

2. sz. füzet

ÁLTALÁNOS
FÖLDTANI SZEMLE

A Magyarhoni Földtani Társulat
Általános Földtani Szakosztályának
időszakos kiadványa

Szerkeszti: Dr. Szalai Tibor
a Szakosztály Vezetőségének közreműködésével

Magyarhoni Földtani Társulat
Budapest, 1972.

TARTALOMJEGYZÉK

	Oldal
JASKÓ SÁNDOR:	
A pliocénkori lignitképződés törvényszerűségei DK-Európában	5
(Gesetzmässigkeiten der pliozänen Lignitbildung in Südost-Europa)	19
<hr/>	
RAVASZNÉ BARANYAI LIVIA:	
A szigetivek fejlődése (Beszámoló a szerző angliai tanulmányutjáról)	21
FOLYÓIRATSZEMLE	39

A PLIOCÉNKORI LIGNITKÉPZŐDÉS TÖRVÉNYSZERÜSÉGEI

Jaskó Sándor *

A hőerőművek fűtőanyaggal való ellátásához szükséges nagyméretű külfejtések telepítése céljából az elmúlt 10-15 év folyamán mind nálunk, mind a szomszédos államokban jelentős kutatási tevékenység folyt a pliocénkori lignitek felkutatására. Az elért eredményekről beszámoló publikációk zöme csakis egy-egy előfordulásra vonatkozik s ritkák az olyan tanulmányok, amelyek összefoglalást adnak egy-egy földtani egység pliocénjének egészéről. A kőszénképződés általános törvényszerűségeit tárgyaló tankönyvek pedig csak az idősebb (főleg karbon kora) telepekkel foglalkoznak. (Murchinson Westoll 1968, Lehmann 1953) Ezért a most bemutatásra kerülő dolgozatomban arra törekedtem, hogy nagyszámu részletadat rendszerezése és összesítése révén megállapíthassam a pliocénkori lignitképződésre vonatkozó általános törvényszerűségeket. Ebben a munkában személyesen végzett megfigyelésekre is támaszkodhattam, a rendelkezésre álló szakirodalmon kívül.

A számos éven át végzett földtani térképezés és lignitkutatások során részletesen megismerhettem Magyarország és Erdély különböző részeinek pliocén kora üledéksoraival. Az O. F. F. KFH és a NIM megbízásából különböző években tett hivatalos kiküldetéseim alkalmával tanulmányozhattam az osztrák, csehszlovák és lengyel lignitkutatásokat. Végül pedig az 1970 évben a Magyarhoni Földtani Társulat anyagi támogatásával végzett tanulmányutamon a bulgáriai pliocén kora lignitösszletek több különböző feltárását vizsgáltam meg részletesen. Engedjék meg, hogy ezuton is kifejezhessem köszönetemet mindazoknak, akik e külföldi utazásokat számomra lehetővé tették, továbbá mindazon külföldi geológus kollégáknak, akik beszélgetéseink során értékes felvilágosításokat nyújtottak. Külön megköszönöm a

* Előadta a MFT Általános Földtani Szakosztálya 1972. II. 9. -i előadóülésén.

Magyarhoni Földtani Társulat Elnökségének és a KFH Külkapcsolatok Osztályának, hogy bulgáriai utazásomat segítették anyagi támogatással, illetve a nemzetközi hivatalos utazási programba beiktatással.

A csatolt térképen (1. sz. ábra) látható a pliocén kori lignitek elterjedése.

Amint a térképen látható, az európai kontinensen a pliocén kori lignitek elterjedése az 50 és 37 szélességi fokok közötti sávban az 5^o hosszúsági foktól a 30^o hosszúsági fokig tart. Ezen belül is a Bécsi-, Pannon-, Dáciai- és Thráciai-medencékben, valamint a Balkánon találjuk a legtöbb előfordulást. Két különálló kisebb lignitvidék van a Wetterauban és a Saone-völgyben is. Az Appenin-félszigetnek csak a közepe táján, Toscanában fordulnak elő pliocén kori lignittelepek. Akadnak ugyan délebbre, még Róma és Nápoly környékén is lignitelőfordulások, de ez utóbbiak a szakirodalom szerint már a kalábriai rétegekhez tartoznak, tehát negyedkoriak.

Meglepő az a tény, hogy habár a pliocén üledékek igen elterjedtek kelet felé a Fekete-tengertől egészen az Araltó vidékéig, nemcsak oligohalin és mezohalin, hanem terresztrikus-fluvialis fáciesben is, de mégsem keletkezett seholsem lignittelep.

A Moldva-Besszarábiai-küszöb tehát ebben a vonatkozásban is ősföldrajzi határt alkot. A Pannon-medence és Dáciai-medence területén általánosan elterjedt lignitképződés helyett, ugyanezen időben, a Krim-félszigeten és a Kaukázustól északra elterülő vidéken laterites mállásból származó üledékes vasérctelepek rakódtak le nagy elterjedésben. Nem említ az irodalom lignittelepeket a bakui olajmezők ún. "produktív" sorozatából sem, holott ez utóbbi korban is, fáciesben is meglehetősen hasonló a mi felső pannonunkra. Ez a produktív sorozat 2000 m-t meghaladó vastagságu, folyami-tavak felhalmozódás, Unio, Planorbis, Limnaea fajokkal.

Közismert tény, hogy a világ kőszénkészletének messze tulnyomó része a Föld felszínének aránylag kis területére koncentrálódik. A kőszénképződés helyszíne pedig változik az idő függvényében. Ezzel a tapasztalati tényvel összhangban áll tehát az is, hogy a pliocénkori lignitképződés az európai

5566

kontinensnek csak egy pontosan körülhatárolható részére terjed ki.

Lüttig (1959) nyolc olyan feltételt nevez meg, melyek nélkül nem jöhetnek létre kőszéntelepek. Ezek közül a következő három a legfontosabb:

a) meleg klíma, b) a terület lassu süllyedése, c) a láposodást közvetlenül elborító iszaphordalék jöjjön létre.

Timofeev (1968) szerint a széntelepek keletkezéséhez ősföldrajzi, őstektonikai, klimatikus és üledékképződési feltételek szükségesek. Mivel az "őstektonika" alatt feltehetően a területnek a szénképződés időszakában lassu pulzáló epirogén süllyedését érti, ezért tehát Timofeev lényegében azonos körülményeket tart szükségesnek a szénképződéshez, mint Lüttig.

Való igaz, hogy a térképen ábrázolt területen csakis ott keletkezhetek és maradhattak meg mindmáig lignittelepek, ahol ezek a feltételek megvoltak. Azonban ezek a feltételek többé-kevésbé meglehettek a pliocén kora Paratethis keleti környezetében is. Még megoldatlan kérdés, hogy az Odessza-Kiev-Brest vonalától keletre lévő vidék klímája és növényvegetációja valóban olyan mértékben tért-e el a Középeurópa és a Balkán pliocén klímájától és növényvilágától, hogy lápképződésre nem volt alkalmas. Talán az összehasonlító pollenanalitikai tanulmányok fognak erre feleletet adni.

A lignitképződés sehol sem folytatódott egyfolytában a pliocén teljes időtartama alatt, hanem annak csupán egyes emeleteire vagy kronozónáira szorítkozott. A lignitképződési kronozónák természetesen nem egyidőben voltak mindenütt. Mint az alábbiakból látni fogjuk, e tekintetben lényeges különbséget kell tennünk az orogén szegélymelységek és a kratogén előtér területén keletkezett telepek között. Előző csoportba sorolhatjuk a Bécsi-, Pannóniai-, Dáciai-, Thráciai-medencék telepeit, melyeknek kiterjedt lapos felszínét egyugyanazon időpontban borították a lápok. A második csoportba tartoznak a toscánai és balkáni hegyvidék völgyeiben, egymástól elszigetelten kifejlődött kisebb telepek. Ez utóbbiak létrejötte nem egyidőben történt, egyik korábban, másik későbbi időpontban keletkezett.

A Bécsi- és Pannóniai-medencék lignittelepeiről már egy régebbi dolgozatomban kimutattam (Jaskó 1956), hogy ezek döntő többsége a felső pannon korszak Prosodacna vutskitsi és Congeria balatonica kövületekkel jellemzett szintjébe tartozik. Tény az, hogy a medenceüledékek között mindenütt megtaláljuk, és mindenütt ugyanabban a szintben, a lignittelepeket. Csak a peremrészeken, az alaphegység öbleibe benyúló előfordulások között akadnak eltérő korúak, vagy kétes besorolhatóságaik.

A részletesen megvizsgált 47 előfordulás közül 33 őslénytani-rétegtani alapon biztosan kimutathatóan ebbe a szintbe tartozik. Hét további előfordulás, települési viszonyai alapján, feltételezhetően ugyanide sorolható be. Ugy látszik idősebbek az alsó pannonban képződött ilzi és henndorfi telepek. (Zapfe 1956) Kárpátalja lignittelepei viszont fiatalabbak, esetleg a levanteibe tartoznak. Utóbbi helyeken ugyanis a telepek nem pannon medence-üledékekben találhatóak, hanem a Vihorlát-Gutinhegység vulkáni képződményeinek fekéjében, fedőjében, sőt nem egy helyen fordul elő, hogy két andezit láva-pad között fekszenek, bizonyítékul arra, hogy a vulkáni tevékenységet időnkint lápképződési időszak váltotta fel. A szovjet szakemberek ezt az un. ilnicki (=iloncai) szenes-rétegcsoportot a levantei korba helyezik (Sztrüev 1963).

Az Erdélyi-medence nagyrésztében, így Marosvásárhely, Székelyudvarhely és Nagyszeben közötti területen nem találunk pliocén ligniteket. Itt ugyanis hiányzanak a dáciai emelet üledékei, a pliocént csak a meociai és pontusi rétegek képviselik (Vancea 1960). Az Erdélyi-medence pliocénvégi kiemelkedése és felszínének lepusztulása jóval erőteljesebb volt, mint a vele szomszédos Pannóniai- és Dáciai-medencéké. Ezért az Erdélyi-medencében vagy egyáltalán nem keletkeztek már dáciai üledékek, vagy pedig még ha létrejöttek is, utóbb áldozatául estek a letarolásnak.

Csak a Kárpátok tömegébe ékelődött kis különálló részmedencékben Borszéken, Illyefalván és Báróton találunk dáciai üledékeket, bennük lignittelepekkel (Pion és Petre 1965).

A Dáciai-medence É-i szélén a Kárpátok tövében lévő, hosszan elnyúló lignitképződmény teljes egészében a dáciai emeletben jött létre. (Raileanu 1963.)

A Dáciai-medencét kelet felé lehatároló Besszarábiai-küszöb területén lévő előfordulások földtani koráról megoszlanak a vélemények. Puzer és Martin (1954) a dáciaiba, Szinegub és Kondraskin (1966), továbbá Sztruev (1963) a pontusiba helyezi őket.

