

GEONÓMIA és BÁNYÁSZAT

A Magyar
Tudományos Akadémia
X. Föld- és Bányászati
Tudományok Osztályának
Közleményei

4. kötet 1. szám



AKADÉMIAI KIADÓ · BUDAPEST · 1971

GEONÓMIA és BÁNYÁSZAT

A MAGYAR TUDOMÁNYOS AKADÉMIA FÖLD- ÉS BÁNYÁSZATI TUDOMÁNYOK OSZTÁLYÁNAK

KÖZLEMÉNYEI

SZERKESZTI

SZÁDECZKY-KARDOSS ELEMÉR

SZERKESZTŐ BIZOTTSÁG

BARTA GYÖRGY, BÉLL BÉLA, FÜLÖP JÓZSEF, PANTÓ GÁBOR,
PÉCSI MÁRTON, TÁRCZY-HORNOCH ANTAL, ZAMBÓ JÁNOS

A Magyar Tudományos Akadémia Föld- és Bányászati Tudományok Osztályának Közleményei változó terjedelmű füzetekben jelennek meg. Négy füzet alkot egy kötetet. Évenként általában egy kötet jelenik meg.

A kéziratok a következő címre küldendők:

Magyar Tudományos Akadémia
Föld- és Bányászati Tudományok Osztályának Közleményei
Budapest V., Münnich Ferenc utca 7.

Ugyanerre a címre küldendő minden szerkesztőségi levelezés.

A közlésre el nem fogadott kéziratokat a szerkesztőség lehetőleg visszajuttatja a szerzőhöz, de felelősséget a beküldött kéziratok megőrzéséért vagy továbbításáért nem vállal.

A Közlemények előfizetési ára kötetenként 60 forint. Belföldi megrendelések az Akadémiai Kiadó (Budapest V., Alkotmány utca 21. Pénzforgalmi jelzőszámunk: 215—11488), külföldi megrendelések a „Kultúra” Könyv- és Hírlap Külkereskedelmi Vállalat Budapest I., Fő utca 32., Pénzforgalmi jelzőszám: 218—10990 útján eszközölhetők.

A Magyar Tudományos Akadémia Föld- és Bányászati Tudományok Osztályának idegen nyelvű kiadványai az *Acta Geologica* és az újonnan megindult *Acta Geodaetica, Geophysica et Montanistica* c. folyóiratok. E lapok hivatottak a magyar föld- és bányászati tudományok eredményeinek legjavát, egyes kiváló külföldi tanulmányokkal együtt, a külföldnek tolmácsolni. A cikkek angol, német, francia vagy orosz nyelven jelennek meg (lehetőleg a szerző kívánsága szerint), a cikk nyelvétől eltérő nyelvű összefoglalóval. A cikkeket magyar vagy a szerző választotta idegen nyelven (és magyar nyelven) kell a szerkesztőségek címére (Budapest V., Münnich Ferenc u. 7.) beküldeni.

BEKÖSZÖNTŐ

Új cím áll a Magyar Tudományos Akadémia Föld- és Bányászati Tudományok Közleményeinek fedőlapján. A „Geonómia és Bányászat” megjelölés azt fejezi ki, hogy folyóiratunk ezentúl fő célkitűzésként a történelmi fordulat továbbfejlesztését kívánja szolgálni, melyhez a földtudományok és velük a bányászat az utolsó 5 év folyamán elérkeztek. Folyóiratunk továbbra is betölti az osztályközleményi feladatkört, de működésének súlypontja a tudománycsoportunk előtt megnyílt páratlan fejlődési lehetőségek kiaknázására irányul, mely a társadalom szolgálatát minden eddiginél hatékonyabb módon biztosítja.

Most valóban forradalmi sebességgel jutott az ember olyan ismeretek birtokába, melyekkel eddig összemérhetetlen és magukban is csak elképzelhetetlen kihagyásokkal megközelített jelenségek — a Föld közvetlen áthatolhatatlan óriási szilárd tömegének a vízvívvel, a légkörrel és az életjelenségekkel való kölcsönhatásai — váltak mérhetővé. Ezzel a tudományágaknak az az eddig belső egyesítő erőt nélkülöző konglomerátuma, mely a Föld belső és külső sajátosságait és erőforrásainak kitermelését egymással sokszor alig összefüggő részjelenségekként tanulmányozta, most oknyomozó összefüggések alapján magasabb egységbe forr össze.

A fordulat lényegileg három nagy eredményre osztható. Egyrészt több egymástól független módszerrel mérhetővé vált a dinamizmus, mely eddig legfeljebb csak a kutatások perifériáin helyet foglaló elgondolásokként — pl. kontinensvándorlás, mélyáramlások elmélete — jelentkezett. Másrészt a mérések a legmerészebb elképzeléseket is meghaladó számértékeket adtak a Föld fejlődéséről. Ugyanakkor elvezettek a szilárd Földet és külső fluid öveit összekapcsoló óriási tér- és idő-méretű ciklusos illóvándorlások felismeréséhez, melyek Földünket a környező égitestekkel szemben oly módon is kitüntette, hogy a fajok átalakulásának gyorsításával lehetővé tette az életnek rendkívül magas fokra, a nooszféra szintjére fejlődését.

Mindehhez a Föld tömeg-, tér- és időméréteivel megbírkózó technikára, korunk tudományos és műszaki forradalmára volt szükség.

Az új geonómiai szintézis most a föld- és bányászati tudományok egyes ágait külön-külön is beláthatatlan következményekkel megtermékenyít-

heti. Hatása kiterjed azonban az életjelenségeket kutató tudománysoportra. Sőt a társadalomfejlődés tempóját is megváltoztathatja. Az ember lakóhelyével való kapcsolata újszerű és termékeny megvilágítása a társadalmi tervezést minden eddiginél hatékonyabbá teszi.

Ma már világszervezeteknek és nemzetközi nevű tudósoknak megállapítása, hogy a földtudományi átalakulás jelentőségében a ptolemaioszi rendszernek a kopernikusziba való átmeneteléhez vagy a klasszikus fizikának a kvantumfizikába átcsapásához hasonlítható.

A földtudósok annál többet használhatnak a társadalomnak és tudományuknak, minél előbb teszik kutatásaik rendszeres alapjává az új nagy szintézis eredményeit.

A magyar tudósoknak a Föld anyag- és energiaáramlásaira, az új globális tektonikára, a mérőműszerek fejlesztésére, a földtudományok társadalmi kapcsolatainak földrajzi alátámasztására vonatkozó legújabb erőfeszítései néhány példája annak, hogyan élnek tudománycsoportjuk eme új lehetőségeivel.

Az egységes föld- és bányászati tudomány fejlesztése állandó széles körű tudományos gondolatcserét, ez pedig az alapkérdésekben egységes földtudományi nyelvezetet igényel. Kialakításuk egyik fő fegyvere a céltudatosan ezeket művelő folyóirat. Ennek hazai megvalósítása az összes föld- és bányászati tudományágat egyesítő egyetlen magyar fórumnak, az Akadémia Föld- és Bányászati Tudományok Osztályának feladata.

E cél érdekében meghívjuk minden akadémián belül és kívül működő szaktársunkat e folyóirat munkájában való részvételre, akár annak tanulmányozásával, észrevételekkel vagy az új szellemben kialakított tanulmányokkal.

Feszült várakozással és sikerében bízva indítjuk útjára a világviszonylatban első folyóiratot, melynek célkitűzését e két szó foglalja magában:

G e o n ó m i a é s B á n y á s z a t

AZ ÚJ GLOBÁLIS TEKTONIKA MOZGÁSMECHANIZMUSA ÉS KAPCSOLATAI A FÖLD ÉS AZ ÉLET FEJLŐDÉSÉVEL

Alkalmazások a Kárpát—Pannon—Dinarid területre

SZÁDECZKY-KARDOSS ELEMÉR
akadémikus

TARTALOM

I. Kutatástörténeti és elvi módszertani bevezetés	
I. A. A nemzetközi kutatástörténet fő vonásai	4
I. B. A hazai kutatások	5
I. C. Társadalmi és általános földtudományi vonatkozások	6
II. Az új globális tektonikából fakadó földtudományi szemléletváltozás fő jellemvonásai	
II. A. A köpenybe toródás fogalma alapvetően új földtudományi kategória ...	7
II. B. Az óceánok képződése és köpenybe toródása	7
II. C. A tektonikai alapfogalmak átértékelődése	9
II. D. Az új globális tektonikai mechanizmus időbeli kezdete	9
II. E. Lepusztulási és lerakódási sebességek	9
II. F. A kalcium körforgalom problémája	9
II. G. Cirkumpacifikus és mediterrán betolódási típus	10
III. A Kárpát—Pannon—Dinarid terület tektonikai fő övezetei	
III. A. A szerkezeti öv fogalma	10
III. B. A Kárpát—Pannon—Dinarid terület fő szerkezeti övezetei	11
III. C. A Kárpát—Pannon terület általános szerkezeti jellemvonásai	20
IV. A Kárpát—Pannon—Dinarid terület betolódási (konszumpciós) fő övezetei és a betolódás felszínközeli mechanizmusa	
IV. A. A gravitációs csúszási elmélet eddigi alkalmazásai a KPD területen ...	21
IV. B. A felszínközeli betolódási (becsúszási) mechanizmus	21
IV. C. A betolódások fajtái és fokozatai	24
IV. D. A betolódási síkok helyzete a KPD területen	25
V. A betolódás mélymechanizmusa és ennek felszínközeli megnyilvánulásai	
V. A. Eddigi feltevések	30
V. B. A gőzpárna-modell	31
V. C. A gőzpárna-modell megnyilvánulásai a KPD területen	34
VI. A betolódás geotermikája	
VI. A. A betolódási övek hőmérsékletváltozásainak számítása	36
VI. B. A sűrűlódási hőképződés kérdése	37
VI. C. A hőeloszlás a hegységképződési övekben	38
VII. A magmaképződés, kőzetmetamorfózis és üledékképződés kapcsolata a litoszféra betolódással	
VII. A. Magmakamrák és a magmatitok képződése a betolódási övek mentén	39
VII. B. Kőzetátalakulási folyamatok a betolódási övek mentén és a „köpenyesezés”	43
VII. C. Az üledékes kőzetképződés a betolódási övek mentén	44
VIII. A betolódás hatása a ritkalelem-eloszlásra, az érc- és szénhidrogénképződésre	
VIII. A. Az értelemek koncentrációja a betolódási övek mentén	46

VIII. B. A ritkaelem-cioszlás mechanizmusa.....	46
VIII. C. A szénhidrogének koncentrációja a betolódási övek mentén.....	47
IX. Földközi-tengeri, atlanti-óceáni és észak-európai kapcsolatok	
IX. A. A KPD terület és az Alpok üledékes képződményeinek eredeti kiterjedése	49
IX. B. Az Atlanti-óceán tágulásának hatása a KPD területre.....	51
IX. C. Az óceáni orogén övi és kontinentális eltolódások kapcsolata és a transzform törések.....	56
IX. D. A mediterrán és cirkumpacifikus övezetek ellentéte.....	58
IX. E. A nagy árokrendszerek.....	59
X. Néhány kapcsolat a szilárd Föld egészének fejlődésével	
X. A. A négy fő mozgási övezet.....	61
X. B. Az indiai centrum.....	62
XI. A betolódás hatása az atmoszférára és az élet fejlődésére	
XI. A. Az üledékképződés és betolódás kapcsolata az atmoszféra összetételével	64
XI. B. Kapcsolat az élet fejlődésével.....	66
XII. A különböző korú betolódások kimutatása	
XII. A. A betolódási övek társadalmi kihatásai.....	67
XII. B. Különböző korú betolódási övek sajátosságai.....	68
XII. C. A tektonofázisok elhatárolódása mint betolódási kérdés.....	69
XII. D. Hazai feladatok.....	70

I. Kutatástörténeti és elvi módszertani bevezetés

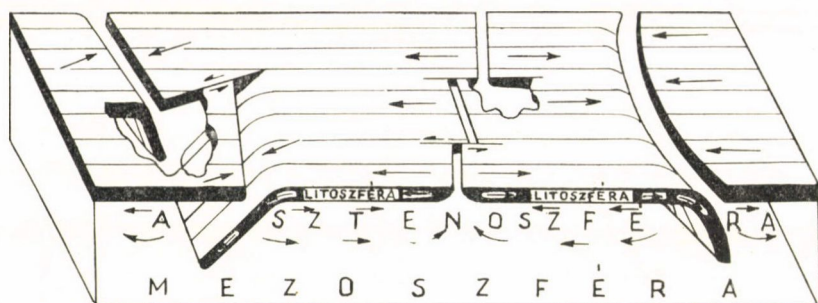
E tanulmány azt kívánja bemutatni, hogy a sokoldalúan — hazánk földfejlődésében is — alkalmazható új globális tektonikából kiindulva kifejleszhető a szilárd Föld, a vízöy, a légkör és az élet fejlődése közti alapvető kapcsolatokat feltáró geonómia.

I. A. A kb. 70—100 km vastag litoszféra alatti konvekciós mélyáramlások feltevésével értelmezett óceáni (óceánközépi) küszöbök és a cirkumpacifikus ferde, BENIOFF-féle szeizmotektonikus öv szintézise alapján DIETZ 1961 és HESS 1962-ben kifejtették az „óceánok tágulásának” feltevését (1. ábra). Eszerint a Föld felszínének mintegy 100 km vastag merev, külső litoszférája az óceánközépi küszöbök mentén szétszakad, az itt képződő új litoszféra lemezek túlsó frontális peremükkel a köpenybe visszatolódnak, főleg a szigetívek, ill. a helységi képződési övek mentén. E feltevés fejlesztésében nagy szerepe volt T. WILSON (1965) meg gondolásainak az óceáni küszöbökre nagyjából merőleges ún. transzform törésekre vonatkozólag. Ezek mentén mozdulnak el egymás mellett a litoszféra lemezek.

E feltevés leglényegesebb elemeit a Föld szeizmológiai vizsgálata (SIKES 1967, részben HONDA 1962 alapján), továbbá a mágneses és paleomágneses elemzések (VINE és MATTHEWS 1963) és főképpen az óceáni üledékek részletes üledékföldtani vizsgálatainak eredményei csakhamar a gyakorlati bizonyosság szintjére emelték. Az így kialakult felfogás kapta azután az „új globális tektonika” (ISAACS, OLIVIER és SIKES 1968), másoknál (LE PICHON 1968, DEWEY és BIRD 1970) a „lemeztektonika” elnevezést.

Az új felfogás a kontinensvándorlások elmélete korszerű és közvetlen mérésekkel alátámasztott formájának tekinthető. A „fixisták” és „mobilis-

ták” közti hagyományos ellentét kezd feloldódni. Ezt HILL (1971) a globális tektonika tételeinek kizárólag az óceáni területekre való alkalmazásával igyekszik megoldani. De az ellentét reális. Feloldásának egységét a gőzpárna-óceánok és kontinensek alatti különböző mélysége (V. fejezet), másrészt a kéreg és a



1. ábra. Az új globális tektonika sémája, ISACKS et al. (1968) szerint

litoszféra különböző mozgásai (van BEMMELEN mélységi szintjei, X. fejezet) adják.

A kezdeti kétkedés nyilvánulhatott abban, hogy az utolsó Nemzetközi Geológiai Kongresszus (Prága 1968) 20 kötetnyi anyagában még alig esett szó az új globális tektonikáról.

A fokozatosan szaporodó bizonyító tények hatása alatt azonban az új szemléletnek a Föld szerkezetkutatói közt a legutóbbi két évben igen kevés kétlője maradt. Ma már a földtudomány egyéb ágazatainak kutatói is mind nagyobb számban foglalkoznak az új felfogás kiértékelésével. A kérdés irodalma így csaknem áttekinthetetlenül nagygyá vált.

A következőkben kifejtendők szerint az új felfogás a földtudományoknak mind több ágára kihat és e tudományágakat magasabb geonómiai egység felé tereli (T. WILSON). Így az új felfogás a földtudományok történetének egyik legjelentősebb vívmánya. Előzménye pedig WEGENER és ARGAND elmélete.

I. B. A hazai kutatásban az új globális tektonikával kapcsolatos vizsgálatok mintegy 3 éve indultak meg. A Föld szerkezete és fejlődése c. mű (1968) az alapvető kérdések egy jelentékeny részét már a középóceáni küszöbök rendszerének és a kéreg alatti szelektív migrációnak összekapcsolása alapján tárgyalja, de még a kéreg (nem az egész litoszféra) viszonylagos mozgásának feltevése alapján. Az új globális tektonika mechanizmusának gőzpárna-modellje a KBA IX. Kongresszusán Budapesten (1969), ennek félkvantitatív alakja pedig a KAPG 1969. évi soproni plenáris ülésén került bemutatásra. A gőzpárna-modell lényegileg a köpenybeli szelektív migráció elméletén (SZÁDECZKY-KARDOSS 1966) és az ezzel kapcsolatos nagy nyomású vizsgálatokon (SZÁDECZKY-KARDOSS et al. 1969), továbbá a köpeny „jólvezető rétegének” parciális

megolvasására vonatkozó kísérleteken (GREEN 1969, RINGWOOD, WYLLIE és LAMBERT 1969) alapul.

Az új globális tektonika alapelveivel előadásokban, tanulmányokban foglalkoztak PANTÓ G. (1970), STEGENA L. (1970, 1971) és SZÉNÁS (1971). Az új felfogásnak a hazai jelenségekre való kollektív kiértékelésének kérdését az Akadémia 1970. novemberi tudományos ülészakán határoztuk el. E határozat megvalósításaként a jelen tanulmány első fogalmazványa tézisei az Akadémia 1971. június 14-én tartott ülésén kerültek megvitatásra. Az elhangzott hozzászólások megmutatták, hogy a komplex kérdések közül melyek — pl. a tektonikai övezet fogalma az Igal—Bükk—Maros—Vardar öv kapcsán, továbbá a gőzparna fogalma — szükségelnek pontosabb kifejtést. Az így kibővült szöveg publikálása lehetővé teszi a nagyobb szerző-kollektíva szövegei pontosabb kidolgozását az angol kiadás számára. Addig is köszönet illeti az összes hozzászólót, de különösen BALOGH KÁLMÁN, PANTÓ GÁBOR, STEGENA LAJOS és WEIN GYÖRGY-öt értékes tanácsaikért, irodalmi kiegészítéseikért. STEGENA professzornak a jelen szöveg gondos lektorálását külön is köszönöm.

I. C. A kialakuló szemléletnek *társadalmi vonatkozásai* is vannak. Mindenekelőtt több irányban növeli az ásványi nyersanyagok és energiák kutatásának hatékonyságát (VIII. és IX. fejezet). Másrészt a litoszférának köpenybe tolódása a Föld felszínének a földi nagy mélységekkel való rendkívüli intenzív kapcsolatát jelenti. Figyelmeztet arra, hogy az embernek a nagy földi mélységekhez sokkal több köze van, mint eddig sejtettük. A szilárd Föld változásai, fejlődési sebessége ugyancsak minden eddigi elképzelésnél nagyobb mérvűek. Az átlagos évi mintegy 15 mm, de helyenként 100 mm-t is meghaladó elmozdulás már a mindennapi életben sem elhanyagolható, és a fejlődő műszaki civilizáció növekvő pontossági és sebességi követelményei miatt mind jelentősebbé válik. Az embert és alkotásait az eddig szilárdnak tekintett Föld mindenütt jelentkező mozgásai állandóan, de térben és időben változó módon befolyásolják. Így a szilárd Föld változásaira, a földtudományi jelenségekre a társadalomnak növekvő figyelmet kell fordítani.

Az ember világképe a szilárd Föld egységes, változatlan alapkoordinátái elképzeléséből indult ki. A szilárd földfelszín gyors és differenciális változásainak megismerése, az űrkutatás eredményei időszakában azonban ez a szemlélet mindinkább elégtelen. Változik ezzel a különböző tudománycsoportok viszonylagos jelentősége is, a földtudományok szerepe mindinkább előtérbe lép.

Tudománycsoportunk jelentőségének növekedésével növekednie kell a földtudományi kutatók önmagukkal szembeni igényességének is. A kutatás minden értelmező fázisában előtérbe lép a ténymegállapítások statikus kapcsolatán túl az időbelileg rendezett vertikális és horizontális változások vizsgálata, a 4 dimenziós elemzés.

A Föld dinamikája túlhaladta a legmerészebb elképzeléseket is. Ez mélyretekintőbb és sokkal bátrabb földtudományi kutatási stílust követel.

Földtudománycsoportunk eddigi fejlődésében a hegységszerkezeti értelmezés általában a betetőzést, a végső szintézist jelentette. Most a földtudományi kutatói, sőt oktatói munka kiindulásaként is a dinamikus mozgások fókuszálására, tektonikai szemléletre van szükség.

II. Az új globális tektonikából fakadó földtudományi szemléletváltozás fő jellemvonásai

II. A. A földtudományi szemléletet alapvetően befolyásoló fő eredményt a litoszférának és az azt fedő üledékeknek mélyen a köpenybe, csaknem az alsóköpeny felső határáig való *betolódásának* felismerése jelenti. Ez ui. az eddigi uralkodó elképzelések szerint a feltételezett roppant súrlódások miatt lehetetlennek látszott. Ezért vetették el fél századon át olyan sokan a kontinensvándorlás eszméjét, pedig ez csak a felszínen való horizontális eltolódással számolt. A litoszféra köpenybe való *betolódása* így az egész eddigi földtudományi szemlélet számára „idegen” folyamat. Új földfejlődési mélymechanizmus kifejlesztését követeli, közvetlen genetikai kapcsolattal a litoszféra betolódás, a hegységképződés — éspedig annak az AMPFERER—KRAUS-féle „Verschluckungstheorie”-ban legjobban megközelített alakja —, továbbá a konvekciós mélyáramlás — éspedig az általunk kifejtett szelektív mélyáramlásos alakja —, valamint a BENIOFF-féle szeizmotektonikus síkok rendszere között.

A nagy nyomású kísérletek eredménye alapján az ezek megoldására kidolgozott gőznyomásos modell (V. fejezet) adalékokat szolgáltat a Kárpát—Pannon—Dinarid terület kőzet- és földtanának (VII. fejezet), elemeloszlásának, érc- és szénhidrogénképződésének (VIII. fejezet), a Földközi-tengeri és Atlanti-óceáni kapcsolatokkal (IX. fejezet), sőt az egész földfejlődéssel és atmoszféra összetétel-változásokkal, ezen keresztül pedig az élet fejlődésével való összefüggéseinek vizsgálatához (XII. fejezet).

Már itt hangsúlyozzuk, hogy a mélyáramlások modellünk szerint nem az el- és betolódások fő mozgató erőforrásaként szerepelnek, ahogy kezdetben pl. BERNAL, DIETZ és 1966-ban némileg magunk is feltételeztük, hanem gőzpárna alakjában (V. fejezet), tehát surlódás nélkül is a mozgást lehetővé tevő „közeget” képviselnek. A fő mozgató erő a gravitáció, amely a gőzpárnán a nagyon kis lejtőszög esetében is létrehozza a litoszféra lemezek csúszását.

E fejezetben áttekintésül főleg néhány szilárd földtudományi alapjelenséget vizsgálunk.

II. B. A klasszikus geoszinklinális elmélet a hegységképződési öveket a kontinentális peremekkel és mélytengeri árkokkal párhuzamos üledékgyűjtőből származtatja, néhány 10 vagy néhány 100 km-es tektonikus rövidüléssel. A paleomágneses adatok szerint viszont kb. 100 millió év alatt (a kréta óta)

30°-kal, 3300 km-rel tolódtak el a földrajzi pólusok (33 mm/év sebességű mozgás, FAIRBRIDGE 1969). Ezért az új szemlélet szerint lehetséges, hogy a hegységképződési ívekben az eddig feltételezettnél nagyobb rövidüléssel *teljes óceáni medencék* is a mélybe süllyedtek. LAUBSCHER (1969) szerint a self és a kontinentális lejtő üledékeinek maradványait a miogeoszinklinális, az óceánmedence maradványait pedig az eugeoszinklinális képződmények képviselik. Utóbbiakon belül az ofiolitok az óceáni köpeny származékai lehetnek. Az Alpokban pl. az É-pennini öv az egyik, az ausztroalpi öv a másik kontinentális peremnek, a D-pennin övezet pedig az óceáni medence maradványainak felelne meg.

A klasszikus értelemben vett „geoszinklinális” üledékeknek a hegységképződési öveken belül elsősorban a mélytengeri árkok, ill. a kontinens-peremek nagy tömegű üledékei felelnek meg.

A betolódás eddig megállapított maximális mélysége azonban jelenleg 750 km és aligha valószínű, hogy a betolódás a 980 km táján teljesen az ún. spinell egyensúlyba jutott alsó köpenyben is folytatódhatna. Több ezer km-es el- és betolódás tehát csak úgy lehetséges, ha ugyanazon orogén szakaszon belül több betolódási öv is működött. A III. és IV. fejezet szerint a Kárpát—Pannon—Dinarid területen belül legalábbis 3 ilyen övezet valószínűsíthető. De kérdéses, hogy mennyiben közvetítenek teljes litoszféra-betolódást ezeknek az üledékes takaró jellegű részeknek a betolódásai.

A Mediterraneum alpin övezetében is fel lehet tételezni ilyen igen nagy-méretű szűküléssel kapcsolatos betolódást Afrika és Európa közt a paleomágneses adatok alapján. Az afrikai és eurázsiai kréta korú paleomágneses pólusok közt középértékben mintegy 2500, a júra korúak közt pedig már több mint 4000 km-es távolság van IRWING térképei szerint. A kérdést az É-Mediterraneumra nézve részletesebben a IX. fejezet tárgyalja. Ott — teljesen más alapból kiindulva, de a fenti paleomágneses értékekkel nagyságrendi megegyezésben — a dél-európai gyűrődési rendszer északi felére nézve kb. 1000 km-es tektonikus szűkülési végösszeget kaptunk a középkréta (100 millió év) óta számítva. A Mediterraneum déli felében is hasonló nagyságrendű mozgásokat feltételezve megközelítjük a két kontinens paleomágneses adatok alapján levezetett fenti 2500 km-es 100 millió éves távolodási értékét.

Az óceánok élete ily módon ciklusosan fejlődik. T. WILSON e fejlődésben a következő fokozatokat különbözteti meg: 1. embrionális állapot (pl. K-afrikai törésrendszer); 2. fiatal állapot (Vörös-tenger, Ádeni-öböl, Norvég-tenger, Baffin-öböl); 3. érett állapot (az Atlanti-óceán); 4. hanyatló állapot (Pacifikus-óceán); 5. záró állapot (Földközi-tenger, Fekete-tenger, Káspi-tó); 6. az előző óceán helyét jelölő sebhely: geoszutura állapot (pl. az Ural-hegység, a skandináviai kaledon áttolódás, a Himalája Indus vonala).

E 6 állapoton belül azonban célszerű többféle jelenséget megkülönböztetni. Megkülönböztetendő az egész hegységvonulatot létrehozó teljes litoszféra

betolódási övezet (pl. Ural) és az ilyen hegységeken belüli szűkebb üledékes betolódási sebhely (pl. a Kárpát—Pannon—Dinarid rendszeren belül a szirt övezet, a belső Dinarida-övezet és az Igal—Bükk—Maros—Vardar övezet, III. fejezet). (A betolódások különböző fajtáit és a nagy geoszuturákat képviselő lánchegységek különböző típusait a IV/C. fejezet tárgyalja.)

II. C. Az új szemléletben a hegységképződés nem a geoszinklinálisból, hanem végeredményben a geoszinklinálisokat is létrehozó litoszféra el- és betolódásból indul ki. A komplex takarós és áttolódásos szerkezet az új szemlélet szerint is részben a lejtős felszínen átvonuló hatalmas üledéktömeg sorozatos gravitációs csúszásának eredménye. De az új szemlélet a lényegyet ragadja meg: többé nem a kiemelkedést keresi, ahonnan a lecsúszó közettömegek származnak, hanem a lejtőt és ezzel együtt a kiemelkedést is teremtő és a többszöri áttolódás térkévdését is megoldó mélységre irányítja a figyelmet.

A kontinensvándorlások elmélete átalakul a litoszféra lemezek — a kéreg és a legfelső köpeny együttesének — egész Földre kiterjedő mozgásává. Ezzel a tangenciális nyomóerő kérdése is új (globális gravitációs csúszásos) alapot nyer.

Az „autochton” fogalma csak a fedő, ill. szomszédos kőzetekhez képesti változatlanyságot jelent, de nem helyzeti állandóságot, az autochton a litoszférával együtt maga is vándorol. Fontos új fogalommá válik a betolódási (szerkezeti) övezet (III. fejezet bevezetése).

II. D. Az új szemlélet értelmében a Föld felszínén keletkezett üledékeknek csak egy viszonylag kis része marad a Föld felszínén. Ennek megfelelően a betolódásban elsősorban részt vevő óceáni üledékek krétánál idősebb tagjainak gyakorlatilag már alig vannak maradványai. Az új globális tektonika szerinti fejlődés azonban nyomonozható a felsőjura előtt is. Minthogy e fejlődés az agyagos-hidroszilikátos gőzpárna-mechanizmuson alapszik, az új globális tektonikai folyamatok az agyagásvány-képződés teljes időszakában és ennek intenzitásától függő mértékben feltételezendők.

II. E. Alapvetően változik a lepusztulás és a lerakódás sebességére vonatkozó eddigi elképzelés. Az alig változó szilárd Föld elképzelése a geokémikust (CLARKE) és a geográfust is befolyásolta, ami a szemléletének alapjául szolgáló tudományos átlagszámításaiiban is a föld felületi lepusztulási sebességekre vonatkozó értékek alábecsüléséhez vezetett. A kis sebességekkel számoló elavult adatokat a KBA budapesti ülésén és az I. Áramlási Anketünkön már sokkal nagyobbakkal helyettesítettük. Legújabbban Amerikában még az általunk számított sebességeknél is nagyobb lepusztulási átlagos értékek láttak napvilágot: DEWEY és BIRD alapvető dolgozatában P. F. FRIEND szóbeli közléseire hivatkozva a kontinensek átlagára 0,1—1,4 mm/év értékeket ad meg.

II. F. A felsőkéreg átlagos kémiai összetételében szereplő, kb. 4% CaO-tartalommal szemben az abból keletkező üledékek átlagos CaO-tartalma

kb. 14% és ennek megfelelően CO₂-tartalmuk is jelentékenyen megnövekedik (RONOV és YAROSHEVSKY). RONOV ezt az általa behatóan elemzett különbséget a geokémia egyik legrejtélyesebb jelenségének minősítette. Ennek megoldását is a betolódási mechanizmus adja. KAY és AUBOUIN vizsgálataiból ismeretes, hogy a mészkő főleg a miogeoszinklinálisokban halmozódik fel, míg az eugeoszinklinálisokban főleg grauwakke, agyag és radiolarit képződik. Minthogy a betolódás főleg az eugeoszinklinálisok mentén történik, ezek kőzeteinek (tehát az uralkodóan nem-mészköves anyagnak) túlnyomó része a mélységbe szívódik. Ehhez képest a miogeoszinklinálisok mészköves üledékei viszonylag nagy mértékben felhalmozódnak. Létezik tehát egy, a földfelszín geokémiáját lényegesen befolyásoló különleges betolódási kőzetdifferenciációs folyamat.

II. G. Az új szemlélet alapján pontosabban körülírható a cirkumpacifikus és mediterrán orogén fő övezet közti különbség. A cirkumpacifikus övezet esetében nagy óceáni tábla tolódik a kontinentális tábla alá, a geoszinklinális üledékek tehát a kontinens-perem lepusztulásából származnak. Ezzel szemben a két kontinens határán jelentkező mediterrán típusban a kontinens-tábla peremei apróbb „mikrokontinensekre” töredeznek, a geoszinklinális üledékek jelentékeny része tehát nemcsak a kontinens tábláról, hanem a két kontinens tábla közti mikrokontinensekből származik. Minthogy a pacifikus óceáni táblák egységei szélesebbek a mediterrán övezetben széttöredező mikrokontinenseknél, a cirkumpacifikus övben a betolódás nagy mélységet, 750 km-t is elérhet, a mediterrán övezetben viszont a betolódás sokkal kisebb mérvű, túlnyomóan kisebb 350 km-nél, a földrengési centrum mélységeinek tanúsága szerint.

A cirkumpacifikus övezeti betolódó „gyökér” keresztülhatol kb. az egész felsőköpenyen, így ahhoz rögzítődik. Viszont a mediterrán övezeti betolódás túlnyomóan csak a Gutenberg-csatorna alsó határáig nyomul be, s így az asztenoszférával együtt tolódhat horizontálisan.

III. A Kárpát—Pannon—Dinarid terület tektonikai fő övezetei

III. A. A következőkben az üledékes kőzetövezetek elkülönítésének hagyományos módszerét elhagyva, az új szemléletnek megfelelő *szerkezeti öveket* igyekszünk feltárni.

A szerkezeti övek a különböző kéregrészek tektonikai konzervatizmusának megfelelően jönnek létre. A szerkezeti konzervatizmus a tektonikusok jelentékeny része szerint a földfejlődés egyik legjellemzőbb vonása és az izosztázia szükségképpen következménye.

A táblás területeken belül pl. a pajzsok állandó, az antiklézisek átmeneti kiemelkedése, a szineklézisek és aulakogének besüllyedése képviseli ezt a konzervatizmust. A komplex orogén területeken viszont így különülnek el:

1. a hosszú időn át rendszeresen viszonylag merev ellenálló, főleg régi kristályos kőzetekből álló autochton övezetek; 2. a kissé nagyobb mértékben mozgó, de túlnyomóan kiemelkedésre hajlamos küszöbök; 3—4. az ezekkel változó, túlnyomóan besüllyedő üledékgyűjtők különböző stádiumban levő mio- és eugeoszinklinális övezetei és 5. az új szemlélethől adódó s ezért itt különös figyelmet kívánó igen mozgékony betolódási övezetek.

A betolódási övezetek eddigi adataink szerint főleg az eugeoszinklinálisok lineamens jellegű tengelyei — főleg mélytengeri ároktengelyek — mentén alakulnak ki. Az új globális tektonikának megfelelő nagymérvű horizontális eltolódások az orogén övezeten belül gyakran ugyancsak a legnagyobb mozgékonyaságú betolódási övezetek mentén mennek végbe. Ez övezetek különböző szakaszaiban az üledékes kőzetek sorozata is változik, részben a betolódások intenzitásának változása, helyenkénti kimaradása, másutt egy-egy tektonofázisban erősebb kifejlődése, másrészt pedig a horizontális eltolódások következtében. A betolódási vagy valódi szerkezeti övezet tehát különböző szedimentációs övezetek együtteséből állhat. Az új szemléletben ily módon élesen el kell különíteni a kőzettanilag egységes szedimentációs övezetet (pl. Igal—Bükk eugeoszinklinális) és a komplex, kőzettanilag gyakran nem, de tektonikailag folytatólagos szerkezeti övezetet (pl. Igal—Bükk—Maros—Vardar övezet).*

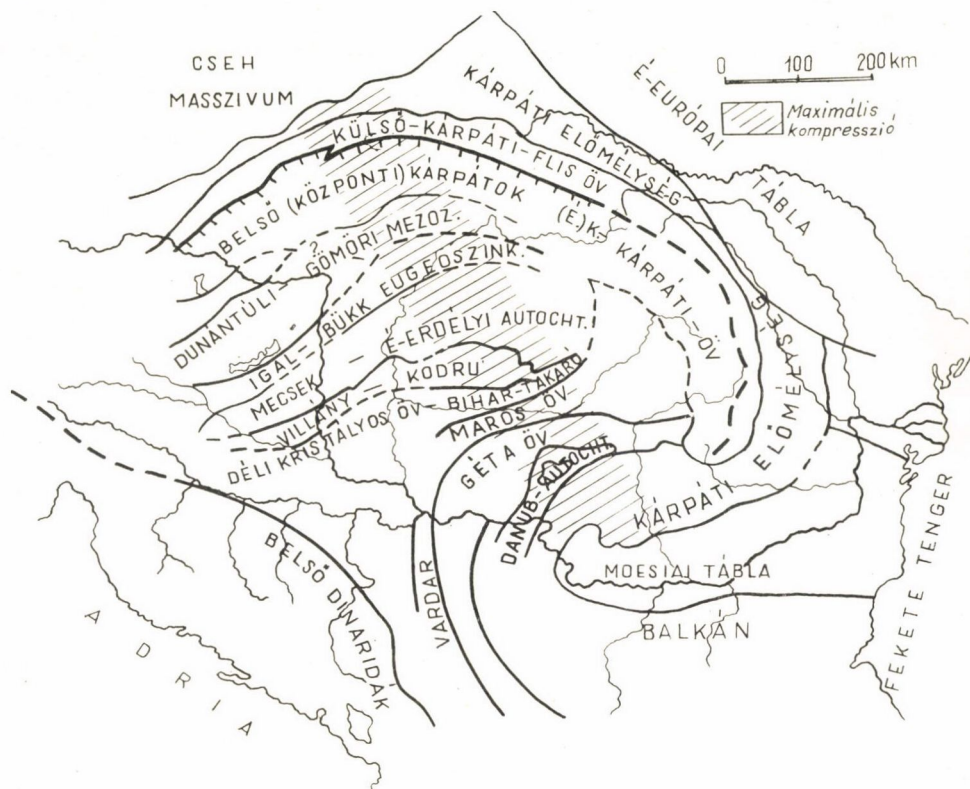
Mint hogy az új szemléletben a mozgások komplexebbé válnak, itt kizárólag a legutolsó, legkevésbé elhomályosult alpin szakaszbeli szerkezetekkel foglalkozunk, vagyis a posztpermi fejlődés időkeretén belül maradunk.

III. B. A KBA Kongresszusra és azóta kidolgozott szintetikus kísérletek (BALOGH—KÖRÖSSY, SZALAY, WEIN, FÜLÖP—DANK, DANK—BODZAY), valamint a betolódási mechanizmus alapján végzett vizsgálatok (SZÁDECZKY—KARDOSS) alapján a KBD terület eddigi sematikus képét pontosabban körvonalazhatjuk. Mindenekelőtt finomíthatjuk az eddigi sémát, mely szerint a Dinaridák túlnyomóan eugeoszinklinális jellegű elsődleges, a Kárpátok a túlnyomóan miogeoszinklinális jellegű másodlagos geoszinklinális, a Pannon-medence pedig a köztes tömeget képviselné. Mindkét geoszinklinális ui. küszöbök által elválasztott egy-egy belső, túlnyomóan eugeoszinklinális és egy-egy külső, túlnyomóan miogeoszinklinális részből áll.

A Kárpát-Pannon területet 3 oldalról prebajkái alapelemekből álló régi szerkezetek veszik körül: az Orosz-tábla, ennek kiszögélése a Moesia-tábla és a posztbajkái elemekkel erősen átszőtt Cseh-masszívum. Ezen belül az övezetek a következők (2. ábra).

1. E régi szerkezetek peremeinek legfiatalabb besüllyedését képviseli a kárpáti elömlődés kevésbé gyűrt neogén övezete.

* Az 1971. jún. 14-i vitaülésen többen azért láttak nehézséget az Igal—Bükk—Maros—Vardar övezet összekapcsolásában, mert a (betolódásos) szerkezeti övezet fogalmát nem világosan különítettük el a szokásos egységes szerkezetű szedimentációs övezetétől (amelyre néha ugyancsak alkalmazzák a szerkezeti övezet elnevezést).

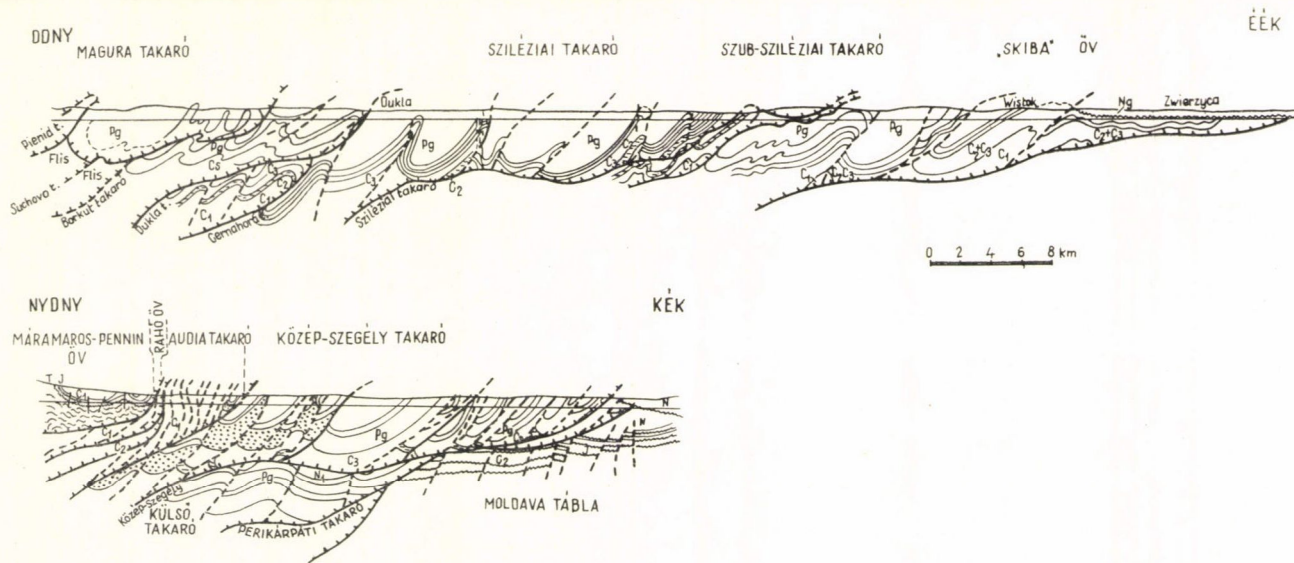


2. ábra. A Kárpát–Pannon–Dinarid terület szerkezeti övezetei

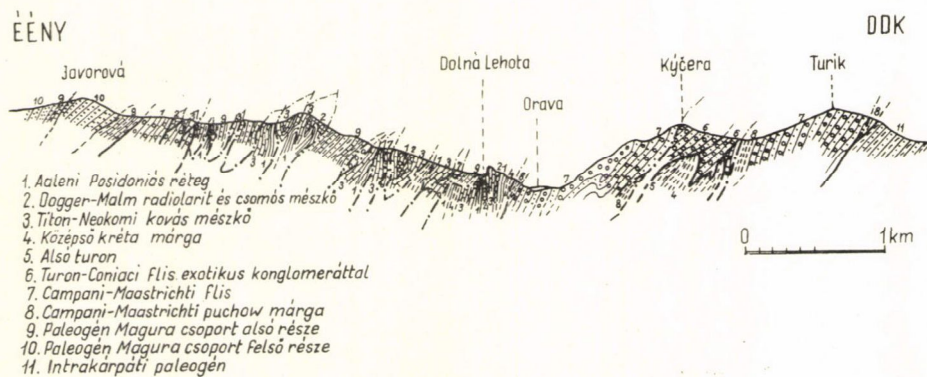
2. Ezen belül a *külső kárpáti kréta-paleogén flis öv* következik, amely lényegileg a miocénban nyerte több takaróegységből álló szerkezetét. E szerkezetből a KBA IX. Kongresszusán BANCILA adott áttekintést, amelyből néhány jellemző szelvényt a 3. ábra mutat be.

3. A Külső-Kárpátokat a Belső-Kárpátok övezetétől az É-i és ÉK-i Kárpátokban jól kimutatható keskeny Piennin szirtövezet választja el.* Ez a maximális intenzitással deformált és elkeskenyedett övezet eredetileg a széles geoszinklinális legmélyebb, csaknem eugeozinklinális része (MAHEL, BUDAI et al.). ANDRUSOV és mások szerint eme övezet deformációja kétszeres; az egyik a Belső-Kárpátokhoz hasonlóan a felsőkréta korban, a másik a Külső-Kárpátok főgyűrődéséhez hasonlóan a miocén korban történt. A szirtövezet így a legintenzívebben deformált öv és egyben mélytöréses lineamens szerkezet is (4. ábra). Sémánk szerint ez a szirtöv betolódási övezet, amely a Keleti-

* A Kárpát-geológusok ezt a belső szirtövet is nevezik. Számunkra ez a külső betolódási öv. Ábránkon ezt feltolódási vonal jelzi.



3. ábra. A Kárpátok flis övezetének típusos szelvényei. Bancila szerint



4. ábra. A kárpáti sirtövezet egy típusos szelvénye. ANDRUSOV szerint

Kárpátok külső peremén is folytatódik, de ott már lényegileg a szirtok is a mélybe szívódtak.

4. A *Belső-Kárpátok* övezete csak az É-i és a K-i Kárpátokban jelenik meg, egymástól eltérő szerkezettel, de mindkét esetben súlypontilag közép- és felsőkréta (ausztriai-és szubhercini) deformációval. Az övezet nagy részét neogén vulkáni és üledékes kőzetek takarják.

Az É-i Kárpátok belső övezetére kristályos maghegységek jellemzők, főleg É-alpi fáciesű mezozoós fedővel, cenoman-albi korú belső flissel és a harmadkorú teknőkkel.

Az ÉK-i Kárpátok nagy részében a két betolódási övezet közelsége folyamánként a kristályos övezet és általában a belsőkárpáti szerkezetek hiányoznak (V. fejezet).

A K-i Kárpátokban a Belső-Kárpátok tektonikailag új alakban — maghegységekre elkülönülés helyett hosszú megnyúlt kőzetkifejlődéssel — jelentkeznek. A kristályos övezet a K-i Kárpátokban is triász-kréta vonulat és külső alsókréta flis zóna csatlakozik. A maghegységekkel jellemzett É-i és a maghegység nélküli K-i kárpáti szerkezet közti különbség a következőkre vezethető vissza. A maghegységekre elkülönülés (É-i Kárpátok) két főhatás együttes eredménye: egyik az Alp—Kárpát—Pannon NyDNy—KÉK főcsapás szerinti mozgás, a másik az ősi hercini tektonikára visszanyúló, a Cseh-masszívumtól az É-i Kárpátokon keresztül a Dunántúl, sőt a Drávántúl területére is kiterjedő, lényegileg ÉNY—DK csapásirányú töréses rögszerkezeti deformálódás. Az utóbbi törésrendszer kiterjed a Dunántúlra, sőt részben a Dráva—Száva közére is. Ennek megfelelően maghegységszerűen elkülönült, méretileg is hasonló egységek jelentkeznek helyenként a Dunántúlon is — Mecsek és Villányi hegység — és a Dráva—Száva között — Kalnik, Garics, Papuk, Fruska Gora stb. A dunántúli neogén fenékaljzat elkülönült kis medencéi is ugyanezen rögs szerkezet legfiatalabb, elsimuló megnyilvánulásai.

Viszont a Kárpát-medence K-i felében a fő csapásirány félkörösen átfordul ÉNy—DK-i irányba s így párhuzamosná válik a herciniai transzverzális törésiránnyal. A K-i Kárpátokban tehát egységes csapásirányban megnyúlt pástaszerkezet jelentkezik, a sakktáblaszerű rögszerkezet helyett.

A Belső (É-i) Kárpátok a Kisalföldön túl az Alpok É-i részében folytatódnak. A két terület takarós hegységeinek párhuzamosításáról a vélemények eltérnek. Leginkább megegyeztek ANDRUSOV és TOLLMANN párhuzamosításai, amelyben azonban nem kap folytatást az Alpok legfontosabb öve, a pennin övezet. MAHEL (1968) a tektonocsoportok elve alapján ismét új párhuzamosítási eljárást javasol. Magunk (alábbi 6. pont) az egyszerű folytatás helyett az alpi övek szétágazásával számolunk a pannon terület határán.

Gyakorlati fontossága is van annak, hogy miként és hol folytatódik a Szepes-Gömöri (Szlovák) Érchegység a Kisalföld alatt és milyen kilátásai vannak az Érchegység hasznosítható anyagai megjelenésének e területen.

A Mátra—Cserhát—Dunazug hegységben és a Gerecsében észlelt K—Ny-i csapásirány körül ingadozó töréses szerkezet, továbbá a medencealjzatra vonatkozó mélyfúrások, DANK, FÜLÖP et al. fedetlen térképe, a földmágnesség függőleges térerőssége anomáliáinak (HAÁZ) és a mágneses hatóknak irányjai (POSGAY), a börzsönyi szeizmikus mélykutatás szerinti paleozóos mezozóos határ (ERKEL et al. 1969) arra mutatnak, hogy a Rába-vonal a Dunánál csaknem K-re fordulva a Börzsöny közelében halad át, majd Balassagyarmat táján újból ÉK-re fordulva a murányi fővonalban folytatódik. Ez esetben a Szepes-Gömöri Érchegység folytatása a Börzsöny É-i érces felén keresztül a Kisalföldön Győr és Répcelak vonalán gyanítható és így talán a Kőszeg vidéke felé húzódik, amint arra BENDEFY utalt hozzászólásában.

5. A Belső-Kárpátokon belül a *Dunántúli Középhegység délgömöri övezete* következik. Míg a belső kárpáti övezet fő dőlései (eltekintve a szirtövhöz legközelebb eső zónától) gyakran DK-iek (lásd pl. MAHEL et al. szelvényeit), addig a sokkal kevésbé gyűrt, legfeljebb kisebb rátolódásokkal jellemzett Dunántúl—dél-gömöri mezozoikus övezetben főleg az ellentétes, ÉK-i dőlések tűnnek fel.

Ez övezet uralkodóan anchimetamorf újpaleozoikumát nagyrészt mezozoikum fedi. Mezozoikuma túlnyomóan délalpi kifejlődésű. A kevésbé differenciált, gyakran paleogikus mészkövet lerakó triász tenger kevés változással a belső kárpáti övezetre is kiterjedt. A jurában erősödik a fő csapásiránnyal párhuzamos vályúk elkülönülése. Ezek mészkövet tartalmaznak, pl. a Dunántúli Középhegység triász mészkő környezetében, viszont törmelékes képződményeket a Mecsek metamorf sávjai mentén (FÜLÖP J., NAGY E.). A krétában a tagozódás még erősebb: ANDRUSOV paleogeográfiai térképei szerint újból kiemelkedik az „Alp-Kárpáti központi kristályos küszöb” (SZALAI).

Ez övezet ÉK-i fele tektonikailag erősebben igénybe vett a DNy-i (dunántúli) részénél. DNy-on a közép-felsőkréta mozgások után a normális neritikus és litorális üledékek keletkeznek, viszont ÉK-en a nagyalföldi takaró alatt flis képződmények. A felsőkréta folyamán tehát az ÉK-i részen meredek kordillera emelkedett ki.

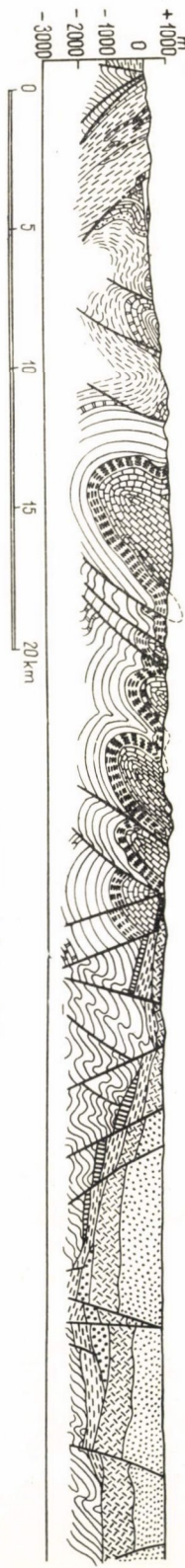
6. A Dunántúl—dél-gömöri mezozóos övezetet délről a keskeny *Balaton—Velencei gránitos kristályos övezet* határolja és ezen túl a részben tengeri karbonperm vonulat, WEIN Igal—Bükk *geoszinklinálisa* következik. A Balaton—Velencei karbon korú gránitvonulat ÉK felé valószínűleg csak a Mátra vidékig terjed (esetleg a részleges betolódás következtében). Az Igal—Bükk vonulat karbonban preformált süllyedési területe a mezozoikum folyamán részben eugeoszinklinális jellegű volt, amint a Bükk-hegység É-i részének ofiolitos magmatizmusa és a mélyebb tengerre utaló radiolaritos ladin üledékei mutatják.* A Nekézseny—Uppony-i terület még ebbe a mozgékony övezetbe sorol-

* Természetszerűen itt is csak fokozati különbségek állnak fenn, pl. a Dunántúli Középhegységgel szemben, ahol hasonló képződmények szintén jelen vannak, de kisebb mennyiségben és változatosságban.

É ÉNY
330°

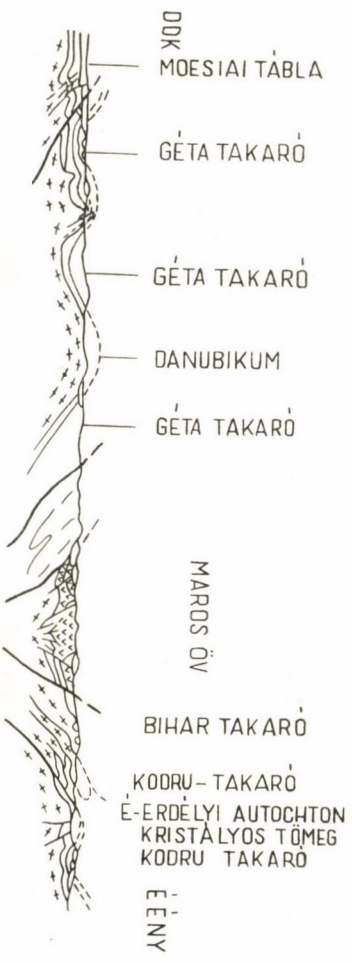
B Ü K K H E G Y S É G

DDK
149°



- | | | | | | |
|--|---|--|--|--|--|
| | homok és agyag, pliocén | | agyag, oligocén | | agyagpala és homokkő, alsó ladinai |
| | piroklasztikumok, felső miocén | | mészkö, eocén | | mészkövek, vulkanitok, etc., triász |
| | agyag, homok (kő), középső miocén | | konglomerátumok, szenon | | sötét mészkö, pala, homokkő, perm |
| | pilléltufa, miocén | | mészkövek és dolomit, felső ladinai és karni | | sötét pala, homokkő, mészkö, etc. karbon |
| | konglomerátum és vörös agyag, alsó miocén | | radialarit és kavanala alsó ladinai | | |

5. ábra. A Bükk- és Uppony-hegység szelvénye. BALOGH szerint



6. ábra. A Maros-ívszélvénye, TOLLIMANN szerint

ható. Ez övezet nagyobb mérvű mozgékonyására utal a DNy-i határát képező (kb. Jászberényen áthaladó) mágneses anomália vonal, amelyet amfibolitokra, ill. metamorf ofiolitokra vezethetünk vissza. Eugeoszinklinális jellegéhez képest túl kicsi szélessége a betolódásos lemeztektonika szükségképpeni következménye.

Kelet felé e szerkezeti öv folytatása eltakarva, részben meg is szakadva (IX. A. fejezet) és mindinkább megváltozva É-Erdélyben D-re kanyarodva a Maros-ív eugeoszinklinálisában kereshető. Mindkét szakasz környezetéhez képest maximálisan átmozgatott, mindkettő axiális szimmetrikus helyzetű (Uppony) ellentétes vergenciájú a két szomszédos területtel szemben (5. és 6. ábra).

Ez övezet Ny-i folytatása valószínűleg az Alpok Insubriai-Giudicaria, ill. Ivrea vonal rendszerével kapcsolatos. Ez a rendszer az Alpok K-i peremén feltehetőleg 3 felé — Rába-, Balaton—Velence-, és É-Dinári vonal — szétágazik. Az eltakart és az Insubriai vonal mentén beszívódott pennin takaró egy része a Pannon terület eu- és miogeoszinklinálisaiiban folytatódhat, amelyeket itt már kimutatható kristályos küszöbök választanak el egymástól. (Ilyen nem eugeoszinklinális övezetek egyébként a K-Alpok nagyrészt eltakart pennin övezetében is lehetségesek.)

7. Tovább D-re a *Délmecsek—Észak-Erdélyi központi autochton* kristályos övezet következik. Az autochton jelleget legvilágosabban a kristályos öv ÉK-i végének déli szegélyén a Gyalui havasok jó feltárásai igazolják. A különböző alakban jellemzett „köztes tömeg” kifejezés teljes érvénnyel erre az autochton kristályos övezetre alkalmazható. Ez öv metamorf kőzetei főleg mezoövi jelleggel a bajkái és hercin tektonofázisokban kristályosodott át. A fiatalabb tektonikai vonulatok mentén azonban kőzeteiben retrográd alpin epimetamorfózis is kimutatható.

Az autochton övezet táján árok jellegű mélyedésben vastag, túlnyomóan törmelékes mezozoikus üledékcsoport következik. Ebben az ún. „Mecsek — kiskőrösi eugeoszinklinális”-ban a valódi eugeoszinklinális jellegek háttérbe szorulnak az árok jellegekkel szemben. A mecseki alsókréta házisos alkáli-magmatizmusa is eltér a valódi eugeoszinklinális-ofiolitos típustól, inkább miogeoszinklinális jelleget képvisel (VICZIÁN).

8. A központi autochton kristályos övezetet D-ről a pelagikus üledékekkel jellemzett *Villány—Tótkomlós—Kodru mezozoós övezet* szegélyezi. Ez a mezozoikum is a DNy-magyarországi szakaszban kevésbé deformált, WEIN és mások szerint túlnyomóan pikkelyes szerkezetű, a K-i erdélyi szakaszban viszont takarós kifejlődésű. Erdélyben két takaró különböztethető meg: a karbon—perm—mezozoi képződményekből álló Kodru takaró, amely lényegileg DK-ről tolódik a központi kristályos autochtonra és a főleg epimetamorf kristályos palákból álló Bihar-takaró, amely a Kodru takaróra tolódik rá,

ROZLOZSNIK szerint Ny felől, az újabb román szerzők szerint részben kb. DK felől.

Helyzete szerint a battonyai kristályos tömeg a Bihar-takaró folytatása, a Battonya tömeg kristályos paláiban azonban a mezoövbeli kőzeteknek van nagyobb szerepük. Tovább Ny-felé ez az övezet a WEIN által feltüntetett DK-i kristályos küszöbben folytatódhat. A közvetlen folytatást azonban a hódmezővásárhelyi árok — fiatalabb, főleg neogén korú besüllyedéseként — megszakítja. Ezt az árkot VÖLGYI, SÜTŐ, BALLA és CSALAGOVICS (Algyő monográfia 1970) a Kraisztidák folytatásának tekintik, BENDEFY szerint viszont a Kraisztidák É felé folytatódnak (kb. oly módon, hogy ebből a Maros-ívvvel való kapcsolat is kiadódhat).

MAHEL és DANK—BODZAY szerint a Kodru mezozikum a Choc—É-gömöri takaró folytatása. Ha a Maros eugeoszinklinálist a Bükkön keresztül az igali területig folytatjuk, úgy a Kodru takaró keresztezi az É-gömöri—Choc takarót, de ez a kereszteződés a IX. fejezetben kifejtendő szétszakadás következtében fiktív. (Tektonikailag a Villány—Kodru öv visszafordult folytatását részben talán a Kerekegyháza—Táborfalva táján megfűrt triászban kereshetjük.)

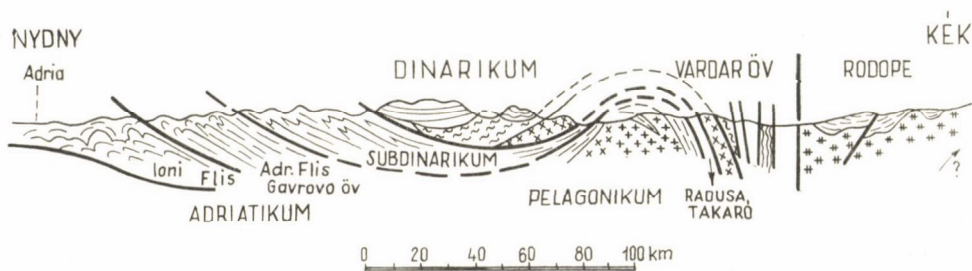
9. A Bihar-takaró kőzetei Erdélyben az újabb román szerzők szerint részben folyamatosan, részben gyenge áttolódással mennek át a *Maros-ív* ofiolitos magmatizmussal és radiolaritokban gazdag mezozoikummal, valamint flis fáciesű krétaüledékekkel jellemzett eugeoszinklinális övezetébe. Felfogásunk szerint ez a fáciesei szerint is legmélyebb tengeri övezet kulshelyzetű az erdélyi tektonika számára, amennyiben az összes, ettől ÉNy-ra következő takaró DK felől, viszont az összes DK felé következő takaró ÉNy felől van „áttolódva”. A klasszikus takaróelmélet szerint tehát a Maros-ív gyökérövezet volna. Az új szemlélet értelmében viszont a takarók különböző időpontokban, ellentétesen a Maros-ívbe csúsznak be és így a Maros-ív szimmetrikus beszívási tengely. Ebben is hasonlít a folytatásaként feltételezett É-Bükk—Uppony hegységi eugeoszinklinális övezethez.

A Maros—Vardar, ill. az Igal—Bükk övezetek közt hasonlóság nyilvánul a radiolaritok és a mezozoós ofiolitok megjelenésében, továbbá az Uppony—Nekézseny vidéken és a Maros-ívben egyaránt megtalálható gosau szenon actaeonellás durva üledékekben, valamint a melange-szerűen gyors kőzetváltozásokkal jellemzett, csaknem függőleges rétegállású tektonikában (Maros-ív 6. ábra, Uppony vidéke 5. ábra). (Itt is hangsúlyozzuk, hogy a szerkezeti hasonlóság [fokozott alpin fázisú tektonikus és magmás aktivitás] nem jelent egyben kor szerint is azonos kifejlődés-sorozatokat: a szerkezeti öv nem azonos a szedimentációs övezet fogalmával.)

Az Igal—Bükk geoszinklinális az addigi ismeretek szerint a triász végén megszünt, míg a Maros-ívben éppen a triász ismeretlen, viszont a felső-jura és a kréta uralkodik. A triász egykori jelenléte azonban a Maros-ívben

sem teljesen kizárt, minthogy a szomszédságában É-ra, D-re, K-re, sőt Ny-ra is van triász. A Maros-ív esetleges triászja éppen a betolódásos tektonika következtében tűnhetett el a felszínről.

Ezek az üledékképződésbeli különbségek kompenzációs korrelációra utalnak az Igal–Bükk és a Maros-ív eugeoszinklinálisai közt: a triász végén, ill. az ókimmeriai mozgások idején az Igal–Bükk vályú megszűnésével erősödik a Maros-vályú. Ez a köztüklevő Mecsek–Észak-Erdély autochtonnal horizontális É-ra tolódása, ill. ferde D felé billenésére, lejtősödésére utal. A Moesia-tábla Ny-i szélének kezdődő É-ra tolódása először a közeli litoszféra



7. ábra. A Vardar-övezet szelvénye, MEDWENITSCH szerint

részek mélybetolódását, többek közt a Maros-ív mélyülését, viszont távolabb egy szélesebb külső Ny-ra erősebben kiterjedő körívben a litoszféra gyenge kiemelkedését, az Igal–Bükk vályú zárulását eredményezi. Később a Moesia-tábla további É-ra tolódásával ez a litoszféra rész erősebben redőződik, meredekebb vályúk és küszöbök, pl. a Maros-ív és az É-nagyalföldi durva flis üledékeit szolgáltató küszöbök és az ezeket magában foglaló vályúk fejlődnek ki (p. 34.). A tektonikai aktivitás azonban az Igal–Bükk övezetben is megmarad.

A Maros-ív DK-i folytatását a *Sumadia*–*Vardar* övezetben kereshetjük, amely a Dinaridákat a Rodope masszívumtól hasonlóképpen szimmetrikus tengelyként választja el. A kőzetképződési hasonlóságot és közös ívbe tartozás gondolatát már KOBER felvetette, majd ANDJELKOVIĆ fejtette ki részletesebben, SZEPESHÁZY is valószínűnek tartja (szóbeli közlés). A tektonikai analógia pedig kitűnik TOLLMANN erdélyi és MEDWENITSCH balkáni szelvényeinek összehasonlításából (6. és 7. ábra).

A Vardar-övezet így Belgrád táján két eugeoszinklinális ággá hasad szét: az egyik ÉK-felé a Maros övezetben, a másik ÉNy felé a belső Dinaridák övezetében folytatódik.

10. A Maros-ívtől D-re a *Géta takarórendszer* következik, amely epimetamorf kristályos palákból és hemipelagikus mezozoikumából áll. Ennek folytatását is eltakarja ÉK-en az Erdélyi-medence, Ny-on a Nagyalföld neogén üledéksora.

11. A Géta-takarók és a Moesiai-tábla közt következik főleg a mezo- és katametamorf kristályospalából álló *Danubia autochton* övezet, amely a román kutatók egy része szerint a bajkái tektonofázisban kristályosodott át.

*

III. C. A Kárpát—Pannon terület *néhány fő szerkezeti sajátága* tehát az alpin tektonofázisra nézve a következőkben foglalható össze:

a) A Külső-Kárpátok takarós szerkezete lényegileg a miocénban keletkezett, a Belső-Kárpátok és a Pannon terület szerkezete viszont lényegileg közép-felsőkréta korú. A Belső-Kárpátokban és a Pannon területen a miocén mozgások főleg a nagy medencék besüllyedésére és a transzverzális törések menti rögzős eltolódásokra korlátozódnak.

b) A Kárpát-Pannon terület jelenlegi túlnyomó miogeoszinklinális építményébe két, utólag nyilván szélességben igen erősen redukált, kevésbé típusos eugeoszinklinális övezet „ékelődik”: a Piennin szirtövezet eugeoszinklinális és az Igal—Bükk—Maros—Vardar öv alternáló eugeoszinklinális. Mindkét övezet lineamens tektonikával kapcsolatos, igen intenzíven deformált és nagyrészt beszívásos szimmetriatengely jellegű.

Az eu- és miogeoszinklinális övezeteket nagyrészt kristályos küszöbök választják el egymástól, alátámasztva AUBOUIN sémáját.

c) A Belső-Kárpátok és a Pannon-terület övezeteinek DNy-i szakasza általában kevésbé igénybevett az ÉK-inél. Így a Moesiai-tábla ÉNy-i csúcsa és a Cseh-masszívum között egy *maximális kompresszióval* jellemzett haránt öv (2. ábra) jelölhető ki, amely egyben magában foglalja a terület régi szerkezeteit (Tátrák, Szepes-Gömöri Érc-hegység, Bükk-hegység, Nagyalföld É-i peremének paleogén-flis övezete, Bihar—Kordu—Gyalui havasok, a Géta takarókkal jellemzett hegységek.)

Ezzel az alpin mozgásszakaszbeli maximális kompressziótengellyel párhuzamosan egy másik, de kevésbé kifejezett tektonikai és morfológiai jellegű alpin kompressziós tengely húzódik a Cseh masszívum és a Vardar-öv, ill. a Pelagon masszívum között, amely a Lajta- és Soproni-hegységeket, a Dunántúli Középhegység magját, a Mecseket, a Villányi-hegységet és a Fruska Gorát foglalja magában.

d) A tárgyalt övezeteket szerkezeti konzervatizmus jellemzi. Így a Mecsek É-erdélyi kristályos autochton övezet, valamint a *Danubia autochton* a bajkái tektonofázis óta túlnyomóan kiemelkedő, lepusztuló terület, viszont a többi övezet nagyrészt süllyedő szerkezet.

A valóságos szerkezet és fejlődés az itt elmondottaknál nyilvánvalóan jóval bonyolultabb. Áttekintésünk csak a leglényegesebb szerkezeti sajátosságokat kereste a betolódási mechanizmus elemzése céljából.

IV. A Kárpát—Pannon—Dinarid kerület betolódási (konzumpciós) fő övezetei és a betolódás felszínközeli mechanizmusa

IV. A Az utóbbi években, de még az új globális tektonika megjelenése előtt előtérbe lépett az egyszerű *gravitációs csúszási elmélet alkalmazása* konkrét szerkezeti elemzésekben. Ennek modelljét a K-i Alpokra van BEMMELEN és iskolája (1960), majd továbbfejlesztve és a tangenciális nyomóerőket is hangsúlyozva 1964-ben CLAR alkalmazta. Felfogásának számos tekintélyes híve (pl. KÜPPER) akadt anélkül, hogy általánosan elfogadták volna. TOLLMANN pl. 1968-ban is leghatározottabban az Alpok és Kárpátok „Schubdecke” koncepciója mellett tartott ki.

A Magas-Tátra szerkezetét részben még előbb lengyel kutatók (HALICZKY 1955, KOTANSKY 1961, GRABOVSKA—HAKENBERG 1962) értelmezték gravitációs tektonikai alapon. ANDRUSOV (1959), GOREK és VEIZER (1965) és VEIZER (1970) észrevéve a lecsúszott tömegek számára szükséges hely hiányát, ezt az értelmezést kétségbe vonták. (Az üledékes felső sorozatok területe gyűretlenné kiterítve lényegesen túlhaladja a kiterített mélyszerkezetek kiterjedését.) ILIE (1969) nyilván túlzással egész Románia szerkezetét gravitációs csúszásokból vezeti le. A Dinaridákból BELOSTOTSKY (1963), PAGE (1966), GRANDIĆ (1970) és DIMITRIJEVIĆ (1971) közöltek megfigyeléseket a gravitációs tektonika értelmében.

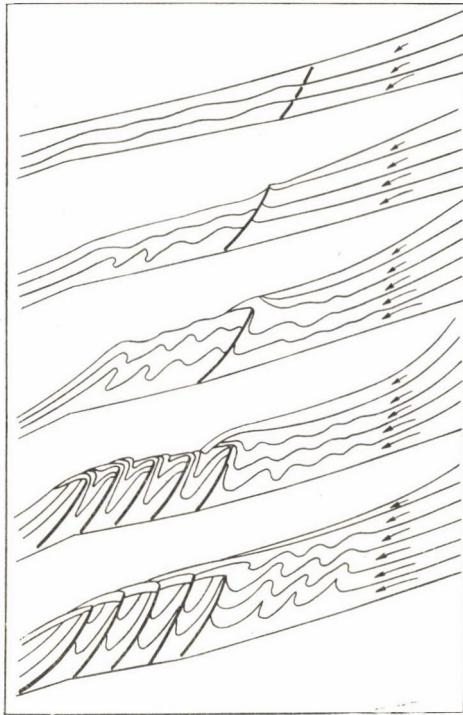
IV. B. A *becsúszási mechanizmus* nemcsak a hiányolt helyet találja meg a nagymélységi betolódási övezetekben, de általában is jóval hatékonyabb alakot ad a gravitációs gyűrődési-áttolódási folyamatoknak, amennyiben az egyszerű szárazföldi lejtőhatást a tenger alatti lejtők komplex hatásával és a mélybeli szívóhatással, valamint az V. fejezetben tárgyalandó tangenciális nyomótényezőkkel egészíti ki.

Az egyszerű gravitációs tektonika fő kérdése a betolódási mechanizmus felismerése előtt tehát a kiemelkedési övek kimutatása volt. A betolódási mechanizmus számára viszont a mélybetolódási (beszívási) övezetek megállapítása a döntő. Ezek szerepe — ellenkező előjellel — ugyanaz, mint a klaszikus takaróelméletben a gyökérrégióknak.

Vizsgálataink szerint a Piennin vagy belső szirtövezet, valamint az Igal—Bükk—Maros—Vardar öv képviseli a betolódási szerkezetet területünkön.

A Piennin szirt és a típusos eugeoszinklinális övezetek (Bükk—Maros—Vardar öv) legfőbb szerkezeti jellemvonásai: a részben mélytengeri jelleg; a szirtek karbonátos tömegeinek olisztolitos csúszása a tenger fenekén; a mélytöréses lineamens szerkezet; az AMPFERER—KRAUS-féle elnyelési tektonikára utaló rendkívül erős tektonikai deformáció; a kétoldalt következő takarók ellentétes „vergenciájából” adódó tengelyszimmetrikus helyzet; és — ezzel látszólag ellentétben — az (ofiolitos) magmás működésből következő tenziós dilatációs jelleg. (vö. XII. B. fejezet.)

A szirtek olisztolitos becsúszásához hasonlóan, a szirteknél jóval nagyobb mértékben csúszásra hajlamos agyagos üledékek elnyelődését e lineamensek mentén elkerülhetetlenül fel kell tételeznünk. (Mintogy a szirtövben bizonyos mértékű eugeoszinklinálisos jellegek is vannak, az eugeoszinklinálisokra jellemző nagy agyagos üledékképződéssel itt is számolhatunk.)



8. ábra. A háromféle gravitációs csúszás fejlődése

A szirtöv általános tektonikai fejlődését a Külső-Kárpátok flis takaróinak szerkezeti elemzése világítja meg. Ennek szelvényei (3. ábra) legalábbis háromféle, de mind a határoló szirtöv legmélyebb helyzetű tengelye felé irányuló gravitációs csúszási módozat együttes megjelenésére mutatnak. E *három gravitációs csúszással* keletkezett jelenség a következő (8. ábra).

1. A flis üledékek ritmusos rétegzése, amelyet a gravitációsan lecsúszó zagyáramok sorozatos egymásutánja hoz létre. Egy-egy új zagyáram akkor keletkezik, amikor a gyorsan felhalmozódó üledékek lejtőszöge eléri a kritikus csúszási határszöget.

2. Az egyes takarók gyúrt, sőt részben pikkelyes szerkezete, ami a gyors üledékképződés következtében az üledékgyűjtő lejtőjén jelentkező lejtőnyomásból származó csúszás következménye. E nyomás hatására a bazális rétegben bármely lokális fekvő-kiemelkedés mögött súrlódással torlódás kelet-

kezik, ami a differenciális gravitációs csúszás közvetítésével hátrafelé további torlódást, gyűrődést, szélső esetben a pikkelyes szerkezet kialakulását hozza létre. Az eközben a rétegekből legfinomabb agyagos zagyként kipréselődő víz kenőanyagul szolgál a magasabban fekvő rétegeknek a következő pontban tárgyalandó, takarókat szülő gravitációs csúszásához.

3. A meggyűrűt és esetleg pikkelyeződő rétegsorozatok nagyobb egységei a betolódási mechanizmussal (lásd alább) a dilatációs jellegű lineamensekbe egymás felett és egymás után különböző mértékben gravitációsan becsúsznak. Így keletkeznek modellünk értelmében a szirtövbe való gravitációs csúszással a Külső-Kárpátok fő takaróegységei.

A betolódási mechanizmus első fő tényezője tehát ez a komplex gravitációs csúszás.

A betolódási mechanizmus másik fő tényezője a dilatációs lineamensekbe csúszott *üledékek hűtőhatása*, aminek következtében a lineamens kőzetsfalazsugorodik, tehát a mélyben üregképzésre tendáló *nyomási minimumot* hoz létre. A nyomásminimum az üledékeket mélyebbre beszívja. A beszívott üledék azután hűtőhatásával a zsugorodási repedést tovább tágítja és mélyíti. Így az üledék saját hűtőhatása következtében automechanikusan mind mélyebbre szívódik és maga is közreműködik az utat teremtésben saját lefelé tololódásához.

A gravitációs csúszást a IV. A. fejezetben említett határok közt a betolódó hidegebb litoszféra lemez környezeténél *nagyobb sűrűsége* segíti elő.

A komplex betolódási mechanizmus további tényezői a betolódó üledék víz, ill. OH-tartalmú elegyrészei, elsősorban az agyagásványok és a zeolitok által a növekvő nyomás hatására leadott adszorbeált, ill. a növekvő hőmérséklet hatására felszabaduló kémiaiilag gyengén kötött vízének *kenőanyag hatása*. Ez a víz néhány km-es kisebb mélységből felszállva növeli a fedőkőzetek gravitációs csúszóképességét. A gravitációs csúszás, amelyhez laza anyagban 30° körüli lejtőszög szükséges, a betoldó övek mentén állóvíz alatt, valamint a betolódó üledékekből felszálló víz hatására a mélyben és a távolabbi környezetben is már $1-2^\circ$ -os lejtőszög esetében, pl. a közép-óceáni küszöböktől távolabb fekvő lejtőkön is intenzíven érvényesülhet.

A vízgőz (31.lap) a lineamensek mélyebb részeinek bázisos kőzetekből álló falán serpentin, ill. kloritréteget hoz létre, ami maga is kenőanyag és így mélyebbre hatoló gravitációs becsúszás további tényezője.

Mínthogy e beszívási mechanizmust nem a hőmérséklet, hanem a mellék-kőzet és becsúszó üledéktömegek közti hőmérsékletkülönbség határozza meg, ezért a becsúsztató és beszívó tényezők igen nagy mélységig aktívak és a geoszinklinális üledékek átalakuló termékeit akár 700 km mélységig is lejtuttatják, létrehozva a BENIOFF-féle szeizmotektonikus övezeteket (V. fejezet).

Ily módon a szirtöv felsorolt, látszólag ellentétes jellemvonásai (a becsúszás és magmás feltörés, a dilatáció és az üledékek kompresz-

sziója) egyértelműen következik a többtényezős komplex betolódási mechanizmusból.

A külső kárpáti flis takarós övezet helyenként 100 km-t is meghaladó szélessége arra mutat, hogy e lineamensek komplex beszívó-becsúszó mechanizmusának hatása a lejtős tengerfenéken sok km távolságra kiterjed. Ez érvényesül a területünk feltételezett másik fő becsúszási övezetében, a belső Kárpát—Pannon eugeoszinklinálisokban, főleg az Igal—Bükk—Maros—Vardar tektonikai vonalban is, de az utólagos függőleges változások miatt itt nehezebben felismerhető módon. Míg ui. a miocénban deformált külső flis övezet a szirtövebe csúszó takaróképződése után is lényegileg változatlanul mutatja az eredeti lejtő irányokat, addig a felsőkrétában deformálódó Maros—Vardar—Bükk-övezetbe gravitációsan becsúszó takarók a különböző övezetek konzervatív — részben süllyedésszerű, részben kiemelkedésszerű — tektonikája következtében utólag maguk is mintegy „meggyűrődnek”: a régi kristályos küszöbök feletti takaró részek kristályos aljzatukkal együtt mindinkább kiemelkednek, a besüllyedésszerű övezetek feletti takarórészek pedig besüllyednek. E hullámválásban azonban szerepe van a klasszikus takaróelméletben egyedül döntőnek tekintett oldalas nyomási tényezőnek is (kompressziós öv, 2. ábra).

A belső Dinaridák ofiolitos radiolaritos „melange” vonulata nyilván ugyancsak ilyen betolódási övet képvisel. Lehetséges, hogy a külső Dinaridákban is van egy második betolódási öv, de jelenleg a rendelkezésre álló irodalom e kérdés megvilágítására nem volt elegendő.

A komplex betolódási mechanizmus tehát víz alatti mélyszerkezetekhez kötött beszívásos mechanizmusával jóval hatékonyabb modell a régebbi egyszerű (szárazföldi) kiemelkedések hatására hivatkozó gravitációs csúszási elméletnél.

IV. C. Helytelen lenne a betolódási öveget egyszerűen az eugeoszinklinálisokkal vagy még inkább a geoszinklinálisos üledékgyűjtő területekkel azonosítani. Az a körülmény, hogy a geoszinklinális feltehetően leginkább a litoszféra övezetek egymáshoz közeledésével kapcsolatos litoszféra peremlehajlása után keletkezik, nem jelenti azt, hogy az egész geoszinklinális betolódási övezetet, betolódási sebhelyet képvisel. Az általunk közelebről vizsgált területeken az eugeoszinklinálisoknak a lineamens tengelye mentén, ill. a mélytengeri árokban tétélezhető fel nagyobb betolódási sebhely kifejlődése.

A betolódásoknak térben és időben különböző *fajta*i, *fokozata*i vannak. Kisebbségi mélytörések mentén rövid életű átmeneti betolódásos jelenségek lehetségesek, amelyek a tárgyalt nagytektonikai hatásokat nem vagy csak kis részben fejtik ki. A Kárpát-Dinarid területen az említett két nagy betolódási övezet mellett ilyen rövidéletű betolódásos folyamatok másutt, pl. a Rába-vonal mentén, sőt talán a Dunántúli Középhegységben, továbbá jelenlegi aktív övezetként a Dráva menti és a dél-alföldi árokban, valamint az Erdélyi-medence déli peremén gyaníthatók. A Kárpát-ív déli külső szegélyével párhuzamos 16 km mély neogén üledékes övezet Focsani-nál 2 km vastag pleisz-

tocénnel (TURCULEȚ és MIHAIL 1970) is ilyen ez idő szerint alacsonyabb rendű betolódási övezetnek tűnik.

Elsőrendűnek nevezzük azokat a betolódási öveket, amelyekben a következő fejezet szerint a betolódás eléri az agyagásványok fő dehidratációjának kb. 40–60 km-es mélységét, kifejezve a szuborogén gőzcentrumot, a migmatitos-gránitos szinorogén magmatizmust, a deszcendens gőzáramlást, az ezáltal a Gutenberg-csatornából kiinduló szubszekvens andezites finális vulkánosságot, valamint a gőzpárna képződését. Ezen belül meg kell különböztetni a cirkumpacifikus típust, a Gutenberg-csatorna jól vezető rétegének mélységét lényegesen meghaladó betolódással és a mediterrán típust, ez idő szerint kb. 300 km-ig hatoló betolódással (lásd alább).

Az esetleg hasonló mélységű, de a teljes kristályos litoszférára ki nem terjedő, csak az üledékes fedőre korlátozódó betolódást nevezzük *másodrendűnek*. Japáni analógia szerint a kárpáti szirt- és az Igal–Bükk–Maros–Vardar öv azonban elsőrendű övezet.

A 40–60 km-nél kisebb mélységű betolódásokat nevezzük *harmadrendűeknek*; ezekben csak az aszcendens gőzáramlás és ennek felszínközeli gravitációs csúszási és beszívódási mechanizmusa fejlődik ki. Elvben megkülönböztethető a *negyedrendű* betolódás is, amelyet beszívásos jelenségek nélkül néhány km-re terjedő gravitációs becsúszás jellemezne.

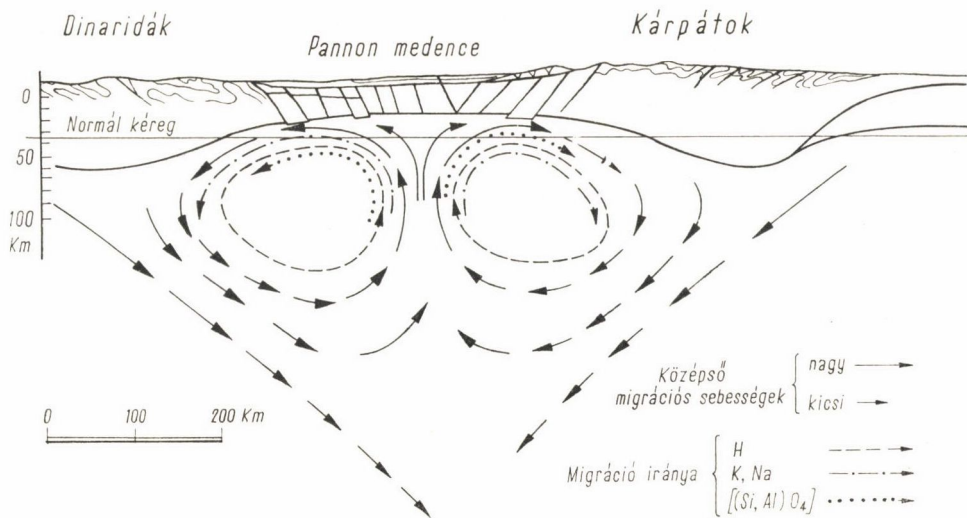
Ugyanaz a betolódási öv az idő függvényében változtathatja jellegét, „rendűségét”. De ez az időbeli lefolyás nem mindenütt azonos. Legtípusosabb esetként feltehető, hogy a geoszinklinális vályú legmélyebb tengelyében lassan indul meg a betolódási folyamat („kvázi-epirogén állapot”), azután a lehűléses kontrakciókból származó beszívási mechanizmussal erősödik és végül a gőzcentrum működésének megindulásával bekövetkező fő tektonikai mozgások idején takaró jellegű típusos orogén mozgásokig fokozódik. Lehetséges, hogy azután a folyamat újra kezdődik, vagy a betolódás átmenetileg másodharmadrendűvé alakul. A folyamat azonban végül is — akár elegendő üledékutánpótlás hiányában, akár más okból — kimerül, a betolódási öv összeshárul, az orogén kratogénné alakul.

A betolódás itt tárgyalt módozatai nem az egyedüli konzumpciós formák. DEWEY és BIRD elvileg elkülöníti az óceán és kontinens, az óceán és szigetív, valamint a kontinens és kontinens közti betolódási folyamatokat.

IV. D. *A betolódási síkok helyzete, dőlési viszonyai* ugyanazon betolódási övön belül és változhatnak. A szirtöv és Maros–Vardar öv tektonikai szelvényei kb. szimmetrikus és meredek, részben függőleges rétegdőléseket mutatnak. Ez vertikális betolódásra utal, ellentétben a Kárpát–Dinarid-rendszer áramlási rendszerével kapcsolatosan kifejtett, a Pannon-medencék felé irányuló dőlés feltevésével (SZÁDECZKY-KARDOSS, SOCOLESCU), valamint a cirkumpacifikus betolódások BENIOFF-síkjainak főleg (30–60°-os) helyzetével. A belső Dina-

ridákat viszonylag vékony (24–27 km) kéreg (HAREK) és meredek, részben DNy-i dőlésű mélytörések (DIMITRIJEVIĆ) jellemzik.

A kárpáti betolódási rendszerre vonatkozó kezdeti, elméletileg levezetett elképzelést (9. ábra) most a kémiai elemzéseknek a jelenkori aktív vulkánok földregiónális centrumokként észlelt magmakamra mélységeivel való



9. ábra. A Kárpát–Pannon–Dinarid betolódási rendszer elvi szelvénye (SZÁDECZKY-KARDOSS 1966)

korrelációja — a viszonylagos K-tartalom módszere, VII. A. fejezet — alapján ellenőrizhetjük (táblázat; 13. 18. és 19. ábra). Ez alapon a következők adódnak:

1. Az összes eddig vizsgált kőzetelemzés — a legsavanyúbbaktól a legbázisosabbakig — az asztenoszférából, a köpeny Gutenberg-csatornájából való magmaképződést (végső származást) indikál.

2. Az idősebb magmatitok rendszerint kisebb mélységből származnak a közelükben levő fiatalabbaknál. A felsőkréta magmafészkek átlagban 130–160, a kevés számú eocén korúak 135, a miocén korúak 140–240, a pliocén korúak pedig 150–300 km mélységűek. Ez alátámasztja a feltevést, hogy a betolódás időben fokozatosan halad előre.

3. Ugyanazon vonulatban a táblákhoz közelebbi részekben a magmakamrák mélysége nem mindig kisebb, mint attól távolabb. Többnyire a legkisebb, 130–150 km körüli mélységek főleg a táblák peremén, a legnagyobbak (240–280 km) a Pannon-medence közepe táján, a Fruska Gora és Gleichenberg vidékén jelentkeznek. A jugoszláviai Timok területen Moesia-i-táblától kifelé haladva is mélyülnek a magmakamrák.

4. A miocénkorú szubszekvens andezitek legnagyobb — a medenceközepiekkel kb. egyenlő — kamramélységet az ÉK-i Kárpátokban érik el. E nagy mélység kitűnően korrelál azzal, hogy a Kárpátoknak ebben a szakaszában közelíti meg egymást legerősebben a két betolódási övezet, és ennek megfelelően itt — nagyobb mélységbe szívódva — eltűnik a felszínről a kárpáti



10. ábra. A neovulkáni övek az ÉK-i Kárpátokban, MALEJEV, ill. MIHAILOVA et al. szerint

kristályos övezet. E szakasz különösen intenzív betolódási jellegét hangsúlyozza továbbá, hogy pontosan „szemben” párhuzamosan fekszik, a Dinarid fő betolódással és hogy a Pannon-medence kristályos pásztaí is erre merőlegesek, végül, hogy a köpeny jól vezető rétegének fő anizotrópia-tengelye is erre merőleges.

5. Ennek megfelelően itt (az ÉK-i Kárpátokban) a legnagyobb mélységek nem a Pannon-medence oldalán, hanem az Ukrán-tábla oldalán jelentkeznek. Ez arra utalhat, hogy a betolódás e szakaszon az Ukrán-tábla alá irányul. Ezt a feltevést alátámasztja MALEJEV, ill. MIHAILOVA és GLEVASZKAJA (1971) megállapítása, mely szerint a vulkáni övek e szakaszon az Ukrán-tábla felé haladva fiatalodnak (10. ábra).

6. Az alpin betolódási síkok legfelül — pl. a szirtövben — még kb. függőleges helyzetűek (4. ábra), 100 km-es nagyságrendű mélységben azonban már ferdén fehetnek. E mélységtől kezdve a betolódási sík dőlései többnyire bizonytalanok a Kárpát—Pannon—Dináríd területen, szeizmikus adat alig van, a kőzetkémiaiak pontosabb feldolgozásra szorulnak.

7. A magma mozgékonyságának megfelelően a különböző mélységekből származó magmatitok kissé koncentrálódnak a magmás kőzetvonulatokban. Az általuk adott magmakamra-lejtő tehát a valóságosnál kissé meredekebb

Magmakamra-mélység becslések a Kárpát–Pannon–Dinarid magmatitok kémiai összetétele alapján

Lelőhely	Kőzetfajta	Kor	Irodalom	Elemzések száma	SiO ₂	K ₂ O	Kamramélység km
Timók ÉK-i perem	andezit	szenon I.	Karamata et al. 1967.	5	59,4	1,5	130
Timók középső öv	andezit	szenon II.	Karamata et al. 1967.	5	53,4	1,5	155
Timók DNY-i perem	andezit-látit	szenon III.	Karamata et al. 1967.	6	55,3	4,2	270
Timók Ny-i perem stb.		legfelső kréta	Karamata et al. 1967.	5	57,3	1,8	140
Bánát	bánátit	legfelső kréta	Vendel M. 1947.	36	60,3	2,6	160
Vlegyásza É-i rész	bánátit	legfelső kréta	Vendel M. 1947.	28	69,6	3,2	160
Vlegyásza középső rész	bánátit	legfelső kréta	Vendel M. 1947.	22	58,5	2,4	160
Velencei hegység	andezit	eocén	Vendel M. 1947.	5	58,8	1,7	135
Nagyalföld Újhartyán	dácittufa	eocén	Juhász Á. 1971.	2	68,3	1,3	130
Mecsek	andezit	eocén v. miocén	Vendel M. 1947.	2	57,6	1,7	140
Dunazug hegység	andezit stb.	miocén	Vendel M. 1947.	19	58,2	2,4	160
É-Börzsöny	andezit stb.	miocén	Vendel M. 1947.	28	57,4	2,3	160
É-Börzsöny	andezit	miocén iniciális	Pantó Gy. 1968.	1	61,0	3,0	180
É-Börzsöny	andezit	miocén sztratovulk.	Pantó Gy. 1968.	3	55,2	2,1	160
É-Börzsöny	andezit	miocén kaldera	Pantó Gy. 1968.	8	57,3	2,3	160
Selmec–Körmöc K-i rész	andezit stb.	miocén (idősebb)	Vendel M. 1947. Konečný, 1971.	2	58,5	1,9	140
Selmec–Körmöc középső	andezit stb.	miocén	Vendel M. 1947. Konečný, 1971.	14	65,2	3,2	180
Selmec–Körmöc Ny-i rész	andezit stb.	miocén (fiatalabb)	Vendel M. 1947. Konečný, 1971.	6	58,4	5,2	290
Cserhát	andezit	miocén	Vendel M. 1947.	17	55,3	1,9	160
Mátra	andezit stb.	miocén	Vendel M. 1947.	20	58,4	2,2	160
Mátra–Solymos	riolit	miocén	Vendel M. 1947.	3	73,7	4,5	210
Bükk	riolit	miocén	Vendel M. 1947.	3	70,1	3,9	180
Bükk D-i rész	riolit-bomba	miocén	Vendel M. 1947.	1	78,6	2,4	130

Eperjes—Tokaj É-i rész	andezit	miocén—pliocén	Vendel M. 1947.	8	59,2	4,8	270
Vihorlát—Gutin É-i rész	andezit	miocén—pliocén	Vendel M. 1947.	2	61,0	4,8	265
Vihorlát—Gutin D-i rész	andezit-reolit	miocén	Vendel M. 1947.	12	62,0	3,9	240
Beregszász	riolit	miocén	Vendel M. 1947.	6	70,8	3,2	160
Lápos-hg. Toroiaga	andezit-diorit	miocén?	Szőke A. 1965.	7	59,5	2,2	155
Rodna	dácit	miocén?	Vendel M. 1947.	6	63,3	2,4	150
Kelemen—Hargita	andezit	miocén-pliocén	Vendel M. 1947.	25	59,6	1,9	145
Erdélyi Érchegység	andezit stb.	miocén	Vendel M. 1947.	30	61,9	2,8	170
Nagyalföld Örkény	dácit (tufa)	miocén	Juhász Á. 1971.	4	65,3	3,2	200
Nagyalföld Örkény	andezit (tufa)	miocén	Juhász Á. 1971.	2	57,1	2,2	160
Nagyalföld Táborfalva	dácit stb.	miocén	Juhász Á. 1971.	5	64,5	2,6	160
Nagyalföld Táborfalva	riolit stb.	miocén	Juhász Á. 1971.	2	69,5	2,3	135
Nagyalföld Lajosmizse	riolittufa stb.	miocén	Juhász Á. 1971.	3	67,8	3,4	200
Nagyalföld Farnos	riolittufa stb.	miocén	Juhász Á. 1971.	7	62,2	3,9	250
Dunántúl Sárszentmiklós	riolit	miocén	Vendel M. 1947., Székyné 1957.	2	74,4	6,0	255
Gleichenberg	trachit stb.	miocén	Vendel M. 1947.	10	61,6	4,5	260
Fruska Gora	trachit	miocén?	Vendel M. 1947.	2	55,7	4,6	280
Dinaridák Kopaonik	kvarelátit	miocén	Ilić 1962.	11	62,8	4,2	250
Láztető, Balatonfelvidék	bazalt	pliocén	Bognár L. 1964.	6	46,7	1,8	260
Szentgyörgyhegy	bazalt-alsópad	pliocén	Mauritz—Harwood 1936.	1	48,7	1,0	150
Balatonfelvidék	bazalt-felsőpad	pliocén	Mauritz—Harwood 1936.	1	47,8	2,2	250
Szentgyörgyhegy	bazalt-telér	pliocén	Mauritz—Harwood 1936.	1	48,8	1,0	150
Balatonfelvidék	bazalt	pliocén	Vitális I. 1909.	1	47,3	2,2	270
Sághegy, Balatonfelvidék	bazalt	pliocén	Vörös I. 1962.	5	49,3	1,8	200
Kabhegy, Balatonfelvidék							
Nógrád megye	bazalt-bazanit	pliocén	Mauritz—Harwood 1936.	6	47,0	2,0	260

lehet. Ezért a viszonylagos káliumtartalom módszerrel nyerhető kétoldali betolódási rendszer a Pannon-medencében a feltehető valódi V alakú keresztmetszettől kissé az U alakú keresztmetszet felé térhet el.

8. A jelenlegi Tirrén- és Égei-tengeri aktív vulkanizmus — amely az Afrikai-tábla egy kicsúcsosodásának É-ra tolására látszik utalni (18. ábra) — mintegy 30° -os meredekségű. A valószínűleg az egész Földre érvényes szabályszerűségnek (VII. A. fejezet) megfelelően sem a Kárpát—Pannon—Dinarid kréta-harmadkori, sem pedig a Tirrén—Égei-tengeri jelenkori vulkáni területen 300 km-t lényegesen meghaladó fészekmélységet nem ismerünk.

Mindez megfelel a cirkumpacifikus övezetben a BENTOFF és mások által kimutatott kb. 300 km-nél kisebb mélységbeli csekélyebb lejtőknek. A cirkumpacifikus övi még mélyebben következő betolódási szakaszoknak azonban a földrengési vizsgálatok alapján sincs az egész Földközi-tenger területen eddig biztos nyoma, D-Spanyolország kivételével.

(A viszonylagos K-tartalom eljárásos vizsgálatok részletesebb, az egyes elemzési adatokra külön is kiterjedő és további elemzéseket felölelő, a VII. A. fejezetben kifejtett és más elméleti megoldásokat és korrelációkat tekintetbe vevő továbbvitele folyamatban van.)

V. A betolódás mélymechanizmusa és ennek felszínközeli megnyilvánulásai

V. A. Az el- és betolódás lehetővé tételét eddig egymástól függetlenül amerikai, továbbá angol kutatók és magunk is főleg a köpeny kőzeteinek serpentinisedéséből, továbbá a gipsz, ill. sókőzetek kenőanyag hatásával magyaráztuk. Ma is nagy jelentőséget tulajdonítunk ezeknek a kenőanyag-hatásoknak. De ezek korántsem elégségesek a betolódás magyarázatára. A nagynyomásos vizsgálatok szerint ui. a serpentin legfeljebb kb. 580°C -ig stabilis, a kősó pedig nagy mobilitása (transzlatálhatósága) következtében általában már néhány száz m-es rétegyomás hatására kipréselődik. A litoszféra-eltolódások és betolódások 50—150 km mélységű csúszófelületein ezek a kőzetek egyáltalában nem lehetnek jelen.

Nem magyarázzák meg az ilyen csúszófelületek, de még a lehűléses zsugorodás szívóhatása sem a betolódási övezeteknek a teljes litoszféra befogadására alkalmas kitérülését sem. Könnyen kiszámítható, hogy egy 100 km vastag kőzetlemez 300°C -os lehűlése mindössze $0,6\%$ -os zsugorodást eredményez.

Kezdetben a litoszféra lemezek mozgásában a mélyáramlás magával sodró hatásának döntő szerepet tulajdonítottunk (DIETZ és BERNAL 1961, KRAUS 1964, SZÁDECZKY-KARDOSS 1968 stb.). Ennek a mozgások irányától való eltérésekből származó nehézségeire többen rámutattak (T. WILSON 1969, BULLARD 1970). A gőzpárna-jelenség felismerése (SZÁDECZKY-KARDOSS 1969)

pedig megmutatta, hogy a fő részben a gőzpárnában lefolyó mélyáramlás elegendő súrlódás hiányában nem sodorhatja döntően a litoszférát, mert éppen a gőzpárna ellennyomása és kenőanyag hatása a litoszféra független mozgásának fő tényezője.

A mozgásmechanizmust DEWEY és BIRD részben a betolódás mentén megolvadt magmás tömegek kisebb szilárdságára vezetik vissza. Azonban a hőmérsékletnövekedéssel, különösen az olvadáspont táján az anyag kitágul, s így a betolódási sík mentén ezáltal a súrlódási ellenállás nem csökken, hanem nagyobbá válik.

A hidegebb és így nagyobb sűrűségű litoszférának a mélyebb, melegebb köpenyanyaggal szembeni sűrűségkülönbsége egyik fontos tényezőként hozzájárul a gravitációs becsúszáshoz, de az — pl. LAUBSCHER felfogásától eltérően — nem döntő a litoszféra mozgások létrehozásában. A kőzetek szilárdsága ui. nem elegendő arra, hogy a besüllyedő lemez magával húzza a csaknem vízszintes óceáni litoszférát. Másrészt a kezdeti sekély betolódás kis mérvű súlykülönbsége egymagában nem győzhetne le egy hatalmas ellenállást. Ehhez az előbbi fejezetben vázolt tényezők együttesére van szükség.

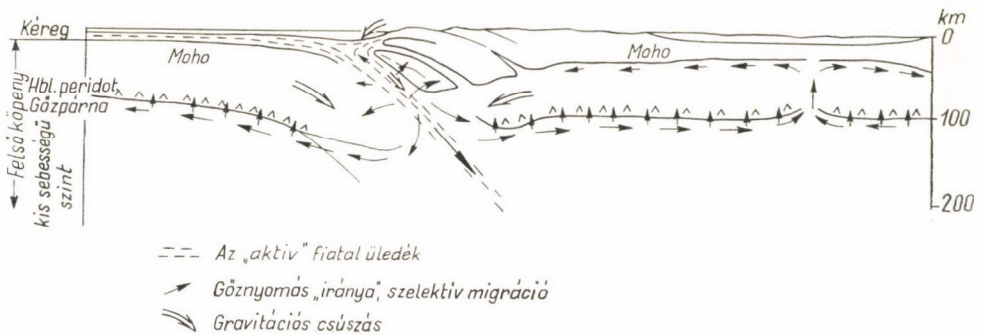
V. B. A nagyobb mélységekben azonban más mechanizmus működik. Az erre vonatkozó modellt (gőzpárna-modell, SZÁDECZKY-KARDOSS, 1969, 1970, 1971) röviden a következőkben foglaljuk össze. Az előbbi fejezet szerint az üledékek pórus-, ill. adszorbeált és kémiaiilag gyengén kötött vize kipréslődik, ill. aránylag kis — mintegy 400 °C alatti — hőmérsékletig felszabadul és felfelé eltávozik, aktiválva a gravitációs tektonikát. Az üledékes ásványok kémiaiilag erősebben kötött OH-tartalma azonban kísérleti vizsgálataink szerint túlnyomóan csak 500–600 °C közt szabadul fel.* Ezt a hőmérsékletet az átlagos 0,2 mm/év sebességgel az átlag 250 km széles geoszinklinálisban felhalmozódó és az átlagos kb. 15 mm/év sebességgel betolódó üledékek átlagosan 16 km vastag rétegesoportjai komplex termikus folyamat útján 40 km-nél nagyobb mélységben érik el (VI. B. fejezet). Ily módon a nagy szuborogén mélységben az agyagásványokból nagy mennyiségű és nyomású gőz szabadul fel, amely az itt már nagy vastagságú fedőkőzetek alatt felhalmozódva *szuborogén gőzcentrumot* hoz létre a kőzetek pórusaiban (11. ábra). Ebből származik a litoszféra mozgékonyaság fő tényezője, a gőzpárna a következő módon.

A folyamatosan utánpótlódó üledékekből keletkező gőz a szuborogén gőzcentrum nyomását állandóan magas szinten tartja. A gőznyomás felső határát a terheléses fedőnyomás és a kőzet húzószilárdságának összege hatá-

* A KLIBURSZKY, PESTY, TOMSCHEY, TOMOR-ral végzett gőznyomásos kísérleti vizsgálataink alapján el kell vetni azt a kőzetmetamorfózisok tanában uralkodó sematikus feltevést, hogy a gőznyomás általában a fedő rétegnomással egyenlő volna. Vizsgálataink szerint a gőznyomásos gyors értéknövekedések, lépcsők a dehidrációs átalakulási hőmérsékletnek a rétegtérhelési nyomás következtében megnövekedett értékein jönnek létre. A DTA, ill. derivatografikus csúcsok, ill. meredek lejtők megfelelő hőmérséklet növekedéssel érvényesek nagy nyomásokra is.

rozza meg. Minthogy a rétegyomás az időközönként esetleg kifúvó gőzfelesleg eltávozása után a hasadékokat azonnal zárja, ezért a gőzfejlesztő réteg és vele együtt a gőz túlnyomó része a tovább növekvő lineamens (BENIOFF felület) mentén lefelé halad előre, mindaddig amíg el nem éri a kis sebességű (jól vezető) réteget (Gutenberg-csatornát), ami egyben a fluid fázis miatt az asztenoszféra is.

A „gőz” lefelé haladásának előbbi dolgozatokban (SZÁDECZKY-KARDOSS 1968, 1969, 1970) kifejtett paradoxonát indokolt itt pontosabban kifejteni. A betolódási sík mentén az agyagásványokból a dehidrációs hőmérsékleten



11. ábra. A betolódások mélymechanizmusa

felszabaduló gőz nagy része felfelé haladva a hidegebb részekben lecsapódik. A hatalmas, legalábbis 30, de a VI. fejezet szerint kezdetben még nagyobb, kb. 40–60 km vastagságú fedő kőzettömegben a fejlődő gőz nagy része nem hatol keresztül. A fedőben kicsapódott, lehűlt gőz a folyamatos további betolódás során ui. állandóan újból a nagyobb hőmérsékletű mélyebb szintekbe jut, újra elgőzölg, míg végül a Gutenberg-csatorna oldalas szelektív migrációra alkalmas szintjébe érkezve horizontálisan szétterjed. A gőznek a fedőben való lecsapódása, kis nyomásúvá, kis felhatoló képességűvé válása a lefelé mozgó beszívódó rendszerben tehát olyan „önzárat” hoz létre, amely végül a gőz túlnyomó részét a Gutenberg-csatornába szállítja.

(Pontosabb kifejezés hiányában „gőz”-ről szoltunk, holott a laboratóriumban megszokott gőz sajátságaitól bizonyára sok lényeges vonásban eltér az a fluid fázis, amely a nagymélységi körülmények közt tartósan jelen van. A kísérletileg vizsgálatok alapján feltételezhető, hogy az asztenoszférában két fluid fázis van, egy szilikátolvadékkal telített gőz- és egy gőzzel telített szilikátfázis.

A canberrai nagynyomású kísérletek (RINGWOOD, GREEN, LAMBERT és WYLLIE) szerint a jól vezető réteget parciálisan megolvadt magma állandó jelenléte jellemzi. Ez a parciális olvadék a nagy nyomású gőz hatására megindul, a gőznyomás lejtője irányában, horizontálisan szelektíve migrál.

A migráció legintenzívebben a jól vezető réteg legkisebb rétegyomású, legfelső szintjén megy végbe. A gőz e legkisebb nyomású csatornarészen maximálisan fel is halmozódik az általa létrehozott szigetelőréteg (lásd alább) alatt. E szintben tehát fokozatosan kiterjedő *gőzpárna* keletkezik, amely a litoszférát a mélyebb felsőköpenytől elválasztja, ellennyomásával pedig vertikálisan csökkenti a litoszférának e szintben érvényesülő rétegtérhelési nyomását. A gőzpárna ellennyomása, valamint kenőanyag hatása folytán a felette elkülönülő litoszféra horizontálisan mobilissá válik.

Minthogy feljebb a szuborogén gőzcentrum a BENIOFF-féle szeizmotektonikus síkot tágitani igyekszik, a betolódó közetsáv, ill. lineamens által elválasztott két litoszféra lemez a gőzpárnákon ellentétes irányban lassan szétválik. Ez és az általános Föld-tágulási hasadék képződés teremt helyet a mélybecsúszáshoz a tektonikai „takarók”-nak, majd a litoszférának.

A keletkező gőzmennyiség számítása azt mutatja, hogy a gőzpárna regionálisan elérhet több ezer km szélességet is. Ily módon a hegységképződési betolódási övek gőzcentrumából kiindulva a gőzpárna segítségével a mobilis litoszféra az egész földfelszín alatt kifejlődik. Egyik előző dolgozatban a litoszféra globális eltolódásainak számos hatóját soroltuk fel. Közülük döntőnek a középóceáni küszöbök bazalt vulkánosságával kapcsolatosan kifejlődő enyhe lejtő gravitációs csúsztató hatása látszik.

A köpenynek a gőzpárna feletti legfelső szintjében a felszálló gőz hatására növekvő térfogattal amfibol és flogopit jön létre. A nagy nyomású kísérletek szerint (LAMBERT és WYLLIE) ezek a víztartalmú ásványok kb. 20–25 kilobár terheléses nyomásig stabilisak és megfelelő gőzmennyiség hatására a köpenyben létre is jönnek. Ennél nagyobb nyomáson a kristályos fázisok instabilissá válnak. Ekkor a vízgőz a köpeny legkönnyebben olvadó, kb. bazaltos összetételű részével szelektív migrációra alkalmas parciális olvadékot hoz létre.*

Mennél mélyebben fekszik a gőzpárna, annál kevésbé érvényesül ellennyomása a litoszféra kőzetnyomásával szemben, a litoszféra lemez annál kevésbé mozgékony. A kontinensek (különösen a legnagyobb Eurázia) litoszférája jóval vastagabb az óceáni litoszféránál és így a kontinensek alatt a gőzpárna is mélyebben fekszik: a litoszféra kontinentális szakaszainak eltolódása az óceániakkal szemben fékezett. A szovjet kutatók egy részének (BELOUSOV,

* A litoszféra és a jól vezető réteg határán, valamint a *Moho*-felület mentén levő különböző mozgási felületeken kívül számolni kell *kőzetcsúszásos* („creep”) jellegű *átmozgási felületekkel* is. A szeizmológiai vizsgálatok alapján RITSEMA (1969) az óceánok alatt kb. 200–300 km mélység közti szintben tételez fel a kontinensek felé irányuló kúszásos köpenymozgást. Feltevése szerint e mozgó szint felett és alatt következő kevésbé mozgó köpenyszintek ellenállása hozza létre a földrengési epicentrumok egy részét. Ilyen formán értelmezhető a földrengési centrumok bizonyos mélységi szintekben jelentkező nagyobb gyakorisága, másokban — elsősorban tehát 200–300 km mélységben — ezek ritkulása.

SEINMAN stb.) viszonylag „fixista” álláspontja éppúgy realitást fejez ki, mint az óceánkutatók és a fiatal orogén területek földtudósai extrémebben „mobilista” álláspontja.

V. C. Értékeljük ki e modell néhány megállapítását a *Kárpát—Pannon—Dinarid területre*.

A Kárpát—Dinarid terület közvetlen szomszédságában a kréta időszakban a Moesiai-tábla képviselt egy kisebb, eltolódó litoszféra táblát. A Moesiai-tábla nyugati szélét a Dinaridák felől ható oldalas nyomás É-felé tolta. Ezt közvetlenül igazolja a Moesiai-tábla sarkából kiinduló (2. ábra) *maximális kompressziós övezet* a D-i Kárpátok és a Magas-Tátra közt. A Moesiai-tábla északi irányú mozgását igazolja az is, hogy a tábla déli oldalán viszont ugyanakkor tenziós szerkezet keletkezik, ami a Moesiai-tábla déli peremén húzódó szenonandezites, larami granodioritos és harmadkorú andezites vonulatok párhuzamos kifejlődésében (DIMITRESCU 1967) nyer kifejezést. E tenzió hatására még tovább dél felé később lazulás áll be, amely a (többféle hatásra visszavezethető) Égei beszakadásban oldódik fel. A Moesia-mozgás tulajdonképp rotáció.

Megalapozott felfogás szerint a Gutenberg-esatorna jól vezető képessége éppen a bazaltos összetételű olvadék jelenlétének a következménye. Amennyi ez a nedves bazaltos olvadék szelektíve vándorol, úgy részecskéi a köpeny közeteiben e vándorlás irányában rendeződnek. E rendezettség mérhetően megnyilvánul a vezetőképességnek a vándorlás irányával párhuzamos maximális értékében. ÁDÁM A. vizsgálatai szerint a Pannon-medence alatti jól vezető réteg feltűnő anizotrópiát mutat kb. KÉK—NyDNy-i maximális iránnyal. Az anizotrópia fő tengelye a Dinaridákból és a velük lényegileg párhuzamos ÉK-i Kárpátok fő betolódási öveiből kiinduló szelektív migrációs áramlási iránynak felel meg.*

A Kárpát—Dinarid terület leghatalmasabb betolódási, egyben eltolódásos rendszerét nyilván a Dinarida geoszinklinális képviseli. Modellünk szerint közvetlenül a D-Alpokban és a Dinaridákban megy végbe az a K-, ill. DK-irányú horizontális eltolódás, amelynek következménye az É-Alpok és a Kárpátok északias irányú oldalas kidagadása (IX.C. fejezet). A Dinaridák felől jövő eme el- és betolódással állhat kapcsolatban a ČIOCARDEL és SOCOLESCU által kimutatott hatalmas félköríves koncentrikus töréses rendszer. (Ennek ábráját lásd: Acta Geol. Hung. XIII. (1969) 160. lapján.)

Ahol két betolódási övből kiinduló mélyáram szembetalálkozik, ott a gőzpárna fokozatosan növekedik, végül feszítőerejével áttöri a legfelső kéreg

* STEGENA Lajos professzornak köszönöm, hogy a másik anizotrópia-tengelyhez (a minimális vezetőképesség irányához) nem keresek többé külön ható okot, másrészt, hogy megemlíthetem egy ÁDÁM ANTAL-lal együtt készített, még meg sem jelent tanulmányuk fő eredményét, mely szerint ez az anizotrópia általában a nagy lineamensekkel jellemzett területeken jelenik meg. Minthogy modellünk szerint a betolódások, s így a szelektív migrációs gőzáramlás kiindulási helyei, egyben legintenzívebb hatású centrumai éppen e lineamensek, az anizotrópiára kapott kétféle eredmény erősíti egymást.

izoláló rétegét. Az így felszálló gőz a köpeny legfelső, leghidegebb rétegére kb. 800 °C alá hűlhet és a köpeny legfelső szintjén létrehozhat egy talk, ill. még erősebb (580 °C alá süllő) lehülés esetében szerpentin réteget. Mindkét ásvány párhuzamos transzlációs síkjaival vezető réteget képez az áramló gőz számára. Így a gőzfelesleg a Moho-felület mentén visszafordulva egy felső második horizontális áramlási övezetet hoz létre. Ezzel az áramlással a gőz helyenként a kiindulási hegységképződési övezetig vezetődik vissza, miáltal a *mélyáramlási rendszer zárt, körfolyamatban működő sejtjé* alakul (11. ábra). Ez a felső gőzáramlási szint a köpenynél könnyebben oldódó alsó kérget lassanként leoldja, a kérget alulról elvékonyítja. A kivékonyodás izosztatikus következménye STEGENA és SZÉNÁS egymástól független vizsgálatai szerint a kárpáti medencerendszer *neogén korú besüllyedése*. Ez a folyamat a szirtövből kiinduló második betolódási folyamat idején válik intenzívvé.

A külső kárpáti flis üledékeknek a szirtövbé történt miocén kori beszívódása kiüríti a kárpáti előmélyedés övezetét, s az így keletkezett szedimentációs térben halmozódott fel a kárpáti előmélyedés neogén üledéksora.

A medencék besüllyedésével azok peremén húzófeszültség jön létre, ami — különösen a konvex görbületi helyeken — a szubszekvens *andezites magmafelszálláshoz* vezet. A medence tengelyében pedig a felszálló magma hőhatására a kéregből szelektíve kioldódik a legkönnyebben olvadó granitoid-pegmatitoid rész és a Nagyalföld DNy—ÉK-i tengelyének ignimbrites vulkánosságát hozza létre. A felszálló savanyú magma kezdetben másodlagos kamrákban a felszín alatt nem nagy mélységben halmozódik és csak a gőzzel való nagyobb mérvű telítődés után — tehát a második betolódást követően — tör a felszínre a PANTÓ G. által megvilágított ignimbrites magmatizmus alakjában.

Az orogén magmatizmus kémizmusának és időbeli szekvenciójának összefüggését a betolódó üledékek átalakulásával a VIII. A. fejezet tárgyalja.

Nem volt eddig magyarázat a *kristályos övezet hiányára az ÉK-i Kárpátokban*. Minthogy e hiányzó övezet nyomvonala közvetlenül az egymást itt leginkább megközelítő két betolódási övezet mentén halad végig, feltehető, hogy a kristályos öv e betolódási vonalak mentén a mélybe szívódott. Erre a közetkémiai eljárás közvetlen adatokat is szolgáltatott (IV. D. fejezet).

A Kárpát—Pannon terület lényeges szerkezeti elemei az uralkodóan ÉK—DNy-i csapású pásztás szerkezetre nagyjából merőleges a vertikális és horizontális elmozdulásokban nyilvánuló *transzverzális töréses-rögös* szerkezet is. Jelentkezik ez az É-i Kárpátok maghegységei elhatárolásában, valamint a dunántúli rögös szerkezetben. Transzverzális törések mutatkoznak a flis Kárpátok íves főcsapására merőlegesen radiálisan is, a takarók differenciális csúszási mechanizmusának közvetlen kifejezőjeként. Az É-i Kárpátokban és a Dunántúlon domináló ÉK—DNy-i irányok azonban lényegileg az ősi herciniai irányokat követik. Ezeknek a harmadkorú képződményekre is kiterjedő elmozdulásai szerint neogén korú újraéledése még a kristályos aljzatot is be-

folyásolta, és tér- és időbeli korrelációt mutat az Alföldnek D felé erősödő be-süllyedésével, különösen pl. a drávai és makói pliocén árkokkal. Lehetséges tehát, hogy az Alföld DK-ies köpenylejtőjén kifejlődő differenciális gravitációs csúszás hatása is szerepet játszik e mozgásokban. A DK felé legkevésbé elmozdult Sopron—Bakony-közép—Mecsek—Fruska Gora-i rög éppen a Dinár—Vardar—Maros geoszinklinális szétágazási pontja felé mutat, amelynek kétoldali peremi küszöbei e csúszást fékezik (FÜLÖP jura-térképe).

Mindez a kivékonyodott pannon kéreg alatti *köpenyboltozaton végbemenő gravitációs peremi kéregcsúszás* gondolatát ébreszti. Ez ui. a pannon köpenyboltozat peremeivel kb. párhuzamos árkos szétszakadásban nyilvánulhat, feltéve, hogy van távolabb egy ilyen elmozdulás feloldásához szükséges lazább terület. Ilyen lazább szerkezet lehet pl. az Égei-tengeri beszakadás.

VI. A betolódás geotermikája

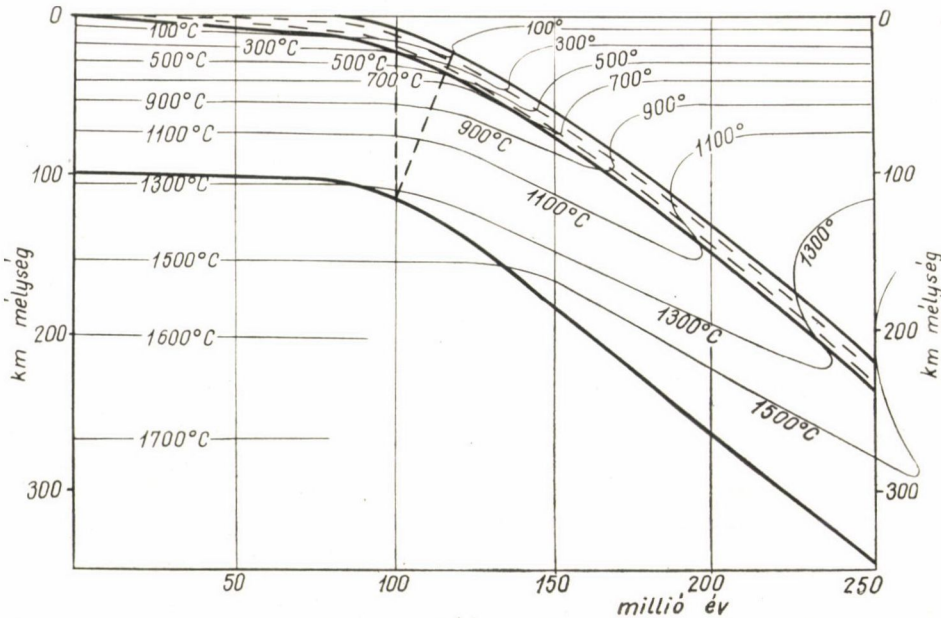
VI. A. A vázolt betolódási mechanizmus elsősorban a lineamensek mentén becsúszó kőzetek mélységi hűtő hatásán alapszik. Lényeges feladat tehát a betolódással kapcsolatos hőmérsékleti változásoknak a mélység és idő függvényében való számítása. Az eddigi geotermikus vizsgálatok szerint csak a hővezetést vették tekintetbe. Ilyen megoldás azonban ez esetben súlyos hibákhoz vezetne. Igyekezünk tehát minden fontosabb tényezővel szembenézni, ami azonban a kérdést nagy mértékben bonyolította tette.

Ennek egyszerűsítésére első közelítésként egy adott hőmérsékletváltozásnak — számításainkban a 200 °C hőmérsékletváltozásnak A_{200} — közelítő értékét határoztuk meg, a kőzetek hővezetőképességének (L), a radioaktív hőtermelésnek (R), a hőszugárzásnak (S), a folyamatot kísérő gőzképződés hőhatályának (W), a dehidrációs reakciók negatív hőhatályának (D) és egy a kenőanyag hatás ellenére is feltételezhető csekély súrlódási hőnek (F) összegzésével:

$$A_{200} = L + R + S + F - W - D.$$

A hővezető-képességből származó hőmérsékletváltozást az INGERSOL és ZOBELL vizsgálataiból kiinduló további számítások (SCHNEIDERHÖHN, SZÁDECZKY-KARDOSS—ZIPSER, JAEGER) tekintetbevételével határoztuk meg. Az R értéként BIRCH adatát használtuk fel, mely szerint az agyagos kőzet hőmérséklete saját radioaktivitása hatására 6,1 millió év alatt növekedik 200 °C-kal. Mint-hogy a betolódás túlnyomóan 800 °C alatt megy végbe, az S sugárzási érték gyakorlatilag elhanyagolható. W értéként JAEGER-nek azt az adatát használtuk fel, mely szerint a gőzképződés a kontakt udvarokban mintegy 100 °C hőmérsékletcsökkenést okoz. (Ez az érték csak a hőmérséklet növekedésekor, de nem a lehülési folyamatokban veendő tekintetbe.) Az agyagos ásványok

kb.: 550–650 °C-on végbemenő fő dehidrációs reakciójának D hőhatálya FÖLDEVÁRINÉ-VOGL M., ill. KLIBURSZKY B. becslése szerint mínusz 25–30 cal/mol. Erről az értékről ez idő szerint még kikerülhetetlen önkényességgel feltételeztük, hogy a reakció hőmérséklete felett már tekintetbe veendő F



12. ábra A minimális hőmérséklet eloszlása a betolódások mentén

súrlódási hő kompenzálja. (E hőmérséklet alatt az intenzív illó kenőanyag-hatás következtében az F még elhanyagolható, lásd alább.)

A hőmérsékletváltozások közelítő számítását két különböző átlagos betolódási sebességre (1,6 mm/év és 3,0 mm/év) végeztük el. Az előbbi kb. megfelel az alpin tektonofázis mintegy 250 millió éve alatt 300 km, az utóbbi a 700 km mélységbe hatoló lemez sebességének, közelítőleg tehát a mediterrán (12. ábra) és a cirkumpacifikus betolódási sebességnek. De indokolt ma már a 15 mm/év átlagos, sőt még nagyobb eltolódási sebességre is elvégezni a számításokat, ami kisebb üledékmennyiségnél ad hasonló lehülési értékeket.

A betolódó üledékek vastagságaként egy előbbi dolgozatunkban szereplő felhalmozódási sebességből kiindulva 16 km-t vettünk számításba. Az említett amerikai új lepusztulási értékek (FRIEND) ezt a becslést alátámasztják.

Mindez csak első közelítés és a (geo)fizikusok bizonyára rövidesen pontosabb és árnyaltabb számításokat is elvégeznek.

VI. B. EGYED és mások szerint a szeizmotektonikai mozgással kapcsolatos főleg súrlódásos-hőképződés nagyságrendileg megközelíti, esetleg túlhaladja a radioaktív hőtermelést. BIRCH számításai (1962) azonban azt mutatják, hogy

a földi radioaktivitás körülbelül egymaga elégséges a földi hőfolyamatok levezetéséhez. A mechanikai hőképződés egy része nehezen értelmezhető felesleget képez a földi hőegyenlegben.

Ezt a paradoxont a betolódási mechanizmus egyértelműen megoldja. A betolódás és a vele kapcsolatos tektonikai fő folyamatok a kifejtett modell értelmében többszörös (illóanyagos, szerpentinés és sókőzetes) igen intenzív kenőanyag hatással elősegítve jön létre, s így a súrlódásos tektonikai hőképződés a betolódási övben 500°C alatti hőmérsékleten a minimumra esökken. Nagyobb hőmérsékleten azonban a „gőz” és az egyirányban transzlálható víztartalmú filloszilikátok mennyisége mindinkább kifogy, s így a kenőanyag mennyisége is csökken.

A hideg üledékek betolódása kezdetben a betolódási öv környezetét lehűti. Ezt közvetlenül bizonyítja, hogy a betolódási övek mentén gyakran szokatlanul nagy nyomás, de kis hőmérsékletű kőzetátalakulás, a glaukofánpala képződése megy végbe. A gyors betolódási időszakokban különösen jelentékeny hőmérsékletesökkenés várható.

Ugyanakkor és azt közvetlenül követően azonban a betolódó üledékekből kipréselődő, ill. a hőmérséklet növekedéssel felszabaduló illók a kisebb mélységekből kizárólag aszcendensen távoznak és a betolódó üledékek felszínközeli szintjeit felmelegítik. A Nagyalföld magas geotermikus grádiensének részben az aszcendens illókból származását az első számítások nem igazolták. Ha azonban a Nagyalföld gyorsan süllyedő betolódási övei a nagy geotermikus grádiensek mezőivel korrelálnak, úgy a számítások e szempont szerint revideálандók, annál inkább, mert az esetben a számítás a betolódási sebességek közelebbi meghatározására is utat nyit.

VI. C. A magmás tömegek feltöltésével a *hőeloszlás* a geoszinklinálison, ill. orogénon belül egyenlőtlené válik: a magmás feltörések környezetében mindinkább szélesedő, magas hőmérsékletű tartományok jönnek létre. Az üledékek betolódásának befejezésével pedig a felmelegedés regionálissá válik. A magmás feltörésekből vezetés útján terjedő hőmennyiséghez most az illó kenőanyagok kifogyása következtében hozzájárul a tektonikai mozgásokat kísérő súrlódásos hőtermelés.

STEGENA-nak az 1 km mélységek izotermáit feltüntető észak-európai geotermikus térképe e feltevést alátámasztja. E térkép szerint a legmagasabb ($50-65^{\circ}\text{C}$ -os) izotermák a Pannon-medencében találhatóak, azt a sávot követik, ahol a Bükk—Maros és a szirtöv betolódási övezetei egymást legjobban megközelítik: áthalad a Kisalföldön, a Dunántúlon, a Bükk hegység, ill. az attól D-re elterjedő területen, majd az ÉK-i Kárpátok belső övezetén kezd DNy felé fordulni. Maximumot tüntet fel e térkép a Balkán mentén és a Kaukázus É-i peremén is, ahol Kárpát—Pannon analógiák alapján ugyancsak betolódási övezettel számolhatunk. Egy (általunk földtanilag még nem értékelt) területtől eltekintve ez a térkép nem is mutat másutt ilyen magas izotermákat.

A részletesebb geotermikus térképezéstől a betolódás irányának (síkjá térbeli helyzetének) valószínűsítését is várhatjuk, amennyiben a vertikális betolódási síkok felett lényegileg szimmetrikus eloszlás, a ferdék felett pedig a betolódási sík dőlése irányában lassú, az ellenkező irányban viszont hirtelen hőmérsékletesökkenés várható.

Eredmények várhatók geotermikus vonatkozásban is az abszolút kor-meghatározásoktól is. A biotit Rb/Sr meghatározással nyert kora a kristályos kőzetek mintegy 300 °C-ra való felmelegedése vagy lehűlése időpontját adja meg. HUNZIKER és BEARTH (1969) a Giudicaria-vonaltól É-ra fekvő erősebben metamorf terület biotitjainak korát így kb. 12 millió évnak, az e vonaltól D-re fekvő gyengébben metamorf területét kb. 25 millió évnak találta. A szerzők szerint az É-i terület későbbben hűlt le a délinél. A biotitnak az Alpok e területén retrográd metamorfózissal való értelmezése nehézkes és bonyolult volta azonban az említett dolgozathoz képest kitűnik. A kérdésnek a betolódási mechanizmus szerinti átvizsgálása lényeges átértékelést tehet szükségessé. (A retrográd metamorfózis pl. részben progressív válnak.)

VII. A magmaképződés, kőzetmetamorfózis és üledékképződés kapcsolata a litoszféra betolódással

VII. A. A bazaltos és andezites *magmakamrák* ismert mélységei — óceánok alatt (Hawaii) 50—60 km, orogén övekben (Kamcsatka) 60—80, sőt néhány száz km, GREEN, RINGWOOD és GREEN nagy nyomású vizsgálatai szerint elvben 15—200 km — körülbelüli egyezése a Gutenberg-esatorna óceáni, ill. kontinentális mélységeivel arra mutatott, hogy a bazalt és kontaminálva az andezit a köpeny szelektív megolvadási terméke. Az andezitnek a köpeny bazaltos parciális olvadékból való származását a betolódott eugeoszinklinális üledékekből való illó-felvétellel először COATS-nak (1965) az Aleutákon végzett vizsgálatai valószínűsítették. E feltevést az andezit átlagos ritkalelem-tartalma is alátámasztja. E feltevés némileg módosítandó: e magmák nagy része nem az átlagos köpenyanyagból, hanem elsődlegesen a köpenybe toló üledékanyagból származik, annak sorozatos parciális kiolvasztási terméke.

Az eugeoszinklinális üledékek legjelentősebb átalakulására alkalmas elegyrészeinek, az agyagásványoknak három magasabb hőmérsékleten, tehát nagyobb hőmérsékleten végbemenő átalakulási reakciója van. Ezek hőmérsékletét a nyomáskorrelációval kb. 500—650 °C-ra, 800—900 °C-ra és kb. 1000 °C-ra tehetjük. Az első kettő hőelnyelő, dehidratációs reakció, a kb. 1000 °C-on végbemenő reakció pedig hőtermelő száraz átalakulás. Az első két reakció tehát a gőznyomást növeli, a magmakipréselődést aktiválja; hőemésztő jellegével, a betoló üledéksáv menti litoszféra fal fokozottabb hűtésével pedig a tágulási lineamens kiszélesítését segíti elő. Az 500—650 °C-os átalakulás hőmérséklete megegyezik a migmatitos gránitosodás hőmérsékleté-

vel, a 800–900 °C-os átalakulás a nedves andezitmágnák, a kb. 1000 °C-os átalakulás pedig a száraz finális bazaltmágnák parciális kiolvadásával.

Az 500–650 °C-os reakció a VI. fejezet szerint 40–60 km mélységben megy végbe, s így a migmatitos olvadék a betolódo üledékek és szomszédos kőzetei részleges megolvadásából származik, ultratranszsvaporizációs módon.

