői egerienben és a korai eggenburgienben rendelkezésre állt. A 3.) változatra is kidolgoztuk az alternatív ősföldrajzi térképeket (9.- 11. ábrák), mivel e változat valószínűsége sem csekély.

5.) Felsőpriabonien-alsókiscellien ősföldrajzi vázlat

(39-33 (? 29) millió év, NP 20-23, P 16-19 zónák 6. ábra)

Kivéve a Castalgombertoi-selfet (2) és a hozzá csatlakozó Apennini- (Scaglia-) óceánt, az ábrázolt összes tengeri területet az adott időszakban meglepő szedimentológiai egyveretűség kapcsolja össze. Az üledékszukcesszióban jelentkező kettősség: alul vékony globigerinás márga, rátelepülve, felül euxin-fáciesű, gyakran lemezes, halpikkelyes, vékony agyag-agyagmárga egymásutánja, - a legfigyelemreméltóbb jelleg, mely a Flis-tenger szedimentációjában is kimutatható (BÁLDI 1980). PAPP (1958) volt talán az elsők között, aki felhívta a figyelmet erre a jelenségre, mikor az É-alpi molassz és a magyar mélyebb oligocén faciológiai azonosságára rámutatott: "Es ergeben sich daraus für die Sedimentserie Obereozän-Oligozän in der Molasse und in Ungarn so enge Beziehungen, dass an eine direkte Verbindung der Meere gedacht werden kann." (p. 267).

A tengerek partvidékén, peremi helyzetben, nagyforaminiferás-korallós-corallicinaceás mészkő helyettesíti a medencebelseji "kettőst" transzgresszív helyzetben.

A Castalgombertoi-selfen (2) vastag biogén mészkő képződött bazalt-vulkanit közbetelepülésekkel, összetételében és jellegében a korai oligocén folyamán már erősen eltérő faunával (BÁLDI 1980).

A Keleti-Alpok és Déli-Alpok összefüggően a tenger tükre fölé emelkedő szárazulattá vált (7). Semmi bizonyítékunk arra, hogy a korai priabonienhez hasonló tengeri átjárók léteztek volna. Ellenkezőleg: az éles faciológiai eltérés alapján az Alpok központi része nemcsak keleten, hanem a Nyugati-Alpokban is kontinens volt. A faciológiai eltérésen kívül bizonyítékaink vannak az Alpok egyes öveinek szárazulati voltára (pl. flis-törmelék az alsókiscellien molasszban: OBERHAUSER 1968). STEININGER et RÖGL (1979) a "Stockletten" és a self képződmények elterjedése alapján - különösen Svájcban - ki tudja mutatni a Helvétikum D-i peremén húzódó partvonalat, mely utóbbtól D-re az Alpok szárazulata húzódott, É-ra pedig a Helvétikum és Molassz bathialis medencéje (1a). Ennek a Helvétikum-Molassz-medencének egyenes folytatása Ny felé (a térképen már nem látható) a Préalps-on túl, Genftől messze D-ig nyomozható, ahonnan a "massif des Bornes" vidékéről CHAROLLAIS et al. (1980) kitűnően feldolgozott szelvényeiben a "marnes a foraminifères" és a "schistes à Meletta" egymásutánja, a kettősség, a legvilágosabban kitűnik.

A Rajna-árok D-i vége erre az időszakra torkollott be a Helvetikum-Molassz-medencébe a mai Svájcban (LAUBSCHER 1972). Ennek az ároknak a D-i része DOEBL (1970) szerint az eocénben kezdett süllyedni, de az első tengeri betörés az eocén végére tehető, mikor az "alsó pechelbronni rétegek" evaporit-betelepülések (!) márgás összlete rakódott le. A korai oligocénben folytatódott a bitumenes, lemezes, evaporit-betelepülések pechelbronni rétegek képződése: egy marin-brakk-hiperszalin fáciesek váltakozásából álló összleté. Ez a labilis, hol hiperszalin, hol brakk-euxin beltenger az Északi-tenger felé már ekkor gyér kapcsolatot biztosított, de a Helvetikum-Molassz-medencéről való leágazása a jellemző fáciesazonosság alapján bizonyos.

Magában a Helvétikum-Molassz-medencében (1a) Északon a késői eocén lithothamniumos mészkő, discocyclinás márga bazális képződményre a "Fischschiefer" következik (NP 21-22 zóna), majd ez utóbbira az ugyancsak euxin "Heller Mergelkalk" és "Bändermergel" (NP 23 zóna) (RÖGL et al, 1979) települ. A Helvétikumban a pelágikus márga ("Stockletten") felsőeocénjére a "Schönecker" és "Glarner Fischschiefer" települ, végül a tenger D-i partja a Helvétikum D-i peremén található lithothamniumos nummuliteszes self-fáciessel (STEININGER et RÖGL 1979) mutatható ki.

A Mészkő-Alpok takaróján kialakult, D-i irányban bemélyülő, "fjord-szerű" öböl volt a Haring-medence Tirolban (1). A bazális felsőpriabonienre (kőszénzinóros, breccsás mészkő) települő alsó-kiscellien "Fischschiefer" világosan az északi Molassz-medencéhez kapcsolja ezt az öblöt.

A PAPP (1958) által leírt kirchbergi (Wechsel), wimpassingi (Lajta-hegység), willendorfi (Schneeberg), Unterostalpinra transzgradáló, felsőeocén meszes foszlányok (1b) a Molassz-Flis-tenger D-i irányu transzgressziós reliktumai-ként értelmezhetők. Peremi fáciesek, ha volt is fedőjükben oligocén, az lepusztult.

A Nyugati-Kárpátokban a Szilézikumon kívül (F) a korai kiscellienben a Magura és Podhale ívet (10) is még tenger borította (SAMUEL et SALAJ 1968). A Szilézikumban és az attól külön takarót képező Pouzdrany-egységben (CICHA et al 1971) ismét felleljük a kettősséget - "óceáni" fáciesben. A késői eocént vékony, pelágikus globigerinás márga képviseli, míg a korai kiscellient a menilit formáció (KOSZARSKI et al, 1974, BERGGREN et al. 1980). Az utóbbi laminites, tüzkőbetelepüléses, tehát pelágikus ("óceáni") ekvivalense a "Fischschiefer" fáciesnek (BÁLDI 1980).

A Keleti Kárpátokban az Audia ív már gyengén meggyűrődött, de a Tarcau-i ívben (F), a batiális régió tengelyében a felsőeocén globigerinás márga (Podu Secu formáció), fedőjében a menilittel, tehát a kettősség jól kimutatható (DUMITRESCU et SANDULESCU 1974, BURCHFIEL 1976). A kontinentális lejtő-fáciesek felé homokkő formációkkal fogazódnak össze (Kliwa, Fusaru). A menilit és a Fusaru homokkő korát MARTINI et LEBENZON (1973) pontosan datálta.

A kárpáti Flis-tengerhez, közelebbről a Podhale flis-tengerhez tartozott a Szolnok-máramarosi flis (13). Innen a felsőeocén és alsókiscellien tengeri üledékek jelenléte a legutóbbi időkben bizonyítást nyert (B. BEKE et al, 1980).

A szolnoki flis-tenger Ny felé a késői eocénben árkosodással felhasadó Magyar Paleogén Medencében (MPM) (6, 12) folytatódott. A MPM a Budai egységen és a Bükkön alakult ki ebben az időszakban. A késői priabonien transzgressziós, meszes, Nummulites fabianii-s fáciesekre globigerinás márga (Budai Márga) vékony összlete települ, mely rétegsor már több mint száz éve, HANTKEN és HOFMANN klasszikus munkái óta ismert. A Budai márga NP 20 zónába tartozása, felsőpriabonien kora, több oldalról bizonyított (MARTINI in CICHA et al. 1971, B.-BEKE 1972, SZTRÁKOS 1974, 1978). A Budai márgára települ a Tardi agyag enyhén bitumenes, lemezes, halpikkelyes pélit összlete coccolit-iszap lemezek interkalációival. Tökéletes mása a "Fischschiefer"-nek. Kora NP 21-22 (B. BEKE 1977), bár felső része az NP 23-as nannozónát alkotja. Ez utóbbi a Molasszban a "Heller Mergelkalk" és "Bändermergel" megfelelője. A szedimentációs szukcesszió kettőssége tehát a MPM-ben is nyilvánvaló.

A MPM-től É-re a Tatra-Vepor-Gömöridák, stb. (9, 11), D-re a Bihar-Mecsek (14,17) szárazulata húzódott. DNy-i irányban az igali pászta (5) összeköttetést biztosított Szlovénia (4) felé.

Fácies és faunája alapján a szockai rétegek összlete nyilvánvalóan kapcsolódik az eddigiekben leírt szedimentációs egységhez. KUŠČER (1967) szerint a szocka rétegek kőszéntelepes, édesvízi mészkőfáciesei és laminites, brakk-tengeri "Fischschiefer" fáciesei jól észlelhetők Ljubljana és Celje között. A limnikus-paralikus fácies kiterjedt volta is bizonyítja, hogy ez a tengerág a Castelgombertoi-self felé lezárt. Udine és Gorizia környékén a késői eocén

gyűrődések gátat emeltek erre az időszakra a nagy Flis-Molassz-tenger és az Apennini-óceán selfje közé. Ugyiszintén gyűrődött és kiemelkedett a Külső Dinaridák öve (BURCHFIEL 1980). Tengeri fauna tehát csak az Északi-tengerből hatolhatott be a Rajna-árkon és/vagy az Orosz-táblán át, mely utóbbival a Tarcau-i Flis-tenger volt összeköttetésben. Ezek a kapcsolatok azonban nagyon labilisak voltak – amint azt a Rajna-árok hidrokémiai labilitásánál is láttuk – és ezért a perialpi-kárpáti tenger brakkosodásra, faunája endemizmusra hajlamos lett. Ez a tenger már Paratethysként értelmezhető (BÁLDI 1979, 1980), de a fogalomzavar elkerülésére használjuk talán az Eoparatethys kifejezést, mely SENEŠ-től származik (SENEŠ et MARINESCU 1974).

