

ÁLTALÁNOS FÖLDTANI SZEMLE

A Magyarhoni Földtani Társulat Általános Földtani Szakosztályának
időszakos kiadványa

Szerkeszti

a Szakosztály vezetőségének közreműködésével
Dudich Endre

KÉZIRAT

Budapest, 1978.

GENERAL GEOLOGICAL REVIEW

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

MANUSCRIPT
Budapest, 1978.
Hungary

TARTALOM -- CONTENTS

	Oldal - Page
WEIN György	
A Kárpátmedence kialakulásának vázlata	5
/Outlines of the Development of the Carpathian Basin/	28
ORAVECZ János	
Északmagyarország fototektonikai vázlata	35
/A Phototectonic Sketch of Northern Hungary/	42
SZEPESHÁZY Kálmán	
A lengyelországi Szentkereszt-hegység földtanának vázlata	47
/Outlines of the Geology of the Holy Cross Mountains, Poland/	63
JASKÓ Sándor	
A kőszén- és kősóképződés intenzitásváltozásai a neogénben	73
/Changes in Intensity of Salt and Coal Formation in the Neogene/	100
SZALAY Árpád, SZENTGYÖRGYI Károly, SZÓTS András:	
A Nagyalföld mezozoos képződményei	109
/The Mesozoic Formations of the Great Hungarian Plain/	134

Az Általános Földtani Szakosztály rendezvényei /1976. júl. 1-1977 dec. 31/	139
/Meetings and excursions organized by the Section for General Geology between 1. 7. 1976 and 31. 12. 1977/ In Hungarian only	
DUDICH Endre	
Titkári beszámoló az Általános Földtani Szakosztály 1975. febr. 20-1978. febr. 15. közötti ciklusának munkájáról	143
/Report of the Secretary of the Section/ In Hungarian only	

С О Д Е Р Ж А Н И Е

	стр.
ВЕЙН, Д. В.: Очерк геологического развития Карпатского бассейна	5
ОРАВЕЦ, Й.: Фототехническая схема Северной Венгрии	35
СЕПЕШХАЗИ, К.: О геологии гор "Святого Креста" в Польше	47
ЯШКО, Ш.: Изменения в интенсивности образования углей и эвапоритов в неогене	73
САЛАИ, А. - СЕНТДЬЕРДЬИ, К. - СЭЧ, А.: Мезозойские образования Большой венгерской низменности	109
Список заседаний и экскурсий организованных Секцией по Общей геологии Венгерского геологического общества за срок I.7. 1976- 31. 12. 1977.	139
Отчет секретаря Секции о годах 1975-77.	143

A KÁRPÁTMEDENCE KIALAKULÁSÁNAK VÁZLATA

* Wein György

Mots-clés BRGM CNRS tárgyszavak Tectogénèse, tectonique-de-plaque, point-de-vue tectonique, lineament, nappe, orogénie alpine; Hongrie, Bassin-carpathique. -- 5 ill.

BEVEZETÉS

A dolgozat lényegét a szerző a Kárpát-Balkán Geológiai Asszociáció munkaértekezletén, Herceg-Noviban /Jugoszlávia/ adta elő, 1975 márciusában. MAHEL M. /Pozsony/ és SANDULESCU M. /Bukarest/ erős kritikával illette. Ez érthető, mert a külföldiek nem ismerik az újabb magyar kutatások, főleg a számos /mintegy 6000/ mélyfúrás eredményeit, az ezekből kiértékelhető képet. Azóta még több adat alapján sikerült az ismertetett felfogást biztosabb alapokra helyezni.

1. TÖRTÉNETI ÖSSZEFOGLALÁS

A Magyarország és az egész Kárpátmedence földtani szerkezetét tárgyaló sok munka közül azokat említem meg, amelyek a dinamikus megoldások valamelyi kéhez kapcsolódnak és azokhoz fontos adatokat szolgáltatnak.

* Előadva a Magyarhoni Földtani Társulat Általános Földtani Szakosztályának 1976 nov. 22-i ülésén.

MEGJEGYZÉS: Ez a dolgozat a szerző termékeny életének utolsó munkája. A szöveg leírásában már megakadályozta a hirtelen halál. A Szakosztály vezetőségének felkérésére szövegeztem meg a munkát, az előadás kéziratosa vázlatát, az előadáson készített saját jegyzeteim, az új Kárpát-Balkán tektonikai térkép készítésével kapcsolatos sok baráti beszélgetés és néhány töredékesen fennmaradt munka alapján. Így ez a dolgozat korántsem lehet olyan tökéletes, mintha maga a szerző írta volna meg, de olyan alapvető gondolatokat tartalmaz, amelyeket megörökíteni - még az általam bevitt esetleges hibákkal is - szükséges.

Dr. Körössy László

PETERS K. /1863/ és id. LÓCZY L. megállapításai szerint a Mecsek-Villányi kifejlődések boreálisak és a bánsági kifejlődésekhez hasonlíthatók.

UHLIG V. /1907/ a Magyar Középhegységet allochtonnak tekintette. Ezt később elvetették, de újabban ez a felfogás ismét tért nyer. TELEGDI ROTH K. 1938-ban készült ösföldrajzi térképén a gresteni, mecseki, bánsági, erdélyi érchegegyési és a Vardar-övi mezozoikumot párhuzamosította.

SCHMIDT E. R. /1947/ szerint a Magyar medence neogénjének aljzata DNY-ÉK irányu pásztás elrendeződésű. SZENTES F. /1949/ megállapította, hogy a Kárpátok különböző szegmentumokból épülnek fel és a Nyugati Kárpátok a Hernádvonalnál végződnek. SZALAI T. /1958/ elkülönítette a Pelsői hátat, a Lóczy-küszöböt és a Balaton-vonalat. KŐRÖSSY L. /1956, 1959/ leírta az alföldi flis előfordulást, /1963/ az ország akkor ismert szerkezetegységeit és diszlokációs öveit /a Rába, Balaton, Szolnok-Ebes, Tiszakürt-Körösladány, Pusztamérges-Nagykőrös vonalakat/.

BALOGH K. /1964/ szerint a Bükk-hegység délalpi kifejlődésű. WEIN GY. /1967, 1969/ a Balaton vonalat és a Zágráb-Kulcs vonalat elkülönítette egymástól és közöttük az "Igal-Bükk eugeoszinclinálist" írta le. A Zágráb-Kulcs vonal választja el a Pannonikum Északnyugati Szegmentumát /Igal-Bükk zóna, Magyar Középhegység/ a Délkeleti Szegmentumtól /Mecsek-Villány, Délkelet Alföld/. NAGY E. /1968/ megállapította, hogy a mecseki triász átmeneti germán-alpi kifejlődésű; a lehordási terület északon volt.

SZÁDECZKY KARDOSS E. /1971, 1972/ a köpenydiapir-elmélet, később a lemeztektonika alapján magyarázta a Kárpátmedence szerkezetét. A Balaton-Darnó vonalat északról dél felé irányuló szubdukciónak tekintette. GÉCZY B. /1972, 1973/ a jura faunaprovinciák mai helyzete alapján feltételezi, hogy ezek ma megfordított /inverziós/ helyzetben vannak. A déli, karbonátos self kifejlődésű Magyar Középhegységi és az északi kontinentális szegély kifejlődésű Mecsek-Villányi jura képződmények a mikrokontinensek elmozdulásával kerültek mai helyzetükbe.

LAUBSCHER H. /1971/ szerint a Déli Alpok, Keleti Alpok /Ausztroalpin takarók/ és a Nyugati Kárpátok egyaránt a Tethys déli kifejlődései és az északafrikai /self-hez/ tartoznak. Ezek több mint 100 km-rel reátolódtak a Tethys óceáni kifejlődésü /ofiolitos/ középső övére, a Penninikumra. Ettől az övtől északra a Tethys északi eurázsiai kontinentális szegély-képződménye, a boreális elemeket tartalmazó Helvétikum következik. A Nyugati- és Keleti Kárpátok között a mezozoikumban ősföldrajzi határt tételez fel, kristályos aljzatu mezozoikummal. A Dinaridák ofiolit öve /DNY-i vergenciájú takaró/ a külső dinári egységekre tolódott, és a Belgrád felé folytatódó Periadriai lineamentum /Száva vonal/ mentén tolódott a Déli Alpokhoz nyugat felé minteg 300 km-rel /PETKOVIĆ 1958, SIKOŠEK MEDWENITSCH 1965/. Ezzel meg lehet magyarázni az Alpok és Dinaridák mai helyzetét, azonban a Kárpátmedencéét nem.

PATRULIUS D. /1971/ a Nyugati Kárpátok, nyugati Dacidák és a Villányi, Mecsek hegységek között 300 km-es vízszintes eltolódást tételez fel. A Tátridák északi fáciesét az Erdélyi Középhegységivel párhuzamosítja, ellentétben SANDULESCU M. és más román geológusok felfogásával, akik az Erdélyi Középhegységben a szub-tátrai takaró folytatását tételezik fel. PATRULIUS D. az 1975 évi munkájában jobban kidolgozta ezt a tételt. RADULESCU, D. P. SANDULESCU M. /1973/ valamint HERZ, N., és SAVU H. /1974/ a Keleti Kárpátok és Erdély területével foglalkozik lemeztektonikai alapon. Az első munka a Nyugati Kárpátokat az Erdélyi Középhegységgel párhuzamosítja. A második a Dinaridákat hozza kapcsolatba az Erdélyi Középhegységgel és a Vardar övet nem köti össze az Erdélyi Érchegységgel.

HADŽI E. és munkatársai /1974/ földtani és paleomágneses adatok alapján transzkurrens törések mentén nagyszabású elmozdulásokat tételeznek fel. Az elmozdulásokat akárcsak LAUBSCHER, oligocén végének tekintik. Északi- és déli pannoniai lemezeket különböztetnek meg és azokat a Zágráb-Kulcs szerkezeti vonal mentén különítik el. A mai Alp-Kárpát-Mediterrán térség kialakulását a keletről nyugatra mozgó mikrokontinensekkel és az óceáni kéreg nagyfokú fölemésztődésével magyarázzák.

SZEPESHÁZY K. /1974, 1975/ A Tethys térségét három részre osztja. /1/ Az északi szárny a Helvétikum és Penninikum; a külsőkárpáti flis, a szirtőv, a Zemplénidák, Alföldidák és Transzilvanidák tartoznak ide. /2/ A középső zónába a Keletalpi takarórendszer, a Nyugati Kárpátok, és a Bakonyidák- végül a /3/ déli szárny, ahová a Bükkidák, Délalpok, Appeninek és Dinaridák tartoznak. A Zágráb-Kulcs vonalat Középmagyarországi szerkezeti vonalnak nevezi. Megállapította, hogy az ettől a vonaltól ÉNY-ra és DK-re eső területek alapvetően különböznek. Feltételezi, hogy a két különböző felépítésű terület rész tektonikai mozgásokkal került egymás mellé, az ÉNY-i résznek ékszerű ÉK-re tolódásával.

WEIN GY. /1975/ hercegnovi előadásában a Zágráb-Kulcsi szerkezeti vonalat olyan transzkurrens törésövként fogja fel, amely mentén a Tethys északi selfje /Mecsek-Villányi hegység, Délkelet Alföld, Erdélyi Középhegység tömbje/ a déli /afrikai/ self mellé /az Igal-Bükk, Magyar Középhegységi terület egységei mellé/ tolódott. Végül HORVÁTH F. /1974, 1976/ a Tethysnek a jurában keletre való kinyílását, későbbi záródását és a mikrokontinens lemezek vízszintes mozgásait tételezi fel.

2. A KÁRPÁTMEDENCE HELYZETE AZ ÓALPI ÉS MEZOALPI TEKTONOCIKLUSOK UTÁN

Az Ó- és Mezo-alpi tektonociklusok utáni, vagyis a felsőoligocén utáni helyzet lényegileg azonos a maival. Ebből időben visszafelé kell mennünk ahhoz, hogy a földtani szerkezeti fejlődést rekonstruálhassuk. A szerkezeti egységek mai elrendeződése a következő.

A Magyar medence belsejében Zágráb-Kulcs-Hernád-vonal két nagyszerkezeti egységet különít el. A szerkezeti vonaltól északnyugatra a Pannon lemez Nyugati Szegmentumának, délkeletre pedig a Pannon lemez Déli Szegmentumának területe különböztethető meg.

2. A. A Nyugati Szegmentum déli kifejlődésű mezozoikum az afrikai kontinens északi selfjén a Téthysben képződött karbonátos üledékek észak-északkeletre tolódott kéreglemeze. A vastag karbonátos képződmények paleozoos és prekambriumi alja-

tuk egyes részleteivel együtt reátolódtak a Tethys óceáni kérgére /a Penninikumra/, részben a Tethys északi, eurázsiai partszegélyi képződményeire, a Helvétikumra is. A Tethys északafrikai selfjén képződtek a Délalpi, Ausztróalpin, Szubátrai-gömöri takarórendszerek, valamint a felépítésük szerint ezekhez tartozó Igal-Bükki és Magyar Középhegységi képződmények.

2.1. A Zágráb-Kulcs-Hernád vonal

A Kárpát-ív és a Kárpátmedence kialakulásában a Zágráb-Kulcs-Hernád vonalnak alapvető szerepe van. Földtani fejlődéstörténetében két teljesen különböző területet választ el; eredetileg egymástól távol kifejlődött területrész került szomszédságba a vonal mentén, WEIN GY. /1967-1973/. Ez a szerkezeti vonal a Medvednica hegység, a Kálnik É-i szegélye, az inkei szerkezet, a Kapos völgye és Tamási-Kulcs vonalában Jászberénytől délre húzódva a Hernád vonalhoz kapcsolódik; régebben a Szamos vonallal is összeköttetésben volt.

A Zágráb-Kulcs-Hernádvonaltól északnyugatra levő Nyugati Szegmentum részei a következők.

2.2. Az Igal-Bükki teknő

A Kulcs-Hernádvonaltól közvetlenül északnyugatra következik az Igal-Bükki teknő /WEIN GY. 1969/. A Rozsnyói vonalig követhető, Délalpi kifejlődésű paleo mezozoos üledékeket tartalmaz. A Délalpok, Dél-Karavankák, Juli Alpok, Száva-hegység, Ivancsától furásatok alapján a Mura-Dráva köze, Délzala, Karád, Buzsák, Bugyi területén át egészen a Bükk hegységen túlra követhető.

Néhány jellemző földtani adata a következő. A Szendrői hegység kövületekkel igazolt félig kristályos devon rétegsora /JÁMBOR A. 1961. KOSÁRY ZS. 1976/. Az Upponyi hegység kérdéses devon vagy alsókarbon anchimetamorf képződményei, melyeket a felső Keletalpi, Északi-Karavankák, grázi paleozoikum kifejlődéseivel párhuzamosítanak /FLÜGEL K. 1964/. A Bükk hegység felsőkarbon, tengeri perm-triász rétegsora, a középső triász savanyu és bázisos vulkanizmus, amely délalpi illetve dinári kifejlődésű /SCHREITER Z. BALOGH K. 1964/. A bugyi furá-

sok bükki típusu triász-felsőperm képződményei /KŐRÖSSY 1953, SIDÓ M. et al 1974/ az idetartozást bizonyítják. A Kőszárhegy alsókarbonja, az igali valószínűleg felsőkarbon mészkő, végül a karádi furások schwagerinás-fuzulinás tengeri karbon előfordulásai /MAJZON L. 1956/ stb. is az idetartozásra vonatkozó adatok.

A bükki-délalpi típusú képződmények délre vannak a Balaton-Darnó vonaltól, amely a Periadriai lineamentum folytatása és a déli Alpok északi lehatárolója. Hazánk területén a Balaton-Darnó vonal választja el az Igal-Bükki és a Magyar Középhegységi szerkezeti egységeket.

Az Igal-Bükki vályu üledékei az északafrikai self legidősebb, ujpaleozóos-triász üledékgyűjtőjében keletkeztek a kifejlődő Tethysben. A tenger első, triász közepi kinyílását követő savanyu és bázisos magmatizmus nyomai megvannak a Dél-Karavankákban és a Bükk hegységben. Azonban csak a geoszinklinális teljes kifejlődésével, a jurában-alsókrétában nyílt ki az óceán annyira, hogy megjelenhettek a felső köpeny eredetű ultrabázitok, amelyek elsősorban a Tethys óceáni kéreggégé alakult pennini kifejlődését jellemzik.

Az Igal-Bükki sáv mai szélessége 30-40 km. TRÜMPY R. /1973/ szerint az Alpok kéregrövidülése 400-500 km, így szélességük mintegy háromszorosa volt a mainak. A Délalpokkal azonosítható Igal-Bükki geoszinklinális ág legalább 100 km széles lehetett. Kérdés, mennyi óceáni kéregrész emésztődött föl a Zágráb-Kulcs-Hernádvonal mentén. Az óceáni kéregrész maradványai lehetnek a Medvednica északnyugati részének kréta ultrabázitjai és vulkanitjai /CRNKOVIĆ B. 1963/.

2.3. Balaton-Darnó Vonal

A Balaton-Darnó vonal a Periadriai Lineamentum, illetve ennek keleti része, a Gail-völgyi törés folytatása. ÉK-felé a Rozsnyói vonalig nyomozható. Északi és déli oldalán nagyon különböznek, főként a felsőkarbon és perm képződmények a Karavankákban és Magyarországon is. Nagy vízszintes szerkezeti mozgások feltételezhetőek e vonal mentén: A paleozoikum végén és a mezozoikumban az északi terület keleti-északkelet, a déli oldal délnyugat-nyugat felé tolódhatott el./DE BOER J. 1963, 2343

1965/ GANSSER A. 1968, LENSCH G. 1968, RITSEMA A. R. 1969, LAUBSCHER H. 1973/. Ez a mozgás a perm-ben lehetett a legerőteljesebb. A mezozoikum-ban is felújult, a harmadidőszakban már lényegesen gyengébb volt, de a haránt elmozdulásokat okozó Adriai-tüske benyomulásával még ma is tart.

A Periadriai vonalat régebben az Ausztróalpin takarórendszer gyökérzónájának tekintették. Ujabban /VAN BEMMELEN, NIEUWENKAMP 1967/ mélytörésnek minősítik, amely mentén a köpeny anyaga felnyomult. Ehhez kapcsolódnak a variszkuszi granitoidok, bázitok, az Inszubrikus vonal bázitjai, az alpi tonlitok, szubszekvens vulkanitok.

A Periadriai lineamentumnak a Balaton-Darnó vonal mentén való kelet-északkeleti folytatását a délalpi fáciesegység helyzetén kívül a Bacher-hegységihez hasonló alpi gránitok /Pusztamagyaród, Buzsák/ és a paleogén andezitek láncolata bizonyítja, a Gömör-Szepesi Érchegységig. Ezek között vannak a tóalmási furások és Recsk-Szarvaskő diabázai, ultrabázitjai. SZEPESHÁZY K. vizsgálatai szerint a diabáz közé települt Pythonellás márga és a radiológiai kormeghatározások /90-120 mill. év/ a kréta kort bizonyítják. A perkupai és Bódva-völgyi szerpentint és diabázt újabban szintén kréta koruaknak tekintik és a Balaton-Darnó vonallal hozzájuk kapcsolatba. Régebbi leírók /PANTÓ G. KAMENICKY J. /1957/, KÁNTOR J. /1957/ még a triászba sorolták; most a mélytörés mentén a köpenyből felnyomult magmatitoknak tartják e képződményeket.

A paleogén andezitek, a zalai mélyfurások, a Velencei hegység, Budai hegység, Bugyi, Recsk láncolata révén Rudabányán át szintén követhetők egészen a Gömör-Szepesi Érchegység keleti széléig, /SZALAI T. 1938/.

A Balaton-Darnó vonal mentén többször megújuló mozgások /TELEGDI ROTH K. 1951, SCHRÉTER Z. 1943, PANTÓ G. BALOGH K. ZELENKA T. /1973/ történtek, WEIN GY. /1974/ szerint délkelet irányú feltolódások /Budai takaró/ is végbementek. SZÁDECZKY KARDOSS E. /1971, 1972/ szerint a paleogén magmatizmus alapján itt szubdukció is történt.

Megállapítható, hogy a délalpi kifejlődésű Igal-Bükki eugeoszinklinális északi szejelyén húzódó Balaton-Darnó-vonal a Periadriai lineamentum folytatása.

2.4. A Magyar Középhegységi vályu

A Balaton-Darnó vonaltól északnyugatra következnek a Magyar Középhegység paleo-mezozóos képződményei. Ezek párhuzamosíthatók a gráci paleozoikum és az ausztroalpin takarórendszer képződményeivel; kifejlődésük hasonló. Északkeleten az ugyanezen a csoporthoz tartozó Gölnici, Gömöri és Szubtátrai képződmények a Hernád vonalig követhetők, de még a Homonnai-hegységben is megvan a Nyugati Kárpátok Krizsna-i kifejlődése /MAHEL M. 1971/.

Azonban a Kárpátalján mélyült furások a neogén aljzatban már a délkeleti szegmen- tumhoz tartozó /északi self/ rétegsorokat tárták fel. A Bihari Autochton egyes fá- zisai magastátrai északi kifejlődésre utalnak; ugyszintén a Kodru takarórendszer Kárpáti keuper és gresteni fáciesei is.

A Déli- és Keleti Alpok, Nyugati Kárpátok vonulatai tehát nem követhetők a Zág- ráb-Kulcs-Hernádvonaltól keletre.

LAUBSCHER H. szerint az Ausztroalpin takarórendszer, a Szubtátrikum és ki- fejlődése alapján a Magyar Középhegység is idetartozik. Mindez szerinte az afrikai /déli/ self képződménye volt és teljes egészében rátolódott a Tethys óceá- ni kérgét képviselő Penninikumra.

Ezt a tektonikai helyzetet a Tethysre jellemző faunaképen kívül elsősorban a déli self kifejlődések alatt elhelyezkedő és ablakokban felszínre bukkanó Pennini kép- ződmények bizonyítják.

Az előbbieken alapján a Magyar Középhegység alatt föl kell tételezni az egykori Tethys ó c e á n i térségének képződményeit, a Penninikumot. Hogy ez valóban így van, arra ma még kevés a bizonyíték. De pl. ÁDÁM A. /1974/ magnetotelluri- kus mérésekkel jól vezető réteget mutatott ki a Bakony alatt, mely a Moho-val együtt süllyed és délkeletre emelkedik. Ezt grafitos palák előfordulásával magya- rázza. A vezetőképesség növekvése összefügghet a Penninikummal, ahol grafitos

palák és ultrabázitok szerepelhetnek. Ultrabázitos zárványok gyakoriak a neogén effuzív kőzetekben, amelyek esetleg a Pennini képződmények ultrabázitjaiból kerültek felszínre /EMBEY ISZTIN A. 1976/. ÁDÁM O. vizsgálatai szerint a Bakony alatt nagyobb sűrűségű tömeg van, amely a Moho negatív anomáliáját kiegyenlíti. Gondolhatunk a paleo-mezozóos allochton takaró alatti bázisos magmatitokban gazdag Pennini képződményekre is.

2. B. Pennini képződmények

A Tethys középső óceáni területeihez tartoznak a Nyugati Alpok Pennini fáciesű képződményei, amelyek - a Keletalpi takarók alól ablakokban a felszínre kerülnek, /Engadin, Tauern, Wechsel és Maltern ablakok/. Magyarországon a Kőszegi hegység epimetamorf kőzeteiről nemrégén mutatták ki, hogy krétakoriak és a Penninikumhoz tartoznak, amely a reátolódott Alsó-keletalpi durva-gneisz takaró alatt idáig folytatódik, /SCHMIDT W.J. 1956, PAHR A. 1960, SCHÖNLAUB H. 1973/.

A pennini képződmények keleti folytatását Magyarország területén egyelőre nem ismerjük. A Kisalföld neogén képződményei alatt a furások keletalpi kifejlődésű szilur, devon képződményeket mutattak ki /KÓRÖSSY L. 1958, BALÁZS E. 1971, 1975/. Az Ikervári területen anchimetamorf agyagpala, homokkő, konglomerátum összletből valószínűleg felsőjura alsókréta mikrofauna került elő /KŐVÁRY J./, Eszerint itt is a Pennini képződmények folytatását véljük felismerni. A soproni alsó-keletalpi takaró alatt is Penninikumot lehet feltételezni. Esetleg még a Melléti /Meliata/ sorozat mélytengeri radioláriás, csökkent vastagságú triász képződményeit lehet ide sorolni, amely talán Rudabálya-Recsk környékén is megvan. A Zágráb-Kulcs-Hernád vonaltól keletre nem ismerünk Pennini kifejlődéseket.

Lehetséges, hogy a Balaton-Darnó vonal menti krétakori diabázok és ultrabázitok szintén az óceáni Pennini képződményekhez tartoznak.

2.5. Helvétikum képződményei

A Tethys óceán északi szélén, az eurázsiai kontinens párkányán a Nyugati Alpokban megismert helvét fácies alakult ki, amely az északi szárazulat közelségének jeleit viseli magán, mind az élővilágban, mind a lepusztulási anyagban. Üledékei az északi szárazulatról származnak. A felsőkarbon az északeurópai produktív felsőkarbonhoz hasonlóan tavi, folyami üledék, a felsőtriász: keuper, a liász pedig: gresteni fáciesű. Ezek tehát kontinens peremi üledékek; ősmaradványaik pedig északi rokonságra utalnak.

A Helvétikum képződményei a Nyugati Alpokban elkeskenyednek, reájuk tolódtak a Penninikum és az Ausztroalpin takarók. A Nyugati Kárpátokban feltételesen ide sorolják a Pienini szirtövet /TOLLMANN A. 1967, ANDRUSOV D. 1968/, de mások a penninikumhoz is csatolják /GWINNER M. 1971, RICHTER D. 1974/.

Lényeges, hogy északról délfelé, távolodva az eurázsiai szárazulattól, a mezozoikumban csökken a törmelékes üledékanyag mennyisége és az élővilág északi jellege. Uralomra jut a nyílttengeri üledék és megjelennek az ofiolitok. Egészen délen /Ausztroalpin, Délalpok/ vastag nyílttengeri, meleg-sekélyvizi zátonymészkövek uralkodnak amelyek már az afrikai szárazulat kontinentális párkányához tartoznak. Az északi és déli jelleg nem mindenütt különül el, keveredik is.

2. C. Keleti Szegmentum

A Kelet-Pannon Szegmentum a Hernád-Kucs-Zágráb vonaltól délkeletre van. Kifejlődése a Tethys északi partszegélyére, a Helvétikumra utal.

A Zágráb-Kulcs-hernádvonaltól délkeletre olyan hirtelen váltják fel a délalpi kifejlődésű Igal-Bükki geoszinklinális képződményeit a Tethys északi partszegélyére utaló kifejlődések, hogy ennek a fordított helyzetnek a transzkurrens törés mentén való eltolódással történő magyarázata magától adódik. A Pieniny szirtöv a Terec völgyénél, illetve Batizánál hirtelen véget ér, amit a Zágráb-Kulcsi vonal egyik folytatása, a Szamos vonal menti eltolódás okozhat.

A Kelet-Pannon Szegmentum kifejlődését felszíni és mélyfurási adatokból ismerjük, utóbbiakat főként KÉMÉNCZY R., KŐRÖSSY L., SZEPESHÁZY K., VÖLGYI GY. munkáiból. A kifejlődések jellegzetesen a Tethys északi partszegélyére utalnak. A lehordás északról délre történt. Ó- és mezoalpi szerkezetegységeket lehet megkülönböztetni.

A Zágráb-Kulcsi szerkezeti vonaltól közvetlenül délre a Lóczy - kűszöb /SZALAI T./ kristályos képződményeit találjuk. Ez felelhet meg a Sziléziai hátságnak. Az ettől délre levő szerkezeti egységek a következők.

1. A Kurdi övezet az előbbtől délkeletre van. Párhuzamosítható a horvátországi Sleme ofiolitos képződményeivel. A kurdi ofiolitok kora SZEPESHÁZY K. szerint felsőjura-alsókréta. Északkeleti folytatása feltételezhető a Szamos vonalig, az ebesi és beregszászi furások jura ofiolitjai mentén, illetve azoktól északra és talán a Máramaros Rahói zónájának felel meg, amire SZÁDECZKY KARDISS E., VJALOV O.SZ., GLUSKO, SZVIRIDENKO /1973/ és KRUGLOV munkái is utalnak.
2. A Kaposfő - mágocsi kristályos hát olyan terület, amellyel legfeljebb vékony perm és mezozoikum van kapcsolatban.
3. A Mecsek-kiskőrösi vályu. Gyorsan süllyedő, felsőkarbon, perm triász, jura, alsókréta /cenománig/ üledékösszetet tartalmazó árok, alkáli diabáz vulkanitokkal. Északkelet felé Kiskőrösön Bugacon át Ebesig vannak furási adataink a mecseki típusu mezozoikumról és alkáli vulkanitokról. Talán a Pieninekkal hozható kapcsolatba.
4. A Mórággyi kristályos hát.
5. A Villányi kifejlődés öve. Vastag felsőkarbon, perm, triász üledékekkel, csökkent vastagságú hézagos jurával, zátonykifejlődésű alsókrétával, bauxittelepekkel. A bogádmindszenti típusu felsőkarbon a Zempléni Szigethegységig követhető, a sárospataki furásokban villányi típusu malm mészkő van /NAGY I. kézirat/.
6. A Déli kristályos hát.

7. A Vajdasági mezozóos öv, karbonátos kifejlődésű triásszal.

A Tethys északi partszegélyére utaló néhány adat távolabbi területekről a következő.

A bihari autochton üledékeiben északi üledékszállítás és részben északi /germán/ jellegű mezozoikum, gresteni fáciesű liász található. A Gétikum és Danubikum É-európai jellegű produktív felsőkarbont, gresteni fáciesű liászt tartalmaz. A Danubikumban a mecsekihez hasonló alkáli diabázok vannak. A teljes vastagságu és a csökkent-hézagos mezozóos rétegek párhuzamosan váltakoznak más északi területekkel. A Szörényi /Severin/ szerkezetegység krétakori alkáli vulkanitjai, ofiolitjai a mecsekiével rokonvonásuak, a Resicai öv is hasonló.

3. TEKTOGENETIKAI ÖSSZEFOGLALÁS

A térség tektonikus mozgásai már a permben megindultak, aminek nyomait pl. az Igal-Bükki vályu tengeri perm képződményei vagy a Kocs-takaró perm alsótriász melafirsorozata jelzi.

Az I. óalpi /triász/ tektonociklus idején megindult a Tethys óceáni szétnyílása, mélytörések keletkezésével és alkáli-rift vulkanizmussal, melynek nyomai pl. a Periadriai-Balaton-Darnó vonal bázisos magmatitjai. Kifejlődött a déli partszegélyi és északi partszegélyi /Helvét/ fácies.

A II. óalpi /jura és alsókréta/ tektonociklus idején teljesen kinyílt a Neotethys óceán, kb. 2500-3000 km szélességre. Kialakult az óceáni kéreg, ofiolitos ultrabázitokkal, tholeites vulkanitokkal, a kontinentális talpazathoz közeli kinyíló árkokban alkalidiabáz vulkanizmussal, mélytengeri és bündeni-aspid üledékformációkkal /Penninikum/. A Periadriai vonal mentén nagy vízszintes elmozdulások kezdődtek.

A III. óalpi tektonociklus /alsó-felsőkréta, ausztriai és mediterrán orogén periódusok/ folyamán kialakult az Ausztróalpin, Szubtátrai, Dacida takarórendszer, miközben a Periadriai-Balaton-Darnó vonal mentén is megélnkültek a vízszintes és helyenként szubdukciós mozgások. A Balaton-Darnó vonalon délfelől megkezdő-

dött az I. szubdukciós mozgási szakasz, a Rába vonal mentén pedig az összeroldódás. Kialakultak a Tátra, Csertovica, Gömöri, Rozsnyói szerkezeti vonalak és megindult a II. szubdukciós mozgás észak felől. A Zágráb-Kulcs-Szamos vonal mentén egymás mellé tolódott a Nyugati- és Keleti Szegmentum. A késői iniciális magmatevékenység befejeződött és a Szupragéta és Géta takarók közötti lineamentum mentén a Vardar öv felől óceáni kéreg-emésztődött fel a III. szubdukciós mozgások folytán.

A IV. mezoalpi tektonociklus folyamán(felsőkréta-oligocén) folytatódott a Tethys összeszűkülésének folyamata. A Balaton-Darnó és Zágráb-Kulcs-Hernád vonal mentén tovább folytatódott a Nyugati- és Keleti Szegmentum egymás melletti ellentétes mozgása. Kialakult a Hernád-Szamos sarok. A Száva vonaltól délnyugatra levő Dinaridák az észak felé nyomuló Adriai túske felé tolódtak. A Moesia-i tömb erőteljesen Ny-felé mozgott, kialakult a Géta takarórendszer. Létrejött a Pienninek íve mögötti előmélység és a Podhalei medencék, létrejött a flis miogeoszinklimális. Kialakult az Alföldi flisvályu és össze is préselődött a Keleti Szegmentum ÉNY-irányú mozgása következtében. Lényegileg létrejött a Pienninek-Csahló /Ceahlău/ - Szörényi /Severin/ egységek által egybefogott Kárpát térség.

A szerkezeti vonalak mentén szubszekvens magmaműködés folyt. Így a felsőkréta kori gömöri gránitok valószínűen a Tátrai-lineamentumhoz tartoznak. A felsőkréta-eocén banatit magmás működés a Vardar vonaltól keletre szubdukciós vonalhoz, vagy a Szupergéta-Géta közti lineamentumhoz kapcsolódik. A paleogén tonalit-andezit kitörések termékei a Periadriai-Balaton-Darnó vonal mentén felszínre került mészkáli kőzetek.

A lineamentumok menti spilitek az újabb vizsgálatok alapján az egymás mellett elcsuszó lemezek mentén kialakuló magas hő és nyomás hatására keletkeztek a felső köpenyből felemelkedő bázisos magmából. A spilitesedést megtaláljuk a mecseki, medvednicai, kurdi, tóalmási és bükki krétakori bázitokban. A mozgások alatt az óceáni kéreg is nagyrészt fölemésztődött /penninikum/, úgy, hogy két fő szerkezeti vonal mentén nem csak egymás mellé tolódott a Nyugati- és Keleti Szegmentum, hanem szubdukció is végbemehetett. Szubdukcióra, vagyis az óceáni, esetleg kon-

tinentalis kéreg főlemésződésére az alacsony hófoku és magas nyomású metamorfózis utal, amit a Bódva felső folyása mentén kimutatott glaukofanitok jeleznek /KAMENICKY J. 1957, KANTOR J. 1955, 1956/. De erre utal az említett eocén szubszekvens magmatizmus összefüggő vonala is. A Nyugati Szegmentumban három helyen is ismerjük az egykori Tethys jurakori ofiolitos óceáni kérgének valószínű maradványait: a Pennin ablakban /Kőszeg/, a Tóalmás-Recsk-Perkupa-Bódva mentén és a Medvednicában.

Az V. neolpi tektonociklus /neogén/ idején jöttek létre a flis geoszinklinális takarói, reátolódva a molsasszra és az eurázsiai tábla részeire /Cseh-masszívum, Ukán-pajzs stb./ A Kárpátok szigetive tovább fejlődött; ez még ma is tart pl. Moldovában. Mögötte süllyedő neogén medencék keletkeztek: Bécsi medence, Kisalföld, Pannon medence, Kárpátaljai süllyedék /Técsői medence/ Erdélyi medence. Az Adriai túske tovább nyomult É-ra és a Dinaridák alá, amelyek É-ÉNY-felé mozognak ma is.

Az iv mögötti neogén medencékben szubszekvens neutrális-bázisos magmás működés folyt a középső miocéntól a negyedkorig.

A SZÁDECZKY KARDOSS E. és STEGENA L. "geotumor" és "köpenydiapir" elméletei az utolsó neogén szubdukcióhoz tartozó kéreg elvékonyodást, hőáram-anomáliát és fiatal vulkánizmust magyarázzák. Figyelembe véve a harmadidőszaki vulkáni övek elterjedését, a mélységi magmazónák nagyrészt mégis már korábbi, az óalpi-mezoalpi szubdukciók alatt keletkezhettek, amikor a Tethys óceáni kérgé nagymértékben konszumálódott a Periadriai-Balaton-Darnó vonal mentén. Esetleg a Zágráb-Kulcs-Hernád-vonal is beleszólt ebbe. A neogén vulkáni anyag felemelkedése mindenképpen a felujuló egykori fő szerkezeti vonalak mentén történetelt. Igen figyelemre méltó a Selmezbányai Hegység - Börzsöny - Dunazug hegység elterjedésének egybeesése a RÓTH Z. által megállapított Északeurázsiai tömb előreugró és csaknem a Mátráig benyomuló lemezével. Ebben az értelemben a Vihorlát-Gutin-Kelemen-Hargita hegységek vulkánjainál valóban az Eurázsiai tábla szubdukciójára gondolhatunk. De a Tokaji hegységi - nyírségi vulkanitok, az alföldi - somogyi neogén vulkáni övezet keletkezésénél kézenfekvő a Zágráb-Kulcs-Hernád-vonal hatására gondolni.

Összefoglalás

1. A Zágráb-Kulcs-Hernád-vonallal elválasztott Nyugati- és Keleti Szeegmentumok az afrikai, illetve az európai kontinentális selfhez tartoznak, a Penninikum pedig a kinyílt Tethys óceáni képződménye.
2. A Zágráb-Kulcs-Hernád-vonal mentén ismeretlen távolságról, /de legalább 500-1000 km/ inverz helyzetben egymás mellé sodródott a két szeegmentum.
3. A mozgás elsősorban az ausztriai-mediterrán fázisok alatt /alsó-felsőkréta/ ment végbe és lényegileg a paleogén végéig befejeződött. Létrejöttek az Ausztroalpin, Szubtátrai, Gömöri takarók és Dacidák.
4. Az egymás mellé sodródás közben három szubdukciós övezet alakult ki. /1/ Periadriai lineamentum - Balaton-Darnó vonal mentén az óceáni kéreg fölemész-tődésével /esetleg a Zágráb-Kulcs-Hernádvonal mentén is történt alátolódás/. /2/ A Vardar-övezet kelet-, illetve akkor még észak felé tolódott, a Szerb-Macedon tömeg alá. /3/ Tátrai- vagy Pienin lineamentum mentén kezdett az eurázsiai tömb a szubtátrai takarórendszer alá tolni.
5. A szubdukciók illetve mély törések hatására felsőkréta-paleogén mészkalkali magmatizmus jött létre.
6. A Neogén szigetiv alakult ki /II. szubdukció/ az iv mögötti mészkalkáli vulkanizmussal.

Megoldandó kérdések

1. Az ofiolitok kora és tektonikai jelentésük kérdése.
2. A Periadriai-Balaton-Darnó vonal menti mozgás, szubdukció és a vele kapcsolatos magmatizmus és ércesedés.
3. A Zágráb-Kulcs-Hernádvonal mentén történt-e a vízszintes mozgás mellett szubdukció.