Amikor a továbbtolo do s során az átalakuló üledék a Gutenberg-csatorna szintjébe érkezik és végbemegy a 800–900 °C-os reakció, mobilizálódik a csatorna parciális olvadéka és a folyamatos további gőzképződés által elősegítve andezites mágnává kontaminálódik. Ez a folyamat tehát a „szubszekvens andezites vulkanizmussal” korrelálható.

Végül az 1000 °C körüli hőtermelő száraz reakció a környező kőzetek hőtágulásához vezet, ami a Gutenberg-csatorna parciális olvadékából újabb, de most gőzképződés (tehát erősebb kontamináció) nélküli tisztább bazaltos mágnát aktivál. A gőzképződés hiányában az aktivált magma mennyisége csekély. Sorrend- és időbelileg, valamint hőmérsékletileg is ez a folyamat a finális bazalt vulkánossággal korrelálható.

Különálló kérdés az ofiolitos geoszinklinális (még nem orogén) magmatizmus. A geoszinklinális üledékek korai felhalmozódásakor meginduló harmad-, majd másodrendű betoló do s gőztermelése a vékony kérgű eugeoszinklinálisokban hozzájárulhat az ofiolitos valódi magmatizmus és a serpentinés hideg intrúziók aktiválásához. Később az ofiolitos magma a növekvő gőztartalom hatására mindinkább differenciálódik, a vastagabb kérgű miogeoszinklinálisokban pedig a kevésbé beszívott, nagyobb tömegű üledékes takaró transzsvaporizációs hatásra erősebben alkáli jelleget ölt.

Iktassuk itt közbe az elméleti megfontolások vetületét a Kárpát–Pannon–Dinarid területre. Ennek megfelelően a Maros-ívben, a Bükkben és alárendelten a K-i és D-i Kárpátokban (Persányi-hg.), a legidősebb (triász kori) ofiolitok túlnyomóan kevésbé differenciált tholeiites összetételűek; később az ultrabázitos tagoktól a savanyú tagokig terjedő sorozatra differenciálódnak, a mecseki miogeoszinklinálisok területén pedig túlnyomóan alkálibazaltos jellegűvé válnak.

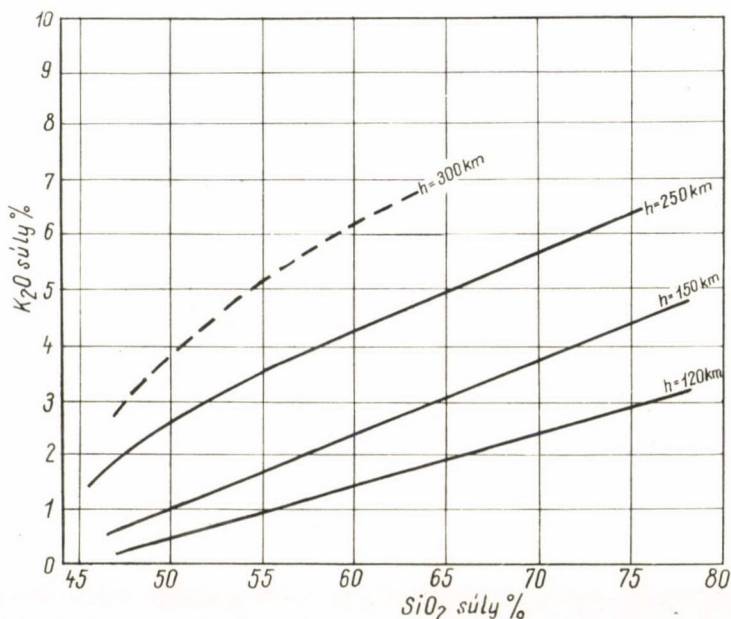
Az eltoló do Moesia-i-tábla tenziós Ny-i és D-i peremén a szenon korú andezitek és a larami granodioritok feltörését már a jurában működő Dinarida betoló do s gőztermelése készítette elő, majd aktiválásukhoz a felsőkréta kori kárpáti és pannóniai betoló do s hatása is hozzájárulhatott. A Kárpát-medencék gyengébben fejlett betoló do s íveiben a felsőkréta kori első betoló do ssal kapcsolatosan ugyancsak némi gránitképződés (Betlér) jelentkezik. Intenzív a pannon kéreg elvékonyodását követő besüllyedés peremi és centrális tenziós hasadékein a szubszekvens miocén korú andezites-ignimbrites vulkánosság. Ennek aktiválásához a miocén korú betoló do s is hozzájárul.]

Ily módon a kárpáti szirtöv mélytengeri árokjellegű betoló do s ívezetéhez korrelát képződményként a belsőkárpáti vulkánkoszorú kapcsolódik. (E kettős szigetív füzereiről részletesebben következő könyvünkben szólnunk.)

A mágnás sorozat első, 500–650 °C-os tagja lényegileg mélységi kőzeteket szolgáltat. A felszabaduló gőz energiája ui. a felette következő 40–80 km vastag, főleg üledékes kőzetek részbeni átalakítására és a hegységképződési mozgásokra használódik. Ezáltal azonban a környező kőzetek ridegebbé válnak és így a további betoló do ssra mindinkább törésesen reagálnak. A későbbi mag-

más üledékszarmazékok már e töréseken keresztül a felszínre is eljutnak: a szubszekvens és a finális magmatizmus vulkáni jellegű.

A 40–80 km mélységben az üledékek legkönnyebben olvadó, tehát legsavanyúbb része szolgáltat (granitoid) magmát, majd a további betolódással magasabb hőmérsékleten a bázisosabb maradék olvadása kerül sorra. A három orogén magmás fokozat így egyben a fokozódó bázisoság sorrendje. Az üledékek e megolvadásával egyidejűleg azonban a litoszféra kristályos,



13. ábra. Magmakamra mélység és SiO₂–K₂O-tartalom, NINKOVICH és HAYS szerint

száraz, tehát 150–200 °C-kal magasabb olvadáspontú fekézőzeteinek legkönnyebben mobilizálódó, alkáliákban leggazdagabb részei is mindinkább aktiválódnak. Ezt az alkálidús anyagot az üledékekből felszabaduló illódús magma kioldja, felveszi saját anyagába.

Az üledékes kőzetek ily módon bázisosabbá váló magmás olvadékai tehát alkáliákban, különösen a legkisebb ionpotenciálú káliumban is viszonylag gazdagabbá válnak. Az alátolt kontinens felé haladva a magmatitok relatív K₂O-tartalma növekedik. (A növekvő SiO₂-tartalommal növekvő alkáliatartalom értéke maga is változik, éspedig a mélység növekedésével nő, 13. ábra.) A magmás kőzetek kettős főbeosztása a hegységképződési övek mészkalkáli és a táblás területek alkálimagmatitjaira ennek az összefüggésnek legegyszerűbb kifejezése.

KUNO (1966) és SUGIMURA (1966) a japáni vulkáni kőzeteknek a kontinensek felé növekvő alkáliatartalmát a betolódási síkok mentén észlelt földren-

gési fészkek mélységével mint feltételezhető magmakamrákkal korrelálta. Hasonló összefüggést talált DICKINSON és HATHERTON a Pacifikus- (1967) és az Indiai-óceán (1969) más területeire. A Földközi-tenger Tirreni- és Égei-tengeri aktív vulkáni területein NINKOVICH és HAYS (1969) kevésbé élesen, de szintén kimutatták ezt az összefüggést.* Ily módon a vulkáni kőzetek viszonylagos K-tartalma a betolódási mélység, ill. a magmaképződés, a primer magmakamra hőmérséklete közelítő mérőszámának tekinthető.

A IV. D. fejezetben megkíséreltük ezt az összefüggést a Kárpát—Pannon—Dinarid terület példáján a földtani múlt magmás működéseire is alkalmazni. Minthogy használható eredményeket kaptunk, ez összefüggés alapján Földünk mélyszerkezete a földtani múltban is körvonalazhatónak ígérkezik, és így a szerkezeti fejlődés-kutatásnak új útja nyílhat meg a magmatitok kémiai elemzése alapján. Az eljárást a „*viszonylagos K-tartalom módszerének*” nevezhetjük.

A módszer használatát korlátozza azonban többek közt az orogén magmás szakaszok végén jelentkező, helyenként igen nagy K-dúsulás. Ez az anomális K-dúsulás az üledékes eredetű magmarész kifogyása után a magas hőmérsékletű magmacsatorna mentén tovább is mobilizálódó alkáli oldatok metasomatikus hatásának következménye. Az ilyen alkáli magmatitok a kamramélységükhöz képest feltehetően túl magas K_2O -tartalmúak. A nagy K-tartalmú kőzetek esetében tehát a módszer használata csak akkor javallható, ha a mikroszkópos vizsgálat nem mutat káliummetaszomatikus átalakulásra.

300 km mélység táján végbemegy az utolsó dehidrációs reakció is, ezzel megszűnik az aktív magma képződése. A módszer tehát csak eddig a mélységig használható.

Az új globális tektonika most egyértelműen megoldja a magmás petrológia eddigi fő problémáját, a magma víztartalom származtatását. A Föld mélyében sokáig az ősi (szoláris?) illótartalomtól származó általános (regionális) víztartalmat tételeztek fel. A progresszív metamorfózis dehidráló jellege azonban megmutatta, hogy a mélyben túlnyomóan száraz kőzetek vannak és így a granulit-fácies alatti litoszféra övek és az e fáciesen keresztül migmatitosan képződő magmák szárazak. Ezért a felszínen felismert transzsvaporizációs jelenségek alapján a magmák illótartalmát közvetlenül az üledékes kőzetekből származtattuk. Innen már csak egy lépés volt az egész magmának az üledékes kőzetekből való származtatása, aminek mechanizmusát végül az új globális tektonika tette plauzibilissé. A nagy nyomású kísérleti vizsgálatok (WINKLER, SZÁDECZKY-KARDOSS et al.) pedig megmutatták, hogy a magmaképződés a

* Ők egyébként az összefüggést a magma által az asztenoszfériból, tehát a (köpenybeli!) Gutenberg-csatornából kioldott K-tartalommal magyarázták. A köpeny K-tartalma azonban minimális, sokkal kisebb az üledékek parciális olvadéékában levőnél, így inkább felvesz, mint lead káliumot az üledékes származású magmának. Ez is arra utal, hogy a K-tartalom növekedése a betolódó, ill. azt fedő K-gazdag kristályos litoszférából származik.

granulit-fácies kihagyásával, az 500—650 °C körüli dehidráció folyamán az amfibolit fáciesben következnek be, ultratranszpozíciós jelenségként.

VII. B. Az itt kifejtett betolódási mechanizmushoz elvben 3 kőzetátalakulási folyamatot kapcsolhatunk.

Az elsőrendű betolódás korai szakaszában a még kevésbé felmelegedett üledékek nagy terheléses-nyomású övbe kerülnek, s így a viszonylag kis hőmérsékletű, de nagy nyomású — 250—400 °C, 6—10 kilobár — glaukofán-pala fáciesben kristályosodnak át. Ez a nyomásérték arra utal, hogy a glaukofán-pala képződés a normális kontinentális kéreg alsó határa közelében 20—30 km körüli mélységben menne végbe. Az alátolt litoszféra lemezzel szomszédos felemelkedő, gyorsan lepusztuló litoszféra peremen a glaukofán-pala utólag a felszínre kerülhet. Az Alpokban, Japánban, Kaliforniában a glaukofán-pala valóban ismeretes a típusos betolódási övek mentén. Ennek megfelelően ez az öv a betolódások kontinentális peremének óceáni szélén jelenik meg (v.ö. MIYASHIRO, 1961, DEWEY és BIRD 8/c, d, e ábrája a 2635. lapon).

A kevésbé erodált Kárpát—Pannon területen e kőzet felszíni megjelenésének kisebb a lehetősége. (A Dél-Gömöridák karbon korú agyagpalái glaukofánját metasomatikus eredetűnek tartják.)

A második kőzetmetamorf folyamat az elsőrendű betolódás gőzcentrumképző paroxizmos szakaszának késő-kinematikus időszakában várható, amikor az előzetes és további tektonikus mozgások hatására a gőzök egy jelentékeny része végül a felszín közelébe is elérkezik, különösen a feltörő késő-és posztkinematikus gránitintrúziók környezetében. Itt és ekkor a hőmérséklet és gőznyomás eléri a zöldpala, sőt a rendszerint rejtett gránitintrúziók feletti hőboltozatokban az amfibolfácies képződéséhez szükséges értékeket. Ez a folyamat optimálisan kb. 10—20 km mélységben megy végbe. Amfibolit-fáciesű metamorfózis kíséri egyébként a 40—80 km mélységbeli szintektonikus gránitoidképző 500—650 °C-os agyagátalakulást is.

A svájci Alpokban ez a késői kinematikus (kb. 13—16 millió éves) metamorf átkristályosodás biztosan ismert. A kevésbé lepusztult Kárpát—Pannon—Dinarid területen a regionális metamorf kőzetképződésnek főleg csak a tektonikus övezetek mentén legmagasabbra felvezetett megnyilvánulásai lépnek előtérbe. Az idősebb mezo- és katametamorfitek a tektonikai vonalak mentén retrográd epimetamorfózist mutatnak.

(A nagy terhelésnél, de kisebb gőznyomáson képződő granulit fácies viszont a betolódások közvetlen hatásától függetlenül főleg táblás területeken, a kratogén szakaszban fejlődik ki, előzetes átkristályosodás, azaz az eredeti gőztartalom nagyobb részének elvesztése után.)

A betolódó üledékek a nagyobb mélységekben mindinkább regionálisan is átalakulnak a növekvő hőmérsékletnek és nyomásnak megfelelő ásványfácies kőzeteivé, ami azonban nem akadályozza meg a litoszféra tovább tolódását.

A magmás feltörések szaporodásával a betolódási sík menti lehűlést mindinkább felmelegedés váltja fel. Így kb. 40 km-nél nagyobb mélységben, de kőzetfajonként változó mélységi határnál egy harmadik, a szokásos ásványfácies sorozatokban még nem szereplő kőzetátalakulás is feltételezendő: a kőzetek peridotitosodása, „köpenyesedése”. A sorozatos magmás kiolvadások következtében az eredeti üledékes anyag kémiai összetétele is mélyrehatóan megváltozik. A betolódó kőzetekből először a legkönnyebben olvadó rész olvad ki, létrehozva a részben feltörő szintektonikus granitoidok sorozatát. Az erősödő gőzképződéssel azonban lefelé, ill. a jól vezető csatornában horizontálisan is kifejlődik a szelektív migráció. Ez főleg a betolódási sebesség csökkenésekor, az általános hőmérsékletnövekedési szakaszban komplex módon végül is létrehozza a nagy mélységi hőmérséklet- és nyomásviszonyoknak megfelelő egyensúlyi kőzetet, a kizárólag magas olvadáspontú elegyrészekből álló peridotitos köpenyanyagot. Ennek határa a betolódási övezetben eleinte mélyebben fekszik az átlagosnál, de a nagy tektonofázis befejeződése után mindinkább megközelíti az átlagos szinteket.

VII. C. A betolódási mechanizmus az *üledékes kőzetképződést* is befolyásolja. Egyik hatása a zagyáramos ritmusos flis üledékképződés (IV. B. fejezet). A flis üledékek anyaga nemesak a geoszinklinális vályúkkal kapcsolatos kordillerákból, hanem a kiemelkedő „köztes tömegek”, pl. a Pannon-medence területéről is származnak (CONTESCU—MIHAILESCU 1970).

A betolódás közvetlen környezetében különösen jellemző a tektonikus-áthalmazásos üledékképződés, az ún. *melange* (BAILEY—MCGALLIEN kifejlődése. Ennek szép példái ismeretesek a Dinaridákból (DIMITRIJEVIĆ 1971).

A „*melange*” (:keverék) képződésében testesül meg — felfogásom szerint — a legjellemzőbben a *statu nascendi* betolódási folyamat. A *melange* fő képviselője területünkön a Dinaridák belső övében és a Vardar öveiben a típusos eugeoszinklinális képződménynek tekinthető sokat vitatott „diabáz-szarukó formáció”. (E formáció név az elnyelési mechanizmus kidolgozójától, AMPFERER-től származik.)

A következőkben DIMITRIJEVIĆ professzornak kérésre adott legújabb összefoglalására támaszkodom. A *melange* övezet Jugoszláviától Albánián, Törökországon és Iránon keresztül feltehetően K-Indiáig folytatódik. A dinári ofiolitos övben mintegy 50 km széles. Anyagát összefüggő szintek és rétegzés nélküli kaotikus szerkezet jellemzi, csak a vörös radiolarit követhető néha csaknem km-nyi hosszúságban. A *melange* sötétszürke agyagos homokkőből és aleuritből álló kötőanyagában elszórtan vörös radiolarit (chert), gyakran triász, ritkábban perm korú mészkő, márgás mészkő, továbbá ultramafitok és spilites és diabázos mafit szabálytalan, gyakran 10—100 m átmérőjű rögei találhatóak. A rögek részben otisztolit jellegűek; az ÉK-i peremen típusos szirtöv is megjelenik. Az ultramafitok részben hideg intrúziós szerpentintestek,

máskor azonban (pl. Zlatibor) — különösen az alsó oldalukon — meredek metamorf grádiensű magmás kontaktusuk van.

A mélység meghatározása szempontjából fontos, eddig ki nem értékelt jelenség, hogy az ilyen szerpentin-kontaktus többnyire nem a típusos kis nyomású kontakt fáciesek alakjában fejlődik ki, hanem a nagyobb nyomású regionális metamorf fáciesekben. E „kontaktus”-okban ui. néha már 100 m szélességen belül az alig metamorf üledékállapot átmege a zöldpala és az amfibolit-fáciesen keresztül a „gneisz” granulitos fáciesű kőzetbe. Ez szerintünk arra mutat, hogy a magmás hőhatás a mélyóceán alatt következő, legalábbis 6—8 km-es mélységű kőzetövben jelentkezett.

Mindezek alapján DIMITRIJEVIĆ professzor szerint feltételezhető, hogy az ÉK-i nagy relieferégiájú területről származó terrigén kötőanyag mélytengeri körülmények közt rakódott le eredetileg zagyáramos szedimentációval, majd átrakódott még a kőzet konszolidációja előtt, heves, részben kompressziós tektonikai mozgások közben, gravitációs csúszásos tömegtransporttal. Az (ultra)mafitok intrúziója csak kevésbé fiatalabb az átrakódásnál.

Az „átrakódás” értelmezésünk szerint nagyrészen a nagy mélységbe való *beesúszást* jelenti, ill. azzal kapcsolatos. A folyamat a köpennyel közvetlen kapcsolatban álló, a Moho-felszín alá húzódó mélytöréses szerkezetben játszódott le. (A belső-dinári mélytöréseket az ofiolitos öv mindkét oldalán kimutatták szeizmikus mélyszondázással.) A szóban forgó „diabáz — szarukő” formációt a triász üledékekkel való szoros, részben pikkelyeződés jellegű kapcsolata, valamint a (tektonikus) fedő és fekvő gyakran triász kora következtében hosszú ideig triász korúnak tartották, csak újabban bizonyosodott be a Dinaridákban túlnyomóan felsőjura, részben felsőkréta, tovább keletre főleg felsőkréta kora. Képződését a legfelső jurában és az alsókrétában törmelékes üledékfelhalmozódás követi.

A melange-t MAXWELL (1969) és KAZMIN (1971) genetikailag már a lemeztektonikával (feltételezett BENIOFF-felületekkel) kapcsolták össze, de nehézséget láttak a képződmény korának szoros körülhatároltságában. Ezt a nehézséget a betolódási folyamat sebességi és mélységi (rendűségi) változása (IV. fejezet C. pont) feloldja. A formációra vonatkozó másik feltevés szerint a melange árok-, rift-képződmény, amit a kéregnek az ofiolitos övbéli kis vastagsága (24—27 km) támaszt alá. (A Dinarida-kéreg ÉK felé még vékonyabb (23 km), DNy-ra viszont vastagabb.) A betolódással szemben vélt különbségként ez a feltevés kiemelkedést tételez fel. Minthogy azonban a betolódási folyamathoz nyilván szomszédos kiemelkedés kapcsolódik, a két értelmezés a valóságban nem zárja ki egymást.

Ez övezetben a betolódáskor az üledékgyűjtő két pereme fokozatosan közeledik egymáshoz és így a folyóhosszak változásának a görgetésfok alapján történő megállapítása is figyelemre méltó eredményeket ígér.

VIII. A betolódás hatása a ritkaelem-eloszlásra, az érc- és szénhidrogénképződésre

VIII. A. A szuborogén gőzképződés a betolt kőzetek kevésbé kongruensen kötött ritkaelemeit mobilizálja és újrendezi. Ez a folyamat valószínűleg már a migmatitos fázisban, 40–60 km mélységben megindul. Ezzel együtt kezdenek kialakulni egy-egy tektonofázis „magma” ércképződésének fő típusai is. Minthogy a magma ércképződés főképp a gyors hőmérséklet- és nyomásváltozások övezeteiben fejlődik ki és a betolódási övezeteket pedig éppen azok jellemzik, a magma kőzet és ércképződés ez övezetek mentén koncentrálódik.

Az előfordulások ezt a következtetést igazolják. A Kárpát–Pannon terület legjelentősebb ércképződményei főleg a Vardar–Maros–Bükk–Igal szerkezeti övezet környezetében (Erdélyi Érchegység, a Nagybánya–Gutin ércterület, a Dinári-hegységi ércesedések), a metasztatikus ércképződéssel jellemzett bánási és Szlovák Érchegység-i ércesedések hasonlóképp ez övezet peremi részein jelennek meg.

A piennin szirtövezet betolódási övezete mentén az ércképződés háttérbe szorul, részben talán az itteni betolódási sík ferde helyzete és főleg a betolódott üledékek távolabbi magma hatásának (Selmec, Mátra) megfelelően.

VIII. B. Mindez szoros összefüggésben áll a *ritkaelem-eloszlás* mechanizmusával. A magmák kristályosodásának kezdeti magas hőmérsékletén a ritkaelemrejtés toleranciája nagyobb a közönséges hőmérsékleti toleranciánál. A nagy szuborogén gőzcentrum kifejlődésével szabaddá váló ritkaelemek egy jelentékeny része tehát a kapcsolatosan létrejövő magmákban, azok mélységi részleges kristályosodása során megkötődik a magma kőzetek ásványaiban foglalt fő elemek ionrádiuszai szerint meghatározott pozíciókban. Ilyenkor az elektronszerkezet (elektronegativitás és ionizációs feszültség) szerinti koherenciának még nincs nagy szerepe. Az átlagos gyakorisági adatok ezt a feltevést megerősítik (lásd az alábbi táblázatot). Ennek megfelelően a ritkaelemek abban a magma kőzetecsoportban fordulnak elő a legnagyobb mennyiségben, amelyben a rádiuszaiuknak megfelelő főelem először kristályosodik. Így a magma kőzetek ritkaelem-eloszlását — részben már ismert fogalmak felhasználásával — lényegileg pusztán az ionrádiuszok alapján jellemezhetjük (táblázat).

Egyetlen kivétel a Pt-csoport, amelynek ultrabázitos dúsulását magas olvadáspontja, a nagy hőmérsékletű kristályosodása határozza meg.

A magma kőzetek lehűlésével azonban a tolerancia csökken, az inkongruensen kötött elemek külön rácsozókba szételegyednek, ill. a magasabb övezetekben automorf módon és transzsvaporizációsan önálló értelepekké különülnek el. A pegmatitos fázisban főleg a tágabb értelemben vett litofil elemek kristályosodnak és így a szorosabb értelemben litofil elemektől egy azoktól elektronszerkezetiileg különböző önálló pegmatofil csoport különíthető el. A hidrotermális fázisban főleg az oktett héjjas litofil elemekből nagyobb mér-

Jelleg:	Főelem és rádiusza (A°)	Ritkaelem és rádiusza (A°)
Ultrabazitofil Bazaltofil	Mg ² 0,78, Fe ² 0,83 Fe ² 0,83, Mg ² 0,78 Ca ² 1,06	Cr ³ 0,64, Ni ² 0,78, Co ² 0,82 [Pt 1,4] Mn ² 0,91, Sc ³ 0,83, Zn ² 0,83 Cu ⁺ 0,96, Ag ⁺ 1,13, Cd ² 1,03, Hg ² 1,12, In ³ 0,92
Granitofil	Al ³ 0,56	{Ti ⁴ 0,64, V ⁴ 0,61, Nb ⁵ 0,69, {Ga ³ 0,65, Mo ⁴ 0,68, W ⁶ 0,68 V ⁵ 0,40, Ge ⁴ 0,44
	Si ⁴ 0,38	Ge ⁴ 0,44, Be ² 0,34
	Si ⁴ 0,38	Nb ⁵ 0,68, Ta ⁵ 0,68
	Al ³ 0,56	{Zr ⁴ 0,87, Y ³ 1,06, Th ⁴ 1,1, U ⁴ 1,05 {In ³ 0,92, Hg ² 1,12
Na ⁺ 0,98	{Rb ⁺ 1,49 (Cs ⁺ 1,65?) Sr ² 1,27* {Ba ² 1,43, Au 1,44, Tl ⁺ 1,49, {Pb ² 1,44, Bi ⁵ 1,20	
K ⁺ 1,33		

* A Sr SZÉKYNÉ DR. FUX VILMA professzor szerint az andezitekben eleinte túlnyomóan a Ca-pozícióban, majd ennek alkálimetaszomatózisakor a Na-pozícióban kötődik meg. Egy további „andezitofil” elemcsoport elkülönítésére tett javaslatával is egyetérték.

tékek különböző 18-as elektronhéjú elemek kristályosodnak oly módon, hogy a hozzájuk hasonlóan erősebben polarizálható anionokkal kovalensebb-félfémesebb kötéseket hoznak létre. Az ércásványok hidrotermálisan koncentráltabb megjelenését az is elősegíti, hogy a „hidrotermális hőmérsékleten” a litofil főelemek már csak főleg kisebb vegyületpotenciálú illótartalmú ásványi formájában (hidroszilikátok és karbonátok) kristályosodhatnak.

Az üledékes övben a földfelszíni hőmérsékleten átlagban még kisebb vegyületpotenciálú, még nagyobb illótartalmú ásványok kristályosodnak, vagyis uralkodóvá válnak a legkisebb vegyületpotenciálú agyagásványok. A szabaddá váló nehézfém ionok ilyenkor részben üledékes értelepként koncentrálnak, főképpen pedig a legkisebb vegyületpotenciálú agyagásványokban rejtődnek el. (Ily módon a legtöbb elem a felsorolt magmás relációja mellett egyben argilofil is.)

Ennek megfelelően a tektonikai fő fázisokat közvetlenül követően a ritkaelemek koncentrációja átlagban még az üledékes kőzetekben a legnagyobb, később azonban a ritkaelemek részben kioldódva mindinkább szétszóródnak és azokat részben a környező agyagásványok, részben az óceánvíz, ill. a pelagikus üledékek veszik fel. A MÁFI nagyszabású ritkaelemvizsgálatai ezt az üledékes ritkaelem-eloszlási tételt alátámasztják. Nagyobb ritkaelem-koncentrációkat főleg a tektonofázisokat közvetlenül követő időkben (szeizi) találtak, később az átlagos koncentrációk lassanként csökkenőnek mutatkoztak.

VIII. C. Nagy gyakorlati jelentőségű felismerést tartalmaz a betolódási mechanizmus a *szénhidrogénkutatás* számára. A betolódási övekben elnyelődő üledékes tömegekből szükségképpen jelentékeny szénhidrogén mennyiség szabadul fel és migrál a betolódási síkok mentén némi szétágazással a fedőkőzetbe.

Ennek megfelelően a szénhidrogéntelegek leggazdagabbjai a betolódási övezetek felett várhatók.

Ezt az elvárás a Kárpát—Pannon terület ismert szénhidrogén-előfordulásai világosan igazolni látszanak. A következőkben — az eddigi vizsgált betolódások túlnyomóan kréta kora miatt — csak a krétánál fiatalabb szénhidrogén-felhalmozódásokat vizsgáljuk.

A piennin szirtöv szétáramlási környezetében foglalnak helyet Románia, Kárpát-Ukrajna, Lengyelország, Csehszlovákia és Ausztria legjelentősebb kőolajtelepei: Campina—Moreni—Ploiesti, Moinești—Bacau, Drohobic, Sannok—Krosno, Gbeli, Zistersdorf. Ezek többé-kevésbé szabályosan, mintegy 60—80 km-re a szirtövtől kifelé jelennek meg, a flis takaró vezető szintjei mentén történő migrációt indikálva. Az erdélyi gázmezők legfontosabb központjai: Sármás, Dicsőszentmárton, Bázna, a Maros-ív betolódási övezete ÉK-i folytatása felett koncentrálnak. Magyarország két legfontosabb krétánál fiatalabb szénhidrogén mezője közül a zalai az Igal—bükki eugeoszinklinális betolódási öve folytatásában, az algyői pedig a Maros—Vardar öv eltakart öszszekötő szakasza ÉNy-i perem táján van. Minthogy az Igal—Bükk—Maros—Vardar öv szimmetrikus szerkezetű (6. és 7. ábra), eltérően a szirtövezettől (amelybe a második miocén kori betolódáskor csak a külső keret felől történt betolódás), ezért az Igal—Bükk—Maros—Vardar öv felett mindkét oldalra szétágazó migráció jelentkezik. Feltehető tehát, hogy a hazai szénhidrogén-felhalmozódás Kőrössy-féle (1968) tényezőjéhez (: a medencealjzat magas rögvonulatai feletti akkumuláció) a betolódási tényező is hozzájárul.

Sok, világviszonylatban leggazdagabb szénhidrogénteleg (Közel-Kelet, É- és Közép-Amerika stb.) ugyancsak a IV., V., fejezet alapján feltehető betolódási övezetek felett, ill. azok kisugárzási területén van.

Ennek a kutatási szempontnak hatékonyságát növeli az üledékes betolódási övek utólagos zárulása, keskennyé válása, aminek következtében az optimális szénhidrogénkutatási övezet viszonylag jól körülhatárolható szűk területekre korlátozódik. (DANK és BODZAY ehhez fontos kiegészítéseket fűztek.)

Eddig elsősorban a medenceüledékek vastagságából kellett a várható telepek helyére és nagyságára következtetni. Ily értelemben Magyarországon például főleg a pliocén anyakőzet vastagsága volt irányadó a potenciális készletek számításában. Az új szempont szerint a viszonylag vékony medenceüledék is értékes kutatási terület lehet, éspedig a betolódási övek migrációs szétágazási tartományában. Tekintetbe veendő azonban, hogy az ismert nagy szénhidrogéntelegek a fiatal vulkáni működések területét némileg kerülni látszanak, feltehetően a vulkáni működésnek a tárolószervezeteket „feltörő” hatása következtében.

Így a hazai potenciális szénhidrogénkutatás számára eddig kevésre becsült területek, például az Igal—bükki geoszinklinálisnak a Bükk-től K-re

fekvő, de a közép-tiszai vulkán által nem befolyásolt része, különösen a Nyírség, főleg Nyírbátor—Mátészalka vidéke, továbbá a Budapesttől D-re fekvő terület és a Simontornya vidéke válhatnak figyelemre méltóvá. Ez természetesen a szénhidrogén-geológusok további mélyreható átgondolásait igényli.

A HUNT-féle sokat idézett levezetés szerint egy-egy szénhidrogéntelep képződéséhez mintegy 2 millió év szükséges. A betolódási övek feletti telepek esetében azonban ennél a valódi telepképződési (feltöltődési) sebesség sokkal nagyobb lehet. A betolódás átlagos, 15 mm/év sebessége már 1/2 millió év alatt létrehozza azt az (függőlegesen vagy ferdén lefelé terjedő) üledékvastagságot, amely az igen nagy telepek képződéséhez szükséges. Ennek az átlagos betolódási sebességnek azonban helyenként a nyolcszorosa is ismeretes.

A betolódási övek feletti szénhidrogén-dúsulás megoldja a gazdag szénhidrogén-telepeken felhalmozódó organikus anyagszármarék eddig alig tárgyalt mennyiségi paradoxonát. Az ilyen organikus mennyiségekhez az üledékes kőzetek átlagos organikus anyagtartalmával számolva a medenceüledékekét jóval meghaladó, igen sok km vastag üledécsoprot szükséges. Ez a nagy üledékvastagság a medenceüledékek alatt elrejtve a betolódási övekben van adva, elenleg esetleg már átalakult üledékek formájában.

IX. Földközi-tengeri, atlanti-óceáni és É-európai kapcsolatok

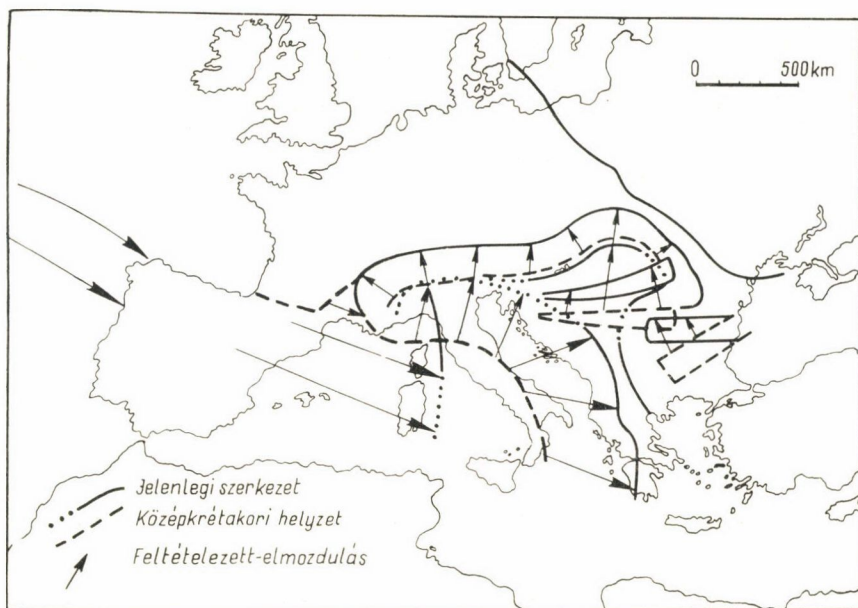
IX. A. Modellünk végiggondolásához hozzátartozik néhány lehetséges következmény levonása is. Ez már másodfokú absztrahálást, az alapmodellnél is durvább közelítést jelent. Minthogy az alapmodell a következőkben vázolandó legkézenfekvőbb következtetéseken kívül más konklúziókat is megenged, a második (levezetett) modell érvényessége nem érinti az alapmodell valóság-tartalmát.

Először megkíséreljük az egymásra és a köpenybe tolódott *üledékek eredeti kiterjedését* vázolni, vagyis a geoszinklinális üledékei kiterítésével a gyűrődés előtti paleogeográfiai állapotokat rekonstruálni. Ilyen vizsgálatokat a takaró-elmélet alapján — azaz egyedül a képződmények egymásra tolódásának, de nem beszívódásának tekintetbevételével — az Alpokban HEIM óta is többen végeztek, SPENGLER (1954, 1956, 1959) a K-i Alpokat az eredeti szedimentációs terület mintegy harmadára, CLAR (1964) kb. a felére összehúzódtottnak számította. A Kárpátokra nézve ANDRUSOV hasonló vizsgálatok alapján szintén 100 km-t meghaladó szűkülési értékekhez jutott.

Az új szemlélet szerint a takaróelméleti kiterítés kiegészítendő a betolódások hatásának tekintetbevételével (II/B. fejezet). Feltehető, és a következőkben nyert megállapításokkal is alátámasztható, hogy a betolódás nemcsak a szélességi kiterjedést, hanem az üledékvastagságokat is csökkenti és így a takaróelméleti kiterítés jó közelítés. De felhasználjuk a geoszinklinális-elméleti analógiákat is (AUBOUIN) e palinszpatikus rekonstrukciókhoz.

A kiterítési vizsgálattal átlépve a Kárpát—Pannon—Dinarid terület határain, a térképszerkesztésnél a legkevésbé mozgékony Ukrán-táblát, Ny-on pedig a Cseh- és a Ny-európai hercin masszívumok rendszerét tekintjük változatlan helyzetűnek.

Az eddig ismert eugeoszinklinális jellegek alapján a kárpáti szirtöv és a Bükk—igali, együttesen mintegy 40 km-es betolódási övezet eredeti széles-



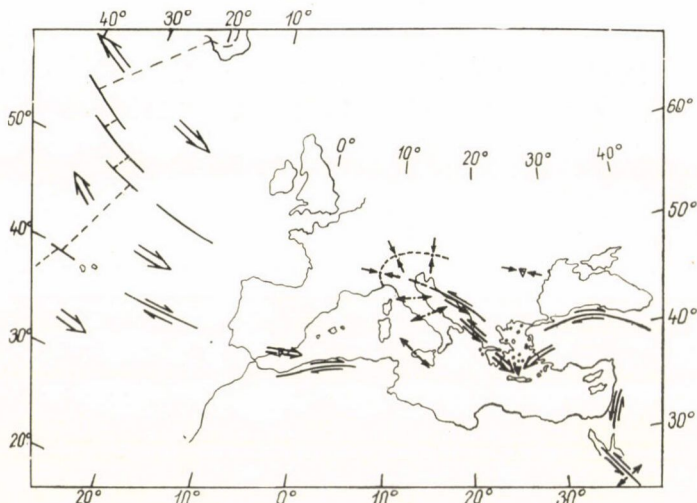
14. ábra. Az Alp—Kárpát—Dinarid orogén üledékeinek eredeti kiterjedése

sége legalábbis 2×150 km-nek adódik. Az ezekből D-felé következő Mecsek É-erdélyi autochton övezet prealpin perm kori déli szélét tehát 260 km-re délebbre kell helyezni a jelenleginél. Hasonlóképpen a Maros—Vardar betolódási övezetet eredetileg szintén mintegy 150 km szélesnek, a mainál tehát 100 km-rel szélesebbnek tekintve, az ettől D-re következő területek perm kori déli széle a jelenleginél már mintegy 360 km-rel délibb helyzetűnek adódik (14. ábra). Hasonló középértéke van a K-i alpi közvetlen megfigyelésekből származó SPENGLER—CLAR-féle kiterítéseknek, melyek szerint az Alpok eredeti déli határa kb. 200—400 km-rel helyezendő délebbre.

Ebből az következik, hogy: 1. a Moesia-tábla eredeti csapása kb. DNy-ÉK; 2. a Barcaság—Brassó vidékének alsókréta területe csaknem közvetlenül a Maros-ívben folytatódott; 3. az Erdélyi-medence közepe táján keresztül (kb. Dambovica vonal folytatásában) transzverzális eltolódás, azaz szakadás-vonal tételezendő fel; 4. a Maros-övezet szétágazva csaknem közvetlenül kap-

csolódik északon az Igal—Bükk eugeozinklinális területével, vagyis a Bükk-hegység és a Maros-ív közti köríves összekötő vonal a Stille-féle Szamos-vonal menti kivékonyodás, ill. szétszakadásként értelmezhető; a Mecsek—É-erdélyi autochton és a tőle É-ra fekvő pászták fő csapásiránya perm kori, kb. Ny-K-i.

Az eddig tárgyalt É-i tagokhoz hozzáadva a belső Dinarida eugeozinklinális feltehető kiterített szélességi értékét — a takarós mozgásokkal együtt



15. ábra. Dél-Európa szeizmotektonikus vázlata, RITSEMA szerint

a jelenlegihez képest legalábbis 200 km többlettel — a Dinaridák eredeti pereme a jelenlegi Adria Ny-i határvidékére kerül.

A D-európai Hellenida—Appennin geozinklinálisok esetében AUBOUIN vizsgálataiból kiindulva a Rodopétól Ny-felé haladva 4 eugeozinklinális-miogeozinklinális pár különböztetendő meg, köztük egy-egy elválasztó küszöb: Pelagon-küszöb, Pindus eugeozinklinális (ennek É-i folytatása a belső Dinarida vonulat), Gavrovo küszöb, Ion miogeozinklinális, Apuliai küszöb, Umbriai miogeozinklinális, Toscanai küszöb, Liguriai eugeozinklinális, kérdéses küszöb, Piedmont eugeozinklinális, Brianconnais küszöb, Dauphinois—Helvét miogeozinklinális. Ezeknek a feltételezhető eredeti állapotra szétterítése az Alp—Kárpát—Dinarid kiterítés hozzáadásával a mai Ny-i Földközi-tenger csaknem teljes területét kitölti. A korzikai, szardíniai, ibériai masszívumok környezete tehát még tovább Ny-ra, a mai Atlanti-óceán területére extrapolálódik. A Ny-i földközi-tengeri teljes kiterítés összege így csaknem 1000 km-nek adódik.

IX. B. Ez a túl merésznek látszó kép plauzibilisabbá válhat az *Atlanti-óceán tágulásának* tekintetbevételével (15. ábra). A kiterítésből kapott távolság

lényegileg egyezik az atlanti-tágulás itteni, K-re kiugró azori—gibraltári szakaszának értékével. (Ez az érték nem tévesztendő össze az atlanti-óceáni tágulás teljes K-i oldalának tágulási értékével, amely durván a Közép-atlanti-küszöb és Európa távolságaként átlagosan mintegy 2000—2200 km-t tesz ki.)

Ismeretes, hogy az óceáni tágulások rendszere változó értékeivel elsősorban a gömbön eltolódó lemezek EULER-féle geometriai tételeiből vezethető le (MORGAN, LE PICHON) egyes pólusok körüli rotációkként. Ez azonban nem jelenti azt, hogy a nagymértékben mozgékony litoszféra lemezek kizárólag ilyen jellegű eltolódásokat végeznek. Lehetségesek a betolódásokkal kapcsolatos részmozgások is, amelyet pl. a következőkben körvonalazhatunk.

Az Atlantikumnak főleg a jurában meginduló és a felsőkrétával kulmináló gyorsabb szétszakadása a Földközi-tengeri hegységrendszer alárendelten jura, túlnyomóan kréta—harmadkori felgyűrődésével időbelileg is egyezik. Az Atlanti-tágulás első, lassúbb szakasza a Mediterraneumban tágasabb rendeződésekkel, esetleg másod-harmadrendű betolódásokkal, gyors szétszakadása pedig a Mediterraneum fő gyűrődéseivel korrelál.

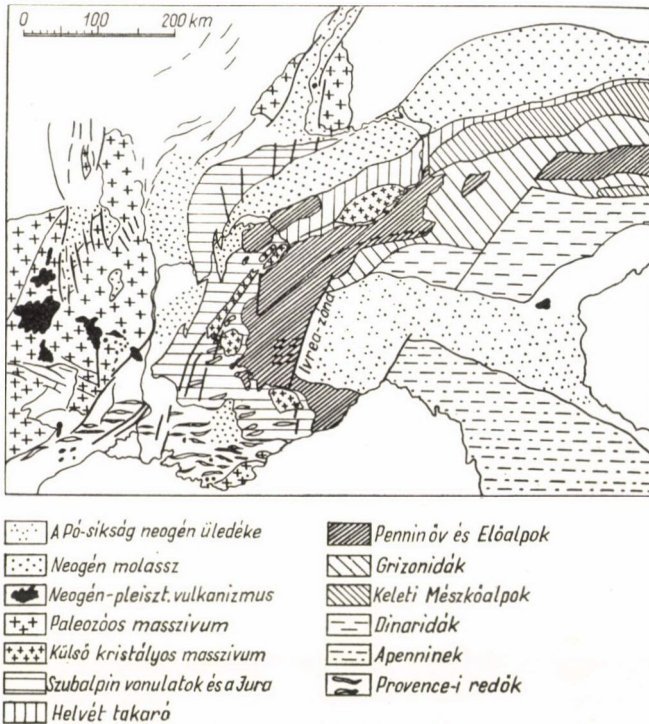
A gyorsabb óceáni eltolódást eszerint éppen a mediterrán orogén rendszernek csekélyebb ellenállású fiatal üledékei kenőanyag hatása által megkönnyített csúszása teszi lehetővé. Így a mediterrán geoszinklinális rendszer preferált kontinentális eltolódási övezetet képvisel a merevebb É-európai táblával szemben. Az Atlanti-tágulás így K-felé a mediterrán orogén öv folytatásában különleges, nagy eltolódási sebességekkel jellemezhető.

A modellszerű elgondolásnak megfelelően most végig kell járnunk az Atlanti-tágulásnak a Földközi-tenger vidéki geoszinklinális összetolódásokkal, felgyűrődés-betolódás rendszerrel való kapcsolatba hozatala problematikáját. Ebben az értelemben a K-Atlanti-tábla azori—gibraltári kiugró szakasza gyorsabb DK-re vándorlása közben maga előtt tolja a Ny-földközi-tengeri geoszinklinális sorozatot, azt eleinte hullámosan felgyűri (küszöbök és geoszinklinálisok váltakozása), majd mindinkább takarosan egymásra torlaszolja, és a beszívásos automechanizmus által lehetővé tett többszöri mélybetolódáshoz segíti. A DK-európai geoszinklinálisok így jelenlegi területükre érve már harmonikaszzerűen szorosra záródnak és beszívásos gyökereket eresztenek a köpenybe.

Ez az óramutató irányával ellentétes mozgás az Alpok mint központi esukló körül félkörívesen menne végbe. D felé tehát az Appennin—Hellenid (Dauphinois—Pindus) geoszinklinális sorozat eltolódása fokozatosan nagyobb mérvű; az eredetileg az Alpokból sugarasan szétágazó geoszinklinális vályúk és küszöbök délen nagyobb utat tesznek meg, mint északon (14. és 18. ábra).

A DNy-európai geoszinklinális sorozat É-i végződése e modell szerint az Alpokban találkoznak. Az É-, ill. közép-európai régi merev táblák, ill. masszívumok peremén, az Alpokban és a Kárpátokban tehát a keleti irányú eltolódás már csaknem nullára redukálódik, ellentétben az erősen eltolódott

Appennin–Hellenida rendszerrel. Az Alpok és Kárpátok É-i irányba kitérnek, a K felé eltolódó déli szerkezetek elől, és a régi merev masszívumokra, de főleg a köztük levő öblökbe tolnak. ÉK-felé a kitérés növekedik, legnagyobb kitérést a Cseh-masszívum és az Ukrán-tábla közti öböl teszi lehető-

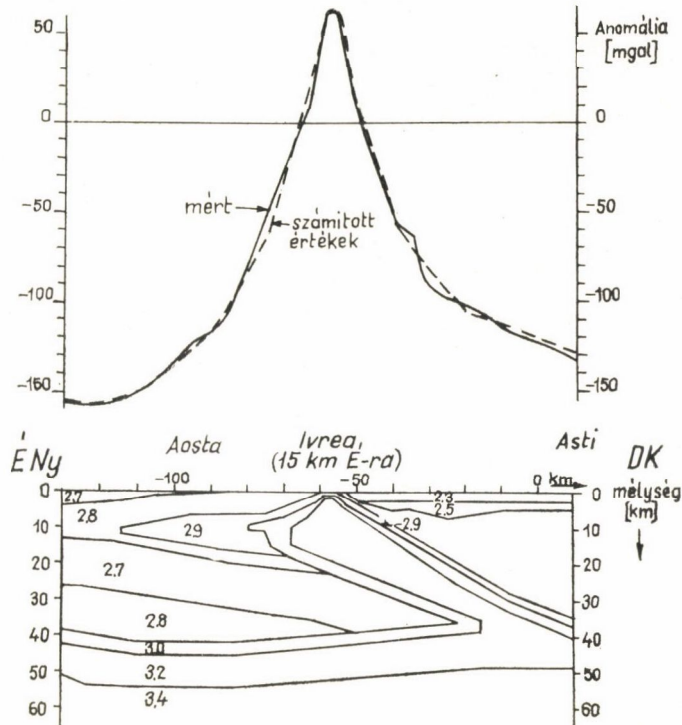


16. ábra. Az Alpok szerkezeti vázlata a horizontális eltolódásokkal, GOGUEL szerint

vé. Ezért az ide betolódó Kárpátok gyűrődése az Alpokénál kisebb méretű. A kitérés GOGUEL térképén (16. ábra) világosan ábrázolt ÉÉK–DDNy irányú transzverzális síkok mentén történik. A Rába és Darnó vonal is ilyen síkot képvisel.

Megkülönböztetünk tehát eltolódásos (Appenninek, Dinaridák) és kitéréses (Alpok, Kárpátok) gyűrt hegységeket. A keleties irányú fő eltolódás (Appenninek vidéke) és az ez előli északias kitérés (Alpok, Kárpátok) területeinek elhatárolódását a Pó-síkság–D-a'földi K–Ny-i lazulások besüllyedési övezet képviseli.

A Ny-i Alpok elcsavarodása közvetlenül mutatja a Ny-ról jövő litoszféreltolódás hatását. A litoszféra itt K felé a mélybe tolódik és felemeli a köpeny egy szakaszát az Ivrea-vonal mentén. A 17. ábra mutatja sematikusán ezt



17. ábra. Az Ivrea-test KAMINSKI és MENZEL szerint

a szeizmikus mélyszondázásokkal kimutatott és mágnesesén is igazolt köpenykiemelkedést (GIESE, KAMINSKI—MENZEL, BERCKHEMER 1968).

Az Alpoknak az É-i mered régi szerkezetekben megtámasztott peremi helyzetéből érthető, hogy az alpi eugeoszinklinális üledékek („schistes lustrées”) a Ny-i Alpokban és — az Engadin és a Hohe Tauern ablakok tanúsága szerint — a K-i Alpok takarói alatt is nagy kiterjedésben a felszín közelében maradtak, nem tolódtak más eugeoszinklinálisok üledékeihez hasonlóan a köpenybe.

A K-i Alpok É-ra tolódását (kitérését) a CLAR-féle modell értelmében részletei tekintetében a kiemelkedő régi kristályos tömegekről való gravitációs csúszás irányítja.

A Dinaridák szerkezetét PETKOVIČ és mások általában DNy-i vergenciákkal, ÉK-i törésekkel jellemezték. Meglepő volt tehát, hogy a legújabb geofizikai vizsgálatok szerint a mélytörések a belső Dinaridákban épp ellenkezőleg DNy felé dőlnek (HERAK, DIMITRIJEVIČ). Ez a dőlés a Dinaridák keleties irányú, kb. DK-i eltolódása értelmében azonban szükségképpen oldalas kidagadás.

Az Appennin—Hellenid geoszinklinálisok K-re tolódásával szemben az Ukrán-tábla DK felé kiágazó Moesia-i tuskéje képez bizonyos ellenállást, míg

végül maga is főleg Ny-i végén az eltolódás elől É felé kitérni kényszerül. Ez a kitérés nyilvánul meg a Magas-Tátra déli-kárpáti maximális kompresszió tengelyében és a Moesiai-tábla D-i és Ny-i peremeinek felsőkréta andezit-granodiorit feltöréseiben. A tovább D-re következő Dinaridák—Hellenidák geoszinklinális eltolódása a Moesiai tuskét elkerülve tovább DK-, ill. K-felé a K-i Földközi-tengerre is kiterjed.

Az itt körvonalazott mozgásmechanizmus számos egymástól független adaton alapul. Elsőként a Ny-i Földközi-tenger vidékén végzett paleomágneses mérések sorozatát (VAN DE LOO 1969, VAN BEMMELEN 1969, DE JONG és ZIJDERVALD 1969, MANZONI 1969) említjük, amelyek egyértelműen az Ibériai-félsziget, ill. Korzika és Kalábria környékének D-, ill. K-felé irányuló elmozdulására utalnak.

Hasonló eredményre jutott szeizmotektonikai vizsgálatok alapján RITSEMA (1969). Térképei felhasználásával szemléltetjük az Atlanti-eltolódás rendszerét a Földközi-tengeren (15. ábra).

A RITSEMA-nál felsorolt irodalmi utalásokra hivatkozunk az É-afrikai földtani vizsgálatokkal valószínűsített nyugatias irányú viszonylagos elmozdulás adatait illetően is. Az É-afrikai viszonylagos nyugati eltolódásnak D-Európában K-re irányuló viszonylagos elmozdulás felel meg.

A Ny-i Földközi-tenger egykori geoszinklinális rendszerének DK felé tololódásával az eugeoszinklinális üledékek köpenybe tololódása a mögöttes felszínen helyenként anyagihiányt okozott, létrehozva a Földközi-tenger egyes mai medencéit. A Földközi-tenger így részben fiatal képződmény. Az utolsó évben végzett amerikai óceánográfiai mélyfúrásos vizsgálatok ezt a fiatal korú mozgást közvetlenül is igazolták.

Egyelőre csak érdekességként megemlíthető, hogy a BOGDANOFF et al.: Tectonique de l'Europe egyes tanulmányai alapján az É-Mediterraneum fő gyűrődési időszakai fokozatosan fiatalabbakká válnak Ny-ról K felé haladva. E mű szerzői és mások szerint a Ny-i Pirreusok fő mozgása pre- és intra-apti, a K-i Pirreusoké pre-cenoman (CASTERAS); a K-i Alpok „gosau előtti” fő mozgásai lényegileg az ausztriai tektonofázisban mentek végbe és a mozgások itt a paleogén végére gyakorlatilag lezárultak (CLAR); a belső-kárpáti főmozgások szintén ausztriaiak, de a külső Kárpátoké túlnyomóan miocén (ANDRUSOV stb.); a Dinaridák főmozgása túlnyomóan ugyancsak ausztriai (PETKOVIĆ, ami megfelel annak, hogy modellünk szerint a Dinariák eltolódásával kapcsolatos az Alpok és a Kárpátok É felé kitérése, gyűrődése, s így a három hegység egykorú); a Hellenidák fő mozgásai a legfelső kréta és a burdigálai emelet közt ment végbe (BRUNN és BORNOVAS), Kisázsia É-i hegylánc, a Pontidák fő mozgása ugyancsak larami, noha itt már bizonytalan kimmeridge mozgásokat is említenek (KETIN); a Kis- és Nagy-Kaukázus fő gyűrődése pedig az eocén végén történt (MILANOVSKI és KHAIN).

A Mediterraneumnak K felé fiatalodásával állhat kapcsolatban a K-i Földközi-tengernek a nyugatinál nagyobb földrengési gyakorisága is. A nagyobb földrengési gyakoriság egyébként a fiatal D-Mediterraneumra (Atlas-vidék) is kiterjed, RITSEMA térképe szerint.

Az É-Mediterraneum gyűrődési súlypontja ezek szerint a Pirreusoktól a Kaukázusig haladva az alsó krétától a felső eocénig tololódott, a „fiatalodás” tehát ezen a kb. 4400 km-es szakaszon mintegy 60 millió évet vett igénybe. Az ebből adódó 73 mm/év átlag sebesség nagyságrendileg egyezik az Atlanti-tágulás átlagos 50 mm/év sebességével, annál az azori—mediterrán sáv nagyobb eltolódási sebessége következtében lehet kissé magasabb.

Az É-i Mediterraneum egyes hegységeinek fő átmozgási időszakai ez esetben nagyjából az eltolódás frontjának időszakát jelölhetnék. Megjegyzendő azonban, hogy e fő mozgási

időszakok más szerzők szerint nem azonosak a felsoroltakkal, pl. a Pirreneusok fő mozgását ma többen az eocén végére (Pirreneusi fázis) helyezik. E kérdés tehát nyitott.

Az óceáni és geoszinklinális szerkezetnek az az átmenete mélyreható szerkezeti igénybevételt jelent. Erre mutat, hogy az É-atlanti-mediterrán kapcsolat kulcsponjtján, Gibraltár közelében ismeretes a Mediterraneum egyetlen, 600 km mélységet meghaladó földrengési hipocentruma.

Mindez az Atlanti-óceán azori—gibraltári szakaszának a Ny-Földközi-tengeri határ alá tolódására utal. A Földközi-tenger szerkezetét így két betolódás határozná meg: Ny felől a gibraltári, D felől a Tirrén—Ion-tengeri.

IX. C. Többé-kevésbé hasonló átmenet az óceáni transzform törésekből a párhuzamos orogénekre feltehető Közép-Amerikában is, ahol a Clipperton-törés folytatásában fejlődik ki az Antilla- (Karib-) tenger É-i oldalának ugyancsak K-re tolódással jellemzett orogén szigetrendszere.

Az átmenet harmadik példája a közép-amerikai K-re esúszáshoz hasonlóan K-re tolódott D-Sandwich-i szigethurok.

Mindegyik esetben az óceáni transzform törések átmenete a geoszinklinális szerkezetbe az elkeskenyedett, kisebb ellenállású kontinentális részeken jelenik meg.

Az É-Mediterraneum K-re tolódása a már ez időben létező D-mediterrán geoszinklinálisokat kevésbé érintette. E feltevés szerint a D-i mediterraneumi orogének fiatalabbak az É-i Mediterraneum legfiatalabb tagjánál. Az Atlas-hegység alpin korú fő mozgásai a közép-eocénban indultak meg, a paroxizmust az oligocénben érték el (GLANCEAUD és MARCAIS). Az Appenninek eugeoszinklinális fő gyűrődése felsőeocén korú, a miogeoszinklinális pedig felsőeocén—pliocén (MANFREDINI). Kréta- és Ciprus-szigetéről nincsenek megfelelő adataink, azonban Kisázsia D-i hegylánc a Tauridák kisebb ausztriai, laramiai és pireneusi gyűrődése után a miocénban érik el a főgyűrődést (KETIN).

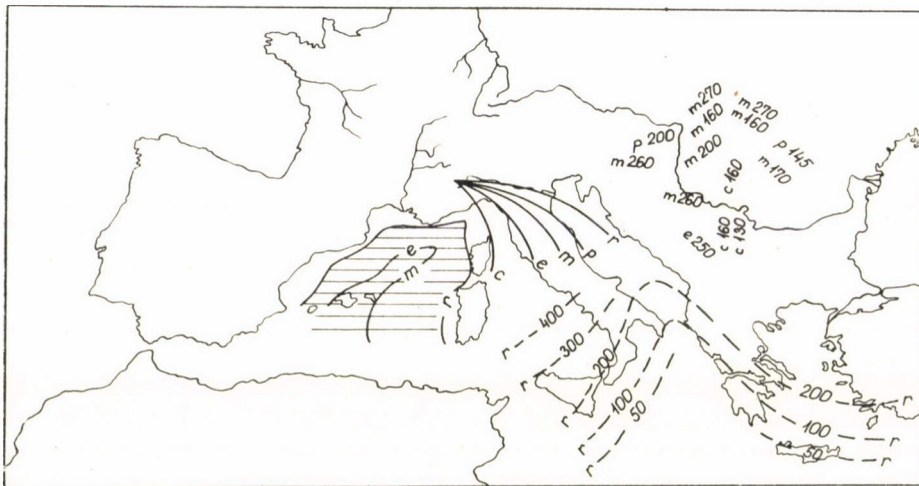
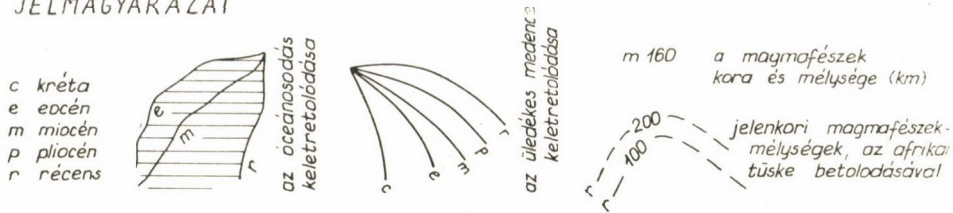
E modellben a D-Mediterraneumot az Atlas, Sierra Nevada (Béti Cordillerák), Appenninek nagy része, a Dinaridák, a Hellenidák Ny-i széle alkotják, folytatásuk a Tauridák. Viszont az É-i Mediterraneumot a Pirreneusok, a D-i Alpok, Dinaridák (kitéréses gyűrődéseként az É-Alpok és Kárpátok), Hellenidák nagy része adja. Utóbbiak a Pontidákban és Kaukázusban folytatódnak.

Amennyiben a D-mediterrán orogéneken fő mozgásai kb. egykorúak, úgy ezek az Afrikai-tábla viszonylagos É-ra tolódására látszanak utalni ARGAND és KOBER takaróelmélete értelmében. LE PICHON, továbbá DEWEY és BIRD is lényegileg ezt a klasszikus modellt alkalmazza, és pedig az egész Mediterraneumra nézve.

Az észak-afrikai tábla vagy egy Földközi-tengeri „óceáni” litoszférolemez betolódása a vulkáni és földrengési adatok extrapolálása alapján egy É-ra előreugró túske alakjában jelentkezik (18. ábra) (ahogy ezt még egyszerű horizontális eltolódásként a klasszikus takaróelmélet néhány vezéregyénisége feltételezte), de 350 km-t aligha meghaladó mélységig. A Tirrén-tenger hi-

pocentrumai ui. nagyrészt sekélyebbek 350 km-nél, az Égei-tengeré pedig 200 km-nél (CAPUTO et al. 1970). A Mediterraneum képződésében tehát legalábbis három tényező: az Afrikai-tábla É-ra tolódása, a horizontális K-re tolódás és a gravitációs csúszó-gyűrődés veendő k számításba.

JELMAGYARÁZAT



18. ábra. A Földközi-tenger fejlődése a felsőkréta óta

Az eltolódásos mozgások azonban nemcsak máig kimutathatók, hanem a kréta előtti időkben és Európa északibb részeire is valószínűsíthetők. Az Ukrán-táblát DNy felől a Svédország D-i szegélyétől, sőt az É-i Atlantikumtól a Fekete-tengerig húzódó nagy ÉNy—DK irányú szerkezeti vonal határolja. E vonalnak és a vele párhuzamos herciniai mozgásoknak irány és kor szerint megfelel az atlanti-óceáni tágulásból származó DK-atlanti litoszféra eltolódás. A herciniai mozgások újabb fejlődése ezzel az eltolódással korrelálható. Ily módon Ny-Európa hercin masszívumai helyzete sem maradt teljesen változatlan az Ukrán-táblához képest. A herciniai irányok felújulásának tanúsága szerint a mezo-európai rögek mozgása sem volt egyenletes. A nagyobb rögek az eltolódásnak inkább ellenálltak (19. ábra).

Ez a mezo-európai „neohercinai” mozgásmechanizmus azonban lényegesen eltér a D-európai fiatal mozgásoktól. A még képlékeny D-európai geoszinklinálisok atlanti eltolódással kapcsolatosan folyamatosan (gyűrődésesen, „alpin” jelleggel) mozogtak. E mezo-európai régi merev szerkezetek viszont ugyanerre a hatásra csak a preformált párhuzamos töréses rendszer menti kisebb elmozdulásokkal reagálnak. Ugyanakkor azonban elmozdulásaik a fedő, ill. szomszédos fiatal gyűrődési övezetre is kihatnak. Ez ÉNy-i Kárpátok belső szirtövében (Bytca) jelentkező transzverzális eltolódás, továbbá a központi-kárpáti maghegységek transzverzális határai, a dunántúli transzverzális mozgások, a Szamos-vonal, az erdélyi érchegységi és szomszédos harmadkori vulkánosságot irányító törésvonalak, az Erdélyi-medencén keresztül feltételezett és a Dambovica-vonalban folytatódó elmozdulások — lokális egyéb hatások mellett — a neohercinai ÉNy—DK-i iránnyal és így egyben az Atlanti-eltolódással hozhatók kapcsolatba.

IX. D. Ebből érthetjük meg pontosabban a *mediterrán és cirkumpacifikus övezetek közti mélyreható különbség* (II/G. fejezet) egy további fontos vonását is. Amíg a betolódás nem hatol lényegesen a litoszféra, ill. az asztenoszféra (Gutenberg-csatorna) szintje alá, a litoszféra lemezek horizontális eltolódásával együtt a betolódó gyökér is eltolódik. Mind ez ideig túlnyomóan — de nem kizárólag, lásd a 19. ábrát — ez a helyzet a Földközi-tenger vidékén, földrengési hipocentrumai túlnyomó részének 300 km-t meg nem haladó mélysége alapján. Ezért az eredetileg független földközi-tengeri geoszinklinálisokat a K-Atlanti-óceán tágulós eltolódása maga előtt tolva és felgyűrve elmozdítja a szomszédos régi táblaterületekhez képest.

Viszont a cirkumpacifikus betolódás 750 km mélységig terjedő gyökere a szomszédos régi táblához és annak a felső köpenyben gyökerező aljzatához rögzíti a cirkumpacifikus geoszinklinálisokat is. Az itteni geoszinklinálisok ui. éppen a litoszféra betolódás által jönnek létre, amelyek azok fő csapásirányát is meghatározzák. A cirkumpacifikus típusú gyökér gyakorlatilag csak az egész felső köpennyel együtt tolóddhat el horizontálisan.

Következésképpen a két típus különbözik abban is, hogy a teljes litoszféra csak a cirkumpacifikus övben tolóddik mélyen a köpenybe, a mediterrán típusban viszont a betolódás részben csak az eugeoszinklinális üledékekre korlátozódik. A mediterrán típusú betolódásban ilyenkor a felső köpeny anyaga csupán a magmás és tektonikus kiperéselődésben vesz részt. Ennek megfelelően a két típus geoszinklinálisainak jellege is eltérhet egymástól; az AUBOUIN-féle szimmetrikus eu-miogeoszinklinális rendszer elsősorban a mediterrán típusra érvényes.

A mediterrán litoszféra vasúti szerelvényhez hasonlítható, melyben a szilárd határozott kiterjedésű vagonokat a miogeoszinklinálisok és a küszöbök (ill. az ezek alatti részek) képviselik, míg a vagonokat összekötő különböző szélességűre kapcsolható (harmonikás) ütköző szakaszoknak az eugeoszinkli-

nálisok betolódási szakaszok felelnek meg. Az eugeoszinklinálisok ui. kezdetben még különösen a felszín közelében szélesek, a betolódás és az ennek előrehaladottabb szakaszában kifejlődő szelektív migrációs anyagelvándorlás következtében azonban mindinkább elkeskenyednek.

IX. E. A földközi-tengeri középső szakaszt a Ny-Földközi-tengeri szakasztól az É-Európától Közép-Afrikáig lényegileg É—D irányban húzódó *nagy árokrendszer* Szardínia—máltai szakasza választja el. Ez az árokrendszer a (lényegileg idősebb) Oslo-ároktól a harmadkorú Rajna- és Rhone-árkokon keresztül a Ny-Alpok D-i lábánál K-re kanyarodik és Szardínia Ny-i oldalán áthaladva újabb töréssel a Pantellária és Málta-szigetek árkain keresztül É-Közép-Afrikában (Hon-árok) folytatódik, legalábbis a Tibesti magmás területig (19. ábra).

Az árokrendszer geofizikailag megvizsgált szakaszain (ILLIES, MUELLER és mások 1970) kimutatták, hogy az árok alatt az alsó kéreg és a felső köpeny közt kb. 25—35 (vagy 30—40) km mélységben bazaltos „párna”-sáv különül el. Így maga a kontinentális alsó kéreg nem bazaltból, hanem átalakult, régi kristályos palából áll. Hasonló felépítésre következtettek szovjet kutatók a Kaukázus-vidéken. Az árokrendszert tehát a bazaltos párna-sáv feletti boltozatban fellépő húzófeszültség hozza létre.

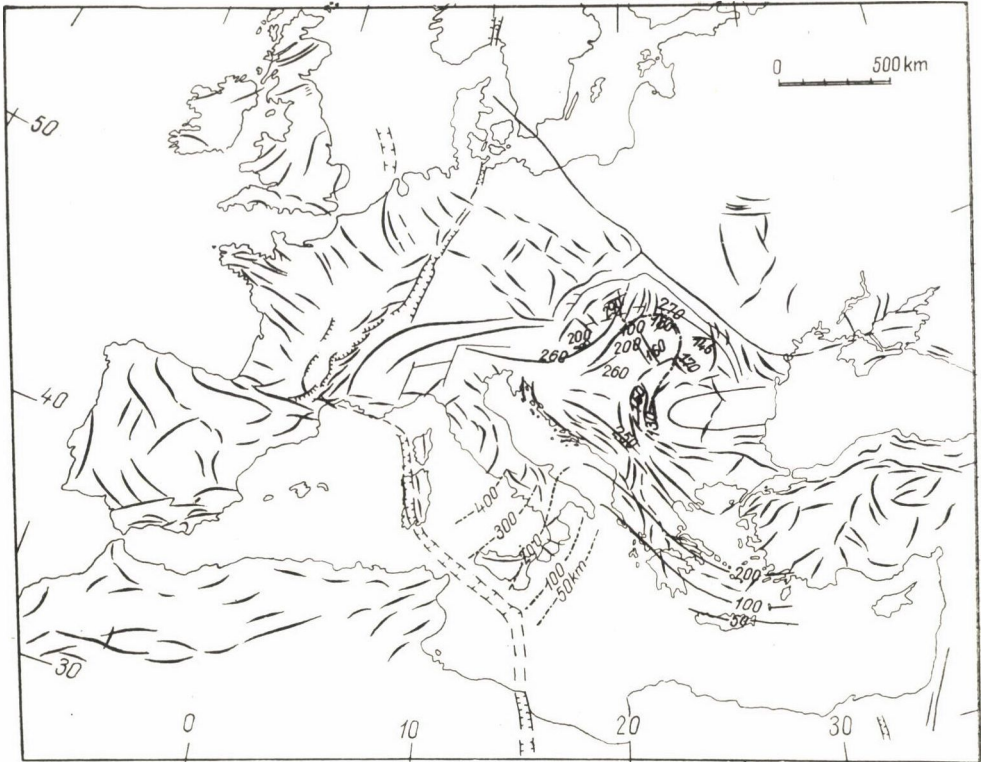
Az árokrendszer túlnyomóan az eocénban kezd kifejlődni, időben tehát kb. egyezik az Atlanti-óceán tágulásának felsőkrétában induló leghevesebb szakaszával. Az árokrendszer lefutása pedig nagyjából párhuzamos a tágulás központi tengelyével, az atlanti-óceáni küszöbvel. A bazaltos párna-sáv tehát az Atlanti-óceán tágulásával, a K-atlanti litoszféra K-re tolódásával kapcsolatos kompressziós felső köpeny-redőként értelmezhető. E redők tengelyéből a köpeny parciális bazaltos olvadéka nyomul a Moho-felszín körüli nyomásminimum övezetébe. Az így elkülönült bazaltos párna anyaga helyenként — kéreganyaggal kontaminálódva — feltör a felszínre, bazaltos, olivinfehlites, ankaratritos, fonolitos vulkános alakjában.

Hasonló harmadkori bazaltpárna-sávokat kell számításba venni az atlanti tágulással kapcsolatban a Ny-európai herciniai masszívumok peremén is. Erre mutat, hogy a masszívumok peremén lényegileg ugyancsak az atlanti tágulással párhuzamos és arra merőleges irányú „ívekben” a hasonló összetételű és korú bazaltvulkánok jelennek meg. Ezek legkeletibb, legfiatalabb képviselőit láthatjuk a Kárpát-medence pliocén—pleisztocén bazaltos-bazanitok vulkánjaiban, amelyek a kárpáti köpenyboltozat peremén, súlypontilag ugyancsak az atlanti betolódással párhuzamos és arra merőleges hasadékok mentén törtek fel. (Térkép „A Föld szerkezete és fejlődése” c. könyv 203. lapján. Fontos információkat várhatunk a Ny-európai „bazalt”-vulkánok kamramélységeinek a viszonylagos K-tartalom módszerével való kiértékeléséről.)

Az Oslo—Rajna—Hon-árok (19. ábra), valamint a vele kb. párhuzamos, hasonló korú Holt-tenger—Vörös-tenger—K-afrikai árokrendszer a cirkum-

pacifikus orogén övezet Ny-amerikai és K-ázsiai két fő öve közti szimmetrikus felezővonalban jelenik meg. Ezért ILLIES (1970) a két kontinentális árokrendszer „anticirkumpacifikus megaundáció tarójának” tekinti.

A kontinentális árokrendszer bazaltos párnája felett a szétszakadt kéreg ILLIES szerint gravitációsan szétesészik. A kontinentális árokrendszer az óceáni



19. ábra. Európa tektonikai fő irányai és eddig valószínűsített betolódási mélységviszonya

küszöbökből kiinduló óceáni tágulás csírájaként is felfogható. A kontinentális árok lassú szétesésűsása akkor válik gyorsabb óceáni tágulássá, amikor a kevésbé mozgékony Moho-felszíni esés következtében izosztatikusan megnövekedett kiemelkedés alatt kialakul a mozgékonyabb, mélyebb, jólvezető szint gőzpárnája is. Az óceáni tágulással fejlődnek ki azután az óceáni árok küszöbre merőlegesen a nagy óceáni törések, a transzform törések. (Talán ezek távoli analógiájaként fogható fel az európai kontinentális árokrendszerre merőleges Pó–D-alföldi típusú beszakadás, amely elválasztja a peremi kitérés és a tengely menti eltolódásos orogének övezetét.)

A kontinentális árokrendszer K–Ny-i irányú szétcsúszása látszólag ellentétben áll az atlanti-óceáni tágulás itteni egyoldalú K-re tolódásos kompresziós hatásával. A valóságban nincs ellentét: a kontinentális árok menti szétcsúszás a Moho feletti kéregszinten, az óceáni litoszféra eltolódása viszont a jól vezető réteg feletti litoszféra szintjén megy végbe. A kontinentális árokrendszer a litoszférával együtt maga is eltolódik.

A kétféle mélységi szint egymástól kevésbé függő mozgása igazolja VAN BEMMELEN elméleti elgondolását az undációs szintek elkülönítéséről és a fixista és mobilista értelmezések egymás melletti helytállásáról. (A felsőköpeny és kéreg együttes mozgását jelentő VAN BEMMELEN-féle „megaundáció” a kontinensvándorlásokat foglalja magában, a „geoundáció” a geoszinklinálisok besülyedését, a „batidermális mezoundáció” az ofiolitos magmatizmussal kapcsolatos tumorképződést, a „mezodermális minor-undáció” az anatektikus magmák diapirizmusát, a „lokál-undáció” pedig az üledékes tömegek önálló elmozdulását képviseli.)

X. Néhány kapcsolat a szilárd Föld egészének fejlődésével

X. A. Modellünk egyik következményeként kidolgozhatunk egy az egész Földre vonatkozó egységes földi gravitációs csúszási koncepciót is, aminek segítségével az új globális tektonikának az óceáni és kontinentális szerkezetek kapcsolatát illető egyes vitás kérdései feloldhatók. Modellünk szerint az óceáni—kontinentális kapcsolat nem korlátozódik az óceáni táblák eltolódására merőleges szigetívek, ill. hegységképződési övezetek létrehozására (ezt különösen DEWEY és BIRD feltételezték), hanem már meglévő geoszinklinális rendszerek felgyűrődését is elősegítheti oly módon, hogy az óceáni tágulás során egyes transzform törésekkel elválasztott óceáni sávok eltolják a párhuzamos folytatásban levő geoszinklinális rendszert is, miközben az nyíráson meggyűrrik, maguk pedig egy irányban könnyen, „olajozottan” haladnak előre.

E felfogás értelmében az óceáni tágulási rendszerhez ezen belül egy speciális külön, gyorsabb csúszási rendszer is adódik, ami az aktív geoszinklinális—orogén öveknek a litoszféra eltolódásokkal szembeni kisebb ellenállásából származik és főképp az óceáni küszöbök különösen hosszú transzform törések menti oldalas elszakadásaiban nyilvánul. Ilyen módon a Föld felületén négy nagy horizontális nagyobb aktivitású eltolódási övezet különíthető el és ez a négy övezet egyetlen gravitációs csúszási rendszerben egyesül (20. ábra). Ez övezetek „alpin”, sőt talán még régibb orogénekhez kapcsolódva főleg a harmadkorban képviseltek nagyobb sebességű eltolódásokat, tehát jelenleg nem szükségképp tűnnek ki különleges mozgásebességekkel.

A négy övezet egyike az a szinisztrális mozgású K-re tolódás, amely a K-pacifikus litoszféra eltolódásából indul ki és transzform törések mentén

annak K felé leginkább előresiető egyenlítői szakaszában kulminál, majd a Karib-tenger hurokján keresztül az egyenlítői Atlanti-óceán és az egyenlítői afrikai K-re tolódásokban folytatódik. Ez eredményezheti D-Amerikának É-Amerikához képest K-re tolódott helyzetét, az ifj. Lóczy által kimutatott Amazonas-vidéki K—Ny-i töréseket és az Afrika — itt közelebről nem tárgyalt — egyenlítői eltolódását.

A másik nagy aktivitású mozgásövezet ÉNy-ról DK felé halad, ugyan-csak szinisztrális csúszással. Feltehetően a közép-labradori küszöbtől a közép-atlanti küszöb egy részén és az Azor—gibraltári küszöbön, ill. transzform töréses eltolódásokon keresztül az É-Mediterraneumban folytatódik és kb. a pamíri metszéspontig halad. Ez szintén az É-atlanti tágulás regionális mozgásához kapcsolódik.

A harmadik övezet a Ny-pacifikus litoszférának az Ázsiai-tábla alá, lényegileg DK-ról ÉNy-ra haladó betolódásához kapcsolódik. Ennek „leggyorsabb” főmozgási övezete a Tethys indonéziai és himaljai szakasza valószínűleg a Pamír metszéspontig terjedően. Itt a mozgást feltehetően dextrális csúszás jellemzi.

A negyedik övezet az Indiai-óceán általános É-ra tolódásával kapcsolatos és az indiai-óceáni küszöböknek transzform törések menti fokozatos É-ra helyeződésében nyilvánul. Ez az övezet É-felé a Carlsberg-küszöbben csúcsosodik. A csúszás itt uralkodóan szinisztrális.

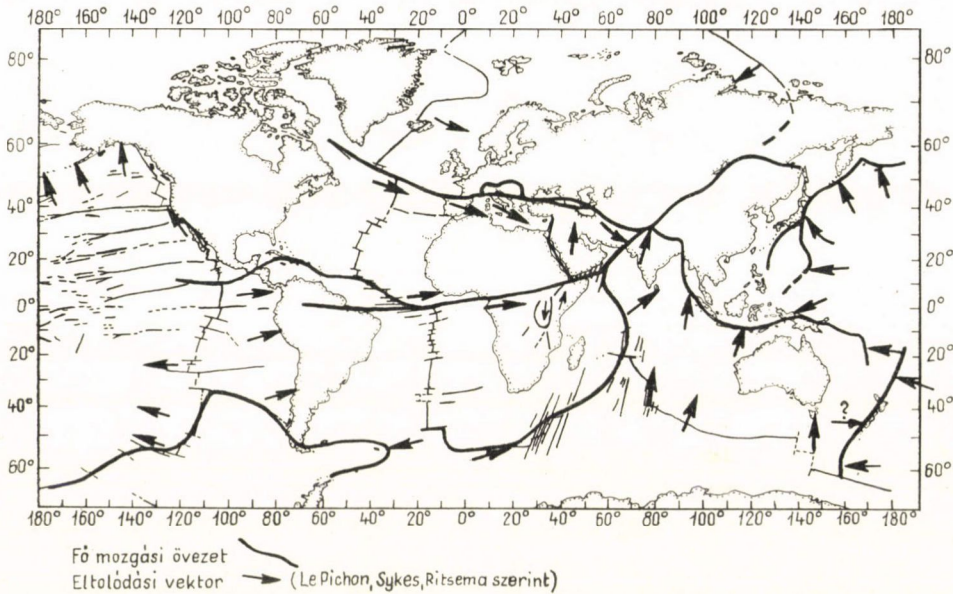
IX. B. E négy fő mozgási övezet egyetlen pontban, a Pamír, ill. az *Indus torkolata vidékén metszi egymást*. Ugyanabból a pontból indul ki a feltételezett nagy Bajkái-törésvonal is.

E centrumban nemcsak a fő mozgási övezetek metszik egymást, hanem centripetálisan efelé irányul mind a négy eltolódási rendszer mozgása is.

BARTA GY. szerint a geoid háromtengelyű deformációja lényegileg ugyan-csak egy Indus-torkolatvidéki geoid „benyomódásra”, ill. ennek DK-pacifikumi ellenpólusában történő „kihegyesedésre” vezethető vissza. Kézenfekvő tehát a litoszféra táblák gőzpárnásan elősegített eltolódásait az ilyen geoid Indus-vidéki „bemélyedéssel” és ennek DK-pacifikumi ellenpólusával, ill. az azt előidéző földmag excentricitással való korrelációban vizsgálni. A litoszféra lemezek gravitációs csúszását a mindössze néhány fokos óceáni küszöbökről már eddig is feltételezték, s innen már csak egy lépés a geoid deformációt is elősegítő egykori földfelületi „lejtőn” való csúszás feltevése. Más alapon STRANGE (1966, lásd WOLLARD-nál) is a „geoid” magasságokat recens tektonikai aktivitással korrelálta.

Kérdésesnek látszhat a vándorló litoszféra anyagok eloszlási mechanizmusa egy egységes mozgási centrum esetében: milyen mechanikai szerepe van a centripetális, látszólag „konszumpciós” pólusnak (Pamír—Indus-vidék) és a korrelát centrifugális, látszólag „akrécios” ellenpólusnak (DK-Pacifikum) a Föld egész felületére kiterjedő anyagi vándorlásban? A földgömb egész

felületére kiterjedő anyagvándorlás konzumpciója a teljes felületen meglehetősen egyenletesen szétoszlik az óceáni küszöbök akréciója és a sziget-ívek konzumpciója által. Így a centripetális pólus és a centrifugális anti-pólus csak a gravitációs csúszás irányát határozza meg, de független az anyageloszlástól.



20. ábra. A Föld fiatal fő mozgási övezetei

A geoid „deformáció” BARTA vizsgálatai szerint a Föld magjának excentricitásával áll kapcsolatban. Így a földfelszíni kb. 100 millió év óta valószínűsíthető mozgásrendszer ugyancsak a Föld magjának excentricitásával állhat valamilyen további kapcsolatban. Ez elgondolás ellen felhozható, hogy a földfelszíni litoszféra mozgás kb. 10–100 mm/év sebességű, viszont a BARTA-féle geoid deformáció elmozdulása ennél kb. 4 nagyságrenddel gyorsabb. Ezért a két igen eltérő sebességű mozgás kapcsolatában komplex interferencia-jelenséggel lehet számolni, amire egyébként a földmágnesség változásának kb. 500 éves periódusára rakódó BARTA-féle 50 éves periódus is kényszerít.

A körvonalazott mozgásrendszerbe tartoznak jelenleg aszeizmikus harmadkorú törésvonalak is.

Ha litoszféra eltolódási rendszer egységes közös centrum felé irányul is, ez nem jelenti azt, hogy e mozgások egyedül az ilyen gravitációs csúszásra volnának visszavezethetők. Az eltolódások gyakorisági eloszlása arra mutat, hogy azok kapcsolatban állnak a Föld forgásával is. Az eltolódások rendszeré-

ben ui. a kb. K-felé irányulók jóval gyakoribbak a más irányúaknál; a K-re irányuló eltolódások közt pedig a leggyakoribbak az Egyenlítő mentén jelentkezők. Aligha véletlen, hogy a K felé forgó Föld legnagyobb forgássebességű egyenlítőjén jelentkeznek a legkiterjedtebb és legintenzívebb litoszféra eltolódások ugyancsak K-i irányban.

XI. A betolódás hatása az atmoszférára és az élet fejlődésére

XI. A. Meglepő és különböző földtudományok közti kvantitatív kapcsolatok kimunkálásában fontos eredményhez vezet az üledékes kőzetek oxidációjához szükséges, majd a betolódáskor újra felszabaduló oxigén mennyiségnek az *atmoszféra összetételével*, elsősorban oxigéntartalmával való korrelálása.

A következő számítási sémát 5 millió éves időtartamra adjuk meg, mert többnyire 3—5 millió év körül ingadozik a „földtani emeletek”, ill. két kisebb tektonofázis közti időtartam. Az üledékes kőzetek 0,2 mm/év körül jelenlegi lepusztulási sebessége 5 millió év alatt 1 km vastag réteg lepusztulását eredményezi a kontinenseken. Az 1 km-es kontinentális lepusztulás az egész Föld felszínére átszámítva 0,3 km vastagságú, illetve 2,8 g/cm³ átlagos kéreg-kőzet-sűrűséggel számolva 84 kg/cm² súlyú közettömegnek felel meg. Minthogy az üledékes kőzetek átlagos 2,9% FeO-tartalmával szemben a lepusztuló kéreg eredeti kőzeteinek átlagos FeO-tartalma 2,0% (RONOV és YAROSHEVSKY 1969), az üledékképződés során 0,9%, azaz 5 millió év alatt 0,75 kg/cm² FeO oxidálódik Fe₂O₃-má. Ehhez 0,088 kg/cm² oxigén szükséges. Minthogy a jelenlegi atmoszférában 0,23 kg/cm² oxigén van, az átlagos üledékképződés 5 millió év alatt az atmoszferikus oxigénkészlet 39%-át felhasználná.

E számítási séma azt mutatja, hogy az üledékképződéssel járó oxidációs, ill. reduktív folyamatok földtanilag gyorsan és mélyrehatóan megváltoztatják az atmoszféra oxigéntartalmát. Az atmoszféra összetétele így nem lassan és monoton változik, ahogy az eddigi elméletek általában feltételezték, hanem a tektonofázisok függvényében intenzív ciklusossággal.

A valóságban csak a nagy tektonofázisok utáni gyors hegységképződési, egyben gyors lepusztulási időszakokban vékonyodik a kontinentális kéreg az átlagos, esetleg átmenetileg ennél nagyobb sebességgel. A lepusztulási értékekben ui. benne foglaltatik a már előzőleg lepusztult üledékek újra lehordása is, ill. a korrelát üledékképződésben az üledékek részbeni áthalmozódása. A gyors hegységképződéskor főleg eredeti kéreg pusztul, az újraátrakódás háttérbe szorul.

Viszont a nyugodt időszakokban a lepusztulás is lassúbb, sőt ezekben az újraátrakódás is nagyobb szerepű. Ezért ilyenkor az atmoszféra oxigéntartalmának csökkenése kisebb a számítotttnál. A gyors lepusztulás tehát az atmoszferikus oxigéntartalom jelentős részét felhasználja s így a következő,

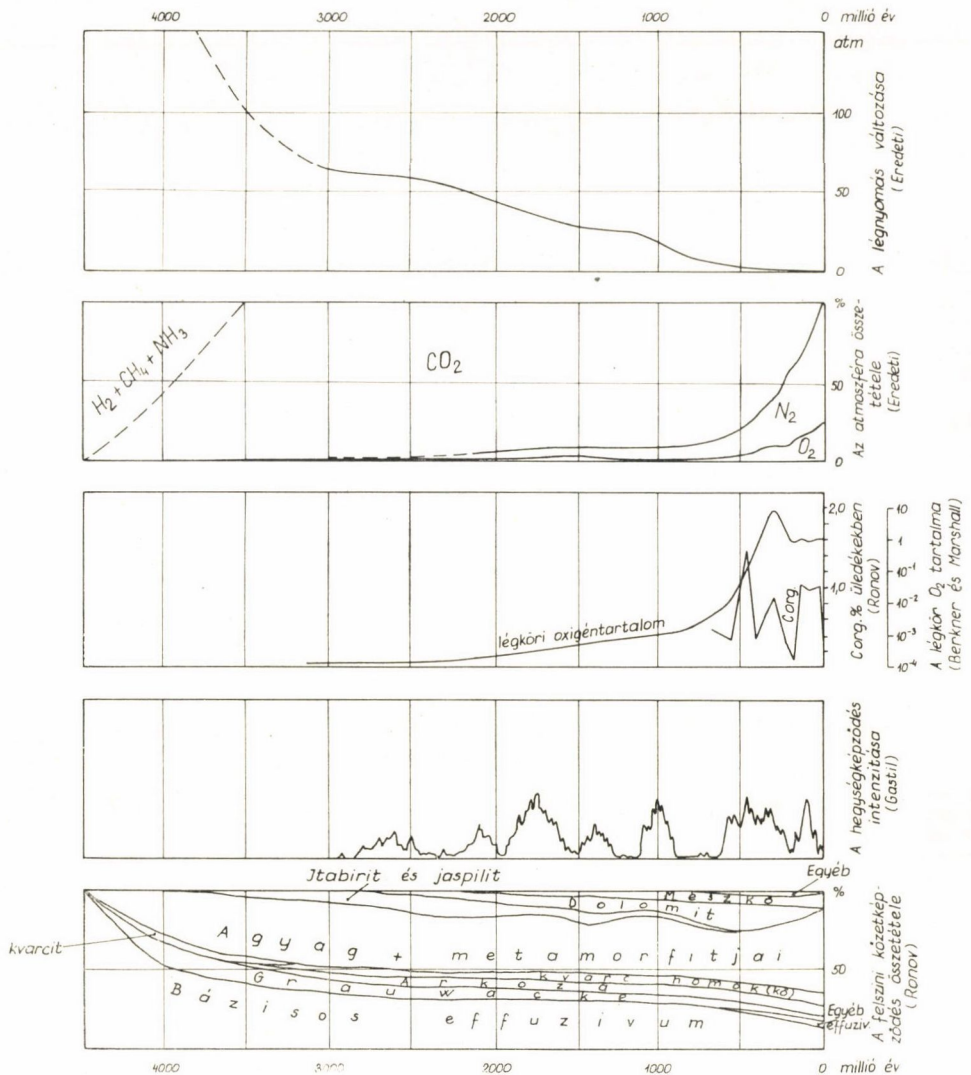
tektonikailag nyugodt időszakok lepusztulása erősen csökkent, de a betolódás hatására lassan növekvő (l. alább) oxigéntartalmú atmoszférában történik.

Ez a ciklusosság bizonyítható is a nagy tektonofázisok utáni vörös időszakok, majd a későbbi redukáltabb üledékek váltakozásában. A kaledon gyűrődést az old red üledékképződés, a hercin gyűrődést a new red (perm és Buntsandstein) vörös homokköves időszak, a fő alpin felsőkréta hegységképződést pedig a legfelső kréta — alsóeocén kontinentális vörös időszak követi. Viszont a regionális nagy redukációs szakasz, amilyen a szilur graptolitos pala korszaka, a hosszan tartó, tektonikailag nyugodt időkben jelentkezik. (Az ilyen típusú sekélytengeri graptolitpala üledékek ugyan eleve redukáltabbak a kontinentális üledékeknél, azonban a lepusztuló üledékképződésnek az átlagos tengeri üledékeket meghaladó értéke és regionális kiterjedése nyilván az atmoszféra általános oxigénszegény állapotát is tükrözi.)

Az üledékek oxidációs foka és az atmoszféra oxigéntartalma közti kapcsolat többféle módon realizálódhat. Az atmoszferikus oxigéntartalomnak ciklusos ingadozásait elsősorban a betolódási mechanizmussal kapcsolatos geokémiai változások alapozzák meg. Az üledékek mélybesüllyedéses betolódása ui. e kőzeteket redukálja és ezzel azokból oxigént szabadít fel. Az üledékek e mélybetolódásos redukciója kezdetben rohamos (SZÁDECZKY-KARDOSS 1952) és így nyomban a betolódó üledékekből — közvetlenül és közvetve — „felszálló” oxigénáramlással jár. Közvetlenül az üledékes kőzetek organikus anyagának és változó vegyértékű elemeket tartalmazó ásványainak oxidációját eredményezheti. A többi oxigén viszont az atmoszféra oxigéntartalmát növeli és így közvetve hat az üledékekre, de már a mállás — lepusztulás — lerakódás során.

A nagy tektonofázisok utáni vörös üledékekben található vékony zöld lagunáris rétegek arra utalnak, hogy az oxidáció főleg a mállás és a lerakódás folyamán történik az atmoszferikus oxigén hatására. A közvetlenül diagenetikusan az aszcendens oxigénáram hatására az üledékekben végbemenő oxidáció ui. a zöld közbetelepüléseket is vörössé oxidálná. Emellett azonban a nagy vörös üledékkomplexumok némelyikének alsó, összefüggően vörös szakaszában diagenetikus oxidáció mégis lehetséges. Az erdélyi — dáciai paleocén kori alsó tarkaagyagokban, amelyek éppen a Maros-ív betolódási övezetének aureolájában jelennek meg, legtípusosabban a komplexum túlnyomó alsó része egyöntetűen vörösre oxidált. E kérdés megvilágításához tehát a vörös üledékeknek a betolódási övekhez képesti térbeli eloszlása is vizsgálandó.

A karbonátkőzetek CO_2 -tartalma — a vulkáni CO_2 -tartalom nagy részével együtt — az őslégkörből származik. A földtörténet során változó sebességgel képződő karbonátkőzet-mennyiségekből (RONOV diagramja a 21. ábra alsó sorában) kiszámítható a földi légkör minimális CO_2 -tartalma és nyomása, valamint a légkör hozzávetőleges összetétele (21. ábra felső diagramjai, az oxigéntartalom ingadozás nélkül feltüntetve).



21. ábra. Összefüggés az atmosféra összetétele, a kőzet- és hegységképződés között

XI. B. Ily módon az atmosféra összetételének az eddigi elméletek szerint feltételezett lassú fokozatos változására ráarakódik a ciklusos összetételváltozás — erős oxigén és CO_2 % ingadozás — a tektonofázisok függvényében. Ennek a változásnak azonban az *élet fejlődésére* is lényeges hatással kell lennie. Várható, hogy a változott levegő összetételhez alkalmazkodni kevésbé képes fajok kipusztulnak a tektonofázisok után gyorsan növekvő, nagyobb oxigéntartalmú atmoszférában, viszont kifejlődnek, ill. elterjednek a nagyobb oxigén

és CO₂-felhasználásra alkalmas fajok. Így az élőlények fajainak ismert változása, melyet a paleozoikum, a mezozoikum és a harmadkor végén végement növényi változásokat követő szükségképpen faunaváltozásokkal hozhatunk összefüggésbe, nyilván nemcsak a földfelszín geomorfológiai átrendeződésével és a kapcsolatos tengeri transzgressziós, ill. regressziós jelenségekkel, hanem a betolódások következményeként kétféleképpen is jelentkező klimatikus változásokkal is kapcsolatban állnak. A nagy betolódások idején a földfelszín egyes lemezei gyorsabban tolódnak más klímaövekbe, ami maga is a fajták kicserélődését sietteti, másrészt és főleg az atmoszféra összetételének változása okozza számos fajta kipusztulását, újak kifejlődését.

A betolódási ciklusok tehát a fajok átalakulását, az élet fejlődését gyorsítják. A Föld nyilván kivételesen magas fejlettségű életmegnyilvánulásai a kozmosz körülötte levő részéhez képest a betolódási ritmus gyorsító hatásának következménye.

A litoszféra el- és betolódások a kifejtettek értelmében ui. a könnyen-illókat tartalmazó (elsősorban agyag-) ásványok képződéséhez, a málláshoz és alárendeltebben a hidrotermális folyamatokhoz kötött jelenség. Minthogy ilyen ásványképződés feltételei a belső bolygók közt egyedül a Földön és kisebb mértékben esetleg a Vénuszon adóttak, ezért az új globális tektonika elsősorban Földünk specialitása, amely ily módon is alapvetően eltér a Hold—Mars—Merkur-típusú, lényegileg kiszáradt, mállásos hidratációs folyamatokkal nem rendelkező égitestektől. Ez is nagy távlatú tanulság a fejlődés, valamint a jövő-kutatás szempontjából.

XII. A különböző korú betolódások kimutatása

XII. A. Az új globális tektonika elvi eredményeivel a földtudományok általános fejlődését és egységbe olvadását segíti, gyakorlati vonatkozásaival pedig a *társadalom szükségleteit* viszi előre.

Gyakorlati vonatkozásaiban elsősorban a betolódási övezetek ismerete a döntő. Utalunk az ércképződés és a szénhidrogén koncentrációra, a fokozott CO₂-és mélyvíz-felszállásra és a geotermikus energia növekedésére az alpin korú betolódási övek felett. A betolódási övek feletti területeken tehát fokozott mértékben halmozódnak fel olyan anyagok és energiák, amelyek a nagyvárosok és ipartelepek fejlődésének alapjai.

De vannak negatív hatásai is. A fiatal aktív betolódási övezeteket instabilitás és földrengés-veszélyesség jellemzi. Tekintetbe veendő az is, hogy ez övezetek két oldalán levő területek mérhető sebességgel közelednek egymáshoz, fogynak, és pedig egyoldalú betolódás esetében a betolódás sebességével, kétoldalú szimmetrikus betolódás esetében ennek kétszeresével. Az aktív betolódási övek feletti terület nagysága tehát időben csökken. Pl. Chile terü-

lete a feltehető gyors, kb. 100 mm/év sebességű betolódás mentén fekvő 4000 km hosszú kiterjedése következtében 100 évenként átlag mintegy 40 km²-t csökken.

A szikes talajok képződésében újabban TREITZ PÉTER régi feltevése szerint a mélyből származó CO₂-felhalmozódásnak tulajdonítanak jelentőséget. Így a szikes talajok képződését is elősegítheti a CO₂-felszállással jellemzett betolódási övezet. Erre utal, hogy a Hortobágy-vidéki legnagyobb hazai szikes terület az É-bükk-hegységi és a Maros-ív É-i folytatása közti szerkezeti övezet felett fekszik.

A betolódási övek ismerete társadalmi vonatkozásokban közvetlenül is jelentős. A betolódási övek feletti hatások azonban változnak a betolódás viszonylagos kora szerint, s így a viszonylagos kor ismeretére is szükség van a vonatkozásban is.

XII. B. A keskeny üledékes betolódási öveknek nemcsak sajátosságai, de felkutatási technikája is lényegesen különbözik a betolódás viszonylagos kora szerint. E szempontból megkülönböztetendő: 1. a jelenkori mélybetolódással jellemzett aktív; 2. a már nem betolódó, de a mélyben még átalakuló, földtanilag viszonylag fiatal „metaaktív”; 3–4. a mélyben is inaktívvá vált, megszűnt, gyengén vagy erősen lepusztult, idős betolódási övezetek szintje.

Az aktív övezetek elvben még maguk is üledékgyűjtők, tehát szerkezetük eltakart. Ezzel szemben a metaaktív és inaktív övezeteknek többé-kevésbé lepusztult mélyebb szintje figyelhető meg.

1. Az aktív betolódási övek felett felett felszálló mélyvíz főleg kipréselt fosszilis tengervíz-származék, a CO₂ pedig az üledékekben foglalt organikus anyag oxidációs terméke. Az idősebb metaaktív betolódási övekben felszálló mélyvíz viszont főleg az agyagásványokban kémiaiilag kötött víz felszabadulásából származik, a CO₂ pedig a karbonátos kőzetek metamorfózisából is.

A jelenkori aktív övezetek felismerését nehezíti ugyan azok fedettsége, de könnyíti: 1. ez övezetek viszonylag nagy szeizmikus aktivitása; 2. a jelenkori gyors besüllyedés, vagyis a jelenkori üledékek nagy vastagságú felhalmozódása; 3. az ezzel kapcsolatos folyómeder változások; 4. a betolódó üledékek hőhatásából következő geotermikus gradiens csökkenés (ellentétben a metaaktív övek hőmérsékletnövekedésével, lásd alább); 5. a betolódás után azonnal meginduló fokozott illóáramlás (gőzkifúvások, hévíz, szénhidrogénfeldúsulás, legfiatalabb oxidációs jelenségek). A jelenkori betolódási övezetek meghatározásában tehát a geodéziai és geográfiai (pl. folyóterasz-kutatási) módszernek van jelentős része.

2. A fiatal metaaktív övezetekre jellemző lehet: 1. a melange jellegű összetétel; 2. az itt még igen pregnáns meredek rétegállás; 3. a részben már a felszínen is megjelenő glaukofánpala övezet; 4. a mélyből felszálló illók által szállított nagy hőmérséklet következtében a hőmérséklet, ill. a

geotermikus grádiens hirtelen növekedése; 5. a betolt üledékes kőzetekből felszabaduló oxigén feltehető lokális diagenetikus oxidációs hatásai (vörös üledéksávok); 6. a mélybetolódó üledékekből származó mélyvizek és azok lerakódásai; 7. az üledékekben foglalt organikus anyag oxidációs és egyéb átalakulási termékei (CO_2 exhaláció, karbonátképződés és szénhidrogénfelhalmozódás).

3—4. Az igen idős inaktív betolódási övek eddig ismert legmélyebb szintjeit képviselik a diszkordánsan áttörő „batolitos” hipabisszikus magmás övezetek és a táblás területeken megjelenő konkordáns településű migmatitos övezetek. A betolódott, kezdetben melange jellegű kőzettársaságból ezekben az övezetekben gyakorlatilag már semmi ismerhető fel, mert a kőzetek a parciális megolvadás, ill. a magmaképződés által többé-kevésbé homogenizálódtak. Ezek az övezetek úgy kerülnek a felszínre, hogy a litoszféra lemez ferde betolódása egy másik lemez pereme alá bonyolult magmás töréses és gyűrődéses folyamatok közben felemeli a szomszédos litoszféra lemez peremét. Mint-hogy az ilyen kiemelt szakaszon a lepusztulás igen gyors, az eredetileg 30—40 km mélységben átkristályosodni kezdő migmatitoskőzetek is részben a felszínre kerülhetnek.

Mint-hogy a felsorolt jelenségek némelyike egyszerű szerkezeti vonalak mentén is jelentkezik, egy-egy ilyen jelenség önmagában még nem tekinthető a betolódás bizonyítékának.

A betolódási aktivitás ugyanazon övezeten belül *időben is változik* és intenzitásbeli fokozatai vannak (első- és másodrendű betolódások, IV. C. fejezet). Ezért a felsorolt diagnosztikai kritériumok is fokozatos átmeneteket mutatnak.

A metaaktív és aktív övezetek itt részletezett betolódási típusait kísérő jelenségek csak a betolódási övezetek üledékes sávjaira vonatkoznak, de nem az alattuk következő (később), velük együtt (esetleg) szintén betolódó vastag — 100 km nagyságrendű — kristályos aljazatra is.

XII. C. Jelenlegi megközelítéseink szintjén feltehető, hogy a *tektonofázisok időtartamát* a betolódási rendszer határozza meg. Egy tektonofázis addig tart, amíg a fő betolódási övezetek azonosak maradnak. Ezek egyben a litoszféra eltolódások rendszerének megváltozását jelentik. Az egyes nagy tektonofázisokat ilyen módon a betolódási övezetek jelentős kicserélődésével határozhatjuk meg. Ugyanazon nagy tektonofázison belül azonban több egymással kb. párhuzamos betolódás keletkezhet, pl. Kárpát—Pannon terület Japán, Szumátra.

Gyakorlatilag is igen fontos kérdés, vajon a jelen betolódási övezetek azonosak, ill. folytatásai-e a IV. fejezetben tárgyalt alpi betolódási övezeteknek, vagy újak vannak-e kialakulásban. Számos földtani jelenség, pl. a finális bazaltvulkánosság pliocén—pleisztocén kifejlődése, valamint a rendszerint a nagy tektonofázisok határán jelentkező eljegesedések pleisztocén korú megje-

lenése arra utal, hogy az alpin tektonofázis lezárulóban van és talán már meg is kezdődött egy új nagy tektonofázis. Ily módon várható, hogy a kimutatott betolódási övezeteknek legalább egy része újjakkal cserélődik fel.

(A Kárpát—Pannon terület jelenkori betolódási övezetei vizsgálatában különösen figyelemre méltó a K—Ny-i süllyedési terület, amely a Pó-síkságtól az Alsó-Dráva-vidéken, a Nagyalföldön és az Erdélyi-medence D-i részén, valamint a Barcaságon keresztül a Focsani-vidéki mély ékig (TURCULET és MIHAIL 1970) terjed. Feltételeztük, hogy ez az övezet a Mediterraneum K-re tolódó főövezetét az É-ra kitérő alp—kárpáti hátságtól választja el. Egyben úgy látszik, egy másod- vagy harmadrendű betolódási övezetet is képvisel.)

XII. D. Az I. fejezetben említett gyakorlati szempontok miatt is kívánatos, hogy — függetlenül attól, hogy az egyes kutatók hol és miként adják elő, ill. publikálják vonatkozó eredményeiket — az eredmények időközönként rendszeresítendő akadémiai lemeztektónikai vitaüléseken is bemutatást nyerjenek. A fejlődés így magas, komplex szintű egyeztetéssel gyorsul. Egyben szervezeten is elősegítheti a most induló nemzetközi *Geodynamics Project*-tel való kooperációkat.

Különösen a betolódási övezetek helyére, idejére és a betolódások gyakorlati hatásaira vonatkozó vizsgálatokra, továbbá a horizontális eltolódásokkal kapcsolatos paleoklimatológiai, paleobiológiai, sztratigráfiai, üledékföldtani, kőzettani és geokémiai összehasonlító kutatásokra, a paleomágneses kutatások kiterjesztésére, valamint több irányú kísérleti modellezésre van most szükség. Ki kell terjeszteni a gőzpárna tektonikai alapját képező nagynyomású kísérleteket, amelyek abban a tekintetben is újszerűek, hogy a kőzetátalakítást az idő függvényében folyamatosan mérik. (Ezeket az Akadémia Geokémiai Laboratóriumában a nagynyomású részlegben folytatjuk. A mediterrán típusú nyírásos gyűrődés vizsgálatára kétféle kísérletet tervezünk: az egymás mellett tolódó lemezek feletti üledékes anyag deformációja modellezését és — lehetőleg kooperációban térképészeti és geofizikai kutatókkal — a gömbfelületen elmozduló lemezek geometriai vizsgálatát.)

Hazánkban is elvégezhetőek volnának a gépi számítások a betolódással kapcsolatos hőmérsékletváltozásokról, amelyek sok lehetséges változata közül itt csak kettőt (azt is sematikusán) végeztünk el.

A KÁRPÁT–DINARID TERÜLET AZ ÚJ GLOBÁLIS TEKTONIKA SZEMSZÖGÉBŐL C. VITAINDÍTÓ TANULMÁNY TÉZISEI

Az új globális tektonika mechanizmusa és kapcsolatai a Föld és az Élet
fejlődésével

I. Általános tételek. Mélymechanizmus

1.1. A litoszféra horizontális eltolódásainak mechanizmusát lényegileg az üledékek vertikális komponensű köpenybe tolódásával kapcsolatos folyamatok hozzák létre.

1.2. A mélyebb földfelszíni vályúkba — mélytengeri árok, lineaments stb. — kerülő hideg üledék illótartalmú elegyrészeinek komplex hatásával maga teremt utat magának a mélybe.

a) Az eredeti alacsony hőmérsékletéből és hőmésztő átalakulási reakcióiból adódó hűtőhatásával a vályúk falait zsugorítja, a vályút oldalasan és lefelé növeli.

b) A keletkező nyomásminimummal beszívó hatást fejt ki.

c) A nagyobb mélységben termikusan átalakulva gőznek nyomásával tovább növeli a betolódási vályút.

d) A gőz kenőanyag hatása és a betolódó hidegebb litoszféra nagyobb sűrűsége segíti a gravitációs csúszást.

1.3. A betolódás elérhető mélységét nem a betolódó üledék abszolút hőmérséklete, hanem a környezettel szembeni hőmérséklet-különbsége határozza meg. A betolódási mélység növekedik az üledék mennyiségének és betolódási sebességének növekedésével.

1.4. A kőzetek hővezető képessége, a betolódó kőzetátalakulások komplex hőhatálya, a radioaktív hőtermelés és a sugárzó hő tekintetbevételével kiszámítható a betolódási övezetnek az üledékmennyiséggel, a betolódó litoszféra vastagságával és betolódási sebességével változó hőmérséklete az idő és mélység függvényében (12. ábra).

1.5. A betolódó üledék mozgása folytonos, de sebessége változik. Így a betolódás többé-kevésbé ciklikus jelenség. Az ún. tektonofázisok a mozgás-sebesség maximumának felelnek meg.

1.6. Az üledékekben foglalt hézag- és adszorbeált, ill. gyengén kötött víz már az első km-ekben kiperéselődik az üledékekből. Kenőanyag hatásával környezete tektonikai mozgékonyosságát növeli („hideg” ofiolitos intrúzió!).

I.7. A gyors lehülés e betolódási sík mentén kis hőmérsékletű, nagy gőznyomású metamorfózist (glaukofánpala fázis) hoz létre. A betolódási öv húzási feszültsége a (meleg) ofiolitos intrúziók feltörését segíti.

I.8. A kémiailag kötött víz a nagy nyomással terhelt agyagásványok esetében kb. 500–650 °C és kb. 900 °C körül szabadul fel. Ezek hőmérsztő reakciók.

I.9. Az 500–650 °C körüli átalakulás hőmérsékletét a betolódó üledékek kb. 40–60 km mélységben érik el. Az ekkor felszabaduló gőz megindítja az üledékek és környezetük amfibolit fáciesű metamorfózisát, valamint parciális olvadását, a migmatitosodást, majd a gránitosodást, továbbá a távolabbi környezet zöldpala fáciesű metamorfózisát; gőznyomásával és kenőanyag hatásával pedig aktiválja a hegységképző mozgásokat.

I.10. A 900 °C körül felszabaduló újabb gőzhullám második magma-működési sort indít meg, amely e hőmérsékletnek megfelelően andezites átlag-összetételű (:szubszekvens andezites vulkanizmus).

I.11. Kb. 1000 °C-on, kb. 100 km mélység alatt száraz hőtermelő átalakulás megy végbe. Ennek termikus (közettágító) hatása a mélységbeli nyomást növelve újabb — de gőz hiányában most mennyiségileg kisebb — magmás feltörést iniciál. E hőmérsékleten az olvadék bazaltos összetételű (: finális bazaltos vulkanizmus).

I.12. A betolódások előrehaladásával tehát fokozatosan bázisosabb magma olvad ki a betolt üledékekből. Ez pedig fokozatosan több alkáliát, különösen káliumot old ki a kristályos litoszféra környezetből. A vulkáni kőzetek eredeti (nem metasomatikus) kálium-tartalma tehát közelítő mérőszáma a betolódási, ill. magmaképző mélységnek. A viszonylagos K-tartalom-módszerrel a földtani múlt betolódásai helyzetét is meghatározhatjuk (13. ábra).

I.13. A nagy mélységben fejlődő gőz felfelé haladva lehül, ezért nyomása és ez irányú előrehaladása csökken. A felül kondenzálódó rész azonban a betolódás során újból a mélybe kerül és gőzzé válik. A kémiailag kötött víz jelentős része tehát nagy mélységbe jut, miközben oldalasan, valamint lefelé haladva hőmérséklete, következésképp nyomása és sebessége növekszik. A nagy mélységben fejlődő gőz tehát főleg oldalasan és lefelé migrál.

I.14. Kisebbszámú kristályvíz-tartalmú ásványok (amfibol, flogopit) kb. 25 kilobar nyomásig, 100 km körüli mélységig életképesek (LAMBERT és WYLLIE). Ambifol és flogopit keletkezik tehát a legfelső köpenyben, a betolódási sík menti üledékek gőzének és a litoszféra alján kifejlődő gőzpárna (l. 16. tétel) hatására. Minthogy ez ásványok térfogat-növekedéssel kristályosodnak, a legfelső köpeny szigetelővé, gőzátneresztővé válik.

I.15. A kb. 25 kilobarnál nagyobb nyomású szintekben a betolódó üledékekből származó vízgőz intersticiális fluid fázist alkot, elősegítve a köpeny parciális megolvadását: létrejön a jól vezető, kis szeizmikus hullámsebességű Gutenberg-esatorna (11. ábra). A fluid fázis „gyengíti” e szintet asztenoszférává.

1.16. A folyamatosan betolódó üledékekből származó nagy mennyiségű „gőz” főrése a Gutenberg-csatorna viszonylag legkisebb nyomású, legfelső szintjében halmozódik fel. Ez a „gőzpárnás” kőzetszint elválasztja a litoszférát a mélyebb köpenytől. Kenőanyag- és ellennyomásának lebegtető hatása a litoszférát horizontális irányban mobilissá teszi. A litoszféra lemezek az óceáni hátságok lejtőin is csúsznak.

1.17. A kétféle fluid (:olvadék és gőz) fázist tartalmazó túlnyomóan szilárd rendszer fluid fázisa szelektív migrációra képes. A gőzpárna tehát a gőznyomási lejtő irányában szelektíve vándorol. A szelektív migráció irányai határozzák meg a magnetotellurikus anizotrópia irányokat.

1.18. Két ellentétes irányú „gőzáram” találkozásánál — pl. két orogén közti „kőztes tömeg” alatt — a nyomás és hőmérséklet mindaddig növekedik, míg a „gőz” a legfelső köpenyt áttöri. Ezáltal a köpeny legfelső, a Moho-felület alatti leghidegebb része a hőmérséklettől függően szerpentinesedik vagy talkosodik. Az így létrehozott rétegrácsos felső áramlási pálya mentén a gőz metasomatikus áramként a betolódás felé visszavándorol.

1.19. E felső Moho-szintbeli gőzáram az alsó kérget leoldja. Ezért a „kőztes tömegek” kérge kivékonyodik.

1.20. A kis sebességű öv — következképpen a gőzpárna is — a kontinensek alatt mélyebben fekszik, mint az óceánok alatt. A kontinensek alatti nagyobb fedőnyomást a gőzpárna kevésbé győzi le, a kontinentális litoszféra kevésbé mozgékony az óceáninál, fékezi az óceáni litoszféra horizontális eltolódását.

1.21. A betolódási öv mélyében a savanyú parciális kőzetolvadék szelektív migrációsan elvándorol, így a kéreganyag ultrabázitos köpennyé alakul.

1.22. Az új globális tektonikában megnyilvánuló dinamika végeredményben a nagy illótartalmú, elsősorban agyagásványok azon sajátágán alapul, hogy nagy mélységben képesek „gőzt” fejleszteni: Földünkben agyagátalakulással meghajtott hatalmas föld alatti gőzgép működik.

II. Felszínközeli mechanizmus. Regionális földtani tételek

2.1. A kontinentális lepusztulási sebesség az újabb vizsgálatok szerint 0,06–1,4 mm/év nagyságrendű. Kb. ilyen sebességgel halmozódnak fel az üledékek a litoszféra betolódás leggyakoribb övezeteiben, a mélytengeri árkokban. Az óceáni táblákon a felhalmozódás sokkal lassúbb, de a túlnyomóan kréta óra felhalmozódott 1–2 km vastag üledékeknek a többi óceáni árkokon betolódó üledéktömegei a vázolt gőzmechanizmus létrehozásához ugyancsak elegendők.

2.2. A mélytengeri árokba kerülő és gravitációs csúszással zagyáramosan áthalmazódó turbidites üledékek — főleg agyag, grauwacke, radiolarit, majd

flis — és az ofiolitos kőzetek együtteséből a betolódás folyamán a tektonit jellegű „melange” keletkezik.

2.3. A gravitációs csúszás az elmozduló üledékszint vastagsága szerint *a*) részben ritmusos rétegzésű turbiditet, *b*) gyűrődést, *c*) takarós áttolódást hoz létre (8. ábra). A vastagabb üledéktömegek tektonikus takarókként a betolódási övbe vándorolva AMPFERER, ill. KRAUS elnyeléses-beszívásos szerkezeteivé válnak.

2.4. A betolódásnak az elért mélység, a betolt üledékek vastagsága, a beszívódás időtartama és intenzitása szerint különböző fokozatai vannak az elsőrendűtől a negyedrendűig.

2.5. A betolódási övek környezete preformált transverzális eltolódási övezet is (kenőanyag hatás!).

2.6. A típusos „melange” a betolódás eugeoszinklinális-lineamenseiben jön létre. Az eugeoszinklinális eredeti lerakódási területe a betolódással össze-szűkül és agyagos-kovás üledékei részben eltűnnek a felszínről.

2.7. A karbonátos kőzetekben gazdagabb miogeoszinklinálisok (AUBOUIN) kevésbé tolnak be.

2.8. Az eu- és miogeoszinklinálisok e kőzettani és tektonikai ellentéte magyarázza, hogy a lepusztuló kőzetek átlagos 4%-os CaO-tartalmával szemben az üledékek átlaga 14% CaO-t és megfelelő CO₂ mennyiséget (RONOV és YAROSEVSKIJ) tartalmaz.

2.9. A Kárpát—Pannon—Dinarid területen legalább 3 fő alpin betolódási öv van: a Piennin, az Igal—Bükk—Maros—Vardar és a Belső-Dinarid öv.

2.10. A Piennin szirtöv betolódása két fő szakaszban ment végbe: a preszenon felsőkréta szakaszban délies irányú, becsúszó belső-kárpáti takarós felgyűrődés; a miocén szakaszban a külső-kárpáti flisöv gyűrődik északias irányból érkező takaróképződéssel (3. és 4. ábra).

2.11. Az Igal—Bükk—Maros—Vardar betolódás alpin fő időszaka részben alsó-triász ókimmériai, részben felsőkréta. Ekkor kétoldalas becsúszással létrejön az É felől érkező Kodru és Bihar-takaró és a D felől érkező Géta-takaró. E takarók később maguk is hullámosan meggyűrődnek a Moesiaitábla É-ra tolnaként. Hasonló kétoldalas, különböző korú takarószerkezet jellemzi a Vardar övezetet. A Bükk-hegység kétoldalas szimmetria-tengelye a hegység É-i szélén van (2, 5, 6, 7. ábrák).

2.12. Legnagyobb intenzitású a Belső-Dinaridák jelentős DK-re tolnaként kapcsolatos betolódása. E betolódás körül alakul ki a szerkezeti vonalak félköríves rendszere (CIOCARDEL és SOCOLESCU). A „melange” is a Dinaridákban fejlődik ki legtípusosabban (DIMITRIJEVIĆ).

2.13. A Belső-Dinaridák mozgása a Moesiaitábla Ny-i végét É-ra tolja. Ez az eltolódás É-on (Pannon—Kárpát terület) kompressziós övezetet, D-en (Bulgária) felsőkréta—paleogén magmás működéssel, K-en gyors besüllyedéssel (Barcaság és Focsani-ék) jellemzett tenziós övezetet hoz létre.

2.14. A viszonylagos K-tartalom módszerével a Kárpát–Pannon–Dinarid terület kréta–harmadkori magmakamrái az asztenoszférából származóknak adódnak. A táblaperemeken általában idősebb és kisebb mélységűek mint a medencék belsejében, kivétel az ÉK-i Kárpátok, ahol nagy betolódási mélységek adódtak. Itt közelíti meg egymást a két betolódási öv a legerősebben és itt a kristályos pala öv is teljesen a mélybe szívódik.

2.15. Az eugeoszinklinálisok eredeti szélességének visszaállításából a Kárpátok és É-i Alpok területe a mainál (a mozdulatlanok feltételezett Ukrán-táblára vonatkoztatva) délebbre, a Dinaridáké nyugatabbra kiterjedése következik (14. ábra).

2.16. Az É-Mediterraneum orogénjei K-re tolódását — mai helyükre vándorlását — paleomágneses mérések és szeizmológiai kiértékelések is valószínűsítik (RITSEMA, 15. ábra). A fő eltolódási övezet a Pireneusokat, D-i Alpokat, Dinaridákat, Hellenidákat és a Pontidákat foglalja magában.

2.17. Az Alpok és a Kárpátok e mozgás elől É-ra tértek ki, a régi táblák és masszívumok közti síkságokra tolódva. Kitérésük főleg ÉÉK-i irányú töréssíkok (pl. Darnó-vonal) mentén történt (16. ábra).

2.18. Az É-mediterrán orogének eltolódása az Atlanti-óceán tágulásával, a K-atlanti litoszféra lemezek legerősebben K-re csúszott gibraltári—azori pásztája gyorsabb K-re tolódásával kapcsolatos (15. ábra).

2.19. Az azori—gibraltári pászta gyorsabb betolódását a mediterrán geoszinklinálisok üledékeinek kenőanyag-hatása teszi lehetővé. Ezért a mediterrán orogén mozgékonyabb a vastagabb litoszférájú régi mezo-európai masszívumoknál és a paleo-európai tábláknál.

2.20. Az Oslo—Rajna—Hon-árok az atlanti-tágulással kapcsolatban a Moho-felület mentén létrejött redőben felhalmozódó bazaltpárna feletti tenzió (ILLIES és MUELLER) eredménye. Az ilyen árokrendszerek a litoszféra lemezeken belüli képződmények, így azokkal együtt tolódnak (19. ábra).

2.21. A mediterrán övezetben a betolódás csak a Gutenberg-csatorna tájáig terjed (18. ábra). Viszont 750 km mélységet is elér a cirkumpacifikus típus.

2.22. A földfelszíni legintenzívebb eltolódások a Pamír, ill. Indus torkolatvidék felé irányuló egységes eltolódási rendszert alkotnak. Az Indus torkolatvidékén (ill. Izsák és WOOLLARD szerint India déli csúcsa közelében) van a geoid felszín fő „bemélyedése”. Ezt BARTA a földmag excentricitásával hozta kapcsolatba. Az egységes földfelszíni eltolódások így részben a gőzpárnán sikló litoszféra lemezeknek a geidot deformáló felület lejtőjén történő gravitációs csúszásaként értelmezhetők (20. ábra).

2.23. A földi eltolódások rendszerében a K-i eltolódások uralkodnak és ezek közt is a legintenzívebbek az egyenlítőmentiek. Az eltolódások tehát részben a Föld K-re forgásával állhatnak kapcsolatban és az egyenlítői kihalasodás mechanikus megnyilvánulását képviselhetik.

III. Kapcsolatok más tudományokkal. Gyakorlati vonatkozások. Feladatok

3.1. A betolódási övbe hatoló nagy üledéktömegből fokozatosan felszabaduló víz és szénhidrogén a fedőüledékekben halmozódik. Ennek megfelelően a Kárpát—Pannon—Dinarid terület fiatal üledékeiben tárolt szénhidrogén-telepek leggazdagabbjai a betolódási övek migrációs udvarában fekszenek. Ez az összefüggés új szempont a szénhidrogénkutatás számára.

3.2. A betolódási öv gőzképző átalakulásai során a kőzetalkotó ásványokban inkongruensen kötött ritkaelemek mobilizálódnak. A mobilizátum a parciális olvadékok kristályosodásakor a magmatitok fő elemei mellett a magas hőmérsékletű nagy tolerancia miatt főleg a méretviszonyok (ionrádiuszok) szerint rejtőznek el, meghatározva a magmatitok ritkaelem-cioszlását (táblázat a 45. lapon). Később azonban a kisebb hőmérsékletű átkristályosodás pl. hidrotermális folyamat során a ritkaelemek részben szételegyednek és önálló „magmás” értelegeket alkotnak. A magmás értelegek így főleg a betolódási övek, ill. magmás származékaik körül halmozódnak.

3.3. Az új magmás kőzetek képződésekor a ritkaelemek túlnyomóan ezekben és a nagy tektonofázisok utáni lepusztulásakor a homokos üledékekben halmozódnak. Később az inkongruens kötésekből kiszabadulva, mindinkább a kis vegyületpontenciálú, nagy toleranciájú agyagásványokban kötődnek meg, egy részük pedig az óceánba jut.

3.4. Az atmoszféra CO_2 -tartalma az élőlények CaCO_3 vázképzése következtében csökken. (Összevetés a CO_2 -gazdag atmoszférájú Venus-szal, VINOGRADOV.) Az atmoszféra CO_2 -csökkenése nem egyenletes, a betolódó üledékek organikus anyagai gyors bomlása a posztorogén atmoszféra CO_2 -tartalmát átmenetileg növeli (21. ábra).

3.5. A betemetődő, betolódó üledékek a mélységben redukálódnak, ami oxigén felszabadulással jár: a betolódási időszakokat követően az atmoszféra oxigén-tartalma növekedik.

3.6. Ez elősegíti a ferrivasban gazdag terrigén vörös üledékek képződését: pl. kaledon orogenezis után az old red, a hercin után a new red sandstone, az alpin főorogenezis után az eocén vörös komplexumok. Ez erősebb üledékes oxigén-felhasználás következtében a redukált üledékek főleg a tektonofázisok vége felé jelennek meg, pl. graptolitos pala.

3.7. A légkör oxigén tartalmának posztorogén növekedése az alkalmazkodásra képtelen fajták kihalását és a fokozottabb CO_2 -felhasználásra képes új fajták megjelenését segíti. A betolódási ciklusok a fajok átalakulását, az élet fejlődését gyorsítják.

3.8. A kozmosz körülöttünk lévő nagy részében a *magasabb rendű* élet egyedül a Földön valószínűsíthető. Az ismeretek előrehaladásával a „világ központjából” közönséges bolygóvá degradált Földünket az úrkutatás kivételes sajátosságokkal rendelkező égitestté minősítette. E kivételes sajátságok

legfontosabb hordozója a magas rendű élet és ennek kialakulását siettető, 750 km mélységig is kiterjedő agyagátalakulások mobilizáció.

3.9. A betolódási övek ismerete a telepítés tervezés számára is szükséges. A nagy pontosságot igénylő műszaki alkotásoknál a betolódási övek horizontális és vertikális mobilitása tekintetbe veendő.

3.10. Az új globális tektonika a földtudományok legkülönbözőbb ágaival — geodézia, térképészet, ásvány-kőzettan, geokémia, teleptan, szerkezeti földtan, rétegtan, paleobiológia, paleoklimatológia, geofizika, földrajz — kapcsolatban áll. Rendszeresen komplex és kollektív továbbfejlesztése gyakorlati szempontokból is kívánatos.

3.11. E kutatás hazai legfontosabb, részben már megállapított feladatai közé a paleomágneses mérések kiterjesztése, a betolódási övezetekkel kapcsolatos regionális földtani, szénhidrogén- és érckutatási vizsgálatok, a gőznyomás-változások mérését biztosító kísérletek, az eltolódó lemezek fedőüledékei deformációjának modellezése és a betolódásos hőmérsékletváltozások gépi számítása sorolható.

3.12. Az új globális tektonika olyan összeföldtudományi koncepció kibontakozását segíti, melynek jelentősége túlmutat önmagán. Biológiai és társadalmi kihatásai is vannak.

IRODALOM

- ÁDÁM, A.: Elektrischer Aufbau der Rinde und des Obermantels in Ungarn auf Grund der magnetotellurischen und relativtellurischen Frekvenzsondierungen. *Geofizikai Közl.*, Budapest, **13**, 141, 1963.
- ANDJELKOVIČ, M.: Position of the Sumadja and Morava zones in the geotectonic structure of the Balkan Peninsula. *Carpatho-Balkan Geol. Ass. VII. Congress, Sofia*, 1965.
- ANDRUSOV, D.: Geologie der Tschechoslowakischen Karpaten. Berlin—Bratislava, **1**, 1964, **2**, 1965.
- AUBOUIN, J.: *Geosynclines*. Elsevier, 1965.
- BAILEY, E. B.—MCCALLIEN, W. Y.: Serpentine lavas, the Ankara Mélange and the Anatolian Thrust. *Roy. Soc. Edinburg Trans.*, **62**, 2, 11, 1952—54.
- BALKAY, B.: Probleme der tektonischen Spannungsverteilung im Karpatenraum. *Geol. Rundschau*, **50**, 396, 1960.
- BALOGH, K.: Die geologischen Bildungen des Bükk-Gebirges. *Annal. Inst. Geol. Publ. Hungarici*, Budapest, 1967.
- BALOGH, K.—KÖRÖSSY, L.: Tektonische Karte Ungarns im Maßstabe 1 : 1 000 000. *Acta Geol. Acad. Sci. Hungaricae*, **12**, 255, 1968.
- BĂNCILĂ, I.—MARINESCU, I.: Remarque sur les correspondances structurales entre les Carpathes Orientales et les Carpathes Septentrionales. *Acta Geol. Acad. Sci. Hungaricae*, **13**, 115, 1969
- BARTA, GY.: A Föld erőtereinek évszázados változásáról és torzultságáról. Akadémiai székfoglaló 1971. (Nyomás alatt.)
- BENDEFY, L.: Contributions to the knowledge of the crustal structure of the Hungarian Basin. *Acta Geol. Acad. Sci. Hungaricae*, **10**, 337, 1966.
- BERCKHEMER, H.: Topographie des „Ivrea-Körpers“ abgeleitet aus seismischen und gravimetrischen Daten. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, **48**, 235, 1968.
- BIRKENMAJER, K.: Geology of the Pieniny Klippen Belt of Poland. *Jahrb. Geol. Bundesanstalt*, Wien, **103**, 1960.
- BLEAHU, M.—PATRULIUS, D.—RADULESCU, E.—SAULEA, E.—SAVU, H.: Carte geologique R. S. Roumanie, Bucurest, 1967.
- BOGDANOFF, A. A.—MOURATOV, M. V.—SCHATSKY, N. S.: Tectonique de l'Europe. Moskva 1964. (Congr. Geol. Intern. 1960).
- BOGNÁR, L.: Study of the Basalt Facies of Lázttető Hill at Uzza (Balaton Highland). *Ann. Univ. Sci. Budapestinensis Sectio Geol.*, **VIII**, 1, 1964.
- BULLARD, E.: The region of the Oceans. *Sci. Amer.*, 1970.
- CAPUTO, M.—PANZA, G. F.—POSTPISCHL, D.: Deep Structure of the Mediterranean Basin. *Jour. of Geophys. Res.*, **75**, 4919, 1970.
- CIOCÂRDEL, R.—SOCOLESCU, M.: L'évolution de l'écorce terrestre en Roumanie. *Rev. Roumanie. Geol. Geophys. Geogr. Ser. Geophys.*, **13**, 1969.
- CLAR, E.: Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen. *Zb. deutsch. Geol. Ges.*, **116**, 267, 1964.
- COATS, R. R.: Magma type and crustal structure in the Aleutian arc. *Am. Geophys. Union Mon. G.*, **92**, 1965.
- COLLECTIVE: Symposium „Zone Ivrea — Verbano“. *Schweizer. Min. Petr. Mitt.*, **48**, 1968.
- CONTESCU, L. R.—MIHĂILESCU, N. GH.: Les Massifs Médiens, importante source de clastiques pour les sillons a flysch adjacents. *Acta Geol. Ac. Sci. Hungaricae*, **14**, 317, 1970.
- CONEY, P. J.: Geotectonic cycle and the new global tectonics. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **81**, 739, 1970.
- DANK, V.—BODZAY, I.: A magyarországi potenciális szénhidrogén kutatás fejlődéstörténeti háttere. Budapest, 1970.
- DE JONG, K. A.: Paläographie des ostalpinen Perms. Paläomagnetismus und Seitenverschiebung. *Geol. Rundschau*, **56**, 1966.