A Szlovéniai-öböl (4) szockai rétegei tehát ekvivalensei a Tardi agyagnak, "Fischschiefer"-nek, a "schistes à Meletta"-nak, stb. Peremi transzgresszióit a Ljubljana, Kranj és a Karavankák környékéről leirt priabonien és alsókiscellien nummuliteszes mészkőfoszlányok tanúsítják (PAPP 1959, PAVLOVEC 1974, DROBNE et al. 1979). Nincs kizárva, hogy ezek a peremi transzgressziók már a következő korszak felsőkiscellien tengere előrenyomulásainak felelnek meg.

A Keleti Kárpátok Flis-tengerének öble volt az Erdélyi-mecence (15). Az öböl É-i nyitott részén itt is az Eoparatethys jellemző fáciesegységutánját találjuk. A felsőpriabonien márga, ill. biogén mészkő képviseli, majd édesvízi mész vékony padjaira (csókmányi és révkörtvélyesi rétegek) a Bizusai agyag és a nagyilondai melettás, lemezes agyag formációja települ. Ezek datálása RUSU (1977) kitűnő dolgozatán kívül MARTINI et MOISESCU (1974), MÉSZÁROS et IANOLIOU (1977), NAGYMAROSY (szóbeli közlés) nanoplankton feldolgozása nyomán megtörtént (NP 21-23 zónák). Mint már rámutattam, (BÁLDI 1980), a faciológiai fejlődésmenet teljesen azonos az eddig tárgyalt Eoparatethys régiókéval.

Összefoglalva megállapítható, hogy a vizsgált időszakban az Eoparatethys kialakult. Főbb részei: a Helvétikum-Molassz-medence (a Nyugati Alpoktól a későbbi Waschberg zónáig), a Ny-i és K-i kárpáti Flis-tenger, a Magyar Paleogén Medence, a Szlovéniai-öböl, az Erdélyi Paleogén Medence. A korai kiscellientől az Eoparatethys epizodikusan biogeográfiai kontaktusban volt az Északi-tengerrel, míg az Apennini-óceánnal a kapcsolat megszakadt. Az egész beltengerre jellemző előbb a késői priabonien globigerinás márga képződési fázisa (ekkor még a D-i kapcsolat nem szakadt meg teljesen), majd az oxigén-cirkuláció és sótartalom szempontjából igen labilis hidrokémiai közegben lerakódott pélit-fáciesek ("Fischschiefer", "schistes à Meletta", Tardi agyag, Nagyilondai agyag, szockai rétegek) kialakulása. Ez utóbbi, korai kiscellien periódus, alkalmas volt euryhalin, endemikus molluszkafauna kifejlődésére is (Rzehakia = Ergenica cimlanica - Cardium lipoldi együttese nagy-ostracodákkal és Spiratellákkal), mely fauna Szlovéniától az Aral-tóig kimutatható (BÁLDI 1979, 1980).

A nagykiterjedésű, de lapos, tönkösödött (BÁLDI 1980) Alp-tátrai szárazulat közepén, Európa platformja É-ről, a Dinári-Bihar-Mocsiai szárazulat D-ről keretezte és tagolta, ill. választotta le az Eoparatethyst.

Az alpi és dinári szárazulatot földszoros kötötte össze Ny-Szlovéniában-Friuliban. A környező kontinensek tönkösödött felszínére bizonyíték a lassu üledékképződés és a finomszemű törmelék dominanciája (BÁLDI 1980).

Az éghajlat kissé szárazabbra fordult, mint a lutécienben volt (v.ö. evaporitok a pechelbronni rétegekben, Tardi agyag flórája HABLY 1979). Humidabb periódusokat is fel kell azonban tételeznünk a szockai kőszételepek és a brakkvizi euxin-fáciesek alapján.

6.) Felsőkiscellien-egerien ösföldrajzi vázlat (33- (? 29) 24 millió év,

NP 24-25 és P 20-22 zónák) (7. ábra)

Az alsókiscellien-priabonien képpel szemben a fő változások:

- a Szlovéniai-öböl (4) és a Castelgombertoi-self (2) között tengeri átjáró nyílik, ismét megjelennek az Eoparatethys molluszk-faunájában a Mediterráneum elemei, feltűnnek a nagyforaminiferák, keveredve a boreális taxonokkal;
- számos helyen transzgresszió játszódik le, az euxin fácies visszaszorul;
- az egerien végén általános a regresszív tendencia, brakkosodás;
- az alpi-tátrai szárazulat gyors ütemű orogenetikus emelkedése kezdődik, ami miatt a felsőkiscellienben tizszer, az egerienben százszor gyorsabb üteművé válik az üledékképződés az alsó-kiscellienhez viszonyítva.

Az É-alpi Molassz-medencében (1a) a felsőkiscellien, epibatiális "Tonmergelstufe" képződése váltotta fel a laminites "halas palák" lerakódását, jelezve az euxin fácies megszűntét. A Haringi-öbölben a "Fischschiefer"-re ugyancsak tengeri agyagmárga, az u.n. "Zementmergel" települ. A Nyugati Alpokban a "halas palák" fedőjében flisoid kifejlődésű, epibatiális péliteket találunk (FUCHS 1976, CHAROLLAIS et al. 1980). Ez utóbbiakat az oligocén végén még erős gyűrődés érte. A D-i Rajna-árokban DOEBL (1970) szerint a pechelbronni rétegekre tengeri, foraminiferás agyagmárga következik, így a Molassz-medence és az Északi-tenger között a Rajna-árkon át teljes normálsósvízi kapcsolat, és ennek megfelelően az alsó-kiscellinél jóval élénkebb faunakicserélődés valósulhatott meg. Ez lényegében a boreális taxonok déli migrációját jelentette, aminek oka az oligocén éghajlat jelentékeny lehülése volt (FRAKES 1979 és 1. még később). KISSLING (1895) és HÖLZL (1961) molluszk-faunái szinte egyoldalun boreális közösségek.

Az egerien elején a "Tonmergelstufe"-ból mélyszublitorális, finomhomokos pélit, a slir fejlődik ki közel 1000 m vastagságban (Puchkirchener Schichtengruppe). Az alsó puchkircheneri rétegekből származó Miogypsina complanata (KÜPPER in BÁLDI et. SENEŠ 1975) jelzi a formáció egerien korát. Peremi fáciesben az egerient homok, homokkő képviseli Miogypsina formosensis-szel (linzi homok, melki homok, thalbergi rétegek; RÖGL et. STEININGER 1970). A Miogypsinák és néhány molluszkataxon a mediterrán befolyás növekedésére utal az egerien elején. A Waschberg-zónában az egerien thomasli rétegek és a felsőegerien michelstetteni rétegek nyílttengeri, homokbetelepüléses agyagfáciése (PAPP et al. 1978, FUCHS et al. 1980) bizonyítja a széles tengeri átjárót a Nyugati Kárpátok felső Pouzdrany és Boudek rétegeinek nyílttengeri, részben pelágikus üledékgyűjtője felé (1a) (CICHA et al. 1971, FUCHS et al. 1980). A peremeken itt is Miogypsinás homokkő képződött (Rabensburg West 1. sz. furás).

A Molassz-tenger D-i partvonalát Ausztriában a flis és a Mészköalpok takarója fedi. Alsó Ausztriában az Urmannsau 1. sz. furás a Mészkö Alpok alatt egerient ütött meg. Még érdekesebb a Berndorf 1. sz. furás Bécsből és az alpi takarók É-i homlokától kb. 30 km-rel D-re, amely FUCHS et al. (1980) szerint a mészkőalpi takaró alatt 5900-5947 m között egerien molasszt furt Miogypsina ex gr. formosensis-szel, a Cseh-masszivumra transzgradáló helyzetben.

Fentiek alapján tehát nem tűnhet tulzásnak, ha a későbbi, neotektonikus (miocén) Bécsi-medence és a Waschberg-zóna helyén 100 km széles Molassz-tengert ábrázolunk térképünkön. Azt is el kell továbbá fogadnunk, hogy a Mészkö Alpok takarója az egerien után még legalább 30 km-t mozgott É-i irányban. A Haringi-medence igen meredek dőlésű cementmárga rétegei ugyancsak ilyen mészkőalpi takarómozgás okozta diszlokációt tanúsítanak. Mivel itt az egerien hiányzik, a mozgás már az egerien előtt kezdődött Haringben.

Az egerien felső része az egész Molassz-medencében erősen regresszív: sekélytengeri Ammonia beccarii-s és brakkvízi cyrénás rétegek vastag formációi elterjedtek, és a Rajna-árokban is laterálisan folytatódnak. A brakkosodó késői egerien tenger tehát a boreális tengeri faunakicserélődést a Rajna-árkon át erősen korlátozni kezdte.

Összefoglalva: a Molassz-medencében a felsőkiscellient a nyílt-tengeri, jó-részt epibatiális agyagmárga, az alsóegerient slir - a peremeken miogypsinás homokkő -, a felsőegerient igen sekélytengeri, csökkentsósvízi, cyrénás fációsek, vagyis regressziós tendenciák jellemzik.

A kárpáti Flis-tengerben (F) több km vastag turbidites homokkő és pélit összeletek rakódtak le (pl. Krosznói, Kliwa, Fusaru homokkő, stb.). A Krosznói homokkő - a jelenlegi nevezéktan szerint - heterokron képződmény, mivel a Nyugati Kárpátokban a menilitre települve az NP 24 25 zónát is biztosan képviseli, míg a Keleti Kárpátokban LEBENZON (1973) szerint az NP 24, 25, NN 1

zónákat a Fusaru homokkő, míg az NN 2-3 zónákat a Krosznói homokkő tölti ki. Lehet, hogy csak nevezéktani fogalomzavarról van szó, az azonban valószínűvé válik, hogy a terrigén, turbidites, gyorsütemű flis-lerakódás mélyen átnyult a miocénbe, az eggenburgienbe is.