A Thráciai-medence összes telepeinek a korát a bulgáriai földtani szakirodalom őslénytani-rétegtani vizsgálatok alapján mindenütt dáciainak jelöli. A Thráciai-medence DK-i végébe esik Tozlaki, és Ophiolon. Ezeket a Hellespontus és Bosporus melléki lignites rétegsorokat ugyancsak faunafeldolgozás alapján - Papp A. (1947) pontusinak határozta meg. Itt tehát látványosan ellentmondás van a bulgáriai, valamint a görög és török előfordulások korát illetően, holott ugyanannak a medencének a részei.

A teljes pliocén üledéksorból a telepösszlet vastagsága a Bécsi-medencében 4 %-ot, a Pannon-medencében 8, a Dáciai-medencében 5 %-ot tesz ki átlagban. Még ha tekintetbe vesszük is, hogy az üledékképződés intenzitása nem volt egyenletes, akkor is arra következtethetünk ebből, hogy a telepösszlet keletkezési időtartama még egytizedét sem tette ki a pliocén kor egészének. Igy aránylag rövid ideig tartó, és egységesen megnyilvánuló jellegzetes mozzanata ez a Kárpát-Balkán előmélvségek földtörténetének. Nem mondható már el ugyanez előfordulásaink második csoportjáról, vagyis a hegységekbe nyúló kis völgykatlanok fejlődéséről. Ezeknek a medencéknek rétegsorai nehezen korrelálhatók egymással. Még az olyan helyeken is, mint Toscana, ahol pedig igen alaposan és egységes szempontok szerint végezték a vizsgálatokat, sem sikerült egységes képződési kort kimutatni. Sőt ellenkezőleg, az bizonyosodott be, hogy ugyiszólván ahány előfordulás, annyi időpontban jött létre.

Bizonytalan a kormegjelölés a Balkán-félszoget déli részein is, ahol az előfordulások zömét a pontusiba, kisebb részüket a levanteibe, néhányat pedig az ópleisztocénbe helyeznek.

A Balkán-félsziget nyugati részén, Boszniában és Hercegovinában előforduló lignittelepek kora Anic (1951-53) és Milojevic (1963) őslénytani-rétegtani megállapításai szerint pontusi s. str. (ez nagyjából egykorú a mi felső pannonunk alsó részével.) A Bosznia és Hercegovina területén található lignites rétegsorok, feltehetően a Pannóniai medence egyik messze délre nyúló öblében rakódhattak le annakidején és csak a később bekövetkezett kiemelkedés, tektonikai szétdarabolódás és letarolódás bontotta őket szét mai formájukra.

Összegezve az elmondottakat, megállapítható, hogy a lignitképződés feltételei a neogén folyamán mindinkább délebbre tolódtak át. A miocénben főleg a Lengyel- és Német-síkságon és minálunk Borsodban és Nógrádban keletkeztek a telepek. A pliocénben főleg az Alpoktól és Kárpátoktól délre volt a lignitképződés színhelye. Az ópleisztocén kora lignittelepekkel pedig már csak az Appenin-félsziget déli részén és Görögországban találkozhatunk.

További feladat lesz annak a pontos részadatokkal alátámasztott bizonyítása, hogy a neogénben miért váltakoztak egymással a szénképződési és meddő-üledékképződési időszakok. Érdekes lenne annak is a nyomozása, hogy a lignitképződés helyszínének fokozatos dél felé vándorlása milyen összefüggésben volt a kontinens klímájának hidegre változásával.

A körülményektől függően különböző nagyságu és felépítésű kőszéntelepek jöhetnek létre. Általában két főtipust különböztethetünk meg: az első főtípus a paralikus fáciesű, számos telepéből álló összlet, mely rendszerint orogén, gyűrődéses területeken található, a vastag üledéksor egyik tagjaként. A másik típusba limnikus fáciesű, egyetlen szénrétegből álló alaptelpek tartoznak; ezek rendszerint csak a töréses, kratogén területeken, ún. platformokon alakulnak ki. A két szélsőséges főtípus között helyenként átmeneti jellegű előfordulások is vannak.

Longvinenko (1968) kihangsúlyozza, hogy a telepösszlet sajátosságai, vagyis a telepösszlet vastagsága, továbbá a telepeknek horizontális irányba gyorsan vagy lassan változó volta, elsősorban attól függenek, hogy milyen tektonikai viszonyok között jöttek létre. A telepképződés folyamatának megszakítatlan volta, vagy pedig meddő üledékek lerakódásaival ciklusos váltakozása az epirogén süllyedés módjának következménye.

Matveev (1968) reámutatott, hogy az olyan nagykiterjedésű szén-területeken, melyek különböző tektonikai jellegű övezeteken nyulnak keresztül, a különböző kifejlődéstípusok fokozatos átmenetekkel kapcsolódnak egymáshoz. Matveev szerint csak akkor határolódnak el egymástól éles határral a kifejlődés-típusok, ha az egyes előfordulások közötti részeken az utólagos erózió el-tüntette az eredetileg meglévő átmeneteket. Vizsgáljuk meg a következőkben, hogy pliocén kora lignitelőfordulásaink mennyiben felelnek meg ezeknek az alap-típusoknak.

A pliocénkori alapterlepek mind limnikus-terresztrikus jellegűek, többnyire csak egyetlen szénréteg alkotja őket, meddő közbetelepülés ritka. Vastagságuk rendszerint 20-35 m között van.

A "közti jellegű" telepösszletek vastagsága 100-320 m között van, bennük a szén több padban fordul elő, a tiszta szén összvastagsága 6 m-től 60 m-ig változik előfordulásonként.

Az un. közti jellegű előfordulások között akad mocsári-, száraz-földi fáciesű is, de többségükben oligohalin fáciesű üledéksorokban található. Sajnos sok előfordulás teleptani leírásában az irodalom csak összevontan is-merteti az előkerült molluscumok jegyzékét, ebben keverednek a különböző fá-ciesre utaló alakok.

A részletesen megvizsgált és leirt pliocén lignit előfordulásoknak 32 százaléka alapterlep, 9 százaléka átmeneti jellegű, 59 százaléka pedig közti jel-legű telep.

Telepösszlet vastagságot tekintve a következőképpen oszlanak meg: 0-100 m között 62 %, 100-200 m között 24 %, 200-300 m között 11 %, 300-400 m között 3 %.

Ha csak a tiszta szenet vesszük számításba (1 m-nél vastagabb telepek összvastagságai) 0-20 m között 56 %, 20-40 m között 35 %, 40-50 m között 9 %.

Az elmondottak figyelembevételével most már tájegységenként külön-külön vizsgáljuk meg azt, hogy a teleptani adottságok hogyan függnek a kelet-kezési hely földtani-hegyszerkezettani jellegétől.

A Saone-völgyben lakusztrikus, deltafáciesű közti telepeket találunk. A telepes összlet ugyanugy, mint a pliocén rétegsor többi tagja vízszintes helyzetben található, nem nagy mélységben.

A Bécsi- és Pannóniai-medencék előfordulásai bizonyos mértékben paralikus jellegűeknek tekinthetők. Itt ugyanis a telepeket kísérő meddőrétegek oligohalin fáciesű faunájuk: *Congeria*, *Limnocardium*, *Prosodacna*, *Melanopsis*, stb. fajokat tartalmaznak. Előfordulnak azonban a hegységkeretbe benyúló öblökben tipikus limnikus-terresztrikus alapterelepek is. Ilyen pl. a komjáti előfordulás. Jól megfigyelhető az alaphegységkerettől a medence közepe felé haladva a telepösszlet fokozatos megvastagodása és a szénpadok számának megszaporodása, valamint a padoknak a kivékonyodása. Példa erre a Pannonmedence északi szegélye. Itt Komjátiban egyetlen telep van, mely 30 m vastag. Visontán és Bükkábrányban a különböző szénrétegek összvastagsága együttesen 30-40 m-t tesz ki, de egy-egy telep általában csak 3-4 m vastag, ritkán éri el a 10 m vastagságot. Az egész telepösszlet, meddőközbetelepülésekkel együtt, mintegy 200 m vastagságban ismeretes. A medence belsejében, a jászladányi mélyfurásban, két telepösszletet is találtak. A felső összlet 130 m vastag, benne 17 lignitpad van. Az alsó összlet 150 m vastag, 9 lignitpaddal. Sajnos azonban a 27 lignitrétegből egyetlen egy sem érte el még az 1 m-es vastagságot sem. (Jaskó 1966.)

A Bécsi- és Pannóniai-medencék - utólag keletkezett intramontán depressziók és így az őket kitöltő pliocén üledéksor már nem vett részt jelentősebb tektonikai mozgásokban. Ebből az is következik, hogy a Bécsi- és Pannonmedencék pliocén összlete, bár a paralikus fáciesű közti telepek típusába tartozik, azonban ennek ellenére még sincs redőkbe gyűrve. A Pannonmedence nyugati szélén a telepes összlet monoklinális dőléssel enyhén süllyed a medence belseje felé. Hasonlók a települési viszonyok az északi medenceperemen is, ahol a sűrű hálózatban telepített lignitkutató furások gyűrődések helyett csak kevés és aránylag kis elvetési magasságu töréseket mutattak ki.

Más a helyzet a Dáciai-medencében. Itt a Déli-Kárpátok tövét végigkísérő lignitösszlet a pliocén rétegsor többi részével együtt résztvesz a

K-Ny csapású gyűrűt redők és pikkelyes feltolódások felépítésében. (Raileanu-Grigoras-Onescu-Plisca 1963) Gyakori eset, hogy a lignittelepek lapos brachiantiklinálisok magjaiban megközelítik a felszint, a redőszárnyakon pedig a mélybe süllyednek. A Déli-Kárpátok előterében, mintegy 400 km csapásmenti hosszúságban, megszakítás nélkül húzódó lignitvonulat limnikus-palusztrikus fáciesű, gyűrődéses szerkezetű ún. "közti" típusú telepekből áll.

A Balkán-hegység déli tövében húzódó Thráciai-medencében némileg bonyolultabb a helyzet. Ahol a neogén üledéksor vékony és a medence keskeny, ott többnyire a medencealjzat mélyedéseit kitöltő előfordulásokat találunk. Másutt, ahol a neogén üledéksor jelentősen megvastagszik, így a Nyugatmaríciai-előfordulásnál a telepek felszínre bukkanásai egymással párhuzamosan húzódó redők szárnyait követik. (Jovesev 1960.)

Az Appenin-félszigeten Toscanában előforduló lignittelepek mindenütt az alaphegység teknőszerű mélyedései töltik ki, limnikus-palusztrikus fáciesű alaptereként. Közel horizontális helyzetűek, gyűrődések nincsenek, legfeljebb kis elvetésű magasságu törések láthatók. Ez azzal magyarázható, hogy a hajdani mocsárvilág csak az akkori szárazulat belsejébe nyúló lagunákban alakult ki, míg az Appeninek előmélységében a miocéntől a calabrianóig bezárólag szüntelen nyílttengeri üledéksor rakódott le, nagyobb oscillációk nélkül. (Moretti 1962.)

