GEONÓMIA és BÁNYÁSZAT

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

6. kötet 1–4. szám
1973

AKADÉMIAI KIADÓ · BUDAPEST ·

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:

1051 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 (1363 Budapest V., Alkotmány utca 21. Pénzforgalmi jelzőszámunk: 215—11488), külföldi megrendelések a „Kultúra" Könyv- és Hírlap Külkereskedelmi Vállalat, 1900 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 1051 (Budapest V., Münnich Ferenc u. 7.) beküldeni.

KÖSZÖNTŐ

70 éves születésnapja alkalmával köszöntjük Szádeczky-Kardoss Elemér akadémikust, a Magyar Tudományos Akadémia X. Osztályának elnökét, a magyar földtudományok kimagasló képviselőjét és vezető egyéniségét. Több mint fél évszázados fáradhatatlan szakmai munkássága során végzett kutatásai, nyert felismerései, következtetései sok területen nyújtottak tudományosan újat és gazdaságilag hasznosat nemcsak hazánk, hanem a környező országok népeinek is. Elvi megállapításai értékes gyöngyszemei az egész emberiség tudományos kincstárának. Ezekkel — nemzetközi szinten is — sok sikert és megbecsülést szerzett a magyar földtudományoknak.

Szádeczky-Kardoss Elemér 70 éve, 1903. szeptember 10-én született Kolozsvárott. A tudomány szeretetét, művelését és a szellemi alkotást hivatásának érző családból származott; apja Szádeczky-Kardoss Gyula, a múlt század 80-as éveiben Szabó József tanársegéde Budapesten, majd a századfordulótól a kolozsvári Egyetem ásvány- és földtan tanára; nagybátyja, Lajos,

ugyanott a magyar történelem professzora. Nem csoda, hogy ebben a magas értelmiségű környezetben hajlama a tudományos kutatásra már kora ifjúságában kibontakozhatott.

Szellemi fejlődésére döntő hatással volt édesapjának a hazai föld szerkezetének minél alaposabb és részletesebb megismerésére irányuló kőzettani, vulkanológiai munkássága. Az első világháború utáni évek hányódásai, nyomorúsága és bizonytalansága nem törték meg az akkori fiatal egyetemi hallgató akaraterejét és a tudományba és igazságba vetett bizalmát. Továbbra is követte gyermekkorában kialakított eszményeit, és rövidesen jelentős tudományos eredményeket ért el.

Eötvös-díjjal kitüntetett doktori értekezésében (1926-ban) kimutatta a Meszes hegységben az első észak-erdélyi rátolódást, megállapította a kémiai eredetű ásványi összetevők szemnagyságának függését a mechanikai eredetű ásványok fajlagos felületétől, és kidolgozta — a rövidesen széles nemzetközi használatba vett — módszerét az ásvány és kőzetszemcsék alakjának mérésére.

Még egyetemi doktorátusa évében kinevezték a soproni Bánya- Kohó- és Erdőmérnöki Kar Ásvány- Földtani tanszékére tanársegédnek. Ekkor mutatta ki a fluviális üledékek folyószakasszal változó ferderétegzési típusait. Tudományos eredményeit rövidesen külföldi tudományos ösztöndíjakkal és professzorsággal méltatták. És nem hiába, mert ismét bizonyította rátermettségét.

További munkái során a hazai fiatal üledékek „zsákos településeiről" kimutatta, hogy az periglaciális szolifluxiós jelenség. Kisalföldi monográfiájában (1935) pedig rámutatott arra, hogy a kiemelkedő területeken létrejövő, lefelé fiatalabbá váló folyóteraszok az alföldi süllyedési területeken fordított — normális rétegtani — sorrendű medenceüledékekbe mennek át.

Nagy gazdasági jelentőségű barnakőszén kutatásai során kialakította — az egyes szénelegyrészek és a huminit-bituminit-oxinit főcsoportok elkülönülésén alapuló — a CHO arányt is kifejező, kőzettani rendszert.

Átfogó és jelentős kutatásai mellett a tudományszervezés és oktatás területén is vezető szerepet játszott. Alapjaiban szervezte a hazai bányászati és kohászati oktatást. Valóban méltó egyéniség is volt a fiatalság oktatására és nevelésére. A soproni Bánya-, Kohó- és Erdőmérnöki Kar utolsó dékánja (1948—49) és átszervezésének egyik megkezdője, majd a miskolci új Műegyetem első rektora (1949—50) lett. 1950-ben meghívták a budapesti Egyetemre az Ásvány-Kőzettani Intézet élére, amelyet 1955-ben akadémiai Geokémiai Kutató Laboratóriummal bővített.

Még soproni professzorsága idején kezdte vizsgálni a kőzetek viselkedését nyomás — hőmérséklet változásra; elsőként fejti ki a nyomás — hőmérsékleti viszonyok változását a redox értékekkel és ezzel kezdi meg rendszeres geokémiai kutatásait. Megállapította, hogy Földünk — pusztán terheléses nyomással jellemzett — táblás kéregrészeiben a kőzetátalakulás háttérbe szorul.

A nagy gőznyomással is jellemezett orogén övezetekben azonban az üledékes kőzetekből a különböző metamorf stádiumokon át kezdődő, majd parciális kiolvadással folytatódó magmás kőzetképződési sorozaton keresztül köpeny kőzetek keletkeznek. Kidolgozta az új globális vagy lemeztektonika mechanizmusának az említett kőzetátalakulásból levezetett gőzpárna modelljét. Felhívta a figyelmet a víz döntő szerepére a Földünk felületének kialakításában és geológiai történetének meghatározásában.

Csak vázlatosan ismertetett tudományos eredményei a szakkörök osztatlan elismerését váltották ki és a magas közéleti funkciók mellé megszerezték számára az állami és szakmai elismerések kiemelkedő láncolatát. Kétszer kapta meg a KOSSUTH-díj aranykoszorúját: 1949-ben üledékes kőzettani módszereiért, 1952-ben szénkőzettani vizsgálataiért. 1953-ban a munka érdemrend egyik első tulajdonosa, majd 1958-ban a SZABÓ JÓZSEF emlékérem tulajdonosa. 1949-ben a MTA levelező, 1950-ben rendes tagjává választotta, 1965-ben létrehozta a MTA X. (Föld- és Bányászati Tudományok) Osztályát, melynek 1969-ig titkára, majd az átszervezés után 1969-től elnöke lett. Tagja az MTA elnökségének.

Nemzetközi szinten is sok elismerést szerzett a magyar tudományoknak és munkája során számos nemzetközi szervezetnek lett tagja, tiszteleti tagja, ill. elnöke. 1966-ban tagja lett a World Academy of Art and Science-nek, 1957-től elnöke a Kárpát—Balkán Geológiai Asszociáció magmás és metamorf szekciójának, 1958-tól levelező tagja a bécsi Geológiai Társaságnak, 1959-től tiszteleti tagja a csehszlovák Tudományos Akadémia Mineralógiai- és Geológiai Társulatának, 1960-tól levelező tagja a finn Geológiai Társaságnak, 1961-től tiszteleti tagja az NDK Geológiai Társulatának, 1964-től tagja az Amerikai Geokémiai Társaságnak. Mindebből világosan kitűnik, hogy SZÁDECZKY-KARDOSS ELEMÉR a magyar tudománynak külföld-szemében is kiváló képviselője.

A szaktudós azonban nem nyomta el nála a széles műveltségű közösségi embert. A zene szeretete — maga is aktív zenész — a természet-törvényeinek és szabályszerűségeinek felismerésében; az előadóművészet iránti érdeklődése pedig az emberi kapcsolatok megértésében, kiépítésében és fenntartásában megnyilatkozva tükrözi azt, hogy személyében a tudomány és művészet milyen tiszta harmóniában tud egyesülni.

A tudomány és művészet szeretetében kialakult harmonikus egyénisége egyaránt példaképe lehet a szaktudósnak és a tudományt és oktatást szervező kultúrpolitikusnak. 70. születésnapja alkalmával mi, tisztelői, munkatársai és barátai ezzel az — általa kezdeményezett, szervezett és mondhatjuk szeretett áramlástani ankét anyagával — tisztelgünk nála és kívánunk neki további hosszú, aktív, eredményes munkálkodást.

DR. BARTA GYÖRGY
AKAD. LEV. TAG

III. Anyag- és energiaáramlási ankét

MEGNYITÓ A FÖLD ANYAG- ÉS ENERGIAÁRAMLÁSAI III. ANKÉTJÁHOZ

SZÁDECZKY-KARDOSS ELEMÉR

AKADÉMIKUS

A Kárpát—Pannon terület áramlási rendszerének 1968-ban felvetett és 1969-ben „A Föld anyag- és energiahálózatának rendszere" címen megkezdett ankétsorozatunk múlt évi II. Ankétja óta célkitűzésünk nemzetközi megfelelője is létrejött, az IUGG és az IUGS közös javaslatára megalakított International Geodynamics Project (:IGP). Az IGP-nek a múlt év októberében megválasztott magyar Nemzeti Bizottsága túlnyomóan Ankétunk legaktívabb kutatóiból áll, megfelelően a kutatási főkérdések azonosságának. Amikor tehát most az Ankét munkálatait folytatjuk, egyszersmind a nemzetközi vállalkozás magyarországi feladatait is szolgáljuk. Ezzel Ankétunk már kezdetben tervbe vett nemzetközi szintre emelése is szerencsés formában megoldódik.

A hazai áramlási ankétok és a nemzetközi geodinamikai program közt mégis van lényeges elvi különbség. Nem a hazai célkitűzésnek bizonyos lokális kötöttségére gondolok, hiszen a nemzetközi célkitűzés éppen ilyen országonként lokalizált munkából tevődik majd össze. Ellenkezőleg, áramlási ankéti célkitűzéseink tudatosan szélesebb elvi alapozásúak az IGP-nél. Ankétjaink kutatási iránya ui. nemcsak a szilárd Földre vonatkozik, hanem a szilárd Földnek a tőle genetikailag is elválaszthatatlan hidro- és atmoszférikus fluid külső övezetekkel való kapcsolatára is.

Az új globális tektonikára vonatkozó vizsgálataink szerint a Föld külső, illó fluid övezetei a szilárd Föld változásaival, fejlődésével szoros kapcsolatban fejlődnek és e kapcsolat felismerése a paleoklimatológiát új alapra helyezi. (Jelen Ankétunknak is ez egyik központi beszámolási témája.) A szilárd és fluid övezetek kölcsönös vizsgálata tehát felfogásunk szerint integráns része a geodinamikai kérdések elmélyült kutatásának is.

Ezért az IGP nemzetközi munkában is javasoljuk a szilárd belső és a fluid külső övezetek kapcsolatának felvételét. E kérdés továbbvitelét javasoljuk a következő IV. Ankét témájául is, a szubdukciós övezetek kutatásával kapcsolatban. A szubdukciós övezetek ui. a hazai földtörténeti fejlődésnek, egyben az egész geodinamikának döntő energiacentrumai, melyhez a gyakorlati földtannak legnagyobb kérdései is kapcsolódnak.

BESZÁMOLÓ A FÖLDFELSZÍNKÖZELI CIKLUSOS JELENSÉGEK MUNKABIZOTTSÁGÁNAK FŐ EREDMÉNYEIRŐL

RÓNAI ANDRÁS

A M. T. Akadémia II. „áramlási" ankétján a földfelszínközeli ciklusos jelenségekkel foglalkozó tanulmányok, a Földkéreg és az atmoszféra vízháztartásában többféle ciklusos folyamatot mutattak ki. Minthogy ezeknek a jelenségeknek a meteorológiai és hidrológiai előrejelzések szempontjából nagy gyakorlati jelentőségük van, ezeket a jelenségeket összehasonlítóan további vizsgálat tárgyává tettük a kiküldött munkabizottságban. Az új eredmények elé néhány az áttekintést szolgáló gondolat és megfigyelés kívánkozik.

Az első megfigyelés a jelenségekről, hogy — bár sokszor használjuk rájuk a periodikus változások kifejezést — ezek periodikusak köznapi értelemben, mert ismétlődőek, de nem periódusok, azonos módon sohasem ismétlődnek. Ciklikus változásoknak mondjuk őket, de mint ciklusok sem tiszták, mert a visszatérő jelenségek, vagy az intenzitásukban szakaszosan erősödő és gyengülő folyamatok ritkán ismétlődnek azonos időintervallumon belül és a változások amplitúdója sem azonos az egyes szakaszokban. Zavarja a képet, hogy különböző hosszúságú és nagyságrendű szakaszokkal van dolgunk, több kisebb szakaszból épülnek fel a nagyobb és mégnagyobb szakaszok s ezeknek határai nem vonhatók meg mindig egyértelműen.

A vizsgált jelenségek időtartam szempontjából igen különbözőek. A negyedkori üledékciklusok és éghajlati szakaszok több tízezer éves időtartamától a Fertő tó vízszintingadozásainak több százéves szakaszain át, a földrengések számában mutatkozó fél évszázados szakaszokig és a talajvízállásban, felszíni vízállásokban mutatkozó több tízéves, többéves, éves és többnapos időtartamú ismétlődő jelenségeken végig a karsztvízszintben kimutatott napi és 6 órás ingadozásokig, vannak megfigyeléseink és kutatási eredményeink.

A következőkben a hosszú idejű ciklikus változásokról eddig szerzett képet mutatom be.

A Magy. Áll. Földtani Intézet 1964-ben megkezdte az Alföld medencéjének részletes földtani vizsgálatát. Első lépésben a felszínről, közvetlenül a felszín alatt elhelyezkedő rétegekről és a vízbeszerzés szempontjából legfontosabb negyedkori rétegekről kellett áttekintést adni. A negyedkori rétegeken áthatoló fúrások, a gyakran 400—600 m vastag üledéksorban feltűnő cikli-

citást találtak. A rétegek szemcseösszetétele 30—70 méter terjedelmű szakaszokban fokozatos elfinomodást, majd durvulást mutatott s az így kialakult rétegszakaszok többször ismétlődtek. A negyedkori térszínsüllyedések szakaszosságát mutatják ezek az üledékciklusok, időtartamuk a jászladányi fúrásban megállapított rétegvastagságok szerint a pleisztocén kezdete óta hozzávetőlegesen a következő:

$$Q_1 \begin{cases} 120.000 \text{ év} \\ 135.000 \text{ év} \\ 210.000 \text{ év} \end{cases}$$

$$Q_2 \begin{cases} 210.000 \text{ év} \\ 90.000 \text{ év} \\ 120.000 \text{ év} \end{cases}$$

$$Q_3 \begin{cases} 90.000 \text{ év} \\ 90.000 \text{ év} \\ 90.000 \text{ év} \\ 90.000 \text{ év} \end{cases}$$

Néhány szedimentációs szakasz szemcseösszetételi grafikonját az *1. ábra* szemlélteti. Az egymást követő szakaszokat pedig a jászladányi fúrás szemcseösszetételi diagramján mutatjuk be igen erős kisebbítéssel *(2. ábra)*.

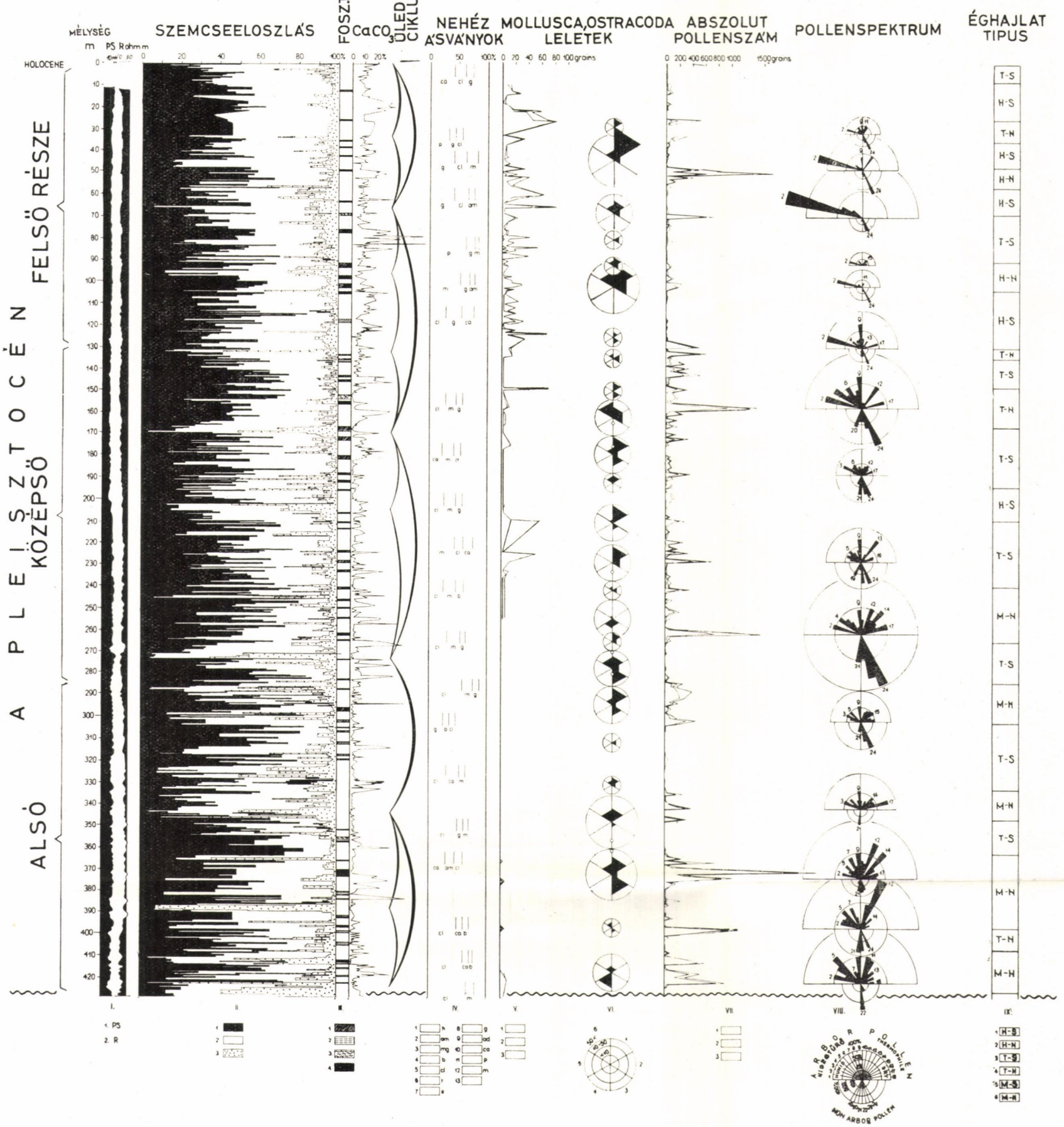
Hasonlóan hosszú idejű szakaszokat találunk a negyedkori éghajlatalakulásban is. Míg azonban a süllyedési szakaszok azonos vagy hasonlatos módon lebonyolódó ismétlődő jelenségek, addig az éghajlati szakaszok azonos módon sohasem térnek vissza. A negyedkor nagy klímaszakaszai az alföldi medencében félmillió évesek, a nagy szakaszokon belül megfigyelhető kisebb szakaszok leggyakrabban 30.000—60.000 év tartamúak.

A több százéves éghajlati ingadozásokra Bendefy László mutat rá a Fertő tó vízszintingadozásáról szóló előadásában. 766,383, 242,121 éves periódusokat ismertet a kisebb szakaszok mellett.

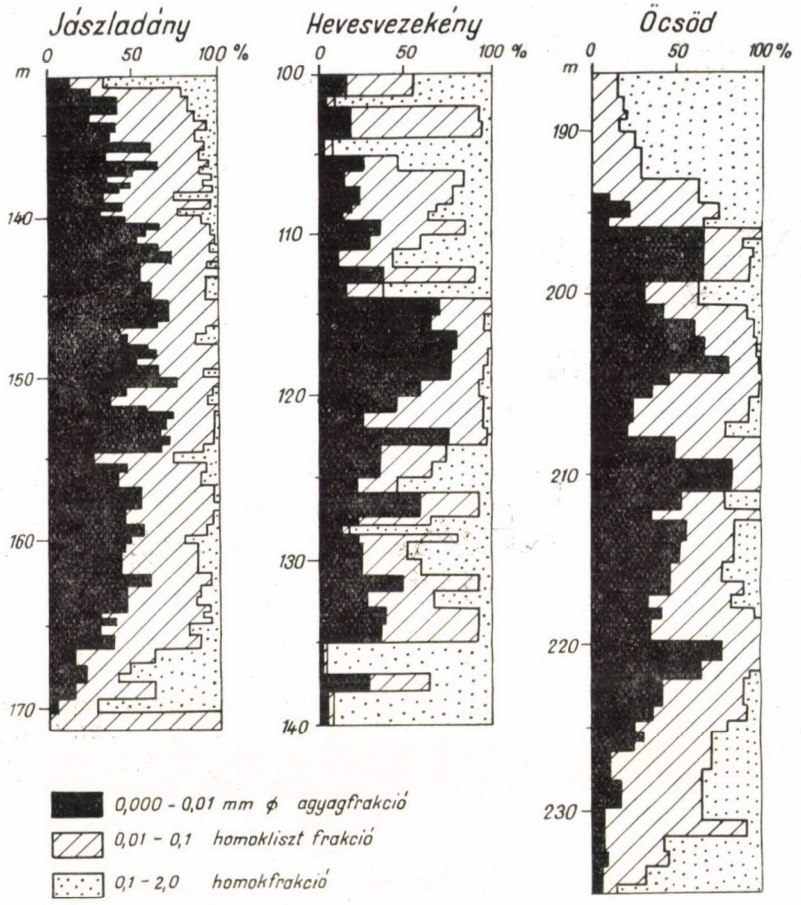
A többször 10 éves szakaszos klímaingadozásokra és ezekhez kapcsolódóan a felszíni vizeknek vagy felszín alatti vizeknek nyugalmi szintjében mutatkozó ritmikus változásaira egy előző tanulmányban rámutattunk. A talajvízjárásban sok száz észlelő kút adatai alapján 28 éves szakaszosságot mutattunk ki. Ehhez nagyon közel álló 25 éves periodicitást mutattak ki a Balaton természetes vízkészletváltozásaiban.[1]

Réthly Antal Budapest éghajlatának másfél évszázados észleleteiből, amit 1970-ig további 30 évvel kiegészítettünk, a nyarak és telek hőmérsékletének ciklikus alakulásában 27, 30, és 36 éves visszatérő csúcsok és 74 éves nagyobb hullám olvasható ki *(3. ábra)*.

[1] Kontur István: A Balaton vízháztartási elemeinek idősor vizsgálata. Hidr. Közlöny, 9. 401—406, 1972.



2. ábra. Üledékciklusok és éghajlati szakaszok a negyedkorban. (A jászladányi fúrások adatai. (Szerkesztette: RÓNAI ANDRÁS). I.: Potenciál és ellenállás görbe. II.: Anyag- és iszapfrakció (<0,01 mm ∅); 2. homokliszt-frakció (0,01—0,1 mm ∅); 3. homokfrakció (>0,1 mm ∅). III.: 1. Fosszilis talajréteg; 2. vörös fosz, talaj; 3. tőzeg; 4. lignit. IV.: 1. Hipersztén; 2. amfibol; 3. magnetit; 4. biotít; 5. klorit; 6. tremolit; 7. epidot; 8. gránát; 9. andaluzit; 10. kalcit; 11. pirit; 12. mállott ásványok; 13. egyéb, csillám. V.: 1. Édesvízi; 2. szárazföldi; 3. sósvízi csigák. VI.: 1. Candona parallela; 2. Ilyocypris huckei; 3. Cyclocypris huckei; 4. Cytherissa lacustris; 5. Cyprideis torosa; 6. egyéb. VII.: 1. Arbor pollen; 2. non arbor pollen; 3. bemosott. VIII.: 1. Pinus cembra; 2. Pinus silvestris; 3. Larix; 4. Picea; 5. Abies; 6. Salix, Betula; 7. Fagus; 8. Acer; 9. Quercus; 10. Carpinus, Tilia, Fraxinus; 11. Ulmus; 12. Alnus; 13. Taxodiaceae, Cupressaceae; 14. Carya, Pterocarya, Nyssa; 15. Ginkgo, Zelkowa, Engelhardtia; 16. Castaneae; 17. Corylus, Rhus, Ilex; 18. Cedrus, Palma, Pinus haplox.; 19. Micophyta; 20. Bryophyta; 21. Pterydophyta; 22. Potamogetonaceae, Cyperaceae, Azolla; 23. Gramineae, 24. Varia IX.: 1. H = hideg; 2. T = mérsékelt; 3. M = meleg; 4. N = nedves; 5. S = száraz



1. ábra. Negyedkori üledékszakaszok az alföldi mag fúrásokban

Időjárási viszonyokra visszavezethetően BENDEFY LÁSZLÓ a száz- vagy többszáz éves ciklusok mellett 35 éves, 11 éves és 7 éves szakaszokat is kimutat a Fertő tó vízszintingadozásában.

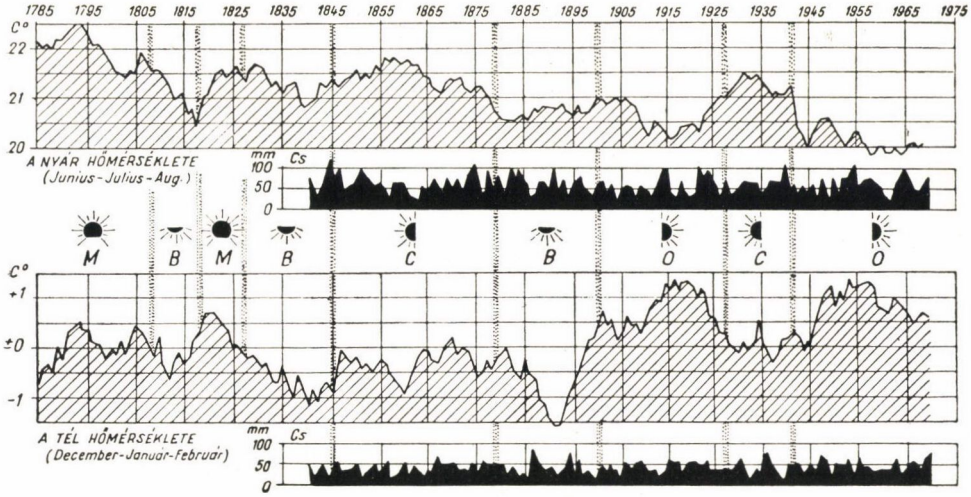
A több évtizedes hullámmozgások sorozatába tartozik a földrengések évi eloszlásában mutatkozó periodicitás. E téren kb. 200 éves rendszeres megfigyelésekre tekinthetünk Magyarországon vissza. Bár a szórás e téren elég nagy, CSOMOR DEZSŐ 30 és 50 éves sűrűsödést állapított meg a kisebb (10 és 6 éves) szakaszosság mellett.

Ehhez kapcsolódnak NEKOVETICS OSZKÁR vizsgálódásai, aki az egész földgolyóra kiterjedő szeizmikus és vulkanológiai észlelések feldolgozása nyomán 6, 9, 18 éves periodicitású energiafelszabadulási görbéket kapott.

Az éghajlati jelenségekben megnyilvánuló rövidebb idejű szakaszosságra PÉCZELY GYÖRGY és CSOMOR MIHÁLY mutatnak példákat Magyarország

nyári csapadékösszegeinek megfigyelésében. 3—5, 15—16 és 16—19 éves periódusok jelentkezését figyelik meg.

Még rövidebb idejű légáramlási periódusokról számol be BERKES ZOLTÁN. Ezek: 12 havi, 6 havi, 4 havi, 3 havi, 73 napos és 1 havi szakasszosságok.



2. ábra. Éghajlat típusok váltakozása Budapesten másfél évszázad alatt. Tíz éves ölelkező átlagok. (Forrás: RÉTHLY ANTAL: Budapest éghajlata, Budapest. 1947, pp. 27, (147. p.). Kiegészítette: RÓNAI ANDRÁS, 1970). M = mediterrán klimatípus (meleg száraz nyár, enyhe, nedves tél); C = kontinentális klíma (meleg nyár, hideg tél); O = óceáni klíma (hűvös nyár, enyhe tél); Cs = csapadék (a három téli és három nyári hónap átlaga)

A legrövidebb idejű szakaszos mozgást MAUCHA LÁSZLÓ mutatja ki a karsztvízszint és a források hozamában mutatkozó árapályjelenségek (6 órás) mérési eredményeiben.

A leírt ciklikus jelenségek végokát minden esetben a naprendszer energiaáramlásaiban keresik.

Az ismétlődő mozgásszakaszok intenzitása, a szakaszok időbeli hossza azonban nagyon különböző, s így azok nehezen vonatkoztathatók a Nap sugárzásainak, a Nap és Hold vonzásának és pályaelemeinek ismert jelenségeihez, ill. azok szakaszos változásaihoz. Érthető, hogy ezek a hatások sokfélék és közvetetten is érvényesülnek számtalan visszaverődési formában, lefékeződnek, vagy felerősödnek, fáziseltolódást szenvednek, akkumulálódnak és kiváltódnak. A végok vagy végokok számtalan variációban termik az okozatokat.

Az eddigi, sokfelől jövő megfigyelésről néhány megállapítást levonhatunk. Az éghajlati jelenségek ciklikus változásaiban a 3-as szám és ennek többszörösei kiemelkedő jelentőségűek. A szeizmikus jelenségekben kimutatható világszerte a napos dimenziótól az évtizedesig; jelentkezik a hőmérsék

let változásaiban, éves, évtizedes ciklusokban, a felszíni és felszín alatti vizek háztartásában évtizedes ciklusokban. Jellemző, hogy a 27—30 éves periódusokon belül a hőmérsékleti vagy csapadék csúcs, hosszú évsorok alacsony és magas vízállása sohasem egy-egy évben jelentkezik, hanem legtöbbször 3—3 egymást követő évben. Kérdéses, hogy a Fertő tónál kimutatott és régi levéltári anyagra alapozott 121 és 242 éves szakaszok is nem 120 és 240 évvel a 3-as, 30-as számok többszörösei. Nem lehet véletlen az sem, hogy a negyedkor tektonikus mozgásainak a 90.000 éves szakaszossága 5-ször fordul elő, a 120.000 éves kétszer, a 210 éves újra kétszer. A nagy negyedkori klímaingadozásokban is leggyakrabban 30.000 és 60.000 éves szakaszokat találtunk.

Természetesen teljes egyezést a különböző ciklikus jelenségekben még akkor sem kereshetünk, ha azokat mind egyetlen és ugyanazon eredeti okra vezetjük vissza.

Az energiaáramlások döntően a levegőben, vízben és szilárd kőzetekben, mint közegekben mennek végbe. E háromféle közeg háromféle vezető, átereszto és felvevő képességű, illetve a kőzetek különféle fajtái, de a levegő és víz is — sűrűségüktől, hőmérsékletüktől függően — önmagukon belül sem egységesen, azonos módon viselkednek. Ezért érthető, hogy szabályos, mindenre kiterjedő rendet a különféle ciklikus jelenségekben nem könnyű találni.

Még egy meggondolás érdemel figyelmet. A klimatikus ciklusoknál — nagyoknál (százezer éveseknél) és kicsiknél (néhány évesek vagy hónaposak vagy naposaknál) megfigyelhető, hogy szakaszok vannak, azonos tendenciájú mozgások ismétlődnek, de sohasem azonos módon. Nincs visszatérés egy egyszer elhagyott vonalra (ha van is egyes pontokra). A fejlődésnek tehát láncolata van, de a változások hullámmozgásszerűen is valamilyen irányban tartanak. Pontosabban nem ismétlődés, hanem fejlődés van.

AZ ÁLTALÁNOS LÉGKÖRZÉS ÉVEN BELÜLI PERIÓDUSAI

BERKES ZOLTÁN
A FÖLDRAJZTUDOMÁNYOK KANDIDÁTUSA

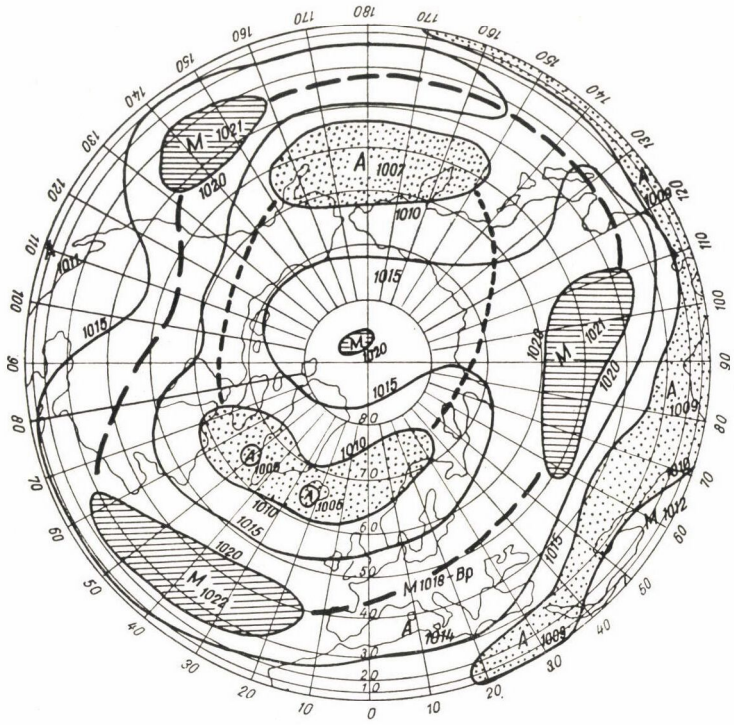
A légáramlások Földünkön annak a nagy szélrendszernek keretében folynak, amit *általános légkörzés*nek nevezünk. Ez meghatározott légnyomáseloszlási rendszerhez kapcsolódik. Homogén felszínű, szabályos geoidon az általános légkörzést 3 tényező határozná meg: a hőmérséklet földrajzi eloszlása, a földforgás eltérítő ereje, és a súrlódás. Elméleti úton meghatározható, hogy ekkor a Föld felszínén 7 légnyomási zóna alakulna ki; éspedig az Egyenlítő vidéki alacsony-nyomású övezet, a Térítők mentén magasnyomású övezetek, a mérsékelt övekben megint alacsonynyomású, széles zónák és a sarkvidékeken ismét magasnyomású centrumok. Ezek az övezetek azonban a súrlódás és egyéb dinamikus okok miatt sejtes szerkezetűek lesznek. Ennek a nyomáseloszlásnak megfelelően létrejön a Térítők közötti *passzát* szélrendszer, a mérsékelt övekben a *nyugati szelek zónája* és a sarki sapkákban megint a keleties szelek (sarki passzátok) rendszere.

A fent leírt képet az általános légkörzés a tavaszi és az őszi hónapokban mutatná, amidőn a Nap az Egyenlítő felett delel. Az északi félgömb telén az egész rendszer súlypontja a déli féltekére húzódik, nyáron pedig az északira. Az eltolódás tehát télről-nyárra elvben 45 fokot tenne ki, észak-déli irányban. Ezt a légkörzési rendszert, minthogy bolygónk napkörüli keringéséhez kötődik, *planetáris légkörzés*nek nevezzük. A valóságos légkörzés ettől nagymértékben eltér, különösképpen az északi féltekén nyáron. A déli félteke nyomás-, és szélrendszere jobban megközelíti az elméleti modellt.

Az eltérések oka abban található meg, hogy a Föld felszíne nem homogén és nem sík, vagyis a besugárzást különböző mértékben értékesíti a léghőmérséklet szempontjából. A tenger és a szárazföld eloszlása a felszínen olyan váltakozó hőmérsékleti mezőt hoz létre tél és nyár között, amely jelentékenyen módosítja, a homogén és sík felszín szigorúan övezetes (zónális) hőmérsékleteloszlását. A legnagyobb eltéréseket Eurázsia belsejében találjuk, ahol a szigorú téli hidegeket aránylag meleg nyarak váltják fel. (A Jakut-földön például a hőmérséklet évi ingása január és július között 70 °C.)

A valóságos földi felszín esetében tehát az általános légkörzésnek még egy *monszunális* komponense is fellép, amihez még a tengerszint feletti magasságok különbözősége miatt *orografikus* effektusok is járulnak.