A Magura és Podhale flis nagy területei a tenger szintje fölé emelkedtek. Azonban a Tatrikum É-i és a Bihar K-i irányú laterális mozgása révén a Podhale flis DK-i szektorában, az extenziós feszültségek eredményeként, az egész oligocénben folytatódott a tengeri üledékképződés. A Szolnok-máramarosi Flis (13) tehát a Podhale flis DK-i részének oligocén után diszlokált maradványa, amelyben a tengeri oligocén létét valamennyi emeletben és zónában B.-BEKE et al. (1980) vizsgálatai igazolták.

Besztercebánya környékén a Podhale flis egy másik tengerrel fedett sávja nyert bizonyítást. (10). Ezt a BYSTRICKA (1979) és LEHOTAVOVA (szóbeli közlés) által péлитes üledékekből kimutatott NP 24-25 nannozónák tanusítják. Míg a Magura és Podhale flis szárazulattá vált részei egyre gyorsabb ütemben orogenetikusan emelkedtek, és hevesen pusztultak, amit a Magyar Paleogén Medence felsőkiscellien, de különösen egerien mikrofaunáiban található feltűnően nagy mennyiségű kréta és eocén kontamináció jelez, addig más részei a felsőkiscellien-egerienben ismét a tenger szintje alá kerültek.

A Magyar Paleogén Medence (MPM) K felé a Szolnok-máramarosi flis-tengerhez, ÉNy felé az említett besztercebányai területen át a Sziléziai flis-tengerhez kapcsolódott. A MPM-ben az alpi Molassz-tengerhez hasonló üledékegymásután mutatható ki. A "Fischschiefer"-fáciesű Tardi agyagra az euxin fácies megszűntét itt is jelző, felsőkiscelli, foraminiferás, epibatiális agyagmárga, a Kiscelli agyag települ, melyre egerien slir-formációk következnek (Parádi és Szécsényi slir). A késői egerien sekélytengeri Ammonia beccarii-s és brakkvizi cyrénás rétegek itt is elterjedtek. A felsőkiscellien Kiscelli agyag peremi fácies a Hárshegyi homokkő, Solymár környékén nagyforaminiferákkal (Nummulites vascus, Lepidocyclina div. sp.), sekélytengeri molluszkákkal. Az egerien peremi fáciesek szintén molluszkás homok ("pectunculuszos" Törökbalinti homokkő, Mányi homok) és miogypsinás mészkő, homokkő formájában nyomozhatók (Miogypsina formosensis, septentrionalis, Lepidocyclina div. sp.) (Eger, Novaj, Budikovany, sth.). Részletesen 1. BÁLDI et al. 1976, BÁLDI 1973, PAPP 1975, BÁLDI et SENEŠ 1975, BÁLDI 1979. A felsorolt valamennyi fáciesre, ideértve még a Kiscelli agyagot is, jellemző a mediterrán eredetű molluszkák, nagy-foraminiferák keveredése a boreális taxonokkal.

A Magyar Paleogén Medence NyDNY-KÉK csapásirányú tengely mentén É-i és D-i irányban terjeszkedő árkosodással alakult ki már a felső-priabonienben a Buda és a Bükk fragmentumán (BÁLDI 1979). A felsőkiscellienben ez az árkos süllyedés a budai vonalat Ny felé átlépve a Bakony blokkjára is átterjedt, előbb csak az Esztergomi-öblözetet alkotva, ahol a Kiscelli agyag széntelepes Hárshegyi homokkővel a bázisán transzgredál triászra vagy priabonienre. De átterjedt az árkosodás a Rába-Rozsnyó vonalon is É felé, ahol a Kiscelli agyag

a Veporikumra transzgredál (diósjenői, szécsényi, sóshartyáni mélyfurások, D-szlovákiai furások). D felé Jászberénytől és Tököltől D-re jelölhető ki az üledékgyűjtő határa, ahol a kiscelli agyag helyzete a mélyfurások tanúsága szerint ugyancsak transzgresszív.

Az egerienben további Ny-i irányú transzgresszió történt a Bakony blokkján (8), ahol az infraoligocén denudáció után a marinbrakk Mányi homok és a fluviatilis, kőszénteleges Csatkai kavics rakódott le. Transzgredált az egerien a Gömördiákon is, a Bükki-öböl (12) ÉNy-i csücskében, Putnok, Alsószuha, Csizfűrdő, Budikovany környékén *Miogypsina formosensis*-szes bazális mészkőbreccsával (PAPP 1975, BÁLDI et RADÓCZ 1971).

A MPM az igali pászta (5) mentén függött össze Szlovéniával (a Balatontól D-re, a buzsági mélyfurásból, erősen diszlokált pélitből az NP 24-25 nannozónákat diagnosztizálta B.-BEKE in SZTRÁKCS 1974).

Szlovéniában (4) ismét azt látjuk, hogy a "Fischschiefer"-jellegű szockai rétegekre tengeri, foraminiferás agyagmárga települ, melyet KUSČER (1967) egyenesen a Kiscelli agyaggal azonosított. A Celje közeléből származó makrofaunisztikai adatok (PAVLOVEC 1973) aláhúzzák az azonosságot. Zagorje környékén az egerien konglomerátummal és lithothamniumos mészkővel, helyenként az alaphegységre is transzgredál (Govca rétegek). Ebből *Miogypsina formosensis*-t és *Lepidocyclina* div. sp. -t írt le PAPP (1975). Az egerien felső része brakk fáciesekből áll (KUSČER 1967), hasonló marinbrakk kőszénteleges összetétel ismert Krapina-Radoboj-Golubovec környékéről, az Ivanščica-hegységből (ANIĆ 1952, MULDINI-MAMUZIC in BÁLDI et. SENEŠ 1975). A jugoszláviai oligocén erősen gyűrt (szávai redők!).

Szlovéniából a felsőkiscellien-alsóegerien idején tengeri átjáró vezetett a Castelgombertoi-selfre (2), vagyis az Alpok D-i előterébe. Ez az átjáró volt a Mediterraneum fauna-elemeinek (nagyforaminiferák, mediterrán molluszkák, stb.) Eoparatethysbe vezető útja. Ez lehetett valószínűleg az egyetlen déli bejárat, mivel a Keleti-Eoparatethysben (D-Szovjetunió) a mediterrán elemek ugyyszólván hiányoznak (BÁLDI 1980). Ezek a déli taxonok csak a Középső Eoparatethys medencéibe jutottak el. (pl. *Miogypsinák*, *Lepidocyclinák*, *Nummulitesek* sok molluszkafaj).

A Keleti Kárpátok Flis-tengerének továbbra is öble maradt az Erdélyi-medence. A peremi részeken litorális homokkő (fellegvári vagy Cetate rétegek) és vörös agyag (Ticu) képződött. ÉÉK, vagyis az "óceán" felé a melettás, palás agyag képződését itt is felváltotta a felsőkiscellien elején a nyilttengeri, foraminiferás agyagmárga (vimai agyag) szedimentációja, mely utóbbi a peremek felé és felfelé a felső részén már egerien buzási homokba megy át (RUSU 1975, 1977). Az öböl zártabb részein a felsőegerien csökkentsősvízi, osztrigás, kavicsos homok formációi (zsombori és szentmihályi rétegek) itt is kifejlődtek (SURARU in BÁLDI et SENEŠ 1975).

Hasonló öböl volt a Petrozsényi-(Petrosani-) medence (Zsil-völgy), ahol az egerien javarészt brakkvizi fáciesben Románia legnagyobb kőszénteleges összetétét hagyta hátra (MOISESCU 1975 in BÁLDI et. SENEŠ 1975).

Összefoglalva: a Flis-tengerben több km vastag turbidites, terrigén flis képződött, az intramontán öblökben (Magyar Paleogén Medence, Szlovénia, Erdélyi-medence, Petrozsényi-medence) viszont az É-alpi Molassz-tengerihez hasonló fácies-egymásután alakult ki: az euxin fácies megszűnésével foraminiferás agyagmárga több száz méter vastagságban, fedőjében a növekvő homoktartalom miatt slir (1000 m vastagságot is elérve), ill. a peremeken nagyforaminiferás-molluszkás homokkő. A késői egerienben általánossá vált az öblökben, sőt egész tengerágakban az igen sekélytengeri vagy brakkvizi fácies.

A Déli Alpok és a Nyugati Alpok D-i előtere ismét csak gyökeres eltérést mutat. A Castalgombertoi-selven folytatódik a nagy-foraminiferás-korallos mészkőképződés, ill. glaukonitos homokkő lerakódása. Az Alpok és Dináridák összefüggő vonulatként zárták le - a szlovéniai átjárót kivéve - az Eoparatethys flis és molassz tengereit. Ez a kontinens már az előző korszakban is (főleg az alsókiscelliében) lapos gátként emelkedett ki. A felsőkiscelliében-egerien idején azonban egyre intenzívebben emelkedett a kihülési dátumok alapján (FREY et al. 1974; FRISCH 1976).

A Castalgombertoi-selvtől D-re és Ny-ra elterülő Apennini-óceán szegélyén szubmarin, mélytengeri törmelékkupok vastag, alpi eredetű hordalékanyaga rakódott le. Ilyen a gonfolit, a Piedmonti-medence "tongriano"-ja (Molare formáció), stb. A Molare formációról LORENZ (1968) kimutatta, és vizsgálataink is igazolták (B.-BEKE in BÁLDI 1979, BÁLDI 1973), hogy ennek a molassznak a képződése durván az eoparatethysi felsőkiscelliével-egeriennel egyidős. A Molare formáció felfelé finomszerű, pelágikus, turbidites formációkba megy át (Rochetta, Serole, Cortemilia, v.ö. GELATI 1968), mely utóbbiak képződése a miocénben is folytatódott. A Dél-alpi molasszról a legkitűnőbb tanulmány RÖGL et al. (1975) tollából jelent meg, melyben a comoi molassz (gonfolit) 1 km vastag "főkonglomerátumának" korát az NP 24 és 25 kronozónák között, az alsóegerienben rögzítette (kb. 26-30 millió év), jó összhangban a lepusztított Bergell-gránit kavicsainak 28 millió éves radiometrikus korával. A gonfolitot "deep sea fan"-ként (mélytengeri törmelékkup) értelmezik.