A Balkán-félsziget nyugati-, déli- és középső részén igen nagyszámú, de csak kisebb kiterjedésű neogén medence található, javarészként pliocénkorú lignittelep is van. Ezek a medencécskék ma már teljesen külön állnak egymástól, közöttük nem egyszer 1500-2000 m magas hegyláncok húzódnak. (Anic 1951-1953.) Egyedül csak a neogén rétegsorok és faunák hasonlósága utal arra, hogy a miocén és pliocén korokban helyenkint összeköttetésben kellett lenniük egymással és talán a környező tengermedencékkel is. Ugy látszik, hogy a félsziget belsejében a pliocén óta lejátszódott epirogén kiemelkedés és nagymérvű letarolódás jelentősen megváltoztatta az egykori domborzatot. Talán ez is oka lehet annak, hogy a Balkán-félsziget neogén rétegtá-

náról mindmáig nem alakíthattunk ki egységes, megbízható képet.

A Balkán-félszigeten szétszórtan található lignitelőfordulások között akadnak alaptelep típusúak és közti telep típusúak is. Érdekes módon a telepösszletet kísérő üledékek zömükben lakusztris-limnikus fáciesűek. A Pannon-medence felé eső előfordulásoknál mezo- és oligohalin üledékek is vannak. A mai Égei-tenger környékén a pliocén rétegsorokban vannak ugyan marin fáciesű tagok is, de azok sohasem képezik a telepösszlet közvetlen fedő-, vagy fekküjét, hanem attól jelentős vastagságu tavi-, mocsári rétegösszlet választja el őket.

Idézett Irodalom

- Anić D. : Starost naslaga sa sredim ugljenom u Bosni, Hercegovini i Dalmaciji. Geoloski Vesnik V-VII. Zagreb. 1951-1953.
- Ciupagea D. -- Pauca M. -- Ichim Tr. : Geologia Depresiunii Transilvanei. Bucuresti 1970.
- Jovcsev I. : Polezni izkopaemi na N. R. Bulgarija. Szofia 1960.
- Jaskó S. : A pliocén lignitek települése és kutatási lehetőségei. Bányászati Lapok. 1966.
- Lehmann R. : Leitfaden der Kohlengeologie. Halle 1953.
- Longvinenko N. V. : Geneticeszkaja klasszifikacija ugljosznüh formacii. Mezsduarodnűj Geol. Kongressz. XXIII. 1968.
- Lüttig G. : Die umbro-toscanische Lignitformation in moderner geologischer Sicht. Braunkohle. 1959.
- Matveev A. K. : Generalizovannaja geneticeszkaja klasszifikacija ugoľnoj basszeinov. Mezsduarodnűj Geol. Kongressz. XXIII. 1968.
- Milojevic R. : Granice u statigrafiji slatkovodnog terciijara Bosne i Hercegovine. Geoloski Glasnik 7 Sarajevo. 1963.
- Moretti A. : Tentativo di sintesi delle conoscenze sui giacimenti italiani di carboni fossili. Industria Mineraria. XIII. 1962.
- Murchinson D. -- Westoll S. : Coal and coal-bearing strata. London. 1968.
- Papp A. : Über die Entwicklung der Agäis im Jungtertiär. Sitzungsberichte der Akad. der Wiss. in Wien. Abt. I. Bd. 155. 1947.

- Pion N. --Petre J.: Considerations géologiques sur les bassins sédimentaires Borsec et Bilbor. *Daride Seama*. Bd. 51. 1965.
- Protescu O.: Privire generala rezervelor de carbuni din Romania. *Inst. Geol. al Romanei. Studii Technice si Economice*. Vol. III. Fasc. 8. 1932.
- Putzer H. --Martin G.: Zur Stratigraphie und Hydro-Geologie von Bessarabien, *Neues Jahrbuch*. Bd. 1954.
- Raileanu G. --Grigoras N. --Onescu N. --Plisca T.: Geologia zacamintelor de carbuni cu privire asupra teritoriului R. P. R. Bucuresti 1963.
- Szádeczky Kardoss E. --Romwalter Á. --Takács P. --Ettre L.: A kőszén képződése, kémiája és bányászata. Bpest, 1952.
- Sztuev M. N.: Geologija mesztorozsdenij uglja i gorjucsüh szlancev. Tom I. Moszkva. 1963.
- Timofeev P. P.: Lithologo-facies and formational analysis of coal bearing deposits. *Internat. Geol. Congr. Prague*. 1968.
- Vancea A.: Neogenul din bazinul Transilvanei. Bucuresti 1960.
- Zapfe H.: Die geologische Altersstellung österreichischer Kohlenlagerstätten. *Berg- und Hüttenmännische Monatshefte*. Jg. 101. 1956.

A PLIOCÉNKORI LIGNITTELEPEK ELTERJEDÉSE

Európa pliocénkoru lignitelőfordulásai vidékek szerinti csoportosításban a következők. (Az előfordulások sorszámai megegyezők a csatolt térképen feltüntetettekkel.)

Rajna-árok és Wetterau: 1. Heichelsheim, 2. Hersfeld, 3. Stockstadt

Saone-völgy (=Besse): 4. Vincelles, 5. Ratte

Toscana: 6. Berga, 7. Mugello, 8. Santa Barbara (=Valdarno), 9. Quarata, 10. Siena (=Senese), 11. Ribolla (=Bacinello), 12. Renelloni, 13. Pietrafita (=Bastardo), 14. Frossione

Bécsi-medence: 15. Dubnany, 16. Neufeld, 17. Zillingsdorf

Pannon-medence északi széle: 18. Ghymes, 19. Lukanec, 20. Aszód, 21. Selyp, 22. Ecséd, 23. Visonta, 24. Bükkábrány, 25. Komjáti, 26. Nagymihályi

A Pannon-medence ÉK-i széle, Vihorlát-Gutin hegység:

27. Novo-Szelickó (=Ujkemence), 28. Uzsgorod (=Ungvár), 29. Berezina, 30. Ilnick, 31. Veliko-Rakovec (=Nagyrákóc)

A Pannon-medence keleti széle: 32. Baia-Mare (Nagybánya),

33. Bobota, 34. Derdzsia, 35. Bodonos, 36. Ip-Zauani, 37. Valea-Neagra, 38. Sinersig (=Szinérszeg)

A Pannon-medence déli széle: 39. Radjevo, 40. Kosztolác,

41. Kolubara, 42. Nova-Gradiska, 43. Glogovác, 44. Kapronca, 45. Sokalovác, 46. Lapavina, 47. Ivanovec, 48. Bányavár

A Pannon-medence nyugati széle: 49. Ilz, 50. Henndorf,

51. Deutschützen, 52. Torony (=Nárai), 53. Ják, 54. Vasvár, 55. Sárvár, 56. Fertőd, 57. Csorna, 58. Döbrönte, 59. Vállus, 60. Zalamerenye, 61. Gige, 62. Nagyberény

Erdély: 63. Borszék, 64. Ilieni (=Ilyefalva), 65. Baraolt (=Bárót)

Dáciai-medence északi széle: 66. Paralea-Caiusti, 67. Ojasca,
68. Ceptura, 69. Filipesti, 70. Sotinga, 71. Schitu, 72. Curtea, 73. Olt,
74. Carbonești, 75. Rovinari, 76. Arama, 77. Tismana, 78. Motrul,

A Dáciai-medence déli széle: 79. Bailești, 80. Lom

Besszarábia: 81. Kagul, 82. Bolgrád, 83. Etuliszko

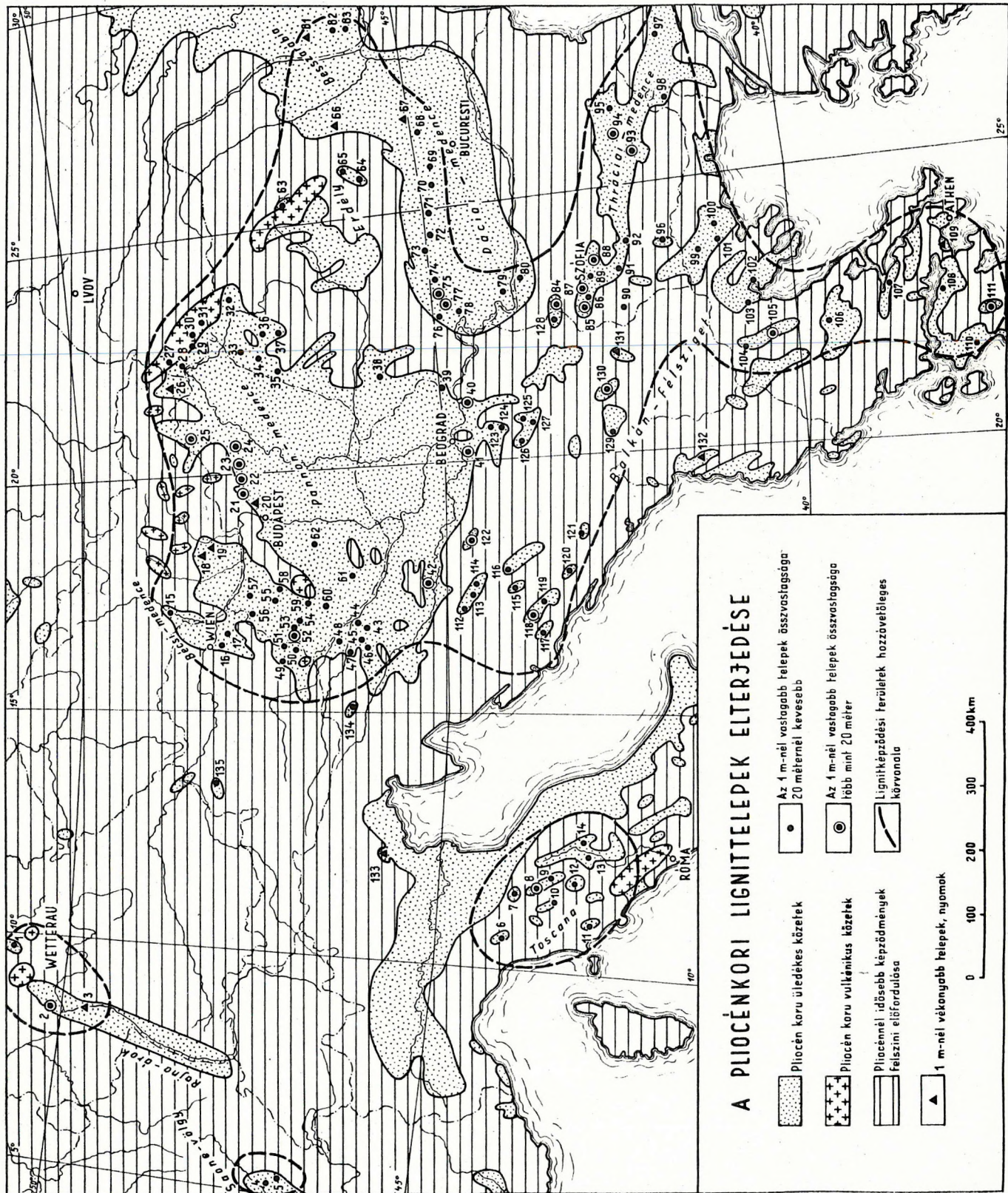
A Balkán-félsziget keleti része: 84. Sztanici, 85. Belobrezs,
86. Aldomirovszk, 87. Szófia, 88. Bisztrica, 89. Csukorovo, 90. Kuszten-
dil, 91. Szamokov, 92. Gabrovnisz, 93. Dimitrovgrad (=Marica-Nyugat),
94. Marica-Kelet, 95. Elhovo, 96. Gocedelcsev, 97. Tozlaki, 98. Ophiolom

A Balkán-félsziget déli része: 99. Sidhirokastron, 100. Alistrati,
101. Serrai, 102. Thesaloniki, 103. Moszoptamosz, 104. Vevi, 105. Ptolemais,
106. Larissa, 107. Locrida, 108. Korinthosz, 109. Megara, 110. Pyrgos,
111. Megalopolis

A Balkán-félsziget nyugati része: 112. Banja-Luka, 113. Kotor-Varos,
114. Maslovara, 115. Bugojno, 116. Zenica, 117. Sinj, 118. Livno (=Prolog,
Celebric), 119. Dubno, 120. Mostar, 121. Gacko, 122. Tuzla

A Balkán-félsziget középső része: 123. Mladenovac, 124. Jacenica,
125. Gruza, 126. Cacak (=Gorjevica), 127. Milocaj (=Tavnik), 128. Dimitrov-
grad, 129. Metohija, 130. Koszovszk, 131. Bunusevci, 132. Tirana

A Keleti-Alpok öblei: 133. Cornuda, 134. Velenje (=Wöllan),
135. Wolfsegg



S. Jaskó

Gesetzmässigkeiten der pliozänen Lignitbildung in Südost-Europa.