Az *1. ábrán* bemutatjuk a légnyomás eloszlását az északi féltekén, tengerszintre számított évi átlagértékek alapján, az 1900—1939 közötti időszakból. Jól látható az eloszlás sejtes szerkezete és a fent említett övezetes rend is felismerhető. Az eurázsiai kontinens szerepe abban mutatkozik, hogy a szub-

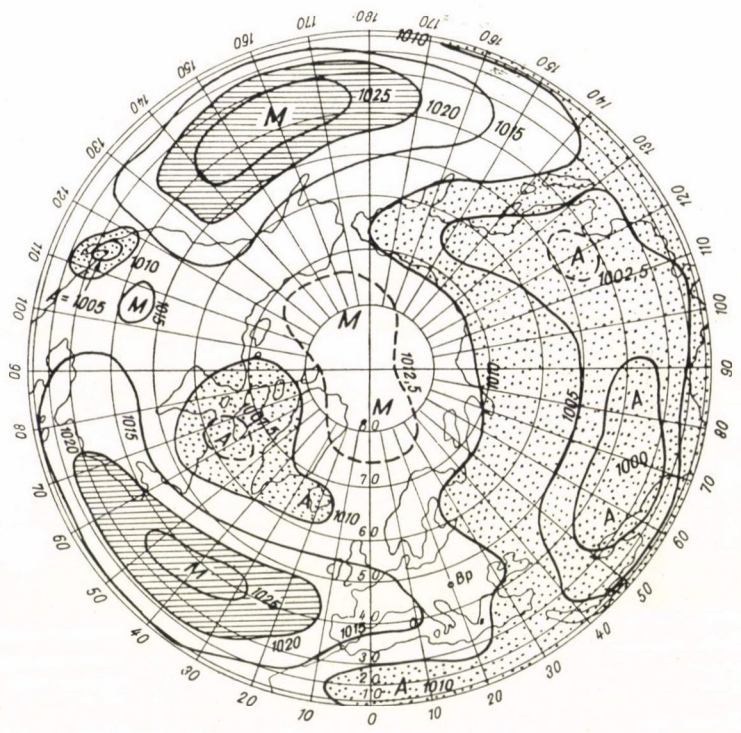


1. ábra. A tengerszinti légnyomás (mb) évi átlagos eloszlása az északi félgömbön (1900—1939)

trópusi magasnyomású zóna anticiklonjaihoz képest itt kb. 20 fokkal északabbra, Mongólia táján találjuk a legmagasabb légnyomást és az egyenlítői kisnyomású zóna is északabbra, Arábia—India felett húzódik. Azt is láthajuk, hogy az északamerikai kontinens Eurázsiával összehasonlítva sokkal alárendeltebb szerepet játszik.

A térképen található légnyomási centrumokat *hatásközpontok*nak nevezzük, és ezek között a legfontosabbak az *azóri-* és *hawaii* anticiklonok, valamint az *izlandi* és az *aleutai* ciklonok. Az évi átlagos eloszlás, mint említettük, nagyjából a tavaszi — őszi képet mutatja. *Télen* annyiban módosul ez a kép, hogy mongóliai anticiklon erősebb, viszont a ciklon-központok mélyebbek. Lényegesen más azonban a nyomáseloszlás *nyáron (2. ábra)*. Ekkor ui. a magasnyomású övezet Ázsiában *teljesen hiányzik*, sőt az egész területet egy hatalmas kiterjedésű mélynyomású *depresszió* foglalja el, amelynek centrumai éppen a

30. é. szélesség táján vannak; tehát ott, ahol a magasnyomású övezetnek kellene lennie. Az azóri és a hawaii hatásközpontok nyárra megerősödnek és kb. 5 fokkal északabbra tolódnak. Az izlandi és az aleuti ciklonok viszont jóval gyengébbek, mint télen. (Megjegyezzük, hogy a mongóliai téli nagy-



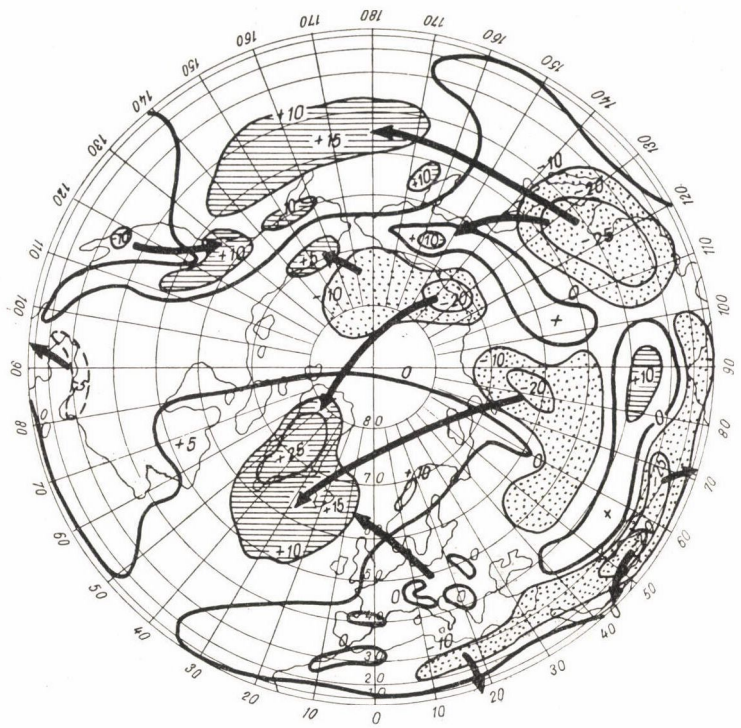
2. ábra. A júliusi tengerszinti légnyomáseloszlás (mb)

légnyomást *termikus anticiklon*nak tekinthetjük, mert létrejöttében a főszerepet a lehűlés játsza. Ezzel szemben a szubtrópusi anticiklonok *dinamikus* eredetűek.)

A *3. ábrán* feltüntettük a légnyomás *évi ingását*, vagyis a téli (januári) és a nyári (júliusi) nyomáseloszlások különbségét. Megjegyezzük, hogy ezeket a különbségeket az állomások *talajszinti* magasságában észlelt adatok alapján számítottuk és nem a tengerszintre átszámított értékek szerint. Ez utóbbiaknál ui. olyan virtuális (föld alatti) levegőmennyiségekkel is számolnánk, amelyek a valóságban nem léteznek. — E térképen látható, hogy az északi félteke általános légkörzésének változása télről-nyárra lényegében véve a tenger-szárazföld közötti légtömeg áthelyeződésekben nyilvánul meg: a kontinensekről levegő távozik, amely a tengerek felett gyülemlik meg. Így tehát

nagyméretű monszunális áramlások alakulnak ki, amelyek szinte teljesen elnyomják az általános légkörzés elméletileg zónális rendjét.

Tekintettel az összes földi levegő-mennyiség állandóságára, a változási térképen látható nyomás-süllyedési és emelkedési területeknek, illetőleg

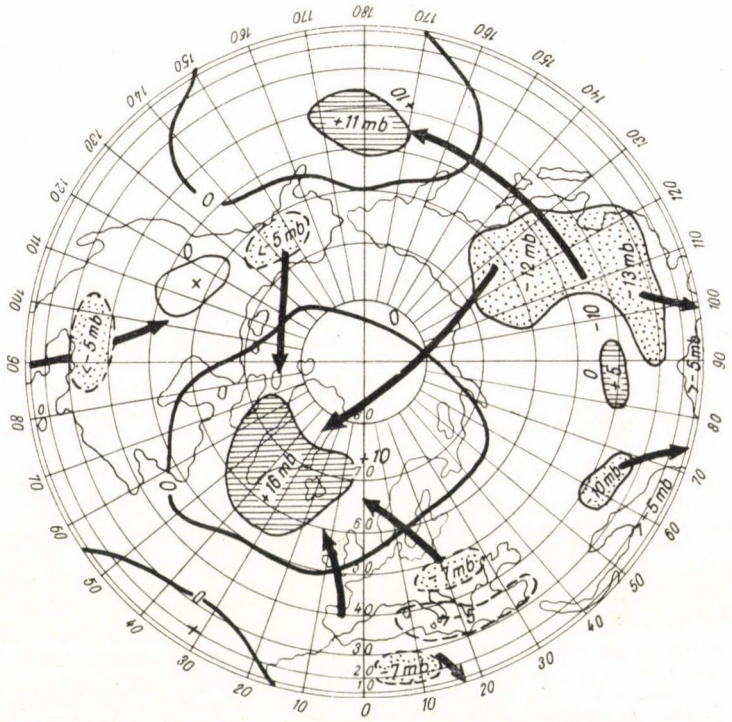


3. ábra. A talajszinti légnyomás változása januárról júliusra, (mb) (A nyilak a légtömeg-áthelyeződések irányát jelzik)

mennyiségeknek szigorú kapcsolatban kell állaniok egymással. Térképünkre be is jegyeztük azokat a nyilakat, amelyek az egyes légtömeg áthelyeződéseket jelölik ki. Mint látható, a szibériai levegő nagyrésze az észak-atlanti térségbe vándorol, viszont a Kínából távozó levegőmennyiség a Csendes-óceánon található meg. Az arábiai-indiai levegő részben a Himalája fölé kerül, részben pedig — mint azt a részletesebb vizsgálat bizonyítja — a déli féltekére áramlik át, hogy ott fedezze a szárazföldeken lehűlő levegő nyomásemelkedését. (A déli féltekén ui. júliusban tél van.)

Júliustól januárig természetesen ezeknek a nyomásváltozásoknak a fordítottja játszódik le, azonban tekintetbe véve az általános légkörzés törvényszerűségeit, az áthelyeződéseket jelző nyilakat nem fordíthatjuk meg ilyen egyszerűen. A Szibériából az északatlanti területekre mutató nyilak ui.

keleties szeleket jelentenek, ami ezeken a szélességeken indokolt (sarki passzát), de e területeken visszafelé fújó nyugatias szelek általában nem lehetségesek. A következőkben éppen az lesz a feladatunk, hogy ezeknek az áramlásoknak pontosabb alakulását határozzuk meg *évszakos* viszonylatban. A kulcsot

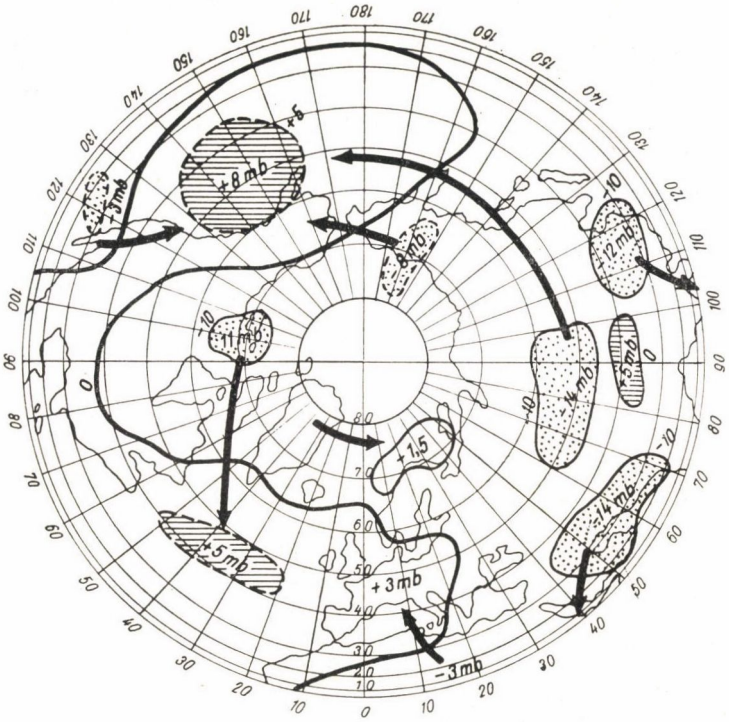


4. ábra. A talajszinti légnyomás változása januárról áprilisra

a vizsgálathoz az a jelenség szolgáltatja, hogy a Sarkvidéken a legmagasabb nyomás a tavasz folyamán áll be, ui. ott a levegő — kisugárzás miatt — elvileg március 21-ig folyton hűl, és így nyomása is növekszik. (A légnyomásnövekedést a magasabb szintekben odaáramló melegebb, mérsékeltövi levegő okozza.) A valóságban a sarkkörön túli területeken a február a leghidegebb hónap, mert márciusban már megindul a melegebb levegő talajszinti advekciója is, a sarkvidék felé.

Célszerű tehát nyomásváltozási térképeket szerkeszteni, 3—3 havonként, vagyis januárról áprilisra, áprilisról júliusra, júliusról októberre és októberről januárra, *(4—7. ábrák)*. (Megjegyezzük, hogy ez a vizsgálat csak az északi féltekén érdekes, mert a délin jórészt hiányzanak vagy gyengék a zónális, monszunális áramlások a tengerek és az aránylag kis területű szárazföldek között és így csakis a már elméletileg vázolt észak-déli irányú áthelyeződések jelentkeznek az év folyamán.)

Nézzük tehát a légnyomásváltozásokat, illetőleg az áramlásokat az évszakok középső hónapjai szerint. A januárra áprilisra számított nyomásváltozások térképe *(4. ábra)* nagyjából a január-júliusinak felel meg: a lebomló ázsiai hideg léghalmaz levegője részben Grönland, részben a Csendes-óceán

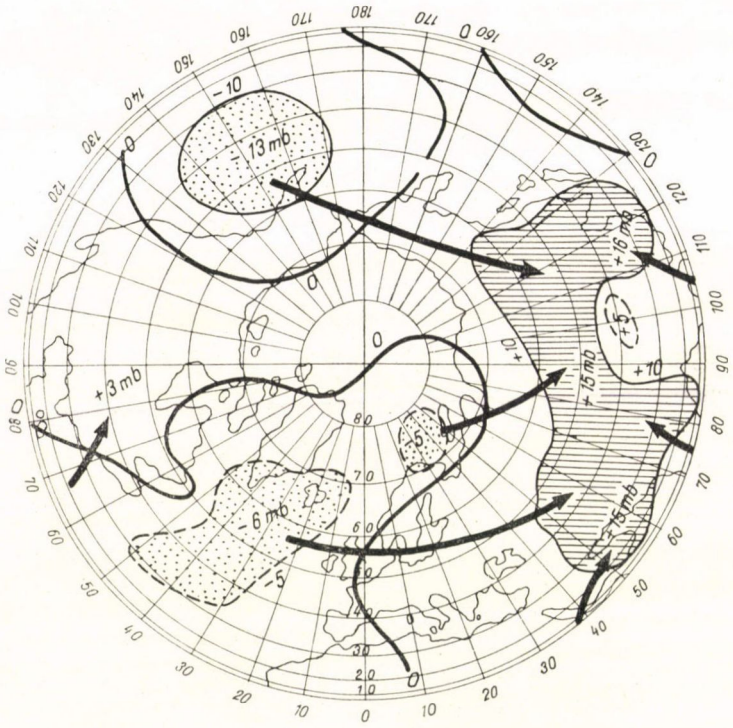


5. ábra. A talajszinti légnyomás változása áprilisról júliusra

felé áramlik, és ott emeli meg a légnyomást. Kisebb levegő-leadó területek az USA déli részén, illetőleg Algériában jelentkeznek. Közép-Európa szintén hozzájárul az Atlanti-óceán felőli nyomás növeléséhez, viszont a Földközi-tenger felett mérsékeltebb a nyomás süllyedése. Egyébként ez utóbbi területeken, és így Hazánkban is, a légnyomás januárban a legmagasabb, és áprilisban a legalacsonyabb. A nyomás másodmaximuma viszont szeptember-októberben jelentkezik (vénasszonyok nyara). A grönlandi térség tavaszi nyomás-többlete miatt Európában növekszik az észak-északkeleti szél gyakorisága, ami lehűléseket okoz (májusi fagyok).

Az áprilisról-júliusra vett nyomásváltozások már más képet mutatnak *(5. ábra)*. A sarki térségből — a felmelegedés miatt — eltávozó levegő az Atlanti-óceán mérsékeltövi tájaira áramlik és annak nyomását növeli meg. Az ázsiai nyomáscsökkenés tovább folytatódik és a délibb területekről levegő

áramlik a déli félteke felé is. Az Atlanti-óceán és a Sarkvidék között tehát megnövekszik a nyomásgrádiens és ennek következtében — a tavaszi állapothoz képest — erősödik a zónális nyugati áramlás. Ez a jelenség idézi elő azt, hogy a nyár folyamán Közép-Európában szintén megerősödik a nyugati



6. ábra. A talajszinti légnyomás változása júliusról októberre

szél, vagyis a tengeri hűvös levegő beáramlása. (Ez a magyarázata a népies Medárd-napi szabálynak, amit CHOLNOKY JENŐ nyomán európai monszunnak is nevezhetünk.)

Júliusról októberre már megindul a levegő felhalmozódása Ázsia belsejében, azonban ennek a levegőnek nagyobb része a Csendes-óceánról származik és csak kisebb része az Atlanti-óceánról. Megfigyelhető a levegő visszaáramlása a déli féltekéről is; Afrika illetve India irányából (6. ábra).

Októberről januárra az atlanti levegő Közép-Európa és részben Észak-Afrika nyomását is növeli, az ázsiai léghalmazt pedig főként a Csendes-óceán levegője erősíti. *A közép-európai januári nyomásmaximumot tehát az Atlanti-óceánról származó nyugati levegő beáramlása alakítja ki* a lehűlt felszín felett, de ez az áramlás már nem a talaj közelében megy végbe, hanem a magasabb

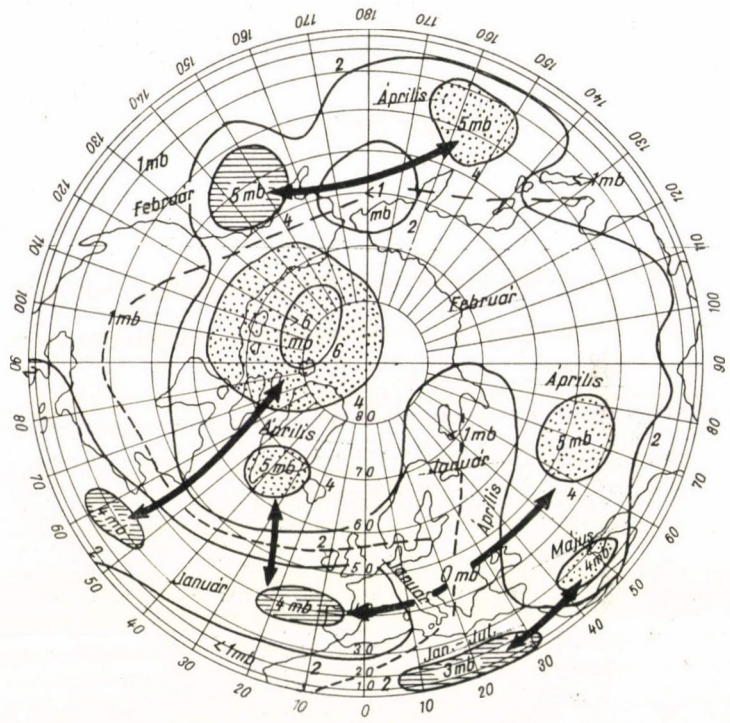
(5—6 km-es) légrétegekben. Ugyenez áll a Csendes-óceáni levegő visszaáramlására is, de ott keleties magassági szelek révén *(7. ábra)*.

Mindebből megállapítható, hogy az eurázsiai levegő az év folyamán két nagy — túlnyomóan horizontális — légkörzésben vesz részt. A távol-keleti

7. ábra. A talajszinti légnyomás változása októberről januárra

légcsere szabályos monszunnak tekinthető, mert a téli hideg levegő Ázsiából nyugati széllel áramlik ki a Csendes-óceánra, és keleties szelekkel tér vissza. Ezzel szemben az atlanti-európai körzés már jóval nagyobb területre (a 30. és a 70. szélességek között) terjed ki, mert az ázsiai levegő tavasszal először a grönlandi térségbe áramlik keleties szelekkel, majd onnan a koranyári hónapokban déli irányba fordul és csak azután áramlik vissza nyugati szelek kíséretében a kontinens belseje felé. Ez a monszunális légkörzés tehát egy nagykiterjedésű köráram formájában megy végbe. Bizonyos mértékben tehát jogos volt az a vélemény, hogy Európában nincs igazi monszun, mert a kiáramlás nem azon a pályán megy végbe, amelyiken a beáramlás történik. (Általában 120 foknyi eltérést szoktak tekintetbe venni a monszun esetében.) Ennek ellenére a fent leírt nagy légkörzést mégis monszun-jelenségnek kell

felfognunk, ha az nem is olyan egyszerű, mint a Csendes-óceáni vagy az indiai. Mint a 3. *térkép*ről is látható, Észak-Amerikában a nyomásváltozások lényegtelenek és nagyobb méretű monszun-jelenségek sem mutathatók ki. Ennek valószínűleg a nagyjából észak—déli irányban futó Sziklás-hegység az oka.



8. ábra. A 6 havi légnyomási hullám ingása és a maximum hónapja. (A kettős nyilak a kompenzációs területeket kötik össze)

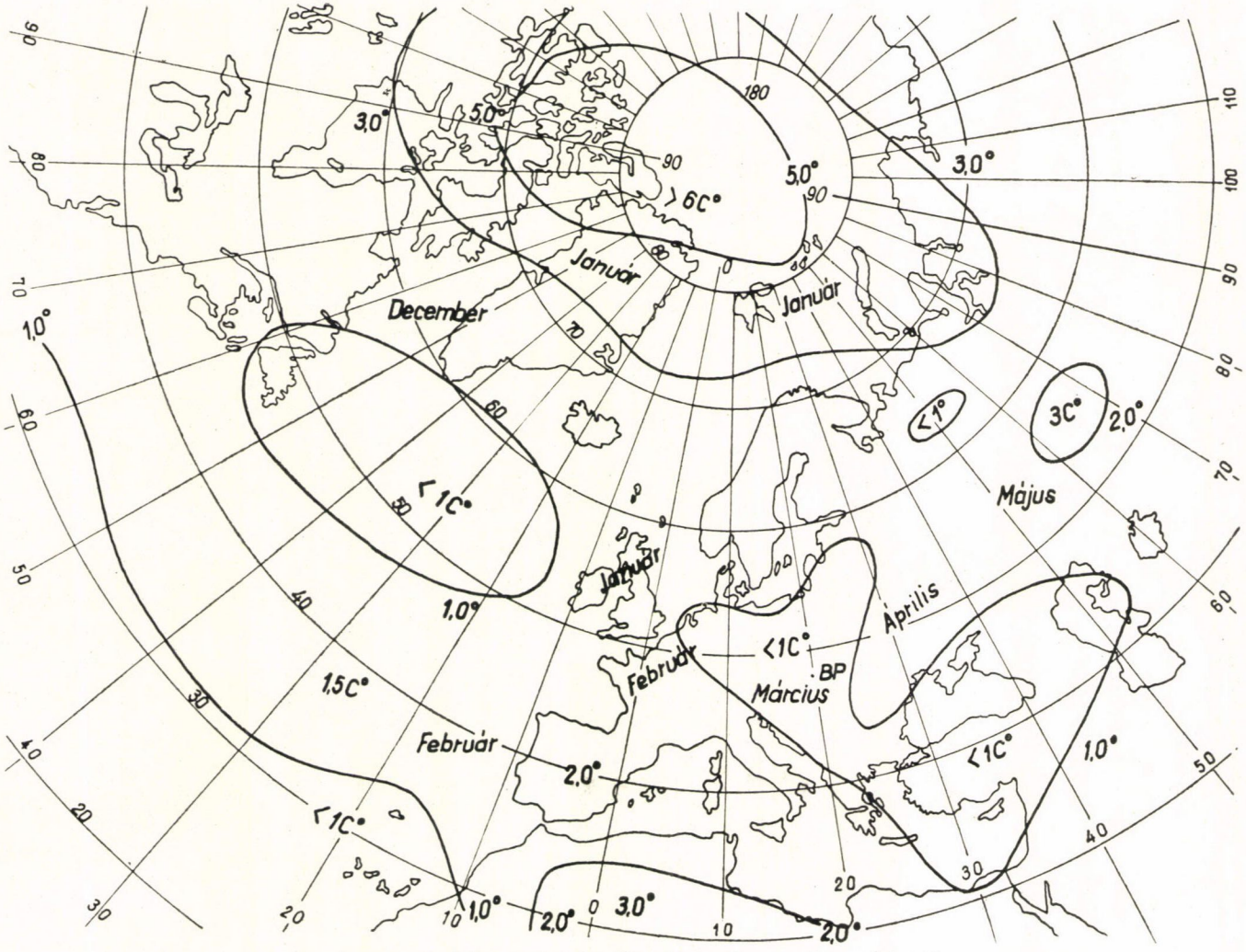
Az eurázsiai nyomásváltozások viszont olyan erősek, hogy szinte az egész Föld légkörzését irányítják, mint egy nagy nyomó-szívó gép. Láthatjuk azt is, hogy ezek a hatalmas nyomásváltozások teljesen elnyomják az elméletileg várható, éven belőli változásokat az általános légkörzés modelljében. Ez a megállapítás még a déli félteke vonatkozásában is fennáll, mert oda az északi féltekéről is kerül levegő.

Felmerül azonban a kérdés, vajon nincsenek-e más periódusok is az általános légkörzés éven belőli változásaiban? Valamely rezgő fizikai rendszerben ui. az alapperiódus mellett még felhullámok (alperiódusok) is fel szoktak lépni. Az atlanti — európai légnyomásviszonyok szempontjából azt találtuk (Berkes, 1968), hogy *alperiódusok is jelentkeznek a nyomáseloszlásban.* Az évi, tehát 12 havi alapperiódus mellett annak racionális törtrészei léphetnek fel,

tehát szó lehet 6 havi (félévi), valamint 4, 3, 2, havi alperiódusokról, sőt mint 5-öd részről, 2,4 havi (73 napos) periódusról is, ha csak *havi* átlagértékekre alkalmazzuk a harmónikus analízis módszerét. (*Félhavi* átlagértékek esetében 1 havi lehet a legrövidebb periódus, *pentád*-átlagok esetében pedig 10 napos, stb.).

Az említett harmónikus analízis elsősorban is igazolta a fent leírt nagy monszunális légkörzést, mert minden egyes észlelőállomás számára szolgáltatta a maximális légnyomás beállásának hónapját. A fázisszögek tényleg a leírt kör mentén helyezkednek el. Ezekből még az áramlások sebességére is következtetni lehetett az egyes részterületekre. Az alperiódusok közül általában legerősebb a 6 havi. Az amplitúdó eloszlása azonban nagyon változatos képet mutat, főleg megint az északi félgömbön. Általában a sarkvidékek peremén a legnagyobb a 6 havi periódus ingása, azon felül az óceánok mérsékelt övi területe felett. Kivétel a dél-szibériai, iráni térség, ahol az ingás majdnem akkora, mint az északi sark közelében (6 mb). Legnagyobb a periódus ingása a déli féltekén a 40. szélességtől délre. Ott határozottan az óceánok felett találjuk az ingás maximumát. A 6 havi periódus ingásának eloszlását az északi féltekén a *8. ábra* szemlélteti. Az atlanti-európai térségben két nagy ingadozású területet találunk: egyiket Grönland déli része felett, a másodikat az azóri nagylégnyomás területén. Erős ingású terület található még az Aral-tó vidékén, valamint Arábiában. A Csendes-óceánon két nagyingású terület jelentkezik: az egyik az Aleuták-térségében, a másik Kamcsatkától délre. A térképre bejelöltük a légnyomás maximumának hónapjait is a 6 havi periódu son belül. Ezek segítségével megállapítható volt, hogy melyek a kompenzációs területek. A sarki térség félévi nyomásváltozásainak ellenpólusai a szubtrópusi magasnyomású övben találhatók, de az ázsiai nagyingású terület is ezzel áll kapcsolatban. A Csendes-óceánon a két megjelölt terület áll egymással kompenzációs kapcsolatban.

A 6 havi periódus ingásának nagysága — mint látjuk —, maximálisan 4—6 mb, ami igen nagy érték, hiszen mint a *3. ábrán* látható az évi (12 havi) periódus ingása Szibériában, Kínában, illetőleg Grönland felett 20—25 mb körüli. E periódus ingása tehát eléri ezeknek az értékeknek a 25%-át is. Az ábrából az is látható, hogy az azóri térségben januárban (és júliusban) van a 6 havi légnyomási periódus maximuma, viszont Grönlandon és az Aral-tó vidékén áprilisban (októberben). Az azóri levegő egyrésze tehát januártól áprilisig e két utóbbi felületre áramlik, majd áprilistól júliusig (októbertől januárig). vissza az Azórokhoz. Így tehát egy részben meridionális (dél—északi) és egy zónális (nyugat—keleti) áramrendszerrel van dolgunk a 6 havi időtartamon belül. A Csendes-óceánon más a helyzet, mert ott a két nagy ingási terület között inkább zónális a kicserélődés. A déli féltekén egyszerűbb, mert övezetes a kép, ott ui. a légtömegáthelyeződés a sarki és a mérsékelt szélességek között túlnyomórészt meridionálisan megy végbe. (Az áramlások irányát



9. ábra. A 6 havi hőmérsékleti hullám ingása és a maximum hónapja

illetően ez csak nagy vonalakban igaz, ui. a ciklonok és anticiklonok váltakozása következtében a levegő áramlása sokkal bonyolultabban alakul a valóságban, mint azt a sokévi átlagokból szerkesztett térképeinken látszólagosan megállapíthatunk. A levegő áthelyeződése a valóságban szakaszosan, esetleg spirális pályákon megy végbe. (Térképeinken a nyilak csak a végállapotokat tüntetik fel.) A déli félteke 6 havi periódusát szemléltetendő, közöljük a 45. és a 75. déli szélességi körökre átlagolt havi nyomás-eltéréseket az évi középtől:

	I	II	III	IV	V	VI	Ingás (III—VI)
45. °S szélességen:	—0,6	1,3	1,9	0,6	—1,3	—1,9	—3,8 mb
75. °S szélességen:	1,9	—0,3	—2,2	—1,9	0,3	2,2	+4,4 mb
gradiens:	+2,5	—1,6	—4,1	—2,5	+1,6	+4,1	+8,2 mb

A kompenzáció a két szélesség között — mint látható — igen erős. A járulékos légnyomási gradiens pedig tavasszal (VIII—X) és ősszel (II—IV) gyengíti a déli mérsékelt szélességeken általában erős nyugati szelet, télen és nyáron erősíti.

A 6 havi légnyomási periódus az atlanti-európai térségben is létrehoz változásokat, az itt is általános nyugatias szélrendszerben. A *8. ábrá*ból látható, hogy a gradiens az 50° táján télen és nyáron erősíti a nyugati szelet, tavasszal és ősszel pedig gyengíti. Az eurázsiai kontinensen és a Csendes-óceánon komplikáltabb a helyzet, éppen a kontinens jelenléte miatt.

A 6 havi periódus — tekintélyes nagyságú ingását figyelembe véve —, mindenképpen reálisnak tekinthető, vagyis nem véletlenszerű ingadozások eredménye. Érdekelhet tehát bennünket, hogy mi lehet az oka? Minthogy a *8. ábra* szerint a legnagyobb ingás éppen az északi félgönb hideg sarka felett jelentkezik Észak-Kanadában, elsősorban hőmérsékleti hatásra kell következtetnünk. A *9. ábrán* láthatjuk is, hogy a 6 havi hőmérsékleti hullám ingása tényleg a sark körüli tájakon a legnagyobb (a 6 °C ingású terület egybeesik a 6 mb-os nyomásingadozással). A hőmérséklet 6 havi hullámának maximuma januárban és júliusban van, tehát ott, ahol a légnyomásnak éppen minimumai vannak; minimumai pedig áprilisban és októberben vannak, vagyis a légnyomás maximumaival esnek egybe. Ez utóbbi — mint már előbb is említettük — a Sarkvidék lehűlésével áll kapcsolatban. A déli féltekén hasonló a helyzet, amit a következő két 6 havi hőmérsékleti anomália sor is bizonyít:

	I	II	III	IV	V	VI
NW-Grönland: (Thule), 82° N × 64° W:	3,3	0,3	—3,0	—3,3	—0,3	3,0 C°
Antarktisz: (Mac Murdo-öböl) 78° S × 166° E:	2,7	0,3	—3,0	—2,7	0,3	3,0 C°

Tehát mindkét állomáson tavaszra (és őszre) esik a 6 havi hőmérsékleti hullám minimuma, de a Déli-Sarkvidéken már márciusban jelentkezik és ott június (és december) a maximum hónapja. A 6 havi hőmérsékleti hullám e két

helyen 6,6, ill. 6,0 °C, ami az évi ingásnak Grönlandon 1/6-od része, az Antarktiszon pedig 1/4-e.

Megemlítjük, hogy az északi félgömb felett 3 km magasságban is kumutatható a 6 havi hőmérsékleti hullám és az ingása a hideg sark közelében 5°, tehát alig kisebb mint a talajon. Az 50. é.-szélesség mentén már csak 1 fok körüli a hullám ingása, mind a talajon, mind a magasabb rétegben.

A 6 havi periódus tehát a Sarkvidéknek a mérsékelt övihez képest asszimmetrikus felmelegedésének a következménye. Elméletileg a hőmérséklet minimumának koratavasszal kellene beállania, viszont a maximum a nyári hónapokban következne be. A mérsékelt szélességekről eredő meleg advekció azonban — főleg télen — emeli a Sarkvidék hőmérsékletét, mert ilyenkor legerősebb a ciklontevékenység. Augusztus után megindul a Sarkvidék lehűlése, de nem folytatódik márciusig, mert az említett meleg advekció már októberben megkezdődik. Így a második hőmérsékleti minimum ősszel következik be. A hőmérséklet ezen kétszeres hullámzása az év folyamán létrehozza a légnyomás hasonló hullámát is, ami azután járulékos (meridionális) áramlásokat kelt a légkörzésben.

Az elmondottakat világosabbá teszi az alábbi táblázat: Ebben feltüntettük a légnyomás és a hőmérséklet harmonikus elemzéssel kapott évi színuszhullámát (S), valamint ezen értékeknek az eredeti havi értékekből történt levonása után a megmaradó és cirkulációs járulékoknak tekinthető sort (Δ), a grönlandi *Angmagsalikon* (65°N ×38°W):

		I	II	III	IV	V	VI
Légnyomás:	S =	*—0,2*	3,2	6,3	9,9	13,6	14,0
	Δ =	*—3,6*	—0,9	0,8	**2,3**	2,2	—1,4
Hőmérséklet:	S =	—8,9	—8,4	—6,2	—2,7	1,5	4,5
	Δ =	**1,2**	0,1	—0,8	*—0,9*	—0,1	0,6
		VII	VIII	IX	X	XI	XII
Légnyomás:	S =	**14,6**	11,2	8,2	4,5	0,8	0,5 mb
	Δ =	*—3,3*	—0,1	0,5	1,5	**2,5**	—0,6 mb
Hőmérséklet:	S =	**6,4**	5,9	3,7	0,2	—4,0	7,1 C°
	Δ =	**0,7**	0,2	—0,3	*—1,0*	—0,6	0,8 C°

Látható tehát, hogy mind a légnyomásnál, mind a hőmérsékletnél júliusban van az évi hullám maximuma és januárban a minimuma, ami csak advekcióval magyarázható (a légnyomás esetében magassági meleg-advekcióval). A cirkulációs sorok kettős hullámot, tehát a 6 havi alperiódus erős érvényesülését mutatják, ezenfelül a légnyomás és a hőmérséklet ellentétes alakulását. A nyomás 6 havi hullámzását tehát a helyi hőmérséklet kétszeres hulláma okozza a Sarkvidéken.