Az Alpok intenzív emelkedésének tükörképét látjuk az északi előtér Molassz-tengerének szedimentációjában, ahol - akárcsak délen - kb. az NP 24 zónától felfelé, az oligocén elejéhez képest százszor gyorsabb, és átlagosan durvább szemű üledékképződést tapasztalunk (Tonmergelstufe-slir-homok).

A klíma ebben az időszakban hűvös-szubtrópusi, és különösen a vége felé - viszonylag - humid volt (HOCHULI 1979).

7. Az eggenburgien ősföldrajzi vázlata (24-29 millió év, NN 2-3, N 5-6 zónák; 8. ábra)

Az Alpok szárazulata tovább terjeszkedett és intenzíven emelkedett (FREY et al. 1974, BÁLDI 1979). A Molassz-medencében azonban tovább tartott a tenger uralma (1), sőt ÉNy-i irányban a Cseh-masszivumra transzgredált az alsó-ausztriai Eggenburg, Fels vidékén (2) a tiposus partközeli, durvatörmelékes, nagy-pectenes sekélyszublitorális fácissal (STEININGER et. SENEŠ 1971).

Az egerien puchkircheni formációra az eggenburgien "Hallen Schlier" jelentős diszkordanciával transzgredál ("transgrediert mit deutlicher Diskordanz" PAPP et STEININGER 1975). Ez a megállapítás felveti azt a fontos kérdést, hogy ezek szerint az egész Molassz-medence szárazulattá vált-e az egerien végére? Ez a feltevés aligha fogadható el, különösen ha a bajor molassz szelvényeit nézzük, az azonban bizonyos, hogy a brakkosodó felsőegerienre az eggenburgien mindenhol teljesen tengeri fácissal települ, ami valóban transzgressziót, de nem mindenhol és szükségszerűen diszkordanciát jelent.

A Nyugati Kárpátok Flis-tengere erre az időre már részben megszűnt, mivel a Krosznoi homokkővet ezen a részen általában nem tartják egeriennél fiatalabbnak. Az elsekélyült tengerreszek Jaklovecig nyomozhatók. Ebből a sekély előtéri medencéből transzgredált a tenger a Vág- és Nyitra-völgybe (3), ahol a sekélyszublitorális, nagypectenes fácies éppugy kifejlődött, mint a medencebelseji slir (STEININGER et SENEŠ 1971).

SENEŠ Besztercebánya környékére tételez fel egy tengeri átjárót, amely a Tatrídaktól D-re képződött Losonc-rimaszombati eggenburgient (4) a Nyitra-völgyvel összekötötte.

Erről a területről, lényegében a budai és a darnói vonal között nyult be 100 km mélyen D-re az a 100-150 km széles öböl, melyben a magyarországi eggenburgien lerakódott (4, 5, 6). Az öböl D-i határa a tököli és jászberényi furások alapján durván ezek vonalától valamivel délebbre helyezhető. Az említett furásokban u.i. a törmelékes, sekélytengeri eggenburgient még számottevő vastagságban észlelték.

Az öböl Ny-i partvidékén, mely szorosán követi a budai vonal nyalábját, a nagy-pectenes, anomias, sekélyszublitorális fáciest látjuk viszont (6) a Budafoki homokot alkotva (BÁLDI 1974). E formáció Törökbálint és Budafok vidékétől, Dunabogdányon (B.-HAVAS et. K.-LAKY 1980) át a Közép-Cserhátba (BÁLDI 1979), majd innen Losonc vidékére (SENEŠ in STEININGER et SENEŠ 1971), VASS et al. 1979) követhető. K felé a medencebelseji, mélyszublitorális slirfáciesbe megy át (5): Szécsényi és Putnoki slir felső része (BÁLDI 1971, 1979), amely Szécsény, Kazincbarcika vidékétől Rimaszombat tágabb környékéig elterjedt. Korábban ezt a slirt teljes egészében "kattinak"

(felsőoligocénnek) térképezték, felső nagyobb hányadának nannoplanktonja (NAGYMAROSY), foraminifera-faunája (HORVÁTH H. 1972) és molluszkafaunája (BÁLDI et. RADÓCZ 1971, BÁLDI 1979) azonban világosan kijelöli helyét az eggenburgienben (NN2-3 zónák). A Budafoki homok felé való laterális átmenet is látható a Cserhátban. A Putnoki és Szécsényi slir sekélyebb tengeri, kövületszegény helyettesítő fáciese a glaukonitos (pétervásárai) homokkő (BÁLDI 1979).

A magyar öböl K-i szegélyén, a darnói vonal mentén aztán ismét a sekélyszublitorális fáciesek kerülnek tulsulyba, így a Bekölce, Tarnalelesz környéki nagy-pectenes rétegek (CS.-MEZNERICS 1959), az alaphegységre ~~traszgresszív~~ Darnói konglomerátum (BÁLDI 1979), valamint a kivékonyodó Pétervásárai homokkő a K-Mátrában.

A peremi, nagy-pectenes fácies - mint mindenhol, úgy a Magyar Öbölben is csak 100-300 m vastag, míg a slir-fácies és a Pétervásárai homokkő fácies eggenburgienbe tartozó részének vastagsága is elérheti a 800-1000 m-t.

Az eggenburgien Magyar Öböl a Magyar Paleogén Medence továbbváltozott része. Ennek megfelelően az Öböl belsejében, de még a Ny-i peremen is folyamatos átmenetet észlelünk az egerienből. A slir-fáciesben, homokkő-fáciesben a határ pontos megjelölése az egerien-eggenburgien között elég nehéz. A Magyar Paleogén Medence árkosodó terjeszkedése a Bükk felé és ÉK-en észlelhető, ahol az eggenburgien transzgresszív, vagy csak igen vékony, ugyancsak transzgresszív helyzetű egerien van a fekvőjében (Putnok, Csizfűrdő, Alsószuha). Kazincbarcikán a brakk-lagunáris egerienre transzgresszív az eggenburgien (BÁLDI et. RADÓCZ 1971).

A Magyar Öböl sorsa az eggenburgien végfelé az elsekélyülés lett. Medencebelseji helyzetben is a slir és a pétervásárai homokkő fáciesek a sekélyszublitorális, nagy-pectenes fáciesekbe mennek át felfelé (Salgótarján, Kisterenye, Parád, Recsk) CS.-MEZNERICS 1953, BÁLDI 1979). A sekélyszublitorális milió lagunárisba való átváltása ("terresztrikum", Zagyvapálfalvai formáció HÁMOR szerint) az eggenburgien legvégén, esetleg a korai ottnangienben játszódott le. Ezzel egyidejűleg riolitufaszórás kezdődött, melynek csuespontján a lagunáris Zagyvapálfalvai formációra az "alsó riolitufa" települt (kora HÁMOR et. BALOGH 1979 szerint kb. 19-21 millió év).

A Magyar Öböl feltöltődésével a "tarditectonique" Magyar Paleogén Medence története be is fejeződött. A kárpátientől ujjabb konfiguráció és medenceközpontok alakultak ki, melyek tárgyalása jelen munka keretein kívül esik.

Az eggenburgien Magyar Öböl ÉK-i irányban az Eperjesi-medencével (7) volt kapcsolatban, ahol viszontlátjuk a nagy-pectenes peremi fácieseket (STEININGER et. SENES 1971). Az eggenburgien itt ugyancsak transzgressz-

sziv, akár a Vág-völgyben. Az egész belsőkárpáti övezet a Nyugati Kárpátokban tehát nagy területeken szárazulat volt az oligocénben és az alsómiocénben is az maradt.

A Keleti-Kárpátokban a Flis-tenger (F) még létezett. A Tarcaui takaró feltolódása csak a középső, vagy késői miocénben következett be. A Krosznói homokkő képződésének kora itt eggenburgien (MARTINI et LEBENZON 1971). A Flis-tenger labilis hidrokémiai viszonyai azonban nyilvánvalóak az evaporitképződésből. A vorotiscsa egység, az alsó és felső Cornu tagozat evaporitja biosztratigráfiailag igazolhatóan eggenburgien. A korábbi "felsőoligocén", "?akvitánien", "burdigalien" besorolások közül a felsőoligocén már csak azért sem állja meg helyét, mivel az egerien, különösen a végfelé, az Erdélyi- és Petrozsényi-medencékben is kitűnik kőszénképződésre hajlamos, brakkosodó vizével, ami humid klímát tételez fel. Az ottnangien ismét csak humid klímájával tűnik ki (É-magyarországi, D-szlovákiai barnakőszéntelepek). Marad legvalószínűbbnek az eggenburgien, amikor a brakkosodásnak és kőszénképződésnek a kárpáti térségben nem látjuk érdemleges nyomait. VIALOV (1980) a vorotiscsai egységet egyébként késői egerien-eggenburgiennek tartja. GEORGHIAN, MARINESCU et MOTAS in MARINESCU (1972) szerint a Prahova völgyében, Ploestitől ÉNy-ra az egerien malakofaunát bezáró Pucioasa rétegekre eggenburgien mikrofaunát tartalmazó márgás-agyagos összlet következik az alsó gipszes horizont betelepüléseivel. Ez utóbbi a Cornu rétegek formációja, melyre az ottnangien brebui konglomerátum települ. A Cornu rétegekből itt, Schiulesti környékén loibersdorfi típusu Pectinida fauna, míg Cimpina mellett az előbbi molluszkákon kívül Miogypsina intermedia jelzi a Cornu rétegek eggenburgien korát (MARINESCU 1972). A Miogypsina gunteri ezen a helyen áthalmozott. A román eredmények egyértelműen alátámasztják az evaporit eggenburgien korát.