Plioäne Lignite sind in Europa nur im Karpathen-Becken, am Balkan-Halbinsel und in Italien zu finden. Die Flöze sind im Zeitintervall Plioän-Altpleistozän gebildet, wobei man eine Verjüngerung von Norden nach Süden beobachten kann.

Nach Ausbildung und Form kann man die Vorkommen in zwei

Typen einteilen:

- a/ Paralisches Fazies als ein Glied im orogenen Faltungskomplex
- b/ Limnisches Fazies auf Plattformen.

HOZZÁSZÓLÁSOK

- Schmidt E. R. : A lignittelepes sorozat csapásiránya a Kárpátmedencében az alapi csapásirányt követi, a bécsi medencében Ny-K-i, a Balkánon É-D-i.
- Szalai T. : A Kárpát medence közepén és a "Lóczy-háton" lignittelepek nincsenek.
A lignittelepek É-ről D felé való fiatalodása a plesztocén előtti hőmérsékleti viszonyok megváltozására utal.

A SZIGETIVEK FEJLŐDÉSE

(Beszámoló a szerző angliai tanulmányutjáról)

Ravaszné - Baranyi Livia^{*}

1971 őszén angliai tanulmányuton vettem részt. A tanulmányut legnagyobb részét az Oxfordi Egyetem Földtani-Ásványtani Tanszékén töltöttem, E. A. Vincent professzor intézetében.

A témakör, melyre a M. Áll. Földtani Intézettől és a Magyar Ősztündíj Tanácstól engedélyt kaptam a korszerű közetgenetika elvi és metodikai tanulmányozása volt és elsősorban a magmás és metamorf kőzetek területére korlátozódott.

E kutatási terület keretén belül alkalmam nyílt megismerkedni a közetgenetika egyik, a közelmúltban az Oxfordi Egyetem Földtani Tanszékének kutatógárdája által kidolgozott, speciális de alapfontosságú tárgyával, a szigetivek kialakulásának és fejlődésének kérdésével. Az Oxfordi Egyetem Földtani Ásványtani Tanszékének kutatói: dr. J. D. Bell, dr. A. H. C. Mitchell, dr. E. R. Oxburgh, H. G. Reading és dr. S. W. Richardson a szigetivek fejlődéstörténetét a közetgenetika figyelemmel kísérésével, a "plate tectonics" - lemeztectonika^{xx} alapján vezetik le.

^{*}Előadta a MFT Általános Földtani Szakosztályának 1972. III. 8-i előadóülésén.

^{xx}E rövid ismertetésben az ún. plate tectonics - lemeztectonika - alapelveire mindössze utalva, a következők rögzíthetők:
e közelmúltban lefektetett s azóta számos konferencia tárgyát képező tektonikai irányzat a közetgenetika területén ma már általánosan alkalmazott. A lemeztectonika szerint, elsőként Morgan és LePichon által lefektetve, nem pusztán teoretikus álláspont alapján, a Föld külső héja - a kéreg és részben a felső köpeny is - kisszámu, LePichon szerint a jelenkorban 6, merev blokkra osztható, melyek egymástól többé-kevésbé függetlenül, eltérő sebességgel mozognak, mint óriási jégtáblák. Ahol két blokk egymással ellentétes irányban mozog kialakulnak az óceáni árkok, és a sebhelyen új kéreg képződik. Ha két blokk egymás felé mozog vagy kompressziós gyűrthegegyési övek keletkeznek, vagy az egymás alá bukó blokkok esetében a kéreg egy része tönkre megy. Az 1. ábra a LePichon által feltételezett 6 blokk térképét mutatja be (X. LePichon, J. Geophys. Res. vol 73. 1968).

A szigetivek jelenleg is jól tanulmányozható területeinek földtani törvényszerűségei és ezek felismerése nemcsak elvonatkoztatott tudományos vizsgálódás tárgya, hanem a Földre vonatkozó, ennek fejlődését vizsgáló egyetemes kutatás egyik láncszeme, amelynek viszonylag egyszerű, lehatárolható problémaköre alapja lehet bonyolultabb földtani folyamatok megvilágításának is. Emellett, a szigetiv szerkezetek megismerésével a földtani régmúlt, ma már elfedett szigetiv-rendszerei ismerhetők fel, melyek a praktikus geológia szemszögéből nézve elsősorban rézérc felkutatása céljából lehet gazdaságilag is eredményes.

Miyashiro már 1961-ben felfigyelt az ún. páros metaform övek előfordulásának problémáira. Kimutatta, hogy Japán és a cirkumpacifikus terület többi szigetivein is, hasonló koru, egymás mellett előforduló, egymástól élesen elkülönülő ásványparagenezissel jellemezhető páros-övek nyomozhatók. Minden egyes párban a külső, az óceánhoz közelebb eső övben rendszerint a jadeit-kvarc ásványegyüttessel, valamint a glaukofán pala fáciessel jellemezhető kőzettípusok fordulnak elő, míg a belső öv az andaluzit, némely esetben disztén vagy szillimanit ásványegyüttésekkel jellemezhető. Miyashiro felismerte, hogy e metamorf övek képződésénél erősen eltérő hőmérséklet és nyomásviszonyoknak kellett fennállniuk. A külső öv alacsony hőmérsékleten és nagy nyomáson, a belső öv kis nyomáson és nagy hőmérsékleten keletkezett.

A lemeztekonika modelljét alkalmazva Oxburgh és Turcotte (Oxford - New York) megkíséreltek magyarázatot adni e kérdésekre. E metamorf övek termális igényére vonatkozható kvantitatív vizsgálataikat a szigetiv szerkezetek hőmérsékleti gradienseinek mérhető változására alapozták. Megállapítást nyert, hogy a felszínen a szigetivek csapásával merőlegesen mérve három egymással párhuzamos - a szigetivek csapásával közel megegyezően futó zóna helyezkedik el; A, B illetve C zóna; az A zóna a felszíni hőáramlás alacsony értékeivel - $1 \mu\text{cal}/\text{cm}^2 \text{ sec}$ - jellemezhető, a B zónában egy rövid távolságon belül a hőáramlás értéke esik, majd a C zónában hirtelen megnövekedik $1,4-4 \mu\text{cal}/\text{cm}^2 \text{ sec}$ értékig. Amennyiben a felszíni hőáramlás az alatta fekvő

kéreg termális gradiensére vetne fényt, amely logikus, megkísérelhető az alacsony felszíni hőáramlás zónájának kapcsolatbahozása a nagynyomásu, alacsony hőmérsékletű metamorfózis zónájával és a nagy hőáramlás zónája az alacsony nyomásu, nagy hőmérsékletű övvel.

Egy roncsolódó tábla szegélyénél a viszonylag hideg litoszféra változó szöggel süllyed és bukik alá a felső köpenybe az óceáni árok vonalában. Az alábukó hideg litoszférát környezete viszonylag lassan fűti fel, és szeizmikus mérésekkel még 700 km-es mélységben is észlelhető tömegének hűtő hatása. A csuszási zóna mentén egy felemésztődő hőmennyiség mutatható ki. 25-30 km-es mélységig a hidrosztatikus nyomás alacsony és az alábukó litoszféra nagy víztartalmu üledékes kőzetekkel is rendelkezik. Ezért 25 km-es mélységig mindössze kis mennyiségű hőtermelődés várható. A "statikus kéreg" és esetleg a köpeny, mindössze a következő hőforrásokból táplálkozhat: a/ a környezet radioaktiv hője, b/ a területen horizontálisan terjedő hő, c/ az alábukó kéreg csuszási zónájának hőátadásából, mely a surlódás következtében keletkezhet.

A csuszási zónában nagyobb mélységben, a hőképződés fokozódik és a hő hőáramlások formájában terjed tovább. A csuszási zóna alatt fekvő hideg leszálló tábla a képződő hőnek kb. 50 %-át elnyeli, míg a felfelé áramló hő mennyisége nem több, mint $1 \text{ ucal/cm}^2 \text{ sec}$. Még nagyobb mélységben, kb. 100 km-nél, a csuszási zóna mentén már elég magas a hőmérséklet ahhoz, hogy helyi olvadás lépjen fel és szilikát magmák képződjenek. Ezeknek a magmáknak a felfelé áramlása okozza azután a felette fekvő terület kiemelkedő termális vezetőképességét.

A csuszási zóna medelljének magyarázatánál szükséges bizonyos mechanikai folyamatokat is mérlegelni, amelyek az alábukó és a mélyben pusztuló lithoszféra lemez viselkedését befolyásolják. Az a feltételezés, hogy az alábukó litoszféra tábla maradéktalanul magával sodorja az óceánfenék szedimentációs anyagát, valószerűtlen. Az üledékes anyagnak a sűrűsége sokkal kisebb, mint a köpeny felső részén elhelyezkedő ultrabázikus kőzetek sűrűsége: $\Delta p = 0,75 \text{ gr/cm}^3$. Az óceánfenék lemélyített mélyfurások adatai

alapján a még meg nem szilárdult óceáni üledékek vastagsága legalább 500 m. Ennek az anyagnak a meg gondolás alapján a mélytengeri árokban kell felhalmozódnia. Már a korábbi években kimutatták, hogy a csuszási zóna mozgásának évi értéke 10 cm.

Termális szempontból két változat vehető meg gondolás alá: 1. Fölékelődő modell (2. sz. ábra). Ennél a modellnél a még meg nem szilárdult üledék anyaga nem bukik alá a szilárd litoszférával párosuló anyagként, hanem az óceáni árokhoz közel elkülönül a litoszférától és mintegy az óceáni árok falát kibéelve előrelökődő lemezekként viselkedik. Az egymás felett így elnyiródással kialakuló hajlott lemezek izosztatikus süllyedése után e rétegeket a szigetiv frontjáról származó törmelék fedi el.