A 6 havi hullám hőmérsékleti jellegét bizonyítja a következő vizsgálat is. Több időszakban végigvizsgálva, a 6 havi periódusra mindenkor nagyjában ugyanazt a képet nyertük (90 éven át), mint a bemutatott 40 évi átlagok esetén-

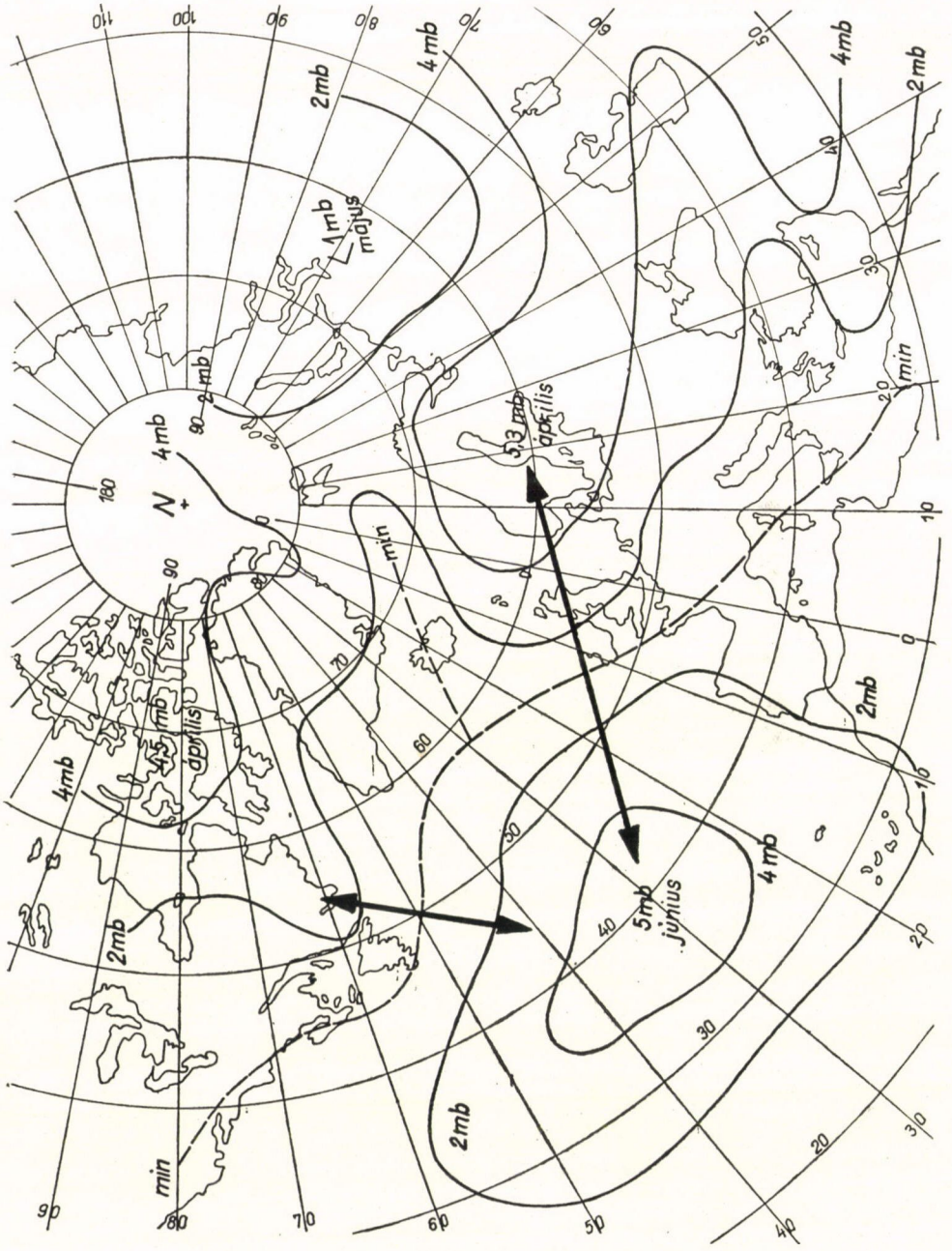
ben. (A megvizsgált időszakok: 1851—80, 1887—1916, 1901—30, stb. voltak.) Lényeges módosulást találtunk azonban a legutóbbi 30 év folyamán. Ennek illusztrálására bemutatjuk az 1951—60. közötti évtized adatai alapján, harmonikus analízissel kapott eredményeinket *(10. ábra)*.

Ezen a térképen az a feltűnő, hogy a 40 év alapján Grönland déli részén (Angmagsalik táján) kapott 5 mb-os ingás helyett csak 1,25 mb-ost kaptunk, ami éppen 1/4-e amannak. Ezzel szemben Stockholm tájékán, ahol csak 1mb volt az ingás, most 5-nél is nagyobb jelentkezett. *A dél-grönlandi góc tehát Svédországba vonult át*!

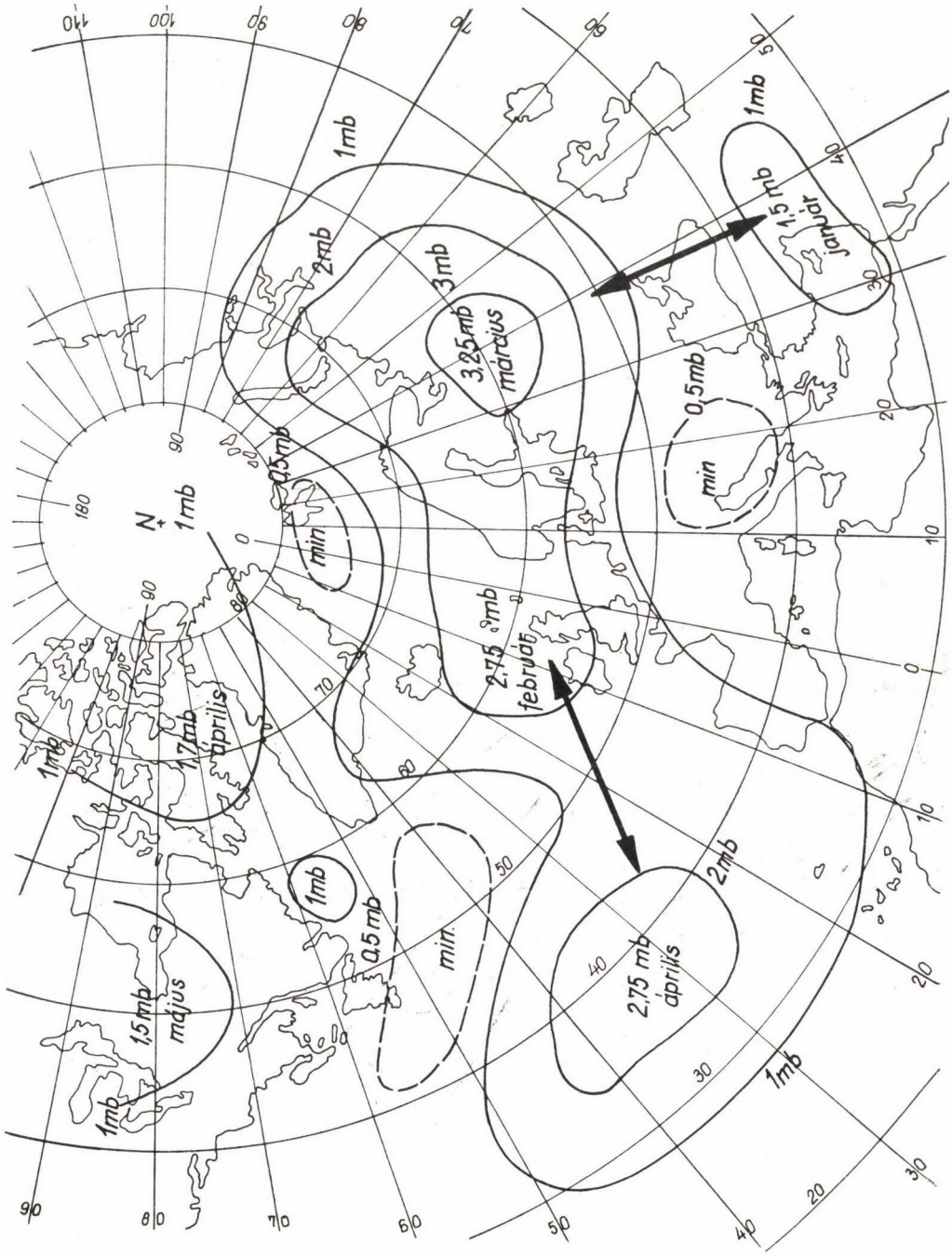
Ennek a jelenségnek a magyarázatához meg kell gondolnunk, hogy a Föld közepes hőmérséklete kb. 1880 óta szinte egyenletes emelkedést mutat, aminek zöme éppen az Északi-sarkvidéken jelentkezett. A nyugat-grönlandi Upernivik-ben például a január közép-hőmérséklete az 1911. előtti, illetőleg 1926. utáni 30 évekből számítva, közel 7 fokot melegedett. Szibéria északi tájai (tehát a másik északi-félgömbi hideggóc) viszont kevésbé melegedtek fel. Érthető tehát, hogy a 6 havi periódus maximális ingású területe fokozatosan áthelyeződött keletre. A kompenzációs terület továbbra is az Azóri-térség maradt, téli-nyári maximummal, szemben a Stockholm- környéki április—októberi maximumokkal. Ugyanekkor Kelet-Grönlandon a korábbi április helyett, már márciusban jelentkezik a 6 havi légnyomási periódus első maximuma.

Mind a 12 havi, mind pedig a 6 havi periódus keretében végbemenő légtömeg-áthelyeződések nyomot hagynak Földünk tengelykörüli forgásában is. Az évi periódus, mint a CHANDLER-féle 14 havi mutáció pertubációja jelentkezik. A 6 havi ingadozás pedig még a mesterséges holdak keringéséből is kielemezhető volt.

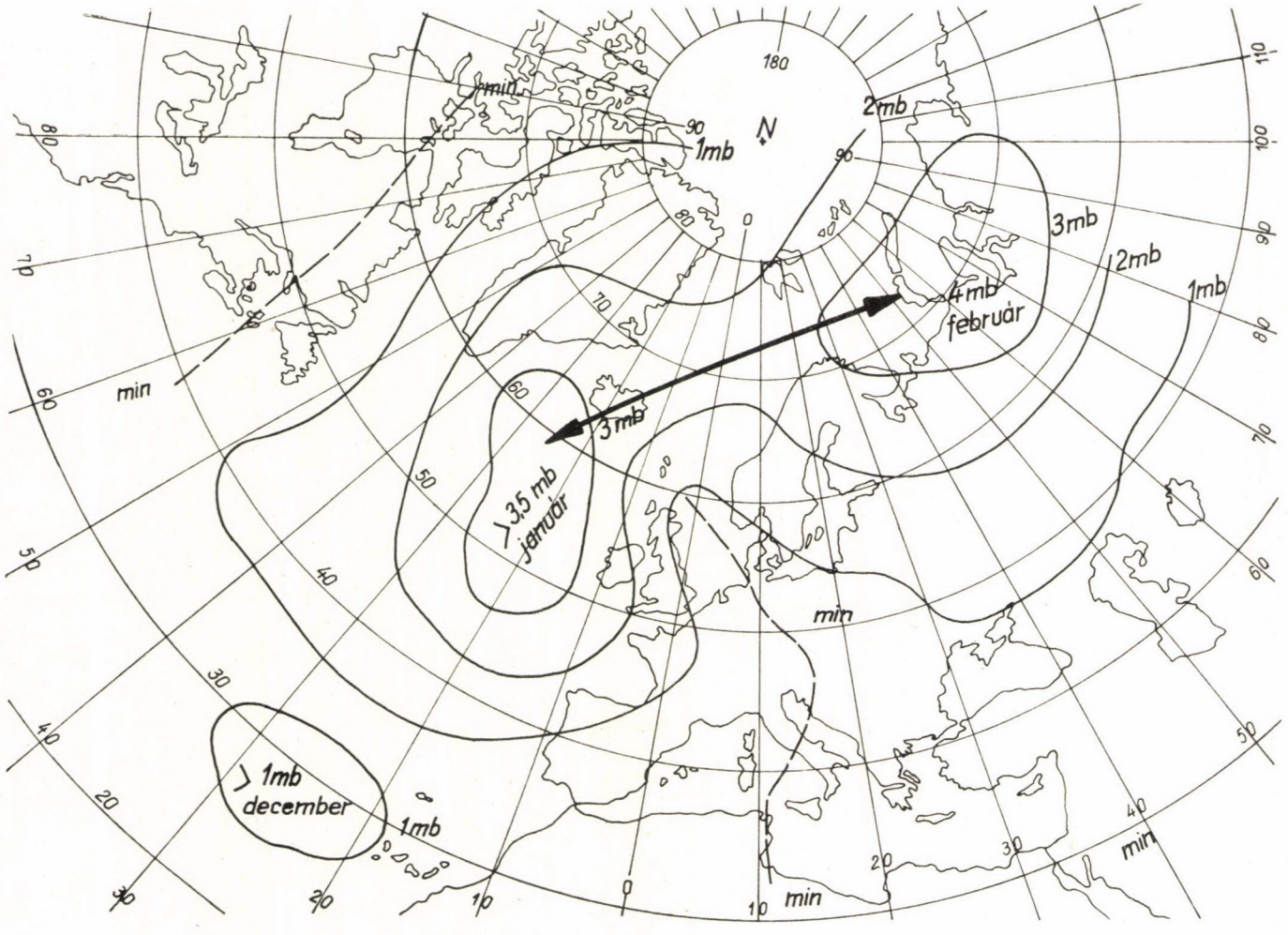
A rövidebb periódusokat az alapul vett 40 év adatainak elemzése révén értékeltük (BERKES, 1968). Ott ezeknek amplitúdója meglehetősen kicsinynek adódott, (az ingás mindössze 1—2 mb) és általában minél rövidebb periódusról van szó, annál gyengébb is. Az 1951—1960 közötti évtizedekben azonban ezeknek ingása nőtt, és megközelítette a 3—4 mb-t is. A *11.* és *12.* ábrákon láthatjuk a két leglényegesebb rövid periódust, a 4 havi, és a 3 havi ingásának eloszlását az atlanti-európai-térségben. A 4 havi légnyomási periódus ingásának maximumai az azóri- és az észak-atlanti-térségben vannak és ezek egyben egymást kompenzáló területek is. A 4 havi periódus tehát éppen olyan állóhullám jelleget mutat, mint a 6 havi. (A 12 havi — mint láttuk — áramló jellegű.) A légtömeg kicserélődéseknek tehát itt is elég erős a meridionális komponense. A hőmérséklet 4 havi alperiódusa is kimutatható volt és ez is a sarkvidéki területeken a legerősebb. Zöme azonban inkább észak-keleten található és nem a kanadai hideggócban. A 4 havi periódus oka tehát hasonló a 6 haviéhoz. Ez a periódus Európában általában az északi—észak-keleti szelek gyakoriságát növeli meg kora tavasszal, stb.



10. ábra. A 6 havi légnyomási hullám ingása 1951—60 között



11. ábra. A 4 havi légnyomási hullám ingása 1951—60 között



12. ábra. A 3 havi légnyomási hullám ingása 1951—60 között

A 3 havi periódus kompenzációs területe Írországtól nyugatra és Novaja Zemlja táján mutatkoznak. Közép-Európában igen gyenge e periódus, csak úgy mint a 4 havi. Egyébként e két periódus egymáshoz igen hasonló, csak a 3 havi gócpontjai északabbra vannak, mint a 4 havié és a hőmérséklet 3 havi ingása megint az észak-kanadai hideggóc táján a legnagyobb. Ez a periódus is északi—északkeleti szeleket okoz Európában, még pedig minden évszak közepén.

A 2, 4 havi és a 2 havi periódusok amplitúdói már nagyon csekélyek és a véletlenszerű ingadozás határán állnak. Ennek ellenére, különösen a 73 napos periódus (tehát az 5. felhullám), több vonatkozásban reálisnak bizonyult (Időjárás, 1970. évf. 393. o.).

A 3 és 4 havi periódus a déli féltekén is jelentkezik, és szintén a magasabb szélességeken jelentős, tehát hasonlóan viselkedik mint az atlanti-európai térségben.

Összefoglalva tehát megállapíthatjuk, hogy az általános légkörzés az év folyamán többféle periódusban végez lengéseket. A 12 havi periódus az északi féltekén erős, és lényegében véve az eurázsiai-kontinens nagyméretű monszun-jelenségeivel jellemezhető. A kelet-ázsiai, Csendes-óceáni monszun-jelenség szabályosnak tekinthető, ezzel szemben az európainak kiáramló ága sarkvidéki területeken vonul és csak a visszaáramlás történik Közép-Európán át. A rövidebb periódusok pedig a sarkvidékek túlnyomó részt meridionális jellegű — és a hőmérséklet aszimmetrikus alakulásából eredő — állóhullámai. A déli félteke cirkulációja — nagyobb kontinensek hiányában — jobban megközelíti az elméleti légkörzési modellt. A 6 havi periódus is ott erősebb, amit érthetővé tesz az, hogy a Déli-sark jóval hidegebb, mint az északi. A rövidebb periódusok általában gyengék és csak az utóbbi évtizedekben jelentkeztek feltűnőbben. Ezek az alperiódusok a mérsékelt övekben szokásos nyugatias áramlásokhoz meridionális jellegű járulékos légáramlásokat csatolnak, s ezek azt időnként erősítik, ill. gyengítik.

IRODALOM

1. SCHERHAG, R.: Normalwerte des Luftdruckes auf der Nordhemisphäre, 1900—1939. Met. Abhandlungen, Berlin, **II**, 1, 1953.
2. Normal Weather Charts for the N. Hemisphere. Washington, 1952.
3. RUDLOFF, H.: Luftdruckmittel 1951—1960 für Europa. Beilage zu dem „Großwetterlagen Mitteleuropas" 14. Offenbach a/M, 7, 1961.
4. PFLUGBEIL, C.: Hemisphärische und globale Luftdruck-Bilanz. Berichte der D. Wetterdienst, Frankfurt a/M. **14**, 104, 1967.
5. BERKES, Z.: Időjárás, 330, 1968.

MAGYARORSZÁG NYÁRI CSAPADÉKÁNAK PERIODICITÁSAI

PÉCZELY GYÖRGY
A FÖLDRAJZTUDOMÁNYOK DOKTORA
CSOMOR MIHÁLY

A földtudományok vizsgálati köréhez tartozó különböző jelenségekben számos periodikus folyamat tapasztalható. A kutatók figyelmét már régen felkeltették e periodikus folyamatok, amelyek a légkörben, a hidroszférában és a szilárd kéregben egyaránt kimutathatók.

A periodikus jelenségek egy része nagyon markáns és okuk ismeretes (napi, évi ritmusok, egyéb csillagászati periódusokkal összefüggő változások), más részük korántsem ilyen egyszerű, fizikai okaikat pedig alig vagy egyáltalán nem ismerjük.

A geofizikai jelenségek nagy része bonyolult sokoldalú kölcsönhatás eredménye, létrejöttüket számos *véletlenszerűen* ható tényező befolyásolja, ezért a legtöbb geofizikai észlelési sort, így az idősorokat is *sztohasztikus* jellegűnek tekinthetjük. Az ilyen észlelési sorokban rejlő periódikus jelenségek kimutatása matematikai módszereket igényel, mivel az adatokban szükségképpen véletlenszerű periódusok is megjelennek. Valamely periodus létezésének kimondásánál tehát *kellő óvatossággal* kell eljárnunk, s fizikai okokat keresnünk csak olyan periodikus jelenségeknél indokolt, amelyek matematikai realitása bizonyítottnak tekinthető.

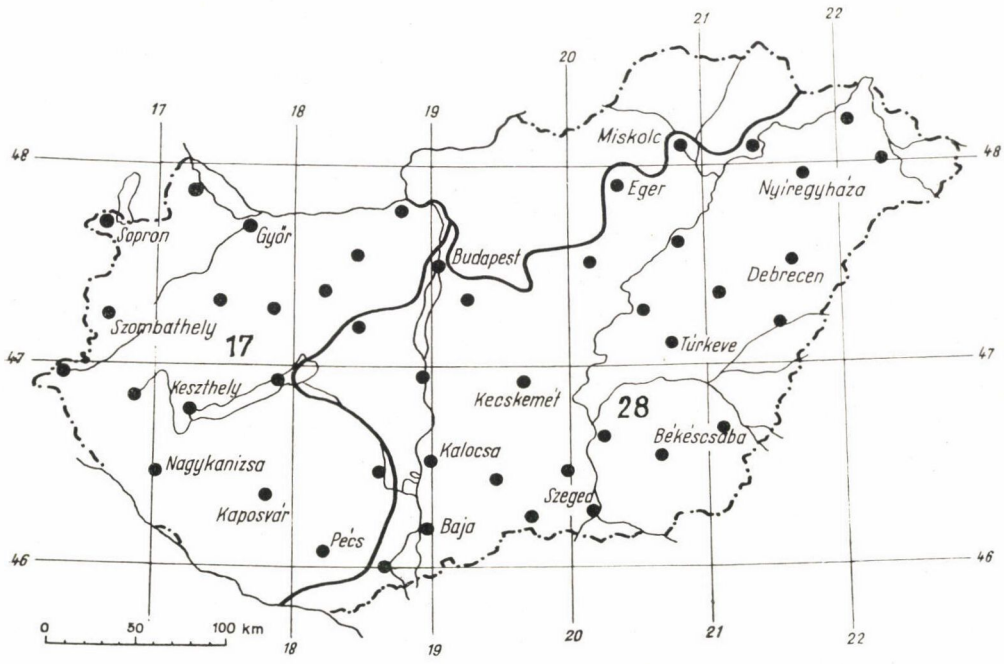
Bemutatjuk azokat az eredményeket, amelyeket Magyarország nyári csapadékának perióduselemzése során kaptunk. Mint ismeretes, csapadékellátottságunk szeszélyessége (elsősorban a tenyészidőszaké) mezőgazdasági termelésünkben bizonytalanságot, nem kívánatos termésingadozásokat okoz. Éghajlatunkon a nyári félévben (április—szeptember között) hull le évi csapadékunk 60 százaléka, a három nyári hónapban 1/3-a, s elsősorban ezen időszak csapadéka a döntő mezőgazdaságunk számára. Ezért korlátoztuk vizsgálatainkat a nyári félév illetve a nyár csapadékmennyiségeinek elemzésére.

Vizsgálatunk adatanyaga a következő volt: *a)* Magyarország nyári félévi csapadékának 10 állomás (Szombathely, Magyaróvár, Keszthely, Pécs, Budapest, Kalocsa, Szeged, Turkeve, Eger, Nyíregyháza) megfigyelése alapján számított átlaga 1871—1971-ig, *b)* Az Alföld 28 állomás megfigyelése alapján meghatározott átlagos nyári csapadéka 1901—1971-ig, *c)* A Dunántúl 17 állomás megfigyelése alapján meghatározott átlagos nyári csapadéka 1901—

1971-ig. A két utóbbi csapadék-idősor levezetéséhez felhasznált állomásokat az *1. ábra* tünteti föl.

A 101 éves *a)* és a 71 éves *b)*, ill. *c)* idősorokat $T = 3$—24 év feltételezett periódusok szerint rendezve harmónikus analízissel meghatároztuk az

$$y = A \sin\left(\frac{2\pi}{T} x + U\right) \tag{1}$$



1. ábra. Állomáshálózat

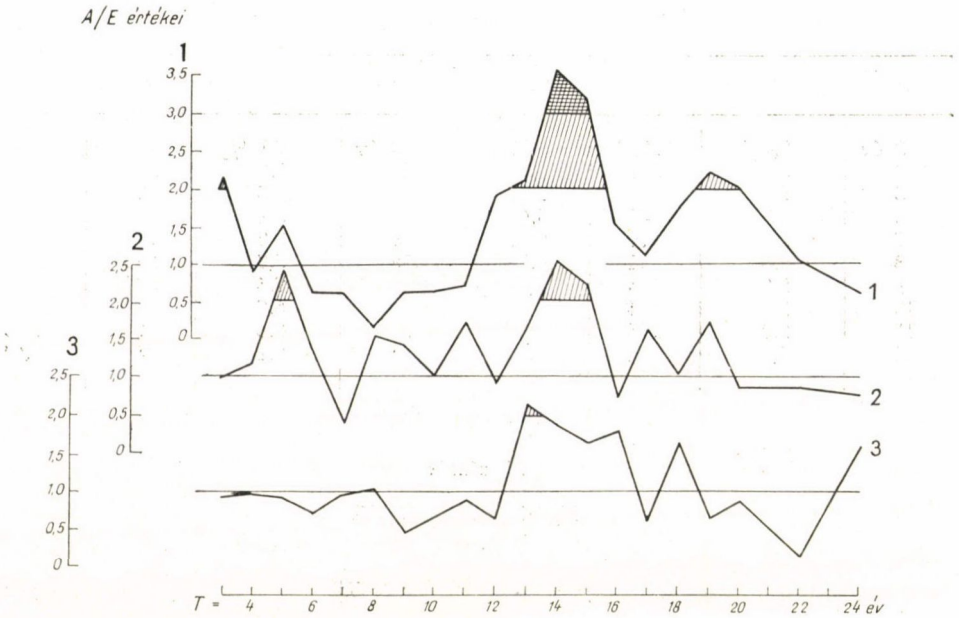
egyenletek állandóit (A = amplitúdó, T = periódushossz, x = múló idő, U = fázisszög), majd a kapott A amplitúdókat az

$$E = \sigma \sqrt{\frac{\pi}{n}} \tag{2}$$

expektancia arányában fejeztük ki (σ = az adatsor szórása, n = az adatsor tagjainak száma). Az A/E hányados számértéke megadja annak P valószínűségét, hogy valamely periódushosszhoz kötött amplitúdó az adatok véletlenszerű elrendeződéséből eredjen:

$A/E =$	$P =$
1	0,4559
1,5	0,1708

2	0,0432
2,5	0,0074
3	0,0009
3,5	$6{,}63 \cdot 10^{-5}$



2. ábra. Az A/E értékek periodogramja

Ha az A/E viszonyszámhoz tartozó P elég kicsiny, kellő biztonsággal $(1 - P)$ állíthatjuk, hogy a szóbanforgó periódus nem véletlen jellegű. A matematikai statisztikában már elfogadott $P < 0{,}05$ esetén az $A/E > 2$, a szigorúbb $P < 0{,}01$ feltétel esetén az $A/E > 2{,}5$ egyenlőtlenségnek kell teljesednie.

A perióduselemzés eredményeit az *I. és II. táblázatok* tartalmazzák. Az eredmények szemléltetését az

$$A/E = f(T) \tag{3}$$

periodogram biztosítja *(2. ábra)*.

Adatainkat áttekintve az $A/E > 2$ kritérium elfogadásával a következő tényeket rögzíthetjük.

Nyári félév csapadékának reális periódusai (A/E nagysága szerint rendezve): 14, 15, 19, 13, 3, 20 év

Alföld nyári csapadékának reális periódusai: 14, 5, 15 év

Dunántúl nyári csapadékának reális periódusai: 13 év

Szembetűnő, hogy a 6 hónapot felölelő nyári félév csapadéksorában több reális periódus mutatkozik, mint a 3 hónap csapadékát összegező nyárnál.

I. táblázat

Nyári félév csapadéka
(1871—1971)

$$y = A \cdot \sin\left(\frac{2\pi}{T}x + U\right)$$

egyenlet állandói

T	A	U	A/E	T	A	U	A/E
3 év	7,1%	179°	2,15	13 év	7,1 %	343°	2,15
4	3,0	307	0,91	14	11,8	217	3,56
5	5,0	195	1,51	15	10,5	231	3,18
6	2,1	45	0,64	16	5,1	282	1,55
7	2,0	176	0,61	17	3,7	256	1,12
8	0,6	51	0,18	18	5,7	265	1,73
9	2,0	186	0,61	19	7,4	306	2,24
10	2,1	284	0,64	20	6,7	331	2,04
11	2,3	206	0,70	22	3,6	324	1,09
12	6,4	181	1,94	24	2,1	346	0,64

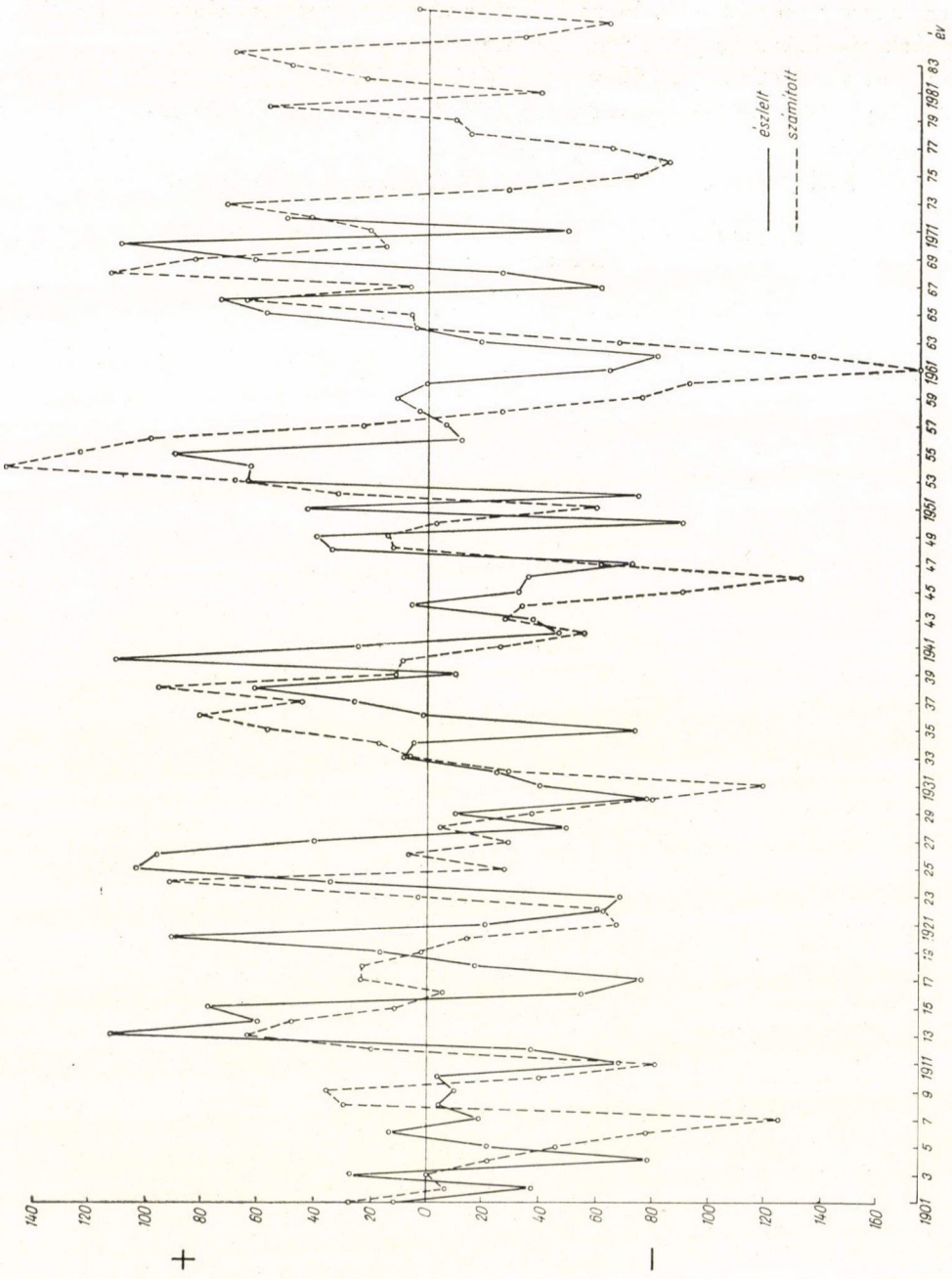
II. táblázat

Nyári évszak csapadéka
(1901—1971)

$$y = A \cdot \sin\left(\frac{2\pi}{T}x + U\right)$$

egyenlet állandói

Alföld				Dunántúl			
T	A	U	A/E	T	A	U	A/E
3 év	11,5 mm	290°	1,00	3 év	12,7 mm	114°	0,93
4	13,4	165	1,17	4	13,2	313	0,97
5	28,2	262	2,47	5	12,5	187	0,91
6	15,7	107	1,37	6	9,9	67	0,72
7	4,6	84	0,40	7	13,3	224	0,97
8	18,6	113	1,63	8	13,9	68	1,02
9	16,3	108	1,42	9	6,0	285	0,44
10	11,6	297	1,01	10	9,5	232	0,69
11	19,9	48	1,74	11	12,1	51	0,88
12	10,5	50	0,92	12	8,3	46	0,61
13	19,1	60	1,67	13	29,0	83	2,13
14	29,0	198	2,54	14	25,3	174	1,86
15	25,6	279	2,24	15	22,5	219	1,65
16	8,0	337	0,70	16	24,6	294	1,80
17	18,9	68	1,65	17	7,9	37	0,58
18	11,7	119	1,02	18	22,6	84	1,66
19	19,9	186	1,74	19	8,5	41	0,62
20	9,8	204	0,85	20	12,1	142	0,88
22	10,0	60	0,87	22	1,6	145	0,11
24	8,7	92	0,76	24	21,8	242	1,60



3. ábra. Az Alföld nyári csapadékának észlelt és periodikus összetevők alapján számított idősora

Ennek nyilvánvaló oka az, hogy a legszeszélyesebb területi eloszlású nyári csapadék alakulásában jóval több véletlenszerű helyi zavaró tényező játszik közre mint a hosszabb nyári félév csapadékában. E tény egyben arra is figyelmeztet, hogy csapadékperiódusok vizsgálatánál feltétlenül több állomás adatát

III. táblázat

Nyári félév csapadéka $T = 3, 13, 14, 15, 19$ éves hullámokból számítva

a) *Előjel egyezés*:

		Észlelt	
		+	−
Számított	+	69%	31%
	−	24%	76%

Összesen:

Egyező	73
Különböző	27

b) $|\Delta y| \geq 10\%$ *jelentős eltéréseknél*:

		Észlelt			
		+	$\geq +10$	−	≤ -10
Számított	$\geq +10$	**89%**	**75%**	11%	7%
	≤ -10	17%	7%	**83%**	**52%**

genetikusan egyesítő *területi átlagokkal* kell dolgoznunk. Egybehangzó mindhárom adatsornál a *13—15 év között megnyilvánuló periodocitás*. E periódusok a nyári félév csapadékában a legerősebbek (az A/E hányados a 14 éves hullámnál 3,6, a 15 évesnél 3,2), s kimondhatjuk, hogy *statisztikai realitásuk bizonyítottnak tekinthető*.

E periódusok fizikai okát jelenleg nem ismerjük. Az bizonyos, hogy a napfoltciklussal nem kapcsolhatók össze, s egyben az is kitűnik elemzésünkből, hogy a napfoltciklushoz (11 év) egyik adatsorból sem kapcsolódik reális periódus.

Az elemzett reális periódusokból az eredeti adatsor összerakható, és ez bizonyos tendencia-előrejelzésre adhat lehetőséget. A *III. táblázatban* bemutatjuk erre vonatkozó eredményeinket. A nyári félév csapadékának 3, 13, 14, 15 és 19 éves 5 legerősebb összetevő hullámokból rekonstruált értékek *előjeltalálati valószínűsége* 73 százalék, a számított jelentős „eltéréseké" ($|\Delta y| \geq 10\%$) viszont közel 90 százalékos. A *3. ábrán* az Alföld nyári csapadékára vonatkozó számításunk eredményét tüntetjük fel megjegyezve, hogy a számításnál mindazon hullámokat felhasználtuk, amelyek amplitúdója meghaladta az expektanciát. Az előjeltalálat valószínűsége itt 70 százalék, s a számított értékek idősora elég jó egyezéssel követi a tényleges értékek tendenciáit. Úgy véljük azonban, hogy a nyert periodicitások fizikai okainak megtalálása előtt e módszer önmagában prognosztikai célokra *nem alkalmazható*. Meggyőződésünk viszont, hogy a matematikailag reális periódusok fizikai-cirkulációs okainak tisztázása után a periódusok extrapolálása jól használható segédeszköze lesz a csapadéktendencia hosszabb távú előrejelzésének.

A BESZIVÁRGÁS ÉS A TALAJVÍZPÁROLGÁS HOMOKOS FEDŐRÉTEGBEN, A FEDŐRÉTEGEK KAPILLÁRIS FESZÜLTSÉGÁLLAPOTA ALAPJÁN

MAJOR PÁL

A fedőrétegben lejátszódó beszivárgási és párolgási folyamatok tanulmányozásához vázolni kell az ezeket a folyamatokat gátló, vagy elősegítő erőhatásokat, illetve azok változásait. Ezek az erőhatások a víz kohéziójának és adhéziójának, az adszorbciónak, a gravitációnak és a vízgőz nyomásának a következményei lehetnek. Vizsgáljuk meg ezeket az erőhatásokat a megfelelő potenciállal kapcsolatban.

a) Az adszorbciós erők a víz- talaj elválasztó felületén jelentkeznek. Az adszorbciós potenciált jelöljük $-\varphi_1$-el.

b) A felületi feszültséghez tartozó kapilláris erők felületi feszültség potenciálja legyen $-\varphi_2$.

c) Az ozmótikus erő által előidézett ozmótikus potenciál φ_3.

d) A gravitációs potenciál φ_4.

e) Végül jelöljük a p nyomás potenciálját φ_5-el.