- DEWEY, J. P.—BIRD, J. M.: Mountain belt and the new global tectonics. *Journ. Geophys. Res.*, **75**, 2625, 1970.
- DICKINSON, W. R.—HATHERTON, T.: Andesitic volcanism and seismicity around the Pacific. *Science*, **V**, 157, 801, 1968.
- DIETZ, R. S.: Continent and ocean basin evolution by spreading of the sea floor. *Nature*, **854**, 1961.
- DIMITRESCU, R.: Beiträge zur Kenntnis der magmatisch-tektonischen Verhältnisse im Karpatisch-Balkanischen Raum. *Acta Geol. Acad. Sci. Hungaricae*, **X**, 3—4, 357, 1966.
- DIMITRIJEVIĆ, M. D.: Gravity Tectonics in Yugoslav Dinarids. *Kézirat a Gravity Tectonics c. kollektív műhöz. (Nyomás alatt.)*
- ERKEL A.—HOFFER E.—MITUCH E.—ZSILLE A.: Komplex ércutatás geofizikai módszerekkel a Börzsöny-hegységben. *ELGI 1969. évi jel.*, **41**, 1969.
- FÖLDVÁRI-VOGL, M.—KLIBURSZKY, B.: Essai sur la détermination des chaleurs de dissociation des minéraux. *Acta Geol. Acad. Sci. Hungaricae*, **V**, 187, 1958.
- FÜLÖP, J.: Les formations jurassiques de la Hongrie. *Ano. Inst. Geol. Publ. Hung.*, **59**, 2, 31, 1969.
- GIESE, P.: Die Struktur der Erdkruste im Bereich der Ivrea-Zone. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, **48**, 261, 1968.
- GOGUEL, F.: Note préliminaire sur la série crystallophylienne d'Ivrée. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, **48**, 228, 1968.
- GOREK, A.—VEIZER, J.: Der Charakter der alpinen Tektonik in der Hohen Tatra. *Geol. Sborn. Slov. Akad. Bratislava*, **16**, 2, 1965.
- GRABOWSKA-HAKENBERG, H.: Tectonogenesis of the French Alps in the light of the theory of gravity flowage and attempt of applying this theory in the tectonogenesis of the Central Carpathians. *Kwartalnik geol., Warszawa*, **6**, 4, 1962.
- GREEN, D. H.: The origin of basaltic and nephelinitic magmas in the Earth's mantle. *Tectonophysics*, **7**, 409, 1969.
- GREEN, D. H.—RINGWOOD, A. E.: The genesis of basaltic magmas. *Contr. Min. Petrol.*, **15**, 103, 1967.
- HATHERTON, T.—DICKINSON, W. R.: The relationship between andesitic volcanism and seismicity in Indonesia etc. *Jour. Geophys. Res.*, **79**, 5301, 1969.
- HERAK, M.: Current geologic problems of the Dinarids. III. *Simposion Dinarska Asociacije, Inst. Zagreb*, **1**, 1969.
- ILIE, M. D.: Nouvelles contributions a la tectonique des Carpathes Roumaines. *Acta Geol. Acad. Sci. Hungaricae*, **13**, 235, 1969.
- ILLIES, J. H.—MUELLER, ST.: Graben Problems. *Int. Upper Mantle Project. Report, Stuttgart*, **27**, 1970.
- IRWING, E.: *Paleomagnetism and its application to geological problems*, New York, 1964.
- ISACKS, B.—OLIVER, J.—SYKES, L. R.; *Seismology and the new global tectonics. Journ. Geophys. Res.*, **73**, 5855, 1968.
- JUHÁSZ, Á.: The flysch-like formations of the Great Hungarian Plain. *Acta Geol. Acad. Sci. Hungaricae*, **14**, 407 1970.
- JUHÁSZ, Á.: A Duna—Tisza köze harmadidőszaki vulkanitjai. *Földt. Közl.*, **CL**, 1—12, 1971.
- KODYM, O.: Regional geology of Czechoslovakia. *Geol. Atlas Praha*, 1967.
- KONEČNÝ, V.—BAGDASARIAN, G. P.—VASS, D.: Evolution of Neogene Volcanism in Central Slovakia and its Confrontation with Absolute Ages. *Acta Geol. Acad. Sci. Hungaricae*, **XIII**, 1—4, 245, 1969.
- KAMINSKI, W.—MENZEL, H.: Zur Deutung der Schwereanomalie des Ivrea-Körpers. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, **48**, 255, 1968.
- KARAMATA, S.—KNEZEVIĆ, V.—ANTONIJEVIĆ, I.—DJORDJEVIĆ, M.—MIČIĆ, I.—DIVLJAN, S.—DROVENIK, M.: Les roches magmatiques crétacées-tertiaires des Carpatobalkaniques Yougoslaves. *Acta Geol.*, **XI**, 115, 1967.
- KOTANSKI, Z.: Tektonogeneza i rekonstrukcija paleografii pasma wierchowego w Tatrach. *Acta Geol. Pol., Warszawa*, **11**, 2—3, 1961.
- KÖRÖSSY, L.: Magyarország kőolaj és földgáztelepek elhelyezkedésének néhány törvényszerűsége. *Földt. Közl.*, **XCVIII**, 20, 1968.
- KÖRÖSSY, L.: Entwicklungsgeschichte des neogenen Beckens in Ungarn. *Acta Geol. Acad. Sci. Hungaricae*, **14**, 421, 1970.
- LAMBERT, I. B.—WYLLIE, P. J.: Beginning of melting in the Upper Mantle and the nature of the low velocity layer. *Int. Upper Mantle Com. Australian Acad. Sci. Int. Symp. Canberra*, **23**, 1969.
- LE PICHON, X.: Sea-floor spreading and continental drift. *Journ. Geophys. Res.*, **73**, 3661, 1968.
- KUNO, H.: Lateral variation of basalt magma across continental margins and island arcs. *Geol. Surv. Canada Paper*, 66—15, 317, 1966.

- LLIBOUTRY, L.: Sea floor spreading, continental drift and lithosphere sinking with an asthenosphere at melting point. *Jour. Geophys. Research*, **74**, 27, 1969.
- LÓCZY, L.: Einige Betrachtungen über den geologischen Aufbau der Geosynclinalen des siebenbürgischen Erzgebirges in weiteren Sinne und der nordwestlichen Karpaten. *Földtani Közlöny*, Budapest, **48**, 1918.
- MAURITZ, B.—HARWOOD, H. F.: Der Basalt des Szent György Berges in der Balatongegend (Plattenseegebiet). *Mathematische und Naturwissenschaftliche Berichte aus Ungarn*, **37**, 1, 1930.
- MAURITZ, B.—HARWOOD, H. F.: Die basaltischen Gesteine der Tátikagruppe im Plattenseegebiet. *Tschermak Min. u. Petr. Mitt.*, **48**, 373, 1936.
- MAHEL, M.—BUDAY, T. et al.: Regional geology of Czechoslovakia. Praha, 1968.
- MCKENZIE, D. P.: Speculations on the consequences and causes of plate motions. *Geophys. J.*, **18**, 1, 1969.
- MENARD, H. W.: The deep ocean floor. *Sci. Amer.*, **221**, 3, 1969.
- MIKHAYLOVA, N. P.—GLEVASSKAYA, A. M.: Some results of separation and correlation of effusives of the Vihorlat—Gutin ridge based on the paleomagnetic data. *Acta Geol. Acad. Sci. Hungaricae*, **15**, 383, 1971.
- MOLDVAY, L.: Problems of neotectonic morphogenesis in the „Mittelgebirge” type mountains of Hungary. *Mouvements modernes... etc. sur les continents et les fonds océaniques*. Moscow, 1969.
- NINKOVICH, D.—HAYS, J. P.: Tectonic setting of Mediterranean Volcanoes. *Acta Int. Cong. on the volcano of Thera, Lamont-Doherty Obs.*, 1969.
- OLIVER, J.—SYKES, L.—ISACKS, B.: Seismology and the new global tectonics. *Tectonophysics*, **7**, 5—6, 527, 1969.
- PAGE, B. M.: Possibility of gravity tectonics near Tajmiste, Macedonia. Ref. VI. Savetoranja, Ohrid, 1966.
- PANTÓ, G.: The role of ignimbrites in the volcanism of Hungary. *Acta Geol. Acad. Sci. Hungaricae*, **6**, 30, 1964.
- PANTÓ, G.Y.: Volcanism and petrochemical character of the Northern Börzsöny Mountains. *Acta Geol. Acad. Sci. Hungaricae*, **XII**, 31, 1968.
- PÁVAI-VAJNA, F.: Skizze des Baues der Gebirge Ungarns. *Földtani Közlöny*, **LX**, 1—12, 149, 1930.
- PÉCSI, M.: Relationship between slope geomorphology and Quaternary slope sedimentation. *Acta Geol. Acad. Sci. Hungaricae*, **11**, 307, 1967.
- RITSEMA, A. R.: Seismo-tectonic implications of a review of European Earthquake mechanism. *Geol. Rundschau*, **59**, 35, 1969.
- RONOV, A. B.—YAROSHEVSKY, A. A.: Chemical composition of the Earth's Crust. The Earth's Crust and Upper Mantle. *Geophys. Monograph.*, Washington, **13**, 37, 1969.
- STEGENA, L.: On the formation of the Hungarian basin. *Földtani Közlöny*, Budapest, **97**, 1967.
- STEGENA, L.: Geoisothermes in the depth of 1 km, a provisional map, 1970.
- SZALAI, T.: Die panonische Masse (Tisia). *Acta Geol. Acad. Sci. Hungaricae*, **14**, 71, 1970.
- SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: Magmachemismus, Magmatektonik und Unterströmungen im Karpatenbeckensystem. *Acta Geol. Acad. Sci. Hungaricae*, **10**, 1966.
- SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: A Föld szerkezete és fejlődése. Budapest, 1968.
- SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: Mechanismus des „oceanic spreading” im Lichte von Hochdruckexperimenten. *Acta Geodaetica, Geophys. et Montan. Acad. Sci. Hungaricae*, 1971.
- SZÁDECZKY-KARDOSS, E.:—PESTY, L.—KLIBURSZKY, B.—TOMSCHÉY, O.—TOMOR, E.: Vorläufiges über Messung des Dampfdruckes als Funktion des Belastungsdruckes und der Temperatur. *Acta Geol. Acad. Sci. Hungaricae*, **13**, 1969.
- SZÉKYNÉ FUX, V.: Telkibánya ércesedése és kárpáti kapcsolatai. Budapest, 1970.
- SZÉNÁS, GY.: The evolutions and structures of the WE-Carpathian Basin. Budapest, ELGI kiadv., 1969.
- SZEPESHÁZY, K.: A Tiszántúl ÉK-i részének felsőkréta és paleogén korú képződményei. (The Upper Cretaceous and Paleogene of the NE-Hungary.) (In print.) 1970.
- TOLLMANN, A.: Die tektonische Gliederung des Alpen—Karpaten—Bogens. *Geologie*, **18**, 1131, 1969.
- TURCULET, L.—MIHAIL, E.: Considérations géologiques sur la plate-forme moesique de la partie NE de la Roumanie. *Acta Geol. Acad. Sci. Hungaricae*, **14**, 95, 1970.
- VADÁSZ, E.: Magyarország földtana. Budapest, 1960.
- VAN BEMMELEN, R. W.: Origin of the Western Mediterranean Sea. *Verth. Kong. Geol. Mij-nouvouwk. Gen.*, **26**, 1969.
- VAN DER VOO, R.—ZIJDERVELD, J. D. A.: Paleomagnetism in the western Mediterranean area. *Transac. Kom. Ned. Geol. Mynbk. Gen.*, **26**, 121, 1969.
- VEIZER, J.: Contributions to tectogenesis and orogenesis of the Slovak Part of the High Tatra

- Mantle Series. Geol. Zbornik Geol. Carpathica, Bratislava, **21**, 309, 1970.
- VENDEL, M.: Studien aus der jungen karpathischen Metallprovinz. Bánya és Kohóméren. Oszk. Közleményei, Sopron, **16**, 194, 1944.
- VÖRÖS, I.: Iddingsitesedés a Kab-hegyi bazaltban. Földtani Közl., **92**, 174, 1962.
- WEIN, GY.: Tectonic review of the Neogene-covered area of Hungary. Acta Geol. Acad. Sci. Hungaricae, **13**, 399, 1969.
- WILSON, J. T.: Evidence from ocean islands suggesting movements of the Earth. Phil. Trans. Roy. Soc. London, A, 258, 1965.
- WILSON, J. T.: Aspects of the different mechanics of ocean floors and continents. The World Rift. System, Tectonophysics, **8**, 4–6, 1969.
- WOLLARD, G. P.: Standardization of gravity measurements. The Earth Crust and Upper Mantle. Washington, 283, 1969.
- ZARUBA, Q.—MENCL, V.: Landslides and their control. Prague, 1969.



MECHANISM OF THE NEW GLOBAL TECTONICS AND ITS RELATIONS TO THE EVOLUTION OF THE EARTH AND LIFE

**Theses of the Study Introducing a Discussion Entitled "The Carpatho-Dinaride
Area from the Point of View of the New Global Tectonics"**

By
E. SZÁDECZKY-KARDOSS (BUDAPEST)

I. General Theses. Deep Mechanism

1.1. The mechanism of the horizontal lithosphere displacements is originated mainly by the processes connected to the subduction of sediments into the mantle.

1.2. The cold sediment getting the deeper superficial troughs (e.g. trench, lineament, etc.) clears the way downwards for itself on the complex effect of its volatile-containing constituents.

- a) The walls of the troughs are shrunken by the cooling effect of its original low temperature, and this as well as the endothermal transformation reactions of the "geosynclinal" sediments widen the trough both laterally and downwards.
- b) The originating pressure-minimum has a suction effect.
- c) In greater depth the subduction trough is enlarged by the vapor pressure originating from the metamorphism of the sediments.
- d) The lubricant effect of the vapor and the higher density of the cold descending plate promotes the gravitational subduction of the rocks.

1.3. The final depth of the subducted plate is determined not by the absolute temperature of the subducting sediment but by the temperature difference between the descending and neighbouring rocks. The depth of subduction grows with the increase of the sediment mass and the rate of subduction.

1.4. The temperature of the subduction zone, changing with the sediment mass, with the thickness of the descending lithosphere and with the rate of subduction can be calculated in function of time and depth. This calculation can be done by taking into consideration the heat-conveying capacity of the rocks, the complex thermal effect of the descending rock metamorphism, the radioactive heat generation and the thermal radiation (fig. 12).

1.5. The movement of the descending sediment is continuous but its velocity changes thus the subduction is more or less a cyclic phenomenon. These-called tectonophases correspond to the maximums of the movement's velocity.

1.6. The interstitial, absorbed and slightly bound water of the sediments are expelled already in the first few kilometres of subduction. Its lubricant effect increases the tectonic mobility of its surroundings ("cold" ophiolitic intrusions!).

1.7. The rapid cooling along the subduction plane introduces the glaucophane-schist metamorphism of low temperature and high pressure. On the other hand it promotes the uplift of the (hot) ophiolitic intrusions by its tensile stress.

1.8. According to our experiments in case of clay minerals loaded by high pressure the chemically bound water is released at about 500 to 650 and at about 900 °C. These are endothermal reactions.

1.9. The descending sediments reach the reaction temperature of 500 to 650 °C in a depth of about 40 to 60 kilometres. The vapor released at that time starts the amphibolite facies metamorphism and the partial melting of the sediments and their surroundings, the migmatitization, the granitization and the greenschist facies metamorphism of the remote surrounding rocks. With its lubricant effect and vapor pressure it activates the orogenic movements.

1.10. The following vapor stream releasing at about 900 °C starts a second igneous process. According to this temperature a melt of andesitic average composition is activated (:subsequent andesitic volcanism).

1.11. At about 1.000 °C (in a depth of more than 100 km) a dry exothermal reaction takes place. The thermal (rock-expanding) effect of this, increasing the pressure, initiates a new igneous process. In lack of vapor the measure of this uprush is quantitatively less than that of the previous ones. At this temperature a melt of basaltic composition is generated (: final basaltic volcanism).

1.12. The partial melts deriving from the subducted sediments become more basic with increasing depth. At the same time it dissolves more and more alkalis, especially potassium from the crystalline rocks of the lithosphere. Thus the primordial (non metasomatic) potassium content of the volcanic rocks is a measure of the depth of subduction, *i.e.* of the depth of the igneous melting process. Old subductions and depths of magma chambers may be reconstructed by this "method of the relative potassium content" (fig. 13).

1.13. The vapor developing in great depths is of self-sealing effect: moving upwards it turns cooler, its pressure and progressing capacity decreases. This vapor condensed in the upper part descends for the most part and evaporates again by the continuous subduction. It get mainly the low velocity layer (asthenosphere) where the possibility of its horizontal extension is given. The vapor developing in great depths moves therefore mainly downwards and sideways.

I.14. The minerals of small crystal water content (amphibole, phlogopite) are stable up to about 25 kilobars, *i.e.* down to about 100 km depth (LAMBERT and WYLLIE). Therefore amphibole and phlogopite originate in the uppermost mantle on the effect of the vapor of the sediments along the subduction plane and above the vapor-pillow (see below) in the bottom of the lithosphere. Since these minerals crystallize with volume-expansion the mantle above the lithosphere becomes an isolating, vapor-sealing layer.]

I.15. In the levels of a pressure higher than 25 kilobars the vapor originating from the descending sediments forms an interstitial fluid phase, which promotes the partial melting of this level. As a result the well-conducting low velocity layer (Gutenberg-channel, astenosphere) comes into existence.

I.16. The major part of the vapor originating in considerable quantity from the continuously descending sediments accumulates in the uppermost—therefore relatively low pressure—level of the Gutenberg-channel. Thus a vapor-pillow is generated in this level, which separates the lithosphere from the deeper part of the mantle. The lithosphere above the vapor-pillow becomes horizontally mobile on the floating effect of its lubricant and counter pressure. In this way the lithosphere plates may slide even on the slight slopes of the oceanic ridges.

I.17. According to our experiments the fluid phase of an overwhelmingly solid system is capable of selective migration even under high load pressure. The “vapor-pillow”, therefore, migrates selectively parallel with the vapor-pressure slope (fig. 11.). The direction of the selective migration determines that of the maximum axis of the magnetotelluric anisotropy.

I.18. Where a collision of two opposite vapor-streams occurs (*e.g.* under the “median mass” between two orogenic zones) the pressure and temperature grow till the vapor breaks through the uppermost mantle. As a result of this the uppermost part of the mantle, the coldest part under the Moho-surface becomes serpentinized, or talcized depending on the temperature. Along this Moho-plane of the convection cell the vapor migrates backward, towards the subduction plane (fig. 11.).

I.19. The vapor of the Moho-level dissolves the lowest part of the crust, which grows thinner in this way, *e.g.* under “median masses”.

I.20. The low-velocity zone and the vapor-pillow lie deeper under the continents than under the oceans. The vapor-pillow less conquers the friction of the higher overpressure under the continents; thus the continental lithosphere is less mobile than the oceanic one and it restrains the horizontal displacement of the oceanic lithosphere.

I.21. From the deep parts of the subduction zone the relatively acidic partial melt migrates selectively away whereby the crustal rocks transform into ultrabasic mantle rocks.

I.22. The dynamics of the new global tectonics is the consequence of the peculiarity of the minerals of high volatile content, first of all of the clay

minerals, turning their crystal water in great depths into steam. In this way a huge steam engine works in the depth of the Earth by the interference of the clay-transformation.

II. Near-surface Mechanism. Regional Geological Theses

2.1. According to the latest investigations the rate of erosion on the continents is 0.66 to 1.4 mm/year. The rate of accumulation of the sediments is nearly the same in the main zones of the lithosphere subduction, *i.e.* in the trenches.

2.2. Tectonite-like "melange" originates from the assemblage of the ophiolitic rocks and of partly turbiditic clay, graywacke, radiolarite getting the trenches redeposited by gravity sliding.

2.3. According to the thickness of the displacing sediments by gravity sliding turbidites (partly of rhythmic stratification), folding, or overthrust are generated. Thick sediment masses sliding as tectonic nappes into the subduction zones generate the "Verschluckungs" structures (fig. 8.).

2.4. The subduction zones are at the same time preformed transversal displacement zones (lubricant effect!).

2.5. The typical "melange" forms in the main eugeosynclinal subduction zones. Mostly the original deposition area of the eugeosyncline is considerably narrowed by the subduction. Thus its main clayey sediments and radiolarites disappear from the surface.

2.6. Miogeosynclines are richer in carbonaceous rocks (AUBOUIN). They are less suitable to subduction.

2.7. This petrological and tectonic contrast of the eu- and miogeosynclines explains the fact that contrary to the average CaO-content of 4 per cent of the eroded rocks, the average of the sediment contains 14 per cent CaO and adequate CO₂ quantity (RONOV and YAROSHEVSKI).

2.8. In the Carpatho—Pannon—Dinaric area three main Alpine subduction zones can be distinguished at least: the Piennin klippen zone, the Igal—Bükk—Northern Transylvania—Maros—Vardar zone and the Inner Dinaride zone (fig. 2.).

2.9. The subduction of the Piennin klippen zone took place in two main phases: during the Upper Cretaceous the Inner Carpathian overthrust folding mainly from southern direction, while in the Miocene the Outer Carpathian flysch zone folded with overthrusting mainly from the north (fig. 3. and fig. 4.).

2.10. The Alpine main-phase of the Igal—Bükk—Maros—Vardar subduction is partly early Triassic (Igal—Bükk), partly Upper Cretaceous (Maros—Vardar). During the Upper Cretaceous the Codru and Bihar nappes coming from the north and the Getian nappe coming from the

south are originated by two different subductions. These nappes were later undulatorily folded by the displacement of the Moesian platform. The Varadar zone is characterized by a similar bilateral nappe-structure (fig. 5, 6. and 7).

2.11. The subduction of highest intensity took place in the Inner Dinarides connected to its considerable gliding to southeast. Accordingly, a semi-circular system of structural lines develops around this subduction (CIOCARDEL and SOCOLESCU). "Melange" is considerably developed in the Inner Dinarides (DIMITRIJEVIC).

2.12. The movement of the Inner Dinarides pushes northwards the western margin of the Moesian platform. In the Pannonian—Carpathian area a compression zone is generated by this displacement. South and west of the Moesian platform in Bulgaria and Yugoslavia, in contrary, a tension zone characterized by Upper Cretaceous—Paleogene igneous activity develops (fig. 2.).

2.13. Reconstructing the original width of the eugeosynclines the area of the Carpathians and Northern Alps extended southwards and that of the Dinarides extended to the west (referring to the relatively immobile Ukrainian platform, fig. 14.).

2.14. The eastward displacement of the orogenic zones of the northern Mediterranean area is supported by paleomagnetic measurements and seismological evaluations (RITSEMA and others, fig. 15.).

2.15. The Alps and the Carpathians were forced by this movement to the north displacing onto the lowlands between the old platforms and massifs. Their displacement took place mainly along fault planes of NNE direction (e.g. Darnó-line, fig. 16.).

2.16. The displacement of the north-Mediterranean orogenic zones is connected with the spreading of the Atlantic ocean, *i. e.* with the east displacement of the east-Atlantic lithosphere plates, particularly with the faster movement of the Gibraltar—Azores strip (fig. 15.).

2.17. The faster subduction of the Gibraltar—Azores strip is made possible by the lubricant effect of the sediments of the Mediterranean geosynclines, being more mobile than the thicker lithosphere of the older meso-European massifs and paleo-European platforms.

2.18. The Oslo—Rhine—Hon graben is the result of the tension above the basalt-pillow accumulating in the fold along the Moho-surface by the Atlantic spreading (ILLIES and MUELLER). Such graben systems are formed within the lithosphere plates and are slid together with them (fig. 19.).

2.19. In the Mediterranean zone the subduction grows about to the asthenosphere of the Gutenberg-channel (fig. 18.). The Circumpacific type of subduction reaching even the depth of 750 km represents an other more simple kind of subduction.

2.20. The more intense superficial displacements form a unified system directing towards the Pamir Mountains or the delta of the Indus river, respectively. In the area of the Indus-delta there is the main displacement of the geoid surface in connection with the excentricity of the Earth's core according to the investigations of BARTA. The uniform superficial displacements can be explained partly as a gravity sliding of the lithosphere plates downwards on the slope of the deformed surface (fig. 20.).

2.21. In the displacement systems of the Earth those of eastern direction are predominant and those along the equator are most intense. The displacements may be connected partly to the rotation of the earth, and may represent the mechanical appearance of the equatorial bulge.

III. Practical Relations. Connections with other Sciences

3.1. The water and hydrocarbons releasing gradually from the huge sediment masses forced into the subduction zone accumulate in the overlying sediments. As a consequence of this majority of the great young hydrocarbon deposits of the Carpatho—Pannon—Dinaride area lie in the migration aureole of the subduction zones.

3.2. The trace elements bound incongruently in the rock-forming minerals become mobilized during the vapor-forming dehydration reactions of the rocks of the subduction zone. During the crystallization of the partial melts, however, these mobilized trace elements are captured according to their ionic radii by the main elements of the igneous rocks. Thus the primordial distribution of the trace elements in the igneous rocks is determined merely by their ionic radii, according to the high-temperature tolerance of capturing. Later, however, during the low temperature crystallization (e.g. hydrothermal processes) the trace elements become partly dispersed or form independent "igneous" ore deposits. "Igneous" ore deposits, therefore, accumulate mainly around the subduction zones and in their igneous aureolas (table p. 45.).

3.3. During the formation of new igneous rocks the trace elements accumulate mainly in these rocks and in their sandy disintegration products. Later, releasing from the incongruent bounds they are partly captured by clay minerals characterized by small compound potential and thus by great tolerance. Partly they get the ocean, too.

3.4. As a result of the CaCO_3 accumulation of the biosphere the CO_2 -content of the atmosphere decreases. (In contrary the atmosphere of the Venus is CO_2 -rich). This decrease of CO_2 of the atmosphere, however, oscillates according to the rapid decomposition of the organic substances of the subducted sediments, which temporary increases the CO_2 -content of the atmosphere during the post-orogenic periods (fig. 21.).

3.5. The reduction of the multi-valent ions of the subducted sediments results in the ascension of oxygen, *i.e.* the oxydation of the highest levels of the subduction zone and the increase of the oxygen-content of the atmosphere, subsequent to the main tectonophases.

3.6. This phenomenon promotes the formation of the terrigenous red sediments rich in ferri-ions. For instance: subsequently to the Caledonian orogeny the Old Red Sandstone, subsequently to the Hercynian orogeny the New Red Sandstone, and subsequently to the Alpine Upper Cretaceous orogeny the Eocene red complexes were formed. On the contrary, the "reduced" sediments, *i.e.* graptolite schists, occur at the end of the tectonophases.

3.7. The post-orogenic increase of the oxygen-content of the atmosphere promotes the extinction of the species being unable for accommodation to this, and the spreading of the species suitable for the increasing oxygen-content. The subduction cycles accelerate the spreading of new species, *i.e.* the evolution of life.

3.8. In the overwhelming majority of the cosmos surrounding the earth a highly developed life exists only on our planet. The Earth degraded from the "world's centre" to a common planet becomes now a planet of special characteristics with the exceptional developed life (noosphere). This is due mainly to the cyclic mobilization of elements by the argilogenic vapor-pillow mechanism.

3.9. On the basis of the new global tectonics the investigation of the geometrical connections between the evolution of the solid Earth and that of the hydrosphere, atmosphere and biosphere becomes possible.

(Figures see in the hungarian text.)

A kiadásért felel az Akadémiai Kiadó igazgatója

Műszaki szerkesztő: Helle Mária

A kézirat nyomdába érkezett: 1971. VII. 20. — Terjedlem: 8,05 (A/5) ív

71.72158 Akadémiai Nyomda, Budapest — Felelős vezető: Bernát György

TARTALOMJEGYZÉK

<i>Szádeczky-Kardoss Elemér: Beköszöntő</i>	1
<i>Szádeczky-Kardoss Elemér: Az új globális tektonika mozgásmechanizmusa és kapcsolatai a Föld és az Élet fejlődésével</i>	3
<i>A Kárpát—Dinarid terület az új globális tektonika szemszögéből c. vitaindító tanulmány tézisei</i>	71
<i>Irodalom</i>	78
<i>Theses of the Study Introducing a Discussion Entitled „The Carpatho—Dinaride Area from the Point of View of the New Global Tectonics”</i>	82



GEONÓMIA és BÁNYÁSZAT

A Magyar
Tudományos Akadémia
X. Föld- és Bányászati
Tudományok Osztályának
Közleményei
4. kötet 2-4. szám



AKADÉMIAI KIADÓ · BUDAPEST · 1971

GEONÓMIA és Bányászat

A Magyar Tudományos Akadémia Föld- és Bányászati Tudományok Osztályának Közleményei

SZERKESZTI

SZÁDECZKY-KARDOSS ELEMÉR

SZERKESZTŐ BIZOTTSÁG

BARTA GYÖRGY, BÉLL BÉLA, FÜLÖP JÓZSEF, PANTÓ GÁBOR,
PÉCSI MÁRTON, TÁRCZY-HORNOCH ANTAL, ZAMBÓ JÁNOS

A Magyar Tudományos Akadémia Föld- és Bányászati Tudományok Osztályának Közleményei változó terjedelmű füzetekben jelennek meg. Négy füzet alkot egy kötetet. Évenként általában egy kötet jelenik meg.

A kéziratok a következő címre küldendők:

Magyar Tudományos Akadémia
Föld- és Bányászati Tudományok Osztályának Közleményei
Budapest V., Münnich Ferenc utca 7.

Ugyanerre a címre küldendő minden szerkesztőségi levelezés.

A közlésre el nem fogadott kéziratokat a szerkesztőség lehetőleg visszajuttatja a szerzőhöz, de felelősséget a beküldött kéziratok megőrzéséért vagy továbbításáért nem vállal.

A Közlemények előfizetési ára kötetenként 60 forint. Belföldi megrendelések az Akadémiai Kiadó (Budapest V., Alkotmány utca 21. Pénzforgalmi jelzőszámunk: 215—11488), külföldi megrendelések a „Kultúra” Könyv- és Hírlap Külkereskedelmi Vállalat, Budapest I., Fő utca 32., Pénzforgalmi jelzőszám: 218—10990 útján eszközölhetők.

A Magyar Tudományos Akadémia Föld- és Bányászati Tudományok Osztályának idegen nyelvű kiadványai az *Acta Geologica* és az újonnan megindult *Acta Geodaetica, Geophysica et Montanistica* c. folyóiratok. E lapok hivatottak a magyar föld- és bányászati tudományok eredményeinek legjavát, egyes kiváló külföldi tanulmányokkal együtt, a külföldnek tolmácsolni. A cikkek angol, német, francia vagy orosz nyelven jelennek meg (lehetőleg a szerző kívánsága szerint), a cikk nyelvétől eltérő nyelvű összefoglalóval. A cikkeket magyar vagy a szerző választotta idegen nyelven (és magyar nyelven) kell a szerkesztőségek címére (Budapest V., Münnich Ferenc u. 7.) beküldeni.

AKADÉMIAI SZÉKFOGLALÓK

BEVEZETŐ

BARTA GYÖRGY AKADÉMIAI SZÉKFOGLALÓJÁHOZ

SZÁDECZKY-KARDOSS ELEMÉR

AKADÉMIKUS

BARTA GYÖRGY akad. lev. tag székfoglalójának meghallgatására gyűltünk össze. Szorosabb szaktársain kívül a földtudományok számos más ága képviselőinek megjelenése BARTA GYÖRGYnek, a kiváló tudósnek személye iránti érdeklődést és az általa képviselt kutatásirány általános geonómiai fontosságát is tanúsítja.

BARTA GYÖRGY matematika-fizika tanári oklevelének megszerzése után 1939-ben a Meteorológiai és Földmágnességi Intézetben kezdte meg RÉTHLY professzor mellett munkásságát. Külföldi tanulmányutak után az ógyallai földmágneses szolgálat fejlesztéséhez fogott. Munkáját később Budapesten folytatta, ahol 1949 óta az Országos Földmágneses Hálózat méréseit vezeti. 1950 óta az Eötvös Loránd Geofizikai Intézet osztályvezetője. Megszervezte Budapest, Tihany és Baja mágneses obszervatóriumait.

Az egyetemi doktorátust 1947-ben, az akadémiai műszaki doktori fokozatot 1956-ban szerezte meg. Élénken részt vesz az egyetemi oktatásban is, és ennek elismerésképpen egyetemi tanári címet kapott. 1963-ban Munka Érdemrenddel tüntették ki. A múlt évben választottuk az Akadémia levelező tagjává.

Régóta vesz igen aktív részt az Akadémiai Geofizikai Bizottságnak munkájában, amelynek jelenleg elnöke. Anyag- és Energiaáramlási Ankétjaink egyik szervezője. Kitűnő érzékkel és odaadással működik a földtudományok szervezése és tudománypolitikai kérdések megoldásában. A Magyar Geofizikusok Egyesületének elnökségi és tiszteleti tagsága és a Meteorológiai Társaság választmányi tagsága is intenzív és széles körű tudományos és tudománypolitikai munkásságát bizonyítja. Legújabban a COSPAR Nemzeti Bizottságnak is elnöke. A Nemzetközi Geofizikai Együttműködés Végrehajtó Bizottságának tagja.

Az általános elismerésnek e sokféle jelét elsősorban igen eredményes tudományos kutatásaival, valamint lelkes tudománypolitikai működésével érdemelte ki.

A mágneses hálózaton végzett megfigyelései során figyelmét különösen a Föld mágneses terének szekuláris változásai kötötték le. Felismerte a földmágnesség 50 éves periódusos változásait, melyeket a szovjet archeomágneses

vizsgálatok több ezer évre visszamenőleg valószínűsítettek. Elmélyedő, matematikailag megalapozott vizsgálatai útján e változásokat kapcsolatba hozta a Föld mozgásával, a gravitációs térrel és a földrengések gyakoriságával. Az 50 éves periódus tehát kimutatható a Föld forgásában, a földtengely ingadozásában, a földrengés gyakoriságában is.

Legfontosabb, nemzetközileg is nagy figyelemre méltatott megállapítása szerint a földmágnesség intenzitásának változásai a Föld magjának excentrikus helyzetével magyarázhatók. Ez az excentricitás nyilvánul meg a földfelszín háromtengelyűségében is, amelyben kb. 100 m nagyságrendű nívófelület-deformációt okoz. Vizsgálatai szerint a földmag excentrikus helyzete időben változik, kb. $0,2^\circ$ sebességgel NyÉNy-ra tolódik. Ennek fékező hatása közrejátszhat a Föld forgássebességének kambrium óta feltételezhető csökkenésében. Az ily módon adódó energiadifferenciáról kimutatta, hogy az kb. 400-szorosa a földrengési energiának. Joggal feltételezi, hogy a Pacifikus óceán alatti kis sűrűségű félgömb előrenyomul a kisebb sűrűségű ázsiai félgömbre, s így hozzájárul az amerikai kontinens Ny-i hegláncainak felgyűrődéséhez, valamint az Ázsia K-i partvidéke mélytengeri árkainak szétszakadásához.

Hallgassuk meg most ezekről a vizsgálatokról BARTA lev. tag autentikus előadását. Felkérem BARTA GYÖRGY lev. tagot, tartsa meg „A Föld erőtereinek évszázados változásairól és torzultságáról” c. székfoglaló a előadását.

A FÖLD ERŐTEREINEK ÉVSZÁZADOS VÁLTOZÁSAIRÓL ÉS TORZULTSÁGÁRÓL*

BARTA GYÖRGY

AKAD. LEV. TAG

a) *A mágneses tér évszázados változásának globális tulajdonságai*

A földmágneses évszázados változás nagy mérete és viszonylag gyors lefolyása miatt nehezen illeszthető megszokott földtudományi világképünkbe. Nem tudunk ugyanis hozzárendelni a Föld felszínén hasonló nagyságrendű és földtani szempontból nézve ilyen gyors változásokat. Ezért a már több száz éve ismert mágneses jelenség vizsgálata még manapság is korszerű és eredményeket ígérő kutatási terület.

Magyar szempontból külön érdekességet ad a problémakörnek, hogy a viszonylag korán — idén éppen száz éve — megkezdődött obszervatóriumi észleléssorozatunk részben technikai, részben politikai okokból sokszor megszakadt, és az egységes észleléssorozat felépítése óhatatlanul a mágneses évszázados változás jellegzetességeinek vizsgálatához vezet.

Az ilyen vizsgálatokban a változást általában komponensekre bontva térképen ábrázolják, és az egyenlő változású pontokat összekötve ún. izopor térképeket szerkesztenek. Ezek a térképek természetesen helyesen jelzik a változások eloszlását a Föld felületén. A jelenség szétbontása összetevőkre és térképszerű ábrázolása azonban nagyon mesterkéltné, és erősen gátolta a következetes fizikai szemléleten alapuló egységes kép kialakítását. Az a felfogás alakult ki, hogy a mágneses évszázados változás lokális, legfeljebb regionális folyamatok lazán összefüggő halmazából áll, és benne nem lehet találni az egész Földre érvényes általános jellegű sajátságokat.

Az egységes magyarországi észleléssorozat felépítése során már régen feltűnt, hogy az európai obszervatóriumok mágneses évszázados változásában egy kb. 50 év periódusú lüktetés észlelhető. A további vizsgálat kiderítette, hogy a jelenség az egész északi féltekén egységesen jelentkezik, de a déli félteke kisszámú obszervatóriumaiban is felismerhető. A jelenség arra vezethető vissza, hogy az évszázados változás folyamán a mágneses vektor végpontja csavarvonalyszerű pályán mozog.

A jelenség egységes fellépéséből arra lehet következtetni, hogy a mágneses évszázados változás vagy legalábbis annak nagy része — az eddigi felfogástól eltérően — az egész Földet egységesen érintő globális folyamat következménye.

* Székfoglaló előadás, 1971. I. 25.

Alátámasztotta ezt a felfogást az a megállapítás, hogy a Föld forgássebesség-változásában, a sarkmagasság-ingadozás amplitúdójában és körüljárási idejében, valamint néhány helyen a tengerszintmagasság ingadozásában hasonló periódusokat lehetett észlelni. A Föld különböző jellegű dinamikus jelenségeiben és a mágneses évszázados változásban fellépő azonos periódusokból arra következtethetünk, hogy ezekben a jelenségekben valamilyen módon nagy tömegek mozgása nyilvánul meg.

A vizsgálatban nehézségeket okoz, hogy a földmágneses obszervatóriumokban általában használt XYZ koordináta-rendszer a hely függvénye, és ezért az egymástól nagyobb távolságra fekvő obszervatóriumok évszázadosváltozás-görbéit közvetlenül nem hasonlíthatjuk össze egymással. Az egységes szemlélet hangsúlyozására megvizsgáltuk az évszázados változás fő vektorának irányát a Földhöz képest egységes koordináta-rendszerben. A vizsgálat során az évszázadosváltozás-görbét ortogonálisan vetítettük az egyenlítő síkjára és arra merőleges két síkra. Majd ezeknek a képeknek a felhasználásával empirikus úton megkerestük a jelenség szimmetria-középpontját.

Azt találtuk, hogy a változásvektorok kb. az Indus torkolatvidéke körül konvergálnak, a vetületi kép peremén fekvő obszervatóriumok görbéi pedig divergálnak. Ilyen módon bizonyos mértékig a mágneses évszázados változás fő részével kapcsolatban is egységes kép alakult ki. Már ennek a vizsgálatnak a során feltűnt, hogy a Föld geometriai középpontjától Ausztrália irányába excentrikus földmágneses dipólus a mérések szerint a Föld belsejében éppen az indiai szimmetriai középpont felé mozog. Lehetséges, hogy a változásvektoroknak jellegzetes képét éppen ez a mozgás okozza. Az elgondolás megfelel a tudomány azon álláspontjának, hogy a mágneses évszázados változást a Föld külső magjában folyó konvekciós áramok okozzák.

A konvekciós áram fogalma azonban magában rejti az anyagmozgás, illetve anyagátrendeződés fogalmát. Fel kell tehát tételeznünk, hogy Földünk magjának tömegeloszlása a geológiai korokhoz viszonyítva rövid idő alatt változik. Ezt a változást a felszínen a mágneses dipólus mozgása jelzi. Mind az excentricitás, mind annak évi változása a Föld méreteihez képest is jelentős méretű, és következményeit érdemes közelebbről megvizsgálni.

b) *Anyagátrendeződések a Föld belsejében*

Ilyen sebességű változást természetesen csak a Föld nagy mélységeiben, a Föld cseppfolyós magjában képzelhetünk el. A legegyszerűbb, ha feltételezzük, hogy a dipólust a Föld belső magja képviseli, és az mozdul el a külső mag plazmatikus halmazállapotú anyagában. Az anyagátrendeződés természetesen messzemenő további földfizikai következményekkel jár. Földünk nagy tömegeinek helyzetváltozása ugyanis gravitációs terünket és annak nívófelületeit

is megváltoztatja. Bizonyos csillagászati megfigyelések valóban utalnak ilyen változásokra. T. OKUDA, a Mizusava Szélességszolgálat Observatórium igazgatója a sarkmagasság-ingadozás KIMURA-féle tagjának évszázados változását észlelte. Az 5 sarkmagasság-megfigyelő observatórium adatrendszerében bizonyos általános jelleg (parallelitások és antiparallelitások) mutatható ki. Hasonlóképpen a pontosidő-szolgálat observatóriumainak mérései is bizonyos egységes késés—sietés rendszert mutatnak. Mindkét jelenségcsoport a Föld vívfelületeinek szekuláris megváltozására utal.

C. SUGAWA a sarkmagasság-ingadozás közben leírt póluspályákat vizsgálva megállapította, hogy az utolsó 30 év észlelései alapján 5 éves átlagokat képezve ezek a póluspályák torzult ellipszis alakúak, és hossz tengelyük Ausztrália irányába mutat. Ezzel a Föld forgásjelenségeiben is sikerült kimutatni a mágneses excentricitással megegyező irányú kitüntetett irányt.

c) A Föld erőtereinek torzultsága

A változásjelenségek természetesen szoros kapcsolatban lehetnek Földünk erőtereinek torzultságával. Nem tekintve ugyanis azt a szinguláris esetet, hogy az erőtér változása teljesen gömb- vagy tengelyszimmetrikus, minden évszázados változás az erőterek torzultságának megváltozásával egyértelmű. Erre szolgáltat a földmágneses tér és annak évszázados változása már régóta ismert példát.

Az erőterek torzultságát többen felhasználták már összehasonlító kutatásokra. Egyesek vizsgálták a korrelációt a geoid alak és a mágneses tér anomáliái között; mások a kontinentstáblák és óceánmedencék földfelületi eloszlását — tehát a nagy domborzati sajátosságokat — hasonlították össze a geoid alakokkal.

Ilyen típusú vizsgálatokat igen óvatosan szabad csak végezni. A Föld gravitációs és mágneses terének fizikai szerkezete ugyanis egymástól egészen eltérő; az egyik unipólikus, a másik dipólikus szerkezetű. A tömegek gravitációs hatása ezért a távolság négyzetével, mágneses hatása pedig a távolság köbével csökken arányosan. A gravitációs tér kialakításában az egész földtömeg, a mágnesességben pedig annak csak egy része — a földmag — vesz részt. Érthető tehát, hogy a két erőtér anomáliaképe alapvetően különbözik egymástól, és a kutatások csak néhány igen erőltetett kis mértékű korrelációra vezettek.

A domborzat összehasonlítása a geoid alakkal szintén helytelen. A domborzat ugyanis határozottan helyi jelenség, a geoid alak pedig a gravitáló és tehetetlen tömegek összehatásának eredménye. Egy hatalmas hegyvidék például a maga tömegével bizonyos csekély mértékben megváltoztathatja ugyan a vívfelületet, ez a hatás azonban a hegység környezetén túlmenően az egész Föld felületére kiterjed, és elvileg például az antipodális ponton is létezik. Nem is beszélve arról, hogy a viszonylag kis sűrűségű hegytömegek a

köpeny nagyobb sűrűségű anyagába süllyedve helyileg egyensúlyi állapotba kerülnek, és a domborzatkülönbséget okozó sűrűségkülönbségek gravitációs távolhatásukban már kiegyenlítődnek. A jelenségek közötti összefüggés tehát olyan bonyolult, hogy a közvetlen összehasonlítás nem biztat sok eredménnyel.

A vizsgálat továbbfejlesztése tehát az alaki összehasonlításon túlmenően csak a jelenségekben megnyilvánuló fizikai lényeg összehasonlításán keresztül remélhető. A probléma a fizikai lényeg helyes felismerésében és kifejtésében áll. A fizikai lényegét talán a földtest általános anyagi és energetikus inhomogenitásában, aszimmetrikus felépítésében kereshetjük.

Az inhomogenitás a felszínen közvetlenül észlelhető. Méréseinkkel mindig mélyebbre hatolva mind mélyebbről kapunk adatokat ilyen inhomogenitásról, illetve — az egész földtest vonatkozásában — a Föld-felépítés aszimmetriájáról. A legmélyebb, valószínűleg a Föld magjából származó inhomogenitásról permanens mágneses terünk értesít minket. Permanens mágneses terünk forrása jelenleg kb. 450 km-rel excentrikus Ausztrália irányában. A mérések szerint az excentrikusság iránya és nagysága szekulárisan változik.

Több mint 10 évvel ezelőtt felmerült a gondolat, hogy a geodéziai mérésekből elliptikusnak feltételezett egyenlítő nagytengelye éppen a mágneses excentricitás irányába esik, kistengelye pedig az évszázados változás indiai szimmetriapontja felé mutat. A két jelenségrendszer okozati összefüggése esetén a mágneses sajátságok változásából a gravitációs tér és a földalak évszázados változására következtethetünk.

d) *A geoid anomáliák általános értelmezése*

Mesterségeshold-megfigyelésekből a 10 évvel ezelőttihez viszonyítva ma már sokkal megbízhatóbb képünk van Földünk nagyméretű gravitációs, illetve geoid anomáliáiról. A régi megállapítást tehát úgy fogalmazhatjuk, hogy a mágneses dipólus excentricitása és az évszázados változás szimmetriapontja a legnagyobb pozitív és negatív geoid anomáliákkal esik össze. Feltételezve, hogy az anomáliák a mágneses dipólus vándorlásának sebességével változtatják helyüket, empirikusan következtethetünk gravitációs terünk változásának helyi sajátságára. Ebben az esetben azonban az anomáliákat teljesen a mágneses dipólusnak, illetve a neki megfelelő földbelső mának aszimmetrikus helyzetére vezetjük vissza. Ha azonban azok bizonyos része szekulárisan nem változó felületi (kéregben, köpenyben levő) hatókból származik, akkor a változó részt természetesen arányosan csökkenteni kell az állandó rész rovására. Ezért rendkívül fontos a geoid anomáliákat okozó hatók helyének, mibenlétének és mélységének vizsgálata.

Vizsgálatra olyan módszert kell használnunk, amely lehetőleg megfelelő gravitációs terünk fizikai természetének. Erre jól alkalmazható a zonális

gömbfüggvények matematikai formalizmusa. Ez ugyanis jól képes követni a hozzá tartozó tengely irányába eső tömegaszimmetriák által okozott potenciál-felület-torzulásokat. Ha egy túlnyomó méretű gömbszimmetrikus M tömeg belsejében a középponttól l_1 távolságban excentrikusan helyezkedik el egy m tömeg, akkor a két tömeg közös potenciáljának a kifejezésében szereplő trigonometrikus tagok az excentrikusság irányától mint tengelytől számított zonális gömbfüggvények. Ha az excentrikus tömeg pozitív, akkor a potenciál felület „körte” alakú, ha a tömeg negatív, akkor „alma” alakú. Fontos, hogy a potenciálfelület alakja az excentrikusság iránya körül forgásszimmetrikus.

A potenciál kifejezés második tagjának együtthatójából következtethetünk a ható tömeg nagyságára a mélységének függvényében. A másod- és harmadrendű együttható arányából pedig kiszámíthatjuk a ható tömeg mélységét. A többi tag figyelembevételével több — a szimmetriatengely irányába eső — hatót is számításba vehetünk, és felhasználásukkal felépíthetjük a gömbfüggvény-sor egész együttható-rendszerét. Gondolnunk kell azonban arra, hogy a magasabb tagok már bizonytalanabbak, és maga a számítás pontszerű kettős ható feltételezésével matematikai korlátokat tartalmaz. A hatók például nem pontszerűek, maguk is inhomogének lehetnek, és természetesen más, a szimmetriatengely irányán kívül eső hatók létezését sem zárhatjuk ki stb.

e) *A geoid egyenlítői anomáliái*

Vizsgáljuk meg először a Föld egyenlítői geoid anomáliáit. A számítást a „Smithsonian Standard Earth 1966” geoid alakkal végeztük (I. táblázat).

Első lépésként közelítsük meg nyolcadrendű zonális gömbfüggvényekkel $\lambda_0 = 146^\circ$ -tól kezdve a geoid alak egyenlítői metszetét. A számított és mért értékek különbsége a magas rendszámú megközelítés ellenére igen nagy, ami az első pillanatban arra mutat, hogy a megközelítés módja nem felel meg a vizsgált jelenségnek. Ha azonban a különbségsort jobban megvizsgáljuk, akkor igen nagy méretű antiszimmetriát találunk benne. A különbségsor a megközelítés iránya körül tükörszimmetrikusan egyenlő nagy, de ellenkező előjelű anomáliákat tartalmaz. A tükrözést elvégezve és az anomáliákat közepelve az anomáliák gyakorlatilag eltűnnek (II. táblázat).

A ható méretének és mélységének meghatározására irányuló megközelítő számítás tehát egy feltűnően antiszimmetrikus maradék anomália-rendszerre vezetett. Ennek a jelenségnek valószínűleg matematikai háttere van (páros és páratlan függvények szétválasztása). A kétféle szimmetria szétválasztása azonban a fizikai lényeg megközelítésére is alkalmas módszernek látszik.

Ebből a megfontolásból kiindulva keresve a megoldást egyszerre két irányból közelítettük meg zonális gömbfüggvényekkel a geoid egyenlítői metszetét, és kerestük azt a két irányt, amelyből a megközelítés a legjobb.

I. táblázat

A „Smithsonian 1966” geoid egyenlítői anomáliái méterben

	0°	1°	2°	3°	4°	5°	6°	7°	8°	9°
0	17,12	16,84	16,55	16,26	15,97	15,67	15,36	15,04	14,70	14,32
1	13,92	13,47	12,98	12,43	11,83	11,17	10,44	9,63	8,75	7,80
2	6,76	5,65	4,46	3,20	1,86	0,46	-1,01	-2,54	-4,12	-5,75
3	-7,42	-9,12	-10,85	-12,61	-14,38	-16,16	-17,95	-19,73	-21,52	-23,30
4	-25,08	-26,85	-28,62	-30,38	-32,13	-33,89	-35,66	-37,43	-39,21	-41,02
5	-42,84	-44,69	-46,58	-48,50	-50,46	-52,46	-54,50	-56,59	-58,71	-60,87
6	-63,06	-65,28	-67,51	-69,75	-71,98	-74,19	-76,37	-78,49	-80,54	-82,49
7	-84,33	-86,04	-87,59	-88,97	-90,15	-91,10	-91,82	-92,28	-92,46	-92,35
8	-91,93	-91,20	-90,14	-88,74	-87,02	-84,95	-82,56	-79,84	-76,80	-73,45
9	-69,82	-65,92	-61,76	-57,38	-52,79	-48,03	-43,13	-38,10	-32,99	-27,83
10	-22,64	-17,46	-12,31	-7,23	-2,25	2,62	7,35	11,91	16,28	20,46
11	24,42	28,16	31,67	34,94	37,97	40,76	43,32	45,66	47,77	49,67
12	51,38	52,90	54,25	55,45	56,52	57,46	58,30	59,05	59,73	60,35
13	60,92	61,46	61,98	62,47	62,96	63,44	63,91	64,38	64,84	65,30
14	65,74	66,16	66,54	66,90	67,20	67,45	67,63	67,72	67,73	67,64
15	67,44	67,12	66,68	66,11	65,40	64,55	63,57	62,45	61,20	59,82
16	58,32	56,71	55,00	53,19	51,31	49,36	47,37	45,35	43,31	41,27
17	39,24	37,25	35,31	33,43	31,62	29,91	28,28	26,77	25,37	24,09
18	22,92	21,88	20,96	20,16	19,47	18,88	18,40	18,00	17,68	17,42
19	17,22	17,05	16,90	16,77	16,64	16,48	16,30	16,07	15,78	15,44
20	15,02	14,52	13,94	13,26	12,49	11,63	10,68	9,64	8,52	7,31
21	6,04	4,70	3,30	1,86	0,38	-1,12	-2,63	-4,14	-5,65	-7,13
22	-8,58	-9,98	-11,34	-12,64	-13,86	-15,02	-16,10	-17,09	-18,00	-18,81
23	-19,54	-20,18	-20,72	-21,18	-21,54	-21,83	-22,03	-22,15	-22,20	-22,17
24	-22,07	-21,90	-21,68	-21,38	-21,04	-20,63	-20,16	-19,64	-19,07	-18,44
25	-17,75	-17,01	-16,21	-15,36	-14,44	-13,47	-12,44	-11,36	-10,21	-9,02
26	-7,76	-6,46	-5,12	-3,73	-2,32	-0,87	0,59	2,06	3,52	4,97
27	6,39	7,78	9,10	10,37	11,55	12,63	13,60	14,46	15,17	15,74
28	16,15	16,39	16,46	16,35	16,06	15,57	14,90	14,05	13,02	11,82
29	10,45	8,93	7,27	5,49	3,61	1,64	-0,40	-2,48	-4,58	-6,69
30	-8,77	-10,80	-12,76	-14,63	-16,39	-18,01	-19,48	-20,78	-21,90	-22,82
31	-23,54	-24,04	-24,32	-24,38	-24,22	-23,84	-23,24	-22,44	-21,44	-20,26
32	-18,91	-17,41	-15,77	-14,02	-12,16	-10,23	-8,25	-6,23	-4,19	-2,16
33	-0,15	1,81	3,72	5,55	7,30	8,94	10,48	11,89	13,19	14,35
34	15,39	16,30	17,08	17,73	18,26	18,68	19,00	19,21	19,34	19,38
35	19,36	19,27	19,13	18,95	18,74	18,50	18,24	17,97	17,69	17,40

A számítást több irányból elvégezve a legjobb megközelítést a $\lambda_1 = 58^\circ$ és $\lambda_2 = 156,5^\circ$ irányból kaptuk (III. táblázat). A számítás végeredményeképpen azt kaptuk, hogy a megközelítő és megközelített görbék az egész Föld körül meglepően azonosan futnak. Értékkülönbségük átlaga 5 m-nél kisebb, az egyes különbségek pedig csak néhány kivételes esetben lépik túl a 10 métert. Magasabb fokú közelítés esetén ezek az adatok természetesen jelentősen tovább csökkennek (IV. táblázat).

II. táblázat

Az egyenlítői geoidmetszet megközelítése a $\lambda_0 = 146^\circ$ E. Gr. irányból nyolcadrendű zonális gömbfüggvényekkel

λ °	m mért	m szám.	Δ_1	λ °	m mért	m szám.	Δ_2	$\frac{\Delta_1 + \Delta_2}{2}$	b	$\frac{a + b}{2}$
146	+67,63	+67,67	-0,04					-0,02		-0,01
156	+63,57	+63,81	-0,24	136	+63,91	+63,81	+0,10	-0,07	+0,05	-0,01
166	+47,37	+52,98	-5,61	126	+58,30	+52,98	+5,32	-0,14	+0,08	-0,03
176	+28,28	+35,96	-7,68	116	+43,32	+35,96	+7,36	-0,16	+0,14	-0,01
186	+18,40	+12,97	+5,43	106	+7,35	+12,97	-5,62	-0,10	+0,20	+0,05
196	+16,30	-13,30	+29,60	96	-43,13	-13,30	-29,83	-0,12	+0,22	+0,05
206	+10,68	-35,85	+46,53	86	-82,56	-35,85	-46,71	-0,09	+0,18	+0,04
216	-2,63	-47,14	+44,51	76	-91,82	-47,14	-44,68	-0,08	+0,28	+0,10
226	-16,10	-46,15	+30,05	66	-76,37	-46,15	-30,22	-0,08	+0,02	-0,03
236	-22,03	-38,21	+16,18	56	-54,50	-38,21	-16,29	-0,06		-0,03
246	-20,16	-27,93	+7,77	46	-35,66	-27,93	-7,73	+0,02		
256	-12,44	-15,30	+2,86	36	-17,59	-15,30	-2,29	+0,28		
266	+0,59	-0,39	+0,98	26	-1,01	-0,39	-0,62	+0,18		
276	+13,60	+11,80	+1,80	16	+10,44	+11,80	-1,36	+0,22		
286	+14,90	+14,93	-0,03	6	+15,36	+14,93	+0,43	+0,20		
296	-0,40	+8,78	-9,18	356	+18,24	+8,78	+9,46	+0,14		
306	-19,48	-0,32	-19,16	346	+19,00	-0,32	+19,32	+0,08		
316	-23,24	-6,43	-16,81	336	+10,48	-6,43	+16,91	+0,05		
326	-8,25	-8,25	0,00					0,00		

A meglehetősen bonyolult lefutású egyenlítői geoidmetszet tehát előállítható két, matematikai értelemben szigorúan szimmetrikus anomáliakép összegeként. Ebből arra a lényeges felismerésre jutottunk, hogy a Kelet-Csendes-óceán, Dél-Amerika, Atlanti-óceán és Afrika területén jelentkező egyenlítői geoid anomáliák valószínűleg csak az indiai és ausztráliai fő anomáliák átellenes oldali szuperpozíciójából származnak. Önálló tömeg- vagy energia-inhomogenitási alapjuk nincs (I. ábra).

f) A geoid anomáliák értelmezése az egész Föld felületén

A feltételezés nagyon egyszerűsíti a geoid anomáliákról kialakított elképzelésünket, és a jelenség okával kapcsolatban az egyenlítőre és ezzel a Föld dinamikus jelenségeire tereli a figyelmet. Ezért földfelépítési szempontból annyira fontosnak tűnik, hogy feltétlenül kívánatosnak látszik kilépni az egyenlítői metszet szűk lehetőségeiből és megvizsgálni a jelenséget a geoid egész anomáliarendszere szempontjából is. Erre lehetőséget nyújt a zonális

III. táblázat

Az egyenlítői geoidmetszet mért és számított értékei különbségének átlagai különböző megközelítési irányokból. A legjobb megközelítés helye: +

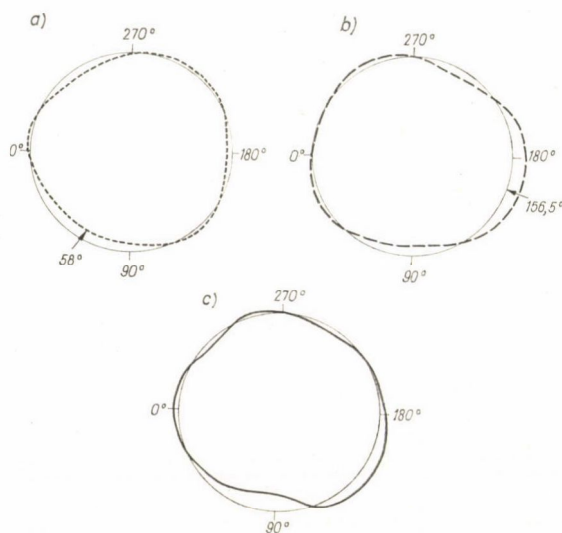
λ_2	$\lambda_1 = 54^\circ$	$\lambda_1 = 56^\circ$	$\lambda_1 = 58^\circ$	$\lambda_1 = 60^\circ$	$\lambda_1 = 62^\circ$	$\lambda_1 = 64^\circ$
162°	13,50		7,78		7,07	
160°		7,23		5,70		7,44
158°	7,35		5,05		5,94	
156°		5,28	4,86			
			+			
156°		5,08	4,84	5,21		7,42
154°	5,83		5,26		6,64	
152°		6,08		6,71		
150°	7,65		7,65		8,84	

gömbfüggvények forgásszimmetriája. Kiszámítva a kerek számú koordinátametszéspontok gömbi távolságát a megközelítési irányoktól, a forgásszimmetriát kihasználva, könnyen meghatározhatjuk az egyes anomália-összetevőket a földfelület térképszerűen elosztott pontjain (2. ábra). Az összegezés elvégzése és a tömegaszimmetria miatt fellépő sarki lapultság, valamint a sarki metszet „körte” alakjának figyelembevétele után megkapjuk az egyenlítői metszetről számított, két forgásszimmetrikusnak feltételezett anomáliarendszerből felépített geoid képet.

Az így számított geoid kép az anomáliák helye, jellege és mérete szempontjából nemcsak hasonlónak, hanem azonosnak vehető a mért geoid képpel. Egyes — különböző módszerekkel számított — geoid képek között nagyobb a különbség, mint a bemutatott mért és számított kép között (3. ábra).

Fontos, hogy a számított geoid kép megszerkesztésénél a mért geoid képnek csak az egyenlítői adatrendszerét használtuk fel, ezért a két kép azonosságát nem tekinthetjük egyszerűen a megközelítés eredményének. A két kép

azonosságát tehát bizonyítékul foghatjuk fel arra vonatkozóan, hogy a bonyolult geoid alak csak két forgásszimmetrikus anomáliarendszer összege, más lényeges ható az anomáliakép kialakításában nem játszik szerepet. Az ausztráliai és indiai fő inhomogenitásokon kívül a többi geoid anomáliának önálló anyagi vagy energetikus háttere nincs.



1. ábra. A geoid egyenlítői metszetének megközelítése 58° és $156,5^\circ$ irányokból két szimmetrikus alakokkal: a, b a szimmetrikus alakok, c az összegük

A geoid anomália kép új értelmezésének birtokában a mágneses és gravitációs terek torzultsága közötti összefüggést már pontosabban fogalmazhatjuk meg. Az összehasonlításban ugyanis nem kell csak a legnagyobb geoid anomáliákra korlátozódni. Határozottan kimondhatjuk tehát, hogy a geoid anomáliákat okozó hatók földfelületi vetülete jól összeesik a mágneses tér jellegzetes pontjainak földfelületi vetületeivel. A mágneses és geoid anomáliák hatóinak összeeséséből pedig a két jelenségrendszer oksági összefüggésére is következtethetünk.

A megközelítő függvények együtthatóiból bizonyos további következtetéseket is levonhatunk. Az Ausztrália felől megközelítő zonális gömbfüggvényysor elég egyenletesen konvergál; az egymásra következő páros és páratlan tagok együtthatói szabályosan csökkennek. Ezzel szemben az India felől közelítő függvényben a páros tagok kicsinyek a páratlanokkal szemben, ami azt jelenti, hogy ebből az irányból a függvény által képviselt forma tengelyei között a különbség kicsi. A legjobb megközelítés helyén ez a különbség éppen zérus, vagyis ennek a formának egyáltalán nincs ellipticitása (IV. táblázat).

IV. táblázat

A geoid egyenlítői metszetének megközelítése két ötödfokú zonális gömbfüggvénnyel (Σ_1 , Σ_2) 58° és $156,5^\circ$ irányokból

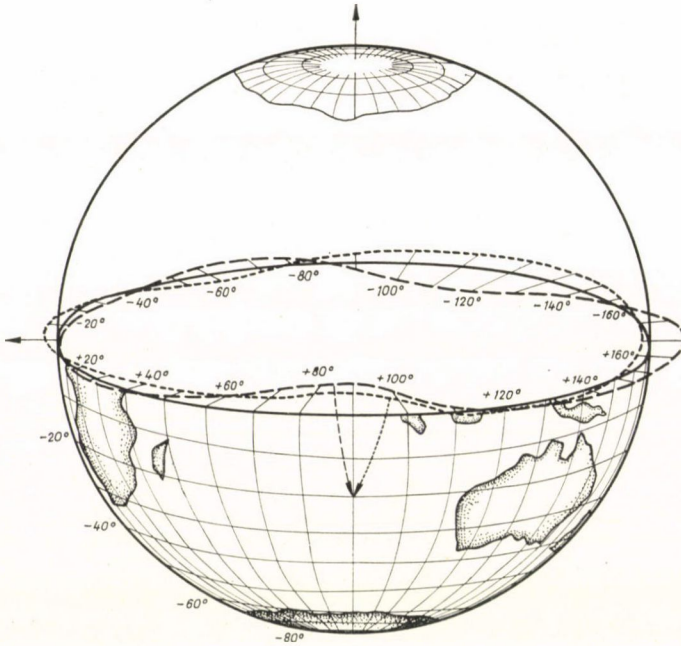
$$\Sigma_1 = 12,12 - 3,70 \cdot P_{20} - 46,11 \cdot P_{30} + 8,16 \cdot P_{40} + 15,56 \cdot P_{50}$$

$$\Sigma_2 = +61,74 \cdot P_{20} + 43,50 \cdot P_{30} - 25,13 \cdot P_{40} - 5,10 \cdot P_{50}$$

λ	Σ_1	Σ_2	$\Sigma_1 + \Sigma_2$ szám.	Mért	Mért- ^{Δ} szám.
58°	-26,4 m	-37,3 m	-63,7 m	-58,7 m	+5,0 m
68	-26,6	-53,5	-80,1	-80,5	-0,4
78	-25,9	-58,4	-84,3	-92,5	-8,2
88	-20,9	-48,5	-69,4	-76,8	-7,4
98	-8,2	-27,6	-35,8	-33,0	+2,8
108	+5,6	-1,4	+4,2	+16,3	+12,1
118	+19,4	+23,6	+43,0	+47,8	+4,8
128	+25,0	+43,2	+68,2	+59,8	-8,4
138	+19,4	+55,4	+74,8	+64,8	-10,0
148	+4,6	+61,4	+66,0	+67,7	+1,7
158	-12,3	+63,0	+50,7	+61,2	+10,5
168	-23,3	+60,0	+36,7	+43,3	+6,6
178	-23,8	+53,2	+29,4	+25,4	-4,0
188	-14,1	+39,0	+24,9	+17,7	-7,2
198	+1,0	+16,8	+17,8	+15,8	-2,0
208	+16,0	-9,2	+6,8	+8,5	+1,7
218	+27,0	-34,3	-7,3	-5,6	+1,7
228	+32,9	-53,2	-20,3	-18,0	+2,3
238	+34,7	-58,7	-24,0	-22,2	+1,8
248	+32,9	-49,8	-16,9	-19,1	-2,2
258	+27,0	-31,3	-4,3	-10,2	-5,9
268	+16,0	-9,7	+6,3	+3,5	-2,8
278	+1,0	+8,4	+9,4	+15,2	+5,8
288	-14,1	+18,7	+4,5	+13,0	+8,5
298	-23,8	+17,3	-6,5	-4,6	+1,9
308	-23,3	+8,7	-14,6	-21,9	-7,3
318	-12,3	-2,3	-14,6	-21,4	-6,8
328	+4,6	-10,7	-6,1	-4,2	+1,9
338	+19,4	-13,5	+5,9	+13,2	+7,3
348	+25,0	-8,5	+16,5	+19,3	+2,8
358	+19,4	+1,2	+20,6	+17,7	-2,9
8	+5,6	+11,7	+17,3	+14,7	-2,6
18	-8,2	+18,5	+10,3	+8,8	-1,5
28	-20,9	+16,5	-4,4	-4,1	+0,3
38	-25,9	+4,5	-21,4	-21,5	-0,1
48	-26,6	-12,8	-39,4	-39,2	+0,2

Az eddigi megállapítások csak a megközelítő függvények alakjára vonatkoznak, és matematikai jellegű tényeknek tekinthetők; belőlük azonban hipotetikus jelleggel bizonyos fizikai következtetéseket is levonhatunk:

1. Az Ausztrália felől jelentkező ellipticitás huzamosan fennálló, időben azonban esetleg változó anyagi excentricitásra mutat.



2. ábra. A geoid alak kiszámítása két forgásszimmetrikus anomáliarendszerből

2. Az anomália-forma Ausztrália irányában csúcsos, ami ebbe az irányba eső pozitív tömeg-excentricitásra utal (1. ábra, b).

3. A másod- és harmadrendű tagokból egy kb. 2000 km mélyen elhelyezkedő $12 \cdot 10^{22}$ gramm tömegtöbbletre következtethetünk. Az adatok átlagjellegűek, lényeges bennük az, hogy nagy mélységű hatókra utalnak.

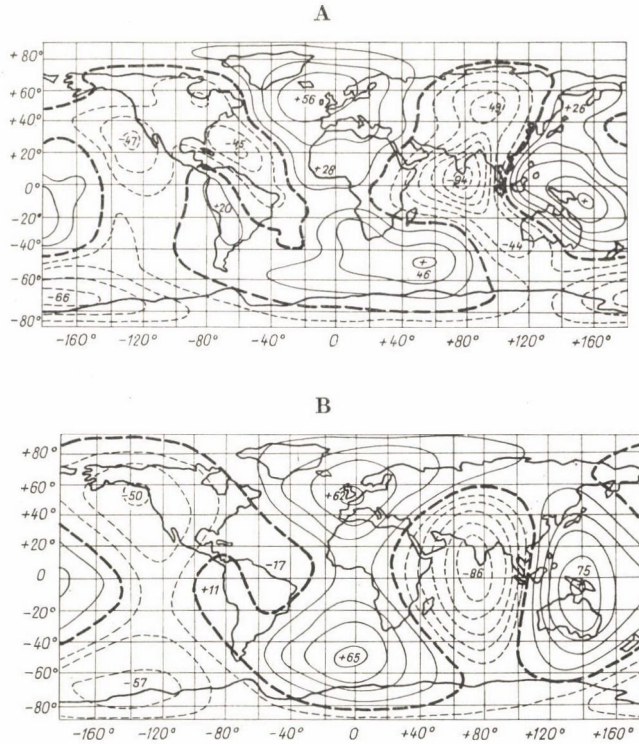
4. India irányából — ellipticitás hiányában — sem pozitív, sem negatív sztatikus anyagi excentricitás nem tételezhető fel. A jelenség oka inkább energia-inhomogenitás, hatás vagy folyamat lehet (1. ábra, a).

5. Az India felőli megközelítési forma a megközelítés iránya felől nagy felületen lapos, és ez nagy mélységben folyó konvekciós áramlás örvényhatására vall.

Látható tehát, hogy a matematikai formulák együtthatói és a belőlük kiszámítható alakok alátámasztják azt az elképzelést, hogy a mágneses ex-

centricitásnak megfelelően Ausztrália irányában létezik egy mélyen fekvő, pozitív, anyagi jellegű inhomogenitás és arra kb. merőleges irányban a mágneses évszázados változás szimmetriapontja közelében egy szintén lényeges, de inkább folyamatra, energiahatásokra visszavezethető geoid deformáció.

Az elméleti és mért geoid képek nagyfokú hasonlóságuk mellett bizonyos jellegzetes különbségeket is tartalmaznak. Az északi és déli félteke pozi-



3. ábra. A. a „Smithsonian 1966” geoid, B. a két forgásszimmetrikus anomáliarendszerből számított geoid alak. A vonalak értékköze: 15 m

tív és negatív anomáliarendszereinek tengelyei a mért térképen az egyenlítő vonalára nem merőlegesek (3. ábra). A jelenség arra mutat, hogy a ható az egyenlítő síkján kívül esik, a ható pontosabb helyének meghatározásakor tehát valószínűleg északra ki kell lépnünk az egyenlítő síkjából. Ezzel nyilvánvalóan az eddiginél még jobb közelítés érhető el. Meg kell itt jegyeznünk, hogy Földünk mágneses középpontja jelenleg szintén az északi féltekén az északi szélesség 17° – 18° -án helyezkedik el.

Becső számítások arra a sejtésre vezettek, hogy a hatókkal az egyenlítő síkjából kimozdulva a sarki aszimmetriának jelentős részét is megmagyarázhatjuk.

g) *A gravitációs évszázados változás kutatásának fontossága*

A geoid anomáliák okának és jellegének meghatározása a Föld szerkezeti felépítésének és folyamatainak kiértékelése — tehát földtudományi szempontból — nyilván rendkívül fontos. Ezen túlmenően azonban tudományfilozófiai szempontból elvileg is igen lényeges fizikai kutatások elengedhetetlen tartozéka.

Az utolsó években gravitációs terünk abszolút mérésének pontossága ugyanis 2—3 nagyságrenddel megnőtt, és jelenleg a mikrogal pontosságnál tart. Ez a pontosság már belátható időn belül lehetővé teszi a gravitációs konstans állandó vagy változó voltának közvetlen mérését. Az igen fontos elvi kérdés eldöntése azonban csak akkor lehetséges, ha gravitációs terünk mind rövid- és hosszúperiódusú, mind periódus nélküli változásainak háttérét pontosan ismerjük és a Föld felületén lehetőleg egyenletesen elosztott obszervatóriumi hálózaton rendszeresen mérjük.

Földtudományi szempontból sokan megkísérelték már a változás kimutatását. SAKUMA japán kutató az utolsó 3 év alatt Párizsban abszolútméréssel, BOULANGER szovjet kutató Rigától Kamcsatkáig terjedő mérési vonalon az utolsó 10 évben relatív műszerekkel mérve nem észlelt szekuláris változást.* WOOLLARD amerikai kutató relatív mérésekkel az utolsó 5 évben az Egyesült Államok-beli és mexikói alappontok között, valamint más vonalakon jelentős szekuláris változást észlelt.

OKUDA és SUGAWA japán csillagászok — mint láttuk — a sarkmagasság-ingadozás vizsgálata során arra a véleményre jutottak, hogy Földünk nívófelülete időben változik. KAULA amerikai kutató a mesterséges holdak által nyert földlapultságértékek vizsgálatából arra az eredményre jutott, hogy a Föld sarki lapultsága a mérések kezdete óta eltelt rövid idő alatt is már kimutathatóan megváltozott.

Látható tehát, hogy ellentétes eredmények és vélemények csoportjával állunk szemben. Lehetséges, hogy a mágneses évszázados változáshoz hasonlóan, Földünk egyes területein jelentős, másokon pedig csekély a nehézségi erőnek évszázados változása. Lehetséges, hogy a nívófelület változása az abszolút „g” érték változását részben vagy egészben kompenzálja.

Mindenesetre megállapíthatjuk, hogy az utolsó évtizedekben kialakult új mérés technika ma már lehetővé teszi a jelenség beható kísérleti vizsgálatát is. Ezáltal új utak nyíltak meg Földünk belső szerkezetének és folyamatainak vizsgálatára, és magasabb szinten a fizika elvi alapjainak a tisztázására is lehetőség nyílik. Ezeknek a céloknak az elérésére mind a mágneses, mind a gravitációs évszázados változás, valamint a Föld belső szerkezetének és folyamatainak részletes ismerete azonban elengedhetetlenül szükséges.

* SAKUMA legújabbán évi 10 mikrogal változást észlelt.

BEVEZETŐ

BÉLL BÉLA AKADÉMIAI SZÉKFOGLALÓJÁHOZ

SZÁDECZKY-KARDOSS ELEMÉR

AKADÉMIKUS

Tisztelt előadóülés!

Köszöntöm Tagtársainkat és Vendégeinket. Az ülést BÉLL BÉLA tagtársunk tudományos pályafutása rövid ismertetésével nyitom meg.

BÉLL BÉLA lev. tag 1932-ben szerezte meg a matematika—fizika szakos tanári, 1941-ben egyetemi doktori oklevelét, 1934-ben lépett az Országos Meteorológiai Intézet kötelékébe. Az 1943. évben az aerológiai osztály, 1954-ben a pestlőrinci Aerológiai Obszervatórium vezetője, majd a Meteorológiai Intézet kutató osztályait és obszervatóriumát összefogó igazgatóhelyettes, 1970-ben az Országos Meteorológiai Szolgálat tudományos tanácsadója lett. 1954 óta a fizikai (meteorológiai) tudományok kandidátusa, 1968 óta a tudományok doktora. 1965-ben egyetemi tanári címmel tüntették ki. A szegedi egyetemen az általános cirkuláció tárgykörében tart előadásokat. A „Szocialista Munkáért” érdemérem, a „Steiner Lajos emlékérem”, a „Kiváló dolgozó” oklevél és jelvény tulajdonosa.

Az Akadémia Meteorológiai Tudományos Bizottságának 1962 óta titkára, majd alelnöke, a Magyar Meteorológiai Társaságnak több éven át társelnöke, a szocialista országok Tudományos Akadémiái együttműködésében dolgozó geofizikai kutatások multilaterális témája meteorológiai albizottságának elnöke. Tagja a Nemzetközi Geodéziai és Geofizikai Unió, a COSPAR, az URSI magyar Nemzeti Bizottságainak és a Meteorológiai Világszervezet Aerológiai Bizottságának. Kiváló tudományos munkássága elismerésképpen a múlt évben választottuk az Akadémia tagjává.

Több mint 70 dolgozata jelent meg hazai és nemzetközi folyóiratokban. Ő alkotta meg az első magyar aeroklimatológiai művet. Vizsgálatai lényegesen hozzájárultak ahhoz, hogy a meteorológia — leíró időszak után — hazánkban is egzakt tudománnyá vált. Eredményeit a nemzetközi szakirodalomban is előkelő helyeken idézik. Kutatói tevékenysége elsősorban az aerológia körére és ezen belül is főleg a szabad légkör globális folyamataira irányul. Különösen jelentőseknek bizonyultak a troposzféra rétegzettségére és a sztratoszféra cirkulációjának törvényszerűségeire vonatkozó eredményei.

Megszervezte és vezette a hazai rádiószondás méréseket, a Nemzetközi Geofizikai Év idején irányította a vonatkozó hazai meteorológiai munkálatoakat. Jelentős részt vállalt a Kárpát-medence hőegyensúlyával kapcsolatos nemzetközi együttműködésben.

Már ezek a tények is tanúskodnak BÉLL BÉLA lev. tag sokoldalú, a tudományos problémákra érzékenyen és igen produktívan reagáló kiváló tudósi személyiségéről.

De tudományos alkotótevékenységének jellemzéséhez hozzá tartozik az össz földtudományok fejlesztésére irányuló működésnek vázolója is. Amikor ma személyében a Föld külső övezetének, légkörének nemzetközi súlyú tudósa tartja székfoglalóját, emlékeztetek arra, hogy alig 10 napja a Föld legbelső része, a földmag kiváló kutatójának székfoglalóját hallottuk. Osztályunk, az Akadémia, sőt az ország egésze tudományos élete számára sem közömbös, hogy általuk mindinkább képesek vagyunk a földtudományi kutatást a Földnek már csaknem teljes egészére kiterjedően belső egységgé kovácsolva befolyásolni.

A Földre vonatkozó kutatások tudvalevően a legújabb időkig mindenütt túlnyomóan a szilárd Föld felszínének közvetlen közelére, egy viszonylag vékony gömbfelszínre korlátozódnak. E földfelszíni hártya kutatása kezdetben az ismeretek általános fejlődését is lényegesen befolyásoló nagy jelentőségű eredményeket szolgáltatott, megvilágítva a Föld és az élet fejlődésének számos alapvető kérdését. De a kutató elme a Földnek ezt a könnyen hozzáférhető részét fő vonalaiban viszonylag gyorsan feldolgozta. A további kutatások szellemi hatékonysága már kisebb volt, s így századunk első hat évtizedében a Földre vonatkozó tudományok az általános fejlődés befolyásolásában világszerte csekélyebb részt vettek.

A vékony földfelszíni hártYából való kilépéssel, lényegileg tehát az első úrrakéta-kilövéssel jelölhetjük annak a fordulatnak időpontját, amely a Föld és a kozmosz szemléletében alapvetően új, magasabb fokozat kialakulása felé mutat. A Földre vonatkozó tudományok eddigi laza mozaikjaiból kifejlődő új egységes ismeretkör kutatói úgy látják, hogy a századunk természettudományi világnképét eddig lényegileg meghatározó két nagy tudománycsoport, a fizika-kémiai és a biológiai tudományok mellett egy harmadik önálló, nagy hatású, saját szemléletet fejlesztő tudománycsoport, a geo- és kozmotudományok szerves egysége van kialakulóban.

Több ízben rámutattunk hazánk kivételes természeti földtani adottságaira, amelyek következtében nekünk speciális feladataink vannak ennek a fejlődésnek az előrevitelében. E feladatok megoldásának egyik feltétele a Föld extrém régióira is kiterjedő komplex kutatás. Ez teszi lehetővé a nálunk legújabban meghonosodott, világviszonylatban is újszerű kutatási irány kialakítását, amely a Föld összes régiójában közös jelenségek, ez idő szerint elsősorban az anyag- és energiaáramlások komplex vizsgálatára irányul. BÉLL BÉLA lev. tag tudása, látóköre és tudományos szervezőkészsége e kutatás eredményességének egyik fontos biztosítója.

Felkérem BÉLL BÉLA lev. tagot, tartsa meg „Magyarország légtérének éghajlati sajátosságai a magasabb légrétegekben” c. székfoglaló előadását.

MAGYARORSZÁG LÉGTERÉNEK ÉGHAJLATI SAJÁTSÁGAI A MAGASABB LÉGRÉTEGEK BEN*

BÉLL BÉLA

AKAD. LEV. TAG

A Magyar Tudományos Akadémia levelező tagjává történt megválasztásomat s azt a kitüntetést, hogy a meteorológia területéről székfoglaló előadást tarthatok, nemcsak személyes megtiszteltetésnek, hanem szaktudományom megbecsülésének is tekintem. Nagynevű elődeim közül elsőként SCHENZL GUIDÓT, az Országos Meteorológiai és Földmágnességi Intézet alapító igazgatóját, a földmágnesség kiváló obszervátorát és kutatóját választotta az Akadémia 1867-ben levelező, majd 1876-ban rendes tagjai közé. Az Akadémia tiszteleti tagja volt KONKOLY THEGE MIKLÓS, aki az országos intézet jelentős fejlesztésével, meteorológiai és csillagászati obszervatóriumok alapításával, műszerkonstrukcióval tette ismertté nevét. Harmadikként STEINER LAJOST, a földmágnesség és a dinamikus meteorológia nemzetközileg elismert kutatóját választotta az Akadémia szaktudományom területéről levelező tagjává.

Engedjék meg, hogy 100 év távlatából az akadémiai tagságot elért nagy elődök mellett elismeréssel említsem meg az első magyar aerológus: MARCZELL GYÖRCY, valamint RÓNA ZSIGMOND és RÉTHLY ANTAL nevét, akik úttörő munkát végeztek Magyarország éghajlatának feltárása érdekében. Munkájuk nyomán és számos magyar klimatológus kutatásának eredményeképpen világosan kirajzolódtak azok a globális és regionális méretű éghajlati tényezők, amelyek Magyarország klímáját szorosan vett életterünkben, közkeletű szóval a bioszférában, lényegében a légkör felszínközeli, alsó rétegében befolyásolják. A klimatográfia módszereivel megismertük azokat a főbb éghajlati sajátságokat is, amelyek Magyarországon az éghajlati elemek felszínközeli eloszlását jellemzik.

Az éghajlattan további feladata a klimatográfiai részletezés mellett, aminő a tájak, résztájak, felszíni formatípusok topo- és mikroklimatikus feltárása, a felismert éghajlati sajátságok energetikai hátterének tisztázása, azaz Magyarország természeti erőforrásainak keretében az éghajlati energiák megismerése. Ennek előfeltétele az éghajlati kutatások kiterjesztése a harmadik dimenzióra, a légkör magasabb rétegeire.

Ebben a vonatkozásban az első kérdés arra irányul, hogy a felszín közelében a hagyományos klimatológiai módszerekkel megállapított éghajlati

* 1971. február 5-én tartott székfoglaló előadás

jellegetességek milyen magasságig fedezhetők fel az ország légterében, és hogyan változnak a magassággal. A második kérdés: fellépnek-e olyan éghajlati sajátságok légterünkben, amelyek a felszínközeli légrétegben ismeretlenek? Székfoglaló előadásom tárgyául ezt, a múlt hagyományaiban gyökerező s a jelenkor 3 dimenziós mérési anyagára felépülő témát választottam.

A légkör fizikai egysége megkívánja, hogy kisebb légterek, így Magyarország légterének éghajlati jellegetességeit — különösen, ha kutatásainkat a magasabb légrétegekre is kiterjesztjük — a légkör globális éghajlati rendszerébe beiktatva vizsgáljuk.

Ismeretes, hogy a napsugárzás abszorbeált energiája a Föld-légkör rendszerben mint hőenergia jelenik meg, s a földrajzi szélesség, a felszín termikus sajátságai, a domborzati formák különbözőségei miatt a felszínt és a rajta fekvő nagy kiterjedésű légtesteket különbözőképpen melegíti fel. A szomszédos légtestek sűrűség- és fajsúlykülönbsége miatt így hatalmas potenciális energiakészletek halmozódnak fel elsősorban a trópusi meleg és a poláris hideg légtömegek határzónájában, a mérsékelt övben. Itt a hőmérséklet s ezzel együtt a nyomás zonális elrendeződése permanens nyugati alapáramlást tart fenn. Ez természetesen hosszabb-rövidebb időköz dinamikusan egyensúlyában elváltatja egymástól a trópusok melegedő s a poláris térség ugyanakkor hűlő levegőjét. Ezzel a hőmérsékleti ellentét a különbözőképpen temperált zónák között egyre nő, a mérsékelt öv nyugati szele pedig felgyorsul, s az egyes szakaszokon hullámzóvá, örvénylővé válik. A mérsékelt öv szélviszonyait tehát egy permanens nyugati alapáramlás és az erre ráakódó turbulens cirkuláció folytonosan változó együttese jellemzi. Az utóbbival cserélődnek ki globális méretekben a meleg és a hideg légtömegek, a potenciális energiakészlet pedig nagyrészt kinetikai energiává alakul át.

Magyarország szélviszonyaira — mérsékelt övi fekvésének megfelelően — a permanens nyugati alapáramlás és a turbulens összetevők változó aránya a jellemző. Egybekapcsolódásuk a különböző magassági szintekben jellegetes szélirányeloszlást alakít ki.

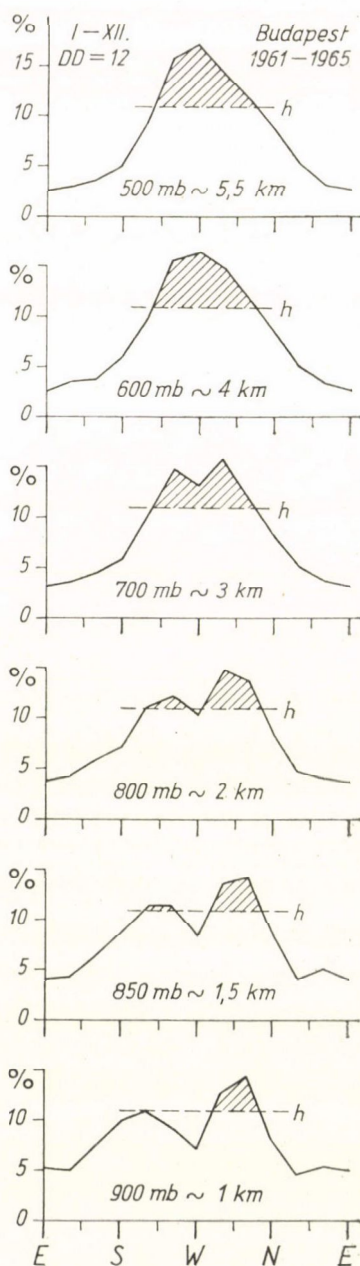
Az 1. ábrán különböző magassági szintekben a szélirányok relatív gyakoriságát látjuk Budapest fölött. A vonalkázott terület a h jelzésű valószínűségi küszöbérték fölött elkülöníti a nagy gyakoriságú uralkodó szélirányokat a ritkán előforduló, 99%-os valószínűségi szinten véletlen előfordulásának tekinthető szélirányoktól.

Eszerint Budapest fölött 5 és 4 km magasságban, valamint a troposzféra itt nem ábrázolt magasabb szintjein az uralkodó szelek egyetlen főirány, a nyugati alapáramlás körül csoportosulnak. A turbulens cirkuláció okozta hullámszerű kilengéseket az összes esetek mintegy 50%-ában a délnyugati és az északnyugati szélirányok határolják. Jellemző, hogy az alapáramlás hullámainak elültével az áramlás a dinamikus egyensúlyt jelentő nyugati irány felé tér vissza, s azt az esetek nagy számában el is éri.

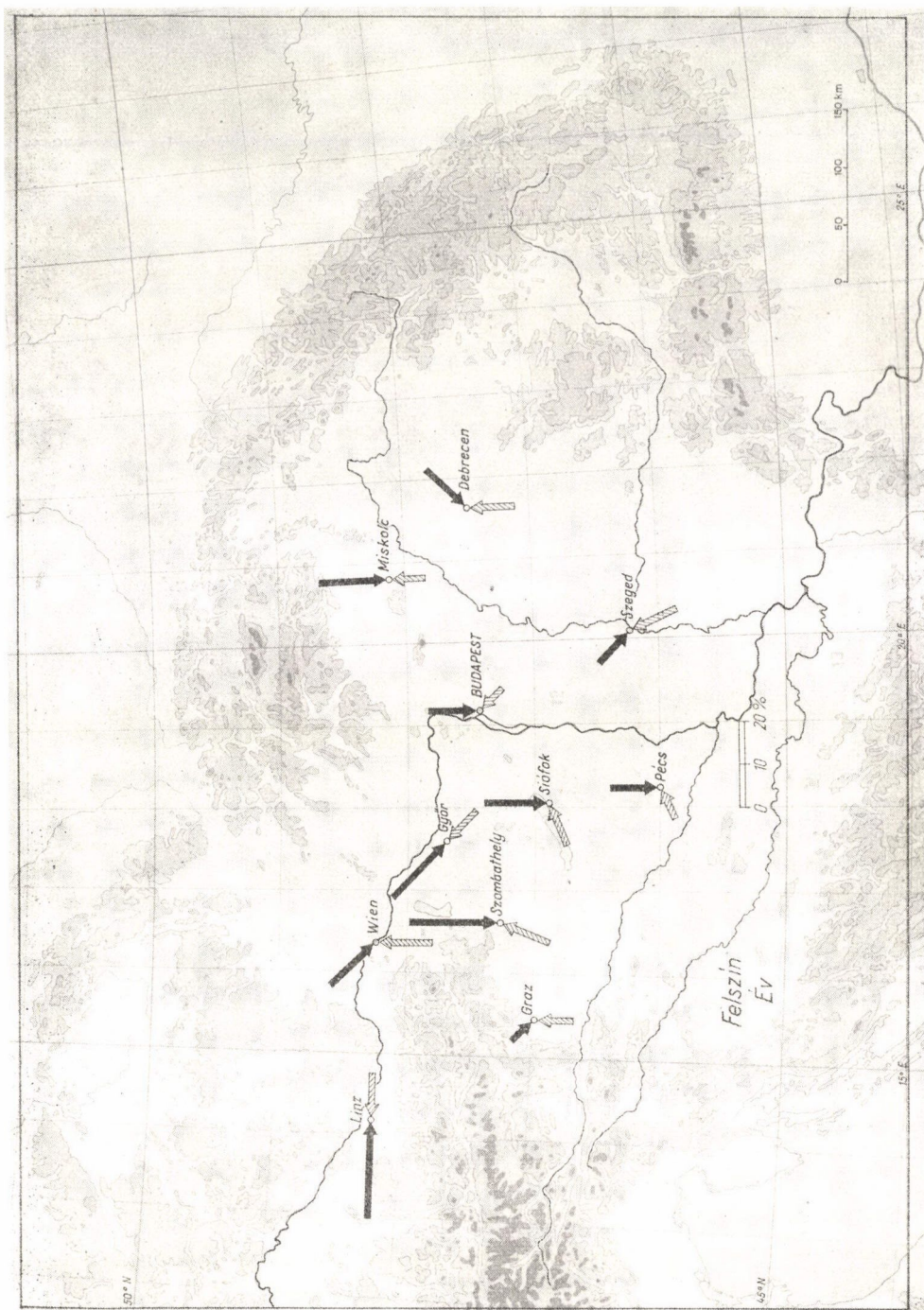
Az alacsonyabb rétegekben, kb. 3 km-től kezdve a turbulens cirkuláció jellege megváltozik. Az alapáramlás megjelenésének relatív gyakorisága lefelé haladva csökken, az uralkodó szélirányok a délnyugati és az északnyugati kvadránsokban két főirány körül csoportosulnak, a nyugati alapáramlás uralkodó jellege pedig megszűnik. Ez a megállapítás összhangban van azzal a szinoptikus tapasztalattal, amely szerint az alsó troposzférában a turbulens cirkulációt nem annyira az alapáramlás hullámai, hanem a zárt örvények megjelenése, elsősorban a ciklonális tevékenység jellemzi. Az alapáramlással rendszerint kelet felé sodródó ciklonok előoldalán leggyakoribbak a délnyugati szelek, az elvonuló ciklon hátoldalán pedig az északnyugati a leggyakoribb szélirány. A szélirányok kettős csoportosulása a troposzféra alsó rétegében nyilván a ciklonális tevékenység következménye. Jelentős különbség a 3 km fölötti rétegekkel szemben az, hogy az egymást követő háborgások között az egyensúlyt jelentő nyugati alapáramlás aránylag ritkán alakul ki.

A felszín felé közeledve a ciklonális tevékenység effektusára mindinkább ráakódik a domborzat szélirány-módosító hatása. A szélirányoknak a két főirány körüli csoportosulása a felszínközeli légrétegben is megkülönböztethető, de a főirányok eltolódását a nyugati alapáramlástól a ciklonális tevékenység és az orografikus hatások együttesen alakítják ki. Végeredményben a felszíni szelek két főiránya a változatos domborzatú Kárpát-medencében helyenként nagyon különböző lehet.

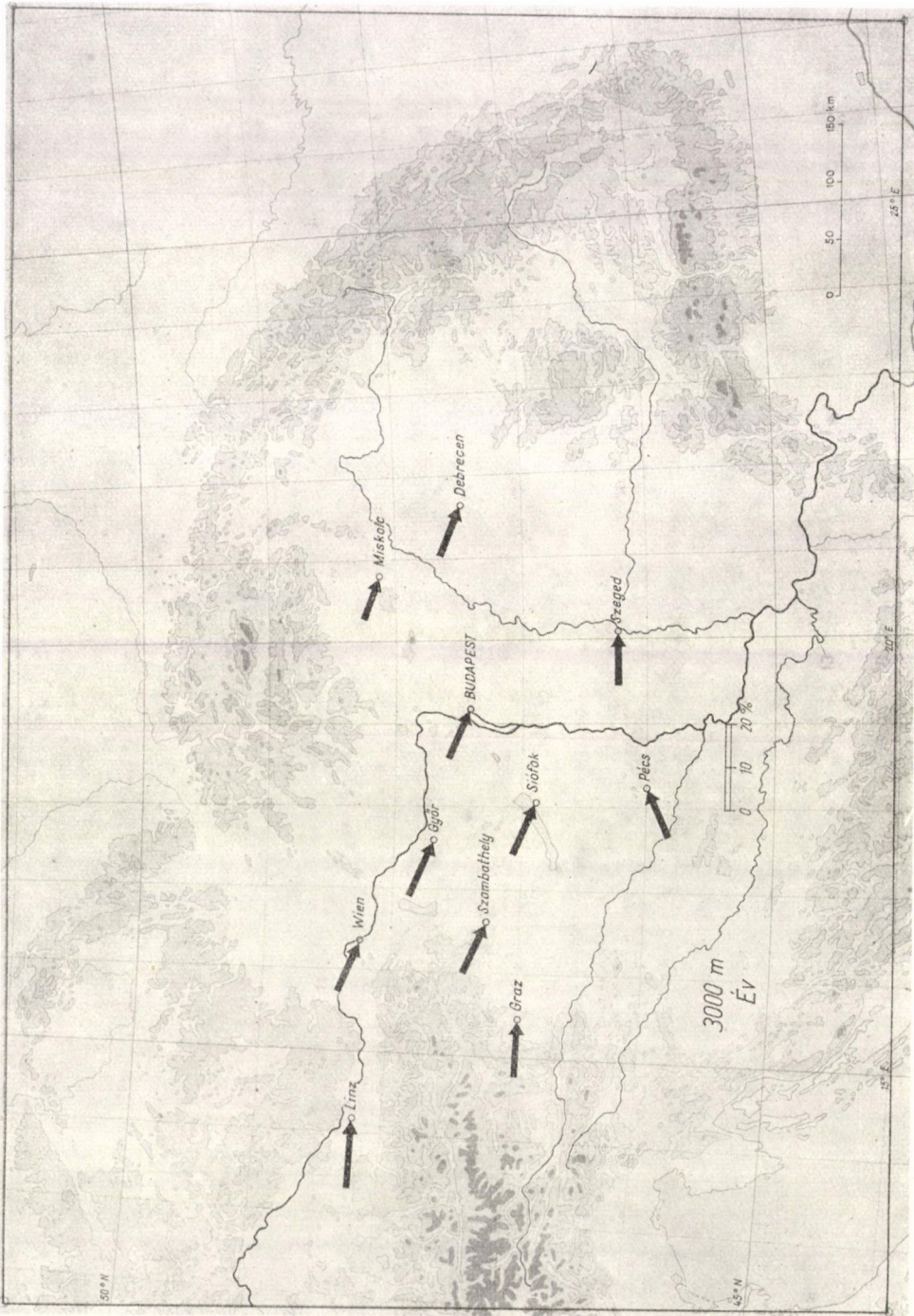
Az elmondottak illusztrálására a 2. ábrán bemutatom az Alpok és a Kárpátok térségének néhány jellemző állomásán a felszín közelében uralkodó szélirányokat. A nyílak hossza arányos relatív gyakoriságukkal. Linz, Bécs, Győr uralkodó szélirányai a Duna völgye csatornahatását tükrözik. Linz,



1. ábra. A szélirányok relatív gyakorisága Budapest fölött

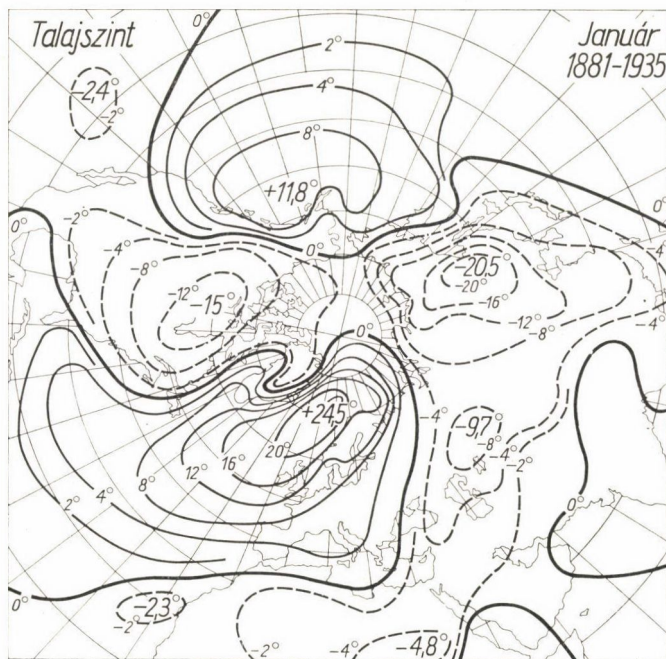


2. ábra. Uralkodó szélirányok Magyarország térségének felszínközeli rétegében



3. ábra. Uralkodó szélirányok Magyarország térségében 3 km magasságban

Bécs, Szombathely, Grác két leggyakoribb széliránya az Alpok masszívumát körülölelő áramlás nagy gyakoriságát mutatja. Miskolc és Debrecen északi és északkeleti szelei a Kárpátok északkeleti átjáróján át a Tisza völgyébe beáramló levegő útját mutatják, míg Győr, Budapest, Szeged északnyugati uralkodó szelei a Duna völgyén át a Balkán-félsziget felé tartó légtömeg-át-helyeződés leggyakoribb útvonalát jelzik.



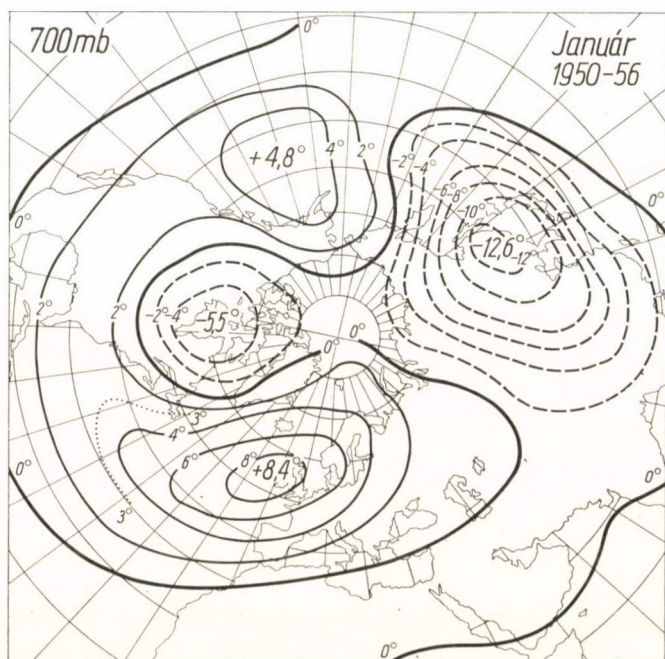
4. ábra. A szélességi körökre vonatkoztatott átlagos hőmérsékleti anomáliák az északi félgömbön januárban

A 3. ábra 3 km magasságban mutatja az uralkodó szélirányokat. Látható, hogy itt az áramlás rendezettebb, a szélirányok a nyugati alapáramlás körül csoportosulnak. A Kárpátok és az Alpok hatása 3 km fölött a szélirányok gyakoriságában már nem számottevő.

A nyugati, északnyugati alapáramlás bonyolítja le a cirkuláció végeredményeként a magyar medencén át Délkelet-Európa felé irányuló légtömegtranszportot. A cirkuláció turbulens összetevőjének részaránya a levegőátvitelt lebonyolító alapáramlással szemben egyik fontos éghajlati jellemzője légtérünknek. BERKES (1952) számításai szerint a Kárpát-medencén átáramló légtömegek szállítását a felszín közelében az összes szeleknek csak 12%-a végzi, a többi a medence belső cirkulációjában vesz részt. Aerológiai vizsgálataink kimutatták (BÉLL, 1963), hogy a magyar medence fölötti advektív levegőátvitelben 1500 m magasságban a teljes cirkulációnak már 33%-a, 3 km fölött pedig

közel 50%-a vesz részt, a belső cirkulációnak részaránya ennek megfelelően csökken. Ez az arány s ezzel a turbulens cirkuláció jellege a felső troposzférában már alig változik.

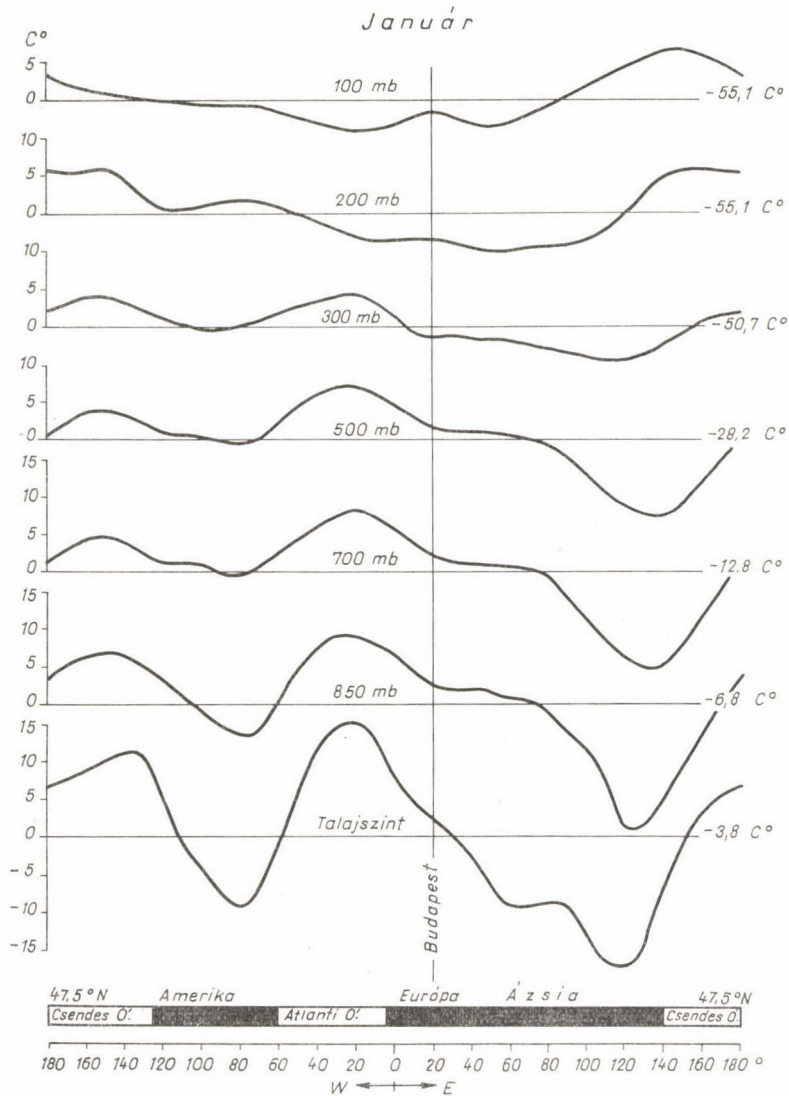
A légköri advekción nem csupán levegőmennyiséget, hanem ezzel együtt szabad és látens hőt is szállít, mégpedig globális méretekben az alacsonyabb szélességű zónák hőforrásaiból a magasabb szélességek felé. Természetesen a



5. ábra. A szélességi körökre vonatkoztatott átlagos hőmérsékleti anomáliák az északi félgömbön januárban

hőátvitelben még ugyanazon szélességi kör mentén is nagy különbségek lehetnek. Ennek oka elsősorban a tenger és a szárazföld kölcsönhatásában rejlik. Magyarország éghajlatában az Atlanti-óceán, a Földközi-tenger és az eurázsiai kontinens váltakozó befolyása érvényesül. Klimatológusaink megállapítása szerint az atlanti-európai térség kontinentalitási határa, s hozzátéhetjük: a mediterrán éghajlati hatások határzónája hazánk közelében vagy éppen hazánkon át húzódik. Ebből következik, hogy a kontinentalitási határ aránylag kis mértékű eltolódásával Magyarország időjárásában maritim, mediterrán, illetőleg kontinentális jelleg domborodik ki. A kontinentális és a tengeri hatás természetesen a légkör magasabb rétegeiben változhat, s feltehetően elegendő magas szint fölött már nem mutatható ki. Ezt a kérdést DOVE kontinentális jellemzőjével, a szélességi körök átlagos hőmérsékletére vonatkoztatott anomáliákkal a magasabb rétegekben is megvizsgáltuk (BÉLL, 1969).

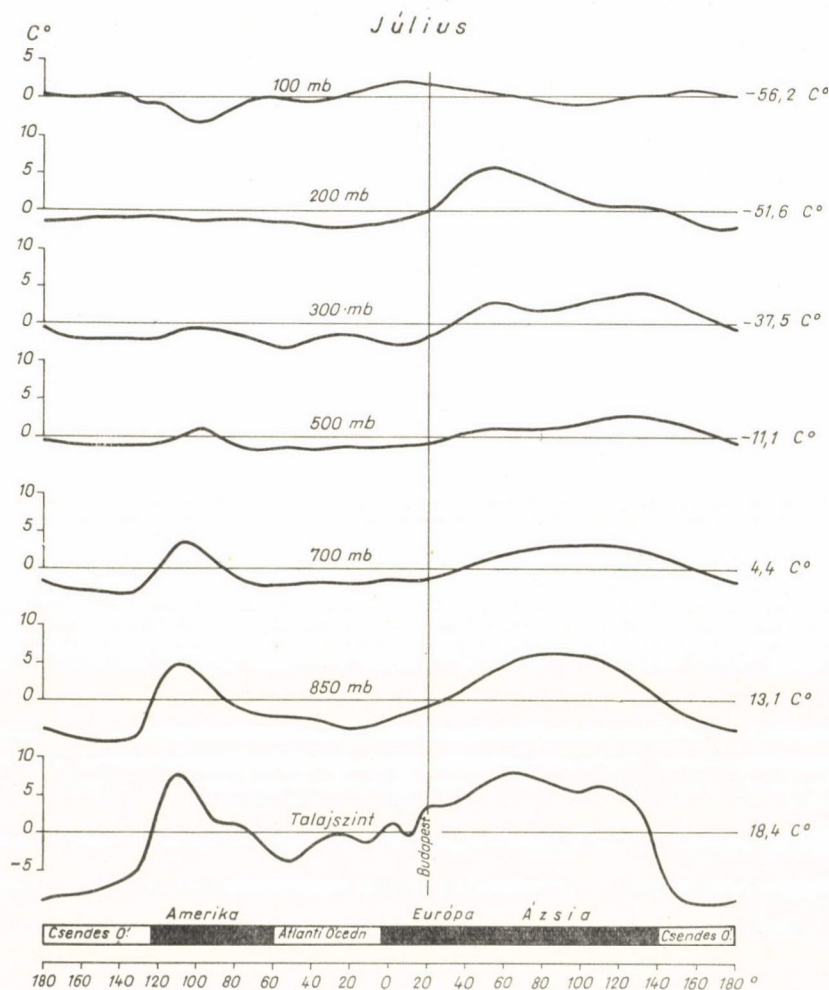
Az északi félgömbön az óceánok és a kontinensek eltérő hőgazdálkodása miatt, amint már DOVE, HANN és mások vizsgálataiból jól ismeretes, a pozi-



6. ábra. A 47,5° N szélességi kör átlagos hőmérsékleteire (az ábra jobb szélén) vonatkoztatott hőmérsékleti anomáliák eloszlása januárban

tív és a negatív anomáliáknak a két óceán és a két kontinens fölött sajátosságos négyes elrendeződése figyelhető meg. A 4. ábrán az anomáliáknak ezt a négyes polaritását látjuk télen a tenger szintjén. A pozitív anomáliáknak elkülönülése az óceánok és a negatív anomáliáké a szárazföldek fölött vizsgálataink szerint

felfelé csökkenő mértékben, de az egész troposzférában felismerhető. Példaképpen az 5. ábrán bemutatjuk az anomáliák négyes elrendeződését a 700 mb-os szinten, közel 3 km magasságban. Nyáron az anomáliáknak fordított előjelű, kevésbé fejlett polarizálódása figyelhető meg kb. 5–6 km magasságig.



7. ábra. A 47,5° N szélességi kör átlagos hőmérsékleteire vonatkoztatott hőmérsékleti anomáliák eloszlása júliusban

Az anomáliák részletesebben tanulmányozhatók Budapest szélességi körén, amely az anomáliák maximumának közelében felerészben szárazföldeken, felerészben óceánokon fut át, s ami számunkra különösen fontos, az eurázsiai kontinens szárazföldi tömbje ezen a szélességi körön éri el a két óceán között legnagyobb nyugat-keleti kiterjedését.

A 6. ábra vízszintes tengelyén feltüntettük a szélességi kör óceáni, valamint kontinentális szakaszait, a függőleges tengelyen pedig az egymás fölötti szinteken a szélességi kör átlaghőmérsékletére vonatkoztatott anomáliákat mértük fel. Januárban az óceánok fölötti pozitív és a kontinensek fölötti negatív anomália a magassággal csökken, s a négyes polaritást jelző két hullámhegy és hullámvölgy felfelé haladva elmosódik. A 200 és a 100 mb-os szinteken, a sztratoszférában az ismert kompenzációs effektus érvényesül: az anomáliák a troposzférával összehasonlítva ellentétes előjelűek. Az Atlanti-óceán fölötti pozitív anomália a troposzféra nyugati alapáramlásával mélyen benyomul az európai szárazföldre, s Budapest szélességi körén az ötvenes évek időszakában a Turáni-alföld térségében tűnt el.

A 7. ábrán látjuk, hogy nyáron az óceánnak negatív anomáliákban megnyilvánuló hatása a télénél kisebb mértékű, júliusban 5 km alatt még kimutatható, s Budapest szélességi körén kelet felé haladva a Havas-alföld térségében már megszűnik.

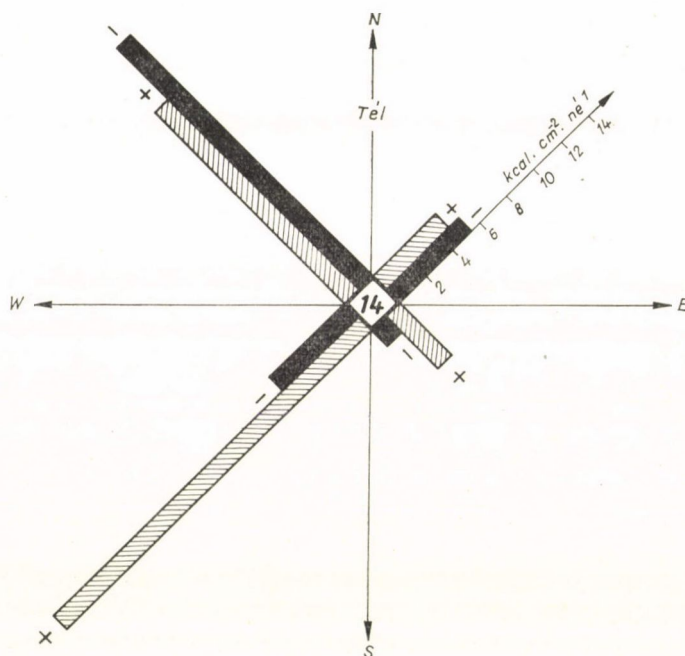
Eszerint az óceánitás-kontinentalitás határa a vizsgált időszakban (az 1950-es, 1960-as években) Magyarországtól keletre húzódott, s kb. 5 km-ig jól kimutatható a troposzféra magasabb rétegeiben is. Az elmúlt évtizedekben, elsősorban advektív hatások következményeként az óceáni, télen inkább a mediterrán jelleg jutott túlsúlyra a magyar medence légterében.

Az advektív tényezők megváltozása nyilván eltolódást okozhat a határzóna futásában, s éghajlatunkban hosszabb-rövidebb időszakra kontinentális hatások is uralomra juthatnak. Kérdés, a permanensnek tekinthető nyugati alapáramlás mellett milyen minőségi változás léphet fel az advektív hőszállításban?

A hőmérséklet advektív megváltozását két vektormező, a vízszintes hőmérsékleti gradiens és a szélmező együttesen határozzák meg. Ha az izotermákra merőleges hőmérsékleti gradiens pontosan észak felé mutat, akkor sem keleti, sem nyugati szél, bármilyen erős is, hőmérséklet-változást nem okoz, mivel az izotermák mentén fúj. Advektív hőmérséklet-változás, ún. *hőmérsékleti advekción* a szabad légkörben akkor következik be, ha a szélirány nem merőleges a hőmérsékleti gradiens irányára.

A hőmérsékleti advekciót meghatározó egyik vektor, a hőmérsékleti gradiens vektora a kontinentális és maritim éghajlat határzónájában, így Magyarország térségében jellegzetes évszakos eloszlást mutat. Nyáron az északi iránytól az északatlanti hűvös víztömegek irányába, kb. 20°-kal északnyugat felé elhajlik, télen pedig a felszínközeli rétegben északkelet, a magasabb rétegekben észak—északkeleti irányba, azaz a kontinentális hidegpólus felé irányul. A hőmérsékleti gradiensnek ez az évszakos irányváltozása az egész troposzférában érvényesül. Minthogy a kontinens és az óceán különböző hőkapacitású tömegeinek földrajzi elhelyezkedésével függ össze, éghajlatunk permanens, kevésbé változó sajátosságú.

A hőmérsékleti advekciónak másik tényezője, a cirkuláció, a hőmérsékleti mezővel kölcsönhatásban van. Vertikális struktúrája, pontosabban a szélvektor változása a magassággal, az esetek nagy számában megvalósuló feltételek mellett meghatározza a hőmérsékleti advekciónak értékét. Ha a szélvektor iránya a magassággal nem változik, bármilyen irányú és erősségű a szél, advektív hőmérséklet-változást nem okoz. A magassággal jobbra forduló szelek az északi félgömbön felmelegedést, a balra fordulóké pedig advektív lehűlést okoznak.

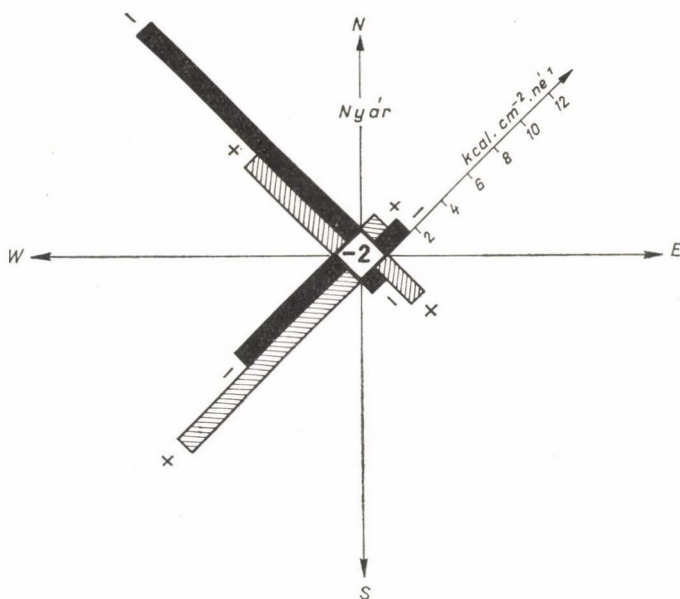


8a. ábra. Az advektív hőbevétel és hőleadás átlagos összege júliusban (1961—1965) a Budapest fölötti szabad troposzférában (850—300 mb): a) a téli évszakban; b) a nyári évszakban; c) az egész évben

Az uralkodó szélirányok, amint láttuk, az alsó troposzférában részben az északnyugati, részben a délnyugati szélkvadránsba esnek, a felső troposzférában pedig a nyugati alapáramlás körül csoportosulnak. A délnyugati uralkodó szél inkább a télnek, az északnyugati pedig a nyárnak karakterisztikus szele. Már ebből is következik, hogy *télen a szélirány gyakoribb jobbra fordulásával a meleg, nyáron az ellenkező értelmű forgással a hideg advekciónak túlsúlya jellemzi troposzféránk advektív hőforgalmát.*

Aerológiai mérésekkel az 1961—1965. évek átlagában meghatároztuk azokat a hőmennyiségeket, amelyeket Budapest fölött egy egységnyi keresztmetszetű légoszlop a troposzféra súrlódási effektustól mentes, 850—300 mb közötti rétegében, amely az egész troposzférának közel 80%-nyi tömegét

tartalmazza, évszakonként és az egész év átlagában az advekciónak révén befogadott, illetőleg leadott (BÉLL, 1969). A 8. ábrán a vonalkázott oszlopok a befogadott, a telt oszlopok pedig a leadott hőt ábrázolják a négy szélkvadráns szerinti csoportosításban.



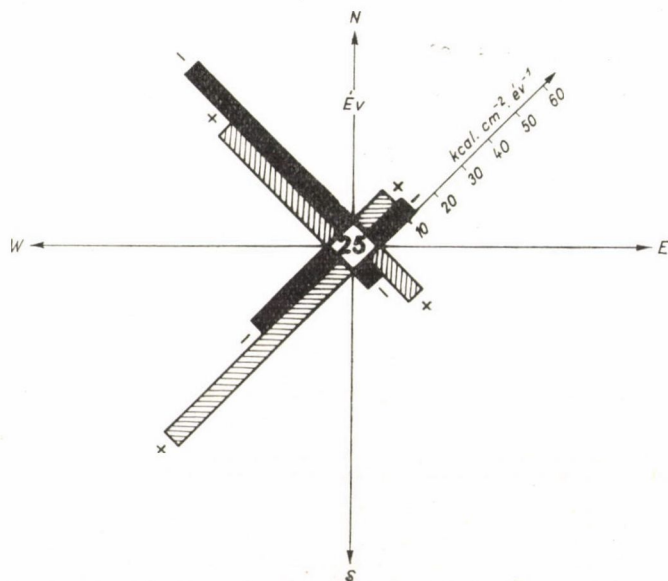
8b. ábra

A szélrózsa egyes negyedeiből érkező áramlással különböző mennyiségű hőt nyer és veszít a troposzféra. Mindenekelőtt megállapítható, hogy az advektív hőegyenleget lényegében a két nyugati kvadráns szeleihez kapcsolódó folyamatok határozzák meg. A vizsgált időszakban ezek bonyolították le a pozitív, valamint a negatív teljes évi hőközlésnek mintegy 80%-át.

A délnyugati és az északnyugati negyedből érkező áramlással egyaránt bekövetkezik advektív hőátadás és hőelvitel, de a két szélkvadráns között az advektív hőszállítás végeredményeképpen nagy különbség van. A délnyugati negyed szelei meleg advekciónak formájában — elsősorban télen — közel kétszer annyi hőt adtak át légtérünknek, mint amennyit innen elvittek. Az északnyugati negyedben — elsősorban nyáron — számértékben hasonló, de fordított előjelű volt ez az arány.

Aerológiai méréseink számszerűen igazolják, hogy a délnyugati kvadráns szelei a troposzféra minden rétegében advektív túlnyomóan meleg, az északnyugatié túlnyomóan hideg szelek. Az évi advektív hőegyenleg aránylag kicsiny pozitív érték, vagyis az 1961—1965. évek átlagában az advekciónak melegítette fölöttünk a szabad légkört. Mindenesetre az évi hőegyenleg kicsiny ér-

téke és így előjele is nagymértékben függ a vizsgált időszak szélirány-gyakoriságától. Végeredményben az advektív folyamatok egy átlagos év telén melegítik, nyarán hűtik Magyarország fölött a szabad troposzférát. Az egész év advektív hőegyenlegének előjele ezzel szemben a választott időköz változékony cirkulációjától függő, nem permanens éghajlati sajátossága légterünknek.



8c. ábra

A hőmérséklet tényleges lokális megváltozását az advektív tényezőkön kívül más folyamatok is befolyásolják. Erre vonatkozó vizsgálataink (BÉLL, 1970) arra a meglepő eredményre vezettek, hogy a 3 km alatti alsó troposzférában a napközi tényleges hőmérséklet-változások átlagai alig 50%-át érik el az advektív folyamatok révén várható hőmérséklet-változásoknak. Következésképpen az advektió hőmérsékleti hatását más légköri folyamatok jelentősen kompenzálják. Ilyen kompenzáló folyamat a felszínközeli rétegben a sugárzás, a magasabb rétegekben pedig a melegebb levegő advektióját kísérő emelkedő mozgás és adiabatikus lehűlés, illetőleg a hidegebb levegő advektióját kompenzáló leszálló mozgás és adiabatikus felmelegedés.

A troposzféra 3 km fölötti rétegeiben az adiabatikus folyamatok hőmérsékleti hatása olyan mérvű, hogy az advektív hőmérséklet-változásokat a vertikális légmozgások termikus hatása túlkompenzálhatja. Többek között megvizsgáltuk az 1961—1965. évek alapján (budapesti aerológiai mérések), hogy a téli évszak két, hőmérsékleti szempontból szélsőséges szélkvadránsához, az advektíve meleg délnyugati és az advektíve hideg északkeleti szelekhez

milyen tényleges felmelegedések és lehülések kapcsolódtak. Három km alatt az advektív hőmérséklet-változásokkal összhangban az északkeleti negyed szelei az esetek 62%-ában lokális lehüléssel, 38%-ában felmelegedéssel jártak. Három km fölött azonban az arány megfordult, és az északkeleti negyed szeleihez kapcsolódó hőmérséklet-változások 60—70%-a lokálisan felmelegedés volt. Azaz a 3 km fölötti troposzférában az északkeleti negyed szelei nagyobb gyakorisággal advektíve hideg, ténylegesen pedig meleg szelek Budapest és valószínűleg Magyarország térségében. Feltehetően az északkeleti szeleket nagy gyakorisággal kísérő anticiklonális leszálló légáramlás és a lesikló légtömeg adiabatikus felmelegedése lokálisan túlkompenzálja a hidegebb levegő advektív hatását.

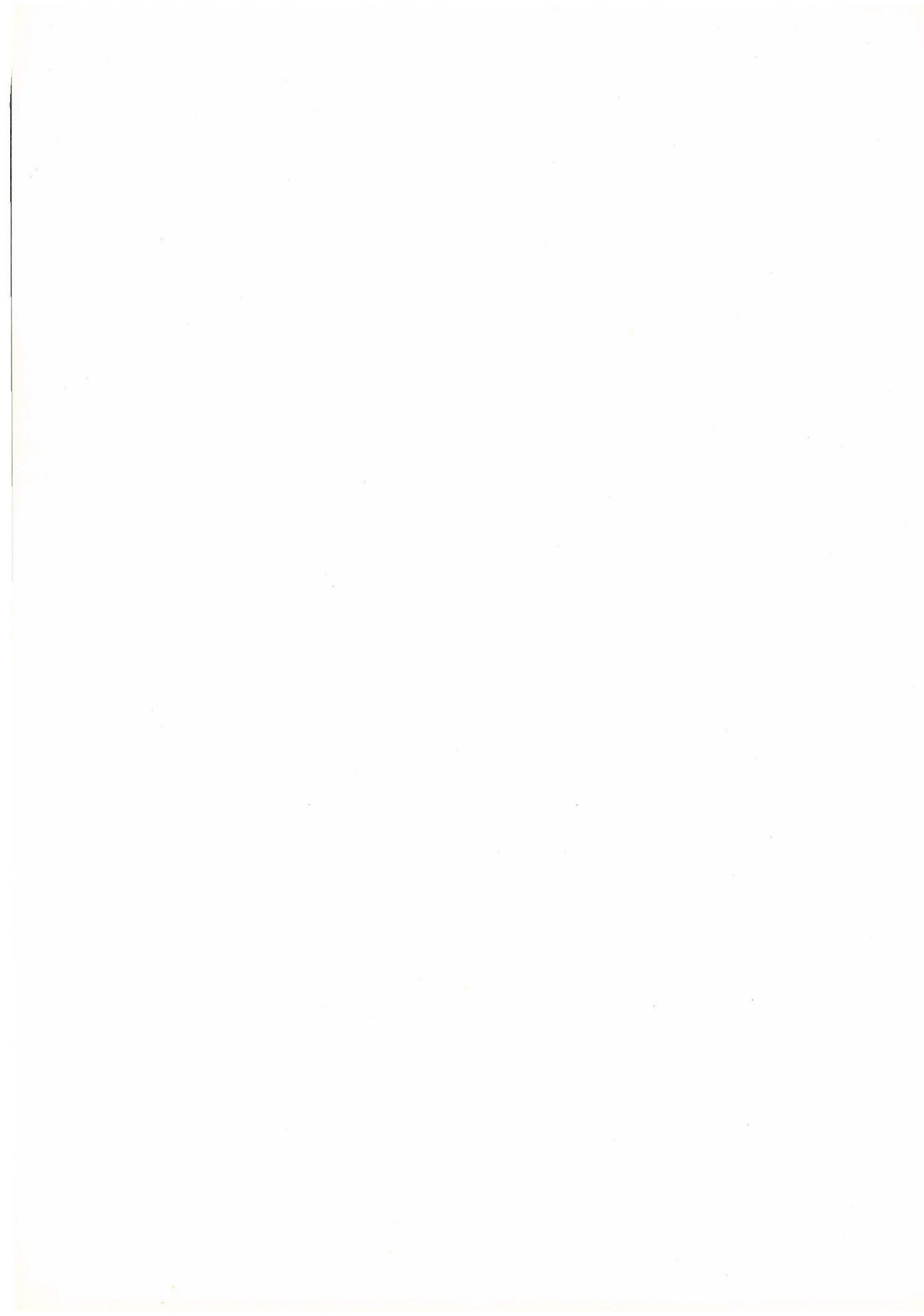
Hasonlóan érvényesült a vertikális mozgás kompenzáló hatása a melegnek ismert délnyugati szelek esetében. Amíg az alsó troposzférában a napközi hőmérséklet-változások 64%-a felmelegedésből, 36%-a lehülésből tevődött össze, addig 3 km fölött 60—70%-os részaránnyal már a lehülések jutottak túlsúlyra. Ismeretes, hogy a ciklonok előoldalán a délnyugati szélhez és a meleg advektációhoz nagy gyakorisággal frontális, felsikló légmozgások kapcsolódnak, s feltehető, hogy az adiabatikusan emelkedő levegő lehülése túlkompenzálja az advektíve meleg szelek termikus hatását.

Végeredményben kimondhatjuk, hogy *Magyarország fölött s valószínűleg az eurázsiai kontinentalitás közép-európai határzónájában a szabadlégkör lokális hőmérséklet-változásait lényegében advektív és adiabatikus folyamatok határozzák meg. Az alsó troposzférában, ahol a hőforgalom az aránylag sűrű levegőben a legintenzívebb, túlnyomóan advektív hatások érvényesülnek. Ezeket a vertikális légmozgások adiabatikus hőmérséklet-változásai mérséklék, 3 km fölött az esetek nagyobb százalékában túl is kompenzálják.*

Az elmondottakban összefoglaltam azokat az éghajlati jellegzetességeket, amelyeket Magyarország légterének áramlási viszonyairól, anyag- és hőforgalmáról, általában a nagy éghajlati tényezőknek, a kontinentalitásnak, a domborzatnak a troposzférában érvényesülő hatásairól megismertünk. A bemutatott néhány eredményből azt látjuk, hogy a felszínközeli légréteg gazdag változatosságát a magasabb rétegekben sem váltja fel egyhangú éghajlati kép. Az eddig még részleteiben nem vizsgált energetikai folyamatok: a nedvességátvitel, a vízháztartás, a látens energiakészletek, a légszennyeződés vertikális eloszlása, a turbulens hő- és anyagkieserélődés kérdései a magyar medence légterének számos speciális jellegzetességét rejtik magukban, s feltárásuk a jelen és a jövő kutatóinak, egész szaktudományunknak értékes eredményeket ígér.