Keleten tehát az eggenburgien Flis-tenger üledékeit turbidit és evaporit jellemzi. Az Eperjesi-medence egyenes kapcsolatban állt a keleti Flis-tengerrel. A Szolnok-máramarosi flis-óvben nincs nyoma eggenburgiennek, csakugy mint Szlovéniában és az Igalbükki pásztában. Ezek a régiók az eggenburgienben már szárazulatok voltak, a Magyar Öböl a Vág-völgyi medencén át az Alpi előtér molasszhoz, míg az Eperjesi-medencén át a keleti Flis-tengerhez kapcsolódott. A Flis-tenger öblei voltak az Erdélyi-medence (8) és a Petrozsényi-medence (9).

Már HORUSITZKY (1940), CS.-MEZNERICS (1956) nyomatékosan hangsúlyozták a magyar nagy-pectenes biofáciesű faunák megkapó azonosságát az Alsó-ausztriai, valamint az Erdélyi-medence hasonló fáciesseivel. A Későbbi vizsgálatok (SENEŠ, ČTYROKY, ČIČHA, STEININGER, SURARU, BÁLDI, etc, v.ö. STEININGER et. SENEŠ 1971) csak aláhúzták ezt az egyezőséget, mely nemcsak faciologiailag, hanem a taxonok, a faunák faji összetételének azonosságában is megnyilvánul. A Magyar Öböl azonban az Igal-szlovéniai átjárót már éppugy nélkülözte, mint a szolnoki flisterületet összekötő szerepét. A tengeri kapcsolódás ezért a belső kárpáti medencék közvetítésével valósult meg, amit

alátámaszt az is, hogy e medencék faunái teljesen azonosak az É-alpi molassz, a Magyar Öböl és az Erdélyi-medence egyidős faunáival,

Az Erdélyi-medencében (8) a peremi nagy-pectenes homokkő (korodi vagy corusi rétegek) a többé-kevésbé brakk egerienre települnek, É-i irányban, a Flis-tenger felé kimélyülő medencerészben a sekélybatiális Kettősmezei (Chechisi) Agyag fáciese helyettesíti a Korodi Homokkövet. A Kettősmezei Agyag (NN 3 nannozóna NAGYMAROSY szerint) ÉK felé laterálisan a flishez kapcsolódott.

A vizsgált időszakban a klima meleg szubtrópusi és ariditásra hajlamos volt (evaporitképződés a Flis-tengerben). Az Eoparatethys vize általában enyhén hipersalin lehetett, ezért a brakkvizi faunák alárendeltek (molti rétegek, Alsó-Ausztria). A durva törmelékes üledékek gyors lerakódása jellemző, a sok keskeny szoros a medencék között úgy befolyásolta a hidrodinamikai viszonyokat, hogy a tengeráramlások az előző korszakhoz képest intenzívebbek voltak, ami a legtöbb szedimentációs területen és a biofácieseken kimutatható (BÁLDI 1959, ČTYROKY 1959).

8. A Bükk eggenburgien transzkurrens eltolódásából adódó alternatív

ősföldrajzi vázlatok (10., 11., 12. ábra)

Ezek az ábrák a 4. fejezetben tárgyalt 3.) változat fennállása esetére kidolgozott ősföldrajzi képet mutatják. E szerint a Bükk csak az eggenburgien elején került jelen pozíciójába, az oligocén folyamán még Budától DDNy-ra helyezkedett el a jelenlegihez képest 180^o-kal elfordult helyzetben. A Bükk jelenlegi helyét akkoriban a belsőkárpáti Flis-tenger foglalta el, mely a Bükk ÉK-re tolodásakor szintén messze ÉK-re tolodott és gyűrődött. A Gömöridák és a Bükk pretercier képződményeinek és tektonikájának összehasonlító vizsgálata dönti majd el e lehetőség valóságát, vagy lehetetlenségét.

A Magyar Paleogén Medence profilja is tanúsítja, a Darnó-vonalnál jelentkező éles törést az oligocén fáciesek elterjedésében. A darnói vonal az oligocén végén erősen aktív volt (alátolódások), ami a Bükk egyidejű transzverzális vetődését is jelezheti. KÖRPÁS (1980) feltevése, mely szerint a Magyar Paleogén Medence oligocénje a szolnoki flis-ív selfje, ezen ősföldrajzi vázlatok szerint - ha ezek helyesek - beigazolódnak.

A fácies-övek elrendeződése különösen az egerienben rajzolódik ki igen világosan: Ny-ról K felé haladva a fluviatilis Csatkai kavics, a brakk-marin Mányi és Kovácovi homok öve, majd a sekélytengeri Törökbálinti homok, azután a slir-ív és végül a batiális lejtőt jelző flis-ív. Megjegyzendő azonban, hogy a Szolnok-máramarosi ívben fennmaradt oligocén "flisről" nincs bizonyítva valódi flis-jellege, turbidites felépítése.

A Bicskétől D-re furt oligocén szelvények (? és tengeri perm; Alcsutdoboz 3 sz. furás) meglepően hasonlóak a bükkalji szelvényekhez (pl. cserépváraljai furás). Lehetséges tehát, hogy Bicskétől D-re a buzsákihoz, igalihoz hasonló bükki foszlány maradt vissza az oligocénvégi transzkurrens vetődés után?!

Ennek a hipotézisnek igazolása vagy cáfolása további részletes vizsgálatokat igényel.

9. A Magyar Paleogén Medence (13. - 16. ábra)

A 13. és 14. ábra a medence konturjait és süllyedési viszonyait kísérli meg vázlatosan bemutatni. Jól kivehető, hogy a medence szerkezete az alpi főirányokat követi az oligocénben, ami mutatja "tarditectonique", intramontán molassz-depresszió jellegét (AUBOUIN 1965). Ez szöges ellentétben áll a "néotectonique", alpi irányoktól függetlenül kialakult neogén Pannónia-medence jellegével. Ez utóbbinak tektonikai szempontból semmi esetre sem volt elődje a Magyar Paleogén Medence.

Az eggenburgien medence konfigurációja erősen eltér az oligocénétől, irányai sem alpiak. Bár a medence egyes részein az üledékfolytonosság fennáll a Paleogén Medencével, lehetséges, hogy az eggenburgien medencéje keletkezési mechanizmusát tekintve már "előfutára" a későbbiekben kialakult kárpátien, badenien medencéknek. A romboid-alakkal az oligocén medencéje is elmosódóan lehatárolható, a "romboid" hosszabb oldalának (csapásának) KÉK-NyDNy irányával. Szinte magától kínálkozik az eggenburgien medence romboidba foglalása, ahol a romboid csapása ÉÉK-DDNy. A romboid-kontur HORVÁTH F. (1981 előadási közlés) és ROYDEN W. (szóbeli közlés) szerint a párhuzamos, de ellentétes irányban mozgó transzkurrens vetők felszakító hatásának eredménye. Az eggenburgien medencénél a budai és a darnói transzkurrens vetők ilyen párhuzamos, de ellentett irányu mozgása, míg az oligocénben a Rába-Rozsnyó és a Zágráb-Zemplén vonal hasonló mozgás-mechanizmusa játszhatott szerepet.

A 15. és 16. ábra két szelvénye a terjeszkedő árkosodás szerkezetét érzékelteti. Kiugrik az összképből a darnói vonal vidéke, mely oligocénvégi mozgásával, feltolódással megbolygatta az egyszerű árkos szerkezetet. A budai és a Rába-rozsnyói vonalnál hasonló jelenségre egyelőre nincs bizonyíték, a fáciesváltás azonban szembeszökően jelentkezik mindkét lineamentum mentén.

10. Összefoglalás (9, 17. - 20. ábra)

10.1. A 9. ábrán a Keleti-Alpok kihülési dátumai (2, 3) alapján feltételezett orogenetikus emelkedés (4), a Magyar Paleogén Medence üledékképződési sebessége (5) és az üledékes törmelék durván becsült átlagszemcseátmérője (6)

van feltüntetve az idő függvényében. A korreláció az emelkedés gyorsuló üteme, a szemceseátmérő növekedése, valamint a felhalmozódás sebessége között durván fennáll, különösen, ha figyelembe vesszük az NP 24 zóna alsó határának általánosan elfogadott 29 millió éves korát. Ez sajnos ellentétes a Kiscelli Agyag glaukonitján általunk mért 33 ± 3 millió éves adattal (K-Ar módszer, BÁLDI et al. 1975).

Feltűnő, hogy DAVIES et al. 1977 az óceánoknak rendkívül alacsony üledék-képződési rátáit állapította meg az oligocénre. Ez a kiugró minimum szintük a felsőeocén elejétől kb. 42 millió év) az alsómiocén végéig (kb. 18 millió év) tartott, ezért sem korrelálható teljesen az Alp-kárpáti medencék - érdekes módon - részben hasonló trendjével. Az Alp-kárpáti medencékben a szedimentáció egyre gyorsuló tendenciája 32, vagy 29 millió éve már megkezdődött. Ez azt jelenti, hogy az a globális-klimatikus tényező, mely az óceánok üledékfelhalmozódását lecsökkentette, csak részben hatott az Alp-kárpáti térségben, ahol a helyi, orogenetikus kiemelkedés a felső-kiscellien-től gyorsuló lerakódást eredményezett.