A talajban levő vízre ható erők potenciálja tehát, elhanyagolva a φ_3 ozmotikus potenciált:

$$\varphi = -\varphi_1 - \varphi_2 + \varphi_4 + \varphi_5 \tag{1}$$

A $-\varphi_1 - \varphi_2 = -\varphi_k$ értéket kapilláris potenciálnak nevezzük és így

$$\varphi = -\varphi_k + \varphi_4 + \varphi_5 \tag{2}$$

Ha a talaj pórusaiban diszkontinuus víz van, akkor a felületi feszültség és a nyomás potenciálja zérus és a gravitációs potenciál elhanyagolható:

$$\varphi = -\varphi_k = -\varphi_1 \tag{3}$$

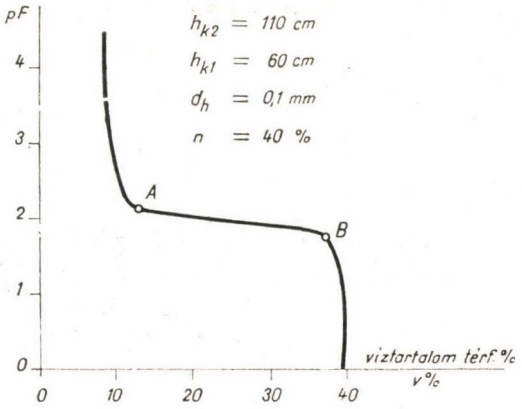
Ha már fellép a felületi feszültség akkor az adszorbciós potenciál zérus, $-\varphi_k = -\varphi_2$ és

$$\varphi = -\varphi_2 + \varphi_4 + \varphi_5 \tag{4}$$

Telített talaj esetében $-\varphi_k = 0$, így

$$\varphi = \varphi_4 + \varphi_5 \tag{5}$$

A talajvíz szintje felett levő úgynevezett fedőréteg jellemzője, hogy majdnem teljes egészében háromfázisú. E helyen bővebben nem részletezve, e háromfázisú zóna felszínhez közel eső részétől eltekintve a vízgőzmozgás a teljes vízmozgásnak csak elhanyagolható része. Az adott gravitációs térben tehát,



1. ábra

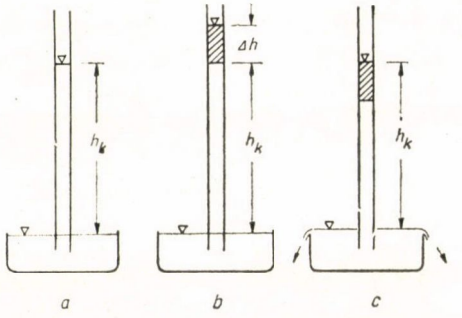
a háromfázisú zónában lejátszódó vízmozgást elsősorban a kapilláris potenciál irányítja. A kapilláris potenciál BUCKINGHAM szerint a talaj vizet vonzó képességét mérő mennyiség, amely a talaj telítettségi fokának, víztartalmának a függvénye. Egy adott talaj kapilláris potenciál-görbéje a talaj víztartalmának függvényében az egységnyi tömegre ható és vízoszlop centiméterben kifejezett szívás értékének tízes alapú logaritmusát (pF értékét) ábrázolja *(1. ábra)*. A görbe részletesebb elemzése helyett utalok KOVÁCS GYÖRGY vonatkozó munkáira. Az *1. ábrán* az A-val jelölt ponttól felfelé a kapilláris potenciált a (3) egyenlet míg ez alatt a (4) egyenlet jellemzi, azaz az A pont felett a tapadóerők, míg ez alatt a felületi feszültség és a gravitáció a domináló fő erőhatás. Az A pont pF értéke azt a legnagyobb kapilláris emelkedést jelzi, amelyet a legszűkebb járatok, míg a B pont azt az emelkedést amelyet a legtágabb kapilláris járatok tartanak fent a gravitációval szemben.

A fentiek ismeretében és kísérleti méréseinek alapján következtetéseket vonhatunk le a háromfázisú zónán keresztül történő beszivárgásra, illetőleg párolgásra.

1. *A beszivárgás folyamata a háromfázisú zóna kapilláris feszültségállapota alapján*

Az eddigi általános elképzelések szerint, a beszivárgás folyamata úgy játszódik le, hogy a talaj először vízkapacitásig ($pF \cong 2{,}5$) telítődik és ezután indul meg a gravitáció hatására a víz lejjebb szivárgása. Kísérleti telepeinken és egyéb helyeken mért fedőréteg nedvesség-profilok, valamint liziméter

méréseink alapján ez a folyamat csak addig tart, amíg a beszivárgó víz el nem éri a talajvíz által indukált tényleges kapilláris zónát, amelyen keresztül tényleges továbbszivárgás nélkül, a kapilláris zónán keresztül, a nyomáshullám terjedéséhez hasonló jelenséggel történik a talajvíz készletének növekedése.



2. ábra

Végezzük el a *2. ábra* szerinti kísérletet. A *d* átmérőjű kapilláris cső egy színültig megtöltött edény felett h_k kapilláris vízszintet tart *(a. ábra)*. Ha *h* sötétre festett vízzel imitált „beszivárgást" adunk a kapilláris csövön keresztül *(b. ábra)*, akkor tekintve, hogy a kapilláris cső csak h_k magasságú vízoszlopot képes fenntartani a gravitációval szemben, azt tapasztaljuk, hogy az egyensúly helyreáll, és az edényből víz csordul ki anélkül, hogy a sötét színű beszivárgó vízrészecskék elérték volna felszínét *(c. ábra)*.

A beszivárgás folyamata tehát a következőképpen írható le: növényzettel fedett területen, mint a későbbiekben erre rámutatunk, a tényleges, a talajvízzel összefüggő kapilláris zóna felső része a növényzet gyökér-zónájáig ér fel. A gyökérzónán keresztül a beszivárgás gravitációs úton történhet, vízkapacitásig feltöltve ezt a gyökérzónát, majd utána a kapilláris zónán keresztül a fentiekben vázolt folyamat útján.

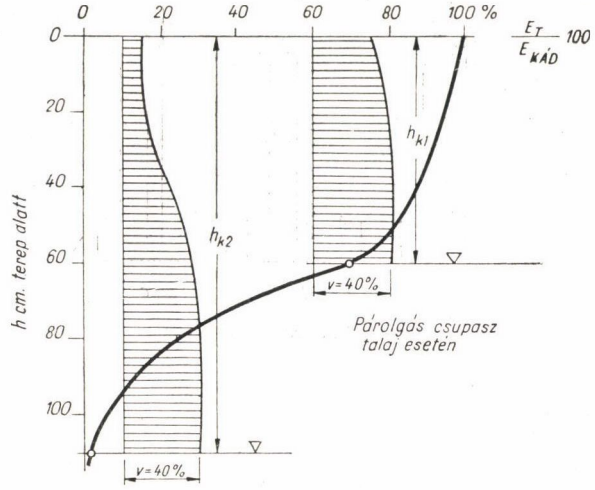
Csupasz talaj esetében mint arra a továbbiakban szintén rámutatunk a kapilláris zónának a felszínig, illetve a felszín közelébe kell érnie. Ilyen esetekben a beszivárgás közvetlenül a kapilláris zónán keresztül történhet.

A beszivárgás mélység szerinti mennyiségi értékeivel a későbbiekben foglalkozunk, mert ennek megértéséhez szükséges, hogy előbb megvizsgáljuk a háromfázisú rétegből, illetve az ezen keresztül történő párolgás folyamatát.

2. *A talajvízből történő párolgás folyamata a háromfázisú zóna kapilláris feszültségállapota alapján*

Kísérleti telepünkön levő kompenzációs liziméter sorozat segítségével külön tudjuk választani az egyes lizméterekben különböző felszínalatti mély-

ségben tartott vízszintek párolgási és beszivárgási értékeit. A *3. ábrán* e mérési eredményekből a párolgásra vonatkozó értékeket ábrázoltuk grafikusan. A függőleges tengelyen a talajvíz terep alatti mélységét, míg a vízszintes tengelyen a kádpárolgáshoz viszonyított párolgási értékek százalékait tüntettük fel.



3. ábra

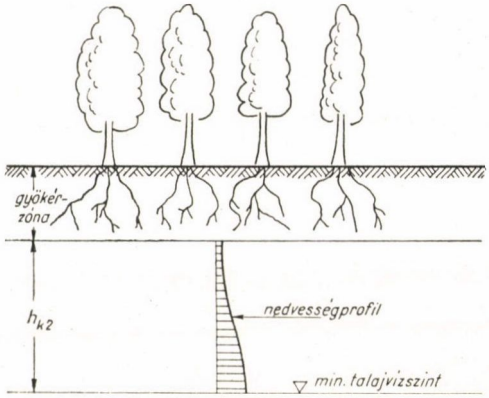
A grafikon tanúsága szerint 110 cm terep alatti mélység alatt elhelyezkedő talajvízből párolgás már nem történik. A 110 cm a liziméterekbe épített homoktalaj legnagyobb kapilláris emelőmagassága. Tehát ebből a mélységből a víz kapilláris úton még éppen a felszínre, vagy a felszín közelébe tud emelkedni. A feltűntetett görbe jellegzetes értékváltozása a párolgás fokozott növekedését mutatja a terep alatti 60 cm, illetve efölött elhelyezkedő talajvízszintek esetében. A beépített homoktalaj tulajdonságai ugyanis olyanok, hogy az ilyen mélységben, vagy e fölött kialakult talajvízszint feletti kapilláris zóna már teljesen, vagy közel kétfázisú.

Csupasz talaj esetében tehát párolgás a talajvízből csak abban az esetben történhet ha a talaj kapilláris zónája eléri a felszínt vagy a felszín közelét. A tényleges párolgás, egyenlőre nem pontos megállapításaink szerint csupán a felső 5—10 cm-es talajrétegből történik, hazai klímaadottságaink mellett, és így a talajvízből csak akkor történhet párolgás útján veszteség, ha ezt a felső talajréteget a kapilláris zóna eléri.

Ezt a helyzetet a növényzet megváltoztatja. Ennek megjelenése esetében az evapotranspiráció hatására akkor történik talajvízkészlet csökkenés ha a talajvíz felszín által indukált kapilláris zóna eléri a növényzet gyökérzónáját. Ez annyit jelent, hogy növényzettel borított területen a minimális talajvíz-mélység egyenlő a gyökérzóna mélysége plusz a talaj legnagyobb

kapilláris emelő magassága *(4. ábra)*, csupasz talajon pedig a legnagyobb kapilláris emelő magasság plusz 5—10 cm.

A minimális talajvíz mélységre vonatkozó megállapításainkat megváltoztatja a talajvíz oldalirányú mozgása, a területről történő oldalirányú elfolyás.



4. ábra

A *3. ábrán* a liziméter vizsgálatok alapján bemutatott talajvíz párolgási görbe alakját elsősorban a talaj szemcsehalmazában levő különböző kapilláris járatok eloszlása szabja meg. Elsőrendű meghatározó paramétere a hk_2 legnagyobb kapilláris emelő magasság. Ezért közelítően a párolgás mélység szerinti változására az alábbi összefüggést javasoljuk:

$$E_{\text{talajvíz}} = E_{\text{kád}} \left(1 - \frac{h}{h_{k2}}\right)^n \tag{6}$$

Ezt az összefüggést csak homoktalajokra tartjuk érvényesnek, tekintve, hogy liziméter kísérleteink szerint a különböző mélységekben elhelyezkedő talajvíz párolgási intenzitása elsősorban nem a meteorológiai adottságok, hanem a talaj kapilláris vízszállító képességének függvénye. Mutatják ezt azok a liziméter mérési eredmények, amelyek szerint a liziméterekből történő párolgás intenzitása a kádpárolgás intenzitásához képest viszonylag egyenletes, ami arra enged következtetni, hogy bár a talaj felszínén, illetve a felszínhez közeli talajrétegben meg lett volna a lehetőség nagyobb mértékű párolgás bekövetkezésére is, azonban csak olyan mértékű párolgás indulhatott meg amekkora mennyiséget, illetve hozamot a kapilláris vízemelő képesség szállítani tudott.

Növényzet esetében is hasonló a helyzet, hiszen az evapotranspiráció értékét, illetve ennek talajvízből származó értékét elsősorban nem a növényzet gyökerének szívóképessége, hanem a talaj kapilláris vízszállító képessége határozza meg.

3. *Összefoglaló megállapítások a talajvízből történő párolgás és a tényleges beszivárgás folyamatának együttes figyelembevételével*

Liziméter mérési eredményeink azt mutatják, hogy éves átlagot tekintve a különböző mélységekre beszivárgó víz mennyisége a mélységtől független. Ez a megállapítás a fentiekben elmondottak alapján az alábbiakban magyarázható:

A beszivárgó víz mélység szerinti csökkenése annak a következménye, hogy a felszínen beszivárgott csapadékvíznek először a talajt vízkapacitásig telítenie kell és csak az ezek után fennmaradó víz szívároghat lejjebb. Tekintve, hogy a lizimétereinkben a legnagyobb kapilláris emelőmagasságnál mélyebben tartott talajvízszintek esetében a kapilláris zóna felett a talajrétegeknek vízkapacitásig telítődöttnek kell lennie, tekintve, hogy a párolgás csak a felső 5—10 cm-en eredményezhet a vízkapacitásoknál kisebb nedvességtartalmat, így ezen a legfelső talajrétegen beszivárgott víz már mindenütt vízkapacitásig telített rétegeket talál és a plusz nedvességtartalom növekedést a talaj már nem tudja fenntartani a gravitáció ellenében, így az a mélység függvényében rövidebb vagy hosszabb idő alatt eljut a talajvízszintig. A mérési eredmények azt mutatják, hogy a beszivárgás folyamata a nagyobb mélységek függvényében, időben elhúzódik, azaz csökken a beszivárgás intenzitása, de hosszabb időszakot tekintve a különböző mélységben elhelyezkedő talajvízszintekhez azonos mennyiségű beszivárgás jut.

Hasonló következtetéseket vonhatunk le növényzet esetében a tényleges beszivárgásra, tehát a talajvizet ténylegesen elérő beszivárgásra is. Ugyanis a tényleges beszivárgás hazai körülmények között általában csak a transpirációs időszakon kívül jelentkezik. A transpiráció megszünte után, homok talajok esetében az első beszivárgások viszonylag rövid idő alatt vízkapacitásig feltölthetik a gyökérzóna rétegeit és transpiráció nélkül nincs mód arra, hogy ezeknek a rétegeknek a víztartalma a vízkapacitás értéke alá csökkenjen. Így a transpirációs időszakon kívül bekövetkező tényleges beszivárgás mennyisége egy hosszabb időszak, pl. a téli félév ideje alatt közel független a talajvíz mélységétől.

4. *Az ismertetett folyamatok igazolása a természetben végzett megfigyelések alapján*

Eddigi megállapításaink szerint ha a talajvíz szintje 6—7 m mélységben, vagy ennél mélyebben helyezkedik el a felszín alatt, úgy vízállása az időben majdnem konstansnak tekinthető, hiszen ilyen mélységben a beszivárgás, vagy a párolgás hatása ezt a vízfelszínt már nem befolyásolhatja. Ennek a megállapításnak azonban ellentmond, hogy a Nagykunságban, Debrecen környékén, a Felső-Tisza vidékén, Nyíregyházától északra, a Tisza mentén, a Jászság egyes területein és Baja környékén is mély talajvízszinteket találunk, mint arra RÓNAI ANDRÁS már az 1950-es években végzett feltárása

során rámutatott. Ezekre vonatkozó észlelési adataink azt mutatják, hogy ezek felszín-változásai megfelelnek a normális éves periódusos ingadozásnak és az ingadozás nagysága megközelíti, sőt meghaladhatja a felszínközeli talajvizek éves ingadozásait is. Ezek a fentiekben említett területek azonban rendre az északbácskai löszhátra, a debreceni löszhátra, a hegyek lábánál löszön kialakult hevesi homokhátra, a békés-csanádi löszhátra esnek. A nagykunsági téglagyárak bányáinak falán jól megfigyelhető, hogy az ottani löszös talajok kapilláris emelő magassága az 5—6 métert is eléri. Ha előző megállapításainkat vesszük figyelembe akkor megállapíthatjuk, hogy a kialakulható minimális talajvíz mélység, 1,5—2 méteres gyökérzónát véve figyelembe, elérheti a 7—8 méter terep alatti mélységet. A kapilláris zónán keresztül történő tényleges beszivárgás és talajvíz párolgás vázolt folyamatai pedig lehetővé teszik, hogy a beszivárgás és a párolgás hatása ilyen mélységben is észlelhető legyen.

Fehértó-Majsai kísérleti telepünk környezetében a természetes triciumtartalom analízisének segítségével végeztünk megfigyeléseket a beszivárgásra. Megállapítható volt, hogy a vizsgálat idején lehullott nagymennyiségű csapadék a viszonylag kis vastagságú vízvezető rétegben talajvízállás emelkedést okozott. A tricium analízis eredményei azt mutatták, hogy a megemelkedés előtti és utáni tríciumtartalom a talajvízben nem mutatott változást, holott a beszivárgó csapadék trícium tartalma lényegesen nagyobb volt, a talajvízénél. A jelenség azzal magyarázható, hogy a beszivárgás folyamata a kapilláris zónán keresztül a *2. ábrán* vázoltéhoz hasonlóan alakulhatott, és talajvízállás emelkedés keletkezett anélkül, hogy a beszivárgó csapadék ténylegesen elérte volna a talajvíz felszínét.

A vázolt folyamatok elméleti, matematikai leírása a csupasz felszínű talajadottságok esetében látszik viszonylag megoldhatónak. A növényzettel fedett területen a gyökérzóna hatásának és a különböző élettartamú és fejlődésű fokú növényzet transpirációjának elméleti figyelembe vétele szinte lehetetlen. Ebben az esetben az egyedül járható út, hogy a fizikai folyamatok feltárása után kísérleti megfigyelések és mérések alapján e folyamatok átlagos mennyiségi értékeit empirikus úton illetve matematikai modellek segítségével határozzuk meg.

MAGYARORSZÁGI TAVAK PERIÓDIKUS VÍZSZINTINGADOZÁSAINAK ÉS A NAPFOLT TEVÉKENYSÉGNEK KAPCSOLATA

BENDEFY LÁSZLÓ

A FÖLDTUDOMÁNYOK DOKTORA

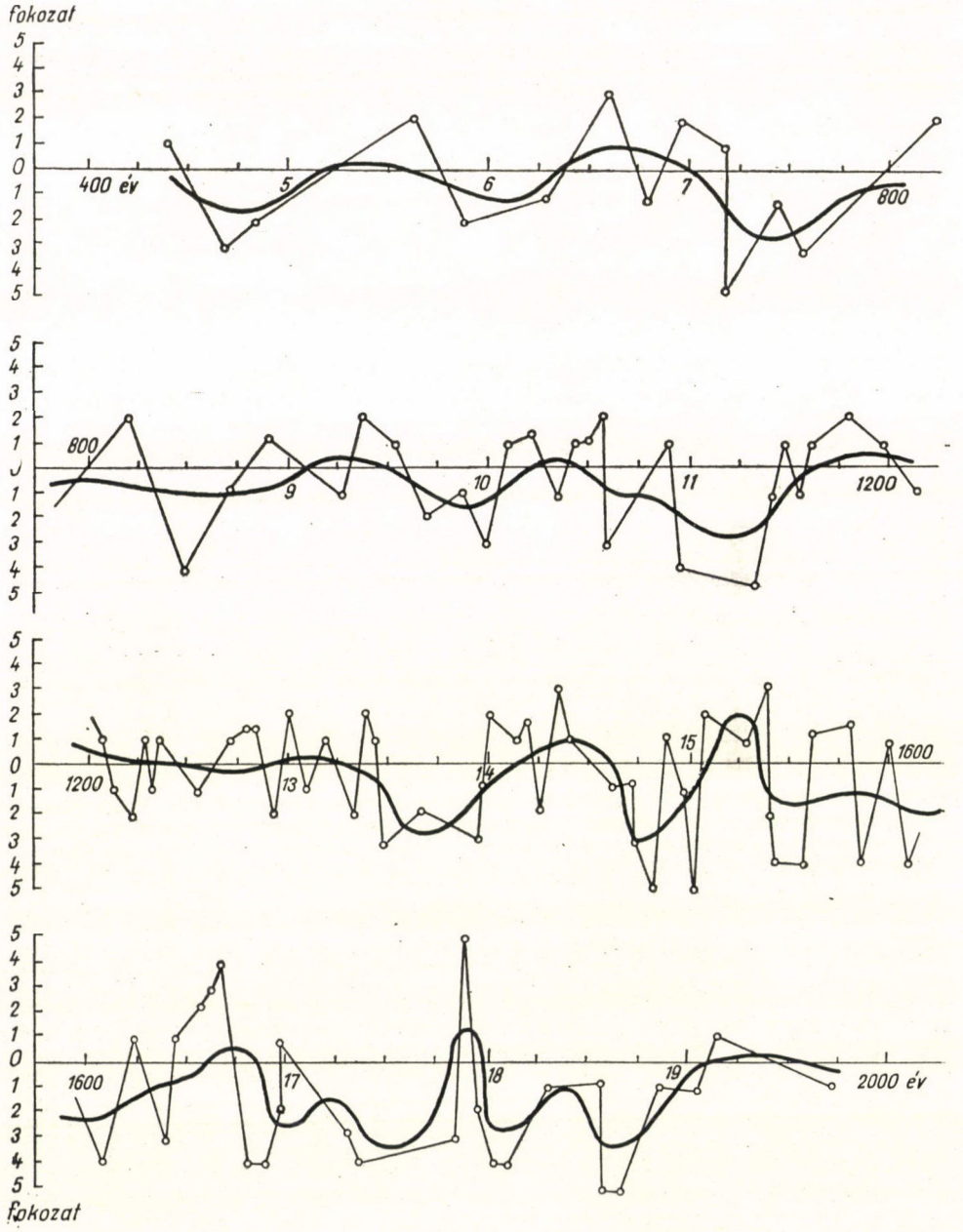
Magyarországnak mind a három jelentős tava: a Balaton, a Fertő és a Velencei tó, rendkívül sekélyvízű. Vízutánpótlásuk sem mondható tökéletesen kielégítőnek. Legszegényebb e tekintetben a Fertő tó, amelynek víze és vízutánpótlása annyira csekély, hogy az utolsó másfélezer esztendőből származó feljegyzések szerint több ízben kiszáradt, a száraz tófenék megrepedezett, sőt nem egy alkalommal részben ki is égett.

A Fertő tavon *(1. ábra)* vízállásmegfigyelésekkel az 1896—1916-os évekből, valamint 1930 óta rendelkezünk naponkénti csapadékadatokkal. Vizsgálataimat régi feljegyzésekre, magánosok megfigyeléseire, helybeliek hosszabb-rövidebb ideig rendszeresen vezetett naplóira és különböző jellegű levéltári forrásokra alapoztam. Ezeket az egyértelműen szabatos megfogalmazású klimatológiai adatokat RÉTHLY A. gyűjtötte össze és adta közre (1). Adataiból a Fertő víztükre emelkedésének és süllyedésének időpontjai és a vízszintváltozások időtartama teljes bizonyossággal megállapíthatók. A feljegyzésekben alkalmazott öt fokozatot vizsgálva, az adatsorokban határozott, különböző amplitúdójú, egymásra halmozódó periodicitás ismerhető fel. Az adatok 1470 esztendei időtartamra (445—1915) terjednek ki. A legszélsőségesebb vízszint-, (illetve klíma-) ingadozások megközelítően egy 121,- 242-, illetve a minimális és maximális vízállások esetében egy további 383-, illetve 371 éves periódusként mutatkoznak. Ez utóbbiak a következők (I. táblázat):

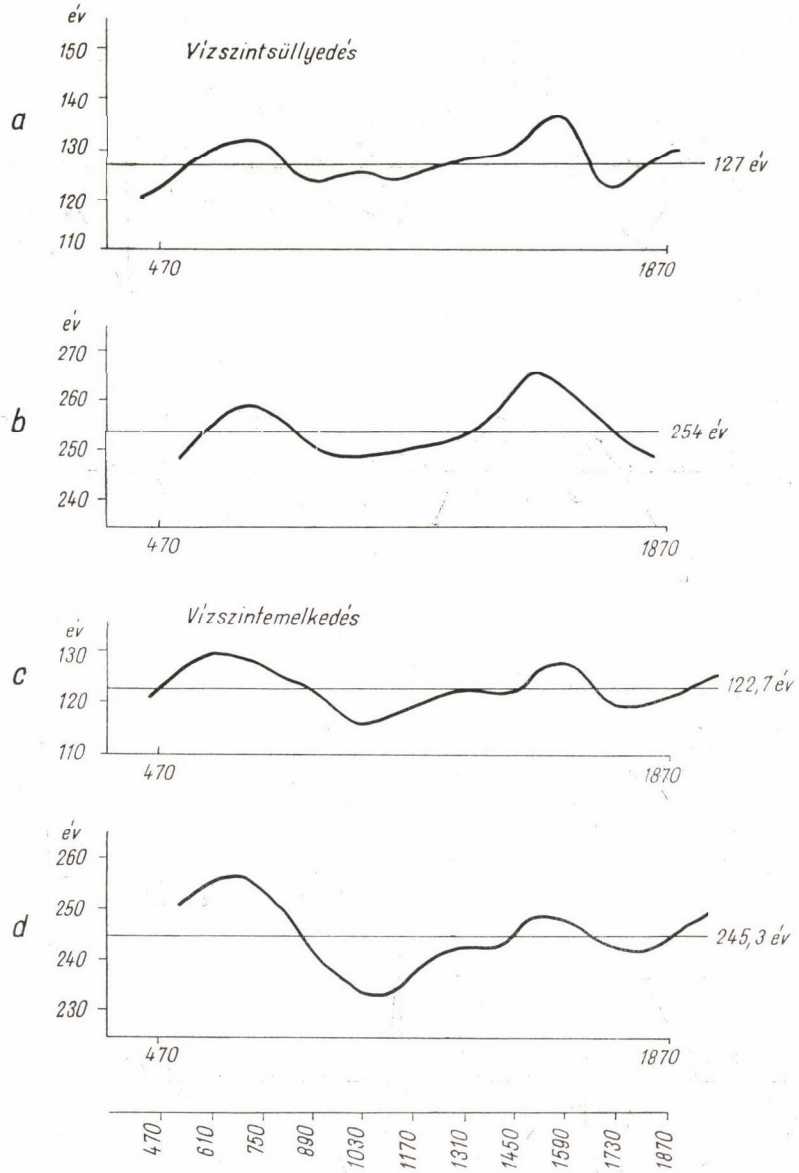
I. táblázat

Minimális vízállások		Maximális vízállások	
éve	Diff.	éve	Diff.
718		565	
	381		380
1099		945	
	380		365
1479		1300	
	387		368
1866		1668	
Középérték	383	Középérték	371

1. ábra. A Fertő tó egy XVIII. századi térképen (Orsz. Széchényi Könyvtár Térképtára: Ta 23)



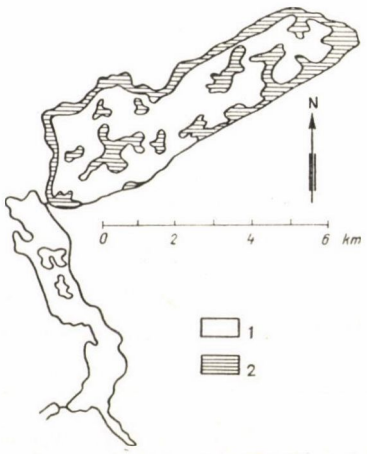
2. ábra. A Fertő vízállásváltozásai 470-tól 1870-ig. Egykorú feljegyzések alapján szerk. BENDEFY L. 1972



3. ábra. A Fertő tó vízszintingadozásában kimutatható 121 illetve 242 éves periódusok szabályosan követik egymást. Az ábra a periódusok időtartamának változásait mutatja. *a)* a 121 éves periódus változásai a víztükör süllyedése esetén; *b)* a 242 éves periódus változásai a víztükör süllyedése esetén; *c)* a 121 éves periódus változásai a víztükör emelkedése esetén; *d)* a 242 éves periódus változásai a víztükör emelkedése esetén. (BENDEFY, 1972)

A 121 és 242 éves periódusokat, amelyek a rövidebb, megközelítően 7-, 11- és 31 éves ciklusoknak mintegy a keretét adják, a IIIa., illetve IIIb. táblázatban foglaltam össze. Ugyanitt hányadosok formájában feltüntettem az egységet jelentő időtartamoktól való eltérések mértékét is.

A IVa. és IVb. táblázatban a kb. 7-, 11,- illetve 31 éves ciklusok alakulását foglaltam össze. Miként látható, egy-egy 121 éves periódus — mindössze három kivételtől (18, 16, 18) eltekintve — 17 db 7,3 éves — ugyancsak egy



4. ábra. CSÖRGELY ZSIGMOND 1846. évi térképe a Velencei- és a Nádas- (nála: Szerecsen-) tóról. Eredetije a Fejér megyei Levéltárban, Székesfehérvárott. 1. nádas 2. nyílt víz;

kivétellel (10) — 11 db 11,4 éves, illetve (kivétel nélkül) 4 db 31,3 éves ciklusból áll. Nagyobb (1,2 éves) eltérés a minimális, illetve maximális vízállások ciklusainak időtartamában csak az utóbbi esetben mutatkozik.

Az ismeretes ciklushatárokat a *2. ábrán* mutatjuk be. Az ábra a Fertő tó vízszintje különböző mértékű változásainak megfelelően készült. 400-tól 1200-ig kevesebb a krónikásoktól feljegyzett adat, ezért az egyszer lesímított menetgörbe is kevésbé mutat hullámzásokat. A felhasznált adatok közül az aszályos években a folyók s patakok elapadtak, a Fertő kiszáradt, illetve „a föld égett", éhínség következett be, sőt emberevésről is történik említés. A rendkívül csapadékos években a tó kilépett medréből, elöntötte a szántókat s réteket, illetőleg tartósabb csapadékos időszak esetén egyesült a Hansággal. Erről több egykorú térképi adat is tanúskodik. A 120—128 éves ciklusok időbeli rendje meghatározott irányzatot mutat *(3 a—d ábra)*.

A Fertő tó és a hozzá kapcsolódó, ma már lecsapolt, Hanság mocsárrengetege morfotektonikailag egy elkülönült, ellaposodó, löszös vályoggal fedett medencében alakult ki, kristályos aljzaton *(1. ábra)*. Térben nincsen messze tőle sem a Balaton, sem a Velencei tó; de mindkettőt a Magyar Középhegység egy-egy tagja: a Bakony-, illetve a Velencei-hegység választja el a

Fertő-, illetve a Kisalföld medencéjétől. Mindhárom tónál a helyi éghajlati adottságok uralkodók, de — az aránylagos térbeli közelség miatt — a három tó szélsőséges esetekben regionálisan azonos változásokat mutat.

A Velencei tó átlagos mélysége a történelmi múltban 1,0—1,5 m körül ingadozott, a Balatoné pedig 2000 éves távlatban 3,5—6,5 m közötti volt. E két tó vízállásingadozását illetően sokkal kevesebb információval rendelkezünk, mint a Fertőről. A legszélsőségesebb esetekről azonban hiteles feljegyzéseink vannak. Ezek szolgálnak az összevetés alapjául.

Tájékoztatásul mind a három tóról közlök néhány jellemző adatot (2). *(II. táblázat)*

II. táblázat

A tó neve	A tó átlagos		Víztükörfelület			Vízgyűjtő területe
	hossza	szélessége	alacsony	közepes	magas	
	(km)	(km)	vízállásnál (km²)			(km²)
Balaton	78	4,5—12	588	596	610	5180
Fertő	36	6,5—15	160	280	320	1019
Velencei tó	10,5	2 —3,3	21	26	28	615

A tó neve	Vízmélység		1 éven belüli átl. vízszint ingadozás (cm)	Vízmércék „0" pontjának magassága (m A.f.)	Vízállás a „0" pont fölött	Átlagos vízkicserélődési idő
	átlag (m)	max. (m)				
Balaton	3,25	4,5—(12,2)	55	104,10	80	2,2
Fertő	0,90	1,15	70	112,43	280	1,0
Velencei tó	1,20	2,20	60	103,29	140	0,6

A *Velencei tó* vízszintingadozása a Fertőével azonos módon megy végbe. A legfontosabb változásokról feljegyzéseink is vannak. Ismeretes, hogy 1560—1561-ben, amikor „oly borzasztó szárazság volt, hogy az elvetett mag ki sem kelt, vagy még„ az elvetett magot sem adta meg" (1), nemcsak a Fertő vízszintje esett kb. 1,2—1,3 métert, hanem a Velencei tóé is, sőt az utóbbiban szinte egy csepp víz sem maradt.

Ugyanebben az időszakban, miként arról MAGYAR BÁLINT fonyódi várkapitány 1561. nov. 11-i levele is tanúskodik, a Balaton víztükre is kb. 1,5 m-rel alább szállott.

Levele azt bizonyítja, hogy a Balatonnak a középkorban 106,0—106,5 m A. f. magasságú víztükre 1560—1561-ben 105 m alá szállott és ezzel a tó 105 m körüli magasságú alsó terasza szabaddá vált.