4. A "Mellétei sorozat" és a vele kapcsolatos ultrabázitok és ofiolitok kérdése,
5. A banatitok tektonikai jellege és magyarországi előfordulásai.
6. A kurdi ofiolitok hovátartozása.
7. A neogén vulkanizmus és a Zágráb-Kulcs-Hernád vonal összefüggése.
8. A Kárpátaljai /Técsői / aljzat medence korának és tektonikájának pontosabb megállapítása.

IRODALOM - REFERENCES

1. ÁDÁM A.
A Dunántuli Középhegység mélyszerkezetének vizsgálata inhomogén MT modellel. - *Magy. Geof.* 15. 1-2, 63-69., Budapest.
2. ANDRUSOV D. 1968.
Sedimentation in der Nordkarpatischen Geosynklinale. - *Geol. Rundschau* 56. 63-69.
3. ANDRUSOV D. 1968.
Grundriss der Tektonik der nördlichen Karpaten. - *Slov. Akad. Vied, Bratislava.*
4. BALÁZS E. 1971.
A Kisalföld medencealjzatának ópaleozóos kőzetei. - *Földt. Int. Évi Jel. az 1969. évről.* Budapest.
5. BALÁZS E. 1975.
A Kisalföld medence paleozóos kőzetei - *Földt. Kut.* 18. 4, 17-26. Budapest.
6. BALOGH K. 1964.
A Bükkhegység földtani képződményei. - *MÁFI Évk.* 48. 2, 245-719, Budapest.
7. BEMMELEN R. W. van, 1960.
New views on East-alpine Orogenesis. - *Proc. XXI. Session, Int. Geol. Congr.,* 13, 99-116, Copenhagen.
8. BERNOULI, D. - LAUBSCHER, H. 1972.
The palinspastic of the Helenides. - *Ecl. Geol. Helv.* 65. 1, 107-118.
9. DE BOER, J. 1963.
Geology of the Vicentinian Alps with special reference to their paleomagnetic history. - *Geol. Ultraiect,* 11, 178. Utrecht.
10. DE BOER, J. 1965.
Paleomagnetic indications of megatectonic movements in the Tethys. - *J. Geophys. Res.* 70. 4, 931-944.
11. BODZAY I. 1977.
Földtani modell neogénnél idősebb képződményeink szénhidrogénkutatósi perspektíváinak megítéléséhez. - *Ált. Földt. Szemle* 10, 113-184, Budapest.

12. BÖGEL A. 1975.
Zur Literatur über die "Periadriatischen" Nath. Jahrb. Geol. B.A.
Wien.
13. CRNKOVIĆ, B. 1963.
Petrografija i petrogeneza magmatika severnej strane Medvednice. - Geol.
Vjesnik, 15. Zagreb.
14. EMBEY-ISZTIN A. 1976.
Felsőköpeny eredeti lherzolit zárványok a magyarországi alkáli olivin-
bazaltos, bazaltos vulkanizmus kőzeteiben. - Földt. Közl. 106, 42-51,
Budapest.
15. FLÜGEL, K. 1964.
Paläozoikum in Österreich. - Mitt. Geol. Ges. Wien 56. 402-443, Wien.
16. GANSSER, A. 1968.
The Insubric Line, a Major Geotectonic Problem. - Schw. Min. Petr.
Mitt. 48, 123-143, Zürich.
17. GÉCZY B. 1972.
The Origin of the Jurassic Faunal Provinces and the Mediterranean
Plate Tectonics. - Ann. Un.Sci. R. Eötvös nom., Sect. Geol, 16,
Budapest
18. GÉCZY B. 1973.
Plate Tectonics and Paleogeography of the East Mediterranean Mesozoic. -
Acta Geol. Ac. Sc. hung. 17, Budapest.
19. GLUSKO V. V, KRUGLOV Sz. Sz. 1971.
Geologiceszkoe sztroenie i gorjucsie iszkopaemüe Ukrainszkih Karpat. -
Moszkva
20. GWINNER, M. 1971.
Geologie der Alpen, Stratigraphie, Paläogeographie, Tektonik. -
Stuttgart, Schweizerbart VIII. 447.
21. HERZ, N. SAVU, H. 1974.
Plate Tectonic History of Romania. - Geol. Soc. Am. Bull. 85.
1429.
22. HORVÁTH F. 1974.
Application of Plate Tectonics to the Carpatho-Pannonian
Region: a Review. - Acta Geol. 18. 3-4, 243-255, Budapest.
23. HORVÁTH F. 1976.
The African/Adriatic Promontory as a Paleogeographical Premise for
Alpine Orogeny and Plate Movements in the Carpato-Balkan Region. -
Tectonophysics 35, 71-101.

24. JÁMBOR Á.
A Szendrői és Upponyi hegység összehasonlító földtani vizsgálata. - MÁFI Évi Jel. 1957-58. évről 103-119, Budapest.
25. KEMENICZKY, J. 1967.
Die Regionalmetamorphose in der Westkarpaten. - Acta Geol. Ac. Sc. hung. 11. 1-3, 3-13. Budapest.
26. KANTOR J. 1957.
 A^{40}/K^{40} Methode zu absoluten Alterbestimmungen und das Alter des Gemeriden-Granites von Betliar, Zips - Gömörer Erzgebirge. - Geol. Prace, 11, 188-200, Bratislava.
27. KOSÁRY ZS. 1976.
A Szendrői hegység devon képződményei. /Kézirat/.
28. KÓRÖSSY L. 1953.
Adatok az Alföld északnyugati részének földtani ismeretéhez. - Földt. Közl. 83/1, 3-12, Budapest.
29. KÓRÖSSY L. 1958.
Adatok a Kisalföldi mélyföldtanához. - Földt. Közl. 88/3. 291-298, Budapest.
30. KÓRÖSSY L. 1959.
A Nagy Magyar Alföld flis jellegű képződményei. - Földt. Közl. 89/2, 115-124, Budapest.
31. KÓRÖSSY L. 1964.
Tectonics of the Basin Areas of Hungary. - Acta Geol. Acad. Sc. Hung. T. 8. 377-394, Budapest.
32. KÓVÁRY J. 1969.
Mikropaleontológiai vizsgálatok a hazai kőolajkutatóban. - Földt. Közl. 98/1, 47-54, Budapest.
33. LAUBSCHER, H. P. 1971.
Das Alpen-Dinariden Problem und die Palinspastik der nördlichen Tethys. - Geol. Rundschau 60/3, 831-833.
34. LAUBSCHER, H. 1971.
The Large-Scale Kinematics of the Western Alps and the Northern Apennines and its Palinspastic Implications. - Am. Jour. Sci. 271, 193-226.
35. LAUBSCHER, H. 1972.
Some Aspects of Jura Dynamics. - Ann. Journ. of. Sci. - Vol. 272, 293-304.

36. LENSCH, G. 1968.
Die Ultramafite der Zone von Inrea und ihre geologische Interpretation.
- Schw. Min. Petr. Mitt. 48/1. 91-102.
37. MAJZON L. 1965.
Kőolajkutatósaink újabb rétegtani eredményei. - Föld. Közl. 86. 44-58.
Budapest.
38. MAHEL, M. 1971.
The Humenské pohorie Mts. from the Sight of Some New Stratigraphic
Information. - Min. Slovaca. 3 / 11, 243-246, Bratislava.
39. MAHEL M. 1974.
Some Remarks on the European Alpides from the Point of View of Some
Aspects of New Global Tectonics. - Geol. Zbornik, Geol.
40. NAGY E. 1968.
A Mecsek hegység triász időszaki képződményei. MÁFI Évk. 51,
/1, 1-198, Budapest.
41. PAHR A. 1966.
Ein Beitrag zur Geologie des nordöstlichen Sporns der Zentral-alpen. -
Verh. d.G.B.A. Wien 274-282, Wien.
42. PANTÓ G. 1961.
Mezőzóos magmatizmus Magyarországon. - MÁFI Évk. 49/3,
789-799, Budapest.
43. PATRULIUS D. 1971.
Unitatea de Valani: un nou element structural al sistemului pinzelor de
Codru /Muntii Apușeni/. - D.d.S. Inst. Geol. Buc. 57. 155-171,
Bucuresti.
44. PETERS K. F. 1863.
Bemerkungen über die Bedeutung der Balkanhalbinsel als Festland in
das Liasperiode. - Sitzungsber. d. k. Akad. d. Viss. 48, Abt. I. Wien.
45. PETKOVIC K. V. 1958.
Tektonischer Bau der Dinarigen Jugoslawiens. - Jb. Geol.
B. A. Wien, 101/1.
46. RADULESCU, D. P. SĂNDULESCU M. 1973.
The Plate Tectonics Concept and the Geological Structure of the
Carpathians. - Tectonophysics 16. /1. 155-161.
47. RICHTER D. 1974.
Grundriss der Geologie der Alpen. - Berlin - New York

48. RITSEMA A. R. 1969.
Seismo-tectonic Implications, A Review of European Earthquake Mechanism. - Geol. Rundschau, 59./1. 35-
49. ROTH Z. 1965.
Die Tektonik des Westabschnittes der Äusseren Karpaten in der ČSSR, - Verh. Geol. B.-A. Sonderheft, G. 56-85, Wien.
50. SCHÖNLAUB H. 1973.
Schwamm Spiculae aus dem Rechnitzer Schiefergebirge und ihr stratigraphischer Wert, - Jahrb. d. G. A. Wien 116, 35-49. Wien.
51. SCHMIDT W. J. 1956.
Die Schieferinsel am Ostrand der Zentralalpen. - Mitt. Geol. Ges. Wien. 47.
52. SCHRÉTER Z. 1943.
A Bükk hegység geológiája. - MÁFI Évi Jel. 5/1, pp. 378. Budapest.
53. SIDÓ M., ZALÁNYI B., SCHRÉTER Z. 1974.
Neue paläontologische Ergebnisse aus dem Oberpaläozoikum des Bükkgebirges. Akad. Kiadó, pp. 289. Budapest.
54. SIKOŠEK B., MEDWENITSCH W. 1965.
Neue Daten zur Fazies und Tektonik der Dinariden. - Verh. Geol. B.-A., Sonderheft G, 86-12, Wien.
55. SZÁDECZKY KARDOSS E. 1971.
A Kárpát-Dinarid terület az új globális tektonika szemszögéből. - Geonómia és Bányászat 4./1, Budapest
56. SZÁDECZKY KARDOSS E. 1972.
A mediterrán típusú szubdukció és a Kárpát-Pannon-Dinarid szerkezet modellje. - Geonómia és Bányászat, 5, Budapest.
57. SZALAI T. 1938.
Eine paläogene vulkanische Kette entlang der "O"-Linie des Ungarischen Internid. - Zentralblatt f. Min. pp. 65-59.
58. SZALAI T. 1958.
A Kárpátok geotektonikai szintézise. - Geofizikai Közl. 7. 116-146, Budapest.
59. SZENTES F. 1949.
A kárpáti hegységrendszer helyzete az alpi orogénben. - Föld. Közl. 79/1, Budapest.

60. SZEPESHÁZY K. 1973.
A Kárpátok és az Alföld metamorf képződményeinek kapcsolata. - Ált. Földt. Szemle 3. 5-58, Budapest.
61. SZEPESHÁZY K. 1975.
A Nagyalföld mezozoos magmás képződményei. - /Előadás a MFT. Általános Földtani SzO. Tektonikai Ankétján. 1975./
62. SZEPESHÁZY K. 1975.
Az Északkeleti Kárpátok földtani felépítésének és a kárpáti térségben való nagyszerkezeti helyzetének vázolata. - MFT Ált. Földt. Szemle 8, 25-50, Budapest.
63. SZVIRIDENKO V.G. 1973-74.
Geologiceszkoje sztroenyie doneogenovo fundamenta Zakarpatszkiego progiba. - Referátum kandidátusi dolgozatokról, - I. Frankó egyetem Lvov 1973. Előadás MFT. Ált. Föld. SzO. 1974. XI. 27-i szakülésén.
64. SVIRIDENKO V.G. 1976.
Geological Structure of the Preneogene Substratum of the Transcarpathion Depression. - Mineralia Slov. 8./5. 395-406, Bratislava.
65. TELEGDI ROTH K. 1951.
A bükkszéki ásványolajkutatás és termelés földtani tanulságai. - MÁFI Évk. 40./3-19, Budapest.
66. TOLLMANN A. 1963.
Ein Querprofil durch den Ostrand der Alpen. - Ecl. Geol. Helv. 60. 1, 109-135, Zürich.
67. TOLLMANN A. 1969.
Die Tektonische Gliederung des Alpen-Karpaten Bogens. - Geologie 18./10, 1131-1155.
68. TRÜMPY R. 1973.
The Timing of Orogenic Events in the Centrol Alps. - In. K. A. de Jong, R. Scholten /editors/: Gravity and Tectonics. Willey & Co. New York.
69. Uhlig V. 1907.
Über die Tektonik der Karpaten. - Sitzungsber. d. Ak. Wiss. XVI. Wien.
70. VJALOV O. SZ. 1965.
Glubinnie razlomü i tektonika Karpat. - Geol. Sbornik, 3. Lvov.
71. WEIN GY. 1967.
A Délkelet-Dunántul hegységszerkezeti összefüggései az óalpi ciklusban. - Földt. Közl. 97/3, 286-293, Budapest.

72. WEIN GY. 1969.
Ujabb adatok a Villányi hegység szerkezetföldtani felépítéséhez. - Földt. Közl. 99/1, 47-59, Budapest.
73. WEIN GY. 1969.
Tectonic Review of Neogene Covered Areas of Hungary. - Acta Geol. Ac. Sci. hung. 13/. 399-436, Budapest
74. WEIN GY. 1972.
Magyarország neogén-előtti szerkezetföldtani fejlődésének összefoglalása. - Földt. Közl. 96./4, 302-328, Budapest
75. WEIN GY. 1974.
A Budai hegység fejlődéstörténete és tektonikája. - Földr. Közl. 22/2, 97-112, Budapest.
-
76. Zelenka T. 1973.
New Data on the Darnó Magmatectonic Zone. - Acta Geol. Acad. Sc. Hung. 17. 155-162, Budapest.

OUTLINES OF THE DEVELOPMENT OF THE CARPATHIAN BASIN

By

Gy. Wein *

ABSTRACT

Widely diverging opinions have been published on the development of the Carpathian Basin. Several authors interpreted the present -day juxtaposition of North- and South-Alpine formation types, near-shore and off-shore facies types, by large-scale horizontal displacements of lithospheric plates. This approach is supported and documented by the present paper, too.

LAUBSCHER /1971/ assumed that the Mesozoic sequences of the South- and Austro-Alpine, West-Carpathian and Hungarian Central Mountains areas originate from the southern region of the Tethys sea, i. e. from the North African continental shelf. These formations of southern facies have been overthrust onto the ophiolitic central belt of the Tethys, the Penninicum, and even onto the Helveticum characterized by boreal elements and features of the Eurasian continental shelf.

In Hungary, the occurrences of Mesozoic formations of Austro-Alpine type are limited towards the South by the Balaton-Darnó lineament, the South-Alpine ones of the Igal-Bükk belt by the Zágreb-Kulcs-Hernád lineament [= Central Hungarian Lineament/]. Below these the presence of the Penninicum is suspected.

SE of the Central Hungarian Lineament or structural zone, formations characteristic of the Helveticum [= Northern shelf of the Tethys/ crop out in SE-Transdanubia and have been disclosed by drilling in the basement of the Great Hungarian Plain.

This situation can be explained by assuming the transcurrent fault character of the Balaton-Darnó and the Central Hungarian lineaments.

The West-Pannonian plate /Western Segment/ situated NW of the transcurrent fault moved towards NE, while the East-Pannonian plate /Eastern Segment/ drifted

towards SW. In this way the Mecsek Mountains area of northern facies is found now South of the Bakony area of southern facies.

It has been established that the Balaton-Darnó lineament is a prolongation of the Periadriatic Lineament along which evidence of horizontal displacements has already been known.

The horizontal movements in the Carpathian area as reconstructed by the author are illustrated on five sketch maps. The principal ones are assigned to the Austrian and Mediterranean orogenic phases and have been finished till the end of the Paleogene.

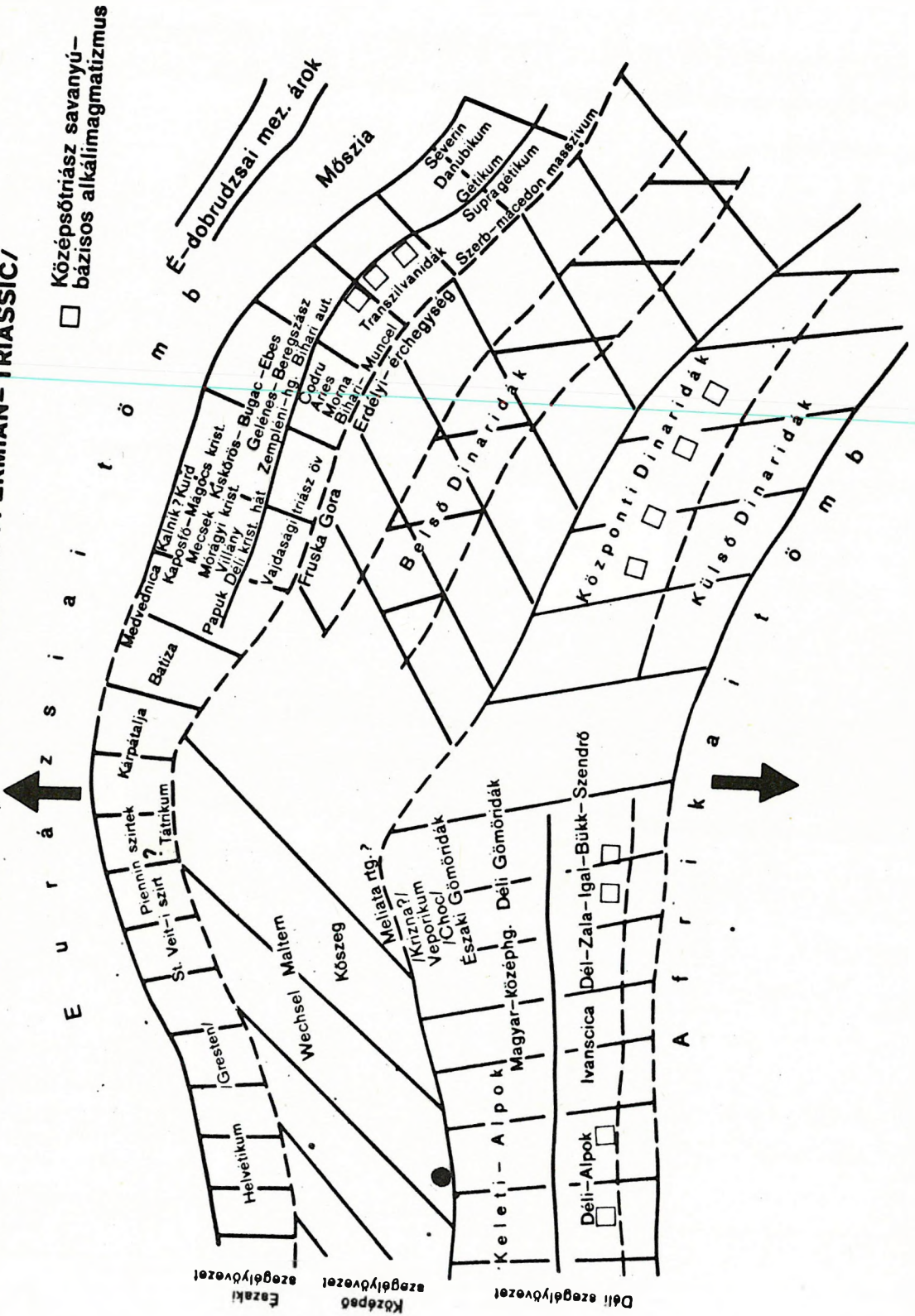
The opinion of the writer is based on the analysis of the magmatic activity, a very big number of earlier and up-to-date geophysical records, thousands of borehole documentation, and the published works of numerous scientists.

NOTE

Dr. Gy. WEIN, after having delivered this lecture on Nov. 22nd, 1976 to the Geological Society, deceased in December of the same year. The present paper was edited, relying on the author's fragmentary manuscripts, by Dr. L. KŐRÖSSY.

**A PALEOTETHYS TENGER ELŐNYOMULÁSA / PERM-TRIÁSZ /
TRANSGRESSION OF THE PALAEO-TETHYS / PERMIAN-TRIASSIC /**

I.



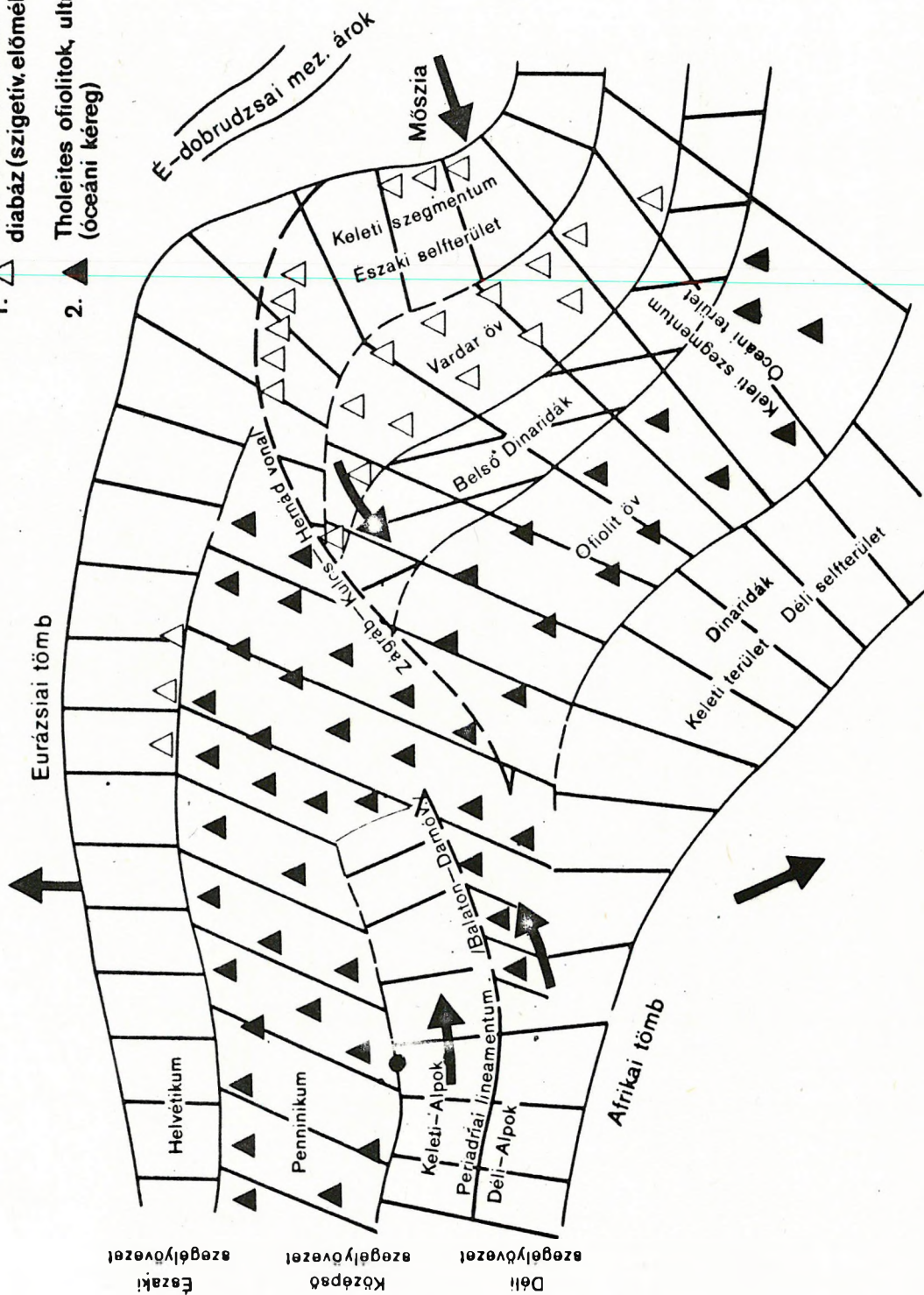
1. sz. ábra

II.

A NEOTETHYS GEOSZINKLINÁLIS TELJES KINYILÁSA /JURA—ALSÓKRÉTA/
 THE NEO-TETHYAN GEOSYNCLINE IN FULL DEVELOPMENT /JURASSIC—EARLY CRETACEOUS/

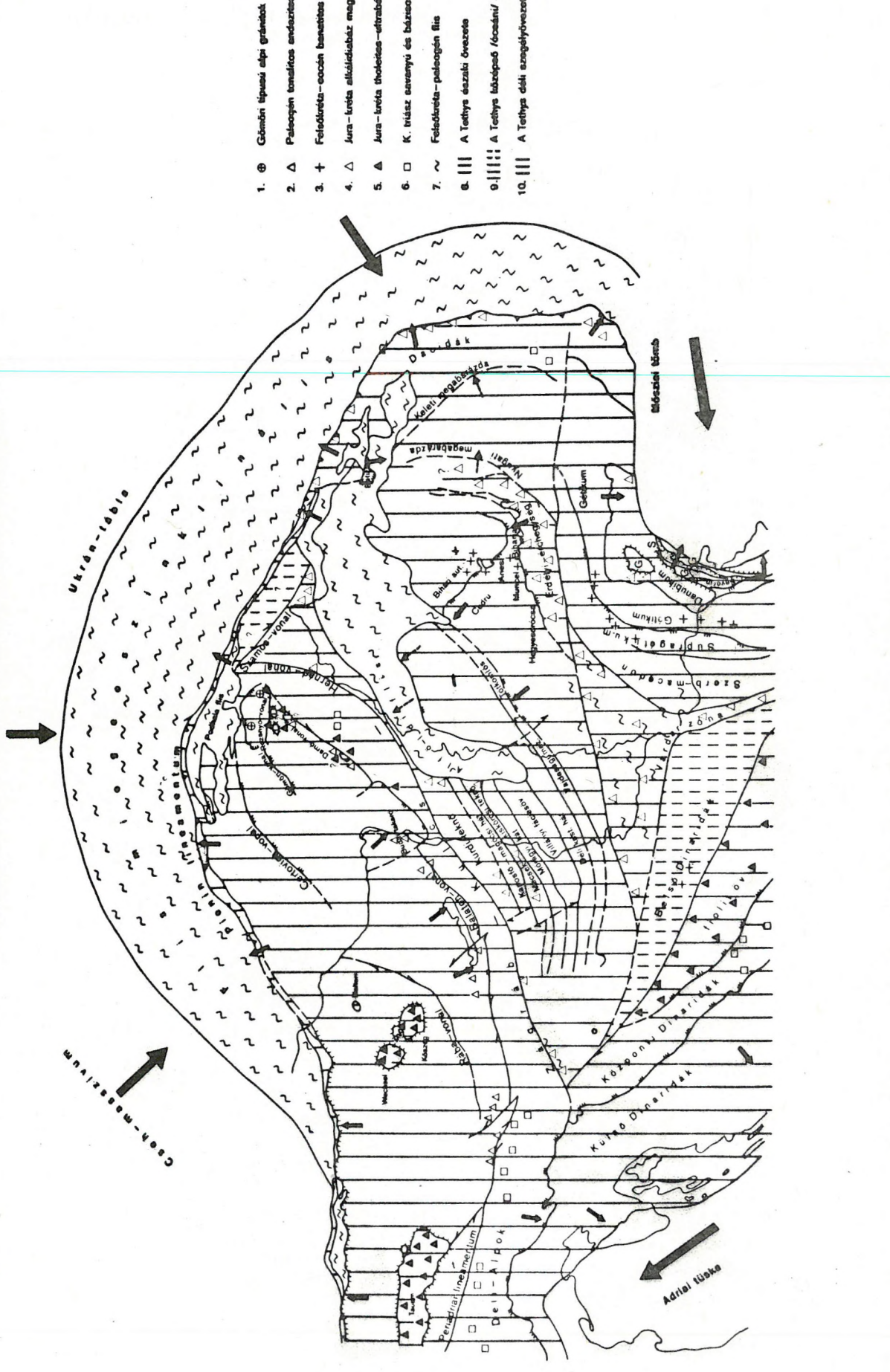
Iniciális magmatizmus:

1. \triangle Jura—alsókréta alkáli diabáz (szigetv. előmélységi árok)
2. \blacktriangle Tholeites ofiolitok, ultrabázitok (óceáni kéreg)



2. sz. ábra

PALEOGÉN TEKTOGÉNEZIS UTÁMI ÁLLAPOT / FELSŐOLIGOCÉN /
 CONDITIONS AFTER THE PALEOGENE TECTONIC EVOLUTION / LATE OLIIGOCENE /

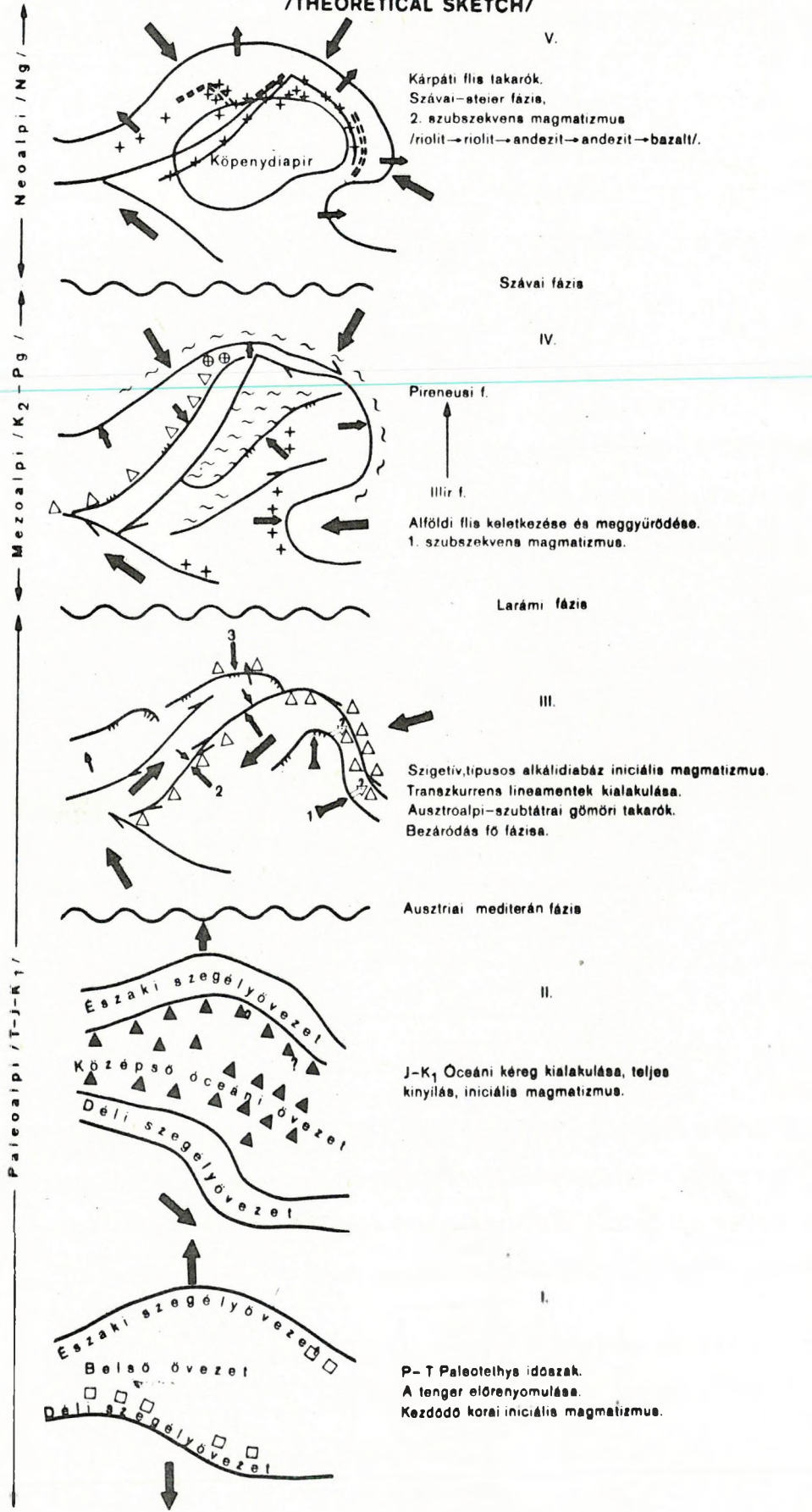


1. ⊕ Gömbös típusú alpi gránitok
2. Δ Paleogén tonális endarizás magm.
3. + Felsőkréta–eocén basaltikus magm.
4. △ Jura–kréta alkáliföldt. magm.
5. ▲ Jura–kréta tholeiás–ultrabazikus magm.
6. □ K. triász sárgenyű és bazosus magm.
7. ~ Felsőkréta–paleogén fis
8. ||| A Tethys északi övezete
9. |||| A Tethys középső /közéni/ övezete
10. ||||| A Tethys déli szegélyövezete

4. sz. abra

A TETHYS KÁRPÁT-MEDENCEI TERÜLETEINEK NAGYSZERKEZETI FEJLŐDÉSE /ELVI VÁZLAT/

GEOTECTONIC EVOLUTION OF THE TETHYAN AREAS IN THE CARPATHIAN BASIN /THEORETICAL SKETCH/



5. sz. ábra

ÉSZAKMAGYARORSZÁG FOTOTEKTONIKAI VÁZLATA

Oravecz János *

Mots-clés BRGM-CNRS tárgyszavak: Instrumentation, satellite-artificiel, ERTS, carte-photogéologique, carte-tectonique, Budapest, Collines-NE-Hongrie. --2 ill.

BEVEZETÉS

Az Országos Kőolaj- és Gázipari Tröszt megbízásából az ELTE Földtani Tanszéke elkészítette az északmagyarországi paleogén medence oligocén képződményeinek szénhidrogén-prognosztikáját.

A terület krono- és litosztratigráfiai elemzéséhez közel elégségesnek bizonyultak a felszíni, hegységperemi kibuvások megfigyelései és a lemélyült furások rétegsorának adatai.

Ennek a viszonylag nagy, jórészt fiatal üledékekkel fedett zónának eddig ismert tektonikai vonalai annyira hiányosak és eltérő részletességük, hogy a szóbanforgó képződmények szerkezeti elrendeződését belőlük aligha oldhattuk volna meg.

A kis lefedésű, hagyományos légifelvételek használatától azok nagy száma, valamint a szükséges tónuskiegyenlítés miatt bekövetkező, csökkent értékelési lehetőség miatt el kellett tekintenünk.

A tektonikai értelmezéshez a Mezőgazdasági és Élelmezésügyi Minisztérium Térképezési Főosztálya szivességéből rendelkezésünkre bocsátott, a teljes terület egyetlen expozícióval lefedő, 1973 okt. 31-én készült NASA ERTS-1 MSS 4-5-7-hullámsávokon készült felvételeket használtuk fel.

A mintegy 180x180 km területű ismert szelvényű felvétel 1: 300 000, 1: 200 000-es léptékűre nagyított fekete-fehér papírmásolataink az alábbi helységek összekötővo-

* Előadva a Magyarhoni Földtani Társulat Általános Földtani Szakosztályának 1977. jan. 19-i ülésén.

nalával határolt felületet értékeltük: Északon: Almásfüzitő - Esztergom - Tésa - Balassagyarmat - Belpátfalva; Kelet felé: Mezőkeresztes - Nagykáta; Délen: Nagykáta - a Vértes és a Gerecsehegység peremi letörése.

Az orbitális felvételeket Magyarország 1:200 000-es fedetlen földtani térképsorozatának, a Tatabánya - Budapest - Eger - Salgótarján - Miskolc jelű térképlapjaival egyeztetjük, amelyeket szükség szerint kiegészítettünk az egyes területekről rendelkezésünkre álló részletesebb földtani térképekkel.

Fototektonikai vázlatunkon a földi felvételekkel egyeztetett paleozoós és mezozoós alaphegységnek és az effuzívumaink felszíni kibúvásainak konturjait tüntettük fel. Az alábbiakban e terület szerkezeti vonalait mutatjuk be.

Elsőször a különböző részletességű és a térképeken szereplő, helyszíni méréssel rögzített, tehát a valós tektonikai síkok felszíni metszészonalait azonosítottuk. Ahol erre mód volt, a röviden jelölt vonalak összefüggését, a felvételek adta morfotektonikai elemzéssel kerestük meg.

Megbizonyosodtunk, hogy a jelentős szerkezeti síkok a felvételeken morfológiailag, - a képződmények helyszíni ismeretében - tónus, textura változások és az árnyékhatás figyelembevételével jól követhetők. A lineáris eroziós pályák nagy része ugyancsak a törésvonalakat jelzi, kivéve a nagyobb, jórészt agyagos-homokos oligo/miocén foltok dendrikus rajzolatú eroziós lefolyáshálózatát.

Térképünkön csak a világosan kijelölhető szerkezeti síkok vonalszakaszait jelöltük. A Vérteshegységtől a Bükkig terjedő és a hozzá csatlakozó alföldi területen vizsgált szerkezeti vonalakat a geofizikai mérésekkel is megpróbáltuk egyeztetni.

KIÉRTÉKELÉS

A meghuzott, szerkezeti síkoknak minősített fényképi vonalakból, a területre vonatkozóan az alábbi eredmények születtek:

1/ A klasszikus földtani felvételezés során észlelhető és a térképen rögzített szerkezeti vonalak száma jelentősen, - vulkanikus, és az egészen fiatal üledékekkel borított területeken - egy nagyságrenddel növekedett.

2/ A dunántuli területek kiemelt triász sasbércei közé besüllyedt, paleogén neogén árkok peremét határoló rövid szakaszon megfigyelt törésvonalakat összekötve, azoknak hosszan, 100 km-re is követhető tektonikai zónáját állapítottuk meg.

3/ Természetes, hogy a képződmények elrendeződését figyelembevéve a tulajdonképpeni morfológiai elemzés elsősorban a legfiatalabb mozgások nyomát rögzíti. Ez azonban nem zárja ki annak a lehetőségét, ami rétegtanilag is bizonyított, hogy egyesek már a varisztikumban is élő, működő szerkezeti vonalak megújulásai /Darnó-vonal/.

Mindezek figyelembevételével új eredménynek tartjuk, hogy a kirajzolt új vonalrendszer szerint az eddig különállónak tekintett területek összetartozóságát, egyéges szerkezetfejlődését tudtuk megállapítani, valamint azt, hogy az egész vizsgált területet a törésvonalak tapasztalt irányváltozásai szerint zónákra lehet elkülöníteni.

A fotolineációk iránygyakoriságának eltéréséből és az ezekhez tartozó, - intenzitást jelző - vonalhosszuságok értékelése alapján, Ny-ról K-felé haladva a következő területegységek rajzolódnak ki:

A/ A Vértes és a Gerecse-hegység tömege sűrűn jelentkező, konzekvensen 320° - 140° irányu "haránttörésekkel" és két irányra bomló, - a mezozoós rétegek ismétlődését létrehozó - közel "csapásmenti" szerkezeti vonalakkal jellemezhető.

A magas triász rögök közé ékelődő, kőszéntelepeket, ill. bauxitlencsét tartalmazó süllyedékek K-felé, a Pastovcc-Esztergom - Torbágyot összekötő és geofizikai mérésekkel is jól követhető vonallal határolódnak.