Az üledékciklusok (7) és a globális eusztatikus tengerszint-ingadozások (8) durva korrelációban vannak. De hasonló laza összefüggés állapítható meg az alpi gyűrődések (4) korával is. A lutécien transzgresszióval egy azt közvetlenül megelőző gyűrődés, továbbá egyidejű eusztatikus tengerszintemelkedés korrelálható. A felsőpriabonien transzgresszióval ugyanezt látjuk. Ebben az esetben is megelőzően gyűrődés volt az Alpokban, és az eusztatikus regresszió a közéspriabonien üledékképződés megszakadásával durván egyidős. Az infraoligocén denudációval a lassu eusztatikus tengerszintemelkedés nincs korrelációban, viszont a kb. 36 millió évvel ezelőtti gyűrődés kapcsolatban lehet. A felsőkiscellien transzgresszióért teljesen helyi okok (árkosodás, süllyedés) felelősek. A kiscellienvégi nagy tengeremélység-csökkenés viszont egyidős a VAIL et al. (1977) szerinti nagy, eusztatikus regresszióval. Az utána következő lassu globális transzgresszió az egerien fokozatos transzgressziójának jól megfelel. Az egerienvégi általános regresszió kisebb eusztatikus regressziókkal egyidős, továbbá egy alpi gyűrődés is megelőzte. Az eggenburgien transzgressziók visszavezethetők a jelentékeny eusztatikus transzgresszióra. Az eggenburgien-végi regresszióval egyidős gyűrődés észlelhető a Központi Alpokban.

Megállapítható tehát, hogy a Magyar Paleogén Medencében a tengerszint-változások részben eusztatikus (globális) színtingadozásokkal korrelálhatók, részben az alpi gyűrődésekkel is összefüggésbe hozhatók, végül egy harmadik részüket teljesen helyi, orogenetikus-izosztatikus jelenségek okozták. Ezek a tényezők egymással gyakran összegződve növelték vagy csökkentették egymás hatékonyságát.

10.2. A 17.-20. ábrákon az ősföldrajzi kapcsolatokat ábrázoltuk tágabb keretekben.

A középső eocénben és a korai priabonienben (17. ábra) a korabeli humid, meleg-szubtrópusi-trópusi klímának megfelelően a déli fajok mélyen benyomultak az Északi-tengerbe. Az Orosz-táblán és valószínűleg az Atlanti-óceánon át fennálló széles tengeri kapcsolatok a Tethys és az Északi-tenger között, a Tethys melegkedvelő elemeinek É-ra hatolását segítették az általános meleg klíma alatt (pl. Párisi-medence faunája). Bár a Tethysen belül a "Tisia" és az Alpok egyes kiemelkedő, lapos szárazulatai bizonyos biogeográfiai megosztottságot már ekkor is eredményeztek, Paratethysről még nem beszélhetünk.

A késői priabonientől, de különösen a korai kiscellientől (18. ábra) kezdve az éghajlat O-izotópos, paleobotanikai, malakológiai és egyéb módszerekkel kimutatott nagyfokú, globális lehülése a tengeren és szárazföldön egyaránt (összefoglalóan v.ö. FRAKES 1979, HOCHULI 1979, BÁLDI 1980) a boreális taxonok D-re hatolását serkentette. Az Északi-tengerhez vezető leszűkült átjárók hidrokémiai labilitása miatt (oxigén- és sótartalom ingadozása) azonban az északi befolyás is csak mérsékelten érvényesülhetett. Mivel az Alpida szárazulatok barriert emeltek déli irányban, a Mediterráneum (? Tethys) felé, és mivel a boreális kapcsolat is epizodikus volt, mint önálló faunaprovincia első ízben jelenik meg a Paratethys, amit ebben a földtörténeti szakaszban Eoparatethysnek nevezünk.

A nagykiterjedésű szárazulatok, a lehülés miatti párolgáscsökkenés a kőszénképződés visszaszorulását, csapadékhiányos, ariditásra hajlamos éghajlat kialakulását eredményezte (evaporit-képződés a Rajna-árokban). FRAKES (1979) szerint egyes helyeken az eocén 5000 mm/év csapadék az oligocénben 750 mm/év-re csökkent. Mindez kimutatható a hazai alsókiscellien flórákon is (HABLY 1979). Az oligocén kőszénben aránylag szegény korszak világszerte.

A felsőkiscellien-egerienben (19. ábra) a szlovéniai átjáró kinyílása révén déli faunaelemek nyomulhattak be az Eoparatethys középső részébe, azonban a változatlanul hűvös-szubtrópusi klíma miatt a boreális taxonok is ugyanitt továbbéltek, sőt a Rajna-árok és az Orosz-tábla normálsósvízi csatornáin át D felé hatoló újabb fajokkal számbelileg továbbgyarapodtak. Így a déli elemek a boreálisokkal keveredve éltek a középső Eoparatethysben, és mivel a Keleti Eoparatethysből a déli formák hiányoznak, egyetlen utjuk a szlovéniai szoros lehetett. De ellentétes irányu, É-ról D felé tartó faunavándorlás is lezajlott ezen az átjárón át. A boreális fajok a hűvös tengervízben még délebbre nyomulva, feltűnnek É-Olaszország egyidős terciérjében is az Apennini-óceán szegélyén ("tongriano" faunák a piedmonti Molare Formációban).

Az eggenburgienben - első ízben - teljesen szeparálódik az Eoparatethys az erősen összezsugorodott Északi-tengertől. A Rhóne-árkon át ugyanakkor egy másik déli átjáró nyílt a Mediterráneum felé, ahonnan (és esetleg Iránon át az Indopacifikum felől is) teljesen új, déli fauna inváziója ment végbe (STEININGER et. RÖGL 1979). A D-ről É-ra vándorlást előmozdította az

éghajlat korai miocénben való alapos felmelegedése, az éghajlati óvek É-ra tolódása az oligocénhez képest (FRÁKES 1979). Az arid jelleg kiujulását a Keleti-kárpáti evaporit-képződés tanúsítja, és véleményünk szerint az Eoparatethys enyhén hipersalin volt. Az elterjedt keskeny tengerágakban, szorosokban az áramlások igen erősen hatottak. Sajátos labilis hidrokémia és hidrodinamika jellemezte ezt az eggenburgien keskeny beltengert.

Köszönetnyilvánítás. Dr. HORVÁTH Ferenc és dr. BALLA Zoltán kollégáimnak a kézirat és mellékletek kritikai átnézéséért, hasznos tanácsaikért, technikai segítségükért e helyen is szeretném köszönetemet nyilvánítani.

IRODALOMJEGYZÉK - REFERENCES

- ANDRUSOV, D. (1965): Geológia Ceskoslovenskych Karpat, III., Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied, p. 392.
- ANIC, D. (1952): Oberoligozäne kohlenführende Ablagerungen des Ivancica Gebirges in Kroatien, Geol. Vjesn., 2-4., p. 62.
- AUBOUIN, J. (1965): Geosynclines. Elsevier, Amsterdam.
- AUBOUIN, J. (1973): Des tectoniques superposées et leur signification par rapport aux modèles géophysiques: l'exemple des Dinarides: paléotectonique, tectonique, tarditectonique, néotectonique. Bull. Soc. Géol. France, 15, pp. 426-460.
- B. BEKE M. (1972): The nannoplankton of the Upper Eocene Bryozoan and Buda Marls. Acta Geol. Ac. Sci. Hung., 16, pp. 211-228.
- B. BEKE M., HORVÁTH M., NAGYMAROSY A. (1980): Az alföldi flis-képződmények biosztratigráfiai vizsgálata. Ősl. Viták, 26, pp. 51-56.
- B. HAVAS M., K. LAKY I. (1980): Eggenburgien fauna a Felsőbogyáni- (Csádri-) patakából (Dunazug-hegység). Földt. Közl., 110, pp. 276-283.
- BÁLDI T. (1971): A magyarországi alsómiocén. Földt. Közl., 101, pp. 85-90.
- BÁLDI T. (1973): Mollusc Fauna of the Hungarian Upper Oligocene (Egerian). Akad. Kiadó, Budapest, p. 511.
- BÁLDI T. (1979): Magyarországi oligocén és alsómiocén formációk kora és képződésük története, Doktori értekezés, Budapest (Kézirat).
- BÁLDI T. (1979): Changes of Mediterranean (?Indopacific) and Boreal influences in Hungarian marine mollusc faunas since Kiscellian until Eggenburgian times; The stage Kiscellian. Ann. Géol. Pays Hellen., VII. Congr. CMNS. Athene, I., pp. 19-49.
- BÁLDI T. (1980): A korai Paratethys története. Földt. Közl., 110, pp. 456-472.

- BÁLDI T., KECSKEMÉTI T., NYIRÓ M.R., DROOGER, C.W. (1961):
Neue Angaben zur Grenzziehung zwischen Chatt und Aquitan in
der Umgebung von Eger (Nordungarn). *Ann Mus. Nat. Hung.*,
53, pp. 67-132.
- BÁLDI T., RADÓC Gy. (1971): Die Stratigraphie der Egerien- und
Eggenburgien-Schichten zwischen Bretka und Eger. *Földt. Közl.*,
101, pp. 130-159.
- BÁLDI T. - SENES J. (1975): OM Egerien - Chronostratigraphie und
Neostratotyphen., Bd. V., VEDA Bratislava, p. 577.
- BÁLDI T., NAGYMAROSY A. (1976): A hárshegyi homokkő kovásodása és
annak hidrotermális eredete. *Földt. Közl.*, 106, pp. 257-275.
- BALLA Z. (1982): Lemeztektonikai szempontok hazai rétegsorok minősíté-
séhez és párhozamosításához. *Ősl. Viták*, 28, pp.
- BALOGH K. (1964): A Bükkhegység földtani képződményei. *MÁFI Évk.*,
48.
- BALOGH K. (1971): The isopachyte map of the Oligocene of North Hungary.
Acta Univ. Szeged, 20, pp. 19-30.
- BERGGREN, W.A., AUBRY, M.P., BUJAK, J.P., VAN COUVERING, J.A.,
NAESER, C.D. (1979): The Terminal Eocene event and the
Polish connection. *Manuscr. prepr. Paris Geol. Congr. 1980.*
- BURCHFIEL, B.C. (1976): Geology of Romania. *Geol. Soc. Amer. Spec.*
Pap. 158, p. 82.
- BURCHFIEL, B.C. (1980): Eastern European Alpine system and the
Carpathian orocline as an example of collision tectonics.
Tectonics 63., pp. 36-61.
- BYSTRICKA, H. (1979): Middle Oligocene calcareous nannoplankton in the
Banskobystrické kotlina (depression) *Záp.Kárp. sér. Pal.* 4,
pp. 123-145.
- CHANNEL, J.E.T., HORVÁTH F. (1976): The African/Adriatic promontory
as a palaeogeographical premise for Alpine orogeny and plate
movements in the Carpatho-Balkan region. *Tectonophysics*, 35,
1-3, pp. 71-102.
- CHANNEL, J.E.T., D'ARGENIO, B., HORVÁTH F. (1979) *Adria, the
African Promontory, in Mesozoic Mediterranean Palaeogeography.*
Earth Sci. Rev. 15, pp. 213-292.