IRODALOM

- BERKES Z.: Az eredő szélvektor és a légátvitel nagysága Magyarországon. OMI Hiv. Kiadv., **XV**, 67, 1952.
- BÉLL B.: A szabadlégkör advektív hőforgalma a Kárpát-medence fölött. Időjárás, **67**, 65, 1963.
- BÉLL, B.: Kontinentalität und Ozeanität in der freien Atmosphäre über Ungarn. Időjárás, **73**, 193, 1969.
- BÉLL, B.: Die Bedeutung des advektiven Wärmetransportes in der Energiebilanz des Luft-raumes des Karpatenbeckens. Acta Climat. Univ. Segediensis, VIII, Fasc. 1-4, 3, 1969.
- BÉLL B.: A troposzféra és az alsó sztratoszféra interdiurnus hőmérséklet-változásai és szezonális hőcseréje Budapest fölött. Időjárás, **74**, 226, 1970.



AZ MTA 1970. ÉVI TUDOMÁNYOS ÜLÉSSZAKA
A FÖLD- ÉS A BÁNYÁSZATI TUDOMÁNYOK
OSZTÁLYÁNAK VITAÜLÉSE

A TERMÉSZETI ERŐFORRÁSOK KUTATÁSÁNAK ÉS
FELHASZNÁLÁSÁNAK ÚJ KONCEPCIÓI

SZÁDECZKY-KARDOSS ELEMÉR

AKADÉMIKUS

Vitaülésünk fő címe: „Az ország természeti erőforrásainak kutatása és feltárása.” Ennek körülírásával kezdtük el 6 évvel ezelőtt akadémiai kiemelt feladatunk megoldását. A végzett munkáról azóta minden évben beszámoltunk. Munkánk jelentőségének fejlődését jelöli a vizsgált tárgykör folytonos szélesedése és mind több kutatási szintre kiterjesztése is. Jelenleg továbbvitelében és további 15 évre való kiterjesztésében 3 szintet különíthetünk el. Az egyik az akadémiai intézetek és a velük kooperáló kutatóhelyek munkája, amelynek egy esetleg tudományos kutatási főirányzatként, tehát tárcaszinten végzendő 15 éves tervét fővonalaiban kidolgoztuk. A másik az Osztályunknak az országos elvi kutatásait befolyásoló testületi szintje, amelynek ugyancsak kb. további 15 évre szóló koncepcióját osztályülésen kezdtük tárgyalni, és e formájában azzal már bizottságaink is foglalkoztak. Jelenlegi nagygyűlésünk is elsősorban ehhez a koncepcióhoz járulhat hozzá. A volumenben legnagyobb harmadik szint a Központi Földtani Hivatal által irányított közvetlen gyakorlati kutatás, amely eddig hivatalosan nem ilyen cím alatt, de a valóságban ennek a nagy célnak érdekében folyó, lényegileg alkalmazott és fejlesztési vizsgálatokat foglalja magában.

A kutatási koncepciók állandó fejlesztése során most már a negyedik 5 éves terv célkitűzései alapján a fejlettebb szocialista társadalom lehetőségeit és igényeit is tekintetbe vesszük. Az új népgazdasági terv lehetővé teszi, hogy erőforrásaink kutatását többé ne az egykori szegény kis ország szempontjai, pillanatnyi megélni tudására alapozzuk, hanem minőségi ugrással előrelépve újszerű termelési irányokra is kiterjesszük, és ennek megfelelő területrendezéssel dolgozzunk. E helyen az ásványinyersanyag-források új távlataival foglalkozunk, hiszen ez a területrendezés és a bányászati termelésnek is egyik tényezője, ill. alapja.

Felvetünk néhány gondolatot az alapkutatási szinten végzendő hármas felméréshez: 1. a természeti erőforrások „piaca” távlati képének, 2. a termelési módzatok fejlődési tendenciájának és 3. a lehetőségessé váló termelési eljárásokkal birtokba vehető természeti erőforrásainknak elemzéséhez.

De mindenekelőtt szembe kell néznünk a köztudatban élő képpel a természeti erőforrásokat, a földtudományoktól várható eredményeket illetően.

A nagyközönség számára a szilárd Föld, amelyen és az egész Föld, amelyben élünk, feltűnően kevés szellemi realitást jelent. Még vezető tudósok is kevésbé érzékelik a földtudományok magasabb egységének gyakorlati és elméleti távlatait, hiszen ez az egység maga is fiatal, az érdekelt szakembereket sem hajtotta át kellőképp.

Nem ritka felfogás szerint például a KGST együttműködés, valamint a nyugati és más nem szocialista piacokkal növekvő árucere-forgalom nagymértékben mentesít minket természeti erőforrásaink fokozottabb felhasználásának gondjától. Kevesen ismerik az UNESCO múlt évi ülésanyagának azt az adatát, hogy a világ lakosságának 2,5%-os növekedését az ásványi nyersanyag-termelés átlag 10%-os növekedése kísérte a legutóbbi felmérés (1966—1967) éveiben. A lakoságnak ui. nemcsak a száma, hanem az egy főre eső igényei is növekednek. Ugyancsak UNESCO-megállapítás szerint *számos ásványi nyersanyagban az eddigi készletek, ill. kilátások alapján 10—20 éven belül a szűkösség jelenségei lépnek fel*. Nálunk átmenetileg már egyik legegyszerűbben kielégíthetőnek tűnő területen, építőiparunkban is jelentkezik a nyersanyaghiány. Ez a nehézség az ország közeteinek térszínileg mélyebbre hatoló és az eddiginél többféle (különösen fizikai) paraméterre kiterjedő meghatározásával, a részletes föld- és kőzettani vizsgálatok fokozásával és más említendő eljárás együttes alkalmazásával leküzdhető. De nagy erőbevetés szükséges ide, mert a tervek szerint további 30 év alatt annyit építünk, amennyit eddig összesen építettünk.

Az ivó- és iparivíz-ellátás világszinten jelentkező szűkössége azonban már aligha átmeneti jellegű, és többek közt a réteg- és karsztvizek fokozottabb vizsgálatát teszi kívánatossá.

Sokan hangoztatják, hogy az ásványi nyersanyagokat mindinkább műanyagok fogják helyettesíteni, de kevesen veszik tekintetbe, hogy a műanyagokhoz is végeredményben ásványi nyersanyagokra van szükség. A II. világháború után úgyszólván minden tudományos és műszaki vívmány csak ritkalelem felhasználásával valósulhatott meg.

Távlati készleteink felmérésére a ritkalelemek terén is már most szükség van nemcsak a távlati tervezéshez, hanem azért is, mert a nemzetközi tárgyalásokon más helyzetből lép fel az, akinek a kívánt áruból saját ismert készletei is vannak, mint aki feltétlenül behozatalra szorul. Az ásványi nyersanyagok ára folytonos lassú növekedésben van, és ez az árnövekedés a nem kevés anyagfajtában 1—2 évtized múlva bekövetkező kezdődő szűkösség következtében a helyettesítő anyagokban is rohamossá fog válni.

Ezek az adatok már magukban megvilágítják, hogy elkerülhetetlenné válik a *saját erőforrások fokozottabb felhasználása*, és ezért nagymértékben szükség van ezek továbbkutatására.

A közeledő ásványi nyersanyag-szűkösség megindította a *mélybányászat* és a mélyszíni energiaátalakítás kérdéseinek fejlesztését. A legközelebbi évek-

ben természetesen még főleg a hagyományos bányászati eljárások továbbfejlesztése a közvetlen feladat. De az akna- és táróműveléstől máris távolodunk, és elvileg alapvetően új mélybányászati automatizált termelési eljárások felé haladunk. Leginkább perspektivikusnak látszanak azok az eljárások, amelyeknek alapja a mélységi anyag robbantásos meglazítása után a hasznosítható anyag kémiai vagy biológiai kilúgozása. Erről értékes anyagot dolgozott ki a Szovjet Összszövetségi Akadémia múlt évi közgyűlése. Így a mélybányászat mindinkább a mélyfúrásos jelleg felé halad. Az óceánfenék közeledő bányászati termelése a kontinentális mélybányászatot nem fogja feleslegessé tenni, sőt az ott kifejlesztendő technika az alapvetően új kontinentális mélybányászati eljárások fejlődését is segíti. (Érdemes itt azt is tekintetbe venni, hogy az átlag 4—5000 m-es óceánfenék kőzeteibe már sorozatosan befúrtak 300—900 m mélységig, de onnan különösen jelentős hasznosítható ásványi anyag-indikációkat nem nyertek.)

A nagyipari államok, de részben mi is felkészülünk a szén föld alatti elgázításának alkalmazására, noha az még néhány évig gyakorlatilag alig kerül felhasználásra. Mindenesetre *mindinkább helytelenné válik az a múltban jogos, de még ma is erősen begyökerezett felfogás, hogy a mélybányászat gazdaságtalan.*

Erre az alapvető változásra nekünk akadémiai alapkutatási szinten máris reagálnunk kell. Távlati kutatásunk csaknem minden irányát — a földrajzi, ill. területrendezési és a bányászati problémákat is — az ásványinyersanyagkészletünk várható alakulása lényegesen befolyásolja. Fel kell vetni a kérdést, milyenek a nyersanyagkilátásaink a fokozódó mélybányászat időszakában.

Könnyen megvilágítható, hogy e téren örvendetes változással számolhatunk: a felszínközeli előfordulások alapján *eddig ásványkincsekben jogosan szegénynek tekintett országunk a jövőben, a világszinten is nagyobb mélységekre irányuló bányászat idején, ásványi kincsekben viszonylag gazdag területté válik.*

Ez következik mindenekelőtt hazánk földje túlnyomó részének fiatal besüllyedései, valamint köztes tömeg jellegéből. A fiatal besüllyedés vastag, kb. 25 millió évnél fiatalabb üledékes takarót hozott létre, amely jelentékeny *szénhidrogén kincs* tárolójának bizonyult. Az ez alatt következő mezozóos karbonátos kőzetek számos helyen ugyancsak értékes tárolóknak mutatkoztak. Mindez további készletek kétségtelen létezését igazolja. Ezeknek a mind mélyebb művelési szintekre tolódo telepeknek a feltárása azonban nálunk is fokozódó erőfeszítéseket igényel.

Még kedvezőbbek a kilátások az *ércelőfordulások* vonatkozásában. Az üledéktakaróban növekedik a magmás áttörések gyakorisága, az üledékes takaró alatt pedig változatos kristályos alaphegység következik. Mind a magmás kőzetek közvetlen üledékes környezete, mind a kristályos alaphegység és fedővezete világviszonylatban közismerten gazdag ásványi nyersanyagokban, különösen nehézfémúsulásokban. E magmás-üledékes kontaktusok

minőségileg is sokféle hasznosítható elemdúsulást tartalmaznak. Az agyagos-homokos eredetű üledékes kőzetek magmás környezetében szükségképp főleg teléres, tömzsős és impregnációs ércelőfordulások, a karbonátosban főleg metasomatikus ércelőfordulások vannak.

Mit jelent e vonatkozásban *hazánk területének speciális, Európában igen ritka „köztes tömeg” jellege*? A köztes tömeg fogalma még gyors fejlődésben van. Nem jelez már a környező orogéneket irányító kaptafa szerkezetet. Sőt a felszínközeli, viszonylag nyugodt hegységszerkezet alatt a köztes tömeg mélyén nagyfokú szerkezeti és szelektív migrációs anyagmobilitást valószínűsít. Nagygyűlésünk egyes előadásai mindkét — a szelektív migrációs és a rejtett szerkezeti mobilitás — kérdéseivel foglalkoznak. Az orogének a földtani jelenben a környezettől alapvetően eltérő köztes tömeg jellege azonban kétségtelen, még ha a mélyben akár fiatal takarószerkezetre konkludálnánk is.

A bizonytalanságok leküzdésére válasszuk külön, amit a köztes tömegről egyértelműen tudunk, és amit különböző biztonsággal következtetünk.

Különböző módszerekkel egyértelműen igazoltnak tekinthetjük: 1. hogy a pannon medencei köztes hegység mélyének magmatizmusa, különösen miocén korú vulkanizmusa az eltakart részen is különösen intenzív; 2. hogy köztes tömegünk mintegy 25 millió év óta gyorsan, de alternatíve süllyed; 3. hogy viszonylag nagy átlagos geotermikus gradiense van; 4. hogy kérge viszonylag vékony, magasan fekvő felsőköpeny jellemzi, ellentétben a közvetlen környező szomszédos gyűrthegységek kéregkivastagodásával. (Ezek a jellemvonások ma már jó közelítéssel általánosíthatók minden valódi köztes tömegre.) 5. A magnetotellurikus vizsgálat szerint a felsőköpeny jól vezető rétege is az átlagosnál magasabban fekszik köztes tömegünkben.

Az 5 igazolt köztestömeg-sajátság fontos információkat tartalmaz az ásványi anyagok hazai mélységi hasznosítható feldúsulását illetően. *A legtöbb ásványi nyersanyagdúsulás szelektív migrációs folyamatokkal áll kapcsolatban.* Köztes tömegünk felsorolt sajátságai egyértelműen fokozottabb szelektív migrációra utalnak. Mind a magasabb hőmérséklet, mind a besüllyedéssel jelleg fokozottabb felszálló migrációt és viszonylag gyors diagenetikus és alacsonyabb fokú metamorfózist jelez a felsőkéregben, beleértve a metamorf kristályos alaphegységet is. Vonatkozik ez az organikus anyagok átalakulására is az üledékes és a kevésbé metamorf kőzetekben. Következésképp a szénhidrogén-mobilizáció és a migráció sebessége intenzívebb a harmadkori üledékeinkben a világátlagoknál. Kísérletileg rövidesen azt is meghatározhatjuk, hogy mennyivel.

A jelentékeny magmás működés környezetében a színesfémdúsulások is intenzívebbek (elterjedtebbek és többfélék) a világátlagnál. A pannon köztes tömeg vulkáni peremén közismerten Európa legjelentékenyebb aranyezüst- és rokonérc telepei jelennek meg már a felszín közelében. A köztes tömegű besüllyedéssel jelleg következtében még inkább ilyenekkel kell számol-

nunk a mélységben, és ez helyenként már bizonyítottnak is tekinthető. Az új hazai magnetotellurikus mérésekkel a paleozoikum és mezozoikum határán sok helyen kimutatott — nagygyűlésünkön is külön előadásban tárgyalandó — jól vezető réteg nemcsak a karbon korú grafitos palákat, hanem pl. a karbonátos kőzethatárokon olyan metasomatikus értelepeket is jelölhet, amelyekre már az előbbieken céloztunk.

A legújabb nagy nyomású kísérleti vizsgálatok szerint a felsőköpeny (jó) vezető szintjét és annak kisebb szeizmikus hullámsebességét (felülről kiindulva, rendszeresen először itt megjelenő állandó folyékony, ill. amorf fázistartalom) vagyis a potenciálisan megolvadt magma okozza. Innen érthető, hogy a jól vezető réteg egyben a felszínig hatoló köpenymagmatizmus, általában a vulkanitok túlnyomó része magmakamráinak a szintje, és egyben a mélyáramlásokra legkedvezőbb mozgékony asztenoszféra (gyengeségi övezet).

A jól vezető szint tehát a felsőköpeny legaktívabb szintje. Köztes tömegünk területén, mint idéztük, ez az aktív szint is az átlagnál közelebb van a felszínhez.

Fokozott dinamizmusra utalnak a nemzetközi földtudományi kutatásnak azok az eredményei is, amelyek az óceánok több, egymástól független módszerrel kimutatott terjeszkedéséből, ill. meghatározott litoszféra eltolódásából a litoszféranak hegységképződési övek mentén a köpenybe való ferde betolódása, nagy jelentőségű feltevéséhez vezetett. Ezt a jelenséget a cirkumpacifikus hegységképződési övezetben a legutóbbi 3—4 év folyamán sokoldalúan valószínűsítették, és azt a legilletékesebbek a hegységképződés fő okának tekintik.

A paleomágneses mérések főleg DK és K felé irányuló nagy eltolódásokat a Földközi-tenger nyugati hegységképződési övezeteiben is kimutattak. Mind ez a Földközi-tenger hegységövezetében és a Dinári—Kárpáti részekben is a litoszféra-betolódásokra utal. A Dinaridák és kisebb mértékben a Kárpátok felől a pannon köztes tömeg alá irányuló litoszféra-betolódás ez idő szerint már több irányú vizsgálat tárgya, és feltehetően ugyanannak a mozgási mechanizmusnak egyik megnyilvánulása, mint a legtöbb irányt mutató új koncepcióban kifejezésre jutott mélyáramlási rendszer. Mind a litoszféra-betolódás, mind a mélyáramlás elvileg jelentékeny illóvándorlással kapcsolatos, így a mélytörési öveken keresztül a felsőkéreg migrációs folyamataira is időközönként hatást gyakorolhat.

A köztes hegységekben világszerte jelentkező magasabb hőfluxus csak részben tekinthető a felszínközeli üledékekben végbemenő lokális kémiai, energetikai folyamatok következményeinek. E folyamatok nagyobb intenzitása is végeredményben szintén az ascendens migrációval, részben esetleg az aktív köpenyszint közelségével áll kapcsolatban.

Mind a litoszféra-betolódás, mind a mélyáramlás a mélyben is helyenként jelentékenyebb kőzetporozitást valószínűsít, szemben az eddigi feltevé-

sekkel. A földtudományi gépi feldolgozás a BAKI-ban elért egyik első eredménye szerint a karsztos mészkőüregek lefelé haladva az eddigi feltevéssel szemben valóban nem zárulnak. Ez a megállapítás segít felszámolni azt a túlságosan begyökerezett elgondolást, hogy a mélységbeli anyagmozgást a záruló hézagok mindinkább megszüntetik.

Összegezve: a kőzet tömeget, az ország felső földkérgét fokozottabb szelektív migráció jellemzi, következőképp fokozottabb ásványi nyersanyagdúsulásokra számíthatunk.

A mélyszerkezet és az elrejtett ásványi nyersanyagok át-, ill. kiértékelése a minden földtudományban jelentkező anyag- és energiaáramlások részletes vizsgálatával egyetemben olyan alapkutatói feladat, melyben a geofizikai, a nagy nyomású kísérleti, az üledékes kőzettani és a geonómiai adatok kooperatív számológépes feldolgozásának lesz döntő szerepe.

Tekintetbe kell vennünk az *ásványi nyersanyagok feldolgozásával elérhető gazdasági lehetőségeket* is. Ezek nagyságát mutatja a bányahányók anyagának újrafeldolgozása, amire először éppen 20 évvel ezelőtt hívtuk fel a figyelmet egy Földtani Társulat-i elnöki megnyitóban. Ez azóta hazai kezdeményezéssel a nemzetközi HALDEX Tröszt eredményes munkájában realizálódott, és Tata-bányán sokoldalú hányó- és salakanyag-feldolgozás kialakításához vezetett.

A szénbányászatnak jelentős új távlatai nyíltak egyes szénpaláknak alumíniumtermékekre, egyidejűleg pirogén műköre és mészkővel kombinálva cementgyártásra való gazdaságos felhasználásának kidolgozásával. Nem kétséges, hogy ezek nagyipari realizálása előbb-utóbb elkerülhetetlenül szükségessé válik. *A fekete- és barnakőszén, valamint kísérőkőzetei így hazánkban sem egyedül energiaforrásként, hanem sokoldalú ásványi nyersanyagként értékelendő.*

De felvethetjük e szénpalák egyes nyomelemei kapcsolatos kinyerésének, továbbá az ezekben és más kőzetekben foglalt ritkaföldek plazmaáramban való frakcionált szétválasztásának gondolatát. Felvethetjük az út- és mélyépítéseknel megforgatott kőzetek szelektálásának lehetőségét, különböző hasznosítható anyagok, többek közt ritka- és nemritkaelemek feldúsításának első lépéseként is.

De mindezeknek a lehetőségeknek a realizálása *káderigényt* jelent. E szempontból felsőfokú szakoktatásunknak tartalmi és mennyiségi kérdései, sőt egész földtudományi káderpolitikánk újraértékelése vált időszerűvé. A földtani magasfokú és posztgraduális képzés eddig a szokásos földtani feladatokat vette tekintetbe. Ennek megfelelően a földtudományi káderpolitika az eddigi keretek némi szaporítására irányult, sőt egyes nehézségek átmeneti visszafejlesztési kísérletekhez vezettek. A hagyományos módszerekkel való kutatáson és termelésen lényegesen túlmenő, szabad szellemi energiákat igénylő nagyvonalú tudományos komplex tervező-szervező munkák kiszélesítését és rendszeresítését nem vettük még kellőleg tekintetbe. A magyar föld speciális jellegének elmélyült tanulmányozásából adódó új alkalmazási lehetőségekkel in-

kább csak a napi munkák mellett foglalkoztunk. Ezek rendszeres kidolgozásának óriási feladatára önálló alapkutató gárdát nem szerveztünk. Szakkádereink örvendenek, ha a külföldi irodalmat némileg nyomon követhetik. Aktívabb szaktársaink igen különböző feladatokkal vannak túlterhelve. Az alapkutatással foglalkozó nemzetközi szervezetekben nincsenek az egyes feladatokra elegendő energiával felkészülni képes állandó képviselőink. A szakkáderszűkösségünk, tudományos titkárok hiánya következtében kutatóink elgondolásaikat nem készíthetik el megfelelően csiszolt, tömör, közérthető formában, így számos javaslat visszhangtalan marad. A túlterheltség fékezi a megfelelően intenzív tájékoztatást a földtudományok fejlődéséről nemcsak az ifjúság és a nagyközönség, de még az irányító szervek felé is. Amikor a szomszédos Csehszlovákiában csak a krisztallográfus graduált kutatók száma meghaladja a 700-at, nálunk ennél az összes okleveles krisztallográfus-mineralógusok és geológusok együttes száma alig nagyobb.

Távlati feladataink előkészítése csakis a szakkáderek nagyobb minőségi és mennyiségi bőssége útján oldható meg. E kérdések kidolgozása nélkül pedig a földtudományok által nyújtható társadalmi fejlődés lehetőségét magunk fékezzük.

A szegénység és elmaradottság lényegileg a múlt eszközeinek és elképzeléseinek túlnyújtott alkalmazása. A társadalmilag eredményes tudományos munkának feltétele, hogy a jövőt mielőbb birtokunkba vegyük. Alapvető új eredmények felhasználása viszont régi beidegződések legyőzését is igényli.

Az „élettelen kőzet”, a „holt kő” és a nagyobb földi mélységek megközelíthetlenségének sokáig valóban jogos szemlélete nemzetközileg is túl sokáig megfektette a földtani tudományok egész munkastílusát. Eleve lemondást, túlzottá vált igénytelenséget, bátortalanságot eredményezett kutatásaink gyakorlati eszközeinek, sőt céljainak kialakításában. Megakadályozott számos régóta esedékes kezdeményezést. A józannak vélt túlzott önmérséklettel fékezte a szükséges tudománypolitikai küzdelmeket.

Néhány döntő, látszólag talán nem is összefüggő jelenséget kívántam egymásra hatásukban kiemelni, olyanokat, melyeknek a sokkal több meg nem említettrel együtt befolyásolnia kell közös alapkutatás-irányító munkánkat. Nem könnyű, de elsőrendű alapkutatási feladat a jelenleg világszerte oly lendületes föld- és bányászati tudományos kutatások legújabb eredményeiből a nálunk közvetlenül mélyrehatóan kutatatandók helyes kiválasztása. Nagygyűlésünk sokféle föld- és bányászati tudományos előadása a különböző új eredmények és módszerek felmérhetővé tételét célozza az országos távlati kutatásban.

A TERÜLETFEJLESZTÉS TÁVLATI CÉLKITŰZÉSEI ÉS ESZKÖZEI MAGYARORSZÁGON

CSÁKI NORBERT

A KÖZGAZDASÁGTUDOMÁNYOK KANDIDÁTUSA

A területfejlesztési politika kérdéseivel a közelmúltban foglalkoztak a párt illetékes szervei. A hozott határozatok alapul szolgáltak a Kormány területfejlesztési irányelveinek napjainkban folyó kimunkálásához.

Mely okok tették szükségessé azt, hogy kormányzatunk a területfejlesztés irányelveinek újraformálását tűzte napirendre?

a) A gazdasági fejlettség alacsonyabb fokán levő országok kormányzata keveset foglalkozik a termelőerők összetársadalmi szempontból racionális telepítésének kérdésével, mivel ez időszakban az a legfontosabb, hogy a termelőkapacitások minél gyorsabban növekedjenek. A termelőeszközök egy meghatározható területi koncentráltóságától kezdve, amely fő vonalaiban a közepes gazdasági fejlettség színvonalával jelezhető, különösen azokban az országokban, amelyeknek nagy a népsűrűsége, a területek arányos növekedése egyre inkább a gyors gazdasági növekedés előfeltétele és a területi elmaradottság kialakulását megakadályozó eszköz lesz. Hazánk a gazdaságilag közepesen fejlett országok sorába lépett, népsűrűsége pedig meglehetősen magas, így földellátottsága alacsony. Ezért a területileg arányos növekedés nálunk is egyre inkább sürgető;

b) a gazdasági növekedés kihatásainak prognosztikája szerint az ország társadalmi és gazdasági élete az elkövetkező 15, ill. 30 évben alapvető változásokon megy át. Az egy főre jutó nemzeti jövedelem 1985-ben az 1000 \$/főt, 2000-ben pedig a 2000 \$/főt fogja jelentősen meghaladni.

A változások fő iránya az alábbiakban foglalható össze:

a) a feldolgozó és szolgáltató iparok kisebb-nagyobb termelőegységeinek újabb ezrei alakulnak, amelyek működésének eredményeként 80—90%-ra nő az iparban foglalkoztatott népesség aránya. Különösen a szolgáltató iparokban foglalkoztatott lakosság gyors növekedésére számíthatunk;

b) az iparokban foglalkoztatott népesség nagyarányú növekedésével együtt több mint felére csökken a mezőgazdaságban foglalkoztatott lakosság számaránya. Ez csak a mezőgazdaság termelékenységének nagyarányú fejlődésével, a gépesítés, kemizálás általánossá tételével valósítható meg;

c) a feldolgozó és szolgáltató iparok, valamint a mezőgazdaság fejlődése, átalakulása együtt jár a népesség átrétegződésével és jelentős térbeli mozgá-

sával is. Az urbanizálódás eredményeként a lakosság 60%-a, 2/3 része városokban fog lakni. A tanyák pedig lényegében megszűnnek;

d) a népesség nagyarányú térbeli mozgását, a tömeges urbanizálódást a társadalmi költségek lényeges növekedése nélkül teszi lehetővé az a körülmény, hogy a századfordulóig társadalmunk megközelítőleg annyi lakást épít fel, mint a jelenlegi lakásállomány. Ez egyben azt is lehetővé teszi, hogy ne az elavuló településszerkezetünk konzerválására törekedjünk, hanem termelőerőinket a legnagyobb hatékonysággal helyezzük el a térben, és településhálózatunk szerkezetét pedig a termelőerők területi elhelyezésével időben és térben jól összehangolva alakítsuk.

A területfejlesztés előtt az elkövetkező évtizedekben tehát igen nagy feladatok állnak; el kell látnia *szerepkörét*, amelynek gyakorlása tudatos kormányzati, államigazgatási fejlesztő és az ágazati fejlesztéseket területileg koordináló tevékenység egész sorát igényli, és amelyet a következő feladatkörökben lehet körülhatárolni;

a) a termelőerők racionális területi elhelyezése (amelynek segítségével az egyes térségek egymástól eltérő termelési adottságai az egész népgazdaság szemszögéből a legnagyobb hatékonysággal lesznek hasznosíthatók);

b) a termelőerők területi elhelyezésének és a települések fejlesztésének időbeli és térbeli összehangolása (amelynek fő eszköze a termelői és lakossági infrastruktúra termelőerők telepítésével jól összehangolt területi elhelyezése);

c) annak megakadályozása, hogy a területek fejlődésében súlyosabb társadalompolitikai feszültséget okozó, tartós aránytalanságok (pl. területi elmaradottság, nagyvárosok ellátottságában mutatkozó egyensúlyi zavarok stb.) keletkezzenek, ill. a már kialakult ilyen aránytalanságok fokozatosan mérséklődjenek.

A területfejlesztés igen fontos szerepet tölt be a gazdaság hatékonyságának növelésében, társadalompolitikai vonatkozásai pedig olyan jellegű kérdésekhez kapcsolódnak, amelyek problémáira társadalmunk igen érzékenyen reagál. Nem véletlen, hogy sajtónk, rádióink és televízióink úgyszólván mindennapos témái a területfejlesztés különböző problémaköréi.

Ahhoz, hogy a területfejlesztés feladatainak megoldására képes legyen, nélkülözhetetlen a fejlesztéseket megvalósító államigazgatási társadalmi, gazdasági szervek nézetazonossága a fejlesztések területi céljait és módszereit, a területfejlesztés szerepkörét illetően. Sajnos az elmúlt években az ágazati fejlesztések a területi célokkal nagyon hiányosan voltak koordinálva, és még a szűk szakmai körökben sem volt meg a cselekvés egységéhez szükséges nézetazonosság a területfejlesztés szerepköre gyakorlati megvalósításának alapkérdéseiben. Széles körben eléggé elterjedt vélemények voltak az alábbiak:

a) a mezőgazdasági területek egyben elmaradt területek, és ezek elmaradottságát csak az iparok odatelepítésével lehet megszüntetni:

b) a területfejlesztésnek csak társadalompolitikai szerepkört tulajdonítottak, a termelés hatékonyságát növelő termelőerő-telepítés problémaköre ennek következtében a településtudomány művelésénél és az ágazati fejlesztéseknél háttérbe szorult;

c) a munkaerőre telepítést a lakosság jelenlegi területi elhelyezkedésének, a településhálózat mai szerkezetének konzerválását területfejlesztési cél rangjára gondolták emelni;

d) Budapest túlzott ipari súlyának mint arálynak mérséklését „elidegenedett” területfejlesztési célként kezelték, és a főváros ipari fejlődésének lefékezésével és nem a vidék iparának racionális felzárkóztatásával, továbbá a budapesti ipar intenzív jellegű, gyors ütemű fejlesztésével gondolták megoldani az ország ipara egyetemes, gyors fejlesztésének valódi problémáját;

e) az ország területének több mint felét elmaradottnak nyilvánították, mivel a terület fejlettségének színvonalát az ipar termelési részarányával mérték, függetlenül attól, hogy ezeken az „elmaradott” területeken a lakosság jövedelemviszonyai, életkörülményei nem vagy alig maradtak el más területek viszonyaitól stb.

Az igen tarka, rendkívül sok területfejlesztési elképzelés semmiképp sem segítette az ágazatfejlesztési tevékenység egységes területi irányainak kialakulását. Ehhez még hozzájárult a területfejlesztés állami irányításának szervezeti rendezetlensége. Ezen fő okok miatt tűzte napirendre kormányzatunk a területfejlesztés irányelveinek kialakítását, eszköz- és szervezeti rendszerének továbbfejlesztését.

A rendelkezésre álló szűk időkeret nem ad lehetőséget arra, hogy a referátum a területfejlesztés rendkívül szerteágazó kérdéscsoportjaival részletesen foglalkozzon, csupán a kérdést vizsgáló szakértői bizottságok tézisei alapján a területfejlesztés általános céljával, valamint a vázolt szerepköréhez szorosan kapcsolódva azzal kívánok foglalkozni, hogy milyen elveket és módszereket lenne célszerű érvényesíteni:

- a termelőerők területi elhelyezésénél,
- a termelőerők területi elhelyezésének és a területek fejlesztésének időbeli és térbeli összehangolásánál,
- a területfejlesztés társadalompolitikai céljainak megvalósításánál.

1. A területfejlesztés kettős célja

A területfejlesztés általános társadalmi célja a gazdasági tevékenység és a hozzá kapcsolódó településhálózat térbeli rendjének olyan kialakítása, amely

a) a rendelkezésre álló természeti erőforrások és gazdasági feltételek bázisán a társadalmi termelés legnagyobb hatékonyságát eredményezi;

b) a területek foglalkoztatási és termelékenységi, továbbá a települések ellátottsági színvonalának közelítésével mérsékli az ország egyes területi népességének életszínvonalában és az életkörülményeiben kialakult különbségeket.

A kettős célt egyidejűleg kell érvényre juttatni, jóllehet időszakonként összeütközésbe is kerülhetnek egymással. A kettős cél egyben helyteleníti azt a nézetet, amely az ipartelepítést a terület fejlesztési problémáinak valamifajta társadalompolitikai gyógyszereként kezelte, elfeledkezve arról, hogy az iparok fejlesztésénél elsődleges cél mégis csak az, hogy minél kisebb társadalmi ráfordítással minél hatékonyabban működő ipartelemek, üzemek stb. létesüljenek.

Az üzemeket nem szabad a termelés hatékonyságát évtizedekig jelentősen csökkentő telephelyek választása irányában befolyásolni, csupán vélt vagy átmeneti társadalompolitikai problémák enyhítése érdekében. Ez nagymértékben fékezne a gazdasági növekedést, csökkentené a társadalmi termelés hatékonyságát. A fejlődésben elmaradott területek felzárkóztatását olyan termelési ágakkal célszerű megoldani, amelyeknek fejlesztése az adott körzetben leggazdaságosabban oldható meg.

2. *A termelőerők területi elhelyezésének elvei és módszerei*

A területfejlesztés kettős céljából már tulajdonképpen következik a termelőerők területi elhelyezésének alapelve is:

a) a kitermelő iparok területi elhelyezkedése általában a természet erőforrásainak földrajzi elhelyezkedéséhez kötött;

b) a feldolgozó iparok üzei ott települjenek, ahol megtalálhatók, vagy leggazdaságosabban létrehozhatók a működtetésükhöz szükséges:

- természeti erőforrások (nyersanyagok, energia, fűtőanyagok, vízkészletek stb.),
- munkaerőbázis,
- termelő- és lakossági infrastruktúra,
- felvevő piac és szállítási lehetőségek,
- urbanizációs háttér,
- műszaki, tudományos és irányító bázis,
- kooperációs kapcsolatok stb.;

c) a szolgáltató iparok (tercier szektor) általában fogyasztócentrikusok, vagyis ezeket elsősorban a népesség területi elhelyezkedéséhez és fogyasztási színvonalához alkalmazkodóan kell telepíteni.

A termelőerők területi elhelyezéseinek szubjektív elemeit a jövőben fokozatosan háttérbe kellene szorítani a telephelyforgalom-információ áramlásá-

nak, továbbá a megfelelő állami irányítás szervezeti kereteinek kialakításával. A telephelykeresési eljárást tudományos alapokra lenne célszerű helyezni.

3. *A termelőerők területi elhelyezése és a települések fejlesztése időbeli és térbeli összehangolásának elvei*

A termelőerők optimális területi elhelyezése a településhálózat szerkezetével összehangoltan valósulhat meg. Településhálózatunk mai szerkezete más országokhoz hasonlóan, a termelőerők területi elhelyezkedési, tömörülési igényeivel összhangban alakult. A településhálózat szerkezetének, kialakulásának vezető tényezője tehát a termelőerők területi elhelyezkedése. A már kialakult településhálózat azonban sajátosan visszahat a termelőerők telepítési helyének kiválasztására. A népesség és ezzel együtt a fogyasztó piacok kialakult csomósodási pólusai, agglomerációi határozott és természetszerű vonzást képviselnek további termelőkapacitások telephelyválasztására. A településhálózat fejlesztésének alapvető kérdései ezért:

a) Állami beavatkozással fékezzük-e ezeknek a csomósodási körzeteknek, fejlesztési centrumoknak fejlődését, vagy éppen fordítva: a lakossági és termelői infrastruktúra rendelkezésre álló eszközeinek tervszerű koncentráálásával e centrumokat tegyük alkalmassá az iparok fogadására, a lakosság magas színvonalú ellátására?

b) A kedvező iparfejlesztési adottságokkal, de — szegényes infrastrukturális hátterük miatt — megfelelő vonzóerővel nem rendelkező településcsoportjainkban mondjunk-e le az iparok erőteljesebb fejlesztéséről, vagy fordítva: az arra legalkalmasabb területeken tervszerű állami beruházásokkal építsük ki a fejlődés előfeltételeit jelentő infrastrukturális hátteret?

c) Hol legyenek a fejlesztési centrumok, hol legyenek az erőteljesebb infrastrukturális fejlesztésre kijelölt településcsoportok, körzetek?

A területfejlesztésnek, a településtudománynak legfontosabb feladata a termelőerők területi elhelyezkedése és a települések fejlesztése közötti kölcsönhatás törvényszerűségeinek feltárása. A kölcsönhatások vizsgálata alapján a szakértői bizottságokban a településfejlesztés fő kérdéseire az alábbi válaszok formálódtak.

a) A fejlesztési centrumok kijelölése legyen a területfejlesztés tudatos szabályozásának egyik fő eszköze. A fejlődés egy-egy időszakában nem célszerű nagyszámú fejlesztési centrum kiválasztása, mivel ez az infrastruktúra fejlesztésére rendelkezésre álló eszközök hibás szétforgácsolásához vezetne.

b) Ahhoz, hogy a népgazdaság hosszú távon hatékonyan fejlődjön, az ország valamennyi térségének népességét azokkal a termelési ágakkal kell foglalkoztatni, amelyek a térség adottságait optimálisan hasznosítják. Vannak az ipar különböző ágazatainak fejlesztéséhez kitűnő adottsággal rendelkező tér-

ségeink, ahol egyetlen tényezőcsoport — a termelői, ill. lakossági infrastruktúra szűkössége — akadályozza a térség gazdaságos iparosítását. Ezeket a térségeket célszerű felmérni, és a népgazdasági tervezés keretében gondoskodni az infrastrukturális ellátottság szűk keresztmetszetének megszüntetéséről. Ezekben a térségekben ún. bázisképző fejlesztési centrumokat célszerű kialakítani. Ezeket úgy kell kiválasztani, hogy az ország területileg arányos fejlődését biztosítsák.

c) A fejlesztési centrumok tehát azokban a településcsoportokban legyenek, amelyek telepítési tényezői az iparok befogadásához általában a legkedvezőbbek, vagy ezek a feltételek gazdaságosan létrehozhatók.

A településhálózat fejlesztési koncepciójának kormány-előterjesztése sokéves munka eredményeként befejezés előtt áll. Az Országos Településhálózatfejlesztési Koncepció meghatározza 78 város és 49 várhatóan várossá váló település regionális szerepkörét és a szerepkörök betöltéséhez szükséges kommunális, kulturális, egészségügyi és intézményi ellátottságának javasolható színvonalát. A települések regionális szerepkörének meghatározása pozitív szerepet játszhat az ágazatok hálózati és intézményfejlesztésének területi koordinálásánál. Az OTK sajnos egyelőre nem határozza meg a fejlesztési centrumokat, ehhez további alapos vizsgálatok szükségesek, amelyekhez az OTK hasznos segítséget nyújt.

A településhálózat és a termelőerők területi elhelyezésének kölcsönhatása népgazdasági, körzeti, megyei települési, fejlesztési és ehhez kapcsolódó műszaki rendezési terveinkben eddig nem jutott eléggé kifejezésre. Gyakori volt az a jelenség, hogy rendezési terveink a fejlesztési tervektől elszakítva „külön elgondolások” alapján készültek. Ez a körülmény károsan befolyásolta mind termelőerőink ésszerű területi elhelyezését, mind településeinknek a termelőerők fejlődésével összehangolt fejlesztését. Időszzerű, hogy ezen a hibás gyakorlaton változtassunk, és kialakítsuk a fejlesztési és műszaki rendezési munkák egybefonódó kapcsolatát.

4. *A területfejlesztés társadalompolitikai céljai*

A területfejlesztés társadalompolitikai célja mérsékelni az ország egyes területei népességének az életszínvonalban és az életkörülményekben kialakult különbségeit; vagyis a területek gazdasági fejlettségében mutatkozó különbségek tendenciaszerű kiegyenlítése irányában ható központi (állami) tevékenységet jelent. A fő kérdés az, hogy milyen esetekben és hol kell központilag beavatkozni a társadalompolitikai célok érvényesítése érdekében. A beavatkozásra kényszerítő okok fő típusait a következőkben jelölhetjük meg:

a) valamely körzet népességének jövedelemviszonyai és életkörülményei tartósan és jelentősen elmaradnak a többi területhez viszonyítva (ezek az ún. elmaradt területek);

b) a falu életkörülményei a városok életkörülményeihez képest az alapvető ellátás tekintetében kirívóan rosszabbak (pl. egészséges ivóvíz, villany, csatornahálózat, útviszonyok, egészségügyi ellátás stb.). Ezt a jelenséget a falusi életkörülmények elmaradottságának nevezzük;

c) valamely ipari agglomeráció (pl. a budapesti) túlzásúfolt, és ennek következtében a lakosság ellátottsága vízzel, úttal, közlekedéssel stb. problematikus. Ezt az agglomeráció fejlődése egyensúlyi zavarainak nevezzük.

Az állam közelítő tevékenysége a területileg arányos fejlődés felbomlásainak okától függően különböző:

a) területi elmaradottság esetén az elmaradt körzet adottságainak leginkább megfelelő termelési ágak fejlesztésének preferálása;

b) a falu elmaradt életkörülményeinek felszámolására az alapfokú ellátás (víz, villany, út stb.) gyorsított fejlesztése a településekben;

c) a budapesti agglomeráció egyensúlyi zavarainak felszámolására pedig egyrészt a körzet iparának foglalkoztatott munkaerő bővítése nélküli (szelektív) fejlesztése, másrészt a lakossági életkörülmények megfelelő kialakítása, a közlekedés, csatorna- és vízellátás gyorsított javítása.

Nagy jelentősége van kormányzatunk — a kor igényeinek megfelelő — területfejlesztési politikája kialakulásának. Hiszen a termelőerők területi elhelyezése, a település-, városfejlesztés, a termelői és lakossági infrastruktúra fejlesztése mind olyan kérdések, amelyek egy-egy tervidőszak beruházásainak túlnyomó részét jelentik. Ezeknek a beruházásoknak hatékonyságát megjavítani nagyon fontos feladat. Nép gazdaságunk fejlesztésének hatékonysági követelményei teljesíthetetlenek lesznek a területfejlesztés helyes arányainak kialakítása és a kialakított fejlesztési elvek következetes megvalósítása nélkül.

A TERÜLETI TERVEZÉS, A FÖLDRAJZ ÉS A RÉGIÓ- TUDOMÁNY KAPCSOLATA*

PÉCSI MÁRTON

AKAD. LEV. TAG

1. A területi tervezés alkotó feladat, közvetlen az állam gazdaság-politikai irányítása alatt áll. A terv elkészítéséhez alkalmazásra kerülnek különböző műszaki-természeti, tér- és gazdasági tudományok kutatási eredményei.

A területi tervezés az ún. *fejlesztési terület* állományát, szerkezetét, annak feltártsági szintjén veszi számításba, a terület fejlesztés-tervének elkészítése során a jelenlegi helyzetből indul ki, célja a fejlesztendő terület jövőbeli struktúrájának, az ott élő ember tevékenységének és terének optimálisabb kialakítása.

A regionális földrajz foglalkozik mindazokkal a természeti és gazdasági adottságokkal, amelyek a földi tér egyes területileg természetesen vagy mesterségesen elkülönülő, ill. elkülöníthető részén található. A földrajzi kutatás a földi tereket, azok tényezőinek összefüggésében, az adottságok és jelenségek okozati elterjedésében vizsgálja.

A tervezési vagy fejlesztési terület elhatárolása a célnak megfelelően, mesterségesen jelölhető ki, ill. közigazgatási egységeken belül marad.

A regionális földrajz a térkutatásban egyrészt a „természetes” tájhatárokat, másrészt a termelés folyamatában már eddig kialakult „gazdasági” területeket (rayonokat) állította a kutatás homlokterébe. Ezek a földrajzi határok nem mindig alkotnak élesen kirajzolódó vonalat. A területi fejlesztési tervek elkészítése során viszont mennyiségileg meghatározott területekkel, egyértelműen meghúzható határokkal kell számolni.

Ez a körülmény a regionális földrajz új műfaji formájának kialakítását igényli. Ezért, ha a regionális földrajz a terület fejlesztés, ill. tervezés céljait elősegíteni kívánja, akkor a meghatározott funkciót betöltő természetes, ill. gazdasági terek komplex jellemzését és értékelését a tervezési határon belüli területekre kell elvégeznie.

2. Az ember tevékenységi környezetének ui. bármely része fejlesztési, tervezési területté válhat, de annak kiválasztásában társadalmi-, gazdasági-, politikai-, közigazgatási érdekek játszanak döntő szerepet, bár a kiválasztást a regionális térkutatások eredményei befolyásolhatják. Éppen ez a körülmény

* Korreferátum CSÁKI NORBERT előadásához

adja meg a fontosságát a regionális földrajzi, ill. tágabb értelemben a térszerkezeti kutatásoknak. A területfejlesztési, rendezési tervek ui. az esetek nagy részében számolnak a „tevékenységi környezetben” meglévő természeti erőforrásokkal, előnyös adottságokkal, továbbá a fejlesztési területen végbe menő természetes és antropogén geo-folyamatok hatásával, az adott és a jövőre kialakítandó társadalmi-gazdasági-műszaki létesítményekre és azok optimális üzemeltetésére.

Nem szorul részletes igazolásra, hogy a geotudományok vizsgálati eredményeire,¹ ezen belül is a regionális, térszerkezet-kutató vizsgálatokra a területfejlesztési tervek készítéséhez nagy szükség van.

Azonban a tervezés tapasztalata azt mutatja, hogy sem a jelenlegi értelemben vett földrajzi ágazatok, de még a geotudományok együttese sem elégtí ki mai kutatási eredményeivel a területfejlesztéshez szükséges információs adatigényeket.

A területi tervezőnek igen sok közgazdasági-, üzemgazdasági-, földrajzi-, földtani-, műszaki-, jogi-, közigazgatási szemponttal kell foglalkoznia és azokat a területfejlesztés számára összefüggésbe hoznia.

A földrajzi tér ilyen sokoldalú feltárása, annak optimális gazdasági hasznosítása, rendezése és fejlesztése érdekében az utóbbi két évtizedben a fentebb említett tudományágazatok köréből, illetve azok határterületén teljesen új „térkutató” tudományág bontakozott ki, melyet az angol szóhasználat — regional science — nyomán *régiótudománynak* neveznek.

Ez tárgyában és célkitűzésében is túlnő a fizikai földrajzi táj kutatáson, a gazdasági földrajzi rayonkutatáson is. Ez utóbbi két kutatási irányzat viszont szükséges része a régiótudománynak.

A nagyon is dinamikus fejlődő régió tudományt, mely a *fejlesztési tér* összes komponenseinek feltárásával az optimális területi tervezés célját szolgálja, korunk igen gyors ütemű gazdasági fejlődésének gyakorlata hívta létre. Keretei még nem lehatároltak, problematikája is csak nagy vonalakban körvonalazódott. A területfejlesztéshez és rendezéshez szükséges térkutatás, feltárás, a tervezés gyors ütemében nem várható arra, míg a korábbi klasszikus térkutató tudományágak — pl. földrajz, belső önfejlődési, szűk műfaji és tárgyköri problémáit leküzdve — csatlakozni képesek a tervezés adta problémák megoldásához.

Mivel a régió tudományának műveléséhez különféle tudományágak specialistáinak együttműködése elengedhetetlenül szükséges, ezért az Akadémia tudományos szervezési kereteinek is teret kell biztosítani, és figyelembe kell venni az újonnan kialakult helyzetet. A régiótudomány ui. különböző

¹ Pl. a földtani alap a hasznosítható ásványi- és energia készletek, a domborzat dinamikája, talajminőség, vízfolyások, vízkészlet, vízháztartás, hóháztartás, települések, népesség és munkaerő, ipari és mezőgazdasági létesítmények és termelésük földrajzi megoszlása stb.

részekből áll, a területi tervezés céljait szolgálva, a természet és az emberi tevékenység számos speciális megnyilvánulásait vizsgálja a fejlesztendő térben. A vizsgálatok szemléletükben és kutatási módszerükben jelentősen eltérnek egymástól.

A régiótudomány fejlesztése szükségszerű, mert ma még a fejlődés útja, irányzata, komplex jellegének erősítése nem eléggé körvonalazott, ill. biztosított.

3. A gazdaságirányító szervek az elmúlt évtizedek során mindinkább felismerték, hogy az életszínvonal s vele az arányos gazdasági fejlődésnek egyik alapvető feltétele a tudományosan megalapozott országos, ill. területi fejlesztés helyes politikája.

Az országos gazdaságfejlesztési politika hazánkban először a műszaki-ipari bázis, majd ezután a mezőgazdaság fokozatos megerősítését tűzte ki feladatul. Ez az egyes ágazatok fejlesztésének időszaka volt. A racionálisan és optimálisan differenciált területi fejlesztés előnyeinek kihasználása csak ezek után került előtérbe. Az ágazati gazdasági fejlesztés időszakában a területi tervezés és vele együtt a funkcionális térkutatás egy ideig „lassan” fejlődhetett, vagy éppen „műhelyproblémákkal” küszködött. A hazai földrajzban ez irányban az ötvenes években megindult kezdeményezés is elsorvadt, a megfelelő bátorítás és a nélkülözhetetlen társadalmi-gazdasági igény hiányában. Így következett be, hogy az utóbbi években, amikor a terület-fejlesztés elve fokozottan előtérbe került, a tervezési területek feltárására irányuló „térkutatásunk” még nem rendelkezik elegendő tapasztalattal, kipróbált módszerekkel, sem elegendő, megfelelő munkaegyüttessel. Úgy látszik, hogy a régiótudománynak hathatós műveléséhez szükséges szervezeti és intézményes keret létrehozása is várat magára.

Örvendetes azonban az, hogy a gazdaságpolitikánkat irányító bizottság (GB) az elmúlt évben határozatot hozott a hazai területfejlesztés irányelveinek körültekintő kidolgozására.

E határozat végrehajtásánál azonban ügyelnünk kell arra, hogy elkerüljük az ágazati gazdasági tervezés — a korábbi időben kialakult — egysíkúságát, amelyet tudományok szervezeti keretei és intézményei részben még ma is visszatükröznek. A *régiótudomány* módszerei, problematikája, ugyan kezdeti stádiumban vannak, de mivel ma egyre több oldaláról ismerik fel a térkutatás fontosságát, dinamikus fejlődése előre várható. A régiótudomány műfajbeli, módszertani és szervezeti fejlesztése tehát mind az Akadémia, mind a gazdaságirányító szervek részéről kiemelten támogatásra és koordinálásra szorul.

4. Az optimális területfejlesztéshez szükséges különféle *információs adatok* jórészt *kutatással kell feltárni*. A *régiótudomány* e kutatáshoz kétféle módon lát hozzá:

a) A tervezést megelőzően a fejlesztési terület és annak tágabb környezetében általános térkutatást és állomány-felvételt végez.

b) Közvetlen a tervezés érdekében, tervezési térben célirányos felmérést folytat, mely elengedhetetlen a megalapozott döntések meghozatalához.

A földrajz, más geotudományokkal együtt mindkét fajta vizsgálathoz több fontos cél- és alapkutató feladattal, köztük új irányzatok kifejlesztésével tud hozzájárulni.

1. A *tájértékelést és tájtipizálást* említjük meg ezek között először. Ezek magukba foglalják a termelőtáj kutatását, a tájtényezők komplex értékelését, típustájakon a természeti és társadalmi-gazdasági tájelemek és folyamatok értékelését. Ennek érdekében összekapcsolandók az eddig elkülönülten végzett gazdasági rayon funkcionális vizsgálatok, a munkaerő, népesség és települések térbeli alakulásával.

2. Ide tartoznak a *tematikus térképsorozatok* elkészítése a tervezési tér, ill. környezete földtani, éghajlati, természeti és gazdasági földrajzi tényezőinek dinamikus és statikus jellemzésére. Ezek a geotudományok részéről a terület állományára nyújtanak alapvető és könnyen kezelhető információkat.

3. Sajátos szerepet tölt be a *mérnöki geológia* és a *mérnöki geomorfológia* a területi tervezés és fejlesztés egy adott stádiumában, a műszaki gazdasági létesítmények üzembiztonságos helyének kiválasztása, ill. a meglévők optimális üzemeltetésének biztosítása érdekében. A területi tervezés hozta létre a geológián belül a mérnökgeológiát és az egészen újkeletű mérnöki geomorfológia irányzatát is. (Ld. Pécsi M.: A mérnöki geomorfológia problematikája. Földrajzi Értesítő, 1970. 4.)

4. Napjaink műszaki-gazdasági gyakorlata éppúgy, mint a területtervezés és rendezés ugyancsak fontos kutatási feladatként igényli a *természeti és az antropogén geofolyamatok közötti kapcsolatok törvényszerűségeinek feltárását*. Tágabb értelemben pedig a természet és a társadalmi tevékenység közötti hatások vizsgálatát, a természeti környezetnek és erőforrásainak ésszerű hasznosítását, védelmét és produkciójának fokozását.

A fentemlített átfogó, de ugyanakkor elemző kutatások fontos részei a régiótudománynak. A gazdálkodás során az emberi tevékenységnek olyan sokoldalú a befolyása a természeti környezetre, hogy a felmerülő kutatási és meliorációs problémák csakis különböző tudományok és intézmények összehangolt munkájával tárhatók fel, ill. oldhatók meg.

Gyakorta felvetik a kérdést, kik végezzék a térkutatást, majd az arra alapozott területi tervezést? A kérdés felvetődése már jó ideje időszerű, megvitatására megfelelő keretekben mielőbb időt kell fordítani. Mindenesetre tény, hogy a különböző specialisták mellett mindjobban megerősödik a sokoldalúan képzett szakember utáni igény. Ilyen képzés jelenleg még nincs Magyarországon.

Számos példa volt arra, hogy a mérnök a műszaki létesítmények tervezését a környezet hatásainak figyelembevétele nélkül, csupán a technika szemszögéből fogta fel és oldotta meg. Ugyanakkor a közgazdász, üzemgazdász,

geográfus viszont nem rendelkezik olyan képzettséggel, hogy a műszaki megoldásokat kellően alkalmazni tudja. A műszaki és nem műszaki szakemberek szoros együttműködése a régió kutatásban és tervezésben ezért elengedhetetlenül szükséges.

A térbeli látás és gondolkozás kifejlesztése — miként a matematikai gondolkodásé is — a képzés, a tanítás tárgyának és módszerének függvénye. Ilyen irányban a földrajzi, a geotudományi oktatásnak is fontosabb szerepe lehet a jövőben.

A TÁRSADALMI ÉS GAZDASÁGI KÖRNYEZET ÁTALAKULÁSÁNAK TENDENCIÁI ÉS KIHATÁSAI A TERÜLETI STRUKTÚRA FEJLŐDÉSÉRE

KÓSZEGI LÁSZLÓ

A FÖLDRAJZTUDOMÁNYOK KANDIDÁTUSA

Az eltelt 25 év mélyreható változásokat hozott Magyarország társadalmi és gazdasági életében. Sokoldalú elemzések igazolják, hogy ezek a változások közvetlenül és közvetetten is (pl. a demográfiai és a természeti adottságok hatásirányainak befolyásolásán keresztül) lényegesen közrejátszottak a végbement térbeli fejlődésben, a gazdaság területi szerkezetének és a népesség területi átcsoportosulásának változási folyamataiban. Széles körű nemzetközi tapasztalatok és az elméleti megfontolások is azt mutatják, hogy sokrétű és szoros összefüggés van az általános (országos) társadalmi-gazdasági fejlődés és a területi munkamegosztás, a gazdaság térbeli struktúrájának változása között. Elengedhetetlen ezért, hogy a területfejlesztés és a településhálózatfejlesztés perspektivikus céljait a társadalmi és gazdasági környezet távlati megváltoztatására vonatkozó népgazdasági tervek, koncepciók, hipotézisek és prognózisok keretei közé ágyazottan vizsgáljuk és határozzuk meg.

Az Országos Tervhivatal irányításával több éve folyamatban levő hosszú távú népgazdasági tervezőmunka eredményei tükrében fokozatosan kirajzolódnak az elkövetkező mintegy másfél-két évtized társadalmi-gazdasági fejlődésének és fejlesztésének fő körvonalai. Ezek eléggé egyértelműen utalnak arra, hogy a jövőbeni változások horderejükben nem maradnak el az eltelt időszak változásai mögött, s hogy e változások fő tartalmát és követelményeit összefoglalóan a magasabb fejlettségi szintű szocialista társadalmi-gazdasági viszonyok és feltételek megteremtése, a gazdaságfejlesztésben az extenzív szakaszról az intenzív szakaszra való áttérés fejezheti ki.

A társadalmi és a gazdasági környezet elemei közül elsősorban a gazdasági növekedés üteme és a fejlettség színvonala, ezzel összefüggésben az életszínvonal és életkörülmények javulása, a gazdaságfejlesztés ágazati struktúrája, a gazdaságfejlesztés jellege (extenzív-intenzív irány) gyakorol lényeges befolyást a területi struktúra változására, ezért ezek tükrében célszerű áttekinteni az elkövetkező időszak fejlesztésének néhány sajátosságát és ezek várható hatásirányát a térbeli fejlődésre.

A gazdasági növekedés üteme és a gazdasági fejlettség többirányú hatást gyakorol a térbeli fejlődésre. Egy dinamikusan növekvő gazdaságra a termelőtevékenység sokoldalú és jelentős kiszélesedése, a termelő kapacitások szá-

mottevő megújulása és bővülése jellemző, ami fokozott lehetőséget teremt a gazdaság területi struktúrájának és eloszlásának módosult újratermeléséhez. A gazdaság fejlettségi szintje pedig lényegesen befolyásolja, hogy a társadalom a ma problémái mellett és azzal szemben mennyire tudja figyelembe venni és preferálni a jövő követelményeit, közelebbről, hogy milyen áldozatokat tud hozni a rövid távú hatékonyság rovására a jövőbeni hatékonyság és a társadalompolitikai érdekek javára. Ezzel összefüggésben többirányú nemzetközi tapasztalatok utalnak arra, hogy egy bizonyos gazdasági fejlettségi szint alatt általában a regionális polarizáció, egy bizonyos — általában a 600—700 dollár/fő — fejlettségi szint elérése után pedig fokozatosan egy regionális kiegyenlítődési, közelítési tendencia mutatkozik a gazdasági fejlettségben, foglalkoztatottságban, jövedelem színvonalban és életkörülményekben is.

Az eddigi hosszú távú népgazdasági tervszámítások, mérlegelve egyrészt az életszínvonal növelésével és a fejlett tőkés országok színvonalához való közelítésével, valamint a gazdaság ezzel kapcsolatban szükséges magasabb fejlettségi szintre emelésével és strukturális változásával kapcsolatos követelményeket, másrészt a reális lehetőségeket, 15 év átlagában évi 6%-os növekedési ütemet valószínűsítettek, mely az 1971—75 közötti időszakra némileg alacsonyabb, az azt követő 10 évre pedig valamivel magasabb ütemet jelentene. Ez a növekedés még a korábbinál jobban preferált lakossági fogyasztás-növekedés mellett is olyan nagyságrendű állóeszköz-fejlesztést biztosíthat a 15 év alatt, mely a népgazdaság jelenlegi össz-állóeszközállománya kétszeresének felel meg. Ezt, valamint a jelentős — egyes iparágakban mintegy 4/3-os és egyes termelési ágakban az időszak folyamán kétszeri-háromszori teljes — állóeszközcsere is számításba véve, a termelőerők térbeli újraelosztásában igen jelentős változtatási lehetőségek mutatkoznak ebből a szempontból.

A 6%-os növekedési ütem egyben azt is jelenti, hogy az egy főre számított nemzeti jövedelemben kifejezett gazdasági fejlettségi szintünk a jelenleginek mintegy kétszeresére nő, eléri a fejlett európai tőkés országok jelenlegi átlagát, és bizonyos közelítést is lehetővé tesz azok mindenkori fejlettségi színvonalához. Ez egyúttal azt is jelenti, hogy az elkövetkező évtizedekben még inkább abba a fejlettségi színvonal-sávba kerülünk, amelyre az említett regionális kiegyenlítődési tendenciák jellemzők a térbeli polarizációval szemben. Emiatt is — de másirányú megközelítésből adódó következtetések alapján is — reálisan számolhatunk tehát a térbeli fejlesztésben (mindenekelőtt az életszínvonal, életkörülmények vonatkozásában, de a gazdasági fejlettségben is) egy határozott — természetesen semmilyen vonatkozásban nem mechanikus — területi közelítési lehetőséggel és egyidejűleg ennek objektív követelményével is.

Az életszínvonal és életkörülmények térbeli közelítéséhez alapul szolgál, hogy — a növekvő gazdasági fejlettség bázisán — az életszínvonal-életkörülmények magasabb fejlettségi szintnek és a szocialista társadalmi sajátosságok-

nak megfelelő dinamikus javítása az elkövetkező időszak gazdaságpolitikájának központi kérdése.

Az *életszínvonalpolitikának* különösen az alábbi tendenciái és elemei jelentősek a térbeli struktúraalakítás szempontjából.

Az elmúlt 20 év eredményeihez mérten lényegesen magasabb lakossági reáljövedelem-növekedés jelentős változást eredményez a lakosság fogyasztási struktúrájában. Ezen belül témánk szempontjából különösen a motorizáció erőteljes kibontakozása (kb. 1,3—1,7 millió személygépkocsival számolhatunk a 80-as évek közepére) és a szabadidő növekedése, ennek kulturált eltöltésére irányuló fokozott igény emelhető ki.

A fokozott motorizáció miatt növekszik a munkaerő és a népesség térbeli mobilitása, a racionális utazási időhatáron belül kiterjed a munkába járással, illetve az ellátással kapcsolatos ingázási rádiusz, tehát bizonyos határok között jobban elválhat egymástól a lakóhely és a munkahely, illetve a magasabb szintű kereskedelmi, oktatási, egészségügyi stb. ellátó centrumok, ami a hatékonyabb (koncentrált) fejlesztési megoldások alkalmazását teszi lehetővé a lakosság érdekeinek sérelme nélkül. Részben a motorizáció, részben a növekvő szabadidő következtében növekszik a lakosság turizmus iránti igénye, a szálloda- és vendéglátóiparral szembeni követelmények.

A javuló jövedelmi viszonyok növelik az emberek igényességét a lakás és a közmű, a városi tömegközlekedés, de általában a kellemes környezeti feltételek iránt, amit a települések — településhálózat — fejlesztése és az ipar-telepítés során nagyobb súllyal kell figyelembe venni. A nagyobb mobilitás révén erőteljesebb mozgás várható a lakosság részéről a kedvezőbb munka- és életfeltételeket biztosító települések felé, ami az urbanizáció és különösen a korszerűbb életfeltételeket biztosító városok fokozott fejlődését hozza magával. Másrészt a jobb anyagi feltételek mellett szívesebben áldoznak is az emberek lakás és kommunális helyzetük javítása érdekében, főleg a kisebb falvak és tanyák esetében, ahol a központi fejlesztéssel — a rossz hatékonysági fok miatt — csak valószínűleg az igényeknél jóval szerényebb mértékű fejlesztésekre jut lehetőség.

Lényeges hatása lesz a lakossági jövedelem színvonalának térbeli alakulására annak a tendenciának, hogy a nem kereső fiatalokról és az idős korosztályokról való társadalmi gondoskodás lényegesen növekszik, tehát a nagy családok kereső tagjaira jutó közvetlen eltartási terhek csökkennek. Ez a családi jövedelmek (1 főre vetített) térbeli közelítése irányába hat, minthogy a lefolytatott elemzések szerint éppen az eltérő kereső-eltartott arány volt a múltban és a jelenben is a jövedelem-különbségek fő kiváltó oka.

Az életszínvonal-életkörülmények javításának mind országos, mind területi vonatkozásban lényeges eleme a lakás, közmű, szociális-kulturális és oktatási ellátás színvonalának emelése, ami átvezet a *strukturális változások* kérdéséhez. Az elkövetkező távlati időszak egyik alapvető strukturális vál-

tozási tendenciája ugyanis a *tercier szféra, az infrastruktúra lényeges térhódítása* lesz. Ezt mind a lakosság életkörülményeinek javítása, mind a termelőágak hatékony működése és fejlesztése parancsolóan kívánja meg.

Megnyilvánul ez a struktúra-változás abban, hogy — az eddigi elgondolások szerint — a 15 év összberuházásának mintegy 50—60%-át e területek fejlesztésére kell fordítani, s hogy a nem mezőgazdasági létszámnövekmény döntő része is ezekben az ágazatokban realizálódik.

Az infrastruktúra nagyarányú rekonstrukciója és bővítése egyrészt nagyobb lehetőséget ad az elmaradt fejlesztések pótlására, a települések közötti és a településeken belüli hálózatok és létesítmények erőteljes korszerűsítésére és az igényekhez jobban igazodó színvonalon való kifejlesztésére. Ugyanakkor már ma is látható, hogy még a korábbihoz mérten lényegesen nagyobb fejlesztési erőforrások sem teszik lehetővé az összes jogos igény *bármiféle* formában való kielégítését. Ez többek között azt a követelményt támasztja a tervezéssel szemben, hogy tárja fel azokat a lehetőségeket, melyek adott erőforrásokból minél magasabb szinten teszik lehetővé az igények kielégítését. Ezek a lehetőségek döntően összefüggnek a településhálózat korszerűsítésével, a hatékony infrastruktúra-fejlesztést biztosító nagyságrendű települések fokozott előtérbe helyezésével, a népesség ezekben való fokozott arányú koncentrációjának (illetve Budapestről való relatív dekoncentrációjának) elősegítésével, a racionális települési és ellátási térbeli-települési hierarchia kifejlesztésével.

A termelőszférán belül az *ipar további térhódításával* számolhatunk a mezőgazdaság ellenében (utóbbi kereső-létszáma mintegy felére-kétharmadára csökken, és nemzeti jövedelemhez való hozzájárulási aránya is számottevően csökken a termelési színvonal jelentős növekedése mellett). Az iparon belül a gépipar és a vegyipar további előretörése, ezeken és az egyéb ipari ágazatokon belül a tudományos-technikai haladásnak és adottságainknak jobban megfelelő ágazatok, illetve termékcsoportok súlyának fokozódása, az ipar technológiai struktúrájának korszerűsödése várható.

Ez a tendencia azzal jár, hogy egyes meglevő, illetve újonnan kifejlődő nagy ipari, főleg vegyipari és energetikai koncentrációk földrajzilag eléggé nagy kötöttsége mellett az iparban általában növekszik a múlthoz képest az iparfejlesztés térbeli és települési mobilitása, ugyanakkor fokozódik az ipar követelménye a telephelyül szolgáló települések termelő és lakossági infrastruktúrája, közlekedési és hírközlési hálózatba való bekapcsoltsága vonatkozásában, ami ugyancsak a népesebb települések fejlesztését, az urbanizálódást segíti elő.

A *mezőgazdaság* korszerűsítése, az állattenyésztés súlyának várható növekedése, az ezekkel összefüggésben is szükségessé váló generáció-váltás fokozott követelményeket támaszt a korszerű falusi üzemi és települési egységek és ezek hálózatának hatékony kifejlesztése iránt.

A közlekedésen belül — nagyarányú általános fejlesztése mellett — sokrétű térbeli kihatással jár a közúti közlekedés súlyának erőteljes növekedése (útépítés, szerviz és ellátó telepek stb.), illetve a vasút korszerűsítése (a körzeti pályaudvar-rendszer megvalósítása).

Az áttekintett alapvető növekedési tendenciák és célok a korábbinál lényegesen eltérő feltételek között merülnek fel és biztosítandók. A növekedés *extenzív módszereit* általában és döntő vonatkozásokban az *intenzív módszerek*, az élőmunka és az eszközök *hatékonyságának fokozása kell, hogy felváltsa*, a minőség, korszerűség, műszaki megbízhatóság, versenyképesség a növekedés döntő feltételévé válik.

A termelékenység-hatékonyság fokozása — a korszerűségi-gazdaságossági követelményeken túlmenően — azért is központi kérdéssé válik, mert a népgazdaság 1985-ben rendelkezésre álló összes munkaidő-alapja — mintegy 0,4%-os létszámnövekedés mellett — kb. azonos, ezen belül a termelő szférában kerekén 9%-kal lesz várhatóan kisebb, mint az 1970. évi. Ez azt jelenti, hogy az említett évi 6%-os növekedési ütemet gyakorlatilag teljes egészében a termelékenység növekedése útján kell biztosítani, ami teljesen újszerű feladatot és körülményeket jelent a magyar népgazdaság számára.

Térbeli vonatkozásban ez azzal jár, hogy elengedhetlenné válik azoknak a növekedési tényezőknek és hatásoknak a mozgósítása és kihasználása, melyek a racionális térbeli-települési struktúrából, az ésszerű térbeli-települési fejlesztésből nyerhetők. A hosszú távú tervezőmunka keretében ezért a kiemelten kezelt nagy komplex feladatsoportok egyikeként éppen a gazdaság és a népesség térbeli-települési struktúrájának, az urbanizációnak ésszerű továbbfejlesztése került meghatározásra.

További várható térbeli kihatásai az „intenzív” fejlesztési szakaszra való áttérésnek, hogy fokozott fontosságot nyer mind az iparban, mind a mezőgazdaságban a *fejlesztési módszerek* térbeli differenciálása, az intenzív és extenzív megoldások ésszerű térbeli kombinálása (pl. a munkaerőhelyzet, illetve a mezőgazdasági természeti adottságok függvényében) azért, hogy országos — népgazdasági — szinten a rendelkezésre álló erőforrások és adottságok racionális hasznosítása, a népgazdaság intenzitásának növekedése valósuljon meg.

Az iparon belül fokozott szerepe lesz a meglévő ipari kapacitások, bázisok, ipari körzetek racionalizálásának, rekonstrukciójának, ésszerű — szelektív — továbbfejlesztésének. Ez egyes vonatkozásokban erősíti az ipar kialakult térbeli struktúráját, de — komplex népgazdasági összefüggések talaján valószínűleg előbbi meg — az előzetes elgondolások és vizsgálatok szerint nem fékezheti az ipar és az egész gazdaság racionális térbeli decentralizációját (a budapesti agglomeráció és a vidék, illetve a fejlett és fejletlen térségek vonatkozásában), egy települési értelemben vett határozott koncentráció egyidejű érvényesülése mellett.

A mezőgazdaságon belül a közvetlen mezőgazdasági létszám erőteljes csökkenése mellett a mezőgazdálkodás és a falusi népesség kiszolgálását végző (ipari, terciér stb.) létszám relatív növekedése vehető számításba. A falu termelő és lakossági infrastruktúra igényeinek erőteljes növekedése javítja ezek hatékony kifejlesztésének lehetőségét a viszonylag nem túl nagy falusi településekben is, illetve fokozottan veti fel a falusi településhálózat korszerűsítését. A hatékonyság követelménye egyes mezőgazdasági térségekben jelentős földterületek termelésből való kikapcsolását, illetve műveléság változtatását is szükségessé teszi.

Összegezve a vázoltakat, a társadalmi és gazdasági környezet várható változása fokozza a térbeli-települési fejlesztés felelősségét és szerepét mind a gazdasági növekedés, mind a társadalmi politikai célok megalapozása és realizálása terén.

Ez a termelőerők és a településhálózat egymással és a népgazdaság egészével szoros kölcsönhatásban álló tudományosan megalapozott országos és területi tervezését követeli meg.

E feladat maradéktalan teljesítése még számos feladat megoldását kívánja meg a tudományos kutatóktól és tervező szakemberektől egyaránt.

AZ URBANIZÁCIÓS FOLYAMAT ÉS A TERÜLETFEJLESZTÉSI POLITIKA ÖSSZEFÜGGÉSEI

LETTRICH EDIT

A FÖLDRAJZTUDOMÁNYOK KANDIDÁTUSA

Fejlődésünk jelen szakaszában már nem nélkülözhetjük a korábbinál hatékonyabb területfejlesztési politikát. Az előbbre lépés útja — mint az itt körvonalazott területfejlesztési koncepcióból kitűnt — az egész országra kiterjedő, mind a gazdaságot, mind a településeket egyaránt átfogó, gondosan összehangolt területfejlesztési politika kialakítása s megvalósítása. Tervezési rendszerünk egyik hiányosságát hivatott kiküszöbölni a bemutatott területfejlesztési koncepció, megteremtve a területi tervezés és településhálózatunk fejlesztésére hivatott tervezés között eddig hiányzó fontos láncszemet. Ez a területfejlesztési politikai koncepció — rendeltetéséből adódóan — már nem szűkül le kizárólag a gazdaság térbeli viszonyaira irányelvei megalkotásakor, noha érthető, hogy különös súllyal esnek latba a termelés területi kérdései. Ez a szemléleti tágulás s annak nyomán a tervezési rendszer kiigazítása, bővítése fontos előrelépés fejlődésünk mai szakaszában. Ennek az új, tágabb szemléletű területpolitikának bizonyítékul több lehetősége van arra, hogy a korábbiaknál hatékonyabban próbálkozzék befolyásolni a nagyobb átfogó fejlődési folyamatokat, mint például az urbanizációt, amely szoros szálakkal kötődik mind a gazdaság térbeli fejlődéséhez, mind a településekéhez. Hogy ezek mennyire szervesen kapcsolódnak össze, s annak nyomán fellépő területfejlesztési problémáink mennyire nem szűkíthetők le sem kizárólag gazdasági, sem szűkebben értelmezett települési problémákra, jól mutatják a hazai urbanizációs folyamat eddigi tendenciái.

Urbanizáció alatt tágabb értelemben azon gazdasági-társadalmi-technikai fejlődési folyamatot értjük, amelynek során az ország népességének mind nagyobb hányada válik városok, városias települések lakójává. Ennek az igen átfogó folyamatnak fontos gazdasági bázisa teremtdött meg hazánkban az elmúlt negyedszázad során, melyet mint az iparosodás korszakát szoktuk említeni. A fejlett ipari szint elérése lehetővé tette, hogy mezőgazdaságunkban is alapvető strukturális változások bontakozzanak ki, melyek eredményeként társadalmunk élelmiszerellátását — ezen belül a szűkebb értelemben vett agrártermelési teendőket — mindinkább csökkenő számú munkaerő legyen képes ellátni, az egy termékegységre jutó önköltség csökkenése mellett. E hosszútávú folyamaton belül, már az eddigi fejlődési fázisban is, a nem-agrár

munkahelyek óriási ütemben előretörtek a népesség foglalkoztatásában. 1949—1960 között csaknem megkétszereződött az ipari keresők száma, amely az elmúlt évtizedben — ha lassuló ütemben is, de — tovább emelkedett. Mint az elhangzott területpolitikai irányelvekből kitűnt, az elkövetkező évtizedekben ipari keresőink számának és arányának további növekedésével számolunk. Népességünknek ez a csoportja munkahelyét tekintve zömmel városokhoz, városias településekhez kötődik. Közülük azok, akik ma még nem városiak, jelentős számban szívesen cserélnék fel mai lakóhelyüket városi lakóhellyel. A tercier ágazatban foglalkoztatottak számának gyors gyarapodásával jelentősen tovább nő a városias népesség köre. Különösen a jövő évtizedekben számolhatunk a tercier foglalkozásuk ugrásszerű fejlődésre. Ezzel a folyamattal egyidejűleg erőteljesen csökken azok száma, akik munkahelyileg erőteljesebben a falvakhoz kötődnek. Agrárkeresőink aránya az 1949. évi 50%-ról 1970. évi 26%-ra esett, s 1980-ig 15%-ra való csökkenéssel számolunk.

Népességünk nagyfokú foglalkozási átrétegződését, azaz munkahelyileg mind tömegesebben a városhoz való kapcsolódását, szükségszerűen követte a városokba való tömeges beköltözés igénye. A lakásépítés vontatott üteme miatt sem voltak képesek hosszú ideig városaink ezt a tömegigényt kielégíteni. Az iparilag jól fejlődő városok körül egyre táguló agglomerációs övezet formálódott ki. A budapesti agglomeráció mellé így rövideken újabbak társultak, s terebélyesedtek térbelileg egyre kaotikusabbá válva, mind súlyosabb tervezési problémákat felvetve.

Az átalakulás gyors ütemére jellemző, hogy népességünknek 1949-ben még 53%-a agrár jellegű településeken lakott, 1960-ban már csupán 35%-a. Az agrártelepülések egy hányada átalakult nem-agrár, urbánus jellegűvé e folyamatban, de a többség lebontódó, csökkenő népességű településsé vált. 1960—1970 közötti időszakban 235 ezer fővel csökkent ezeknek a lakossága. Kiemelkedően magas, 150 ezer fő volt az Alföld népességvesztése ez időszak alatt.

Iparosodásunk extenzív fejlődési fázisában az urbanizáció — egyéb feltételeinek erőtlen, gyenge fejlődése miatt — területileg egyoldalúan az iparilag jól fejlődő vidékekre korlátozódott. Ezek a területek növekvő népességfelhalmozódás színtereivé váltak. Vonzerejük kezdetben pusztán a sokféle ipari és tercier munkahely területi koncentrációjából fakadt. Az egy-egy nagyvárosban, városi agglomerációban belüli munkalehetőségek sokfélesége előnyösebb életfeltételeket nyújthatott az ott dolgozóknak az agrárvidékek akkori szintjénél. Ehhez járult azután az urbánus életkeretek fokozatos megteremtése, mely iparvidékeink városi gócaiban túl városaink egyre szélesebb körére is kiterjeszkedett. Az új ipari városok népessége — a korszerű, jól felszerelt lakóházakban — korábbi életkereteihez képest lényegesen előnyösebb helyzetbe került. A városi lakásépítés jelentős fejlődése segítette a városbarköltözés fokozódását, most már mind több beköltözőnek biztosítva a fejlettebb szintű urbá-

nus életkereteket. Egyre-másra új lakótelepek nőttek városaink peremén, sok helyütt a városstruktúrától szerkezetileg idegen elemként, új feladatok elé állítva az egész várostest egységes fejlesztését megoldani hivatott várostervezőket.

Nagyjából a hatvanas évek közepétől kezdődik az ún. „intenzív gazdaságfejlesztés” szakasza. Ezt újabb fontos gazdaságszerkezeti változások jellemzik, melyek napjainkban s az elkövetkező évtizedekben zajlanak le. Az élelmiszergazdaság kialakulása, az ipar, energiagazdálkodás és a közlekedéshálózat szerkezeti átalakulása mind a hatékonyság fokozását hivatottak szolgálni. A gazdaság új térbeli rendjének kifermálásához már nem elégségesek a korábbi extenzív fejlesztési korszak eszközei, így a tervezéstől is újabb, magasabb szintű feladatmegoldást követelnek.

Ezek a felismerések sürgették egy hosszú távú, a korábbtól már időtartama miatt is eltérő, átfogóbb gazdaságfejlesztési koncepció kialakítását. Az országos lakásépítési program kidolgozása pedig a városépítést és -tervezést és a településhálózat fejlesztésének tervezését lendítették előre. Mind sürgetőbbé vált annak tisztázása, miként hozható összhangba a gazdaság térbeli fejlődése, a népesség területi eloszlása, foglalkozásszerkezeti viszonyai s a települések sokrétű fejlesztési problémái. Ha ekkor még nem is született meg a mind több oldalról sürgetett területfejlesztési politikai koncepció, de a táguló ismeretek nyomán hozott intézkedések már hathatósan segítették az urbanizáció erőteljes térbeli tágulását.

Tervszerűen törekedtünk városhálózatunk nagyobb ütemű fejlesztésére, intézményellátottságuk széles körű bővítésére. A lakásépítési program fokozatos megvalósulásával már kis- és középvárosaink zömében is jelentősen javultak a korábban elavult életkeretek, s nőtt e városok népességbefogadóképessége. Ennek tulajdonítható, hogy városhálózatunk egésze bekapcsolódott az urbanizációs fejlődésbe. Bár népességnövekedésük mértékét tekintve nagy a különbség közöttük — mint azt az 1970. évi népszámlálás adatai mutatják —, mégis fontos fejlődésfázison estünk át, mivel úgy tűnik kiléptünk az urbanizáció korábbi szűk területi kereteiből, s megkezdődött egy, az egész országot behálózó városi centrumokhoz kapcsolódó urbanizációs fejlődés.

A településhálózat nagyságrendi szerkezetét is erőteljesen érintik mindezek a folyamatok. Legszenbetűnőbb itt az apró, 500 lakos alatti falvak gyorsuló elnéptelenedése, a szántó-tanyás vidékek tanyavilágának felszámolódása. Ezek nagyságrendi ellenpólusait az agglomerációk képezik, melyek fejlődése a lakásprogram megvalósításával felgyorsult, szerkezetük helyes kialakítása azonban nem csekély feladatok elé állítja a városrendezőket. Falvaink strukturális átalakulásukhoz eddig még nem kaptak számottevő segítséget a tervezéstől, spontánul zajlanak az arcukat átformáló változások.

Bár nem felhőtlen az urbanizációs fejlődés jövőbeni képe, 1980-ig terjedően az urbánus népesség további emelkedésére számíthatunk. Leggyorsabb

népességkoncentrálódásra az agglomerációk területén kerülhet sor, amit a házigyáraink révén itt kiformalódó nagyméretű lakásépítés jelentősen támogat. Több gondot okoz azonban a lakosság szociális, kulturális ellátását és a szabadidő korszerű hasznosítását biztosító intézmények megteremtése, fejlesztése, mivel ezeknek többnyire magas a beruházási igényük. A *tercier* népesség növekedésüteme is szorosan kötődik ezen problémakörhöz. Hasonlóan magasak a fejlett városi és elővárosi közlekedés kiépítésének költségei is.

Mind a szűkebb értelemben vett területi tervezés, amely elsődlegesen a gazdaság térbeli hatékonyságának kialakítására hivatott, mind a városépítés, településfejlesztés, egymaga csak részben képes átfogni s hatékonyan befolyásolni az urbanizáció sokrétű folyamatát vagy más hasonló átfogó fejlődési folyamatot. Ezért is vált nélkülözhetelenné egy mind a gazdaságot, mind a társadalmat, településeket átfogó területfejlesztéspolitikai koncepció kialakítása. Ennek létrejöttét, az itt elhangzott irányelvekben történt vitára bocsátását szintúgy örömmel üdvözöljük, s megvalósulásától, immár biztatóbb reménnyel, a korábbinál hatékonyabb területfejlesztést várunk.

VÁLTOZÁSOK AZ EGYES GAZDASÁGI ÁGAZATOK TELEPÍTÉSI KRITÉRIUMAIBAN

BERNÁT TIVADAR és BORA GYULA

A FÖLDRAJZTUDOMÁNYOK KANDIDÁTUSAI

A gazdaság növekedésének és egyre komplexebbé válásának, a technika felgyorsult fejlődésének világméretben fokozódó következménye a telepítési kritériumok állandó változása. A változások tanulmányozásakor nem szükséges összehasonlítani a mai helyzetet azokkal a körülményekkel, amelyek THÜNEN és WEBER korában fennálltak, és amelyekre a már klasszikusnak nevezhető telepítési kritériumok alapozódtak, elegendő csak az elmúlt évtizedek alatt végbement változások következményére felhívni a figyelmet.

A magyar népgazdaság fejlődésének jelenlegi szakaszában a regionális politika megvalósítása érdekében szintén szükséges a telepítési kritériumok felülvizsgálata, hogy azok a gazdaság megváltozott feltételéhez jobban alkalmazkodjanak. A megváltozott feltételek közül elegendő utalni a gazdasági fejlődés intenzív szakaszára, a hatékonyságra irányuló törekvésekre nemcsak a termelés és elosztás területén, hanem a telepítésben is, a csökkenő munkaerőforrásokra, a gyorsuló urbanizációra, a technika állandó fejlődésének következményeire, a termelés méretéből és az üzemnagyságból fakadó problémákra vagy a nagyüzemi mezőgazdaság létrejöttére, a közlekedés korszerűsítésére és nem utolsósorban a gazdasági térszerkezetben érvényesülő egymást nem kizáró decentralizációs és koncentrációs tendenciákra. Mindezek minőségi, mennyiségi vonatkozásban egyaránt hoztak változásokat az egyes népgazdasági ágazatok telepítési kritériumaiban.

Mindenekelőtt szükséges leszögezni, hogy a mai helyzetben egyetlen telepítési tényező — kritérium — nem fogható úgy fel, mint a szállítási tényező WEBER-i „*ceteris paribus*”-a, azaz, hogy egy tényező elegendő legyen egymagában a telepítési döntésekhez. A munkamegosztás fejlődésének következménye más oldalról, hogy a kritériumok ágazatonként differenciálódtak, illetve az egyes ágazatokra specifikusan ható kritériumok keresése és alkalmazása a telepítési döntések egyik fő feladata.

E korreferátumban csak a legfontosabb kritériumokra lehetséges utalni, elsősorban az ipariakra, amelyeket kezdünk a természeti tényezők megváltozott jelentőségével. A természeti tényezők a magyar ipar településének egyes szakaszaiban az alapanyagipar elhelyezésére nagy hatással voltak. Az ország felmért és limitált természeti adottságai már kevésbé biztosítanak lehetőséget

újabb üzemek telepítésére. Feltételezhetően az ipartelepítő tényezőként megszűnő szénnek a helyét a szénhidrogén előfordulások csak részben tudják átvenni. Az építőanyagipar esetében azonban a nyersanyagelőfordulások több ágazati vonatkozásában továbbra is fontos ipartelepítő tényezők maradtak. A természeti adottságok közül azonban döntően és egyre nehezebben megoldható feladatként a víz vált a legfontosabb telepítési kritériummá, ezért a korszerű ipar, különösen a nagy vízigényű üzemek elhelyezése csak az ország néhány lehatárolható területén lehetséges a nagytömegű természetes vízelőfordulások aránytalan földrajzi előfordulásai miatt. Ehhez még hozzá kell tenni, hogy a víz a mezőgazdasági termelés területi elhelyezésében az öntözéses gazdálkodás kiterjesztésének szükségessége miatt szintén nem lebecsülendő kritériummá vált. Új feladatként jelentkezik, és ezt a korábbinál sokkal jobban érvényesíteni kell, a természeti környezet védelme, pl. a veszélyessé váló levegő és vízszennyeződés megakadályozása, a telephely-megválasztás segítségével is.

Megváltoztak a telepítési kritériumok a munkaerő vonatkozásában is. Az ország egyes ipari körzeteiben, de döntően a fővárosban, a munkaerőtartalékok kimerültek. Amennyiben más tényezők hatására az ipartelepítés e területeken indokolt, akkor csak a magasabb termelékenységű, legfejlettebb technikát képviselő ágazatok telepítése, illetve fejlesztése célszerű. Azokon a területeken, ahol munkaerő még rendelkezésre áll, fokozódó nehézség a szakmunkás-hiány, ezért a kevésbé technika-igényes és főleg a gyorsan betanítható munkaerőt alkalmazó ágazatok telepítése jöhetne csak számításba. Ez viszont a területi fejlesztés célkitűzéseinek részben ellentmondana. A munkaerőnek mint telepítési kritériumnak a következő időszakban erőteljesebben már nem a mennyiségi, hanem a minőségi oldala jelentkezik.

A korszerű ipar egyik sajátossága, hogy több ágazatban a leghatékonyabb és leggazdaságosabb termelés csak nagy kapacitású üzemekben vagy zárt termelési ciklusokban, kombinációs megoldások formájában valósítható meg. Az üzemnagyság és az azzal kapcsolatos munkaerőigény, műszaki bázis egy eddig kevésbé figyelembe vett kritériumot, a városnagyságot, illetve a településnagyság problémáját veti fel. A városnagyság kritériumát bonyolultabbá teszi, hogy a szolgáltatások fejlesztése meggyorsul, és ez gyakorlatilag azt jelenti, hogy egy telepítendő üzem létszámának többszöröse lesz az ún. „kiszolgáló népesség”. Ebből következik, hogy a nagyüzemek telepítésére a magyar településszerkezet adottságait figyelembe véve limitált számú település jelölhető ki telephelyként.

A korábbinál sokkal fokozottabban kell figyelembe venni az ipar telepítésénél a termelési kapcsolatokat. Az egyes iparágakban, különösen a gépiparban a specializáció és kooperáció a termelés növelésének egyik leghatékonyabb eszköze. A termelési kapcsolatokra érzékeny ágazatok telepítésénél tehát sokkal körültekintőbben kell számolni ennek szükségességével, és ezért

a decentralizációs politika koncentrált változata mint kritérium szintén felvethető.

A telepítési kritériumok közül mind jelentősebbé és gyakoribbá vált az infrastruktúra, amely mind a telepítés, mind a termelés gazdaságosságának minden mást megelőző tényezője lehet. A hazai adottságok figyelembevételével az infrastruktúra és főleg annak hiánya miatt lett a telepítés egyre komplikáltabb. A negyedik ötéves terv ugyan az infrastruktúrának a korábbiakat meghaladó fejlesztését tűzte ki célul, de ennek ellenére még hosszú perspektívában számot kell vetni azzal, hogy az infrastruktúra megléte erős szelekciót válthat ki az egyes ágazatok telepítésében figyelembe vehető települések között.

A fogyasztási cikkek termelésében, de különösen a szolgáltató ágazatok elhelyezésében a fogyasztó piacra történő telepítésnek növekvő létjogosultsága van. E kritériumok figyelembevétele a korábbi telepítéseknél kevésbé dominált. Ha hozzátesszük, hogy a termelési kapcsolatok is részben fogyasztó piacra történő telepítésnek felelnek meg, akkor különösen alá kell húzni a fogyasztópiac jelentőségét. Az ipartelepítésnél fontos figyelembe veendő szempont az is, hogy a termelési kapcsolatok, az infrastruktúra és a fogyasztópiac együttesen korunk legjelentősebb agglomeratív tényezői.

Új ipartelepítési kritérium az ipari üzemek által igénybe vehető területnagyság. Néhány korszerű ágazatban, mint a vegyiparban, végterméket előállító-összeszerelő gépiparban vagy a nagy kapacitású hőerőművek vonatkozásában az ipari épületeknek horizontális elhelyezése vált gyakorivá. Ez viszont növekvő telekigényt jelent. Ebből következik, hogy fokozódó probléma beépítetlen és más célokra fel nem használt, de a közlekedésbe olcsón bekapcsolható területek, telkek biztosítása.

Az élelmiszergazdaságban megmutatkozó integrációs törekvések az élelmiszeripar telepítésében új problémákat jelentenek és új kritériumokat kívánnak. Különösen nagyüzemi mezőgazdasági termelés — ültetvényes gazdálkodás — és ezek termékeit feldolgozó ágazatok fokozottabb területi összekapcsolására van szükség. Az élelmiszergazdaság vonatkozásában a szállítási tényezők körütekintőbb alkalmazása vált indokolttá, ami az élelmiszeripart területileg erősen polarizálja a termőterületek vagy a fogyasztópiacok közelségéhez.

A mezőgazdaságban végbement technikai fejlődés, a mezőgazdaság iparosodása a múlthoz képest lényegbevágó eltolódásokat hozott a mezőgazdaság térszerkezetét befolyásoló természeti és társadalmi-gazdasági tényezők egymáshoz való viszonyában, súlyában, szerepük megítélésében. A mezőgazdaság területén a változások általános jellemzője, hogy a földrajzi környezet egyes faktorai, a felhasznált természeti erőforrások hatása, szerepe a technikai fejlődéssel esetenként bővül, más termelési ágagnál pedig szűkül, és így a gazdasági-technikai tényezők növekvő befolyásra tesznek szert. A természet és

agrártermelés kölcsönhatásának fejlődésében nagyon sok függ attól, hogy milyen tudományos és technikai felkészültséggel, üzemi szervezettséggel aknázzák ki az erőforrások adta lehetőségeket, s miként szorítják háttérbe a táj strukturális sajátosságából származó kedvezőtlen adottságokat.

Az agrártermelés valamilyen formában, fejlettségének bármely fokán valamiképpen igazodik a természeti környezet — domborzat, éghajlat, vízhálózat, növénytakaró és a talajok — tájról-tájra eltérő sajátosságaihoz. Csak-hogy míg korábban ezt a viszonyulást a kényszerű keretekhez való szigorú igazodás jelentette, és a természeti faktoroknak a termelésben meghatározó szerepük volt, addig ma, de még inkább a jövőben e kényszerű keretek folytonos áttörésének, a gazdasági-technikai tényezők egyre fokozódó szerepének lehetünk tanúi.

Az elmondottak jól igazolhatók a hazai búzatermelés hozamainak alakulásával. Az 50-es évek végén a búzatermelés átlagait tanulmányozva a többváltozatos korrelációs számítás eredményei akkor arról tanúskodtak, hogy az időjárási tényezők hatását hazánkban 70—80%-ra lehetett becsülni. A 60-as évek közepétől kezdve a búzatermelés agrotechnikájában, mindenekelőtt a műtrágyafelhasználásban a magas hozamú intenzív fajták elterjedésében a termelési folyamatok gépesítésében bekövetkezett változások nagy fordulatot hoztak a búza termésátlagainak alakulásában, de egyúttal az azt kialakító faktorok fontossági sorrendjében. Az 50-es évek 8,5 q-ás átlaga az utóbbi 5 évben közel 15 q-ára emelkedett. Bár éghajlatunk állandónak nevezhető sajátosságai az utóbbi években éppúgy jelen voltak, mint korábban, csak-hogy maga a termelés más formában viszonyult ezekhez a sajátosságokhoz. Ma már a búza tartósan magas hozamaiban az agrotechnikai tényezőknek a szerepe a meghatározó, jóllehet az időjárási tényezőknek a hatása a nyugat-európaihoz viszonyítva még mindig túl jelentős, 40—50%-os.

A kukorica szintén jól szemlélteti, hogy a termelőerők fejlődése a mezőgazdaságban miként változtatta meg az egyes telepítő tényezőknek a szerepét. A kukoricatermelés agrotechnikájának gyökeres átalakulása a kukoricatermelés hagyományos körzeteit jelentősen módosította. A rövid és közép tenyészidejű beltenyésztéses hibridek elterjedésével lehetővé vált a kukorica kiterjedtebb termesztése a középhegységek tengelyétől északra eső kevésbé meleg dombvidéki területeken is. Így pl. a nyugat-dunántúli körzetben a vetésterület a korábbiakhoz képest közel másfélszeresére emelkedett. Ezt elősegítették a szuperszelektív vegyszerek is, mert a magas növény számmal termesztett és vegyszerrel kezelt kukorica nem igényli a többszöri kapálást, és nem okoz eróziót, sőt az erózió elleni védekezés egyik hasznos növényének is bizonyul.

A korszerű mezőgazdaság egyik fő jellemvonása a területileg koncentrált gyárszerű nagyüzemi állattenyésztő telepek létesítése, amelyek telepítése a szállítástechnika korszerűsítése miatt már nemcsak a takarmánybázis terüle-

tén indokolt, hanem azoktól távolabb, is más tényezők miatt előnyben levő területeken. Ez a folyamat lehetővé teszi a takarmánytermesztés és az állattenyésztés területi szétválását is.

Végezetül szeretnék rámutatni arra, hogy az új feltételek mint az urbanizáció, gyakran több tízezer embernek letelepedést nyújtó lakótelepek, a lakosság körében gyorsan terjedő motorizáció szintén új kritériumokat teremtettek a kereskedelmi és szolgáltatási ágazatok elhelyezésében. Ezen ágazatokat korábban klasszikusan a diszperzált település jellemezte. Ezzel szemben jelenleg, ha nem is minden területen vagy minden településben egyforma súllyal, de új kritériumként jelentkezik a területi koncentráció.

Befejezésül, a kormány regionális politikai koncepcióiról elhangzott előadás és korreferátumunkban felvetett problémák igazolják, hogy a gazdaságföldrajzzal és a gazdaság területi problémáival foglalkozó kutatóknak nem lebecsülendő feladatuk a telepítési kritériumok sokrétűbb és pontos feltárása.

A FALUSI TELEPÜLÉSRENDSZER ÁTALAKULÁSA ÉS VÁRHATÓ KÖVETKEZMÉNYE

BOROS FERENC

A FÖLDRAJZTUDOMÁNYOK KANDIDÁTUSA

A településhálózat úgy is felfogható, mint az adott ország legtágabban értelmezett újratermelési folyamatának működési kerete. Ebben az értelemben a hálózat egyedei — a különböző szintű, rangú, funkciójú települések — az ország gazdaságának integráns részei. Az egyes településekben koncentrálnak a termelőberendezések, a népesség, a munkaerő, az újratermelési folyamat zavartalanságának biztosítására a termelői és a szolgáltató infrastruktúra egyes elemei. A termelőfolyamat térbeli struktúrája — diszperzáltsága vagy koncentrálttsága — hat magára a termelési folyamatra, lassíthatja vagy gyorsíthatja azt.

A tágabb értelemben vett termelésnek a működési keretével alkotott kapcsolata kétoldalú összefüggés hordozója. A mindenkori termelés meghatározott követelményekkel lép fel a településekkel szemben. Egyes gazdasági tevékenységek megkövetelnek meghatározott nagyságrendű települést, ahol rendelkezésre állhat a munkaerő újratermelését és ezen keresztül a termelés zavartalanságát biztosító magas színvonalú infrastrukturális háttér, kooperációs kapcsolatok lehetősége stb. Ilyen értelemben a termelési folyamat idomul a történelmileg kialakult településhálózati adottsághoz.

Másfelől a termelési folyamat átalakító hatással van az adott településhálózatra, minthogy a termelés zavartalanága megköveteli, hogy adott térségben koncentrálódjék a munkaerő és az ennek kiszolgálására alkalmas módon berendezkedett infrastrukturális feltételek (lakás, kommunális, kulturális, kereskedelmi stb. létesítmények és intézmények).

A mezőgazdaságban korábban uralkodó birtokviszonyok és a keretei közt folyt termelés jól megfért az erősen decentralizált — az Alföldön tanyás jellegű — település keretei között. A mezőgazdaság szocialista átszervezését követő nagyüzemi gazdálkodás új termelési és ezen belül üzemi viszonyai szűknek és korlátozóznak érzik a korábbi települési kereteket. Ez utóbbiak ma már nem képesek megteremteni szűk határaik között sem a termelés megnövekedett feltételeit, sem a népesség ellátását biztosító növekvő infrastrukturális igényeket.

Amikor a gazdasági tervezés egy hosszabb távra szóló társadalmi cél és feladatrendszert fogalmaz meg, és ezt területi alapon is rendezni óhajtja —

szembe találja magát a történelmileg kialakult település-struktúrával, amely a fejlesztési célkitűzések realizálásának egyfajta térbeli keretétül szolgál. A tervezés számára a főfeladat abban áll, hogy egy hosszabb távú időszakra biztosítsa a termelőerők olyan területi elhelyezését, amely egyaránt biztosítja a termelés gazdaságosságát (hatékonyságát) és a lakosság oldaláról jelentkező társadalmi elvárások (életszínvonal, életkörülmények) minél ellentmondásmentesebb kielégítését. E kettős célrendszer egyidejű biztosítása megköveteli a termelési folyamat zavartalanságát elősegítő település-struktúra tervszerű átalakítását is.

A településhálózatnak a termelési folyamat zavartalanságát célzó átalakítása azt a feltevést is magában foglalja, hogy az adott hosszú távú időszakban mely településnek milyen irányú és mértékű fejlesztése elégíti ki a legtágabban értelmezett újratermelés területi követelményét. Mely településnek milyen nagyságrendre való növelése és az infrastruktúra kiépítésének milyen szintje elégíti ki ezt a társadalmi célrendszert?

A tervezés számára fontos követelmény annak mérlegelése, hogy a település-struktúrákon milyen általános érvényű tendenciák jelei mutatkoznak, és hogy ezek a tendenciák milyen mértékben képezhetik a hosszabb távú előrejelzésük alapjait.

A település-struktúra elemzése azt mutatja, hogy a múltból a jelen felé haladva az alacsonyabb nagyságkategóriába tartozó települések száma és az ott élő népesség száma csökken. Ezzel szemben a magasabb nagyságkategóriába tartozó települések száma és az ott élő népesség volumene növekvő tendenciájú.

A település-struktúrában *határozott koncentráció* figyelhető meg. A csökkenő és a növekvő magatartást tanúsító településkategóriák között az *átmenet* nagyjából a 3000 főt elérő településeknél kezdődik, és egészen a 10 000-es nagyságú településekig tart. Egyúttal azt is bizonyítja, hogy a 3000-es vagy annál nagyobb nagyságrendű települések tartós életképessége igazolható. (A 3000—10 000-es nagyságkategória átmeneti jellege főként azzal magyarázható, hogy az egyébként életképes településekben az agrárjelleg miatt relatív túlnépesedés van, ipari fejlődésük elmaradott és népességfelvívó képességük korlátozott.)

Mindezekből néhány következtetés vonható le a hosszabb távú előrejelzés számára:

Tartósan számolnunk kell az alacsonyabb településkategóriákba tartozó települések népességének csökkenésével, s ezzel egyidejűleg reálisan számba kell vennünk a magasabb településkategóriáknak az eddighez hasonló vagy ennél esetleg gyorsabb növekedését. A két előbbi feltevés egybeesik a település-struktúra tartós koncentrációs folyamatával.

A fentiek alapján felvethető, hogy mekkora a döntési szabadságunk a település-struktúra célszerű átalakítására az elkövetkezendő időszakban, illetőleg mekkora e struktúra determináltsága?

Arra a következtetésre juthatunk, hogy a település-struktúrában a 0—3000 fős, illetőleg az 50 000 főt meghaladó településkategóriák fejlődésének *alaptendenciáit* lényegében nem fogjuk tudni megváltoztatni — s talán nem is volna célszerű. Döntési szabadságunk a közbenső településtartományokban van. E településtartományon belül egy erőteljesebb *koncentrációra való* törekvés a 20—50 000-es településeket preferálhatja, egy mérsékeltőbb koncentrációs politika vagy pontosabban egy regionális kiegyenlítődést szorgalmazó térbeli fejlesztési politika nagyobb esélyt adhat a 3000—20 000-es településkategória növekedésének.

Amikor a településhálózat struktúrájában kimutatható folyamatokat mérlegeljük és elemezzük, akarva-akaratlanul azokat az objektív összefüggéseket keressük, amelyek a tervezés számára számba vehető hatásuk révén a gyakorlati cselekvésünknek irányt szabhatnak. A dolgok erőteljes leegyszerűsítését jelentené, ha egy hosszú távú előrelátás során *csak* az elmúlt időszakban érvényesült folyamatok, trendek továbbvezetése alapján alkotnánk véleményyt a fejlesztés térbeli struktúráját illetően. Magának a település-struktúrának a már említett koncentrációs tendenciája is objektív gazdasági és társadalmi eredőkre vezethető vissza. A kérdést úgy is megfogalmazhatjuk: mi az oka annak, hogy a település-struktúrában koncentrációs folyamat játszódik le, azaz a kisebb nagyságrendű települések száma és az ott élő népesség száma állandóan csökken, ezzel szemben a struktúra magasabb nagyságrendet képviselő elemei többségének népessége gyorsan nő, és ezen településkategóriának a hálózaton belüli aránya is fokozatosan nő. A kérdés megválaszolását megkönnyíti, ha előzőleg arra a kérdésre keresünk választ, hogy milyen munka- és életfeltételeket teremthetnek a különböző nagyságrendű települések az ott élő népesség számára?

Ha áttekintésünket csupán az elemi vagy alapvető infrastrukturális ellátottság vizsgálatára korlátozzuk — hiszen ezek jelzik végső fokon az ott élő népesség tágabban értelmezett újratermeléséhez szükséges életfeltételeket és életkörülményeket —, kitűnik, hogy az infrastrukturális ellátottság tekintetében jelentősek a különbségek. Példaként néhány adattal illusztrálhatók ezek az eltérések.

A vízvezetékekkel ellátott lakások aránya az 1000 főnél kisebb településekben nem haladja meg az összes lakások 1%-át, a villannyal ellátott lakások aránya nem éri el a 60%-ot, a 100 lakásra jutó lakosok száma meghaladja a 370 főt — azaz majdnem 4 fő jut egy lakásra. Ezzel szemben a 20 000 főt meghaladó településekben — ezek zömmel városok — a vízvezetékekkel ellátott lakások aránya meghaladja a 40%-ot, a villannyal ellátott lakások aránya eléri a 75%-ot, a 100 lakásra jutó népesség száma 335 fő. Hasonló nagyfokú különbségek mutathatók ki egyéb szolgáltató ágazatokban is. A gázhálózatba bekapcsolt vagy egyéb módon ellátott lakások aránya az — 1000 főnél nem népesebb — aprófalvakban nem éri el a 4%-ot, ezzel szemben a 10 000-nél népe-

sebb községekben meghaladja a 15%-ot, nem beszélve a városokéről, ahol ez az arány 30%-nál nagyobb.

Megmutatkozik a különbség az orvosi ellátásban, az óvodai, bölcsődei, általános iskolai tanerő-ellátásban, a kereskedelmi hálózat színvonalában, az áru ellátás minőségében. Ez utóbbira jellemző az, hogy míg az 1000 főt meg nem haladó nagyságú községekben élt 1965-ben az ország lakosságának mintegy 14%-a — több mint 800 000 ember —, addig az összes boltok alig 11%-a koncentráldott ezekben a településekben. Ez természetesen kifejezésre jut a forgalom fajlagos mutatóiban is.

Az infrastrukturális ellátottságbeli különbségre utal az a tény is, hogy az 1000 főt meg nem haladó aprófalvakban a szolgáltató ágazatokban foglalkoztatott keresők (egészségügyi, szociális, kulturális, kereskedelmi stb. ágazatok) összes keresőn belüli aránya közel 10%-os értéket mutat, ezzel szemben a 20 000 főt meghaladó településekben ez az arány megközelíti a 35%-ot.

Megállapítható, hogy az infrastrukturális ellátottság a településnagyságrend növekedésével javul. Az összefüggés megfordítva is áll, azaz mennél kisebb az adott település nagysága — népessége —, annál kevésbé jól van ellátva infrastrukturális létesítményekkel és intézményekkel. Egyúttal — e mennyiségi kapcsolat mellett — fennáll egy minőségi kapcsolat is, nevezetesen a magasabb településkategóriába tartozó települések infrastrukturái a szolgáltatások magasabb színvonalát képesek nyújtani, éppen a választékból adódó előnyök révén. Az ellátottság színvonalkülönbsége az *egyik forrása* annak, hogy a két alacsonyabb nagyságkategóriába tartozó települések népessége *permanensen csökken*, s a struktúra magasabb népességszámú elemei, mindezekelőtt a nagyvárosok népessége fokozatosan növekszik.

Az aprófalvak népességsökkenése, természetszerűen nem csupán az infrastrukturális ellátási színvonallal hozható összefüggésbe. Emellett fontos szerepe van az aprófalvas térségek demográfiai magatartásán túlmenően az itt élő népesség foglalkoztatottsági színvonalának, jövedelmi viszonyainak. Ezekre e helyen nem térnénk ki, hiszen ez igen messze vezetne bennünket. Ezzel kapcsolatban csupán azt jegyezzük meg, hogy az aprófalvas térségek zömmel a kedvezőtlen természeti adottságokkal rendelkező területek. E térségekben az 1 főre jutó tsz. jövedelem viszonylag alacsony, s az 1 keresőre jutó eltartottak száma relatíve magas, s így a családok megélhetési lehetőségei nem olyan kedvezőek, mint a jobb feltételek között gazdálkodó nagyhatárú, nagy népességszámú agrárfalvak mezőgazdasági keresőié. Ráadásul ezekben a magasabb kategóriába tartozó településekben az ipari munkahelyek száma is magasabb, amely lehetővé teszi azt, hogy a mezőgazdaságon kívüli ágazatokban is foglalkoztatható legyen az itt élő lakosság.

Az alacsonyabb nagyságkategóriákba tartozó települések népességének csökkenése és ezzel egyidejűleg a városok népességének növekedése — ami végső fokon a településstruktúra koncentráldását hozza magával — az el-

mondottakon kívül még egyéb más gazdasági és társadalmi tényezővel is összefügg.

Bevezető sorainkban említettük már, hogy az egyes *infrastruktúrák létesítésének és működtetésének gazdaságosságát* nagymértékben befolyásolja a működési keretük térbeli tagoltsága. Úgy is fogalmazhatunk, hogy a települések térbeli tagoltsága — nagysága, laksűrűsége, földrajzi elhelyezkedése — igen jelentősen befolyásolja az infrastruktúra megvalósításának költségeit.

A lakossági infrastruktúra (településen belüli) ráfordításai alapvetően a következő tényezőktől függnnek:

- a települések lakosság száma
- a települések laksűrűsége
- a földrajzi elhelyezkedés és a beépítés jellege (szerkezet)
- a települések kora, az eszközök avultsága
- az infrastruktúra műszaki jellemzői (normái).

A falusi településrendszer objektív tendenciáinak számbavételével egyidejűleg mérlegelni indokolt a különböző nagyságrendű településekben élő népesség ellátásához szükséges intézmények megvalósításának ráfordítási effektusait. E tekintetben aligha szorul bizonyításra, hogy a falusi lakosság alapfokú infrastrukturális ellátásának fajlagos költségei *a település nagyságrenddel fordítottan arányosak*. Azaz mennél kisebb az adott település nagysága, annál magasabb az 1 főre jutó alapfokú ellátási költség. E gazdasági aspektusú összefüggés alátámasztja a településstruktúra koncentrációs folyamatának központi támogatását. A koncentrációs folyamat is kettős vetületű. Nemcsak ahhoz fűződhet gazdasági érdekelttség, hogy a településstruktúra nagyságrendileg alsóbb fokozatai csökkenjenek arányuk tekintetében, hanem ahhoz is, hogy egy adott településen belül a sűrűsödési folyamat tartós legyen. Ez ugyanis elősegítheti a hálózatjellegű infrastruktúra hatékony megoldását is. A településstruktúra koncentrációs folyamata elősegítheti a településhálózat arányos fejlődését, s alapját képezheti az adott térségben jelentkező társadalmi elvárások és az elvárások kielégítését biztosító anyagi eszközök közötti ellentmondások feloldását.

A CSAPADÉK ELŐREJELZÉSÉNEK EREDMÉNYEI ÉS LEHETŐSÉGEI MAGYARORSZÁGON

BODOLAI ISTVÁN

A FIZIKAI TUDOMÁNYOK KANDIDÁTUSA

A csapadékelőrejelzések iránti népgazdasági igények nagyon sokrétűek. Kielégítésükhöz a meteorológusnak a következő kérdésekre kell választ adnia:

— lesz-e csapadék?; — hol (milyen területen) lesz?; milyen lesz a csapadék időbeli eloszlása (mikor kezdődik, és mennyi ideig tart)?; — milyen lesz a csapadék minősége és formája (csendes vagy závorszerű, illetve eső, hó vagy jég)?; — mennyi lesz a csapadék várható mennyisége?

Az igények másik, nem kevésbé fontos aspektusa, hogy a felsorolt kérdésekre adott válasz minél hosszabb időtartamra legyen érvényes.

A csapadék kialakulása, időbeli lefolyása, térbeli kiterjedése és mennyiségének megítélése sok meteorológiai tényező bonyolult kölcsönhatásának végeredménye, az előrejelzés sikere tehát a csapadékot kialakító komponensek előrejelzésének sikerességétől függ.

Valamennyi meteorológiai jelenség, így a csapadék előrejelzése szempontjából is az a legalapvetőbb kérdés, hogy milyen a jelenség térbeli és időbeli kiterjedése. E két karakterisztikát a jelenség genetikai természete szabja meg. Gyakorlati szempontból a karakterisztikus idő 1 órától több napig, a karakterisztikus hosszúság pedig 10 km-től 1000 km-es nagyságrendig terjed, attól függően, hogy a jelenség a lokális, a mezo, a szinoptikus vagy a globális skálába tartozik-e. Bonyolítja a kérdést az a körülmény, hogy a különböző tér—idő skálába tartozó csapadékjelenségek gyakran együttesen lépnek fel, illetve egymással kölcsönhatásban vannak.

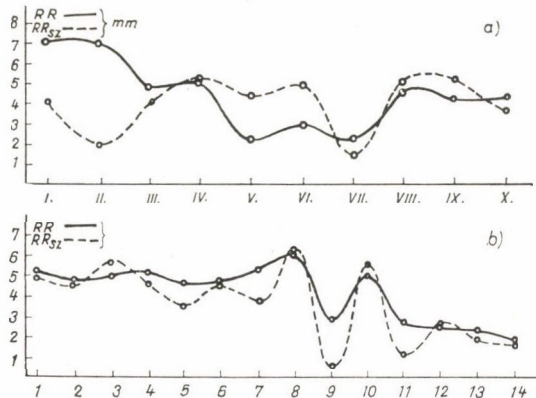
Példaként említjük meg az 1959. július 19-i esetet, amikor Farkasgyepűn 2 óra alatt 141 mm eső hullott, míg tőle 20 km-re mindössze 7 mm. Ez a jelenség frontális, tehát szinoptikus méretű objektumhoz tartozott, és erre helyeződött rá a lokális dimenziójú konvektív folyamat, ami katasztrófális felhőszakadást okozott.

Nyilvánvaló, hogy minél kisebb tér—idő skálába eső csapadékjelenségről van szó, annál kisebb az előrejelezhetőség intervalluma. Különösen vonatkozik ez a helyi konvektív csapadékokra, amelyeknél ma még csak a bekövetkezés valószínűsége adható meg, maximálisan 12—14 órára.

A fejlett számítástechnika birtokában a csapadék előrejelzésében is a számszerű módszereké a jövő. A különböző tér—idő skálájú jelenségek szá-

mítésre alkalmas modelljei azonban ma még nem tökéletesek. Megbízhatóbb előrejelzések készítéséhez a jelenségek valóságos mechanizmusát mélyebben felfedő kutatások és ezek alapján valóságosabb modellek megalkotása szükséges. Ebben az irányban folyt és folyik jelenleg is a hazai kutatómunka.

A következőkben néhány, genetikailag különböző típusú csapadék mechanizmusának felderítésében és rövidtávú előrejelzésében elért hazai kutatási eredményt mutatunk be.



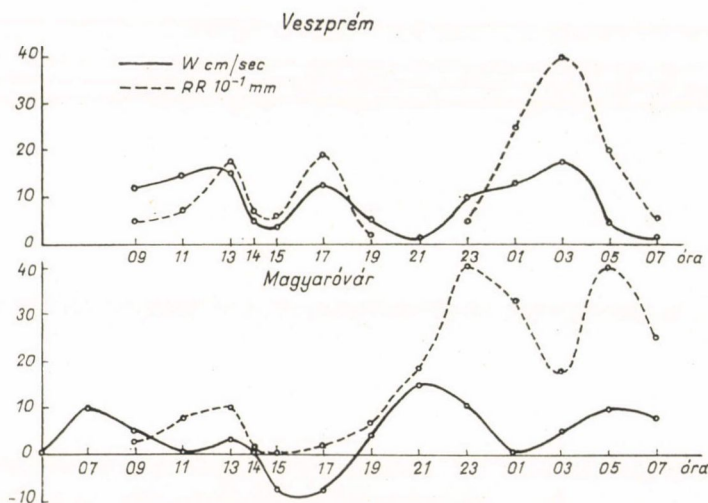
1. ábra. A számított (RR_{sz}) és a valóságos csapadékmennyiség (RR) eloszlása: a) a hideg front mentén 1959. január 20-án 06 GMT-kor; b) a meleg front mentén 1959. január 21-én 18 GMT-kor

Kiterjedt kutatómunka tárgya volt az elmúlt években a mozgó (nem-stacionárius) hideg, meleg és okklúziós frontok szerkezete, valamint az általuk kiváltott területi és helyi csapadékmennyiség közötti diagnosztikai kapcsolatok felderítése. Eszerint a mozgó frontok csapadékhozamát a frontálzónában fekvő levegő nedvességi viszonyai, a frontok termikus élessége, továbbá a talajközeli sűrűdésből és a szabadlégtérbeni vergenciából származó feláramlások komplex együttese határozza meg. Kiderült, hogy a hideg frontok csapadékának 67%-a a front termikus élességével arányos frontális feláramlásból, 33%-a a vergenciális emelőmozgásokból származik. Meleg frontoknál a frontális emelés hatása 40%, a vergenciáié 60%. Mindkét effektus a 700 mb-os (3 km-es) szinten a legjelentékenyebb [1].

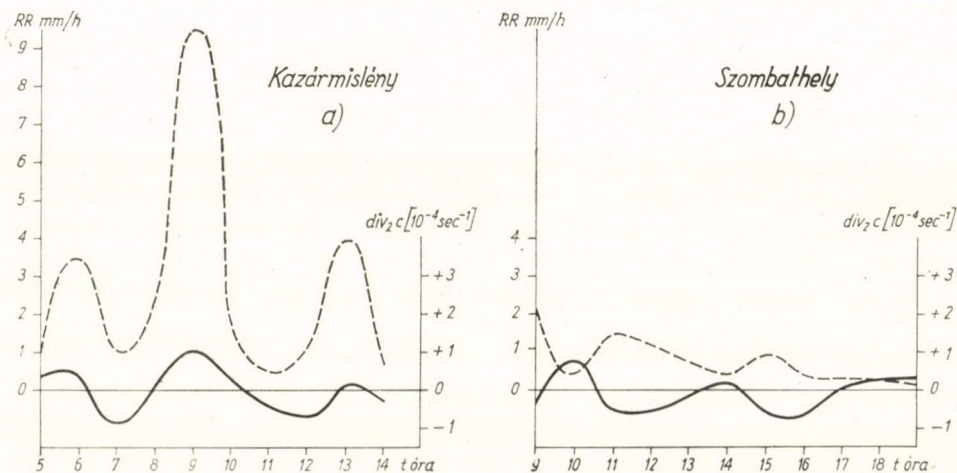
Az e tárgykörre vonatkozó eredmények dokumentálása céljából bemutatjuk egy 1959. január 20- és 21-én Európán átvonult hideg és meleg front mentén a nemkonvektív csapadék számított és valóságos értékeinek változását (1. ábra).

Az ábra felső része a hideg, alsó része a meleg front csapadékhozamának értékeit tünteti fel. Az abszcissa tengelyen a front mentén 100–150 km-es távolságban fekvő pontok, az ordinátán a csapadék mm-ben kifejezett értéke

van feltüntetve. A szaggatott vonal a számított, a folytonos vonal a tényleges csapadékmennyiséget ábrázolja.



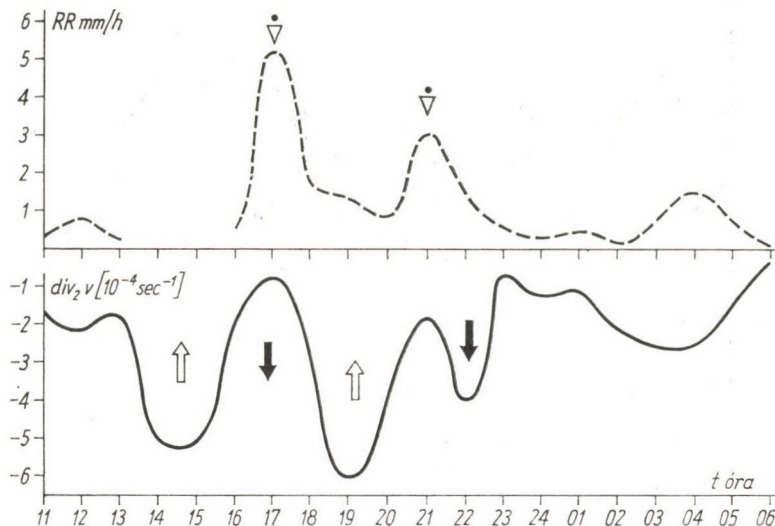
2. ábra. A vertikális sebesség és a csapadék időbeli lokális változása Veszprémben és Mosonmagyaróvárott 1954. november 10–11-én



3. ábra. A csapadékintenzitás (szaggatott vonal) és a súrlódási vergencia (folytonos vonal) időbeli változása 1959. május 30-án: a) konvektív; b) nemkonvektív csapadék esetén

A frontális csapadék mezoléptékű (rácstávolság 25 km) vizsgálatainak eredményeként bemutatjuk az 1954. november 10–11-én hazánkon átvonult meleg front esetében a taljközeli súrlódási vergencia és a csapadék valóságos intenzitásváltozása között fennálló kapcsolatot Veszprémben és Magyaróvárott (2. ábra).

Az abszcisszán a mérések időpontja, az ordinátán a számított feláramlás, illetve a csapadék mennyisége látható. Az eső nemkonvektív jellegű volt, mennyiségének változását szaggatott vonal, míg a feláramlás értékét folytonos vonal jelöli.



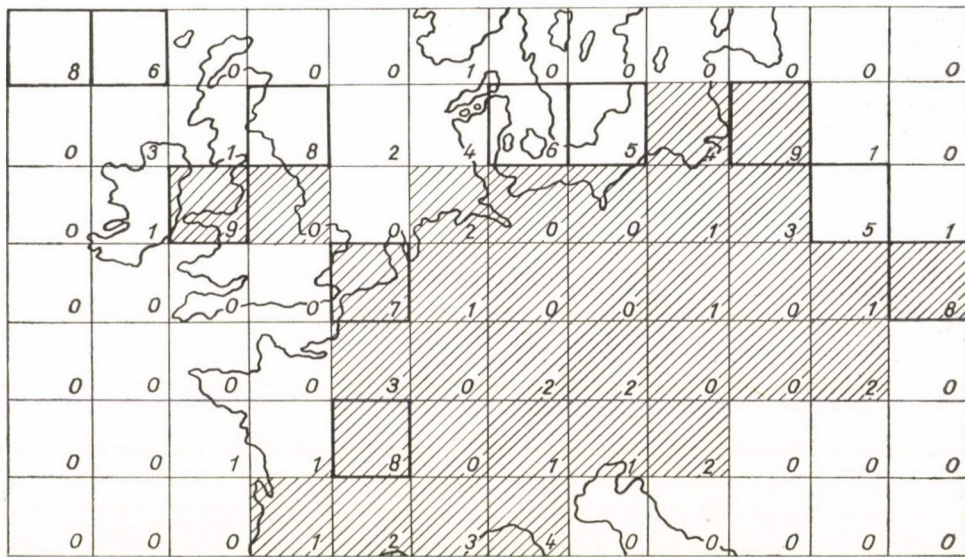
4. ábra. A csapadékin-tenzitás (szaggatott vonal) és a súrlódási vergencia (folytonos vonal) időbeli változása Budapesten 1959. május 30-án

Sikerült diagnosztikai összefüggést találni a súrlódási vergencia, valamint a konvektív és nemkonvektív csapadék intenzitásának változása között [2]. Ezt mutatjuk be a 3. ábrán, ahol az abszcisszán az óraértékek, az ordinátán a csapadék intenzitása, illetve a talajközeli vergencia értéke van feltüntetve. A szaggatott vonal a csapadék intenzitását, a folytonos a vergenciát jelenti. Ahol a csapadék záporos (konvektív) jellegű, ott a vergencia és a csapadékin-tenzitás görbéje párhuzamos, a csendes (nemkonvektív) esőnél egymás tükörképe.

Gyakorlatilag is hasznosítható összefüggést sikerült találni a súrlódási vergencia időbeli változása és a vonalba rendezett konvektív aktivitás fellépése között [2]. Ezt illusztráljuk a 4. ábrán, ahol látható, hogy a súrlódási vergencia erősödését 2—3 óra múlva követi a konvektív csapadék. Perspektívikusan ez azt jelenti, hogy a vonalba rendezett zivatarok kitörésének területe 2—3 órával jelezhető előre, ha az ország területén működő állomások széladatait számítógép segítségével folyamatosan feldolgozzuk.

Sikeres eredmények születtek a zivatarok operatív előrejelzési módszerei kidolgozásának területén a különböző labilitási indexek felhasználásával. A kidolgozott kétparaméteres alternatív módszerrel nyert diagnosztikai ered-

mények 80—90%-os beválást nyújtottak [3]. Finomította a zivatarok előrejelzési módszereit a tengerszinti bárikus mező mezoléptékű konfigurációinak figyelembevétele. Ez különösen olyan esetekben ad hasznos információt, amikor a zivatarok a hidrosztatikai stabilitás ellenére is kialakulnak [4]. E mechanizmus további vizsgálatából kiderült, hogy stabilis légoszlopban kialakuló zivataroknál a vertikális szélnyírás a tömeg-fluxus fenntartásában alapvető szerepet játszik [5, 6].



5. ábra. A konvektív aktivitás 12-órás területi előrejelzése tanuló algoritmusok felhasználásával

Jelenleg folyamatban van egy olyan számítógépes eljárás kidolgozása, amely 4 indikátorba összevont 12 paraméter meghatározása alapján könnyen áttekinthető képet ad a konvektív folyamatok kialakulását meghatározó környezeti feltételekről [7, 8]. Ez az eljárás kontinensi méretű objektív előrejelzési technika megteremtésének céljait szolgálja. A módszer alkalmazása a Távközlési Kutató Intézetben előzőleg kidolgozott tanuló-felismerő algoritmusok felhasználásával történik. A vizsgálat Nyugat- és Közép-Európa területén egy 13×8 pontból álló, 250 km-es élhosszúságú rácshálózatra terjed ki. Célja, hogy 12 órára előrejelezze a hálózat valamennyi négyzetére a konvektív aktivitás bekövetkezését vagy elmaradását. A módszer eredményességének illusztrálására az 5. ábrán bemutatunk egy 12-órás alternatív előrejelzést. A négyzetek jobb alsó sarkában látható számok azt mutatják, hogy a felhasznált 9 algoritmus közül a kérdéses négyzetre vonatkozólag hány döntött rosszul. A vonalkázott négyzetek azokat a területeket jelentik, ahol az előrejelzésnek megfelelően zivatar volt, míg a vastagon bekeretezett négyzetek azoknak a

területeknek felelnek meg, ahol az algoritmusok többsége rosszul döntött. Az algoritmusok döntése alapján az előrejelzés bevalása 87%.

A vizsgálat a közeljövőben kiterjed majd időbeli adatsorokra is. Ennek eredményeitől a konvektív tevékenység időbeli lefolyásának felfedését reméljük.

A hazai csapadékelőrejelzés fejlesztése érdekében vázlatosan kifejtett fenti eredmények logikus következménye a közeli évek konkrét perspektívája. Látható, hogy a hazai kutatómunka elsősorban a konvektív aktivitás fellépésének előrejelzése területén mutat fel nemzetközi viszonylatban is figyelemreméltó eredményeket. A csapadék kialakulási és lefolyási mechanizmusának ismeretéből fakadó diagnosztikai kapcsolatok egyre valóságosabb előrejelzési modellek és prognosztikai módszerek kidolgozását teszik lehetővé, amelyek gyakorlati realizálása a korszerű számítástechnikai eszközök útján szolgálja majd a népgazdasági döntéseket.

IRODALOM

1. BODOLAI ISTVÁN—BODOLAINÉ JAKUS EMMA: A frontális csapadék mennyiségének szinoptikus feltételei. Az Országos Meteorológiai Intézet Kisebb Kiadványai, Budapest, **34**, 1964.
2. BODOLAI, I.—JAKUS, E.: Some Meso-Scale Particularities in the Pattern of Cyclonal Precipitations. *Időjárás*, **73**, 5, 1969.
3. GÖTZ GUSZTÁV—PÁPAINÉ, SZALAY GABRIELLA: A zivatarvevényesség előrejelzése instabilitási indexekkel. *Időjárás*, **68**, 3, 1964.
4. GÖTZ GUSZTÁV—PÁPAINÉ, SZALAY GABRIELLA: Nemfrontális zivatarok kapcsolata a tengerszinti bárikus mező jellegével. *Beszámoló*k, 1965. Az Országos Meteorológiai Intézet Hivatalos Kiadványai, Budapest, **XXIX**, 1966.
5. GÖTZ GUSZTÁV—PÁPAINÉ, SZALAY GABRIELLA: A vertikális szélnyírás szerepe a konvektív zivatarok kialakulásában. *Időjárás*, **70**, 1, 1966.
6. GÖTZ, G.—MÉSZÁROS, E.—PÁPAI, G.: Effet du profil vertical du vent sur la formation et l'évolution des mouvements verticaux dans une atmosphère thermiquement stable. *Időjárás*, **71**, 5, 1967.
7. SZALAY GABRIELLA—GÖTZ GUSZTÁV: Számítógépes módszer a konvektív folyamatok környezeti feltételeinek objektív analízisére. Kézirat.
8. SZALAY GABRIELLA—GULYÁS OTTÓ—MOLNÁR LÁSZLÓ: Tanuló algoritmusok alkalmazása a meteorológiában a konvektív aktivitás előrejelzésére. Kézirat az „Acta Cybernetica” részére.

A DUNA—TISZA VÍZGYŰJTŐRENDSZERÉNEK CSAPADÉKVISZONYAI A HAZAI VÍZGAZDÁLKODÁS SZEMPONTJÁBÓL

PÉCZELY GYÖRGY

A FÖLDRAJZTUDOMÁNYOK DOKTORA

A vízkészletek idő- és térbeli eloszlásának feltárásánál egyik alapvető kérdés a hidrológiai ciklus bevételi ágának sokrétű ismerete. Ennek első lépése a csapadékviszonyok feltárása. Rögtön belátható azonban, hogy a hazai vízkészletgazdálkodási problémák megoldásának hidrometeorológiai megalapozásához korántsem elegendő a hidrológiai ciklus bevételi ágának országhatárainkon belüli regionális elemzése, mivel Magyarország felszíni vízkészletének legnagyobb része, mintegy 96—99 százaléka a szomszédos államokból, nagyobb vízfolyásaink alpi és kárpáti vízgyűjtőterületeiről származik [1].