B/ Az említett szerkezeti vonal nyugati oldalán levő, és a felszínre bukkanó, vulkáni és üledékes képződmények elkülönülése miatt részleteire bontott Borzsony-Dunazug - Pilis és Budai-hegységet az itt jelentkező közös, folyamatosan követhető törésvonalhálózata miatt egy szerkezeti egységnek tartjuk.

Kelet felől az előbbivel párhuzamosan a Lökös-patak vonalában futó, vagy a rövidebben meghuzható Galgavölgyi törés zárja a területet.

C/ A Galga-völgy, Nógrádsípek, Püspökatvan irányu vonal határolja nyugat felől az andezittellerrajok kitöltötte háromszöget. Megemlíthető, hogy ezzel párhuzamos, valószínűleg a berajzoltnál sűrűbben jelentkező szerkezeti siksor zárja DNy-felől a Soroksárig követhető oligocén, miocén képződmények felszíni kibúvásait is.

A Zagyva vonala vehető keleti határául ennek az É-felé szűkülő, megsüllyedt területnek, melyre az eddigiektől eltérő $20-210^{\circ}$ és $160-340^{\circ}$ -os irányu törésrendszer jellemző.

D/ A salgótarjáni mélyművelés során részletesen ismert törésvonalak irány szerint továbbkövethetők a Kelet- és Nyugat-Mátra andezittömegében. Aligha kétséges, hogy a Mátt a déli hegylábi törmeléken induló patak völgyek ezek továbbfolytatódásainak tekinthetők.

A terület földfejlődési szempontból legjelentősebb szerkezeti eleme a "Darnó-vonal". A földtani térképeken jelzett sikokon kívül, vele párhuzamosan futók Parád-Verpelét törésvonaláig világosan követhetők. Ez utóbbiak mintegy kettévágják a Mátrát K-i és Ny-i kifejlődési területekre különítik. Az ózdi területen is e vonal mentén érintkeznek tektonikusan az oligocén és miocén képződmények.

Azonos irányu öv különíti el a Bükkhegységet, követve annak felsőkarbon átbukó antiklinálisát.

E/ A Landsat felvételen még meglevő Ny-Bükki részen a Mátrára jellemző "hárránt" törésirányok ritkábbak, de még kirajzolódnak. A sűrűn jelentkező, jellegzetes törésirány: $160-340^{\circ}$.

A fent megkülönböztetett zónákat nem tekintjük különálló tektonikai egységnek, mivel teljes lehatárolásuk csatlakozó felvételek híján még nem történt meg.

Magyarország nagyszerkezeti tagolását eddigi ismereteink szerint ÉK-DNy irányu lineamensek adják, két oldalukon eltérő geofáciesű képződményekkel.

A vizsgált területen a "Darnó-vonalak:", a "Balaton-vonalhoz" kapcsolódó, hosszan követhető "lemezperemi" lefutását a felvételekről interpretálható szakaszokon bejelöltük.

Lényegében ebbe a tektonikai pásztába tartozó tömegek felismert "haránttagolódását" kívántuk ismertetni. Felhasználtuk az ürfelvételek nagy lefedéséből származó áttekinthetőségének lehetőségét és bizonyítottuk a felbontásból adódó nagy pontosságot. A térképen jelölt szerkezeti vonalak tulnyomó része az ismert földtani szelvények tanúsága szerint dilatációs jellegű. Ezzel szemben a határzónák, - amelyeken belül eltérő irányitottságot találunk, - megfigyeléseink szerint elhuzott, gyürt pikkelyes formaelemeket mutató kompressziós sávok.

E szerkezeti sikkoként jelölt fototektonikai vonalak, különösen az itt jelzett ujak, a továbbiakban részletes földtani megfigyelést, földtani kontrollt igényelnek, elsősorban a mozgások időrendi bontása miatt.

Folytatni kívánt munkánk jelenlegi szakaszában az adatszolgáltató jelleget tartottuk szem előtt. A teljes terület kiértékeléséig éppen ezért eltekintettünk a kárpáti és a környező területek szerkezeti elemeivel való egyeztetéstől.

Az ürfelvételek olyan viszonylag kicsi, régóta ismert, igen jó megkutatottságu szinten álló területen, mint Magyarország, az eddigi véleményekkel ellentétben nemcsak nagyvonalu tájékozódásra, összefüggés vizsgálatra, hanem részletes mennyiségi elemzésre is felhasználhatók. A különböző módon és időben készült ürfelvételek mással nem helyettesíthető interpretálási lehetőséget adnak hazánk földtani megismeréséhez.

IRODALOM - REFERENCES

1. BALKAY B. 1960.
Probleme der tektonischen Spannungsverteilung im Karpatenraum. - Geol. Rdsch. 50., 396-403, Stuttgart.
2. BALOGH K. et al. 1965.
Magyarázó Magyarország 200.000-es földtani térképsorozatához. - L-34-III Eger.
3. BALOGH K. et al. 1966.
Magyarázó Magyarország 200.000-es földtani térképsorozatához. - M-34-XXXII. Salgótarján. - MÁFI, Budapest.
4. CARTER D. W. 1976.
Structural geology and mineral resources inventory of the Andes Mountains, South America. - Geol. Surv. Prof. P. 929. 92-98. F. 62-66, Washington.
5. CZAKÓ T. 1976.
Földtani interpolálási lehetőségek a magyarországi műhold /ERTS/ felvételeken. - A "Földfelszíni és meteorológiai megfigyelések a világűrből" c. tudományos ülészak előadásaiából. - MTESZ Központi Asztronautikai Szakosztály Kiadványa, 21-33. Budapest.
6. JÁMBOR Á. et al. 1966.
Magyarázó Magyarország 200.000-es földtani térképsorozatához. C-31-II. Budapest. MÁFI Budapest.
7. MAHEL M. /ed./ et al. 1974.
Tectonics of the Carpat-Balkan Regions. Explanations to the Tectonic Map Regions and their Foreland. - Bratislava. /Geol. Inst. Dionyz Štur./
8. MASSON J. - MERGER L. - BRONN J. H. 1975.
Essai D'interpretation structurale de la "courbe d'Ispatra" /Turguie/ d'après l'examen des images MSS prises par le satellite ERTS-1. - Bull. Soc. geol. d. France. 7., 17. /6, 1074-1081, Paris.
9. STEGENA L. - GÉCZY B. - HORVÁTH F. 1975.
Late Cenozoic Evolution of the Pannonian Basin. - Tectonophysics, 26., 71-90., Amsterdam.
10. SZÁDECZKY KARDOSS E. 1976.
Plattentektonik im Pannonisch-Karpatischen Raum. - Geol. Rdsch. 65, 143-161, Stuttgart.
11. SZENTES F. 1968.
Magyarázó Magyarország 200.000-es földtani térképsorozatához. L-34-1. Tatabánya, - MÁFI Budapest.

12. SZENTES F. et al. 1969.
Explanation to the geological Map of Hungary. Veszprém. Scale 1:200,000.
- MÁFI, Budapest.
13. TRUNKÓ L. 1977.
Karpatbecken und Plattentektonik. - N.Jb.Geol. Paläont. Abn. 153/2,
218-252. 3. Abb. Stuttgart.
14. WEIN GY. 1973.
Zur Kenntnis der tektonischen Strukturen im Untergrund des Neogens von
Ungarn. - Jb.Geol.B.A. 116. 85-101. Wien.
15. ZELENKA T. 1973.
New data on the Darnó magmatectonic zone. - Acad. Sci. Hungaricae. Acta
Geol. 17. 1-3. 155-162, Budapest.
16. ZYGOJANNIS N. 1976.
Seismotektonische Lineationen im Satelliten-Aufnahmen N-Griechenlands.
N.Jb.Geol. Paläont. Mh, Stuttgart.

A PHOTOTECTONIC SKETCH OF NORTHERN HUNGARY

By

J. Oravecz

ABSTRACT

NASA ERTS-1 satellite photographs /taken on the 13th October 1973/ have been used. The 1: 200 000 scale black-white copies were compared with the relevant same-scale sheets of the geological map series of Hungary, and they were evaluated in several steps.

A lot of new structural lines have been detected. Others could be prolonged and/or interconnected. Several structural zones could be distinguished and tectonically characterized.

- A/ Vértes and Gerecse Mountains
- B/ Börzsöny, Dunazug, Pilis and Buda Mountains
- C/ The Cserhát andesite dyke triangle
- D/ The W and E Mátra Mountains cut in two by a tectonic line parallel to the Darnó lineament
- E/ Bükk Mountains

Within these zones or sectors, dilatation tectonics of varying orientation could be established /Figs. 1 and 2/. The interzonal boundary stripes are characterized mostly by compression phenomena.

Address of the author:

Dr. Oravecz János

1886 Budapest

Muzeum krt 4/a

ELTE-TTK

Department of Geology

2343

Ábraalírások - Captions :

1/ ábra: Északmagyarország fototektonikai vonalai

1. paleo-mezozoós képződmények a felszínen
2. felszíni vulkanitok

2/ ábra: Északmagyarország "harántirányú" tagolódása a fototektonikai vonalak iránygyakorisága szerint.

A - B - C - D. = A harántirányokkal osztott, eltérő irányú törésekkel jellemezhető zónák.

Fig. 1. Phototectonic lineations in North Hungary

- 1 - Paleo- and Mesozoic outcrops
- 2 - Outcropping volcanites

Fig. 2. Transversal "zonation" of North Hungary based on the orientation frequencies of phototectonic lineations

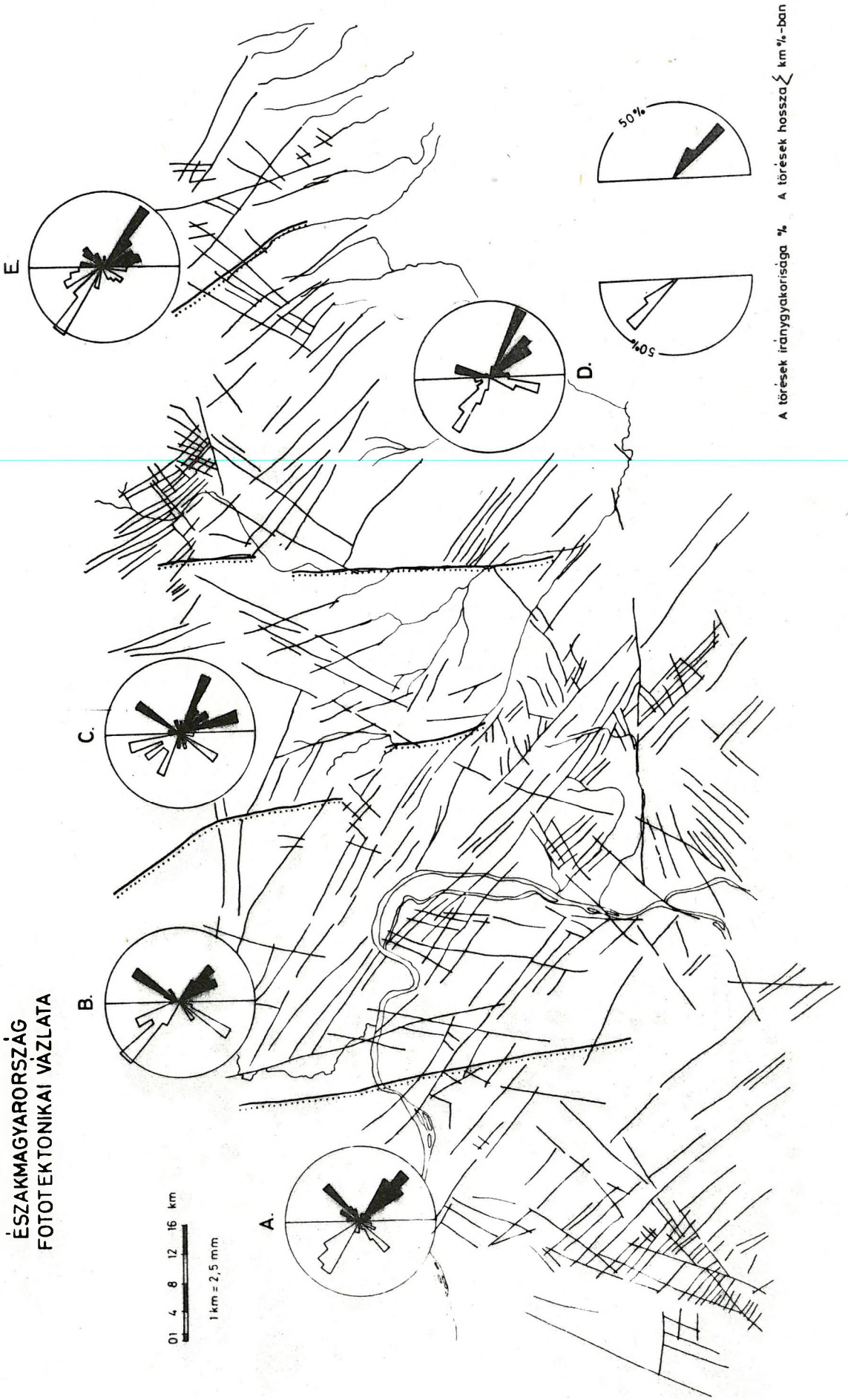
A, B, C, D: zones /sectors/ characterized by different orientations

ÉSZAKMAGYARORSZÁG
FOTOTEKTONIKAI VÁZLATA



1. sz. ábra

**ÉSZAKMAGYARORSZÁG
FOTOTEKTONIKAI VÁZLATA**



2. sz. ábra

A LENGYELORSZÁGI SZENTKERESZT-HEGYSÉG FÖLDTANÁNAK
VÁZLATA

Szepesházy Kálmán *

Mots-clés BRGM-CNRS tárgyszavak: Tectogénèse, tectonique-historique, orogénie-antecambrienne, orogénie-calédonienne, orogénie-hercynienne, orogénie-alpine, accident-tectonique; Sainte-Croix, Plaine-polonaise-du-Nord-Est, Carpates-Pologne. ---4 ill.

BEVEZETÉS

Lengyelország három nagyszerkezeti egységből áll:

1. A Varsó alatt kb. ÉNY-DK irányban húzódó Teisseyre-Tornquist-vonaltól ÉK-re fekvő terület: epiproterozóos tábla. Itt a gyürt, kristályos proterozóos képződményeket nyugodt településű, gyüretlen paleo-, mezo- és kainozóos képződményekből álló üledékburok fedi.
2. Az országnak a Teisseyre-Tornquist-vonaltól Ny-ra levő része, amely a Mazóvia-lubluni síkság, Pomorze /Pomeránia/, a Nagy Lengyel Síkság, a Szentkereszt-hegység, Alsó- és Felső-Szilézia, továbbá a Szudéták területét foglalja magában: epipaleozóos tábla. Itt a paleozóos és annál idősebb, gyürt, de nem mindig metamorfizált képződményekből álló aljzatot nyugodt településű, legfeljebb csak igen lapos redőkbe gyürt és vetődésekkel szabdalts mezo- és kainozóos képződményekből álló üledékburok fedi. Ez csak a Szudéták paleo- és proterozóos, valamint a Szentkereszt-hegység paleozóos képződményei felett hiányzik.

Az epipaleozóos tábla paleozóos, /ordovicium-szilur-devon és karbon/ képződményeit régebben egyetlen, a variszkuszi orogén tartozékainak tekintették. /A perm képződmények már az alpi, a kambriumiak pedig még egy idősebb, főleg prekamb-

* Előadva a Magyarhoni Földtani Társulat Általános Földtani Szakosztályának 1977 febr. 23-i ülésén.

riumi kőzetekből álló orogén tartományhoz csatlakoznak. / Ujabban azonban kiderült, hogy a karbon időszakban lezajlott variszkuszi orogén fázisok /szudétai, érchegységi és azsturiái/ mellett, bizonyos övekben egyenrangú szerepet játszottak a szilur időszakban lezajlott kaledóniai orogén fázisok /takoni, krakkói, ardeni és eriei/ is.

H. STILLE-nek /1924/ Európa tektonikai taglalását ábrázoló térképe szerint Lengyelország területén Európa minden nagytektonikai egysége megtalálható. /1. térkép/

Északról délfelé haladva egyre fiatalabb tagok követik egymást. Az epiproterozoos-tábla Ureurópa része; azt D-felé Paleoeurópa, illetve Mezoeurópa legkeletibb nyulványa szegélyezi, majd legdélebbre Neoeurópa széles övezete következik.

A legutóbbi 50 év alatt végzett földtani kutatások, elsősorban a mélyfurások adatai, a STILLE-féle tektonikai képet némileg módosították. Kiderült, hogy a Keleteurópai-tábla Dánia és Északnémetország területén mélyen benyulik Nyugateurópába, s a táblát délkeleten övező paleoeurópai sávnak csupán Ny-i irányban, Nagybritánia felé van folytatása, a Skandináv félsziget felé nincs. Lengyelország területén mind a paleoeurópai /Kaledonidák/, mind a mezoeurópai egység /Variszcidák/ jelenléte nemcsak egy-egy, hanem több övben kimutatható. A Kaledonidák egyik öve a Keleteurópai-táblát szegélyezi, kb. Rügen szigete és Lublin között. Ettől D-re, Berlin és a Szentkereszt-hegység északi része /Lysogóry/ közötti sávban csak a variszkuszi gyűrődés nyomai mutathatók ki. Még tovább délre, a Nyugati-Szudéták és a Szentkereszt-hegység déli /kielcei/ része közötti övet a kaledóniai és a variszkuszi orogén fázisok egyaránt meggyűrtek. Egy ugyanilyen öv jelenléte mutatható ki a Külsőkárpátok aljzatában is. A két utóbbi között, a Keleti-Szudéták és Szilézia területén, valamint Krakó környékén ismét egy csupán variszkuszi mozgásokkal megzavart terület helyezkedik el. /2. térkép./

3. Lengyelország legdélibb része a fiatal Alp-kárpáti orogén terület tartozéka. Itt nemcsak a paleozoos és prepaleozoos, hanem a mezo- és kainozoos képződmények is erősen tektonizáltak. A kárpáti terület szerkezeti egységei délről észak felé a következők:

a. / Központi Kárpátok /Magas Tátra/

- b. / Belsőkárpáti flisöv / Podhalei flis/
- c. / Szirtöv / Pienini szirtek öve/
- d. / Külsőkárpáti flisöv
- e. / Kárpáti előméltség

A Külsőkárpáti flisövben még a legfiatalabb, neogén képződmények is takarókba, pikkelyekbe torlódtak.

A kárpáti orogén terület kaino- és mezozoos képződményei alatt az epipaleozóos tábla paleozóos aljzata folytatódik D-felé, természetesen a kaledóniai és variszkuszi orogén fázisokon kívül az alpi fázisokkal is megzavarva, feltehetően egészen a Szirtövig. Az aljzatot a kárpáti előméltség területén és a flisöv külső részében több mélyfurás elérte.

A Keleteurópai-tábla a proterozóikum végén tökéletesen konszolidálódott, igazi kraton; az Alpok és Kárpátok területe pedig tipos geoszinklinális-mobilis övezet, amely a földtörténet folyamán több esetben volt egymással párhuzamosan lezajló üledékképződési, tektonikai, metamorf és magmás ciklusoknak a színtere. Az epipaleozóos táblának azonban nemcsak az elhelyezkedése, hanem a tektonikája is átmeneti. Ez a terület a paleozóikum folyamán kaledóniai és variszkuszi orogén ciklussal megzavart geoszinklinális-mobilis övezet volt ugyan, azonban az orogén fázisok nagyszabású takaróképződést seholsem okoztak, s számottevő metamorfózis és magmás tevékenység csupán a terület DNy-i részén, a Szudétákban volt. A paleozóikum végén a terület konszolidálódott ugyan, azonban a mezozóikum folyamán az üledékképződés szinte geoszinklinális-méreteket öltött, s a felhalmozódott üledékek a kréta időszak végén /larámi fázis/ enyhe redőkbe is gyűrődtek. Az alpi tektonikának a legszembetűnőbb nagyszerkezeti alakulata az apipaleozóos tábla hossz tengelyében ÉNy-DK-i irányban húzódó Pomerániai-kujawyi antiklinórium. Ezt délnyugaton Szczecini- és a Mogilno-lodzi- medence, illetve a Preszudéta-monoklinális, északkeleten pedig a Mazóvia-lublini-medence övezi. A tábla 2-3000 m-t is meghaladó vastagságú üledékburka felsőperm, triász, jura és kréta üledékekből áll. Ezek az antiklinórium és az attól DNy-ra lévő medencék belsejében számos kisebb, germán típusú, 10-15⁰-ot sehol meg nem haladó dőlésű redőt és dómot

tartalmazzak. A paraantiklinórium és a DNy-i medencék határán nagyon gyakoriak a flexurák és az 1-2 km ugrómagasságot is elérő vetők. A szerkezetet itt a sótektonika is bonyolította. /A felsőpermi /Zechstein/ üledékekben lévő hatalmas sótömegek a redők magvaiban és a vetődések kereszteződési zónáiban rendkívül hajlamosak a plasztikus helyváltoztatásokra. / Az északkeleti, Mazóvia-lublini-medencében a szerkezet sokkal egyszerűbb, és sótektonika-mentes. Itt különösen nagy szerepe van a dániai üledékeknek, melyek az antiklinórium és a délnyugati medencék területén nincsenek meg.

A SZENTKERESZT-HEGYSÉG RÉTEGTANI ÉS NAGYSZERKEZETI VÁZLATA /4. térkép/

A Pomerániai-kujawy-i-antiklinórium délkeleti részén, a Visztula nagy kanyarulatában, egy kb. 40x100 km-es, NyÉNy-KÉK-i irányú foltban a mezozoos üledékburok hiányzik. A maximálisan 612 m magas dombvidék alakjában felszínre bukkanó gyürt paleozoos táblaaljzatot nevezik Szentkereszt-hegységnek. /A hegység nevét arról az arany kettőskeresztről kapta, amelyet annak idején Szent István király küldött fiával, Imre herceggel a szandomiri fejedelemnek ajándékba, amelyet ma is ereklyeként őriznek a hegység tetején épült kolostor kápolnájában. /

A Szentkereszt-hegységet egy hosszanti, NyÉNy-KDK-i irányú nagyszerkezeti vonal, a variszkuszi ún. "Lysogóryi rátolódás" vonala két nagyszerkezeti egységre, a déli Kielcei és az északi Lysogórai egységre osztja. E két egység, a paleozoos képződmények tektonikai fejlődését, rétegtani felépítését és litológiai viszonyait tekintve, lényegesen különbözik egymástól. Az alsóordoviciumnál idősebb képződményekből álló aljzatuk még egységes. Ennek a legfelső, kb. 3000 m vastagságú része kambriumi rétegekből áll, amelyek lefelé diszkordancia és különösebb kőzettani változások nélkül prekambriumi rétegekbe mennek át. A geofizikai mérések szerint ezek vastagsága a 6000 m-t is eléri. Az idős képződmények kőzettanilag nagyon egyhangúak, néhol flis jellegűek: uralkodólag homokkő, aleurit és anyagkő, helyenként kvarcit-, esetleg mészkő- közbetelepülésekkel. Kezdetleges növénymaradványokon kívül más ősmaradványokat még nem tartalmaznak. A kambriumi rendszer azonban, elég gazdag Paradoxides-, Trilobita- és Brachiopoda-tar-

2343

talma alapján szakaszokra, emeletekre, alemeletekre és szintekre is jól tagolható. Az alsóordovicium tremadoci és arenigi korszakának határán a szandomiri orogén fázis hatására aprekambriumi és kambriumi rétegek, megközelítőleg hosszanti /NyÉNy-KDK-i/ irányu, meredek izoklinális erdőkbe gyűrődtek és kiemelkedtek. Az így kialakult gyürt hegység, az un. Szandomiridák, az ordovicium kezdetén igen erősen lepusztult. Déli részén a lepusztulás nagyobb volt, így az ordoviciumi transzgressziós üledékek, dél felé egyre idősebb képződményekre települnek. A **Szentkereszt-hegység** déli részén, Szydłow-tól ÉK-re, Kotusów közelében a prekambriumi pala és homokkő, kis területen, a felszínen is megtalálható. A kambriumi képződmények felszíni elterjedése, mind a kielcei, mind a lasogórai egységben általános. A hegység legmagasabb csucsa /Lysica 612 m, Łysa Góra 595 m/ is kambriumi homokkőrétegekből állnak. A meredekebb lejtőket hatalmas kőtömbökből álló kőtenger borítja. /A hegycsucs neve is innen származik; Łysa Góra = Kopasz hegy./

A prekambriumi és kambriumi rétegek nagy mélységbe süllyedve ÉK-felé is tovább folytatódnak; a Keleteurópai-táblán, vízszintes településben, gyüretlenül, fokozatosan kivékonyodnak és kiékelődnek. A Szentkereszt-hegységtől DNy-ra, a Kárpáti-előmélység területén, csak a prekambriumi rétegek vannak jelen. Kambriumi képződményeket a mélyfurások csak a Külsőkárpáti flis öv aljzatában találtak. Érdekes, hogy a Szentkereszt-hegység prekambriumi és kambriumi kőzetei, annak ellenére, hogy a szandomiri orogén fázisán kívül a kaledóniai és a herciniai orogén fázisok tektonikai hatását is elszenvedték, csak igen enyhe anchimetamorfózist szenvedtek. D-felé a metamorfózis foka növekszik, s a kárpáti térségben már a zöldpala fáciest /fillit/ is eléri.

Az ordoviciumi transzgresszió után, a paleozóikum folyamán, különösen a devontól kezdve, a Szentkereszt-hegység kielcei és lysogórai egységének földtani fejlődéstörténete különvált. Míg a kielcei egység paleozóos képződményei két üledék-képződési ciklusban, az ordovicium-szilur alatti kaledóniai és a devon-alsókarbon alatti variszkuszi ciklusban halmozódtak fel és két orogén ciklus fázisainak hatására gyűrődtek, addig a Łysogórai egység paleozóos képződményei csupán egyetlen, az ordoviciumtól az alsókarbonig tartó üledékképződési ciklusnak a tartozékai, s csak a variszkuszi orogén fázisok hatására gyűrődtek.

A. / A kielcei egység területén a transzgredáló ordoviciumi üledékek és az idősebb aljzat között diszkordancia van; üledékhézag /a terület Ny-i részén az ordovicium alsó, termadóci emelete hiányzik/ és dőlésszög-eltérés /maximálisan 60° /.

A kb. 200 m összvastagságu ordoviciumi rétegek sok Graptolitát és Brachiopódát tartalmaznak, melyek alapján jól szintezhetők. Kőzetanyaguk uralkodólag agyag aleurit, homokkő, bentonitsávokkal; helyenkint mészkő, dolomitos mészkő és konglomerátum.

A szilur képződmények összvastagsága mindössze 300 m. Az alsó rész főleg sötét graptolitos agyagpala helyenként vékony mészkő-, lidit- és homokkőbeágyazásokkal. A felsőszilur /felsőludlowi emelet/ kőzetei: grauwacke, homokkő és konglomerátum /kvarc-, diabáz- és homokkő-anyagu kavicsokkal.

A kielcei egység üledékei a szilur végén, a kaledóniai orogén fázisok hatására a kielcei geantiklinálissá gyűrődtek és kiemelkedtek.

A devon transzgresszió az alsódevon végén, az emsi korszakban kezdődött meg. Az aljzat és a devon rétegek közötti szögdiszkordancia 30° . Az alsó-devon "Old Red" fáciesű: barna aleurit- és pala-beágyazásokat tartalmazó placodermás kvarcitos-homokkő-rétegekből áll. Összvastagsága kb. 200 m. A Kielce környékén némi diszkordanciával és üledékhianyval következő középső-devon 600-900 m vastag s főleg karbonátos üledékekből, mészkő- és dolomit-rétegekből áll: bőven tartalmaz Tetracorall-, Brachiopoda- Trilobita- és Ostracoda maradványokat. A felső-devon összvastagsága 200-300 m, s ugyancsak karbonátos kifejlődésű; mészkő- és dolomit-rétegekből áll, legfelül agyagpala- közbetelepülésekkel. Főleg a középső-devont helyenként, feltehetően variszkuszi lamprofirtelések törik át.

A karbon rendszert az egész Szentkereszt-hegységben csak az alsókarbon képviseli, mégpedig a kielcei egységben karbonátos, a Łysogóryi egységben kulm fáciesben.

A kielcei egységben az alsókarbon-rétegek a terület Ny-i részén. Lagow és Kielce környékén bukkannak a felszínre, kisebb foltokban. A tournai-i emelet /250 m/ tarka palával kezdődik, feljebb a pala mészkő- és tufit-betelepüléseket is tartal-

talmaz. A viséi emelet /100–700 m/ főleg korallós és crinoideás mészkő-, továbbá agyag-, aleurolit, homokkő- és tufa- rétegekből áll.

A variszkuszi orogén fázisok hatására /a vízei korszak és a felsőperm között/ a Szentkereszt-hegység egész területének a képződményei hosszanti, Ny-ÉNy-KDK-i csapású, D-i vergenciájú antiklinálisokba és szinklinálisokba gyűrődtek. Ez a csapásirány a szandomiritől 15–20°-kal eltér.

A felsőpermben kezdődő alpi ciklus az egész Szentkereszt-hegységben a transzgressziós zechstein-konglomerátum lerakódásával indult meg.

B./ A lysogóra-i egység területén, az ordoviciumtól az alsókarbonig bezárólag, az egész paleozóikum egyetlen nagy ciklushoz tartozik. A rétegtani hézag és szögdiszkordancia nélkül felhalmozódott paleozóos üledékeket csupán a variszkuszi hegységképződés fázisai zavarták meg. Szembetűnőbb szögdiszkordancia azonban a kambriumi és ordoviciumi képződmények között sem figyelhető meg. A paleozóos összlet vastagsága itt nagyobb, mint a kielcei egységben. A litológiai különbségek a két egység között különösen a devontól kezdve nagyobbak.

Az ordovicium a lysogórai egységben is főleg fekete és szürke graptolitos palából és homokkőből áll; az összvastagság itt jóval nagyobb, közel 2000 m.

A szilur időszakban a lysogórai egység területe a kaledóniai orogén fázisok hatására meggyűrődött és kiemelkedett kielcei egység előmélvsége volt. Az előmélvségben felhalmozódott üledékek is főleg graptolitos pala, meszes pala, legfelül homokkő- és konglomerátum-betelepülésekkel, de összvastagságuk jóval nagyobb, mint a kielcei egységben; a 2500 m-t is meghaladja.

A szilurra üledékfolytonossággal települő alsó-devon üledékek a lysogórai egységben trilobitás agyagkővel kezdődnek, s feljebb placodermás, brachiopodás homokkővel folytatódnak; az összvastagság kb. 900 m. A középső-devon itt is erősen karbonátos kifejlődésű, összvastagsága 600–900 m. Az uralkodó kőzetek: alul homokkő, agyagpala, márgapala, feljebb brachiopodás pala, dolomit és mészkő, legfelül dolomit, mészkő, agyagpala, Tetrakorallokkal, Tabulatákkal, Stromatoporákkal

és Ostracodákkal. A felső-devon összvastagsága kb. 200 m, s főleg rétegzett mészkőből, zátonymészkőből, továbbá agyag- és márga-palából áll, sok Conodontával és Tentaculitesszel. A karbont itt is csupán az alsókarbon képviseli. A felszínen nem fordul elő, mélyfurások tárták fel. Teljes vastagsága még nem ismert. A karbonátos kielcei egység alsókarbonjával szemben a lysogórai karbon kulm fáciesű; főleg grauwackéból és aleuritből áll.

A vizéi korszak után és a zechstein előtt a lysogórai egység paleozóos képződményei is felgyűrődtek, a variszkuszi orogén fázisok hatására.

Bár a Szentkereszt-hegység területén a paleozóikum folyamán három tektonikai ciklus fejtette ki hatását, paleozóos magmás tevékenység csak jelentéktelen nyomokban mutatkozik. A Lengyelország délebbi részében jelentősebb kambriumi szilur és devon iniciális magmatizmus távoli megnyilvánulásai azok a telérek, amelyek elszórta a Szentkereszt-hegység D-i részében fordulnak elő. Lamprofirtelérek ismeretesek Daleszice, Sierakow, Iwaniska és Klimontow közelében. Diabáz-telérek találhatóak Bardo, Sierakow és Swięta Katarzyna környékén. Legvalószínűbb, hogy a telérek variszkusziak; ugyanis a lamprofir-telérek helyenként még az alsó-devon képződményeket is átharántolják. Máshol viszont csak az alsókambriumi rétegekhez kapcsolódnak. Így koruk egyelőre nincs véglegesen tisztázva.

A felsőpermiben kezdődő alpi ciklus képződményei nemcsak a Kárpáti-orogén területen játszanak uralkodó szerepet, hanem az egész epiproterozóos táblát s az epipaleozóos tábla legnagyobb részét is beborítják; Csak a Szentkereszt-hegység, Szilézia és a Szudeták területének bizonyos részein hiányoznak.

A perm rendszer a Szentkereszt-hegység területén a törmelékes, zechstein fáciesű felsőpermmel kezdődik. /Egyesek szerint a hegység Ny-i részében, kisebb konglomerátum-előfordulások alakjában, az alsóperm legfelső része is kimutatható./ A felsőpermet durva polimikt konglomerátum vezeti be; kavicsai devon mészkő- és dolomit-rétegekből, a kvarcanyagok prekambriumi kristályos kőzetekből származnak. Feljebb vegyi eredetű dolomit- és mészkő-, valamint sötét márgarétegek, majd legfelül vörös homokkő és durva konglomerátumrétegek következnek. Kielcétől DNy-ra, a Czerwona Góra-ban a tisztán karbonátos anyagu felsőpermi konglo-

2343

merátumot mint kitünő diszitókövet /"zygmuntowka"/, nagymennyiségben fejtik. Itt a felsőperm kőszót még nem tartalmaz, legfeljebb anhidritet vagy gipszet. /Nyugat- és Északnyugat-Lengyelország területén a felsőpermhez óriási kőszótelepek kapcsolódnak./

A triász üledékeknek a permiektől való éles elhatárolása nehéz, mert az átmenet fokozatos.

A karbonátos felsőpermi konglomerátumtól eltérően a triász alján lévő konglomerátum kavicsai kizárólag idős kristályos kőzetek lepusztulásából származnak.

A triász képződmények is egy Ny-felől benyomuló tenger üledékei. Így a 2 000, sőt 4 000 m összvastagságot is meghaladó triász rendszer germán-típusu: a brakkvizi alsó- és felső-triász üledékek homokkő-márga, a sós-tengeri középső-triász üledékek pedig mészkő-dolomit kifejlődésűek. Az anhidrit- és gipsz-képződés a triászban is gyakori volt.

A triász időszak végén általános regresszió következett be. Az 1000 m vastagságot is elérő alsójura üledékek az ország egész területén kontinentális kifejlődésűek: szürke, zöld és fekete pala, homokkő, kisebb szételepekkel. A középső jurában az ország legnagyobb része tenger alá került. A homokos üledékeket fokozatosan karbonátos rétegek váltották fel. A 200 m-nél vékonyabb középső jura felső része már majdnem kizárólag mészkőrétegekből áll. A transzgredáló középső-jura rétegek a Szentkereszt-hegységtől DNy-ra helyenként közvetlenül devon, sőt prekambriumi képződményekre települnek. A 600 m-t is elérő felsőjura ugyancsak mészkő, márga kifejlődésű.

A kréta időszakban általános regresszió következett be. Tetőpontját a barremi-apti korszakban érte el. Ekkor a Kárpátok kivételével Lengyelország egész területe szárazulattá vált. Az albai korszakban viszont a tenger minden idők legnagyobb térhódítása következett be. A szenonban a Szudeták és a Szentkereszt-hegység kivételével Lengyelország egész területét tenger borította, amelyben globotruncanás, inoceramusos márga- és mészkőrétegek rakódtak le.

A harmadidőszaki üledékek csak a Kárpátokban és az ország északi részében játszanak fontosabb szerepet. A Szentkereszt-hegység területén a harmadidőszakot a hegység DK-i részén lévő helvéciai, tortónai és szármáciai homokkő-, márga- és márga- és anhidrit rétegek képviselik.

Az alpi orogén fázisok /főleg a larámi fázis/ az epipaleozóos tábla területén is éreztették hatásukat: a pelezóos szerkezeteket bonyolultabbakká tették, a mezó- és kainozóos képződményeket pedig germán típusu lapos redőkké gyűrték és vetődésekkel szabdalták. Ekkor jött létre ÉNy-DK-i irányu Pomerániai-kujewyi- antiklinórium, amelynek a kaino- és mezozóos üledékekkel le nem fedett része a Szentkereszt-hegység. Az antiklinórium tengelyövében a kréta üledékek utólag lepusztultak. Az alpi redők és boltozatok függetlenek az idősz. aljzat morfológiájától.

A LENGYELORSZÁGI EPIPALEOZÓOS TÁBLA ÉS AZ ALP-KÁRPÁTI OROGÉN TARTOMÁNY RÉTEGTANI ÉS TEKTONIKAI KAPCSOLATAI A PREKAMBRIUMTÓL A KAINOZOIKUMIG

Lengyelország ÉK-i része az epiproterozóos Keleteurópai-tábla /Ureurópa/, középső és Ny-i része egy epipaleozóos tábla /Paleo- és mezo európa/, legdélibb része pedig az Alp kárpáti fiatal orogén tartomány /Neoeurópa/ tartozéka. A táblás előtér és a fiatal orogén terület egymáshoz kapcsolódásáról csak nagyon keveset tudunk. A két terület közötti, tektonikailag erősen zavart átmeneti övet ugyanis teljesen befedi a Külső-Kárpátok flis-övezetének a pikkelyei és takarói, továbbá a kárpáti előmélység rendkívül vastag neogén molassz üledékei.

A Belső-Kárpátok egységei közül az epipaleozóos táblához legközelebb a Nyugati-Kárpátok helyezkednek el. Ennek ellenére a Veporidák és Gömöridák, valamint a Magyar-Középhegység /Bakonyidák, Bükkidák/ mezo- és paleozóos képződményeinek a rétegtani kifejlődése lényegesen eltér az előtér megfelelő képződményeinek a kifejlődésétől. Legfeljebb csak a Tatridákhoz mutatkozik némi rétegtani analógia.

Az epipaleozóos táblának DK-felé, a főcsapásirányban való továbbnyomozását megnehegteti, hogy az Északkeleti-Kárpátoknak nincs felszíni kristályos-mezozóos belső öve. A szirtövön belül közvetlenül a Kárpátaljai belső molassz medence van.

Az alp-kárpáti mobilis övezet és az északi táblás előtér kapcsolatának tisztázását a belsőkárpáti medenceterületeken lemélyített furásoknak az adatai vitték némileg előbbre. Kiderült, hogy a kárpáti térség DK-i része, az alföldi mélyföldtani adatok felhasználásával, sokkal inkább kapcsolatba hozható az északi előtérrel, mint a kárpáti térség ÉNy-i része.