- CHAROLLAIS, J., HOCHULI, P.A., OERTLI, H.J., PERCH-NIELSEN, K., TOUMARKINE, M., RÖGL, F., PAIRIS, J.L. (1980): Les Marnes a Foraminiferes et les Schistes á Meletta des Chaines subalpines. (Haute-Savoire, France) *Eclogae Geol. Helv.*, 73, pp. 9-69.
- CICHA, I., HAGN, H., MARTINI, E. (1971): Das Oligozän und Miozän der Alpen und der Karpaten. Ein Vergleich mit Hilfe planktonischer Organismen. *Mitt. Bayer. Staatssamml. Pal. hist. Geol.*, 11, pp. 279-293.
- CS. MEZNERICS I. (1953): A salgótarjáni kőszénfekvő rétegek faunája és kora. *Földt. Közl.*, 83, pp. 35-56.
- CS. MEZNERICS I. (1956): Stratigraphische Gliederung des ungarischen Miozäns im Lichte der neuen Faunauntersuchungen. *Acta Geol.*, 4, pp. 183-206.
- CS. MEZNERICS I. (1959): Az Egercsehi-ózdai kőszénfekvő burdigalai faunája. *Földt. Közl.*, 89, pp. 413-424.
- CSÁSZÁR G., HAAS J., HALMAI J., HÁMOR G., KORPÁS L. (1980): A fiatal alpi tektonikai fázisok szerepe Magyarország földtani fejlődésmenetében. *MÁFI Évi Jel. 1980-ról.* (In press).
- ČTYROKY, P. (1959): Die Meeresmolluskenfauna des unteren Burdigals im Waagtal. *Geol. Práce*, 51, pp. 55-140.
- DANK V., BODZAY I. (1970): A magyarországi potenciális szénhidrogén-készletek fejlődéstörténeti háttere. *OKGT Budapest*, p. 24.
- DANK V., FÜLÖP J. (1967): Magyarország paleozoos és mezozoos képződményeinek fedetlen földtani térképe. *MÁFI*
- DAVIES, T.A., HAY, W.W., SOUTHAM, J.R., WORSLEY, T.R. (1977): Estimates of Cenozoic oceanic sedimentation rates. *Science*, 197, pp. 53-55.
- DEWEY, J.F. et al. (1973): Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 84, pp. 3137-3180.
- DIETRICH, V.J. - FRANZ, K. (1976): Alpidische Gebirgsbildung in den Ostalpen: ein Plattentektonisches Modell. *Geol. Rundschau*, 65, pp. 361-374.

- DOEBL, F. (1970): Die tertiären und quartären Sedimente des südlichen Rheingrabens. In: Illies, H. - Mueller, St. (ed): Graben Problems Sci.Rep. Intern. Upper Mantle Proj., 27, Schweitzerb. Stuttgart, pp. 56-66.
- DROBNE, K., PAVLOVEC, R., DROBNE, F. (1979): Characteristic of microfacies in the old Paleogene on the Western Border of the Pannonian Basin. Zborn. Radova, 4, pp. 155-172.
- DUDICH, E., KOPEK, G. (1980): A Bakony és környéke eocén ősföldrajzának vázлата. Földt.Közl., 110, pp. 417-431.
- DUMITRESCU, I., SANDULESCU, M. (1974): Flysch zone. In: Mahel, M. (ed): Tectonics of the Carpathian Balkan region. Bratislava, pp. 253-264.
- FRAKES, L.A. (1979): Climates Throughout Geologic Time. Elsevier, Amsterdam. p. 310.
- FREY, M., HUNZIKER, J.C., FRANK, W., BOCQUET, J., DAL PIAZ, G.V., JÄGER, E., NIGGLI, E. (1974): Alpine metamorphism of the Alps, a review. Schweiz, Miner. Petrogr. Mitt., 54. pp. 247-290.
- FRISCH, W. (1976): Ein Modell zur alpidischen Evolution und Orogenese des Tauernfensters. Geol. Rundschau, 65, pp. 375-393.
- FUCHS, W. (1976): Gedanken zur Tektogenese der nördlichen Molasse zwischen Rhone und March. Jb. geol.B.A., 119, pp. 207-249.
- FUCHS, R., GRÜN, W., PAPP, A., SCHREIBER, O., STRADNER, H. (1980): Vorkommen von Egerien in Niederösterreich. Verh. Geol. B.A., pp. 295-311.
- GÉCZY, B. (1972): The origins of the Jurassic faunal provinces and the Mediterranean plate tectonics. Annal. Univ. Sci. R. Eötvös Sect. Geol., 16, pp. 99-114.
- GELATI, R. (1968): Stratigrafia dell' oligo--miocene delle, Langhe, Fra le Valli dei fiumi Tanaro e Bormida di Spigne. Riv. Ital. Paleont., 74, pp. 865-967.
- HABLY L. (1979): Some Data to the Oligocene Flora of the Kiscellian Tard Clay, Hungary, Annal. Mus. Nat. Hung., 71, pp. 33-53.
- HAGN, H. (1960): Die stratigraphischen, paläogeographischen und tektonischen Beziehungen zwischen Molasse und Helvetikum im Östlichen Oberbayern. Geol. Bavar., 44, pp. 1-208.

- HAGN, H. (1967): Das Alttertiär der Bayerischen Alpen und ihres Vorlandes. Mitt. Bayer. Staatssamml., Paläont. Hist. Geol., 7, pp. 245-320.
- HAGN, H., WELLENHOFER, P. (1967): Ein erratisches Vorkommen von kalkalpinen Obereozän in Pfaffing bei Wasserburg. Geol. Bavar., 57, pp. 205-288.
- HÁMOR, G. et al. (1979): K/Ar dating of Miocene pyroclastic rocks in Hungary. Ann. Géol. Pays Hellén; pp. 491-500.
- van HINTE, J. E. (1963): Zur Stratigraphie und Mikropaläontologie der Oberkreide und des Eozäns des Krappfeldes (Kärnten) Jb. Geol. B.A., Sonderband, 8, pp. 1-147.
- HOCHULI, P. A. (1979): The paleoclimatic evolution in the Late Paleogene and the Early Neogene. Ann. Géol. Pays Hellén., VII. Congr. CMNS, Athén, 2. pp. 515-523.
- HÖLZL, O. (1961): Leitende Molluskenarten aus der marinen und brackischen Molasse Oberbayerns. Paläont. Z., 35, pp. 62-78.
- HORUSITZKY, F. (1940): A Kárpátmedencei alsó miocén földtörténeti tagolódása és ősföldrajzi kapcsolatai Besz. a Földt. Int. vitaüléseinek munkálatairól, 1939. évi jel. fűggeléke, pp. 1-15.
- HORVÁTH F., STEGENA L. (1977): The Pannonian Basin: A Mediterranean Interarch Basin. In: Biju-Duval B. - Montadert, L.: International Symposium on the structural History of Mediterranean Basins; Paris, pp. 333-340.
- HORVÁTH F., VÖRÖS A., ONUOHA, K. M. (1977): Plate-tectonics of the Western Carpatho-Pannonian Region: a working Hypothesis. Acta Geol. Acad. Sci., Hung., 21. pp. 207-221.
- HORVÁTH M. (1972): A szécsényi amussziumos slir felső tagozatának mikrofaunája. Földt. Közl., 102, pp. 163-175.
- MORVÁTH M., T. MAKK Á. (1974): A Budafok-2. oligo-miocén tipusszelvény üledékföldtani és mikropaleontológiai elemzése. Földt. Közl., 104. pp. 89-104.
- KAHLER, F., PAPP, A. (1968): Über die bisher in Kärnten gefundenen Eozängerölle. Carinthia II., 78, pp. 80-90.
- KECSKEMÉTI T. (1980): A Bakony hegységi Nummulites fauna paleobiogeografiai áttekintése. Földt. Közl., 110. pp. 432-449.