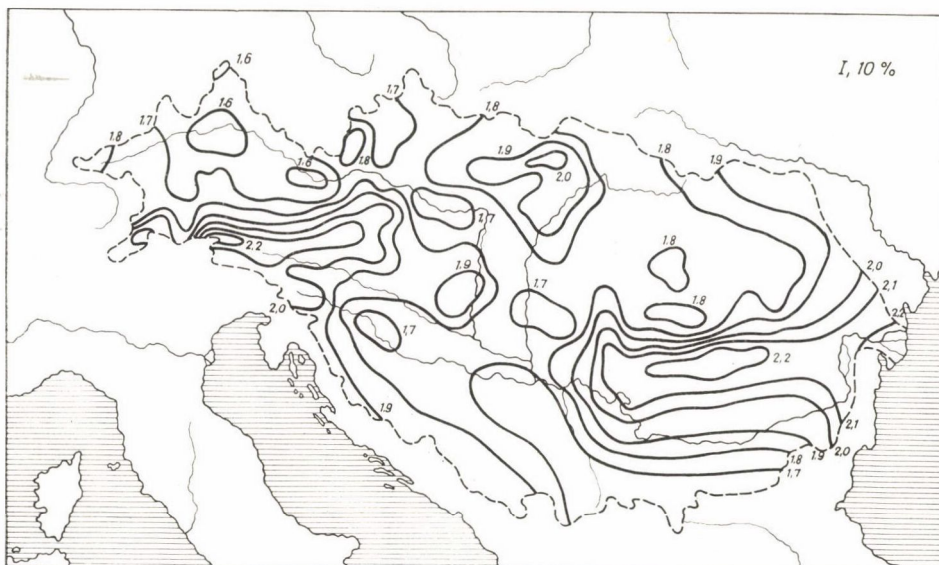
Ez a tény felveti annak szükségességét, hogy a csapadékviszonyok elemzésénél *természetes vízrajzi egységeket* vegyünk figyelembe. A hazai igények éppen ezért a csapadék idő- és térbeli rendszerének a *Duna vízgyűjtőterületére* történő vizsgálatát kívánják meg.

Az első kérdés a vizsgálatok logikai sorrendje szerint az, hogy az adott terület különböző pontjain adott időegységekben (hónap, évszak, év) mennyi a lehulló csapadék átlagos mennyisége. Ez az alapvető és rendkívül becses információ az évtizedek óta folyó csapadékmérések feldolgozásának eredményeként a Duna vízgyűjtőterületén osztozó államok meteorológiai és vízrajzi szolgálatai által összeállított táblázatos adatközlésekben és csapadékmonográfiákban, részint éghajlati térképgyűjteményekben hozzáférhető, ám nyilvánvaló, hogy ezzel a csapadékviszonyok feltárása még korántsem tekinthető bevégezettnek. Lássuk, mik a logikai sorrendnek megfelelő további lépések az adott terület csapadékrendszerének elemzésénél.

A csapadék átlagos havi összegeinek ismerete egymagában még nem világít rá arra, hogy a felszínen egy adott hónap során valójában mekkora vízmennyiségek megjelenésével kell számolnunk. Éghajlatunkon a csapadék egy része hó alakjában hullik le, a hótakaróban felhalmozódott vízmennyiségek rövidebb-hosszabb időn át kikapcsolódnak a hidrológiai ciklusból, s csak az olvadás beköszöntésekor jelentkeznek felszíni vízbevételeként. A felszínre jutó vízmennyiség évi ritmusa tehát *lényegesen eltér* a lehulló csapadékmennyiség évi ritmusától. Az elmúlt évek során számítási módszert dolgoztunk ki a felszíni vízbevétel átlagos havi összegének meghatározására a csapadékmennyiség és a hótakarótartósság éghajlati átlagainak figyelembevételével, s vizsgálá-

lataink eredményeként megszerkesztettük a felszíni vízbevétel havi átlagait feltüntetető térképeket a Duna vízgyűjtőjének a Tisza beömléséig terjedő részére [2], [3].

A lehulló csapadék és a vízháztartásban ténylegesen szerephez jutó csapadék havi normálértékeinek megismerése után soron következő feladat a havi, évszakos, évi csapadékmennyiségek különböző *valószínűségű* értékeinek meghatározása, táblázatos közzététele és térképezése. Ezek az adatok az átlagértékeken túl nagyon sok gyakorlati információt nyújtanak, és számos olyan



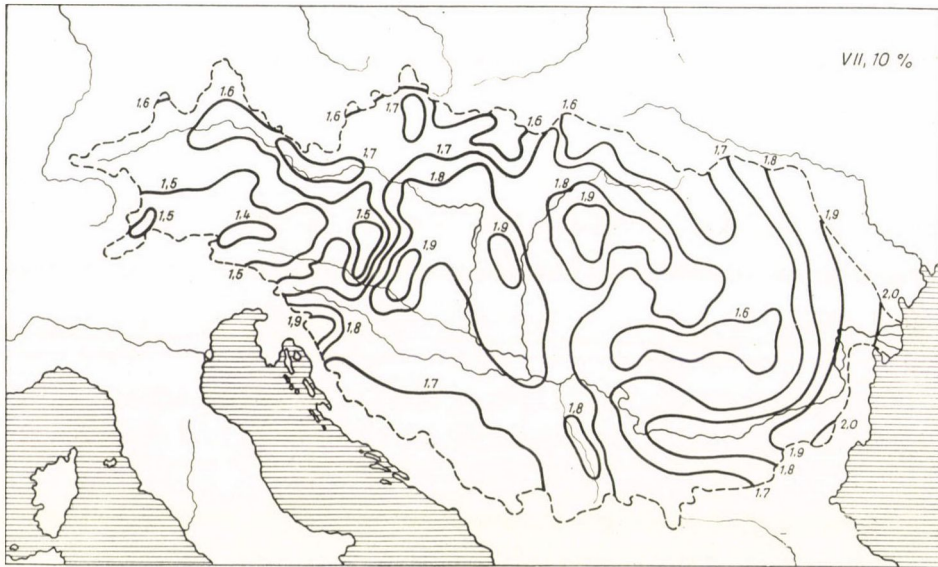
1. ábra. A 10%-os valószínűségű csapadékmennyiség és a havi átlag hányadosa, január

eredményt adnak, amely az adott térség csapadékrendszerének mélyebb fizikai-éghajlati megismeréséhez vezet. Követzőekben e témában folyó kutatásainkról kívánunk áttekintést nyújtani s egyben felvázolni néhányat azok közül a csapadékklimatológiai problémák közül, amelyek megoldása különösen fontosnak látszik hazai vízgazdálkodásunk szempontjából.

Feladatul tűztük ki a Duna vízgyűjtőterületére a havi, évszakos és évi csapadékmennyiségek *adott valószínűséggel várható* értékeinek térképezését. A feladat elvégzése során számos olyan metodikai kérdést kell megoldani, amivel az éghajlati átlagok térképezése során nem találkozunk. Ezek onnan erednek, hogy míg például a csapadékatlagok térképezéséhez a különböző időtartamú rövidebb adatsorokból szabatos számítási eljárásokkal azonos periódusra redukált normálértékek a földrajzi eloszlás finomabb szerkezetének érzékeltségéhez is megfelelő sűrűségű állomáshálózatról állanak rendelkezésünkre,

addig a valószínűségi értékek meghatározásához hiánytalan hosszú adatsorokra van szükség. Az ilyen észlelőállomások száma azonban *jóval kevesebb* annál, mint amennyi alapján a valószínűségi értékek térképezésére vállalkozhatnánk.

A feladat megoldására csak úgy nyílik lehetőség, ha a viszonylag kevés hosszú adatsorú törzsállomás észlelési anyagából olyan statisztikai paramétereket vezetünk le, amelyek jellemzők az adatok eloszlására, s térbeli változékonyságuk mértéke az adott valószínűségű csapadéértékekénél jóval kisebb.



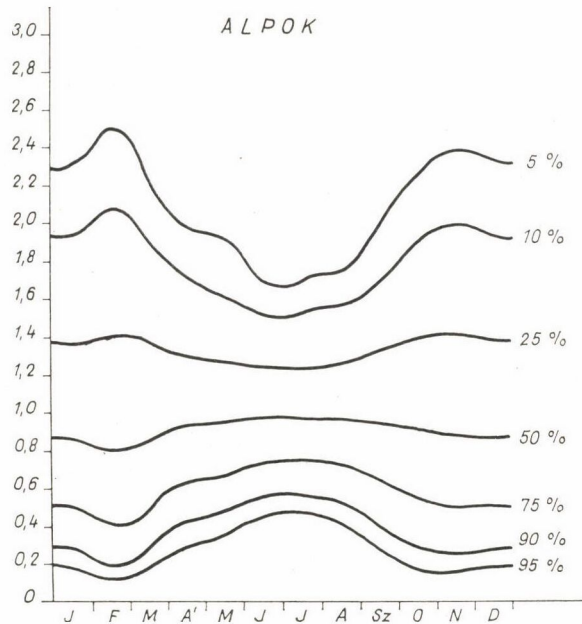
2. ábra. A 10%-os valószínűségű csapadékmennyiség és a havi átlag hányadosa, július

Tekintsük a

$$\frac{c_s(p < x)}{\bar{c}_s} = h_{s,x} \quad (1)$$

hányadost, ahol a számlálóban valamely s állomás adott időszakra vonatkozó és megadott x túllépési valószínűséghez tartozó csapadékmennyisége, a nevezőben pedig az adott időszak csapadékmennyiségének számtani közepe (normálértéke) szerepel. Kimutatható, hogy az (1) alatti hányados térbeli változékonysága lényegesen kisebb, mint a számlálóban levő mennyiségé, s a hányados értékét a csapadékösszegek eloszlásfüggvénye szabja meg. Vizsgálataink szerint a csapadék havi összegeinek empirikus eloszlásfüggvényei a Duna vízgyűjtőterületén *Pearson—III.* típusú elméleti eloszlásfüggvényekkel jól leírhatók.

Vizsgálataink folyamán a Duna vízgyűjtőjén levő 111 állomás hosszú sorozatú csapadékmegfigyeléséből állítottuk elő a havi és évi csapadékösszegek empirikus eloszlásfüggvényeit. A feldolgozott időszak az 1891—1965 közötti 75 esztendő volt. Számításaink során az empirikus eloszlásfüggvényekből az 5, 10, 25, 50, 75, 90, 95 százalékos túllépési valószínűséghez tartozó csapadékösszegeket határoztuk meg és foglaltuk táblázatba. Ezen értékek és a csapadékösszegek számtani közepének ismeretében előállítottuk az (1) alatti $h_{s,x}$ hányadosokat, és azokat térképeztük. Példaként a 10 százalékos túllépési való-



3. ábra. Különböző valószínűségű havi csapadékmennyiségek és a havi átlag hányadosa, Alpok térsége

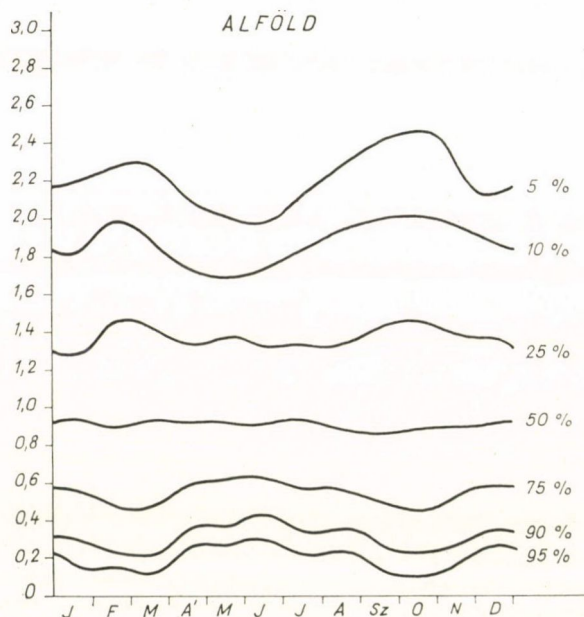
színűséghez tartozó hányadosok földrajzi eloszlását mutatjuk be januárról és júliusról (1., 2. ábrák).

E néhány kiragadott példa is illusztrálja, hogy a hányadosok számértékeinek földrajzi eloszlásában határozott rendszer rajzolódik ki. Januárban a nagyobb értékek az Alpok tengelyétől délre és a Déli Kárpátok térségében, a kisebb értékek a sváb—bajor medence területén és a Kárpát-medence közepén található. Júliusban a térbeli szerkezet ellentétes: ebben a hónapban az Alpok térségében találjuk a legkisebb s a Kárpát-medence belsejében a legnagyobb értékeket.

A térképek segítségével a hányadosok valószínű értékei elvileg bármely olyan pontra interpolálhatók, ahonnan a csapadék normálértékei rendelkezésünkre állanak, s ily módon az (1)-ből következő

$$c_s(p < x) = \bar{c}_s \cdot h_{s,x} \quad (2)$$

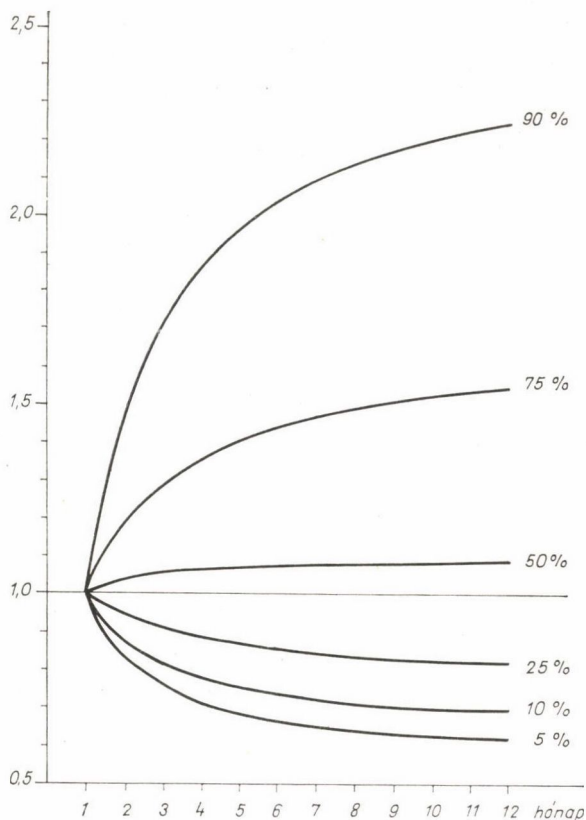
összefüggés szerint az adott túllépési valószínűséghez tartozó csapadékösszegek kellő számú állomásra kiszámíthatók és térképezhetők.



4. ábra. Különböző valószínűségű havi csapadékmennyiségek és a havi átlag hányadosa, Alföld térsége

A hányadosok értéke rámutat az adatsorok eloszlására, az eloszlás sajátosságának éven belüli alakulására. Példaként bemutatjuk két földrajzi körzetre, az Alpok térségére és az Alföldre a területen belüli állomások átlagolt hányadosértékeinek évi változását (3. és 4. ábrák). Az izopléták azt mutatják, hogy az adatok szóródását mérő *variáció* legnagyobb tél végén, tavasz elején (február—március hónapokban), illetve ősszel (október—november folyamán), legkisebb nyár elején júniusban. Ez azt jelenti, hogy a csapadékbiztonság legnagyobb nyáron, legkisebb az átmeneti évszakokban, ami pl. az 5 és a 95 százalékos valószínűségű csapadékösszegek hányadosának ellentett irányú futásában szemléletesen kirajzolódik. Az izopléták egyben a havi csapadékössze-

gek aszimmetrikus eloszlását is érzékeltetik, szimmetrikus eloszlásnál ugyanis az 50 százalékos valószínűségű összegek értéke megegyezne az összegek számtani közepével, így a hányados 1 lenne. Az 50 százalékhoz tartozó hányados 1-nél kisebb értéke viszont arra utal, hogy a havi csapadékösszegek idősorában gyakoribbak a számtani középnél *kisebb* értékek.

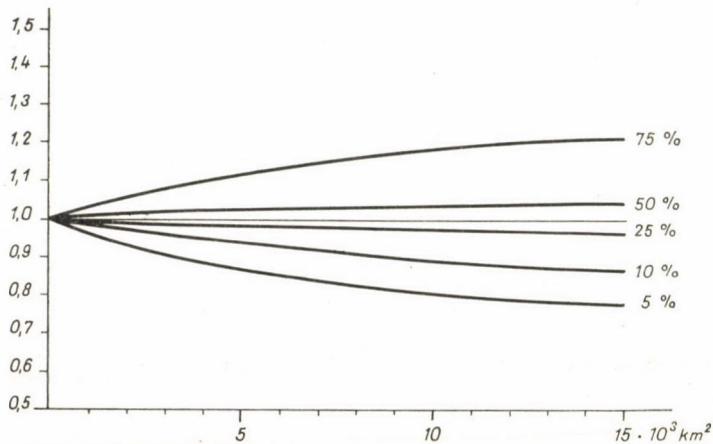


5. ábra. A hányadosok függése az időtartamtól egy adott ponton

A csapadékvalószínűségi térképek elkészítésekor két további probléma merül föl, amelyeket röviden vázolunk.

Szükséges lehet *tetszőleges hosszúságú*, a térképeken nem ábrázolt *bázis-időszak csapadékvalószínűségeinek egyes állomásokra történő megadása*. Ennek érdekében meg kell határozni az egyes túllépési valószínűségekhez tartozó hányadosok értékeit különböző hosszúságú időszakokra. Az 5. ábrán levő görbesereg, melynek értékeit egyes kiválasztott állomásokra elvégzett feldolgozás alapján határoztuk meg, azt szemlélteti, hogy az 1 hónapos bázisidőszakra vo-

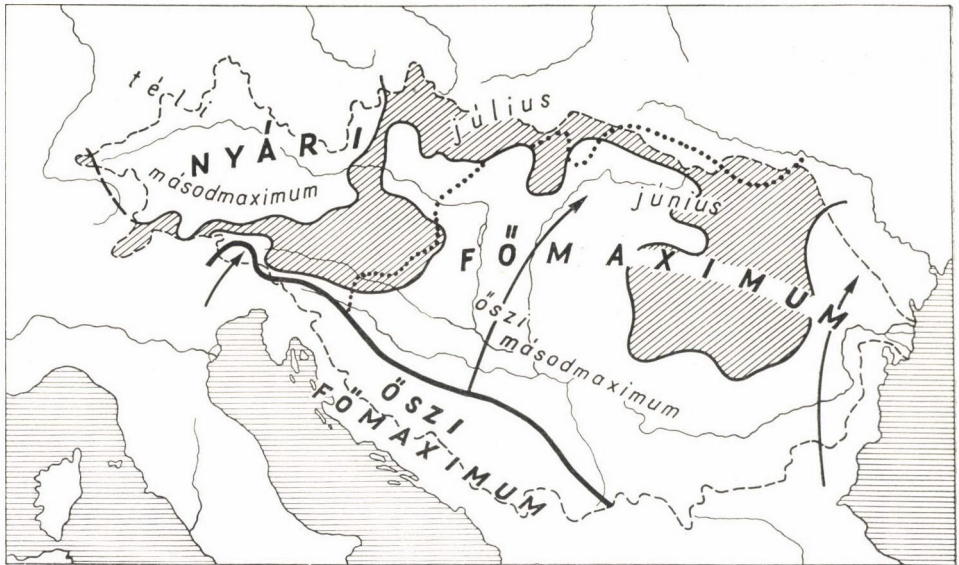
natkozó hányadosokat 1-nek véve, mi módon változik a hányadosok értéke 1 hónap és 12 hónap között. Ha pl. egy négy hónapos időszak $x = 10\%$ túllépési valószínűséghez tartozó hányadosát kívánjuk egy adott állomásra meghatározni, az ábráról leolvassuk a 4 hónapoz tartozó értéket (0,78), s ezzel szorozzuk a négy hónapos időtartam havi hányadosainak átlagát. A számítási eljárás *közéltő pontosságú* gyors becslést tesz lehetővé.



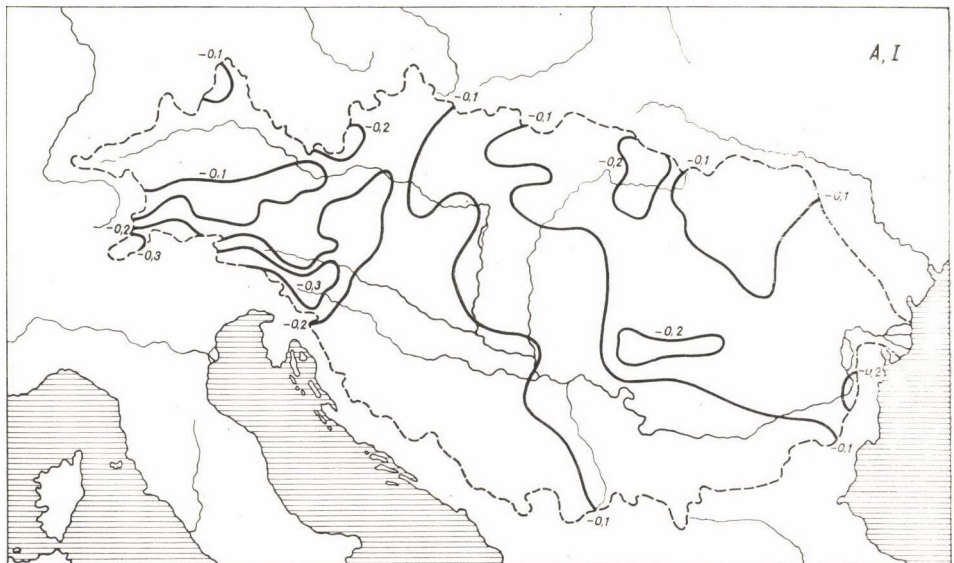
6. ábra. A havi hányadosok függése a vonatkoztatási területtől

A másik problémát a *területi csapadékátlagok valószínűségi értékeinek meghatározása* jelenti. A csapadékvalószínűségi térképekről *egyes pontokra* vonatkozó értékeket olvashatunk le, holott nagyon gyakran adott területekre kell ismernünk az értékeket. A területen belüli pontokra vonatkozó értékek átlagolása téves eredményt ad, miután nem veszi figyelembe a terület növekedésével a csapadékviszonyok kiegyenlítetté válását. Magyarországon belül kiválasztott három különböző nagyságú területre meghatározván 30 évről a havi csapadékösszegek területi átlagait, s ezen adatosorokból kiszámítva a hányadosokat, állítottuk elő a 6. ábrát, amely azt tünteti föl, hogy az egyes állomásokra vonatkozó (pontoszerű) hányadosokat 1-nek véve, 15 ezer km^2 -en belül hogyan változik a hányadosok értéke. Ha pl. adva van egy 8000 km^2 -es terület, a területen belüli állomások 10%-os túllépési valószínűséghez tartozó hányadosának átlagát 0,9-el kell szoroznunk, hogy a területi csapadékátlag idősorából meghatározzuk a 10%-os valószínűségű értéket. Az 5. és 6. ábrákat kombinálva, 1—15 ezer km^2 területhatáron belül és 1 hónap — 1 év időhatáron belül levezethetők a különböző valószínűséghez tartozó csapadékösszegek *tájékoztató* értékei.

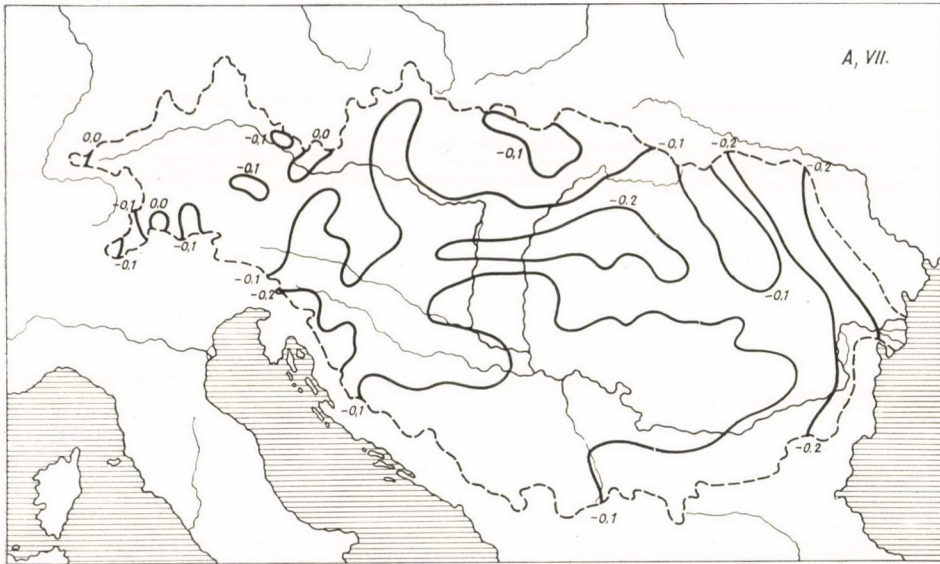
Vizsgálataink módját adnak arra, hogy kissé részletesebben megvilágíthassuk a *csapadékösszegek aszimmetriájának térbeli rendszerét*. Az aszimmetria



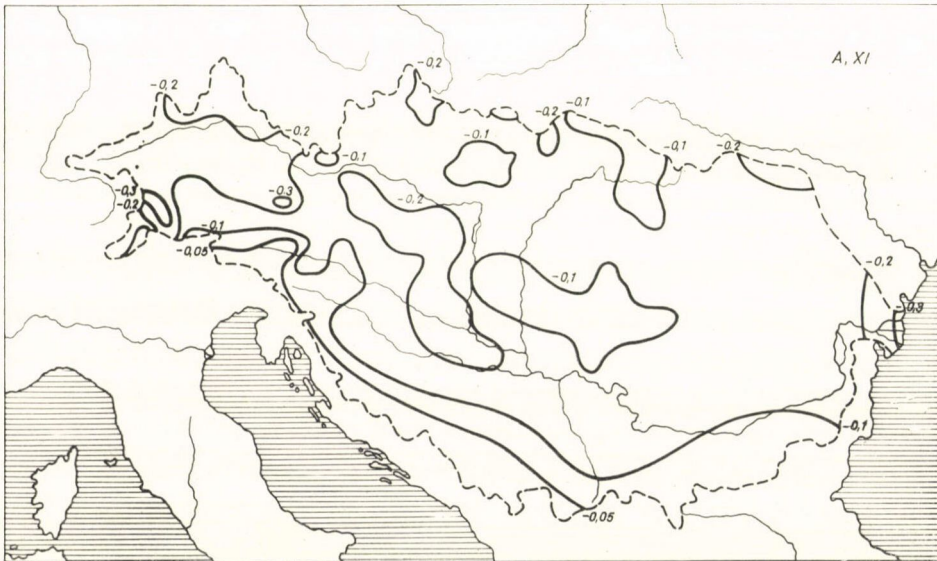
7. ábra. A csapadék évi járásának típusai a Duna vízgyűjtőterületén



8. ábra. A Köppen-féle aszimmetria januárban



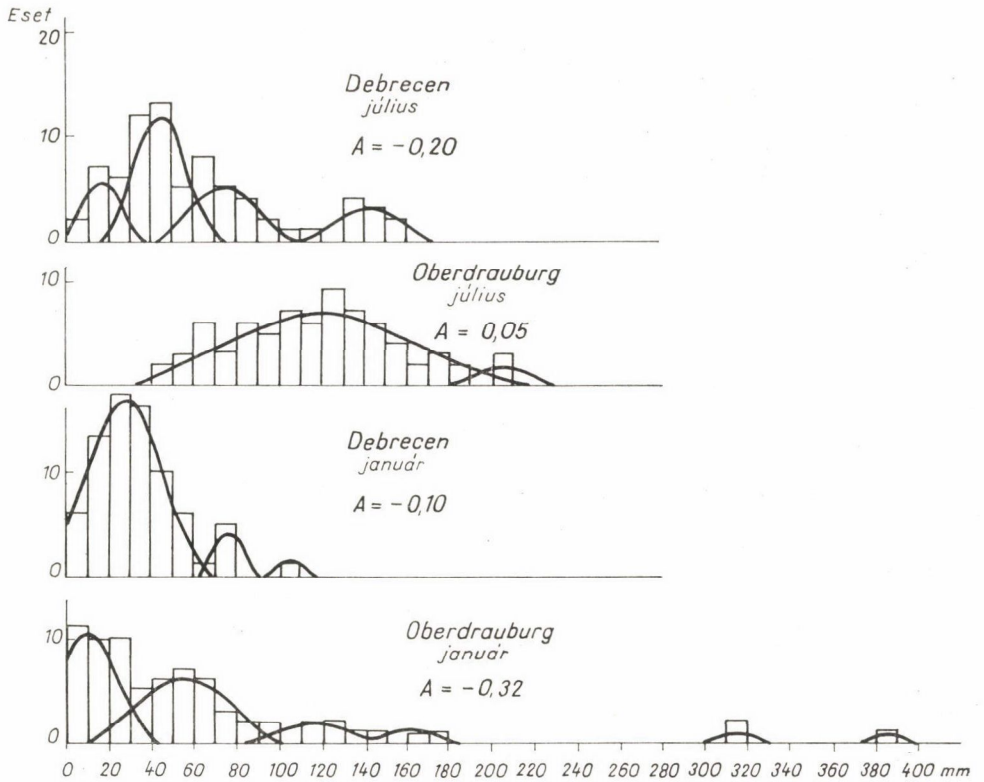
9. ábra. A KÖPPEN-féle aszimmetria júliusban



10. ábra. A KÖPPEN-féle aszimmetria novemberben

mértékének jellemzésére szolgáló paraméterek közül a legegyszerűbben előállítható KÖPPEN-féle aszimmetria mérőszámot határoztuk meg törzsallo-másainkra. Mint ismeretes, ez a mérőszám csak a számtani közép-nél kisebb és nagyobb értékek számának meghatározását kívánja meg:

$$A = 1 - \frac{2n_a}{n}; \quad (3)$$

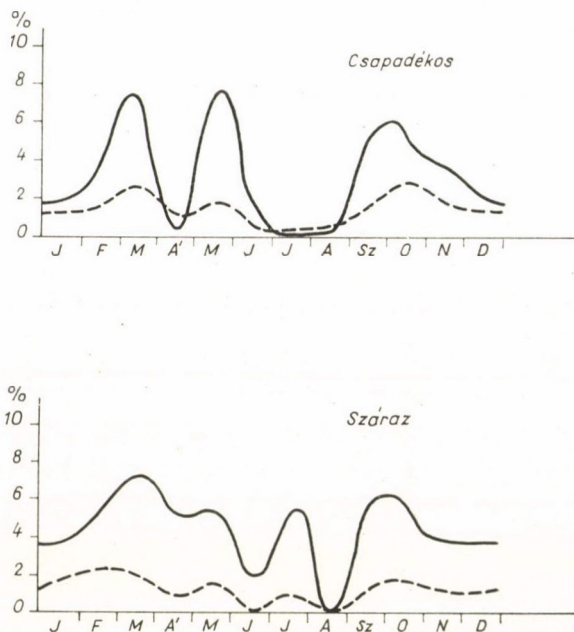


11. ábra. A csapadék havi összegeinek gyakorisági eloszlása kicsiny és nagy aszimmetria esetén

ahol n_a a számtani közép-nél kisebb értékek száma, n pedig az adatsor összes tagjainak száma. Szimmetrikus eloszlásnál $A = 0$, míg a számtani közép-nél kisebb értékek túlsúlya esetén A értéke negatív.

Az aszimmetria előjel a vizsgált területen minden hónapban negatív, legnagyobb értékei tél végén és ősz elején tapasztalhatók, legkisebb értékeit nyáron találjuk. Az évi összegek aszimmetriája jóval csekélyebb, az évi összegek közel normál eloszlásúak.

Az aszimmetria éghajlati értelmezése világossá lesz, ha meggondoljuk, hogy azonos hatóokok (éghajlati hatások) érvényesülése esetén szimmetrikus, különböző hatóokok váltakozó érvényesülése esetén pedig aszimmetrikus eloszlások jönnek létre valamely éghajlati elem értékeiben. Így a Duna vízterületének túlnyomó részén nyári csapadékmaximum alakul ki, csak az Adriához közeleső szegélyén jelentkezik őszi főmaximum (7. ábra). Viszonylag nagy területen találunk őszi másodmaximumot (földközi-tengeri hatások érvénye-



12. ábra. Csapadékos és száraz jelleg egybeesésének valószínűsége az alpi és tiszai vízgyűjtőn

sülése), a vízgyűjtő északnyugati részén pedig az észak-atlanti klímahatások érvényesülését jelző téli másodmaximum tapasztalható. A közbülső sraffozott területeken ezzel szemben a csapadék évi járását egyszeres hullám jellemzi.

Az aszimmetria földrajzi eloszlása konkrétan rávilágít az egyes hatásterületek közötti átmeneti zónák létezésére. Néhány kiragadott példát mutatunk be az elmondottak illusztrálására a 8–10. ábrákon. Januárban a legnagyobb mérvű aszimmetriát az Alpok déli oldalán tapasztaljuk, ott, ahol az Alpok fölötti téli anticiklon miatt általában kevés csapadékot kapó területek a földközi-tengeri ciklontevékenység esetenkénti megerősödésekor ritkábban bár, de igen bőséges téli csapadékban részesülhetnek. Júliusban az alpi területek biztonságosan egyenletes csapadékelátottságára utal az aszimmetria

szinte zérus körüli értéke, míg a Kárpát-medence közepén végighúzódnó nagyobb mértékű aszimmetria e területek általában szűkös csapadék ellenére is esetenként érvényesülő óceáni hatások bő csapadékát tükrözi. Legjellegesebb talán a novemberi eloszlás. Az őszi csapadékmaximum nagy biztonsággal fellépését igazolja a vízgyűjtő déli peremén az aszimmetria jelentéktelen értéke, míg az őszi csapadékmaximumot előidéző földközi-tengeri és atlanti-óceáni ciklontevékenység esetenkénti hatásának érvényesülését jelzik az aszimmetria nagy értékei a Kárpát-medence nyugati felében és az Alpok északi lejtőin.

Továbbiakban két jellemző példát mutatunk be annak szemléltetésére, hogy az aszimmetria különböző értékei milyen tényleges csapadékeloszláshoz kapcsolódnak. A 11. ábrán Debrecen és Oberdrauburg januári és júliusi csapadékösszegeinek gyakorisági eloszlását szemlélve, világosan kitűnik, hogy csekély aszimmetria esetén (Oberdrauburg július, Debrecen január) egy, legfeljebb két közel normál eloszlást eredményező hatóok érvényesül, míg nagy aszimmetriánál (Oberdrauburg január, Debrecen július) az eloszlás több összetevőre bontható.

Végezetül még egy kérdéssel foglalkozunk, nevezetesen a *csapadékos és száraz jelleg egybeesési valószínűségének* alakulásával. A Duna magyarországi szakaszának vízjárását döntő módon az alpi vízgyűjtő, a Tiszáét pedig a kelet-szlovákiai, kárpátaljai és erdélyi vízgyűjtő csapadéka szabja meg. Az alpi vízgyűjtőről 26, a tiszairól 19 állomást kiválasztva meghatároztuk minden hónapra azokat az éveket, amikor az állomásoknak legalább kétharmadán a csapadék összege nagyobb volt a 25%-os valószínűséggel várható értéknél (csapadékos jelleg), illetve kisebb volt a 75%-os valószínűséggel várható értéknél (száraz jelleg). Megállapítva az alpi és tiszai vízgyűjtő csapadékos, ill. száraz jellegének egybeesési valószínűségét, nyertük a 12. ábrán feltüntetett számértékeket. Ezeket folyamatos vonallal ábráztuk, míg a szaggatott vonal a jelenség véletlen egybeesésének valószínűségét szemlélteti. A csapadékos jelleg egybeesésének valószínűsége legnagyobb március, május és szeptember hónapokban (6–8%), míg nyáron egyáltalán nem fordult elő, ami összhangban van a nyári időszak túlnyomóan záporos-zivataros jellegű szeszélyes eloszlású csapadékaival.

A száraz jelleg egybeesése az év túlnyomó részén valószínűbb, mint a csapadékosé, legnagyobb valószínűséggel ez is márciusban és az ősz első felében várható. További érdekes probléma a csapadékos és száraz jelleg egybeesésének a folyók vízjárására vonatkozó adatok (vízhözam, vízállás) tükrében történő vizsgálata.

Tanulmányunkban több kérdést csak egészen röviden érinthettünk, és célunk inkább csak az volt, hogy felvázoljuk azokat a kutatásokat, amelyek közelebb visznek a Duna—Tisza vízgyűjtőrendszer csapadékviszonyainak további, minél alaposabb megismeréséhez.

IRODALOM

1. Magyarország felszíni vizei (Vízgazdálkodási Tud. Kutató Intézet, Szerk.: Puskás T.) Budapest, 1967.
2. PÉCZELY, GY.: Beitrag der Schneeschmelze zur Wassereinnahme an der Erdoberfläche im Einzugsgebiet der Donau. *Időjárás*, **73**, 155—160, 1969.
3. PÉCZELY GY.: A felszíni vízbevétel rendszere a Duna felső és középső vízgyűjtőjén. Budapest, 1971. Országos Meteorológiai Szolgálat Kisebb Kiadványai 37. sz.

A TERMÉSZETES CSAPADÉKVISZONYOKRA ÉPÜLŐ NÖVÉNYTERMESZTÉS AGROMETEOROLÓGIAI KÉRDÉSEI MAGYARORSZÁGON

SZÁSZ GÁBOR

A MEZŐGAZDASÁGI TUDOMÁNYOK KANDIDÁTUSA

Bevezetés

Mezőgazdaságunk fejlődésének egyre gyorsuló üteme szükségszerűen újabb és újabb kutatási feladatokat vet fel. E feladatok nagyobb hányada a műszaki és ökonómiai fejlesztés területére esik, azonban világosan kell látnunk, hogy a termelés természeti feltételei nem hanyagolhatók el. A természeti tényezők közül a talaj sajátosságainak alakulása igen széles körű, kiterjedten vizsgált kutatási területet ölel fel, s jelenlegi ismereteinkből következtetve a jövőben — a kemizálás fokozottabb kiteljesedésének idején — az e kérdés felőli tudományos érdeklődés indokoltan egyre nagyobb méreteket ölt. Hasonló jelenségek és tendenciák ismerhetők fel az egyes természetett *növények* produktivitásának fokozása terén is a genetikai lehetőségek kihasználása útján. A növény mint élő szervezet fejlődése során állandó kölcsönhatásban áll környezetével, a talajjal és az *időjárással* — s ily módon fejlődésének minden fázisában felismerhető a környezeti hatások „nyoma” (ökotípus). Természetesen valamely irányban integrált hatásösszeg — pl. a vízhiányos időszak tartama, vagy valamely ekvivalens irányába kialakuló hőhatás tartama stb. — is meghatározója a termés alakulásának. Ezen túlmenően a különböző hatások egymásutániségének bonyolult variánsai, a termések nagyfokú változékonyságát eredményezik.

A növény-talaj-klíma ökológiai komplexumában bármely tényező változik meg, maga után vonja a komplexumon belüli összes kölcsönhatások sajátos változását. Az a tény, hogy az elmúlt évtizedben termőterületeink *táplálóanyagellátását jelentős mértékben fokoztuk*, egy olyan nagyarányú beavatkozást végeztünk az említett ökológiai komplexumban, melynek nyomán *számolnunk kell a termés nagysága és az egyes időjárási elemek közötti kapcsolat mértékének változásával*. Felül kell vizsgálni annak az általánosan elterjedt nézetnek a lényegét is, hogy a táplálóanyaggazdálkodással ellensúlyozhatók az évről-évre bekövetkező időjárás okozta természecsökkentő hatások. A felvetődött kérdésekre adandó válasz alapjait képező kutatás irányát az eddigi eredmények határozzák meg. Elsősorban BERÉNYI (1951) elemzése szerint megállapítást nyert, hogy hazánkban *termesztett növényeink termését elsősorban a csapadék határozza meg*, a termikus tényezők csupán ellensúlyozhatják vagy fokozhatják a hidrikus tényezők (csapadék, tározott vízkészlet) eredő hatását,

de azt alapjaiban igen ritkán változtatják meg. E megállapításból kiindulva kézenfekvő, hogy elsősorban a csapadék—termés kapcsolat módosulásáról kell beszélnünk.

I. A természetes csapadék hasznosulása

a) A termékek szekuláris változásának okai

Világszerte közismert jelenség, hogy egyrészt a talajművelés, a megfelelő vetésváltás, a helyes növényi sorrend, a szervesanyagutánpótlás, másrészt az ásványi növénytáplálás mind hozzájárul a talaj természetes táplálóanyag-halmozódásához, illetve a növény igényéből fakadóan a nagyobb mértékű táplálóanyagfelvétel lehetőségéhez. Részben a több évszázadra kiterjedő termékek adatai, másrészt pedig az 50 évet is meghaladó tartamkísérletek (Rothamsted, Halle-Lauchstäd, Dikopshof) eredményei törvényszerűen igazolják, hogy a termékek állandó emelkedést mutatnak a fenti agrotechnikai beavatkozások folytán, kiváltképpen abban az esetben, ha egyidejűleg a nagyobb termőképességű fajták bevezetésére is sor kerül (PRANYISNYIKOV, BAUMANN, 1961; COOKE, 1965; TODOROVIC, 1956).

A hazai terméssorozatok, valamint tartamkísérletek eredményei egyértelműen erősítik meg az előbb említett tényt. Vizsgálataink elsősorban arra irányultak, hogy az elmúlt 15 év alatt bekövetkezett változást számszerűen megállapítsuk. A változás irányának és mértékének kifejezése legegyszerűbben a lineáris trendegyenlet segítségével történhet. A több mint 300 egyenletből az alábbiakban közlünk néhányat annak reprezentálására, hogy hazánkban a főbb növények termésének irányzata miként alakult 1950—68 évek között:

	Búza	Kukorica
Közép-Tisza vidéke	$\gamma' = 7,36 + 0,276 n$	$\gamma' = 8,34 + 0,490 n$
Déltiszántúli löszhát	$\gamma' = 6,87 + 0,306 n$	$\gamma' = 8,83 + 0,497 n$
Kisalföld	$\gamma' = 7,45 + 0,398 n$	$\gamma' = 10,81 + 0,420 n$
Délnyugat-Dunántúl	$\gamma' = 7,05 + 0,243 n$	$\gamma' = 12,61 + 0,201 n$

A fenti egyenletek bemutatása azzal a céllal történt, hogy a vizsgált időszak alatti termés szint-emelkedést a legáttekinthetőbb módon reprezentáljuk. Az egyenletek trend-koefficiensei — (b érték) amely az évi átlagos termés-változást kifejező paraméter — területileg eltérőek. Az eltérés oka több tényezőben kereshető: egyrészt a termőterület éghajlati és talaj-adottságaiban, másrészt az agrotechnika fejlődésbeli eltéréseivel, illetve a termelő üzemek általános ökonómiai körülményeivel. Vizsgálataink szerint hasonló gazdálkodási színvonalat képező gazdaságokból származó termés adatok szintjének

változását — hasonló éghajlati adottságok esetén — a talaj típusa határozza meg. Az alábbi táblázat Észak-Tiszántúl három uralkodó talajtípusáról származó búza, kukorica és cukorrépa trendegyenletét foglalja össze 1956—68 évekre vonatkozóan. Ebből megállapítható, hogy mind az átlagértékek, mind pedig a trendegyütthatók a nagy tápanyag- és hasznos vízkészlettel rendelkező mezősségi talajról származó terméssorozatoknál a legmagasabbak, köztes helyet foglalnak el a réti talajok, a legalacsonyabbak a szóban forgó értékek a termő szikesek terméssorozatainál.

	Őszi búza	Kukorica	Cukorrépa
Mezősségi talaj	$\gamma' = 8,21 + 0,476 n$	$\gamma' = 14,57 + 0,121 n$	$\gamma' = 137,40 + 2,280 n$
Réti talaj	$\gamma' = 7,93 + 0,113 n$	$\gamma' = 11,58 + 0,071 n$	$\gamma' = 115,09 + 1,095 n$
Termő szikes	$\gamma' = 7,02 + 0,044 n$	$\gamma' = 10,36 + 0,045 n$	$\gamma' = 96,18 + 0,392 n$

Ebből a tényből első közelítésként megállapítható, hogy a szántóföldi növénytermesztés fokozását szolgáló agrotechnikai eljárások hatékonysága jelentős mértékben függ a talaj típusától. Ennek a ténynek konzekvens következménye, hogy *a különböző talajokon a természetes csapadék hasznosulásának mértéke is eltérő módon alakul.*

b) *A természetes csapadék hasznosulása és annak tendenciája*

Általánosan ismert, hogy az egyes növények termését sok esetben csökkenti — olykor veszélyes mértékben — a növény vízigényéhez mérten kevés csapadék bekövetkezése. Ebből az általános tényből következtetve felvetődik a kérdés: *a termések emelkedő tendenciája nem követeli-e meg a vízigény nagyságának növekedését?* Az empirikus vizsgálati módszerek alkalmazásának eredményei szerint, valamint a terméseredmények alapján ítélkezve megállapítható, hogy *terméseink növekedését az eddigiekben a csapadék mennyisége nem akadályozta.* Mindebből arra következtethetünk, hogy a korábbi termések alacsony volta elsősorban nem éghajlatunk száraz jellegéből, hanem a talajok csekélymértékű táplálóanyagellátottságából adódott. Korábbi vizsgálataink (Bocz—Szász, 1963) egyértelműen bizonyították, hogy a táplálóanyagellátottság fokozásával nemhogy fokozódott, hanem *mérséklődött* a csapadékhiány nyomán bekövetkezett termésingadozás. Tehát *amennyiben a talaj felvehető tápanyagkészlete csekély, csak igen nagy mennyiségű vízzel képes meghatározott mennyiségű termést szolgáltatni,* vagyis a csapadék hasznosulása kedvezőtlenül alakul. Ez a megállapítás azonban csak bizonyos tápanyag-intervallumon belül tekinthető érvényesnek. A csapadéknak a terméssel való

fenti kapcsolatát igen durva közelítéssel *csapadékhasznosulási tényező* segítségével szokás kifejezni.

$$\text{csap. hasznosulási tényező} = \frac{\text{termés } q/\text{kh}}{\text{tenyészedőszak csapadéka mm.}}$$

Sajnálattal kell azonban megállapítani, hogy a csapadékhasznosulási tényező statikus paraméter, s ennél fogva csak abban az esetben általánosítható, bizonyos hibák árán is egy hosszabb időszakra, amennyiben a trendkoefficiens szignifikánsan nem különbözik 0-tól. Mivel az elmúlt évtizedre számított egyenletek sok esetben szignifikánsan emelkedő tendenciára utalnak, ezért a csapadékhasznosulási együttható a megváltozott körülményekre nem vonatkoztatható. E probléma kiküszöbölésére vezettem be a *csapadékhasznosulási tendencia* fogalmát (Szász, 1968), amely százalékosan fejezi ki egy adott időintervallum kezdeti pontjára vonatkozóan a csapadékhasznosulási tényező változását előjelle való tekintettel az alábbi módon:

$$\left(1 - \frac{\sum W_v/T_x + b_x}{\sum W_v/T_x}\right) 100 = \Delta W\%_0;$$

ahol T_x : valamely növény termésátlag, b_x : a növény terméssorának trendkoefficiense, $\sum W_v$: a vegetációs időszak alatti csapadék mennyisége. Ennek az összefüggésnek többek között az az előnyös tulajdonsága, hogy alkalmas a növényeknek a csapadékkal szembeni kritikus időszakainak felderítésére is, amennyiben a *parciális csapadékhasznosulási tendencia* értékét határozzuk meg. Az egyenlet alkalmazása feltételezi, hogy a vizsgált periódus alatt a csapadéksor trendkoefficiense szignifikánsan nem különbözik 0-tól. Eddigi vizsgálataim szerint ez minden esetben teljesedik, amennyiben a sorozat tagjainak száma meghaladja a 10 évet.

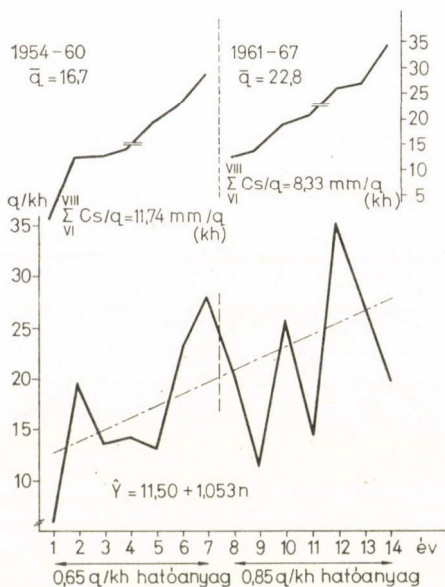
Az alábbiakban az említett paraméterek számszerű értékét mutatom be az ország különböző részéről néhány növényre vonatkoztatva:

Hely	Növény	Csap. haszn. együttható mm q/kh ⁻¹	Csap. haszn. tendencia %
Középtisza vidék	búza	53,7	-3,7
Déltiszántúli löszh.	búza	63,6	-5,4
Kisalföld	búza	58,9	-5,1
Délnyugat Dunántúl	búza	78,2	-3,3
Középtisza vidék	kukorica	33,41	-6,5
Déltiszántúli löszh.	kukorica	33,98	-5,4
Kisalföld	kukorica	29,2	-3,6
Délnyugat Dunántúl	kukorica	33,8	-1,6

A fenti néhány jellemző adat igen érdekes, egyben *figyelmeztető* következtetés levonására ad lehetőséget. Kétségtelen tény, hogy az arid éghajlati

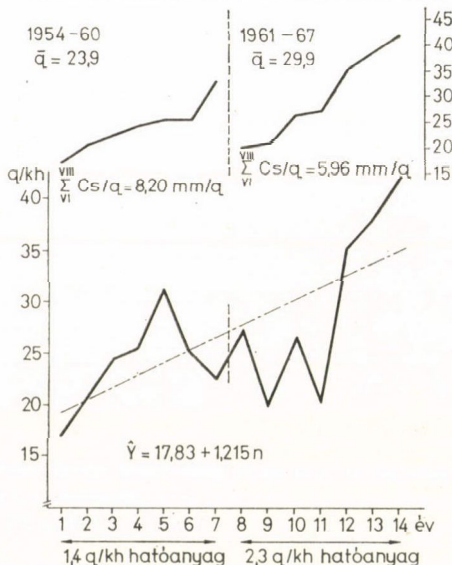
kategóriájú országokhoz képest hazánkban a csapadékhasznosulási együttható értéke viszonylag magas, azonban a *tendencia értéke erőteljes csökkenést mutat*. Felvetődik ennek kapcsán az a kérdés, hogy *produkciónak potenciál feltárásával — táplálóanyagellátás fokozása, bőtermő fajták termesztésének bevezetése, a növényápolás és védelem fokozása stb. — éghajlati, elsősorban csapadék-adottságaink meddig teszik lehetővé a termések fokozását*. Fejtegetésünk során nem az elmúlt időszak tényeinek okát kívánjuk részletesen boncolgatni, hanem az említett tendencia bekövetkezésének következményeivel járó olyan

KUKORICA
(DEBRECENI AGRÁRTUDOMÁNYI EGYETEM GAZDASÁGA)



1. ábra.

LUCERNASZÉNA
(DEBRECENI AGRÁRTUDOMÁNYI EGYETEM GAZDASÁGA)



2. ábra

kérdést kívánunk előtérbe helyezni, amelynek problematikája ugyan még csak szórványosan bukkan fel, azonban ezek az „előjelek” az elkövetkezendő időszak legsúlyosabb tudományos és gazdasági alapkérdéseit képezhetik. Amennyiben a csapadékhasznosulási tendenciát előjelenek tekintjük, úgy megállapítható, hogy a *táplálóanyagellátás fokozásával a csapadék mennyisége minimum helyzetbe kerül más termést meghatározó tényezőkhez képest*, más szóval az ásványi növénytáplálás egy bizonyos határig éghajlati hatások ellensúlyozására szolgálhat, de azon túl fokozza a termésesökkenés lehetőségét. E probléma felvetése egyben egy igen fontos agronómiai kutatási feladatot is előre vetít: *mekkora az a minimális vízmennyiség, amellyel egységnyi termés elérhető anélkül, hogy hozamcsökkenést eredményezne*. Az erre vonatkozó kutatások ma még nem

indultak meg, azonban elodázása nem sokáig várthat magára. E kérdés megoldása a szántóföldi kísérletezés egy új szemléletét fogja képezni.

Mielőtt e kérdésnek más vonatkozásaira kitérnénk, nézzük meg, hogy néhány esetben hogyan áll e probléma számszerű alakulása. E célra a Debreceni Agrártudományi Egyetem kukorica és lucernaszéna sorozatait vettük alapul (1954—1967), s a termékek időbeli, valamint a részidőszakok termés-szintjének változását és az arra vonatkozó parciális csapadék hasznosulási tényezőt az 1. és 2. sz. *ábra* szemlélteti. Mindkét ábra adatai világosan bizonyítják a csapadék-hasznosulási tényezőnek időszerinti csökkenését. Azoknak a kérdéseknek a tárgyalására, amelyek a fenti tényezőkből következnek, az értékelési részben térünk vissza.

2. Az időjárás elemek és a termés kapcsolata

Mint ahogyan a bevezető részben említettük: az összefüggési komplexumnak bármely tagját módosítjuk, megváltozik a belső kölcsönhatások szoros-sága. A jelenleg vizsgált kérdés keretében a különböző rendszeres agrotechnikai hatások során számolnunk kell azzal, hogy a termékek és a legfontosabb légköri, termést meghatározó tényező kapcsolata is módosul, mivel éppen a csapadék hasznosulását mérsékeljük. Annak a kérdésnek a tisztázására, hogy a tápláló-anyagellátás fokozása miként hat a termés és a csapadék sokat vitatott kapcsolatára, kísérleti úton kívánunk feleletet adni.

Egy 15 éves, vályogos agyagtalajon végzett vetésforgó kísérlet lehetőséget ad annak az eldöntésére, hogy az egyes növények termése miként függ a csapadéktól, ha azonos az elővetemény és a talaj. A vetésforgó három táplálósíntet képvisel:

- I. forgó: 80 kg/kh vegyes összetételű hatóanyag
- II. forgó: 180 kg/kh vegyes összetételű hatóanyag
- III. forgó: 360 kg/kh vegyes összetételű hatóanyag

Mivel mindhárom forgóban szerepel a búza és kukorica — mint két főnövény —, megvizsgáltuk a klasszikus korreláció-számítás útján az egyes forgó említett növényeinek termése és a havi csapadékösszegek közötti kapcsolatát. Mielőtt bármilyen következtetés levonására kerülne sor, tekintsünk át a számítások eredményeként kapott korrelációs együtthatók értékén.

K u k o r i c a		V.	VI.	VII.	VIII.	VI-VII.
Csapadék	I.	0,151	0,341	0,615	-0,111	0,290
	II.	0,066	0,245	0,665	0,304	0,593
	III.	0,329	0,510	0,429	0,358	0,721

A fenti korrelációs koefficiensek határozottan utalnak arra, hogy a táplálóanyagellátás fokozódásával a kukorica érzékenyebben reagál termésének változásával — főként júniusban és júliusban — a csapadék nagyságának alakulására. Legerőteljesebben ez abban az esetben jut kifejezésre, ha az említett két hónap csapadékösszegét állítjuk párhuzamba a termés nagyságával. E jelenség közvetlen oka azzal magyarázható, hogy a talajba juttatott tápanyagok jelentékeny hányada — elsősorban a nitrogén — jelentősen növeli a vízfelhasználás sebességét (MITSCHERLICH, 1956). A csapadékkal szembeni érzékenység fokozódását indokolja a levélfelület alakulása is. Vizsgálataink szerint 3 év átlagában a levélfelület 1 m² talajfelületre vonatkoztatva az alábbi módon alakul júliusban, a maximális vízfelhasználású hónapban:

1,91 m²
2,12 m²
2,49 m².

A levélfelület nagyobbodásával a forgalmazott vízmennyiség még abban az esetben is növekszik, ha a levélfelület nagyobbodásával együtt járó mikroklímatis adottságok a specifikus vízfogyasztást (transpiráció g/dm²) a kísérletekben csökkentik, amint ez sok esetben tapasztalható (SZÁSZ, 1969).

A következőkben a búza termése és a csapadék összege közötti kapcsolat alakulásán tekintsünk át; a rövidség kedvéért csupán a tenyészidőszaknak azon szakaszaira mutatjuk be a kapcsolati tényezőket, amelyekben jellegzetes hatás ismerhető fel:

Őszi búza		X.	XII—II.
Csapadék	I.	0,112	0,136
	II.	0,372	0,576
	III.	0,503	0,628

BERÉNYI (1951) és BOCZ (1958) már korábbi vizsgálatai szerint az őszi csapadék nagy jelentőségű az egyenletes állomány kialakulása szempontjából. BOCZ (1958) a téli csapadékot kalászos növényekre kritikusnak találta a termés nagysága szerint. A fenti kapcsolati tényezők szignifikánsan igazolják, hogy az őszi és téli csapadék elmaradása sokkal nagyobb veszedelmet jelent a termés számára a táplálóanyagellátottság fokozásával.

A fentiekhez hasonlóan vizsgálat tárgyává tettük a nyíregyházi WESTSIK VILMOS által beindított vetésforgó terméseit is (WESTSIK, 1965). Az egyes forgók eltérő tápanyagszinteket képviselnek, ezért e szerint csoportosítottuk a terméseket. Mivel a burgonya volt az a növény, amely minden forgóban megtalálható volt, ezért ennek a növénynek a termése és a legkritikusabbnak bizo-

nyult júniusi és júliusi csapadékösszeg közötti korrelációs tényezőket mutatjuk be:

I. forgó:	-0,054	XII. forgó:	0,327
II. forgó:	0,278	XIII. forgó:	0,343
XI. forgó:	0,302	XIV. forgó:	0,280

E kísérlet értékelésénél elsősorban a *tendenciát* kell figyelemmel kísérenünk: a forgók tápanyagellátottságának arányában nagyobbodik a burgonya termése és a nyári csapadék közötti kapcsolat.

A felsorolt tények cáfolhatatlanul igazolják, hogy a *táplálóanyagellátás fokozásával a terméseknek a csapadéktól való függése egyre határozottabbá válik.*

Nem érdektelen áttekinteni a vetésforgó egyik növényének termése és a *hőmérséklet* közötti kapcsolaton, ugyanis — ismerve a hőmérséklet és csapadék közötti összefüggés természetét — kiegészítő következtetéseket vonhatunk le a csapadék szerepének módosulásáról. E hatást az őszi búza példáján keresztül kívánjuk bemutatni:

Őszi búza (hőmérséklet)

	IX.	X.	XI.	XII—II.	III.	IV.	V.	VI.
I.	-0,270	-0,405	-0,076	0,363	0,171	0,098	-0,450	0,012
II.	-0,330	-0,133	0,023	0,345	0,307	-0,015	-0,381	0,167
III.	-0,529	-0,495	-0,028	0,525	0,512	0,020	-0,471	0,192
	+			+	+			

Ősszel, télen és koratavasszal ismét a kapcsolat szorosságának fokozódását ismerhetjük fel (+-al jelzett hónapok). Míg ősszel a negatív irányba történő hőmérsékleti eltérés mutatkozik terméscsökkentő hatásának, addig télen az átlagnál magasabb hőmérséklet az előnyösebb. Éghajlati-statisztikai elemzéseink szerint (Szász, 1970) ősz elején a negatív, télen pedig a pozitív hőmérsékleti eltérés rendszerint (65 gyakorisági %) a havi csapadékösszegnek az átlag felé való emelkedésével jár együtt. Tehát akkor, amikor a táplálóanyag mennyiségi fokozásával a terméseknek a hőmérséklettel való kapcsolata erősödik, sőt nem egy esetben statisztikailag biztosnak minősíthető kapcsolati szint felé emelkedik, az időjárási elemek belső kapcsolati struktúrájából ezt szintén *csapadékhatásnak kell minősítenünk.* Utalnunk kell azonban a hőmérsékletnek egyéb szerepére is. Eddigi 6 éves kísérleti megfigyeléseink szerint (Szász, 1970) a hőmérséklet emelkedésével a levegő párolgató képessége azonos telítési arány esetén exponenciálisan nagyobbodik. Amennyiben a hőmérséklet-emelkedés egyidejűleg nem jár csapadék-nagyobbodással, úgy az a gyökérszóna vízkészletét jelentős mértékben csökkenti.

A táplálóanyagellátottság mértéke és a csapadékhasznosulás közötti kapcsolat, valamint a tápanyagellátottság szerepe a termés és a csapadék

kapcsolatára bizonyítottan tekinthető. Számtalan lehetőség áll e tények reprezentálására, azonban a következőkben inkább az ebből levonható következtetések rendszerén tekintsünk át.

3. Az eredmények értékelése és következtetések

Az eddigiekben annak a nagy természeti folyamatnak néhány mozaik-jelenségét ragadtuk ki, melynek oka az emberi termésfokozó törekvés. Ennek kapcsán meg kell állapítanunk, hogy a korábban említett néhány főbb rész-jelenségből olyan következtetések vonhatók le, melyből az említett folyamat dinamizmusa nagy vonalakban rekonstruálható. Alapvető törekvésünk a fejtegetés során annak a megállapítása, hogy a csapadék szerepe miként módosul a növény-klíma-talaj belső kapcsolatának és kölcsönhatásának megváltozásával. A korreláció számítások bemutatott eredményei alapján megállapítható, hogy *a táplálóanyagellátás fokozódásával a termés és a csapadék kapcsolata a tenyészidőszak egyes szakaszaiban igen jelentékeny mértékben erősödik*. Más helyen pedig arról emlékeztünk meg, hogy *a fokozott táplálóanyagellátással a csapadékhányból származó időjárás terméscsökkentő hatása bizonyos határig ellensúlyozható*. E két megállapítás látszólag ellentmond egymásnak, s így szükséges e kérdést részletesebben megvizsgálni. Mivel a termés és csapadék közötti kapcsolat az említett okból kifolyólag erősödik, ezért megvizsgáltuk a kapcsolat-számítás során a *csapadékoptimumok* alakulását is két időszakban: a két háború közötti éveket tekintettük az alacsony tápanyagellátottságú időszaknak, az 1958—70 évek képezték a viszonylag fokozottabb ellátás idejét. A jó termésű évek alapján meghatározott optimumok a hajdúsági löszhát területén az alábbi módon alakulnak néhány fontosabb növény esetében:

Növény	Kritikus időszak	Optimum intervallum, (Középtért. + szóródás)	
		1924—39	1958—70
Búza	XII—II.	62—102 (82±20)	88—158 (123±35)
Kukorica	VI—VIII.	168—274 (221±53)	157—309 (233±76)
Cukorrépa	VI—VII.	103—187 (145±42)	97—217 (157±60)
Lucernaszéna	VI—VIII.	240—330 (284±45)	217—335 (276±59)

A fenti táblázat optimum-adatai szerint *a táplálóanyagellátottság fokozódásával az optimum-intervallumok kiszélesednek, és egyidejűleg a magasabb értékek felé tolnak el*. E törvényszerűség feloldja az előbb említett látszólagos ellentmondást: a fokozottabb tápanyagellátás esetén nagyobbodik a növények vízfogyasztó képessége azonos meteorológiai adottságok esetén. Ennek közvetlen következménye, hogy az optimum-intervallumok felső határai a magasabb

csapadékértékek irányába tolódnak el. Nem egy esetben volt tapasztalható az említett jelenségből kifolyólag a nyári növények víztűrőképességének fokozódása is. Az átmenetileg bekövetkezett kedvezőtlen víztöbbletet a jól fejlett, nagy levélfelületű növényállomány rövidebb idő alatt megszünteti, mint a ritka, mérsékelt fejlettségű egyedekből álló állomány (Szász, 1970), s így a károsodás tartama csökken. Mint ahogyan a fenti táblázat adatai mutatják, az *optimum alsó határa így csökken* a tápanyagellátás fokozódás hatására. Bár e kérdés belső mechanizmusának vonatkozásai még további kutatásra szorulnak, azonban az eddigiekből ismeretes, hogy a táplálóanyagok bizonyos hányada *antitranspiráns* anyagnak minősíthető. Ezeknek az anyagoknak a nagyobb mennyiségben történő talajbajuttatása elvileg csökkenti a transpirációs koefficiens értékét, más szóval a talaj vízkészletének mérséklődésével nagyobb mértékű szárazanyagtermelés bontakozik ki a táplálóanyagban szegény talajon elhelyezkedő növényállományhoz képest. E megfontolásokból kiindulva az optimum-eltolódás törvényéből szükségszerűen következik, hogy bár az optimum átlagértéke nagyobbodik, mégis az optimum-intervallum kiszélesedése következtében a táplálóanyagellátás fokozódásával valóban ellensúlyozható egy bizonyos határig a csapadék elmaradásából származó termés-csökkentő hatás.

Az optimum-eltolódás mértékét a táplálóanyagellátás fokozódása határozza meg. A már korábban említett és számszerűen bemutatott csapadék-hasznosulási tényező a tápanyagellátás fokozódásával jelentős mértékben kisebbedik (DEZSŐ adatai alapján számítva). E tényezőnek a mesterséges úton talajba juttatott hatóanyag mennyiségétől való függése az alábbi módon alakul a hajdúsági löszhát talaján:

Évi bevitt hatóanyag kg/kh	Csapadékhasznosulási együttható mm/q (1959–66 évi átlag)	
	Búza	Kukorica
0	47,8	14,6
50	41,3	12,0
65	30,5	11,8
100	25,6	11,6
110	23,9	10,8
120	27,4	11,6
155	24,2	11,3

E táblázat adataiból világosan állapítható meg, hogy a táplálóanyagellátás fokozódása csak egy meghatározott határig csökkenti a csapadékhasznosulási együttható értékét; amikor a víz és táplálóanyag mennyiségi egyensúlya felbomlik, a csapadékhasznosulási együttható értéke ismét nagyobbodik abban az esetben is, ha a talajban levő hasznos vízkészlet időszerinti összege a táp-

anyagmennyiséghez képest minimumba kerül. Ez a megállapítás azt jelenti, hogy a táplálóanyagellátás fokozása lehetőségeinek éghajlati adottságok által megszabott határai vannak. Mindaddig, amíg az optimálisnak vélt csapadék-mennyiségek bekövetkezési gyakorisága viszonylag nagy, addig a táplálóanyagellátás viszonylag kis bizonytalansági tényező figyelembevételével fokozható. A tápanyagdózisok további növelése azonban az *optimum intervallum csökkenéséhez vezet*, mivel a megnövekedett vízigényt az éghajlati adottságok már nem tudják kielégíteni. A csapadék és táplálóanyag egyensúlyi arányán felüli tápanyagdózisok csak abban az esetben növelhetők, ha mesterseges vízutánpótlásról gondoskodunk.

Öntözés nélküli növénytermesztés keretein belül tehát *a biztonságosan felhasználható táplálóanyag területegységre eső mennyisége* a talaj sajátosságának figyelembevétele mellett csakis *a tenyészidőszak egyes szakaszai alatti csapadék gyakorisági eloszlása, illetve valószínűségi értékek alapján állapítható meg*. A csapadék optimumintervallumának eltolódása, valamint szélesedése, majd csökkenése törvényének felismerése olyan lehetőséget ad kezünkbe, melynek segítségével körvonalazhatók a táplálóanyaggazdálkodás által adott lehetőségek határai. E határok jelentik egyidejűleg a további fejlesztés bevezetésének kezdetét. Tekintettel arra, hogy hazánk természetes vízkincsben viszonylag szegény terület, ezért csak az arra érdemes területeken jelenti a hozamok növelésének lehetőségét az *öntözés*. Ahol erre lehetőség nem nyílik, ott a biológiai potenciál fokozása válik szükségessé *nemesítés* útján. A táplálóanyaggazdálkodás okszerű továbbfejlesztése azonban számos probléma eddigénél sokkal elmélyültebb kutatását teszi szükségessé. Elsősorban a természetes csapadék-hasznosulási tényező lokális, pontos meghatározása az egyik megkerülhetetlen feladat. E tényezőnek pontos számítására a *szántóföldi vízháztartási vizsgálatok* keretében nyílik lehetőség; amíg e kutatási irány nem alakul ki széles körűen, mindaddig nem bocsátkozhatunk e kérdésnek részletes elemzésébe. Sajnálattal kell megállapítani, hogy a táplálóanyaggazdálkodás egyik kulsckérdését jelentő vízháztartási vizsgálatok sem a talajtani, sem pedig az agrometeorológiai kutatások területén nem bontakoztak ki, illetve a megindultak is abba-maradtak (RAVASZ, 1958).

Tekintettel arra, hogy az ásványi növénytáplálás ráfordítási költségei el nem hanyagolható költséget képeznek a növénytermesztésben, egy meghatározott csapadékösszegnek a lehetőségekhez képest történő kihasználásával e beavatkozás költsége ellensúlyozható. Azonban ki nem használásával vagy túlzott adagolásával aszályos helyzetet teremthetünk.

IRODALOM

- BAUMANN, H.: Die Abhängigkeit der Düngerwirkung von der Witterung im Dikopshofer Dauerdüngungsversuch 1906–1957. Zeitschr. Pflernährung, Düng. Bodenkunde, **95**, 1–9, 1961.

- BERÉNYI D.: Mezőgazdasági meteorológia. Akadémiai Kiadó, Budapest, 421—430, 1951.
- BOCZ E.: Az őszi búza és az őszi árpa három évtizedes termésének elemzése Mezőhegyesen és természéti agrrotechnikájukról levonható következtetések. Debreceni Mezőgazd. Akadémia Évk., 65—90, 1958.
- BOCZ E.—SZÁSZ G.: A műtrágya szerepe a kiegyenlített nagy termések elérésében. MTA. Agr. Tud. Oszt. Közl., **20**, 109—123, 1962.
- COOKE G. W.: Trágyázás és jövedelmező gazdálkodás. Mezőgazd. Kiadó, Budapest, 198, 1965.
- DEZSŐ Gy.—MARTIN B.: Kukorica-búza vetésváltás trágyázásának nyolcéves hatása és egyéves utóhatása. Debreceni Agrártud. Főiskola Centenárium. Debrecen, 196—203, 1969.
- HOFFMANN, E.—BAHN, E.: Die Abhängigkeit langjähriger Reihen von Feldversuchserträgen in Verbindung mit agrarmeteorologischen Daten. Landwirtsch. Versuchs- u. Untersuchungswesen, **10**, 283—309, 1964.
- MITSCHERLICH, A.: Ertragsgesetze. Akademie Verl. Berlin, 75, 1956.
- RAVASZ T.: Újabb vizsgálati eredmények a gödöllői homokos erdőtalaj szabadföldi vízforgalmáról. Agr. Tud. Egy. Közl., 153—167, 1958.
- SZÁSZ G.: A vízháztartás klimatikus tényezőinek vizsgálata Magyarországon. Debreceni Agrártud. Főiskola Tud. Közl., 49—71, 1963.
- SZÁSZ G.: Az öntözés alapkérdéseinek energetikai és vízháztartási vizsgálata. Mezőgazd. Vízgazd. Kongr. Budapest, **3**, 1—13, 1968.
- SZÁSZ G.: A táplálóanyagellátottság szerepe a búza és kukorica víz- és hőforgalmára. 1969. (megjelenés alatt)
- SZÁSZ G.: Az öntözés időjárásai vonatkozásai. MÉM. Kutatási zárójelentés (36.01.02.01) Debrecen, 1970.
- TODOROVIC, D. B.: Die agrotechnischen Maßnahmen im Lichte der agroökologischen Betrachtungen. Zeitschr. Acker- u. Pflbau, **101**, 347—354, 1956.
- WESTSIK V.: Vetésforgókísérletek homoktalajon. Akadémiai Kiadó, Budapest, 206, 1965.

ÁSVÁNYVAGYON-GAZDÁLKODÁSUNK ALAPJAI ÉS TUDOMÁNYOS FELADATAI

TÓTH MIKLÓS

A MŰSZAKI TUDOMÁNYOK KÁNDIDÁTUSA

Ásványvagyon-gazdálkodásnak azt a széles skálájú tevékenységet tekintjük, melynek során az ember a természettől elsajátítható hasznos ásványi nyersanyagokat minél hatékonyabban megismerni és azokat minél eredményesebben a fejlődés szolgálatába állítani törekszik. Gyakorlatát illetően az ásványvagyon-gazdálkodás olyan komplex népgazdasági döntéselőkészítő, irányító és végrehajtó tevékenység, amely a földtani kutatástól kezdve, a bányatelepítési, a termeléstechnikai és a felhasználási kérdéseken keresztül, a meglévő bányákban történő ásványvagyon visszahagyásig terjedő teljes folyamat valamennyi fázisát felöleli vagy érinti. A helyesen értelmezett ásványvagyon-gazdálkodás tehát az ásványi nyersanyagok műveletességi értékelésére, valamint a kutatási, a bányatelepítési, termelési, hasznosítási és felhagyási vizsgálatokra támaszkodó döntések útján érdemileg befolyásolja az ásványi nyersanyagok kutatásának, kiaknázásának és védelmének, vagyis végeredményben a népgazdaság egyik alapvető szektora fejlesztésének irányait, arányait és mértékét.

Korunk tudományos fejlődésének egyik alapvető vonása a klasszikus tudományágak differenciálódása és ezzel egyidejűleg új tudományterületi integrációk kialakulása. A Föld általános megismerésére törekvő geológiai tudományokon belül például differenciálódik a hasznos ásványi nyersanyagok megismerésére irányuló tevékenység, a bányászati tudományok keretében kialakul a telepítéselmélettel és az ásványi nyersanyagelőfordulások optimális hasznosításával foglalkozó szakterület, a közgazdasági tudományokban pedig speciális kérdéssé válik a kitermelő tevékenység nemzeti és nemzetközi gazdaságosságának vizsgálata. E részterületek integrációjaként alakul ki és alkot egyre egységesebb rendszert a gazdaságföldtani, illetve az ásványvagyon-gazdálkodási tevékenységet megalapozó azon interdiszciplináris tudományterület, amely az érintkező tudományterületek (geográfia, geológia, bányászat, közgazdaság) differenciális törvényszerűségeire támaszkodva, sajátosan integrált törvényszerűségek felismerésére és alkalmazására is törekszik.

*Az ásványvagyongazdálkodás alapjainak kialakulása, a tudományos
kutatómunka előzményei*

Az ásványvagyongazdálkodás alapjainak és szempontjainak történelmi fejlődését vizsgálva megállapítható, hogy egy-egy időszak ásványvagyongazdálkodási tevékenysége nem szemlélhető elszigetelten a kérdéses időszakra jellemző történelmi helyzettől, illetve gazdaságpolitikától.

A felszabadulást követően létrejött állami bányászat az ásványvagyongazdálkodás terén olyan helyzetet örökölt, amelyre általánosságban a nemzetgazdasági szempontok hiányos érvényesülése, az egyes vállalatokon belül viszont a földtani-bányászati-gazdasági megítélés vertikálitása, illetve komplexitása volt jellemző. A népgazdasági szempontok általános érvényesítésének alapjait megteremtő szocialista iparosítás első szakaszában létrejött dinamikus fejlődés során viszont átmenetileg törvényszerűen háttérbe szorult az ásványvagyongazdálkodás komplex (földtani-bányászati-közgazdasági) szemlélete. Az extenzív fejlődés szakaszában ugyanis a hangsúly a bányászati kapacitásoknak az egyes ásványvagyongazdálkodási medencék arányos igénybevételén alapuló gyors létrehozására és nagyütemű bővítésére helyeződött, gyakran még akkor is, ha ezek a kapacitások sem földtani, sem gazdasági szempontból nem voltak megalapozottak.

Ilyen körülmények között a minél nagyobb ásványvagyongazdálkodási mennyiség felderítésére, illetve az ásványvagyongazdálkodási arányos igénybevétele lehetőségének megteremtésére ösztönzött földtani kutatás az új bányakapacitások feltétlen és gyors létrehozásának programjához képest mindig lemaradásban volt. Ennek következtében nem koncentrálnak eléggé a legkedvezőbb adottságú előfordulások megismerésére, és így nem produkálhatott kellő választékot a legkedvezőbb bányatelepítési alternatívák kiválasztására.

A földtani kutatásra és a termelési kapacitások létesítésére vonatkozó gazdasági megfontolások tekintetében érdektelen extenzív időszak nem volt mentes olyan túlzásoktól sem, amelyek — vélt gazdasági érdekekre hivatkozva — minden feltárt ásványi nyersanyagot (annak gazdaságtalanul kitermelhető részeit is) „népgazdasági kincsnek” minősítettek, és azok kitermelését akkor is teljes szigorral megkövetelték, ha azok visszahagyása egyértelműen a nemzeti jövedelem növekedésével járt volna.

Jelentős eredménye volt e történelmi szakasznak a földtani kutatási, ásványvagyongazdálkodási-számbavételi és mérlegkészítési rendszer olyan kialakítása, amely nemcsak a magánvállalatoktól örökölt hazai heterogenitás felszámolását tette lehetővé, hanem a műveletességi értékelések realizálása és elmélyítése, valamint az ásványvagyongazdálkodási-mérlegszámítások gépesítésének előkészítése terén jelenleg folyamatban levő korszerűsítésnek is jó alapokat nyújt.

A szocialista iparfejlesztés és ezen belül az ásványi nyersanyagellátás extenzív szakaszát fokozatosan felváltó intenzifikálás során, kölcsönhatásban a

jelenlegi gazdaságpolitika kialakulásával — keresve a fejlődés által meghatározott korszerű tartalmat és feladatokat — természetesen az ásványvagyon-gazdálkodást érintő gyakorlati és tudományos tevékenység is felélénkült. E felélénkülés első jelei közé tartoznak az egyes ásványi nyersanyagok műrevalósági feltételeinek előírására vonatkozó kezdeti próbálkozások, majd a hazai bányászat, illetve az ásványi nyersanyagbázis nemzetközi mércével mért gazdaságosságára irányuló vizsgálatok az 1950-es évek végén, valamint a bányászati telepítéselmélettan lerakása, a műrevalósági vizsgálatok metodikai fejlesztésére irányuló tudományos kutatási tevékenység és az új bányatörvény kialakításával kapcsolatos viták az 1960-as évek elején, továbbá az energiahordozó ásványi nyersanyagok távlati termelésének optimális struktúrájára vonatkozó vizsgálatok az 1960-as évek végén stb.

Az ásványgazdálkodási tudományos tevékenység jelenlegi keretei

A vázolt fellendülés kapcsán alakultak ki, illetve vannak kialakulóban az ásványvagyon-gazdálkodás mai kutatóbázisai az érintett hatóságoknál, intézetekben és egyetemeken. A témakör rendszeres tananyaggá válik a földtani és bányászati szakemberképzésben és továbbképzésben, témáit napirendre tűzik az MTA és az OMF B illetékes szakbizottságai, az e vonatkozású viták helyet kapnak a társadalmi tudományos egyesületekben, átszerveződik és aktivizálódik az Országos Ásványvagyon Bizottság, sőt felélénkül a KGST e témával foglalkozó tudományos bizottságainak tevékenysége is.

Az ásványvagyon-gazdálkodással kapcsolatos állami feladatok megoldásának irányítására, az ezzel összefüggő tudományos és gyakorlati munka szervezésére a KFH keretében működő földtani, bányászati és közgazdasági szakemberekből álló Országos Ásványvagyon Bizottság hivatott. Módszertani tevékenysége — az ásványvagyon-gazdálkodási tudományág fejlesztésével kölcsönhatásban — a gyakorlati gazdálkodási módszerek rendjének tökéletesítésére irányul. E tekintetben főként munkabizottságokba szervezett szakértői apparátusra, valamint a Magyar Állami Földtani Intézetben létrehozott és most fejlesztés alatt álló Gazdaságföldtani Osztályra, részben pedig a Bányászati Kutató Intézet, a NIM Ipargazdasági és Üzemszervezési Intézet, valamint az érintett egyetemi tanszékek munkájára támaszkodik.

A műrevalósági vizsgálatok intézményes megindulása nyomán most van kialakulóban a bányavállalatoknál az a szakembergárda, mely — geológus, bányász és közgazdász szakemberekből állóan — egyrészt az operatív ásványvagyon-gazdálkodás helyi döntéshozó apparátusát, másrészt az állami ásványvagyon-gazdálkodás elméleti és gyakorlati továbbfejlesztését is elősegítő információs és konzultációs bázist alkotja.

Az ásványvagyon-gazdálkodás tehát — mint tudományterület és mint erre épülő gazdálkodási gyakorlat — lényegében már kialakult szervezeti keretekkel, részben meglevő, részben kialakulófélben levő tudományos bázissal és a társadalmi tudományos egyesületek révén megfelelő társadalmi tudományos háttérrel rendelkezik.

Az ásványvagyon-gazdálkodás néhány alapvető tézise

A műrevalósági vizsgálatok során figyelembe veendő kapcsolatok és kölcsönhatások — köztük a tudományos-technikai forradalom műszaki-gazdasági hatásai — a modern árutermelő társadalomban rendkívül bonyolultak és dinamikusak. Az ásványvagyon-gazdálkodás alapelveit és irányait meghatározni hivatott koncepciók tehát csak az előzőkben vázolt keretekben és alapon végzett rendszeres tudományos kutatómunka eredményeként, az áttekinthetett fejlődéssel kölcsönhatásban végzett sokoldalú vizsgálatok során kristályosodhatnak ki. Az eddig végzett elméleti kutatómunka, illetve előzetes munkahipotézisek alapján kialakított néhány ilyen alapvető tézist az alábbiak szerint fogalmazhatunk meg:

A helyesen értelmezett ásványvagyon-gazdálkodás végső célja az ásványi nyersanyagok, illetve az ásványi termék iránt jelentkező társadalmi szükségletek optimális kielégítésének biztosítása, vagyis annak elősegítése, hogy a szükségletek kielégítésével kapcsolatban a földtani megismerés, a termelési kapacitáslétesítés, a termelés és felhasználás szférájában együttesen felmerülő társadalmi ráfordítás minimális legyen. Ennek érdekében a megfelelően számba vett szükségletek kielégítésére variabilisan szóba jöhető ásványi nyersanyagforrások igénybevételének olyan programját kell kialakítani, amely a távlati tervperiódus szükségleteit — a felhasználás szférájából nézve is optimális forrásstruktúra keretében — a legműrevalóbb ásványi nyersanyagokkal, maximális társadalmi tiszta jövedelmet produkálva elégíti ki.

Mint hogy a viszonylag kedvező természeti adottságokkal rendelkező és újra elő nem állítható ásványi nyersanyagok korlátozott mennyiségben fordulnak elő, ezért azok értékét (költséghatárát) a társadalmi szükségletek kielégítésére variabilisan szóba jöhető legkedvezőbb ásványi nyersanyagelőfordulások, illetve hazai vagy külföldi termékforrások sorában azon legkedvezőtlenebbhez tartozó társadalmi munkaráfordítás határozza meg, amelynek kitermelése vagy megszerzése a vonatkozó társadalmi szükségletek kielégítése érdekében nem nélkülözhető. Az ásványi nyersanyagoknak a költséghatárral szembeállítandó termelési költségét (reálköltségét) viszont úgy kell számításba venni, hogy az a kérdéses ásványi nyersanyag ki nem termelése esetén elmaradó népgazdasági ráfordítást, illetve a már megtörtént ráfordítások és társadalmi tisztajövedelem terheit nem, a még hátralevő kutatási és beruházási ráfordí-

tásokat viszont kamatterhesen tartalmazó azon távlati növekményköltséget tükrözze, amellyel a kérdéses ásványvagyon a szóba jöhető korszerű és biztonságos technológia alkalmazásával kitermelhető.

Ha a költséghatár és a reálköltség hányadosával kifejezett műrevalósági mutató 1,0-nél nagyobb, akkor a kérdéses ásványi nyersanyag műrevaló, tehát népgazdaságilag kiaknázásra érdemes, illetve ásványvagyon-gazdálkodási szempontból védendőnek minősül. A költséghatár és a reálköltség különbségével kifejezett műrevalósági eredmény lényegében azzal a különbségeti bányajáradékkal azonos, amelyet a kérdéses ásványi nyersanyagelőfordulás a költséghatár megállapításának alapjául szolgáló ásványi nyersanyagelőfordulással, illetve termékforrással szemben élvez. A kiaknázás esetén elérhető ezen potenciális eredmény — amely természetesen az ásványvagyon megkutatottsági és feltártsági fokától is függ — egyben a kérdéses ásványi nyersanyagelőfordulás „in situ” értékének, illetve a földtani kutatás és a kiaknázás bármely fázisa gazdasági hatékonyságának is meghatározója.

Minthogy az ásványi nyersanyagok műrevalóságát az előfordulások természeti adottságai (földrajzi hely, minőség, települési mélység, vastagság, elemi veszélyek stb.) függvényszerűen befolyásolják, illetve alapvetően meghatározzák, ezért az ásványvagyon-gazdálkodás akkor tekinthető hatékornak, ha a földtani kutatás nagy mennyiségben tár fel kedvező adottságú ásványi nyersanyagelőfordulásokat, a bányászat pedig a legkedvezőbb előfordulásokra létesített termelési kapacitásokra koncentrálja a termelőerőket, illetve a modern termelési technikát. Ebből következik, hogy a földtani kutatási és a bányalétesítési tevékenységnek — a termelési technika mindenkori színvonalán — az ásványi nyersanyagszükségletek optimális kielégítése tekintetében alapvető, illetve eleve meghatározó szerepet kell tulajdonítani.

Az ásványi nyersanyagelőfordulások gazdasági értékelésének, illetve műrevalóságának ilyen értelmezésével — a fejlődés spirálisának magasabb szintjén — tulajdonképpen visszajutunk a földtani, bányászati és gazdasági szempontból most már népgazdasági szinten komplex szemlélethez.

Feladatok az ásványvagyon-gazdálkodással kapcsolatos tudományos kutatómunka terén

Minthogy az ásványvagyon-gazdálkodással kapcsolatos nagyon sokrétű kutatási feladatok differenciálása, rendszerezése, illetve kölcsönhatásainak tisztázása — sőt a gazdaságföldtani, illetve ásványvagyon-gazdálkodási tudományterület helyének, szerepének és kapcsolatainak egyértelműsítése a tudományrendszerben — önmagában is nagy feladatot jelent, ezért az ásványvagyongazdálkodás terén folyamatban levő és az elkövetkező évekre tervezett kutatási feladatok egyelőre csak a teljesség és a végleges rendszerezettség igénye nélkül fogalmazhatók meg az alábbiak szerint:

Az ásványi nyersanyagok helye, nemzetgazdasági szerepe és ennek dinamikája a természeti erőforrások között, valamint a nemzeti jövedelem egészében.

Az ásványi nyersanyagok értékét és kiaknázási költség-ráfordítását meghatározó tényezők és természeti adottságok, valamint ezek függvényszerű kapcsolatai.

Az ásványi nyersanyagok műrevalósági kondíciói időbeli alakulásának tendenciáját meghatározó tényezők, a technikai fejlődés gyorsuló ütemének hatására is tekintettel.

Az egyes ásványi nyersanyagok eltérő vagy komplex hasznosításának lehetőségei, e lehetőségek hatása a műrevalósági kondíciókra és a hasznos ásványi nyersanyagválasztás feltételeire.

Az ásványi nyersanyagelőfordulások természeti adottságai kihasználásának és a termelési technika klasszikus vagy forradalmi fejlesztésének viszonylagos hatékonysága, illetve hatása az ásványi nyersanyagok műrevalóságára.

Az egyes ásványi nyersanyagelőfordulások kiaknázása térbeli és időbeli koncentrációjának, igénybevételének vagy visszahagyásának optimális mértékét és módját, illetve a „rablóbányászat” helyes értelmezését meghatározó tényezők.

A földtani kutatási tevékenység hatékonysága mérésének és optimalizálásának elvei, a bányalétesítési választék növelését célzó földtani kutatási többletráfordítások megtérülésének valószínűsége.

A földtani kutatás egyes fázisaiban megszerezhető, illetve az egyes megkutatottsági kategóriákhoz tartozó ismeretek megbízhatósága és valószínűsége, a reménybeli előfordulások szerepének változása.

A műrevalósági kondíciók internacionalizálásának, a földtani kutatás, illetve az ásványi nyersanyagellátás nemzetközi integrációja megvalósításának vizsgálati alapjai, lehetőségei és feltételei.

A hazailag ismert és reménybeli ásványvagyon maximálisan és optimálisan lehetséges termelési részvételét meghatározó tényezők az ország távlati ásványi nyersanyagszükségletének kielégítésében.

Az ásványvagyon-gazdálkodással kapcsolatban a teljesség igénye nélkül felsorolt néhány fontosabb kutatási témakör is jól érzékelteti a feladatok erősen összekapcsolódó jellegét és azt, hogy e tudományterület mennyire hivatott a hatékony földtani kutatás, a bányászati és feldolgozási technológia kölcsönhatásos fejlődése törvényszerűségeinek feltárására, azok földtani, bányászati és közgazdasági alapon nyugvó komplex értékelésére. E törvényszerűségek kimunkálása révén alapozhatja meg ugyanis a tudomány a társadalmi szükségleteknek — a világ tételesen nem reprodukálható, de egyébként gyakorlatilag kimeríthetetlen ásványi nyersanyagbázisán — mindinkább csökkenő társadalmi ráfordítással történő kielégítését.

Az ásványvagyon-gazdálkodási tevékenység határterületi, illetve integrált voltából fakadó fenti kapcsolatsokrétúség megkívánja, a témakör egészének kiemelkedő népgazdasági jelentősége pedig szükségessé teszi az e témakörben akár intézményesen, akár egyéb úton végzett tudományos kutatómunka ösztönzését, hatékony támogatását és koordinálását.

Úgy vélem, hogy ezt a támogatást, illetve koordinációs segítséget a Magyar Tudományos Akadémia illetékes szervei, köztük elsősorban a Földtani és a Bányászati Bizottság is megadni hivatottak.

A MÉLYBÁNYÁSZAT MEGHATÁROZÓ SZEREPE A TUDOMÁNYOS FELADATOK TOVÁBBFEJLESZTÉSÉBEN

GAGYI-PÁLFFY ANDRÁS

A MŰSZAKI Tudományok KANDIDÁTUSA

A Bányászati Tudományos Bizottság elnöke elmúlt évi beszámolójában felhívta a figyelmet napjaink szédületes ütemben gyorsuló technikai fejlődésére, amelynek keretében a bányászat tárgyát képező ásványi nyersanyagok megszerzésének módja és szerepe is alapvető változásokon megy keresztül, szükségszerűen megkövetelve a kutatásoknak minden irányú továbbfejlesztését a különböző tudományágak szintézisében.

Ez a tény a nyersanyagok kitermelési módjainak megkívánt ugrásszerű korszerűsítésén, ezen anyagok új és hatékony felhasználásán kívül azzal a jelenséggel is párosul, hogy a rohamos ipari fejlődés és a népesedés-szaporulat következtében törvényszerűen növekvő szükségletek miatt, a viszonylag legkedvezőbb természeti adottságokkal rendelkező és éppen ezért korántsem kimeríthetetlen ásványi nyersanyagok fokozódó hiányával kell számolni.

Ezek a megállapítások kiemelten érvényesek hazánk területére, amelyet klasszikus értelemben méltán nyersanyagszegénynek szoktak nevezni, és ahol az ismételten végzett felszínközeli kutatások és részletekig menő vizsgálatok után már igen kevés a remény arra, hogy olyan új, minden szempontból kedvező adottságú szilárd ásványi előfordulások kerülhessenek megkutatásra, amelyek egyben a gazdaságos termelés nagyfokú koncentrációját is elősegítik. A lehetőségek csupán egy irányban nyitottak, és ez az eddigieknél jóval nagyobb mélység. Azt, hogy ez a mélység még számos, eddig nem remélt lehetőséget kínálhat, néhány kedvező jel alapján joggal feltételezhetjük.

A műrevalóságot és a termelési költséget, azaz a gazdaságosságot meghatározó, illetve függvényszerűen befolyásoló tényezők közül a települési mélység igen fontos, de szerencsére csak az egyik tényező, s ha ennek nyilvánvalóan kedvezőtlen hatását más tényezők megfelelő és tudatos befolyásolásával, helyesen irányított kutatómunkával ellensúlyozni sikerül, a nagy mélység már gazdaságilag sem lehet leküzdhetetlen.

Világszerte tapasztalható az utóbbi időben, hogy a nagy mélységbe lehatoló kutatások számos új, tömeges ásványelőfordulást derítettek fel. Ezek ugyan sok esetben a megszokottnál is gyengébb minőségűek, de mivel a műrevalósági határ egyre lejjebb szorul, ezeknek a nagy tömegű és éppen ezért köny-

nyebben és olcsóbban megkutatatható előfordulásoknak jól gépesített nagyüzemi művelése gazdaságosan történhet.

Joggal állítható, s ez ma már nemcsak hazai célra szánt biztatásként fogható fel, hogy különösen az ércbányászatban az egyre kisebb fémtartalmú, de hatalmas ércvagyonú mélységi előfordulások fokozott mértékű művelésbevonásáé a jövő. Ezt nálunk földtanilag sokkal kedvezőbb adottságú országok is felismerték, s mivel tudják, hogy a növekvő szükségletek mellett a műrevalóvá válásnak nem kizáró feltétele az egyre csökkenő társadalmi ráfordítás, kutatómunkájukat nagymértékben a mélybányászat problematikájára irányították. Ezt teszik jelenleg a KGST-ben együttműködő országok is.

Ebben a megvilágításban nyilvánvalónak tűnik, hogy hazai lehetőségeink reményében, a földtudományokra vonatkozó kutatómunka továbbfejlesztésére, a mi esetünkben is fokozódó mértékben meghatározó szereppel bírhat a mélybányászat problémahalmaza, amely mint a témaválasztást befolyásoló időszerű és éppen ezért megoldást igénylő társadalmi szükséglet is jelentkezik.

Nem célom, s a szűkreszabott terjedelem nem is teszi lehetővé, hogy e témakört a maga teljességében bemutassam, de a lehetőségek, illetve a megoldásra váró feladatok ötletszerű felsorolása is alkalmas lehet az Akadémia vezető szerveinek figyelmére, valamint kutatási terveinknek s a fő feladatnak időszerű értelmezésére — kiegészítésére.

A nagy mélység szükségszerűen igényli a földtani kutatásnak gyors és kevésbé költséges megoldásait és mindenekelőtt a geofizikai módszerek továbbfejlesztését mind a meghatározó nagyszerkezetek, mind a mikroszerkezetek felderítésére, de főleg olyan probléma megoldására, mint a szabálytalan ásványi testek, az impregnált, érhálózatos előfordulások térbeli elhelyezkedésének megállapítása, a kőzetbe való behatolás nélkül, vagy csupán egyes vágatok felhasználásával.

A hazánk alaphegységi viszonyai között uralkodó szerepet betöltő triász-kori üledékek s az ezek metasomatizálódása során vagy eruptívumokkal alkotott kontaktjukon képződhetett ásványelőfordulások külön is előtérbe helyezhetik az egyébként is nagy fontosságú hidrológiai kutatásokat. A megfelelő előrejelzés, a lehetséges vízelzárás, az aktív vízvédelem problematikája, a nagy hidrosztatikai nyomás mellett, új megvilágításba kerülhet, amelyhez egyes esetekben az agresszív vizek fokozottabb szerepe s a vízben posztvulkáni eredetű vagy más jellegű oldott gáz jelenléte is újszerű vonásként kapcsolódhat.

A mélybányászat természetes sajátossága az esetenként 50—60 °C-ot meghaladó közethőmérséklet, amelynek mind a telepítésre, mind a művelésre és természetesen a munkakörülményekre, a munkavégzésre is döntő befolyása van. Joggal merül fel tehát a mélységi előfordulások izoterm vonalai, felületei, időbeli felvázolásának szükségessége, a bányászat hőmérsékleti viszonyainak, hőmérlegének, geotermikájának elmélyült vizsgálata, befolyásolása, szabályozása.

Mindezek ismeretében új megvilágításba kerülhet a szellőztetés, a kapcsolatos aknatelepítés, valamint a légkondicionálás, klimatizálás kérdése, esetenként azzal is számolva, hogy olyan tényezők, mint pl. a pirit bomlás, nem is elhanyagolható hőforrásként jelentkezhettek. Az elmondottak mindenképpen a túlzottan hosszú légtutak ellen szólnak, és ha arra mód van, a legegyszerűbb, lehetőleg állandósítható, a szélsőségektől mentes és a gyártott berendezésekkel is követhető szellőztetési viszonyokat követelnek. Különös súllyal lép tehát előtérbe a várható légszökések reális mértékének és hatásának elemzése, főleg a szabálytalan, nagy tömegű, impregnációs, érhálózatot vagy tömzsös, tehát felmérhetetlenül bonyolult üregrendszert eredményező előfordulások művelése esetén.

A közhőmérsékletnek szerepe lehet megfelelő védőöltözékek kialakításában, sőt olyan problémát is felvethet, mint az ilyen viszonyok között alkalmazható robbanó anyagok és robbantási eljárások kidolgozása.

A munkakörülményekkel kapcsolatban nem hanyagolható el a porveszély s annak esetlegesen eltérő élettani hatása a megváltozott klimatikus viszonyok között, valamint az eredményes megelőzés és védekezés módjainak kialakítása.

Egyes mély-bányákban a megszokott feltárási rendszerek is átértékelésre szorulnak. Kis területen elhelyezkedő, nagy tömegű előfordulások esetén, amilyenek például a többnyire függőleges-oszlopos-tömeges rézporfíros előfordulások, a klasszikus mezőbe vagy hazafelé történő lefejtés elveszti meghatározó jellegét, illetve meg sem valósítható, mert az egyidejűleg megkívánt nagyüzemi tömegtermelés az elképzelhető szintművelés mellett, az egyes szintek művelő összes közeteinek egyidejű telepítését teheti szükségessé, s a művelés előrehaladását már jórészt csak vertikális irányban pl. alulról felfelé lehet értelmezni.

Ilyen viszonyok között a bányán belüli szintes mozgás-mozgatás aránya is csökken, miközben a függőleges szállítás nagyságrendje megközelíti vagy elérheti a vízszintes irányú szállításét, s energiaigény szempontjából azt minden bizonnyal meghaladja.

A vizsgálatok nagy csoportja kapcsolódhat a kőzetek fiziko-mechanikai tulajdonságainak tanulmányozásához és mélységi viselkedéséhez. Ezen belül fontos feladatnak tűnik annak tisztázása, hogy a földtani szerkezetnek esetenként milyen hatása van a kőzetek viselkedésére a művelés idején.

Elsőrendű fontosságúnak tűnik a kialakítandó vagy nyitva tartható üregek alakja és méretezése a váratlan omlások megakadályozására vagy éppen a tudatosan tervezett tömegomlasztás sikere érdekében. Megoldásra vár és mindenképpen feloldandónak tűnik tehát az az ellentmondás, amely a lehetőleg megkívánható tömegtermelés maximális elősegítése és az ilyen mélységben már valóban fenyegető bányarengés veszélye között fennállhat. Ebben az esetben az ugyancsak károsnak ítélt túlzott óvatosság elkerülése érdekében

a bányarengés folyamatának, lehetőségének és előrejelzésének objektív megítélése mint alapvető szükségszerűség jelentkezik. Ezért kiemelkedő szerep vár a biztosítás és főtékezelés, illetve az üregek felhagyásának legmegfelelőbb kialakítására, valamint a megroppanásnak kitett pillérek méretezésére.

Ebben a gondolatmenetben helyet kap a biztonsági előírásoknak korszerű átértékelése, kezdve az aknák vagy egyéb védendő létesítmények védőpillérei- nek ésszerű méretezésétől az aknaszállításra vonatkozó biztonsági előírásokig. Ezért tanulmányozást érdemel a nagy mélységben végzett művelés kihatása a külszínre, eruptív kőzetviszonyokat is beleértve, valamint a külszíni elmozdulások mértéke és jellege, a pillérekben lekötött ásványi anyagok részleges vagy teljes kitermelésének lehetősége és feltételei.

Nagy jelentőségűnek minősül minden olyan kutatás, amely a gépesítés komplex megoldását célozza, kezdve a legcélszerűbb aknaszállítási megoldásoktól az önjáró rakodó- szállítóberendezésekig, a függőleges feltörések gépi kihajtásának megoldásáig. Különös figyelmet érdemel az automatizálás, a folyamatszabályozás, a folyamatos minőségellenőrzés stb., mindenkor ide értve a bányászathoz szorosan kapcsolódó ásványelőkészítő üzeme- ket is.

Mindenképpen új megítélést igényel a legfőbb gazdasági paraméter, a műrevalóság vizsgálata is, amely a minél tökéletesebb lefejtést célul kitűzve, nem tévesztheti szem elől a fejtési veszteségek — visszahagyott készletek, valamint a rentabilitás kölcsönhatásait, és éppen ezért nem nélkülözheti azon összefüggések, törvényszerűségek kutatását, amelyek a művelésbe vont ásványi anyag minőségi alsó határa és a fejtmény várható átlagminősége, illetve ezen keresztül a kitermelhető készletek között fennáll. Ez a feladat már elvezetett bennünket az optimális kapacitás újszerű elemzéséhez, amely az átlagminőség és a kitermelhető tömeg, valamint az ezektől függő termelési költség és népgazdasági érték között segítheti elő többváltozós függvény- kapcsolatok felírását, amit pl. komplex ásványi anyagok esetében a bevezetett egyenérték-fogalom alkalmazása is megkönnyíthet.

Kissé távolabb tekintve, ma már nem utópia a nagyobb mélységben elhelyezkedő, gyengébb minőségű előfordulásoknak vagy a kitermelés után visszahagyott nagy tömegű gyengébb készleteknek földalatti nukleáris robbantással végezhető tömeges szétmorzsolására, s az így létrehozott szabad felületet kihasználva, „in situ” végzett oldásos, hidrometallurgiai eljárások alkalmazására gondolni, amelyekről már csak egy lépés a kitermelésnek biokémiai, baktériumos kezelés útján történő végrehajtása s ezzel a művelésre nem érdemes készleteknek kitermelhetővé tétele. Az ilyen lehetőségek, valamint az ásványi nyersanyagok komplex hasznosítására való törekvések, a kísérő ásványok, ritkafémek, szórvány- és nyomelemek értéket növelő szerepe, a bányászatot mindinkább kölcsönhatásba hozzák más tudományágakkal, amelyek a bányászati kutatásra is termékenyítő hatással lehetnek, s a maguk során

hozzájárulhatnak bizonyos hagyományos bányászati területek fokozatos visszaszerzéséhez is.

Végül a bányászati tervezések elősegítésére, a korszerű, elektronikus számítástechnika alkalmazására támaszkodva, mindinkább lehetővé válik, hogy már ne csak a nagyon leegyszerűsített és éppen ezért a valóságot nem mindig tükröző modelleket vizsgáljuk, hanem a jelenségeket a maguk bonyolultságát jobban megközelítő mélységig vehessük figyelembe, a természeti paraméterek szélesebb körét vonva be egyes elemző vizsgálatokba és egyben nagyobb figyelmet fordítva esetenként olyan paraméterekre is, mint a kapcsolódó ásványelőkészítés vagy az ipari felhasználás alapvető jellege és meghatározó igényei.

Mindez természetszerűleg szükségessé teszi, hogy a komplex elemzések mindenkor lépjenek ki a néha kissé öcélúan, csak önmagában vizsgált bányászat szűk köréből, és öleljék fel azokat a kölcsönhatásokat is, amelyek különösen a nagy kapacitású üzemek esetében igen gyakran az olyan kombinát jellegben csúcsonadnak ki, mint pl. a bánya és erőmű, a bánya- mészüzem és cementgyár; a bánya- az ásványelőkészítés és koksizálás vagy éppen a bányászat- az ásványelőkészítés és kohászat együttesei.

A felsorolt témák nagy része nem új és nem is csupán a mélybányászatra jellemző, de kétségtelen, hogy a mélybányászat vonatkozásában újszerű megvilágításba kerülhetnek. — Ezért tételezhető fel joggal, hogy olyan szerepük lehet a tudományos feladatok továbbfejlesztésében, amelyet ezen feladatok ismételt megfogalmazása során érdemes figyelembe venni.

A HAZAI SZÉNHIIDROGÉNIPAR GAZDASÁGI IRÁNYÍTÁSÁNAK KÉRDÉSEI ÉS PERSPEKTÍVÁI

BESE VILMOS

Ma már világszerte növekszik a szénhidrogének szerepe és jelentősége a gazdasági életben. Fontos szerepet töltenek be az energiahordozó-ellátásban, a korszerű motorhajtó üzemanyagok előállításában, a vegyipar nyersanyagának biztosításában, és még hosszan sorolhatnám mindazokat a területeket, ahol a szénhidrogének szinte nélkülözhetetlenek. Még azokban az országokban is ez a folyamat jellemzi az átalakulást, amelyben viszonylag alacsony önköltséggel kitermelhető és jóminőségű szénfajták nagy mennyiségben állnak rendelkezésre, például Szovjetunió és az Egyesült Államok, de ugyanez jellemző ma már Európára is, mivel mindenütt felismerték azt a korrelációt, amely a szénhidrogének felhasználása és a nemzeti jövedelem növekedése között fennáll.

A legújabb szakirodalmi közlemények és prognózisok szerint a világ energiafogyasztása 1967—1985 között évente átlagosan 8,7%-kal, 1985—2000 között pedig mintegy 11%-kal emelkedik. Ezen belül a szénhidrogénfogyasztás részaránya a következőképpen alakul:

1967-ben	50%
1985-ben	58%
2000-ben	55%

A következő harminc esztendőben tehát a szénhidrogénfogyasztás részarányának erős emelkedése, majd némi mérséklődése várható, de távlatilag is meghaladja a jelenlegi szintet.

A struktúraváltozás a szénfélésegek fogyasztásának csökkenésével és 1985 után az atomenergia fokozatos térhódításával függ össze.

A világ energiafogyasztásának megoszlása energiahordozók szerint:

	1967	1985	2000
Szénfélésegek	45%	26%	22%
Szénhidrogének	50%	58%	55%
Atomenergia	—	11%	18%
Egyéb	5%	5%	5%
Összesen	100%	100%	100%

Különös jelentőséggel bír a szénhidrogének előretörése hazánkban, ahol az energiaellátás bázisát eddig elsősorban a hátrányos geológiai adottságok miatt nemzetközi viszonylatban is magas önköltséggel kitermelhető és gyengébb minőségű szénfajták képezték.

Hazánk energiafogyasztása 1960 és 1980 között kerekén megkétszereződik, és ennek megfelelően az energiahordozók összetétele és fejlesztési üteme a következőképpen alakul:

	1965	1970	1975	1980
Szénfélések	65,7%	47–49%	36–38%	26–29%
Szénhidrogének	28,3%	44–45%	54–55%	60–62%
Egyéb	6,0%	9–6%	10–7%	14–9%

Összehasonlítva a világ energiafelhasználásával megállapíthatjuk, hogy a hazai fejlesztés gyors üteme ellenére még nem értük el a fejlett országok szintjét. A világ átlagos szénhidrogénfogyasztásának aránya 1967-ben már 50% volt, a Szovjetunió pedig már 1966-ban meghaladta az 50%-ot, és például a szomszédos Ausztria is 1966-ban majdnem elérte az 50%-os szénhidrogén-fogyasztási hányadot, amit Magyarország a tervek szerint kb. 1973-ban fog elérni. Lemaradásunk tehát a világtátlaghoz képest kb. hat év, a Szovjetunióhoz viszonyítva pedig több mint hét év.

Az energiasztruktúrának ez az átalakítása nagy erőfeszítéseket igényel. Szellemi erőket és anyagi eszközöket kell koncentrálni mind a szénhidrogénkutatás és termelés, mind a feldolgozás, mind a termékgorgalmazás bővítése céljából.

A hazai szénhidrogénkutatás 1933 nyarán, külföldi tőkeérdekeltséggel kötött egyezmény alapján kezdődött. 1935-től megindult a kutatási tevékenység, amelynek eredményeképpen a zalai medencében a kőolajtermelés 1943-ban elérte a 838 ezer tonnát.

1945-ben, a felszabadulás után a szovjet hadvezetőség irányítása mellett az iparág viszonylag gyorsan talpraállt. A MAORT üzemek 1948-ban történt államosítása után megalakult a magyar—szovjet vegyesvállalat, a MASZOVOL. 1948-tól, a magyar ipar államosításától megindult a rohamos fejlődés.

Az Országos Kőolaj- és Gázipari Tröszt 1957. január 1-én alakult meg, és a feladatait ma 27 vállalata útján látja el, teljes vertikális formájában. Ettől az időtől kezdve egységes irányítási koncepció szerint fokozott mértékben fejlődött az egész ország területén a szénhidrogénkutatás, a kőolaj- és földgáztermelés, szállítás, feldolgozás, elosztás, értékesítés és felhasználás.

Ma már a tröszthöz tartozó vállalatoknál 46 ezer személy dolgozik. Összehasonlításként egy adat: 1944-ben 11 870 személy dolgozott a kőolajiparban. Tehát 25 év alatt a létszámemelkedés meghaladja a 360%-ot.

Az ország állami ipari létszámának 2,59%-a az olajiparban dolgozik.

Az 1972. év végéig Budapesten megépülő központi székházunk feladata lesz az irányító apparátusnak megteremteni azokat az alapokat, melyek ma már feltétlen szükségesek és szinte nélkülözhetetlenek a kőolaj- és gázipar e hatalmas vertikumának viteléhez. E székházba épül be a diszpécser-, valamint a számítástechnika céljait szolgáló számítóközpont, melyek ma már nélkülözhetetlen eszközei a vezetésnek.

A kutatási tevékenység eredményeképpen a dunántúli szénhidrogén-készletek mellett egy nagyságrendileg nagyobb készlet jelentkezett az Alföld területén, így ezzel együttesen az egész ország területe szénhidrogénkutatási szempontból perspektivikussá válik, mely körülmény már napjainkban is biztonságos alapot jelent energiafelhasználási terveink megvalósításában.

A szénhidrogéntermelés szintentartása és növelése érdekében jelentős beruházások vannak folyamatban a Dunántúlon is, de különösen az Alföld területén. Ezeken a területeken a gáztermelés mellett elsődleges és másodlagos eljárású kőolajtermelés folyik, a Dunántúlon elsősorban Budafa, Lovászi és Nagylengyel térségében, az Alföldön pedig megkezdődött a Szeged—Algyő térségében felkutatott nagy medence feltárása.

Mindezek eredményeképpen jelenlegi kőolajtermelésünk 1,8—2 millió tonnás szinten mozog, a földgáztermelés pedig eléri a 3,5 milliárd m³-t. Távlati terveink szerint 1980-ra, figyelembe véve a hazai szénhidrogénkutatási lehetőségeket, 2 millió tonna kőolajtermelést és 5,5—6 milliárd m³ földgáztermelést irányoztunk elő.

1970 és 1975 között a benzintermelés 70%-kal, a gázolajtermelés 39%-kal és a fűtőolajtermelés 44%-kal emelkedik. 1970-ben 1 millió 800 ezer, 1975-ben pedig 2 millió 100 ezer lakás részesül gázellátásban, figyelembe véve a propán-bután ellátást és a vezetékes gázszolgáltatást is. A teljes lakásállományból a gázzal ellátott lakások részaránya ezen időszakban 56%-ról 60%-ra emelkedik. A földgázfelhasználás 1975-re főbb fogyasztói csoportok szerint éves viszonylatban millió m³-ben a következőképpen alakul:

lakosságnak közvetlenül	340
városigáz gyártásra	350
vegyipar	1245
kohászat és gépipar	1460
építőanyagipar	1030
mezőgazdaság	25
kommunális fogyasztók és egyéb kisüzemek	800
erőművek	750
Összesen:	6000

Megépült az országos földgázvezeték-rendszer északi, középső és déli szakasza. A vezetékek hossza ma 1800 km, a IV. ötéves terv végére 3000 km lesz. A Szovjetunióból importálandó gáz szállítása érdekében a határtól Budapesti. 260 km hosszú vezeték épül.

Mindez megadta az alapot több mint 25 városnak és falunak a gázellátásba való bekapcsolásához.

A szénhidrogének fokozott bevezetése tisztábbá teszi a városok levegőjét, és nagy határfokú, tiszta, kényelmes tüzelési lehetőséget biztosít mind az ipar, mind pedig a lakosság részére.

A magyar kőolajfeldolgozó iparnak a második világháború utáni fejlődését az jellemzi, hogy a desztillációs berendezések kapacitása millió tonnás nagyságrendre növekedett. Az elért eredmény elsősorban azért érdemel figyelmet, mert az iparágat alapjaitól kezdve kellett létrehozni.

A kőolajfeldolgozó kapacitás a felszabadulás előtti mintegy 1 millió tonnáról folyó évre maximálisan hatszorosára, 6 millió tonnára emelkedett. Míg 1950-ben az 1 millió t/év kapacitást 6 finomító, addig a 6 millió tonnás névleges kapacitást 1970 végén mindössze 4 finomító biztosítja.

A IV. ötéves terv végéig a kőolajfeldolgozó kapacitás 10—11 milliós nagyságrendű lesz. A százhalombattai fejlesztés mellett új kőolajfeldolgozó kapacitás épül Leninvárosban. A hazai olajellátás mellett a Szovjetunióból 6—7 milliós olajimporttal számolunk, melynek szállítására a megépült Barátság I. vezeték mellett 1972. év végére megépül a Barátság II. olajvezeték kb. 10 millió t/év kapacitással.

A kereskedelemben bővítjük az üzemanyag-töltőállomások számát, és 1975-re mintegy 650-re emeljük. Növeljük az autóápolási cikkek elárúsító helyeinek számát. A tüzelőolaj eladó helyek számának gyarapításával elősegítjük, hogy a lakosság ellátása zavartalan legyen.

Az ipari és lakossági tüzelőolaj fogyasztók fűtéskultúrájának fokozása érdekében 1970. január 1-jével „PROMETHEUS” néven új tröszti vállalat tevékenykedik. Fejlesztése során a tervezéstől a garanciális javításokig ki fogja elégíteni a fővárosi és vidéki tüzeléstechnikai igényeket.

Általában kimondható, hogy míg az elmúlt ötéves tervek tevékenységében elsősorban a termelői forrásoknak a megteremtése volt az irányadó, addig negyedik ötéves tervünkben, mint ahogyan az egész országban, de ezen belül különösen a kőolaj- és gázipar területén, ugyanilyen mértékben a szolgáltatások végérvényes kialakítása kerül előtérbe, és ez a következő időszak beruházásainak csaknem a felét teszi ki.

A beruházás kérdése szoros összefüggésben van a nemzetközi kapcsolatainkkal és a magyarországi sajátos energiahelyzettel is. Bár a magyar kőolaj- és gázfeltárás jelentősen fejlődött, a hazai termelés nem jelentett egységes alapot ahhoz, hogy a magyar népgazdaság energiaszerkezetében a szénhidrogének a nemzetközi arányokhoz hasonló mértékben emelkedjenek. Ugyanakkor a hazai kőolajfeldolgozó iparnak sem jelentettek olyan mértékű bázist, hogy nagymértékű fejlesztésükkel foglalkozni lehetett volna. Fordulatot ezen a téren a Kölcsönös Gazdasági Segítség Tanácsa (KGST) jelentett. A KGST-n belül 1956 szeptemberében megalakult a Kőolaj- és Gázipari Állandó Bizott-

ság. Ez a bizottság számba vette a KGST tagállamok helyzetét, és ennek alapján programokat és ajánlásokat dolgozott ki a kőolajhiánnyal küszködő tagországok, köztük Magyarország megsegítésére is. A következő esztendőben már megindult a kőolajszállítás hazánk felé is, és a szerződések biztosították számunkra a kőolajszállítványok évről-évre való fokozódását. Ez új helyzetet teremtett sok szempontból.

Kőolajfeldolgozó iparunk, amely eddig a hazai kőolajtermelés eredményeire és csak alkalmi jellegű importra támaszkodhatott, megkezdhette a nyersanyagellátás távlati tervezését. Igen nagy segítséget nyújtott ebben is a szovjet partner, egyebek között korszerű technológiai üzem teljes tervdokumentációját bocsátotta rendelkezésünkre. De ami a legfontosabb volt, hogy feldolgozó iparunk kilépett elszigeteltségéből, és ettől kezdve már rohamosan fejlődtek nemzetközi kapcsolatai.

A Szovjetunió rokonvállalataival és intézményeivel számos kooperációs egyezményünk van, amelyek mind igen hasznosak számunkra. Ugyanakkor gyümölcsöző az együttműködésünk a Német Demokratikus Köztársaság, Csehszlovákia, Románia, Bulgária, Jugoszlávia olajipari és gázipari vállalataival.

Ezekkel az országokkal a tudományos együttműködésünk is évről-évre fejlődik. A nyugati világ országai közül elsősorban francia, osztrák vállalatokkal kötöttünk hasznos megállapodásokat, de dolgoznak kutatóink Irakban is. Távlati elgondolásunk, hogy a rendelkezésre álló alkotó kapacitásunk egy részét országunkon kívül foglalkoztassuk.

A kőolaj- és gázipar a IV. ötéves terv időszakában kereken 23 milliárd Ft összeget fordít fejlesztésre és szinttartásra, mintegy 60%-kal többet, mint előző öt évben. Ugyanezen időszakban a szénhidrogén kutatásra és feltárássra további 8 milliárd Ft-ot fordítunk.

Mindez megadja az alapot ahhoz, hogy a népgazdaság számára befizetett akkumuláció az 1970. évhez viszonyítva 40—50%-kal emelkedjék, az 1 foglalkoztatottra jutó termelési érték pedig a mostani 360 ezer Ft/évről 463 ezer Ft/évre emelkedjék.

Úgy gondolom, e témánál kell megemlíteni, hogy az új gazdasági mechanizmus gyakorlatba vitele kapcsán meghatározott szabályozók — melyek a közvetlen fejlesztést szolgáló anyagi forrásokkal, valamint a dolgozók közvetlen anyagi érdekelttségével voltak kapcsolatosak — nem teljes mértékben támasztották alá egy perspektivikusabb fejlődés alapjait.

Az 1971—75. évekre javasolt szabályozás már kedvezőbb feltételt teremt a kőolaj- és gázipar jövőbeli fejlesztéséhez.

Összefoglalva megállapíthatjuk, hogy a magyar népgazdaságban végbenő energiahordozó-struktúra-változás teljes mértékben összhangban van a világszerte tapasztalható tendenciával.

A szénhidrogének fokozott felhasználása az egész népgazdaság életére

kihatással van, és mint meghatározó tényező, szerepet játszik az ipar műszaki színvonalának emelésében, a mezőgazdasági tevékenység kulturáltságának növelésében és főleg a lakosság kulturált tüzelőanyaggal való ellátásában.

Mindemellett jelentősen elősegíti az állami tiszta jövedelem növelését. Komoly hatása van a minőségi termelésre, a munka termelékenységére és nem utolsósorban a termelési költség csökkentésére. Az eszköz-igényesség az egyedüli tényező, melyre külön figyelmet kell fordítani, mivel mint költség-tényezőnek, a tevékenység során jelentékeny hatása van a jövedelem alakulására.

Az ország energiaszükségletének állandó emelkedése, valamint a szénhidrogének részarányának egyidejű növelése indokolja, hogy a hazai kőolaj- és gázipar a következő években is jelentős létesítményeket valósítson meg, ugyanakkor különös gondot kell fordítani a beruházott eszközök hatékonyságának növelésére.

A világban végbemenő hatalmas mértékű fejlődés, melybe hazánk is beletartozik, egyre nagyobb mértékben igényli az energiahordozókat, így a szén- és szénhidrogénféleségeket, valamint az atomenergiát, melyeknek még az elkövetkező időszakban is uralkodó szerepük lesz.

Miután az energia-struktúra változása az említett energiahordozókra alapoz, távlatokban nem lehet figyelmen kívül hagyni hosszútávú tervezéseinknél ezen domináló energiahordozó biztosítási módozatainak igényét.

A TÁROLÓ HETEROGENITÁSÁNAK MODELLEZÉSE A KŐOLAJ- ÉS FÖLDGÁZBÁNYÁSZAT SZÁMÍTÁSAIBAN

BÁLINT VALÉR, BÁN ÁKOS, DOLESCHALL SÁNDOR

A MŰSZAKI TUDOMÁNYOK KANDIDÁTUSAI

és

TÖRÖK JÁNOS

A kőolaj- és földgázbányászat tervezési, számítási lehetőségeinek egyik alapvető problémája és tárgya a tároló kőzet és a benne áramló, ill. tartózkodó fluidumok tulajdonságainak leírása.

A szénhidrogén-telepeket tartalmazó tároló egy több paraméterrel meghatározott összetett rendszer, melyben a paraméterek a tér, az idő, valamint a nyomás és az összetétel függvényei. Ezen paraméterek változásai hozták létre a réteg és folyadékrendszer heterogenitását.

A tárolórendszer vizsgálatánál különböző típusú heterogenitást lehet és kell megkülönböztetni.

Röviden összefoglalva, a következő alapvető típusokat különíthetjük el.

1. A tárolókőzet paramétereinek változása a térben és a termelés megkezdése után részben az időben is.
2. A rétegekben található fluidumok tulajdonságainak, egyensúlyi állapotának változása a térben és az időben.
3. A tárolókőzet és a fluidumok kölcsönhatásának változása térben és időben.

A tárolókőzet heterogenitásának vizsgálata során az egyik alapvető kérdés, hogy a vizsgálatot milyen mérettartományban, ill. léptékben végezzük. Ebből a szempontból a következő heterogenitás, ill. mérettartomány-típusok lehetségesek:

Az elemi méretek, melyek a pórusméret nagyságrendjének felelnek meg. Ebben a tartományban minden porózus közeg abszolút heterogén. Ez a mérettartomány a 10^{-1} cm-nél kisebb méretekkel jellemezhető, jele L_1 .

A második mérettartományt a cm-es nagyságrendű méretek jellemzik. Ebben a mérettartományban a kőzetet jellemző fizikai tulajdonságok már mérhetőek, ill. ez a legkisebb mérettartomány, melyekre a kőzet fizikai paraméterei definiálhatóak. Ezt a tartományt jelöljük L_2 -vel. A tároló analitikus leírásához tulajdonképpen az L_2 tartományban mért értékek térbeli elosztását kellene megadni; ez az adathalmaz azonban tömege miatt felhasználhatatlan, de ki sem mérhető, és végül nincs is szükség rá.

A 10 cm nagyságrendű mérettartomány a harmadik, melyre az jellemző, hogy ezen távolságon belül a kőzet paraméterei csak kis mértékben változnak. Ezt a tartományt a későbbiekben L_3 néven említjük.

Végül a negyedik, a legnagyobb mérettartományra, melyet L_4 -nek nevezünk el, az jellemző, hogy ezen mérettartományon felül a kőzet pontoszerűen mért fizikai paraméterei nem vagy csak igen gyenge mértékben korreláltak, vagy másképpen kifejezve, ezen mérettartománynál nagyobb távolságok esetében a tároló valamely meghatározott pontjában mért konkrét paraméter értékek gyakorlatilag semmilyen felvilágosítást nem adnak a másik pontban várható paraméter értékekről. A mérettartományon belül azonban a paraméter értékek változása nem jelentős, a különböző értékek erősen korreláltak.

Ez utóbbi mérettartomány vízszintes és függőleges irányban lényegesen különbözik egymástól. Például a szénhidrogénbányászat számára nagyon fontos homokkövek esetében függőleges irányban 10 cm-es nagyságrendről beszélhetünk, míg vízszintes irányban, felszíni kibúvásokon végzett mérések alapján 6–15 m-es jellemző értékeket figyeltek meg.

A tárolóréteg ismertetett, megfigyeléseken alapuló modellje értelmében, figyelembe véve az üledékes kőzetek keletkezésének körülményeit is, a tároló-kőzet helyes modellje egy sztohasztikus függvény, melynek egy meghatározott realizációja a konkrét tárolóréteg. Ezen függvény L_2 értelmében vett értékei az L_4 mérettartományon felüli távolságokon nem korreláltak, és ezért célszerű megvizsgálni, hogy a kőzetfizikai paraméterek magokon mért értékei kezelhetőek-e úgy, mint egy statisztikai minta.

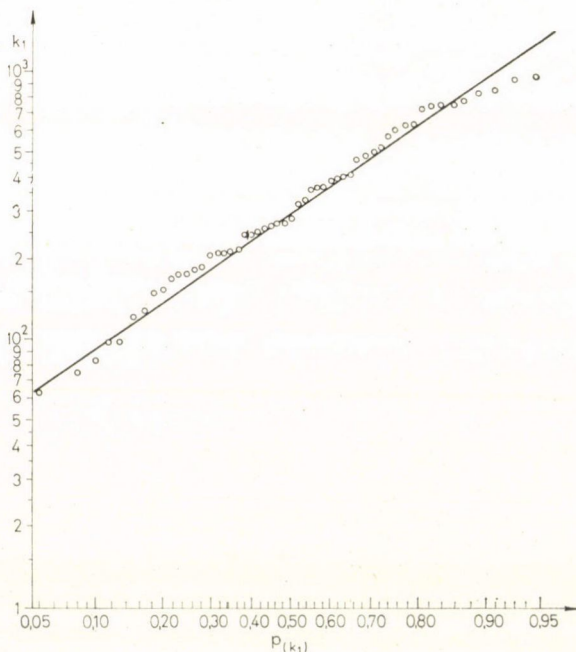
A válasz pozitív, mivel a magfúrásokból nyert mintákon végzett mérések eredményeinek mind külföldi, mind hazai feldolgozása azt mutatta, hogy az áteresztőképesség értékek egy log-normális eloszlás függvényvel, a porozitás-értékek és az effektív vastagság értékek pedig GAUSS-féle eloszlás függvényvel írhatók le. Ezen eredmények további ellenőrzésére feldolgoztuk az algyői mező egyes tárolóinak fizikai paramétereit az említett elv alapján: az 1. ábra a magokon mért áteresztőképesség eloszlását jellemzi logaritmusos koordinátákban, a 2-es ábra a hidrodinamikai vizsgálatokból számított áteresztőképesség adatokat, míg a 3. ábra a magokon mért porozitás értékek feldolgozását ábrázolja hasonló koordináta rendszerben.

Ezek az ábrák az egyenes vonal a log-normál, ill. a normális eloszlásnak felel meg: látható, hogy a mérési pontok igen jól illeszkednek erre az egyenesre.

Az eloszlás-függvények valószínűsíthetőségének megállapítása céljából elvégeztük a PEARSON-féle χ^2 próbát, mely erősen szignifikáns volt.

A feldolgozott eredmények igen érdekesek abból a szempontból, hogy egyrészt nemcsak a magokon mért áteresztőképesség, de a hidrodinamikai vizsgálatok alapján számított értékek is log-normális eloszlásúak, másrészt

pedig az, hogy a kétféleképpen meghatározott átteresztőképesség várható értékei, ill. szórásai lényeges mértékben eltértek. Ennek elsősorban az az oka, hogy a magok a második L_2 mérettartomány szerinti heterogenitást jellemzik, míg a hidrodinamikai vizsgálatokból számított értékek pedig az L_4 mérettartományon túlmenően egy nagyobb terület átlagos jellemzőit képviselik. Ez utóbbi összevetés arra mutat, hogy a földalatti hidraulikai számításokban elsősorban a hidrodinamikai vizsgálatok alapján mért értékekre kell támasz-



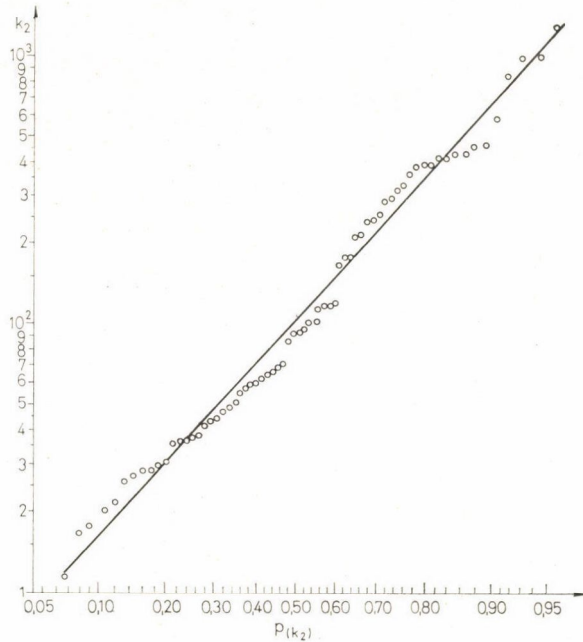
1. ábra

kodni, mivel az áramlási paraméterek a kőzet fizikai tulajdonságainak térfogati integráljaitól függenek, azaz egy meghatározott módon számított átlagérték a döntő.

A heterogenitás vizsgálatánál további fontos tényező — mely lényeges mértékben meghatározza a rétegfluidumok áramlását — a telepben található kőzet — víz — szénhidrogén folyadék — gáz négyfázisú rendszer egyensúlyi állapota. A fluidumok szempontjából homogénnek fogható fel a statikus állapotú telep vagy annak egy része, ha ezen belül a fázisok aránya és összetétele azonos. Ezen kérdés vizsgálatánál a homogenitás, ill. heterogenitás mérettartománya szintén különböző lehet; a kút közvetlen környékén a cm-es nagyságrendű, míg a depressziós zónán túl fekvő területen km-es nagyságrendű mérettartományról beszélhetünk. Ez utóbbit azonban jelentős mértékben befolyá-

solhatja a telep dőlése, ill. kifejlődése, minek hatására — a gravitációs elkülönülés következtében — a fázisok egyensúlyi állapota megváltozhat.

Egy tároló különböző telepein belül, de még egy telepen belül is, a szénhidrogén rendszer összetétele és emiatt fizikai-kémiai körülményei — elsődleges és másodlagos migráció következtében lejátszódó folyamatok miatt — változhatnak.



2. ábra

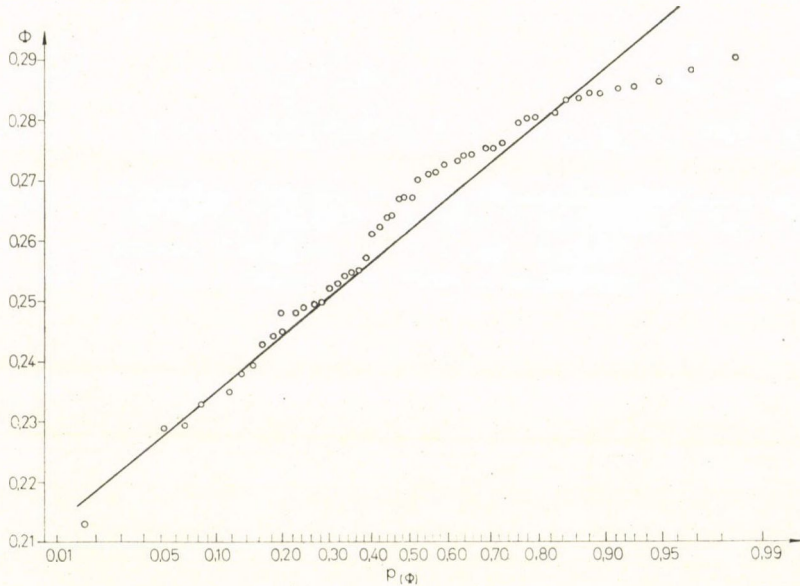
A telepen levő fluidumok között kialakult statikus egyensúly a termelés során megváltozik. Erre jellemző, hogy termodinamikailag nem egyensúlyi folyamatok összességéként jelentkeznek, a tényleges egyensúlyi állapotot csak közelíti, az időtől és a kúttól való távolságtól függ.