A fölélékelődő modellel szemben az ún. 2. aláékelődő modell (3. ábra) a következőkkel jellemezhető: itt feltételezzük, hogy az üledékes anyag valamilyen módon mégis beékelődik a csuszó litoszféra zónájába. Ezt a fenti modellek alapján történő friss anyaghozzáadódást feltétlen tényként kell elfogadnunk, mivel másképpen az alábukó lemez szegélyénél észlelt hirtelen kéregmegvastagodást nem lehetne megmagyarázni. Mindkét modell esetében így állandóan fokozódó gyarapodás áll fenn, mely miatt az óceáni árok lassan az óceán felé migrál s ezzel együtt migrál a szigetiv teljes termális szerkezete is, a kéregben választott fix ponthoz viszonyítva. Az aláékelődő modellnél az anyaghozzáadódás alulról, a fölélékelődő modellnél az anyaghozzáadódás felülről történik. A kéreg termális diffuzivitásának értéke(k), az anyaghozzáadódás határának, mint távolságnak az értéke, az adott távolságon a vertikális hőáramlásnak q_d , valamint a radioaktivitás nyomán itt keletkező hőnek, H értékének az ismeretében kvantitatív számítások eszközölhetők a szigetiv szerkezetek termális viszonyaira vonatkozóan. (A H értékét - idő és kőzetegységre - az anyaghozzáadódásnál valószínűleg igen nagy szerepet játszó olajpalák átlagos értékével vették azonosnak, a számításoknál figyelembe véve a $H = 0$ lehetőséget is). A felállított egyenletek alapján, mindkét, az aláékelődő és a fölélékelődő modell esetében, kiszámíthatók adott mélységben a csuszási zóna hőmérsékleti viszonyai, valamint a felszíni hőáramlás mér-

téke, ami azután a mérési adatokkal összeegyeztethető.

A fokozódó anyaghozzáadódás az A zónában nagymértékben lecsökkenti az izotermákat, s ez a depresszió elégséges ahhoz, hogy a geotermális gradienseket a nagynyomású, kishőmérsékletű glaukofánpala fáciesbe tolja el. Természetesen ezt a kvantitatív meghatározás céljából felállított alaptételt más tényezők is befolyásolhatják, amit a teóriát kidolgozó kutatók figyelembe is vettek. Ilyen tényezők lehetnek a jelenkori emelkedés, a hővezetőképesség laterális változása, stb.

A Miyashiro által közzéadott megfigyelés az egymás mellett előforduló páros metamorf övekről azt bizonyítja, hogy a hőmérsékletnek nagy horizontális változásával kell számolnunk a mélyben, ahol ezek a kőzettípusok kialakultak.

Nem mindenki ért egyet azzal, hogy a nagynyomású, alacsony hőmérsékletű képződményekhez szükséges nyomás a nagy mélységben való betemetődés eredménye; a kutatók egy része feltételezi, hogy az e területen kialakult superhidrosztatikus nyomás tektonikus hatások következménye. Azonban a kőzetek szilárdságára vonatkozó kísérletek alapján ez a feltevés erősen vitatható.

A B zóna a fentiekben tárgyalt A zóna és a nagy hőáramlással jellemezhető C zóna között helyezkedik el. A B zónában a kéreg hőmérsékletét nem csökkenti már a hideg anyaghozzáadódás és a kérgen belül kialakuló termális gradiens értékét nagyjából az alulról áramló hő és a radioaktív hő együttes mennyisége szabja meg.

A C zóna, vagyis a nagy hőáramlású felszín zónája, az aktív vulkáni öv területére esik. Ez a csuszási zóna legalsó részének felel meg, ahol nagyobb mélységben részleges megolvadás lép fel és a képződő magmák közvetítésével a hő vertikális áramlása ugrásszerűen megemelkedik. A keletkező magma tömegének elegendőnek kell lenni ahhoz, hogy azt a felszíni hőáramlási értéket adja, amely a felszínen észlelhető. Ez kb. $2,5 \text{ kcal/cm}^2 \text{ sec}$. Feltételezik, hogy a magma viszonylag gyorsan, nagyobb hővesztés nélkül halad át a kéreg alsó részén, majd a felső 10 km-ben egyenletesen oszlik el. Magmás intruziók fellépése, amennyiben a radioaktív felfűtés nagyobb mér-

tékü, kb. $H=5.1 \times 10^{-5}$ cal/g év, a B zónában is elképzelhető. Ezzel a folyamattal a geotermális gradiens olyan értékek felé tolódik el, mely megfelel a 10 km-nél kisebb mélység esetén a hozzávetőlegesen 500-600 C⁰-os hőmérsékletnek, azaz a kisnyomású, nagy hőmérsékletű andaluzit-szillimanit öveknek. A számítások arra utalnak, hogy a C zóna termális gradiensének ugrászerű emelkedéséhez a magmás hőáramlás mellett a B zóna radioaktiv hőtovábbítása is szerepet játszhat.

A számítások szerint kb. 20 millió év szükséges ahhoz, hogy a kérgen belül egy adott pontban a termális egyensúly helyreálljon, a hideg anyag hozzááramlásának befejeződésétől számítva.

Összefoglalva az eddigieket: a metamorfózis nagy nyomású, kis hőmérsékletű állapotra utaló területe az A zónában alakul ki. A nagy hőmérsékletet és kis nyomást képviselő, meredek termális gradiensű és nagy felszíni hőáramlással jellemezhető állapot a C zónában magmás intruziók nélkül nem alakulhat ki, de a B zónában is kialakulhat magmás tevékenység, amennyiben a radioaktiv felmelegedés elégséges ahhoz, hogy részleges megolvadást idézzen elő. A fentiekben korvonalazott modell azonban egy mozdulatlan rendszerre vonatkozik. Minthogy az óceáni árok az alábukó lemez szegélyénél lassan előre mozog a lemezben választott egyik fix ponthoz viszonyítva, úgy mozog a lemez szegélye előre és vele a rendszer termális szerkezete is. Ez azt jelenti, hogy ha a kéreg alsó részének kőzet anyaga az A zónában a glaukofán pala fáciesnek megfelelő állapotú metamorfózison ment is keresztül, a B, illetve a C zónába kerülve a rendszer lassu migrálásának következtében elveszíti korábbi állapotára vonatkozó sajátosságait és a B, illetve C zónának megfelelő rekrisztallizáción megy keresztül. Eszerint a felszínen észlelhető páros metamorf övek egymás mellett semmiképpen nem alakulhatnak ki. Megjelenésük tehát azt tükrözi, hogy ezeknek az öveknek az evolúciója egy ponton megakadt, majd az adott fáciesű kőzetek jellegzetes index ásványaikkal viszonylag rövid időn belül alacsony hőmérsékletű kis mélységbe emelkedtek, ahol a csökkent reakció sebesség miatt a rendszer mintegy megdermedt. Ez megfelel Hiyashiro megfigyelésének is, aki szerint a nagynyomású öv gyakran törés mentén érint-

kezik a nagyhőmérsékletű metamorfitok övével.

A kisnyomású nagyhőmérsékletű öv kialakulásához szükséges állapot létrejöttét tehát a fentiek alapján magmaáramlásokkal hozhatjuk kapcsolatba. Ebbe a típusba sorolható Japánban a yoke-Abukuma metamorf öv is és Miyashiro felhívja a figyelmet a gyakori magmás intruziókra, melyek az övben találhatóak. Az Abukuma övben a magmás kőzetek tömege mintegy 30-50 %-ra becsülhető; ez az öv a szigetiv szerkezetek C zónájának felelhet meg. Amennyiben ezek eredetét a köpenyből származtatjuk, a felfelé áramló hőmennyiséghez a kéreg alatti hő bizonyos mennyisége szintén hozzájárult a C zóna típusos metamorf kőzeteinek képződéséhez. Az intruzív kőzetek nagyobb része a C zónában gránitos összetételű tükröz. Ha ezek granodioritos-dioritos összetételűek, talán a csuszási zóna mentén történő részleges megolvadásból származtathatók. Amennyiben savanyú gránit jellegűek, valószínű a kéreg alsó részének részleges megolvadásával jöttek létre. A megolvadáshoz szükséges hőmennyiség itt egyrészt radioaktív hatásra, másrészt a köpenyből származó magmák felfűtő hatására vezethető vissza.

Visszatérve a páros metamorf övek kérdéséhez, ennek kutatói arra a megállapításra jutottak, hogy az ilyen típusú földtani képződmények csak olyan esetben fejlődnek ki, ahol az alábukó litoszféra csuszásának értéke viszonylag nagy, kb. 10 cm évente. Amennyiben a sebesség ezt az értéket nem éri el, az üledékfelhalmozódás túlságosan lassú ahhoz, hogy az alábukó lemez frontjánál olyan mértékben csökkentse a termális gradienst, hogy a glaukofán pala fáciesnek megfelelő állapot kialakuljon. A lassabb mozgás nyomán a magmaképződés is lecsökken tömegében, és így a típusos nagy hőmérsékletű kisnyomású öv sem fejlődhet ki teljesen. Amikor a csuszási zóna mozgása valamilyen oknál fogva lelassul vagy megakad, viszonylag gyors, 10 km-es nagyságrendű vertikális mozgások várhatók az A zóna külső szegélye mentén. Ezek a mozgások idézhetik elő a glaukofán pala fáciesű metamorfitok felszínre jutását.

Sok szigetiv egy régebbi szigetiv szerkezeten található, mint ma is aktív szerkezet. A szigetiv aktív, vulkánikus láncá mészkalkáli típusú és

bazalttól riolitig terjedő összetétellel jellemezhető (4. ábra). Tholeites összetételű, valamint alkálikus jellegű effuzivumok, kisebb tömegben, szintén megfigyelhetők. A vulkáni iverk a szigetivek konvex oldalán kialakult óceáni ároktól mintegy 150-200 km-re helyezkednek el. Az óceáni árkok mélysége többnyire meghaladja a 4000 m-t, maximális mélységük a 10 km-t. Az üledékek vastagsága általában 500, maximálisan 1500 m. Az árkokat kiemelkedő izosztatikus anomália kíséri. A Benioff zónaként ismert intenzív szeizmikus aktivitás zónája max. 1000 km hosszú, mélysége maximálisan 700 km. A szigetiv konkáv oldalán, a kontinens és a szigetiv között óceáni medencék helyezkednek el. E medencék szilárd aljzata vagy óceáni jellegű, vagy átmenetet képez a kontinentális kéreg felé. Az aktív szigetivek két óceáni kéreg, litoszféra lemez eltérő mozgásának mechanikájával a fentiek alapján, jól magyarázhatók. A szigetivekre jellemző pozitív anomáliát az ivszerkezet alatti nagyobb sűrűségű vulkáni kőzetek tömege idézi elő.