Feltételezhető, hogy az ÉNy-i rész mezo- és paleozóos képződményei /a Kelet-Alpok, Veporidák, Gömöridák takarói, valamint a Bakonyidák a Bükkidák/ eredetileg a Tethys geosinklinális rendszer jóval távolabbi, délebbi részeiben helyezkedtek el, és az alpi fő orogén fázisok hatására kerültek jelenlegi helyükre. Tehát allochton helyzetben vannak, és tektonikailag érintkeznek a lengyelországi epipaleozóos táblával. Ezzel szemben a kárpáti térség DK-i része /Alföldidák, Zemplénidák, Transzilvanidák/, a Nyugati-Alpok Penninikumához és Helvétikumához hasonlóan, eredetileg is a Tethys É-i szárnyának volt a tartozéka és jelenleg is az. Így tektonikailag erősen megzavarva ugyan, de tulajdonképpen közvetlenül csatlakozik az északi táblás előtérhez.

Az alp-kárpáti mobilis övezet és az északabbra lévő táblás területek földtani fejlődéstörténetének és rétegtani felépítésének leginkább hasonló és leginkább eltérő sajátosságait az alábbiakban lehet röviden jellemezni.

1. Az epipaleozóos táblánál a földkéreg a normálisnál seholsem vékonyabb, s a tábla gyürt aljzatának felépítésében igen idős, alsóproterozóos, sőt archai képződmények is részt vesznek. Ezek helyenként, pl. a Szudétákban, a felszínre is előbukkannak.

Az alp-kárpáti mobilis övezet földtani fejlődéstörténete, a kéreg megnyílásával, a proterozóikumban indult meg; az itt található legidősebb képződmények azok a metamorfitek, amelyek felsőproterozóos terrigén üledékekből és magmatitokból keletkeztek /Jarabá- és Mureş sorozat/ egy preasszinti orogenezis metamorfizáló hatására.

2. Az epipaleozóos tábla területén a paleozóikum folyamán, több ciklusban, nagyarányú üledékfelhalmozódás ment végbe. A többnyire epikontinentális kifejlődésű

üledékeket több paleozóos orogén ciklus /szandomiri, kaledóniai, variszkuszi/ fázisai is megzavarták. Nagyobb arányu tektonika /pl. takaróképződés/, továbbá jelentősebb metamorf és magmás tevékenység azonban csupán a tábla D-i peremén volt /Szudeták/.

Az alp-kárpáti övezet az egész paleozóikum folyamán mobilis terület volt. Itt három paleozóos orogén ciklus váltotta egymást: az asszinti /bajkáli/, a kaledóniai és a variszkuszi /herciniai/. Az asszinti ciklus képződményeinek az elterjedése eléggé általános. Erre a rendkívül nagyarányu iniciális magmás tevékenység jellemző. A kaledóniai és variszkuszi ciklus folyamán azonban inkább csak a mobilis övezet középső és déli részében zajlott nagyobb arányu üledékképződés és magmás tevékenység. Az É-i szárny területének legnagyobb része, a Franko-podóliai hátság részeként, szárazulat volt. Itt a kaledóniai orogén maradványai jelenleg jóformán ki sem mutathatók; a variszkuszi üledékes és magmás képződmények pedig csak kisebb-nagyobb elnyult övekben vannak jelen. Ennek a paleozóos hátságnak az É-i előterében alakultak ki azok a molassz képződményekkel kitöltött variszkuszi /felsőkarbon/ előmélyedések, amelyek Belgiumtól Lengyelországig a közismert paralikus kőszéntelepeket tartalmazzák. Az É-i szárny belsejében ugyanakkor csak kisebb posztorogén medencék jöttek létre. Ezek pszammitos felsőkarbon üledékei legfeljebb csak szenesedett növénytöredékeket, s esetleg kisebb kőszéntelepeket tartalmaznak /Zempléni-szigethegység, Déli-Kárpátok/.

3. A paleozóikum végén Lengyelország és Németország egész területe, és az alp-kárpáti mobilis övezet egész északi szárnya szárazulattá vált. A felsőpermben meginduló alpi-ciklust itt mindenütt germán fáciesü, terresztrikus felsőpermi képződmények vezetik be, sok helyen evaporitokkal. Ekkor jöttek létre, beszáradó tenger maradványaként, a Lengyel-német síkság alatti hatalmas kősótelepek. A Paleotethys a mai Földközi-tengerhez hasonlóan, a D-i, afrikai előtér közelében nagyon szűk területre szorult össze. A felsőpermben csupán a mobilis övezet D-i szárnyában volt tengeri üledékképződés.

A variszkuszi szubszekvens vulkáni tevékenység időben északról dél felé tolódott el. A variszkuszi kvarcporfirok, porfiritek és diabázok északon alsópermi /Szudeták/, a Tethys északi és középső részében középső- és felsőpermi, a déli szárnyban pedig középsőtriász koruak.

4. Az alpi orogén ciklus megindulásával megkezdődött a tenger térhódítása. A keskeny övre szűkült Paleotethysből kifejlődő Neotethys, folyamatosan terjeszkedve, a triász időszakban nemcsak az alp-kárpáti mobilis övezet legnagyobb részét, hanem a lengyelországi epipaleozóos tábla területét is elborította.

Az alpi orogén ciklus bevezető, evolúciós szakaszában lerakódott triász, jura és alsókréta koru üledékek általában mindenütt epikontinentális jellegűek.

A Tethys centrális része és déli szárnya ekkor egyenletesen, lassan süllyedő tengermedence volt, ahol uralkodólag, gyakran igen tekintélyes vastagságot elérő, sekélytengeri, terrigén törmeléket alig tartalmazó, karbonátos üledékek halmozódtak fel.

A lengyelországi epipaleozóos tábla epikontinentális triász, jura és alsókréta koru rétegsorai ugyancsak több ezer méter vastagok, de bőségesen tartalmaznak terrigén törmelékes kőzeteket is. Az alsó- és felsőtriász, valamint a jura és az alsókréta erősen homokos, agyagos kifejlődésű.

A Tethys É-i szárnyának a triász, jura és alsókréta koru üledékei a két előbbi terület közötti átmeneti kifejlődésűek, de inkább az északi táblás előtér képződményeihez hasonlítanak. Az alsó- és a felsőtriász többnyire homokos, agyagos kifejlődésű /keuper fácies/, az alsójura is homokos /gresteni fácies/, az alsókréta szintén /preflis/. A perm-alsókréta képződmények összvastagsága azonban sehol sem olyan nagy, mint az előbbi két területen. A legszembetűnőbb és leglényegesebb sajátossága a Tethys É-i szárnyának, hogy bizonyos övekben, nagy mennyiségben tartalmaz mélytöréseket jelző, jura-alsókréta koru, iniciális, ofiolitos magmatitokat. Tehát az É-i szárny az alpi ciklus folyamán eugeoszinklinális volt. Iniciális magmatitok sem a lengyelországi epipaleozóos táblának, sem a Tethys centrális részének a jura-alsókréta üledékeihez nem kapcsolódnak.

5. Míg az epipaleozóos tábla területén az epikontinentális üledékképződés a felsókréta és a kainozóikum során is tovább tartott, az alp-kárpáti geoszinklinális övezet területén a kréta időszak közepén alapvető tektonikai folyamatok /inverzió/ zaj-

lottak le. Egyidejűleg fellépő É-D-i, valamint K-Ny-i irányú kompressziós hatások bonyolult térszükülést, torlódást eredményeztek. A D-i szárny és a centrális rész kisebb-nagyobb kéregrészei észak felé mozogva az É-i szárny kéregrészei közé ékelődtek, illetve nagy kiterjedésű rátolódások, takarók alakjában borították be azokat. Így jöttek létre az Alpokban a Keletalpi-takarórendszerek, az ugyan-csak összetorlódott Penninikum és Helvétikum felett, valamint a Nyugati-Kárpátokban a Szubtátrai-takarórendszerek, a Tatridák felett, s így kerültek jelenlegi helyükre a Bakonyidák és Bükkidák is, részben esetleg ugyancsak takarók, rátolódások formájában. Keletebbre és északi szárny szomszédos kéregrészei kerültek egymás fölé. Így jöttek létre a Déli- és a Keleti-Kárpátok, az Erdélyi-Középhegység, valamint az Alföldidák takarói és rátolódásai. A legmobilisabb övek jellegzetes szinorogén formációja a flis.

6. Mialatt az alpi fő-orogén fázisok hatására a kréta időszakban a kárpáti térség belsőbb részeiben magasra emelkedő szárazulatok jöttek létre /pl. a Déli-Kárpátok, az Erdélyi-Középhegység és az Alföld területén/, addig az északi táblás előtér területén bekövetkezett a mezozoikum legnagyobb transzgressziója. A felsőkréta tenger nemcsak a Lengyel-német síkság, hanem a Cseh-masszivum és az Orosz-tábla területét is elborította.

Tehát a kárpáti mobilis területnek és a lengyel epipaleozóos táblának a perm-től az alsókrétaig lényegében hasonló földtani fejlődése a középső-krétában eltérő irányt vett.

7. Míg a táblás előtér területén a kainozoikumban nyugodt körülmények között csak mérsékelt arányú üledékképződés volt, addig a kárpáti térségben az alpi ciklus legmozgalmasabb szakasza következett be. A Külső-Kárpátok helyén lévő tengervályukban felhalmozódott kréta-paleogén flisképződmények a neogén fázisok hatására összetorlódtak, s részben az előtérre is rátolódtak. A kárpáti térség legkülső övében a kéreg kivastagodott, ami az egész öv kiemelkedését eredményezte: létrejött a Kárpátok hegykoszoruja. A kiemelkedő területek lepusztulási termékei, nagyvastagságú molassz-üledékek formájában az előmélyedések és a belső süllyedések területén halmozódtak fel. Ez utóbbi helyen az üledékképződést nagy szubszekvens vulkáni tevékenység kísérte.

BEFEJEZÉS

A Szentkereszt-hegység, illetve általában Lengyelország földtani felépítésének megismerésére minden olyan magyar geológusnak szüksége van, aki harmadidőszakinál idősebb képződményekkel foglalkozik. A harmadidőszak előtt ugyanis a Kárpátok vonulata még nem létezett. A Magyarország DK-i, alföldi részen és Lengyelország területén lévő mezozoos képződményeknek a közvetlen és szoros ősföldrajzi kapcsolatai nyilvánvalóak. A paleozoos és a prekambriumi képződményekkel foglalkozó geológusok számára ugyancsak nélkülözhetetlen Lengyelország földtanának ismerete. Ugyanis a magyarországi, az alpi és a paleozoos orogén fázisokkal erősen tektonizált, préselt és metamorfizált paleozoos és annál idősebb képződmények a Szentkereszt-hegység területén, csupán mérsékelten tektonizált, és csak a legalacsonyabb fokon metamorfizált állapotban, kitűnő feltárásokban vizsgálhatók.

IRODALOM - REFERENCES

1. BOGDANOFF A. A. , MOURATOV M. V. , SCHATSKY N. S. 1964
Tectonics of Europe. Explanatory note, 1-360, Moscow
Ezen belül:
SOKOLOWSKY S. , ZNOŠKO J.
The area of Hercynian folding within Poland. 142-153
KÖLBEL H.
The structure of the Polish-German Lowlands basement.
153-158
GAERTNER H. R. von, WATNAUER A.
The Central European Variscides. 158-177

2. Geological Map of Poland, 1:500.000, Warszawa 1972
3. KOSTROWICKI J. 1957
Środowisko geograficzne Polski. - Warszawa
4. KSIAZKIEWICZ M. , SAMSONOWICZ J. , RÜHLE E. 1965
Zarys geologii Polski. 1-379, Warszawa
5. POZARYSKI W. 1958.
Góry Świętokrzyskie. 1-11. /"Przekroje geologiczne przez Polskę"/
Warszawa 1958
6. STILLE H. 1924
Grundfragen der vergleichenden Tektonik, 1-143, Berlin
7. ZNOSKO J. /ed./ 1968
Geological Atlas of Poland, 1: 2.000.000, Warszawa

OUTLINES OF THE GEOLOGY OF THE HOLY CROSS MOUNTAINS,
POLAND

by
K. Szepesházy

ABSTRACT

The territory of Poland consists of three essentially different megatectonic units. The NE part of the country belongs to the epiproterozoic East European Platform /"Ureuropa"/, the central and W part is an epipaleozoic Platform /Paleo- and Mesoeuropa/, including the Holy Cross Mountains, while the southernmost area is a sector of the Alpine-Carpathian orogenic belt /Neoeuropa/.

The stratigraphic subdivision and the lithologic sequences of the Holy Cross Mountains are briefly sketched.

The tectonically highly disturbed intermediary zone situated between the platform areas and the young orogen is completely covered by the thrust-sheets and nappes of the Outer Carpathian Flysch Belt and by the mighty Neogene molasse series of the Carpathian Foredeep. For this reason the interconnexion between their respective Precainozoic formations is practically unknown.

Among the units of the Inner Carpathians, it is that of the W-Carpathians which is situated nearest to the epipaleozoic platform. However, the stratigraphic sequences and facies patterns of the Veporides and Gömörides as well as of the Hungarian Central Mountains /Bükkides, Bakonyides/ differ considerably from those of the foreland. A slight stratigraphic analogy may be recognized with the Tatrídes.

The fact that there is no outcropping crystalline zone in the NE-Carpathians makes even more difficult to trace the prolongation of the epipaleozoic platform. Beyond the Klippen Belt lies immediately a Neogene molasse basin, the so-called Subcarpathian Inner Depression.

New evidence has been produced by hydrocarbon drilling in the latter area. It turned out, e.g., that the Permian to Lower Cretaceous formations of the Holy Cross Mountains show a striking affinity with the equivalent formations hit by drilling under the Great Hungarian Plain. In both areas the Upper Permian is germano-type; the Lower and Upper Triassic series are psammitic-pelitic, and so is the Lower Jurassic /of Gresten facies/. An important difference is, however, that in some sectors of the Great Hungarian Plain ophiolite-type mafic initial magmatites occur associated with the Mesozoic sedimentary formations.

The geological history of the two areas reveals some marked similarities during the first, evolutionary stage of the Alpine-Carpathian orogenic cycle. In the Middle Cretaceous, however, their development started to diverge. On the platform area of the foreland the quiet epicontinental sedimentation went on, while in the Carpathian area the very movemented main stage of the Alpine orogeny set in, with large-scale crustal movements, Flysch deposition, and subsequent volcanic activity.

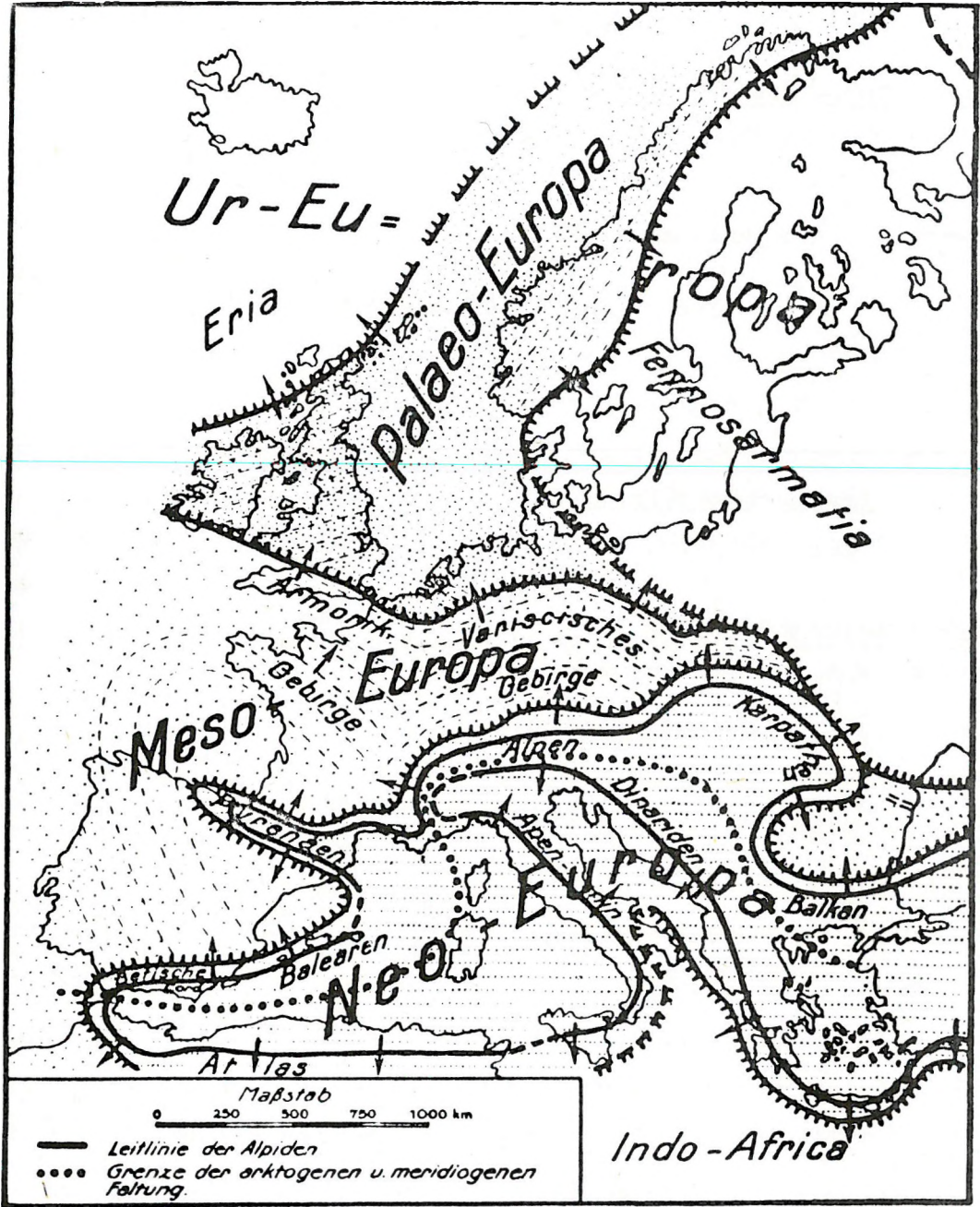
Address of the author:

Dr. Szepesházy Kálmán

H-1112 Budapest

Népstadion ut 14

Hungarian Geological Institute



1. térkép.

Fig. 1.

1. térkép. Európa tektonikai taglalása

/H. Stille, 1924./

a/  Az Alpidák vezérvonala

b/  Az arktogén és meridiogén gyűrődés határa

Fig. 1. Tectonic Sketch of Europe

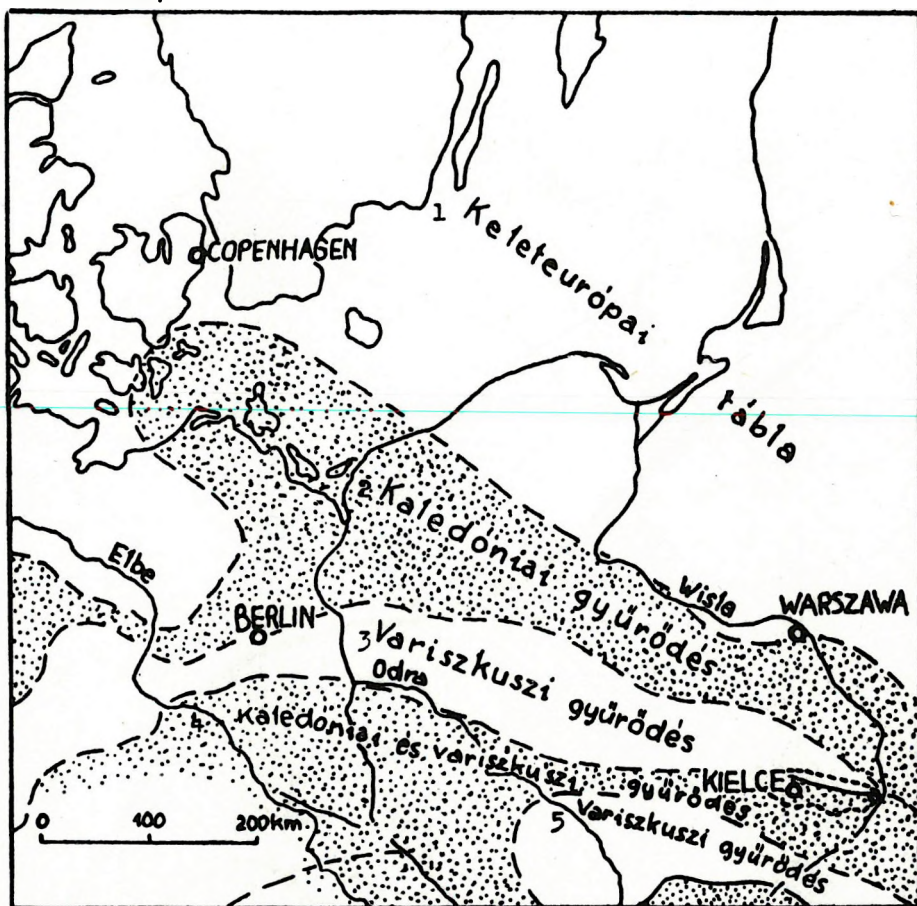
/by H. Stille 1924/

a/ Main strike line of the Alpides

b/ Boundary of the arctogenic and meridiogenic folding

2. térkép

Fig.2



2. térkép

A Lengyel-Német Síkság tektonikai vázlata

/J. Znosko és H. Kölbel, 1964./

Fig. 2.

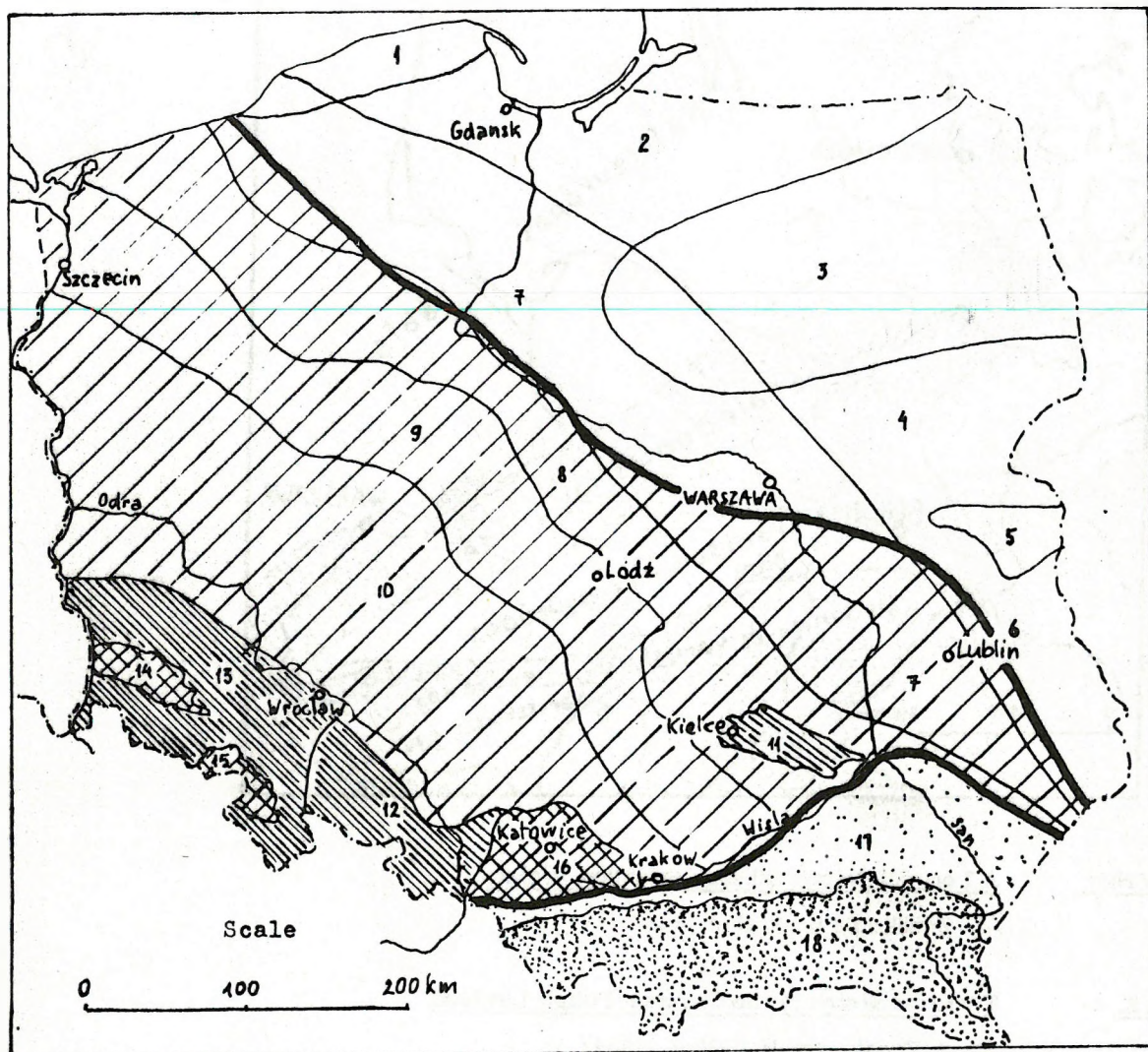
Tectonic Sketch of the German-Polish Lowland

/by J. Znosko and H. Kölbel, 1954/

Legend

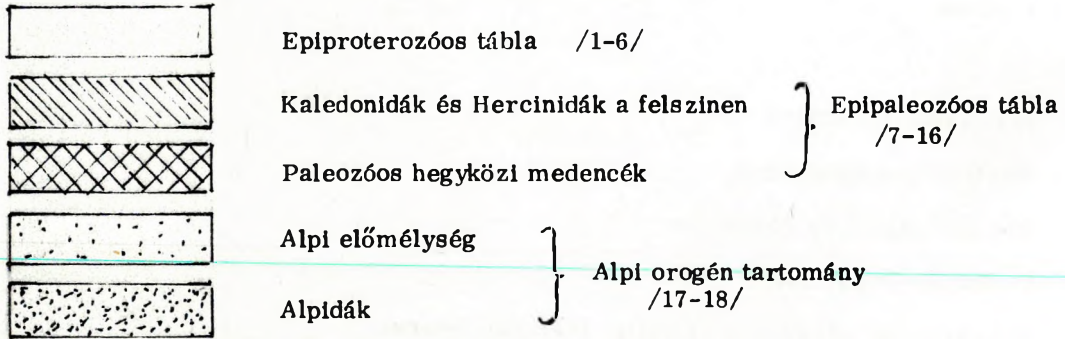
- 1 - East European Platform
- 2 - Caledonian Folding
- 3 - Variscian Folding
- 4 - Caledonian and Variscian Folding combined
- 5 - Variscian Folding

2343



3. térkép. Lengyelország tektonikai egységei

/J. Znosko, 1968/

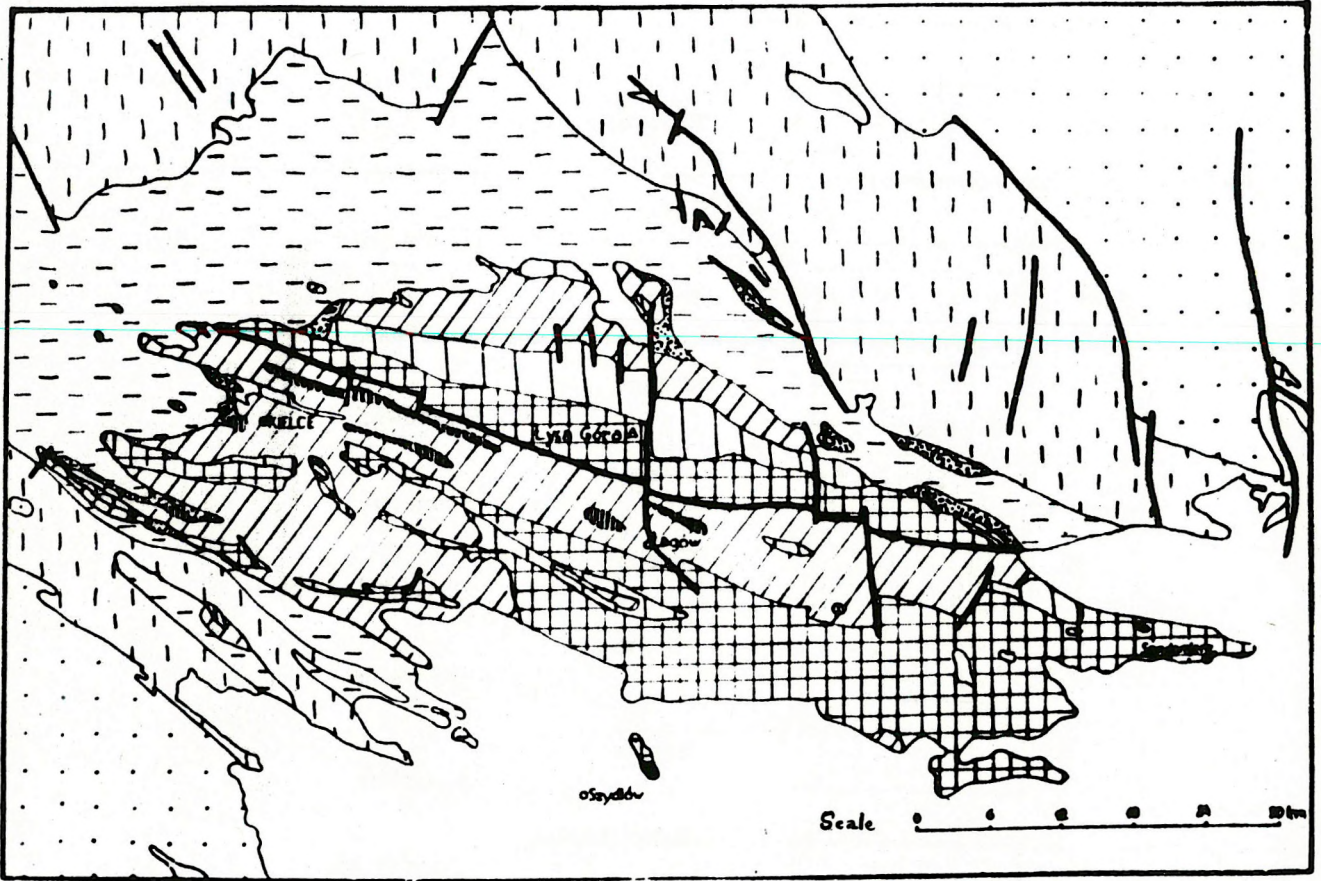


1. Leba eleváció
2. Peribalti szinekliza
3. Suwalki-Mazury antekliza
4. Podlasie depresszió
5. Slawatycze eleváció /Lublin-Podlasie horszt/
6. Bug depresszió
7. Marginális szinklinórium /Mazóvia-lublini medence/
8. Középlengyel antiklinórium /Pomerániai-kujawyi antiklinórium/
9. Szczecin-Lódz-Miechów szinklinórium
10. Preszudéta és Szilézia-Kraków monoklinális
11. Szentkereszt-hegység /Góry Swietokrzyskie/
12. Keleti-Szudéták
13. Nyugati-Szudéták és preszudéta tömb
14. Észak-szudétai belső medence
15. Dél-szudétai belső medence
16. Felső-sziléziai /Szilézia-Krakow/ medence
17. Kárpáti-előméllység
18. Kárpátok

Fig. 3 Tectonic Units of Poland /by J. Znosko 1968/

- A/ - Epiproterozoic Table /platform/ /1-6/
 - B/ - Caledonides and Herynides at the surface
 - C/ - Paleozoic intramontane basins
 - D/ - Alpine foredeep
 - E/ - Alpides
- } Epipaleozoic platform
/7-16/
- } Alpine orogen /17-18/
-
- 1 - The Leba Elevation
 - 2 - Peribaltian Syneclise
 - 3 - Suwalki-Mazury Anteclise
 - 4 - Podlasie Depression
 - 5 - Sławatyczne elevation /Lublin-Podlasie Horst/
 - 6 - Bug Depression
 - 7 - Marginal Synclinorium /Mazovia-Lublin Basin/
 - 8 - Central Polish Anticlinorium of Pomerania and Kujawy
 - 9 - Szczeczyn-Łódz-Miechów Synclinorium
 - 10 - Presudetic and Silesia-Kraków Monocline
 - 11 - Holy Cross Mountains /Góry Świętokrzyskie/
 - 12 - Eastern Sudetes
 - 13 - Western Sudetes and the Pre-sudetic Mass
 - 14 - North-sudetic Inner Basin
 - 15 - South-sudetic Inner Basin
 - 16 - Upper Silesian /Silesia-Kraków/ Basin
 - 17 - Carpathian Foredeep
 - 18 - Carpathians

4. térkép



4. térkép

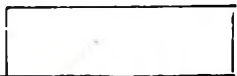
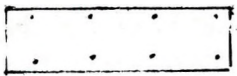
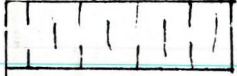
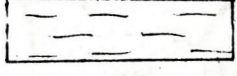
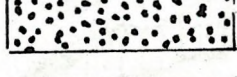
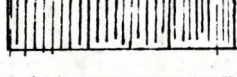
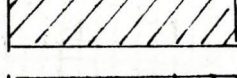
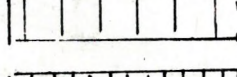
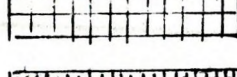
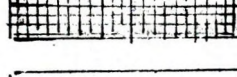

A Szentkereszt-hegység földtani térképvázlata

/J. Samsonowicz, 1965/

Fig. 4.

Geological Sketch Map of the Holy Cross Mountains

/by J. Samsonowicz, 1965/

1		Tercier	
2.		Kréta	Tertiary Cretaceous
3		Jura	Jurassic
4		Triász	Triassic
5		Perm	Permian
6		Karbon	Carboniferous
7		Devon	Devonian
8		Szilur	Silurian
9		Kambrium	Cambrian
10		Prekambrium	Precambrian
11		Szerkezeti vonal /vető, rátolódás/	Structural line /fault, overthrust/

A KŐSZÉN- ÉS KŐSÓKÉPZŐDÉS INTENZITÁSVÁLTOZÁSAI
A NEOGÉNEN

Jaskó Sándor *

Mots-clés BRGM-CNRS tárgyszavak: Charbon, évaporite, sédimentation, paléoclimat, paléomorphologie, Néogène; Europe, Moyen-Orient. -- 3 ill.

Az utóbbi évtized geofizikai mérései és mélyfurásai a Földközi-tenger medencealjzatában igen elterjedt, miocén gipsz- és kősó-képződményeket mutattak ki. A miocén evaporitok ** keletkezésével számosan foglalkoztak, így HSÜ K. J. /1972/, RYAN W. B., CITA M. B. /1972/, NESTEROFF W. et al /1972/, CITA M. B. /1972/, KONRAD G. /1973/, SONNENFELD P. /1974, 1975/, BENSON R., RUGGIERI G. /1974/, MALOVITSKY Ya. P. et al. /1975/, DROOGER C. W. /1975/. Ósföldrajzi hipotézisek javarészt csak a Földközi-tenger medencéjére vonatkoznak. Nem vizsgálták meg, hogy az új feltevések milyen mértékben felelnek meg az európai szárazulat kősó- és barnakőszentenlepeket tartalmazó neogénjére már régebben kialakult általános rétegtani felfogásnak.

Az evaporitok egyes földtani időszakokhoz kötött voltát már régebben is vizsgálta SZÁDECZKY-KARDOSS E. /1930/, SZENTES F. /1947/ és LOTZE F. /1938, 1965/. A kőszénképződés legkedvezőbb feltételeit STRAKHOV N. M. /1967/, TIMOFEEV P. P. /1968/ és LÜTTIG G. /1971/ állapította meg.

Hiányzott azonban az európai neogén egyes emeleteinek ilyenirányu részletes vizsgálata. Ezért jelen dolgozatomban megkíséreltem a hatalmas mennyiségű adat rend-

* Előadva a Magyarhoni Földtani Társulat Általános Földtani Szakosztályának 1977. nov. 16-i ülésén.

** Az alábbiakban az un. beszáradási kémiai üledékekre /anhidrit, gipsz, kősó, kálisó/ a rövideg kedvéért az evaporitok elnevezést fogjuk használni, SZÁDECZKY-KARDOSS E. /1930/ alapján.

szerezésével és kritikai vizsgálatával egységes képet nyerni a közép- és dél-európai, valamint közelkeleti neogén kifejlődésének ilyen vonatkozásairól.

A kőszótartalmu rétegek igen jellegzetes, száraz éghajlathoz kötött képződmények. A sóképződés lényege, hogy a csapadékszegény vidékeken a telített oldatok vize elpárolog. A szénképződmények létrejöttéhez viszont állandó bő csapadékot igénylő, dus növényzet szükséges. Ezért nem képződhetnek az evaporitokkal egy időben és egy helyen.

A miocén éghajlati övek, továbbá a szénképződmények és evaporitok térbeli elterjedését szemlélteti az 1. sz. ábra.

Három nagyjából K-Ny csapású övezet alakult ki. Ezek északról dél felé:

- A/ Humid klímavövidék kőszénképződményekkel, evaporitok nélkül.
- B/ Szemiarid klímavövidék helyenként szénképződményekkel, másutt evaporitokkal.
- C/ Arid klímavövidék evaporitokkal, szénképződmények nélkül.

Délről észak felé az evaporitok mennyisége általában fokozatosan csökken, a szénképződményeké pedig fokozatosan nő.

Az A és B övezetekben a humid jelleg nyugatról kelet felé is csökken. A kőszén-előfordulások nyugaton gyakoriak, míg keleten már csupán a hajdani hegységek tövében találhatóak. Feltűnő, hogy a 28-30 hosszúsági fokok közötti sávban, észak-déli irányban mintegy 5-6 szélességi fok távolságra eltolódott az átmeneti-klímavövidék fekvése. Európában ugyanis jóval északabba húzódik a miocén evaporitok elterjedése, mint Kisázsiaiban. Érvényesül ez a különbség a kőszéntelepek elterjedésében is. Európában csak ritka kivételként található miocén barnakőszéntelepek a 43. szélességi fokról D-re. Ezzel szemben Kisázsiaiban gyakoriak még a 37. szélességi fok tájékán is. Valószínű, hogy az átmeneti klímavövidék eredetileg változatlanul húzódott nyugatról kelet felé, de a nagyarányú miocén-utáni kéregmozgások utóbb eltolták az európai szárazulatot Kisázsiahoz képest észak felé.

Emellett szól az is, hogy a miocén tengerpart ugyanígy elkanyarodik dél felé a Visztula és Dnyeszter folyók mentén, nagyjából Varsó, Lvov /Lemberg/ és Vinnyica tájékán.

Részletezve a következőket mondhatjuk.

Hollandiától kelet felé a Német-Lengyel-síkságon A_1^* , valamint a Német Középhegység, Érchegység és Szudéták északi tövében számos helyen tártak fel jelentős barnakőszén-előfordulásokat. A legkeletibb szénnyomokat a Bug folyó keleti partjáról, Breszt közeléből MANÜKIN S. S. et al. /1968/ írta le.