A folyamatot izotermikusnak feltételezve, a termelés dinamikus viszonyaira az egyensúlyi állapotok megváltozása oldott gáz, szilárd fázis vagy csapadék kiválás, vaporizációs, továbbá adszorpciós és deszorpciós folyamatok jellemzik.

Mindezen tényezők — melyek az áramlástanai viszonyokat is befolyásolják — elsősorban a kút környezetében jelentkeznek. Ezzel egyidőben azonban a kúttól jelentős távolságban izoterm flash folyamatok zajlanak le a nyomásváltozás hatására.

A térben és időben megfigyelhető fluidum heterogenitásra radikálisan hatnak az alkalmazott másodlagos és harmadlagos termelési módszerek,

melyek megváltoztathatják a telep folyadékok hőmérsékletét is. Ezen módszerek hatása mindig a határfelületeken jelentkezik, egyes esetekben azonban a reakció termékek már a front előtt is módosítják a fázisok sajátosságait. Az amikroszkópos vagy kolloid mérettartományba eső diszkontinuitások változása a maradék olajteltettség csökkenését idézi elő, és így döntően kihatnak az olajtermelés folyamatára.



3. ábra

A tárolókőzet és fluidumainak a telep kialakulásakor és annak művelése során bekövetkező kölcsönhatásai meghatározó szerepet játszanak a heterogenitás térbeni és időbeni alakulásában.

Áramlástani szempontból döntő fontosságú a tárolókőzet pórus-geometriája, többfázisú áramlás esetén a relatív átteresztőképesség függvények, a kapillaris nyomásgörbék, a maradék nemnedvesítő telítettségek stb. értékének változása. Az alkalmazott műveléstechnológiai eljárásoktól függően, különböző közegeket juttattunk mesterségesen a tárolókőzetbe, melyek a tárolókőzettel és a benne levő fluidummal érintkezve fizikai és kémiai kölcsönhatásra lépnek, miáltal tovább növelik a tároló és a fluidumok heterogenitását.

Ezen heterogenitás hatásának meghatározása és a hidrodinamikai számításokban való figyelembevétele az L_2 méretkategóriához tartozó pontszerű mérési adatok törvényszerű változásának bizonyos függvénykapcsolattal való jellemzése útján lehetséges.

A külföldi és hazai vizsgálati eredmények értelmezése azt mutatja, hogy a fentebb említett főbb paraméterek térbeni változása többek között az úgy-

nevezett LEVERETT függvényvel jellemezhető, annak ellenére, hogy az L_4 vagy azt meghaladó léptékkategóriába tartozó vizsgált teleprészen belül a pontszerű adatok nagy szórást mutatnak. Azonban a mérési adatok pont-felhője a LEVERETT-féle görbe körül helyezkedik el.

Ha a pontfelhőt — a korábban ismertetett értelmezéssel összhangban — úgy tekintjük, mint egy sztohasztikus függvény egyes realizációit, akkor a LEVERETT-féle görbe nem más, mint ezen sztohasztikus függvény várható értéke az adott tárolóra.

Hasonló módon kell értelmezni a többi görbét is.

A tároló és tartalma heterogenitásának leírásából a szivárgási feladatok megoldásához kétdimenziós esetben a következő számítási modellt hozhatjuk létre. A magokon mért és a hidrodinamikai vizsgálatokból meghatározott értékek alapján:

1. meg kell határozni a porozitás, az áteresztőképesség és az effektív rétegvastagság eloszlásának paramétereit:

2. meg kell határozni a kapilláris nyomás, a relatív áteresztőképesség görbék várható értékeit.

Ezután a tárolót zónákra osztjuk, és a zónákra állandó, de egymástól különböző paraméter értékeket tételezünk fel. Ennek a közelítésnek az az alapja, hogy a gyakorlati feladatok megoldásához használatos elektronikus számítógépi modelleken bebizonyították, hogy relatíve nagy területeken a tényleges paraméter eloszlás egy átlag értékkel helyettesíthető. Így az eloszlás függvény paramétereinek és a zónák számának ismeretében az áteresztőképesség stb. sűrűség függvényeiből az egyes zónákra felvehető paraméter értékek könnyen meghatározhatóak. A probléma csak az, hogy melyik zónához melyik paraméter értéket kell kapcsolni. Ez ugyanis véletlenszerű, azonban mégis konkrét. Ezért előzetes számítással meg kell határozni azt a paraméter eloszlást, amely eloszlás mellett a számított és üzemi kísérlet során mért termelési jellemzők a legkisebb mértékben térnek el egymástól. Ez a probléma véges számú lépéssel biztosan megoldható. A tároló ezen modelljére és a fluidum-tárolórétég kölcsönhatás függvények várható értékkel való helyettesítése a gyakorlat számára jelenleg elérhető pontossággal írja le a termelési-szivárgási folyamatot, mivel azon az alapelven nyugszik, hogy az áramló folyadék véletlenszerű paraméterértékekkel rendelkező L_3 léptékű blokkon halad keresztül, és a kutak termelését meghatározó integrál-hatást a paraméterek eloszlás függvényei határozzák meg.

A javasolt modell ugyanakkor elvileg újszerű: nem törekszik a vizsgált objektum fizikai hasonmásának megvalósítására, hanem csak azt a célt tűzi ki, hogy a modell segítségével a kutakra meghatározott bizonyos függvénykapcsolatok a lehető legkisebb mértékben térjenek el a valóságban megfigyelt értékektől. Az ilyen típusú modell a gyakorlatban létrehozható, míg paramétereloszlás hasonlóságán alapuló modelleket realizálni nem lehetséges.

TIXOTRÓP PSZEUDOPLASZTIKUS ALGYŐI KŐOLAJ REOLÓGIAI ÉS ÁRAMLÁSI VIZSGÁLATA

SZILAS A. PÁL

A MŰSZAKI TUDOMÁNYOK KANDIDÁTUSA

Kőolaj csővezetékben szállítása tervezésének és irányításának szempontjából alapvetően fontos, hogy az áramlási nyomásgradienst a gyakorlatban előforduló minden üzemi paraméternél meg tudjuk határozni. NEWTON-i viszkozitású kőolajnál ez a feladat viszonylag egyszerű. — Az algyői kőolaj azonban anomális, nem newtoni folyási tulajdonságú, tixotróp pszeudoplasztikus. Algyőről 1971-től kezdve évi 1 millió tonna olajat kell a 162 km távolságban levő Százhalombattára csőtávvezetéken át szállítani. A tervezés előfeltétele volt, hogy a várható áramlási nyomásvesztéséget különböző lehetséges talajhőmérsékletnél és hozamnál ismerjék. — Tixotróp pszeudoplasztikus kőolaj áramlási nyomásvesztését hazánkban eddig még nem számították. A világirodalomban is csak 1963 óta közölnek számítási eljárást (GOVIER, 1963). A tényleges tervezés számos problémájára azonban az irodalom semmi tájékoztatást nem ad. A pontos tervezésnek viszont nagy a jelentősége. Erre utal az algyő—százhalombattai csőtávvezeték létesítésének kerekén 350 millió forintos várható költsége. — A tisztázatlan feladatok megoldását az Olajtermelési Tanszék dolgozta ki. Ehhez mintegy 3 évig tartó, igen következetes és meglehetősen költséges (8,5 millió Ft ráfordítással) vizsgálatosorozatra volt szükség. A feladat megoldásból igen jelentős részt vállalt az OLAJTERV, a Kőolajvezeték Vállalat, és jelentős segítséget nyújtott a Nagyalföldi Kőolaj- és Földgáztermelő Vállalat.

A megoldandó feladat a következőkben foglalható össze:

1. Az állandósult áramlási jellemző reprezentatív folyási görbe laboratóriumi mérési metodikájának kidolgozása.
2. A folyási görbék alapján a hozam—nyomásgradiens összefüggés kiszámítása különböző várható talajhőmérsékletnél.
3. Üzemi méretű, talajba süllyesztett csővezetékben áramlási kísérletek végrehajtása. A kísérletekből meg kellett határozni a hozam—nyomásgradiens összefüggést az aktuális áramlási hőmérsékleten.

Ha a 3. alatti jelleggörbe megegyezik a 2. alapján számított és azonos hőmérsékletre tartozó jelleggörbével, akkor jogosan feltételezhető, hogy a 2.

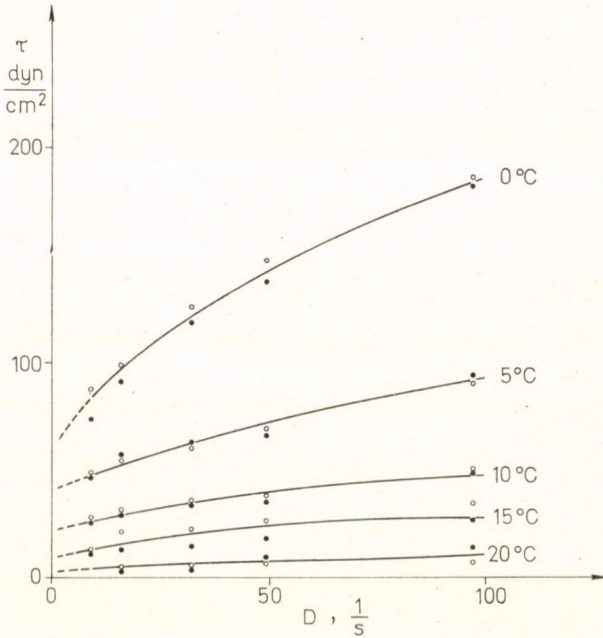
szerinti egyéb hőmérsékletekre érvényes folyási görbék is megfelelő pontosságúak. Ebben az esetben laboratóriumi mérések és számítások alapján kiszámíthatjuk a teljes év várható üzemviszonyait, s lehetségessé válik az is, hogy költséges üzemi kísérletek nélkül eldönthessük a különböző folyási tulajdonság — javító eljárások várható hatását. Vizsgálataink eredményét az alábbiakban foglalom össze.

Időfüggvényes, esetünkben tixotróp pszeudoplasztikus kőolaj reológiai vizsgálatára az irodalom igen hézagossá tájékoztatást ad. Ezért a nem tixotróp, azaz tisztán viszkózus pszeudoplasztikus folyadékok laboratóriumi mérésénél szokásos eljárással kezdtük meg kísérleteinket 1967-ben. A HAAKE gyártmányú rotációs viszkoziméterrel így meghatározott $\tau_{\infty} = f(D)_{\infty}$ folyási görbék alakja egyáltalán vagy részben nem pszeudoplasztikus jellegű, s a különböző hőmérsékletekhez tartozó folyási görbék a teljes mérési tartományban gyakran nem logikusan követték egymást. A grafikusan korrigált görbeseregéből számított áramlási nyomásgradiensek szélső esetben 2—3-szor nagyobbak voltak a megfelelő üzemi hőmérsékleten üzemi kísérlettel meghatározott áramlási gradiensnél.

A meghatározási nehézségek legfőbb oka az volt, hogy a tixotróp pszeudoplasztikus folyási jellegű paraffin-térrács tulajdonságai a kőolaj hőmérsékleti életével általában irreverzibilisen változnak. — A térrács elsősorban különböző szerkezetű normál-, izo- és cikloparaffinokból áll, másodsorban aszfalténből állhat. A nem szilárd malténtartalom főként peptizáló hatásával befolyásolja a térrács kialakulását. — Reológiai szempontból általában azok a paraffinvegyületek fontosak, amelyek a 0—100 C° közötti hőmérséklet-tartományban a kőolajban szilárd halmazállapotban vagy diszpergált fázisként, kolloidális állapotban vannak jelen. A hőmérséklet csökkenésekor a fenti hőmérséklet tartományban mindig elegykristály alakul ki. A nagy hőmérsékleten kiváló vagy már szilárd kristálykezdeményekre kisebb hőmérsékleten kiváló s a kristályformát módosító paraffinvegyületek rakódnak le. A hőmérsékletcsökkenés ütemétől függően a kivált paraffinok makroszerkezete jelentősen eltérhet. Pl. gyors lehülésnél elsősorban egymástól független, kisméretű kristálytömeg jön létre. Lassú lehülés viszont kedvez olyan lemez-, tű-, szalag-alakú képletek keletkezésének, amelyek összefüggő térrácsot alkothatnak. Ha a kőolajmintát olyan hőmérsékleten vettük, amelynél a paraffinoknak legalább egy része már szilárd állapotban van, akkor a további hőmérsékletváltozások jellege determinálja a térrácsnak és így a folyási tulajdonságoknak további alakulását. Ha pl. az olajminta akár a szállítás és tárolás közbeni kényszerű, akár a műszerbe való töltés előtti szándékos melegítés hatására felmelegszik, majd ismét lehül, az alábbiak játszódhatnak le. A kivált paraffin egy része ismét feloldódik, majd lehülve a szilárd halmazállapotban maradt, térrács töredékekre degradálódott, vagy eredetileg is különálló diszperz fázisra rakódik. Így a kiindulási hőmérsékletre visszatérve már új, az eredetitől eltérő szilárdságú,

s a nyíróhatásokkal szemben más tulajdonságú térrács, következésképpen más folyási görbével jellemezhető folyadék jön létre.

Vizsgálataink azt mutatták, hogy mindenekelőtt meg kell határozni azt a t_k hőmérsékletet, amelyen a térrács-alkotók lényeges része már kivált. A reprezentatív laboratóriumi minta biztosítása érdekében ezután több előírást tettünk: a) a kőolajminta hőmérsékleti előéletének meg kell egyeznie a jövőendő

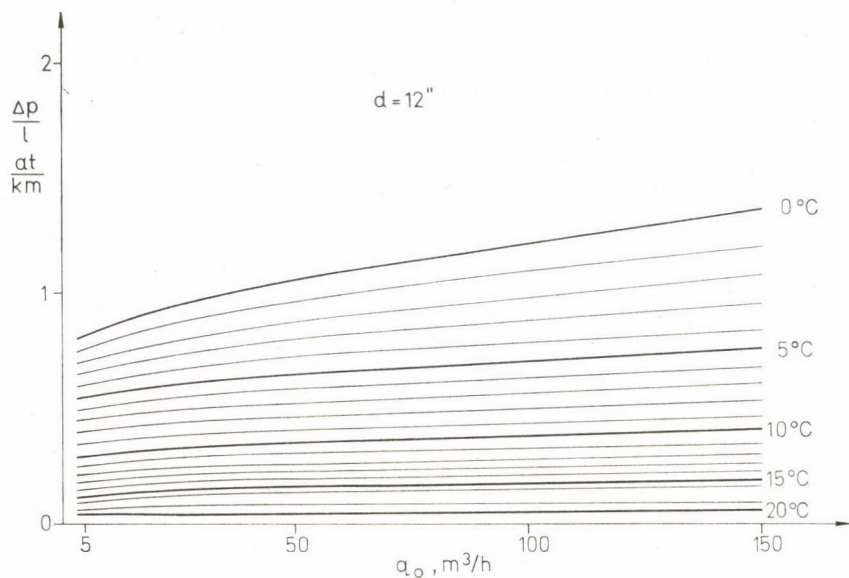


1. ábra

távvezetékbe áramló olaj hőmérsékleti életével. Ennek az előírásnak programozott hűtéssel tettünk eleget. b) A vétel után az olajmintát jelentősen le kell hűteni, s ezen a kis hőmérsékleten kell tartani a laboratóriumi vizsgálatig. Ezzel biztosítjuk, hogy a diszperz fázis a diszperziós közeg nagy viszkozitása miatt nem ülepedik, s így nem keletkezik a bázismintában eltérő folyási tulajdonságú szegregátum. Az olaj párolgása csekély. c) A hűtött és lezárt mintát t_k -nál nagyobb hőmérsékletre még a laboratóriumi mérés folyamán sem szabad melegíteni.

A reprezentatív mintának az állandósult áramlásra érvényes folyási görbéit határoztuk meg több t_k alatti s a tervezett szállításnál számbajehető hőmérsékleteken. A mérési metodikát hosszadalmas kísérletsorozatok után alakítottuk ki. A HAAKE féle rotációs viszkozimétert segédberendezésekkel

láttuk el. Ide tartozik elsősorban egy elegendően nagyteljesítményű hűtőgép, a minta hőmérsékletét érzékelő termisztor és a nyírási feszültséget, valamint a mintahőmérsékletet regisztráló kompenzográf. — Olyan nyírási és hőmérsékleti programot írtunk elő, amely lehetővé tette, hogy egy-egy nyírási sebességhez tartozó állandósult állapot gyorsan beálljon. A program azt is biztosította, hogy két mérési pont közötti tranzienst állapotban az olajminta hőmérséklete minden pontjában gyakorlatilag egyenlő és így a minta konzisztenciája homogén legyen.



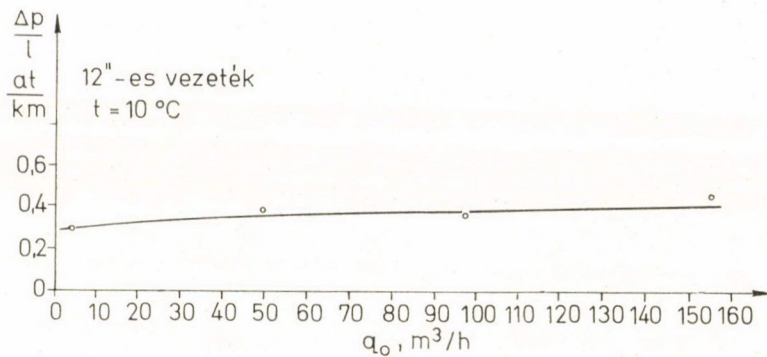
2. ábra

Az így kialakított mintavételi, kezelési és mérési program szerint meghatározott folyási görbesereget az 1. ábra mutatja. A görbesereg „rendezett”; az egyes folyási görbék pszeudoplasztikus jellegűek; egymáshoz viszonyított alakjuk logikus; a két méréssorozat pontjai (telt és üres pontok) gyakorlatilag ugyanazon görbéket határozzák meg, azaz a folyási görbék reprodukálhatók.

A 2. ábrán ezen folyási görbék alapján számított $\Delta p/l = f(q_0)_{\infty T}$ görbesereget ábrázoltuk $d = 30,8$ cm-nél.

A 3. ábrán az előző ábra 10 C° -nál érvényes $q_0 - \Delta p/l$ jelleggörbéjét láthatjuk. Ugyanitt ábrázoltuk az üzemi kísérletekkel meghatározott $q_0, \Delta p/l$ pontokat. Látható, hogy ezen pontokon átfektethető görbe gyakorlatilag egybe esne a számítottal. Az egyezés mértéke eljárásunkat igazolni látszik.

Végül megjegyezni kívánom, hogy az 1. ábrán bemutatott folyási görbék nem követik OSTWALD és DE WAALE hatványtörvényét. Egy-egy q_0 olaj-



3. ábra

hozamánál érvényes v átlagsebességhez tartozó f' és n értékek kiszámításához ezért a folyási görbén kívül még felhasználtuk a RABINOVICS, MOONEY—REED, METZNER összefüggést. — A meglehetősen hosszadalmas, sok iterációt igénylő számítási munkát igen meggyorsította, hogy ezt számítógéppel végeztük.

KIEGYENSÚLYOZOTT FÚRÁSI RENDSZER A HAZAI MÉLYFÚRÁSOKBAN

ALLIQUANDER ÖDÖN

1. Bevezetés

A kőzetek eredeti feszültségállapotát a fúróllyukkal megbontva, a rétegyomást — a rotari fúrás alapelve szerint — az öblítőiszap hidraulikus nyomása ellensúlyozza, sőt túlellensúlyozza.

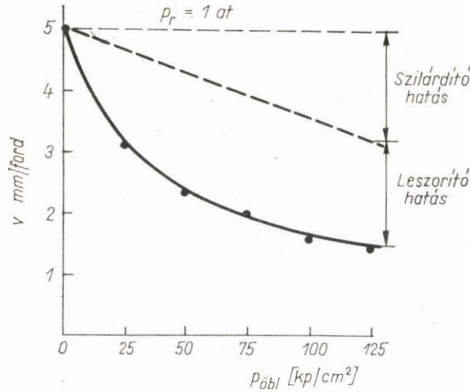
Az elmúlt évtized számos tanulmánya, ezek közt GARNIER és Van LINGEN megállapításai¹ is rámutattak arra, hogy az öblítés differenciális nyomásának jelentős kőzetszilárdító hatása van, de a fúrási sebesség ennek a hatásnak megfelelően várhatóanál nagyobb mértékben csökken, amit az említett szerzők öblítés differenciális nyomásának furadékszemet-leszorító hatásával, tehát a „túlellensúlyozás”-sal magyaráztak (1. ábra). Bár BINGHAM szerint² a „leszorító hatás” a bonyolult furadéksodrési folyamatra túlságosan egyszerű magyarázat; mindenesetre azonban ő is leszögezi azt, hogy egyébként azonos fúrási tényezők mellett, a fúrási sebesség akkor lesz a legnagyobb, ha az öblítés dinamikus nyomása és a rétegyomás egyenlő. Újabban YANG és GRAY,³ illetve ismét BINGHAM⁴ úgy értékelik ezt a kérdést, hogy ha a hidraulikus nyomás hatására a kőzetben a feszültség növekszik, ez csökkenti a fúrófog alatt képződő kőzetkráter volumenét, a furadékszemet kipattintó energiát, illetve az érvényesülő energia maximumát. Ennek alapján, de egyéb laboratóriumi és üzemi eredményekre is hivatkozva BINGHAM szerint a kiegyensúlyozott lyuktalpi nyomásviszonyok biztosítják a legnagyobb fúrási sebességet; akár pozitív, akár negatív differenciális nyomás csökkenti a fúrási sebességet. Ezt a megállapítását BINGHAM grafikusán is rögzíti (2a. ábra), de ugyanakkor közli VIDRINE és BENIT⁵ üzemi fúrási adatait összefoglaló görbéjét (2b. ábra), amely szerint a kiegyensúlyozottságon túl a negatív differenciális nyomás tovább növeli a fúrási sebességet.

Abban mindenesetre sok szerző megállapítása és az üzemi eredmények is egyeznek, hogy a túlellensúlyozáshoz képest a kiegyensúlyozás jelentős fúrási sebesség növekedést és a fúrás kockázatának⁶ csökkenését (az üzemzavarok: kitörés, megszorulás, iszapvesztés gyakoriságának csökkenését) eredményezi.

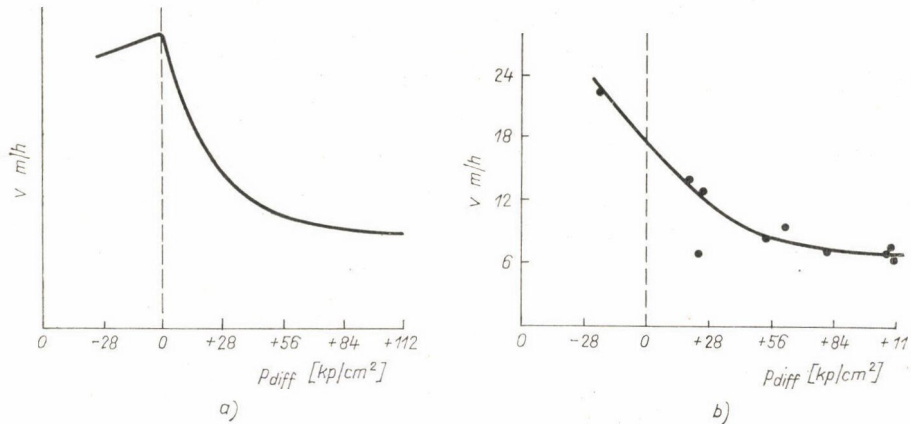
BINGHAM⁴ a kiegyensúlyozott fúrást úgy fogalmazza meg, mint olyan fúrást, amelynél a rétegyomás (p_r) egyenlő az öblítés dinamikus nyomásával ($p_{öbl}$), amely utóbbi viszont a sztatikus öblítőiszap-oszlop nyomásból (p_{st}), a gyűrűs tér áramlási veszteségéből (p_{gyt}), az öblítőszugár felütési nyomásából

(p_{imp}) és a fúró forgatásából adódó vertikális felületi nyomásból (p_f) tevődik össze, azaz

$$P_r = P_{öbl.} = P_{st} + P_{gyt} + P_{imp} + P_f.$$



1. ábra. A fúrási sebesség változása a lyuktalpi nyomás függvényében (GARNIER és VAN LINGEN szerint)



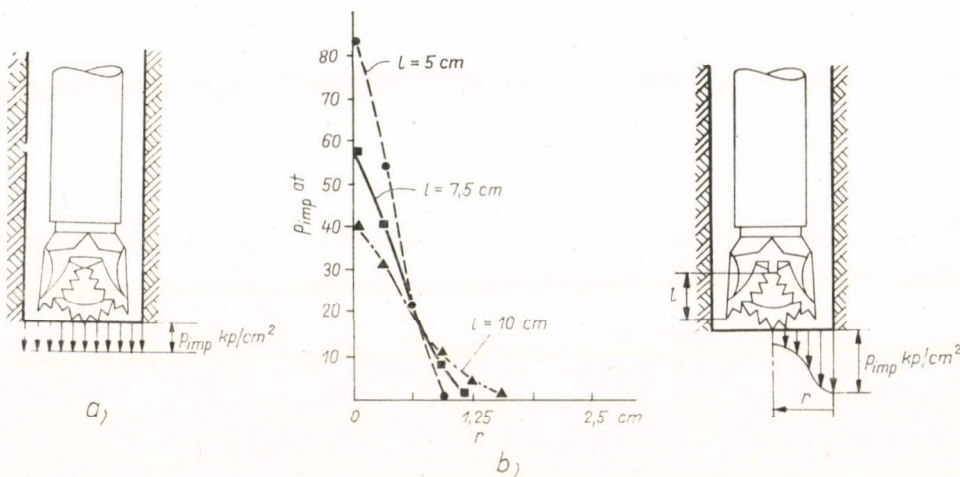
2. ábra. A differenciális nyomás és a fúrási sebesség összefüggése BINGHAM (a) és VIDRINE—BENIT (b) szerint

Ez a megfogalmazás önmagában is utal arra, hogy a kiegyensúlyozott fúrás a fúrási hidraulika teljes problémakörének uralását igényli. Ezt kívánja a kiegyensúlyozottságot nagymértékben befolyásoló egy sor fúrási hidraulikai tényező: a gyűrűs tér áramlási ellenállásának sokrétűsége; az öblítésugár felületi nyomásának a jet és közönséges öblítésű fúró alatti különbsége (3. ábra); a viszkozitás-gélerősség viszonyának fontossága a furadékkiszállítás-

ban, illetve a lyukfal védelmében s ezzel kapcsolatban az ún. kettős viszkozitású öblítőiszap lehetőségei stb.

2. Nagymélységű fúrás kiegyensúlyozott öblítéssel

A kiegyensúlyozott fúrással elérhető lényegesen nagyobb fúrási sebesség, a kisebb öblítőfolyadék sűrűség és a fúrási művelet folyamatosságát megszakító üzemzavarok kisebb kockázata különösen előnyösen érvényesülnek a



3. ábra. A lyuktalpi öblítősugar felületi nyomása a) közönséges öblítésű és b) jet öblítésű fúró esetén

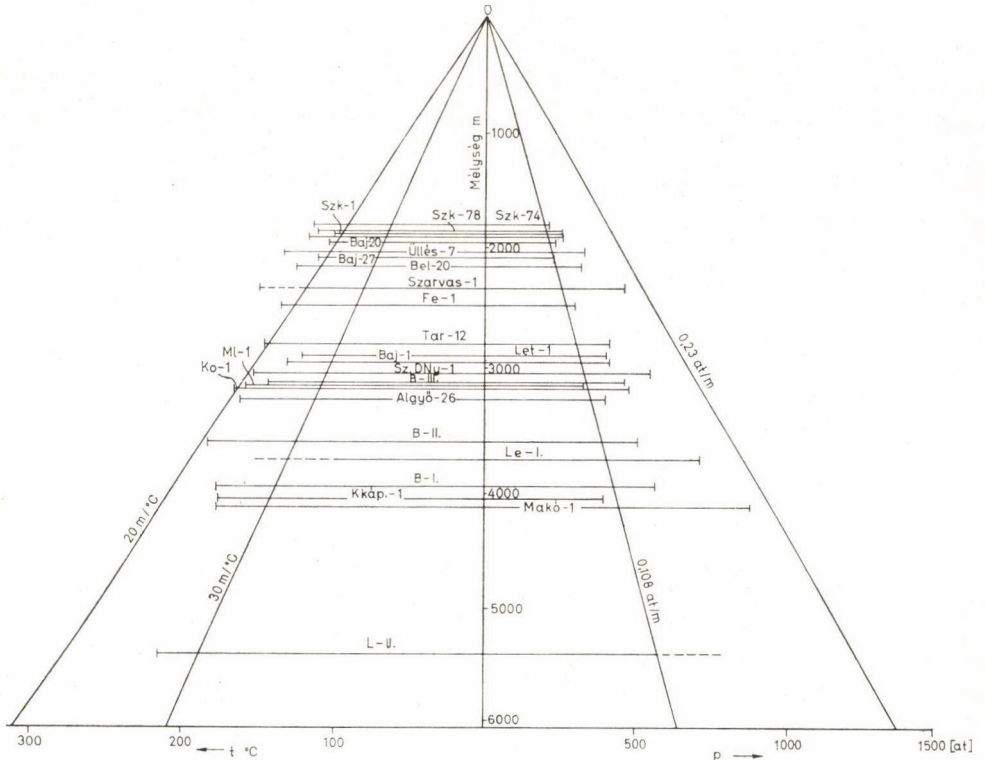
nagymélységű fúrásokban, ahol ezeknek a fúrásoknak összidejét ez a rendszer radikálisan — felére, harmadára — csökkentheti.

A nagymélységű fúrások költségeinek a mélységgel exponenciális növekedését így módon a kiegyensúlyozott fúrással lehet mérsékelni, úgyhogy ezt a fúrási rendszert ma világszerte a gazdaságos nagymélységű fúrások kulcsának tekintik.

Kulcsa ez a rendszer a Ny-Texas-i 6000—7000 m-es nagymérvű gázkutató-gázfeltároló fúrások programjának, ahol több mint 50 legnagyobb mélységkapacitású fúróberendezés dolgozik ilyen ultra-nagymélységű fúrásokon. A régebbi, szokványos rotari fúrési rendszerrel tehát a túlellensúlyozással fúrt lyukak költsége 3—5 millió \$ közt ingadozott, ma a kiegyensúlyozott rendszerrel ez a költség 1 millió \$ körül stabilizálódott,⁷ illetve még ez alá csökkenthető.

A hazai nagymélységű fúrési program végrehajtásában ez a rendszer különös figyelmet érdemel. A nagynyomású és nagy hőmérsékletű rétegsor ugyanis rendkívül bonyolulttá teszi a Kárpát medencebeli mély és nagymély-

sé fúrási tevékenységet. A 4. ábra világosan mutatja, hogy a 3500–4500 m mélységű fúrások nyomás és hőmérséklet adatai megfelelnek a világ más területein telepített fúrások 6000–7000 m-es, azaz az ultra-nagymélységű fúrásaiban várható nyomás és hőmérséklet viszonyainak. Ezért a Kárpát medencében már 3500–4500 m-es mélységben jelentkeznek az ultra-nagymélységű

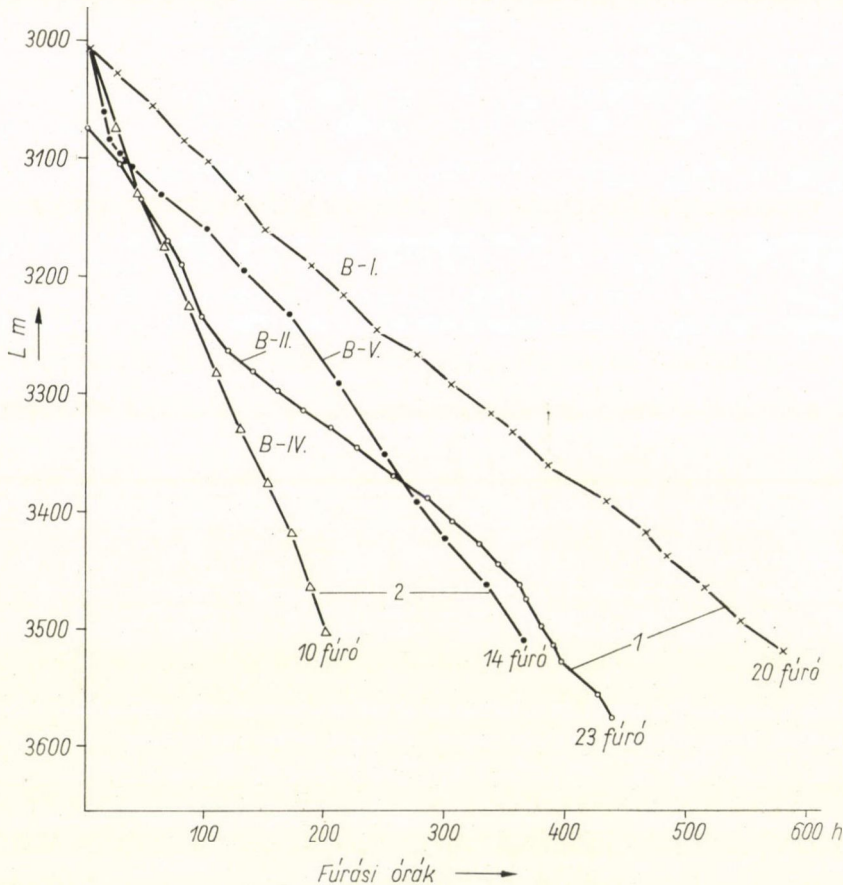


4. ábra. Hazai fúrások mélységi nyomás és hőmérséklet adatai a 20 és 30 m/°C hőmérsékleti gradiens és a 0,1 at/m, valamint 0,23 at/m, azaz a hidrosztatikusnak és a geosztatikusnak megfelelő nyomásgradiens rendszerben

fúrások közismert nehézségei: a fúrhatóság romlása s ezzel a fúrési sebesség nagymértékű csökkenése; jelentkeznek a rétegnehézségek, mint a lyukfal omlása, az iszapvesztés, a megszorulás, a kitérőveszély, illetve a permanens fenyegető-kitérés, de jelentkeznek természetesen az öblítőiszap kezelés, a cementezés nehézségei, a szelvényezési problémák stb.

A fúrhatóság csökkenésének ellensúlyozását, amely legélesebben a nagymélységű márgarétegekben s éppen a nagyfajsúlyú öblítőiszappal végzett fúrások során jelentkezik (ún. „nehezen fúrható márgák” problémája!), MAURER ismert lyuktalpi fúrhatóságra vonatkozó tanulmánya⁸ nyomán, a

fúróterhelés megkétszerezésével sikerült néhány zalai nagymélységű fúrásban elérni. A MAURER által kimutatott küszöbterhelésnél nagyobb fúróterheléssel a fúrási sebességeket ezeken a szakaszokon — igaz, hogy jelentős lyuk elferdüléssel de — sikerült megtöbbszörözni (5. ábra).⁹



5. ábra. A fúrási idő csökkenése a mélység függvényében a fúróterhelés olymértékű növelésének hatására, ami a márgákra vonatkozó küszöbterhelés túllépésének megfelel: 1 fúrások a küszöbterhelésnél kisebb fúróterheléssel, $8 \frac{1}{2}$ "—12—15 Mp; 2 fúrások a küszöbterhelést meghaladó fúróterheléssel, $8 \frac{1}{2}$ "—20—26 Mp (MÁCSIK J. szerint)

Az ma már világos, hogy a fúrási sebesség további fokozását és ezzel egyidejűleg a rétegnehezségek csökkentését azonban csakis a kiegyensúlyozott vagy ahhoz közelálló és a lyukfal-stabilitás megőrzésére is alkalmas öblítéssel lehet megoldani. Ennek a rendszernek előfeltételeit megteremtendő, feltétlen szükséges az öblítési egyensúlynak megbomlását jelző és azt helyreállító műszeres ellenőrző és szabályozó rendszer megvalósítása.

3. A kiegyensúlyozott fűrés eszközei

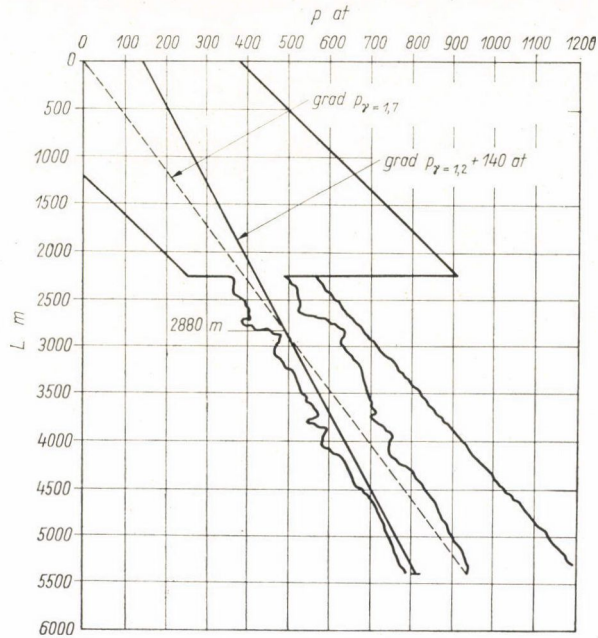
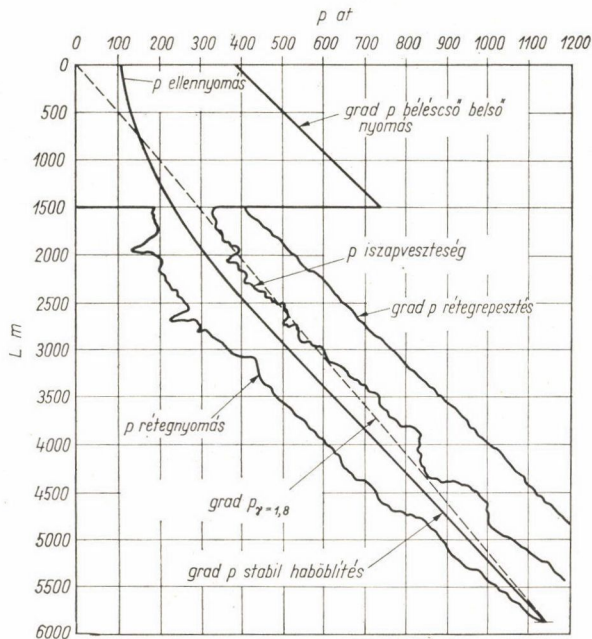
A kitörések elkerülésére, a hazai réteghőmérséklet és rétegnyomás viszonyai közt nem kielégítő az öblítés mennyiségi egyensúlya megbomlásának — a fenyegető kitörésnek — a jelzését a világszerte általános tartálysintmérő műszerre (ún. pitometerre) bízni. A pitometer túlságosan érzéketlen műszer erre a feladatra. A megoldás a nyomóvezetékbe és a kifolyóvezetékbe iktatott és vészjelző rendszerrel ellátott regisztráló, sőt differenciálisan is regisztráló mágneses-indukciós átfolyásmérő műszerpár. Ez a 0,5—1,0 l/s nagyságú beáramlást (kick-et) vagy veszteséget már megbízhatóan jelzi (6. ábra). Ilyen műszer segítségével elkerülhető a nagyobb volumenű beáramlás, a beáramlás szinte csak a nagyobb nyomású réteg elérésének jelzésévé válik. A jelzést, amely egyébként rendkívül értékes, pozitív réteginformációs adat, ugyanis veszély nélkül követheti a lezárás, ami után az állócsőnyomás megbízhatóan utal az alkalmazandó és a megbomlott egyensúly helyreállításához szükséges iszapsűrűség növelésére. Ennek a jelzőrendszernek használata a hazai fúróberendezésekhez terjed. Ugyancsak elkészültek az állandó talpnyomással megoldott egyensúlyhelyreállításhoz szükséges kézi szabályozó egységek (6. ábra 3.), sőt ennek a célnak a megoldására egy éppen a differenciális átfolyásmérő műszerpárral (6. ábra 10.) vezérelt félautomatikus szabályozó egységgel (6. ábra 4.) való kiegészítése is folyamatban van.

Félautomatikus ellennyomásszabályozó, a fenyegető kitörés észlelésére a differenciális öblítés-mennyiségmérő műszerpárt, az ellennyomásnak az állandó fúrócsőoldali (szivattyúzási) nyomás elvén való vezérlésére pedig az állócső aljára szerelt távadó manométert használja, és a változó szivattyúzási ütem korrekcióját a nyomóvezetékbe iktatott átfolyásmérő biztosítja.

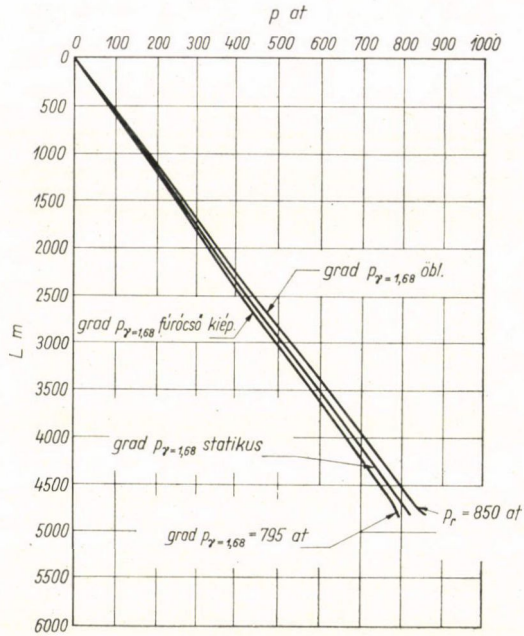
Az így kialakított rendszer önmagát szabályozza; mindaddig míg a rétegnyomás kiegyensúlyozására sztatikusan is megfelelő fajsúlyú öblítőiszapot nem szivattyúznak a lyukba, automatikus ellennyomás szabályozás útján alkalmas a kiegyensúlyozást éppen biztosító talpnyomás elérésére, függetlenül a gyűrűs térben felfelé áramló öblítőfolyadék milyenségére és keveredésére a rétegből beáramlott gázzal, olajjal.

Ezt a rendszert kiegészítve forgó tömszelencével (forgó kitörésgátlóval), alkalmas a tartós ellennyomásos fűrésra is, tehát pl. arra is, hogy valamely viszonylag kisnyomású rétegben fűrva, ehhez kis sűrűségű iszapot, meredek öblítési gradiensvonalat lehessen alkalmazni, annak ellenére, hogy a nyitott nyukszakasz felső részén egy nagyobb sűrűségű öblítőiszapot kívánna a kiegyensúlyozás (7. ábra). Hasonló feladat lehet homorú öblítési nyomásgradiens kialakítása, amely haböblítést és ellennyomást igényel.¹⁰

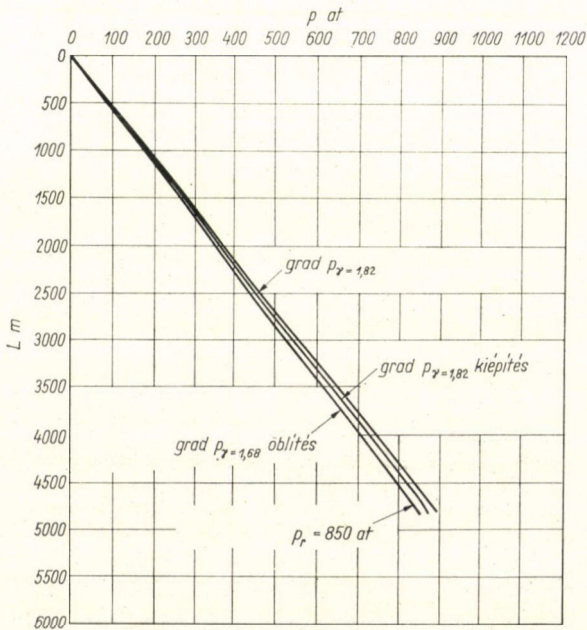
A kiegyensúlyozott fűrés rendszer azonban nemcsak a fűrés közbeni, tehát dinamikus talpnyomás szabályozását, alakítását kívánja, hanem a talpi nyomás sztatikus szabályozását a fúrócsere idejére is, oly módon, hogy a szta-

a₁b₁

7. ábra. Az öblítési nyomásgradiens alakítása gyűrűs tér ellennyomással: a) kis sűrűségű iszappal viszonylag nagy rétegnyomások ellensúlyozására; b) homorú öblítési nyomásgradiens alakítására, vegyes fázisú öblítéssel (M. JONES sz.)



a)



b)

8. ábra. a) a kiegyensúlyozott fúráshoz szükséges öblítési nyomást biztosító sűrűségű iszap sztatikusan nem elegendő a talpi réteg nyomásának ellensúlyozására, még kevésbé biztosítható az ellensúlyozás a fúrószerház kiépítésekor; b) a fúrócserehez nagyobb sűrűségű öblítőiszapot szivattyúzva a fúrólukba, ez sztatikusan és kiépítés közben is alkalmas a talpi rétegnyomás ellensúlyozására

során a lyukfalat érő mechanikus és hőimpulzusoknak. Ezáltal a kiegyensúlyozott fúrási rendszer önmagában is jobban rögzíti a lyukfal stabilitását, mint a túlellensúlyozást biztosító sűrűségű öblítőiszappal végzett fúrás. E kedvezőbb körülményeken kívül azonban még fennáll a lyukfalstabilitás szempontjából kedvező öblítésfajta kiválasztásának mint alapvető intézkedésnek lehetősége, ill. szükségessége.

Érdekes megjegyezni, hogy ezen a téren is előtérbe lépett a „kiegyensúlyozottság”-nak mint a fúrólyuk létesítése szempontjából általánosan kedvező elvnek egy további szempontja: a márga-lyukfal bomlásában nagy szerepet játszó s az öblítőiszap-márga érintkezési felületen fellépő ozmózisnyomás ugyanis a sókoncentráció különbségével függ össze, tehát ilyen szempontból is a kiegyensúlyozottságra kell törekedni, azaz az öblítőiszap alapközegének szalinitását is célszerű beállítani.^{12, 13}

Összefoglalás — következtetések

A hazai viszonyok közt

— a kis és közepes mélységekben is már jelentkező nagynyomású és nagy hőmérsékletű rétegsor és

— a kisszilárdságú, vastag fedő és tárolórétegsor miatt fokozottan jelentkező kitorésveszély ráirányította a figyelmet a kitorésvédelem egyensúlyhelyreállítási módszereire, a tökéletesített kitorésgátló szerelvényekre. Mivel azonban ezek a szerelvények éppen a kisszilárdságú, felrepedésre — mégpedig függőleges felrepedésre — való hajlam miatt csak az időleges szabályozás és nem a tartós lezárás eszközeiként alkalmazhatók, ki kellett alakítani:

— egy igen érzékeny műszeres ellenőrzést az egyensúly megbomlásának detektálására; és

— egy érzékeny gyűrűs tér ellennyomás-szabályozó szeleppel megoldott egyensúlyhelyreállítási rendszert.

Ezek birtokában az utóbbi években nagyobb lendülettel megindult nagymélységű fúrási tevékenységben — éppen annak gazdaságossága érdekében — sor kell kerülni a kiegyensúlyozott, sőt kiegyensúlyozatlan, azaz ellennyomásos fúrási rendszernek a kifejlesztésére. A megbízható kitorésvédelemnek és a kiegyensúlyozott fúrási technológiának alkalmazása azonban megkívánja:

— az egyensúlyhelyreállítási rendszer rutin alkalmazását, aminek módja a hidraulikus ellennyomásszabályozó fúvókának, állandó nyomású szivattyúzással vezérelt, félautomatikus rendszerrel való kiegészítése;

— a hatékony alkalmazás pedig mind a kitorésvédelem, mind pedig a kiegyensúlyozott fúrás érdekében a fúrási személyzet fokozatos és folytonos továbbképzését s természetesen gyakoroltatását követeli.

Az utóbbinak legcélszerűbb módja a fúrólyukban uralkodó hidrodinamikai viszonyokat utánzó modellen — szimulátoron — bemutatni a kitörés megindulása és leküzdése, azaz a kiegyensúlyozott fúrás egyensúlyhelyreállítása során lejátszódó folyamatokat.

A fúrólyuk, illetőleg a felszín alatti öblítőrendszer és a tárolóréteg együttes hidrodinamikai egyensúlyának messzemenő megőrzésén alapuló „kíméletes” kitörésvédelemnek és a kiegyensúlyozott fúrási technológiának begyakorlása csakis ilyen, a lyuktalpi viszonyokat szimuláló elektromos elemekből (a feszültség reprezentálja a nyomást, az áramerősség pedig a fluidum áramlását) összeállított szemléltető, gyakorló készülékeken lehetséges.¹⁴ Ilyenek segítségével kell kiképezni a fúrási személyzetet, mégpedig az alapképzettségnek megfelelő fokozatos szinten és természetesen folytonosan tökéletesedő, haladó rendszerben.

Az elmondottak rávilágítottak a nagynyomású rétegek előrejelzésére alapított és az öblítési egyensúly pontos műszeres észlelését, továbbá az ellennyomás szabályozását feltételező kiegyensúlyozott fúrási rendszer előnyeire és hazai aktualitására. *Minden bizonnyal a kiegyensúlyozott fúrás az a módszer, amellyel a hazai 3500—4500 m-es fúrásokban, a világ más részein csak 6000 m alatti mélységeknél megfelelő értékkel jelentkező rétegnyomásból és réteghőmérsékletből adódó súlyos fúrástechnikai nehézségek leküzdhetők.*

IRODALOM

1. GARNIER, A. J.—VAN LINGEN, N. H.: Phenomena affecting drilling rates at depth. Trans. AIME 232—239, 1959.
2. BINGHAM, M. G.: A new approach to interpreting rock drillability. Sec. 7., Reprint from Oil and Gas Journal, apr., 1965.
3. YANG, J. H.—GRAY, K. E.: Single blow bit-tooth impact tests on saturated rocks under confining pressure: II. elevated pore pressure. SPE Journal, 389—408, 1967.
4. BINGHAM, M. G.: What is balanced pressure drilling? SPE Preprint, No.: 2541.
5. VIDRINE, D. J., BENIT, E. J.: Field verification of the effect of differential pressure on drilling rate. Journal of Petroleum Technology, 676—682, 1968.
6. ALLIQUANDER ÖDÖN: A mélyfúrás kockázata. Kőolaj és Földgáz, 2, 49—53, 1970.
7. WILLIAMS, R.: Delaware basin drilling, completion costs are cut. Oil and Gas Journal, 27, 108—112, 1970.
8. MAURER, W. C.: Bit-tooth penetration under simulated borehole conditions. Journal of Petroleum Technology, 1433—1442, 1965.
9. MÁCSIK J.: Fúrási tényezők optimalása. Kőolaj és Földgáz, 7, 215—220, 1969.
10. JONES M.: Nyomás-mélység szelvény szabályozása, Kőolaj és Földgáz, 12, 361-367, 1970.
11. MESSENGER, J. U.: Barite plugs. API. 906—14—L, 1969.
12. MONDSHINE, T. C.: New technique determinens oil-mud salinity needs in shale drilling. Oil and Gas Journal, 14, 70—75, 1959.
13. CHENEVERT, M. E.: Shale control with balanced-activity oil-continuous muds. SPE Preprint, No. 2559, 1969.
14. BUTTLER, W. R., COPPES, J.: Shell uses simulator to train drillers in pressure control. Oil and Gas International, 1, 52—55, 1969.

A NAGY KŐZETLISZTTARTALMÚ NEOGÉN HOMOKKÖVEK MÉLYFÚRÁSI GEOFIZIKAI PARAMÉTEREI

BARLAI ZOLTÁN

A MŰSZAKI TUDOMÁNYOK KANDIDÁTUSA

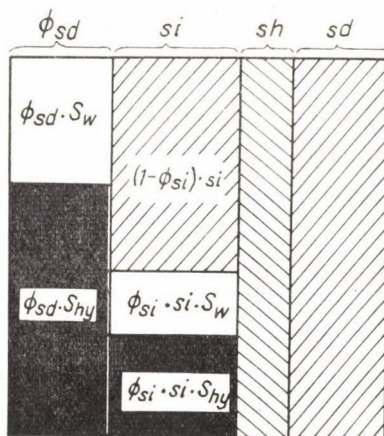
Az utolsó két-három évben kőolajbányászatunk különféle laboratóriumaiban végzett kőzetminta vizsgálatok, továbbá szénhidrogén kutató fúrásainkban felvett mélyfúrési geofizikai szelvények analízisei kimutatták, hogy Algyőn a felső- és alsópannon, Ortaházán az alsópannon, Beleznán az alsópannon és a miocén homokkövek jelentős mennyiségben tartalmaznak kőzetlisztet, és e komponens nagymértékben befolyásolja a mélyfúrési geofizikai paraméterek többségét. Feltételezhető, hogy a kőzetliszt általánosan előfordul neogén medenceterületeink homokköveiben, ezért fontos tudományos feladattá vált a kőzetliszt által a homokkövek mélyfúrési geofizikai paramétereire gyakorolt hatások megismerése és az ezzel kapcsolatos törvényszerűségek felfedése. Nagyon bonyolult tudományos feladattal állunk szemben, mivel az általános szemcseösszetételű homokkövek mélyfúrési geofizikai jellemzői sokváltozós függvények. A befolyásoló mennyiségek között számos ásványtani, üledékföldtani, kőzetfizikai, geokémiai és fizikokémiai változó szerepel. Ugyanakkor az egyes változókat csak korlátolt pontossággal tudjuk meghatározni, és az ebből eredő bizonytalanságokat növeli az a körülmény is, hogy a települési helyéről kivett kőzetminták tulajdonságainak nagy része laboratóriumi körülmények között megváltozik, és nem is reprodukálható elég pontosan, a kőzettulajdonságok nagy része teljesen megváltozik a kőzetminták megbontásakor, mivel e tulajdonságok csak az eredeti mikrostrukturális rendszerben értelmezhetők, továbbá a mélyfúrési geofizikai mérések a kőzeteket a fúrólyukakban a fúróiszap infiltrációja miatt „megzavart” állapotban látják. Mindezekből következik, hogy csak statisztikus törvényszerűségeket kereshetünk, és a geotudományok összehangolt erőfeszítéseire lesz szükség e törvényszerűségek eléggé megbízható megismeréséhez, és a különféle vizsgálatokat az alapkutatásoktól megkövetelt pontossággal kell elvégezzük.

Elmélet

A szénhidrogénkutató fúrásokkal harántolt homokkő rétegekben fontos feladatok megoldásához járulnak hozzá a mélyfúrési geofizikai vizsgálatok; e feladatok között a legfontosabbak:

— a szénhidrogéntároló szakaszok felismerése; — a vízsaturáció (S_w) meghatározása; — a gáztároló szakaszok megkülönböztetése az olajtároló szakaszoktól; — a porozitás (Φ) meghatározása; — a permeabilitás (K) becslése; — a rétegsor tagolása a litológiai összetétel szempontjából.

A mélyfúrási geofizikai analízis e feladatok megoldását kb. 1950-ig a „tisztá” homokkő koncepció alapján végezte (1). 1950-től kezdődően figyelembe vették a homokkőben levő agyag hatását a geofizikai paraméterek analízise során (2).



1. ábra

Az utolsó két-három év során hazai fúrásainkban szerzett tapasztalataink meggyőztek minket arról, hogy a kőzetliszt az agyaghoz hasonlóan jelentős hatást fejt ki a mélyfúrási geofizikai paraméterekre: lecsökkenti a produktív termelő zónák fajlagos elektromos ellenállását (R_t), megnöveli a kőzetek természetes gammasugár aktivitását (γ), és megnöveli a neutronporozitást (Φ_N), az agyagtól eltérően azonban nem csökkenti a homokkővek relatív természetes potenciál amplitúdóját (α). Arra a következtetésre jutottunk, hogy e hatások miatt a homokkővek geofizikai paramétereinek leírásánál és analízisének a kőzetlisztet fontos befolyásoló komponensként figyelembe kell venni. Mivel e feladat világviszonylatban megoldatlan volt, új utakon kellett elindulnunk (3, 4).

A kőzetlisztet és diszperz agyagot tartalmazó, általános szemcseösszetételű homokkő geofizikai paramétereinek leírásához az 1. ábrán látható térfogati modellt vezettük be.

Ebben a ferdén vonalkázott térrészek a kőzetnek folyadékáramlásokban részt nem vevő komponenseit képviselik. Ezek közül s_d a homokfrakciót, s_h az agyagfrakciót, s_i pedig a kőzetlisztet jelenti.

A Φ effektív pórustér két komponensből tevődik össze:

- a Φ_{sd} makropórustérből; és
- a $si \cdot \Phi_{si}$ mikropórustérből.

E két pórustér komponenset a pórusok hidraulikai sugarának nagysága alapján lehet megkülönböztetni. A mikropórustér elsősorban a kőzetliszt szemcsék között képződik, ezért a modellben a kőzetliszt egyik térfogati komponensét képezi.

A kőzetliszt $si \cdot (1 - \Phi_{si})$ térfogatú, másik komponense nem vesz részt a folyadékáramlásokban, mivel főképp szilárd szemcsékből áll, de emellett *ion-szférával* rendelkező kötött vizet tartalmaz. *E folyékony halmazállapotú gazdag ion-szféra a forrása azoknak a sajátos hatásoknak*, amiket a kőzetliszt kifejt a homokkövek mélyfúrású geofizikai paramétereire.

A nagy kőzetlisztartalmú homokkövek fajlagos elektromos ellenállása

Neogén medencéink homokköveiben a kőzetliszt szemcsék elsősorban szilikátokból (kvarc, földpátok, csillámok, klorit), másodsorban karbonátokból (kalcit, dolomit) állanak (5). Ismeretes az, hogy a szilikátok ionrácsaiban nagymértékű elektromos polarizáció jöhet létre (6, 7, 8) Si^{4+} ionoknak Al^{3+} ionokkal, továbbá Al^{3+} ionoknak Mg^{2+} ionokkal történő helyettesítése által. Mindkét helyettesítésnél az új ion eggyel kevesebb pozitív vegyértékű, mint a helyettesített ion, ezért a kristályszerkezetben negatív elektromos töltéstöbblet áll elő. További negatív elektromos töltésfelesleg képződhet a szilikátok kristályrácsaiban annak következtében, hogy egyes külső oxigén atomok lekötetlen vegyértékkel rendelkezhetnek. E viszonyok következtében a kristályrács felületileg polározott. A szilikát ásványok disszociált ionokat tartalmazó sós vizes környezetben kationokat vonzanak magukhoz a víztérből (pórusvíz). Ezek a kationok teszik — makro értelemben — ismét neutrálissá a negatív elektromos töltéstöbblettel rendelkező szilikátkristályok rendszerét. Mikro értelemben, tehát a szilikátszemcsék határfelületén azonban a homokkő elektromos szempontból polározott állapotban van: a szilikátszemcsék és a pórusvíz határfelületén HELMHOLTZ-féle elektromos kettősrétegek keletkeznek, amelyek kationburka a folyadékfázisban helyezkedik el. A kationburokban a kationok térbeli koncentrációja diffúz eloszlást követ, és jó közelítéssel a BOLTZMANN-féle eloszlási függvényvel írható le:

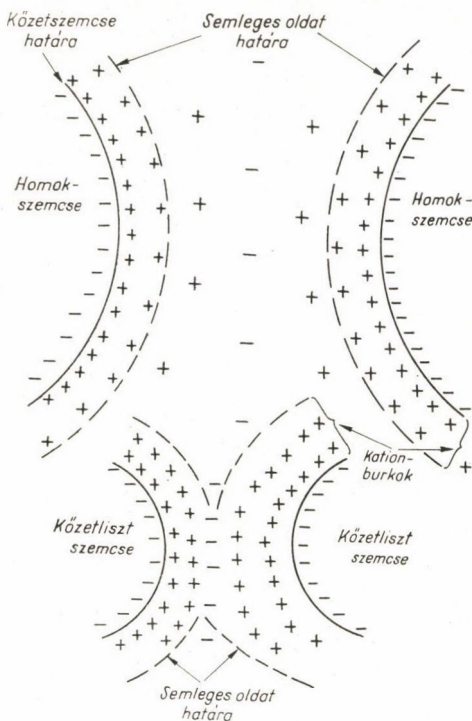
$$n_c = n \cdot e^{-\frac{w \cdot \varepsilon}{k \cdot T} \cdot U}, \quad (1)$$

ahol:

n_c = a kationok koncentrációja a diffúz burokokban; n = a semleges oldat (pórusvíz) kation koncentrációja; U = a vizsgált térpont potenciálja a semleges oldathoz képest; w = az ionok vegyértéke; ε = az elektron elektromos töltése; T = abszolút hőmérséklet; k = BOLTZMANN-állandó.

A 2. ábrán bemutatjuk a homokkő belső mikroelektromos tereinek vázlatát, a polározott ioneloszlást két, nagyobb méretű homokszemcse és a köztük levő pórusvíz határán, továbbá két, kisebb méretű kőzetliszt szemcse és a pórusvíz határán. A fúrólukak geofizikai vizsgálatainál alkalmazott elektromos méréseket (fajlagos ellenállás, természetes potenciál, gerjesztett potenciál) befolyásolni fogják a szilikátszemcséket körülvevő elektromos kettősrétegek.

A fajlagos ellenállás méréseknél a generátorkörrel létrehozott E (volt/cm) térerősség hatására az ionok mozgásba jönnek és elektromos töltéstranszportot

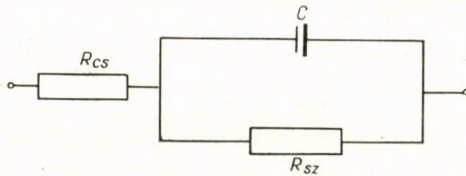


2. ábra

tartanak fenn. A pórusvíz belső, semleges részében a töltéstranszport igen kis térerősségek hatására végbemegy. A szilikátszemcsék határán a diffúz kationburkokban a töltéstranszport csak viszonylag nagyobb térerősségek mellett indul meg, a kationokat a közétszemcsékhez kötő COULOMB-féle vonzóerők visszatartó hatása miatt. Nyilvánvaló, hogy a semleges pórusvíz elektromos vezetése mellett a diffúz ionburkok töltéstranszportja egy újabb, az előbbivel nagyjából paralel ható elektromos vezetést létesít. A semleges pórusvíz vezetése együtt nő a pórusvíz volumenével, tehát a közet Φ effektív porozitásának nagyságával. A 2. ábra alsó része érzékelteti, hogy a kőzetliszt szemcsék

rendszerében a diffúz kationburkok jelentős szerepet töltenek be a semleges pórúsvíz elektromos vezetése mellett. Ugyanakkor az ábra felső része azt érzékelteti, hogy a homokszemcsék rendszerében a kationburkok szerepe sokkal kisebb. A kationburkok relatív elektromos vezetése együtt nő a kőzetszemcsék — porozitáshoz viszonyított — fajlagos felszíni területének (S), tehát az S/Φ mennyiségnek a növekedésével, ami a kőzetlisztet nagy mennyiségben tartalmazó homokköveknél jóval nagyobb, mint a homokszemcsékből álló homokköveknél.

A mondottak alapján az általános szemcseösszetételű homokkő fajlagos elektromos ellenállásának matematikai leírásához a 3. ábrán bemutatott analóg elektromos áramkör javasolható. Ezen az ábrán az R_{cs} ellenállás a pórúscsatornák neutrális részeit modellezi. Ezzel sorba van kapcsolva egy C



3. ábra

kapacitású kondenzátor és egy R_{sz} ellenállás párhuzamos rendszere. A C kondenzátor a E térerősség hatására a kationburkokban elmozdult, de még mindig a kőzetszemcsékhez kötött állapotban maradt ionok hatását modellezi. Az E térerősség a kationburkok ionjainak egy részét kiszakítja a kötött állapotból és bekapcsolja a vezetési áramba (a j áramsűrűségbe). E kiszakított ionok közül a csatorna-szűkületekben áramló ionokat az R_{sz} ellenállás reprezentálja, a kiszakított ionok másik része viszont a pórúsbelső töltéshordozói-nak számát növeli, és ezzel csökkenti az R_{cs} ellenállás nagyságát.

A 3. ábrán feltüntetett analóg áramvezetési komponensek (R_{cs} , R_{sz} , C) az E térerősségtől függő mennyiségek: E növelésével mindhárom komponens nagysága csökken. Ennek értelmében kimondható, hogy a nagy kőzetlisztartalmú homokkövek fajlagos elektromos ellenállása térerősség függő, úgynevezett *nonlineáris ellenállás, amelyre az OHM-törvény differenciális alakja csak az alábbi formában érvényes:*

$$R(E) = \frac{E}{j} \quad (2)$$

ami azt érzékelteti, hogy az R fajlagos elektromos ellenállás függ a térerősségtől. A 3. ábra analóg áramköri modellje alapján az is megjósolható, hogy a nagy kőzetlisztartalmú homokkövek fajl. el. ellenállása és az ellenállásnak a térerősségtől való függése más és más lesz a gerjesztő áram frekvenciájának és jelalakjának megváltoztatása esetén.

A kőzetszemcséket körülvevő diffúz kationburkok elektromos vezetése által a homokkő elektromos vezetéséhez adott hozzájárulást matematikai modelljeinkben úgy reprezentáljuk, hogy az 1. ábrán az $si(1 - \Phi si)$ kőzetliszt komponensnek véges nagyságú $1/R_{si}$ fajl. el. vezetőképességet tulajdonítunk. Ennek matematikai megjelenését azon az elméleti összefüggésen mutatjuk be, amely leírja a szénhidrogéntároló homokkő I ellenállásnövekedési indexe és az S_w vízszaturáció közötti kapcsolatot. Az ellenállásnövekedési index definíciója:

$$I = \frac{R_t}{R_0}, \quad (3)$$

ahol: R_t = a szénhidrogéntároló homokkő fajl. el. ellenállása; R_0 = ugyanazon homokkő ellenállása teljes víztelítettség mellett.

ARCHIE (1) az $I - S_w$ függvényre — tiszta homokokon végzett mérések alapján — az alábbi formulát javasolta:

$$I = \left(\frac{1}{S_w} \right)^n, \quad (4)$$

ahol: n = szaturáció — exponens, ami függvénykonstans szerepét tölti be; értéke tiszta homokkövekre: $n = 1,8-2$.

Mi ugyanerre a függvényre az alábbi formulát vezettük le (4) az általános szemeseösszetételű homokkövekre vonatkozóan:

$$I = \left(\frac{1 + C}{S_w + C} \right)^n, \quad (5)$$

ahol: C = a folyadékáramlásokban részt nem vevő, de az elektromos vezetéshez hozzájáruló kőzetkomponensek hatását figyelembe vevő additív mennyiség, amely részletesen így írandó:

$$C = \frac{si(1 - \Phi si)}{\Phi} \left/ \left[\frac{R_{si}}{R_w} \right]_{CH} \right. + \frac{sh}{\Phi} \left/ \left[\frac{R_{sh}}{R_w} \right]_{CH}, \quad (6)$$

ahol: R_w = a pórusvíz fajl. el. ellenállása.

A fenti kifejezés jobb oldalán az első tag a kőzetliszt, a második tag pedig, a diszperz agyag elektromos vezetését veszi figyelembe.

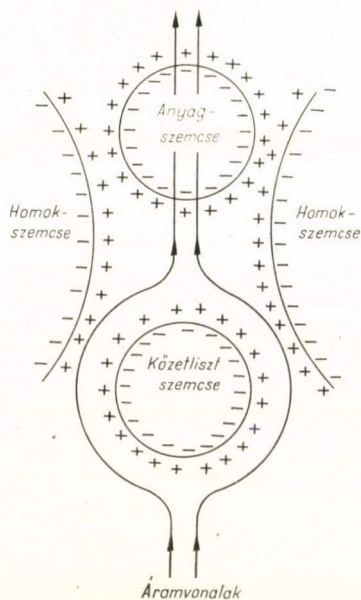
Elméleti megfontolások és kőzetmintákon végzett mérések arra vezettek hogy az $\left[\frac{R_{si}}{R_w} \right]_{CH}$ relatív ellenállás függ a kőzetliszt $\frac{si(1 - \Phi si)}{\Phi}$ relatív térfogatától, amit a továbbiakban röviden C_g -vel jelölünk.

Fontos geofizikai paraméter az általános szemeseösszetételű homokkövek vizsgálatánál az αPS -csökkenési tényező, amit így definiáltak:

$$\alpha = \frac{U_{sp}}{U_{ssp}}, \quad (7)$$

ahol: U_{sp} = a vizsgált homokkőréteggel szemben mérhető PS amplitúdó;
 U_{ssp} = a PS amplitúdó egy tiszta homokkővel szemben, ugyanabban a geológiai képződményben.

A 4. ábrán megrajzoltuk a természetes potenciálok dinamikus áramterében két áramvonal menetét. Az áramvonalak nem keresztezhetik a dielektrikumként viselkedő homokszemcséket és kőzetliszt szemcséket, ugyanakkor az



4. ábra

agyagszemcsék mikroterében átléphetnek a szemcse és pórusvíz közötti fázishatáron, mivel az agyag — kristályvize és bizonyos, a kristálylamellák között végbemenő ioncserék révén — elektromos vezetőanyagként viselkedik. Már most a kőzetszemcsék határfelületén kialakuló HELMHOLTZ-féle elektromos kettősrétegeknek elektromos potenciáljuk van, melynek változási iránya megegyezik a kettősréteg felületi normálisával. Dielektrikumként viselkedő kőzetszemcsék esetén (homok, kőzetliszt) a kettősrétegek potenciálja nem ad járulékos komponenst a természetes potenciáltérhez, mivel a PS áramvonalak ebben az esetben merőlegesek a kettősréteg potenciáljának változási irányára. Az agyagszemcsék ugyanakkor járulékos potenciált adnak a természetes potenciáltérhez, mivel a PS áramvonalak átlépnek az agyagszemcsék határan kialakuló elektromos kettősrétegen. Mindezekből az következik, hogy a homokkő U_{sp} természetes potenciál amplitúdóját az agyag befolyásolja (csökkenti),

a kőzetliszt viszont nincs számottevő hatással rá. Ez tükröződik az α PS-csökkenési tényezőre általunk levezetett (4) alábbi formulában:

$$\alpha = \frac{1}{\left(1 + \frac{sh}{\Phi} \left/ \frac{R_{sh}}{R_w} \right. \right)^2}, \quad (8)$$

amelyben ott látjuk az sh agyagkomponenst, de hiányzik az si ($1 - \Phi_{si}$) kőzetliszt komponens.

A nem-elektromos geofizikai paraméterek közül itt most csak a természetes gamma radioaktivitással foglalkozunk. A neutron porozitással, a térfogati sűrűséggel és a szónikus hullámok terjedési idejével kapcsolatban korábbi publikációinkra (3, 4) utalunk.

Az üledékes kőzetek radioaktivitása növekszik a pelites agyagtartalommal és a kőzetliszt tartalommal. A pelit és a kőzetliszt nagyobb fajlagos radioaktivitása a nagy fajlagos szemcsefelületek miatt áll elő, ugyanis emiatt növekszik az urán, a rádium és a tórium adszorpciója. Ezenkívül a K^{40} izotóp viszonylag nagyobb gyakorisággal fordul elő az agyag kristályrácsokban. Az agyag kristályrácsok 3 súlyszázaléka kálium lehet, amiből 0,01% a radioaktív K^{40} izotóp.

Az általános szemeseösszetételű homokkövek γ fajlagos radioaktivitására az alábbi képletet vezettük le (4):

$$\gamma = \gamma_{sd} \cdot sd + \gamma_{si} \cdot (1 - \Phi_{si}) \cdot si + \gamma_{sh} \cdot sh, \quad (9)$$

ahol: γ_{sd} , γ_{si} , γ_{sh} = a homok, a kőzetliszt és az agyag fajlagos γ aktivitásai.

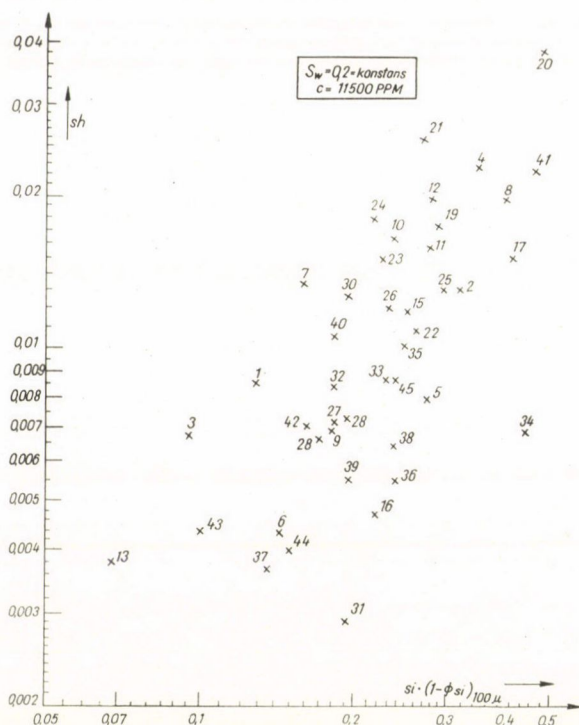
Mivel a kőzetliszt fajlagos γ aktivitása nagyobb a homokénál, ezért a nagy kőzetliszttartalmú homokkövek a tiszta homokköveknél jelentősen nagyobb γ aktivitással tűnnek ki.

Nagyon fontos tudományos és gyakorlati kérdésként merül fel az, hogy hol van a kőzetliszt komponens szemcseátmérőjének felső határa. A petrográfusok ezt a határt rendszerint 60μ -nál vonják meg (9), azonban azt kellene tisztázni, hogy a homokkövek geofizikai paraméterei szempontjából, tehát a kőzetliszt által a geofizikai paraméterekre gyakorolt sajátos hatások tükrében valóban a 60μ bizonyul-e statisztikai határnak. Ennek tisztázása lényeges hozzájárulás volna a mélyfúrési geofizikai tudomány részéről az üledékes kőzetek petrográfiájához.

Kísérlet

Az elmúlt két év folyamán kísérleti munkákat végeztünk laboratóriumban fűrt kőzetminták vizsgálatai alapján és fűrólyukakban, geofizikai szelvények analízisei alapján, a kőzetliszt által a geofizikai paraméterekre gyakorolt hatá-

sokra vonatkozóan. E kísérleti munkák az algyői felső- és alsópannon, az ortaházai alsópannon és a beleznai alsópannon és miocén homokkövekre terjedtek ki.

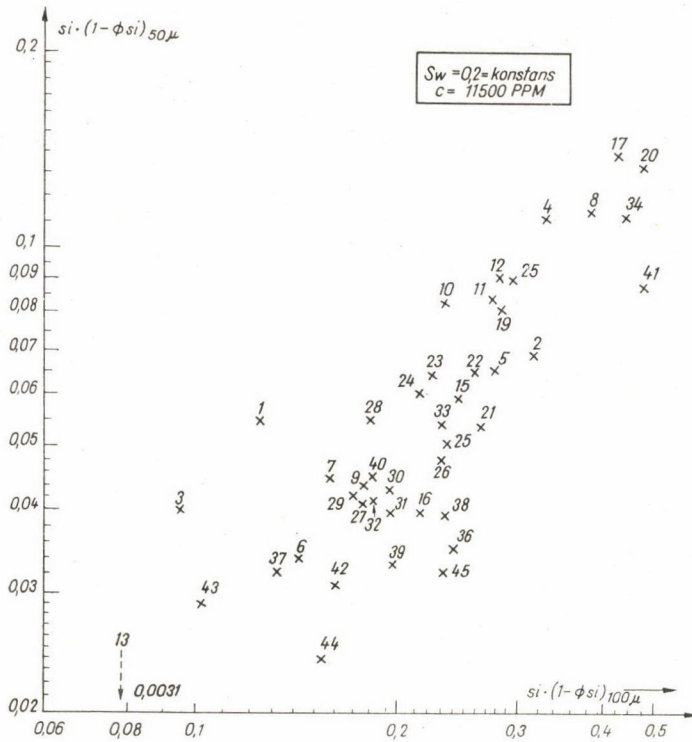


5. ábra

Itt most néhány kísérleti eredményt ismertetünk az algyői alsópannonkorú homokkőminták laboratóriumi vizsgálatával kapcsolatban. 45 db kőzetmintát vizsgáltunk, amelyek 15 különböző fúrólukból származnak az 1930—2610 m mélységű intervallumból, így e minták jelentős szétszórtsága miatt várhatóan reprezentatív statisztikai átlagképet kaphatunk e geológiai szerkezet homokköveiről. A kőzetmatrix szemeseösszetételét az 5, 50, 100, 250 μ szemcseátmérő határok közötti frakciók nagyságának megméréssel állapították meg.

Vizsgálataink egyik lényeges célkitűzése annak a tanulmányozása volt, hogy hol vonható meg geofizikai szempontból e kőzeteknél a kőzetlisztfrakció felső szemcseátmérő határa. Kiszámítottuk az $si(1 - \Phi_{si})$ kőzetlisztfraktókat azokkal a feltételezésekkel, hogy a felső szemcseátmérő határ 50, 100, illetve 250 μ -nál van; így jutottunk az $si(1 - \Phi_{si})_{50 \mu}$, $si(1 - \Phi_{si})_{100 \mu}$, illetve $si(1 - \Phi_{si})_{250 \mu}$ értékekre.

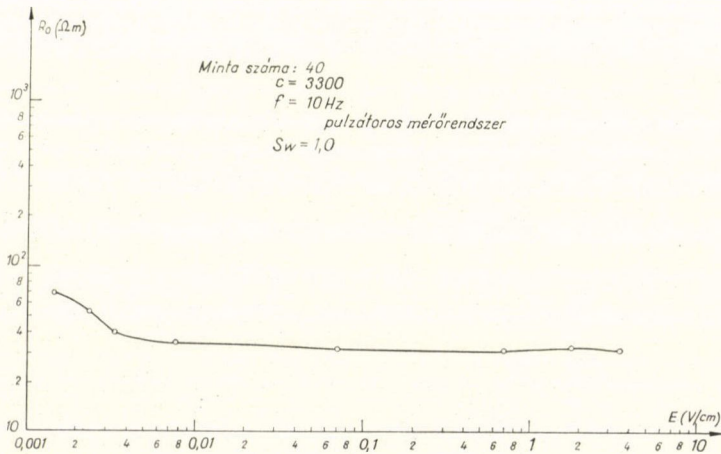
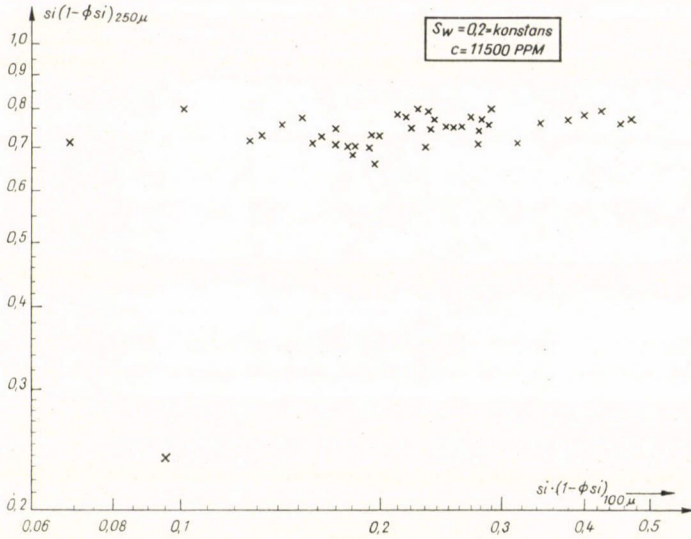
Az 5. ábrán bemutatjuk az sh agyagtérfogatot a 100μ -os feltételezéshez tartozó $si(1 - \Phi_{si})_{100\mu}$ függvényében. Látható, hogy az agyagtartalom általában növekszik az $si(1 - \Phi_{si})_{100\mu}$ növekedésével, azonban a ponthalmaz jelentős szórást mutat. A 6. ábrán $si(1 - \Phi_{si})_{50\mu}$ -t ábrázoltuk $si(1 - \Phi_{si})_{100\mu}$ függvényében. A két mennyiség itt is együtt növekszik, és a szórás kisebb, mint az agyag-



6. ábra

tartalom esetében. A 7. ábrán $si(1 - \Phi_{si})_{250 \mu}$ -t látjuk $si(1 - \Phi_{si})_{100 \mu}$ függvényében, ami azt mutatja, hogy e kőzetekben igen nagy a 250μ alatti frakció nagysága, azonban ez az érték eléggé állandó, ezért nem lehet jellemző az egyes kőzetminták geofizikai paramétereik között észlelt jelentős eltérésekre. Ennek alapján kimondható, hogy a kőzetliszt felső szemcséátmérő határa a geofizikai paraméterek szempontjából kétségtelenül 250μ alatt van. Az 5, 6, 7 ábrák azt is megmutatják, hogy az algyői alsópannon homokkővekben az uralkodó típust a kis agyagtartalmú, nagy kőzetliszt-tartalmú homokkővek képviselik.

Megvizsgáltuk néhány minta fajlagos ellenállásának térerősség — illetve áramsűrűség függését. Ezek közül bemutatjuk a 40. sorszámú minta fajlagos

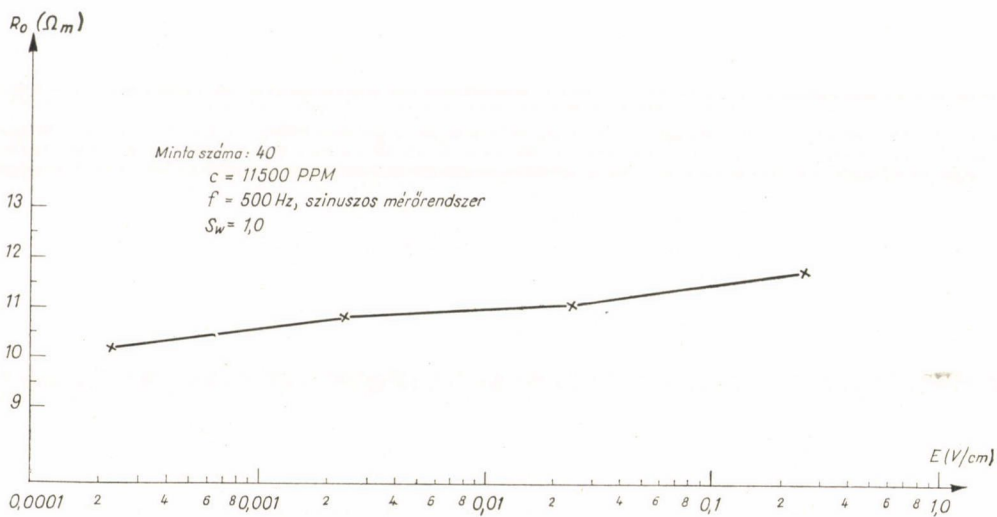


ellenállásának változását a térerősség függvényében. A 8. ábrán bemutatjuk a terepi karotázis pulzátoros mérőrendszerrel kapott jelleggörbét, 3300 ppm NaCl vizes oldattal végzett telítés mellett, a 9. ábrán pedig 500 Hz frekven-

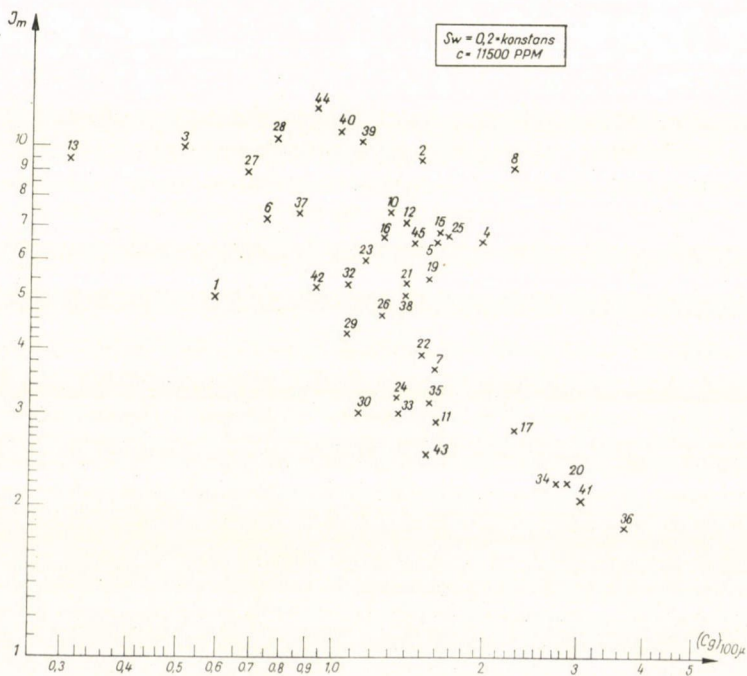
ciájú, szinuszos jelalakú mérőrendszerrel felvett jelleggörbét 11 500 ppm koncentrációjú NaCl oldattal végzett telítés mellett. Látható, hogy a pulzatoros mérőrendszerrel mérve a fajlagos ellenállás csökken a térerősség növelésével, a szinuszos mérőrendszerrel viszont a fajlagos ellenállás növekszik a térerősség növelésével. Ezek az eredmények összhangban vannak az elméleti várakozással. Itt most nem részletezhetjük e kérdéskomplexumot, mert még sok, széles körű, megbízható vizsgálatra van szükség ahhoz, hogy a homokkövek fajlagos ellenállásában jelentkező nonlinearitásra vonatkozóan eléggé általános érvényű megállapításokat tehesünk. Megjegyezzük, hogy ortaházai fúrólukban végzett mérések 10%-os eltérésekre vezettek a homokkövek fajlagos ellenállásában a mérőáram intenzitásának (tehát a térerősségnek) 1 : 10 arányú megváltoztatása mellett.

A produktív szénhidrogéntároló homokkő rétegek kimutatása szempontjából nagyon fontos annak a megismerése, hogy a homokkő szemcseösszetétele milyen hatással van a (3) formulában definiált I ellenállásnövekedési indexre, illetve az $I-S_w$ függvényre. Mi erre a függvényre az (5) formulát vezettük le, amelyben a szemcseösszetétel hatását a C mennyiség (6) veszi figyelembe. Az (5) és (6) formulák alapján belátható, hogy nagy kőzetliszt (és kis agyag) tartalmú homokkövekben a szemcseösszetétel hatását alapvetően a $c_g = \frac{s_i(1 - \Phi_{si})}{\phi}$ mennyiség nagysága szabja meg, ami a kőzetliszt térfogatának az effektív porozitáshoz viszonyított értékét írja le. A (6) és (5) formulákból látható, hogy konstans vízszaturáció mellett a c_g viszonylagos kőzetlisztartalom növekedésével az I ellenállásnövekedési index csökkenése várható. A 10. ábrán bemutatjuk a 45 db algyői alsópannon kőzetmintán laboratóriumban mért I_m ellenállásnövekedési index értékek és a szintén laboratóriumban mért c_g értékek közötti korrelációs kapcsolatot. A kőzetmintákat 11 500 ppm NaCl koncentrációjú vizes oldatokkal telítettük és az effektív pórustér víztelítettségét 20%-ra állítottuk be. A 10. ábrán az abszcisszára c_g -nek azt az értékét vittük fel, amit a kőzetliszt szemcseátmérőjének felső határára vonatkozóan 100 μ feltételezésével kaptunk. Az ábrából látható, hogy c_g növekedésével I_m csökken, úgy ahogy az (5) és (6) elméleti formulákból várható volt. Mivel a 10. ábra pontthalmaza jelentékeny szórást mutat, ezért a „mozgó átlagolás átfedéssel” módszer segítségével a pontthalmaz I_m értékeire vonatkozóan átlagos függvénymenetet szerkesztettünk c_g függvényében; az átlagos függvénymenet 10 csoportra képezve a 11. ábra felső részén látható. Ez az átlagos kép még világosabban mutatja azt, hogy I_m csökken c_g növekedésével.

További fontos kérdés a (6) formulában szereplő $\left[\frac{R_{si}}{R_w} \right]_{CH}$ relatív kőzetliszt ellenállás meghatározása. Ennek képzéséhez explicit kifejeztük ezt a mennyiséget az (5) és (6) formulákból; az explicit alak segítségével mind-

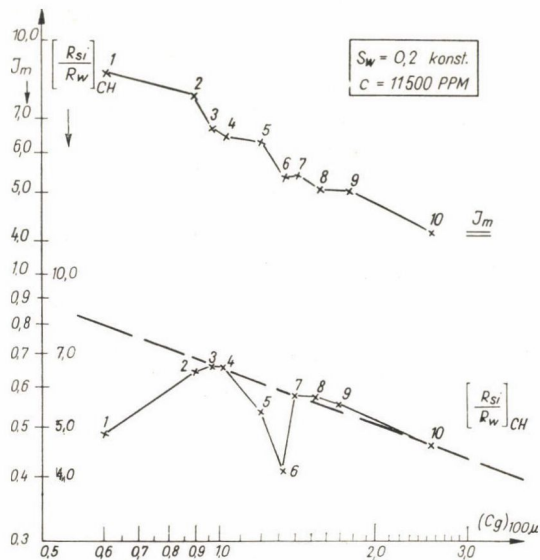


9. ábra



10. ábra

egyik kőzetmintára kiszámítottuk $\left[\frac{R_{si}}{R_w}\right]_{CH}$ értékét, és ezen értékeket korrelációs diagramban ábrázoltuk c_g függvényében. A 11. ábra alsó részén látható e függvény átlagos menete 10 átlagoló csoport alapján. A 2, 3, 4, 7, 8, 9 és 10. csoportok átlagos függvénytárcsáira egyenes alakú függvénymenetet szerkesztettünk, ami az ábrán szaggatott vonallal van feltüntetve. E függvény-

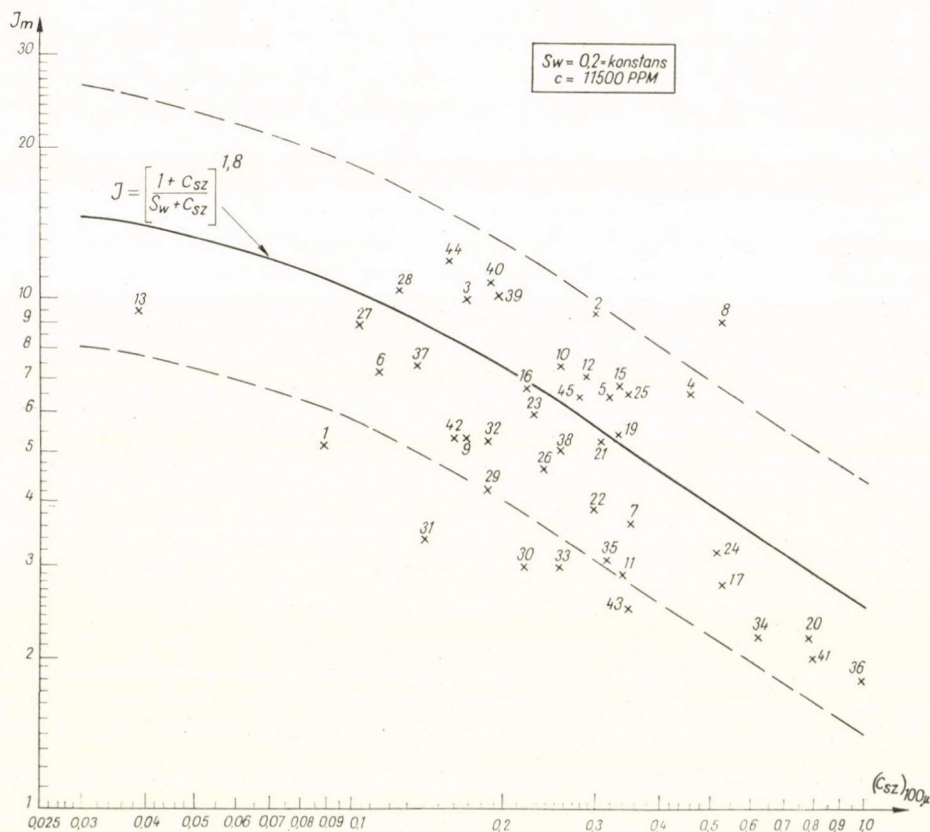


11. ábra

menet azt mutatja, hogy c_g növekedésével $\left[\frac{R_{si}}{R_w}\right]_{CH}$ csökken, ami szintén megfelel az elméleti várakozásnak, ugyanis a 2. ábrán a kőzetlisztszemcsék diffúz kationburokjain át végbemenő elektromos töltéstranszport c_g növekedésével növekszik az áramvonalak tortuozitásának csökkenése miatt.

A 12. ábrán bemutatjuk az I_m mért ellenállásnövekedési indexek és a (6) képlet segítségével kiszámított C_{sz} mennyiség közötti korrelációs összefüggést. Az ábrán a folytonos vonallal berajzolt görbe az I ellenállásindexnek az (5) formulából adódó menetét mutatja be. A korrelációs pontthalmaz jól követi az elméleti függvénymenetet: C_{sz} növekedésével I_m általánosan csökken. E korrelációs diagram segítségével kb. 85%-os konfidenciával megmondható az, hogy a kis kőzetliszttartalmú homokköveknél ($C_{sz} = 0,1$) az I ellenállásindex értéke 6—18 között lesz, ugyanakkor a közepesen nagy kőzetliszttartalmú homokköveknél ($C_{sz} = 1$) az I ellenállásindex értéke 1,4—4,5 között lesz az algyői alsópannon homokkőrétegekben, 20%-os vízszaturáció mellett.

Elvégeztük a 45 algyői alsópannon kőzetmintára ugyanezt az analízist azzal a feltételezéssel, hogy a kőzetliszt szemcseátmérőjének felső határa 50μ , ill. 250μ . Összehasonlítva e három szuppozíció (50μ , 100μ , 250μ) mellett végzett analízis eredményeit, kimondható, hogy az algyői alsópannon homokkövekben a geofizikai ellenállásmérésekre a kőzetliszt tulajdonságaival bíró



12. ábra

sajátos hatást fejt ki minimálisan a 100μ felső szemcseátmérő határ alatt elhelyezkedő finomfrakció. Valószínű az, hogy ez a határ még feljebb van, azonban a végzett szitaanalízis túl nagy ugrásokkal történt, és nem ad módot a vizsgálat további finomítására.

További fontos kérdés a kőzetliszt által az α PS-csökkenési tényezőre gyakorolt hatás laboratóriumi vizsgálata. E hatás a 4. ábránk és a (8) formulánk alapján elhanyagolhatóan kicsinek várható. Mivel az algyői alsópannon kőzetminták agyagtartalma (az 5μ szemcseátmérő alatti frakció nagysága)

kicsi, ezért e kőzetminták laboratóriumi mérése alapján α -ra 1-hez közeli értékek voltak várhatók. Megmértük a 29—45 sorszámú (16 db) minták α tényezőjét, és 0,79—0,9 közötti értékeket kaptunk, ami összhangban van az elméleti várakozással.

Megmértük az algyői alsópannon kőzetminták közül a 17—45 sorszámú minták (28 db) természetes γ radioaktivitását laboratóriumban. A mért Imp radioaktivitásokat a 13. ábrán korrelációs diagramban ábrázoltuk az $si(1 - \Phi_{si})$ kőzetlisztartalom függvényében. Ezen az ábrán a kőzetlisztartalmat azzal a feltevéssel vettük figyelembe, hogy a szemcseátmérő felső határa 100μ . Az ábrán bemutatjuk a pontthalmaz átlagos menetét és az átlagos menet körül képződő $\pm \Delta c$ bizonytalansági sávot. Látható, hogy a kőzetlisztartalom növekedésével a radioaktivitás növekszik. Ha ezt a diagramot arra akarjuk felhasználni, hogy a radioaktivitás Imp értékéből meghatározzuk az $si(1 - \Phi_{si})$ kőzetlisztartalmat, akkor a meghatározás érzékenységét az ábra felső részén berajzolt derékszögű háromszög alapján képzett $M = \frac{\delta_c}{\delta_I}$ iránytangens nagysága határozza meg; ennek értéke: $M = 0,348$. A meghatározás felbontóképességét azonban megbízhatóbban jellemzi az alábbi F mennyiség:

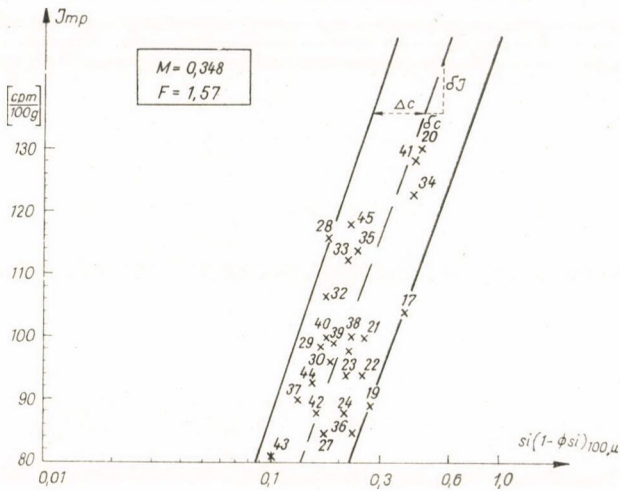
$$F = \frac{\delta_c}{\delta_I} \Delta c, \quad (10)$$

amelyben: Δc = a korrelációs diagram maximális bizonytalansága a kőzetliszt-tengely mentén; F értéke a 13. ábra esetében: $F = 1,57$.

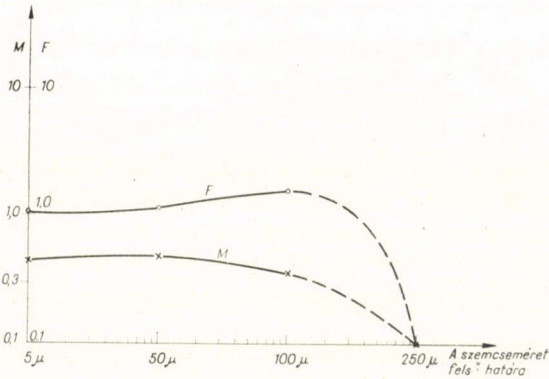
Elvégeztük ugyanezt az analízist olyan módon is, hogy a kőzetliszt szemcseátmérőjének felső határára 50μ , illetve 250μ értékeket vettünk, továbbá elkészítettük a korrelációs diagramot a radioaktivitás és az sh agyagtartalom (5μ alatt) között is. A 14. ábrán bemutatjuk az 5, 50, 100 és 250μ szuppozíciós határokhoz tartozó korrelációs diagramok F és M jellemzőinek menetét. Az M meredekség 50μ -nál mutat maximumot, az F felbontóképesség azonban 100μ -nál adja a legnagyobb számított értéket, és mivel a 100 — 250μ szakaszon a függvény menete nem határozható meg, lehetséges, hogy F maximuma valahol 100μ felett van. Mivel a kőzetlisztartalomnak a radioaktivitásból történő meghatározását, az analízis felbontóképességét az F mennyiség reálisabban jellemzi, mint az M mennyiség, ezért az eredményekből az következik, hogy az algyői alsópannon homokkövek természetes γ radioaktivitása szempontjából a kőzetliszt szemcseátmérőjének felső határa nem 100μ alatt, hanem valahol fölötte van. A végzett mérések nem teszik lehetővé e határ pontosabb megállapítását.

A 10., 11., 12., illetve a 13., 14. ábrák alapján az algyői alsópannon homokkövek ellenállásnövekedési indexére és természetes gamma radioaktivitására vonatkozóan végzett analízisek tehát azt mutatják, hogy e geofizikai paraméterek

szempontjából az algóí alsópannon homokkövekben a kőzetliszt szemcseátmérőjének felső határa nem kisebb 100 μ -nál, esetleg valamivel 100 μ felett van.



13. ábra



14. ábra

Ki kell hangsúlyozni, hogy a kőzetliszt által a geofizikai paraméterekre gyakorolt hatás további vizsgálata során — a szemcseeloszlás mellett — újabb fontos változókra is ki kell terjeszteni az analízist; így meg kell vizsgálni, hogy a kőzetliszt ásványi összetétele (csillámok, földpátok, klorit, karbonátok stb.) milyen mértékben befolyásolja a geofizikai paramétereket. További szempont kell legyen a fajlagos elektromos ellenállás tanulmányozásánál a kőzetszemcsék legömbölyítettsége, illetve szögletessége, továbbá a szemcsék közötti cementáció mértéke és a cementáló anyag ásványi összetétele.

IRODALOM

1. ARCHIE, G. E.: Electrical resistivity — An aid in core analysis interpretation. Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol., **31**, 2, 1947.
2. WYLLIE, M. R. J.: Log interpretation in sandstone reservoirs. Geophysics. August, **4**, 748—778, 1960.
3. BARLAI, Z.: Well logging parameters of hydrocarbon — bearing sandstones composed of sand, silt and shale: evaluation of water saturation, porosity and grain-size distribution. The Log Analyst, **XI**, 2, March—April, 3—22, 1970.
4. BARLAI, Z.: Some principal questions of well logging evaluation of hydrocarbon — bearing sandstones with a high silt (and clay) content — Experiences gained by the field application of a new method. Transactions of the Eleventh Annual Logging Symposium of the SPWLA, Los Angeles, May, **3—6**, Paper 0, 1970.
5. BÉRCZI, I.: Sedimentological investigation of the coarse-grained clastic sequence of the Algyó hydrocarbon-holding structure. Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae, **14**, 287—300, 1970.
6. SZÁDECZKY-KARDOSS E.: Geokémia. Akadémiai Kiadó, Budapest, 1955.
7. DEER, W. A.—HOWIE, R. A.—ZUSSMAN, J.: Rock-Forming Minerals. **3**, Sheet Silicates, Longmans, London, 1963.
8. MARSHALL, C. E.: The colloid chemistry of the silicate minerals. Academic Press Inc., Publishers, New York, N. Y., 1949.
9. BÁRDOSSY Gy.: Üledékes kőzeteink nevezékstanának kérdései. Földtani Közlöny, **91**, 1, 1959.

A MAGYARORSZÁGI POTENCIÁLIS SZÉNHIIDROGÉN KÉSZLETEK FÖLDFEJLŐDÉSTÖRTÉ- NETI HÁTTERE

DANK VIKTOR

A MŰSZAKI TUDOMÁNYOK KANDIDÁTUSA

és

BODZAY ISTVÁN

A szénhidrogének jelentősége évről-évre növekszik. Az országok egyre nagyobb erőfeszítéseket tesznek újabb és újabb készletek felkutatására. A kutatás perspektíváinak értékelésében a geológiai és gazdasági feltételek egyaránt meghatározók.

A geológiai feltételek vizsgálatát a Kárpát-medencében az alábbi felismerések determinálják:

— A mai szénhidrogéntelepeink az alpi orogenezist követően alakultak ki. Az ópaleozoikum idején akkumulálódott telepek a varisztid, a mezozoikum idején akkumulálódottak az alpi orogenezis hatására mobilizálódtak és diszpergálódtak.

— Az ópaleozoós anyaközetek a varisztid hegységképződés idején metamorfizálódva elvesztették szénhidrogéntartalmukat, figyelmünket ezért a varisztid orogenezis utáni eseményekre irányítjuk.

— A Kárpát-medence területe az újpaleozoikum-mezozoikum idején a Tethys geosinklinálisának része, a neogénben a Pannóniai beltenger medencéje. Az összefüggések könnyebb felismerése érdekében ezért a Pannóniai-medence egészét és a Tethys ezt környező területét is vizsgálnunk kell.

A tanulmány első része egy nagyobb lélegzetű több szakaszos kollektív kutató tevékenységnek. Indító szerepe mellett a jövő tevékenységét is determinálja.

A Tethys fáciesövei és alpi orogenezist megelőző fejlődéstörténete

Az Országos Kőolaj- és Gázipari Tröszt szénhidrogénkutató és feltáró fúrásainak adatai szerint a Pannóniai-medence magyarországi részének aljzatát újpaleozoós-mezozoós üledékes övek és kristályos-metamorf képződmények *pásztás váltakozása* építi fel (SCHMIDT E. R. 1957). Az újpaleozoós-mezozoós övek mindegyike egy-egy hegységünkben a felszínen is megtalálható. Ennek megfelelően ezeket bakonyi, bükki, mecseki és villányi övnek nevezzük. Középhegységeink és ennek megfelelően pásztáink újpaleozoós-mezozoós

rétegsorai egymástól *különböznek* (VADÁSZ E. 1953). Egy-egy pásztán belül a kifejlődés azonos.

Középhegységeinknek az alp—kárpát—dinári területekkel való *kifejlődési kapcsolataira* már irodalmunkban nagyon sok utalás történt (HORUSITZKY F. 1961, BALOGH K. 1964). A Mecsek-Villányi-hegység erdélyi rokonsága (VADÁSZ E. 1954, FÜLÖP J. 1966, NAGY E. 1969) ugyancsak bizonyított. A jelenlegi vizsgálatok arra az eredményre vezettek, hogy *a hazánk területén ÉK, ill. KÉK irányú fáciesövek a Kárpátok koszorúját követve előbb DK-i, majd NyDNy-i irányba fordulnak.*

A fáciesövek közül a *délalpi—bükki—belsődinári* olyan feltűnő jellegekkel rendelkezik, hogy a szomszédos pásztáktól egyértelműen elválasztható. Ilyenek: a nagyvastagságú tengeri karbon és tengeri permotriász üledékek, a triász és jura ultrabázisos-bázisos ofiolit vulkanizmus („diabáz—tűzkő formáció”), az újpaleozóos-mezozóos képződmények anchimetamorf jellege és a hozzá kapcsolódó flis (belsődinári és belsőkárpáti flis). Ez az öv *a Karavánkától a Bükk hegységen és Erdélyi Érchegységen keresztül a Belsődinaridáig követhető.*

A Mecsek hegység újpaleozóos-mezozóos pásztája a Duna—Tisza közén Nagykovács—Szankig húzódik. Délről a mórágy—pálmonostorai (Babócsa, Pécs) kristályos vonulat határolja. A Tiszántúlon Szentes és Gyula között a harmadidőszaki képződményeket még nem harántoltuk, így folytatása az Erdélyi középhegység felé itt csak feltételezhető.

A mórágyi kristályos vonulattól délre a Villányi-hegység újpaleozóos-mezozóos rétegösszlete a Duna—Tisza köze déli részén, majd a Tiszántúlon át valószínűleg Tótkomlós—Pusztaszőlősig húzódik. Ezt a pásztát délről a mórágyi kristályos vonulat választja el a bihari övtől.

A Balatonmenti kristályos vonulattól északra elhelyezkedő *Dunántúli-Középhegység* Ny-i irányban az ún. Dráva vonulatban és a Gailtali Alpokban (VADÁSZ E. 1954) északkeleti irányban a Nyugati Belső Kárpátok déli zónájának (MAHEL M) délgömöri területén (HORUSITZKY F. 1961) folytatódik. Ettől az újpaleozóos-mezozóos pásztától északra a Keleti-Alpok *középső kristályos öve* követhető Kőszegtől Mihályin, Kolarovon keresztül a Gömör—Szepesi Érchegységig. A központi kristályos övtől É-ra a középhegységi pásztával teljesen azonos kifejlődésű *Északi-Mészköalpok* újpaleozóos-mezozóos öve helyezkedik el, ami a vizsgálatok alapján a Nyugati Belső Kárpátok déli zónájának (MAHEL M. 1968) északgömöri és choci sorozataiban (MAHEL M. 1961) folytatódik. A Zempléni-hegységtől keletre ez a két mezozóos pászta összeolvad, s a Keleti-, majd Déli-Kárpátok egységes, *keletalpi v. osztrákalpi* (MAHEL M. 1968) kifejlődésű (in NAGY L. 1958) kristályos mezozóos övében folytatódik. A vizsgált terület legkülső mezozóos vonulata a Nyugati Belső Kárpátok központi és északi (szirtöv) zónájának ún. kárpáti (TELEGDI RÓTH K. 1929) vagy *központi kárpáti* (MAHEL M. 1968) kifejlődésű krizmai, manin és

burok sorozata (MAHEL M. 1961). Ezt a paleogén flist is hordozó mezozoós kifejlődést K-i, Ny-i és É-i irányban egyaránt a keletalpi övet körülölelő Külső v. Flis-Kárpátok határolják, s feltehető, hogy K és Ny felé a flis aljzatában is a kárpáti fácies folytatódik.

Összefoglalva megállapítható, hogy a Kárpát-medencében az újpaleozoós-mezozoós rétegösszleteknek öt kifejlődési övét ismerjük: a központi- és külsőkárpáti övet; a keletalpi-déli kárpáti v. *osztrákalpi* övet, amely a Zempléni-hegységig kettős osztatú (Északi Mészköalpok—Északgömöridák, Gaitali Alpok—Dél-gömöridák); a *karavankák—bükk—erdélyi érchegység—belsődinári* övet; a *mecek—bihar—papuki* övet; a *villányi* övet.

A *központi és külsőkárpáti* — a továbbiakban *külsőkárpáti* — öv az újpaleozoikumban még az észak-európai szárazföld része. Triászképződményei az epikontinentális, beltengeri, ún. „germán” triászhoz hasonlóak. Ezért ez az öv a Nyugati-Alpok északi részén kifejlődött, majd a Keleti-Alpok északi szejgélyén a flis-öv aljzatát alkotó s hasonló jellegeket mutató *helvétii fácies folytatásának*, míg a *központi kárpáti öv a helvétii fácies tektonikai ablakának* tekinthető. A kisvastagságú jura sekélytengeri, az alsókréta flis fáciesű.

Az *osztrákalpi fáciesöv*re a szárazföldi újpaleozoikum permi kvarcporfir; a parti törmelékes-lagunás alsótriászból fokozatosan nyílt-, sekélytengeri, nagyvastagságú középső és felsőtriász (a középsőtriászban jelentéktelen „pietra verde” vulkáni nyomokkal, a felsőtriász végén kösseni és lunzi fáciessel); hiányos kifejlődésű és vékony, ammoniteszes, a liászban partközeli [gresteni] — a liászban és doggerben sekélytengeri [hierlatz] fáciéseket is tartalmazó — jura; batiális és sekélytengeri alsókréta jellemző.

A *karavankák—bükk—belsődinári* — a továbbiakban *belsődinári* — öv nagyvastagságú újpaleozoikum a szárazföldi szakaszokkal megszakított sekélytengeri üledékösszlet. Az Alpokban üledékhézaggal elválasztott alsó- és felsőkarbon, továbbá az alsóperm egyaránt partközeli törmelékes-karbonátos, grauwacke kifejlődésű, a középsőperm szárazföld (grödeni-homokkő), a felsőperm sekélytengeri bellerophonos mészkő és dolomit, laguna jellegű homokkő és gipsz betelepülésekkel. A triászt és jurát — jóllehet a Bükk hegységben a jura képződmények jelenlétére utaló irodalmi adat nincs — a partoktól távoli nyílttengeri üledékképződés jellemzi. Az alsókréta flis fáciesű. Ezeket a sajátosságokat összehasonlítva a Nyugati-Alpok pennini fáciesének jellemvonásaival kézenfekvő feltételeznünk, hogy a *belsődinári újpaleozoós-mezozoós öv a Nyugati-Alpok pennini fáciesövének folytatása*.

A *mecek—bihari övet* vastag szárazföldi felsőkarbon-perm, permi kvarcporfírral, transzgressziós alsótriász, sekélytengeri középsőtriász és a karnitól fokozatosan szárazföldivé váló felsőtriász jellemzi. A nagyvastagságú liász gresteni fáciesű, majd a jura felfelé fokozatosan nyílttengerivé válik, a malm-ban tisztán vegyi üledékképződéssel. Az alsókréta regressziós rétegösszlet, a Mecsekben erőteljes bázisos tenger alatti vulkanizmussal.

A kevéssé ismert *villányi övet* szárazföldi felsőkarbon és perm, hiányos triász és jura, neokom üledékhiány a trachidolerit vulkanizmus nyomaival és urgoni fáciesű mészkő jellemzi.

A bihari és villányi öv Zágrábon túl a Külsődinaridák ellentétes csapású vonulatába ütközik. Kapcsolatuk a Külsődinaridákkal további vizsgálatokat igényel. *Lehetségesnek tartjuk, hogy a bihari és villányi öv a külsődinári övek Kárpát-medencebeli folytatása.*

Ezek a fejlődésbeli különbségek több szerző szerint azt bizonyítják, hogy az újpaleozóos-mezozóos pászták rétegösszletei nem egységes geoszinklinális heteropikus fáciesei, hanem a kristályos metamorf pászták földnyelveivel, szigetsoraival és tengeralatti határaival elválasztott részgeoszinklinálisok üledékei. Figyelembe véve, hogy az északnémet- lengyel (germán) triász szárazföldi-beltengeri, a külsőkárpáti (helvét) átmeneti a szárazföldi és sekélytengeri között, az ausztróalpi sekélytengeri — a helvétii öv felé növekvő pelittartalommal (MAHEL M. 1961) —, a belsődinári (pennini) mélytengeri, a bihar-villányi (külsődinári)? öv ismét sekélytengeri kifejlődésű, továbbá, hogy az osztrákalpi és belsődinári öv képződményei a középsőtriásztól az alsókrétaig szárazulat közelségét jelző parti, törmelékes üledékeket nem tartalmaznak, véleményünk szerint a *Tethys geoszinklinálisa a Kárpátmedence területén is a mai világtengerekhez hasonló tengermedence volt, igazi óceáni mélységekkel* (TELEGDI R. K. 1929). *Mai újpaleozóos-mezozóos pásztáink a geoszinklinális különböző fáciesövei voltak.* A geoszinklinális tengelyét a pennini öv, sekélytengeri zónáját északon az osztrákalpi, délen a külsődinári öv alkotta. Északi szegélye a germán terület, déli szegélye ismeretlen, talán az Adria-tenger mélyén kereshető.

A Tethys vizsgált részének alpi orogenezist megelőző fejlődéstörténete röviden az alábbiakban összegezhető:

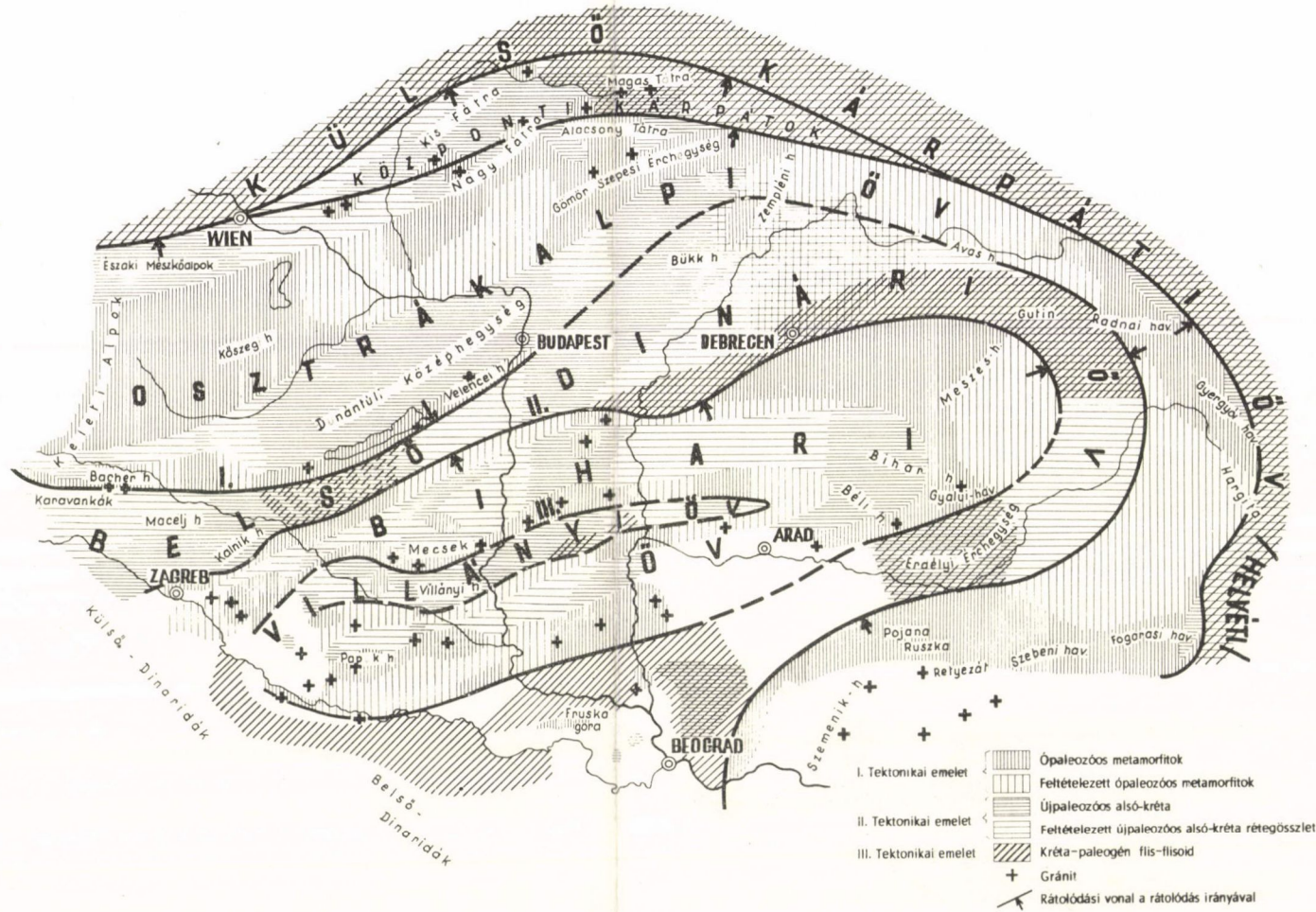
A geoszinklinális legbelső övét (belsődinári öv) már az *újpaleozoikum* folyamán sekélytenger borította. A környező területrészek ugyanekkor szárazulatok, az alsópérmben finális vulkanizmussal.

A *triászban* a belsődinári öv tengere abisszikus mélységűvé válik, és színtere az alpi orogenezis iniciális ofiolitos vulkanizmusának, ami „a hegységképződési övek korai süllyedésszerű, üledékgyűjtő stádiumát . . . , az óceánok peremi, részben mélytengeri árokövetét jellemzi” (SZÁDECZKY-K. E. 1968). A sekélytengeri üledékképződés ugyanekkor a környező övek területére helyeződött át. Az osztrákalpi övben törmelékes-lagunás parti, majd a középsőtriásztól sekélytengeri karbonátos üledékképződés folyt. A ladini emelet ún. „pietra verde” vékony vulkáni tufarétegei, PANTÓ G. (1961) megállapítását figyelembe véve, a belsődinári öv tengeralatti vulkánjaiból származtathatók. A medence szegélyét északon is észak-európai szárazföld alkotja, amelynek peremén ún. „germán” triász fejlődött ki.

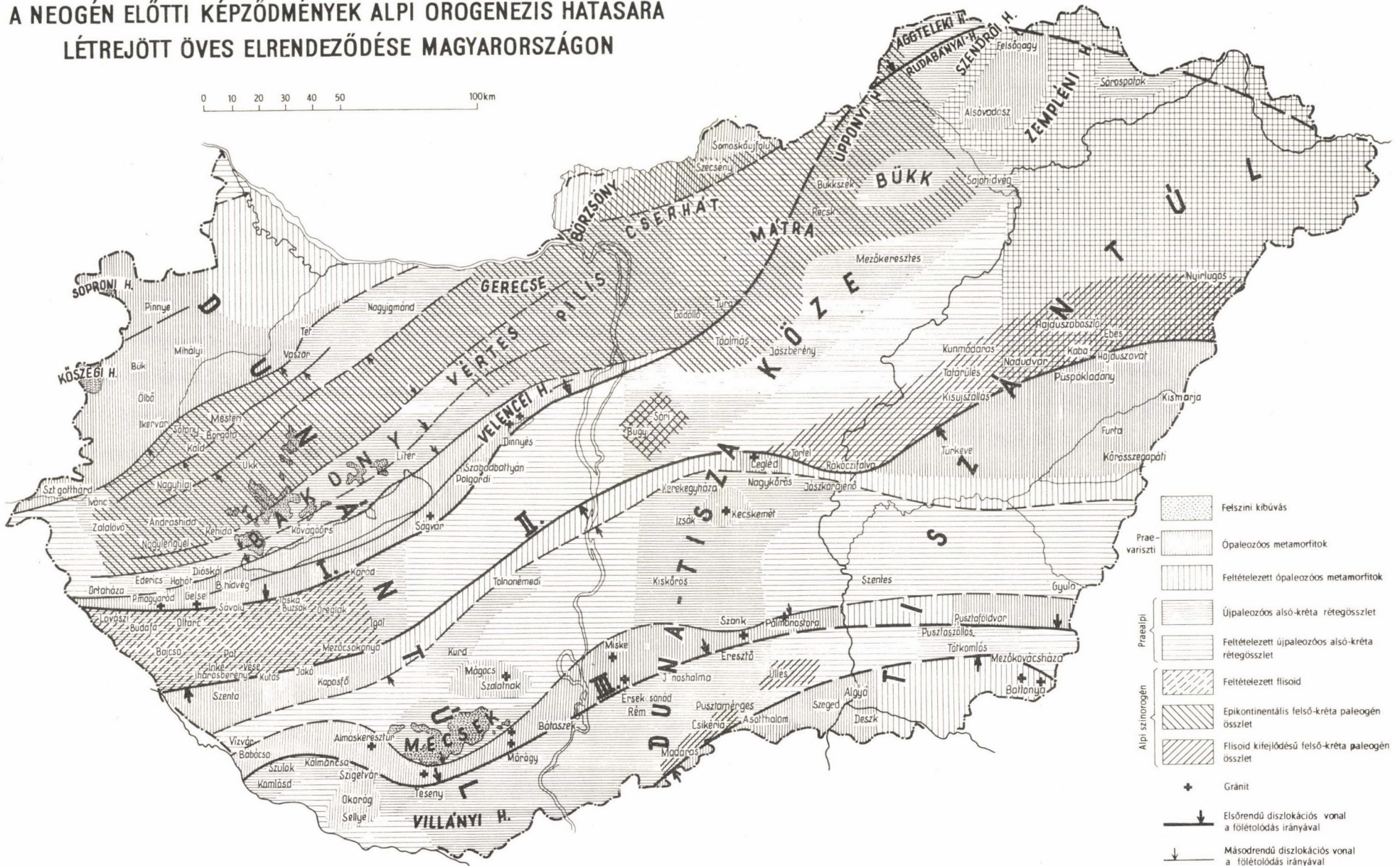
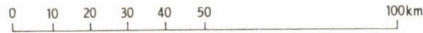
A *felsőtriászban* a Tethys egész vizsgált területén általános regresszió ismerhető fel.

A NEOGÉN ELŐTTI KÉPZŐDMÉNYEK ALPI OROGENEZIS HATÁSÁRA LÉTREJÖTT ÖVES ELRENDEZŐDÉSE A KÁRPÁTMEDENCÉBEN

0 50 100km



A NEOGÉN ELŐTTI KÉPZŐDMÉNYEK ALPI OROGENEZIS HATÁSÁRA LÉTREJÖTT ÖVES ELRENDEZŐDÉSE MAGYARORSZÁGON



A triász végén, *jura* elején újrainduló tengerelönyomulást több helyen a kőszénképződéssel kísért gresteni fácies jellemzi. A fokozódó transzgressziót jelzi az osztrákalmi öv nyílt tengerivé, a germán és villányi terület sekélytengerre válása s a dogger malm rétegek több helyen idősebb aljzatra települése. Ezzel egyidejűleg a nyugat-kárpáti üledékgyűjtő tengelye északra vándorolt. A Tethys kiterjedése a malm elején éri el tetőfokát, a titonban már regressziós jelenségek mutatkoznak, alsókrétában a vegyi üledékképződés mellett a legbelső övekben is jelentkezik a szárazföldi eredésű törmelékanyag.

A neogénnél idősebb képződmények szerkezeti viszonyai és a kréta-paleogén fejlődéstörténete

Hazánk területén „a hegységképző mozgások eredménye . . . megtorlódásnak, az eredetileg tágasabb térben eloszlott képződmények kisebb területre való összeszorulásának tűnik fel” (TELEGDI RÓTH K. 1929). A Bakonyban „a mezozoós üledékek nagy részének nyílt tengeri kifejlődése, a velencei—balatoni kristályos vonulatnak, mint egykori szárazulatnak térbeli közelsége miatt . . . csak nagyfokú összetorlódással képzelhető” (VADÁSZ E. 1954), „ami a hegységek szerkezetében különböző mértékben általánosan felismerhető” (VADÁSZ E. 1960). Ezt a kompressziós-pikkelyes szerkezetet — a klasszikus „litéri törés”-hez (PÁVAI VAJNA F. 1930). hasonló rátolódásokkal — középhegységeink — beleértve az Erdélyi Középhegységet is — legújabb, mélyfúrásokkal kiegészített részletvizsgálatai is kétségtelenül bizonyítják.

Középhegységeinkhez hasonlóan a szintézisben megkülönböztetett pásztákra vonatkozóan is a kompressziós hosszanti és diszjunktív haránttörésrendszer jellemző (SCHMIDT E. R. 1957). A hosszanti törések iránya, a pászták csapását követve, hazánk területén DNy—ÉK ill. NyDNy—KÉK, de a Királyerdő—Bihar—Gyalu—Béli vonulatban a Keleti-Kárpátok csapásával párhuzamosan É—D-i (ROZLOZNIK P. 1937, ILIE M. 1961), a Móma és Erdélyi Érc-hegységben a Déli-Kárpátokkal egyezően KÉK—NyDNy-i (ROZLOZNIK P. 1937, ILIE M. 1961), a belső Dinaridákban ÉÉNy—DDK-i (STEVANOVIC 1964).

A pikkelyes szerkezet részleteit tekintve középhegységeink és pásztáink „aszimmetrikusan kétoldalas hegység szerkezetek, kifelé . . . irányuló mozgással és az aktívabb erőhatás felőli oldalon erőteljesebben diszlokált hegység szárnyakkal. A két szárnyat általában szinklinális jellegű teknő választja el egymástól” (Schmidt E. R. 1954).

Újpaleozoós-mezozoós pásztáink pikkelyvonulatokra tagolt kétoldalas részarányos, teknőszerű szerkezetéből és a viszonylag kis magasságkülönbségből egyértelműen következik, hogy a pászták tengelyvonulataitól a szélei felé haladva nagy általánosságban egyre idősebb képződmények következnek.

A perm-alsótriász pikkelyeket szegélyező magmás-metamorf övek nem mezozoós szárazulatok-szigetsorok, hanem a pászták legszélső pikkelyvonulatai, melyekben hegységeink legmélyebb tektonikai emeletei kerülnek a felszínre. Ezt a balatonmenti kritályos vonulat méretei — hossza 250 km, szélessége 5-10 km —, a gránitot ért erős tektonikai hatások, továbbá a gránit-metamorfitok és perm-mezozoós képződmények között több helyen megfigyelhető tektonikus breccsiás öv is bizonyítja.

Egy-egy újpaleozoós-mezozoós öv és a hozzá tartozó magmás-metamorf pászták tehát ugyanazon nagyszerkezeti egység különböző tektonikai emeletei. A nagyszerkezeti egységeket egymástól elsőrendű diszlokációs vonalak választják el.

I. A „Balaton-vonal” (SZALAI T. 1958), amit VADÁSZ E. (1954) „délalpi megtorlódás övé”-nek nevez. Ennek a diszlokációs övnek mentén a belső-dinári egység az osztrákalpi alá tolódott.

A II. tektonikai vonal v. „Szolnok—ebesi diszlokációs öv” (KÖRÖSSY L. 1963), v. „zágráb—kulesi törés” (WEIN GY. 1970), melynek mentén a bihari nagyszerkezeti egység a flisoid képződményekkel fedett belső-dinári egységre tolódott.

A III. tektonikai vonal a villányi pászta és a bihari öv északi és déli karójának érintkezési vonala, aminek mentén a villányi öv a mecseki öv alá tolódott.

Az osztrákalpi öv kifelé, egy ugyancsak jelentős diszlokációs vonal mentén a kréta-paleogén flissel borított külsőkárpáti egységre tolódott rá.

Az osztrákalpi öv szerkezete hazánk közvetlen környezetében a Zempléni-hegységig egy hosszanti pikkelyövekből és rögtátolódásokból álló kettős teknőszerkezetnek minősíthető, aminek déli teknőrésze a Dunántúli Középhegység — Dél-Gömöridák, északi teknőrésze az északi Mészközpok — Észak-Gömöridák vonulata. A két teknőt elválasztó kislalföldi — szlovák érchegységi metamorf vonulat a boltozatrészen eróziós felszínre jutott alsóbb tektonikai emelet, ami helyenként (Ikervár) talán az aljzatot alkotó pennini egységig lepusztult.

Az alp-kárpáti rendszerben tehát három alátolódott (villányi, belső-dinári és külsőkárpáti) és két fölétolódott helyzetű (osztrákalpi és bihari) nagyszerkezeti egység különíthető el. Az Alpokban és Kárpátokban az osztrákalpi öv alól kibukkanó pennini ablakok (tauerni, engadini, danubiai) és a külső-kárpáti fácieskörnyezetbe került osztrákalpi fáciesű choc dolomit jelentős takarós áttolódásokat bizonyítanak. A Kárpátok koszorúján belül az összetorlódás következtében előállt fedések méretei további vizsgálatokat igényelnek.

Nagyszerkezeti egységeink kétoldalian részarányos, pikkelyes szerkezete és egymásratolódása nyilvánvalóan azonos erőhatásra, egyidőben alakult ki.