2. a. A jelenlegi szigetivek jellemző kőzettípusai: lávaeredetű kőzetek, piroklasztikumok, sztrato- és pajzsvulkános; kisebb mennyiségben pillow lávák és láva breccsiák. Megjegyzendő, hogy a meredek törésvonalak mentén a tenger alatti vulkáni kőzetek is felszínre kerülhetnek, ilyenkor a vulkáni öszletben közbetelepülő mészkő rétegek is észlelhetők. A K_2O tartalom az andezites öszlettelű vulkáni kőzeteknél - a leggyakoribb típusnál - a szigetiv konvex oldaláról a konkáv oldal felé növekedik. Általában átmenet észlelhető a kevésbé alkáli és Si-ban gazdagabb tholeites kőzetekből (konvex oldal) a nagy Al-tartalmu és a mészkáli bazaltokon át az alkáli olivin bazaltok vagy a shoshonites kőzetek felé (konkáv oldal).

b. A szigetivek metamorf kőzetei:

A szigetiv fokozódó evolúciója során (5. ábra) a bazaltok egy része besüllyed a köpenybe és eklogittá alakul, ennek részleges megolvadásával viszont andezit magma keletkezik.

A szigetivek evolúciója folyamán az idősebb, blokkokra töredezett vulkáni öszlet a zeolit fáciesig metamorfizálódhat: spilit, keratofir típusu kőzetek, metamorf hatásra, feltehetően mészkáli kőzetekből is képződhetnek. Ezek

a kőzetek későbbi tektonikai mozgások hatására azután felszínre kerülhetnek.

Amennyiben a jelenlegi szigetivek metamorf összeteteinek korát tekintjük, a legidősebb összetlet késői paleozóos, korai mezozóos kialakulás, majd közvetlen szomszédságában egy késői mezozóos összetlet is nyomom követnető, pl. a Japán szigeteken. Mindkét pár magában foglalja a már említett külső övet a nagynyomásu, kis hőmérsékletű kőzetekkel, pl. a glaukofán pala és a belső övet andaluzit-szillimanit és disztén-szillimanit fáciesjelző index ásványokkal kisnyomásra és nagy hőmérsékletre valló kőzettípusokkal; Miyashiro feltételezi, hogy a területen előforduló zöldpala és amfibolit típusu kőzetek is a kisnyomásu, nagy hőmérsékletű metamorfózis eredményei.

c. Az óceáni kéreg jellemző kőzettípusai:

az óceáni kéreg három szeizmikus elkülöníthető rétegből áll. A legalsó réteg kb. 4,8 km vastag, szeizmikus sebessége 6,70 km/sec. Kőzetteni jellege ezidáig nem tisztázott teljesen megnyugtató módon; a szeizmikus sebesség alapján talán ultrabázikus összetételű, serpentesedett peridotit, vagy bazaltos összetételű kőzet: bazalt, gabbró, diabáz vagy metamorf kőzet: zöldpala, amfibolit, vagy eklogit vagy ezek együttese. Christencen 1970-ben ezzel a kérdéssel kapcsolatosan úgy nyilatkozott, hogy a kompresszionális hullámok sebessége és a legalsó réteg egyveretősége csakis a hornblende-plagioklász összetételű kőzetre lehet jellemző. Az ő felfogása szerint az óceáni kéreg legalsó rétege amfibolit-, esetleg gabbró is valószínűsíthető.

A középső, mintegy 1,7 km vastagságú középső réteg változó szeizmikus sebességű (kb. 5 km./sec.) átlagos értékkel, felülete karakterisztikusan változó. Bár az is elképzelhető, hogy konszolidált üledékes kőzetek alkotják, valószínűbb, hogy főleg tholeites bazaltból áll, amely kőzetanyag egyben az óceáni mágneses anomáliák forrása is lehet. Itt láva eredetű kőzetek, pillow lávák, spilitek, sekély mélységű intruziók is valószínűsíthetők.

A legfelső réteg vékony és változatos felépítésű, konszolidált vagy csak részben konszolidált üledékes kőzetekből áll; a szeizmikus sebesség kicsi, és e réteg vastagsága ritkán haladja meg az 500 m-t. Pelagikus, sok helyen metallikus üledékekből, valamint kovás üledékekből épül fel.

Az óceáni kéreg kőzetanyaga az óceánfenék kitágulásával kapcsolatos meredek törések mentén szintén felszínre juthat.

A szigetivek alatt és a szigetiveket övező kisebb óceáni medencék alatt a kéreg vagy kontinentális összetételű és a szigetiv kialakulása előtt a kontinens szegélyét alkothatta, vagy eredetileg óceáni kéreg jellegű, mely azután a szigetiv evolúciója folyamán lassan kontinentálissá válik.

Egy szigetiv kialakulására vonatkozóan a korszerű vizsgálatok azt tükrözik, hogy a litoszféra alábukása három fő epizódhoz kötődik: mindhárom mozzanat tektonikai mozgás egymáshoz viszonyítva eltérő sebességű és eltérő a dilatáció iránya is.

Ami a szigetivek tektonikus helyzetét illeti, a szigetivek kontinens felé történő mozgása akkor léphet fel, ha a szigetiv fejlődésének valamelyik stádiumában az ősi Benioff zóna óceán felé dől, amely helyzet azután a szigetiv és a kontinensek közötti óceánfenék lassu fogyásához vezethet. A legtöbb szigetiven egy ilyen irányú Benioff zóna nem figyelhető meg, kivéve Hokkaido szigetét, amely a mezozoikum folyamán egy óceán felé dőlő Benioff zónával rendelkezett, amely azután Japán É-i részének a kontinens felé történő nyugatra mutató vándorlását idézte elő.

3. A litoszféra alábukkanásával kapcsolatos kőzetek kialakulása és fejlődése: A kb. 45° -os dőléssel alábukó, óceáni kéreg típusú litoszféra mentén kialakul az ún. Benioff zóna és felette az óceáni árok. Az óceáni árokban az igen gyors tektonikus üledékfelhalmozódás szigetelő és hűtő hatásával az izotermák depressziójához vezet, amellyel a termális egyensúly felbomlik. A nagy litosztatikus nyomás talán tektonikai nyomással is párosulva, ebben a zónában a glaukofán pala képződéséhez vezet (nagy nyomás, kis hőmérséklet).

A Benioff zóna mentén, 150-200 km-es mélységben a köpeny és valószínű a köpennyel együtt alábukó kéreg anyaga is részlegesen megolvad. Az így képződő magma az óceáni árok tengelyétől mintegy 150-200 km-es távolságra felszínre tör. A legkorábban felszínre törő magma tholeites összetételű, az ezt követők andezites jellegűek. Az így kialakult vulkáni szigetiv gyorsan bekövetkező eróziója folyamán nagy tömegű epiklasztikus és vul-

káni törmelék felhalmozódáshoz vezet, melyben gyakoriak a piroklasztikus betelepülések is. E vulkáni és üledékes összlet a környezet nagy hőmérsékleti gradiense következtében a zeolit fáciesig alakulhat át. További betemetődés már tekintélyesebb mélységben, az alacsony nyomású és nagy hőmérsékletű zónában a Ryoke-Abukuma övnek megfelelő nagyhőmérsékletű metamorf kőzeteket eredményezheti. A feltehetően anatektikus úton képződő plutonikus kőzetek intruzióként nyomulhatnak a vulkáni és szediment összletbe, nagy hőmérsékletet továbbítva környezetüknek, amely azután fokozódó erősségű metamorfózishoz és végül migmatitos gnejszek kialakulásához vezethet.

Ha a szigetiv alá bukó litoszféra mozgása valamilyen oknál fogva megáll, lecsökken a vulkanizmus aktív hatása is, az óceáni árok pedig pelagikus üledékekkel töltődik fel. Ezt követően a szigetiv kiemelkedik és a kiemelkedéssel kapcsolatosan a savanyú vagy intermedier összetételű plutonikus tömegek felszínre kerülnek, melyek lokálisan kvarcban gazdag üledékeket szolgáltatnak. További kiemelkedéssel a mélyebben fekvő kisnyomású, nagy hőmérsékletű metamorf kőzetek is felszínre juthatnak. A feltöltődött óceáni árok, amely egyébként pontosan tükrözi az egykori Benioff-zóna helyét, szintén kiemelkedhet és üledékes kőzetekből álló szigeteket alkotnak (pl. Barbados szigete). Fokozódó kiemelkedéssel felszínre kerülhetnek az óceáni kéreg darabjai is, az előzőekben említett alsó-, középső-, és felső réteg.

Egy nyugalmi periódus után a lithoszféra a korábbi szigetiv területén, nagytektonikai mozgások következtében újra alábukhat és új Benioff-zóna és ezzel együttesen az új tengeri árok az idősebb szigetiv helyzetét tekintve legvalószínűbben a konvex vagy óceáni oldalon alakul ki, minthogy a korábbi szigetiv alatt fekvő idős tábla szegélyének kérge viszonylag megvastagodott. A kialakult új Benioff-zóna dőlése azonos lehet a korábbival, de lehet ellenkező dőlésű is. A vulkáni iv az új tengeri ároktól mintegy 150-200 km-re, annak homorú oldalán fog kialakulni. Ha az új Benioff zóna a régi vulkáni ivnek a konkáv oldalán alakul ki és dőlése is megegyezik a régivel, akkor az idősebb tengeri árok üledékei fokozatosan az újonnan tengeri árokban halmozódnak át és így a régebbi szigetiv lepusztul.

Néhány tizmillió év alatt tehát ugyanazon a területen számos eltérő típusú kőzetöv keletkezhet, melyek szerkezeti iránya is eltérő lehet.

Amennyiben feltételezzük, hogy a szigetivek plutonikus kőzetei a vulkáni iv és a tengeri árok üledékeinek anatektikus megolvadásából származnak, akkor az egymás után létrejövő plutonikus tömegek összetétele talán függvénye lehet, legalábbis részben, e képződmények kémiai összetételének.

Egymást követő szigetivek s az ezekkel párhuzamosan létrejövő tengeri árkok kialakulása egyazon területen a kiemelkedés, erózió és üledék-képződés ciklusos fejlődéséhez vezet, s az egymást követő ciklusok üledékes kőzetei növekvő kvarctartalommal jellemezhetők. Így az egymást követő ciklusok folyamán a több ciklusos szigetivek esetében megállapítható a SiO_2 fokozódó növekedése a magmás kőzetek esetében is. Ahol például a jelenlegi szigetiveken mezozoós vagy még régebbi vulkáni ivék is nyomozhatók, a Kainozoikumban képződött intruzív kőzetek savanyubb összetételűek mint olyan szigetiveken, ahol a Mezozoikum folyamán a szigetiv még nem alakult ki. Az idő függvényében a vulkáni kőzetek is az intermediertől a savanyu összetétel felé tolódnak el. Az egymást követő vulkáni ivék és tengeri árkoknak az idő függvényében történő egymásra épülése végül a kéreg megvastagodásához vezethet és olyan kőzettípusok, illetve rétegek alakulnak ki, melyek vastagsága, sűrűsége és összetétele már nem különbözik a kontinentális kérég sajátosságaitól.

Ezeknek az alapvető jellemvonásoknak a megismerése, az ezekre vonatkozó adatok értékelése, az ezzel kapcsolatos tapasztalatok felhasználása olyan ősi szigetiv szerkezetek kimutatására alkalmas, amelyek jelenleg már kontinenseken kívül helyezkednek el. (Példaként erre Anglia kaledoniai orogénje (Lake District) hozható fel többek között.)