A Német-Lengyel-síkságon a miocén kövületszegény szárazföldi fáciestű. Csak Alsó-Szászországban és Schleswig-Holsteinben északnyugat felől /HINSCH W. - ORTLAM D. 1974/, ill. Sziléziában déli irányból /LUCZKOWSKA E. - DYOR St. 1971/ csatlakoznak ősmaradványokkal igazolhatóan tengeri üledékek. Ezért az észak-német és lengyel széntelepes rétegsorok általában nem párhuzamosíthatók pontosan a Paratethys tengeri és elegeyvizű, ősmaradványdús rétegsoraival. Üledékkőzettani és pollen-sporvizsgálatokkal mindössze annyit sikerült kimutatni, hogy a terület neogén szárazföldi rétegsora hosszabb földtani dőn át rakódott le. Ezért ugyanazon szénelőfordulás legalsó telepeit a felsőoligocénbe, középső- és felső telepeit pedig az alsó-, középső-, sőt esetleg a felsőmiocénbe sorolják a különböző szakemberek. DYOR St. /1970/, CIUK E. /1970/, CIUK E. /1970/, ZIEMBINSKA M. - NIKLEWSKI I. /1966/, AHRENS H. - LOTSCH D. - TZSCHOPPE E. /1968/, HUNGER R. /1953/, HOLUB V. - SKOCEK V. /1968/.

A Fekete-tengertől és Káspi-tengertől északra lévő síkságról A_2 sehonnan sem említ az irodalom neogén barnakőszén- és lignittelepeket. Csak a Dél-Ural tövében A_3 van egy kisebb szénmedence /MOKRINSZKIJ V. V. 1962/439-443.o. és MATVEEV A. K. 1960/421.o./.

A Paratethys nyugati részén, vagyis az Alpok és Kárpátok neogén szegélymélységeiben B_1 , valamint a Rajna-árokban és Észak-Olaszországban a kőszénképződmények és az evaporitok tengeri faunákkal részletesen tagolható üledéksorokba közbetelepülve találhatóak, ezért pontos földtani koruk általában jól megállapítható /JASKÓ S. 1973 és 1975, MORETTI A. 1962, NASCIMBEN P. 1970, RAILEANU G. - GRIGORAS N. 1963, SUF J. 1952, ZAPFE H. 1956, stb./.

* A szögletes zárójelbe tett betűk és számok az 1. sz. ábrán azonos jelzéssel feltüntetett földtani körzeteket jelölik.

Kisázsiában [B_2] számos egymástól különálló neogén medence van. /Az erősen sematizált 1.sz. ábra csupán a legnagyobbakat tünteti fel. E medencék neogén rétegsorai részben tengeri, részben szárazföldi üledékes és vulkáni képződményekből állnak. Korrelációs nehézségek miatt mindössze annyi mondható, hogy itt a barnakőszén- és lignittelepek az egyes medencékben egymástól függetlenül jöttek létre, a miocén és pliocén legkülönbözőbb szintjeiben. /BECKER-PLATEN J. D. 1974, STAESCHE U. 1972./

Kisázsia keleti felében a tengeri rétegsorokban gyakoriak a gipszrétegek; helyenként kősó is található. Az evaporitok pontos földtani kora vitás. NEBERT K. /1956/ szerint a középső- és felsőmiocénbe, IRRILITZ W. /1970/ szerint a miocén alsó részébe tartoznak.

A Kaukázus és Kiskaukázus környékén [B_3] csak gyenge szénképződés történt a felsőoligocénben, felsőmiocénben és pliocénben /MOKRINSZKIJ V. V. 1962/ tengeri. Itt a középső- és felsőmiocénben vastag tengeri üledéksor jött létre, amelyben jelentős gipsz- és kősótelepek találhatóak /GABRIELJAN A. A. 1962/, ALIZADE K. A. 1972/.

A Káspi-tenger és az Aral-tó közötti területen [B_4] a tengeri miocén üledékekben gyakoriak a gipszpadok, helyenként kősó is található /SZMOLKO-SZMIRNOV-POPOV 1972/, SLYGIN E. et al. 1971/.

Az utóbbi évtizedben több kutatófurást mélyítettek a Földközi-tenger medencealjazatának kutatására. Így nyugaton a Lyoni-öbölben /CRAVATTE et al. 1974/, a tengermedence középső részén [C_1] a Tirrén- és Jón-tengerekben [C_2] NESTEROFF W. et al. 1972/, valamint keleten Izrael partjainak közelében [C_3] /DERIN B. -REISS Z. 1973/. Számos kőolajkutató furás mélyült az Adriai-tengerben is /HARK H. U. -SCHÖNEICH H. 1971/. Ezek valamint a geofizikai mérések több helyen kimutatták az evaporitos "messiniano" rétegeket a medencealjazatban a jelenleg tengerrel borított helyeken is. A Földközi-tengertől kelet Libanonban, Izraelben és Jordániában nincsenek miocén üledékek. Csupán a Jordán-árok tektonikus süllyedékét tölti ki jelentős kősótelepeket is tartalmazó miocén rétegsor /BENDER F. 1968/.

Szírnia keleti részétől a Perzsa-öbölhöz hatalmas, összefüggő területen található gipsz- és kősótartalmú lerakódások C_4 . Ezek főleg a középsőmiocénbe sorolható "Alsó-fars" rétegsorban, kisebb mennyiségben pedig az alsómiocén "Dibbane" rétegekben található /WOLFART R. 1967, NAQUIB K. 1967, METWALLI M. H. et al. 1974, WETZEL R. 1974/. Iránban az evaporitokban gazdag rétegeket, amelyek valószínűleg az "Alsó-fars"-sal egykorúak, egyes szerzők "Gachsaran-formáció" névvel jelölik /GILL W. D. - ALA M. A. 1972, JAMES G. - WYND J. 1965, FALCON N. J. 1974/.

Észak-Iránban, a Káspi-tengertől délre húzódó hegyláncok molassz-öveiben C_5 felsőoligocén és miocén üledéksorban - "Qom-formáció" - a gipszpadok gyakoriak. Helyenként jelentős konyhasó- és kálisó telepek is képződtek. Az egymástól elszigetelt medencék neogén rétegsorai nem párhuzamosíthatók sem a kaukázusi, sem a Perzsa-öböl környéki rétegsorokkal, STÖCKLIN J. 1974/, ALAVI M. 1972/.

Az evaporit-képződési és kőszénképződési korszakok váltakozásait a neogén folyamán jól tanulmányozhatjuk a Paratethys középső és nyugati részében, valamint az azzal szomszédos területek fauhákkal részletesen tagolható üledéksoraiban. Itt jó lehetőség van az egyes telepek pontos földtani korának megállapítására.

A Paratethys nyugati és középső részein, valamint az azokkal szomszédos területeken létrejött tengeri, elegendő és édesvízi rétegssorok vastagsága a fiatal lánc-hegységek szegélyméliségeiben az 5-6000 m-t is eléri. Ugyanezen idő alatt a környező masszívumok csak kevéssé süllyedő felszínén jóval vékonyabb üledéksorok keletkeztek /JASKÓ S. 1972. és 1974/. A középsőmiocén tengeri üledéksorokban helyenként gipsz- és kősótartalmú tagozatok vannak. Limnikus kőszénképződmények gyakran találhatóak a neogén üledéksorok kezdő- és zárótagjaiként, paralikus telepek ritkábbak, ezek a medenceszegélyeken vannak.

Vizsgáljuk meg az itteni evaporitok és kőszénképződmények tér-időbeli elterjedését.

A 2. sz. ábrán a pontozott helyeken csupán szárazföldi /limnikus, tavi és folyóvízi/ üledékek találhatóak. A csikozott részeken a rétegsor zöme tengeri, de evapo-

ritok nem képződtek. A keresztekkel jelölt helyeken gipsz- és anhidritpadok fordulnak elő a tengeri üledékek között. A kősó- és kálisó-előfordulásokat külön jelzés mutatja.

A 2. sz. ábrán a miocénkoru barnakőszén- és lignitelőfordulásokat szénvagyonuk nagysága alapján háromféle különböző jelzés ábrázolja / > 50 millió to, 50-500 millió to, < 500 millió to/. A térképen a ma már felhagyott bányahelyek is láthatók. A térkép ugyanis nem a jelenlegi gazdaság-földrajzi helyzetképet mutatja, hanem a hajdani szénképződés térbeli elterjedését és a földtani-teleptani körzetek határait kívánja szemléltetni. A készletekre vonatkozó főbb adatok a következő szerzők ki nyomtatott műveiben található meg:

Ausztria: PETRASCHEK W. /1921-1922/, KIRNBAUER F. /1967/

Magyarország: VITÁLIS I. /1939/, BARTKÓ L. - HEGEDŰS Gy. -
KÓKAY J. /1963/

Jugoszlávia: MILOJEVIC R. - ČIČIĆ S. /1971/, SIMIĆ V. /1958/

Románia: RAILEANU G. et al. /1963/, PROTESCU O. /1932/

Bulgária: JOVCSEV I. S. /1960/

Olaszország: PILOTTI C. - DE CASTRO C. /1933/, CASTALDO G. -
STAMPANONI G. /1975/

Európa több országát is egybefoglaló kimutatásokat készítettek: BISCHOFF G. - GOCHT W. /1970/, GORSZKIJ K. I. et al. /1972/, SCZWAHN M. /1958/, HAVLENA V. /1964/, MAKSZAKOVSKIJ V. P. /1968/ és FRIEDENSBURG F. /1965/.

Bár a felhasznált készlet-adatokat különböző szerzők különböző időpontokban és nem azonos elvek szerint állították össze, összesítésük mégis felhasználható tájékoztató adatközlésre. Ennek alapján készült a 2. sz. térkép, valamint a 3. sz. ábra grafikonja. A felsorolt 97 barnakőszén-előfordulás közül 58 /60 %/ 50 millió tonnánál kevesebb szénvagyonu. 26 előfordulás /27 %/ szénvagyona 50-500 millió tonna között van. Csak 13 olyan előfordulás van /13 %/, amelynek szénvagyona több mint 500 millió tonna.

A miocén barnakőszén- és lignitelfordulások a következők, /a 2.sz. ábrán is alkalmazott sorszámozással megegyezően/:

I. Az Alsó-Rajna-völgy és az Északi-tenger partvidéke

1. Limburg, 2. Alsórajnai-öböl, 3. Hamburg, 4. Kiel, 5. Jütland, 6. Westerwald, 7. Nordhessen

I/a. Az Északnémet- és Lengyel-síkság, valamint a Német Középhegység, Érc-hegység, Szudéták északi lába. 8. Wittenberg, 9. Bornhausen, 10. Thön-hegység, 11. Lipcse, 12. Nyugat-Lausitz, 13. Kelet-Lausitz /Lusatia/, 14. Legnica-Scinava, 15. Danzig, 16. Trzcianka, 17. Zlocsev, 18. Konin /Ochle/, 19. Belchatov, 20. Rogozno, 21. Skierniewic, 22. Morysin, 23. Adamov, 24. Breszt, 25. Sziléziai-medence, 26. Turow, 27. Chomutov /Komotau/, 28. Sokolov /Falkenau/, 29. Cheb /Eger/

II. Mainzi-medence és Rajna-árok. 30. Mainzi-medence, 31. Rajna-árok

III. Az Alpok északi előmélysége és a Bécsi-medence környéke.

32. Thurgau, 33. Wirtatobel, 34. Nördlingen, 35. Wackersdorf, 36. Budejovica-Trebon, 37. Trimmelkam, 38. Amstetten, 39. Geras /Langau/, 40. Wartborg, 41. Gloggnitz-Pitten

IV. Az Északnyugati-Kárpátok előmélysége /említésre érdemes kőszénképződmények nem ismeretesek/.

V. A Pannónia-medence északi széle. 42. Herend, 43. Várpalota, 44. Handlova-Nováki /Nyitrabánya/, 45. Modry-Kámen /Kürtös/, 46. Salgótarján, 47. Nagybátony, 48. Ózd, 49. Borsod, 50. Edelény, 51. Vihorlát

Az I-X. jelzésű csoportok adataiból szerkesztettem a 3.sz. ábrán I-X. számmal jelzett grafikonokat. Az I/a, IX/a és X/a csoport előfordulásait - korrelációs nehézségek miatt - nem vettem tekintetbe a grafikonok szerkesztésénél.

VI. Erdély. 52. Brád, 53. Almásvölgy, 54. Petrosani-Lupeni /Zsilvölgy/,
55. Mehádia, 56. Brozovici.

VII. A Keleti-Kárpátok előmélysége. 57. Lvov, 58. Csernovci /Csernovic/,
59. Falticeni, 60. Baia, 61. Comanesti, 62. Reni-Vulcanesti.

VIII. A Déli-Kárpátok előmélysége és a Morava-árok.

63. Mladenovac, 64. Zajecar, 65. Kucaj, 66. Petrovac, 67. Despotovac,
68. Arandjelovac

IX. A Pannóniai-medence délnyugati része, valamint az ahhoz csatlakozó meden-
cekeret süllyedékei. 69. Keutschach, 70. Lavanttal, 71. Knittelfeld, 72. Tauchen,
73. Brennbach, 74. Köflach-Voitsberg, 75. Feldbach, 76. Eibiswald, 77. Poljance
/Pölschach/, 78. Radoboj, 79. Petrinja, 80. Hidas, 81. Pécsvárad, 82. Kamen-
grad, 83. Kotorvaros /Banja-Luka/, 84. Teslic, 85. Ugljevik, 86. Banovici

IX/a. A Dinaridák hegytömegébe besüllyedt kisebb neogén medencék.

87. Livno, 88. Bugojno, 89. Közép-boszniai-medence, 90. Mostar, 91. Dubno,
92. Jankova-Klisura, 93. Aleksinac

X/a. Az Alpok déli szegélye. 94. Valsugana

X. Az Északi-Appennineket kísérő süllyedékek. 95. Val D' Elsa, 96. Cecina,
97. Ombrione-Grosetto.

A 2. sz. ábrán I-X. sorszámmal jelölt területeken előforduló telepek földtani ko-
ra a következő:

I. Az Északi-tenger menti miocénkoru paralikus szénelőfordulások Hollandiá-
tól kezdve, az Alsó-Rajna völgyén át /HINTSCH W. - ORTLAM D. 1974 és
TEICHMÜLLER R. 1958/ észak-kelet felé haladva egészen Dániáig végig követ-
hetők. Ezeken a területeken az ugynevezett "Braunkohlensande" képződmények
mindenütt villásan beékelődnek a "Reinbek" és "Hemmoor", ősmaradványdus ten-
geri rétegsorba. Az Észak-tenger menti miocén rétegsorban evaporitok nem ismer-
etesek.

II. A Mainzi-medencét és a Rajna-árkot kitöltő neogén rétegsorban négy rétegtani szintben is mutattak ki gyenge barnakőszén-képződést: a katti Cyrena-márgában, az akvitáni Cerithiumos rétegben, valamint a középső-, ill. felsőpliocénben. Az akvitáni Corbiculás rétegekben a mélyfurások anhidrit- és kősórétegekre találtak. /WENZ W. 1921, WAGNER W. 1953, SCHAD A. 1964/

III. Az Alpok északi előmélysége és a Bécsi-medence

Gyenge szénnyomok vannak a felsőoligocén-alsómiocén molasszrétegekben a felsőbajorországi Lech és Inn folyók völgyeiben. A trimmelkai felsőtelepek kore szarmata /ZAPFE H. 1956/72.o./. Elterjedtebbek a középmiocén széntelepek. Utóbbiak közül a legjelentékenyebb a Budejovice-szénmedence /HAVLENA V. 1964/345.o./. A Bécsi-medencéből felsőpannon kora jelentős szénelőfordulások ismeretesek Zillingsdorf-Neufeld, valamint Dubnany környékén.

Az Alpok északi oldalán végighuzódó molassz-övből evaporitok nem ismeretesek. Egyedül a Bécsi-medence északi végében, a karpatien-badenien réteghatáron vannak gyenge anhidrit-nyomok /JANÁCEK I. 1974/81.o./.

IV. Az Északi-Kárpátok molassz övéből barnakőszén-, vagy lignitelőfordulások nem ismeretesek. Ez feltűnő, hiszen északabbra a Lengyel-síkságon, valamint délebbre az Északi-Kárpátok déli tövében egyaránt jelentős miocén széntelepek találhatóak.

Az Északi-Kárpátok molassz övében két szintben is fordulnak elő gipsz- és kősótelepek. A fiatalabbak a középső tortonaiba, az idősebbek az alsóburdigálaiba tartoznak. /LOTZE F. 1957/620.o., BÖHM-BEM B. 1943/8.o., KWIATOWSKY S. 1974/341.o./

V. A Pannóniai-medence északi felében az oligocén legvégén gyenge szénképződés volt Szápáron és az Esztergomi-medencében Szarkásbányán. Az alsómiocénbe sorolható a Borsodi-szénmedence legelső telepe Jákfalván /JASKÓ S. 1959/458.o., RADÓCZ Gy. 1960/52.o./. Ugyancsak az alsómiocénbe tartoznak Modry-Kamen alsó telepei /HAVLENA V. 1964/364.o./. A középsőmiocénben számos szénelőfor-

2343

dulás jött létre. Ezek közül a tortonienbe sorolják Handlovát. Ezzel szemben Modrý-Kámen felső telepeit, Salgótarjánt és Borsod felső telepeit a helvétienbe sorolják. /VITÁLIS I. 1939/257. o., SCHRÉTER Z. 1929/105. o., BARTKÓ L. 1961/145. o. /

Felsőmiocén /szarmata/ lignittelepek csak a terület ÉK-i részén fordulnak elő: Edelényben /BALOGH K. 1949/272. o. /, valamint a Vihorlát-hegységben /HAVLENA V. 1964/369. o., BRODNAN M. et al. 1959/24. o. /. Az alsópannonba soroljuk a rudabányai lignitelőfordulást, a felsőpannonba a nagykiterjedésű Mátra-bükkaljai lignitösszletet /JASKÓ S. 1966/317. o. és 1975/457. o. /. A Pannóniai-medence nyugati részében a felsőpliocén kora Unio wetzleris rétegekben is található lignitelőfordulások Jákon és Egerváron /JASKÓ S. 1976/456. o. /.

A Pannóniai-medence északkeleti szegélye mentén több jelentős, badenien-koru, kősóelőfordulás található: Mihályi /Mihalovce/, Aknaszlatina /Szolotvino/, Aknasugatag /Ocna Şugatag/. Egyesül a sóvári /Solivar/ előfordulás kora karpátién /JANÁCEK I. 1974/79. o. /. A Pannóniai-medencében szarmata anhidritnyomokat mutattak ki egy Budapesttől nyugatra mélyített furásban /JÁMBOR Á. 1974/301. o. /.

VI. Erdélyben a felsőoligocén és legalsó-miocén /akvitáni rétegek között találunk széntelepeket az Almásvölgyben /MOISESCU V. 1975/ és a Zsilvölgyben. A brádi előfordulás alsó telepei középsőmiocén, felső telepei szarmata koruak /RAILEANU-G. et al. 1963/232. o. /. A középsőpliocén lignitképződést csak néhány kis, jelentéktelen előfordulás képviseli; így Borszék /Borsec/ és Bárót /Baraolt/ /RAILEANU G. 1963/245. o. /.

Az Erdélyi-medencében igen jelentős kősóképződés volt a tortonienben /NAGY L. 1958/341. és 346. o., CIUPAGEA D. et al. 1970/246. o. /.

VII. A Keleti-Kárpátok neogén előméllysége., A Keleti-Kárpátok előméllységében csak gyenge lignitképződés volt a torton, szarmata és középsőpliocén folyamán /IONESI B. 1968/178. o., EDELSTEJN O. J. 1958/97. o. /.

tok külső szegélyét Lvovtól kezdve összefüggő vonulatban kísérő evaporitos képződmények különböző koruak. Alsó szintjüket az akvitániba helyezik, középső szintjük helvét, legfelső szintjük pedig tortonai koru. /STOICA C. 1961/252. o., PARASCHIV D. 1975/41. o., VINOVRADOV A. P. 1975/102. o./

VIII. A Déli-Kárpátok előmélységének nyugati szegélyén, valamint a Morava-völgyben számos szénelőfordulás található, amelyek kisebb része az alsómiocénbe, nagyobb része a középső-miocénbe sorolható. A Morava-völgy legjelentősebb lignitelőfordulása, a Petrovaci szarmata /?/ koru. /RAILEANU G. et al. 1963/225. o., SIMIĆ 1958/212. és 234. o./ Igen jelentékeny az a középpliocén koru lignitvonulat is, amely Motrul és Tişmanától kezdve egészen Ojasca és Cepturáig végig követhető a Déli-Kárpátok tövében. /RAILEANU G. et al. 1963/251-275. o./

A középsőmiocén kőszótelepek mindenütt megtalálhatók a Déli-Kárpátok lábánál is /NAGY L. 1958/221. és 247. o./. A Duna vonalától kezdve, a Dáciai-medence nyugati és délnyugati peremén a kőszó már hiányzik, de gipsz- és anhidrit rétegekre akadtak a furások Bulgáriában a tortonien koru üledékekben /JOVCSEV I. S. 1960/61. o./.

IX. A Pannóniai-medence délnyugati részét és a Gráci-öblöt, valamint az alaphegység-keretbe mélyülő kisebb süllyedékeket kitöltő rétegsorok egymáshoz hasonló kifejlődésűek. HÁMOR G. 1970-ben ezeket egy közös ősföldrajzi egységnek tekintette, a Pannóniai-medence északi részeitől elkülönítve.

Itt a legidősebb /alsómiocén koru/ telepek a délnyugati részen találhatók: Ugljevik és Banovici. Számos telep viszont kétségtelenül a tortonienbe tartozik; így a Gráci-öbölben Tauchen, továbbá a Mecsek-hegység peremén Hidas. /ZAPFE H. 1956/76. o., HÁMOR G. 1971/62, 214, 223, stb. o., HÁMOR G. - JÁMBOR Á. 1971/97. o./

Szarmata lignitterületek végigkövethetők a medence nyugati peremén: Feldbach, Poljance /Pöltschach/, Petrinja, Kamengrad. Az alsópannonból csak kisebb előfordulásokat ismerünk a Gráci-öbölben. A legjelentősebb lignitelőfordulások a Szombathely meletti Torony és a jugoszláviai Tuzla felsőpannon koruak /JASKÓ S. /1966. 319. o., STEVANOVIC P. M. 1959/5. o./

A középsőmiocén sóformációt mostanáig egyesül a Tuzlai-medence mélyében mutatták ki furások /SOKLIĆ 1961/73. o. /. A szarmatából csupán gyenge anhidritnyomok ismeretesek a tengelici furásból /JÁMBOR Á. 1974/304. o. /.

X. Az olaszországi lignitlepek két szintben fordulnak elő. Az idősebbek középmiocén koruak. Ezek fekéjében tengeri faunával jellemzet "Elveziano" rétegek, fedőjében pedig a "Messiniano" üledéksor települ /NASCIMBEN P. 1970/7. o. /.

A fiatalabb lignitek pliocén koruak. Az ezeket kísérő kőzetekből Dreissena, Melanopsis, valamint a magyarországi pannonból ismert Ostracoda fajok kerültek elő /DEVOTO G. 1969/21. o. /.

Többen reámutattak arra, hogy az olasz lignitlepes rétegsorok nem párhuzamosíthatók pontosan a Paratethys rétegsoraival /LÜTTIG G. 1959/353. o. /.

Az Appennini-félsziget és Szicilia elterjedt neogén rétegsoraiban mindenütt ugyanazon rétegtani szintben, a felsőmiocén Messinianoban vannak a gipsz- és kősótelepek /OGNIBEN L. 1973/243. o. , LENTINI F. 1962/6. o. , SCHREIBER Ch. -FRIEDMAN C.M. 1976/255. o. , CASTALDO G.--STAMPANONI G. 1975/XXII. és XXIX. o. /.

A kőszen- és evaporitképződés intenzitásváltozásait a neogén folyamán a 3. sz. ábra grafikonjai szemléltetik. Az I-X. sz. oszlopok megfelelnek az előzőekben azonos sorozámozással tárgyalt, illetve a 2. sz. ábrán körvonalazott területeknek. A különböző területek korrelációjának megkönnyítése, illetve a szemléletesség érdekében egyes korszakokat egybevonva tüntet fel az ábra. Így az akvitánit és burdigalit /eggenburgian/ mint alsómiocént, a helvétet és tortonait /Karpátian és Badénian/ mint középső miocént vontam össze. A szarmata és buglovi a felsőmiocén, a meotisi és alsópannon /pannon s. str. / az alsópliocén, a felsőpannon /pontusi s. str. / és dáciai a középsőpliocén, végül pedig a romániai és levantei képződmények a felsőpliocén rovatban szerepelnek.

A grafikonok baloldalán a pontozott részek a kőszén-, a jobboldalon pedig a ferdén kockázott rész az evaporitképződmények mennyiségét jelöli.* A pontozott és kockázott részek szélessége arányos az illető területen található mostanáig már letermelt és még meglévő készletek össz mennyiségével.

A grafikonokon látható, hogy barnakőszén- és lignit a neogén minden korszakában képződhetett, területenként eltérő intenzitással. Feltűnő, hogy a miocén végén és az alsópliocénben mindenütt csökkent, helyenként pedig teljesen megszakadt a lignitképződés. A közéspliocénben viszont ismét jelentős lignitképződés ment végbe a Bécsi-, Pannóniai-, Dáciai- és Thráciai-medencék területén. Ugy látszik, hogy a felsőmiocén-alsópliocén korszakot kivéve, a teljes neogén alatt a szénképződésnek megfelelő éghajlat volt Európa középső részén. Elsősorban a helyi üledékképződési sajátosságoktól függött, hogy mikor és hol keletkezett több vagy kevesebb szénképződmény.

Az evaporitképződés a Kárpátok külső szegélymélységében, valamint az Erdélyi-medencében és a Pannóniai-medencében főleg a közéspmiocénben - ezen belül is a tortonaiban - ment végbe. Jóval kevesebb itt az alsómiocénben, illetve felsőmiocénben keletkezett evaporit mennyisége. Az európai pliocén rétegsorokban pedig már nyomát sem találjuk gipsznek vagy kősónak.

Igen valószínű, hogy az evaporitképződés tortonaiba eső legnagyobb intenzitása, majd a szarmatában és alsópannonban a kőszénképződés átmeneti lecsökkenése ugyanazon okra, vagyis Európa éghajlatának megváltozására vezethető vissza. A különböző országokban végzett ősnövénytani vizsgálatok szerint az alsó- és középmiocénben általában humid, a felsőmiocénben arid, majd a pliocénben ismét humid éghajlat volt. /ANIC 1958/191. o., BERGER W. 1953/232. o., NAGY E. 1967/98. o. és 101. o., SCHWARZBACH M. 1966/60. o. és 1974/209. o., PLANDEROVÁ E. 1975/386. o., BENDA L.-SICKENBERG O. 1975/383. o./,

* A grafikonokon a sóképződés intenzitását a keletkezett telepek mennyisége és nem a minősége szerint értelmezem. Itt tehát Szádeczky-Kardoss E. felfogását követem, Lotze F. értelmezési módjától eltérve.

Ez természetesen nem mindenütt éreztette egyformán a hatását, mert a mikro-klimát a helyi adottságok is befolyásolták.

Elfogadva a klimaváltozások döntő hatását a barnakőszén- és evaporitképződés intenzitására, úgy kérdés, hogy ez egyidejűleg hatott-e nemcsak az európai szárazulaton, hanem a mai Földközi-tenger medencéjében is.

Utóbbi helyen a neogén evaporitok képződése egyedül a Messinianora korlátozódik. A Messiniano viszont – általános felfogás szerint – fiatalabb a közép-európai tortonai /Badenien/ korszaknál. Egyesek szerint egykoru a szarmatával és alsópannonnal. /COCHA I. 1970/25. o., CÍCHA I. – SENEŠ I. 1971/211. o., GILLET S. – FAUGERES L. 1974/1178. o./ Mások szerint a Messiniano nem a szarmatával, hanem az alsó- és felsőpannonnal egyidejű /SELLI R. 1970/58. o., BARTHA F. 1971/21. o., BENDA L. – MEULENKAMP I. E. 1972/562. o., BERGGREN W. A. et al. 1974/93. o., JIRICEK R. 1974/160. o., GIVULESCU R. – ANDRESCU I. 1976/1024. o. /. A Paratethys területén a szarmatában már csak igen elvétve, a pannonban pedig sehol sincs evaporit. A badeniennel egykorunak vehető olaszországi tengeri üledékekben viszont nincsenek sem gipsz-, sem kősórétegek. Ezeket a korrelációs nehézségeket tükrözi a 3. sz. ábrán a X. oszlopnak a többi oszloptól való különbsége.

Ennek a látszólagos ellentmondásnak kétféle megoldása lehet:

a/ Az első: változtatni kell az eddigi korreláción úgy, hogy a Messinianot ne a pannonnal, hanem a badeniennel vegyük egykorunak. Így az evaporitképződés egyidejűnek volna vehető mind a Paratethysben, mind a Tethysben. Ennek azonban nincsenek biosztratigráfiai alapjai s ezért mostanáig egyedül SONNENFELD P. vetette fel /1974/1143. o. /.

b/ A második: megmaradunk az eddigi korrelációnál és feltételezzük, hogy a klíma a Földközi-tenger vidékén később változott meg, mint Közép-Európában.

Az utóbbi változat mérlegelésénél tekintetbe kell vennünk, hogy az evaporit-kiválasztást helyi tényezők is befolyásolták.

A beltengerek sorsát az az arány szabja meg, amely a belőlük elpárolgó vízmeny-nyiség, a lehulló csapadék, továbbá a beléjük ömlő folyók vízbősége, végül pedig az óceánnal összekötő tengersizos áramlatainak nagysága és iránya között fenn-áll. Ha az elpárolgás nagyobb az utánpótlásnál, a medence kiszárad. Ha az elpá-rolgásnál nagyobb az édesvíz utánpótlódása /csapadék és folyóvízhozam/, a meden-ce vize fokozatosan kiédesedik, a vízfölösleg pedig utat keres magának az óceánok felé. Ha viszont az édesvíz utánpótlódás aránylag csekély, de megvan a lehetőség az óceánból való folyamatos vízbeáramlásra, úgy a medencében evaporitok fognak kicsapódni. Szemiarid éghajlaton az idő és tér függvényében különböző mértékben nyilvánulnak meg ezek a hatások. Így a középsőmiocén Paratethys zártabb öbleiben és tengericsatornáiban jöttek létre anhidrit- és kősótelepek ugyanakkor más meden-cerészekben nem. A középsőmiocénben itt még nem volt nagyobb folyóhálózat. A mai Német Középhegység, Érc-hegység, Szudéták és Podoliai-hátság irányvonalá-ban lapos vízválasztó hátság húzódott, amelytől északra lévő folyók nem a Paratet-hyst táplálták. Csak a miocén vége felé, illetve a pliocénben kezd kialakulni a mai víz-hálózat őse, amikor megszakad az összeköttetés az óceánnal, a Paratethys egyes részmedencéi egymás után kiédesednek és feltöltődnek. A Földközi-tenger környé-kén és a Közel-Keleten viszont továbbtartott a tenger uralma.

A humid és arid klimasávok között fekvő átmeneti övben a barnakőszételepeket lét-rehozó növényzet elterjedését is befolyásolták az ősföldrajzi viszonyok. A hegyvo-nulatokon több csapadék hullott, és ezért ezek lábainál akkor is lehetett erdőtakaró és mocsár, amikor a félsivatagos síkságokon legfeljebb szeppe-növényzet tudott megélni. Az átmeneti klímaövben minden klímaingadozás érezte a hatását. Ezért az európai középsőmiocén rétegsorokból jól kiolvashatók az üledékképződést befo-lyásoló tényezők földtörténeti változásai.

A térképmellékletek egybefoglalva ábrázolják a miocén egész időtartama alatt ke-letkezett kőszénképződményeket és evaporitokat. Külön-külön megrajzolva az alsó-középső- és felsőmiocén üledékföldtani térképeit, szemléltetni lehetett volna az egyes emeletek közötti különbségeket is. Ilyen részletes tanulmányhoz azonban még további vizsgálatokra lenne szükség és számos párhuzamosítási problémát kellene tisztázni.

Egyelőre meg kell elégednünk azzal a megállapítással, hogy a miocén kor második felében aránylag rövid idejű, de nagy területeken megnyilvánuló jelenség az evaporitképződés. Nem fogadhatók el azok az elméletek, amelyek ezt a jelenséget egyedül a Földközi-tenger medencéjének helyi jellegű, epirogenetikus szintváltásaival kívánják magyarázni. Közép-Európában a Badenien, a Földközi-tenger környékén a Messiniano, a Közép-Keleten pedig a Gachsaran, illetve az Alsófars rétegekben nagymennyiségű kősó- és anhidrit-lelakódások jelentkeznek, hosszú távolságokon végigkövethető, összefüggő kőzetrétegtani szintet alkotva. Valószínű, hogy ezek a képződmények az abszolút időskálának nem teljesen ugyanazon pontján jöttek létre. Keletkezésük azonban az említett területek fejlődésének ugyanazon, jellegzetes mozzanata, amely jól elhatárolható mind az azt megelőző, mind a követő idők földtörténeti eseményeitől. Egy másik jellegzetes epizód volt a Bécsi-, Pannóniai-, Dáciai- és Thráciai-medencék pliocénkori feltöltődésének végén a lignittelepek létrejötte, ez azonban jóval kisebb területen nyilvánult meg, mint a miocén evaporitképződés.

Az evaporitképződési szakaszt megelőzően szénképződésre alkalmas időszak volt az oligocén végi általános regresszió és a középsőmiocén transzgressziók között is. Az ekkori telepek azonban nem észlelhetők feltűnő formában a 3. sz. ábra rajzain. Ennek az lehet az oka, hogy az utóbbi széntelepek - a helyi adottságtól függően - némely helyen még az oligocén végi regresszió zárótagjaként /délerdélyi Zsilvölgy/, másutt meg a miocén rétegsor, helyenként eltérő szintekben transzgradáló kezdőtagjaként jöttek létre /pl. Salgótarján, Ózd, Borsod/.

Aránylag ritkább, - pl. a Várpalotai-szénmedencében - hogy a kőszénképződés a középsőmiocén tengeri rétegsort lezáró regressziós folyamathoz kapcsolódott.

Már LOTZE F. felállította az "egyidejűség-szabályt", amely szerint a kősóképződés egymástól távolfekvő vidékeken is azonos időpontokban éri el legnagyobb intenzitását. Szerinte ugyanez vonatkozik a kőszénképződésre is /LOTZE F. 1957, 1938/.

A mondottak alapján ez az európai és közel-keleti neogénre is érvényes. Egészen merev alkalmazása azonban legfeljebb csak egy-egy izodiasztrófikus régió belül lehetséges, mert az egymástól eltérő fejlődésmenetű területek között fáziseltolódások jelentkeznek.

IRODALOM - REFERENCES

1. AHRENS H. -LOTSCH D. -TZSCHOPPE E. 1968.
Gesetzmässigkeiten der Braunkohlenbildung in der "Jüngerer Braunkohlenformation" der Deutschen Demokratischen Republik. - I.G. Congress, Czechoslovakia. Proceedings of Section 11. 9-23., Prague
2. ALAVI M. 1972.
Étude géologique de la région de Djam. - Geological Survey of Iran. Report No. 23. 1-288., Tehran.
3. ALIZADE K. A. - ASADULAEV E.M. 1972.
Miocen. -Geologija SSSR Tom. XLVII. Azerbaidzhanskaja SSR. 151-178.
4. ANIĆ D. 1958.
Karakter flora i klime tercijsara na području FNRJ. - Geoloski Vjesnik. Sv. XII, 191-204. Zagreb.
5. BARTHA F. 1971.
A magyarországi pannon biosztratigráfiai vizsgálata. - /A magyarországi pannonkori képződmények kutatásai 9-172. Budapest./
6. BARTKÓ L. 1961.
Az Észak-magyarországi barnakőszén telepek kora. - Földt. Közl. 91., 143-146. Budapest
7. BARTKÓ L. - HEGEDÜS GY. - KÓKAY J. 1966.
Ásványtelepeink földtana. - A kőszén 49-87. Budapest.
8. BALOGH K. 1949.
A Bódva és Sajó közötti barnakőszénterület földtani viszonyai. - Földt. Közl. 79, 270-286, Budapest
9. BECKER-PLATEN J.D. 1971.
Die kanozoischen Ablagerungen der Türkei /Oligozän-Alttestquartär/. - Mémoires du BRGM. Tome 2 No 78. / V. Congrès du Néogène Méditerranéen Lyon 1971/. 677-685, Paris
10. BENDA L. -MEULENKAMP J. E. 1972.
Discussion on Biostratigraphic Correlations in the Eastern Mediterranean Neogene. - Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 123, 559-561.
11. BENDA L. - SICKENBERG O. 1975.
Beiträge zur klimatischen Entwicklung des jüngeren Känozoikums im östlichen Mittelmeer-Gebiet. - Proceedings of the VI. Congress R. C. M. N. S. 379-383. Bratislava.

12. BENDER F. 1968.
Geologie von Jordanien. 1-230, Berlin.
13. BENSON R. - RUGGIERI G. 1974.
The end of the Miocene. - Annals of the Geological Survey of Egypt. IV.,
237-249, Cairo
14. BERGER W. 1953.
Flora und Klima im Jungtertiär des Wiener Beckens. - Zeitschrift der
Deutschen Geol. Ges. 105, 228-233.
15. BERGGREN W. A. - Van COUVERING J. A. 1974.
The late Neogene. - Paleogeography. 16. 1/2, 1-216.
16. BISCHOFF G. - GOCHT W. 1970.
Das Energiehandbuch - 1-306, Braunschweig.