Az alátolódott egységek területén az elsőrendű (I, II, III.) diszlokációs vonalak közelében a kréta-paleogén képződmények uralkodóan flis-flisoid, a fölétolódott egységeken epikontinentális kifejlődésűek. Miután a flisképződés az alsó-krétától (egyres helyeken már a jura végétől) a paleogén végéig tartott és

TELEGDI ROTH K. (1929) értelmezését felhasználva a flis „az egyirányban mozgó, kiemelkedő redőzet homlokán, annak előmélvségében felhalmozódó és törmelékszolgáltatásával keletkezett orogén fáciesnek” tekinthető, *a fent vázolt szerkezet az újkimmériai mozgásokkal kezdődően, az alpi orogenezis ausztriai és szávai fázisai közötti időben folyamatosan alakult ki. A Kárpát-medencében a fő szerkezetalakulási időszak az ausztriai fázis, amit az alsó- és felsőkréta között általánosan mutatkozó, jelentős lepusztulással kísért üledékhézag és az alsókréta képződményeknek a felsőkrétánál sokkal bonyolultabb szerkezete bizonyít. A Tethyst határoló varisztid tömegek egymás felé mozgása ekkor hoztalétre az alp—kárpát—dinári rendszer mai lefutását. A Kárpátmedence környezetében az ősi táblák gátolták egymás mozgását, és az így kialakult „viszonylagos nyomásárnyékban” (HORUSITZKY F. 1968) hazánk területe a környező orogéneknél kevésbé torlódott össze.*

A kréta-paleogén „szakaszos folyamatok végül olyan mértékben sajtolták össze” területünket, „hogy az összetelődött . . . rétegsorok a későbbi geomechanikai hatásokra már egységes, konszolidálódott tömegként reagáltak (HORUSITZKY F. 1968).

A földfejlődési modell az alpi orogenezist követően

A terület neogén fejlődéstörténetének legfontosabb mozzanata a földkéreg — mélyáramlásos anyagszállítással magyarázott (SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1968) — elvékonyodása és lesüllyedése (STEGENA L. 1967). A süllyedéket — a Kárpátmedencét — a Paratethys részeként tekinthető Pannoniai beltenger borította el, mai megjelenésében a süllyedés mértékét kiegyenlítő üledék-tömeeggel képviselve.

A neogén üledékvastagság változásából, valamint abból a tapasztalatból kiindulva, hogy 4—5000 m mélységben (Budafa, Lovászi, Hódmezővásárhely, Makó) sem ismerünk idősebb neogén képződményeket, mint a felszínen, megállapítható, hogy nem minden területrész mozgott egyformán. Magyarország területén három tájegység (a zalai, győri és békési) a többit meghaladó mértékben süllyedt, s így itt 4—6000 m vastagságú neogén üledékösszlet képződött. Ezek a területrészek a neogén képződményeknek nemcsak vastagsága, hanem kifejlődése is eltér a környező területétől. Amíg az említett területek áramlások által szállított kvarchomokkó és agyagmárga-márga váltakozásából épülnek fel, addig a csatlakozó részekon karbonátos-törmelékes és pelites üledékek keletkeztek, kevés homokkővel. Ezek a területek tehát a tenger nagyobb mélységével jellemzett hemipelagikus medencebelső, míg a környező területek sekélyebbvizű neritikus medenceperemek lehettek, a Bécsi-medence viszonyaihoz (JANOSCHEK R. 1963) hasonlóan. A régebbi fogalmazású „fedőhegység” megjelölés (VADÁSZ E. 1953) a mai felszínen levő medenceperemi kép-

zödményeket indentifikálja. A „zalai-süllyedék” a Száva-medencének, a „győri-depresszió” a Nyugatszlovákiai medencének magyarországi része.

A neogén üledékek szerkezetét a medencealjzat felszínének morfológiája és mozgása határozta meg. „A fiatal vízszintes rögeltolódások . . . arra vallanak, hogy térszűkítésre törekvő nyomás még a fiatalabb időkben is hatott” (HORUSITZKY F. 1968). „A medencealjzat azonban a neogén előtt konszolidálódott és a horizontális nyomóerők gyűrődést okozó hatásától megvédte a reátelepült aránylag vékony neogén üledékeket is . . . Neogén képződményeinkben ezért nincsenek igazi, térrövidüléssel létrejött, gyűrt szerkezetek, a Dél-zalai-mélyvonulat kivételével” (KÖRÖSSY L. 1963). A neogén tektonika túlnyomórészt az alpi törések — elsősorban a haránttörések — kisebb mértékű felújulása. Ezek a törések többnyire közönséges vetődések és függőleges vetőmagasságuk sehol sem haladja meg a száz métert. Keletkezésük nem egy-egy orogén fázishoz kötődik, hanem az egész neogénben folyamatosan alakultak ki. Ezt a függőleges vetőmagasság vertikális változásának folyamatossága egy értelműen bizonyítja.

Az elmondottak szerint hazánk szerkezete nem „mered ki kirívó exotikumként” (PÁVAI V. F. 1930) az alp – kárpáti rendszerből és „ez a tektonikai senki földje sokkal alpiabb kifejlődésű és orogénebb jellegű, mint amilyenek idáig gondoltuk” (HORUSITZKY F. 1961). Az Alp-Kárpátok koszorújának és a körülölelt terület szerkezetének „keletkezési ideje és oka nyilvánvalóan azonos körülményekre vezethető vissza” (SCHMIDT E. R. 1961).

A továbbiakban a felvázolt áttekintés kimunkálása és a potenciális készletek szintézisben rögzítése a célkitűzés.

A KŐOLAJ- ÉS FÖLDGÁZMIGRÁCIÓ ÉS AKKUMULÁCIÓ LEHETŐSÉGE A MAGYARORSZÁGI ÜLEDÉKES MEDENCÉK FÖLDTANI FEJLŐDÉSTÖRTÉNETE FOLYAMÁN

KŐRÖSSY LÁSZLÓ

A FÖLD- ÉS ÁSVÁNYTANI TUDOMÁNYOK KANDIDÁTUSA

A kőolajjal és földgázzal szingenetikus kőzetekben diszpergált szénhidrogének koncentrációs és akkumulációs folyamatainak ismerete a kutatás eredményesebbé tételének fontos tényezője. Ha ismerjük a kőolaj vándorlásának, felhalmozódásának mechanizmusát és törvényszerűségeit, következtetni lehet a felhalmozódás helyére, és sikeresebben felkutatható a Föld mélyén.

Dolgozatomban először összefoglalom a kőolaj és földgáz migrációjának törvényszerűségeire vonatkozó főbb ismereteket, majd az üledékes medencéink földtani fejlődéstörténete és a kőolaj- és földgáz-akkumulációk ma ismert elhelyezkedése alapján igyekszem vázolni azokat a fő migrációs folyamatokat, amelyek üledékes medencéink kialakulása folyamán lejátszódtak.

I.

Közismert, hogy a kőolaj és földgáz migrációja az azt elősegítő vagy gátló erők hatása alatt történik. A folyamat akkor jöhet létre, ha a migrációt elősegítő erők felülmúlják a gátló erőket. A vándorlás a nagyobb energiájú (nyomás-, gravitációs energiájú) helyről a kisebb energiájú hely felé történik.

A migráció folyamatát közismerten három szakaszra szoktuk osztani: az elsődleges, másodlagos és harmadlagos vándorlás szakaszára.

Az *elsődleges vándorlás* alatt a finomszemű (pelites-karbonátos) *kisátersztő képességű* anyakőzettel együtt képződött, a kőzetben *diszperz* állapotban levő szénhidrogéneknek az elvándorlását értjük a nagyobb átersztőképességű és hézagterfogatú, tárolásra alkalmas rétegekbe.

Ez a folyamat geológiai értelemben is *lassú*, hosszú földtani időszakok alatt is teljesen szünetelhet, és akkor indul meg vagy folytatódik újra, amikor a földtani fejlődéstörténet folyamán a migrációra kedvező nyomás- és hőmérsékleti viszonyok bekövetkeznek. Az elsődleges vándorlás *távolsága* kicsi, néhány-szor tíz méter, és a finomszemű anyakőzettel váltakozó homokrétegekbe vagy a karbonátos és más tömör kőzet repedezett zónájába irányul.

A *másodlagos vándorlás* alatt a tárolásra alkalmas jó átersztőképességű és hézagterfogatú kőzetben levő szivárgást értjük, amely mindaddig tart,

amíg a kőolaj és földgáz csapdába jutva nagyobb tömegben felhalmozódik, vagy a felszínre jutva szétszóródik. A másodlagos migráció az előbbivel ellentétben viszonylag *gyors* lefolyású, amit rendszerint szerkezeti mozgások indítanak meg azzal, hogy a permeabilis réteg eredeti, közel-vízszintes települése megváltozik, ami az új helyzetnek megfelelő új folyadék-elrendeződést okoz. A másodlagos vándorlás a *kisebb* nyomású, a viszonylag kiemelt helyzetű területek felé a regionális rétegdülés mentén fölfelé történik, miközben a kőolaj és földgáz egy része alkalmas helyen akkumulálódik.

A másodlagos migráció *nagy távolságra* is aránylag rövid idő alatt folyik le. A migráció *távolságát* meghatározza az azt elősegítő erő jelenléte, a nyomáskülönbség és a regionális szerkezeti emelkedés, az összefüggő áteresztő kőzetrétegek és az ezt lezáró, át nem eresztő regionális fedőrétegek térbeli elhelyezkedése és kiterjedése.

A *harmadlagos* vándorlás alatt a régebbi akkumulációknak az újabb földtani fejlődéstörténeti folyamatok következtében való átrendeződését vagy megnyílását és pusztulását értjük. Ez az újabb szerkezeti mozgások hatása alatt földtanilag rövid idő alatt lejátszódó folyamat. Harmadlagos migráció az a vertikális áramlás is, amely a nyomás és áteresztőképesség viszonyában a telep-fedő rétegek tökéletlen zárásának következménye, és egymás feletti közös eredetű felhalmozódásokhoz vezet. Ezzel kapcsolatban KERTAI GYÖRGY (1967), GRÁF L. (1964), RÁCZ D., TÓTH JÓZSEF (1969) és társaik értékes megállapításai figyelemre méltók.

A másod- és harmadlagos migrációs folyamatok az elsődleges vándorláshoz képest jól tanulmányozottak, lefolyásukat a kőolaj- és földgáztermelő rétegekben felismert törvényszerűségek jellemzik, regionális folyamataik a Güssow-elv (1954) szerint történnek. A jól tanulmányozottság azonban csak viszonylagos, mert a kőolaj és földgáz migrációja a kőzetréseken, pórusokon át olyan bonyolult folyamat, amit GYULAY Z. (1970) a GALILEI mondásával jellemez találón, aki az óriási messzeségben levő égitestek mozgásának vizsgálatában sokkal kevesebb nehézséget talált, mint a lába előtt levő víz mozgásának tanulmányozásában, márpedig a szénhidrogének migrációja a föld mélyén ennél is mérhetetlenül bonyolultabb. A másod- és harmadrendű migrációs folyamatokban azonban a szakemberek nagyrészt egyetértenek. De az elsődleges migráció lehetősége és törvényszerűségei vitatottak és nagyrészt még vizsgálat alatti kérdések.

Az elsődleges migráció lehetőségét többen *kétségbe vonják*, először azért, mert az agyagos anyakőzetben, diszperz állapotban levő szénhidrogéneket olyan nagy adszorpciós erők tartják kötve, amelyeknél a vándorlást segítő erők kisebbek — így az szerintük nem jöhet létre; másodszer az anyakőzet jellegű kőzet olyan kis áteresztő képességű, ami mellett nem lehetséges a migráció; és végül pedig azért, mert az anyakőzetben levő szénhidrogének izotóppösszetétele semmiféle hasonlóságot sem mutat a belőle származtatható telepek

szénhidrogéneivel. KUDRJACEV N. A. (1967) azt állítja, hogy az anyakőzet egy molekula szénhidrogént sem adhat le.

Ezeket a *súlyos érveket* azonban a legújabb kutatások sorra megcáfolták. Az izotópösszetételről SILVERMAN (1964) megállapította a CH-rendszerek komponenseinek eltérő izotóparányát, COLOMBO (1964) a migrációkor bekövetkező változásokat, WELTE (1964) az üledékes medence süllyedése közben változó hő-, nyomásviszonyoknak megfelelő CH-komponensek leválását, és így nem is várható az anyakőzet bitumenjei és a belőlük származó kőolaj izotópösszetételének azonossága. Az adhézióról és kis áteresztőképességről KAPELJUSNIKOV (1954, 1956), majd ZHUSE és társai (1963—1967) vizsgálatai bizonyítják, hogy nem akadályozzák meg az elsődleges vándorlást, ennek többféle lehetőségét is kidolgozták és kísérletekkel igazolták. Most a kérdés már nem az, hogy lehetséges-e az elsődleges migráció, hanem az, hogy a lehetőségek közül melyik vagy milyen körülmények közt melyik a fő szerepű.

Az üledékes medence földtani fejlődéstörténetének kezdeti szakaszán az új üledék terhelésére bekövetkező *kompakció* és hézagterefogat csökkenés az eredeti pórufolyadék 60—80%-át kikényszeríti az anyakőzetből. A kipréselődő folyadék nagy tömege víz, amivel együtt kőolaj és földgáz is távozhat az anyakőzetből.

Az üledék diagenezise következtében távozó folyadéknak oly nagy szerepet tulajdonítottak, hogy a korán megszilárduló karbonátos kőzeteket nem is tekintették potenciális anyakőzeteknek (VASSOJEVICS 1955).

Az agyagos kőzetek diszperz szénhidrogéneinek a hézagterefogat csökkenésével való távozására a *mennyiségi* vizsgálat kevés (STEGENA L. 1970). Számítása szerint Magyarország neogén medenceterületein átlag 16% porozitás-csökkenés feltételezésével 15 000 km³-re tehető a kipréselt folyadék mennyisége. De a szénhidrogéneknek a vízben természetes viszonyok közötti *oldódására* végzett mennyiségi vizsgálatoknál kiderült, hogy az oldódás nagyon kis mértékű. A molekuláris oldódás nagyon csekély, a kolloidális oldódás az előbbi többszöröse is lehet, és organikus savak, nátrium, káliumsók s még más vegyületek jelenléte a vízben növelheti a folyékony szénhidrogének oldását, és a telített vízben még jobban megnövekszik a folyékony szénhidrogének oldhatósága. Ezt az irodalomban több ízben hangoztatott véleményt azonban a legújabban végzett kísérletek nem igazolják. SERGEJEVICS I. V., ZHUSE T. P. és társai (1969) által végzett kísérletek szerint az oldott gáz jelenléte csökkenti a folyékony szénhidrogének oldhatóságát. A nyomás növekedésével az oldódás tovább csökken, a hőmérséklet növekedésével pedig valamivel növekszik.

A legújabb nagyon lényeges kísérletek szerint az egészen minimális áteresztő képességű anyakőzetben levő diszperz állapotú szénhidrogének elsődleges vándorlása lehetséges nyomás alatti gázban oldott állapotban; amit SOKOLOV V. A. (1948), KAPELJUSNIKOV M. A. (1954) régebben állított, azt most kísérletsorozattal igazolták ZHUSE T. P. (1963—1967) és munkatársai a

SzU-ban. Nyomdokukban szintén erre az eredményre jutottak a délkaliforniai egyetemen G. V. CHILINGER és L. G. ADAMSON (1964) vizsgálatai.

A nyomás alatti gázban való diszpergált folyékony szénhidrogének oldódását és vándorlását 1200 at. max. nyomásnál és 130 °C max. hőmérsékletnél vizsgálták laboratóriumi kísérletekkel. KAPELJUSNIKOV kimutatta, hogy a kőzetekben diszpergált bitumenes anyag 160—400 at. nyomáson komprimált CO₂ gázban oldódik, és nyomáscsökkenéskor kondenzálódik. Ugyanezt a kísérletet ZHUSE T. P., GERBER M. I. és munkatársaik (1963) metánnal és propánnal végezték el, és megállapították, hogy a diszperz bitumenes anyagokat tartalmazó minimális áteresztőképességű kőzeten átsajtolt gázban a bitumenes anyagok jó része gázfázisban átvihető alacsonyabb nyomású területekre.

Megállapították, hogy a gyanták és aszfaltének nagyobb része sokáig az anyakőzetben marad az erősebb adszorpció és a besajtolt gázban való gyengébb oldhatóságuk következtében. A kioldott anyag összetétele a kőolajével egyezik. Az anyakőzetben visszamaradó, kloroformmal oldható organikus anyag gyanús anyagai 2—11-szer nagyobb mennyiségűek a kőolajénál.

Az 0,01 md. áteresztőképességű mesterséges kőzeten átpréselt metángáz- és kondenzátum esetében először csak metán jelentkezik, majd amikor a kőzet adszorpciós egyensúlya helyreállt, a magasabb párlatok is változatlanul áthaladtak. Az adszorpciós egyensúly kialakulása után a benyomott és átfiltrált gáz kondenzátum vagy gáz- és kőolaj-oldat kromatogramja azonos, tehát gázban oldva átvihetők ezek az anyagok a minimális áteresztőképességű kőzeteken. Lényegében ezt az eredményt kapták 0,0008 md. áteresztőképességű kőzetminta esetében is (ZHUSE, SZAFRANOVA 1967, 1969).

A vízzel nedvesített mintát S. N. BELECKAJA (1967) vizsgálta, a kőzet bányanedves állapota a diszperz bitumentartalmának gázfázisban való migrációját kedvezően befolyásolja.

Megállapítható, hogy finomszemű anyakőzet diszperz szénhidrogéneinek elsődleges migrációját nagymértékben a felületi erők szabályozták. Az adszorpciós egyensúly a nyomás-hőmérsékletviszonyok szerint alakul. Normál állapotban (tehát +24 °C és 1 at mellett) az anyakőzet az adszorpció szempontjából telítetlen, a diszperz szénhidrogén tartalmát nem adja le, sőt többet képes a felületi erőkkel megkötni, mint amennyit rendszerint tartalmaz. Kísérletek szerint azonban már kisebb nyomás és hőmérséklet emelkedéssel is egységes gázfázisba jutnak az anyakőzet gáz- és folyékony fázisú szénhidrogénei, amivel az adszorpciós egyensúly megbomlik. Először a metán és naftén szénhidrogének válnak vándorlásra képpé, majd a növekvő nyomáson az aromás szénhidrogének gázfázisú migrációja is megindul. ZHUSE szerint kb. 400 at nyomáson és 250 °C hőmérsékleten a kőolajtelepekben előforduló összes szénhidrogén egyfázisú, gázfázisú migrációba kezd, és csak a gyanták, aszfaltének maradnak vissza.

Részünkre a mezozói kutatás szempontjából különösen fontosak a *karbonátos anyakőzetekre* tett megállapítások. Mivel ezek hamar megszilárduló és az agyagoknál kevésbé tömörülő kőzetek, ezért ezekről feltételezték, hogy nem potenciális anyakőzetek; ma pedig azt tartják, hogy olyan anyakőzetek, amelyek *szénhidrogén tartalmukat nagyobb nyomáson és hőmérsékleten, vagyis a földtani fejlődéstörténet későbbi szakaszában nagyobb mélységbe jutva adják le.* A karbonátos kőzetek e kérdéseit WELTE (1964) vizsgálta.

Az üledékes medence földtani fejlődéstörténetének az elején a laza agyag-homok üledék hézagterfogatának csökkenése az elsődleges migráció fő tényezője. Az üledékes medencék földtani fejlődéstörténetének későbbi szakaszában és a tömörülésre kevésbé hajlamos karbonátos kőzeteknél a KAPELJUSNIKOV—ZHUSE—BELECKAJA-féle nyomás alatti gázban oldott egyfázisú, gázfázisú migrációt tekintjük az elsődleges vándorlás fő tényezőjének.

II.

A szénhidrogének migrációjára eddig megállapított fontosabb törvényszerűségek alapján és Magyarország medenceterületeinek földtani fejlődéstörténete, valamint a felhalmozódások térbeli helyzete alapján, rekonstruálni lehet a medenceterületeink migrációs és akkumulációs folyamatait.

A földtani fejlődéstörténeti vizsgálatok útján mind több fény derül arra, hogy az ország területe már a *bajkái-aszinti* tektonofázisok előtt és alatt olyan geoszinclinálisok része volt, amelyekben vastag homokos-agyagos üledék képződött (SZÁDECZKY-KARDOSS E. et-al., 1969). A grafitos palák tanúsága szerint ezek egy része sapropel-jellegű lehetett. A régibb üledékek a hercin, kaledon és régibb tektonofázisok alatt regionális metamorfózison estek át, ami közben szénhidrogén tartalmuk átalakult vagy szétszóródott.

Ugyanez történt a *kaledon, hercin* földtörténeti szakaszok képződményeivel és a velük kapcsolatos szénhidrogénekkel is.

Az *óalpi* (perm-alsókréta) földtani fejlődéstörténeti szakasz alatt kialakult alpi geoszinclinális részek és epikontinentális tengerek metamorfizálatlan üledékei elérik az 5—6 km vastagságot is. Az üledékek kifejlődése kőolaj földtani szempontból kedvező, mert mind anyakőzet jellegű, mind tárolásra, mind pedig hermetikus zárásra alkalmas képződmények előfordulnak. Kedvezőtlen azonban az, hogy ezek a képződmények ma csak egyes vonulatokban fordulnak elő, és fejlődésük folyamán erős tektonikai hatások érték, tört-pikkelyes szerkezetűekké váltak, sok kisméretű szerkezeti egységre darabolódtak, és nagymértékben lepusztultak.

A *középső alpi* földtani fejlődéstörténeti szakasz felsőkréta-paleogén képződményei kevesebb diszlokációt szenvedtek kőolaj földtani szerepük nagyobb, de aránylag kisebb elterjedésük.

A kőolaj és földgáz vándorlása és felhalmozódása szempontjából a medenceterületeink újalpi vagy *neogén* földtani fejlődéstörténeti szakasza a legfontosabb. A neogén üledékek egy részével együtt kőolaj és földgáz keletkezett, vannak felhalmozódásra alkalmas tárolókőzetek is, de az egyik legfontosabb szerepe az, hogy a neogén az *idősebb diszlokált és lepusztult felszínű képződményeken kisáteresztőképességű regionális fedőrétegsorként szerepel*, ezzel a vándorlás és felhalmozódás fontos regionális szabályozó tényezőjévé vált.

A mezozói korú szénhidrogén felhalmozódások földtani fejlődéstörténete

Azokon a közismert térképeken, amelyek a medencéink aljzatát a neogén üledék nélkül ábrázolják, látható, hogy nagy területeken a magmás és metamorf képződmények vannak közvetlenül a neogén üledékek alatt. Ezek a területek a hosszantartó és mélyreható lepusztulás zónái, ahol a neogénnél idősebb szénhidrogén akkumulációt nem várhatunk.

Nagy területeken az óalpi (újpaleozói-alsókréta) földtani fejlődési szakasz képződményei vannak a felszínen vagy neogén üledék alatt. Vastagságuk helyenként 4—6 km-re tehető. Bizonyosra vehető, hogy ezekkel a képződményekkel *eredetileg* sok kőolaj- és földgázakkumuláció volt kapcsolatban. *A mezozoikum folyamán kialakult telepek azonban legnagyobb részben elpusztultak*, amit a következő fejlődéstörténeti tények bizonyítanak.

A mezozoikum vége felé az ország területének földtani fejlődéstörténete olyan mozgalmas volt (ausztriai fázis), hogy a szerkezeti mozgások és a lepusztulás folyamán a szénhidrogéncsapdák legnagyobb része megnyílt, és a telepek a harmadlagos migráció folyamatai során áthalmozódtak, és a lepusztulás áldozatai lettek. Kérdés, egyáltalán vannak-e, lehetnek-e az óalpi földtörténeti fejlődési szakasznak a képződményeivel kapcsolatban, a hajdan minden jel szerinti gazdag akkumulációból, még meglevő maradványok. DEDINSZKY J. repedezett tárolókra vonatkozó vizsgálatai szerint a karbonátos kőzeteinkben mintegy 6000 m mélységig várható a nyitott repedések jelenléte. Ezeket a diagenezisen átesett, ridegebbé vált képződményeket nyílt törés-repedés-rendszerek járják át. A karsztvíz tanulmányok azt tükrözik, hogy ezek a képződmények egészében nem zárnak, hanem átteresztők. Regionálisan csak a harmadidőszaki rétegek rátelepülése zárta le ennek a fejlődési szakasznak a képződményeit, közben azonban hosszú földtani időszakokon át fedetlen, lepusztuló helyzetben voltak. Ahol a perm képződményekre telepszik a neogén, ott kb. 200 millió évi idővel lehet számolni, aminek nagy része lefedetlen, ahol a triászra, ott 160 millió év, a jurára 110, ahol pedig a krétára telepszik a neogén, ott 39 millió év fedetlen vagy lepusztulásos idő iktatódott a fejlődésmenetbe. Viszont tudjuk, hogy KALININ N. A. (1957) vizsgálatai szerint minél hosszabb az üledékképződés megszakadása, annál kisebb a valószínűsége annak, hogy egy diszkordancia felület alatt kőolaj- és földgáztelepek még előfordulhassanak.

Az Emba vidékén pl., ahol a jurát pliocén fedí, vagyis az eróziós idő 100 mill. év körüli, ott a jura már nem tartalmaz olajat, ahol viszont csak 20—30 millió éves az üledékképződési megszakadás, ott az idősebb képződményekben még eredményes volt a kutatás.

A fentiekből következik, hogy a mélyebb üledékes medencék idősebb képződményeiben nem kedvező a csapdák jelenlétének lehetősége. A nagymélységű kutatás kilátásai szempontjából tehát okvetlenül foglalkozni kell a migráció és a földtani fejlődéstörténet várható következményeivel.

Mezozói képződmények kőolajföldtani jelentősége

Míg tehát a mezozói képződmények nagy részében az eredeti helyükön levő mezozói korú akkumulációkra nem számíthatunk, az elsődleges migráció legújabb vizsgálati eredményei szerint ezeknek a képződményeknek mégis van kőolajföldtani jelentőségük. A helyenként 5000 m-t felülmúló *neogén medencesüllyedés* a neogén üledék alatt levő mezozói képződményeket magas hőmérsékletű és nyomású mélységövébe juttatta. *Ezáltal a mezozói üledékben levő diszperz és felületi erőkkkel megkötött szénhidrogének, amelyek a felszín közelében vándorlásra képtelenek voltak, a neogén medencesüllyedés után megnövekedett nyomáson és hőmérsékleten migráció képesekké válva, gázban oldott egyfázisú migrációval (ZHUSE, 1969) fölfelé jutva és a záró neogén rétegsor talpába ütközve, ezalatt elvándoroltak a kisebb nyomású regionálisan emelkedő területek felé.*

Ennek a migrációs folyamatnak a lehetőségei megvannak a következők szerint: (1) A mezozói képződményeink bitumentartalma 237 db felszíni kőzetminta szerint átlag 0,02—0,03 %, de nagylengyeli mélyfúrási anyag szerint ennél nagyobb is lehet, ami tekintélyes mennyiség, ha figyelembe vesszük, hogy a neogénnel fedett mezozói üledéktömeg a medenceterületeinken kb. 30 560 km³. (2) Jelen van olyan kisátersztő, regionális fedő (neogén képződmény), amely alatt a migráció létrejöhet. (3) Vannak regionális áttersztőképeségű képződmények, mint a harmadkori (miocén, pliocén) alapkonglomerátumok és ezek alatt az idősebb képződmények felszíni mállott zónája. (4) Akkumulációra alkalmas csapdák jelenléte igazolódott.

A mezozói anyakőzetek diszperz szénhidrogénjeinek a neogén medencesüllyedéssel újra meginduló migrációját a medenceterületünkre jellemző magas hőmérséklet is elősegítette.

Tápterületek és felhalmozódási övek a magyar medencékben

A magyarországi kőolajjelőfordulások térbeli elhelyezkedése a vázolt migrációs folyamat valószínűségét támasztja alá. Kidolgozva a pliocén medence mélységtérképét és rászerkesztve az ismert kőolaj-földgázakkumulációk

elhelyezkedését, világosan elkülöníthetők egyrészt a *felhalmozódási zónák*, ahol a regionális dőlés irányában felfelé migráló szénhidrogének a viszonylag magas helyzetű területeken akkumulálódnak, és láthatók a migráció *tápterületei is* viszonylag mély harmadidőszaki medenceterületeken (1. ábra).

Mind a neogén, mind pedig az idősebb eredetű kőolaj és földgáz másodlagos vándorlása a kialakuló neogén mélyebb teknők felől a magasabban maradt területek felé történt. A miocén és pliocén medencék mélységtérképének segítségével tehát bizonyos mértékig rekonstruálni lehet a másodlagos migráció útját, távolságát, a szénhidrogének gyűjtőterületének nagyságát és az akkumuláció időbeli lefolyását. Adatokat nyerhetünk arra is, hogy a neogén üledékben migráló szénhidrogének milyen arányban akkumulálódhattak csapdáknak, és hányadrészüik szóródott szét, pusztult el.

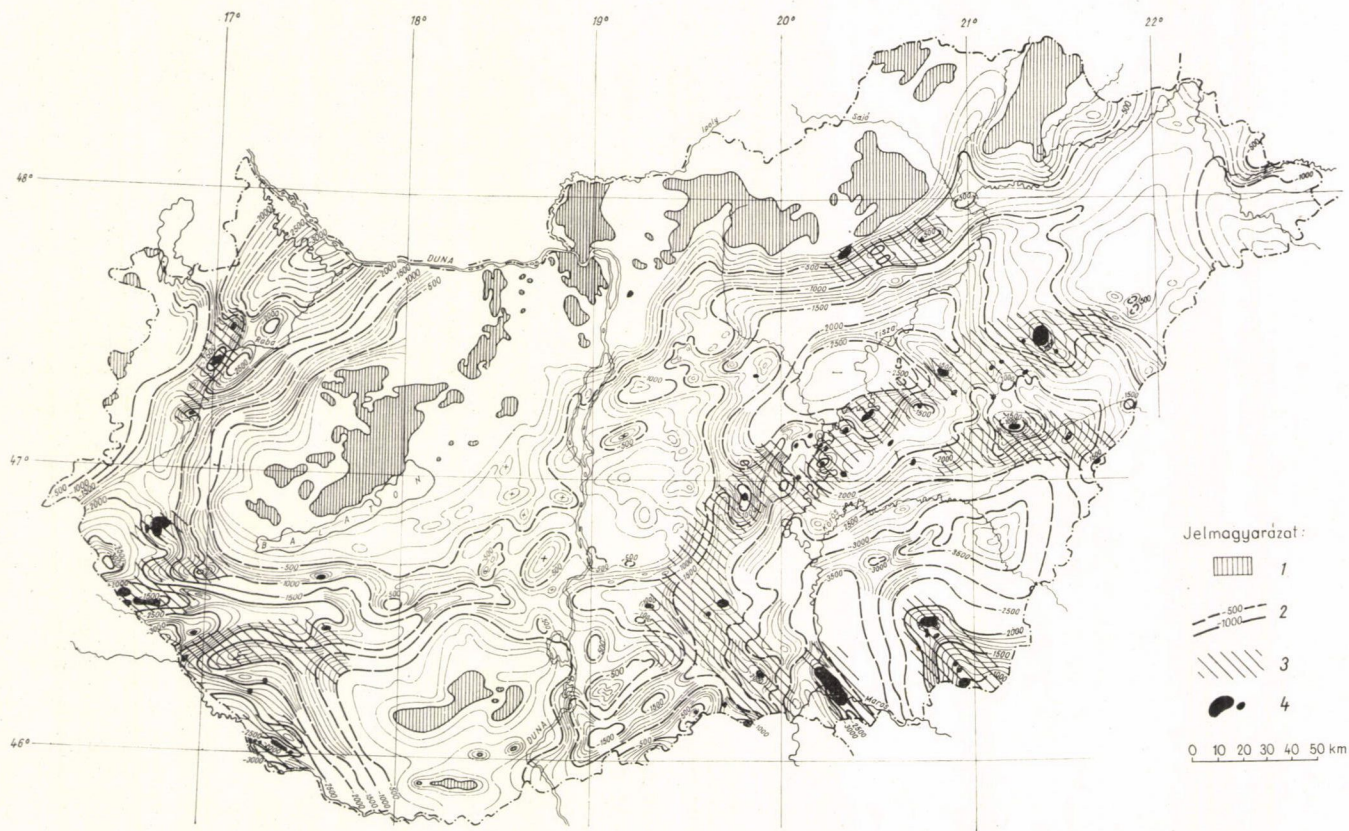
Megállapítható az, hogy a mai felhalmozódások a neogén folyamán lejátszódó migrációs folyamatok eredményei, és mezozóji vagy idősebb korú felhalmozódást eddig nem ismerünk. Ennek bizonyítéka az, hogy az akkumulációk csapdái csak a neogén földtani fejlődéstörténet folyamán záródtak le, így a telepek felhalmozódása sem lehet régibb.

A pannóniai medence mélységtérképén meghatározhatók a legmélyebb medencerészekben azok a mélyvonalak, amelyek felől a másodlagos migráció már csak kiemeltebb helyzetű területeket találhatott. Ezek a *migráció tápterületei*. Ugyancsak meghatározhatók azok a környezetükből kiemelt aljzatú medencerészek is (neogénnel eltakart magas rögvonulatok), amelyek az *akkumuláció regionális zónái*, és ezen belül sorakoznak a lokális felhalmozódások területei.

A medencetérkép tanúsága szerint pliocén medence mélyvonalai felől fölfelé migráló szénhidrogének közel 3/4 része olyan medenceperemi zónát talált, ahol mai ismeret szerint nagy szakaszokon nincs záródás (csapda), következésként a pliocén agyagok záró-takarója alatt fölfelé migráló kőolaj és földgáz nagyobb része az intenzív vízcsere zónájába jutott és szétszóródott. Azonban a peremek felé migráló szénhidrogének kisebb része sztratigráfiai és litológiai csapdába jutott, és részben ma még ismeretlen helyeken felhalmozódhatott.

A mélyvonalak felől fölfelé migráló szénhidrogének valamivel több, mint 1/4 része a pliocén medence belsejében levő kiemelkedő öveken csapdába jutott.

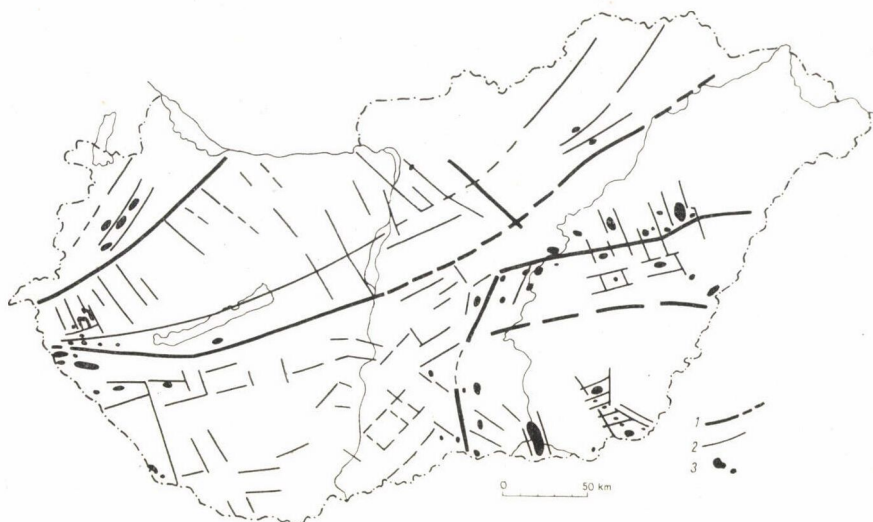
Egy-egy ilyen felhalmozódási zóna gyűjtőterülete a medencetérképekkel meghatározható. A *gyűjtőterület nagysága és a felhalmozódott kőolaj-földgáz mennyisége* között nem találunk egyenes összefüggést. A nagy (790 km²) gyűjtőterületű, de DK felé gyengén záródó *Battonya—Mezőhegyes—Tótkomlós—Pusztaszöllös—Pusztaföldvár* akkumulációs zóna pl. viszonylag kevés kőolajat és földgázt tárol, a kisebb (151 km²), de nagy mélységű gyűjtőterülettel körülvett, jól zárt *Algyő—Deszki* akkumulációs zóna jóval gazdagabb. A



1. ábra. Magyarországi pliocén medence térképe, a kőolaj- és földgázfelhalmozódás regionális öveivel (magas medencealjzatú részek) és a migráció tápterületeivel (mély medencerészek). 1. Pliocénnél idősebb képződmények a felszínen, 2. Pliocén medence mélyvonalai a tengerszint alatt; 3. A kőolaj- és földgázakkumuláció regionális zónái; 4. Ismert kőolaj- és földgázlelőhelyek

hajdúszoboszlói és környékén levő jelentős földgázfelhalmozódásnak igen nagy kiterjedésű a gyűjtőterülete, lenyúlik délen a békési, szegedi medencéig. A Budafa—Lovászi—Nagylengyel-i jelentős felhalmozódások gyűjtőterülete kisebb, de jóval mélyebb.

Az akkumuláció nagysága és a gyűjtőterület kiterjedése közti viszony nál megfelelőbb a gyűjtő terület *üledéktömegével* (km³-ben) való aránybahozás. Így a medence-mélységtényező is szerephez jut. De kétségtelen, hogy a



2. ábra. Magyarország fontosabb kimutatott szerkezeti vonalai és a kőolaj- földgázelőfordulások térbeli helyzete. 1. Nagy szerkezeti egységeket elválasztó diszlokációs zónák; 2. törésövek; 3. kőolaj- és földgázelőfordulások

földtani fejlődéstörténet más tényezői is szerepelnek, ami a jelenlegi helyzet kialakulásának nagyon bonyolult folyamataira utal.

Az akkumulációval egyidőben a harmadlagos vándorlás is fellép, amit az egymás feletti azonos eredetű telepek léte bizonyít.

Mint tudjuk; a migráció a kisebb nyomású helyek felé történik. W. A. KROTOWA (1969) szerint megállapítható, hogy a nagy törésvonalak csökkentőnyomású öveket okoznak, és az ilyen zónák irányába történő migráció, különösen a fiatalabb üledékekkel eltakart zavargási övek mentén szénhidrogénakkumulációs zónák kialakulásához vezet. Ha összehasonlítjuk a magyarországi akkumulációs zónákat a kimutatott szerkezeti övekkel, világos kapcsolat mutatkozik a kettő közt (2. ábra).

A kőolaj és földgáz migrációja és akkumulációja a legbonyolultabb folyamatok közé tartozik, törvényszerűségeinek felismerése fejlődik és, ezek

a törvényszerűségek a magyarországi előfordulások térbeli elhelyezkedésében is felismerhetők.

A migráció és ennek következményeként az akkumuláció pontosabb ismerete a kőolaj- és földgáz kutatás helyes tervezésének és a kutatás sikerességének előfeltétele.

IRODALOM

1. BELECKAJA, S. N.: Experimentalnoe izucsenie mehanizma pervicsnoj migracii rasszejannüh bituminov iz oszadacsnuh porod v odnofazom gazovom szasztojanii. *Genesis Nefti i Gaza*. Moszkva. Izd. Nedra, 1967.
2. CHILINGER, G. V.—ADAMSON, L. G.: Does Some Migration of Oil Occur in a Gaseous Form? *Int. Geol. Congress, Report of the 22. Session, India, Part I. Geol. of Petrol.*, 64—70, 1964.
3. COLOMBO, K.: Isotopic measurment of $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratio and their geochemical interpretation. *Int. Geoch. Meeting, Paris*, 1964.
4. GRÁF, L.: Die Anwendbarkeit der Spurelement-Analyse hinsichtlich der Genetik der ungarischen Erdöle. IV. *Int. Wiss. Konf.*, 1964.
5. GUSSOW, W. C.: Differential entrapment of oil and gas: a fundamental principle. *Bul. Am. Ass. Petr. Geol.*, 5, 1954.
6. GYULAY Z.: Szénhidrogénbányászat áramlási vonatkozása. *MTA. X. Oszt. Közl.*, 3, 225, 1970.
7. HUNT, I. M.: How Gas and Oil Form and Migrated? *World Oil*, 10, 140—150, 1968.
8. KALININ N. A.: Az olajkeletkezés és vándorlás időtartamáról. *Geol. Nefti i Gaza*, 7, 61—73, 1957.
9. KAPELJUSNIKOV M. A.—SZOKOLOVA M. N.—ZAKSZ Sz. L.: Agyagos kőzetek szénhidrogénjeinek nagynyomású gázok oldása általi kiűzési lehetőségéről. *Dokladi Ak. Nauk SzSzSzR*, 4, 108, 1956.
10. KAPELJUSNIKOV, M. A.: K voproszu migracija i akumulacija nefti v oszadocsnuh gornüh porodah. *DAN. SzSzSzR*, 99, 1077, 1954.
11. KERTAI GYÖRGY: A magyarországi földgázkincs és CO_2 tartalmának keletkezése. *MTA. X. Oszt. Közl.*, 1, 199—218, 1967.
12. KRÓTOWA, W. A.: Die Rolle der Druckentlastungszonen unterirdischer Wässer für die Bildung von Kohlenwasserstoffkonzentrationen und ihre Bildung für die Erdölaccumulationen. *Zeitsch. f. ang. Geol.*, 13, 68—72, 1967.
13. KUDRJACEV, N. A.: Szosztojanie voprosza o genezisze nyefti na 1966 g. in. *Genesisz nefti i gaza*, Moszkva „Nedra”, 252—291, 1967.
14. RÁCZ D.—RÉTI S.—TÓTH J.: Komplex geokémiai vizsgálatok. *OGIL-jelentés*, 1969.
15. SILVERMAN, S. R.: Investigations of petroleum origin and evolution mechanism by carbon isotope studies. (in *Isotopic and Cosmic Chemistry*), 92—102, 1969.
16. STEGENA L.: Kőzetkompakció, nehézvíztartalom, vízáramlás a magyar medence üledékeiben. *MTA. X. oszt. Közl.*, 3, 276, 1970.
17. SZÁDECZKY-KARDOSS, E.—JUHÁSZ, A.—BALÁZS, E.: Erleuternungen zur Karte der Metamorfite von Ungarn. *Acta Geol. Ac. Sc. Hungarice*, 13, 27—34, 1969.
18. SERGEJEVICS, I. V.—ZHUSE, T. P.—BURNISTROVA, V. F.—ESAKOV, E. A.: Experimentalnoe izledovanie rasztvorimoszti uglevodorov v vode, nasziszcesennoj gazov in. *Migrácia nefti i gaza*, Moszkva, 38, 1969.
19. SOKOLOV, V. A.: Ocserki genezisza nefti. *Gosztoptechizdat*, Moszkva, 1948.
20. VASSOJEVICS, H. B.: O neftematerinszkijh otlozsenijah terrigenovo tipah. *Geol. Sbornik*, 3, 281, 1955.
21. WELTE, D. H.: Über die Beziehungen zwischen Erdölen und Erdöl-muttergesteinen. *Erdöl und Kohle*, 17, 417—429, 1964.
22. ZHUSE T. P.—SAFRANOVA T. P.: Kísérleti vizsgálatok a szénhidrogének (bitumenek) üledékes kőzeteken keresztül való átvitelére, besajtott gázokkal. *Genesisz nefti i gaza*, Szovjet Tudományos Akadémia kiadása, Moszkva, 404—412, 1967.

AGYAGÁSVÁNYOK VISELKEDÉSE SÜLLYEDŐ TERÜLETEN A HŐMÉRSÉKLET ÉS A TERHELÉSES NYOMÁS EGYIDEJŰ EMELKEDÉSEKOR

SZÁDECZKY-KARDOSS E.

AKADÉMIKUS

PESTY L., TOMSCHEY O., TOMOR E.

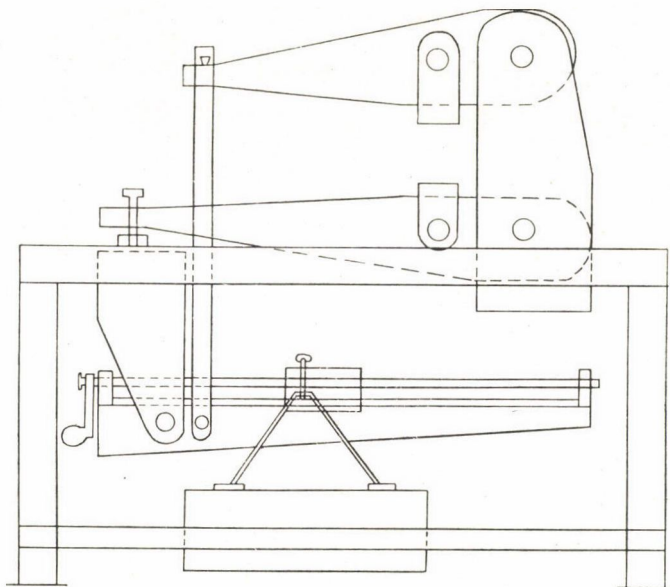
Csaknem minden alapvető endogén anyagi folyamat esetében felmerül a mélységi lokalizáció kérdése. Mind az üledékes kőzetek kristályos palává alakulása, mind a magmás és velük kapcsolatos ércképződés mélységének ismeretéhez számos gyakorlati és elméleti probléma kapcsolódik; a mélység meghatározására irányuló nagynyomású kísérletek eredményei azonban még nem értékelhetők ki. A mélység meghatározásához ui. elsősorban a három fő állapothatározó: a hőmérséklet, a terhelés és az illónyomás ismeretére van szükség. Kielégítően azonban csak a terhelés számítható, a hőmérséklet jelentékenyen függ a geotermikus gradienstől, a gőznyomás pedig teljesen ismeretlen.

Egyikünk 10 évvel ezelőtt rámutatott, hogy nem jelent megoldást az a feltevés, mely szerint a víznyomás általában egyenlő lenne a terheléssel, sőt ez a feltevés nagymértékben téves következtetések veszélyét rejti. Az utolsó évek értékes metamorf petrológiai, WINKLER és TURNER közismert könyvei, ezirányú vizsgálatai ellenére is, a földkéreg és a felső köpeny múlt évben megjelent nagy nemzetközi monográfiája a kristályos palák képződési mélységét gyakorlatilag teljesen nyitva hagyja. A kérdés egyik legjobb szakembere, MIYASHIRO tartózkodik minden erre vonatkozó számszerű érték közlésétől, megállapítja, hogy — idézzük — „vitális kérdés volna a szilárd és gőznyomás közti viszony ismerete, ez azonban nehéz kérdés”, továbbá „a kísérleti eredményeknek természetes kőzetekre való alkalmazását korlátozza a víznyomás nagyságának tisztázatlansága a metamorfózis idején”.

Az illónyomás közvetlen mérésére vonatkozó első konkrét eredményeket magunk publikáltuk egy nemrég megjelent előzetes rövid közleményünkben. Méréseink több szempontból közelítő jellegének felszámolása irányában azóta lényeges előrehaladást értünk el, és ezeket a következőkben foglaljuk össze.

Minthogy az illónyomás lényegileg három tényezőtől: a hézagterefogattól, a hőmérséklettől és a hézagterefogat egységére eső illó mennyiségétől függ, ezeket a következőkben külön tárgyaljuk. A hézagterefogatot azonos kőzetjelleg esetében lényegileg a terhelés határozza meg. A növekvő litosztatisztikus nyomás csökkenti lényegileg a kőzetporozitást és permeabilitást. Az

állandó terhelés előállítására a rendelkezésre álló hidraulikus olajprések kevéssé alkalmasak, ezért mi (1. ábra) főleg egy dr. SCHLATNER JENŐ által konstruált, a római mérleg elve alapján, de kétszeres áttétellel működő nagynyomású készüléket használunk. Olyan esetben, ahol viszonylag a gyors terheléses nyomásnövelés a kísérlet eredményét károsan nem befolyásolja, hidraulikus olajprést alkalmazunk.



1. ábra. Nyomókészülék elvi vázlata

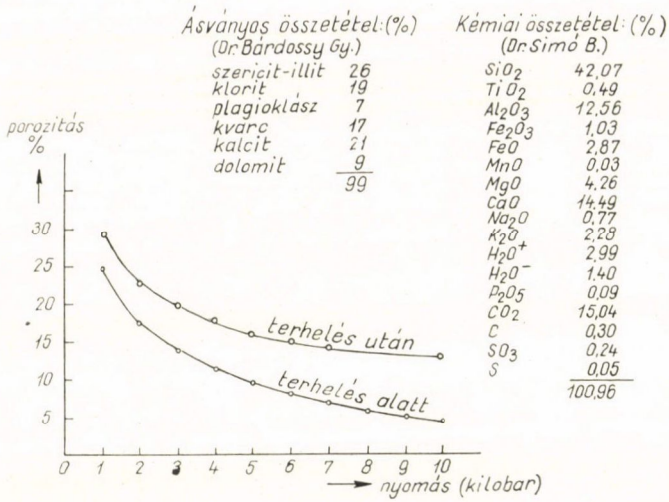
Összehasonlító vizsgálatokra egy 0,06 mm szemnagyság alá porított standard márgával dolgoztunk, melynek paramétereit a 2. ábra mutatja.

Ismeretes, hogy adott terheléshez tartozó, kísérletileg előállítható porozitás általában nagyobb a megfelelő, természetben megfigyelt értékeknél. Elvi megfontolások alapján ezt arra vezettük vissza, hogy az adott nyomáson kapott porozitás a minta alakjától is függ: minél nagyobb a minta kerületének aránya a magassághoz képest, annál nagyobb a terhelés során fellépő súrlódás, tehát annál nagyobb a porozitás. Az elvben végtelen kiterjedésű természetes rétegek porozitása tehát a $2r\pi/h$ változtatásával, a mért értékeknek a végtelen kiterjedésre való extrapolációja útján érhető el. E feltételt kísérleteink igazolták. A két — 6, ill. 2 kilobar terhelésre vonatkozó görbét a 3. ábra szemlélteti.

Ezen az alapon határoztuk meg a standard márga előbb bemutatott pórusgörbéjét is (2. ábra).

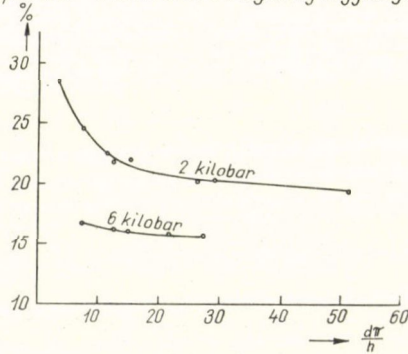
Porozitásmérés terhelés alatt és után.

Standard márga. Szemcseátmérő: 0,06 mm alatt.



2. ábra. Standard márga-minta porozitás-változása a terhelés alatt és után, a terhelés függvényében

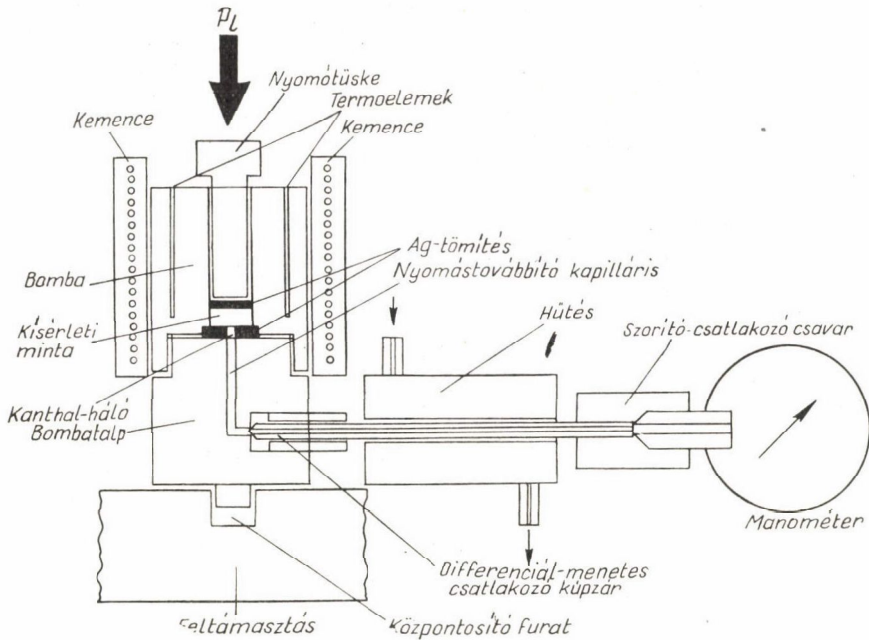
Standard márga porozitása különböző nyomásokon, a terület és a magasság függvényében



3. ábra. Standard márga-minta porozitás-változása különböző terhelési nyomásokon, a minta-kerület/mintamagasság hányados függvényében

Kísérletileg azt is meghatároztuk, hogy mennyivel növekedik a porozitás a terhelés megszűnése után a standard kőzetek rugalmas kiterjedése következtében. Ezek értelmében üledékes kőzeteknél a fúrómagok felszíni körülmények között mért porozitása nem tekinthető azonosnak a valódi mélységi porozitással, és annál minden esetben nagyobb értéket szolgáltat.

Minden vizsgálatunkban korrekcióba vesszük a kísérleti eszközök nagynyomás következtében előállított rugalmas deformációját. Az illónyomás az így meghatározott hézagterefogat egységére eső illó mennyiségétől függ. Az illó mennyiségét viszont a természetben a kőzet eredeti szabad víztartalma és a pt változások közben a kőzetből — nagyrészt az ásványok kristályrácsából — felszabaduló illótartalom határozza meg. Az előzetes közleményben foglalkoztunk a kőzet eredeti szabad víztartalmának hatásával. Minthogy ezek alapján első közelítésben feltételezendő, hogy az üledékes kőzet eredeti szabad



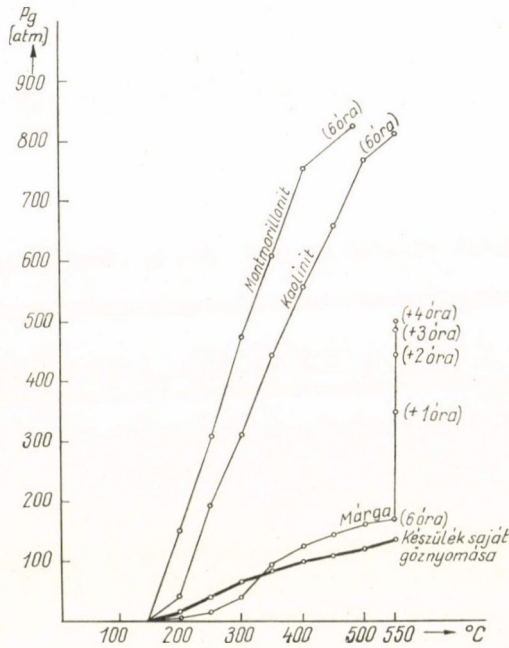
4. ábra. A hőmérséklet, illetve a terhelés és víznyomás összefüggésének meghatározását szolgáló nagynyomású bomba elvi vázlata

víztartalma a mélységben fokozatosan kipréselődik, ezért most a légszáraz kőzetből a hőmérséklet növekedése közben felszabaduló illó mennyiség pontos meghatározására törekedtünk.

A hőmérsékletet elektromos fűtéssel állítjuk elő. A nagynyomású bombák falába mélyített furatokban elhelyezett Pt—PtRh vagy más termoelemekkel kapcsolt pontírók segítségével állandóan tájékozódunk a kísérleti tér hőmérsékletéről, másrészt hőfokszabályozó készülékek fűtőáramkörbe iktatásával a kísérleti tér automatikus egyenletes hőfokon tartását, illetve szabályozott hőfokemelését biztosítjuk.

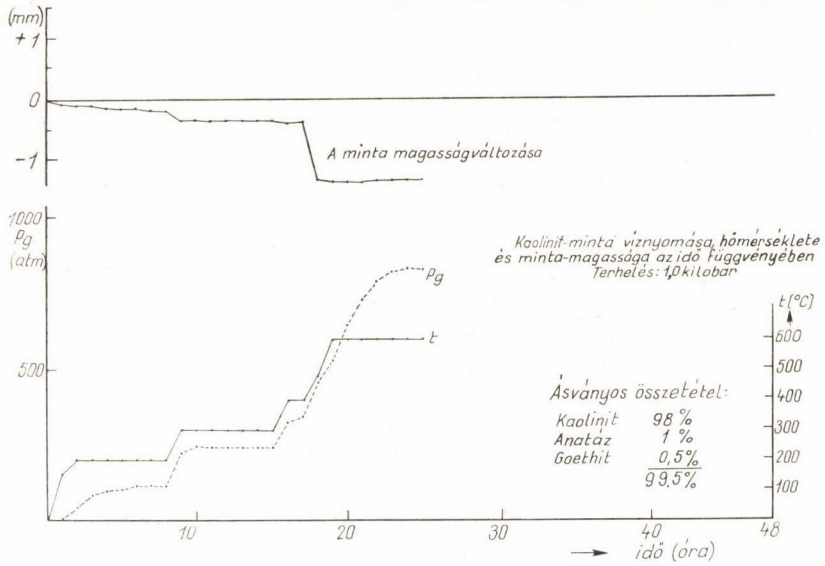
A kétféle nyomás, a hőmérséklet és a kísérleti idő meghatározásához használt készülékek jelenleg leginkább használt változatát mutatja a 4. ábra.

E készülékben már hűtéssel akadályoztuk a nyomást továbbító víz felmelegedését, és speciális kitöltési eljárással minimumra csökkentettük a nyomást továbbító víz mennyiségét. A standard márga, a tiszta kaolinit és tiszta montmorillonit gőznyomási értékeit szemlélteti az 5. ábra 6 órás kísérleti időtartam és 1 kilobáros állandó terheléses nyomás mellett. A kaolinit és montmorillonit jellemzőit majd a következő, 6. és 7. ábrák tartalmazzák. Felvittük itt a készülék saját víznyomás görbéjét is, ez utóbbi értékeket a vizsgált minták egy-egy hőfokhoz tartozó illónyomás értékéből levonjuk. A márga nyomás-

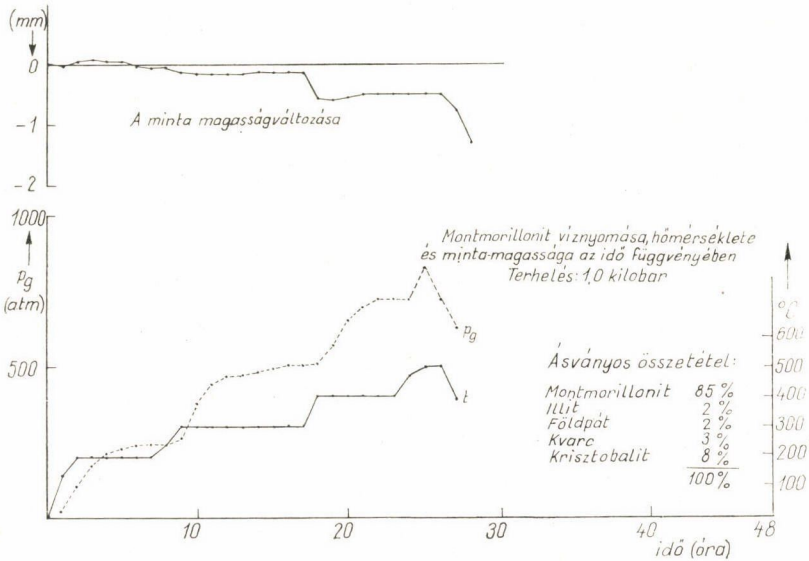


5. ábra. Márga, kaolinit és montmorillonit minták víznyomásváltozása a kísérleti hőfok függvényében

görbéjének függőleges szakasza a 6 órás melegítés utáni további nyomásnövekedést jelzi állandó 550 C°-on. Ezt részben a karbonát tartalom viszonylag lassú bomlása folyamán fokozatosan képződő CO₂ eredményezi. Az időtényező vizsgálatát kaolinitra a 6. ábra, montmorillonitra majd a 7. ábra mutatja, állandó 1 kilobáros terhelés esetére. Ezen a használt minta főjellemzőit is feltüntettük. Az abszcisszára a kísérleti idő értékeit hordtuk fel, az ordinátán pedig alternatíve a kísérleti hőfokot, a víznyomást, illetve a minta magasság változását. Látható, hogyan követi a víznyomás, ill. a minta magassága a hőmérséklet lépcsős emelkedését (7. ábra). E görbék alapján végzett valódi gőznyomás meghatározás céljából még kalibrálni kell a műszert a

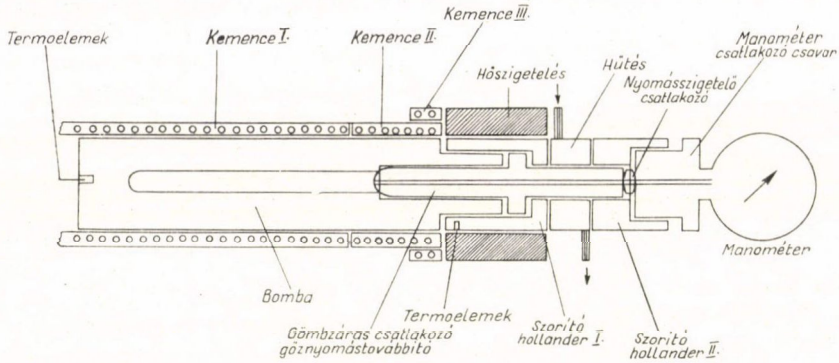


6. ábra. Kaolinit minta víznyomása, hőmérséklete és mintamagassága a kísérleti idő függvényében

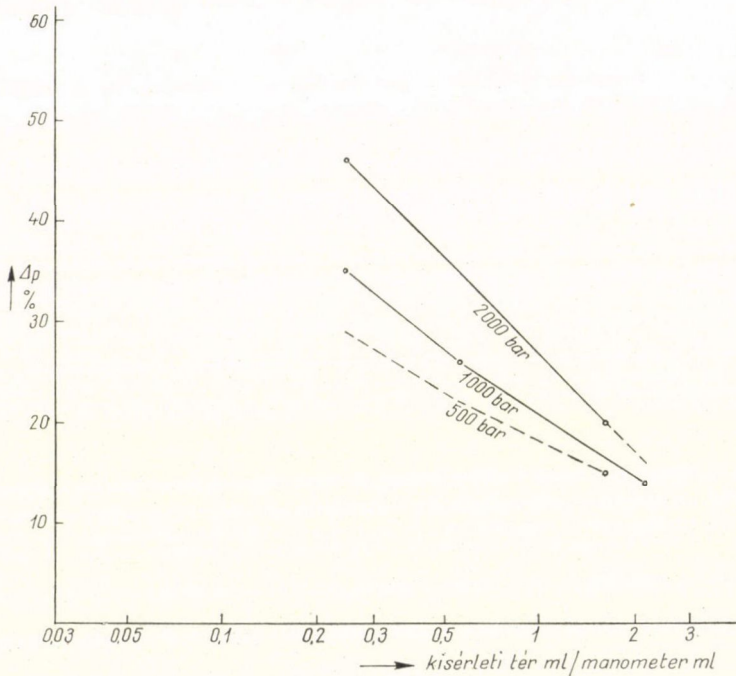


7. ábra. Montmorillonit minta víznyomása, hőmérséklete és mintamagassága a kísérleti idő függvényében

kísérleti pórusterfogot/manométerterfogot függvényében. E célra külön autokláv bombát konstruáltunk (8. ábra). A kapott kalibrálási eredményeket a 9. ábrán tüntetjük fel.



8. ábra. Rezsi-térfogat kalibrációs készülék elvi vázlata



9. ábra. A mért és a tényleges víznyomás értékösszefüggését ábrázoló diagram

A kísérleti eljárásra — bonyolultsága ellenére — azért van szükség, mert a kétféle nyomás változása a hőmérséklet függvényében egymást kölcsönösen, komplex módon befolyásolja. Így pl. a terheléses nyomás hatására végbemenő pórustérfogat csökkenés az illófázis nyomását növeli, s így a porozitás csökkenését zárt rendszer esetén korlátozza, ami az illónyomás-növekedés lefékezéséhez vezet. Ugyanakkor azonban a növekvő illónyomás lehetővé

teszi az illók migrációs feloldódását a szilárd közegben, és ez az illómennyiség, s így az *illónyomás csökkenéséhez* vezet. Ezzel egyszerre viszont a migrációs oldás a kőzetalkotó szemcsék plaszticitás paraméterének csökkentésével a porozitás csökkentéséhez s így az *illónyomás növeléséhez* járul. A sokféle s egymástól függő tényezők alapján tehát a kőzetek mélységi illónyomása számítási úton *ez idő szerint* nem határozható meg. Ennek előkészítését is szolgálja a laboratóriumi körülmények közötti modell kísérleteinkből nyerhető információ sorozat.

A különböző hőmérsékleten és terhelésen keletkező víznyomás meghatározásának e nagyon összetett jellege teszi érthetővé, hogy a világszerte folyó nagynyomású kőzetátalakító kísérletek során e meghatározásokra eddig miért nem került sor.

Kísérleteink alapján azonban durván már az is számítható, hogy pl. a Magyar Medence ismert ásványtani összetételű képződményeiben a geotermikus gradiens függvényében milyen illónyomások keletkeznek különböző mélységekben. Általában pedig közelítően megállapíthatóvá vált a kristályospala képződés megindulásának, valamint egyes ásványfáciesek átalakulási határának mélysége, különböző összetételű kőzetekre. Minthogy azonban az adatokhoz számos további következtetés kapcsolódik majd, ezért a számértékeket néhány további finomító mérésünk befejezése, különösen a kalibrálási tartomány kiegészítése és így az extrapolálásoktól való teljes mentesülésünk után adjuk meg.

AGYAGÁSVÁNYOK FÁCIESJELZŐ SZEREPE AZ ÜLEDÉKES KÖZETEK BEN

NEMECZ ERNŐ

A FÖLD- ÉS ÁSVÁNYTANI TUDOMÁNYOK DOKTORA

Az üledékes kőzetek képződési körülményeinek ásványeloszlási vizsgálatok alapján való meghatározása régi törekvése az üledékes kőzetekkel foglalkozó petrológiának. Kitűnt azonban, hogy az üledékekben is megjelenő primer ásványok eloszlása többnyire nem eléggé szignifikáns ahhoz, hogy abból az üledékképződés során fennállott viszonyokra következtethessünk. Ezek az ásványok ugyanis éppen a kémiai lebontással szembeni nagy ellenállóképességük miatt jutnak az üledékekbe, s mivel igen széles felhalmozódási feltételek között stabilisak maradnak, az üledékképződés finomabb részleteire kevésbé jellemzők. Más megítélés alá esnek a kémiai mállás iránt fogékony ásványok, így elsősorban a földpátok. Ezek viszont többnyire teljesen felbomlanak, s ezért az üledékekben való megjelenésükkel — mint pl. egy arkóza esetében — csak ritkán utalnak felhalmozódásuk fizikai-kémiai körülményeire.

E tények világánál különösen reményteljesnek tűnt a fációs vizsgálatokban olyan jelző ásványok felé fordulni, melyek nem a mállás változatlan maradvékai, hanem éppen annak következményeként, magában az üledékképződési folyamat széles tartományában képződnek. Feltehető ugyanis, hogy a kémiai szintézis — mely érzékenyebben függ a külső körülményektől — egyúttal a képződéskor fennállott viszonyokat árnyaltabban jellemző fázisok megjelenéséhez vezet. Ezek körébe tartozó ásványok közül, mint a primer ásványokra ható atmoszferikus hatások egyensúlyi termékeinek, kétségtelenül az agyagásványoknak van legnagyobb fontosságuk. Számos megfigyelésre támaszkodó alapfeltevés, hogy az üledékes kőzetben található agyagásványok eloszlása és azok fizikokémiai állapota magán hordja a képződés különböző szakaszaiiban lejátszódott folyamatok bélyegét, s az idevonatkozó kutatások fő célkitűzése a bonyolultan egymásra ható, némelykor egymást kiegészítő folyamatok visszaolvasása a műszeres vizsgálati adatokból. Mivel az egész üledékképződés sztochasztikus események láncolata, érthető, hogy a vizsgálati adatok statisztikus eloszlásképet adnak, amelynek értelmezése a tárgykör legnehezebb problémája. A bonyolultság azonban nem a módszerben, hanem magában a kutatás tárgyában van, hiszen nem kevesebbről van szó, mint az időben egymásra következő földtani folyamatokat felismerni, ezek hatását elszenvető anyagalmazok jelenlegi állapotából.

A hidroszféra üledékeiben szereplő agyagászványok mineralógiai és szub-mineralógiai tulajdonságainak meghatározásában fő szerepük a mállási, ülepedési (szingenetikus) és leülepedés utáni (diagenetikus) szakaszokban lejátszódó folyamatoknak van.

Természetszerűleg rövid előadásomban csak jelezni kívánom azokat a fontosabb kérdéseket, melyek a kutatás vonatkozásában ma felmerülnek, és az érdeklődés előterében állnak.

Jelenleg világszerte nagy apparátussal folyik a mállás jelenségekörének mint az üledékképződés anyagszolgáltató folyamatának vizsgálata. E problémakör vázlatja a következő.

Az az ellentmondás, amely az eruptív kőzet ásványainak belső energiája és a földfelszín fizikokémiai körülményei között áll fenn, eme ásványok stabilitásától függő sebességgel lejátszódó mállásában jut kifejezésre. A mállás mindenekelőtt a primer ásvány méreteinek csökkenésében nyilatkozik meg, mely kolloid-doménekig vagy iondiszperz állapotig is eljutó feldarabolódáshoz vezethet. Némely szerző a szorosabb értelemben vett málláson csakis e dezintegrációs folyamatot érti. Agyagászványgenézis szempontjából azonban helyesebb a mállás fogalmához hozzáérteni a bomlási végtermékek rekonstrukcióját is, hogy ezáltal a lebontás-felépítés geológiai értelemben egységes jelenségét együtt tekinthessük. Kétségtelen azonban, hogy a szintézis belefoglalása a mállás fogalmkörébe némi nehézséget és bizonytalanságot is hagy maga után. Ezek közül a legfontosabb az, hogy a dezintegrálást követő transzport-jelenség kapcsán a lebontási termékek, főleg ionpotenciáljuktól függően, eltérő mozgékonyt és reakcióképességet tanúsítanak, s így a rekombináció bekövetkezéséig a feldarabolódás helyétől többé-kevésbé eltávolodhatnak. Ekkor azonban felmerül a kérdés, hogy ha mállásnak vesszük a gránit földpátjának *in situ* kaolinittá alakulását, vajon ugyanezen mállási folyamat az is, ha a földpát részecskéi a vízhálózat útján az óceánba kerülnek, s ott lesüllyedve a felszíntől eltérő feltételek között pl. montmorillonittá rekombinálnának? Véleményünk szerint tehát helyes a mállás jelenségét azáltal szűkíteni, hogy a felépítési folyamat színterére az *in situ*, de legalábbis a szárazföldi feltételeket kötjük ki.

A mállás másfelől az anyag—energia kölcsönhatásnak az a geológiai megnyilvánulási formája, melynek során a primer ásványok külső energia igénybevételével a felszíni viszonyoknak megfelelő új anyagi elrendeződésbe mennek át. A kölcsönhatás lefolyását tehát az anyag és energia geológiai értelemben vett kapcsolata határozza meg. A tényezők egyik csoportja a mállás fő jelenségét, a hidrolízist befolyásolja, egy másik csoportja viszont a hidrolízis termékeinek szintézisében játszik meghatározó szerepet.

Az anyag jelentősége mindenekelőtt a primer ásványok szabad energiájában mutatkozik meg, minthogy azonban ezt nem ismerjük elég pontosan, más értékeket, pl. a vegyületpotenciált használhatjuk fel az energiaállapotok

jellemzésére, melynek csökkenő sorrendjében a primer ásványok egyre nagyobb ellenállást tanúsítanak a hidrolízis lebontó hatásával szemben. Az energiajellegű hidrolízist megszabó tényezők közül a felszíni mállás kapcsán a víz szerepét kell kiemelni, amely igen változó lehet. A felszínen a klímától függő periodikussággal megújuló vízellátottság kedvező viszonyokat teremt a hidrolízis számára. Mert az oldható termékek eltávoznak, s így a

$$\text{MSiAlO}_n + \text{H}^+ + \text{OH}^- \rightleftharpoons \text{Al(OH)}_3 + (\text{M, H})\text{Al}^{\text{IV}}\text{SiAl}^{\text{VI}}\text{O}_n$$
 egyenlet szerinti reakció mindig a jobb oldal irányába játszódik le. Az állandó víztükör szintje alatt azonban a víz lassú kicserélődése és ezért az alkáliák lassú távozása miatt a hidrolízis sebessége rendkívüli mértékben lecsökken, s ily módon nagy különbség keletkezik az erózióbázis feletti és alatti kőzetek hidrolízis sebességében.

Az előző egyenlet szerinti reakció gyors lejátszódásának másik feltétele az egyenlet bal oldalán szereplő hidrogénionok koncentrációjának növelése, melynek nagyságát az ásvánnyal érintkező oldat pH -jával fejezzük ki. Egyéb energia jellegű tényezők közül az E_h szerepét kell kiemelnünk, amely elsősorban a felszíni mállásban tesz szert jelentőségre.

A mállással összefüggő kutatások már eddig is igen változatos képet tárnak elénk, s kimutatták hogy e folyamatok kapcsán dől el főképpen, hogy az agyagásványok mely fajtái keletkeznek túlnyomóan, a terület kőzettani felépítésének és klímaviszonyainak bonyolult kölcsönhatásaképpen. A fő tendencia: trópusi, nedves égöv alatt kaolinit, ill. kettős rétegkomplexumból álló ásványok, míg mérsékelt égövi viszonyok között, a szélességi fokok növekedésével, a hármas rétegkomplexumból álló montmorillonit, illit, sőt négyes réteggű klorit képződik.

Főleg nagy és változó klímaterületen gyűjtő folyók vegyes agyagásványhozamot produkálnak, melyben az egyes fajták aránya az évszakos ingadozástól kezdve számos mechanizmus hatásaképpen váltakozik, s ez visszatükröződik az üledékek felépítésében is.

A mállási folyamatok közül, melyek, mint láttuk, eldöntik, hogy a szárazulatok meghatározott földrajzi térségből milyen agyagásványfajták, lebontási szerkezetűrédek jutnak a medencékbe, további nagy befolyása az üledékes kőzetben jelenleg észlelhető agyagásványeloszlásra az ülepedés során fellépő tényezőknek van. Ezek szerepét az utóbbi két évtizedben nagyszabású expedíciós kutatások világították meg, melyek folyótorkolatok, delták, sekély és mély tengerek jelenlegi üledékeinek vizsgálatával általában kimutatták, hogy folyókban, ezek áradmányi területein, deltáiban leülepedett agyagásványok megegyeznek e folyók felsőbb gyűjtőterületein található üledékek ásványos összetételével.

Ennek az önmagában eléggé evidens megállapításnak jelentősége abban van, hogy ennek alapján bizonyosra vehetjük a folyók által szállított detritális anyag ásványainak arányos ülepedését, legalábbis az édesvízi szakasz végéig

terjedően. Korábbi vizsgálatok hasonló eredményre vezettek a sekély és mélytengeri üledékek ásványos összetételére vonatkozóan is. Különösen ha nagyobb területeket veszünk tekintetbe, úgy látszik, hogy a mélytengeri üledékek ásványos összetétele mintegy tükörképe a hozzá tartozó szárazulat felszínén uralkodó agyagásványeloszlásnak. Az Atlanti Óceán trópusi övében pl. a kaolinit uralkodik, annak megfelelően, hogy a trópusi Afrika és Dél-Amerika felszínén a jelenlegi mállási folyamat főleg kaolinit képződésre vezet, míg a mérsékelt és sarki övek felé haladva fokozatosan az illit, montmorillonit válik uralkodóvá. Újabb és pontosabb vizsgálatok e nagyvonalú kölcsonös megfelelés mellett, egyre gyakrabban mutatják ki azt a tényt is, hogy a folyótorkollattól a nyílt tenger felé haladva megváltozik az üledékek összetétele, tehát az ásványeloszlásban jelentős helyi változások állhatnak elő. Számos szerző vizsgálata kétségtelenül mutatja az ásványos összetétel helyi viszonyoktól függő, de rendszeres változását a tenger irányában. Nem ilyen egyértelmű azonban, sőt a tengeri agyag-genetika legvitatottabb problémája e változások okainak értelmezése, mivel ezek többféle és egyenértékű magyarázatot nyerhetnek, melyek mindegyike a helyi adottságoktól függő mértékben érvényesülhet.

A szerzők egy része a tengeri agyagok genetikájában a detritális származtatás híve, és a kétségtelenül igazolt összetételbeli különbségek kialakulását a tengervíz mint elektrolit hatására bekövetkező differenciális ülepedés eredményét fogja fel. A kutatók másik része az agyagásványok szingenetikus átalakulásának felfogását vallja, mely szerint az édesvízzel érkező ásványok, gélek, szerkezeti töredékek a fokozatosan sóssá váló öbölben ionokat adszorbeálnak a rétegek közti térbe, és ennek révén más agyagásvánnyá alakulnak. Végül a kutatók kisebb csoportja az agyagásványoknak tengervízben oldott ionokból való teljes és önálló szintézisét, kemogenetikus származását teszi fel.

A detritális hipotézis a differenciális ülepedés mechanizmusára építi fő érveit, melyet kísérletileg főleg WHITEHOUSE dolgozott ki. Minden agyagásványfajtára megállapította a klorinitástól függő ülepedési sebességet, mely gyakran jól egyezik recens üledékek (pl. Niger, Orinoco delták körüli üledékek) ásványeloszlásával.

A diagenetikus származtatás hívei azt a nézetet vallják, hogy a tengeri üledékek agyagásványai detritális eredetűek ugyan, de az ülepedés során oly nagymérvű változáson mentek át, hogy jelenlegi karakterüket inkább az utóbbi folyamatok határozzák meg. Egyik igen fontos felismerés, hogy a tengervízzel érintkező agyagásvány cserélhető ionjainak átrendeződése mindig olyan irányú, hogy az új eloszlásban a magnézium vezető szerepet játszik (és nem a sokkal nagyobb koncentrációban jelenlevő nátrium). A montmorillonitban pl., mely eredetileg 54 mg ekv. Na/100 g iont tartalmazott cserélőhelyzetben, a tengervíz hatására a nátrium mennyisége 16-ra csökkent. Általános-ságban a cserefolyamatokra a következő megállapítások tehetők:

1. kaolinit s általában a kettősrétegű agyagásványok cserélő kapacitása tengervízben nem változik;

2. a cserélhető kationok átrendeződnek oly módon, hogy uralkodóvá a Mg válik;

3. a hidrogén-ion helyettesítése nem megy tökéletesen végbe, és a kálium-ion inkább az inaktív kation szerepét tölti be.

E cserélődési reakciókat a kutatók nagyon különböző módon használják fel a tengeri agyagásványgenezisről alkotott elgondolásaikban, s így különböző hipotézisek küzdenek egymással az üledékek jelenlegi állapotának értelmezésében. Azt a tényt, hogy egy adott kiterjedés esetén a jelenlegi üledékek ásványos összetételében szisztematikus változást mutathatunk ki, a detritális származtatás hívei olyan jelenségekkel magyarázzák (szelektív flokkuláció, folyamatos szortírozottság, forrásterület megváltozása, áradások, periodikus változások stb.), melyek nem érintik a tengerbe érkező eredeti agyagásvány kristályszerkezeti viszonyait, viszont a diagenézis iskola úgy véli, hogy e szisztematikus változások fő oka az ionadszorpció és az ezt követő szerkezeti átalakulás.

Végül megkülönböztetetten tekinthetjük az üledékek agyagásványainak tulajdonságát befolyásoló ama folyamatokat, melyek a leülepedés után, a kompaktió során játszódnak le, s melyeket általánosabb értelemben a diagenézis körébe tartozónak tekintünk. Egyre több jelenség, különösen a magnézium és kálium arányváltozása s az ezzel karöltve járó ásványtani változások, melyek a klorit-vermikulit és kapesoltan az illit eloszlásában mutatkoznak meg, nyer erőteljes diagenetikus interpretációt. Azt a tényt, hogy kisvastagságú üledékek főleg Mg montmorillonitból, kevés illitből, kloritből és kevert szerkezetű agyagásványokból állnak, de a mélység növekedésével egyre inkább az illit válik uralkodóvá, úgyhogy 3—4000 m mélység alatt diszkrét montmorillonit már nem is fordul elő, POWERS a Mg/K adszorpció arányában a mélységtől függően bekövetkező változás következményének tekinti.

Láttuk, a nyílt óceánban főleg Mg adszorbeálódik (Mg/K arány = 5 : 1), a leülepedett ásványok közötti pórusvízben azonban ez az arány a mélység növekedésével egyre inkább a K-ion javára tolódik el, s ezzel egyszersmind növekszik a K-adszorpció mértéke is. Nem túl nagy mélységben olyan viszonyok állnak elő, hogy a Mg/K adszorpció mértéke egyenlővé válik (ún. ekvivalens szint), amelynél nagyobb mélységben már a K adszorpció jut túlsúlyba. Feltehető, hogy az ekvivalens szint alatt a már előzően adszorbeált Mg behatol az ásvány oktaéderes pozícióiba az Al helyére, ez viszont a Si-t helyettesítheti a tetraéderes kötegben. Ehhez azonban kissé magasabb hőmérséklet is szükséges, s így valószínű, hogy a folyamat csak 1000 m-nél mélyebben indul meg és játszódhat le.

A harmadik hipotézis a tengeri agyagokat a vízben oldott alkotórészek kémiai reakciójából származtatja. Míg a detritális és diagenézis útjani szár-

maztatás híveinek véleménye a konkrét ásványeloszlás magyarázatában ütközik meg egymással, eme újabb elgondolás a folyóvizek és óceánok kémiai tömegmérlegének vizsgálatából indul ki és jut el az agyagásványok anorganikus ionreakciók útjánai képződésének hipotéziséhez.

Azok a kérdések, amelyekkel eddig foglalkoztam, voltaképpen az üledékes kőzetben levő agyagásványok eloszlásának főbb értelmezési lehetőségeit és irányait érintették, s így általános elvek feltárására irányulnak, melyek konkrét alkalmazása adott viszonyokra nagy körültekintést igényel. Adott képződmény agyagásványvizsgálata ugyanis számtalan lokális érvényű összefüggést, tendenciát kifejező észlelésre is vezet, melynek a helyi földtani viszonyok értelmezésében igen fontos szerep jut.

Az újabb idevágó irodalom és a magunk vizsgálatai is Algyőn vagy a Dunántúl fúrásaiból származó mintákon azt mutatják, hogy általában nem is annyira az agyagásványfajták eloszlásképe tekinthető fontos konklúziók alapjául. A minőségi/mennyiségi agyagásványeloszlás szintén szabályszerűségekhöz igazodik ugyan, de az ásványtársulás kialakulására, az egyes ásványok szubmineralikus állapotára befolyást gyakorló tényezők száma túl nagy az üledékes ásványasszociáció esetében. Ennélfogva konkrét ásványeloszlás kialakulását sok változós függvény írná le, de ebben az egyes változók nagysága és egymáshoz viszonyított kapcsolata egyelőre kielégítően nem ismeretes, pl. a szállítás közben lejátszódó a süllyedés sebességétől függő differenciális ülepedés nemcsak az agyagásványok szemnagyságától, ásványfajtájától, hanem a p_H -tól és az ásvány szubmineralikus állapotától is függ, oly mértékben, hogy az utóbbi tényezők megfelelő változása esetén az ülepedési sorrend teljesen felcserélődhetik. Ezért, ha csak a mineralógiai eloszlást tekintjük, gyakran látólag ellentmondó észlelést teszünk.

Ilyen körülmények között felmerül a kérdés, lehet-e az üledékes agyagásványasszociációkkal kapcsolatban fáciesekről beszélni olyan értelemben, mint az pl. a hidrotermális eredetű társulások esetében kétségtelenül tehető. Másképpen fogalmazva: lehetséges-e a hatótényezők olyan rendszerét megállapítani és ezeket egymástól megkülönböztetni, melyek adekvát ásványtársulásai egyértelműen meghatározottak és egymástól különbözők. Az idevonatkozó és itt nem részletezett vizsgálódásokból következően megállapítható, hogy a fácies-fogalom az üledékes agyagásványok esetében csak nagy körültekintéssel alkalmazható. Ha ugyanis a fácies fogalmát nem csupán fenomenológiai, hanem elsősorban genetikai értelemben kívánjuk felhasználni, alapvető követelmény, hogy a különböző feltételek között képződött agyagásvány-asszociációkat egyértelműen megkülönböztethessük egymástól. Ez nem okoz nehézséget pl. hidrotermális társulásokkal kapcsolatban, de problematikus — ha csakis az ásványfajtákat tekintjük — az üledékes agyagásványtársulások keretében. Vizsgálataink kapcsán kimutattuk azonban, hogy a kristályszerkezet vagy a termikus viselkedés finomabb mozzanatai, az infra-

vörös spektrumok, kémiai összetétel-változások támpontot nyújtanak egyes üledékes képződmények elkülönítésére és ennek folytán a fációs fogalom használatára.

A kutatás jelenleg nagy erővel éppen a finomszerkezeti bélyegek és a fiziko-kémiai feltételek közötti összefüggések tisztázására irányul. Pl. ki-tűnt, hogy az algyői medencében is nem annyira az egyes agyagásványok egy-máshoz viszonyított aránya tekintetében van különbség a különböző rétegek között, hanem pl. a kloritok hőstabilitása tekintetében. Hasonlóképpen két magminta röntgenképe között, melyek egyike Algyőről, másika a Dunántúl-ról származik, jóformán alig tudunk különbséget tenni, a bennük levő kloritok hőstabilitása azonban teljesen eltérő, rámutatva azokra a különbségekre, melyek a két kőzet képződési folyamata során fennállottak.

E kutatások nemcsak a Földnek mint a Naprendszer úgy látszik bizonyos szempontból különleges bolygójának felszínén végbemenő geokémiai folyama-tok feltárására irányulnak, hanem nagy gyakorlati jelentőségük is van.

Főleg a szénhidrogénföldtan mint napjaink legdinamikusabban fejlődő alkalmazott földtani tudománya hasznosítja széles körben az agyagásványok forgalmára vonatkozó kutatási eredményeket. A napokban az Akadémia egyik bizottságában e kérdéseket tekintettük át részletesebben, ahol a szén-hidrogénföldtan és bányászat szakembereinek tanácskozásán több irányból ráterelődött a figyelem az agyagásványoknak a szénhidrogén-képződési és tárolási mechanizmusban játszott fontos szerepére. Ily módon a kérdés, a tiszta tudományos érdeklődésen túlmenően, szervesen kapcsolódik a hazai természeti erőforrások feltárásának nagy feladatköréhez is. Kívánatos tehát az idevágó hazai kutatások koncentrálása és programozása, hogy kutatásaink eredményét minél előbb a tudomány és népgazdasági törekvések szolgálatába állíthassunk.

A PALEOZÓOS GRAFITOS KÉPZŐDMÉNYEK MEGHATÁROZÁSA MAGNETOTELLURIKUS MÓDSZERREL ELEKTROMOS ÁRNYÉKOLÓ RÉTEGEK ALATT A MAGYAR MEDENCÉBEN ÉS NÉHÁNY GENETIKAI KÖVETKEZTETÉS

ÁDÁM ANTAL

A MŰSZAKI TUDOMÁNYOK DOKTORA

Bevezetés

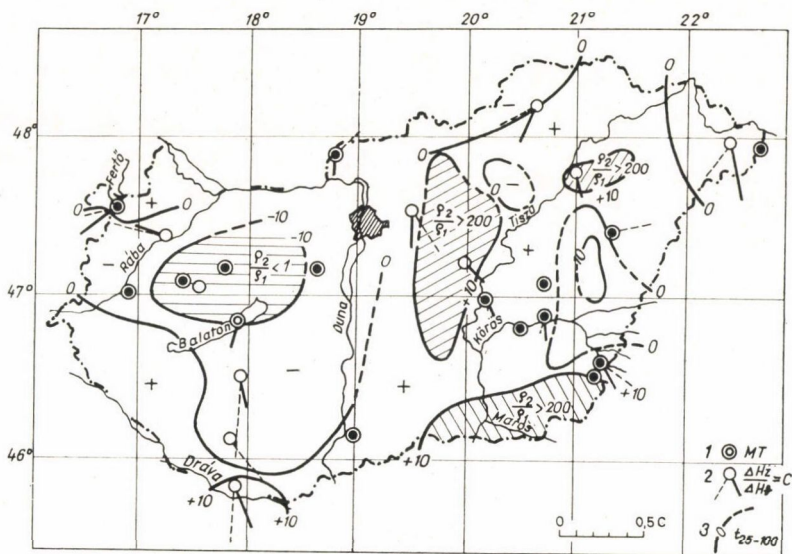
A hatvanas évek elején Magyarországon relatív tellurikus frekvencia-szondázásokat végeztünk (ÁDÁM A.—VERŐ J., 1962, 1965, 1967; ÁDÁM A., 1963). Ennél a módszernél, a magnetotellurikus szondázáshoz hasonlóan, periódus szétválasztást alkalmaztunk, és a periódusintervallumokra külön meghatároztuk a tellurikus area értéket, esetünkben a Nagycenk melletti obszervatóriumra vonatkoztatott (tellurikus) relatív ellipszis területét. Ezeket a periódus függvényében ábrázolva, megkaptuk a relatív tellurikus frekvencia-szondázási görbét, amelynek 25, 100, 500 és 1000 sec. közötti szakaszát a görbe átlagos iránytangensével jellemeztük (pl. t_{25-100} 25 és 100 sec közötti szakasz jellemzésére). Az iránytangensekről térképet szerkesztettünk. (Így a t_{25-100} értékek térképe az 1. ábránkon látható.) A t_{25-100} értékeket a Nagycenk melletti obszervatórium magnetotellurikus görbéi alapján ρ_2/ρ_1 hányadosra számítottuk át ($t_{25-100} < -9$; $\rho_2/\rho_1 < 1$) (ÁDÁM, 1968). A ρ_2/ρ_1 érték a Magyar Medencében megadja a (preausztriai) medencealjzat kőzetösszetételének és a felette levő többnyire jólvezető üledékes komplexum átlagos fajlagos ellenállásának hányadosát.

Az 1. ábrán mutatózó pozitív és negatív t_{25-100} — területek jellemzésül a 2. ábrán bemutatjuk a csökkenő areájú galvácsi ($t_{25-100} = -30$) és a növekvő areájú ceglédberceli ($t_{25-100} = +27$) relatív tellurikus frekvencia-szondázási görbét.

Minthogy a $t_{25-100} - 10$ értékek jelentős mezozóos képződmények (mészkö, dolomit) területén jelentkeznek, a kristályos (pl. gránit, metamorf palák stb.) és a mészkö (dolomit) aljzatú medencék tellurikus értékeit statisztikusan is szétválasztottuk a fenti kvalitatív kép igazolására.

A 3. ábra a $T = 25$ sec-os változásokra megadja a tellurikus areaértéket a medencealjzat mélységének a függvényében a karbonátos és kristályos aljzatkőzet esetén. A különbség nyilvánvaló. A karbonátos kőzeteknél az áramtól átfolyt szelvény túlnő az üledék határain, a kristályos kőzeteknél pedig a tellurikus kutatás ideális esetének megfelelően torlaszolja az áramot. Ebből az következik, hogy vagy a mezozóos karbonátos medencealjzat fajlagos ellenállása kisebb, mint a kristályos kőzeteké, vagy a mezozoikumba, illetve annak fekéjébe jólvezető képződmények települtek.

Ha a t_{25-100} értékekből korrelációs számítással leválasztjuk az üledék-vastagság hatását, a kristályos (kr) és karbonátos (m) kőzetek esetén kapott értékek gyakorisági maximumát, a fentieknek megfelelően, +, illetve -térteknél kapjuk meg (4. ábra).



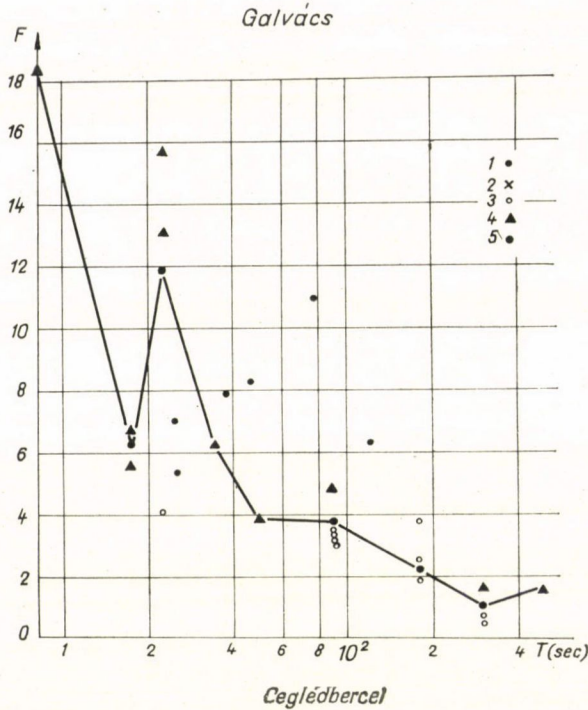
1. ábra. A relatív tellurikus frekvenciaszondázási görbék 25 és 100 sec közötti szakaszának iránytangensét jellemző t_{25-100} értékek térképe a WIESE-féle indukciós nyilakkal

Az 1. ábrán feltüntettük a WIESE módszerével meghatározott földmágneses indukciós nyilakat ($\Delta Hz/\Delta H$ értékeket) is. Mint ismeretes, ezek a nagyobb ellenállású képződmény irányába mutatnak. A Bakony térségében jelentkező és $t_{25-100} = -10$ -es izovonallal körülzárt terület határán a $\Delta Hz/\Delta H$ indukciós nyilak — a regionális (D-i) jellegtől is eltérően — a területtől kifelé mutatnak. Ezek is jelzik tehát valamilyen jólvezető képződmény jelenlétét (ÁDÁM, 1967).

Magnetotellurikus kutatások eredményei

A relatív tellurikus frekvenciaszondázási módszer fenti sajátos eredményeinek tanulmányozása végett az OKGT Szeizmikus Üzemének megbízásából az NME Geofizikai Tanszéke 1966—67-ben magnetotellurikus szondázásokat végzett a Bakony hegység ÉNy-i előterében levő negatív t_{25-100} területen $T = 20$ sec-től kezdve max $T = 1100$ sec-ig terjedő periódusintervallumban. Az ezzel kapcsolatos jelentésekből (Csókás—Takács, 1966, 1967), valamint Takács Ernő (1968) és Lantos Miklós—Nagy Zoltán (1970)

tanulmányából 8 mezozóos medencealjzat felett mért magnetotellurikus szondázási (MTSZ) görbét ismerünk a Somló neogén vulkáni kúpja közvetlen környezetéről.

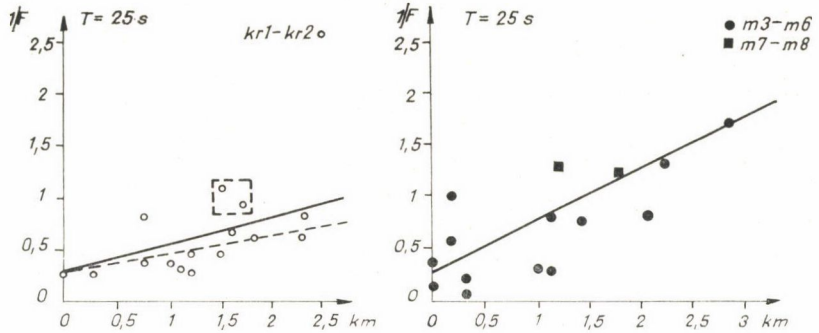


2. ábra. Relatív tellurikus frekvenciaszondázási görbék (a, b)

Ezeket együtt ábráztuk FOURNIER $h = \frac{1}{8} \sqrt{10 \cdot \rho \cdot T}$ egyeneseket is feltüntetve kétszeresen logaritmusos papíráján [h egyenesek mentén csökkennek a $\rho(\sqrt{T})$ görbék végtelenül jólvezető rétegek esetén, ahol h km-ben megadja e réteg mélységét] (5. ábra).

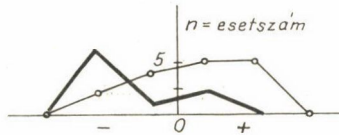
Az 5. ábra alapján leszűrhető következtetések:

- a) a szondázási görbék kezdő q értéke az üledékvastagsággal arányos, a szelvény mentén kapott szeizmikus mélységadatokról következő,
- b) $q_x > q_y$ általános anizotrópia 7 MTSz görbénél a teljes periódustartományban jelentkezik;



3. ábra. A medencealjzat mélysége és a tellurikus area érték reciproka közötti összefüggés: a) kristályos kőzetek esetén (kr); b) karbonátos kőzetek esetén (m)

○ kr : +1,57 ($n=16$)
 ● m : -3,16 ($n=10$)

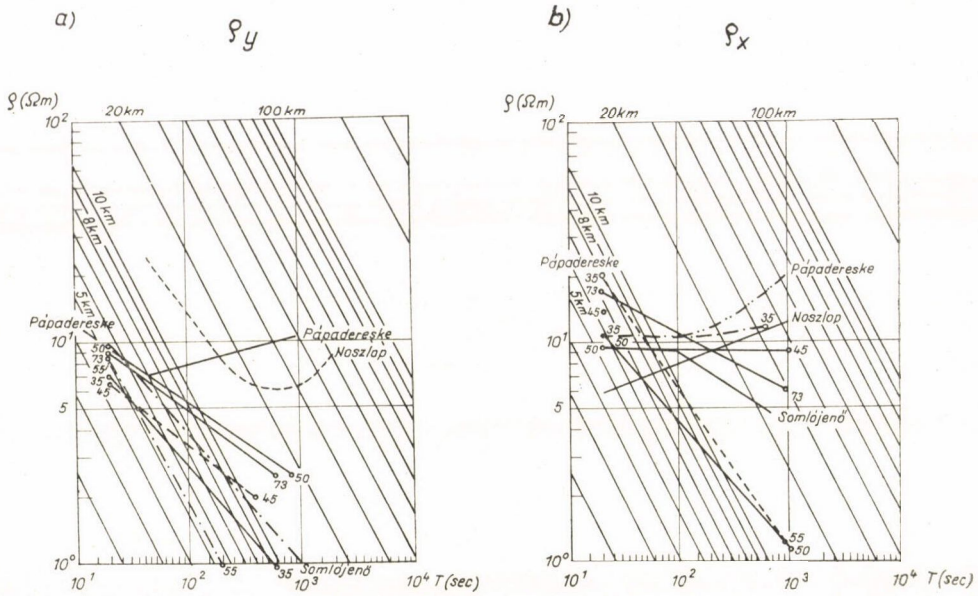


4. ábra. A t_{25-100} -értékek gyakorisági eloszlása: kristályos kőzetek esetén (kr), karbonátos kőzetek esetén (m)

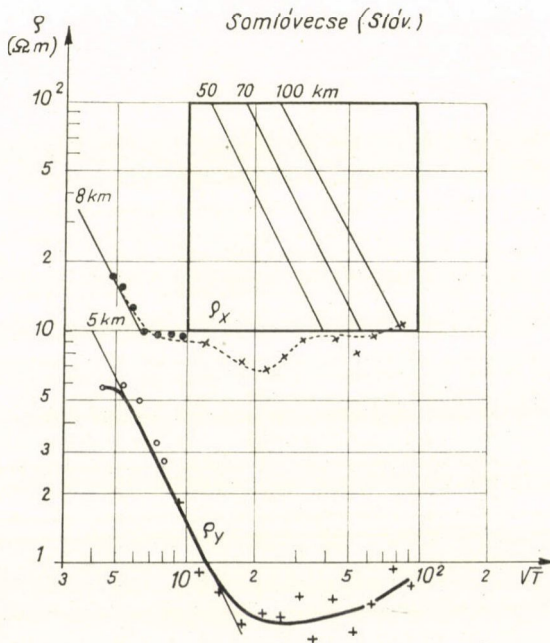
c) Az izogammák csapásával megegyező irányú q_x görbék csökkenése kisebb mérvű, mint a q_y görbéké. Ez utóbbiak alakjukra nézve jobban hasonlítanak egymáshoz;

d) a Somlóhoz legközelebb fekvő 55-ös jelű pont q_y görbéje a $h = 5$ km-es, a q_x görbéje pedig a $h = 8$ km-es mélységegyenes mentén kezd csökkenni, és pár fokos szögeltérés van csupán a h egyenesek és a q -görbék között. A többi görbénél ez az eltérés a Somlótól való távolsággal nő, sőt elsősorban a q_y görbénél növekvő szakaszok is jelentkeznek a nagyobb periódusoknál. Ez arra utal, hogy a jólvezető képződmény, amint azt az NME 1967. évi jelentésének szerzője is megállapítja, a neogén vulkánhoz kapcsolódik. Attól távolodva vékonyodik, illetve a vezetőképesség csökken;

e) A mérési szelvény legkeletibb pontjában, Noszlopon a q_y görbe változatlanul csökken, ugyanakkor a q_x -görbe $\sim 10-15^\circ$ -os szög alatt emelkedik.



5. ábra. Az NME Geofizikai Tanszékének MTSz görbéi a Somló-hegy környékén



6. ábra. Az MTA Geofizikai Kutató Laboratóriumának nagymélységű MTSz görbéi: a) Somlójénő; b) Bakonybél; c) Kám

$T = 200$ sec-ig $\rho_y > \rho_x$, nagyobb periódusoknál $\rho_x > \rho_y$. Figyelemre méltó az, hogy a ρ_y -görbe jóval mélyebben, $h = 12$ km mélységben jelzi már csak a jólvezető képződményt.

Az MTA Geofizikai Kutató Laboratóriuma 10 sec-tól max. 10 000 sec-ig terjedő periódussávban végzett nagymélységű MT frekvencia szondázásokat a dunántúli $-t_{25-100}$ területen: Somlóvecsén (1967-ben), Bakonybélien (1968-ban) és Kámon (1969-ben). Ezeket a szondázási görbéket a 6/a, b és c ábrákon mutatjuk be.

A somlóvecsei MTSz-görbe, amelyet ~ 2 km-rel közelebb mértünk a Somlóhoz, mint az NME az 55-ös görbét, a jólvezető réteget az 55-ös görbe anizotrópiájával megegyezően $h = 5$ és 8 km mélységben jelzi. A ρ_y -görbe teljesen együtt fut a $h = 5$ km-es egyenessel, tehát a $\rho_2 \ll 1$. Mindkét görbe a csökkenő szakasz után ellaposodik, majd a ρ értékek növekszenek. A végtelenül jólvezető rétegnek tehát korlátozott vastagsága van.

A bakonybéli MTSz-görbék a h egyenesek mentén csökkennek, anizotrópiájuk pedig éppen ellentétes, mint a somlóvecseieké: $\rho_y \gg \rho_x$. Ilyen nagy ρ értékkülönbség nagy vetőhatásra utal. Esetünkben a vető csapásvonala $\sim \text{É-D-i}$ irányú. A SCHEFFER (1963) által szerkesztett nehézségi és földmágneses csapásvonalak térképén jól látható, hogy a Balaton- és a Rába-vonal között az uralkodó tektonikai irány ÉÉNy-DDK . Ezt indikálja a szondázási görbénk anizotrópiája is, amely a h értékekben is megnyilvánul:

$$\rho_y \text{ görbénél } h = 20 \text{ km}$$

$$\rho_x \text{ görbénél } h = 2 \text{ km.}$$

Reálisnak az eddigi tanulmányaink alapján itt a ρ_x -görbe tekinthető (ADÁM, HOLLÓ, TÁTRALLYAY, 1968).

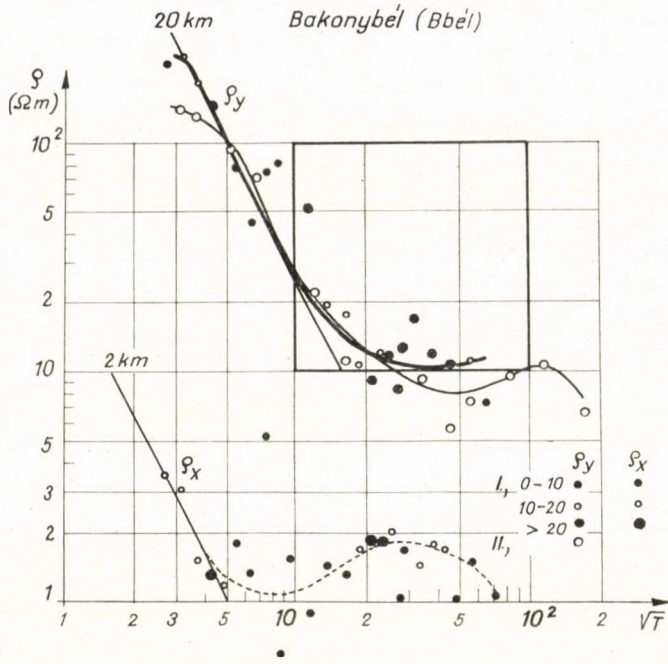
SCHEFFER VIKTORNAK (1963) a Rába törésről szerkesztett térképén (7. ábra) láthatók a neogén vulkánok maradványai a mérési pontokkal.

Bakonybél ρ_y görbéje felé átmenetet képez a nadapi ρ_y görbe.

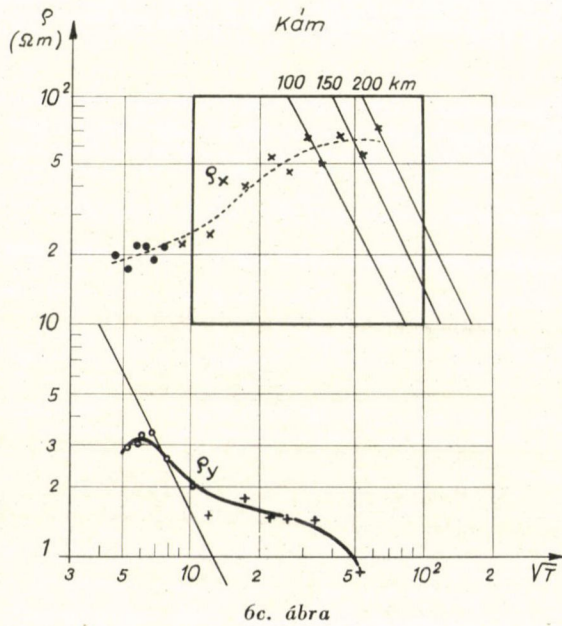
A kámi nagymélységű MTSz-görbe ugyancsak jelentős anizotrópiával jelzi, a nadapi görbéhez hasonlóan, ρ_y -ban csökkenő, ρ_x -ben enyhén emelkedő tendenciával a jólvezető réteget. ρ_y görbe $h = 5$ km-es egyenes mentén kezd csökkenni. Kámtól mintegy 20 km-re ugyancsak jelez SCHEFFER térképe neogén vulkánt. t_{25-100} térképünkön Kám környéke $t_{25-100} > -10$ egyenlőtlen-séggel jellemezhető terület.

3 magnetotellurikus indikációra kell még utalnunk:

a) A Börzsöny és a Dunazug-hegység neogén vulkánjaihoz közel, ČSSR területén mezozoos aljzat felett mérték a sôrobárovai MTSz-görbéket. Mintegy 30 sec-tól kezdve $\rho_y > \rho_x$. Mindkét görbe $11-15$ km között jólvezető réteget jelez;



6b. ábra



b) A Bükk D-i előterében TAKÁCS (1964) jól kifejtett mészkő medence-aljzat felett rendkívül kis hajlásszögű MTSz görbéket mért (Tard, Mezőnyárad, Mezőkeresztes, Emőd, Gelej pontokon). Ezeket 3 réteges modellel kiértékelve megállapította, hogy a nagyellenállású mészkő alatt jelentkező jólvezető réteg „a mélybeni tektonika ellenálláscsökkentő szerepének” tulajdonítható. — Ezen a területen ugyancsak $-t_{25-100}$ értékeket adott a relatív tellurikus frekvenciaszondázás. Mint ismeretes, a Bükk alján is neogén vulkanizmus működött;

c) A Nagycenk melletti obszervatóriumban, Kópháza mellett (1.számú pont), valamint a Soproni-hegységben végzett magnetotellurikus szondázások 10—15 km mélységben jólvezető réteget jeleznek a kristályos pala (gneisz) alatt.

Az elektromágneses kutatások eredményeinek értelmezése

A mezozoós medencék alatt jelentkező jólvezető réteg mibenlétére vonatkozóan a következő feltevéseink vannak: A fentiekben megadott pár km-es mélységtartományban számításba jövő igen jólvezető „képződmény” valószínű grafit. A grafit fajlagos ellenállása az irodalmi adatok szerint:

36,0—100 · 10⁻⁸ Ω m a hasadással párhuzamosan

28,0—9900 · 10⁻⁶ Ω m a hasadásra merőlegesen (CSÓKÁS, 1968).

A kaisersbergi (Steiermark) grafitos fillit fajlagos ellenállása felszíni körülmények között 0,002 Ωm. Ez a grafit 85% szenet (C) tartalmaz és karbonkorú szénből dinamometamorfózissal keletkezett (NACKE et al. adata, 1968).

A grafit keletkezésének két alapvető feltétele van: az alapanyag, tehát a szén-előfordulás és a grafitosító mechanizmus.

A Magyar Középhegységben pl. WEIN (1970) a mezozoikum fekéjében, a peremben szénlencsét említ.

Figyelemre méltó tény az, hogy az Északi Mészkő-Alpok fekéjében a karbon, perm képződményekben (Grauwacke-öv) számos műrevaló grafitelőfordulás van. Ezek közül a legfontosabb vonulat Kaisersberg—Leims-től Sunk-ig húzódik. A metamorfózis előtt karbon széntelegek voltak. Ott grafitosodtak, ahol a legnagyobb volt a metamorfózis. Más helyeken a szenesülés csak az antracit-fázisig jutott el (FRIEDRICH, 1953).

A fentiekből feltételezhető tehát, hogy a mezozoikum alatt, pl. a Bakonyban a Magyar Medencében is képződtek a karbonban és a peremben széntelegek, amelyeket éppen a mezozoós takaró védett meg a lepusztulástól. Így a grafit ezekhez kapcsolva jelentkezik (l. relatív tellurikus frekvenciaszondázásokat).



7. ábra. A Rába-törés földtani térképe SCHEFFER szerint (1963) a magnetotellurikus mérések helyeivel: 1. Pretercier medencealjzat felszíne a tengerszint alatt m-ben; 2. Pretercier kőzetek a felszínen; 3. Neogén vulkáni kőzetek; 4. Fontosabb törésvonalak; 5. Magnetotellurikus mérési terület

A grafitosodás másik nem kevésbé fontos feltételét, a metamorfózist a TAKÁCS (1968) által is említett tektonikai mozgásokon kívül elsősorban a neogén vulkanizmusnak kell tulajdonítanunk. Erre ugyancsak egyértelműen

utal a Somló neogén vulkáni kúpja közvetlen környékén észlelt maximális grafitvastagság. (A bakonybéli réteg-vulkanizmushoz való kapcsolata kérdéses.) A vulkáni képződményektől távolodva csökken a grafitnak a vastagsága vagy a vezetőképessége. A jólvezető képződmény vastagsága helyenként teljesen elvékonyodik, és szinte csak a Magyar Medencére jellemző magnetotellurikus anizotrópiának (ÁDÁM, 1968) megfelelően ($\rho_x > \rho_y$) K (KÉK)—Ny(NyDNy)-i irányban elnyúlt vékony bevonatot képez a kristályos aljzaton. BRUNELLI és társai modellkísérletei szerint is ebben az esetben csak a csapásirányú elektromos komponens (illetve ρ -görbe) érzékeli ezt (8. ábra).

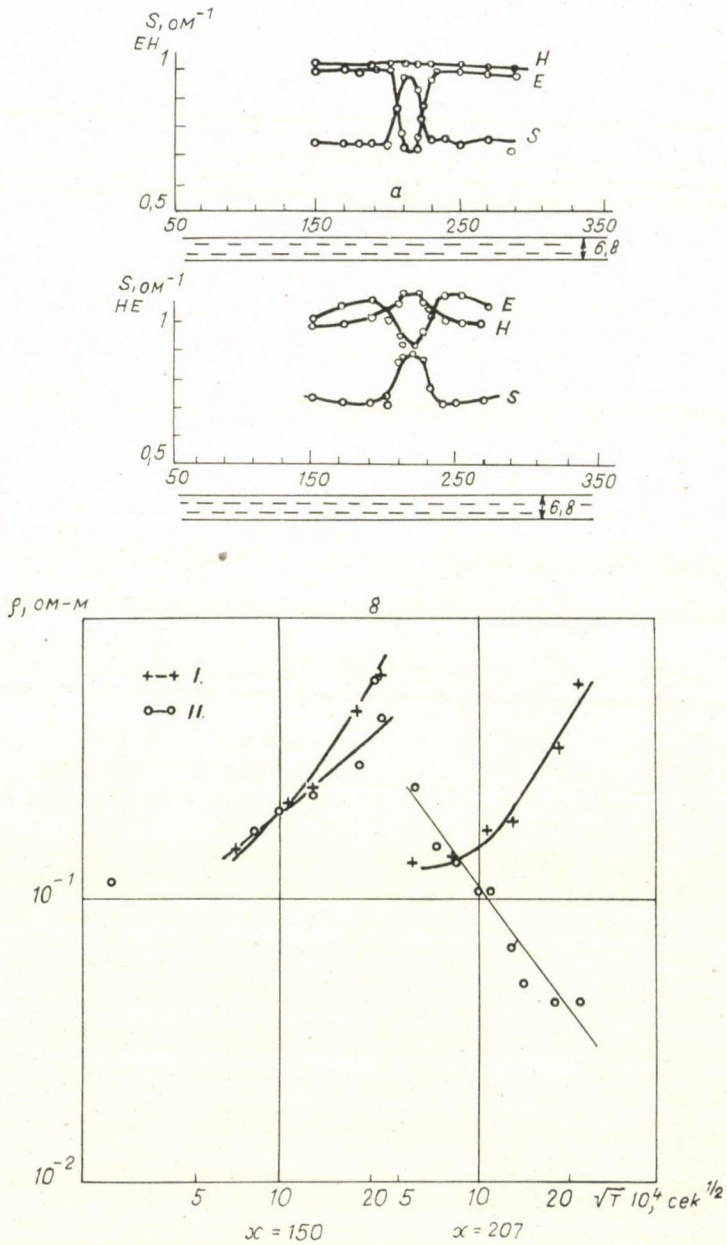
Az előző fejezetben ismertetett űrobarovái, bükkaljai, kámi előfordulások is a fentieket támasztják alá.

A szinte valamennyi méréspontban észlelt magnetotellurikus anizotrópia megnehezíti az elméleti modellel történő számszerű rétegmélység-számítást elsősorban azért, mert nem ismeretes pontosan az anizotrópiát létrehozó ok (inhomogenitás, anizotrópia vagy feltehetően a kettő együtt). Így csak behatárolhatjuk a jólvezető réteg mélységét (pl. a Somló esetében 5 és 8 km között).

A kutatás további feladata az lesz, hogy a jólvezető grafitos képződmény olyan helyeit keresse meg, ahol annak a mélysége a mai bányászati művelés számára is elérhető, és a „telep” egyéb adottságainál fogva is műrevaló.

A Soproni hegységben, illetve a hozzá hasonló metamorf palákból felépített medencealjzat területén jelentkező jólvezető réteg érdekes tektonikai kérdés megoldásának lehet a kulcsa. Ha a réteg itt is, mint a mélységből ítélve várható, grafitos, akkor fel kell tételeznünk, hogy a Soproni hegység kristályos pala (gneisz) tömege takaró jellegű, és a paleozóos (szenes, grafitos) képződményekre tolódott rá (Pennin sorozatra). Ebben a feltevésben csupán a nagy mélység (10—15 km) zavar, amely más hipotézis felállítására is készíthet bennünket.

Ebben a mélységtartományban (13,2 km) egyébként BISZTRICSÁNY (1969) szeizmikus válaszfelületet is kimutatott a Sopronban mért felületi hullámok kódjában tanulmányozása során, ami pedig a MT-mélységadat igazolására szolgálhat más területen észlelt hasonló egybeesések alapján. Így vizsgálatainkat ezen a téren újabb szeizmológiai adatok segítségével is folytathatjuk, amellyel eldönthetjük, hogy ez a válaszfelület, illetve az elektromos és a mechanikai sajátságok közös megváltozása országos jellegű-e, vagy csak a Soproni hegység kristályos palájához kapcsolódik. Ezen érdekes komplex kérdés további tanulmányozása a jövő feladata lesz.



8. ábra. Vékony jóvezető csík hatása (kismodellen) a magnetotellurikus szondázási görbékre (BRUNELLI és társai szerint)

IRODALOM

- ÁDÁM A.: A földkéreg és a felső köpeny elektromos ellenállásviszonyainak kutatása Magyarországon földi elektromágneses térrel. (Kandidátusi értekezés) 1963.
- ÁDÁM, A.: Über den Informationsgehalt der elektromagnetischen Messungen in Ungarn. *Annales de Géophysique*, **23**, 1967.
- ÁDÁM A.: A felső köpeny elektromos felépítése a Magyar Medencében. Meghatározásának kérdései és sajátossága. (Doktori értekezés) 1968.
- ÁDÁM A.—HOLLÓ L.—TÁTRALLYAY M.: Szerkezeti hatások (horizontális inhomogenitások) szerepe a magnetotellurikus frekvenciaszondázási görbéken. *Magyar Geofizika*, **VIII.**, 5—6, 1967.
- ÁDÁM A.—VERŐ J.: Az országos földárammérések adatainak feldolgozása és térképi ábrázolása. *Magyar Geofizika*, **III.**, 1—2, 1962.
- ÁDÁM, A.—VERŐ, J.: Über die Ursachen der Erdstromverteilung in Ungarn mit besonderer Berücksichtigung der Geologie des Landes. *Freiberger Forschungshefte Reihe, C*, **174**, 1965.
- ÁDÁM A.—VERŐ J.: A magyarországi elektromágneses mérések újabb eredményei. *Geofizikai Közlemények*, **XVI.**, 1—2, 1967.
- BISZTRICSÁNY E.: Sekélyfészű földrengések felületi hullám kódjájának vizsgálata. (Doktori értekezés), 1969.
- CSÓKÁS J.: Jelentés a Ságvár—Mihályi—Bakonyhegység térségében végzett magnetotellurikus mérésekről. (Kézirat), 1966.
- CSÓKÁS J.: Jelentés a mágneses mikrovariációk vertikális összetevőjének és a „forráshatás” szerepének vizsgálatáról a magnetotellurikus kutatásban. (Kézirat) 1967.
- CSÓKÁS J.: *Geofizika II.* Tankönyvkiadó, Budapest, 1968.
- FRIEDRICH: Zur Erzlagerstättenkarte der Ostalpen. *Radex Rundschau*, Hft. **7/8**, 1953.
- LANTOS M.—NAGY Z.: Újabb adatok a Kisalföld mélyszerkezetéről. *Földtani kutatás*, **XIII**, 1, 53—56, 1970.
- NACKE, L.—PORSTENDORFER, E.—PORSTENDORFER, G.: Der Einfluß dünner, sehr gut leitender graphitischer Schichten in den Sedimentenkomplexen auf magneto-tellurische Sondierungskurven. *Freiberger Forschungshefte, C*, 233, 1968
- PRAUS, O.: Study of the electric conductivity of the Earth on the territory of Czechoslovakia. *Studia Geoph. Geod.*, **11**, 1967.
- SCHAEFFER, V.: Geophysikalische Angaben zur Tektonik des Grenzgebietes der Ostalpen. *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien*, 55, 1963.
- TAKÁCS E.: Magnetotellurikus műszer- és módszerfejlesztési vizsgálatok és alkalmazásuk a geofizikai kutatásban. (Kandidátusi értekezés), 1964.
- TAKÁCS, E.: Anomalous conductivity of the upper crust in the NW foreground of the Bakony Mountains. *Acta Geodaet. Geophys. et Montanist*, **3**, 1—2, 1968.
- WEIN, Gy.: Tectonic review of the neogene-covered areas. *Acta Geologica*, **XIII**, 1969.
- Б. Е. Брюнелли—М. А. Добровольская—А. А. Ковтун—Н. С. Кузнецов: Некоторые результаты МТП и МТЭ на моделях неоднородных структур. Магнитотеллурические методы изучения строения земной коры и верхней мантии. Издательство наука Москва, 1969.

HOZZÁSZÓLÁS

DR. ÁDÁM ANTAL ELŐADÁSÁHOZ

Az MTA 1970 novemberében tartott tudományos ülészakán

NAGY ZOLTÁN

Dr. Ádám Antal elhangzott előadásához a kőolajipari geofizika részéről magnetotellurikus mérések legújabb eredményeire hivatkozva néhány kiegészítő megjegyzést teszek.

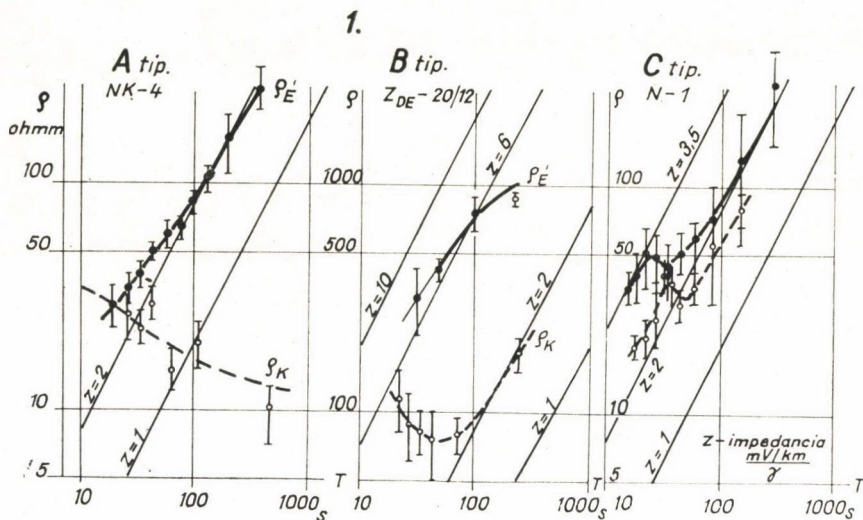
Az Országos Kőolaj- és Gázipari Tröszt Geofizikai Kutatási Üzeme két éve végez magnetotellurikus szondázásokat a DNy Dunántúlon, a zalai medenceterületeken. Ez a kutatási terület D felől kapcsolódik az elhangzott előadásban tárgyalt jólvezető képződmények előfordulásának területéhez. A vastag harmadidőszaki medenceüledékek aljzatát itt is mezozoós képződmények alkotják, és a magnetotellurikus szondázások az egész területen kimutatták a jólvezető képződmények jelenlétét.

Az 1. ábrán példaként bemutatok három jellemző magnetotellurikus szondázási görbét a mérések területéről. Az „A” típusú a zalai medenceterület nagymélységű medencerészei felett, a „B” típusú Hahót térségében, a kiemelt helyzetű mezozoós gerinc felett mértük, a „C” típusú a zalai medenceterület egy kisebb részén előforduló — a harmadidőszaki üledékek aljzatát képező — kristályos kőzetek elterjedési területén kaptuk. A mérések területi kiterjedése és a görbetípusok eloszlása a 2. ábrán látható.

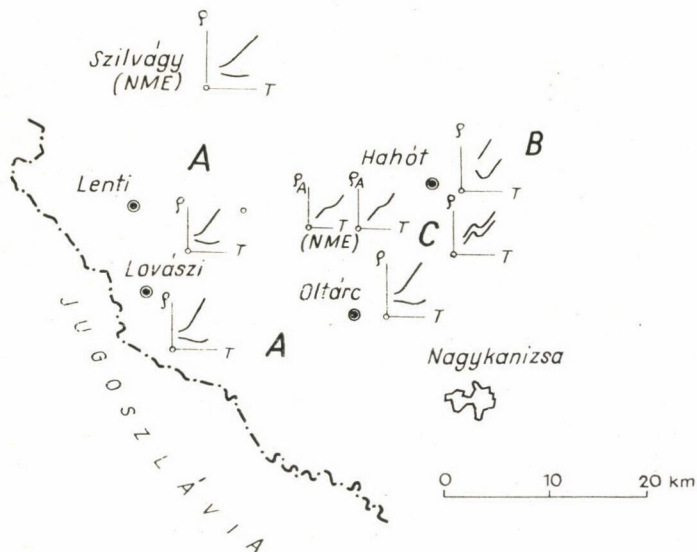
A földi elektromágnes tér változásainak É-i irányú elektromos komponenseiből kapott magnetotellurikus szondázási görbék az „A” és „B” típusnál — azaz a mezozoós aljzat felett — a nagyellenállású triász képződményeket jelzik, míg a K-i irányú elektromos térerősszetevőkből számított görbéken a triász összlet alatti jólvezető képződmények hatása jelentkezik a görbék degresszív menetében. A két összetevőből kapott görbék eltérése egyben a mezozoós aljzat ellenállása anizotrópiáját is bizonyítja, ami a triász összlet belső szerkezetével kapcsolatos. A „B” görbetípusnál a ϱ_K görbén a $T = 15$ – 40 sec közötti degresszió jelzi a jólvezető képződményt, az utána következő emelkedő görbeág már valószínűleg a kristályos aljzat indikációja.

A jólvezető képződmények jelenlétét a mérések a harmadidőszaki összlet aljzatában lokális kiterjedésben kimutatott kristályos kőzetek előfordulási területén is bizonyították, ami alátámasztja Dr. ÁDÁM ANTALnak a képződmények feltételezett korára vonatkozó megállapításait.

ÁDÁM ANTAL a mérési eredmények értelmezéséhez olyan földtani modellt adott, amely — a geológiai határfeltételeket is kielégítve — a magneto-



1. ábra



2. ábra

tellurikus mérésekkel kimutatott jelenség okozóját kőzetösszetétel és földtani kor szerint is definiálható réteghez köti. Ezzel megerősítést nyer az a korábbi feltételezésünk, hogy a tárgyalt jelenséget elsősorban konkrét földtani kép-

zöldmény okozza, nem pedig fizikai paraméterek változása, ill. tektonikai eredetű hatások.

Ebből következik, hogy a magnetotellurikus szondázások számára a harmadidőszaki medenceüledékek aljzatában Ny—DNy Dunántúlon — idősebb korú képződmények — nagy területen a mezozoós nagyellenállású összlet alatt is nyomozható *vezérszintet*, képeznek. Ez lehetőséget adhat arra, hogy a mezozoós képződmények maximális vastagságát geofizikai módszerekkel meghatározzuk, ami eddig megoldatlan problémát jelentett a szénhidrogénkutató geofizika számára.

SZÉN ÉS OXIGÉN IZOTÓPARÁNY-VÁLTOZÁSOK MAGMÁS VISZONYOK KÖZÖTT

CORNIDES ISTVÁN

A KÉMIAI TUDOMÁNYOK KANDIDÁTUSA

KISS JÁNOS

A FÖLD- ÉS ÁSVÁNYTANI TUDOMÁNYOK KANDIDÁTUSA

1. Bevezetés

Az izotópgeológiáról mint önálló tudományágról körülbelül 1950 óta beszélhetünk, azóta, hogy UREY és munkatársai elvégezték az első geológiai hőmérséklet-méréseket [1]. Izotópgeológiai, pl. geológiai kormeghatározási problémákkal, az izotóparányok természetben tapasztalt változásaival valójában már ennél korábban is foglalkoztak, de csak az ötvenes évekre kifejlesztett komerciális tömegspektrométerek s az éppen a geotermometriás vizsgálatok céljaira kidolgozott nagy pontosságú izotóparány-mérési módszerek tették lehetővé annak a mind több elemre és geológiai képződményre kiterjedő izotópelemzési adatgyűjtő munkának a megindulását, mely egyre több és megbízhatóbb geológiai kor- és hőmérsékleti adatok mellett, egyre több más, további geológiai-geokémiai információval is szolgál.

Például, meghatározott elem azonos vagy közel azonos izotópösszetétele különböző anyagokban ezek közös eredetére utalhat (ellenkező esetben a közös eredet kétségbe vonható), s ezen túlmenően az izotópösszetétel a kérdéses földtani képződménynek ugyanúgy jellemzője lehet, mint a stabil izotópos nyomjelzéses vizsgálatok jelzett anyagai esetében, tehát lehetővé teheti annak nyomkövetését különféle kémiai, migrációs stb. folyamatokban. Abból pedig, hogy az adott izotópösszetételt magát is — a mesterséges nyomjelzés helyett — egy-egy (izotópfractionáló) geológiai folyamat hozta létre, e folyamatokra, ezek paramétereire nézve nyerhetünk felvilágosítást.

Az izotópgeológiai adatok tehát igen sokféle információt tartalmaznak. Ez nemcsak előny, nehézséget is jelent: az egyértelműség rovására mehet. Ezért kívánatos lehet esetenként több, pl. két elem izotópösszetételének vizsgálata, és sohasem nélkülözhető az összes „klasszikus” földtani információk egyidejű figyelembevétele.

Az elmúlt húsz év során az ólom mellett a szén és az oxigén voltak az izotópgeológiai vizsgálatokban legtöbbet s gyakran együtt szereplő elemek. A legtöbb oxigén- és szénizotóp adat és eredmény az üledékes kőzetek képződési, átalakulási problémáival kapcsolatos. Alapvetőek a szénizotópos vizsgálatok a kőolaj-geokémia, az oxigénizotópos vizsgálatok a hidrogeológia szempontjából. Aránylag kisebb a szén- és oxigén-izotópok szerepe magmás folyamatok és kőzetek vizsgálatában; dolgozatunk két témája erre a területre esik.

Metodikailag mindkét esetben karbonátos kőzetekből vett minták karbon-, ill. oxigén tartalmának izotópelemzéséről van szó. A feltárás az ismert módon 100%-os foszforsavval, az izotóparány-meghatározások kompenzációs módszerrel, VARIAN MAT M 86 tömegspektrométerrel történtek. A mérési adatokat a szokásos módon egy standardhez viszonyított relatív értéként adtuk meg ezrelékekben:

$$\delta = \frac{R_m - R_s}{R_s} \cdot 1000 \text{ ‰} ,$$

ahol R_m és R_s a minta, ill. a standard izotóparányát jelenti, a ^{13}C és ^{12}C , ill. a ^{18}O és ^{16}O atomok számának arányát. Adatainkat az alkalmazott szekunder standardról a PDB-standardre számítottuk át, mindkét izotóparány esetében; az így nyert adatokat szén esetében $\delta(^{13}\text{C})$ -vel, oxigén esetében $\delta(^{18}\text{O})$ -val jelöltük.