Az is ismeretes, hogy CHIAPO (CSAPÓ) BENJAMIN, Fejér megye hites mérnöke 1782 és 1797 között azért fogott hozzá a Velencei tó lecsapolásához, mert az 1782. évi igen nagy forróságban, amikor a Fertő víztükre is annyira

IIIa. táblázat

A Fertő apadásával kapcsolatban 469 és 1869 között kimutatható 127,0 illetve 254,0 éves klímaingadozás

Év	Jellemző adat	Diff. n_1	Diff. n_2	$\frac{n_1}{121}$	$\frac{n_2}{242}$
469	Rendkívül erős, tartós tél				
		122		1,008	
591	8 hónapig egy csepp eső sem hullott		249		1,029
		127		1,050	
718	Szigorú tél, rettenetes és tartós hideg		259		1,074
		132		1,090	
850	Igen nagy aszály, éhínség, emberevés		256		1,057
		124		1,025	
974	A 4 és 1/2 hónapos szigorú télben a Fekete- és Márvány-tenger befagyott		249		1,029
		125		1,033	
1099	5 hónapos tökéletes szárazság, éhínség		249		1,029
		124		1,025	
1223	Aszály, éhínség, dögvész. Az állatállomány harmada elpusztult		251		1,037
		127		1,050	
1350	Aszály, forróság, éhínség, emberevés; patakok és erdők kiszáradtak		256		1,057
		129		1,066	
1479	Egész esztendőben igen nagy aszály, a Fertőn gyalog át lehetett kelni		266		1,100
		137		1,132	
1616	Igen forró, aszályos nyár. A Fertő szintje 1,6-m rel esett. Kutak kiszáradtak		259		1,074
		122		1,008	
1738	Igen nagy aszály. A Fertő átlábolható		250		1,033
		128		1,058	
1866	A Fertő tökéletesen kiszáradt, medrében építkeznek, szántanak, vetnek;				
	Középérték	127,0	254,0		

IIIb. táblázat

A nagy amplitúdójú periódusok felbontása a Fertő vízszintjének süllyedése esetén

Periódusok	Időtartam év	$n_1 \times (7)$ év	$n_2 \times (11)$ év	$n_3 \times (31)$ év
469— 591	122	$17 \times 7{,}18$	$11 \times 11{,}10$	$4 \times 30{,}50$
591— 718	127	$17 \times 7{,}47$	$11 \times 11{,}55$	$4 \times 32{,}50$
718— 850	132	$18 \times 7{,}33$	$11 \times 12{,}00$	$4 \times 33{,}00$
850— 974	124	$17 \times 7{,}30$	$11 \times 11{,}25$	$4 \times 31{,}00$
974—1099	125	$17 \times 7{,}35$	$11 \times 11{,}35$	$4 \times 31{,}25$
1099—1223	124	$17 \times 7{,}30$	$11 \times 11{,}25$	$4 \times 31{,}00$
1223—1350	127	$17 \times 7{,}47$	$11 \times 11{,}55$	$4 \times 32{,}50$
1350—1479	129	$17 \times 7{,}59$	$11 \times 11{,}73$	$4 \times 32{,}25$
1479—1616	137	$18 \times 7{,}06$	$11 \times 12{,}45$	$4 \times 34{,}25$
1616—1738	122	$17 \times 7{,}18$	$11 \times 11{,}10$	$4 \times 30{,}50$
1738—1866	128	$17 \times 7{,}53$	$11 \times 11{,}64$	$4 \times 32{,}00$
Középérték		7,34	11,54	31,89
1/2 (III. a + IV. a) közép		7,28	11,39	31,30

IVa. táblázat

A Fertő vízállásának emelkedésével kapcsolatban 443 és 1915 között kimutatható 122,6 illetve 245,3 éves klímaingadozás

Év	Jellemző adatok	Diff. n_1	Diff. n_2	$\frac{n_1}{121}$	$\frac{n_2}{242}$
443	Rendkívül hideg, havas tél; a hó 6 hónapig megmaradt				
		122		1,008	
565	Szigorú tél sok hóval, mely 5 hónapig megmaradt		252		1,041
		130		1,074	
695	Igen szigorú tél sok hóval		257		1,066
		127		1,050	
822	Szokatlanul szigorú tél sok hóval; a havazás szept. 29-től ápr. 12-ig tartott		250		1,033
		123		1,016	
945	Hosszú és szigorú tél nagy havazásokkal		237		0,979
		114		0,942	
1059	Iszonyú hideg tél sok hóval; az élőfákat a fagy széthasogatta		233		0,962
		119		0,983	
1178	Szigorú tél; helyenként egész vidékeket 8 láb (2,5 m) vastagon borított hó		241		1,000
		122		1,008	
1300	Enyhe tél sok áradással		243		1,000
		121		1,000	
1421	Nedves esztendő		249		1,029
		128		1,058	
1549	Nedves esztendő, majd minden nap esett. A Fertő a balfi réteket és szántókat elöntötte		247		1,021
		119		0,983	
1668	Szünni nem akaró esők naponta. A Fertő úgy megduzzadt, h. részben le kellett csapolni		241		1,000
		122		1,008	
1790	A Fertő 20 év óta állandóan növekszik		247		1,021
		125		1,033	
1915	Országos évi csapadék maximum 1841 és 1936 között				
	Középérték	122,67	245,34		

alászállott, hogy a kiszáradt parti sáv tőzeges talaja még a maradék nyílt víz közvetlen közelében is égett, a Velencei tó majdnem teljesen kiszáradt.

Végül 1866-ban, amikor a Fertő tóból a víz az utolsó cseppig eltűnt, és a szárazzá vált tófenéken nemcsak szántottak, vetettek, hanem a földesurak parancsára több helyütt majorságokat is építettek, a Velencei tó is tökéletesen kiszáradt. A kiszáradás előjelei már —egyidőben a Fertő apadásával — 1837 óta mutatkoztak. Jól szemlélteti ezt a folyamatot CSÖRGELY ZSIGMOND 1846. évi térképe *(4. ábra)*. A Fertő négy-, a Velencei tó két évig szárazon, majd lassanként újból megteltek vízzel, sőt 1872 után — a megnövekedett víz miatt — már a Velencei tó lecsapolása is időszerűvé vált.

IVb. táblázat

A nagy amplitúdójú periódusok felbontása a Fertő vízszintjének emelkedése esetén

Periódusok	Időtartam év	$n_1 \times (7)$ év	$n_2 \times (11)$ év	$n_3 \times (31)$ év
443— 565	122	$17 \times 7{,}18$	$11 \times 11{,}10$	$4 \times 30{,}50$
565— 695	130	$18 \times 7{,}22$	$11 \times 11{,}82$	$4 \times 32{,}50$
695— 822	127	$17 \times 7{,}47$	$11 \times 11{,}55$	$4 \times 31{,}75$
822— 945	123	$17 \times 7{,}24$	$11 \times 11{,}17$	$4 \times 30{,}75$
945—1059	114	$16 \times 7{,}13$	$10 \times 11{,}40$	$4 \times 28{,}50$
1059—1178	119	$17 \times 7{,}00$	$11 \times 10{,}82$	$4 \times 29{,}75$
1178—1300	122	$17 \times 7{,}18$	$11 \times 11{,}10$	$4 \times 30{,}50$
1300—1421	121	$17 \times 7{,}12$	$11 \times 11{,}00$	$4 \times 30{,}25$
1421—1549	128	$17 \times 7{,}53$	$11 \times 11{,}64$	$4 \times 32{,}00$
1549—1668	119	$17 \times 7{,}00$	$11 \times 10{,}82$	$4 \times 29{,}75$
1668—1790	122	$17 \times 7{,}18$	$11 \times 11{,}10$	$4 \times 30{,}50$
1790—1915	125	$17 \times 7{,}35$	$11 \times 11{,}35$	$4 \times 31{,}25$
Középérték		7,22	11,24	30,67

A Balatonnak a tó történetében 1862 decemberében volt a legkisebb vízállása (7). Egybeesett azzal az időszakkal, amikor a Fertő (ugyancsak 1862 nyarától) rohamosan apadni kezdett.

Ugyanis 350 évre visszamenő feljegyzések összevetésének eredménye alapján megállapítható, hogy a Fertő tó vízállásváltozásai összefüggésben vannak a napfolttevékenységgel. Általános törvényszerűségnek látszik, hogy *a tó víztükrének apadása a napfolt maximumokkal, emelkedése pedig a napfolt minimumokkal kapcsolatos.* Ezt az összefüggést bizonyítják az alábbiak.

Vízrajzi megfigyelések

Napfolt maximum

1615,5 ... 1616: a Fertő szintje 1,6 m-rel apadt.
1639,5 ... 1638/40: a tó majdnem teljesen kiszáradt.
1675,0 ... 1676/77 telén: mérik a befagyott Fertőt. Ruszt és Ilmitz között a távolság (parttól-partig) 3830 öl, (azaz 7,26 km), a valóságban azonban, (normális vízállás mellett) a víztükör szélessége ugyanitt 9,5 km. A mérés alkalmával tehát a tó vízállása nagyon alacsony volt.
1685,0 / 1693,0 ... 1683 és 1693 között: a Fertő annyira leapadt, hogy medrének nagy része szárazra került, s ott szántottak, vetettek.
1727,5 ... 1728: a tó hirtelen apadni kezd, vize sósabb lett, a halak nagy része kipusztult belőle.
1738,7 ... 1738: egy ruszti kádár átgázolt a tavon.
1778,4 ... 1776 és 1780 között több ízben is megmérik a Ruszt és Ilmitz közötti távolságot. Az eredmény ua., mint 1676/77-ben.
1805,2 / 1816,4 ... 1807 és 1812 között: a tó erőteljesen apad.
1837,2 ... 1836 és 1838 között: a tó erőteljesen apadt.
1860,1 / 1870,6 ... 1855 és 1865 között a tó rohamosan apadt, 1866-tól 1871 tavaszáig pedig teljesen száraz volt. Épületeket is emeltek medrében.
1894,1 ... 1892 és 1895 között: a tó erősen apadt.
1906,4 ... 1905 és 1907 között: a medret — foltszerűen — csak néhány dm-es víz borította.

Napfolt minimumok

1645,0 ... 1646: igen nedves esztendő.
1655,0 ... 1651—1660 között: rendkívül nedves telek.
1666,0 ... 1664 és 1670 között: a tó víztükre olyannyira megemelkedett, hogy 1668-ban ideiglenesen le kellett csapolni.
1698,0 ... 1698: nagyon nedves esztendő.
1745,0 ... 1740—1741: a Fertő duzzadni kezd; gátakat kellett építeni.
1755,2 ... 1742—1756: a tó sokezer hold rétet és szántót borít el vizével; a Hansággal egyetlen tóvá egyesül.
1766,5 ... 1765—1767: a Fertő áradása akadályozza az aratást.
1775,5 } ... 1770 és 1790 között: a Fertő folyton „nevekedik" és a rétek, szántók nagy részét
1784,7 } elborította.
1810,6 }
1823,3 } ... 1813 és 1830 között: a tó hirtelen megduzzadt, s megközelítette az 1786. évi, normálisnál magasabb vízállását. Átlagos mélysége ekkor 2,0 m volt.
1833,9 }
1867,2 }
1878,9 } ... 1781 és 1892 között: a négy éven át száraz tómeder rohamosan megtelik vízzel és megnövekedett magasságát tartja.
1889,6 }
1901,7 } ... 1902 és 1905 között: a Fertő vízszintje állandóan növekedett.

Napjainkban a Fertő (1922 óta) részint a magyar, részint az osztrák államterülethez tartozik. A tó vízállását mesterségesen rögzítik. Ezért a fentiekhez hasonló, szélsőséges vízszintingadozások ma már nincsenek. A tanulmányunkban kimutatott szabályos periodicitás azonban így is lehetővé teszi a vízállásváltozások bizonyos fokú előrejelzését.

IRODALOM

RÉTHLY A.: Időjárási események és elemi csapások Magyarországon 1700-ig. Bpest, 1962. — *Uő.*; ugyanaz 1700—1800. II. k. Bpest, 1970.
SZESZTAY K. (szerk.): Magyarország állóvizeinek katasztere. (VITUKI kiad.) Bpest, 1962.
NAGY F.: A Fertő geográfiája. Sopron, 1909.
SÉDI K.: Velencei tó. Bpest, 1944.
MAGYAR B. levele. NÁDASDY TAMÁShoz: Orsz. Levéltár, E 185. B-1526 NT-hoz (83).
KAKAS J. (szerk.): Magyarország éghajlati atlasza II. k. Adattár — Klíma — Atlas von Ungarn. II. Tabellen. Bpest, 1967.
BENDEFY L.—V. NAGY I.: A Balaton évszázados partvonalváltozásai. Bpest, 1969.

A KARSZTVIZEK ÁRAPÁLY-JELENSÉGÉT OKOZÓ KÉREGMOZGÁSOK MŰSZERES VIZSGÁLATA

MAUCHA LÁSZLÓ

A 60-as évek elején fény derült arra, hogy egyes geofizikai tényezők jelentősebb változásokat okoznak a karsztvízmozgásban, mint azt valaha is gondolták. A karsztvizek árapály jelenségének megismerése és mechanizmusának tanulmányozása a kéreg árapály eredetű, ún. litoklázis-fluktuációra és a földrengés-hatás vizsgálatára terelte a figyelmet. E problémák vizsgálatának gyakorlati jelentősége a karsztos kőzetek hézagtérfogatának meghatározására vonatkozó számítások új lehetőségeiben rejlik.

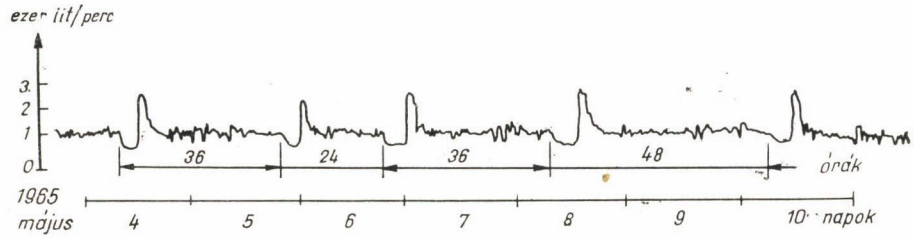
A karsztvizek árapály-jelenségével kapcsolatos megfigyelések

Magyarországon a földalatti vizek árapály-jelenségét a karsztvizek vonatkozásában ismerték fel. 1960-tól kezdve indult meg a karsztvízszintészlelő kutak vízszintjének és a karsztforrások vízhozamának folyamatos, műszeres mérése. Ezek a vizsgálatok részben bányavízvédelmi, részben alapkutatási célból történtek. 1965-ben elsőként GERBER figyelt meg [6] az egyik Tatabánya környéki (Dunántúl) karsztvízszintészlelő fúrásban a holdfázisokkal együtt változó vízszintingadozást. Az általa megfigyelt mozgások amplitúdója meglepően nagy volt. Mérései során 10—15 cm-es árapály eredetűnek minősíthető vízszintváltozásokat talált.

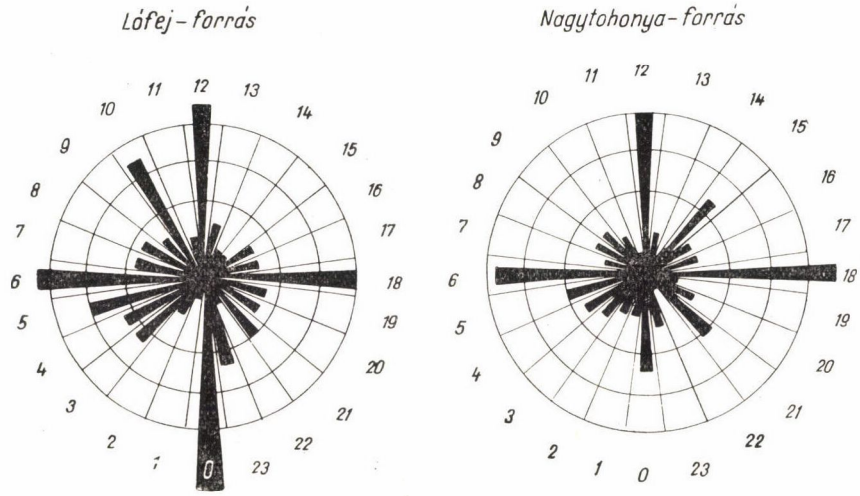
Az Aggtelek-Jósvafői Karsztvidéken (Magyarország É—K-i részén) a Budapesti Műszaki Egyetem Jósvafői Kutató Állomásán a Vízgazdálkodási Tudományos Kutató Intézettel együttműködve 1963-évtől kezdve karsthidrológiai kutatások céljából több karsztforrásnál folyamatos vízhozam-regisztrálásra rendezkedtünk be. 1965-ben két ún. szivornyás karsztforrás (Lófej- és Nagytohonya-forrás) vízhozamgörbéinek elemzése során feltűnt, hogy a Lófej-forrás szivornyás kitörései igen gyakran 12 óra egésszámú többszöröseiben jelentkeznek (24, 36, 48 óránként). E viszonyokról az *1. ábra* tájékoztat. Egyidejűleg azt is megfigyeltük, hogy mindkét forrás szivornyás kitörései az esetek 30%-ban 6, 12, 18, 24 órakor indulnak meg. A statisztikai vizsgálatok eredményeit a *2. ábrán* láthatjuk. E megfigyelések alapján fel-

tételeztük, hogy a karsztvízmozgásban az árapály-jelenség is szerepet játszik. Fel kellett tételezni azt is, hogy a szivornyás kitöréseket a szivornya-üreget tápláló földalatti vízfolyások 100—200 liter/perces dagályhullámai indítják meg, ha azok közel telített állapotban vannak [1] [8] [10].

Az első megfigyelések idején azonnal felmerült a jelenség mechanizmusának kérdése is. Megvizsgálva a lehetőségeket csak az látszott valószínűnek, hogy a néhány km² kiterjedésű karsztos víztározókban a gravitációs változások nem közvetlenül, hanem a szilárd kéreg árapály-mozgásán keresztül közvetve okoznak árapály-ingadozást a karsztvízszintben, ill. ennek függvényében a földalatti vízfolyások, források hozamában [4] [5] [12]. Ezért 1966 augusztusában a jósvafői VASS IMRE-barlangban 10 napos kísérlet során megvizsgáltuk, hogy a függőleges karsztos törésekben jelentkezik-e árapály-

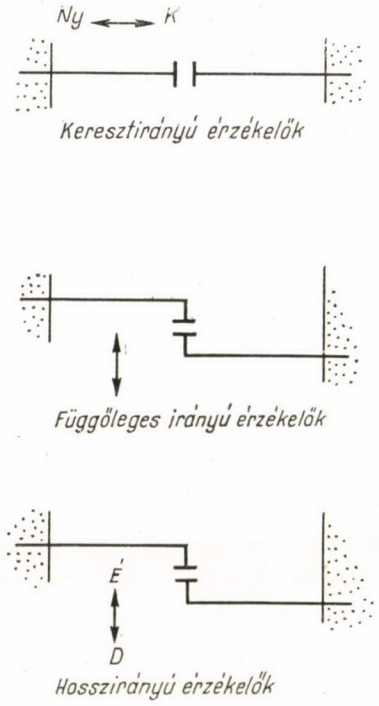


1. ábra. A jósvafői Lófej-forrás egyhetes vízhozamgörbéjén megfigyelhető a szivornyás kitörések (maximum csúcsok) inhomogén periodicitása 12 óra egész számú többszöröseiben. Az összetett szivornya működése olyan, hogy a kitöréseket közepes vízhozam időszakában vízhozamcsökkenés előzi meg



2. ábra. A szivornyaműködés kezdő időpontjainak óránkénti eloszlása a Lófej- és a Nagytohonya-forrásnál. A Lófej-forrás óra diagrammja 1965. évi 175 kitörés, a Nagytohonya forrás óradiagrammja 1964, 1965, 1966. évi 128 kitörés statisztikai feldolgozása alapján készült

periódusú fluktuáció (kontrakció, ill. dilatáció)?[1] A barlang egyik É—D-i irányú törése mentén kialakult folyosójában a szemben álló kőzetblokkok mozgását a tér három irányába állított 0,001 mm-es beosztású indikátor órákkal mutattuk ki. (A mérőórákat vízszintesen befalazott acélcsövek végén kereszt, hossz és függőleges irányú relatív mozgások mérésére alkalmas

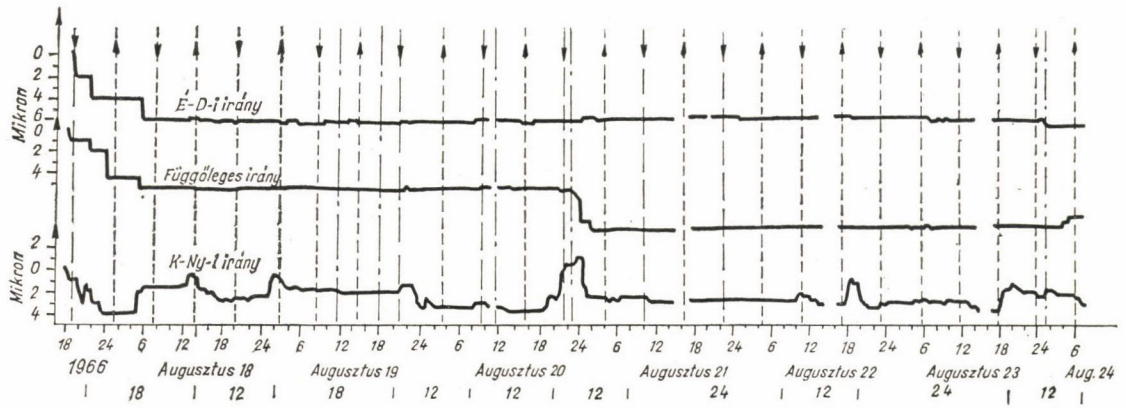


3. ábra. A litoklázis-fluktációmérő berendezés érzékelőinek elrendezése a VASS IMRE-barlangban

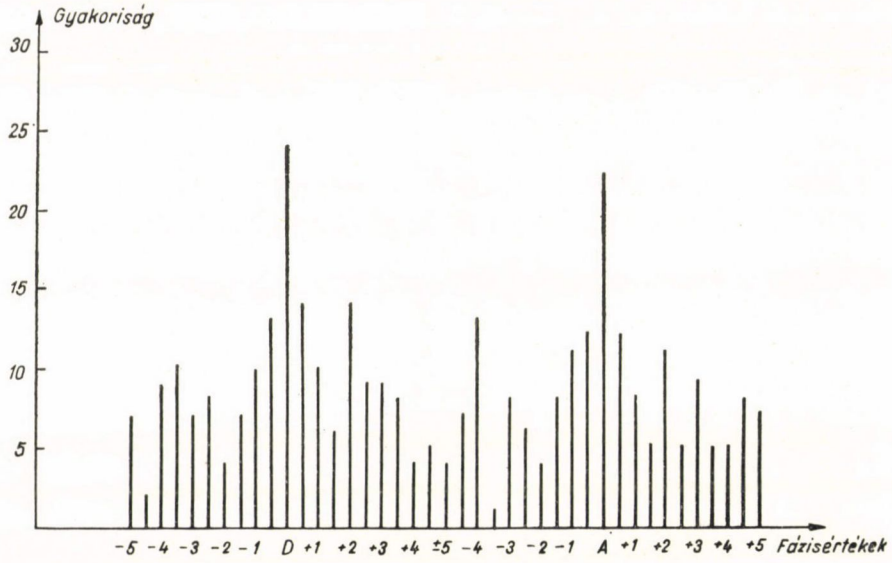
módon szereltük fel a *3. ábrán* bemutatott elrendezés szerint.) Eredményül azt kaptuk, hogy a litoklázis-fluktuáció kereszt-irányban (K—Ny) mért 11 db. kontrakciós csúcsa 3—4 naponként vagy csak dagály, vagy csak apály időpontjára esik. A legnagyobb kontrakciós csúcs kezdeti szakasza egyidejű volt egy törökországi földrengés kipattanásának idejével.[2] Csak ebben az intervallumban találtunk jelentősebb függőleges és kisebb hossz irányú (É—D) elmozdulást is *(4. ábra)* [8] [10].

[1] A mérés műszaki vezetője GÁDOROS M. és SÁRVÁRY I. volt. A 10 percenkénti leolvasásokban részt vett a műegyetemi barlangkutató csoport 20 tagja.

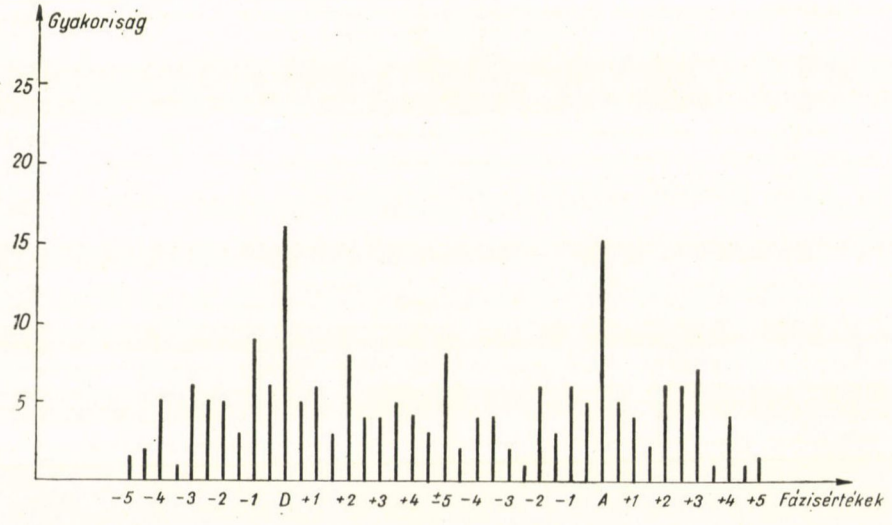
[2] 1969-ben az Országos Fürdőügyi Igazgatóság egyik Római Fürdő környéki karsztvízszintészlelő kútjában SZALONTAY GERGELY földrengésekkel egyidejű vízlengéseket mutatott ki. Ez az eredmény megerősítette azt az elgondolást, hogy a földrengések is a karsztos víztározók hézagtérfogatának megváltoztatásával adják át mozgásukat a földalatti vizeknek.



4. ábra. A luniszoláris eredetű kéregdeformációból származó litoklázis-fluktuáció mérési görbéi a Vass Imre-barlangban 1966 augusztusában. Az É—D-i irány jelenti a hosszirányú görbét, a K—Ny-i irány jelenti a keresztirányú görbét. A felfelé mutató nyilak jelzik a dagály időpontjait. A vastagon kihúzott eredményvonalak az 1966. évi, augusztusi törökországi földrengések kipattanási idejét jelzik. A legalsó sorban feltüntetett számok a kereszt-irányú görbe kontrakciós maximumai közötti időtartamot jelölik órában kifejezve

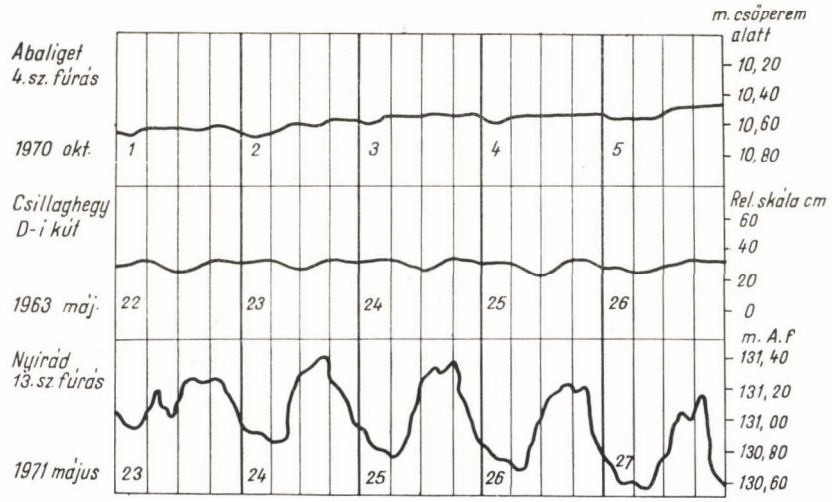


5. *ábra.* A Lófej-forrás szivornyaműködése kezdő időpontjainak gyakorisága a gravitációs-görbe fázisértékeinek füvénggyében. D=dagályáidőpontja (gravitációs minimum), A=apály időpontja (gravitációs maximum)

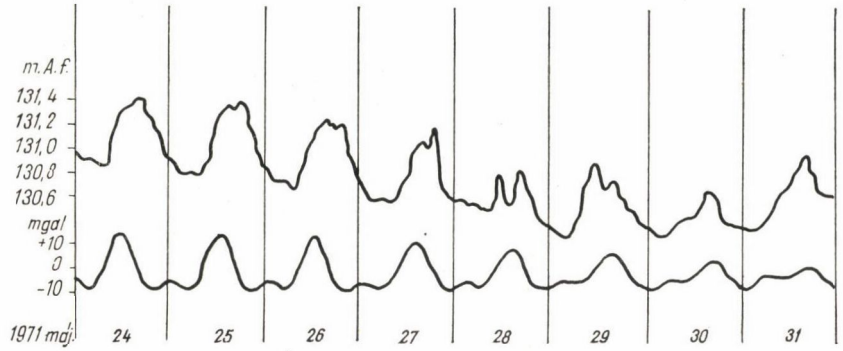


6. ábra. A Nagytohonya-forrás szivornyaműködése kezdő időpontjainak gyakorisága a gravitációs-görbe fázisértékeinek függvényében. D és A jelentése u.a. mint az 5. ábrán

Később a Lófej- és Nagytohonya-forrás 1965—1969. évi folyamatos vízhozamregisztrátumai, valamint az „Árapály Gravitációs Korrekció" táblázatok (Tidal Gravity Corrections) megfelelő évi adataiból szerkesztett 5 éves luniszoláris gravitációs görbe figyelembevételével megvizsgáltuk, hogy a szivor-



7. ábra. Árapály eredetű vízszint-ingadozás észlelő fúrásokban



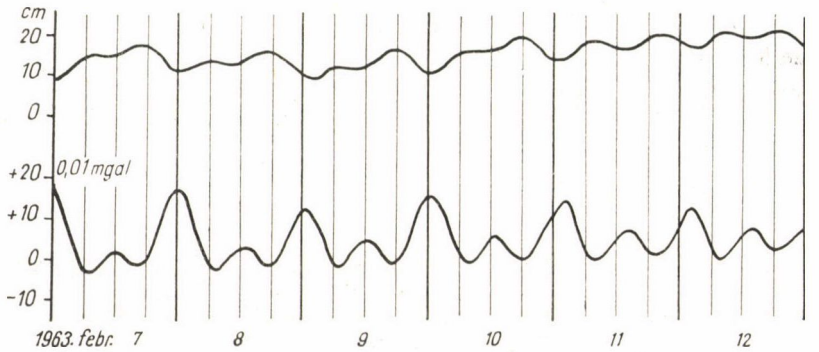
8. ábra. Összefüggés a vízszint-ingadozás (felső görbe) és a luniszoláris gravitációs változások (alsó görbe) között a nyirádi 13. sz. fúrásban

nyás kitörések kezdőidőpontjai milyen kapcsolatban állnak a gravitációs görbe különböző fázisértékeivel. Összesen több, mint 500 kitörés statisztikai vizsgálatát a *5.* és *6. ábrán* mutatjuk be. A kapott eredmények azt mutatták, hogy a kitörések 40%-a csaknem azonos kiugró gyakorisággal a gravitációs szélsőértékek közelében valósul meg, ami a karsztvízmozgás árapály-jelenségének közvetett, de megbízható bizonyítékául szolgált [9].

Az 1963—1972 közötti időszakban Magyarországon számos helyen megkezdődött a karsztvízszintészlelő fúrások vízszintjének és a karsztforrások vízhozamának folyamatos műszeres mérése. Az eddig kapott mérési eredmények alapján a karsztvizek geofizikai eredetű mozgásjelenségeiről általánosabb képet nyertünk az alábbiak szerint:

I. A karsztvízszintészlelő fúrásokban megfigyelt mozgásjelenségek:

1. A vízszintingadozások megfigyelt amplitúdója átlagosan 10 cm, maximálisan 60 cm. E viszonyok szemléltetésére szerkesztettük a 7. *ábrát.* Az amplitúdó függ a luniszoláris gravitációs változások amplitudójától (14 naponként újholdkor és holdtöltekor maximális, első és utolsó negyedkor



9. ábra. Összefüggés a vízszint ingadozás (felső görbe) és a luniszoláris gravitációs változások (alsó görbe) között a csillaghegyi D-i kútban

minimális), függ az okozott Föld-árapály által létrehozott hézagtérfogat változás abszolút értékétől, függ a karszt hézagtérfogatának átlagos nagyságától, függ a karszt mélységétől (tehát a vízszint emelkedéssel az árapály amplitúdó is nő), és függ a karszt szerkezeti felépítésétől is. (Nyomás alatti leszorított tükrű fedett karsztba mélyített egyetlen fúrásban felnagyított amplitúdók alakulhatnak ki, mert a teljes hézagtérfogat változás a furásban jelentkezik. Ebben az esetben az amplitúdó a fúrás átmérőjének is függvénye [7] [13].)

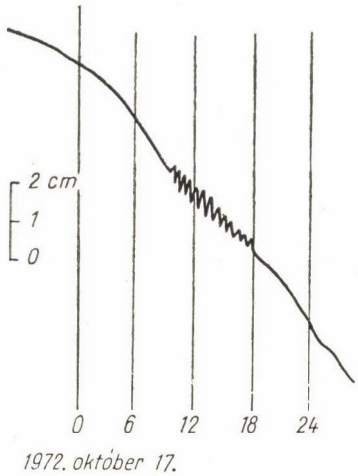
2. A vízszintingadozások periódus ideje a luniszoláris gravitációs görbéhez hasonlóan 12 és 24 óra is lehet, amint ezt a *8.* és *9. ábrán* is láthatjuk. (A valóságban az észlelt periódus idő a luniszoláris-gravitációs változásoknak megfelelően 12,2, ill. 24,4 óra körül ingadozik. A periódus időt a tárgyalásmód egyszerűsítése végett egész órában adjuk meg.) A regisztrált vízszintgörbék kedvező esetben a luniszoláris-gravitációs görbével megegyező alakúak, de a vízszintgörbék szélsőértékei 4—5 órát is késhetnek a gravitációs görbe szélső értékeihez képest. Erre igen szép példát a *8. ábrán* mutatunk be . A vízszint görbéknek a gravitációs-görbével való kapcsolata hol párhuzamos, hol tükörképi. A *8. ábrán* párhuzamos, a *9. ábrán* tükörképi kapcsolatot láthatunk.

3. Egyes fúrásokban a földrengések erős vízlengések képében jelentkeznek (valószínűleg csak nyomás alatti fedett karsztban). Földrengésektől függetlenül is jelentkeznek nagy frekvenciás, de kis amplitúdójú vízlengések a fúrások vízszintgörbéin egyes időszakokban. E vízlengések leggyakrabban 9—18 óra között lépnek fel. Eredetük még tisztázatlan. Ennek jellemző példáját a *10. ábrán* szemléltetjük.

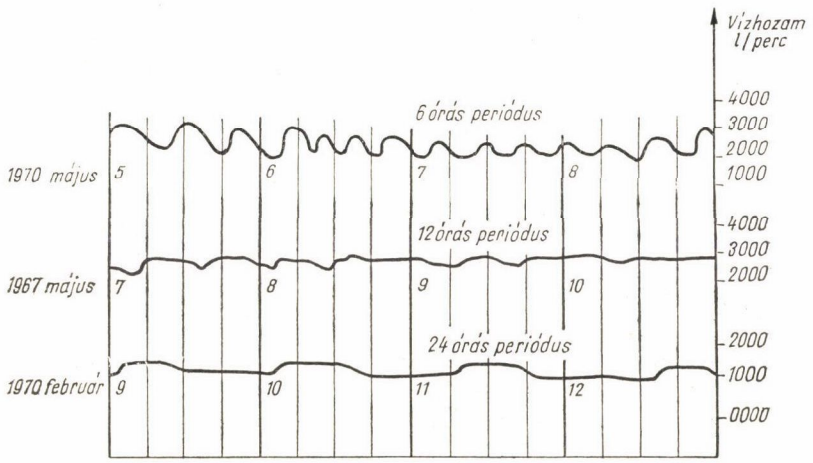
II. A karsztforrásoknál megfigyelt mozgásjelenségek:

1. A karsztforrások vízhozamingadozásában jelentkező árapály hullámzás amplitúdója átlagosan 150 liter/perc, maximálisan 1000 liter/perc vízhozam differenciával fejezhető ki. Ennek bizonyítékául bemutatjuk a *11. ábrát.* A legnagyobb amplitúdó a csapadék eredetű árvizek leszálló ágában újholdkor és holdtöltekor jelentkezik [10].