17. BÖHM-BEM B. 1943.
A dél-lengyelországi miocén. - Beszámoló a MÁFI Vitaüléseiről 5,
5-27, Budapest
18. BRODNAN M. - DOBRA E. - POLASEK S. - PROKSOVÁ D. -
RACICKI M. - SLAVIK J. - SYKOROVA V. 1959.
Geologia Podvihorlatske uhol'nej panvy oblast Hnoje. - Geologicke Práce,
52. 1-69, Bratislava
19. CASTALDO G. - STAMPANONI G. 1975.
Memoria illustrativa della carta mineraria d'Italia. - Mém. Cart. Geol.
d'Italia. 14. 1-213 & I-XXV.
20. CICHA I. 1970.
Stratigraphical Problems of the Miocene in Europe - Rozpravy Ustredniho
ust.geol. 35., 1-134. Praha
21. CICHA I. - SENEŠ J. 1971.
Probleme der Beziehung zwischen Bio- und Chronostratigraphie des
jüngeren Tertiärs. - Geologický Zborník. Geol. Carpat. 22/2. 209-228,
Bratislava
22. CITA M. B. 1972.
Il Significato della transgressione pliocenica alla luce della nuovo scoperte
nel Mediterraneo. - Rivista Italiana di paleontologia e stratigrafia. 78.
3, 527-580, Milano
23. CIUK E. 1958.
Die Braunkohlenlagerstätten in Polen und die Aussichten ihrer Erkundung.
- Zeitschrift für angewandte Geologie. 4. 276-282, Berlin

24. CIUK E. 1970.
Schematy litostratigraficzne trzeciorzedu Nizu Polskiego. - Kwartalnik Geologiczny. 14, 754-771, Warszawa
25. CIUPAGEA D. - PAUCA m. - ICHIM Tr. 1970.
Geologia Depresiunii Transilvaniei. 1-256, Bucuresti.
26. CRAVATTE J. - DUFAURE Ph. - PRIM M. - ROUYIX S. 1974.
Les sondages du golfe du Lion. - Compagnie française des Pétroles. Notes et Mémoires. No 11. 209-274, Besançon.
27. DERIN B. - REISS Z. 1973.
Revision of marine Neogene stratigraphy in Israel. - Israel Journal of Earth-Sciences, 22, 199-210.
28. DEVOTO G. 1969.
Alcune considerazione sul Miocene terminale lazio-abruzzese. - Atti della Accad. Gioenia. CXLV. Ser. Settima, I.
29. DROOGER C. W. 1975.
The Late Miocene Mediterranean. - Progress of the National Symposium on Geodynamics. 119-125, Amsterdam.
30. DYJOR S. 1970.
Seria poznańska w Polsce zachodniej. - Kwartalnik Geologiczny. 14, 819-835, Warszawa
31. EDELSTEJN O. J. 1958.
Burovigljnū pokladū v neogenovūh vkladak Moldavszkoj URSR. - Geol. Zsurnal. Tom. XVIII. 95-105, Kijev
32. FALCON N. L. 1974.
Southern Iran. Zagros Mountainins. - The Geological Society. Special Publication No 4, Mesozoic-Cenozoic Orogenic Belts. 199-211. London.
33. FRIEDENSBURG F. 1965.
Die Bergwirtschaft der Erde. 1-566. Stuttgart.
34. GABRIELJAN A. A. 1962.
Neogen. Geologija Armjanskoj SSR. Tom II. Stratigrafija. 340-383.
35. GILL W. D. - ALA M. A. 1972.
Sedimentology of Gachsaran Formation /Lower Fars Series/ Southwest Iran. - Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists. 56, 1965-1974, Tulsa
36. GILLET S. - FAUGÉRES L. 1974.
Mise au point sur le Néogène du domaine égéen. - Geol. Rundschau 63. 3. 1172-1179.

37. GIVULESCU R. - ANDRESCU I. 1976.
Neue Ergebnisse zur Stratigraphie und Tektonik Rumäniens. -
Zentralblatt für Geol. und Paläont. I. Teil. 1018-1029.
38. GORSKIJ K.I. - GERTNER N. - LAFFIT L. - FEIZ R. 1972.
Uglenosnye otlozhenije Evropy. 1-200, Moskva
39. GRANIGG B. 1936.
Die Braunkohlen Kleinasiens. - Zeitschrift für praktische Geologie. 44,
83-89.
40. HÁMOR G. 1970.
A kelet-mecseki miocén. - Földt. Int. Évkönyv 53/1, 1-483, Budapest
41. HÁMOR G. - JÁMBOR Á. 1971.
A magyarországi középsőmiocén. - Földt. Közl. 101/91-102, Budapest
42. HARK H. U. - SCHÖNEICH H. 1971.
Offshore exploration for oil and gas in Europe. - Erdoel und Erdgas
Zeitschrift. Special edition June. 14-39.
43. HAVLENA V. 1964.
Geologie uhelnich ložišek. - Sv. 2. 1-437, Praha.
44. HERBST G. - MAGALOWSKY G. - TZSCHOPPE E. 1964.
Prognostische Einschätzung der Braunkohlenführung im Tertiär auf dem
Territorium der DDR. - Zeitschrift für angewandte Geologie 10,
451-460, Berlin
45. HINTSCH W. - ORTLAM D. 1974.
Stand und Probleme der Gliederung des Tertiärs in Nordwestdeutschland.
- Geologisches Jahrbuch. Reihe A. 16, 3-25. Hannover.
46. HOLUB V. - SKOCEK V. 1968.
Problems of Genetic Classification of Coal Basins in the Bohemian Massif.
- Report of the Twenty-Third Session, of the IGC, Czechoslovakia.
105-117, Prague
47. HSÜ K.J. 1972.
Origin of Saline Giants: A Critical Review after the Discovery of the
Mediterranean Evaporite. - Earth-Science Reviews 8. Amsterdam - London-
New York
48. HUNGER R. 1953.
Mikrobotanisch-stratigraphische Untersuchungen der Braunkohlen der
Oberlausitz und die Pollenanalyse als Mittel zur Deutung der Flözgenese.
- Freiburger Forschungshefte. Reihe C. 8. 1-38, Freiberg.

49. IONESI B. 1968.
Stratigraphia depozitelor miocene de platforma dintre valea Siretului și valea Moldovei. - Bucuresti.
50. IRRLITZ W. 1972.
Lithostratigraphische und tektonische Entwicklung des Neogens in Nordostanatolien. - Beihefte zum Geol Jahrbuch. Heft 120, 1-107.
51. JÁMBOR Á. 1974.
Üledékes kéntelep a Zsámbéki-medence szarmata sorozatában. - MÁFI Évi Jel. 304-306, Budapest
52. JAMES G.-XYND J. 1965.
Stratigraphic nomenclature of Iranian Oil Consortium agreement area. - AAPGó Bull. 49., 2182-2245, Tulsa
53. JANÁČEK J. 1974.
Chemische Sedimente des tschechoslovakischen Teiles des Westkarpathen. - Carpatian-Balkan Geol. Assoc. X. Congress. Section II. Sedimentology. 79-85. Bratislava.
54. JASKÓ S. 1959.
Új kőszéntelep a borsodi mintakutatói területen - Bány. Lapok. 42., 456-458, Budapest
55. JASKÓ S. 1966.
A pliocén lignitek települése és kutatási lehetőségei. - Bány. Lapok, 315-325., Budapest
56. JASKÓ S. 1972.
Pliocénkori üledékképződés a Kárpát-Balkán szegélymélységekben. - A MTA X. Oszt. Közl. 163-169, Budapest
57. JASKÓ S. 1973.
Lignitbildung im Pliozän in Südost-Europa. - Braunkohle. Bd. 25. 67-70.
58. JASKÓ S. 1974.
Die Gesetzmässigkeiten der Sedimentbildung in der pliozänen Becken um die Karpaten. - Proceedings of the X. Congress Carpathian-Balkan Geol. Association. 87-98. Bratislava.
59. JASKÓ S. 1975.
Stratigraphie, Tektonik und Lithologie der Pliozänen Lignitlagerstätten von Ungarn. - Braunkohle. Bd 27. 307-314.
60. JASKÓ S. 1976.
Magyarország pliocén lignitelfordulásainak teleptani jellegzetességei. - Bány. és Koh. Lapok. Bányászat. 109. 453-462, Budapest

61. JASKÓ S. 1977.
Entwicklung und Verbreitung der Neogenen Braunkohlen und Steinsalzlagerstätten. - Braunkohle. Bd 29. 257-264.
62. JIRICEK R. 1974.
Corrélation du Néogène supérieur des régions de la Paratéthys et de la Téthys. - Geologický Zborník Geologica Carpathica. 25, 145-166, Bratislava
63. JOVČEV J.S. 1960.
Polezni izkopaemi na N. R. Bulgarija. Vöglista. - 1-168, Sofia.
64. KIRNBAUER F. 1967.
Österreichs "greifbare" Vorräte an Bodenschätzen. - Montan-Rundschau. 262-263.
65. KONRAD G. 1973.
Ergebnisse meeresgeologischer und geophysikalischer Untersuchungen in der nördlichen Tyrrhenis und im Ligurischen Meer. - Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie. 142./2. 191-264. Stuttgart.
66. KWIATOWSKY S. 1974.
Złoza gipsów miocenskich Polski południowej. - Int. Geol. Biuletyn 280. 299-344. Warszawa.
67. LEHMANN H. 1953.
Leitfaden der Kohlengeologie. 1-253. Halle/Saale.
68. LENTINI F. 1962.
Studi e indagini per ricche solfifere. - Rivista Mineraria Siciliana. XIII. No 76-78. 1-8.
69. LOTZE F. 1938.
Steinsalz und Kalisalze. - I. Auflage 1-936. Berlin.
70. LOTZE F. 1957.
Steinsalz und Kalisalze. - II. Auflage. Bd I. 1-465. Berlin.
71. LOTZE F. 1965.
Die Salzlagerstätten in Zeit und Raum. 1-26. Düsseldorf.
72. LUCZKOWSKA E. - DYOR St. 1971.
Mikrofauna utworów trzeciorzędowych serii poznańskiej dolnego Śląska. - Rocznik Polskiego Towar. Geologicznego. 41, 337-358. Warszawa.
73. LÜTTIG G. 1959.
Die umbro-toscanische Lignitformation in moderner geologischer Sicht. - Braunkohle. 350-355.

74. LÜTTIG G. 1971.
Typen von Braunkohlen-Lagerstätten. - Geol. Jahrbuch. 89. 407-417.
75. MAKSAKOVSKIJ V. P. 1968.
Toplivye resursy socialitičeskikh stran Evropy. 1-192. Moskva.
76. MALOVITSKY Ya. P. - EMELYANOV E. M. - KAZAKOV O. V. -
MOSKALENKO V. N. - OSIPOV G. V. - SHIMKUS K. M. - CHUMAKOV I. S.
1975.
Geological structure of the Mediterranean sea floor. - Marine Geology.
18/4, 231-261.
77. MANYKIN S. S. - LEVKOV Z. A. - BURLAK F. 1968.
Uslovijah formirovanija ugljenosnyh otlozhenij verhnego oligocena i
neogena Belorussii. - Doklady Akademii Nauk BSSR. Tom XII. 63-65.
78. MATVEEV A. K. 1960.
Geologija ugotnyh basseinov i mestorozhdenij SSSR. 1-495. Moskva.
79. METWALLI M. H. - PHILIP G. - MOUSSLY M. M. 1974.
Petroleum bearing formation in Northeastern Syria and Northern Iraq.
- AAPG Bulletin, Vol. 58. 1781-1796. Tulsa
80. MILOJEVIĆ R. - ČIČIĆ S. 1971.
Osnovne geolosko-ekonomske karakteristike ležišta uglje Bosne i
Hercegovine. - Geoloski Glasnik. Bd 15. 119-136.
81. MOISESCU V. 1975.
Stratigrafia depozitelor paleogene și miocen inferior din regiuna Cluj-
Huedin-Romanași. - Anuarul Inst. de Geol. si Geofizica. 42, Bucuresti
82. Mokrinskij V. V. 1962.
Atlas kart ugljenakoplenija na teritorii SSSR. 1-527. - Moskva.
83. MORETTI A. 1962.
Tentativo di sintesi della conoscenze sui giacimenti italiani di carboni
fossili. - Industria Mineraria. XIII.
84. NAGY E. 1967.
Hungary's Neogene climate on the basis of palynological researches.
- Giornale di geologia. Ser. 2^a 35/ 91-104.
85. NAGY L. 1958.
A Román Népköztársaság földtana. 1-804. II. köt. Kolozsvár.
86. NAQUIB K. 1967.
Southwestern Iraq. - Geological Survey Professional Paper. 560.
G, 2-54. Washington.

87. NASCIMBEN P. 1970.
Studio sulla distribuzione dell'uranio nelle ligniti di alcuni giacimenti italiani. - L'Industria Mineraria. XXI, 1-27.
88. NEBERT K. 1956.
Zur stratigraphischen Stellung der Gipsserie im Raum Zara-Imrali.
- Bull. of the Mineral Research and Exploration Institute of Turkey. No 48. 79-85.
89. NESTEROFF W. - RYAN W. B. F. - HSÛ J. K. - PAUTOT G. - WEZEL F. C. - LORT M. J. - CITA M. B. - MAYNE W. - STRADNER H. - DUMITRICA P. 1972.
Evolution de la Sédimentation pendant le Neogène en Méditerranée d'après les Forages Joides DSDP. - Instituto di Geologia e Paleontologia dell'Università de Milano. Nuova Serie. Publ. No 125. 47-62. Milano.
90. OGNIBEN L. 1973.
Schema geologico della Calabria in base ai dati odierni. - Geologica Romana. 12, 243-586. Roma
91. PARASCHIV D. 1975.
Geologia zăcămîntelor de hidrocarbuni din România. - Institutul de geol. și geofiz. Seria A. Nr. 10, 1-363. Bucuresti.
92. PETRASCHEK W. 1921-1924.
Kohlengeologie der österreichischen Teilstaaten. Die tertiären Senkungsbecken am Fusse der Alpen. - Berg- und Hüttenmännisches Jahrbuch. BD 70, Heft 4, Seite 1-20; 72./1. 5-48, 72/1. 1-32.
93. PILOTTI C. - DE CASTRO C. 1933.
I giacimenti di ligniti della Toscana. - Memorie descrittive della carta geologica d'Italia. 23/ 1-217.
94. PLANDEROVÁ E. 1975.
Data on climatic changes in the Neogene of the Central Paratethys on the Basis of Palynology. - Proceedings of the VIth Congress RCMNS. 385-386. Bratislava.
95. PROTESCU O. 1932.
Privire generală asupra rezervelor de carbuni din România. - Institutul Geologic al României Ștudii Technice si Economice. 3/8, 1-43.
96. RADÓCZ Gy. 1960.
A borsodi kőszénkutatás új eredményei. - Földt. Közl. 90/48-55.
97. RĂILEANU G. - GRIGORAȘ N. - ONESCU N. - PLISCA T. 1963.
Geologia zăcămîntelor de carbuni cu privire asupra teritoriului R. P. R. 1-344. București.

98. RYAN W. B. - CITA M. B. 1972.
The Pliocene record in deepsea Mediterranean sediments. - *Instituti di Geol. e Paleontol. dell'Università di Milano. Nuova Serie. Publ. No. 124.* Milano 1345-1415.
99. SCHAD A. 1964.
F_e ingliederung des Miozäns und die Deutung der nacholigozänen Bewegungen im Mittleren Rheingraben. - *Abh. des Geol. Landesamtes in Baden-Württemberg. 5.*, 1-55.
100. SCHREIBER Ch. - FRIEDMAN C. M. 1976.
Depositional environments of Upper Miocene /Messinian/ evaporites of Sicily as determined from analysis of intercalated carbonates. - *Sedimentology. 23.*, 255-270.
101. SCRÉTER Z. 1929.
A borsod-hevesi szén- és lignitterületek bányaföldtani leírása. 1-390, Budapest.
102. SCHWAHN M. 1958.
Weltkohlenvorräte. - *Braunkohle Bd 10.* 518-523.
103. SCHWARZBACH M. 1966.
Das Klima des rheinischen Tertiärs. - *Zeitschrift der Deutschen Geol. Ges. 118.*, 33-68.
104. SCHWARZBACH M. 1974.
Das Klima der Vorzeit. - 1-380. Stuttgart.
105. SELLI R. 1970.
Report on the Absolute Age. - *Giornale di geologia. Ser. J. Vol. 35.*, 51-59.
106. SHKUPI D. - BIBAJA P. - YLLI M. 1976.
Kishtet e ndodhjes e te formimit te shtresave gymnore ne ultesiren e Tirane-Ishmit. - *Permbledhje Studimesh. 2.* 131-138.
107. SIMIĆ V. 1958.
Razvoj ugljenokopa i ugljarske privede na Srbiji. 18. 1-309. Beograd
108. SLYGIN A. E. - KOSTENKO N. N. - GALICKIJ V. V. 1971.
Južnyj Kazahstan. Istorija geologičeskogo razvitija. Neogen. - *Geol. SSR. Tom. XL.* 257-261.
109. SMOLKO A. I. - SMIRNOV L. N. - POPOV G. I. 1972.
Geologija SSSR. Tom. XX. Turkmenskaja SSR. Neogen. 337-365. Moskva.

110. SOKLIĆ I. 1961.
Paleogeografija tuzlanskog miocena i postanak soslog ležišta. - III. Kongres geologa F.N.R.II. 73-82. Titograd.
111. SONNENFELD P. 1974.
The Upper Miocene evaporite basins in the Mediterranean Region. - Feol. Rundschau 63, 1133-1172.
112. SONNENFELD P. 1975.
The significance of the Upper Miocene /Messinian/ evaporites in the Mediterranean Sea. - The Journal of Geology. Chicago. 83./3. 287-414.
113. STAESCHE U. 1972.
Die Geologie der Braunkohlen-Lagerstätte von Elbistan /Türkei/. - Braunkohle 24, 327-333.
114. STEVANOVIC P.M. 1959.
A szűkebb értelemben vett pontusi emelet kifejlődése és tagolása Észak-Jugoszláviában. - Földt. Közl. 89, 3-15. Budapest
115. STOICA C. 1961.
Formations halogènes à sels de potassium du Miocène de la Moldavie Centrale. - Association Géol. Carpato-Balkanique. V. Congr. 5., 229-256. Bucureşti.
116. STÖCKLIN J. 1974.
Northern Iran, Alborz Mountain. - The Geological Society. Spec. Publications No 4. Mesozoic-Cenozoic Orogen Belts. 213-234. London.
117. STRAKHOV N.M. 1967.
Principles of Lithogenesis. Vol. I. 1-245., Vol. II. 1-609., Vol. III. 1-577. London
118. SUF J. 1952.
Geologie uhelnich ložišek. 1-207. Praha.
119. SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1927.
Adatok a szénkeletkezés elméletéhez. - Bány. Lapok 485-491. Budapest.
120. SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1930.
A sóképződés intenzitásváltozásai. - Földt. Közl. 60, 34-57. Budapest
121. SZÁDECZKY-E. - ROMWALTER A. - TAKÁCS P. - ETTRE L. 1952.
A kőszén képződése, kémiája és bányászata. - Budapest. 1-209.
122. SZENTES F. 1947.
Kőszénképződés a Kárpátmedencében. - Jelentés a jövedéki mélykutatás 1946. évi sókutató munkálatairól - 19-33, Budapest

123. TEICHMÜLLER R. 1958.
Die Niederrheinische Braunkohlenformation. - Fortschritte Geol. Rheinl. u. Westfalen. 1-2., 721-750.
124. TIMOFEEV P. P. 1968.
Lithologo-Facies and Formational Analysis of Coal Bearing Deposits. - 23rd International Geol. Congress. Proceedings of Section 11. 85-96. Prague.
125. VINOGRADOV A. P. 1975.
Paleogeografija SSSR. Tom. 4, - Moskva.
126. VITÁLIS I. 1939.
Magyarország kőszénelőfordulásai. 1-407. - Sopron.
127. VITÁLIS S. 1940.
Földtani megfigyelések a Salgótarjáni-szénmedencében. - Földt. Közl. 70, 12-22. Budapest
128. WAGNER W. 1953.
Die tertiären Salzlagerstätten im Oberrheintal-Graben. - Zeitschrift der Deutschen Geol. Gesellschaft. 105. / 706-728.
129. WENZ W. 1921.
Das Mainzer Becken. 1-351. - Heidelberg.
130. WETZEL R. 1974.
Etapas de la prospección petrolífera en Siria et au Liban. - Compagnie française des Pétroles. Notes et Mémoires, No 11. 36-69. -
131. WOLFART R. 1967.
Geologie von Syrien und dem Libanon. 1-326. - Berlin.
132. ZAPFE H. 1956.
Die geologische Altersstellung österreichischer Kohlenlagerstätten. - Berg- und Hüttenmännische Monatshefte. 101., 71-81.
133. ZIEMBINSKA M. - NIKLEWSKI J. 1966.
Stratigrafia i paralelizacja pokładów węgla brunatnego złoza Scinawa na podstawie analizy sporowo - pyłkowej. - Instytut Geologiczny. Biul. 202. 27-58, Warszawa.

CHANGES IN INTENSITY OF SALT AND COAL FORMATION
IN THE NEOGENE

By

S. Jaskó

In Europe and in the Near-East three climate zones determine the spatial extension of the Neogene brown coal and salt beds /Fig. 1./. These climate zones from north southwards are as follows:

- a/ Humid to semi-arid climate zone with coal formations but without evaporites.
- b/ Semi-arid transitional climate zone, locally with coal formations, elsewhere with evaporites.
- c/ Arid climate zone with evaporites and without coal formations.

This arrangement of the zones is based on the fact that when moving northwards the quantity of evaporites gradually decreases in general, while that of the coal formation is gradually increasing.

It is remarkable that in the zone between the longitudes of 28 to 30 degrees the location of the transitional climate zone has been displaced northward by a distance of 5 to 6 degrees latitude. This displacement was probably caused by large-scale Post-Miocene crustal movements.

The sequence of the consecutive periods of evaporite and coal formations can be exactly recognized in the central and western parts of the Paratethys as well as in the neighbouring areas /Fig. 2./. At these places Neogene sedimentary sequences rich in fossils and being classifiable in detail were formed. This provides good opportunity to the exact determination of the geological age of each brown coal and salt bed. The graphs of Fig. 3. are deduced from the data of the areas marked by Roman numbers in Fig. 2. From these graphs it can be stated

that in the central and western part of the Paratethys /areas No. III-IX/ the temporal sequence of the formation of brown coal and salt deposits is roughly the same everywhere. The intensity of evaporite formation being assigned to the Tortonian /Badenian/, further the transitional decrease of coal formation in the Sarmatian and Lower Pannonian are attributed to the general change of climate.

In the other areas the geological events followed each other by smaller or greater delays. It can be stated, in general, that in the second part of the Miocene the formation of evaporites was a uniform phenomenon. Large quantities of salt deposits and anhydrite beds were formed in Central Europe in the Badenian, in the Mediterranean in the Messinian and in the Middle East in the Gachsaran resp. in the Lower Fars and these form a uniform elongated lithostratigraphic horizon.

Address of the author:

Dr. Jaskó Sándor
H-112 Budapest
Hetényi köz 4.

1. sz. ábra

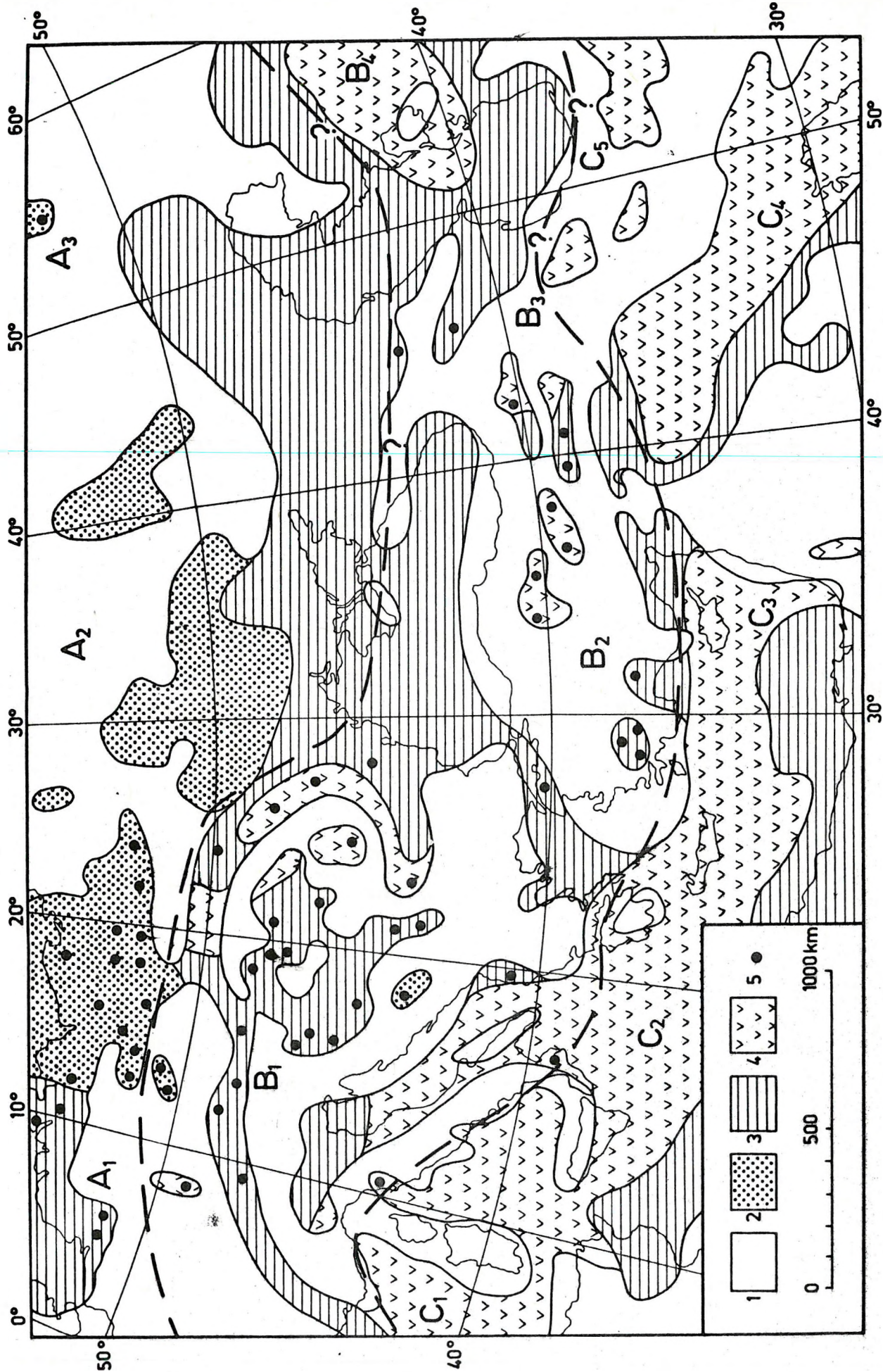
A miocénkori éghajlati övek elterjedése

1. Miocén üledékek nélküli terület
 2. Miocén szárazföldi, mocsári, tavi és folyami lerakódások
 3. Miocén tengeri üledékek /evaporitok nélkül/
 4. Miocén tengeri üledékek gipsz-, anhidrit- és kősótelepekkel
 5. Barnakőszénelőfordulás
- A humid övezet
B szemi-arid övezet
C arid-övezet

Fig. 1. Miocene Climate Zones

Legend

- 1 - Area with no Miocene sediments
 - 2 - Miocene terrestrial, palustrine, limnic and fluvatile sediments
 - 3 - Miocene marine sediments /without evaporites/
 - 4 - Miocene marine sediments with gypsum, anhydrite and rock salt deposits
 - 5 - Brown coal occurrence
- A Humid zone
B Semi-arid zone
C Arid zone



1. sz. ábra

2. sz. ábra

A miocénkori széntelepek és evaporitok elterjedése Európa középső és délkeleti részein

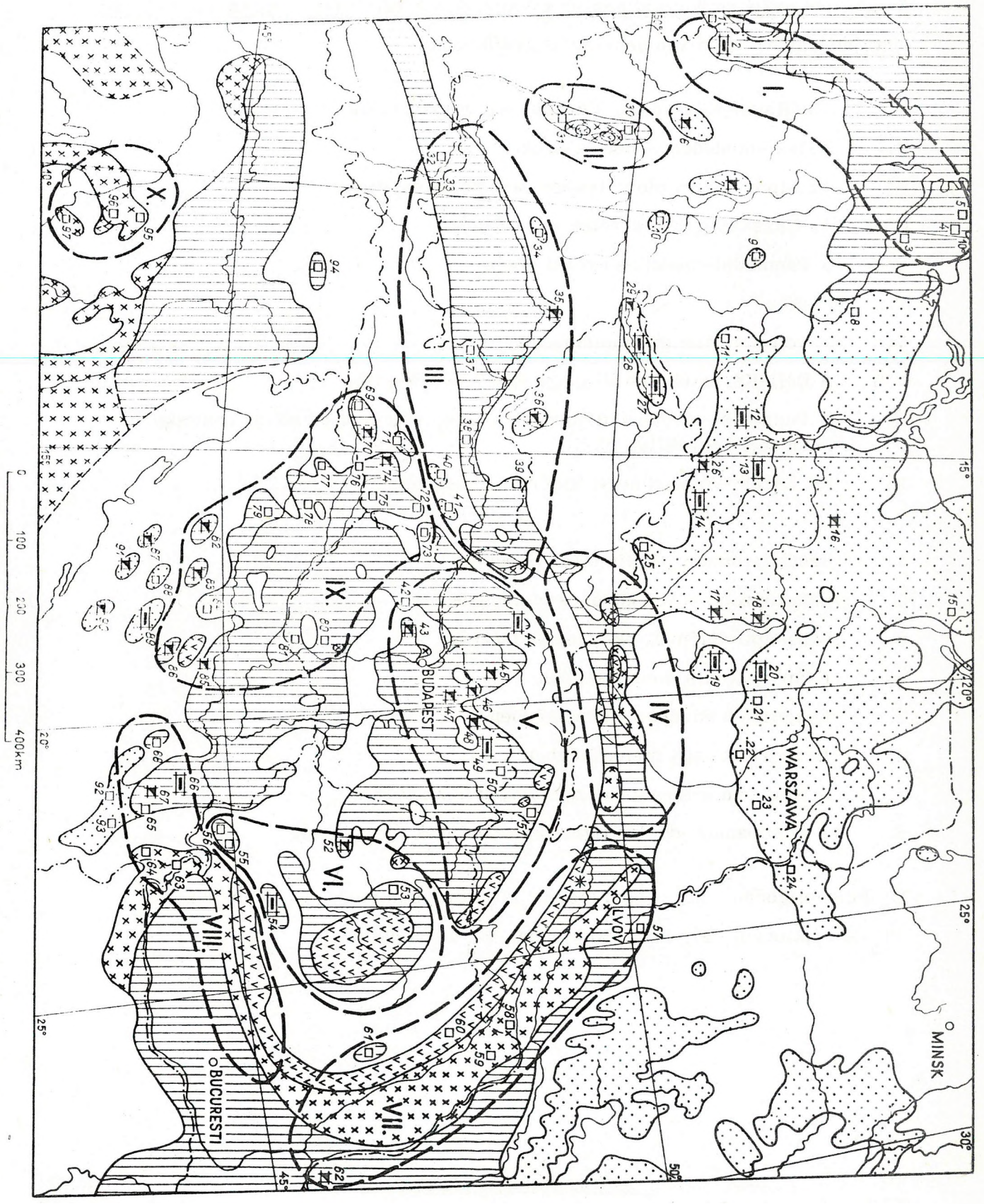
1. Miocén nélküli terület
2. Miocén szárazföldi, mocsári, tavi és folyami lerakódások
3. Miocén tengeri üledékek /evaporitok nélkül/
4. Gipsz és anhidrit
5. Kősó
6. Kálisó
7. Barnakőszén kis mennyiségű előfordulása /kevesebb 50 millió to-nál/
8. Barnakőszén közepes mennyiségű előfordulása /50-500 millió to/
9. Barnakőszén nagy mennyiségű előfordulása /több mint 500 millió to/
10. Előfordulási körzetek határa és sorszámai

Fig. 2 The Distribution of Miocene Brown Coal Deposits and Evaporites
In Central and South-Eastern Europe

Legend

- 1 - Area without Miocene sediments
- 2 - Miocene terrestrial, palustrine, limnic and fluvial sediments
- 3 - Miocene marine sediments /without evaporites/
- 4 - Gypsum and anhydrite
- 5 - Rock salt
- 6 - Potassium salts
- 7 - Small brown coal deposits /reserves less than 50 million metric tons/
- 8 - Medium-size brown coal deposits /reserves ranging from 50 to 500 million metric tons/
- 9 - Big brown coal deposits /over 500 million metric tons/
- 10 - Boundaries and numbers of the occurrence areas

- 1 
- 2 
- 3 
- 4 
- 5 
- 6 
- 7 
- 8 
- 9 
- 10 



2. sz. ábra

3.sz. ábra

A szén- és evaporit-képződmények gyakorisága területi és rétegtani szintek szerinti bontásban /Erősen sematizált grafikonok/

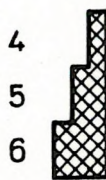
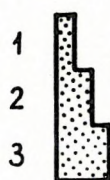
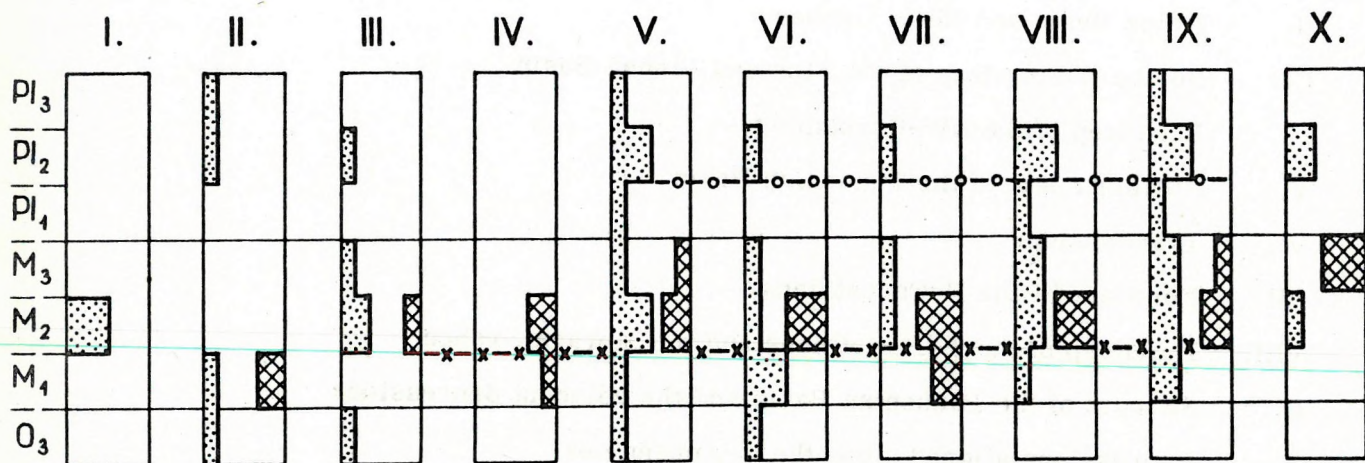
- I. AlsóRajna-völgy és az Északi-tenger partvidéke
 - II. Mainzi-medence és Rajna-árok
 - III. Az Alpok északi előmélysége és a Bécsi-medence
 - IV. Az Északnyugati-Kárpátok előmélysége
 - V. A Pannóniai-medence északi része
 - VI. Erdély
 - VII. A Keleti-Kárpátok előmélysége
 - VIII. A Déli-Kárpátok előmélysége és a Morava-árok
 - IX. A Pannóniai-medence délnyugati része, valamint az ahhoz csatlakozó medencekeret süllyedékei
 - X. Az Északi-Appennineket kísérő süllyedékek
-
1. Szénképződmények kis mennyiségben
 2. Szénképződmények közepes mennyiségben
 3. Szénképződmények nagy mennyiségben
 4. Evaporitok kis mennyiségben
 5. Evaporitok közepes mennyiségben
 6. Evaporitok nagy mennyiségben
 7. A badenien evaporit-képződmények bázisvonala
 8. A felsőpannon-dácien lignitképződmények bázisvonala
-
- O₃ Felsőoligocén, M₁ Alsómiocén, M₂ Középsőmiocén, M₃ Felsőmiocén
Pl₁ Alsópliocén, Pl₂ Középsőpliocén, Pl₃ Felsőpliocén.

Fig. 3. Regional and Stratigraphic Frequency of Evaporites and Coals

/Strongly idealized sketches/

- I. Lower Rhine Valley and the shore of the North Sea
 - II. Mainz Basin and Rhine Graben
 - III. Northern Foredeep of the Alps and Vienna Basin
 - IV. Foredeep of the NW-Carpathians
 - V. Northern part of the Pannonian Basin
 - VI. Transylvania
 - VII. Foredeep of the E-Carpathians
 - VIII. Foredeep of the S-Carpathians and the Morava Graben
-
- IX. SW part of the Pannonian Basin and the adjacent depressions
 - X. Depressions aligned along the N-Appennines
-
1. Small amounts of coal
 2. Medium quantities of coal
 3. Big reserves of coal
 4. Small amounts of evaporites
 5. Medium quantities of evaporites
 6. Big reserves of evaporites
 7. Base line of the Badenien evaporite formations
 8. Base line of the Upper Pannonian - Dacian lignite formations

O₃ Upper Oligocene, M₁ Lower Miocene, M₂ Middle Miocene, M₃ Upper Miocene, Pl₂ Lower Pliocene, Pl₂ Middle Pliocene, Pl₃ Upper Pliocene.



7 -x-x-x-x-x

8 -o-o-o-o-o

A NAGYALFÖLD MEZOZÓOS KÉPZŐDMÉNYEI

Szalay Árpád, Szentgyörgyi Károly, Szóts András *

Mots-clés BRGM-CNRS tárgyszavak: Stratigraphie, Trias, Jurassique, Crétacé, sondage, coupe-géologique; Grande plaine-Hongrie. -- 3 ill.

BEVEZETÉS

A szénhidrogénkutatás az elmúlt három évtizedben egyedülálló fontosságu volt az Alföld mélyföldtani megismerése szempontjából. A jelen dolgozat e kutatásnak a mezozóos képződményekre vonatkozó fontosabb rétegtani eredményeit tárgyalja, 1967-1977 között végzett saját és részben az olajipar különböző földtani vizsgálati helyeiről /TKFF, OGIL/ származó adatok alapján.

A tájékozódást vázlatos észlelési térképekkel és összevont, idealizált rétegsorokkal igyekszünk megkönnyíteni. A képződményeket nem vontuk össze ősföldrajzi vagy fácies-térképekké, mert az adatsűrűség és a tektonikai viszonyok ismerete egyelőre jelentősen elmarad az ilyen értelmezés kívánalmaitól.

Nincsenek adataink a Nyírség területéről, ahol a feltárt legidősebb képződmény paleogén kora. Bemutatjuk ellenben a medence déli és délkeleti szegélyén, az országhatáron túl mélyített furások adatait.

A szerzők munkájukat Dr. WEIN György emlékének ajánlják, akinek önzetlen szakmai segítségnyújtása messzemenően hozzájárult a tanulmány elkészítéséhez.

* Előadva a Magyarhoni Földtani Társulat Északmagyarországi Területi Szakcsoportjának 1975 márciusi ülésén. Az átdolgozott kézirat beérkezett 1978. januárjában.

1. A MEZOZÓOS KÉPZŐDMÉNYEK MEGISMERÉSÉNEK TÖRTÉNETE A NAGYALFÖLDÖN

Az Alföld mélyföldtani viszonyainak ismerete hosszú időn keresztül a legfiatalabb pliocén képződményekre korlátozódott. Számottevő mélységű furások csak az első világháború után mélyültek kincstári megbízásból. Az új energiaforrások időszerevé vált feltárása céljából mélyített furások kezdetben a pliocén képződményeket sem harántolták teljesen. A 30-as évek végén néhány furás ugyan tuljutott miocén képződményeken, azonban ezek fekéjében megütött képződmények rétegtani helyzetére vonatkozó nézetek gyakran ellentmondóak voltak /SCHMIDT E. R., 1939/. A mélyföldtani adatok hiánya mutatkozott meg PÁVAI VAJNA F. /1931/ szerkezeti elképzeléseiben is, aki a Kárpátok szerkezeti vonásait igyekezett továbbvezetni az Alföld medencealjzatába. Bár felfogását későbbi adatok nem bizonyították, nézetei tagadhatatlanul hozzájárultak a későbbi, tényszerűbb szerkezeti kép kialakulásához /BALOGH K., 1972/.