A nagy felszíni hőáramlás zónájában, a szigetivek vulkáni övezetében a magma és könnyenillókkal együttesen fémes elemek mobilizálódnak, melyek közül elsősorban a réz megjelenése jellemző. A szigetivek mögötti kontinensnek ugyanakkor F, W, Sn ásványok megjelenésével jellemezhetők, amint ezt a Csendes óceán szigeteivel és a Maláj Fél-sziget - Thaiföld vonalában észlelhető W, Sn előfordulások példája is tükrözi. A különféle kéregszerke-

zeti típusokra jellemző fémek törvényszerű megjelenésének kutatása már a geokémia tárgykörébe vezet.

A földtani régmúlt vulkáni ivatek felismerése tehát rézércvek felkutatása szempontjából jelentős lehet.

Az itt ismertetett modell, mely az elmúlt évek folyamán az Oxfordi Egyetem kutatógárdájának központi és a fentiekben ismertetett módon megoldott, problémája volt, az eltérő sebességgel mozgó litoszféra blokkok leg-egyszerűbb esetét példázza, azaz két óceáni kéreg eltérő sebességű mozgásának esetét. Lényegesen komplikáltabb a helyzet a kőzetgenetika szempontjából a kontinentális és óceáni kéreg közötti, valamint két kontinentális blokk közötti érintkezésnél. Még bonyolultabbá teszi a helyzetet egy olyan terület földtani problémáinak megoldása és evolúciójának levezetése, amely területen a földtani régmúlt folyamán többféle típusú litoszféra lemez ismétlődő, eltérő sebességű mozgásának következményeképpen eltérő jellegű kőzetcsoportok képződtek az idő függvényében.

A legújabb kutatásokon alapuló feltevések szerint hazánk litoszféra blokkja valószínű az Afrikai táblától elszakadva É-felé mozgott, majd az Alpi üledékgyűjtő - a Kárpátok vonalában, azok felgyűrődése után, varratszerűen kapcsolódott Európához. (K. J. Hsü 1971.)

Ennek, a még mai idő szerint teoretikus álláspontnak a bizonyításához azonban mind kőzettani, mind sztratigráfiai vonatkozásban további adatok volnának szükségesek.

A szigetivekre vonatkozó kutatási eredmények ismertetése után mint alapvető fontosságú feladatot kell hangsúlyozni a kőzettan, kőzetgenetika és sztratigráfia nélkülözhetetlen szerepét a tektonika területén.

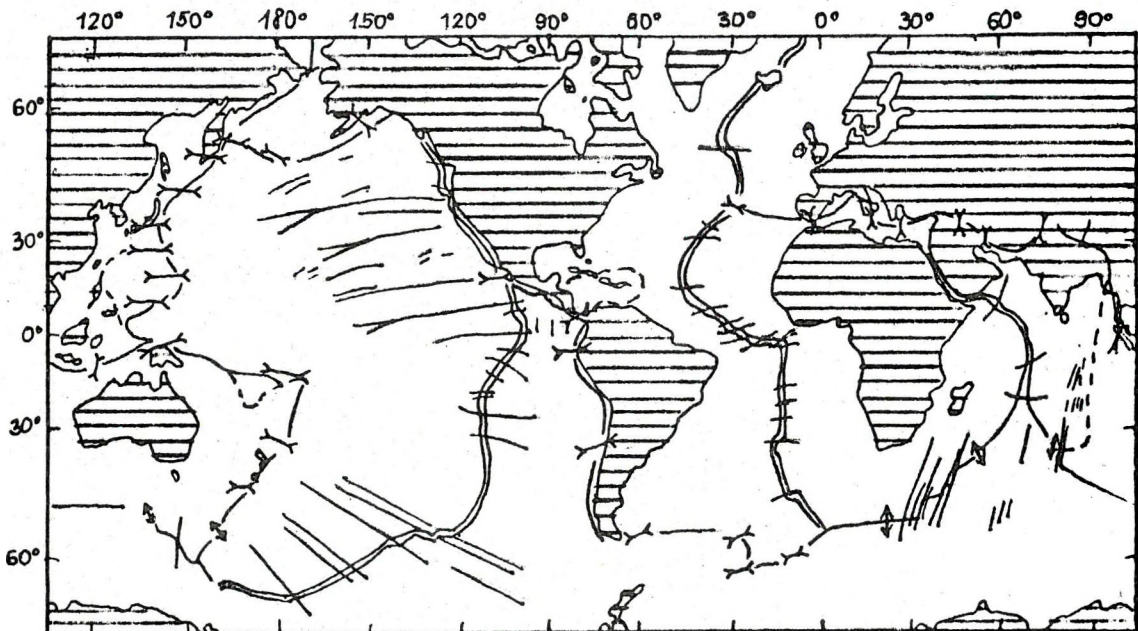
Szerző címe: Ravaszné, dr. Baranyai Livia geológus

MÁFI, Ásvány-Kőzettani Osztály

Bp. XIV., Népstadion ut 14.

HOZZÁSZÓLÁSOK

- Wein Gy. : A Kárpátmedencére is ráillik az előadásban ismertett kép, mivel itt is megvolt a szigetiv, előtte a "flis-tenger", végül a "Podoliai tömb".
- Jaskó T. : A szovjet geológusok eddig szkeptikusan fogadták a lemeztektonika elméletét. Ma a szigetivek és a mediterrán öv kialakulása között analógiát látnak.
- Szalai T. : A Kárpát medence egészének szerkezeti képe a paleozoikum előtt kialakult metamorf tömeg szerkezetét tükrözi.
Hozzászóltak még Géczy B. , Varga Gy. , Póka T. , Bendefy L. és Ravaszné, Baranyai L.

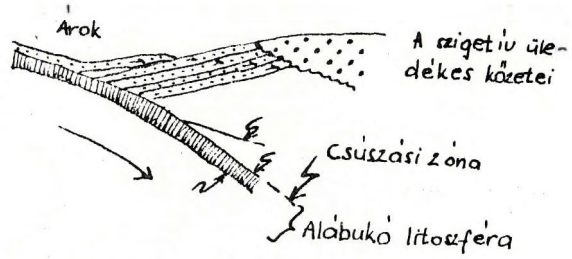


- ≡ Ismert értékkel szétnyíló blokk-határok
- Blokk-határok észlelt mozgásokkal
- - - Feltételezett blokk-határok
- ↔ Extenzio (10 cm/év)
- X Kompresszió

1. ábra

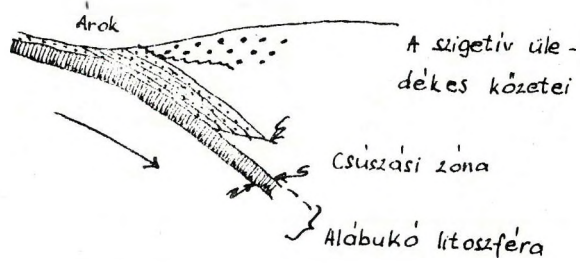
2. ábra

Főlekelődő modell

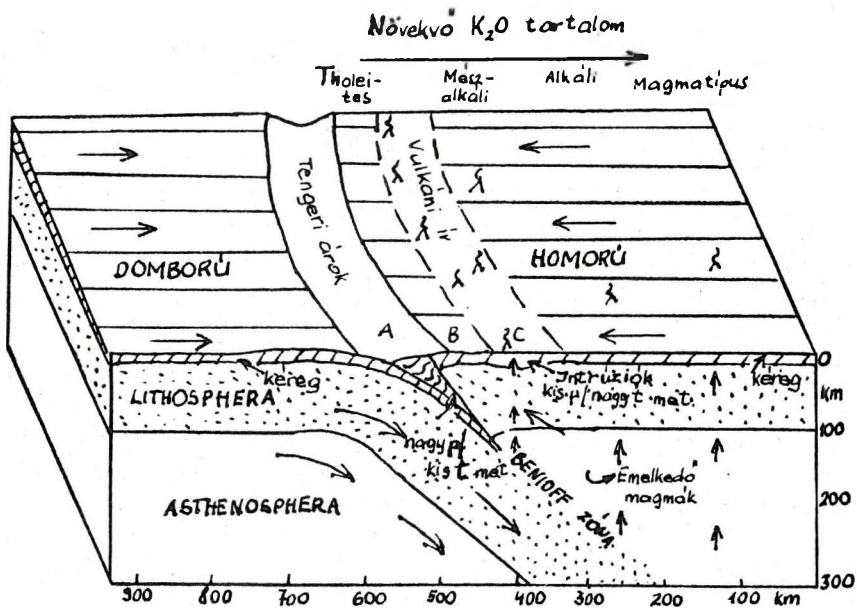


3. ábra

Aláékelődő modell



/Oxburgh és Turcotte/



Mitchell-Reading: a szigetir szerkezet tömbszelvénye

5. ábra

FOLYÓIRAT SZEMLE

Magyarország tudományos térképei

Stegena Lajos egyetemi tanár, az Eötvös Loránd Tudomány Egyetem Térképtudományi Tanszékének vezető professzora ujszerű vállalkozásba fogott. "Magyarország tudományos térképei" címmel hazánk geonómiai vonatkozású térképeinek sorozatos kiadását kezdte meg az Országos Kőolaj- és Gázipari Tröszt anyagi támogatásával. Elsőnek a geofizikai, geológiai és tektonikai viszonyokat ábrázoló térképek jelentek meg, 10 lapon. Ezzel a Térképtudományi Tanszék kilépett a tudomány elefántcsonttoronyából és nemcsak helyüket kitűnően megálló kartográfusokat nevel, hanem aktív népgazdasági szolgálatot vállal.

A most megjelent I. sorozat a következő 10 térképlapot tartalmazza.

I. 1-6.: Magyarország átnézetes geotermikus térképei, a 0,5-, 1,0-, 1,5-, 2,0-, 2,5-, illetve 3,0 km-es mélységi szintekre számított geotermikus hőmérsékletek feltüntetésével. Méretarány = 1:1 500 000. A számított értékek kétféleképpen vannak megadva: négyzethálós rendszerben (az oldalhossz = 37,5 km), majd az ezekhez az értékekhez szerkesztett izotermákkal. A körülbelül azonos hőmérsékletű kéregrészeket különböző árnyalatu kék és rózsaszín vonalkázás borítja. E térképtudományos alapját Stegena L.: Magyarország geotermikus térképei. Geofiz. Közl. 13. kt. 2. sz. 221-230 old. Bpest, 1964. című dolgozatában rakta le. Jelen feldolgozásban újabb geotermikus adatok szolgáltatásával Gálfi János (VITUKI) és Korim Kálmán (VITUKI) vett részt. A rendelkezésre álló egész adatanyagot újból Facsinay László (ELTE) dolgozta fel.

Az új feldolgozás módszerét illetően az 1964. évben közölnél lényegesen szerencsésebb. Ott a térképek a kerek 30° , 50° , 100° C hőmérsékletekhez tartozó változó mélységeket-, esetünkben pedig az adott kerek mérőszámu mélységekhez tartozó geotermikus hőmérsékleteket tüntetik fel. A többszöri

közepelés miatt a térképek mindkét esetben a regionális geotermikus viszonyokat tükrözik.