2. A vízhozamingadozások periódus ideje — ellentétben a karsztvízszintészlelő fúrásokban történt megfigyelésekkel — leggyakrabban 6 óra körül ingadozik, ritkábban 12 óra és 24 óra, sőt kis vízhozamnál 30—

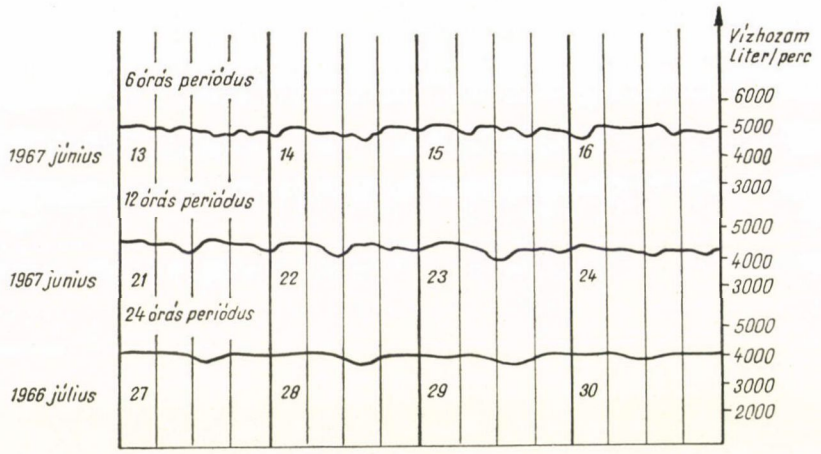


10. ábra. Vízlengési jelenség a Jósvafő környéki Szelce-völgyi észlelő-fúrás vízszint görbéjén. A vízlengés leggyakrabban 9 és 18 óra között jelenik meg

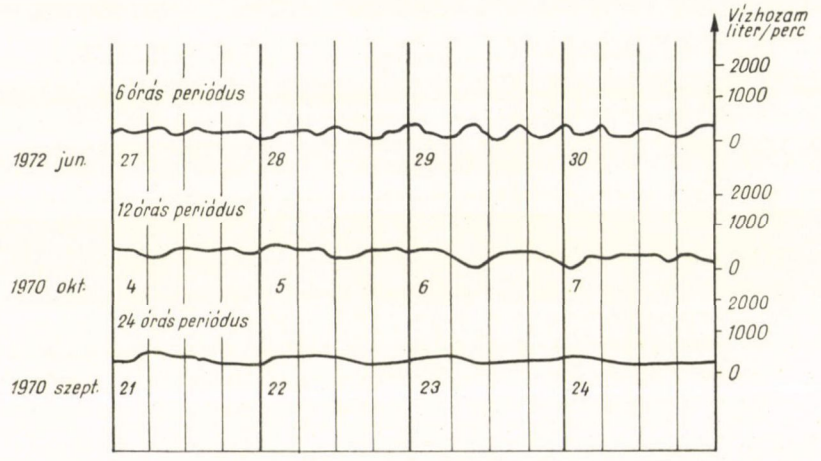


11. ábra. Árapály eredetű vízhozamingadozás a jósvafői Kistohonya-forráson

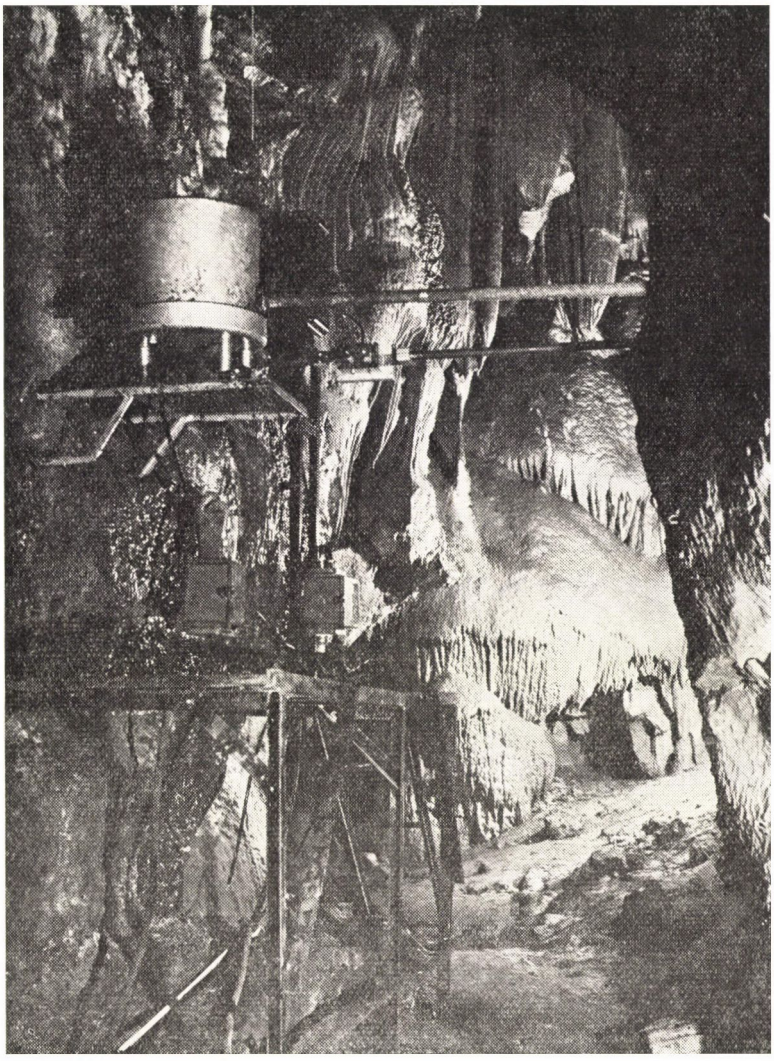
36 órás periódusú árapály ingadozást is megfigyeltünk egy alkalommal. Az adatok kizárólag az Aggtelek-Jósvafői karsztvidékre vonatkoznak. Ezeket szemlélteti a *11., 12. és 13. ábra.* A leggyakoribb 6 órás periódusú hozamingadozást közvetve a szivornyás forrásoknál már kezdetben megfigyeltük. A karsztos szivornyák határánkénti kitörési hajlama *(2. ábra)* ill. a szivornyás kitöréseknek mindkét gravitációs szélsőértéknél előforduló azonos gyakorisága is erről tanúskodik *(5., 6. ábra).*



12. ábra. Árapály eredetű vízhozam—ingadozás a jósvafői Nagytohonya-forráson



13. ábra. Árapály eredetű vízhozam ingadozás a bódvaszilasi Vecsem-forráson



14. ábra. A jósvafői VASS IMRE-barlang egyik É—D-i irányú folyosójában működő I. sz litoklázis-fluktuáció mérőberendezés érzékelő egysége. A kép felső részén jól látható az érzékelőket tartalmazó olajzáras alumínium doboz az érzékelőkhöz vezető acélcső jobboldali részével. Háttérben a készülő II. sz. fluktuáció-regisztráló szuper-invár rúdra szerelt érzékelő egysége látszik, (BORZSÁK P. felv.)

A karsztvízszint ingadozásokhoz hasonlóan a 12 és 24 órás periódusú árapály hullámok hol párhuzamosak, hol ellentétesek a gravitációs görbe változásaival egy forrás vízhozam időSorán belül is.

3. A földrengések hatása a források vízhozamváltozásaira nehezebben mutatható ki, mint a fúrás-vízszintek esetében. Ennek oka abban keresendő,

hogy amíg valamely fúrás csak néhány törésben mozgó vízszint ingadozását reprezentálja, addig a források geofizikai eredetű vízhozam változása a vízgyűjtő tér teljes repedéshálózatában történt vízszint változások statisztikus átlagától függ. Az eddigi megfigyelések szerint a földrengések hatására egyszer vízhozamcsökkenéssel, máskor vízhozam növekedéssel reagálnak a források [9].

A fúrások vízszintingadozásaihoz hasonlóan a források vízhozamváltozásaiban is megfigyelhető a 9—18 óra között jelentkező, még ismeretlen eredetű nagyfrekvenciás, de kis amplitúdójú vízlengés.

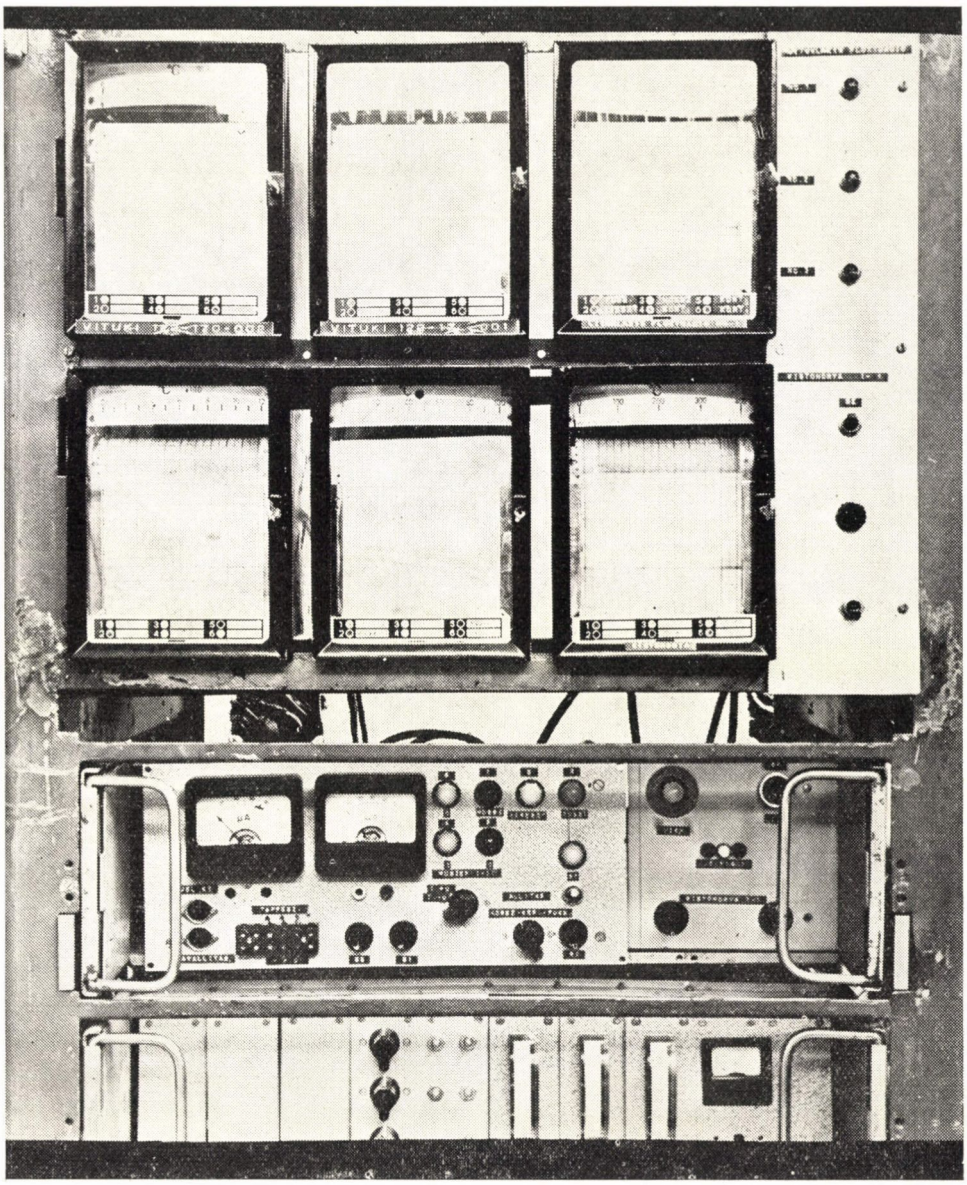
A kéregárapály műszeres vizsgálata karsztos törés mentén

A karsztvizek árapály-jelenségének mechanizmusára vonatkozó megfigyelések kiterjesztésére 1970. januárjában a jósvafői VASS IMRE-barlangban üzembe állítottunk egy új mérőberendezést. Célunk az volt, hogy a litoklázisfluktuáció menetét — az 1966. évi kísérleti mérésekhez hasonlóan — folyamatos idősorban is megismerjük.

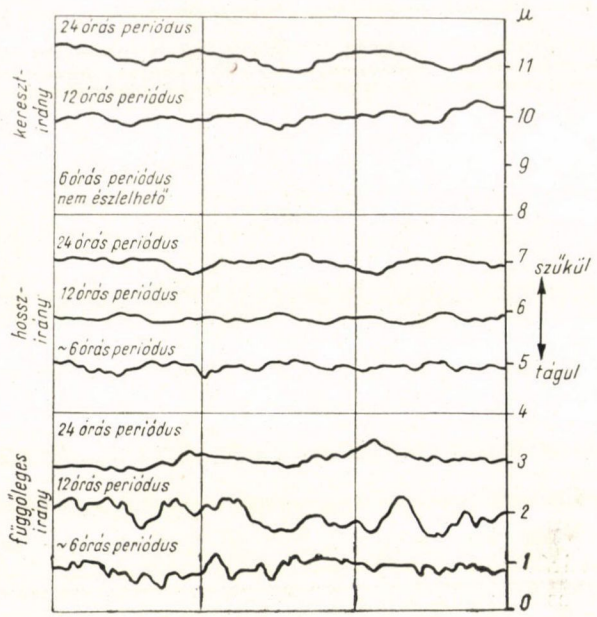
A mérőberendezés leírása

Az új litoklázis-fluktuáció mérő berendezés 1969. év folyamán GYÖRGY P. tervezése és kivitelezése nyomán készült el. A három komponensű elektronikus távmérő berendezés érzékelőit a VASS IMRE-barlangban az eredeti mérés helyén, azzal azonos elektróda elrendezéssel képeztük ki *(3. ábra)*. A barlangi műszeregység fényképét a *14. ábra* mutatja be. Az érzékelők fazékmágnesben elhelyezett oszcillátor tekercsek. A mozgás hatására az ellendarabon elhelyezett fedőlemez a tekercsek frekvenciáját elhangolja. Az így kapott frekvenciaváltozások jelét egy stabil-kristályoszcillátor jelével összekeverve maximálisan 20.000-es nagyítást sikerült elérni. Maximális nagyítás esetén a reprodukálható pontosság ± 0.2 mikrométer. A PDC-6-os regisztrálóra kerülő különbségi frekvencia értékek nem lineárisak az elmozdulások úthosszával. Ezért a berendezés nagyítása a különbségi frekvencia függvénye. A regisztrált görbék linearizálása egyelőre kézi átrajzolással történik az egyes érzékelők kalibrációs görbéi alapján készült skálák segítségével. A regisztráló berendezés a Kutató Állomás laboratóriumában van elhelyezve, melynek fényképét a *15. ábrán* mutatjuk be. Az érzékelők és a regisztráló közötti 500 m-es távolságot földkábeles összeköttetés hidalja át. A kábel esetleges hőmérsékletváltozásából adódó ellenállásváltozások a mérőáram frekvenciáját nem befolyásolják.

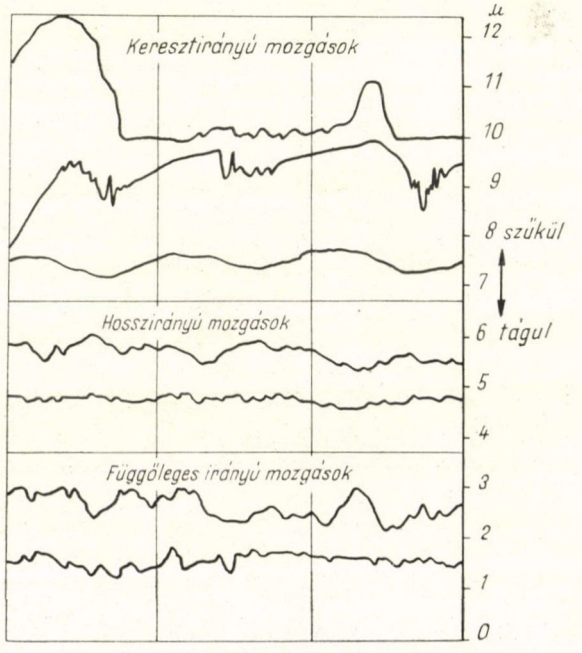
Az érzékelők acélcsövek végén helyezkednek el. Az összesen 1.5 m. hosszú tartószerkezet ellenére a berendezés hőkompenzáltságát az a szerencsés körülmény biztosítja, hogy a mérőhely természetes hőmérséklet változása sok évi átlagban 0.4 C°/év. A napi természetes maximális hőmérsékletingadozás nem éri el a 0.02 C°-ot, de ilyen hőmérsékletváltozás évenként csak 1—2 alkalommal fordul elő.



15. ábra. A jósvafői Kutató Állomás laboratóriumában működő távregisztráló berendezés. A felső sorban vannak elhelyezve a litoklázis-fluktuációt mérő berendezések regisztráló készülékei, az alsó sor jobboldalán a Kistohonya-forrás 1 : 1-es léptékű vízhozam regisztrálója látszik. Közvetlenül a regisztrálók alatt látható a jelenleg is működő litoklázis-fluktuációmérő berendezés központi része BORZSÁK P.



16. ábra. A litoklázis-fluktuáció egyes komponenseinek jellemző periódus viszonyai



17. ábra. A litoklázis-fluktuáció komponenseinek jellemző görbetípusai

A berendezés hátrányos tulajdonsága, hogy a 15.000—20.000-es nagyítású mérési tartománynak mindössze csak 5 mikrométer elmozdulás felel meg, ami a várható mozgások maximális értéke. A berendezés eredetileg távirányítású érzékenység állító kezelőszervvel sem volt ellátva. Fentiek miatt — tekintetbe véve mesterséges hőmérsékletváltozások zavaró hatását is — a két éve folyó regisztrálásból csak néhány hónapra terjedő, nem teljesen összefüggő mérési anyag volt értékelhető.

A kereszt-irányú mozgások általános jellemzése

Az amplitudó átlagosan 1.5 mikrométer, maximálisan az 5 mikrométert is eléri. Az amplitudó a gravitációs ingadozások amplitúdójának függvénye. Erre mutat be példát a *18.—24. ábra.* Újholdkor és holdtöltekor az amplitúdó maximális, elsőnegyedkor és utolsó negyedkor az amplitúdó minimális értéket ér el.

A keresztirányú-mozgások periódusa 12 és 24 óra. 12 kisebb periódusú mozgások csak földrengés, hatására jelentkeznek bizonyos időszakokban, de 6 órás periódusú változás nem figyelhető meg *(16. ábra)*. A 24 órás periódusú, 9—18 óra között gyakran jelentkező tágulási hullámokon belül órás periódusú ingadozások is előfordulnak, ha a törés kontrakció állapotában van *(17. ábra*: keresztirányu mozgások, középső görbe*)*.

A keresztirányú mozgásnak három fő típusa van, melyet a 17. *ábrán* mutatunk be:

1. Megfigyeltünk, egy tágabb repedésállapotot kifejező görbetípust, amelyre jellemző, hogy az alapvonalból általában 24 órás periódussal szűkülési csúcsok emelkednek ki. Ilyen görbetípus átlagosnál nagyobb amplitúdójú, a kereszt-irányú mozgással ellentétes gravitációs változások idején jelentkezik. A szűkülési csúcsok síma lefutásúak (*17. ábra* felső része, felső görbe).

2. Ismerünk egy szűkebb repedésállapotot kifejező görbetípust, melyre jellemző, hogy 24 órás periódusú tágulási szakaszaiban (leggyakrabban 9 és 18 óra között) órás periódusú ingadozások vannak. Ez a görbetípus is átlagosnál nagyobb, a keresztirányú mozgással párhuzamos gravitációs változások idején jelentkezik, de a tágulási csúcsok erős ingadozást mutatnak (*17. ábra* felső része, középső görbe).

3. Végül a leggyakrabban a szabályos, vagy torzult szinuszos alakú görbetípus jelentkezik, mely 12 vagy 24 órás periódusú is lehet. Ez a görbetípus szűkebb és tágabb repedésállapotban egyaránt előfordul, ha a gravitációs változások amplitudója átlagos értékeket vesz fel (*17. ábra* felső része, alsó görbe).

Az 1. és 2. pontban szereplő görbetípus a téli és nyári napforduló időszakában gyakori jelenség, mert ilyenkor valósulnak meg a legnagyobb amplitúdójú gravitációs változások.

A függőleges és hossz-irányú mozgások általános jellemzése

A függőleges és hosszirányú mozgásokat együtt jellemezzük, mert sok tekintetben hasonló jellegűek *(16. 17. ábra)*.

Az átlagos amplitúdó mindkét irányú mozgás esetében kisebb, mint keresztirányban. A függőleges mozgás átlagos amplitúdója 1.0 mikrométer, a hosszirányú mozgás átlagos amplitudója 0.8 mikrométer, de a maximális amplitudó egyaránt elérheti a 3 mikrométert.

A periódusviszonyokra általában jellemző, hogy mindkét irányú mozgás eltér a keresztirányú mozgás periódusviszonyaitól az alábbiak szerint:

1. 18—20 napos periódusú változások is megfigyelhetők, melyek lassú, folyamatos, tömbök közötti eltolódásokként értelmezhetők nagyobb energiájú és nagyobb gyakorisággal jelentkező földrengés csoportok időszakában *(22., 23. 24. ábra)*.

2. Kimutatható a 12 és 24 órás periódusú gravitációs változások hatása mindkét irányú mozgás esetében, de ez a kapcsolat elmosódottabb, mint a keresztirányú mozgásoknál *(16. ábra)*.

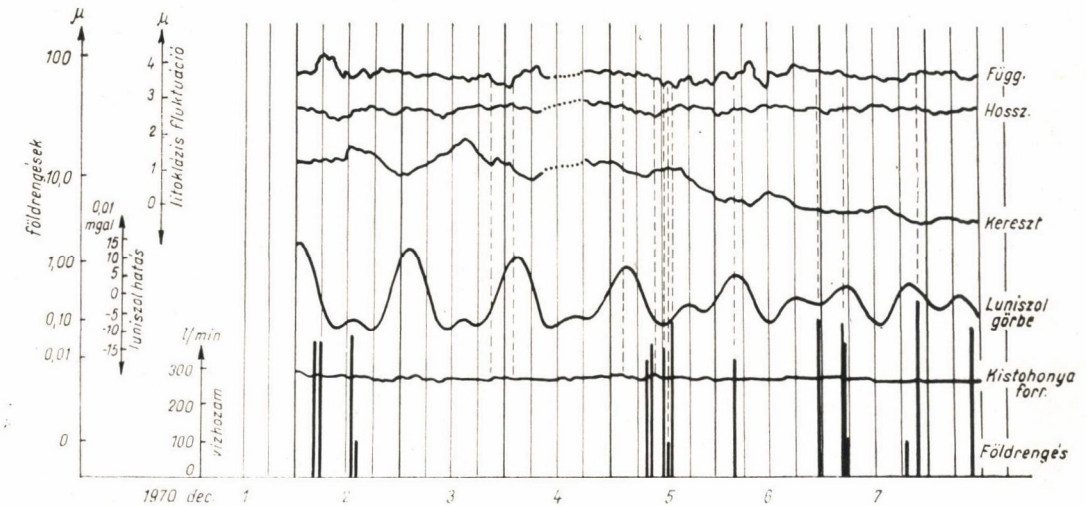
3. Igen gyakoriak a közel 6 órás és közel 3 órás periódusú ingadozások *(16. ábra)*.

4. Valamennyi nagyobb periódusú változásra mikroszeizmikus nyugtalanságra emlékeztető néhány perces periódusú ingadozás is szuperponálódik.

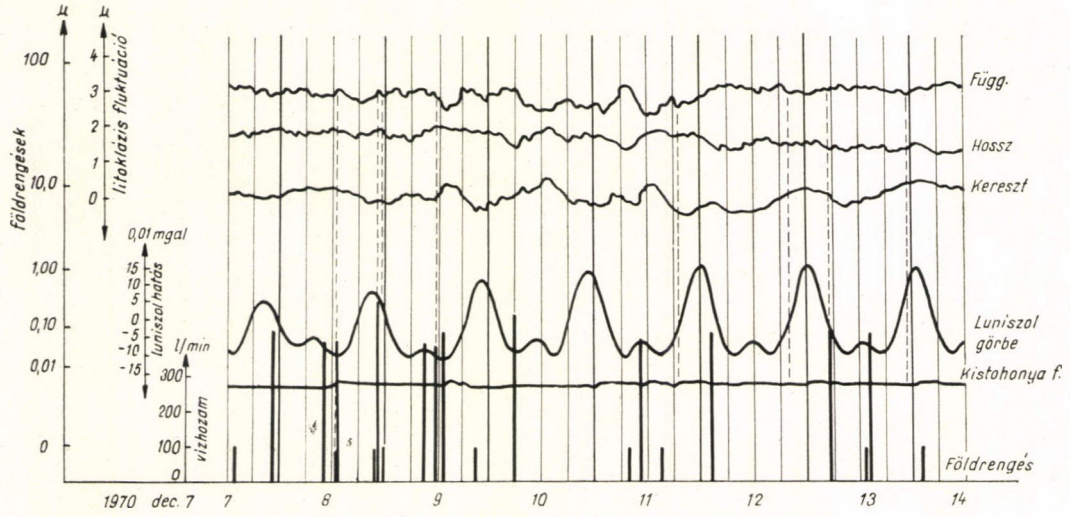
A függőleges és hosszirányú mozgásokra tehát a fentiek szerint általános nyugtalanság jellemző. Ez a körülmény a függőleges mozgásoknál fokozottabb mértékben érvényesül. A keresztirányú mozgás ezzel szemben kiegyensúlyozottnak mondható, mert rövid periódusú ingadozások ebben az irányban csak ritkán jelentkeznek.

A litoklázis-fluktuáció összefüggése a luniszoláris-gravitációs változásokkal

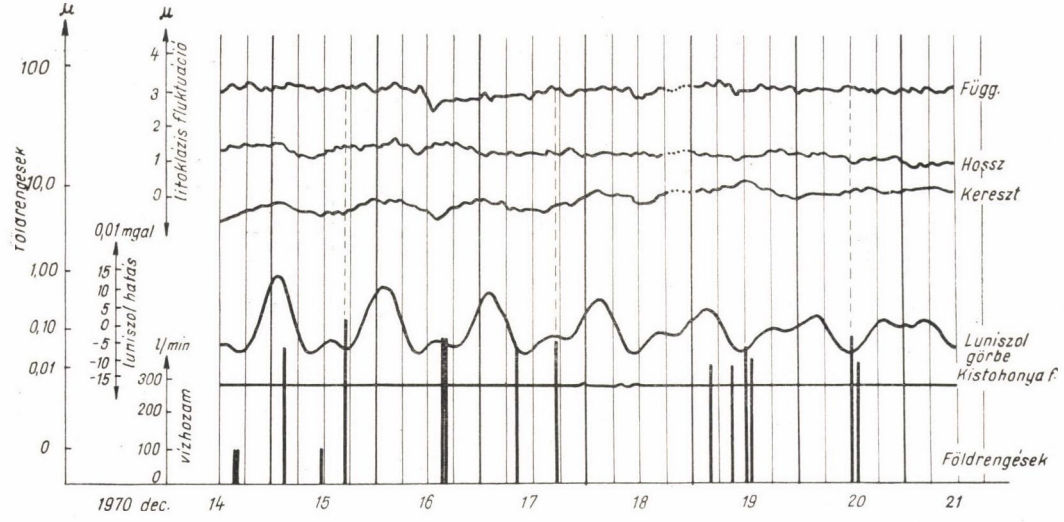
A komplex diagrammok alapján meggyőződhetünk arról, hogy a litoklázis-fluktuáció létrehozásában a szilárd kéreg árapály-mozgása elsődleges szerepet játszik, mert a keresztirányú mozgások és a luniszoláris gravitációs változások függőleges komponense között szoros kapcsolat van *(18—24. ábra)*. A gravitációs görbe amplitúdó és periódus viszonyainak változását a keresztirányú görbe hasonló változásai követik. Esetenként még a fél napos periódus amplitúdó különbségei is jól megfigyelhetők a keresztirányú görbén *(23. ábrán* 1971. IV. 12-13-án mutatunk be erre példát). Zavarmentes időszakokban a keresztirányú érzékelők közel szabályos gravitációs görbe-alakot jeleznek. A keresztirányú görbe szélsőértékei gyakran egyidejűek a gravitációs görbe szélsőértékeivel, de ettől számos eltérés is mutatkozik. Így például közel 3 órás késés figyelhető meg a *22. ábrán* 1971. IV. 5., 6., 7.-én. A kereszt-



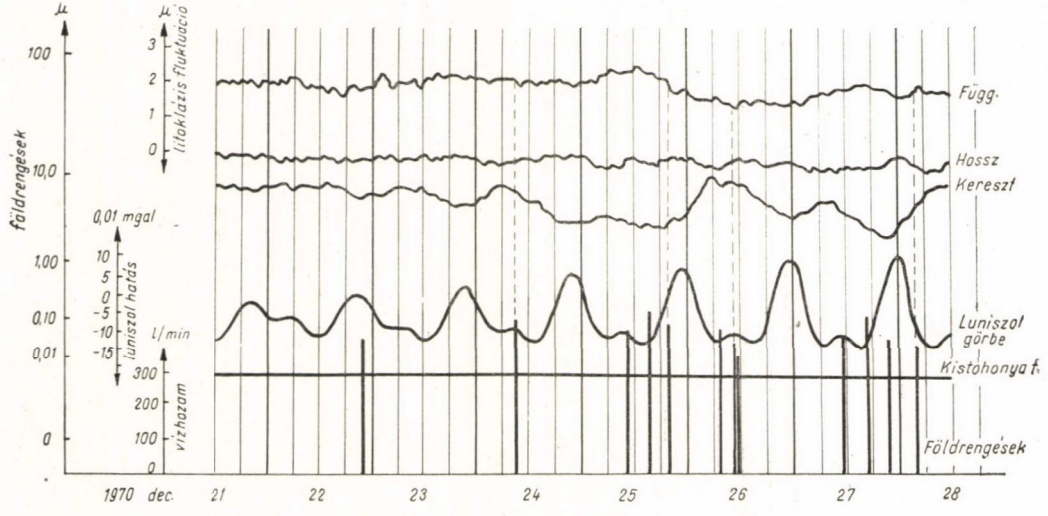
18. ábra. Komplex-diagramm az 1970 december első hetében történt fluktuációs (legfelül), gravitációs (középen), és vízhozam változásokról (luniszoláris görbe alatt), valamint az ebben az időszakban regisztrált földrengésekről (legalul)



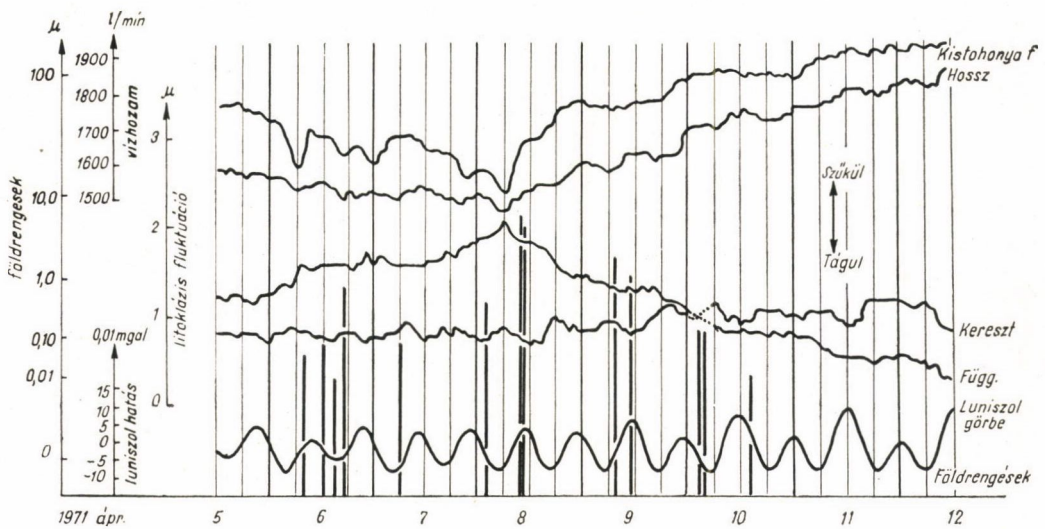
19. ábra. Komplex-diagramm az 1970 december második hetében történt fluktuációs (legfelül), gravitációs (középen), és vízhozam változásokról (luniszoláris görbe alatt), valamint az ebben az időszakban regisztrált földrengésekről (legalul)



20. ábra. Komplex-diagramm az 1970 december harmadik hetében történt fluktuációs (legfelül), gravitációs (középen), és vízhozam változásokról (luniszoláris görbe alatt), valamint az ebben az időszakban regisztrált földrengésekről (legalul)



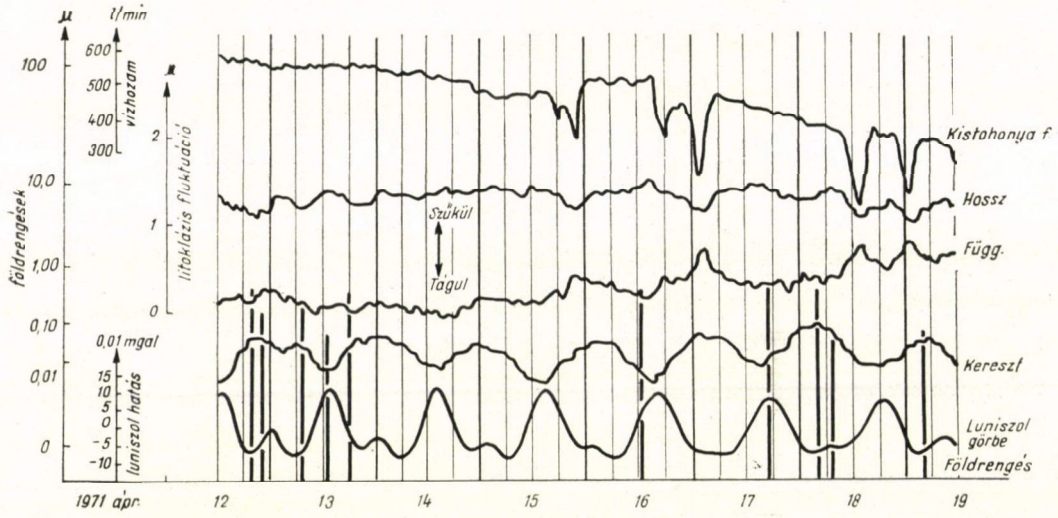
21. ábra. Komplex-diagramm az 1970. december negyedik hetében történt fluktuációs (legfelül), gravitációs (középen), és vízhozam változásokról (luniszoláris görbe alatt), valamint az ebben az időszakban regisztrált földrengésekről (legalul)



22. ábra. Komplex-diagramm 1971 április második hetében történt vízhozam (legfelül), fluktuációs (középen), és gravitációs változásokról (legalul), valamint az ebben az időszakban regisztrált földrengésekről (függőleges vonalak)

irányú mozgás az esetek nagyobb részében tükörképe a gravitációs változásoknak. Bizonyos időszakonként azonban a két görbe párhuzamossá válik.

A függőleges és hosszirányú mogások 12 és 24 órás periódusú változásai a keresztirányhoz hasonlóan hol párhuzamosak hol ellentétesek a gravitációs görbével. Ez a kapcsolat azonban mind görbemorfológiailag, mind szin-



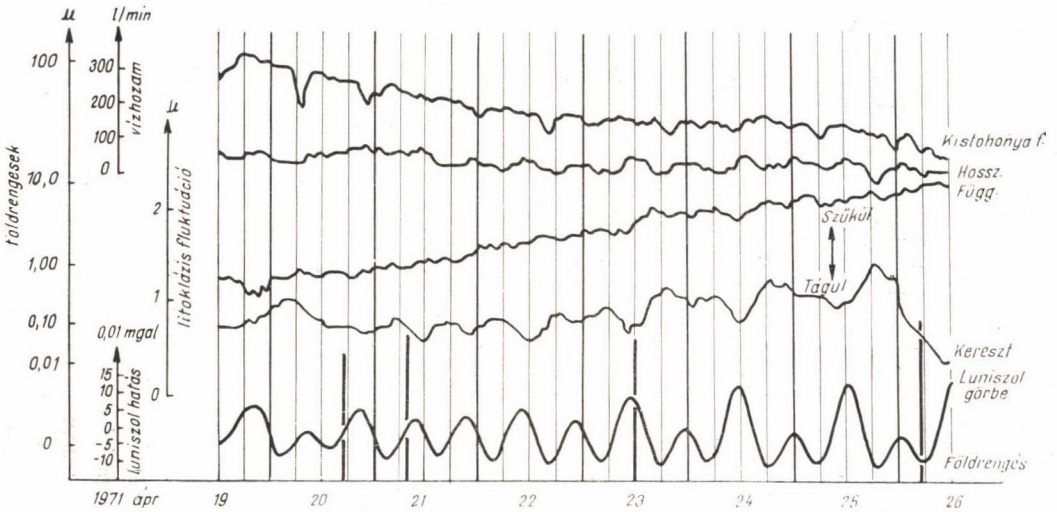
23. ábra. Komple x-diagramm 1971 április harmadik hetében történt vízhozam (legfelül) fluktuációs (közép en), és gravitációs változásokról (legalul), valamint az ebben az időszakban regisztrált földrengésekről (függőleges vonalak)

kronitás szempontjából lényegesen gyengébbnek tűnik, mint a keresztirányú mozgásnál. Ez a körülmény a mérési mód és a természetes mozgásfajta különbségéből adódik. Ennek magyarázatát azonban a későbbiekben tárgyaljuk.

A mozgások kapcsolata a földrengésekkel

Vizsgálataink szempontjából kedvező körülménynek számított, hogy az MTA Geodéziai és Geofizikai Kutató Intézetének egyik szeizmográfja 1969 óta a Kutató Állomás kezelésében működik, Ezért a földrengés-hatás figyelembevétele a helyszínen észlelt adatok alapján történhetett. A komplex diagrammokon feltüntetett adatok a naponként meghatározott maximális talajrészecske elmozdulások mikrométerben kiszámított értékei *(18—24. ábra)*. Vizsgálataink szerint csak a 0,5 mikrométernél nagyobb helyi talajelmozdulást okozó földrengések hatása mutatható ki a litoklázis-fluktuációban.