- K. KÖRMENDY A. (1972): A Dorogi-medence eocén molluszkafaunája. MÁFI Évk., 55, p. 372.
- K. KÖRMENDY A. (1980): Az Északkeleti Bakony eocén medence fáciesének puhatestű faunája. MÁFI Évk., 63, p. 227.
- KISSLING, E. (1895): Die Fauna des Mittel-Oligozäns im Berner-Jura. Abh. Schweiz. Pal. Ges., 22, pp. 1-74.
- KORPÁS L. (1980): A Dunántuli Középhegység oligocén képződményeinek üledékföldtani feldolgozása. Kand. Ért., Budapest, (kézirat).
- KOVÁCS S. (1980): A triász hallstatti mészkőfácies jelentősége az északalpi fáciesrégióban (Kritikai korreferátum). Földt. Közl., 120. pp. 360-381.
- KOSZARSKI, L., SIKORA, W., WDOWIARZ, S. (1974): The Flysch Carpathians. In: Mahel, M. (ed): Tectonics of the Carpathian Balkan Regions, Bratislava, pp. 180-197.
- KSIAZKIEWICZ, M. (1960): Pre-orogenic sedimentation in the Carpathian Geosyncline. Geol. Rundschau, 50, pp. 8-31.
- KSIAZKIEWICZ, M. (1977): Hypothesis of plate tectonics and the origin of the Carpathians. Annal. Soc. Géol. Pol., 67, pp. 329-353.
- KUŠČER, D. (1967): Zagorski terciar - Tertiary formations of Zagorje. Geologija. Razpr. in poročila, Ljubljana, 10, pp. 5-86.
- LAUBSCHER, H. P. (1971): Das Alpen-Dinariden Problem und die Palinspastik der südlichen Tethys. Geol. Rundschau, 60, pp. 813-832.
- LAUBSCHER, H. (1972): Some overall aspects of Jura dynamics. Am. J. Sci., 272, pp. 293-304.
- LEBENZON, C. (1973): Le nannoplancton calcaire des dépôts oligocène et miocène inférieurs du cours supérieur de la vallée du Tarcau. Dari de Seama de Sedintelor, 4. Stratigrafie, 59, pp. 101-112.
- LORENZ, C. R. (1968): Contribution a l'étude stratigraphique de l'oligocène et du miocène inférieur des confins Liguro-Piemontais (Italie). Atti dell'ist. de Geologia della Univ. di Genova, 6, pp. 255-888.
- MAHEL, M. (ed.) (1974): Tectonics of the Carpathian Balkan region Geol. Inst. Dionyz Stur. Bratislava, p. 454.

- MAHEL, M. (1974): The Inner West Carpathians. In: Mahel, 1974.
- MAHEL, M. (1980): A kárpáti egységek és a Magyar Masszimum viszonya. Földt.Kut., 23, pp. 5-10.
- MAJOROS, Gy. (1980): A permi üledékképződés problémái a Dunántuli-Középhegységben: Egy ősföldrajzi modell és néhány következtetés. Földt.Közl., 110, pp. 323-341.
- MARINESCU, F. (ed.) (1972): Guide de l'excursion de la v^e réunion du Groupe de travail pour la Paratethys. Inst. Géologique, Bucarest, p. 112.
- MARTINI, E., LEBENZON, C. (1971): Nannoplankton-Untersuchungen im oberen Tal der Tarcau (Ostkarpaten, Rumänien) und stratigraphische Ergebnisse. N.Jb.Geol.Pal.Mh., pp. 552-565.
- MARTINI, E., MOISESCU, V. (1974): Nannoplankton-Untersuchungen in oligozänen Ablagerungen zwischen Cluj und Huedin (NW Siebenbürgischen Becken, Rumänien) N.Jb.Geol.Pal.Mh., 1, pp. 18-37.
- MÉSZÁROS, M. IANOLIU, C. (1977): Az Erdélyi-medence paleogén üledékeinek nannoplanktonja. Földt.Közl., 107, pp. 90-96.
- MOCK, R. (1980): Ujabb földtani ismeretek és nézetek a Belső-Nyugati-Kárpátokról. Földt.Kut., 23, pp. 11-15.
- OBERHAUSER, R. (1968): Beiträge zur Kenntnis der tektonik und der Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paläogen im Ostalpenraume. Jb.Geol.B.A., 111, pp. 115-145.
- PAPP, A. (1958): Vorkommen und Verbreitung des Obereozäns in Österreich. Mitteil.d.Geol.Ges., 50, Wien, pp. 251-270.
- PAPP, A. (1960): Über das Vorkommen von Miogypsina (Foraminifera) in der südlichen Slovakei (CSR). Geol.Sborn., 11, pp. 61-66.
- PAPP, A. (1975): Die Grossforaminiferen des Egerien. In: Báldi T., Senes J., pp. 289-307.
- PAPP, A., STEININGER, F. (1975): Egerien. In : Báldi T. - Senes J.
- PAPP, A., KRÖLL, A., FUCHS, R. (1978): Das Egerien in der Waschbergzone, Niederösterreich. Verh.Geol.B.A., pp. 63-71.

- PAVLOVEC, R. (1973): Beds with *Amussium duodecim-lamellatum* (BRONN) from Mala Piresica in Savinjska dolina (Slovenia, W. Yugoslavia). *Geol.Razpr. in Porocila*, 16, pp. 227-234.
- PAVLOVEC, R., RAMOVŠ, A. (1974): The Oligocene limestone with Nummulites at Gorjusa near Ljubljana. *Geol.Razpr. in Porocila*, 17, pp. 253-260, Ljubljana
- PREY, S. (1978): Rekonstruktionsversuch der alpidischen Entwicklung der Ostalpen. *Mitt.Österr.Geol.Ges.*, 69, pp. 1-25.
- RÖGL, F., STEININGER, F. (1970): *Miogypsina* (*Miogypsinoides*) *formosensis* Yabe et Hanzawa, 1928 (Foraminiferida) aus den Linzer Sanden (Egerien-Oberoligozän) von Plesching bei Linz, Oberösterreich. *Mitt.Geol.Ges.*, 62, pp. 46-54.
- RÖGL, F., CITA, M.B., MÜLLER, C., HOCHULI, P. (1975): Biochronology of conglomerate bearing Molasse sediments near Comi (Italy). *Riv.Ital.Paleont.*, 81, pp. 57-88.
- RÖGL, F., HOCHULI, P., MÜLLER, C. (1979): Oligocene-Early Miocene Stratigraphic Correlations in the Molasse Basin of Austria. *Ann.Géol.Pays Hellén.*, VII. Congr. CMNS, 3, pp. 1045-1049.
- RUSU, A. (1975): Stratigraphie des dépôts oligocènes du Nord-Ouest de Transylvanie (Région de Treznea, Hida, Poiana Blenchii). *An. Inst.Geol.Geoph.*, 51, p. 233.
- RUSU, A. (1977): In: Báldi T. - Senes J. : Egerien (1975).
- SAMUEL, O., SALAJ, J. (1968): Microbiostratigraphy and foraminifera of the Slovak Carpathian Paleogene. *Geol.Ust.d.Stura*, p. 232.
- SANDULESCU, M. (1972): Considération sur les possibilités de corrélation de la structure des Carpates Orientales et Occidentales. *Inst. Géol*, 58, Bucuresti, pp. 125-150.
- SANDULESCU, M. (1978): The Carpathians and the Pannonian Basin
In: Lemoine, M.: *Geological Atlas of Alpine Europe and Adjoining Alpine Areas* Elsevier, Amsterdam, pp. 381-426.
- SENES, J., MARINESCU, F. (1974): Cartes paléogéographiques du Néogène de la Paratethys centrale. *Mém.B.R.G.M.*, 78, pp. 785-792.
- STEGENA, L., GÉCZY, B., HORVÁTH, F. (1975): Late Cenozoic evolution of the Pannonian Basin. *Tectonophysics*, 26, pp. 71-90.

- STEININGER, F., RÖGL, F. (1979): The Paratethys history - a contribution towards the Neogene Geodynamics of the Alpine Orogene (an abstract). *Ann.Géol.Pays Hellén.*, VII. Congr. CMNS, 3, pp. 1153-1165.
- STEININGER, F., SENĚŠ, J. (1971): M₁ Eggenburgien - Chronostratigraphie und Neostatotypen. *Vyd.Slov.Ak.*, p. 827.
- STRAUSZ, L. (1966): Dudari eocén csigák. *Geol.Hung.ser Pal.*, 33, p. 199.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E. (1971): Az új globális tektonika mozgásmechanizmusa és kapcsolatai a Föld és az élet fejlődésével. Alkalmazásuk a Kárpát-Pannon-Dinarid területre. *Geonómia és Bányászat*, 4, pp. 1-89.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E. (1976): A mediterrán típusú lemeztektonika. *Geonómia és Bányászat*, 9, pp. 47-82.
- SZEPESHÁZY K. (1977): Az Alföld mezozoos magmás képződményei. *Földt.Közl.*, 107, pp. 384-397.
- SZTRÁKOS K. (1974): Paleogene Planctonic Foraminiferal Zones in Northeastern Hungary. *Fragm.Min. et Pal.*, 5, pp. 29-81.
- SZTRÁKOS K. (1978): Stratigraphie et foraminifères de l'oligocène du Nord-est de la Hongrie. Thèse de doctorat, Paris. (kézirat)
- TOLLMANN, A. (1966): Aperçu général sur la Géologie des Alpes Orientales. *C.R.Somm.Soc.Géol.Fr.*, 11, pp. 413-472.
- TOLLMANN, A. (1978): Plattentektonische Fragen in den Ostalpen und der plattentektonische Mechanismus des mediterranen Orogens. *Mitt.Österr.geol.Ges.*, 69, pp. 291-351.
- TRÜMPY, R. (1973): The timing of orogenic events in the Central Alps. In: De Yong, K.A., Scholten, R.: *Gravity and Tectonics.*, pp. 229-251.
- VADÁSZ E. (1960): Magyarország földtana. Akad. Kiad., II. kiadás, p. 646.
- VAIL, P.R., MITCHUM, R.M., THOMPSON, S. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level, 4. Global cycles of relative changes of sea level. In: Payton, C.E. (ed): *Seismic Stratigraphy AAPG. Min.*, 26, pp. 83-97.

- VARGA, I., GRECULA, P. (1980): Nagyszerkezeti választóövezetek a Nyugati Kárpátok belső oldalán. Földt.Kut., 23, pp. 17-22.
- VASS, D., KONECNY, V., SEFARA, J. (1979): Geologicka stavka Iplskej Kotliny a Krupinskej Planiny. Geol.Ustav D.Stura., p. 277.
- VÖLGYI, L., SUBA, S., BALLA, K., CSALAGOVITS, T. (1970): Magyarország szénhidrogén telepei. Algyő, OKGT, Budapest.
- WEIN Gy. (1978): A Kárpát-medence alpi tektogenezise. MÁFI Évi Jel. 1976-ról, pp. 245-256.