Az I. 7-9. számú térképek hazánk földmágneses viszonyairól adnak tájékoztatást. Mindháromnak szerkesztője Kis Károly (ELTE, Geofizikai Tanszék). Az I. 7. számú lap a magyarországi földmágneses deklináció izogonjait ábrázolja 1965,0 időpontban; az I. 8. számú a földmágneses térerősség horizontális-, az I. 9. számú pedig a vertikális összetevőjének izodinam vonalait vetíti elénk, ugyancsak az 1965,0 időpontra vonatkoztatva, 1:1 000 000 méretarányban. A feldolgozott mérési adatokat a M. Áll. Eötvös Loránd Geofizikai Intézet bocsátotta a szerkesztő rendelkezésére.

Az I. 10 sz. térkép hazánk nagy morfológiai egységeit (hegységek és dombságok; ártéri-, ill. medenceperemi hordalékkup- sikságok; futóhomok- és löszborította területke) szemlélteti Pécsi Márton korszerű feldolgozásában. Ugyanez a térkép feltünteti a kloridos artézi vizet szolgáltató mélyfúrások helyét is Erdélyi Mihály (VITUKI) adatgyűjtése és térképei alapján.

Végül tartalmazza a térkép hazánk szerkezeti töréseit (I-III. rendű diszlokációs vonalait) Körössy László és Kertai György felfogásában. Méretaránya = 1:1 000 000.

Stegena professzor uttörő vállalkozása mindenképpen igen szerencsés és hasznos kezdeményezés. Folytatását várjuk.

Bendefy.

APOLLO 17

1972 december 7-én 3 óra 53 perckor, első ízben éjjel lövik fel az Apollo 17 űrhajót. A három űrhajós közül Harrison H. Schmitt az első geológus, aki a Holdra lép. A holdkomp december 10-én landol a 20°É szélesség és 30°K hosszúságnál, a Taurus hegyek és a Littrow kráter déli lábánál. A Taurus-Littrow leszállási helyet azért választották, hogy a Hold fejlődéstörténeti modeljének bizonytalan hézagait pótolják. A jelenlegi model szerint ugyanis a Hold 4,5 billio évvel ezelőtt keletkezett, amely intenzív kráterképződéssel járt.

Az Apollo 14 és 15 adatai az egyik legfiatalabb medencét az Imbriumot tárták fel, amely 3,9 billio évvel ezelőtt képződött. A Taurus-Littrow terület a Mare Serenitatis délkeleti szélén fekszik, magas meredek oldalu helyekkel, amelyek felszínét egy világos színű anyag építi fel. Itt idősebb és változatosabb összetételű kőzeteket várnak, mint a Mare Imbriumból. Az egyik kőzetgyűjtőhelyet egy 2100 m magas hegy sziklás oldalán jelölték ki. A leszállási hely egy völgyben lesz, ahol egy nagyon sötét, nem "tengeri" (mare) anyag található. Ez az anyag helyenként kis tömegben a hegyoldalban is megtalálható, amely azt jelzi, hogy ez a kőzet a hegyet egykor vékonyan betakarta, de a meredek lejtőn később lepusztult. Anyaga feltehetően egy explózió eredményezte vulkáni hamu. A sötét anyaggal befedett kis kratersűrűségű terület a Hold egyik legfiatalabb vulkánosságát sejtí. Az explóziós vulkanizmust a nagy illótartalom indikálja, amely különösen ritka minden holdi mintában. Ha a Hold valóban kívülről hűlt le, úgy ezek a holdi vulkánok szolgáltatták a mélyen fekvő belső övek anyagát.

Az Apollo 17 missziójának kísérletei között szerepel egy graviméteres mérés; szeizmikus és elektromos szelvényezés (1 km hatómélységig) és egy "árapály" graviméter fogja mérni a Hold kölcsönhatását a Föld árapályára és annak visszahatását a gravitációs hullámokra.

(Geotimes, 1972. április - Czakó T.)

EROS PROGRAM

(Earth Resources Observation Sateillite = Föld Kincseit
Figyelő Műhold)

1972. július 23-án, vasárnap a Los Angeles melletti Vandenberg támaszponttól földkörüli pályára bocsátották az ERTS-1 amerikai műholdat. A felületes újságolvasó bizonyára megjegyezte magában, na megint eggyel több műhold kering a Föld körül. S csak kevesen tudják, hogy e jelentéktelennek tűnő műhold az első természettudományi űrállomás a Föld körül. Az Amerikai Űrhajózási Hivatal (NASA), az Amerikai Földtani Szolgálat (USGS) és számos más szövetségi hivatal és kutató intézet 8 éve készült a fellövésre.

Az ERTS-1 (Earth Resources Technology Satellite) 891 kilogramm súlyu, egy módosított Nimbus rakéta segítségével juttatták földkörüli pályára. Az űrlaboratórium felszerelése közé tartozik 3 különböző érzékenységu televíziós kamera, egy négycsatornás többsávós (multispectral) érzékelő, két képrögzítő magnetofon és egy adatgyűjtő adó-vevő készülék.

Az EROS program 70 kutatási javaslat alapján született meg. Ezek 5 főcsoportba sorolhatók:

1. Kartográfiai felhasználás, térképezési szükségletek
2. Geológia, ásványi- és nyersanyag erőforrások
3. Vízkészlet
4. Tengerek
5. Földrajz, emberi és kulturális (készlet ill.) környezet

A Földtani Szolgálat javaslatára a talajfagy megfigyelését Alaszkában és többsávós érzékeléssel földtani térképezést végeznek Saud Arábiában és Nyugat-Pakisztánban. Afrikában, Ázsiában és Ausztráliában a sivatagi homok mozgását és morfológiáját tanulmányozzák. Figyelni fogják a forróvizű források, fumarolák hőszugárzás változását. Egy másik készülék a földrengések rezdüléseit fogja regisztrálni. Tervek szerint a talaj és a kőzetek

kiértékelése, valamint földtani térkép készítése automatikusan történik. Ezek elsősorban az USA területéről készülnek, majd földi kontrol után 1 milliós méretarányban kerülnek kiadásra. A külföldi területekről készült felvételeket majd kiadják egyes országoknak földi ellenőrzésre.

Az ERTS-1 műhold egy poláris, megközelítőleg körpályán mozog; nap-szinkronos, amely azt jelenti, hogy a Föld egyes pontjait ismétlődve mindig a nap ugyanazon időpontjában észleli. Az ERTS-1 minden 18. napon kerül a Föld ugyanazon pontja fölé. Ez a mozgás biztosítja azt a felvételso-rozatot, amely a földfelszín változásait fogja rögzíteni.

Az adatok a NASA Goddard Űrhajózási Központjába (Greenbelt, Md) és az új EROS Adat Központba futnak be (Sioux Falls, S. Dak.).

Az EROS program fontosságát az is alátámasztja,

hogy az Amerikai Földtani Szolgálat költségvetésében 1972-ben 4,8 millió \$ 1973-ban 10,6 millió \$-ra emelkedik, amely a Szolgálat összköltségvetésének mintegy 8%-át teszi ki.

(Geotimes 1972, USGS Prof. Paper 1969, 1970, 1971)

Czakó T.

AZ ÓCEÁNFENÉK FÖLDTANI KUTATÁSA

Az 1971-évi moszkvai kőolaj-világkongresszuson érdekes előadásban számolt be E. L. Gealy a "Joint Oceanographic Institutions Deep Earth Sampling" (JOIDES) szervezet mélytengeri furási eredményeiről. A "Glomar Challenger" nevű furóhajó a beszámolás idejéig 14 utat tett meg az óceánokon és tengereken, miközben 230 furást mélyített a tengeri medencékben. A legmélyebb furás 985 m és a legnagyobb tengermélység, ahol furtak, 6140 m. Összesen 580 000 m a furási teljesítmény, amelyből 10 000 m magmintát nyertek.

A tengeri furások legfontosabb földtani eredményei a lemeztektonika megállapításait igazolják. A vékony óceáni földkérgen óriási területeken a juránál fiatalabb, vékony egynemű üledék van, amelyre nagy kiterjedésű egyszerű szerkezet, dilatációs tektonikai mozgások jellemzőek.

A mexicói öbölben felsőjurakori, a Földközi tengerben miocén sódiapir szerkezeti mozgás zavarta meg a fiatalabb üledéksort. A legidősebb képződményeket a Bahama szigetektől ÉK-re, 5325 m-es vízmélység alatt mélyített 300 m-es furás találta, felsőjura oxford-emeletbe tartozó mészkő kifejlődésben, melynek abszolút korát 155 mill. évben állapították meg. Az óceáni földkéreg bazalt övét, az óceáni hátságok felé fiatalodó kréta-harmadidőszaki jelenkori üledék borítja. Ezzel bebizonyosodott az óceáni medencék fiatal földtani kora. Az Északatlantikum 200, a Délatlanti óceán 150 millió éves, folyamatosan táguló medence (spreading) az új bazalt-kéreg keletkezése folytán. Az Északatlanti óceán területén az átlagos fél-tágulás 1.2 cm/év, a Délatlantikum területén 2.0 cm/év, a Csendesóceán központi vidékén eléri az évi 12 cm-t is. A tágulás- és üledékképződés arányára jellemző, hogy 1600 km óceáni tágulás ideje alatt 300 m vastag üledék keletkezik, átlag 1 cm üledék vastagságnak több mint 5 km tágulás felel meg. Az üledékképződés nem mindenütt folyamatos, mert a tengeráramlások helyenként lepusztulást, áthalmozást okoznak. Turbiditek a partoktól távolabb is előfordulnak. A felsőkréta-kainozoi mikrofauna teljes fejlődési sorozatai nagymértékben elősegítik a sztra-

tigráfiai korrelációt.

Nagyelterjedésű szeizmikusan jól követhető szaruköves rétegek vannak az É-Atlanti- és Csendes-óceán medencéjében.

Az üledékképződés a kontinens-peremeken gyors, főleg a nagy folyamok deltáin. A Mississippi, Amazonas, Indus, Kongó deltán 1 évmillió alatt átlag 1000 m, viszont a 4500-5000 m tengermélységek vörös agyag üledék-területein csak 0,5 m üledék keletkezik. A kontinensperemek fiatal üledékei eléri a 9-13 km vastagságot és pl. Venezuela, Texas kőolajgazdag üledékei nagy területen folytatódnak a tengerben. Megállapították, hogy az óceáni lejtők 5000 m vízmélységű területei alatt is kedvezőek a geológiai viszonyok kőolaj- földgázakkumulációra. A nagy óceáni medencék vékony üledékéhez viszont nem fűzhetők kőolajföldtani remények.

Dr. Kőrössy

Kiadja: MTE SZ Magyarhoni Földtani Társulat
Felelős kiadó: Dr. Hámor Géza
Engedélyszám: 97726/1972
Alak: A/4
Készült: 320 példányban
72-5566 MTE SZ HNy. Bp.