Az észlelt földrengés-csoportok gyakran egyidejűek a kéreg árapály-hullámainak maximumaival, vagy minimumaival, vagyis a keresztirányú kontrakciós, vagy dilatációs csúcsokkal. Ez a megfigyelés megfelel azoknak az ismereteknek, mely szerint az árapály hullámoknak a kéregben földrengés



24. ábra. Komplex-diagramm 1971 április negyedik hetében történt vízhozam (legfelül), fluktuációs (középen), és gravitációs változásokról (legalul), valamint az ebben az időszakban regisztrált földrengésekről (függőleges vonalak)

kioldó szerepük is van. Ha bizonyítható, hogy az észlelt földrengések a kéreg árapály hullámok kialakulásának környezetében pattantak ki, úgy az idézett példák ezt a jelenképet szemléltetik. (Korábbi közleményünk [11] *2. ábráján* 1970. I. 29-én és II. 2-án, stb.)

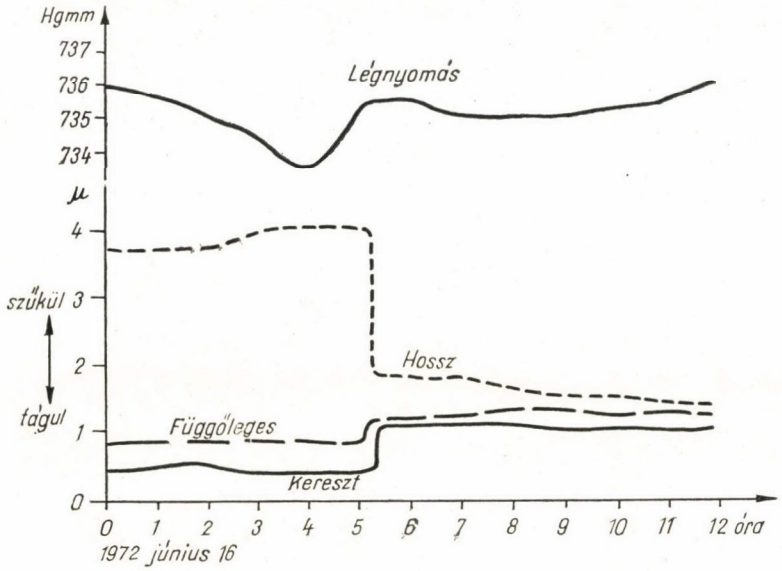
A nagyobb energiájú távoli földrengések hatása (melyek maximálisan 900—1000 mikrométer talajrészecske elmozdulást is létrehozhatnak a helyszínen) a litoklázis-fluktuáció mindhárom összetevőjének ugrásszerű és egyidejű megváltozását is okozhatja. Feltételezve, hogy a szemben álló kőzettömbök a beérkező földrengés hullám hatására transzlációs mozgást végeznek, a tér három irányában történt elmozdulásokból meghatározható a hullámfrontra merőleges egyenes helyzete. Az ugrásszerű változások maximálisan az 5 mikrométert is elérhetik. (Ilyen eseteket mutatunk be a *4. ábrán*, 1966. augusztus 20-21-én, a [11] hivatkozásunk *2. ábráján* 1970. február 2-án, és 4-én, stb.). Ezen az ábrán a keresztirányú görbén megfigyelhető földrengés okozta ugrásszerű változások a vizsgált törés szűkebb állapotból tágabb állapotba való átcsapását jelentik. Ezek az átcsapások a keresztirányú görbének a luniszoláris gravitációs változásokkal való kapcsolatának előjel váltását is okozzák (párhuzamos, vagy ellentétes mozgás).

Ugyancsak a [11] *2. ábrán* figyelhetjük meg, hogy más esetben kisebb energiájú rengések csak igen rövid idejű dilatációt tudnak létrehozni a keresztben, ill. a hosszirányú változásokban (1970. II. 10—11-én). Ilyenkor a törés tágulási periódusa csak 2—3 óra. Sokkal tartósabb változásokat figyelhetünk meg a *22. ábrán*, ahol egy 5 napra terjedő földrengés csoport burkoló görbéjével párhuzamos a függőleges komponens változása, és ezzel ellentétes, de szimmetrikus a hosszirányú komponens alakulása. Mivel a keresztirányú mozgások láthatóan függetlenek a másik két komponens megváltozásától, ezért feltételezhető, hogy bizonyos esetekben egyes földrengés csoportok a szemben álló kőzettömbök több napos tektonikus mozgását idézik elő. Ezek a tektonikus változások a *22. 23. és 24. ábra* figyelembe vételével 18 napos reverzibilis folyamatot mutatnak, és transzlációs mozgásként értékelhetők.

Kapcsolat a légnyomásváltozásokkal

A légnyomás változások és a litoklázis fluktuáció közötti összefüggés részletesebb tanulmányozására eddig még nem volt lehetőség. A helyszíni meteorológiai állomáson regisztrált és frontbetörésekor jelentkező ugrásszerű légnyomás változások (ún. légnyomás orrok) kapcsolatát a litoklázis-fluktuációval azonban néhány esetben megvizsgáltuk. Nagy sebességű frontbetörések idején 1—2 órán belül 2—3 Hgmm-es légnyomás növekedés is jelentkezhet. Az így kialakuló súlytöbblet — amely a karszt felszínére nehezedik, — deformálja a törésekkel elválasztott kőzettömböket és ezáltal megváltoztatja az egyes kőzettömbök relatív helyzetét is. A *25. ábrán* bemutatjuk a fenti hatás

karsztos törésben mérhető egyik jellemző esetét. A légnyomás 1972. VI. 16-án 4 órától 6 óráig 2 Hgmm-el növekedett meg. Ennek következtében 5 óra 15 perckor a litoklázis-fluktuáció mindhárom komponense ugrásszerű változást szenvedett. Keresztirányban 0.7 mikrométeres tágulás lépett fel a vizsgált törésben. Függőleges irányban a szemben álló kőzettömbök a *4. ábra* értelmében úgy mozdultak el egymás mellett, hogy Ny-i tömb emelkedett, ill. a K-i tömb süllyedt 0.4 mikrométert. A legnagyobb változás hosszirányban



25. ábra. Gyors légnyomás változás hatása a litoklázis-fluktuációra

történt. A Ny-i tömb É-i irányban, illetve a K-i tömb D-i irányban kereken 2 mikrométert mozdult el.

A légnyomás hatás vizsgálata megmutatta, hogy a törésekkel határolt kőzettömbök rugalmas alakváltozással, ill. függőleges törések menti relatív mozgással reagálhatnak valamely globális erőhatásra. Fentiek alapján az is feltételezhető, hogy a légnyomásváltozások a litoklázis-fluktuáció közvetítésével is befolyást gyakorolhatnak a karsztvízszint változásaira.

A litoklázis-fluktuáció és a források vízhozamváltozásainak összefüggése

Vizsgálataink alapján meggyőző módon tudtuk igazolni a luniszoláris gravitációs változások és a függőleges karsztos törésrendszerekben jelentkező változások kapcsolatát. Ebben a fejezetben a törésrendszerek térfogatában bekövetkező változások, valamint a törésrendszerekben — mint víztározók-

ban — elhelyezkedő karsztvíztestben kialakuló mozgások közötti összefüggést szeretnénk bemutatni. A litoklázis-fluktuáció mérő állomás színhelyén, a VASS IMRE-barlang hidrológiai rendszerében a mérések időszakában még nem rendelkeztünk karsztvízszint észlelő furással, ezért a törés menti mozgások és a karsztvízszint változások közötti kapcsolatot nem tudtuk megvizsgálni. A barlang vízrendszeréből táplálkozó Kistohonya — forrás hozamát 1966 óta folyamatosan regisztráltuk. A bukógátas, linearizáló bukólappal felszerelt műtárgyon Metra-gyártmányú vízszint regisztrálóval 1 : 5 léptékben, elektromos távmérő berendezéssel 1 : 1 léptékben mértük a vízszintet, illetve az ezzel lineárisan változó vízhozamot. Fentiek miatt a litoklázis-fluktuáció és a forrás vízhozam változása közötti összefüggés tanulmányozására volt csak lehetőség. Az 1 : 1-es léptékű vízszint mérés lehetővé tette 1—2 liter/perces vízhozam differenciák megbízható meghatározását, vagyis sikerült olyan érzékeny vízhozammérő rendszert kialakítani, amely alkalmas volt a geofizikai hatások okozta vízmozgás érdemi megfigyelésére. Ennek ellenére évekig nem sikerült kapcsolatot találni a litoklázis-fluktuáció és a forrás vízhozamváltozásai között, mert a Kistohonya-forrásnál csak magas karsztvízszint esetén, csapadékos árvizek leszálló ágában jelentkezik árapály eredetű vízhozamingadozás. Évente átlagos körülmények esetén csak 1—2 árvíz jelentkezik. Ezért csak 1971 tavaszán tudtuk elöször biztosítani az 1 : 1-es vízszint regisztráló és a litoklázis-fluktuáció regisztráló berendezés egyidejű és megbízható üzemét.

A probléma vizsgálatának első időszakában feltételeztük, hogy a szilárd kéreg dagálya idején a karsztban lévő függőleges törésrendszerek általános izotróp tágulása, a szilárd kéreg apálya idején pedig szűkülése következik be, amely együtt jár a karsztvízszint, ill. a forráshozamok csökkenésével és növekedésével. E feltevés teljesülése esetén a függőleges törésrendszer egyetlen pontjában történő keresztirányú fluktuációmérés reprezentálta volna az egész törésrendszer keresztirányú-mozgását és ennek függvényében a karsztvízszint ill. a forráshozamok árapály-mozgását. Az első három komponensű fluktuáció mérés (1966) tisztázta, hogy az okok és okozatok kapcsolatában természetesen bonyolultabb összefüggésekre kell számítani [8]. [10]. Technikai okok miatt azonban eddig csak egyetlen mérőhelyen tudtuk megvalósítani a litoklázis-fluktuáció mérését. Adott körülmények között a kezdeti feltevéstől való eltérések vizsgálata betekintést nyújtott a tényleges kapcsolatok mecha- nizmusába.

A megbízhatóság szerint kiválasztott mérési időszakok anyagában elsősorban a keresztirányú mozgások és a forráshozam közötti változások összefüggését tanulmányoztuk, de szorosabb és egyértelmű kapcsolatot nem találtunk. Egy-két alkalommal kimutatható volt a keresztirányú változás és a vízhozam változás előjel-helyes egyidejű hulláma ([11] *2. ábrán:* 1970 január 29-én, feburár 3-án, *18. ábrán:* 1970 december 3—4-én stb.), de más időszakokban a két görbe ellentmondásos változása megmutatta, hogy valószínű-

leg csak időszakonként van előjelhelyes kapcsolt a törés keresztirányú mozgása és a vízhozamváltozások között. Itt kell megemlíteni, hogyaz előjel-helyes együttes változásko alatt azt értjük, hogy a törések térfogat növekedéséhez, vagy csökkenéséhez vízhozam csökkenésnek, vagy növekedésnek kell tartoznia. Másrészt a fluktuációs-mozgások és a vízhozam változások közötti tényleges kapcsolat esetén azért lehet egyidejűségre, vagy csak elhanyagolhatóan kis időeltérésre számítani, mert a törések geofizikai eredetű térfogatváltozása elegendően gyors ahhoz, hogy hatásuk a karsztvíztestben nyomáshullámok terjedési sebességével jusson el a forráshoz.

A litoklázis-fluktuáció és a forrásvízhozam változása közötti összefüggés jellegét legszemléletesebben a *22.*, *23.*, *24. ábrán* mutatjuk be. Az 1971 április havi komplex diagrammokon az áttekinthetőség növelése érdekében a Kistohonya-forrás vízhozamváltozásait kétszeres nagyításban, a fluktuációs változások görbéit 50.000-szeres nagyításban dolgoztuk fel. Az április 5-től 26-ig terjedő időszakban a keresztirányú mozgások és a vízhozamváltozások között szintén nem találtunk összefüggést, annak ellenére, hogy a gravitációs változásokkal igen jó korellációt kaptunk (különösen a *23. ábrán* figyelhető meg az eredeti feltevésnek megfelelő igen jó kapcsolat). Az ugrásszerű vízhozam minimumok többségét ugyan keresztirányú kontrakciós csúcsokkal közel egyidejűnek találtuk, de ez a körülmény is ellentmondásos, mert az összeesések nem előjel helyesek. Ezzel szemben a hossz- és függőleges-irányú változások (lényegesen torzultabb gravitációs kapcsolat ellenére) igen sokoldalú megegyezést mutatnak a vízhozamváltozásokkal. Nemcsak az ugrásszerű vízhozam minimumok egyidejűek a hossz- és függőleges-irányú szintén ugrásszerű görbe csúcsokkal, hanem a fő változások tendenciája is szorosan összefügg egymással. A hosszirányú görbe az adott ábrázolási mód mellett párhuzamos, a függőleges-irányú görbe ellentétes haladást mutat a vízhozamváltozásokkal. Az összefüggés szorossága szempontjából azonban mindegy, hogy milyen irányú kapcsolatról van szó, másrészt a hossz- és függőleges-irányú mozgásoknál a vízhozammal való előjel-helyes kapcsolat kérdésének aligha lehet értelmet tulajdonítani. Még arra is rá kell mutatnunk, hogy csak az átlagosnál nagyobb hossz- és függőleges-irányú görbe csúcsok, illetve vízhozam minimumok között tapasztalható megbízható egyidejűség. Ugyanakkor a függőlegesirányú görbe egy árnyalattal élesebb összefüggést mutat a vízhozam változásokkal, mint a hosszirányú görbe.

Megállapíthatjuk tehát, hogy a tanulmányozott időszakban vizsgálataink helyén (egy függőleges karsztos törésrendszer egyetlen pontján) a vízhozamváltozásokkal a hossz- és függőleges-irányú mozgások függnek össze és nem a keresztirányú mozgások. Ha tekintetbe vesszük azt is, hogy a vizsgált időszakban a vízhozam minimumok többsége keresztirányú kontrakciós csúcsokkal volt egyidejű, úgy valószínűnek látszik, hogy a földkéreg dagálya idején egy adott területen nincs általános keresztirányú tágulás, apálya idején

nincs általános keresztirányú szűkülés a függőleges karsztos törésrendszerekebn. Másrészt az a tény, hogy a hossz- és függőleges-irányú változások egyetlen ponton való mérés esetén is összefüggnek a vízhozamváltozásokkal csak azt jelentheti, hogy ezek a mozgások valamilyen módon a forrás vízrendszeréhez tartozó függőleges törési hálózat átlagos keresztirányú mozgását reprezentálják. Ezt azért kell feltételezni, mert hézagtérfogat változással forrásvízhozam változás csak úgy jöhet létre, ha a vízgyűjtő terület alatti törésekben a különböző amplitúdójú karsztvízszint változások átlagában történik változás.

A mérési módszer kritikai vizsgálata

Az előzmények során bemutatott mérési módszerünk nyilvánvalóan nem alkalmas a szemben álló kőzettömbök önálló mozgásának meghatározására, hiszen azok egymáshoz való viszonyát vizsgáltuk. Bármelyik kőzettömb önálló mozgásának 0,2 mikrométeres pontossággal való meghatározásához arra lenne szükség, hogy legalább 0,02 mikrométeren belül stabilizált fixponthoz képest mérjük meg valamelyik kőzettömb egyik pontjának mozgását (amennyiben a vizsgált kőzettömböt merev testnek tekinthetnénk). Ilyen fixpontot azonban a szilárd kéreg, a gravitációs és mágneses tér dinamikája miatt valószínűleg csak csillagászati tájolással, vagy giroszkópos elv alkalmazásával lehetne létrehozni. Egyetlen kőzettömb két merőleges oldalon való relatív mérésével azonban statisztikusan következtetni lehetne egyes önálló mozgások lefolyására.[3]

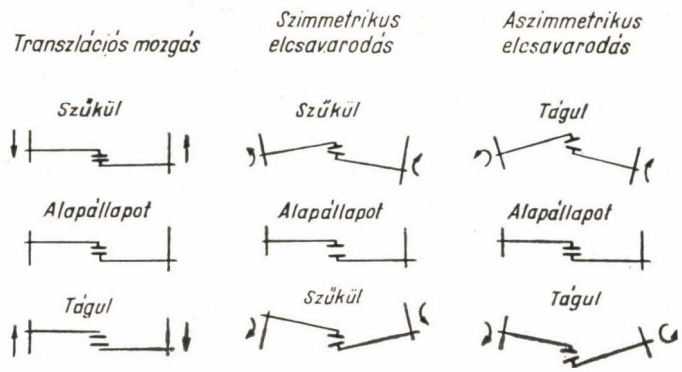
Méréseink és a karsztvízmozgás vizsgálata alapján a további kutatások során szeretnénk körvonalazni a karsztvízek árapály-jelenségének valószínű mechanizmusát. Ehhez még arra van szükségünk, hogy megismerjük a mérési módszerünk által nyerhető adatok valóságtartalmát. Tekintsük át az elvileg lehetséges relatív mozgástípusokat és nézzük meg, hogy mérőberendezésünk hogyan közvetíti a valóságos folyamatok lejátszódását.

Keresztirányban a két szembenálló kőzettömböt összenyomóerő esetén a tömbök szabad elmozdulására csak a tömbök közötti törések záródásáig van lehetőség. Ezután csak rugalmas alakváltozással közeledhet egymáshoz a barlang két szemben álló fala. A két kőzettömböt széthúzó erő esetén elvben nincs határa a szabad elmozdulásnak. Maradó változások is létrejöhetnek a két kőzettömb viszonyában. A keresztirányú mozgás összetevője lehet olyan relatív kőzettömb mozgásnak is, amely a kőzettömbök járattengelylyel párhuzamos tengelyű, illetve függőleges tengelyű billegéséből, illetve elcsavarodásából származik.

Függőleges- és hosszirányban — azaz a törés síkjában — rugalmas alakváltozások nélküli szabad elmozdulásokkal is lehet számolni. A maradó

[3] Ennek a vizsgálatnak az előkészítése folyamatban van.

változások a két kőzettömb viszonyában nagyobb valószínűséggel jöhetnek létre, mint keresztirányban. (pl. tektonikus mozgások), ha csupán a két szembenálló kőzettömb transzlációs mozgását vesszük tekintetbe. Mindkét mozgástípus azonban összetevője lehet a kőzettömbök olyan relatív mozgásának, melyek a járattengellyel párhuzamos, vagy merőleges tengelyű, illetve függőleges tengelyű billegésből, illetve elcsavarodásból származik. Ezek a térbeli



26. ábra. A függőleges- és hosszirányú érzékelők különböző mozgástípusok esetén történő relatív mozgása

mozgások torlódásokat okozhatnak a kőzettömbök között. A tömbök rugalmas deformációja esetén függőleges és hosszirányban is jelentkezhetnek ebből származó elmozdulások.

Keresztirányban az érzékelő minden esetben előjel helyesen jelzi a mozgások lejátszódását. A *26. ábrán* bemutatjuk, hogy ezzel szemben függőleges- és hosszirányban az érzékelők csak abban az esetben közvetítik egyértelműen a relatív elmozdulásokat, ha transzlációs mozgásról van szó. Geometriai okokból szimmetrikus elcsavarodás esetén mindkét forgásirányban szűkülés, aszimmetrikus elcsavarodás esetén mindkét forgásirányban tágulás jöhet létre az érzékelő elemek között. Ez utóbbi két esetben, ha az alapállapothoz képest a szemben álló kőzettömbök vízszintes, vagy függőleges tengely mentén ingázó mozgást végeznek, akkor az érzékelők által közvetített mozgás olyan, hogy a tényleges mozgás periódus ideje megfeleződik, vagyis a tényleges ingadozások száma megkétszereződik. A természetes mozgásjelenségeken kívül ez a körülmény is hozzájárulhat ahhoz, hogy függőleges- és hosszirányban igen nagyfokú instabilitás észlelhető és a gravitációs változásokkal való kapcsolat is elmosódottabb, mint keresztirányban.

Kiragadott példákon mutattuk be módszerünk korlátait. Fentiekből következik, hogy mérőberendezésünk nem alkalmas mindenfajta relatív mozgástípus egyértelmű és előjel-helyes kimutatásra. Ezért az eredmények érté-

kelésénél figyelembe kell venni azt a lehetőséget, hogy a hossz- és függőlegesirányú görbék alakulásában esetleg a mérőberendezés torzító hatása is szerepet játszik.

A mérések értelmezésének kérdése

Ebben a tanulmányunkban a mérések értelmezésére és a karsztvizek árapály-jelenségének mechanizmusával kapcsolatos problémák megoldására még nem vállalkozhatunk, csupán mérési módszerünket és a kapcsolatok jellegét kívántuk bemutatni. A jelenségek okainak és összefüggéseinek magyarázatához a rendelkezésünkre álló és feldolgozott litoklázis-fluktuáció mérési anyag még nem elegendő. Remény van azonban arra, hogy az adatok további tanulmányozásával ezekről a kérdésekről is rövidesen számot tudunk adni.

IRODALOM

1. Anker, T. F.: Über intermittierende und pulsierende Karstwasserlaufe. Mitteilungen München, **8**, 3, 64—67, 1962.
2. Aragó Fr.: Oeuvres Completes. Paris, „Les puits forés". **6**, VII, 311, 1856.
3. Barta Gy.—Varga P.: Nagy mélységben és magasságokban mozgó tömegek földi hatásáról. II. Anyag- és Energiaáramlási Ankét anyaga. Akadémiai Kiadó, Budapest, 243—249, 1972.
4. Bredehoeft J. D.: Response of Well-Aquifer Systems to Earth Tides. Journal of Geophysical Research, **72**, 12, 3075—3087.
5. Carr, P. A.: Use of Harmonic Analysis to Study Tidal Fluctuations in Aquifers near the Sea. Water Resources Research, **7**, 3, 632—643.
6. Gerber P.: Karszthidrológiai megfigyelések a tatabányai medence nyugati sasbércén. V. Bányavízvédelmi Konferencia tárgyalási anyaga. Budapest, 1965, IX. 20—22. 74—95, 1965.
7. Klönne, F. W.: Die periodischen Schwankungen in den inundierten Kochlenschächten von Dux in der Periode von 8. April bis 15. September 1879. S. B. Kais. Akad. Wiss., **81**, 101, 1879.
8. Maucha L.: A karsztvízszint árapály-jelenségének kimutatása. Bányászati Kutató Intézet Közleményei, Budapest, **XI**, 1—2, 87—94, 1967.
9. Maucha L.: Geofizikai tényezők hatása a karsztvizek mozgásviszonyaira. I—II. Kéziratos jelentés a Közp. Földt. Hiv. részére. Budapest, 1969—1970.
10. Maucha, L.—Sárváry, I.: Tidal Phenomena in the Karstic Water-Level. Bulletin of the International Association of Scientific Hydrology, **XV**, 2, 6, 39—45, 1970.
11. Maucha L.— Sárváry I.: Az árapály eredetű kőzetdilatáció mérése és az ehhez kapcsolódó észlelések a Jósvafői Kutató Állomáson. II. Anyag- és Energiaáramlási Ankét anyaga. Akadémiai Kiadó. Budapest, 239—242, 1972.
12. Melchior, P.: Die Gezeiten in unterirdischen Flüssigkeiten. Communications de l'Observatorie Royal de Belgique. **172**, Série Geophysique **55**, 312—317, 1960.
13. Robinson, T. W.: Earth Tides as Shown by Fluctuations of Water-Levels in Wells in New Mexico and Iowa. Trans. Amer. Geophysic, Union, Part **IV**, 665, 1959.

A MAGYARORSZÁGI FÖLDRENGÉSEK CIKLIKUSSÁGÁRÓL

CSOMOR DEZSŐ

Magyarország földrengési viszonyainak vizsgálatánál elsősorban a makroszeizmikus megfigyelési anyagra támaszkodhatunk, noha műszeres megfigyelések 1905 óta rendszeresen folytak.

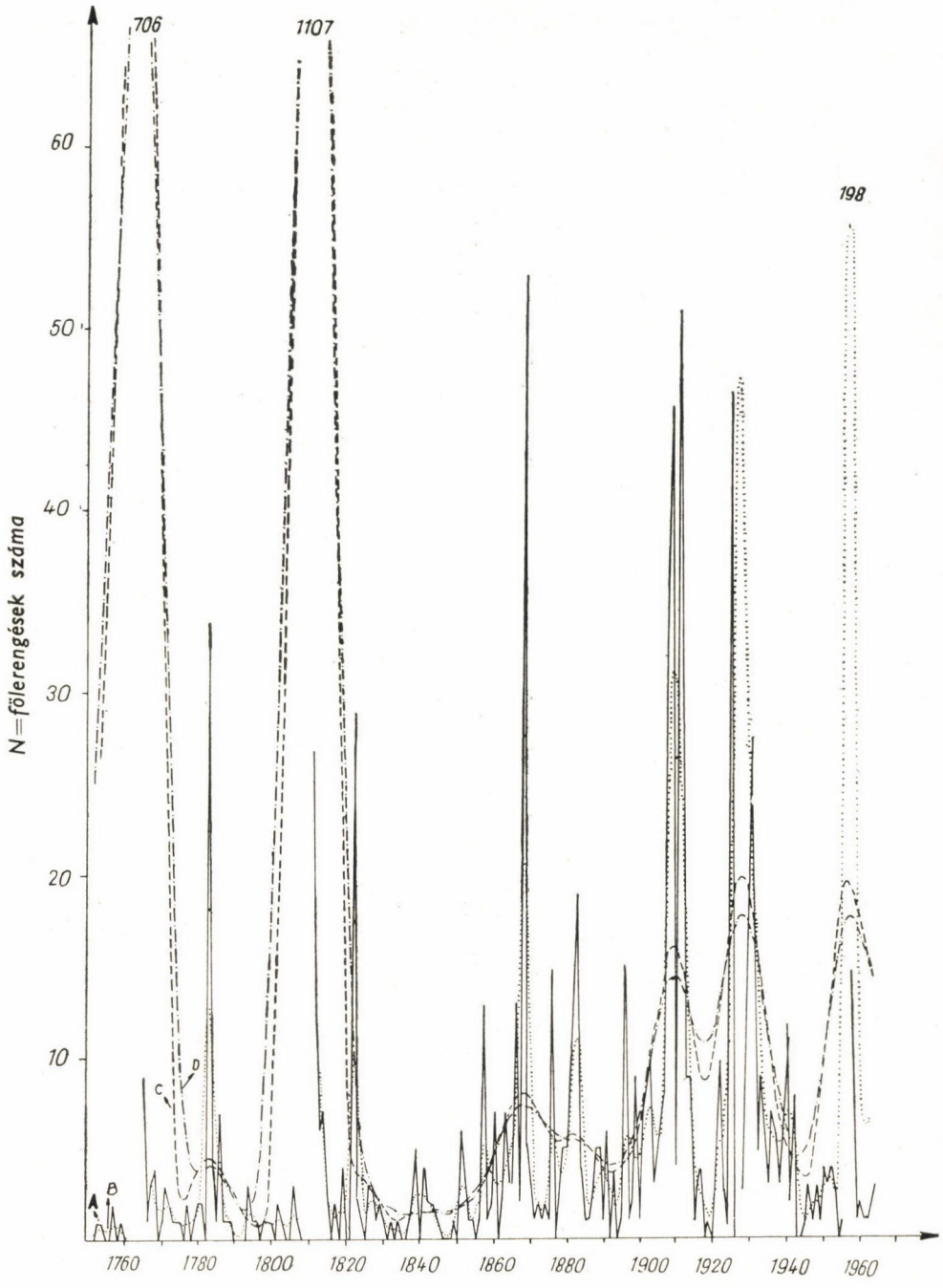
Az ország területére vonatkozó makroszeizmikus megfigyelési anyagot részben RÉTHLY A.[1] részben az Országos Földrengésvizsgáló Intézet kiadványai, részben a MTA Geodéziai és Geofizikai Kutató Intézet Szeizmológiai Obszervatóriumának gyűjtött anyagai alapján állítottam össze.

A földrengési tevékenység ciklikusságának vizsgálata 1750—1964 évig terjedő anyagra vonatkozik. A földrengések évek szerinti eloszlását az *1. ábra* mutatja. Az ábráról leolvasható, hogy a rengések száma az évi átlag fölé lényegesen csak azokban az években emelkedik, amelyekben egy-egy erősebb rengés keletkezett és azt számos utórengés követte. Ezek a rengések az 1763. június 28-i komáromi, az 1810. január 14-i móri, 1868. június 21-i jászberényi, 1908. március 15-i gombai, 1908. május 28-i és 1911. július 8-i Kecskemét környéki, az 1925. január 31-i Eger környéki, az 1927. március 4. és július 8-i várpalotai és az 1956. január 12-i dunaharaszti földrengések. A fenti időpontokból egy 50 és 30 év körüli periódus létezésére következtethetünk hazánk földrengési tevékenységében. Az évi eloszlást részletesebben megvizsgáltam. A gyors változásokat

$$N_0' = \frac{1}{3} N_0 + \frac{1}{4}(N_{+1} + N_{-1}) + \frac{1}{12}(N_{+2} + N_{-2})$$

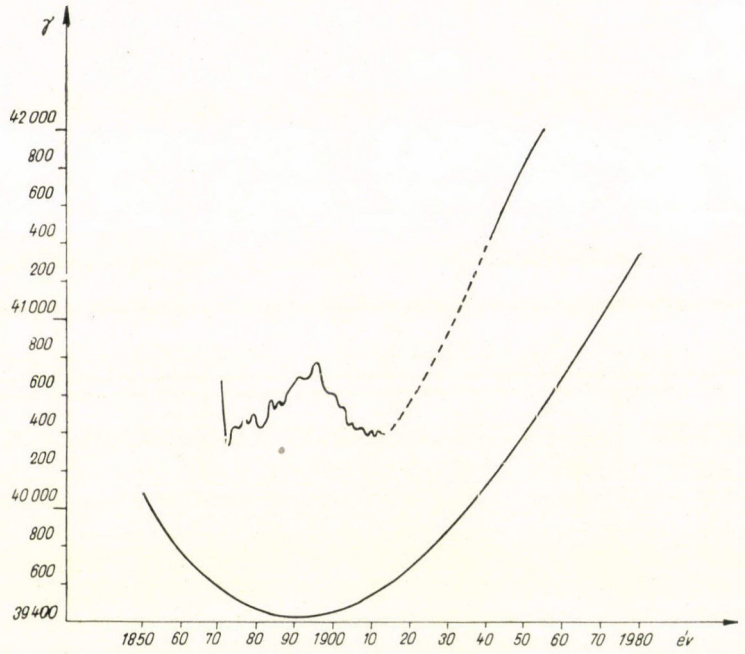
összefüggés segítségével szűrtem ki, így adódik a B görbe. A B görbe egyszerűbb, áttekinthetőbb menetű és 10 év körüli periódus olvasható le a görbéről. További szűréseknek vetve alá a B görbét kapjuk a C és D görbéket. A fenti egyenletben a nulla index a kiválasztott esztendőt jelenti, amelyhez a számított N_0' értéket rendeljük, a plusz előjellel ellátott indexű számok a nulla indexű utáni, a minusz jelű pedig a nulla indexű előtti években jelenti a rengések számát. Az *1. ábráról* látható, hogy a szabálytalanul gyorsan változó menetet mutató A görbét szabályosan lüktető görbékké transzformáltuk,

[1] A Kárpátmedencék földrengései (455—1918).



1. ábra. A földrengések évenkénti eloszlása 1750—1964

amelyekről a földrengési tevékenységben jelentkező periódusok leolvashatók. A nagy maximumok 1763, 1810, 1868, 1909, 1928 és 1956-os évekre esnek. A fenti maximumok az 1928 évi kivételével mind egy-egy olyan nagyobb rengéshez kapcsolódnak, amelyek erőssége legalább 7° és amelyeket nagy számú



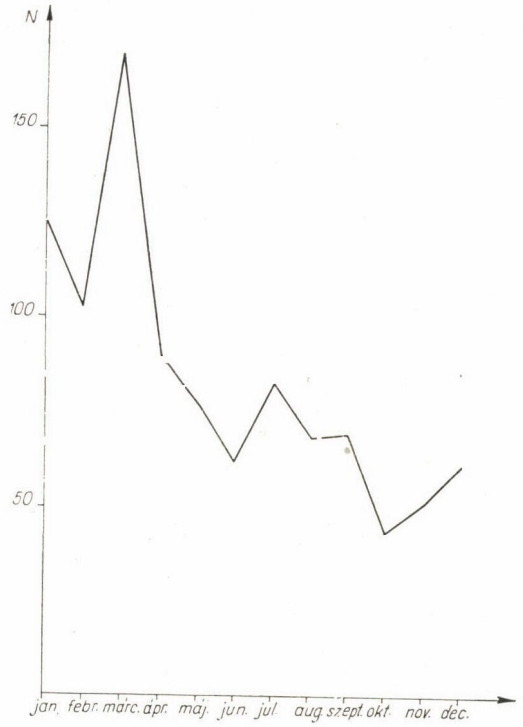
2. ábra. A földmágnesség *Z* komponensének változása 1850—1980

utórengés követett. Az 1928-as évi maximum kiképzésében az 1925-ös Eger környéki, az 1927. évi várpalotai és az 1929, 1930 és 1931-es években kipattant rengések játszanak szerepet, amely években a rengések száma lényegesen az évi átlag fölé emelkedett és köztük 5°—6° erősségű rengések is vannak. A minimum helyek a D görbe menete szerint 1793; 1840, 1892; 1918 és 1943-as évekre esnek. Mind a maximumok, mind a minimumok helyeiből egy 50 és egy 25 év körüli periódus olvasható le. A nagy maximális tevékenységű évek között a B görbén kisebb maximumok állapíthatók meg. Ezekből az 1763—1868 és 1910—1956 évek közötti szakaszokra 10 év körüli periódus, az 1868— 1910 közötti időtartamra 6 év körüli periódus olvasható le. A földrengések évi számának vizsgálata tehát azt mutatja, hogy Magyarország területén a földrengés tevékenységben periodicitás tételezhető fel.

A földrengés tevékenységben feltételezett 50 év körüli periódust a Föld mágneses tér évszázados változásának 50 év körüli periódusával tekinthetjük

megegyezőnek, a 10 év körüli periódus pedig a napfolt tevékenységi periódussal lehet összefüggésben.