A felszabadulás után a szénhidrogénkutatás ipari méretűvé vált az Alföldön. Tervszerű szerkezetkutatás nyomán az 50-es évek elejétől egyre több területen tártak fel furások mezozóos képződményeket. A mélyföldtani megismerés fontos támasza lett a geofizika, melynek egyre fejlődő mérési és értelmezési lehetőségei sok vonatkozásban kiegészítették a közvetlen /magfurásból szerzett/ földtani információkat. A szakaszos mintavétel nem kedvez a rétegtani kutatásnak, de ezt megfelelő minőségű kutgeofizikai információ bizonyos mértékig ellensúlyozhatja.

A mezozóos képződmények elterjedését és rétegtani helyzetét számos tanulmány ismertette, amelyek rendszerint a vizsgálódást a medence egy részére összpontosították /BÉRCZI I., 1971, BÉRCZINÉ MAKK A., 1971, 1974, CSIKY G., 1963. DANK V., 1962, 1965, JUHÁSZ Á., 1964, KŐRÖSSY L., 1953, 1956, 1957, 1959, SIDÓ M., 1969, SZEPESHÁZY K., 1962, 1964, 1967, 1971, T. KOVÁCS G., 1967, VÖLGYI L., 1959/. Sok rétegtani szempontból is hasznos adatot tartalmazó kéziratot jelentés készült az elmúlt évtizedekben az olajipar nagyalföldi üzemében és az OGIL-ban. A mezozóos képződmények legrészletesebb áttekintését a MÁFI 1:200 000-es térképmagyarázói tartalmazzák.

Az alföldi mezozoós képződmények közvetlen folytatását a jugoszláviai és romániai mélyfurások is feltárták. Értékes adatokat közöl ČANOVIĆ, M. - KEMENCI, R. /1972, 1974/. NIKOLIĆ, D. - KEMENCI, R., /1962/ a Vajdaság területén, ISTOCESCU, D. - IONESCU, G. /1967-1968/ a nagyváradi-szatmárnémeti medencében harántolt képződményekről.

A felszíni geofizikai mérések eredményeinek a mélyföldtani viszonyok tisztázására való alkalmazása eredményeként néhány regionális geofizikai áttekintés is született /GROHOLY T., 1966, POSGAY K., 1967, SCHEFFER V., 1963/.

Nagymértékben felhasználták a felszíni geofizikai mérések adatait a mélyfurási információk mellett azok a szerkezeti-ősföldrajzi rekonstrukciók, amelyek az alföldi mezozoós képződményeket a környező nagyszerkezeti keretbe igyekeztek illeszteni /BALOGH K., 1972, BODZAY I. 1976., DANK V., 1962, DANK V. - BODZAY I., 1971, KÖRÖSSY L., 1963, SCHMIDT E. R., 1961, STEGENA L., 1972, SZÁDECZKY-KARDOSS E., 1972. SZEPESHÁZY K., 1975, VADÁSZ E., 1953-1955, WEIN GY., 1969/. Ezek számos nézőpontból tárgyalták a mezozoikumot. Ennek ellenére az alföldi mezozoikum szerkezeti "stilusa" és ősföldrajzi kapcsolatai lényegében nyitott problémakör. Megnyugtató tisztázása a gyakorlati szénhidrogénkutatás szempontjából is elsőrendően fontos.

2. AZ ALFÖLDI MEZOZÓOS KÉPZŐDMÉNYEK

2.1. Triász rendszer

2.1.1. Alsótriász sorozat

Alsótriász képződmények az Alföld számos területéről ismertek, de az előfordulások egyelőre ősföldrajzilag elég bizonytalanul kapcsolhatók össze a bonyolult szerkezeti helyzet miatt.

Az alsótriász képződmények mindenütt transzgressziósan települnek leggyakrabban ópaleozóos /?/ kristályos képződményeken, ritkábban kvarcporfiron /Szeged/. Az alsótriász üledékeket ritkán furták át, ahol kijutottak belőlük, ott - a délalföldi előfordulásokban - 100-400 m vastagságúnak bizonyultak. A Bükk-hegységtől D-re általában néhány méter, kivételesen max. 250 m vastag alsótriász üledékeket tártak fel /1. ábra/.

A szeizi emelet alsó rétegeit apró- és durvaszemű kvarchomokkó és aleurolit alkotja /BÉRCZI I. 1971/. A kőzetek jellegzetesen vörös színűek, alacsony karbonáttartalmúak. A repedezett, rétegzetlen, rosszul osztályozott üledékek tömött szövetűek, kovás kötőanyaguk miatt igen kemények. A törmelékanyag kvarc-porfir és gránit lepusztulásából származik, a kötőanyag vékony szericit- és muszkovit-lemezes, és rendszerint részben átkristályosodott kova.

Az alsótriász bázisrétegek lassan süllyedő üledékgyűjtőben rakódtak le. A szeizi fiatalabb rétegei túlnyomórészt vörös, hematitos aleurolitok. Gyakran zöldfoltosak, breccsásodottak. Többnyire önálló lemezek vagy - ritkábban - szennyezés formájában dolomitot is tartalmaznak. Ósmaradvány a szeizi képződményekből eddig nem került elő.

Az emelet képződményei az ásothalmi, érsekcsanádi, kunbajai, bácsmadarasi, kiskunhalasi, nagykőrösi, öttömösi, tabdi, szegedi, csanádapácai, dombegyházi /?/, pusztaszöllősi, tótkomlósi, gyomai, biharugrai és pándi kutatási területek furásaiból ismertek. A jászberényi furásból előkerült mészkő és agyagpala esetleg még a szeizi emeletbe sorolható kőzettani analógia alapján.

Az ásothalmi, öttömösi, tabdi, kiskunhalasi, sándorfalvi, szegedi, makóri, csanádapácai, és tótkomlósi furásokban - többnyire szeizi képződmények felett konkordánsan - a kampili emeletbe tartozó üledékek települnek. Az emelet képződményei az Alföld területén két kifejlődésben ismertek.

A Nagykőrös-kálmánhegyi kifejlődés sötétszürke, anhidrites, préselt, rétegzetlen, dolomitos márga, amelyből üledékmegszakadás jele nélkül fejlődik ki az anizuszi emelet üledéksora /BÉRCZINÉ, MAKK A., 1974/. Lényegében ezzel egyező, de anhidritmentes a tápiószentmártoni, abonyi, jászberényi és pándi furások által feltárt kampili képződmények kifejlődése.

A Duna-Tisza köze D-i részén és a Délalföldön lemezes, zöldesszürke, vékonyrétegzett, néhány cm vastag dolomitlemezeket tartalmazó dolomitmárga képviseli a kampilit. Dolomitból, kaolinitből és kloritból áll. Ásothalom és Öttömös környékén a kőzetek dolomitmentesek vagy csekély dolomittartalmúak. Ósmaradványokat eddig a kampili üledékekből sem sikerült kimutatni.

Az alsótriász transzgresszió partszegélyi és lagunaüledékeket hozott létre, amelyek különösebb nehézség nélkül párhuzamosíthatók a mezei, balatonfelvidéki ill. /az ÉNY-alföldi előfordulások/ a gömöri kifejlődéssel.

A délföldi werfeni sorozat lényegében azonos kőzetkifejlődésben az észak-bácskai és észak-bánáti furásokban is követhető. E képződményekből itt viszonylag gazdag meandrospirás fauna is előkerült. /ČANOVIĆ, M. -KEMENCI, R., 1972/.

A délkelettiszántuli, rendszerint erősen csonkult alsótriász képződmények a nagyvárad medencéjében nagyobb vastagságban és összefüggően nyomon követhetők /ISTOCESCU, D. - IONESCU, G. 1967-1968/. A szeizi emelet kvarchomokkó, mikrokonglomerátum, tarka agyagpala és anhidrit üledékeit a Oradea /Nagyvárad/, Toboliu /Vizesgyán/ és Bors környéki furások 150-200 m vastagságban tárták fel. Az alsókampili képződmények folyamatosan fejlődnek ki a szeiziből. Az 50-150 m. vastag, vörös agyagpalából és dolomitból álló rétegekre 20-250 m vastag sötétszürke mészkő és vöröses-sárga márga váltakozásával Myophoria sp. és Gervilleia sp. tartalmu felsőkampili rétegek következnek. A Sântandrei-i /Bihar-szentandrás/ furásban a felső szint fekete mészkő és márgapala.

2.1.2. Középsőtriász sorozat

Az alsó- és középsőtriász között - ahol magfurás feltárta - üledékfolytonosság van, Dolomitos mészkő és dolomit váltakozása jellemzi a határt /Abony, Ásotthalom, Szeged/. A sorozatot mészkő, dolomit, ritkábban dolomitos márga, mészmárga képviseli az anizuszi emeletben; a ladinit szericites agyagpala, radioláriás mészmárga, szivacstüs mészkő és kivitelesen előforduló diabáztufa /?/ jellemzi. Az anizuszi és ladini emeletek elhatárolása egyelőre bizonytalan az Alföldön. Az anizuszi végén a karbonátos üledékekben megnő a pelittartalom; a ladini emelet alján már a szericites agyagpala a mértékadó kőzetkifejlődés. A középsőtriász sorozat feltárt vastagsága 20-350 m. Eddig Ásotthalom, Jánoshalma, Kiskőrös, Öttömös, Rémszőlős, Sükösd, Tompa, Páhi, Csikéria, Nagykőrös, Felgyő, Szeged, Makó, Bugyi, Kömlő, Tóalmás Mezőkeresztes, Mezőkövesd, Kerecsend, Bogács, Cserépvárán, Csanádapáca, Csanádalberti, Sajóhidvég, Gyoma, Endrőd, Makó, Tótkomlós, Pusztaföldvár térségében ismertek anizuszi-ladini üledékek.

Az anizuszi emelet legidősebb tagjának a Nagykőrös-Kálmánhegyi sötétszürke mészkövet és a felette települt – és az Alföld déli részén regionálisan elterjedt – sötétszürke, többnyire breccsásodott, dasycladaceás, dolomitot tartjuk. A kőzet rossz megtartású algamaradványokon /Dasycladaceae?/ kívül egyéb ősmaradványt nem tartalmaz, de települési helyzete – ti. fokozatosan fejlődik ki a kampili dolomitmárgából /Szeged, Ásotthalom/ – vitathatatlaná teszi az anizuszi emeletbe tartozását. A breccsásodott dolomit felett barnásszürke, agyagos mészkő rétegekkel váltakozó dolomitos márga következik, amelyből Cornuspira sp., Glomospira sp., Frondicularia sp., brachiopodák, ostracodák és igen gyakran szivacsstük kerültek elő /KŐVÁRY J. meghatározása/.

A Kerecsend, Bogács, Cserépváralja, Mezőkövesd, Sajóhidvég térségében mélyített furások a Bükk-hegységi anizuszi dolomittal és mészkővel azonos kifejlődést tártak fel. Alul rendszerint dolomit, feljebb sárgásfehér, tömött, agyagos betelepüléseket tartalmazó mészkő következik. A bükki anizuszi vulkáni termékek eddig ezekből a rétegsorokból nem kerültek elő, ennek azonban esetleg technikai oka lehet.

Sötétszürke dolomitot és mészkövet a Bugyi, Kömlő, Cserépváralja, Mezőkeresztes környéki furások, a mészköves tagozatot Bogács, Cserépváralja, Kerecsend és Sajóhidvég környéki szénhidrogénkutató furások tárták fel.

Sötétszürke dolomit ismert az ásotthalmi, tompai, öttömösi, szegedi, makói, csanádalberti, csanádapácai, medgyesbodzási, pusztaföldvári, kaszaperi, tótkomlói, endródi és gyomai kutatási területek mélyfurásaiból. Feltehetően ugyancsak anizuszi lehet a biharugrai alapfurásban szeizi képződmények felett 50 m-rel harántolt sötétszürke, ősmaradványmentes dolomit, és nem kizárt, hogy a kettő között – egyelőre feltáratlanul – jelen van a kampili emelet üledéksora is.

A ladini emelet idősebb litosztratigráfiai tagozata szericites agyagpala, amit márga és mészmárga is helyettesíthet. Ez utóbbiak feljebb uralkodóvá válnak. Ősmaradványtársaságuk radioláriákból, echinodermata vázelemekből és mollusca-/Daonella lommeli Mont./ ill. brachiopoda héjmaradványokból áll. Különleges a kiskőrösi előfordulás, amelynek márgája kizárólag radioláriákat tartalmaz.

A ladini végén az üledékgyűjtő egy részében regresszió kezdődött; az emelet zárótagja osztályozott, vékony agyagrétegekkel tagolt, finom- és aprószemű homokkő /Nagykőrös/. Az emelet legidősebb, szericites agyagpala tagozatát a csanádapácai, a pusztaszöllősi furások némelyikéből, a márgamész márga tagozatot Rém, Kiskőrös és Pusztaszöllős környékéről ismerjük.

Legvalószínűbben ladini kora a környezetében elszigetelt felgyői előfordulás. A megütött legidősebb képződmény breccsásodott dolomitos márgapala /kampili?/, felette /60 m-es hiátussal vett mag/ fekete palás, szericites, breccsásodott homokkő következik. Erre vékony diabáztufa /?/ rétegekkel tagolt, diabáztufás /?/ márga települ, amelyből Glomospira sp., echinodermata vázelemek és radioláriákat lehetett meghatározni. A tufás kőzetekre rétegzetlen, préselt, breccsásodott márga és mészmárga települ. A rétegsor tektonikusan erősen igénybevett.

Porfiros, radioláriás kifejlődésű ladini képződmények ismertek Kömlő környékéről is.

Hiányoznak a ladini rétegek a Duna-Tisza közén Jánoshalmától D-re. A Tiszántul D-i részén viszont daonellás márga és radioláriás mészmárga kifejlődésben elterjedtek Pusztaföldvár, Kaszaper és Tótkomlós körzetében. DK-Tiszántulon eddig mindössze Komádi környékéről ismert egyetlen előfordulás, amelynek száibanálósága azonban kétséges.

Az anizuszi korszak során a Vajdaság területén változatos mélységviszonyokat tükröző képződmények rakódtak le. A Szerémség D-i és a Bánát középső részén dasycladaceás mészkövek képviselik az emeletet. Bácska és Bánát É-i részén self típusú, mikrites, foraminiferás mészkövek és - alárendelt mennyiségben - dolomit képződött. Tüzköves radiolarit és agyagpala, ősmaradványmentes mészkő képezi az emelet felső tagozatát /ČANOVIĆ, M. - KEMENCI, R., 1972/. Ladini üledékek csak Észak-Bácskában /Velebit/ mutathatók ki dasycladaceás zátonymészkő és dolomit kifejlődésben.

A nagyvárad medencerészben az anizuszi emelet képződményeit furásokban nem sikerült tökéletesen elkülöníteni. A ladini üledéksor alsó tagozata fehér dolomit és

dolomitos mészkő /Oradea, Toboliu/. A felső szint márgás sorozat, amelybe néhány hófehér mészkőpad rétegződik /Oradea/. A vizesgyáni /Toboliu/ furásban ennek a szintnek vörös aleurolitpala és fehér, zöld gipszrétegek felelnek meg; a triász rétegsor lagunakifejlődéssel zárul. Az itt feltárt triász rendszer kőzetei a germán fáciessel mutatnak rokonságot /ISTOCESCU, D. - IONESCU, G., 1967-1968/, míg az alföldi és vajdasági képződmények inkább alpi fáciesűek.

2.1.3. Felsőtriász sorozat

A felsőtriász négy területileg elkülöníthető kifejlődésben ismert az Alföldön. Rétegtanilag mindhárom emelet képviselt ugyan a rétegsorokban, azonban egy szelvényben sehol nem tanulmányozhatók.

A kari emeletet homokkő, márga és mészkő rétegek váltakozása jellemzi.

A nóri emeletben dachsteini mészkő és a földolomit képződött; az utóbbi esetleg a raeti emeletet is részben vagy egészben kitöltheti. A felsőtriász sorozat megbízható tagolása a mélyfurási rétegsorokban még megoldatlan.

A felsőtriász sorozat észlelt vastagsága 14-120 m, helyenként azonban ennél több /Nagykátá: 512 m, Kerecsend: 204 m/.

A Duna-Tisza köze középső részén /Kiskőrös, Páhi, Orgovány?, Kerekegyháza, Nagykőrös/ a felsőtriász üledéksor pelites, ritkán pszammitos közbetelepülésekkel tagolt. Az ősmaradványtársaság szegényes; Fronicularia sp., ostracodák, echinodermata váztörmelék és radiolariák alkotják. Ez a kifejlődés DNY-i irányban, a Mecsek felé követhető, ahol a ladini regressziós rétegekből pelites-pszammitos felsőtriász fejlődik ki. Lényegében ezt tükrözik a nagykőrösi felsőtriász rétegek is /BÉRCZINÉ MAKK A. 1974/.

Göd, Gödöllő és Tura térségében a sorozat dolomit- és mészkő kifejlődésű. A turai dachsteini mészkő és a gödi, gödöllői földolomit a Dunántuli Középsőhegység triász képződményeinek folytatódását valószínűsíti az Északnyugat-Alföldön.

Bükki típusu felsőtriász került elő a nagykátai, szihalmi, kerecsendi, ostorosi, és demjéni furásokból. Az itt feltárt algás, crinoideás mészkő a Bükk-hegység nőri mészkővének felel meg.

Az Alföld DK-i részén, Pusztaföldvár, Pusztaszöllös/?/, Kaszaper és Tótkomlós térségében feltárt világosszürke, ősmaradványmentes dolomitot rétegtani meggon-
dolás alapján helyezzük a felsőtriászba.

Észak-Bácskában sekélyvizi, mikrites szövetű, involutinás mészkő rakódott le a karni emeletben. A nőriban egyveretű, mikrites szövetű, foraminiferás-dasyclada-
ceás mészkő képződött /ČANOVIĆ, M.-KEMENCI, R., 1972/.

A felsőtriász képződmények észlelt elterjedése minden bizonnyal számottevően kisebb az egykori elterjedésnél. A szenon, paleogén/eocén/ és miocén konglome-
rátumokban nem ritka a felsőtriász kőzetanyag. E kőzetek valószínű lepusztulási területeit illetően azonban említésre méltó adatokkal egyelőre nem rendelkezünk.

2.2. Jura rendszer

2.2.1. Liász sorozat

Alsójura képződményeket Cegléd-Tiszagyenda-Ebes vonaltól D-re ismerünk. A liász sorozat észlelt vastagsága 20-460 m.

A Duna-Tisza közén Madaras, Öttömös, Pusztamérges, Eresztő, Szank, Kiskőrös, Tabdi/?/, Páhi, Orgovány, Jakabszállás, Bugac és Cegléd környékén mélyített furások tártak fel alsójura üledékeket.

A Tiszántulon a liász sorozat elszigetelt előfordulásai, Endrőd, Ebes, Hajdusoboszló, Biharugra ill. Pusztaföldvár, Pusztaszöllös, és Tótkomlós térségéből ismertek /2. ábra/.

Az alsóliász /hettangi-sinemuri emeletek/ képződmények transzgressziósan települnek. Az üledéksort rendszerint homokkő és konglomerátum nyitja meg /Madaras, Öttömös, Jakabszállás, Páhi, Szank, Cegléd, Ebes, Endrőd, Pusztaföldvár/.

A homokkő világosszürke, durvaszemű és minden esetben tartalmaz legalább néhány cm-es kőszénzsinórokat. Ritkábban a diszperz szenes anyag nagy mértékben feldusul és a kőzet fekete színűvé válik. A homokkő granitoid kőzetek és kristályos pala lepusztulásából származik. A kötőanyag diagenetikus sátkristályosodás miatt kovás, szericites és csak alárendelt mértékben karbonátos.

A törmelékes összlet felett karbonátos és pelites üledékek rakódtak le. Az összletek egymáshoz való viszonya tisztázatlan, mivel a legtöbb furásban a törmelékes és peliteskarbonátos összlet között egy mészkőtagozat is megfigyelhető. Helyenként ez kimarad és a homokkőre közvetlenül mészmárga, agyagmárga és kőszenes agyagpala települ. Ennek alapján a mészkövet a pelites tagozatnál idősebbnek tartjuk, de hangsúlyozzuk képződésének helyi jellegét.

Az alsóliász képződmények egyhangu mikrobiofácieséből Fronicularia sp., Glomospira sp., Lenticulina sp., Globochaete alpina Lomb., Glomospirella sp., Invonulita sp., Cadosina sp., Nodosaria sp., Quinqueloculina sp., ostracoda, echinodermata és echinoidea víztörmelékek, rhaxella és ritkán crinoidea nyéltag töredékek kerültek elő.

Középsőliász /pliensbachi-domeri emeletek/ eddig csak az Alföld D-i részéről ismert /Pusztaszöllős/. Az itt feltárt crinoideás mészkő és vörösesbarna márga Fronicularia sp. Spirillina sp., Robulus sp., Opthalmidium sp. mellett tömegesen tartalmaz crinoidea nyéltagokat /hierlatzi fácies/. /Az ősmaradványokat KÓVÁRY J. határozta meg./

A felsőliászt /toarci-aaleni emeletek/ márga és agyagmárga képviseli. Az üledékek sajátossága, hogy rendszerint bőségesen tartalmaznak pelágikus, vékonyhéjú molluszká maradványokat /Kiskőrös/.

A liászt a Bánátban fekete anchimetamorf agyag és aleurolit képviseli. A képződmények korát - egyéb ősmaradványok hiányában - palinológiai vizsgálatokkal állapították meg. ČANOVIĆ, M. és KEMENCI, R. /1974/ feltételezik, hogy a képződmény esetleg a dogger időkeretét is kitölti. Véleményünk szerint valószínűen csak a liászt képviseli az ősmaradványmentes összlet.

A Nagyvárad környéki furásokban a hettangi-sinemuri emeletet sárgás-vöröses, szürke kvarcitos homokkövek képviselik /Oradea, Sîntandrei, Bors/.

Gryphaeás mészkő alkotja a pliënsbachi emeletet a vizesgyáni /Toboliu/ furásban,

A biharszentandrászi /Sîntandrei/ furásban feltárt fekete, márgás mészkő a domeri emeletben /cherturi rétegek/, a grammocerászos márgák a toarci emeletben képviseltek, azonban ezeket a rétegeket és aaleni emeletet mélyfurási rétegsorokban biztosan elkülöníteni egyelőre nem lehet.

2.2.2. Dogger sorozat

Az alföldi szénhidrogénkutató furások rétegsoraiból viszonylag kevés dogger képződményt lehetett eddig kimutatni. A sorozat ismert vastagsága 5–110 m.

A dogger üledékképződés a liászhoz viszonyítva szűkebb ősföldrajzi keretek közé szorult. ÉK-DNy-i irányu sáv mentén, Kiskőrös, Orgovány, Kunszállás, Kaskantyú, Bugac, Tiszagyenda, Hajduszoboszló vonalában azonban a liász-dogger üledékképződés folyamatossága bizonyítható.

A Hajduszoboszló-VI. furás pelagikus molluszkák héjait tartalmazó márgája a középsőjura legidősebb tagja, átmenetet képvisel a liász pelites összletből /SPEESHÁZY K., 1971./ A Duna-Tisza közén Kiskőrös, Bugac, Orgovány, Kaskantyú környékén, a Tiszántulon Tiszagyenda és Hajduszoboszló térségében feltárt doggert vörös márga, mészmárga, zöldesszürke agyagmárga és radiolarit alkotja. Az agyagmárga rendszerint sok biogén kalcitot tartalmaz. A radiolarit kemény, tömött, hajszálvékony-kalciteresi tömegesen tartalmaz Nasellaria és Spumellaria vázakat.

Feltételezésünk szerint a bajóci emeletnek pelagomolluszkás agyagmárga felel meg /Hajduszoboszló, Bugac, Tiszagyenda, Kunszállás, Kaskantyú, Kiskőrös/.

A bath emeletbe a kiskőrösi gumós mészkő és vörös márga, továbbá az Orgovány-Dél területen feltárt radiolarit tartozik.

A kallovi emeletben radiolarit /Orgovány/, tüzköves mészkő /Kiskőrös/, kovás-radioláriás márga és mészkő rakódott le /Kunszállás, Orgovány/.

Dogger képződményeket a bánáti és bácskai szénhidrogénkutató furásokból kétséget kizáró módon igazolni nem lehet.

A nagyváradi medencerész területén a tömött, szürke, kemény mészkövek egy részét /mészköves, vasas. oolitos szint/ sorolják a középsőjurába /nagyvárad és biharszentandrás furások/ /ISTOCESCU, D. - IONESCU, G. 1967-1968/.

2.2.3. Malm sorozat

Felsőjura képződmények számos előfordulásból ismeretesek. A malm nem lépi túl a liász és dogger sorozat elterjedésének északi határát. Észlelt vastagsága 40-200 m.

Az oxfordi emeletet az ebesi, füzesgyarmati, medgyesbodzás kovás mészkő képviselheti.

Az orgoványi, soltvadkerti és pusztaszöllősi furásokban feltárt vörös gumós mészkő és agyagmárga a kimmeridgei emeletbe tartozik. KŐVÁRY J. a mészkőből Nodosaria sp., Glomospira sp., Globochaete alpina Lombard és Cadosina malmica Borza foraminifera fajokat határozott meg. Ugyancsak kimmeridgei a hajduszoboszlói sztilolitos mészkő és márga is.

A felsőjura sorozatból a titon emelet üledékei a legelterjedtebbek. Calpionellás agyagmárga, márga, mészmárga és mészkő fordul elő Orgovány, Tiszagyenda, Hajduszoboszló, Ebes, Endrőd, Pusztaszöllős, Tótkomlós, Medgyesbodzás környékén. A felgyői előfordulásban az erősen breccsásodott mészkő szálbanállósága ugyan kétséges; bizonyos azonban, hogy ha monomikt breccsa, úgy a lepusztulási területnek igen közel kellett lennie.

A titon mészkő rendszerint világosszürke, kemény, tömött szövetű, kalciteres kőzet. A márga szürke vagy barnásszürke, kemény, préselt, csuszási lapokkal átjárt, kalciteres. A kőzet tömegesen tartalmaz Calpionella elliptica Cadish,

C. alpina Lorenz, Cadosina fusca Wanner, Lombardia arachnoidea Brönn, Tintinnopsella sp., és Crassicollania sp. fajokat.

Kizárólag a titon emelet képződményei kerültek elő néhány dél-bácskai furásból, ahol radiolarit, homokos mészkő és aleurolit képviselik az emeletet. A kőzetekben gyakori a diabáztörmelék. Az ősmaradványtársaság mértékadó elemei a tintinnidák, stomisferák és cadosinák. Palinológiai vizsgálatok alapján a malm zárótagjaként sorolják be a Bánát DK-i részéről, egy előfordulásból ismert zöldesszürke, ősmaradványmentes fillitszerű képződményt /ČANOVIĆ, M. - KEMENCI, R., 1974/.

A nagyváradi medencerészben a tömött, szürke mészkövek magasabb helyzetű tagjait sorolják felsőjurába. Ezt a képződményt mindössze a nagyváradi /Oradea/ és biharszentandrási /Sîntandrei/ furásokból lehetett kimutatni /ISTOCESCU, D. - IONESCU, G., 1967-1968/. A jura végén ezen a területen kiemelkedés következett be, ami a jura képződmények egy részének lepusztulását eredményezte.

2.3. Kréta rendszer

2.3.1. Alsókréta sorozat

Az alsókréta üledékek elterjedése az Alföld területén nem haladja meg a jura rendszerét. E képződmények Kerekegyháza - Tiszagyenda - Ebes vonaltól délre 8-650 m vastagságban ismertek. A nagyobb átlagvastagság részben abból adódik, hogy vastag bázisos vulkáni összletet tartalmaz /3. ábra/.

A bázisos vulkanit fekjét csak helyenként tárták fel a furások /Bugac, Páhi/, többnyire az összleten belül - technikai, gazdaságossági megfontolás alapján - befejezték a furást.

Bár a vulkáni képződmények tagolása, egzakt korbesorolása még megoldatlan, annyi bizonyos, hogy már a valangini emeletben erőteljes vulkáni tevékenység folyt és nyomai a barrémi emelet üledékeiben is észlelhetők. A Bugac, Kunszállás, Páhi Kaskantyú, Kiskőrös, Jászkarajenő, Páhi, Szandaszöllős, Martfű, Tiszagyenda,

Kunmadaras, Tatárülés környékén észlelt előfordulások valószínűleg az Alföld egyik fontos tektonikai zónáját jelölik ki /SZEPESHÁZY K., 1964/. A kőzet intenzív szertális szövetű, többnyire erősen karbonátosodott. Az alapanyag mérsékelten átkristályosodott vulkáni üvegből, plagioklászból, magnetitből és ilmenitből áll. Egyedüli porfiros elegyrész az oligoklász-andezin összetételű plagioklász.

A porfiros színes elegyrészek hiánya vagy jelentéktelen volta ugyan kétségtelenül eltérés a mecseki fonolithoz, trachidolerithez képest, mégis indokolt a kapcsolat lehetőségét fontolóra venni.

Ujabbán a biharugrai kutatási területről került elő erősen bontott, az eredeti szövetből csak mandulaköveket megőrzött bázisos vulkanit/?/. Ez az előfordulás egyelőre elszigetelt.

Az alsókréta üledékképződés a bázisos vulkanit /ofiolit/ feltörésével egyidejűleg kezdődött meg és folytatódott a hauterivi - albai időkeretben. A legidősebb alsókréta tengeri üledék durva homokkő és konglomerátum /valangini-hauterivi emelet/, amelyet a bugaci, kerekegyházi, lajosmizsei, soltvadkerti, endródi, kunmadarasi és pusztaszöllősi furások tártak fel.

Barrémi, apti és albai emeletbe tartozó képződményeket ismerünk az öttömösi, bugaci, soltvadkerti, harkai, kerekegyházi, kaskantyui, páhi, pusztamérgesi, pusztaszöllősi, sarkadkereszturi és biharugrai furásokból. Az egyes emeletek kifogástalan elválasztása ugyan megoldatlan, de bizonyosra vehető, hogy az alsókréta minden emelete kimutatható az Alföld területén.

Települési helyzete alapján alsóbarrémi kora szivacstüsz, radiolariás agyagmárga Endrőd és Öttömös térségében mélyült furásokból került elő.

Felette orbitolinás mészkő következik /felsőbarrémi/. Ezt a sarkadkereszturi, biharugrai, endródi, ebesi, kunmadarasi, pusztaszöllősi, soltvadkerti, öttömösi, harkai, páhi, pusztamérgesi, kerekegyházi és bugaci rétegsorokból lehetett kimutatni. A kőzet fehér vagy halványbarna, gyakran biogén. Sok esetben világosszürke, lemezesen rétegzett, pirites agyagmárga és fehér, tömött, kalciteres,

sztiolitos mészmárga tagolja a mészkövet. A barrémi képződmények az alábbi mikrofaunát tartalmazzák: Calcisphaerula innominata Bonet, Pithonella ovalis Kaufmann, Stomiosphaera sphaerica Kaufmann, Planomalina carseyi Bolli, Loeblich et Tappan, Hedbergella sp., Rotalipora sp., Gümbellitria sp., Orbitolina sp., Spiroplectammina sp., Textularia sp., Quinqueloculina sp., Ammobaculites sp.,

Az apti és albai emeletek üledékei Kaskantyu, Öttömös, Soltvadkert és Sarkadkeresztur térségéből ismertek, az utóbbi helyen orbitolinás mészkő és márga, a Duna-Tisza közén rotaliporás mészkő és márga.

A Bánátnak eddig déli és középső részéről került elő alsókréta üledék: márga, mész, ő, ill. a Bánát középső részén urgon zátonyfácies. Viszonyuk a fekihöz és fedőhöz jórészt ismeretlen.

A barrémi emeletet pachyodontás mészkő képviseli a nagyváradi /Oradea/, vizesgyáni /Toboliu/ és biharszentandrásai /Sîntandrei/ furásokban. Helyenként /Bors/ rétegtani hiány, diszkordancia van a felsőjura és alsókréta között. Az apti emeletet /Ecleja rétegek/ a nagyváradi /Oradea/ furásban kalciteres, tömött mészkő, a vizesgyáni /Toboliu/ furásban sötétszürke, homokos, márgás mészkő, polimikt konglomerátum /Bors/ ill. mikrokonglomerátumos homokkő és növénymaradványos mészkő /Sîntandrei/ és pelites, fekete márgás mészkő /Körösgyéres-Ghirisu de Criş/ képviseli.

Glaukonitos, növénymaradványos homokkő, márgás mészkő és mikrokonglomerátum alkotja az apti képződményeket a nagyváradi /Oradea/, vizesgyáni /Toboliu/, borsi és biharszentandrásai /Sîntandrei/ furásokban.

2.3.2. Felsőkréta sorozat

A Madaras, Csávoly, Csikéria, Szank, Kaskantyu, Izsák, Kerekegyháza, Kunmadaras, Nádudvar, Hajduszoboszló, Debrecen, Füzesgyarmat és Komádi környékén mélyített furások rétegsorai tartalmazzak felsőkréta üledékeket.

A tulnyomórészt pelites kőzetekből álló sorozat transzgressziós képződményekkel kezdődik /cenomán emelet/, amelyek alapkonglomerátumát a kaskantyui furásból ismerjük. Az emelet felső részében tulsulyra jutnak a pelites képződmények. A kaskantyui cenomán agyagmárgából KŐVÁRY J. az alábbi mikrofaunát határozta meg: Clavulinoides gaultinus Maros, Arenobulimina preslii Reuss, Arenobulimina orbigny Reuss, Dorothia buletta Carsey, Planomalina buxtorfi Gandolfi, Rotalipora appenninica Renz, R. ticinensis Gandolfi. A turon emelet képződményeit mindössze egy helyről ismerjük az Alföldön /Kerekegyháza/. A vörös és szürke, préselt, repedezett márgából SIDÓ M. Hedbergella, Praeglobotruncana és Globotruncana fajokat határozott meg /Hedbergella infracretacea Glaessner, H. cretacea d'Orb., Praeglobotruncana helvetica Bolli, P. renzi Thalman et Gandolfi, P. delrioensis Plummer, Globotruncana lapparenti lapparenti Brotzen, G. lapparenti coronata Bolli, G. sigali Reichel, Heterohelix globulosa Ehrenberg.

A szenon általános elterjedésű jobbra neritikus fáciesű. Helyenként transzgressziósan települ, abráziós konglomerátummal /Kecskemét-DNY/. Felette ioceramuszos márga /Csávolly/, globotruncanás márga /Kunmadaras, Madaras/, végül homokkő, márga, aleurit váltakozásából álló, aDuna-Tisza közén epikontinentális kifejlődésű /Szank, Csikéria, Izsák/, a Tiszántulon fliskifejlődésű üledéksor következik /Komádi, Nádudvar, Debrecen/.

Az alföldi szenon képződmények ősmaradványai: /KŐVÁRY J. meghatározása/: Globotruncana arca Cushman, G. contusa Cushman, Globigerina aspera Ehrenberg, Gaudryna rugosa d'Orb., Trochamminoides sp., Gyroldina sp., Gümbelina sp., Ataxophragmium sp., Archeoglobigerina sp., Gümbelina globulosa Ehrenberg, Anomalina kelleri Njatl., Buliminella sp., Eponides sp., Quinqueloculina sp., Vidalina sp., Marsonella sp., Allomorphina allomorphinoides Reuss, Buliminella gracilis Vassil, Anomalina ammonoides Reuss, Pullinella sp., Pithonella sphaericus Kaufmann, Globotruncana linnei d'Orb., G. fornicata Plummer, Bulimina reussi Morrow, Pleurostomella sp., Ellipsoglandulina sp., Haplophragmoides sp., Placentamina gutta Majzon, Saccamina placenta Grzył, Verneulina sp., Marginotruncana sp.

A szenon képződmények gyakran konglomerátum betelepüléseket tartalmaznak. A flis felhalmozódási területén a rétegsorok jellegzetes részét képezik a konglomerátumok, kavicsanyaguk az idősebb mezozoikum szinte valamennyi kőzettípusát tartalmazza.

A dél-bácskai és bánáti furásokban tulnyomórészt aleurolit, homokkő és alárendelt mennyiségben márgás biogén mészkő képviseli a felsőkrétát.

Az üledékekben gyakori az andezites-trachitos vulkáni termék. Az itt feltárt üledékes kőzetek lényegében egyező mikrofaunájuk, az alföldi kifejlődéssel /NIKOLIĆ, D. - KEMENCI, R. 1962/.

A nagyváradi medencerészben cenomán képződményeket a vizesgyáni furás tárt fel vörös, aleurolitos kifejlődésben.

A szenon üledékek főleg epikontinentálisak. A körösgyéresi furásban /Ghirişu de Criş/ fekete márgapala, homokkő, konglomerátum és korallós mészkő, a bihari furásban konglomerátum, homokkő és fehér mészkő, a biharszentandrászi furásban /Sintandrei/ vörös agyagos kötőanyagú, polimikt konglomerátum, fehér mészkő /Globotruncana linnei d' Orb./, a borszi furásban fehér mészkő és márgás homokkő /Globogerina lapparenti Brotzen, G. arca Cushman/ képviseli a szenont.

Nagyváradtól északra a felsőkréta jelenléte a kristályos aljzat felett nem bizonyított, bár a vámoslázi furás paleogén képződményeibe bemosott Globotruncanák és inoceramus héjtöredékek a szenon közeli jelenlétére utalnak. Ezért a nagykárolyi /Carei/ és vámoslázi furások rétegsoraiban a kristályos palák és paleogén közötti flis rétegeket a szenonba sorolják.

3. FEJLŐDÉSTÖRTÉNET

Az alföldi mezozóos rendszerek fejlődéstörténete a Középmagyarországi nagyszerkezeti vonal /SZEPESHÁZY K., 1975. - WEIN GY. /1969/: Zágráb-kulcsi vonal/ két oldalán nagyon különböző.

A nagyszerkezeti vonaltól É-re kizárólag triász képződmények képviselik a mezozóikumot, lényegében a Dunántuli Középhegység és a Bükk-hegység kifejlődésével egyezően. Az itt feltárt rétegsorokban a középső- és felsőtriász van jelen.

A nagyszerkezeti vonaltól D-re, DK-re, az Alföld nagyobb részén a mezozóikum valamennyi sorozata kimutatható - a kainozóikumban kialakult bonyolult szerkezeti helyzet és eróziós hiányok mellett is - a furási rétegsorból.

A triász rendszer mindenütt transzgressziósan települ ópaleozóos kristályos képződményeken vagy ritkábban a permii rendszer kvarcporfirján, amely radiometrikus koradatok alapján felsőpermii lehet. A szeizi homokkövek besorolásának helyességét alátámasztja transzgressziós, cikluskezdő jellege és a kampili üledékekkel való szoros kapcsolat. A werfeni képződmények partszegélyi, feljebb gyakran laguna-fáciesűek. Az anizuszi emeletben a transzgresszió kiteljesedése az egész területen karbonátos üledékek képződésében nyilvánult meg, dasycladaceás dolomit és mészkő rakódott le. A Duna-Tisza köze középső és D-i részén, a Bácskában és Bánátban az - eddigi adatok szerint - az anizuszi végén regresszió következett be.

A ladini végén újabb regresszió a karbonátos üledékek mennyiségének csökkenését a törmelékes üledékek szerepének növekedését eredményezte. A nagyváradi medencerészben lagunafáciesű, evaporitos ladini képződményekkel zárul a triász sorozat.