Az oxigén-izotóparányokat gyakran az ún. átlagos óceánvíz standardhez (SMOW) képest adják meg. Esetünkben előnyösebb a PDB-standard alkalmazása, minthogy a hőmérséklet kiszámítására szolgáló

$$t = 16,5 - 4,3 \cdot \delta(^{18}\text{O}) + 0,14 \cdot \delta(^{18}\text{O})^2$$

képletben a PDB-standardhez képest megadott δ -érték szerepel (ezt egyébként szükség szerint korrigálni kell) annak a víznek oxigén-izotópösszetételével, melyből a vizsgált kalciumkarbonát kivált. Maga a képlet s így a mérési elv is, tudjuk, azon a tényen alapul, hogy a víz és a karbonátionok oxigén-izotópcseré reakciójának egyensúlya a hőmérséklet függvénye: a kiváló kalciumkarbonát ezt az egyensúlyi állapotot s így a hőmérsékletet őrzi meg.

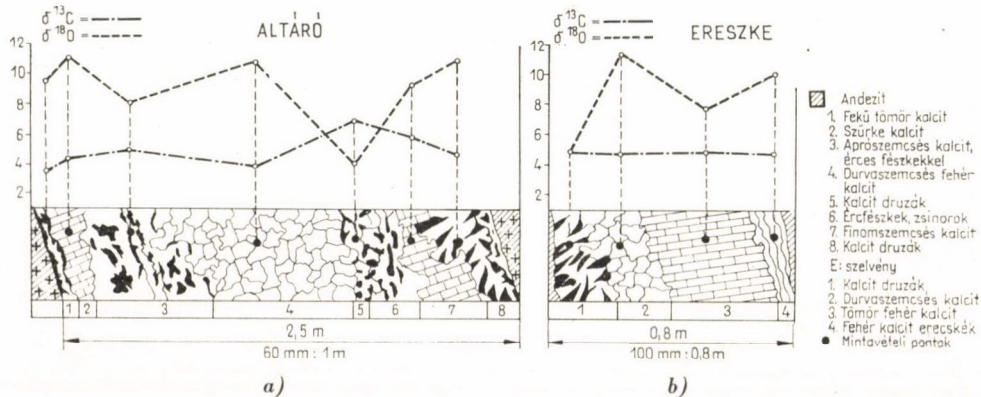
2. Egy érc telér keletkezési mechanizmusának vizsgálata oxigén-izotópelemzésekkel

1966-ban oxigénizotópos vizsgálatot kezdtünk el annak érdekében, hogy a klasszikus geológiai (litológiai-petrográfiai) vizsgálatok lehetőségein túlmenően nyerhessünk felvilágosítást érc telérek keletkezési mechanizmusára vonatkozóan. Egyikünk (Kiss J.) elgondolásának megfelelően egy érc telér adott harántszelvényén vett kalcit-minták oxigénjének izotópelemzésével a képződési hőmérséklet változásáról kívántunk képet kapni, lehetővé téve ezáltal a telérképződés időbeli lefolyásának közelebbi megismerését.

Ennek az első vizsgálatnak eredményeként az adódott [2], hogy az oxigén-izotóparány a telér harántszelvényén jelentős mértékben változik: a δ -érték jelentős (negatív) maximumot mutat a fekü szárnyon, ezt egy határozott minimum követi, majd a fedő szárnyon ismét egy maximum jelentkezik. Ebből — feltételezve, hogy az izotóparányok a későbbiek folyamán nem változtak meg — következik, hogy a telért alkotó ásványok képződése a telér

harántszelvényén különböző hőmérsékleteken ment végbe, s a hőmérséklet változásának fő jellemzője két hőmérsékleti maximum, közben egy minimummal.

Mint hogy ilyen jellegű vizsgálatot korábban egyáltalán nem végeztek, ellenőrizni kívántuk, vajjon ez a jellegzetes hőmérséklet-eloszlás megtalálható-e ugyanazon telér más helyein is. Erre 1969-ben került sor a Bányászati Kutató Intézet Izotóplaboratóriumában egy nagy pontosságú tömegspektrométer és lényegesen megbízhatóbb minta előkészítés és méréstechnika alkal-



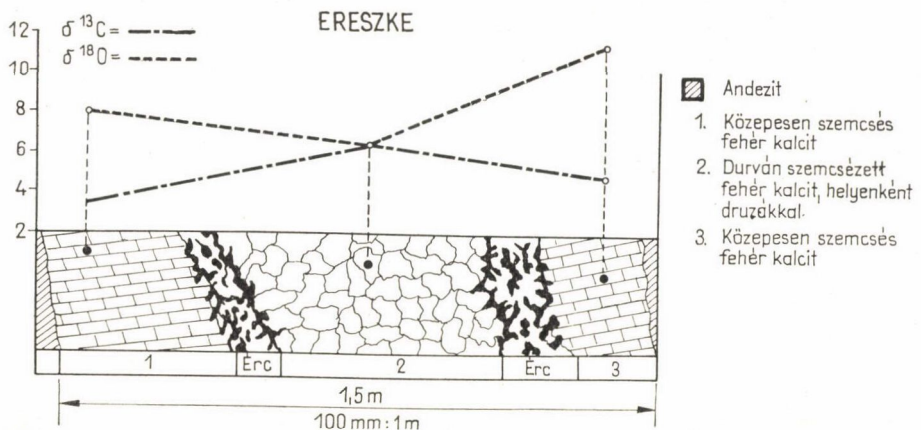
1. ábra

mazásával. További, mélységben és vízszintesen távolabb eső harántszelvényeken végeztünk izotópelemzéseket, a mérési eredmények az 1. és 2. ábrán láthatók. Mint a grafikonokból kitűnik, minden esetben megkaptuk a korábban talált jellegzetességet: a két maximumot az izotópeloszlási görbén, tehát a két képződési hőmérséklet-maximumot. A hidrotermás oldat oxigén izotópösszetételét $+8$ átlagos δ -értékkel véve figyelembe, a legnagyobb hőmérséklet-maximumra 280°C , a minimális mért hőmérsékletre 140°C értéket, az átlagra pedig kerekén 200°C -t.

Ezek az oxigénizotópos adatok, együtt a telér kőzettani-ásványtani vizsgálatának eredményeivel bizonyos elképzelést tesznek lehetővé a telér kialakulásának mechanizmusára vonatkozóan. A kőzettani-ásványtani szempontból aszimmetrikus felépítés arra utal, hogy a telér kialakulása a fedőszárny egyidejű dilatációjával történhetett. A hőmérsékleti maximumok megfelelnek ennek a feltevésnek: két időben elkülönült hidrotermás részfolyamatot jeleznek, hidrotermás oldatok két egymást követő felhatolását, melyek közül az utóbbi a jelenlegi fedő szárnyon érvényesült.

Részletesebben szemügyre véve együtt az érc telér szelvényét és az izotópeloszlási görbét, megállapíthatjuk, hogy a hőmérséklet finomabb ingadozása-

sai követni látszanak a kalcit és a szfalerit-galenit ritmusos váltakozását. Az 1. ábra baloldali szelvényén legalábbis elegendő mérési pontunk van ahhoz, hogy megfigyelhessük: az érces szakaszokban mindig hőmérséklet csökkenés tapasztalható, azok után pedig hőmérséklet emelkedés. Itt említjük meg, hogy a telér egy nagyon szűk szelvényén 1–2 cm távolságokban vett minták esetében is kaptunk ilyen kisebb hőmérséklet ingadozásokat, s ugyanitt szintén jól kirajzolódnak az egymást váltó vékony kalcit, ill. szfalerit-galenit sávok. (A két „nagy” hőmérsékleti maximum hiánya itt nyilván abból adódik, hogy



2. ábra.

ezen a szűk helyen csupán az egyik hidrotermás részfolyamat játszódott le.) A további részletek vizsgálata további részletesebb mintavételt és méréseket igényelne, ami lehetségessé tehetné a hőmérsékleti adatok és az ásványképződés fizikai-kémiai törvényszerűségeinek együttes figyelembevételével a telér keletkezési mechanizmusának pontosabb körvonalazását.

Tekintettel arra, hogy e vizsgálatunk lényegében úttörő jellegű, egyrészt kívánatos lenne, de másrészt alig lehetséges eredményeinket hasonló problémával kapcsolatos eredményekkel összehasonlítani. Az egyetlen, bizonyos fókig hasonló jellegű vizsgálatot SCHOELL és STAHL végezték [3] a Harz hegység egy szubvulkáni érc teléréből származó kalcit-mintákon. Eredményeik szintén változó kikristályosodási hőmérsékletet mutattak — különösen meggyőzőek egy nagy egykristályon végzett méréseik —, de mert mintavételi pontjaik egymással semmiféle összefüggésben nem állottak, a képződési hőmérséklet eloszlására a teléren belül nem nyerünk felvilágosítást adataikból. A telér kalcit-kristályainak morfológiája és ásványainak paragenézise alapján azonban WILKE korábban olyan jellegű időbeli hőmérséklet alakulásra következ-

tetett — két maximum —, mint aminőt mi a telér harántszelvényén ténylegesen kimértünk [4].

Érdemes még felfigyelni arra, hogy a telér harántszelvényén a szén-izotópösszetétel alakulása pontosan ellentétes tendenciát mutat, mint az oxigén-izotópösszetételé. SCHOELL és STAHL mérései esetében ezzel szemben a két izotóparány alakulása között határozott korreláció mutatkozott. Az ellentétes viselkedésre több magyarázat is lehetséges, melyek közül azonban egyelőre nem tudunk objektíven választani. Annyi nyilvánvaló, hogy a szénizotópeeloszlás további információval szolgálhat a telér keletkezésének körülményeire nézve.

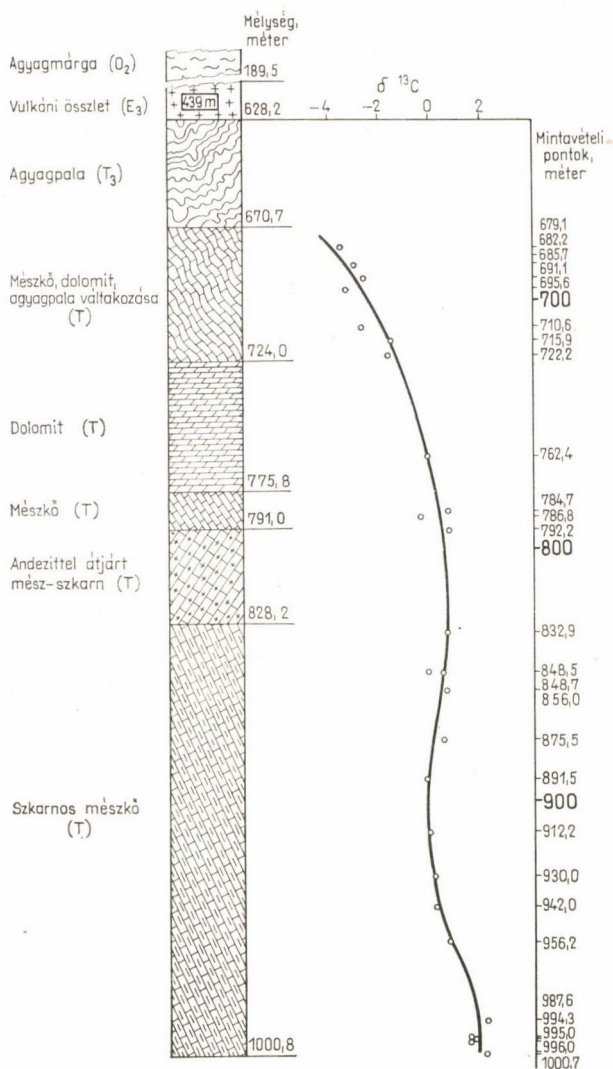
3. Üledékes mészközetek szénizotóparányainak megváltozása magmás folyamatok hatására

Ehhez a problémához egy gyakorlati feladattal kapcsolatban jutottunk el. 1968—69-ben a Bányászati Kutató Intézetben a nógrádi szénmedencében komoly nehézségeket okozó gázkitörésekkel kapcsolatban a kitörő széndioxidgáz eredetére vonatkozóan vizsgálatokat folytattunk. Ezek eredményeképpen szénizotóp elemzési adatok alapján kizárhattuk bármiféle szerves eredet lehetőségét, s ezzel a figyelem az egyik lehetséges szervesetlen eredet: széndioxidnak karbonátos kőzetekből való felszabadulása felé fordult [5]. Különböző karbonátos kőzetek szén- és oxigénizotóp-összetételének vizsgálata során kitűnt, hogy a szénizotóp-összetételre jellemző δ -érték negatív irányban, a vizsgált széndioxid előfordulásokra jellemző izotóparány irányában tolódik el abban az esetben, ha a kérdéses kőzetet feltételezhetően magmás folyamatok hatása érte. Ilyen jelenségekre már korábban is felfigyeltek, s pl. ENGEL, CLAYTON és EPSTEIN 1958-ban aránylag sok mérési adat birtokában ki tudták mutatni, hogy az oxigén izotóparány szintén negatív irányú megváltozása egy ércetestet környező mészközetekben csökkenő tendenciát mutat az ércesttől való távolság növekedtével. Ennek alapján az ilyen izotópelemzési vizsgálatokat fontos ércutatási módszerként javasolták.

Bizonyára ennek az izotópeeltolódási jelenségnek törvényszerűségeire vonatkozó részletesebb ismereteink teljes hiánya miatt, ilyen gyakorlati alkalmazásokra eddig tudomásunk szerint nem került sor. Szükségesnek tartottuk ezért vizsgálatok megkezdését ebben az irányban.

Sikerült olyan mintavételt végeznünk, melynek eredményeképpen megvizsgálhattuk a szén- és az oxigénizotóp-összetétel változását mészközetekben egy nagykiterjedésű vulkáni összllettől mért merőleges távolság függvényében. A szénizotópok esetében kapott eredményeinket a 3. ábrán foglaltuk össze. Mint látható, a $\delta(^{13}\text{C})$ -értékek változását mutató görbe nagyon megbízhatóan megrajzolható. Első szakasza számítógépes vizsgálatunk szerint jó közelítés-sel (a korrelációs együttható $>0,95$) exponenciális lefutású, s extrapolálva azt

mutatja, hogy a vulkáni öszlettől mért kerekén 250 m távolságig észlelhető az izotópeltolódást okozó hatás. Egy további mérés-sorozatunk ezt a távolság- adatot megerősíteni látszik: egy kisebb kiterjedésű vulkáni öszlettől mért kb.

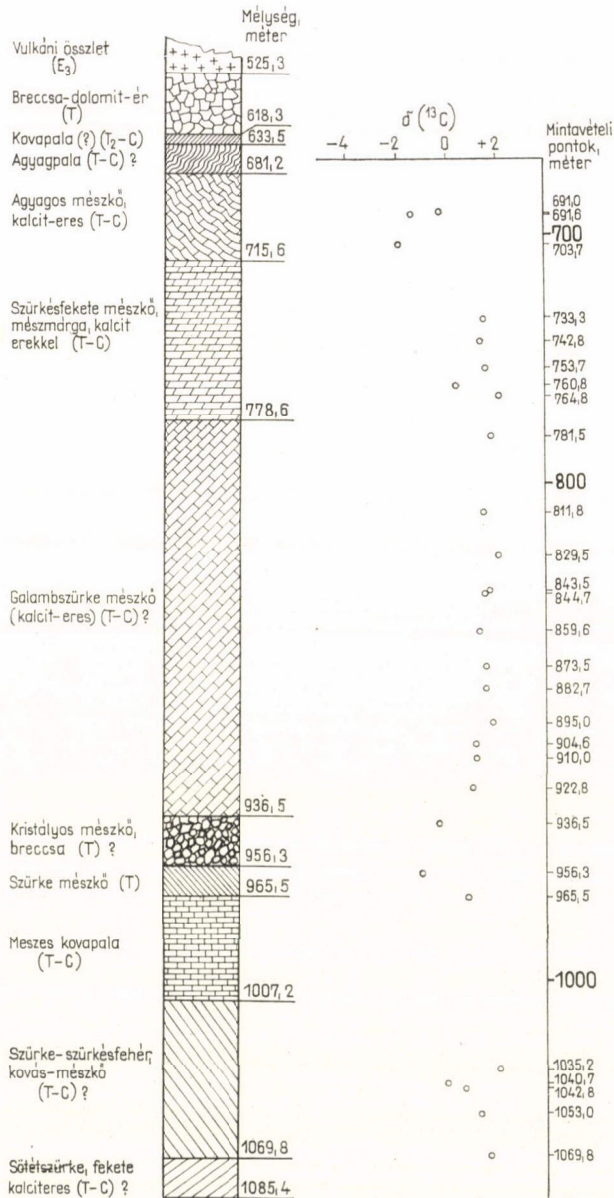


3. ábra.

210 m-nél nagyobb távolságban izotópeltolódás gyakorlatilag nem észlelhető, azaz az izotópelemzések az „érintetlen” mészkőzet számos mérésünk alapján jól ismert izotópozsettelét adják (4. ábra).

A 3. ábrán a görbe második szakaszán mutatkozó újabb negatív irányú eltolódás egy nagyobb mélységben hatott magmás folyamatra utal. Ennek

jeleként tekinthető az andezittal átjárt mészszkarn, általában a szkarnosodás.



4. ábra.

Az elmondottak természetesen csak kezdeti eredményekként tekinthetők. Számos további hasonló mérésorozatra van még szükség ahhoz, hogy

valamennyire megbízható távolságfüggési törvényszerűséget állapíthassunk meg, hogy felderítsük a korrelációt az izotópeltolódás és olyan petrográfiai-litológiai jellemzők között, mint pl. a kristályosodás foka, a kristályok mérete, a kémiai összetétel (mindegyik kérdésben mutatkoznak bizonyos tendenciák), s így eljuthassunk a jelenség értelmezésének lehetőségéhez. Ezen az úton lesz lehetséges olyan érckutatási módszer kidolgozása, mely jelentős mértékben támaszkodik az izotópelemzési vizsgálatokra.

IRODALOM

1. UREY, H. C.—LOWENSTAM, H. A.—EPSTEIN, S.—MCKINNEY, C. R.: Bull. Geol. Soc. Am., **62**, 399, 1951.
2. CORNIDES I.—KISS J.—SZEREDAY L.: Földtani Közlöny, **96**, 43, 1966.
3. SCHOELL, M.—STAHL, W.: „Kohlenstoff- und Sauerstoff-Isotopenanalysen an hydrothermalen Kalkspäten aus St. Andreasberg, Harz.” Előadás a Lípesei Stabilizotóp Konferencián, 1969 október.
4. WILKE, A.: Beih. Geol. Jb. Hannover, **7**, 1952.
5. CORNIDES I.: „Széndioxid-gázkitörések eredetének vizsgálata.” Bányászati Kutató Intézeti zárójelentés, 1969.

HARMADKORI VULKÁNI HEGYSÉGEINK PALEOMÁGNESES KUTATÁSA

MÁRTONNÉ, SZALAY EMŐKE

A földtani kutatásban ma már az egész világon elterjedt paleomágneses módszer egyik legfontosabb alkalmazási területe a magmás kőzetek időbeli párhuzamosítása remanens mágnesezettségük polaritása alapján.

A földmágneses pólusok a földtörténet folyamán sokszor helyet cseréltek: ezért a mai földmágneses térrel egyező, normál és ellentétes irányú, reverz mágnesezettséggel jellemzett paleomágneses zónák váltogatják egymást. A kőzetek eltérő polaritása tehát különböző keletkezési időt jelent. Az egyenesen, illetve fordítottan mágnesezett kőzetek — a viszonylag gyakori átfordulások miatt — azonban nem szükségképpen egykorúak, a megfelelő paleomágneses zónába sorolásukat csak geológiai koruk közelítő ismerete teszi lehetővé.

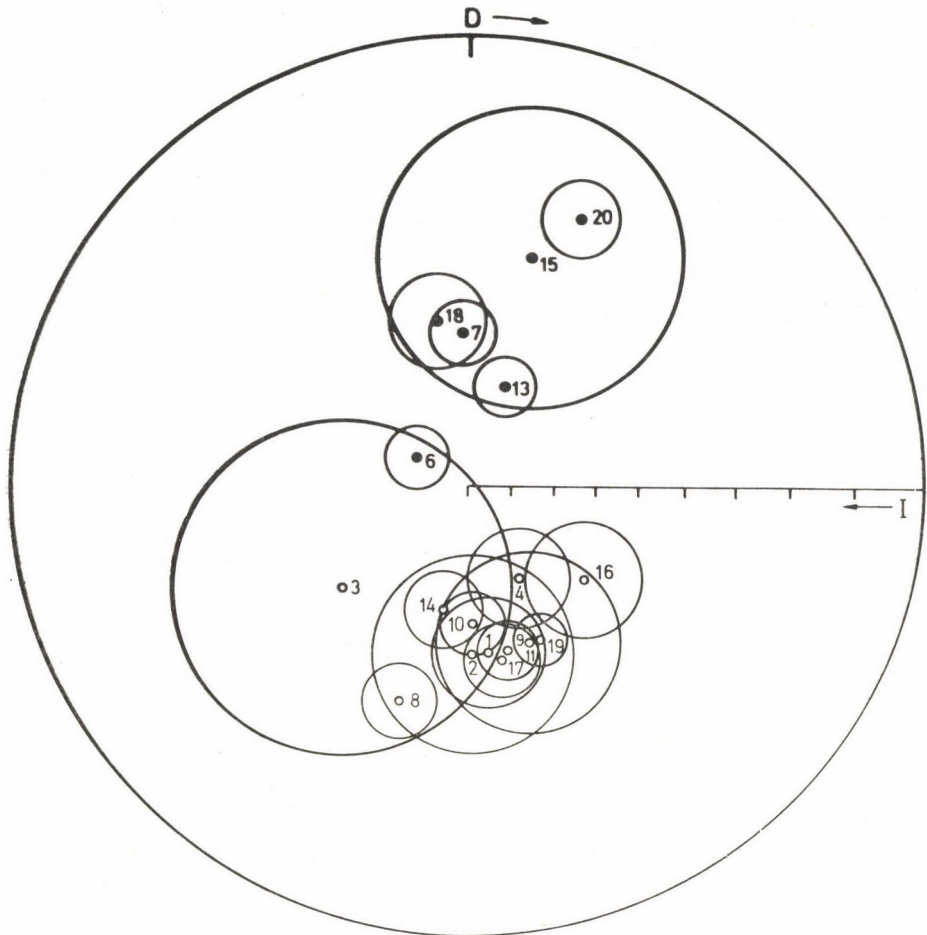
Korábban a kőzetek természetes állapotban mért remanens mágnesezettségét az egykori földmágneses tér reprezentánsának tekintették. A mágnesezettség különböző fajtáinak felismerésével azonban világossá vált, hogy a magmás kőzetek nagy részében az eredeti termoremanens mágnesezettségre utólagos komponensek rakódnak. Ezek rendszerint valamilyen tisztítási eljárással, például váltóáramú vagy termolemágnesezéssel eltávolíthatók. Az eredetileg kristályosodott opak ásvány mélyreható szerkezeti és kémiai változásaival kapcsolatos kémiai remanens mágnesezettségnek a stabilitása azonban a paleomágneses technikában szokásos tisztítási eljárásokkal szemben a termoremanenséhez hasonló. Felismerése ezért magának a mágnesezettséget hordozó ásványnak a közvetlen vizsgálatát teszi szükségessé: így például mikroszkópi meghatározást, Curie-pont mérést, telítési mágnesezettség hőmérsékletfüggésének megállapítását.

Harmadkori magmás kőzeteink paleomágneses feldolgozása során az említett módszereket többé-kevésbé komplex módon alkalmaztuk az elsődleges mágnesezettség irányának kijelölésére, illetve annak megállapítására, hogy az elsődleges mágnesezettség elpusztult, és helyette instabil vagy stabil kémiai remanens mágnesezettség keletkezett.

A Börzsönyből 43, a Cserhátból 9, a Mátrából 28, a Tokaji-hegységből 22 mintavételi helyről származó mintegy 700 mintán végzett vizsgálatok földtani vonatkozású eredményeit a következőben röviden ismertetjük:

Elsőként a Mátra—Cserhát vulkánra vonatkozó paleomágneses ered-

ményeket mutatjuk be, mert ebben a hegységben ismerjük legjobban a kitérés sorrendet a szerencsés földtani viszonyok és az alapos kőzettani-földtani kutatások miatt.



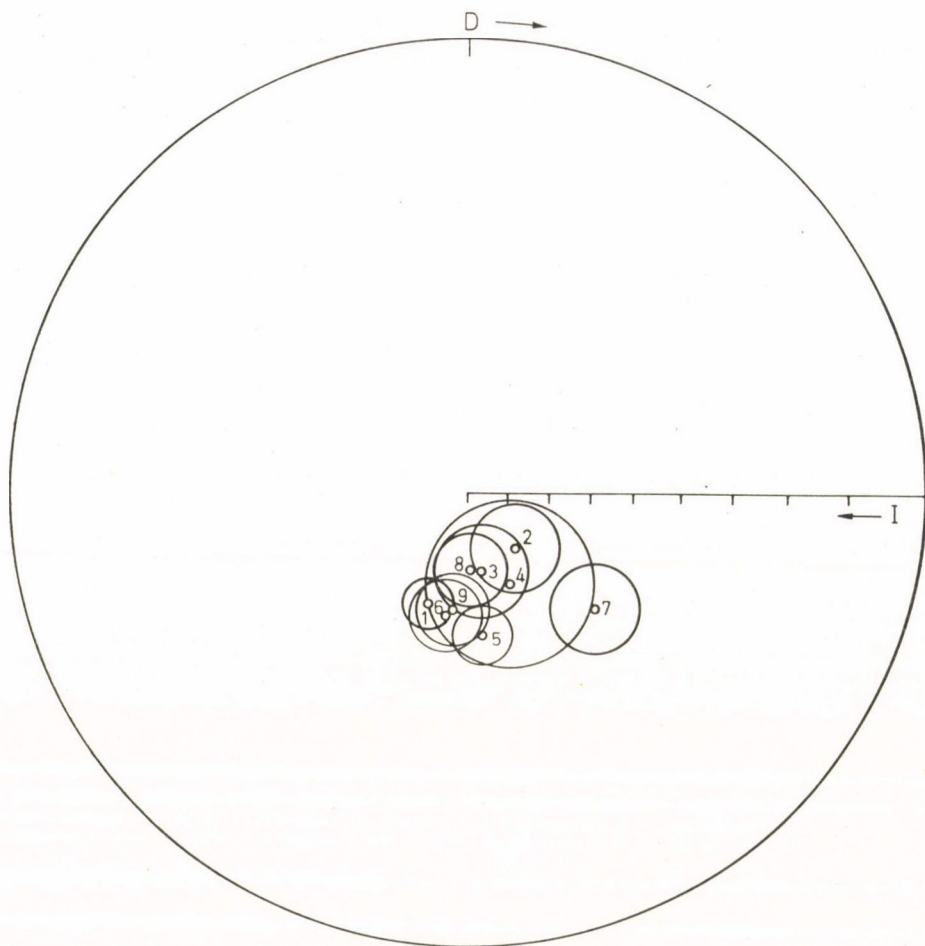
1. ábra. Mátra-hegység: Paleomágneses kiértékelésre alkalmas mintacsoportok remanens mágneszettségének középpiránya a konfidencia körrel a legkisebb szórást mutató lemágneszés fázisban:

vermikulitos hiperszténandezit	6, 7, 18	jelű mintacsoportok
amafitos-üreges	{ 4, 8, 9	„
és mikroandezit	{ 10, 14, 17	„
telérek	1, 2, 3, 16, 19	„
felső andezit	11, 13, 15	„
riolit	20	„

Mátra—Cserhát-hegység

A lávát szolgáltató vulkáni működés a Mátrában felső helvétii-tortonai, esetleg szarmata, a Cserhátban tortonai korú. A mátrai andezitösszletet SZÁ-

DECZKY-KARDOSS E. (1959) három fő kitörési fázisba sorolta: eszerint alsó, középső és felső andezitet különböztetünk meg. KUBOVICS I. (1965) az Északnyugat-Máttra kőzettani-földtani vizsgálatával a középső andeziten belül



2. ábra. Cserhát-hegység: Paleomágneses kiértékelésre alkalmas mintacsoportok remanens mágnesezettségének középiránya a konfidencia körrel a legkisebb szórást mutató lemágnesezési fázisban:

bronzitos augitandezit	1, 2	jelű mintacsoportok
amafitos-üreges és mikroandezit	3, 4, 5, 6	„

három erupcióciklust ismert fel: 1. vermikulitos hiperszténandezit; 2. bronzitos piroxénandezit; 3. amafitos-üreges és mikroandezit. SZÁDECZKY et al. (1967) újabb megállapítása szerint a középső és kelet-mátrai felső andezit a nyugat-

mátrai középső andezit legfelsőbb szintjeivel egyidős. A gyöngyössólymosi Kishegy és a lőrinci Mulatóhegy riolitikúpja a szarmata emeletben vagy még a tortonai emelet végén nyomult fel (VARGA GY., 1966).

Paleomágneses vizsgálatra kiválasztott mintáink időben az egész mátrai vulkáni működést képviselik. Az elsődleges remanens mágnesezettséggel rendelkező mintacsoportok deklináció-inklináció középirányait és a hozzájuk tartozó konfidenciaköröket (95%-os valószínűségi szint) az 1. ábra mutatja be.

A mátrai alsó andezit mintái paleomágneses szempontból nem értékelhetők ki, mert több lépcsőben felvett stabilis mágnesezettségük kémiai eredetű.

Az alsó tortonai emelet alján keletkezett vermikulitos hipersztéandezit termoremanens mágnesezettsége pozitív irányú.

A normál zónát a bronzitós piroxénandezit kitörésével kezdődő fordított zóna váltja fel, amely a tortonai emelet végéig tart. A Cserhát vulkáni összlete (2. ábra) és a mátrai telérrendszer is ebben az időszakban keletkezett.

A paleomágnesesen reverzből normálba történő zónaváltással definiált tortonai-szarmata határnál fiatalabb képződményeket csak a Mátrában sikerült kimutatni: ezek a felső andezit legbázisosabb termékei (Nyesettvár, Rudolf-tanya) és a gyöngyössólymosi Kishegy riolitja.

Börzsöny-hegység

Az andezitet, dacitot szolgáltató magmás működés a középső helvétitől a tortonai emelet végéig tartott. Sorrendjét a kalderaterületen és környékén PANTÓ G.—MIKÓ L. (1964) és PANTÓ GY. (1966) munkáiból ismerjük. A hegység többi részén a paleomágneses zónaváltakozási skála megállapításakor a kitörési sorrendre vonatkozó korábbi földtani irodalmat (PAPP F., 1932, 1933, 1934; LENGYEL E., 1955, 1956) vettük figyelembe.

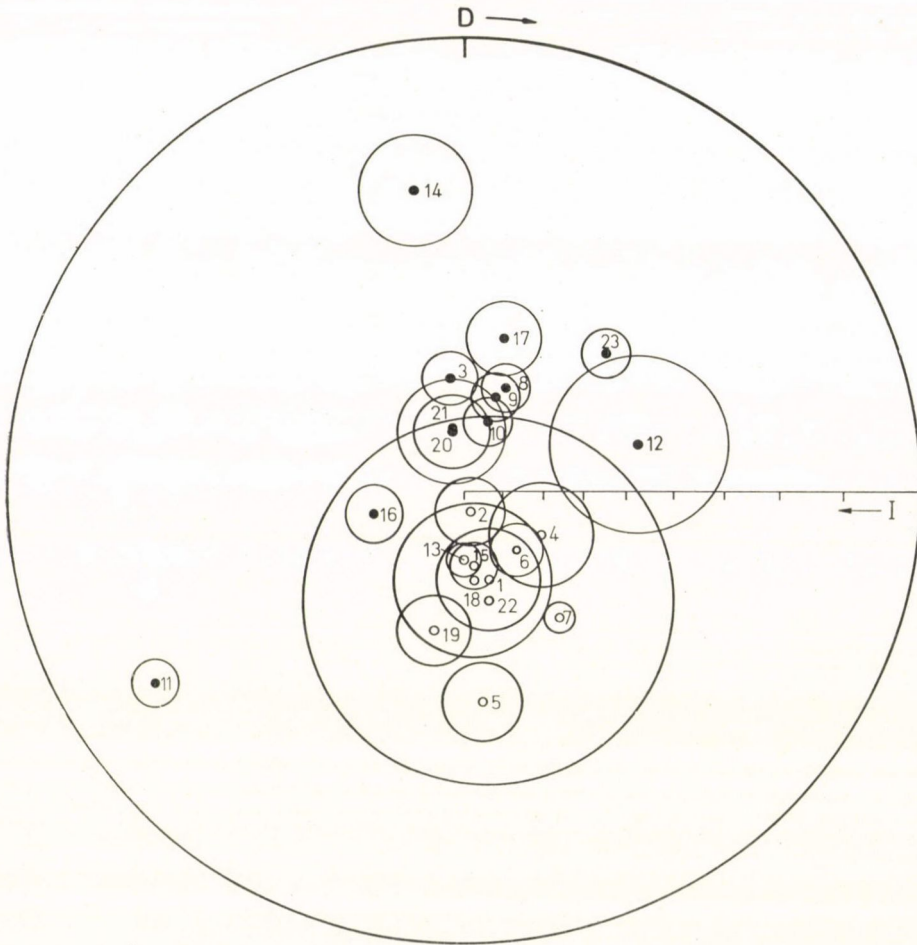
Mintáink egy része a mai földmágneses térrel egyezően, más részük azzal ellentétes irányban mágnesezett (3. ábra). Előbbiek a kezdeti működés és részben a fő paroxizmus képződményeit képviselik. Ez azt jelenti, hogy a felső helvétiben és a tortonai emelet alján a földmágneses tér polaritása a maival egyező volt. Még a fő paroxizmus folyamán bekövetkezett a földmágneses pólusok felcserélődése. A már reverz térben keletkezett fordítottan mágnesezett csoportok mellett a Nagyhideghegy, Málnapataki kőfejtő kőzeteinek (3. ábra: 11, 26) nagyon kis inklinációértékei térfordulási időszakra utalnak.

A biztosan kalderafázisba tartozó képződmények elsődleges mágnesezettsége jórészt elpusztult. Egyetlen stabil kőzetének (Rózsaszikla) mágnesezettsége fordított, de nem egyértelműen egyidős a kőzet keletkezésével.

Ugyancsak fordítottan mágnesezettek a Csákhegy kőzetei, amelyeket PAPP F. (1932) a hegység legfiatalabb áttöréseinek minősített.

Tokaji-hegység

A felső tortonaiban kezdődő vulkáni működés legidősebb, felszínen előforduló termékei alsó szarmata korúak. A hegység Szlovákiára eső részének

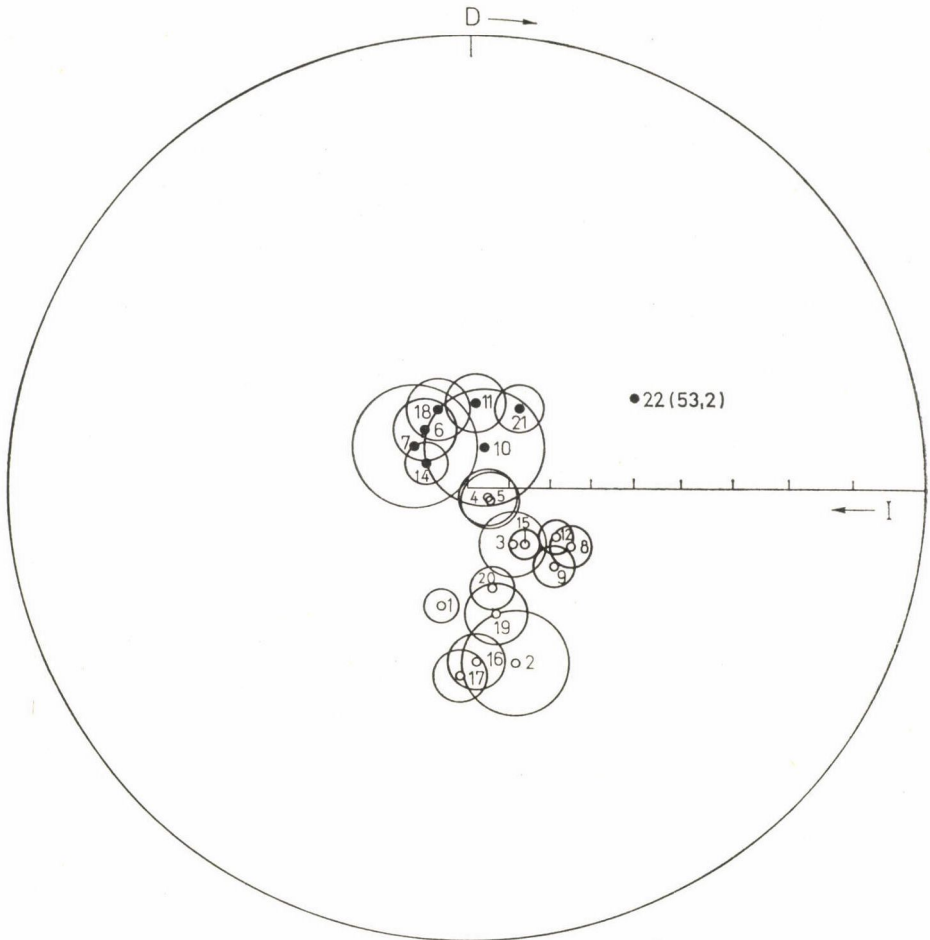


3. ábra. Börzsöny-hegység: Paleomágneses kiértékelésre alkalmas mintacsoportok remanens mágnesezettségének középiránya a konfidencia körrel a legkisebb szórást mutató lemágnesezési fázisban:

kezdeti működés	3, 10, 11, 16, 20	jelű mintacsoportok
fő paroxizmus	4, 8, 9, 23, 24, 25,	„
	26	„
kaldera fázis	18	„
utolsó áttörések	1, 2	„

paleomágneses vizsgálatát NAIRN (1967) korábban elvégezve a szarmata emeletre két normál és két fordított paleomágneses zónát állapított meg.

Mérési anyagunkban NAIRN eredményeihez hasonlóan mind az alsó, mind a felső szarmatába sorolt képződmények között vannak egyenesen és



4. ábra. Tokaji-hegység: Paleomágneses kiértékelésre alkalmas mintacsoportok remanens mágneszettségének középiránya a konfidencia körrel a legkisebb szórást mutató lemágnesezési fázisban:

alsó szarmata	{ 1, 3, 4, 5, 10, 14, jelű mintacsoportok
piroxénandezit	{ 15, 16, 17, 18, 19, „
	21 „
felső szarmata piroxénandezit	13, 22 „

fordítottan mágnesezettek (4. ábra). (Az alsó, illetve felső szarmatába sorolás GYARMATI PÁL szóbeli közlése alapján történt.) A biztosan alsó szarmatába sorolt kőzetek egy részéhez (pl. Nagybózsza: Senyővölgy, Erdőhorváti: Pusztavár) pozitív polaritás, más részükhöz (pl. Sátoraljaújhely: Némahegyi kőfejtő,

I. táblázat

Harmadkori vulkáni hegységeink paleomágneses vizsgálata alapján összeállított zónaváltakozási skála és a magmás ciklusok időbeli párhuzamosítása

Kor	Börzsöny-hegység		Cserhát-hegység		Mátra-hegység		Zempléni-hegység		Paleo- mágneses zóna
	vulkáni működés	polaritás	vulkáni működés	polaritás	vulkáni működés	polaritás	vulkáni működés	polaritás	
Szarmata	felső						piroxén andezit	+	normál
	alsó				riolit	+	piroxén andezit	-	reverz
Tortonai					felső	+		+	normál
	befejező működés	-	amafitos üreges és mikroandezit	-	andezit	-			
	kaldera fázis	?			amafitos üreges és mikroandezit	-			
	Fő paroxizmus	+	bronzitos piroxénandezit	-	bronzitos piroxénandezit	?			reverz
Helvétii	felső				vermikulitos hipersztén andezit	+			
	kezdeti működés	+			alsó andezit	?			
	középső								normál

Sárospatak: Kutyahegy) és a felső szarmata tályai Kopaszhegy kőzetéhez negatív polaritás járul. A vulkáni működés befejezéseként keletkezett lemezes felső szarmata andezit (Nagyamádé) a mai földmágneses térrel egyezően mágnesezett, de nagy a minták irányszórása.

Mintacsoportjaink kora és kőzeteink polaritása alapján nincs okunk a NAIRN-éhez hasonló kétszeres zónaváltást feltételezni a szarmata folyamán. A javasolt paleomágneses sémát az I. táblázatban tüntettük fel.

A hegységenként kapott paleomágneses zónák egységes képbe illesztését az teszi lehetővé, hogy a földmágneses tér polaritásváltása planetáris jelenség, így a megfelelő normál és reverz zónák határainak egybe kell esniük (I. táblázat).

A paleomágneses eredményekből is következik az a földtanilag megállapított tény, hogy a vulkáni működés súlypontja időben nyugatról keletre toltódott. A Börzsönyben a kezdeti működés befejeződött, a fő paroxizmus pedig részben lezajlott akkor, amikor a Cserhát—Mátra vulkán az általánosan elterjedt bronzitos piroxénandezitet, valamint amafitos-üreges és mikroandezitet szolgáltatta. A Tokaji-hegységben a felszínen található legidősebb képződmények keletkezése idején a Börzsönyben és a Cserhátban már teljesen lezárult a vulkáni tevékenység, a Mátrában pedig valószínűleg csak a kiskiterjedésű riolit és a felső andezit legbázisosabb differenciátumai keletkeztek.

A harmadkori vulkáni hegységeink paleomágneses vizsgálatával nyert zónaváltakozási skála nagy vonalakban megegyezik a megfelelő időszakra, szlovákiai kőzetek alapján NAIRN által felállított sémával, illetve annyival részletesebb annál, amennyire ezt a magyarországi magmás kőzetek részletesebb kronológiája lehetővé tette.

IRODALOM

- KUBOVICS I.: Az Északnyugat-Mátra és Kelet-Mátra földtani és kőzettani vizsgálata. (Kandidátusi disszertáció) 1965.
- LENGYEL E.: A Börzsöny-hegység keleti peremének földtani és kőzettani ismertetése. MÁFI Évi Jel., 1953, I, 1955.
- LENGYEL E.: A Börzsöny-hegység Nógrád—Szokolya környéki területének újrafelvétele. MÁFI Évi Jel., 1954, 1956.
- MÁRTON, P.—SZALAY-MÁRTON, E.: Secular changes, epochs and tectonic movements as indicated by paleomagnetic studies of Hungarian rock samples. *Pure and Applied Geophysics*, **81**, IV, 1970.
- MÁRTON, P.—SZALAY-MÁRTON, E.: Палеомагнитные исследования магматических пород третичного возраста в Венгрии. Előadás a kijevei Paleomágneses Konferencián, 1970. dec.
- NAIRN, A. E. M.: Paleomagnetic investigations of the Central Slovakian Province. *Geofyzikalni Sbornik*, 252, 1966.
- NAIRN, A. E. M.: Paleomagnetic investigations of Tertiary and Quarternary igneous rocks paleomagnetic study of the East Slovak Province. *Geologische Rundschau*, **46**, 1967.
- PANTÓ G.—MIKÓ L.: A nagybörzsönyi ércesedés MÁFI Évkönyve, I, 1, 1964.
- PAPP F.: A Börzsöny-hegység eruptív kőzetei. *Math. Term. Tud. Ért.*, **49**, 1932.

- PAPP F.: Márianosztra és Nagyirtáspuszta környékének kőzet és földtani felépítéséről. Földt. Közl., **63**, 1933.
- PAPP F.: A Börzsöny-hegység középső részének eruptív kőzeteiről, Földt. Közl., **64**, 1934.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E.—VIDACS A.—VARRÓK K.: A Mátra-hegység neogén vulkanizmusa. MTA budapesti Geokémiai Konferenciájának munkálatai, Budapest, 1959.
- SZÁDECZKY-KARDOSS, E. et al.: Die Neovulkanite Ungarns. Acta Geol., **II**, 1—3, 1967.
- VADÁSZ E.: Magyarország földtana. Akadémiai Kiadó, Budapest, 1960.
- VARGA GY.: A Mátra-hegység fejlődéstörténetének vázlata. Földt. Int. Évi Jelentése az 1964. évről, 1966.

A VERTIKÁLIS KÉREGMOZGÁSOK VIZSGÁLATA

MISKOLCZI LÁSZLÓ

A MŰSZAKI TUDOMÁNYOK KANDIDÁTUSA

Ismeretes, hogy a földkéreg jelenlegi mozgásainak vizsgálata napjainkban már nemzetközi méretekben, szervezeten folyik.

A jelenlegi földkéregmozgások vizsgálata bonyolult, sokrétű feladat, amelynek végrehajtása során a szakember a részproblémák olyan tömegével találkozhat, amelyeknek még igen vázlatos ismertetésére sem lehet vállalkozni egy rövid előadás keretében.

Ezért csupán néhány kérdést, néhány szempontot szeretnék kiragadni, és pedig olyanokat, amelyek a földkéregmozgás-vizsgálatokban a geodézia szerepével, a geodézia és a többi földtudományok szükségszerű együttműködésével, továbbá a vonatkozó geodéziai munkálatok néhány részproblémájával kapcsolatos. Ezeket a kérdéseket is főként a *vertikális* földkéregmozgásnak — pontosabban a földkéregmozgás *vertikális* értelmű komponensének — meghatározásával kapcsolatosan érinteném.

Földkéregmozgás-vizsgálaton általánosságban azt a műszaki tevékenységet kell értenünk, amelynek az a célja, hogy a földfelszín és a MOHOROVIČIÖ-felület között elhelyezkedő közettömegek (tehát a földkéreg) egészének vagy valamely részének elmozdulását irány és nagyság szerint meghatározzuk, adott időpontok közötti időtartamra vonatkozóan.

A tevékenység céljai közé kell sorolnunk ezenkívül a tapasztalt elmozdulások *okainak* és esetleges *következményeinek* felderítését is, mivel éppen ezek a tényezők azok, amelyek az egész műveletnek gyakorlati műszaki értelmet adnak.

A tevékenység céljának ilyen meghatározása bizonyára szokatlan, mert egyúttal azt is jelenti, hogy kéregmozgásnak kell minősítenünk minden elképzelhető elmozdulást a földfelszín és a MOHO-felület között, tekintet nélkül a mozgások kiterjedésére és sebességére.

Ez a szemlélet azonban egységes és világos. Nem támaszkodik olyan relatív fogalmakra, mint az egymástól nehezen elhatárolható „regionális” és „lokális” vagy „szekuláris” és „időszakos” kategóriák.

Nyilvánvaló, hogy az így, egységesen definiált földkéregmozgásnak számos konkrét megjelenési formája van, mint pl. az alaphegység mozgása, az üledékrétegek kompakciója stb. E konkrét mozgásformákat számba véve azon-

ban egyértelműen eldönthető, hogy ezek közül melyek azok, amelyeket vizsgálni szándékozunk, illetve amelyeket vizsgálni képesek vagyunk. Ennek tudatában azután megtervezve és végrehajtva a vizsgálatot, a helyhez és időtartamhoz kötött számszerű eredmények alapján tisztázhatók a tapasztalt elmozdulások okai és következményei, s végül — ha úgy tetszik — bizonyos *további* szempontok szerint egyes mozgásokat regionálisaknak vagy lokálisaknak, illetőleg szekulárisaknak vagy időszakosaknak minősíthetünk.

A földkéregmozgások vizsgálatával több tudományág is foglalkozik. Ezek elsősorban a geo-tudományok: a geológia, a geofizika és a geodézia, de egyéb tudományágak kutatási eredményei is szolgáltathatnak a vizsgálatához hasznos, kiegészítő jellegű adatokat.

Ma már világos, hogy a napjainkban tapasztalható földkéregmozgások bonyolult jelenségének megismeréséhez valamennyi érintett tudományág rész-eredményeinek kölcsönös felhasználására szükség van, éspedig azért, mert egymagában egyik tudományág sem képes arra, hogy a szóban forgó mozgások irányát, mértékét, időbeli lefolyását, okait és következményeit megnyugtató módon tisztázni tudná.

Ebben az együttműködésben a geodézia szerepét röviden a következőkben összegezhetnénk.

Egyrészt: a földkéreg *napjainkban* tapasztalható mozgásainak, tehát a viszonylag rövid időszak — néhány év vagy egy-két évtized — alatt bekövetkezett elmozdulások meghatározásához konkrét, számszerű adatok birtokába jelenleg szinte kizárólag csak geodéziai úton juthatunk; tehát a földkéregmozgás-vizsgálat a geodéziát jelenleg nem nélkülözheti.

Másrészt: a kéregmozgás-vizsgálatban a geodézia csupán meghatározott részfeladatot old meg. Mind a geodéziai munkálatok alapvető szempontjainak meghatározása, mindpedig a geodéziai tevékenység számszerű eredményeinek értelmezése már a rokon-szaktudományok hatáskörébe tartozik.

Közelebbről vizsgálva a kérdést, meg kell jegyezni azt is, hogy geodéziai megfigyeléseink a Föld *felszínéhez* (tehát a földkéreg felső határfelületéhez) kötöttek, amiből az következik, hogy a kéregmozgásoknak csupán felszínalakító hatását tudjuk érzékelni, nem pedig magukat a kéregmozgásokat. Az olyan mozgásokat például, amelyek a mélyben elenyésznek, vagy amelyek bár a felszínig hatolnak, de teljesen rugalmas alakváltozások, geodéziai módszerekkel és mérőeszközökkel egyáltalán nem lehet érzékelni.

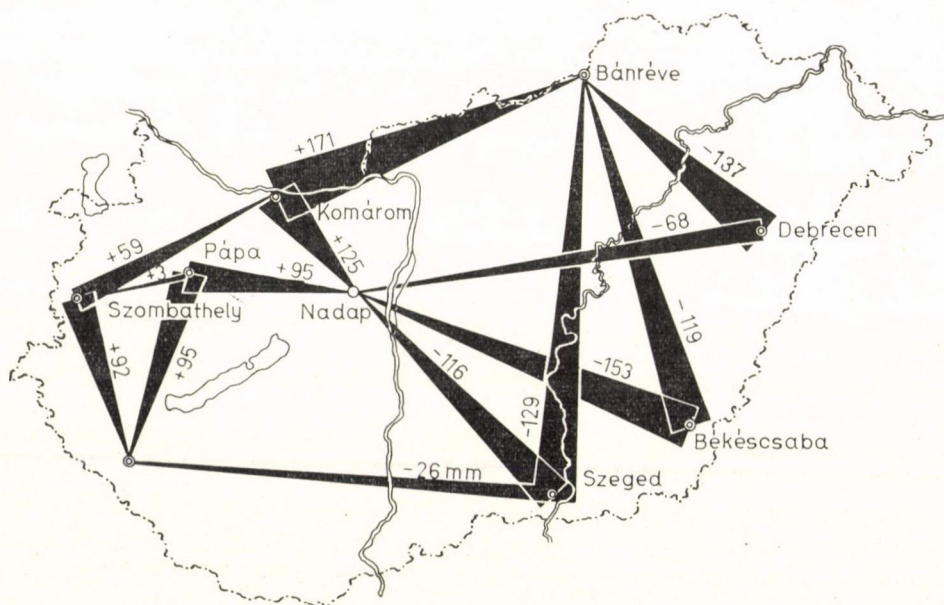
Sőt még a földfelszín alakváltozásait sem észlelhetjük *közvetlenül*, hanem csak a geodéziai alappontok mozgásának megfigyelésén keresztül, feltételezvé, hogy azok híven követik a földfelszín minden elmozdulását.

A *vertikális* értelmű felszíni elmozdulások megfigyelésének geodéziai módszere a szabatos szintezés.

A mozgásvizsgálati alappontok között — mint ismeretes — valamely kiválasztott időszak *kezdetén* és *végén* kell szabatos szintezést végezni, mindkét

alkalommal meghatározván az alappontok magasságkülönbségét vagy alapszint feletti magasságát. A magasságkülönbségek vagy a magasságok *megváltozásából* következtethetünk azután az alappontok és rajtuk keresztül a *földfelszín* vertikális értelmű elmozdulásainak mértékére.

A szabatos szintezés napjainkban érte el azt a pontosságot, amely optimális körülmények között már elegendő lehet ahhoz, hogy viszonylag kis



I. ábra. (Szerk.: GÁRDONYI JENŐ, 1932)

sebességű — vagyis évenkénti néhány tizedmilliméteres — vertikális *felszíni* elmozdulások is számszerűen kimutathatók legyenek, noha ismeretes, hogy hazánkban régebbi szintezések eredményei alapján, már évtizedekkel ezelőtt is végeztek mozgásvizsgálatokat, és szerkesztettek vertikális mozgástérképeket.

Csupán emlékeztetőül mutatjuk be a nyilván jól ismert mozgástérképet, amelyet 1932-ben GÁRDONYI JENŐ szerkesztett az 1880 körüli és az 1930 körüli országos szintezések eredményei alapján (I. ábra). Az ábra szerint mintegy fél évszázad alatt deciméter nagyságrendű szintváltozások zajlottak le az ország területén a nadapi kezdőponthoz viszonyítva. Mint látható, az Alföldön a mozgástérkép jelentős süllyedéseket, míg a Dunántúlon jelentős emelkedéseket jelez.

Az 1950-es években elkészült újabb országos szintezés eredményei alapján azonban BENDEFY bebizonyította, hogy ez a mozgásábra csupán *látszó*

lagos elmozdulásokat tükröz, és hogy a tévedést főként az 1880 körüli szintezések pontatlansága okozta.

A következő mozgásábra már 1960-ban készült, az 1930 körüli és az 1950 körüli országos szintezések eredményei alapján (2. ábra). Az ábrázolt szintváltozások tehát kb. 20 évre vonatkoznak. Az Alföld területén most általánosságban emelkedést látunk, míg a Dunántúlon inkább parányi süllyedést, szöges ellentétben GÁRDONYI imént bemutatott eredményeivel.



2. ábra. Magasságváltozások a tengerszint feletti magasságokból számítva (BGTV, 1960)

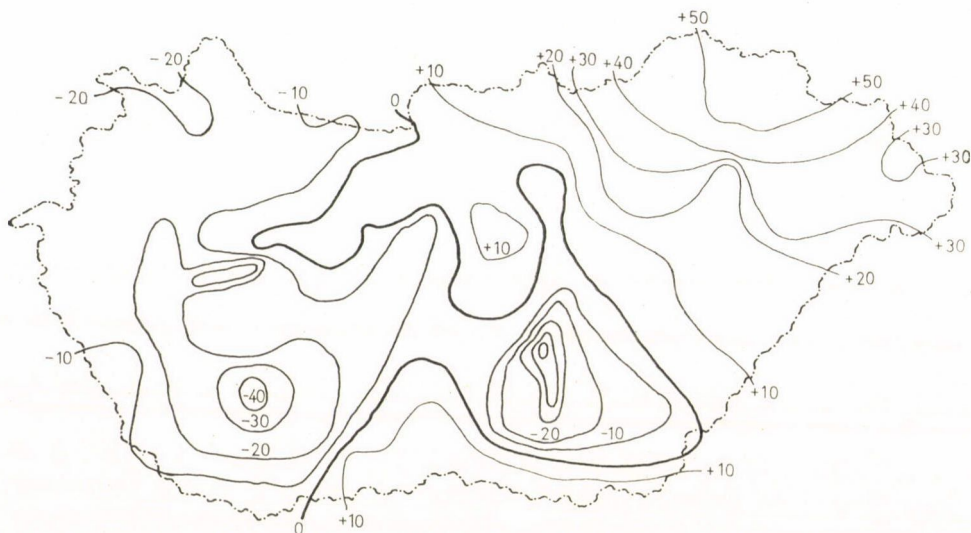
Meg kell állapítani azonban, hogy még ezt az eredményt is fenntartással kell kezelnünk. Ennek illusztrálására bemutathatjuk a mozgásábra egy másik változatát, amely ugyanazon időszakra, ugyanazon szintezések eredményei alapján, de az alapadatok feldolgozásának másféle módszerével készült (3. ábra). Az ország egyes területein, az előbbi mozgásábrához képest, 30–40 mm-es eltérések is mutatkoznak, ami nem csekély differencia.

Nyilvánvaló, hogy az alapadatok különböző módszerrel való feldolgozásából adódó jelentős eltérések ismét csak arra vezethetők vissza, hogy az alapul vett mérések pontossága kéregmozgás-vizsgálati célokra nem volt elegendő. Tegyük hozzá, hogy ezek a szintezések nem is erre a célra készültek.

A vázolt tapasztalatok alapján — és emellett a vertikális kéregmozgás-vizsgálattal kapcsolatos nemzetközi kötelezettségekre való tekintettel is — illetékes geodéziai szerveink olyan speciális szintezési hálózat létrehozását ha-

tározta el, amely alkalmas lesz a hazánk területén tapasztalható kis sebességű szintváltozások szabatos vizsgálatára.

Ismeretes, hogy a hálózat terve — a rokon földtudományok szakembereinek szükséges közreműködésével — már elkészült. A hálózat tervezése főként az optimális hálózati sűrűség és a vonalvezetés eldöntését jelenti, figyelembe véve a geológiai adottságokat, az alappontok elhelyezésének szempontjait, a mérés technikai szempontokat és így tovább. Nyilvánvaló, hogy egy ilyen



3. ábra. Magasságváltozások a nyers mérések redukálatlan adataiból számítva (BGTV, 1960)

hálózat sűrűségét nem lenne célszerű csupán a nemzetközi kötelezettségek követelményei alapján megállapítani. Belátható ugyanis, tekintetbe véve egy kontinentális kéregmozgási hálózat várható sűrűségét és hazánk területét, hogy nemzetközi kötelezettségeinknek egy-két szintezési *vonat* megméréssel is könnyűszerrel eleget tehetnénk; ez azonban *saját* tudományos és gyakorlati igényeinket korántsem elégítené ki.

A megtervezett hálózat kiépítése — vagyis a mozgásvizsgálati alappontok állandósítása — már folyamatban van. Ennek előkészítéseként egyrészt ki kellett választani az alkalmas alappont típusokat, másrészt a beépítésükre alkalmas helyeket oly módon, hogy az alappontok a földfelszínnel együtt mozogjanak, kiszolgálják a mérés technikai kívánalmakat, és hosszú időre biztosítsák a hálózat fennmaradását.

A kéregmozgás-vizsgálati hálózat mérése, ami majd a hálózat teljes kiépítését követi, a munkálatoknak talán a legproblematisabb mozzanata.

Amikor ugyanis szinte a mérés technikai lehetőségeken túli pontosságra törekszünk, oly sok jelenség zavaró hatására kell ügyelni — a mikroklimatikus hatásoktól egészen a kozmikus hatásokig —, hogy ezúttal még pusztán felsorolásuktól is el kell tekintenünk.

Egy lényeges körülményt mégis ki kell emelnem, annál inkább is, mert a kéregmozgás-vizsgálati szintezések módszere tekintetében végleges döntés még nem született. Ez a következő:

Legutóbbi országos szintezéseink óta — amelyeknek eredményeire a két utóbb bemutatott mozgásra is épült — a szabatos szintezés műszerei és mérőeszközei *pontosság tekintetében* szinte semmit sem fejlődtek. Lényegében ez a helyzet a szintezés módszerei tekintetében is. Ismerünk ugyan néhány igen figyelemreméltó módosítási javaslatot, amelyek azonban nem látszanak elegendőknek a mérési pontosság jelentős fokozásához. Ilyen körülmények között egyetlen célravezető megoldásnak a mérések számának növelése látszik, vagyis az, hogy a vizsgált időszak kezdetén és végén nem egyszer végeznénk el a mérést a mozgásvizsgálati alappontok között — miként azt az országos szintezések alkalmával tettük —, hanem egymástól függetlenül kétszer. Ez természetesen anyagi áldozattal is jár, amit azonban nem kellene haboznunk meghozni, hacsak nem akarjuk örökké fenntartással kezelni vizsgálataink eredményeit.

A kellően pontos mérések feltételeit annál inkább is biztosítani kell, mert ez nem csupán a geodéták érdeke. Emlékezhetünk még arra, hogy a kéregmozgás-vizsgálathoz nem kellően pontos geodéziai mérésekből eredő GÁRDONYI-féle tévedés mekkora zavart okozott a többi földtudományok körében is.

Egy másik, megjegyzésre érdemes dolog, hogy ennek a különös gondtal készülő, hatalmas és bonyolult „mérőeszköznek”, mármint a speciális kéregmozgás-vizsgálati szintezési hálózatnak is megvannak a „mérési határai”, vagyis nem mérhető vele a kéregmozgások vetületeiként jelentkező felszíni mozgások bármilyenfajta megjelenési formája. A hálózat használhatóságának *térbeli* korlátját az átlagos pontsűrűség jelenti, ami nem lesz nagyobb, mint kb. 100 km²-enként egy pont, de az sem egyenletes eloszlásban. *Időbeli* korlátja pedig az egyes mérések közötti időintervallum, ami jelenlegi elképzeléseink szerint 15—20 év. Olyan mozgásformák megfigyelésére tehát, amelyeknek hatóterülete 100 km²-nél, kisebb, vagy amelyeknek periódusa 15—20 évnél rövidebb, a kéregmozgás-vizsgálati hálózat eleve nem alkalmas.

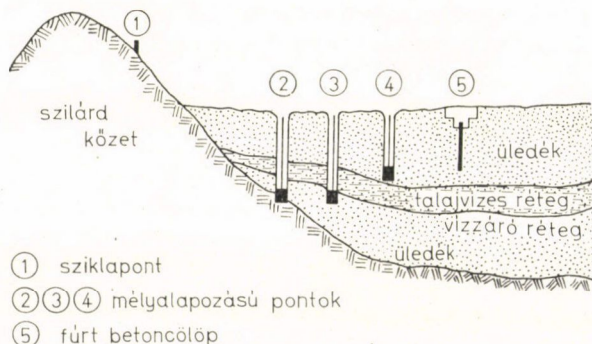
Ez azonban korántsem jelenti azt, hogy hálózatunkkal eleve a regionális, illetve a szekuláris mozgásformák felszín-alakító hatását fogjuk érzékelni, mert a hálózat egyes pontjai elkerülhetetlenül ki vannak téve a kis területen ható vagy rövid periódusú mozgásformák zavaró hatásának is.

Az ilyen mozgásformák körülhatárolásának jobb lehetősége érdekében — de a részletesebb mozgáskép kedvéért is — célszerű lenne speciális hálózat-

tunkat összekapcsolni a lényegesen nagyobb pontsűrűségű országos szintezési hálózattal oly módon, ahogyan azt már korábban javasoltuk.

A vertikális földkéregmozgás-vizsgálat néhány problémájának igen vázlatos áttekintését a következő gondolattal zárom.

Vessünk egy pillantást az ábrára, amelyen különféle környezetben különböző típusú kéregmozgás-vizsgálati alappontok láthatók (4. ábra). Az 1 és a 2 jelű pont elmozdulása csupán a szilárd kőzet megfelelő tömbjének mozgását tükrözi, de ezektől jobbra haladva az egyes alappont-típusok mozgása



4. ábra

egyre több mozgásforma *együttes* hatását tükrözi, amely mozgásformák egymás hatását erősíthetik, gyengíthetik vagy akár ki is olthatják. Az 5 jelű pont szintváltozásában (tehát süllyedésében vagy emelkedésében) például már együttesen jelentkezik az alapkőzet megfelelő tömbjének elmozdulása, az alapkőzet és a pontjel közötti üledékréteg kompaktiója, a talajvízszint ingadozásának hatása, továbbá a külső hőmérséklet évi oszcillációjából eredő hatás.

Geodéziai méréseink végeredménye ezzel szemben minden megfigyelt alapponthez egyetlen számérték, egyetlen mozgásérték. Vagyis a mozgásértékek halmaza a vizsgált területen egy teljesen heterogén számhalmaz, amelyekből különválasztani az alapkőzet mozgásait, az üledéktömörödés hatását és így tovább, tehát végeredményben megállapítani a tapasztalt elmozdulások *okait és következményeit*, geodéziai eszközökkel már megoldhatatlan feladat.

Ez a körülmény is arra mutat, hogy a jelenlegi vertikális földkéregmozgások számos tudományos és gyakorlati hasznot ígérő megismeréséhez elengedhetetlenül szükség van a geológusok, a geofizikusok, a geodéták és a földtudományok többi specialistáinak kölcsönös és tervszerű együttműködésére.

A KORSZERŰ Bányamérés Bányászati GEOMETRIAI FELADATAI

HOVÁNYI LEHEL

A MŰSZAKI TUDOMÁNYOK DOKTORA

A hazai és külföldi bányamérési gyakorlatban elterjedőben van az a szemlélet, amely a felelős bányamérő személyében kizárólag geodétát és térképezőt lát.

A bányászat rohamos fejlődése megköveteli, hogy felismerjük végre a korszerű bányaméréstan lényegét, jelentőségét, amelynek mint komplex alkalmazott tudománynak a módszereivel a kutatástól a művelésig mérjük, ábrázoljuk, mennyiségileg és minőségileg jellemezzük és értékeljük a hasznosítható ásványok lelőhelyeit.

A bányamérési szolgálat korszerű bányamérési munkáit tehát lényegében két csoportra oszthatjuk:

1. geodéziai — bányamérési és
2. bányászati geometriai munkákra.

A következőkben — az ország természeti erőforrásainak kutatása és feltárása c. témán belül — a bányamérő szolgálat néhány lényegesebb bányászati geometriai feladatára szeretném irányítani a figyelmet.

A bányászati geometria tárgya, amint ismeretes, lényegében:

1. megismerni az ásványlelőhelyek alakját, méreteit, térbeli elhelyezkedését és a település természeti adottságait, a hasznosítható ásványkészletek mennyiségét és minőségét, a feltártság fokát, a hasznos és káros komponensek telephelyi eloszlását, változékonyságát;

2. megismerni a geológiai és bányászati feladatok megoldásának különféle geometriai módszereit;

3. megfelelő módon összefoglalni, rendszerezni és ábrázolni a legfontosabb lelőhelyparamétereket a különböző kutatási, feltárási és művelési tervek elkészítéséhez és fejtési veszteségek megtervezéséhez, megválasztani a készletszámítási módot, nyilvántartani a készletváltozásokat stb.

Egy rövid előadás keretében a felsoroltak minden részletére természetesen nem térhetünk ki. Így csupán az ásványlelőhelyek alakjának, méreteinek és legfontosabb jellemzőinek mértani meghatározásáról, az ásványlelőhelymutatók különféle (matematikai statisztikai, gyakorlati tapasztalati) módszerekkel való értékeléséről és a paraméterek megfelelő megbízhatóságú meghatározásához szükséges optimális ponthálózat megválasztásáról kívánunk

rövid áttekintést adni. Az egyes kérdések részletes ismertetését külön tanulmányokban kívánjuk megjelentetni.

1. Az ásványlelőhelyek alakjának, méreteinek és legfontosabb mutatóinak mértani meghatározása

Az ésszerű kutatási, feltárási és művelési tervek elkészítéséhez, a korszerű ásványvagyon-gazdálkodáshoz megbízhatóan ismerni kell az ásványlelőhelyek alakját, méreteit, térbeli elhelyezkedését és azok legfontosabb geológiai, fizikai, kémiai, mechanikai, gazdasági stb. mutatóit.

A közvetlenül mérhető vagy közvetve meghatározható, számokkal megadott paraméterértékek, adott geológiai feltételek között, térbeli helyzetüktől függően változnak, tehát függvényekkel kifejezhetők. A legfontosabb összefüggések feltárása és a függvények megfelelő pontosságú megrajzolása révén előállítható az ásványlelőhely rajzi modellje. Ezen látható a lelőhely alakja, kiterjedése, leolvashatók a lelőhely legfontosabb mutatói, a mutatók változásai, a változások jellege (véletlen, törvényszerű) és az abban lejátszódott vagy jelenleg is érvényesülő természeti folyamatok (tektonikai tagoltság, anyagáramlás) stb.

A geológiai és bányászati gyakorlatban az ásványlelőhelyek alakját, méreteit és legfontosabb mutatóit — a számszerű adatok birtokában — célszerűen izovonalas térképeken ábrázoljuk. Az izovonalakkal ábrázolt felületeket összeadhatjuk, kivonhatjuk, szorozhatjuk, oszthatjuk, gyököt vonhatunk belőlük és hatványra emelhetjük, differenciálhatjuk és integrálhatjuk őket, vagyis kereshetünk a felület adott függvényének megfelelő felületeket, a kapott felületeket tetszőleges síkra vagy másik felületre vetíthetjük stb.

Az izovonalakkal adott felületek *összeadását* a geológiai és bányászati gyakorlatban pl. ásványvagyon-számításkor (izovastagság térképek szerkesztése), aknatelepítésnél (az akna optimális helyének kijelölése), a különböző szállítási költségek elemzésénél stb. már több évtizede használják [5, 9, 10, 11, 13, 15].

Előnye a rajzi módszernek, hogy ha pl. az akna telepítésére az optimális költségpont valamilyen oknál fogva nem választható (elmozsarasodott szakaszba, beépített területre, vető-zónába, folyó, tó helyére esik stb.), akkor az adott feltételek között a viszonylag legkedvezőbb pontot, helyesebben tartományt, egyszerű rátekintés után egyértelműen ki lehet jelölni.

Az izovonalakkal szemléltetett felületek *rajzi kivonásával* az izovastagság és az izomélység térképek szerkesztésekor, a paraméterek térképi megbízhatóságának értékelésekor stb. találkozunk.

Felületek *szorzásával*, a fémvagyoneloszlások szemléltetése, készlet-számítási, kőzetmechanikai problémák megoldása stb. valósítható meg.

A H fedőrétegvastagság és a γ átlagos térfogatsúly izofületeit összeszorozva nyerhetjük például a vertikális normális feszültség $\sigma = H \cdot \gamma$ izovonalait stb.

Felületek *osztásával* a lelőhely különböző mutatói közötti kölcsönös összefüggések tárhatók fel.

Az Al_2O_3 és SiO_2 komponensértékek izovonalas felületeinek osztásával pl. a bauxit minőségjegyének kimutatására szolgáló szilícium-modulus ábráját kapjuk.

Külfejtéseknél az izomélységeket az izotelevastagságokkal elosztva, a letakarási tényező izovonalait nyerjük stb.

Izovonalakkal adott felületek *hatványraemelésére*, valamint a *gyökvonásra* a gyakorlatban akkor kerül sor, ha ezekből olyan mutató izovonalait szerkesztjük meg, amelyet az eredeti mutatóval hatvány vagy gyökös összefüggés köt össze.

(Pl. a paraméterek:

$$m_0 = \pm \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n \delta^2}{n}}$$

térképezési megbízhatóságának meghatározásakor az izovonalakkal adott δ hibák δ^2 -ét keressük).

Izovonalakkal adott felületek *differenciálásának* és a kapott gradiensvektor-szerűen ábrázolt felület *integrálásának* különösen nagy jelentősége van a kőzetmozgásfolyamatok, a vállaposodás, áramlástanai folyamatok elemzésénél, geofizikai jellemzők térbeli ábrázolásánál stb.

Az izovonalakkal ábrázolt felületekkel és a velük végezhető matematikai műveletekkel tehát, a feltárás és művelés számos olyan gyakorlati problémájának szemléletes és egyszerű megoldására nyílik lehetőség, amelyeket analitikai úton nagyon körülményesen vagy egyáltalán nem lehet megoldani.

2. Az ásványlelőhelyek legfontosabb mutatóinak értékelése matematikai statisztikai és gyakorlati tapasztalati módszerekkel

Az ásványlelőhely alakját, méreteit, illetőleg legfontosabb mutatóit a kutatás, feltárás és művelés szakaszaiban közvetlenül mért vagy közvetve meghatározott adatokból (számításokból) nyerjük.

A rendszertelenül vagy vonalban, hálózatban telepített mintavételi pontok elhelyezkedése az ásványlelőhely legfontosabb mutatóinak térbeli elhelyezkedéséhez viszonyítva *véletlenszerűnek* tekinthető. A mintavételi helyeken (pl. fúrólyukban, bányavágatban stb.) vett minták ezért véletlenszerű (statisztikai) adatoknak vehetők.

Az ásványlelőhelyek legfontosabb mutatóinak értékeléséhez tehát nagy segítséget nyújtanak a matematikai statisztika számítási módszerei.

Az ásványlelőhelyek legfontosabb mutatóinak értékelésekor a matematikai vizsgálatokat ki kell terjeszteni a mutatók számszerű jellemzőinek, mint az egyszerű és súlyozott számtani középérték, a várható érték, a módusz, a medián, a szórásnégyzet, a szórás, a momentumok, a variációs tényező, az aszimmetria és a felesleg kiszámítására is.

A szórásnégyzet és a variációs tényező segítségével pl. meghatározható a mutató számszerű változékonysága. A számszerű jellemzőkkel lehetővé válik a különféle lelőhelyekre (elvetett teleprészekre) vonatkozó azonos mutatók (pl. telepvastagság, fűtőérték, hamutartalom, kén-tartalom, fém-tartalom, porozitás stb.) eloszlási törvényszerűségeinek feltárása (pl. a lefejtett teleprészek vastagságának eloszlási törvényszerűségeit ismerve, esetenként megállapítható a feltárás alatt álló elvetett teleprész várható vastagsága, szórása, ipari készlete, következtethetünk a fejtések módjára, a beépítendő gépcsoportok hatékonyságára stb.).

A gyakorlati tapasztalatok szerint az ásványlelőhelyek különböző jellemzői, ásványkomponensei között (pl. polimetallikus előfordulásoknál az ólom—cink, arany—ezüst, a komponenstartalom szórása és átlagértéke között, bauxitércék timföld- és kovaföldtartalma között, vasércék vas- és kovaföldtartalma között, különféle lelőhelyeken a térfogatsúly és komponenstartalom között, a feltárovágat iránya és a gázkitörés gyakorisága között stb.) gyakran szoros korreláció van.

A matematikai statisztikai módszerekkel tehát lehetővé válik ugyanazon lelőhely különféle mutatói között a *korrelációs* kapcsolatok meghatározása.

A két-két paraméter közötti korreláció és a megfelelő jellemzők (korrelációs együttható, a korrelációs együttható szórása) meghatározása a gyakorlatban számtalan ismert előnyt jelent.

A korrelációs kapcsolatok és a kiszámított jellemzők ismeretében pl. a könnyen elvégezhető térfogatsúlymérések eredményeiből a laboratóriumi elemzéssel nehezebben meghatározható komponenstartalom jellemzőire biztonságosan lehet következtetni.

Üzemgazdasági szempontból is fontos a két paraméter korrelációs kapcsolatának és az egyéb jellemzőknek a meghatározása. Ismeretük ugyanis módot ad egy-egy telep minőségi jellemzőjének, pl. hasznos vagy káros komponenstartalmának a fejtések megindulása előtti értékelésére, valamint a komponenstartalomra vonatkozó minőségi tervek elkészítésére.

A korrelációs kapcsolatok értékelésekor természetesen a geológiai és egyéb viszonyokra is ügyelni kell, mert figyelmen kívül hagyásuk téves összefüggések megállapításához vezethet. Előfordul ugyanis, hogy az egyes paraméterek közötti korreláció egy lelőhely kis terjedelmű szakaszán és ugyanezen

szakaszon a különböző (egyéb) komponenstartalmaktól függően is változik.

3. Ásványlelőhely-paraméterek változékonyságának jellemzése

A legfontosabb lelőhelyparaméterek változékonysága nagymértékben megszabja a lelőhelyek gyakorlati célú földtani kutatásainak módját, ismerete elősegíti a lelőhelyek geometrizálását is. A lelőhelymutatók változékonyságától függ a kutatóhálózat mintavételi pontsűrűsége, a mintavétel mérete, irányítottasága. A paraméterek változékonysága befolyásolja a lelőhelyek kialakítandó művelési tervét, technológiáját, ismeretük alapján következtethetünk a fejtésbe beépítendő gépek, gépcsoportok hatékonyságára stb. Így például több 10 millió Ft értékű korszerű fejtésbiztosításokat csak oda célszerű beépíteni, ahol ennek üzemeltetési viszonyai a telepváltozékonyság szempontjából biztosítottak.

Különösen nagyjelentőségű a változékonyság ismerete érc- és szénhidrogén előfordulásoknál, ahol a telep szerkezeti és nyersanyag-paramétereinek igen intenzív változása miatt nagy mennyiségű fúrási, rétegvizsgálati és vegyelemzési munka adódik.

Az ásványlelőhely-paraméterek változékonysága szorosan összefügg a paraméterek eloszlásfüggvényével is.

Egy ásványlelőhely legfontosabb mutatóinak változékonyságát a változékonyság *jellege* és *intenzitása* fejezi ki.

A mutató változékonyságának jellege legjobban *mértanilag*, megfelelő szelvényben vagy izovonalas térképen ábrázolható. Az *intenzitást* valamilyen *számérték* fejezi ki.

3.1 A változékonyság számszerű jellemzői

A változékonyság mértékének számszerű kifejezésére számos módszer ismert.

Igen gyakran használjuk a matematikai statisztika képleteit, a σ szórást és V variációs tényezőt.

A szórást a következő összefüggéssel számíthatjuk:

$$\sigma = \pm \sqrt{\frac{\sum \Delta^2}{n-1}},$$

ahol

Δ — az x_i mért értékekből számított \bar{x} középértéktől való eltérés
($\Delta_i = x_i - \bar{x}$),

n — a mérések (megfigyelések) száma.

A variációs tényező %-ban:

$$V = \pm \frac{\sigma \cdot 100}{\bar{x}}$$

Megjegyezzük, hogy a szórás és variációs tényező képleteiben felírt Δ eltéréseket az \bar{x} középérték helyett célszerűbb a kisimított jelleggörbétől (kiegyenlítő görbétől) vagy felülettől való eltérésekből számítani.

A V variációs tényező a vizsgált statisztikai összesség változásának *objektív* mutatója. Számszerű értéke a vizsgált mutató változásának azonban csak az *intenzitását* fejezi ki, de nem adja meg a mutató síkbeli és térbeli változékonyságának a *jellegét*.

Számos szerző a változékonyság jellegét az egyes irányokban vagy az irányok meghatározott rendszerén belül, a szomszédos paraméterértékek között számított különbségek alapján javasolja kifejezni.

Képleteikkel a változékonyság esetenként jól meghatározható, azonban az *összefüggések egyike sem általános érvényű*.

3.2 A változékonyság jellegét kifejező változékonysági tényező meghatározása szelvény és terület szerint

A telepparaméterek vizsgálatakor a változékonyságot célszerűen *szelvény* mentén vagy *izovonalas térképen, terület szerint* ábrázoljuk.

Újabban a szelvény mentén és terület szerint ábrázolt változékonyságból, a változékonyság *jellegét* kifejező mérőszámot, a *változékonysági* tényezőt adják meg.

A *szelvény menti* változékonysági tényezőt, amint ismeretes, a jelleggörbe hosszának és vetületének arányszámából számítjuk.

A *területi változékonyságot* célszerűen az egymásra merőleges szelvények változékonysági tényezőiből a változékonyságok középértékével számítjuk vagy a mutatót kifejező topo-felület és annak vízszintes vetülete arányával adjuk meg.

A nyersanyagtelepeket jellemző különböző telepparaméterek eloszlásánál a tartalom jellege szerint háromfajta topo-függvényt különböztetünk meg:

a) A természetben *valóságosan létező*, meglévő felületeket kifejező topo-függvények (pl. üledékföldtani eltéréseket kifejező felületek, a telep fedő- és feküfelületei, tektonikai törés-felületek stb.).

b) A természetben *valóságosan nem létező*, meglévő felületek származékként (összeadás, kivonás, szorzás, osztás stb.) létrejövő topo-felületek (pl. telep- vagy réteg-összlet izovastagságát, izomélyiséget kifejező térképek felületei stb.).

c) A valóságban létező vagy nem létező felületekkel nem mindig összefüggő, közvetett tulajdonságokat kifejező *topo-felületek* (pl. a komponensek elrendeződése a telepen belül, egy rétegcsoport válaposodásának erőssége, a rétegcsoport földtani és egyéb tulajdonságainak változása stb.).

Az a) és b) pontba tartozó függvényeket az egyes pontokban mért paraméter-értékek alapján határozzuk meg. A függvények meghatározásának pontossága a paraméter-változékonyságtól, az észlelési pontok sűrűségétől, a megfigyelések pontosságától, valamint nagymértékben attól is függ, hogy a megfigyelési pontokat mennyire sikerült a paraméter-változást legjobban jellemző pontokban felvenni.

A c) pontba tartozó függvény az ún. *véletlen-függvény*, amelyet a paraméter bizonyos tömegekre vonatkoztatott *átlagértékei* alapján határozzuk meg.

A *vonalban* vizsgált (bányavágat, mélyfúrás stb.) „véletlen”-függvény *átlag-görbével* fejezhető ki.

Területileg, azaz kétdimenziósan vizsgált „véletlen”-függvény (réteg mentén, telepben) az *adott tapasztalati feltételek mellett* lehetséges megoldásokból levezetett *átlagfelülettel* fejezhető ki.

Az átlaggörbét vagy az átlagfelületet a függvény különböző metszetekben mért átlagértékeiből, a görbe, ill. felületek kisimítása (kiegyenlítése) útján nyerjük.

A függvények három csoportba sorolását az a körülmény indokolja, hogy az első és második típusú függvénymegoldás (realizálás) esetén a változékonyság *mindig kisebb*, mint a paraméter eloszlásának valódi változékonysága, míg a véletlen függvénymegoldásnál a változékonyság adott tapasztalati feltételek mellett *mindig nagyobb*, mint a véletlen függvény változékonysága.

3.3 A paraméter-változékonyság összefüggése az eloszlásfüggvénnyel

A telepparaméterek eloszlása a telepek (teleprészek, blokkok) méretétől, a paraméterek változékonyságától, a minták terjedelmétől és irányítottaságától függ. Minden változékonysági formának egy-egy eloszlásfüggvény felel meg.

A mondottaknak igen nagy jelentősége van a különböző teleprészekre vonatkozó információk nyeréséhez. Például egynemű halmaz esetén, ha egy elvetett teleprész műveletekkel már körülhatárolt, akkor a művelt teleprészekben megismert telepparaméterek eloszlási törvényszerűségeinek és változékonysági jellemzőinek ismeretében következtetni lehet az elvetett teleprész paramétereire és változékonyságára (telepes kifejlődésnél pl. az átlagvastagságra és a változékonyságból a tervezhető művelési technológiákra). Az elvetett teleprész paramétereit tehát lényegesen kevesebb fúrás adataiból is megismerhetjük a szükséges mértékig.

Természetesen, ha a halmaz nem egynemű, akkor a különböző iránybeli

eloszlási törvényszerűségekből és paraméter-változékonysági tényezőkből szintén lehet következtetni az elvetett teleprész paramétereinek (pl. a telep-vastagságok) várható eloszlására (átlagértékére, szórására) és változékonyságára stb.

4. Ásványlelőhely-paraméterek megfelelő megbízhatóságú meghatározásához szükséges optimális ponthálózat meghatározása

A telepparaméterek térbeli helyzetének megfelelő megbízhatóságú meghatározásához a megfigyelési (mérési) pontok optimális hálózata szükséges. Az optimális ponthálózat, a különféle lelőhelyeken, a bányászati technológiák által támasztott követelményeknek megfelelően, egymástól lényegesen eltérő lehet.

A megfigyelések n optimális számát a *matematikai statisztika* alapján igen gyakran a következő összefüggéssel határozzuk meg:

$$n = \frac{t^2 \sigma^2}{m^2},$$

ahol

t — a megbízhatósági együttható (valószínűségi tényező), σ — az egyes megfigyelések szórása, m — a telepre vagy teleprészre vonatkozó paraméter-átlagérték középhibája.

A megfigyelések n optimális számánál a vizsgálandó telepparaméterek térbeli helyzete kellő pontossággal meghatározható.

Az említett összefüggésnek az a hibája, hogy nem veszi számításba a telepméreteket.

A *hálózatrítkításos* módszernél a *legsűrűbb* megfigyelési ponthálózat és egy etalonként vett *közepes* sűrűségű ponthálózatból nyert paraméter-középvértékeket összehasonlítva, következtethetünk a közbülső pontsűrűségű hálózat paraméter-középvértékeinek változására.

Ez a módszer nagyon elterjedt a külföldi gyakorlatban. Előfordulhat azonban, hogy a ritka hálózatból kapott paraméterközépvértékek pontosabbak a sűrű hálózatból nyert középvértékeknél.

Összehasonlító módszernél a *feltáráskor* kapott paraméter-térképezési középhibákat a *művelés* (üzemeltetés) során nyert térképezési középhibákkal összehasonlítva, a már művelt és művelésre váró telepek hasonló adottságainak feltételezésével következtethetünk a megfigyelési hálózat optimális sűrűségére.

A tapasztalat szerint az m_0 paraméter-térképezési középhiba az N hálózati pontok számának függvényében hiperbolikusan csökken. Hasonló összefüggés áll fenn a készletszámítás hibája és a feltártság foka között is.

A gyakorlatban a telepparaméterek (telepvastagság, fűtőérték, fém- és egyéb komponens tartalom, porozitás, olajtelítettség tényező stb.) térbeli helyzetének megfelelő megbízhatóságú meghatározásához (térképezéséhez) a megfigyelési (mérési) pontok optimális sűrűségét a kérdéses lelőhelyeken (szén, érc, olaj stb.) mindenkor a bányászati technológia által támasztott követelményeknek megfelelően, az m_0 , N jelleggörbék felvételével célszerű meghatározni.

A különféle paraméterekre vonatkozó jelleggörbéket kísérleti úton, egy telepreszen legjobban ismert (tanulmányozott) és nagy változékonyságú paraméter alapján határozzuk meg.

A jelleggörbéből a ponthálózat sűrűsége nemcsak ugyanazon lelőhelyen, hanem azonos típusú különböző lelőhelyen is megállapítható.

A különböző változékonyságú telepeknél, tehát a változékonyságoknak megfelelően kell megadni a hálózati pontok optimális számát.

Ha az optimális ponthálózattal a műrevalósági határvonalat akarjuk megbízhatóan kijelölni, akkor a határvonal által körülzárt terület hibáját a határvonal változékonyságától és a határvonal körüli pontok számától függően határozzuk meg.

A kutatóhálózat (mintavételi hálózat) optimális sűrűségének meghatározására a gyakorlat általában csak tapasztalati megfontolásokra támaszkodik. Természetesen az optimális méretek kidolgozásánál jelentős eredményt hozhatnak a kérdéses lelőhely sajátosságait figyelembe vevő elméleti valószínűségi módszerek. Újabban matematikai statisztikai úton lehetőség nyílik adott kutatóhálózati ásványlelőhely- (telér, lencse stb.) méretek mellett a felfedezés valószínűségének számítással vagy diagrammal való meghatározására.

Az elméleti matematikai statisztikai módszerek ma már lehetőséget nyújtanak arra is, hogy pl. különböző, kellő számú már ismert lencseméret és lencsetengelyirány esetén meghatározzuk az optimális kutatóhálózati méreteket is.

Rövid előadásunkban a kutatás, feltárás, művelés és korszerű ásvány- vagyongazdálkodás néhány alapvető bányászati geometriai feladatára szerttük volna felhívni a figyelmet.

A módszerek alkalmazásával egyrészt a kutatás, művelés és az ásvány- vagyongazdálkodás számos olyan gyakorlati problémájának szemléletes és egyszerű megoldására nyílik lehetőség, amelyet analitikai úton körülményesen vagy egyáltalán nem lehet megoldani, másrészt lehetőség adódik, hogy a megfigyelések látszólagos kaotikus összességéből a vezetés fentiekre számos hasznos gyakorlati következtetést vonjon le.

A felsoroltak megoldása komplex feladat. A lelőhelyparaméterek ismerete és programozásra is alkalmas dokumentálása (lokális vagy regionális adatbank létrehozása) mellett a bányaművelés, bányamérés, a geológia, a geofizika, a mérési hibaelmélet, a matematikai statisztika, az elektronikus szá-

mítógéptechnika, a sztereofotogrammetriai modellezéstechnika stb. bevonását követeli meg. A bányászati geometria tehát az ország természeti erőforrásainak kutatása és feltárása c. témán belül szinte valamennyi geotudomány ismeretét feltételezi és művelését elősegíti.

IRODALOM

- [1] Альбов, М. Н.: Опробование месторождений полезных ископаемых. Москва, НЕДРА, 1965.
- [2] Букринский, В. А.: Практический курс геометрии недр. Москва, 1965.
- [3] Букринский, В. А.: Вопросы маркшейдерско-геологической службы горных предприятий. Издательство «НЕДРА» Москва, 1968.
- [4] Букринский, В. А.: Вопросы геометризации физико-технических и горногеологических показателей месторождения для моделирования на ЦВМ. Москва, 1966.
- [5] GAGYI PÁLFFY A.: Újabb eredmények az aknatelepítés elméletében. VKL bányászat, 8, 1970.
- [6] HOVÁNYI L.: Bányamérés. Műszaki Könyvkiadó, Budapest, 1968.
- [7] MOSNA, J.: Zur Frage der Punktdichte für Aufgaben der Projektierung. Bergakademie, 8, 1969.
- [8] NEUBERT, K.: Lagerstättenkataster. Das Markscheidewesen in den socialistischen Ländern 3. Sammelband. Miskolc, 1967.
- [9] Оглоблин, Д. Н.: Выбор места заложения шахты. ОНТИ, 1935.
- [10] Рыжов, П. А.: Геометрия недр. Москва—Ленинград, 1952.
- [11] Рыжов, П. А.: Геометрия недр. Москва, 1964.
- [12] TREMBECKI, A.: Zasady projektowania selektywnej eksploatacji zloz surowcow mineralnych. Katowice, 1966.
- [13] Ушаков, П. А.: Горная геометрия. Москва, 1962.
- [14] — —: Оценка точности определения параметров залежей нефти и газа. Москва, НЕДРА 1965.
- [15] — —: Маркшейдерское дело в нефтегазодобывающей промышленности Москва, НЕДРА, 1968.
- [16] — —: Научные труды. Геометризация месторождений минерального сырья как основа рационального освоения недр. Московский Горный Институт. Москва, 1969.
- [17] — —: Маркшейдерское дело в социалистических странах. Выпуск 4. Ленинград, 1969.

AZ IPARI GEODÉZIA GYORSÜTEMŰ FEJLŐDÉSE ÉS NÉPGAZDASÁGI JELENTŐSÉGE

DETREKŐI ÁKOS

A MŰSZAKI TUDOMÁNYOK KANDIDÁTUSA

Az ipari geodézia az építést követlenül elősegítő geodéziai tevékenység amely magában foglalja az építmények tervezéséhez szükséges térképek készítését, az építmények helyének kitűzését, az elkészült építmények felmérését, valamint az építmények elmozdulás és deformáció mérését.

Az építéssel kapcsolatos felsorolt geodéziai tevékenység bizonyos építmények (pl. utak, vasutak, hidak stb.) létesítésekor régóta folyik. A bányákkal összefüggő geodéziai munkák pedig már számos évtizeddel ezelőtt önállósultak a Bányaméréstanban. Az ipari (vagy mérnök) geodézia önálló tudományággá válása hazánkban csak kb. két évtizede kezdődött meg.

Az új tudományág kialakulását a felszabadulás utáni évek nagyszabású ipartelepítése tette szükségessé. A nagyméretű épülő ipartelepeken a kitűzendő és felméréndő pontok mennyisége — a korábbi építkezésekhez képest — jelentősen megnövekedett. A mennyiségi növekedés következtében a geodéziai feladatokat hagyományos módszerekkel nem mindig lehetett elvégezni. Szükségessé vált új — ipari geodéziai — módszerek kialakítása. Az ipartelepeken kialakított geodéziai módszerek magvát képezték egy új geodéziai szakterületnek, az ipari geodéziának. A környező országokban hazánkkal közel egyidőben önállósult az ipari geodézia.

Az ipari geodézia kialakulásában és továbbfejlődésében az építéssel kapcsolatos geodéziai feladatok mennyiségének növekedése mellett jelentős szerepet játszottak és játszanak az új minőségi követelmények. Ezek a minőségi követelmények elsősorban az építéstudomány új eredményeivel kapcsolatosak. Az építmények méretének növekedése, az új építőanyagok alkalmazása, az újszerű szerkezetek kialakítása, az építkezések koncentráltasága szükségessé teszik az „ipari minőségű” építést. Az „ipari minőségű” építés viszont fokozott pontossági és egyéb követelményeket támaszt a geodéziai munkákkal szemben. Az ilyen építkezések nem képzelhetők el a rendszeres geodéziai kitűzés és ellenőrzőmérés nélkül. Így az „ipari minőségű” építkezéseken a geodézia az építés szerves részévé válik.

Az építéstudomány fejlődése következtében jelentkező új minőségi követelményekre az előregyártott elemekből készülő lakóházak, a csúszózsalsus

eljárással épülő ipari létesítmények, valamint a többszáz méter magas tornyok geodéziai munkáit hozom fel példaként.

Az építéstudományon kívül egyéb ipari és tudományos területek is biztosítottak az ipari geodéziának megoldandó feladatokat. Példaként említem a különböző atomfizikai létesítmények (reaktorok, gyorsítók) kitűzését, a darupályák ellenőrző mérését vagy a különböző távvezetékek (olaj, gáz, elektromos stb.) nyomozását. A példák közé sorolhatjuk a nagyvárosokban jelentkező olyan feladatokat is, mint a földalatti vasutak építésének geodéziai munkái vagy a városi közművek nyilvántartása.

Már a felsorolt feladatok is bizonyítják az ipari geodézia nagy és egyre növekvő népgazdasági jelentőségét. Még szembetűnőbb lesz ez a jelentőség, ha a IV. ötéves terv néhány olyan célkitűzésére gondolunk, amelyek megvalósítása elképzelhetetlen az ipari geodéták szerves közreműködése nélkül. Ezek közül külön kiemelem az új ipartelepek létesítését és az ipartelep rekonstrukciókat; a lakásépítési programot, melynek keretében az állami lakások fele előregyártott (tehát kitűzendő) elemekből készül; a könnyűszerkezetek elterjesztését és Budapest és az egyéb városok közlekedésének fejlesztését.

Az ipari geodéziai feladatok számának, jelentőségének növekedése tükröződik az ipari geodézia geodézián belüli részarányának növekedésében is. Ezt mutatják a szakirodalomban az egyre szaporodó ipari geodéziai tárgyú cikkek, a külföldi speciális kutatóintézetek és az a tény is, hogy az elmúlt 4 évben a Budapesti Műszaki Egyetem végzős földmérő hallgatóinak közel a fele ipari geodéziai munkakörben helyezkedett el.

Az elmondottak után felmerül a kérdés, milyen új módszerekkel, műszerekkel tudja ellátni az ipari geodézia a rábízott sokrétű és népgazdaságilag fontos feladatokat. Vizsgáljuk meg először az ipari geodéziai módszerekkel szemben támasztott legfontosabb követelményeket.

Első helyen a pontossági követelményeket említem meg. Az ipari geodéziai feladatok elvégzésekor megkívánt abszolút — sőt néha a relatív — pontosság is sok esetben — elsősorban a vízszintes értelmű mérésekkor — lényegesen meghaladja az eddig szokásos geodéziai munkák pontosságát. Példaként hozom fel, hogy az országos háromszögelési pontok meghatározásának középhibája cm nagyságrendű, ezzel szemben a szokványos acélszerkezetek kitűzésének középhibája is már csak mm nagyságrendű, és a különböző részszeckszeccgyorsítók geodéziai munkáinál találkozhatunk tizedmilliméter nagyságrendű középhibákkal is.

Az ipari geodéziai munkákkal kapcsolatos második követelmény a gyorsaság. Ez egyrészt abban jelentkezik, hogy a mérésre sok esetben kevés idő áll rendelkezésre, másrészt pedig abban, hogy a mérés eredményeit gyakran rendkívül rövid idő alatt kell a megrendelő rendelkezésére bocsátani. A megkívánt gyorsaságra példa lehet a darupályák ellenőrző mérése, amikor a mérést

úgy kell elvégezni, hogy a daruk leállítása az üzem működését ne zavarja. Példaként hozhatjuk fel a csúszózsáluk irányítását is, amikor a zsáluk helyzetét mozgás közben kell meghatározni.

Az ipari geodéziai munkák jellemzője, hogy a megkívánt pontosságot és gyorsaságot üzemi, sok esetben nagyon kedvezőtlen mérési körülmények között kell biztosítani. Engedjék meg, hogy erre példát saját praxisomból hozzak. Előfordult, hogy darupálya tengelyt -5°C hidegben 10 méterrel a talaj felett egy 40 cm széles vasbeton gerendán fekve kellett ± 2 mm közép-hibával kitűzőm.

Utolsóként említem az elmúlt néhány évben kialakuló követelményt: a folyamatos észlelést. Ezt deformáció méréskor az indokolja, hogy már nem mindig elégséges a vizsgált létesítmény különböző időpontokban meghatározott helyzetének ismerete, hanem valamennyi időpontban (tehát folyamatosan) ismerni kell azt. A követelmény kialakításában jelentős szerepe volt az Észak-Olaszországban bekövetkezett sajnálatos völgyzárógát katasztrófának. Kitűzésekor a folyamatos észlelés azt jelenti, hogy az építmények jellemző pontjai mellett azok határvonalait vagy egész alaprajzát is ki kell tűzni. Ez a követelmény munkagépek irányítására szolgáló kitűzésekkor fordul elő igen gyakran.

A felsorolt követelmények betartása rendkívül komoly feladat. Sok esetben csak új műszerek, mérési és számítási módszerek kialakításával vált lehetségessé. Az új műszerek és módszerek az ipari geodézia valamennyi alapvető munkafolyamatára: az alappont meghatározására, a kitűzésekre, a felmérésekre és a deformáció mérésekre egyaránt jellemzőek. A legfontosabb és legérdekesebb kialakított módszerekkel és műszerekkel foglalkozom a következőkben.

A vízszintes alappontok meghatározására — a pontossági követelményeket, valamint a mérés eredményeinek, illetve kiinduló adatainak gyorsan számítható voltát figyelembe véve — új hálózat-típusokat alakítottak ki. Ezek közül a legelterjedtebb a derékszögű kitűzési hálózat, melynek pontjai közös oldalakkal rendelkező téglalapok csúcsai. Ennek a hálózatnak jelentős előnye, hogy a kitűzési méretek számításához csupán összeadás és kivonás szükséges. Az új hálózat-típusokról szólva feltétlenül meg kell említeni a gyorsító építésekor létrehozott szabályos sokszögekből álló hálózatokat is. Számos ipari geodéziai hálózatnak jellemzője a nagy pontsűrűség. Előfordul, hogy 10 méterenként szükséges alappontok létesítése.

Az ipari geodéziai hálózatok kialakítása termékenyítőleg hatott az invarszalag és invardrót mérésre mind az új mérőeszközök, mind a mérési módszerek tekintetében. Az 1—2 km hatótávolságú fizikai távmérők kialakításában is jelentős szerepe volt az ipari geodéziai hálózatok műszerigényének. Az új hálózat-típusok létrejötte maga után vonta a szükséges pontossági vizsgálatokat is.

A kitűzésekre a kitűzendő pontok nagy száma és az alakzatok bonyolultsága a jellemző. A folyamatos építési módszerek (pl. csúszó zsalus) szükségessé teszik az egyszerű kitűzés helyett a folyamatos építésirányítást. Számos új kitűzési technológiát dolgoztak ki, amelyekről röviden még áttekinthető képet is nehéz lenne adni. A kitűzésekhez használt új műszerek közül megemlítem az önálló optikai vetítőket, a folyamatos kitűzést lehetővé tevő laser-iránykitűzőket, a különböző beállító és szerelő távcsöveket.

A kitűzések nagy száma és a jelentős mértékben megnövekedett pontossági követelmények következtében előtérbe került a kitűzések tervezésének kérdése. Ez egyrészt az építési és a gépészeti tűrések és a geodéziai hibahatárok kapcsolatának vizsgálatát, másrészt a különböző kitűzési eljárásokkal elérhető tényleges pontosság vizsgálatát jelenti. A folyamatos építésirányítás sok esetben megkívánja a mérési eredmények gyors feldolgozását. Erre a célra egyre gyakrabban veszik igénybe a számítógépeket, természetesen úgy, hogy az építkezés és a számítóközpont között telex vagy egyéb gyors összeköttetést biztosítanak.

Az ipari geodéziai célú felmérések jellemzője a felméréndő pontok nagy száma és sűrűsége, valamint a földalatti létesítmények nagy részaránya. A felmérés módszerei közül első helyen említtem az egyre inkább terjedő fotogrammetriát. A felmérés céljait szolgáló új műszerek közül a belsőbázisú redukáló tahiméterek, valamint a különböző típusú vezetékutató műszerek a legelterjedtebbek. A felméréshez szervesen kapcsolódik a térképi ábrázolás. Mind a még csak tervben létező, mind a már felépített és felmért létesítmények térképi ábrázolásának nagy nehézsége a rendkívüli pontsűrűség. A célszerű méretarány megválasztása komoly kutatásokat igényelt és igényel. Megemlítem, hogy az ipari geodéziai célú térképezéshez is egyre szélesebb körben alkalmazzák az automatikus koordinatográfot.

Az ipari geodézia alapvető feladatai közül utolsóként az elmozdulás- és deformációmérést sorolom fel. Ez az ipari geodéziai feladatkör az elmúlt néhány évben jelentősen bővült. Korábban az ilyen jellegű mérésekre általában csak látható károsodások felléptekor került sor. Ma egyre több helyen felismerték az előrejelzés szükségességét, s ezért jelentősebb létesítményeket folyamatosan vizsgálnak. Előtérbe került a különböző építmények külső hatásokra (napfény, szél) bekövetkező elmozdulásainak vizsgálata is.

A deformációmérés az a felsorolt ipari geodéziai feladatok közül, amelyben a legtöbb új technológiát, valamint új geodéziai és nem geodéziai műszert alkalmaznak. Az itt is felhasznált új típusú geodéziai műszerek közül az optikai vetítőket és a fizikai távmérőket már említettem. További műszertípusok a mikroszintezők, a különböző hidrosztatikai szintezők, az egyenesremérő berendezések, a speciális ingák és a legkülönbözőbb fizikai elven működő deformációmérő berendezések. Egyre szélesebb körben alkalmazzák erre a célra is a fotogrammetriát.

Az elmozdulás- és deformációmérések módszereinek kidolgozása komoly hibaelméleti vizsgálatokat igényelt, a mérés eredményeinek interpretálása pedig a modern matematika különböző eszközeinek felhasználását kívánja meg.

Rövid előadásomban az ipari geodézia népgazdasági jelentőségéről, az ipari geodézia feladatairól és megoldásukra irányuló törekvésekről próbáltam vázlatos képet nyújtani. Engedjék meg, hogy befejezésként a magyar ipari geodézia helyzetéről szóljak még néhány szót.

A magyar ipari geodéták számos jelentős eredményt mondhatnak magukénak. Munkájuk benne van felépült és felépülő nagy ipartelepeinkben, új szocialista városainkban, Dunaújvárostól Tiszaszederkényig. Megoldottak olyan feladatokat, mint az Erzsébet-híd kitűzése vagy a panelházak geodéziai munkái. Van olyan vállalatunk — az FTV —, ahol a szükséges műszaki fejlesztés szintjét lényegesen meghaladó kutatási tevékenység folyik. Jelentős problémákat oldottak és oldanak meg a különböző egyetemek geodéziai tanszékei is.

A szép eredmények ellenére mégis megállapítható, hogy hazánkban az ipari geodézia súlya mind az ipari geodézia népgazdasági jelentőségéhez, mind a szomszédos országokban — NDK-ban, Lengyelországban, Csehszlovákiában, Bulgáriában — elfoglalt helyéhez viszonyítva kicsiny. Megmutatkozik ez a geodéziai munkák állami irányításában és a tudományos élet területén is. Az előadás elején felsorolt előttünk álló jelentős ipari geodéziai feladatok eredményes megoldásához szükségesnek látszik azoknak az objektív és szubjektív tényezőknek létrehozása, amelyek az ipari geodézia súlyának növekedését lehetségessé teszik.

GONDOLATOK A VI. BÁNYAVÉDELMI
KONFERENCIÁRÓL

KÉSSERŰ ZSOLT

A VI. Bányavízvédelmi Konferencia, melyet az Akadémia, a Bányászati és Kohászati Egyesülettel és a Bányászati Kutató Intézettel együtt múlt év októberében rendezett e tudományterületen, alkalom a számadásra, mert az előző ilyen hazai konferencia 1965-ben volt, külföldön pedig tudomásunk szerint egyedül a Szovjetunióban rendeznek ugyanilyen témakörben tudományos tanácskozásokat. A hazai szilárd ásványi nyersanyagkészlet települési viszonyai, működő bányáink jelentős részének közismert vízveszélyessége miatt a hazai bányászat közismerten jelentősen érdekelt e témakörben.

A Konferencia írásos anyagait és vitáit áttekintve, megállapítható, hogy ezen a területen is megmutatkozik az alaptudományi eredmények egyre kiterjedtebb alkalmazása, a tudományágak differenciálódása és szintézise, valamint néhány területen a kutatási bázis bővülése. Örvendetes jelenség az egyes tudományszakok eredményeinek együttes alkalmazása is egy-egy kérdés vizsgálatánál. Új jelenség a valószínűségelmélet egyre kiterjedtebb alkalmazása is, melyet a szilárd földkéreg fizikai inhomogenitása követel meg.

A tudományos bázis bővülését elsősorban a külföldi résztvevők beszámolóí jelzik. Hazánkban a kutatólétesítmények és a hivatásos kutatók száma nem emelkedik, a bányamérnökképzés és továbbképzés keretében azonban az ismeretek széles körben terjedtek el, és ma már számos termelés-irányító szakember képes azokat alkotó módon alkalmazni.

A témakör fejlődését illusztrálják a 6 téma köré csoportosított tanulmányok és a panelvita.

A vízmozgás törvényeinek vizsgálata természetes állapotú és megcsapolt tárolókban című téma (vitavezető Dr. KOVÁCS GYÖRGY) kutatóinak törekvése ma már nem egy-egy áramlási törvényt leíró differenciálegyenlet bonyolult határfeltételekre való megoldása. Ezt digitális, illetve analóg számítógépekkel tetszőleges pontossággal el lehet végezni. (A pontosságnövelés e téren technikai és gazdasági kérdéssé szűkült.) A kutatók érdeklődésének homlokterében inkább az áll, hogy a választott vizsgálati modell mennyiben felel meg a természetnek. Az áramlást meghatározó törvény jellege elsősorban repedékes víztárolóknál nyitott kérdés. BÖCKER TIVADAR térbeli repedésmodellen végzett vizsgálatok eredményeit közli. SCHMIEDER ANTAL a vízhozam- és

vízszintadatokból, C. LOUIS és NYERGES LAJOS kútvizsgálatok eredményeiből indul ki. A vízvezetés és vízraktározás jellemzőinek inhomogenitása miatt az adott helyre vonatkozó összefüggések valószínűségi jellegűek (SCHMIEDER).

A laza szemcsés üledékek pórusvizének mozgástörvénye lényegében ismert, a határfeltételek azonban gyakran nem. A kutatók törekvése olyan vizsgálati modellt és módszert létrehozni, mely a vízszintsüllyesztés tervezéséhez szükséges pontosságot ennek ellenére is produkálja (FISCHER, PEUCKERT, FEKETE, UNGER, MIRONYENKO). A tanulmányokból és vitákból úgy tűnik, hogy az elméleti nehézségek ellenére is lehet a gyakorlat igényeit kielégítő közelítő megoldásokat találni.

A második téma a víz és a tárolókőzet kölcsönhatásának kérdéseivel, valamint a bányatérsegek vízzáró kőzetkörnyezetének, illetve mesterséges védelmi létesítményeknek mint teherviselő szerkezeteknek vizsgálatával foglalkozott (vitavezető Dr. RICHTER RICHÁRD). Az előadások és a panelviták jellemzője a kőzetmechanika és a hidraulika szemléletének és módszereinek együttes alkalmazása, mely több olyan, ma már magától értetődő felismerést eredményezett, mely egyoldalú vizsgálattal sokáig rejtve maradt. A megcsapoló elemek kőzetkörnyezetének egyensúlyát nemcsak a szivárgási nyomás, hanem a kőzetszemcsékre ható többi erő is befolyásolja, azaz nincs a kőzetnyomásviszonyoktól független kritikus szivárgási sebesség. A pórusvíznyomás csökkentéséből adódó felszíni süllyedések számításával STRZODKA és KESSERÜ tanulmánya foglalkozott, és élénk vitát eredményezett. A szivárgó víz hatásával a kőzet egyensúlyára egy tanulmány és több hozzászóló foglalkozott (KOVÁCS GYÖRGY, C. LOUIS, MIRONYENKO, JUHÁSZ J.). Az előzőkben említett komplex vizsgálati szemléletnek megfelelően mind a fekü- és fedüoldali védőréteget (SCHMIEDER, KESSERÜ—WILLEMS), mind a védőpilléreket (HARSÁNYI) tartószerkezetként és tömítőelemként egyaránt vizsgálták. FEKETE S. az ajtós vízvédelmi gátak méretezésével foglalkozott, részben hasonló szemlélettel.

A bányavízvédelmi célzattal végzett hidrogeológiai, geohidrológiai kutatás módszerei, rendszerei és a vízveszély előrejelzése című szekcióban (vitavezető Dr. SZEBÉNYI LAJOS) foglalkoztak a valószínűségelmélet módszereinek alkalmazásával a vízveszélyt meghatározó tényezők feltárására, illetőleg az adott feladatra legcélszerűbb vízföldtani kutatás módszereinek és részletességének megválasztásával (KESSERÜ—PATAKINÉ, SCHMIEDER, KESSERÜ—WILLEMS). Érdekes RÁDAI ÖDÖN módszere a légi-fotogrammetria alkalmazására a karsztvízkutatásban, valamint J. HANZLIK eljárása és berendezése egykutas szivárgási sebességmérésre. Nagy érdeklődést keltett BENEDEFY tanulmánya a földrengések és a bányabeli vízbetörések kapcsolatáról. A szekció klasszikus témáin (SZILÁGYI) kívül a tudományszervezés kérdései is helyet kaptak (WILLEMS).

A III. szekció I. témája a bányavizek elleni védekezés gyakorlata volt. (vitavezető: POHL KÁROLY). Itt színvonalas vízvédelmi tevékenységről szá-

moltak be a bauxitbányászat szakemberei (FÜST A., KISS I., SOLYDOS M.). BECKER F., valamint KOCH L. és szerzőtársai aknamélyítések vízvédelmi kérdéseiről szóltak. A bányavízvédelem automatizálási, műszerezési kérdéseivel HALMOS, WILLEMS foglalkozott. Ismertették a 20 országban bejelentett, illetve szabadalmaztatott REPLIN folyadékszint- és nyomásmérő bányavízvédelmi alkalmazását.

A III/2. téma keretében a bányavízvédelem gazdasági kérdéseivel kapcsolatos döntések előkészítésének elméleti alapjai a földtani, a bányászati és a gazdasági tudományok határterületén új tudományterületté látszanak integrálódni, melyet ásványvagyon-gazdálkodásnak nevezhetünk (vitavezető: HUSZ NÁNDOR). Ennek a bányavízvesztéssel kapcsolatos vetületeit vizsgálta KRASZNAI tanulmánya klasszikus módszerekkel, míg KESSERÜ—PRUZSINA a vizsgálatba bevonandó paramétereket valószínűségi változókként értelmezi, a kockázatvállalás optimális mértékét keresve, továbbá javaslatot téve a kockázatviselés pénzügyi kereteire is.

A bányavizek hasznosítását, valamint a bányászati megcsapolások által okozott vízkárokat tárgyaló IV. szekció (vitavezető: Dr. JUHÁSZ JÓZSEF) elsősorban a bányavízhasznosítás gazdasági kérdéseit (WISNOVSZKY, BORBÉLY S.—JUHÁSZ A.) és a bányászati megcsapolások hatását tárgyalták felszín alatti vízrendszerekre (BALOGH B.), valamint a kiemelt bányavizet befogadó felszíni vizekre (SÁRVÁRI).

Míg a vízhasznosítás területén tapasztalható a szemlélet és nézetek azonosága, a kitermelhető vízkészletek és a hasznosított bányavíz árának kérdésében a nézetek nem közeledtek számottevően. Ezért egyre sürgetőbb a hatáskörrel felruházott tárcák közötti koordináló szerv létrehozása (KESSLER H.).

A miniszteri megnyitó előadás, a főreferátumok, a benyújtott tanulmányok és a viták konzekvenciáit a Konferencia elnöke Dr. MARTOS FERENC határozati javaslatban összegezte, mely a hazai bányavízvédelem elméletének és gyakorlatának programját tartalmazta, összhangban a hazai bányászat fejlődésének koncepciójával.

Külföldi szakemberek részvétele a Konferencián lehetőséget adott arra is, hogy módszereinket, eredményeinket és programunkat a „világszínvonal”-al összehasonlítsuk. Ez az összehasonlítás csak egyetlen vonatkozásban, az anyagi lehetőségek tekintetében bizonyult egyértelműen kedvezőtlennek. Különösen súlyosan jelentkezik ennek a következménye olyan témakörben, melyben csak korlátozott mértékben lehet fejlettebb országok eredményeit adaptálni. E nyersanyagokban igen gazdag, magas színvonalú bányászattal bíró országok ritkán kényszerülnek kedvezőtlen hidrogeológiai adottságú nyersanyag-előfordulások művelésére. Mivel népgazdasági közeli és távlati terveink szerint bányászatunk termelési volumenét e kedvezőtlen hidrogeológiai adottságok ellenére is fenntartjuk, törekedve az önköltség csökkentésére,

tarthatatlannak látszik a bányászati műszaki fejlesztési alap, illetőleg egyéb kutatási keretek jelenlegi szinten tartása, sőt csökkentése. Ha pesszimista módon számolva feltételezzük, hogy a bányászati műszaki fejlesztési alap megkésztetése a bányászati ásványi nyersanyagok önköltségének csak 1%-os csökkentését eredményezi, úgy ez évente háromszorosan is megtérülő „beruházás” (ha a fejlesztési eredmények más iparágakban való hasznosításának eredményeit nem is számítjuk). A bányavízvédelem területén harmadlagos profit is jelentkezik szellemi és áruexport formájában, melyre gazdag vízvédelmi tapasztalataink miatt versenyképesen vállalkozhatunk. Ez a jelenleg is meglevő igény a jövőben növekedni fog, amint más országok is rákényszerülnek kedvezőtlenebb nyersanyag-előfordulásaik művelésére.

A bányászati kutatási-fejlesztési alap bővítése esetén a kutató-fejlesztő kapacitás is rendelkezésre áll, most azonban iparágon kívüli témákkal foglalkozik.

KÖNYVISMERTETÉS

A. GANSSER

GEOLOGY OF THE HIMALAYAS

Interscience Publishers, London, 1964. 289 p. 149 fig. 95 phot. 4 plate.

Az össz-geotudomány nevében nagy elismeréssel kell illetnünk L. ULBO DE SITTER elhatározását és szervezőkészségét, mellyel a fenti kiadónál egy nagyszabású Regional Geology sorozat közreadását indította meg. Azt, hogy itt nem az eddigi minták szerinti újabb sorozatról van szó, a sorozatszerkesztő előszava is elárulja: „Célünk nagy szerkezeti egységek teljes bemutatása országhatároktól függetlenül. Az általános ismeretek számára jobb alapokat kívánunk nyújtani, ösztönzést a különféle szerkezetek közötti kapcsolat mélyebb értelmezéséhez. Fontosnak tartjuk a felépítés új nézőpontból történő ábrázolását.”

A sorozat hegységóriásunknak a kiváló Himalája-kutató svájci professzor tollából történő bemutatásával tárja elénk a kitűzött célok maradéktalan realizálását. A Himalája nem egyszemélyes hegység. A felépítés alapelemei közötti tájékozódás is túlnő egy emberélet nehéz magashegységi expedíciókban tölthető szakaszán, ezért maradtak még a reá vonatkozó jellegű közlések is elszigetelt mozaikkockák, s a teljes hegységrendszerre vonatkozó szintéziseket túlszematizáltságuk fosztotta meg életszerűségüktől.

A. GANSSER személyes tapasztalatokkal a Központi és Keleti (Bhutan) Himalája egyes szakaszairól rendelkezik, a leírt hegységnek alig 1/10-éről. Kétségtelen, hogy ezek kulcsfontosságú szakaszok, képessé tették őt arra, hogy irodalmi közlések átvételével az egész vonulatra kiterjesztett egységes, valóban átfogó és gondosan egybeesített földtani Himalája-képpé fejlessze.

Az összecsiszolás különös hangsúlyt kap, ha kiemeljük A. GANSSER — és a teljes SITTER-féle Regionális Földtan sorozat — bemutatási módszerét. Az összehasonlító rétegtani táblázatok, melyek SUESSTÓL BUBNOFFIG és TERMIERTŐL BENTZIG a regionális leírások elengedhetetlen, lényegsűrítő, de valljuk be, igen nehezen életre kelthető tartozékai voltak, itt csaknem teljesen hiányoznak. Az ábrázolás rengeteg szelvény (méréthelyes oszlopok és tájkép-plaszticitású metszetek) és rengeteg, mesteri fotó útján kél életre, és válik szemléletesen összehasonlíthatóvá.

A Geology of the Himalayas legfőbb értéke, hogy a nagy mennyiségű és széles felfogásbeli változatosságú átvett ismeretanyag nem bontja meg egységességét, nem teszi kompiláció jellegűvé. GANSSER csak „asszimilált”, a saját kutatásai révén kialakított földtani Himalája-képbe szervesen beépített ismeretet tesz közzé. Ez külsőleg kifejezésre jut abban, hogy a szerző valamennyi átvett szelvényt, torzítás mentesen, közel egyező méretarányban, azonos stílusban, közös jelkulccsal sajátkezűleg rajzolt át. Ha az itt közölt szelvényeket az eredetivel egybevetjük, jól láthatjuk, milyen kényesen ügyelt GANSSER az átvett adatok hű visszaadására, helyükre téve és szervesen beillesztve azokat saját átfogó szintézisébe. A könyv szövegrészének megírásában, melyet a szerző ragyogóan világos, eleven angolsága tesz különösen élvezetes olvasmánnyá, ugyanez érvényesült. És ezt — tekintetbe véve a százéves Himalája-kutatásban részt vett hatalmas sereg nemzetiségi és felfogásbeli tarkaságát (beleértve az alpinizmus és tudományosság közötti belső ellentéteket) — feltétlenül bravúrjelzőként kell kiemelnünk.

Gansser a szintézist nem önmagában arra a 2400 km hosszú Himalája-vonulatra vonatkoztatja, melynek felépítését a 2 000 000-s földtani térkép felbontásáig részletezve ismerteti, hanem a tágabb eurázsiai szerkezeti miliőre (a Kaukázustól a Mekongig) is. Ez a széles látószögű keretbeállítás, melyet 10 000 000-s térkép illusztrál, a mű egyik legsikeresebb vállalkozása.

A részletesebben ismertetett Himalája-vonulat fogalma kiterjed a Salt Range-re és a Karakorumra, Földünk legnagyobb hó- és jégborítású hegységére (közel 50%-os glaciális hányaddal). A hét részterület (Salt Range, Karakorum, Punjab, Kumaon, Nepal, Sikkim-Bhutan, North Eastern Frontier Agency = NEFA-Himalája) tárgyalása természetesen nem hatol — az ismeretek egyenlőtlen megoszlása miatt — azonos mélységig. Kétségtelen fénypontjai a GANSSER személyes tapasztalatából ismert, gazdagon illusztrált részek, de a közös jelek hangsúlyo-

zása, az ismert elemek egységes elv szerinti csokorbakötése zökkenésmentesen vezet el a leg-hézagosabban ismert területekre is és összességében hézagmentesen illeszkedő, eleven képet nyújt a teljes hegyláncról. A szintézis szintézise, a 11. fejezetben tárgyalt „regionális szerkezeti vázlat” az egyedüli, mely az átfogó állásfoglalás elmaradása folytán némi csalódást kelt. Lehet, éppen az óriási, hitelesen interpretált adattömeg vagy a kiadó által előbbrehozott kézirat-lezárási határidő akadályozta meg GANSSERT saját felfogása részletesebb kifejtésében. Megemlítendő, hogy valódi nagytektonikai szelvényeként ebben a fejezetben id. LÓCZY 1907-es ábráit vette át, kiemelve, hogy azok 1878-as megfigyelési alapon nyugszanak. Ezek különben az egyedüli átrajzolás nélkül átvett szelvények (148. ábra), melyet magyar feliratokkal publikált.

Ki kell emelni a mű bibliográfiájának teljességét, pontosságát és mélységét. Az olvasás átélés-elevenességét a zürichi O. FÜSSLER grafikai cég tipográfiai és műnyomó remeklése igen nagy mértékben szolgálja.

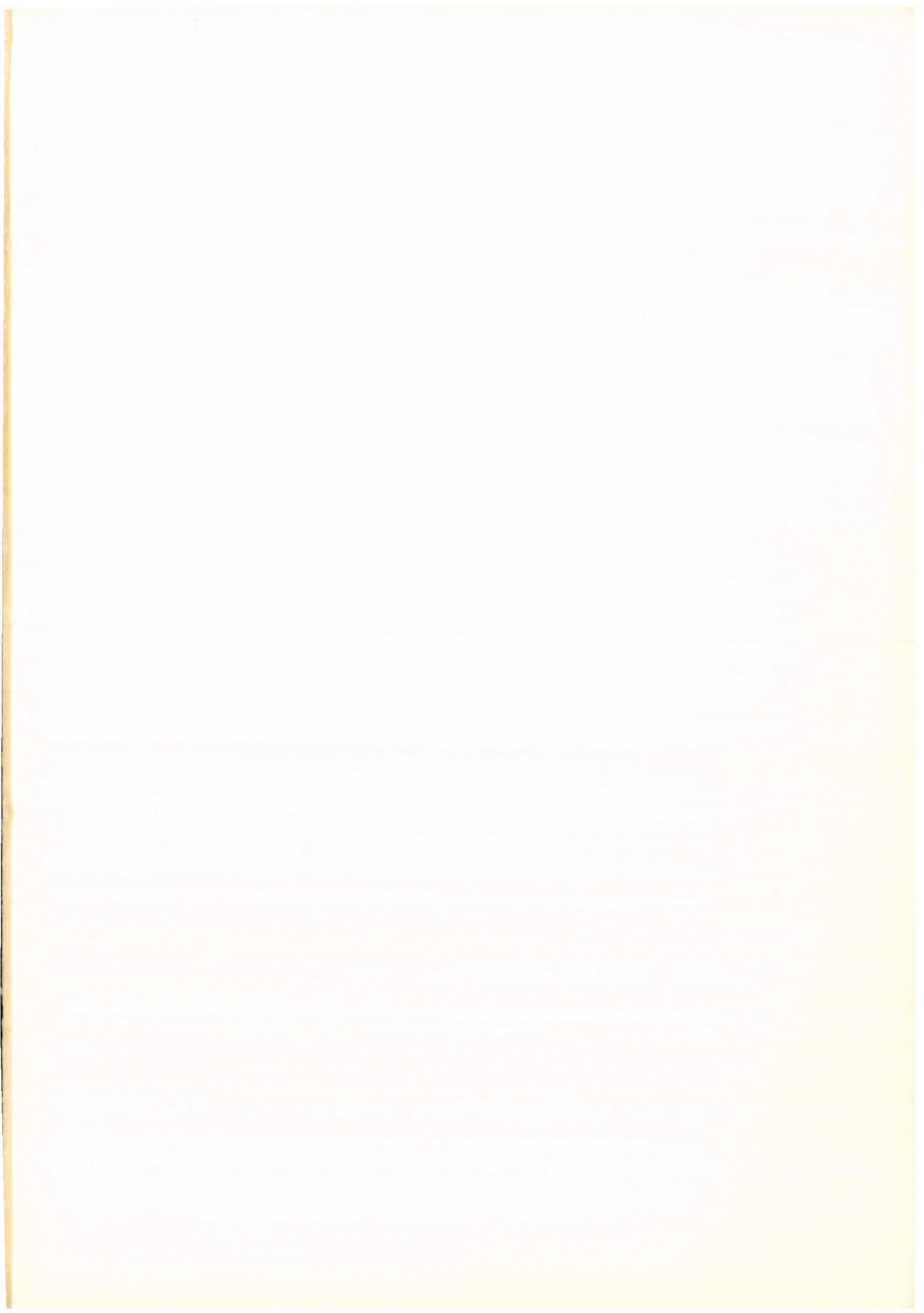
Reméljük, hogy a Regional Geology sorozat további tagjairól is rövidesen módunk lesz hírt adni, hogy azok összességükben a Himalájához hasonló módon fogják szolgálni Földünk nagy szerkezeti egységeinek új stílusú, egyben élvezetes megismerését, majd az ismeretek továbbadását.

PANTÓ GÁBOR

A kiadásért felel az Akadémiai Kiadó igazgatója

Műszaki szerkesztő: Helle Mária

A kézirat nyomdába érkezett: 1971. VII. 29. — Terjedelem: 23,8 (A/5) ív.
71.72223 Akadémiai Nyomda, Budapest — Felelős vezető: Bernát György



TARTALOMJEGYZÉK

AKADÉMIAI SZÉKFOGLALÓK

<i>Szádeczky-Kardoss E.</i> : Bevezető <i>Barta György</i> akadémiai székfoglalójához	89
<i>Barta György</i> : A Föld erőtereinek évszázados változásairól és torzultságáról	91
<i>Szádeczky-Kardoss E.</i> : Bevezető <i>Béll Béla</i> akadémiai székfoglalójához	105
<i>Béll Béla</i> : Magyarország légterének éghajlati sajátosságai a magasabb légrétegekben	107

AZ MTA 1970. ÉVI TUDOMÁNYOS ÜLÉSSZAKA
AZ FÖLD- ÉS Bányászati Tudományok Osztályának Vitaülése

<i>Szádeczky-Kardoss E.</i> : A természeti erőforrások kutatásának és felhasználásának új koncepciói	123
<i>Csáki Norbert</i> : A területfejlesztés távlati célkitűzései és eszközei Magyarországon	131
<i>Pécsi Márton</i> : A területi tervezés, a földrajz és a régiótudomány kapcsolata (korreferátum)	139
<i>Kőszegi László</i> : A társadalmi és gazdasági környezet átalakulásának tendenciái és kihatásai a területi struktúra fejlődésére	145
<i>Lettrich Edít</i> : Az urbanizációs folyamat és a területfejlesztési politika összefüggései	151
<i>Bernát Tivadar—Bora Gyula</i> : Változások az egyes gazdasági ágazatok telepítési kritériumaiban	155
<i>Boros Ferenc</i> : A falusi településrendszer átalakulása és várható következménye	161
<i>Bodolai István</i> : A csapadék előrejelzésének eredményei és lehetőségei Magyarországon	167
<i>Péczely György</i> : A Duna—Tisza vízgyűjtőrendszerének csapadékviszonyai a hazai vízgazdálkodás szempontjából	173
<i>Szász Gábor</i> : A természetes csapadékviszonyokra épülő növénytermesztés agrometeorológiai kérdései Magyarországon	187
<i>Tóth Miklós</i> : Ásványvagyon-gazdálkodásunk alapjai és tudományos feladatai	199
<i>Gagyi-Pálffy András</i> : A mélybányászat meghatározó szerepe a tudományos feladatok továbbfejlesztésében	207
<i>Bese Vilmos</i> : A hazai szénhidrogénipar gazdasági irányításának kérdései és perspektívái	213
<i>Bálint Valér—Bán Ákos—Doleschall Sándor—Török János</i> : A tároló heterogenitásának modellezése a kőolaj- és földgázbányászat számításaiiban	219
<i>Szilas A. Pál</i> : Tixotróp pszeudoplasztikus algyői kőolaj reológiai és áramlási vizsgálata	225
<i>Alliquander Ödön</i> : Kiegyensúlyozott fűrészi rendszer a hazai mélyfűrészekben	231
<i>Barlai Zoltán</i> : A nagy kőzetliszt-tartalmú neogén homokkövek mélyfűrészi geofizikai paramétereit	243
<i>Dank Viktor—Bodzay István</i> : A magyarországi potenciális szénhidrogénkészletek földfejlődéstörténeti háttere	261
<i>Kőrössi László</i> : A kőolaj- és földgázmigráció és akkumuláció lehetősége a magyarországi üledékes medencék földtani fejlődéstörténete folyamán	269
<i>Szádeczky-Kardoss Elemér—Pesty László—Tomschey Ottó—Tomor Elemér</i> : Agyagásványok viselkedése süllyedő területen a hőmérséklet és a terheléses nyomás egyidejű emelkedésekor	281
<i>Nemecz Ernő</i> : Agyagásványok fáciesjelző szerepe az üledékes kőzetekben	289
<i>Adám Antal</i> : A paleozóos grafitos képződmények meghatározása magnetotellurikus módszerrel elektromos árnyékoló rétegek alatt a Magyar Medencében és néhány genetikai következtetés	297
<i>Nagy Zoltán</i> : Hozzászólás Dr. <i>Adám Antal</i> előadásához	309
<i>Cornides István—Kiss János</i> : Szén és oxigén izotóparány-változások magmás viszonyok között	313
<i>Mártonné Szalay Emőke</i> : Harmadkori vulkáni hegységeink paleomágneses kutatása	321
<i>Miskolczi László</i> : A vertikális kéregmozgások vizsgálata	331
<i>Hoványi Lehel</i> : A korszerű bányamérés bányászati geometriai feladatai	339
<i>Detrekői Ákos</i> : Az ipari geodézia gyorsütemű fejlődése és népgazdasági jelentősége	349

KONGRESSZUSI BESZÁMOLÓ

<i>Kesserü Zsolt</i> : Gondolatok a VI. Bányavédelmi Konferenciáról	355
---	-----

KÖNYVISMERTETÉS

<i>Pantó Gábor</i> : A. GANSSER: Geology of the Himalayas	359
---	-----