A Duna-Tisza közének középső részén a felsőtriász sorozat folyamatosan fejlődik ki a ladini képződményekből. A délalföldi /Pusztaföldvár, Kaszaper, Tótkomlós/ ősmaradványmentes dolomitok ugyancsak üledékmegszakadás jele nélkül következnek a középsőtriászra.

A jura liász sorozata mindenütt transzgressziósan és gyakran túlterjedően települ a triász üledékekre. A középmagyarországi nagyszerkezeti vonaltól É-ra jura üledékek nem ismeretesek.

Az alsóliász túlnyomórészt törmelékes üledékeiből folyamatosan fejlődik ki a középsőliász sekélyneritikus mészkő, márga. A karbonátos - pelites üledékképződés a felsőliászban is folytatódik. A Bánát és Bácska területén mocsári ősmaradványmentes agyag rakódott le és az üledékképződés a liász végén megszakadt.

Mindössze egy keskeny sáv mentén követhető a liász-dogger üledékfolytonosság az Középföld és a Nagyváradi-medence területén.

A malm üledékek a Duna-Tisza köze közepső részétől az Északtiszántulon át a Nagyvárad-medencéig követhetők; tulnyomórészt calcionellás mészkő és márga. Ugyanez a kifejlődés ismert a Délalföldön is, kisebb elterjedésben.

A kréta sorozat alján nagy vastagságu és a Középmagyarországi nagyszerkezeti vonal mentén feltárt ofiolitok ismeretesek. A vulkáni tevékenységgel egyidejűen transzgressziós partszegélyi üledékek is lerakódtak. A neokom tengeri képződmények változatos mélységviszonyokat és megszakítás nélküli üledékképződést tükröznek. Gyakori a partszegélyi orbitolinás mészkő. A Bánátban kizárólag urgon fácies képviseli a neokomot. A sorozat regressziós képződményekkel zárul. A felsőkréta sorozat transzgressziós alapkonglomerátummal kezdődik, majd rohamosan tulsulyra jutnak a sekélyneritikus képződmények. A transzgresszió megújult a szenonban, amelynek alapkonglomerátuma felett epikontinentális kifejlődésű inoceramuszos, globotruncanás márga rakódott le a Duna-Tisza közén. A Tiszántulon Kunmadaras térségében még epikontinentális üledékek vannak, keletebbre, Nádudvar, Debrecen térségében azonban már fliskifejlődésű a felsőkréta. A DK-Tiszántulon, Komádi környékén flis fáciesű, de gazdag globotruncanás ősmaradvány-együttest tartalmazó képződményeket tártak fel a furások. Keletebbre, a nagyvárad területén epikontinentális, főleg törmelékes kőzetekből álló rétegsorok képviselik a szenont.

Az Alföldön a szenon végén regresszió következett be. Felsőkréta-paleocén-alsó-eocén folyamatos üledékképződéssel csak kis területen lehet számolni, de az üledékfelhalmozódás folyamatossága nem bizonyítható kifogástalanul.

Az alföldi mezozóos képződmények pásztás elrendeződése már több mint két évtizede ismert. A képződmények nagyszerkezeti és ősföldrajzi kapcsolatait illetően számos elképzelés született, de a legutóbbi időkig nem sikerült ellentmondásmentes, minden tényadattal összhangban álló modellt alkotni.

Az elméletek egy része a közbenső tömeg eszméjének talaján állt, más része feltételezte szűk paleozóos-mezozóos eugoeszinklinálisok létezését. Az elképzelések harmadik csoportja a Tethys szerves részeként kezeli a Kárpát-medencebeli

mezozóos üledékeket. /BALOGH K., 1972, BODZAY I., 1976/. Az Alföld vonatkozásában legrészletesebb és legelfogadhatóbb elképzelések annyiban különböznek, hogy egyik valóságos takaróegységek létrejöttével számol /BODZAY I., 1976/, a másik inkább csak torlódásos, de bonyolult mozgásmechanizmus eredményeként létrejött nagyszabású átrendeződés eredményének tartja a jelenlegi szerkezeti képet /SZEPESHÁZY K., 1975./.

A furási rétegsorok anyagvizsgálata alapján kétséget kizáró módon megállapítható, hogy a képződmények jelenlegi elrendeződése nem magyarázható keskeny eugeoszinklinálisok feltételezésével; a kőzettani változás éles, átmenetnélküli a kifejlődési egységek között. Az alföldi mezozóos képződményeket feltárt furások egyikében sem lehetett megfigyelni eddig rétegméltlódást, ami takaróképződés bizonyítéka lenne; igaz, hogy a furások tulnyomó része a mezozóos üledékekben, vagy a kristályos képződmények tetőzónájában befejezett. A szeizmikus előkutatásnak csak a legutóbbi időben alkalmazott értelmezési módszereitől várható, hogy a mezozóikum belső szerkezetéről megbízható adatokkal szolgáljon.

Anyagvizsgálati és kutatási adatok alapján úgy véljük, hogy az alföldi mezozóikum szerkezeti-ősföldrajzi összefüggéseit SZEPESHÁZY K. /1975/ elképzelése közelíti meg a legjobban.

A Középmagyarországi nagyszerkezeti vonaltól DK-re nincsenek permii és ujjaleozóos üledékek. A permii képződményeket a herciniai szubszekvens savanyu vulkanitok képviselik. Viszonylag vékony, rendszerint mindössze néhány száz méter vastag a triász és jura karbonátos üledéksor. Ezen belül a felsőtriász és dogger gyakran hiányzik, a liász gresteni fáciesű. A terület ÉNY-i szegélyzónájában jellemzőek a preorogén iniciális bázisos vulkanitok és igen vastag a flisösszlet.

Az eredetileg is elég változatos, a kainozóikumban tetemes mértékben lepusztult és igen különböző szerkezeti helyzetbe került mezozóos képződmények szerkezeti három övezetbe rendeződtek. A jelenleg még észlelhető nagyszerkezeti összefüggések az alsókréta végén alakultak ki:

a./ Az Erdélyi Középhegység /Munții Apuseni/ kodrui takarórendszeréhez tartozónak véljük a Duna-Tisza közének D-i részén, a Tiszántul D-i, DK-i részén feltárt mezozóikumot.

- b./ A Tiszántul középső részén, és a Nagyváradi medencében megismert képződmények a Bihar-Királyerdő /Bihor - Pădurea Craiului/ autochtonjának feltételezett folytatása.
- c./ A bihari autochtont keretezi a Máramaros - Északalföldi flis-öv, amelyet az alsókréta ofiolitok kísérnek. A felsőkréta képződmények a flisövön kívül Puchovi-márga vagy Gosau kifejlődésben ismertek; ezeknek a flisbe való átmenetét egyelőre mélyfurások nem tárták fel.

A mezozoos képződmények vázolt szerkezeti helyzete a szenonig állt fenn. Ezt követően új ősföldrajzi-szerkezeti elrendeződés kialakulása kezdődött meg. A változás legjelentősebb mozzanata a flis üledékgyűjtő kialakulása volt.

KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS

A szerzők köszönetet mondanak dr. **SZEPESHÁZY KÁLMÁNNAK** az Alföld mélyföldtanának két évtizedes kutatásában szerzett adatai és tapasztalatai átadásáért, szakmai tanácsaiért, valamint az OGIL illetékes vezetőinek a nyilvánosságra hozatal engedélyezéséért.

IRODALOM - REFERENCES

1. BALOGH K. 1972.
Historical review of conceptions referring to the Pannonian Mass. - Geol. práce. 58. 5-28., Bratislava
2. BÉRCZI I. 1971.
Üledékföldtani vizsgálatok az ásothalmi szénhidrogéntároló szerkezet alsó-triász és felsőmiocén képződményein. - Földt. Közl. 101. 280-300, Budapest
3. BÉRCZINÉ MAKK A. 1971.
A bácskai paleo - mezozóos rögvonulat folytatása az öttömösi területen. - Földt. Közl. 101. 26-33, Budapest
4. BÉRCZINÉ MAKK A. 1974.
A Nagykőrös-kálmánhegyi paleozóos és mezozóos medencealjzat földtani viszonyai. - Földt. Közl. 104. 401-413, Budapest
5. BODZAY I. 1977.
Földtani modell neogénnél idősebb képződményeink szénhidrogénkutatói perspektívitásának megítéléséhez. - Ált. Földt. Szemle 10. 113-170, Budapest
6. ČANOVIĆ M. - KEMENCI, R. 1972.
Trijaski sedimenti u dubokim busotinama u Vojvodini. - Geol. anali Balk. Poluostrva, 37. 2, Beograd
7. ČANOVIĆ, M. - KEMENCI, R. 1974.
Jura i kreda u podloži neogena vojvodjanskog dela Panonskog basena. - Geol. anali Balk. Poluostr. 39. Beograd
8. CSIKY G. 1963.
A Duna-Tisza köze mélyszerkezeti és ősföldrajzi viszonyai a szénhidrogén-kutatás tükrében. - Földr. Közl. 93. 19-35, Budapest
9. DANK V. 1962.
Subsurface geology of the Southern Great Hungarian Plain as shown by oil drillings. - Ann. Univ. Sci. Budapestinensis de R. Eötvös n., Sect. Geol. I. 4. Budapest
10. DANK V. 1965.
A délföldi szénhidrogénkutatások legújabb eredményei. - Földt. Kutatás, 8. /4/, 1-8. Budapest

11. DANK V. - BODZAY I. 1971.
A magyarországi potenciális szénhidrogénkészletek földfejlődéstörténeti háttere. - Geonómia és Bányászat, 4. 2-4. 261-268, Budapest
12. FÜLÖP J. 1971.
Les formations jurassiques de la Hongrie. - Ann. Inst. Geol. Publ. Hung. 54. 31-46, Budapest
13. GROHOLY T. 1966.
Adatok a Nagyalföld geofizikai kutatási eredményeiből. A déltiszántuli medence szeizmikus anyagának újraértékelése. - Magyar Geofizika, 7., 81-92, Budapest
14. ISTOCESCU, D. - IONESCU, G. 1967-1968.
Geologia partii de nord a depresiunii panonice /Sectorul Oradea-Satu Mare/. - Dari de seama ale sedintelor. 55. 5. 73-87, Bucuresti
15. KASZAP A. 1963.
A dél-baranyai mezozoós szigetrögök. - Földt. Közl. 93. 440-450, Budapest
16. KÖRÖSSY L. 1953.
Adatok az Alföld ÉNY-i részének földtani ismeretéhez. - Földt. Közl. 83. 3-12, Budapest
17. KÖRÖSSY L. 1965.
A Tiszántul északi részén végzett kőolajkutatás földtani eredményei. - d Földt. Közl. 86, 390-402, Budapest
18. KÖRÖSSY L. 1957.
Kőolaj és földgázkutatások Magyarországnak a Dunától keletre fekvő területén /in. SZIROVY G. A kőolajkutatás és feltárás módszerei Magyarországon/. - 202-221, Budapest
19. KÖRÖSSY L. 1957.
A Tiszántul mélyföldtani és ősföldrajzi viszonyai a kőolajkutatás kilátásai szempontjából. - Bányászati Lapok, 90. 491-503, Budapest
20. KÖRÖSSY L. 1959.
A Nagy Magyar Alföld flis jellegű képződményei. - Földt. Közl. 89, 115-124, Budapest
21. KÖRÖSSY L. 1963.
Magyarország medenceterületeinek összehasonlító földtani szerkezete. - Földt. Közl. 93. 153-172, Budapest
22. MAJZON L. 1961.
A magyarországi globotruncanás üledékek. - MÁFI Évkönyve, 49/3. 593-618, Budapest

23. NIKOLIĆ, D. - KEMENCI, R. 1962.
Geoloski i petrografski sastav neogene podloge u oblasti Vojvodine. - Ref. V. Savetovanja I. Geologija, pp. 243-252, Beograd
24. PANTÓ G. 1961.
Mezozóos magmatizmus Magyarországon. - MÁFI Évk. 49. 785-799, Budapest
25. PÁVAI VAJNA F. 1931.
Magyarország hegységeinek szerkezeti vázlata. - Földt. Közl. 60/1 7-34. Budapest
26. POSGAY K. 1967.
A magyarországi földmágneses hatók áttekintő vizsgálata. - Geof. Közl. 16. 23-118, Budapest
27. SCHEFFER V. 1963.
Adatok a Vardaridák és a Bánáti-árok felszínalatti vonulatának követéséhez a Kárpát-medencében. - Földt. Közl. 93. 286-303, Budapest
28. SCHMIDT E. R. 1939.
A kincstár csonkamagyarországi szénhidrogénkutató mélyfurásai. - MÁFI Évk. 34. 1-272, Budapest
29. SCHMIDT E. R. 1961.
Geomechanikai szempontok a magyar mezozóos kratogeoszinklinálisok kialakulásához és főbb hegység szerkezeti vonásaik értelmezéséhez. - MÁFI Évk. 49. 747-758, Budapest
30. SIDÓ M. 1957.
Tintinnideák elterjedése és rétegtani jelentősége Magyarországon. - Földt. Közl. 87, 309-319, Budapest
31. SIDÓ M. 1969.
Az ún. "kréta-paleocén határképződmények" az alföldi mélyfurásokban. - Földt. Közl. 99. 202-205, Budapest
32. SIDÓ M. 1969.
"Felsőpaleocén" plankton Foraminifera fauna az Északkeleti Kárpátok belső flis-övezetéből. - Földt. Közl. 99, 261-263, Budapest
33. STEGENA L. 1972.
Lemeztektonika, Tethys és a Magyar-medence. - Földt. Közl. 102. 280-300, Budapest
34. SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1972.
A Kárpát-Pannon-Dinarid szerkezet modellje. - Geonomia és Bányászat, 5. 1-113, Budapest

35. SZEDERKÉNYI T. 1964.
A baranyai dunamenti mezozóos szigettrögök földtani viszonyai. - Földt. Közl. 94, 27-32, Budapest
36. SZEPESHÁZY K. 1962.
Mélyföldtani adatok a Nagykőrös - kecskeméti területről. - Földt. Közl. 92, 40-53, Budapest
37. SZEPESHÁZY K. 1964.
A Kecskemét - Szolnok közötti kréta időszaki vulkáni terület kőzetei. - MÁFI Évi Jel. 1964. -ről 525-534, Budapest
38. SZEPESHÁZY K. 1967.
Kőzettani adatok a történelmi terület mélyföldtanához. - MÁFI Évi Jel. 1965-ről, 459-476, Budapest
39. SZEPESHÁZY K. 1971.
A Tiszántul középső részének jura időszaki képződményei a szénhidrogénkutató furások alapján. - MÁFI Évi Jel. 1970-ről, 67-78, Budapest
40. SZEPESHÁZY K. 1975.
Az Északkeleti-Kárpátok földtani felépítésének és a kárpáti térségben való nagyszerkezeti helyzetének vázlata. - Ált. Földt. Szemle, 8. 25-44, Budapest
41. T. KOVÁCS G. 1967.
Az ebesi mélyfurások földtani eredményei. - Földt. Kutatás, 10. 10-14. Budapest
42. VADÁSZ E. 1954.
Magyarország nagyszerkezeti vázlata. - MTA Müsz. Tud. Oszt. Közl. 14., 217-248, Budapest
43. VADÁSZ E. 1955.
A Magyar-Alföld mélyszerkezete. - Természet és Társadalom, 114. 9., Budapest
44. VÁNDORFI R. 1965.
Az alföldi szénhidrogén telepek és azok földtani jellemzése. - Földt. Közl. 95. 37-52., Budapest
45. VÖLGYI L. 1959.
A nagyalföldi kőolajkutató újabb földtani eredményei. - Földt. Közl. 89. 37-52, Budapest
46. WEIN GY. 1967.
Délkelet-Dunántul hegységszerkezete. - Földt. Közl. 97. 371, 395, Budapest
47. WEIN GY. 1969.
Tectonic review of the Neogene-covered areas of Hungary. - Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae, 23. 399-436, Budapest

THE MESOZOIC FORMATIONS OF THE GREAT HUNGARIAN PLAIN

By

Á. Szalay, K. Szentgyörgyi, A. Szóts

ABSTRACT

In several parts of the Great Hungarian Plain /Alföld/, with the exception of the Nyírség area, hydrocarbon drilling has revealed the presence of Mesozoic formations of varying thickness, tectonic setting and stratigraphic position underlying the mighty Neogene sedimentary sequence.

From the chronostratigraphic point of view, the entire Mesozoic is represented. Triassic. The Seisian is transgressive, the Campilian is often of lagoonal facies. The Middle Triassic consists of Dasycladaceae-bearing dolomites and limestones. At the end of the Ladinian, in most part of the Great Hungarian Plain a regression can be observed. Carbonate rocks of the Upper Triassic are known in the N sector of the Danube-Tisza Interfluve, in the N and SE areas of the Great Hungarian Plain.

Jurassic. Jurassic sedimentary rocks have been hit South of the Cegléd-Tisza-gyenda-Ebes line only. The /mostly detrital/ Liassic is transgressive. The Dogger is more restricted in extension, represented by radiolarites, nodular limestones and clay marls /shales/. The Malm begins with a nodular red limestone member, overlain by Calpionella-bearing limestones and marls.

Lower Cretaceous. In the central part of the Great Hungarian Plain mafic volcanites of preorogenic type have been discovered along a major tectonic lineament. The overlying marine series is transgressive, without extending considerably beyond the contours of the Jurassic occurrences. The Valanginian-Albian series of conglomerates, Orbitolina-bearing limestones and Radiolarian clay marls /shales/ ends with a partial regression.

Upper Cretaceous. The paleogeographic and structural situation has been fundamentally changed. The renewed transgression overflowed relatively small areas during the Cenomanian but much larger ones during the Senonian, producing Globotruncana bearing marls, Gosau-type sediments and in the NE sector a Flysch sequence.

Megtectonically, the Great Hungarian Plain is cut in two by the Central Hungarian Lineament /K. SZEPESHÁZY 1975/. North of this only Triassic rocks corresponding to those of the Hungarian Central Mountains are known. On the contrary, South of this line the Mesozoic formations are analogous with those of the Codru Nappe System of the Apuseni Mountains and of the autochthonous Bihar - Pădurea Craiului unit. Beginning with the Senonian, the preexisting megatectonic units were diagonally crossed by the development of a Flysch trough at N-NE.

Address of the authors:

Dr. Szalay Árpád
Kőolaj és Földgázbányászati
Ipari Kutató Laboratórium
Szolnoki Üzemegysége

S Z O L N O K

Munkásőr u. 46.

Fig. 1.
OCCURRENCES AND SUBDIVISION OF THE TRIASSIC SYSTEM UNDER THE GREAT HUNGARIAN PLAIN
 1. ábra
A TRIASSZ RENDSZER ELTÉRDEJÉNE ÉS TAGOLÁSÁNA AZ ALFÖLDÖN

Ideal profile		Rock name	Locality
Ideális átl szelvény		Kőzetnevek	Helyek
■ 14 - 120	T ₃	Dolomít	Pusztasólydóvár
	T _{3a}	Dachsteini m.k.	Tura
■ 50 - 30	T ₂	Homokkő, mészgő	Nagykőrös
	T _{2a}	Homokkő	Nagykőrös
	T _{2b}	Radolákris mészgő	Nagykőrös
■ 100 - 400	T ₁	Szerleites pala	Pusztasólydóvár
	T _{1a}	Mészgő	Nagykőrös - Kálmánhegy
	T _{1b}	Dolomít	Szeged
	T _{1c}	Dolomít	Szeged
	T _{1d}	Homokkő	Szeged

LEGEND

1- Sandstone 2- Dolomarl 3- Dolomite, limestone
 4- Sericitic shale, Radolákris marl, sandstone
 5- Sandstone, marl, limestone 6- Dachsteini limestone, dolomite



Fig. 1.

Fig. 2a

OCCURRENCES AND SUBDIVISION OF THE JURASSIC SYSTEM UNDER THE GREAT HUNGARIAN FLAIN

2. ábra

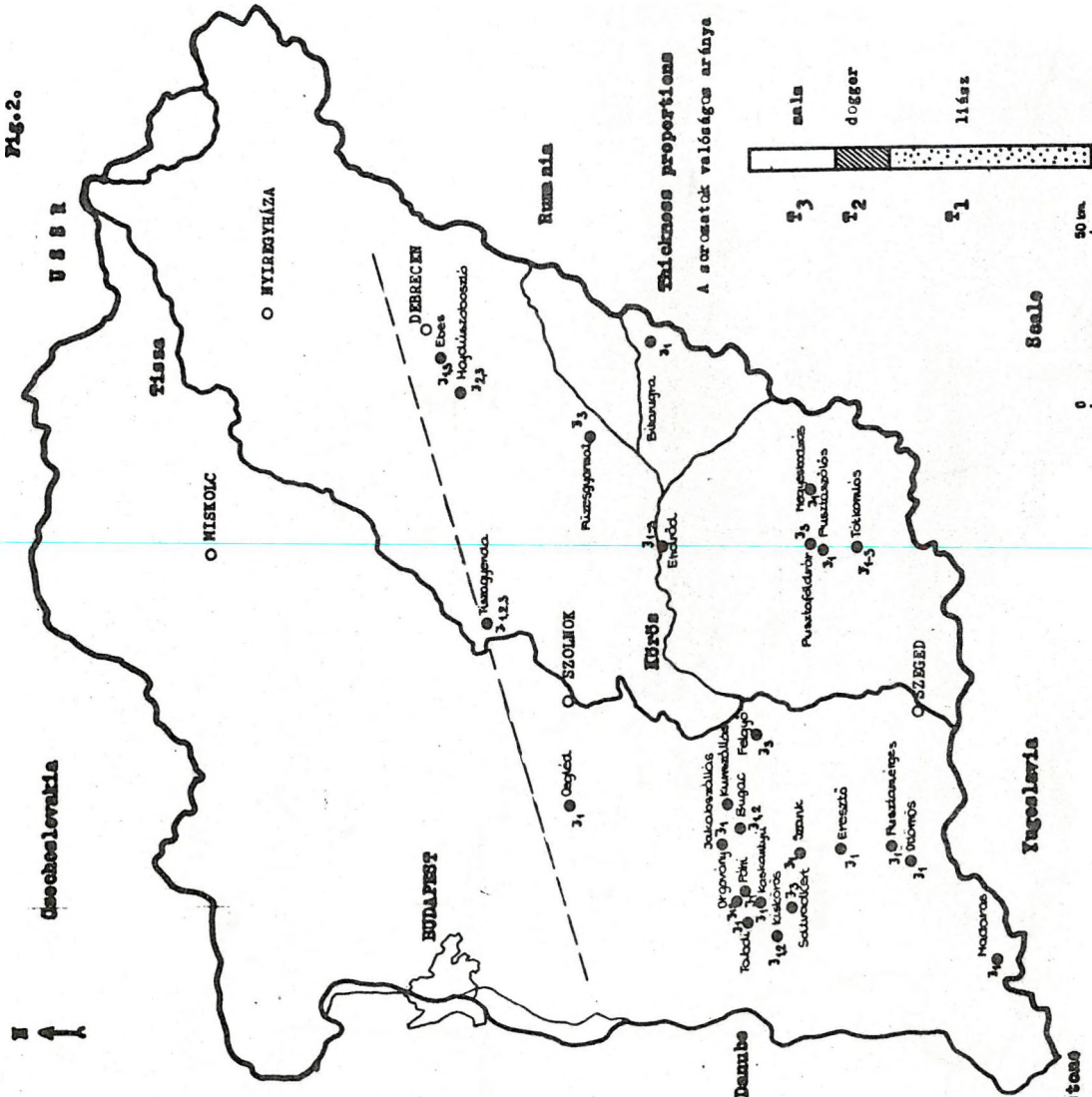
A JURA RENDSZER ELTERJEDÉSE ÉS KÉPZŐMÉNYEI AZ ALFÖLDÖN

Ideal profile **Rock name** **Locality**
Idealisált rétegar **Kifejlődés** **Előfordulás**

40 - 200	J _{3t}	Calpionellás mészkő és márga	Tiszagyenda
	J _{3j}	Gumós mészkő	Orgovány
	J _{3c}	Szittlított mészkő	Hajduszoboszló
5 - 110	J _{2c}	Kövös mészkő	Ebes
	J _{2b}	Tűzköves mészkő	Kiskőrös
	J _{2a}	Mészkő, radiolarit	Orgovány-D.
20-40	J _{1d}	Palaeocolluszkus márga	Bugac
	J _{1c}	Palaeocolluszkus márga	Kiskőrös
	J _{1b}	Crinoidés mészkő	Pusztaszőlős
	J _{1a}	Homokkő Konglomerátum	Jakabszállás

LEGEND

- 1- Conglomerate, sandstone 2- Dolomarl 3- Molluscan marl
- 4- Molluscan marl 5- Limestone, radiolarite 6- Cherty limestone
- 7- Siliceous limestone 8- Styliolitic and nodular limestone
- 9- Calpionella bearing limestone and marl



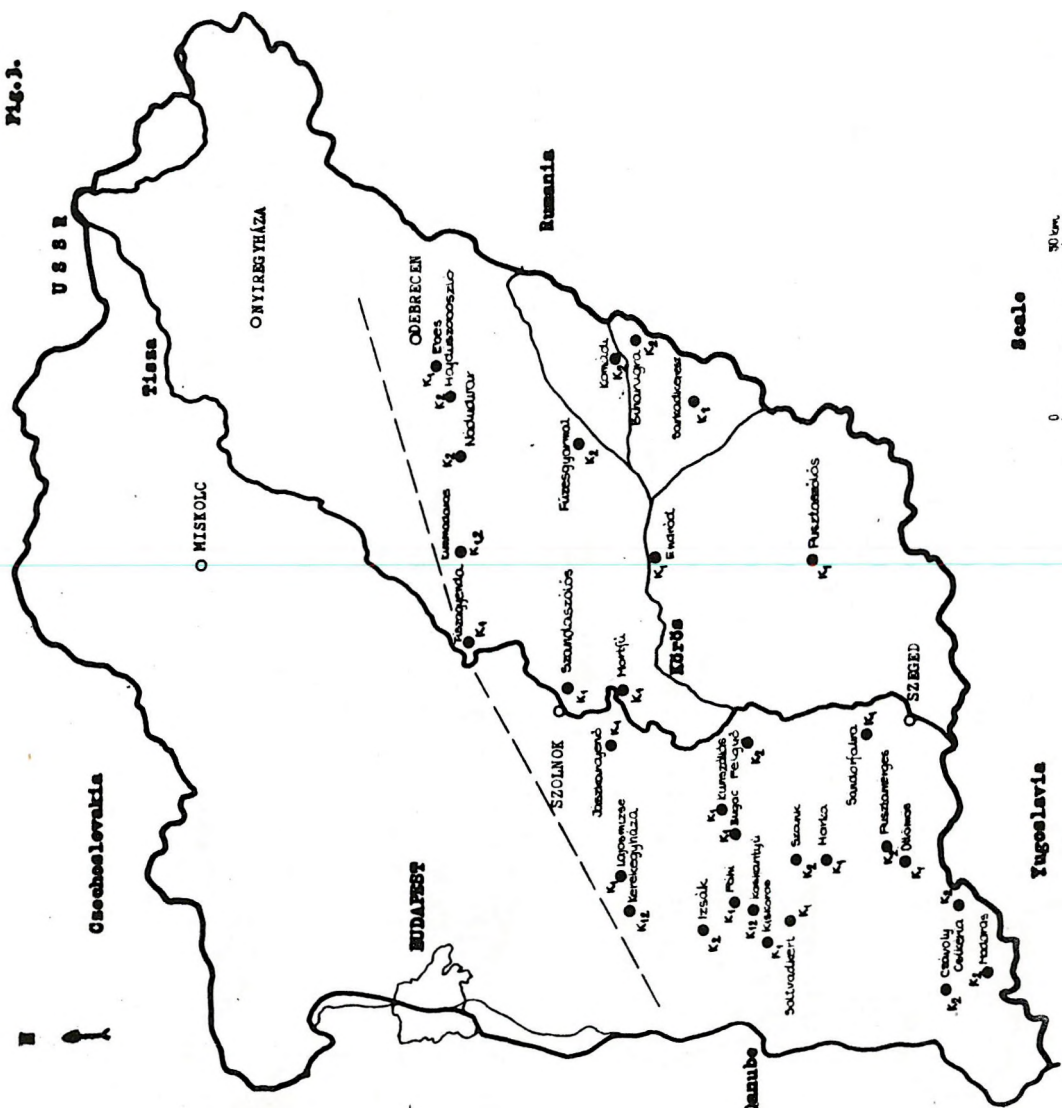


Fig. 3.
OCCURRENCES AND SUBDIVISION OF THE CRETACEOUS SYSTEM UNDER THE GREAT HUNGARIAN PLAIN

3. ábra
 A KRÉTA RENDSZER ELTERJEDÉSE ÉS KIFEJLŐDÉSEI AZ ALFÖLDÖN

Ideal profile		Rock name	Localities
Idealizált rétegsor		Kifejlődés	Előfordulás
K ₂	Inoceramus, Globotruncana márga homokkő	Csávoly Mádras Szank	Komádi
	Planktonforaminiferás márga		Kerekegyháza
K ₁	Planktonforaminiferás márga		Kaskantyú
	Homokkő, konglomerátum		
K ₁	Rotaliporás márga, mészkő		Kaskantyú
	Orbitolinás mészkő		Öttömb
K ₁	Szivacsús mészkő		Endrőd
	Konglomerátum Bázisos vulkanit /oftolit/		Bugac
K ₁			Bugac

LEGEND
 1- Mafic volcanic /ophiolite/ conglomerate
 2- Limestones with sponge spicules
 3- Rotalipora-bearing marl, limestone
 4- Sandstone, conglomerate; marl with planktonic foraminifers
 5- Marl with planktonic foraminifera
 6- Inoceramus and Globotruncana bearing sandstone and marl /flysch/

AZ ÁLTALÁNOS FÖLDTANI SZAKOSZTÁLY RENDEZVÉNYEI

1976. jul. 1. - 1977. dec. 31.

1976. szeptember 27.

SZEIDOVITZ Gy. -né - JÁNVÁRI J. - BODOKI T. - NÉMEDI L. : Komplex geofizikai kutatási eredmények a Nyírségben.

BALLA Zoltánné: A Dunántul geotermikus kérdései.

1976. október 9.

DETRE Csaba és VITÁLIS György vezetésével bejárás: Csóvár - Keszeg.

1976. október 25.

SZEDERKÉNYI Tibor: A déldunántuli ópaleozóos-perkambriumi alaphegység földtani problémái.

1976. november 15.

BALLA Zoltán: A börzsönyi paleovulkán rekonstrukciója.

1976. november 22.

WEIN György: A Kárpátmedence kialakulásának vázlata

BODZAY István: Földtani modell alpi képződményeinek szénhidrogénkutatási perspektíváinak megítéléséhez.

1976. december 8.

SZUROVY Géza: A változó Libia /Földtani és gazdasági-politikai változások; vetített képekkel/

1977. január 19.

GERBER Pál: A tatabányai-, valamint a Nagygyeháza-mányi barnakőszénmedencék fejlődéstörténete és tektonikája.

OVAVECZ János: A Vértestől a Tokaji-hegységig terjedő hegyvidék tektonikai értelmezése amerikai műhold felvételek alapján /bejelentés/

ORAVECZ János: Ujabb adatok a Lovas-környéki fillitképződményhez /bejelentés/.

1977. február 9. /a Geodéziai és Kartográfiai Egyesület Fotointerpretációs Bizottságával közösen/

WÉBER Béla: A magyarországi légi geofizikai mérések néhány földtani tapasztalata.

1977. február 23.

SZEPESHÁZY Kálmán: A lengyelországi Szentkereszt-hegység földtani felépítésének vázlata.

VECSERNYÉS György: Nyugat-Anatólia perlittlepei

1977. március 21.

HADŽI E., ALEKSIC V., PANTIC N., KAMENIC M. /Belgrád/: Délkelet-Európai lemezmozgások a kainozoikum folyamán.

1977. március 30.

DOBOSI Zoltán: Eljegesedések és kontinensvándorlás.

1977. április 6.

KOMLOSSY György: Laterites bauxit- és vasércképződés a Ny-i Gatokban /India/.

1977. április 20-22. /a Déldunántuli Területi Szakosztállyal közösen/
I. Országos Bányaföldtani Ankét /Pécs/

1977. április 25. /a Magyar Karszt- és Barlangkutató Társulattal közösen/

GÁBRIS Gyula - MAGYARI Gábor: A bukaresti földrengés helyszíni tapasztalatai.

ROZLOZNIK László: /Kassa/ A Nyugati Kárpátok földtani problémái a globális tektonika tükrében és a Pannon medence közti határ kérdése /sic/

1977. június 4. /a Mérnökgeológiai és Építésföldtani Szakosztállyal közösen/

VITÁLIS György vez.: tanulmányut a Dunabalszéli mezozoos szigettrögök /Vác-Nagyszál, Keszeg, Nézsá/ földtani, műszaki-földtani és bányaföldtani kérdéseinek bemutatására.

1977. október 26.

SZALAI Tibor: A varisztikus északi törzs és a bükki ujpaleozoikum.

ZELENKÁ Tibor - SZALAI István: A Darnó-vonal nagytektonikai jelentősége
Észak-Magyarország fejlődéstörténetében.

1977. október 31. /az Ásványtani-Geokémiai szakosztállal közösen/

PANTÓ György - DUDICH Endre - PÓKA Teréz: Beszámoló a KBGA XI.
Kongresszusáról és a hozzá kapcsolódó tanulmányi kirándulásról /Kijev,
1977. VIII. 25-IX. 8./

KONCZ István: Beszámoló a VIII. Nemzetközi Szervesgeokémiai Világkongressz-
szusról /Moszkva, 1977. V. 10-13./

1977. november 16.

JASKÓ Sándor: A kőszén- és kőszénképződés intenzitásváltozásai a neogénben.

MIKE Károly: A Nyírség negyedkori tektonikája.

1977. november 28. /az Agyagásványtani Szakosztállal közösen/

DUDICH Endre: Agyagásvány-adatok a bakonyi eocén ősföldrajzához.

1977. november 30. /a Közép- és Észak-Dunántuli Területi Szakosztállal
közösen/

SZANTNER F. - SZABÓ E. - TÓTH Á. - KNAUER J. - GECSE É. - TÓTH K. -
R. SZABÓ J. - LUDAS F. -né: A Déli-Bakony bauxitprognosztikai célu rétegtani,
hegység szerkezeti, bauxitföldtani újraértékelése és földtani térképsoro-
zata.

TITKÁRI BESZÁMOLÓ AZ ÁLTALÁNOS FÖLDTANI SZAKOSZTÁLY

1975 febr. 20 - 1978 febr. 15. közötti ciklusának
munkájáról

1. Két nagyrendezvényünk volt:

Tektonikai Ankét /Bp. 1975 nov. 10-11/

20 előadás

I. Orsz. Bányaföldtani Ankét /Pécs, 1977 ápr. 20-22/

Négy iparágból /urán, bauxit, kőszén, érc- és ásvány/

36 előadás; kőszén és urán bányalátogatás

A két ankét átdolgozott és lektorált előadásanyaga a

Földtani Közlöny szerkesztőségénél van, megjelentetés végett. *

2. Előadások

Összesen 47 előadás volt /a nagyrendezvények keretében elhangzottakon kívül;
azokkal együtt 103/.

Ebből teljesen külföldi témával foglalkozott 12, részben külföldi /összehason-
lító/ témával 8.

Ennek során a kárpát-dinári térségen kívül szerepelt:

-- Európából: Ausztria, Franciaország, Lengyelország, Románia és

Ukrajna;

-- Ázsiából: India, Törökország, Vietnami Demokr. Köztársaság.

-- Amerikából: Brazília, Jamaika, Kuba, USA;

-- Afrikából: Ghana, Libia.

A két ankét nélkül összesen /a társszerzőket is beleértve/ 50 hazai előadónk
volt, ezenkívül 3 külföldi /1-1 Ausztriából, Csehszlovákiából és Jugoszláviá-
ból/.

* A Tektonikai Ankét anyaga megjelent a Földtani Közlöny 107/3-4. számá-
ban /1977./.

Az előadások tárgykör szerinti megoszlása:

8 tektonika

4 hazai + 2 külföldi területi földtan

5 ősföldrajz

4-4 bauxit és geofizika

3-3 magmatizmus-vulkanizmus, fotogeológia és utiélmények

2-2 kőszén és olajpala

1-1 kősó, perlit, szénhidrogén-perspektívák, vízföldtan, üledékföldtan, eljegesedés, földrengés.

3. Tanulmányi kirándulás volt mindhárom tavaszi évad végén; egy a Budai-hegységbe, kettő pedig a Dunabalszabai hegyrögök területére.

4. Együttműködés

Társulaton belüli közös rendezvények:

Déldunántuli Területi Szervezet:	Bányaföldtani Ankét
Ásványtan-geokémiai Szakosztály:	2 előadás
Agyagásványtani Szakosztály:	1 előadás
Matematikai-földtani Szakcsoport:	1 előadás
Észak- és Középdunántuli Területi Szervezet:	1 előadás
Mérnökgeológiai-építésföldtani Szakosztály:	1 tanulmányi kirándulás

Társulaton kívül:

Geodéziai és Kartográfiai Egyesület:	3 előadás
Karszt- és Barlangkutató Társulat:	1 előadás

5. Általános Földtani Szemle

A tárgyidőszakban 3 füzet jelent meg.

1975: 8. szám,	3 cikk,	84 oldal terjedelem
1976: 9. szám,	3 cikk,	103 oldal /az 1975 jan. 1 és 1976. jul. 1. közötti rendezvények jegyzékével/

1977: 10. szám, 3 cikk, 196 oldal /az 1-10 szám magyar és angol tartalomjegyzékével/

Idegennyelvű /tulnyomórészt angol/ összefoglalások és ábramagyarázatok a 8. számtól kezdve vannak. A magyar-francia földtani dokumentációs együttműködés keretében kialakult rendszer tartalom-jellemző tárgyszavai /BRGM-CNRS/ a 9. számtól kezdve fel vannak tüntetve minden cikk elején.

A Szakosztály vezetősége a ciklus folyamán az alábbi volt:

Elnök: Körössy László; titkár: Dudich Endre

Vezetőségi tagok: Balogh Kálmán, Csalogovits Imre, Jámbor Áron, Kriván Pál, Szalai Tibor, Szepesházy Kálmán, Wein György és Zelenka Tibor.

Az 1978. február 15-én megválasztott új vezetőség:

Elnök: Körössy László; titkár: Dudich Endre

Vezetőségi tagok: Balla Zoltán, Balogh Kálmán, Kleb Béla, Mindszenty Andrea, Oravecz János, Radócz Gyula, Szepesházy Kálmán, Szabóczy Pál.

A Magyarhoni Földtani Társulat tisztújító közgyűlése 1978. március 22-én Szalai Tibort, szakosztályunk alapító-elnökét tiszteleti taggá választotta.

Kiadja: MTESZ Magyarhoni Földtani
Társulat

Felelős kiadó: Dr. Hámor Géza

Engedélyszám: III/SZI/88/1976

Alak: A/4.

78-2343 MTESZ Házinyomda, Bp.

Készült: 550 példányban