Kérésemre Dr. ACZÉL ETELKA a M. Á. E. L. Geofizikai Intézet tudományos munkatársa az országos mérések alapján kiszámította a föld mágneses tér Z-komponensének változását a $\varphi = 45° 30'$ N és $\lambda = 16° 00'$ E pontban

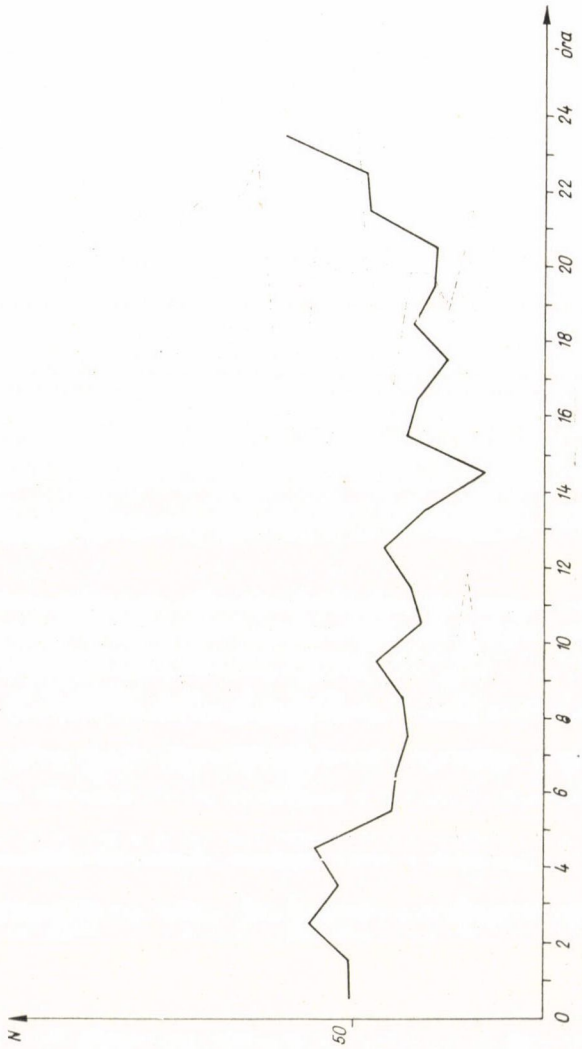


3. ábra. A rengések havonkénti eloszlása 1859—1958

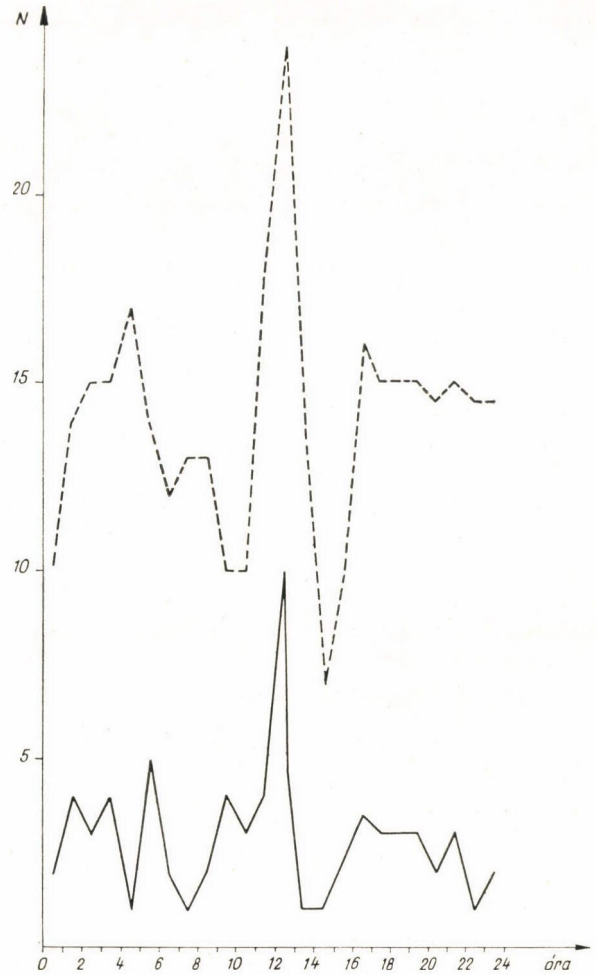
(2. ábra). A térerősség Z-komponensének minimum helye, 1890 év körüli időpontja, jó megegyezést mutat a földrengés tevékenységben ugyancsak 1890 körül jelentkező minimum hellyel.

A *3. ábra* a rengések számának havonkénti eloszlását tüntetni fel 1859—1958 évekre vonatkozóan. A legtöbb rengés márciusban, a legkevesebb októberben pattant ki. Az évszakok szerinti eloszlás azt mutatja, hogy a tavaszi hónapokban, amikor maximális a rengések száma, körülbelül kétszerannyi rengés keletkezett, mint az őszi hónapokban; a téli hónapokban több, mint nyáron.

A *4. ábrán* a rengések számának napszakok szerinti eloszlását láthatjuk. Az ábráról leolvasható, hogy a nappali órákban keletkezett kevesebb rengés, az éjszakaiban több. A minimum 14 és 15 óra között van. Felmerülhet a gon-



4. ábra. A rengések eloszlása napszakok szerint 1859—1958



5. ábra. A regisztrált (---------) és észlelt (———) rengések eloszlása napszakok szerint 1933—1958

dolat, hogy nappal az elfoglalt, mozgásban lévő személyek kevésbé veszik észre a rengéseket, mint este és éjszaka, amikor nyugalomban könnyebben észrevehetők a kis mozgások. Ezért Magyarország területére vonatkozóan 1933—1958 évek között kipattant és műszerekkel regisztrált földrengések eloszlását is megvizsgáltam egy órás időközt véve alapul. Az *5. ábra* A görbéje mutatja ezt az eloszlást, a B görbén ugyanerre a 25 évre az érzett rengések eloszlása látható. A két görbe hasonló menetet mutat és így az érzett rengésekből nagyobb időszakra levont következtetéseket az ország területén általános érvényűnek tekinthetjük.

IRODALOM

1. M. BÅTH: Seismicity of Fennoskadia and Related Problems Gerlands Beiträge zur Geophysik, **63**, 3, 173—208, 1953.
2. BISZTRICSÁNY E.—CSOMOR D.—KISS Z.: Earthquake zones in Hungary. Annales Univ. Scien. Bud. de R. Eötvös nominatae Sectio Geologica, IV, 35—39, 1961.
3. CSOMOR D.—KISS Z.: Magyarország szeizmicitása I—II. Geofizikai Közlemények, **VII**, 3—4, 169—180, 1958; **XI**, 1, 1—4, 51—75, 1962.
4. MOSETTI, F.: Sull' esistenza di un ritmo con periodo di 45 anni in talune fluttuazioni geofisiche. Bulletino di Geofisica teorica ed applicata **V**, 18, 139—143, 1963.
5. RÉTHLY, A.: A kárpátmedencék földrengései. Akadémiai Kiadó, 1952.
6. Országos Földrengésvizsgáló Intézet Kiadványai. B. Magyarországi földrengések 1929—1958.

A SZEIZMIKUS JELENSÉGEK PERIODICITÁSA

NEKOVETICS OSZKÁR

Dél-Amerika területén 1897-től 1964 évig kipattant 7,75 magnitudónál nagyobb erejű sekélyfészkű földrengések kipattanási időpontjait vizsgálva (SEWERYN J. DUDA, 1965) feltételeztük, hogy a jelenségben 3 éves periodicitás nyilvánul meg. Ilyen formán a naptári éveket három csoportba sorolhatjuk *(1. ábra)*. Az egyes évcsoportokba az egymást három esztendőre követő évek kerülnek.

Dél-Amerika rengései a *2. ábrán* látható módon oszlottak el az egyes évcsoportok között. A rengések időpontjai hónapok szerint is ábrázoltak, a körök területe a felszabadult energiával arányos. Feltűnő, hogy a 2-es évcsoportban szünetelt az energia felszabadulás.

Hasonló tendenciájú volt a folyamat a Kuril-, Hokkaido-, Honshu-, Ryu-Kyu- és a Fülöp-szigetek cirkumpacifikus vonulat mentén is *(3. ábra)*.

Az eurázsiai övezet szeizmicitása merőben más képet mutat *(4. ábra)*. Az 1-es évcsoportban szünetelt az energia felszabadulás és a 2-es évcsoportban volt maximális.

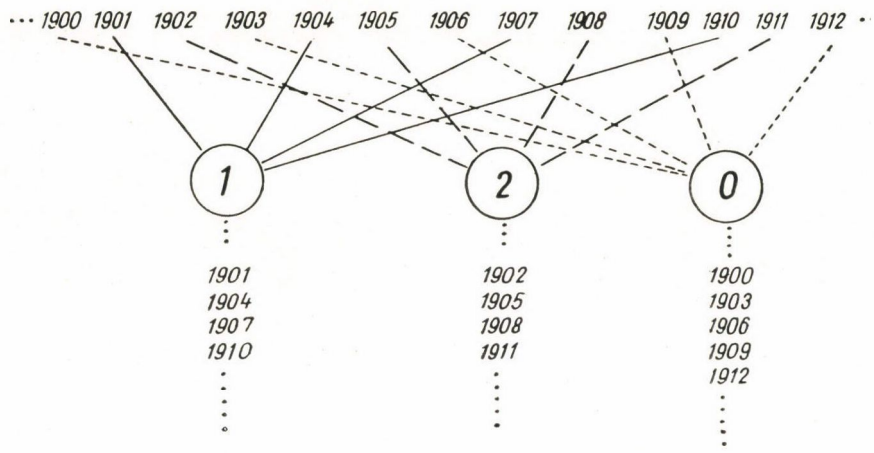
A Föld lényeges, szeizmikus aktivitást mutató területei a 3 éves periodicitás alapján három fő típusra különíthetők el, ezek a következők:

I. *Cirkumpacifikus interkontinentális típus (5. és 6. ábra)*. A kontinensek közötti területek szeizmikus övezetei tartoznak ide: Közép-Amerika, Alaszka-Aleut-Kamcsatka, Új-Guinea, Tonga-Kermadec-Új-Zéland (a *6. ábrán* függőleges irányban a naptári évek is fel vannak tüntetve).

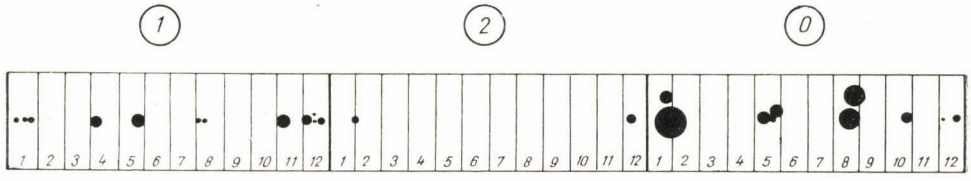
II. *Cirkumpacifikus kontinentális típus:* Dél-Amerika és a japáni szigetek is ide tartoznak, valamint általában a határos kontinensek belső partvonalai mentén huzódó szeizmikus övezetek: É-Amerika; Új-Britannia-Salamon-Új-Hebridák.

III. *Eurázsiai típus.* Az aktív éveken belül aktív és passzív időszakok is elkülönülnek. Az eurázsiai övezet szeizmikus aktivitása a 2-es és 0-ás évek közepe környezetében akkor mutatkozik, amikor a cirkumpacifikus területek passzív állapotban vannak.

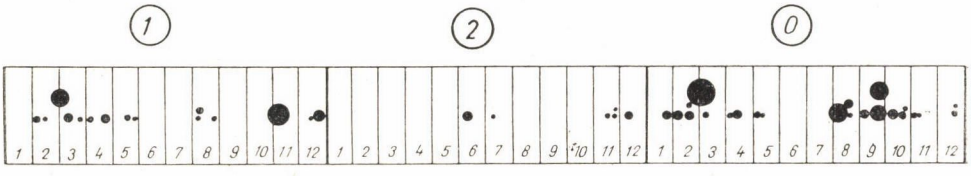
Az eurázsiai vonulat aktívnak tekintett időszakaiban (az *6. ábrán* vonalkázott időtartamok) összegezzük a kipattant földrengési energiákat tekintet



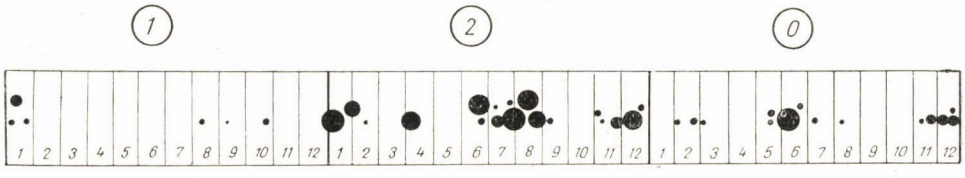
1. ábra



2. ábra

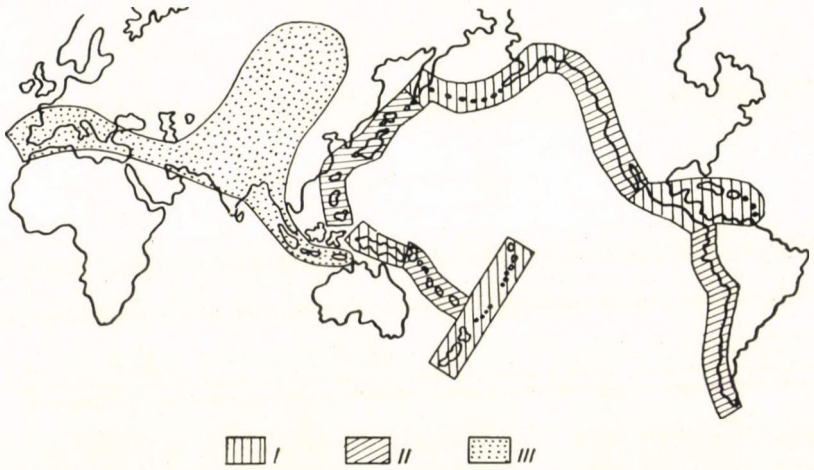


3. ábra



4. ábra

nélkül arra, hogy a Föld melyik területén és milyen mélységben pattantak ki. Ennél a vizsgálatnál az egységes eurázsiai vonulatot olyan indikátornak tekintjük, amely nagy kiterjedése és szeizmikus aktivitása révén jelzi azon feszültségrendszer időbeliségét, amely a földkéregben és köpenyben hat és a nagyerejű földrengések energiaszintjén elsősorban kozmikus fizikai hatásokkal



5. ábra

sejtes kapcsolatot. Ez esetben a rengések fészekmélysége mint paraméter nem minősülhet lényeges tényezőnek.

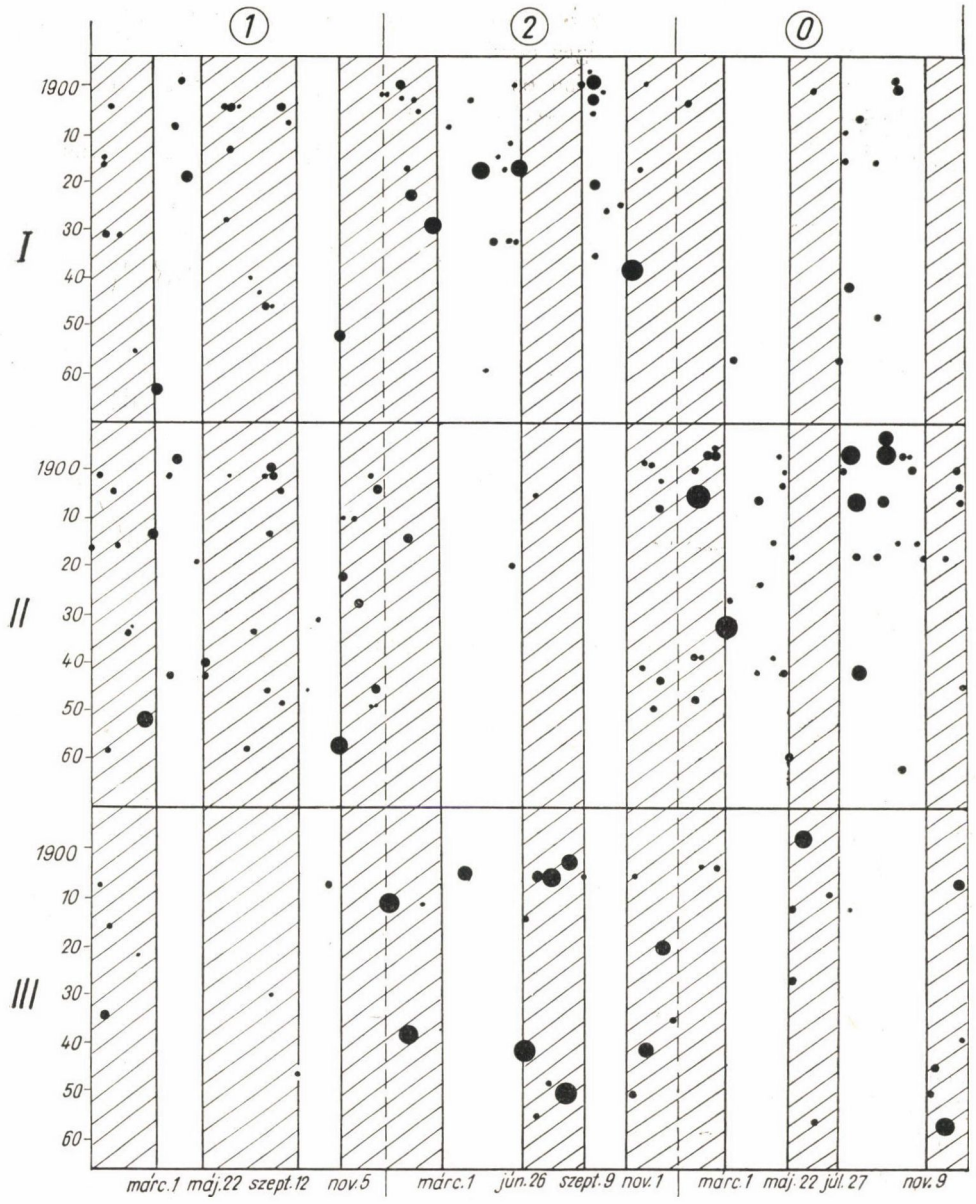
A *7. ábra* az eurázsiai vonulatot is aktiváló valószínű kozmikus fizikai hatás keltette energia karakterisztikát mutatja be, valamint a hasonló elvek alapján szerkesztett cirkumpacifikus görbét.

A görbék 6, 9 és 18 éves periodicitást mutatnak *(8. ábra*, a. b. c.).

Az energiafelszabadulás görbék kétségtelenül periodikus jellege a feltételezett 3 éves periodicitás újabb alátámasztása.

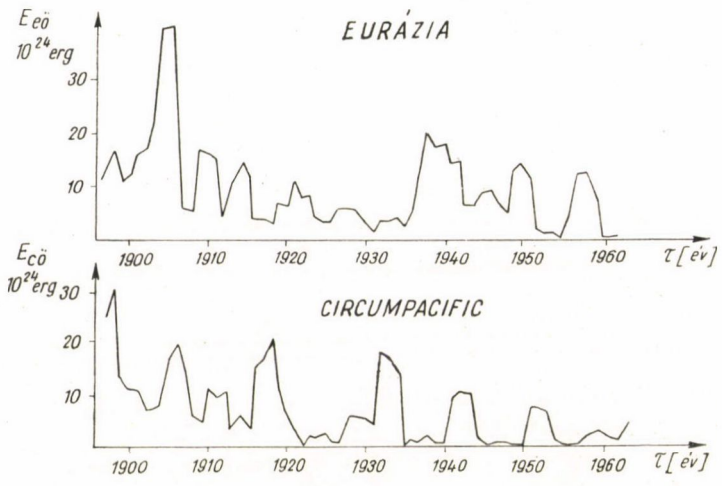
Az aktív és passzív időszakok létezése globális földrengés prognózis lehetőségét is magában hordozza. Például D-Amerika partjain az 1974, 1977, 1980 . . . esztendeiben nagyerejű sekélyfészkű földrengés kipattanása nem várható.

Említést kell tenni az energiafelszabadulási görbék szekuláris tendenciáiról is *(9. ábra)*. Az „a" görbe az eurázsiai, a „b" görbe a cirkumpacifikus energiafelszabadulás közel fél évszázados változásait mutatja be. A földrengésenergiák felszabadulásának tendenciái megegyeznek olyan geofizikai jellemzők tendenciáival, amelyekből Barta György kutatásai alapján a földmagbelső mozgására következtethetünk. Így reálisnak tűnik az a következtetés, hogy a földrengéseknél felszabaduló energiák nagysága a földmag-belső feltételezett mozgásának *is* függvénye.


1
2
0
I
II
III
1900
10
20
30
40
50
60
márc.1 máj.22 szept.12 nov.5
márc.1 jún.26 szept.9 nov.1
márc.1 máj.22 júl.27 nov.9

6. ábra

Az energiafelszabadulási görbék 3 éves periodicitása a holdpálya kapcsolatra utal. A holdpálya Földhöz és állócsillaghoz viszonyított helyzetében 3, 6, 9 és 18 éves visszatérő tendenciákat allapítottunk meg. Eszerint a holdpálya ellentétes forgásértelmű anomális és drakonikus nagy periodusai 3, 6, 9 és 18 évenként kerülnek hasonló relatív helyzetbe.



7. ábra

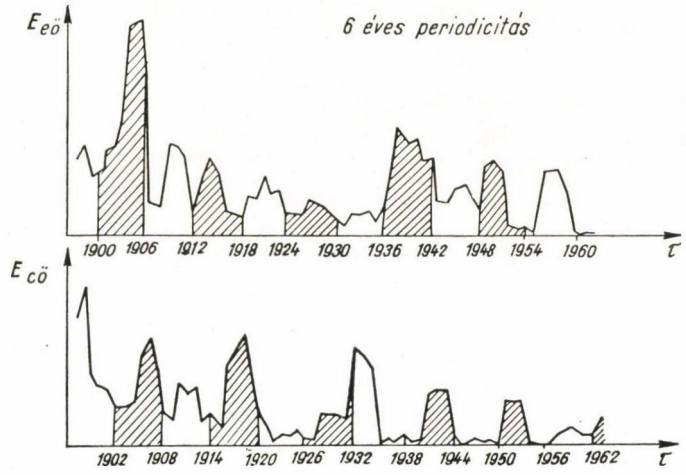
Az anomális (földközelségi) pont az állócsillaghoz viszonyítva az óramutató járásával ellentétes értelemben 8,85 év alatt végez egy fordulatot *(10/a. ábra)*.

A drakonikus pont (tehát a holdpálya és az ekliptika síkjának metszéspontja) az óramutató járásával egyező értelemben 18,6 év alatt tesz egy fordulatot *(10/b. ábra)*.

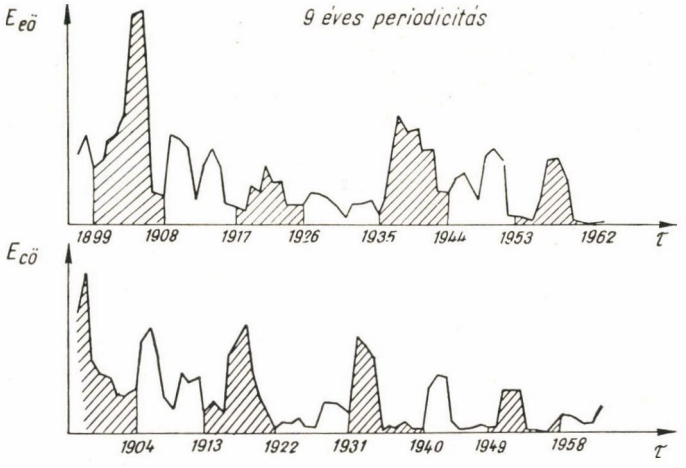
Kiragadva egy olyan helyzetet, amikor a földközelségi pont az ekliptika síkjában tartózkodik, vagyis egy egybeeső AD vektorhelyzetet *(10/c. ábra)* — a következő hasonló egybeesés 3 év múlva lép fel, amikor a forgásvektorok 180°-os szöget zárnak be egymással *(10/d. ábra)*. Ekkor a földközelségi pont ismét az ekliptika síkjában tartózkodik, de a Hold ellentétes mozgásértelemmel döfi át az ekliptika síkját.

6 év múlva, vagyis 360°-os relatív AD vektorhelyzetnél a kiindulási konfiguráció ismétlődése teljesebb, mert a mozgásértelmek azonossága is fennáll *(10/e. ábra)*.

9 év múlva is 180°-os relatív AD vektorhelyzet következik be, de úgy hogy az állócsillagokhoz viszonyított anomális vektorirány csaknem egybeesik a 9 évvel előbbi iránnyal *(10/f. ábra)*.



8./a ábra.

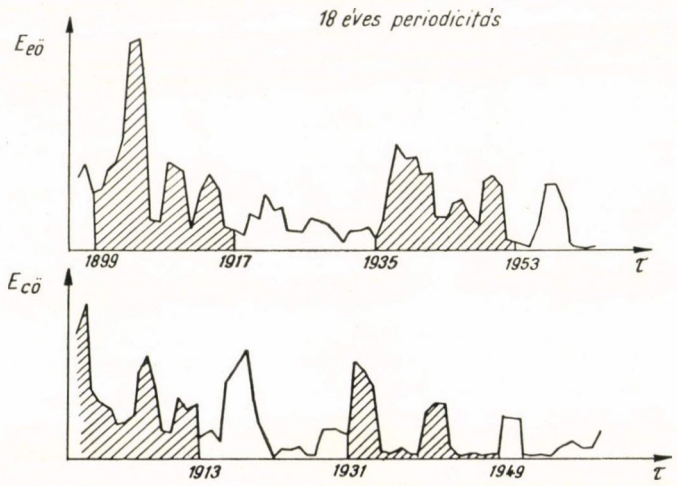


8/b. ábra

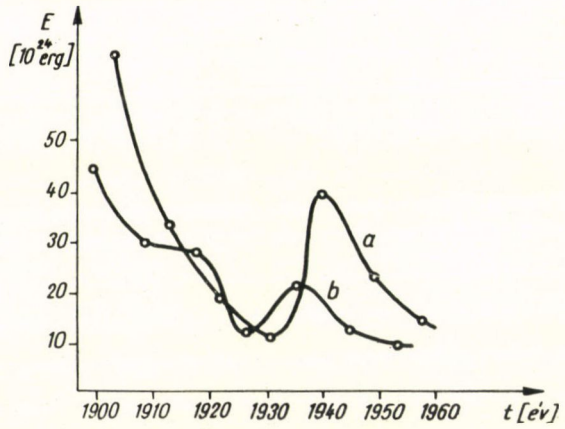
A következő, az állócsillagokhoz viszonyítottan is közel azonos AD vektorhelyzet, a harmadik találkozásánál, azaz 18 év múlva következik be *(10/g ábra)*.

Az energiafelszabadulási görbék és a holdpálya e szabályszerűségei között feltehető kauzális összefüggés van.

Ennek a kapcsolatnak alapján megállapítottuk, hogy a vizsgált időszak két legnagyobb erejű, gigantikus energiájú rengéseinek időpontjaiban a Hold anomális és drakonikus koordinátáit sok hasonlóság jellemezte, sőt a Holdnak



8/c. ábra



9. ábra

a Nap-irányhoz viszonyított ún. szinódikus koordinátái is csaknem megegyeztek.

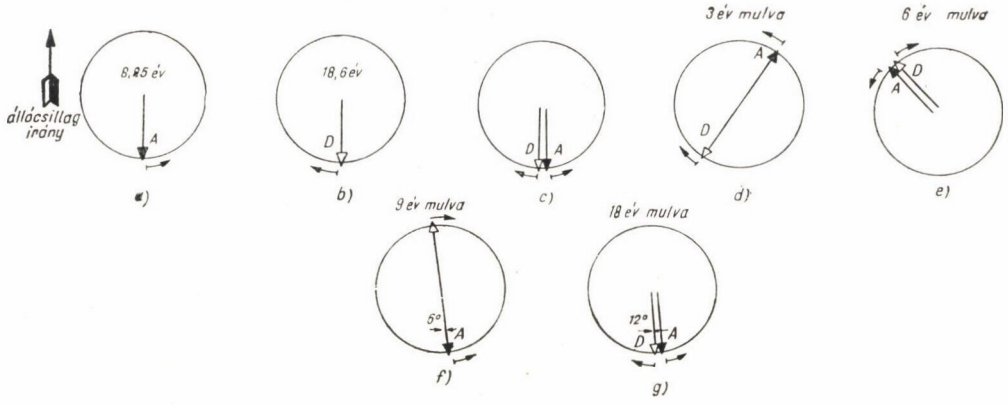
Valószínűség-számítás alapján közel kétmillió eset közül adódhatna egy olyan kedvező variáció, amikor az említett három koordináta véletlenszerűen ilyen nagy mértékben egyező lehetne.

A 8,7 és 8,6 magnitudós rengések 70%-ánál mutatható ki páronként közel hasonló holdkoordináta egyezés.

A 3 éves periodicitásnál felismert aktív és passzív zónák rengéseinek anomális és drakonikus koordinátái nem egyenletesen oszlanak el a közel 27 napos

kis ciklus időtartamon belül, hanem egyes napokon sok rengés pattant ki, más napokon pedig nyoma sincs az aktívitásnak. A *11. ábra* példaként mutatja két időtartam rengéseinek anomális és drakonikus koordinátáit.

TAMRAZJAN statisztikai vizsgálatokkal bizonyította (1959), hogy a Csendes-óceán ÉNy-i peremén kipattant közepes és mélyfészkű földrengések



10. ábra

többsége az újhold és telehold időszakok környezetében pattant ki. Megállapítása szerint különösen jelentős a Hold hatása akkor, ha a holdpálya perigeuma, vagyis földközelségi pontja egybeesik az újhold és telehold helyzetekkel.

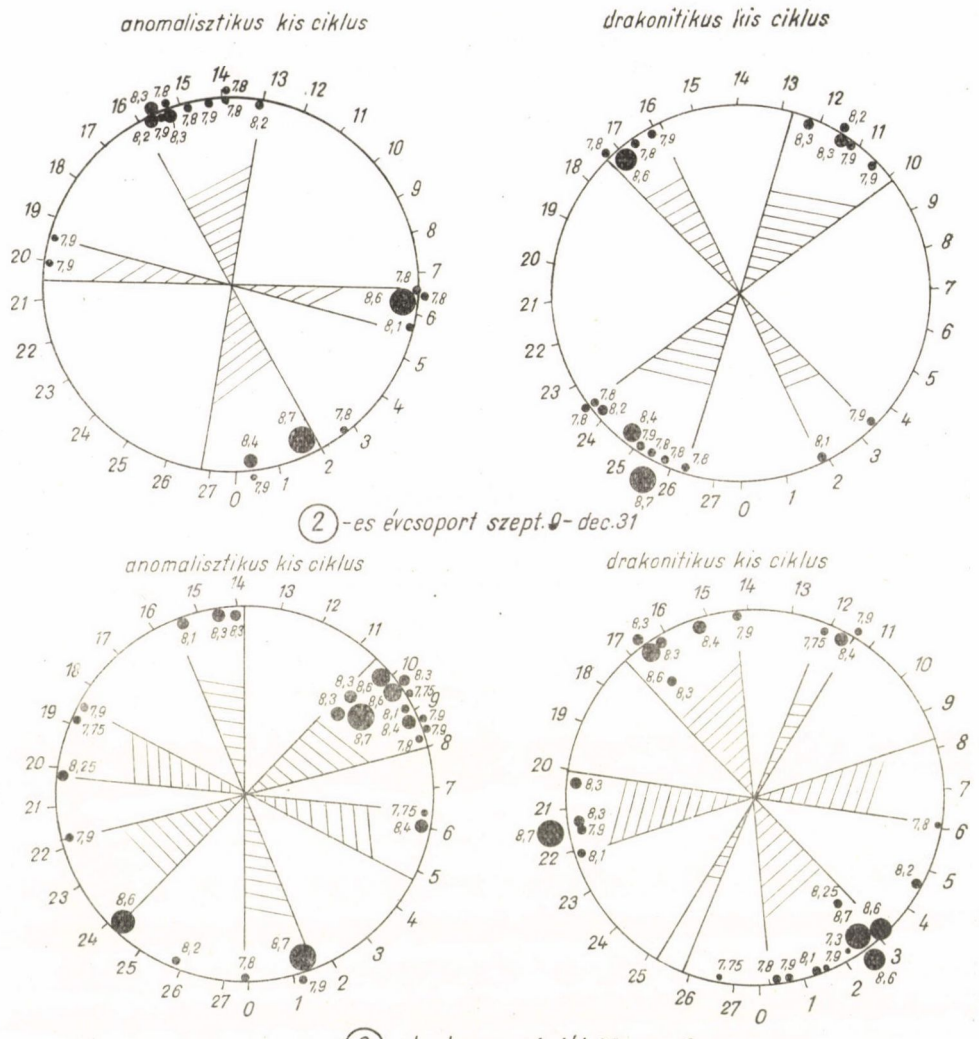
A 150 ezer ember életét követelő nagy tokiói földrengés évfordulóján közölték (Magyar Távirati Iroda 1972. szept. 1.), hogy KAVASZUMI HIROSI szerint Tokió környékét, 13 év levonásával, vagy hozzáadásával 69 évenként éri nagyerejű földrengés. Ez egybevág feltevésünkkel: a 69 év a 3 év egész számú többszöröse és KAVASZUMI is két aktív évcsoportban jelöli meg három év többszöröseire a várható földrengés időpontját.

A Föld különböző pontjain működő tűzhányók kitörési időpontjaira is nagy valószínűséggel sikerült kimutatnunk a közel 3 éves időtartamú két aktív évcsoporttal jellemezhető periodicitást. Az aktív évcsoportokba sorolhatóság szempontjából hasonlóság mutatkozott a következő tűzhányók között:

A csoport: Kirisima, Unsen, Kuzyu, Turumi, Okinawatori-zima, Kutinoerabu-zima, Yake-dake, Fuji-Jama, Usu, Kilauea, Klucsevszkaja, Kamerun, Santorin.

B. csoport: Krakatau, Mauna-Loa — Hekla

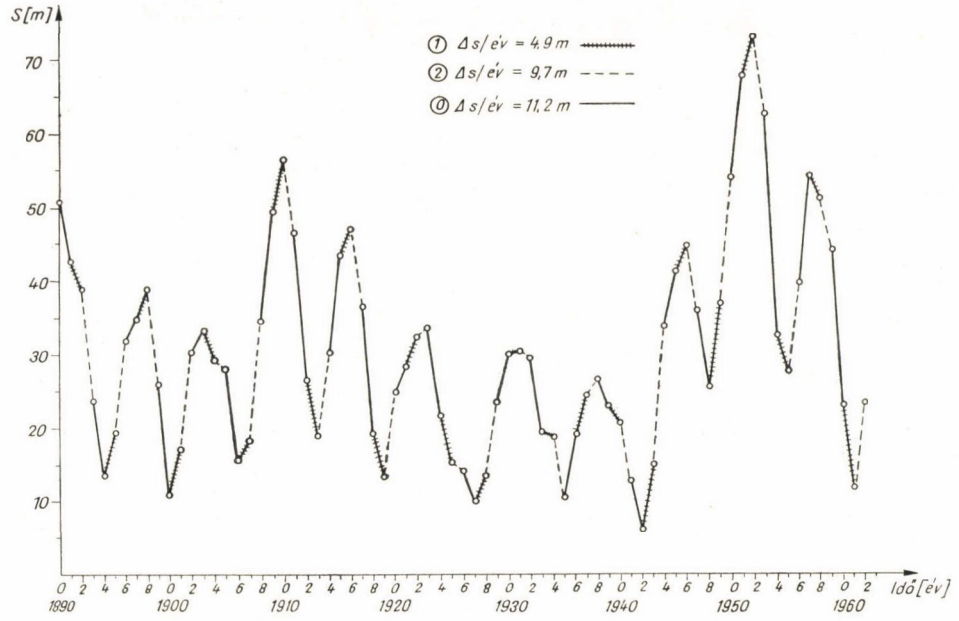
Az A csoportnál kis számú kivétel mellett 156 kitörési időpont támasztja alá a 3 éves periodicitást.



11. ábra

A 3 éves periodicitás létezését megtaláltuk az északi földrajzi pólus mozgását bemutató CHANDLER-féle görbék ívhossz változásaiban is *(12. ábra)*. Az 1-es évcsoport éveiben az ívhossz változás átlagértéke csupán fele a másik két évcsoportban mérhető értékeknek. Ez a tapasztalati tény arra utal, hogy a 3 éves Hold-ciklus a földi nutációban is tekintélyes mértékben tükröződik.

Az energiafelszabadulási görbék szekuláris tendenciái arra figyelmeztetnek, hogy sok más egyéb tényező mellett a földmag-belső feltételezett mozgásá-



12. ábra

nak vizsgálata is engedhetetlenül szükséges a földrengések előrejelzésének pontosítása szempontjából.

IRODALOM

1. Szádeczky-Kardos E.: A föld szerkezete és fejlődése. Akadémiai Kiadó, Budapest, 1968.
2. Barta Gy.: A föld évszázados változásai során fellépő energiaátalakulások. Geofizikai Közlemények, **13**, 3, 359, 1964.
3. Hédervári P.: Erők és energiák a Föld életében. Gondolat Kiadó, 1963.
4. Hédervári P.: Földszerkezet és földrengések. Tankönyvkiadó, 1966.
5. Blot, C.: Relations entre les séismes profonds et les éruptions volcaniques au Japan. Bulletin Volcandogique, **XXVIII**, 1965.
6. Duda, Seweryn J.: Secular seismic energy release in the circumpacific belt. Tectonophysics, **2**, 5, 1965.
7. Tamrazjan, G. P.: Intermediate and Deep-focus Earthquakes in Relation to the Cosmic Conditions of the Earth. Geophysics Series, **4**, 1959.

A VÍZ ÉS VIZES OLDATOK SZERKEZETÉNEK DINAMIKAI MEGVILÁGÍTÁSÁRÓL

ERDEY-GRÚZ TIBOR
AKADÉMIKUS

A víz szerepének alapvető jellege a földi élő és élettelen természet folyamataiban közismert. Kevésbé ismertek azonban — legalább is részleteikben — a vizet e központi szerepre alkalmassá tevő sajátságok, amelyek főleg anyagok szállításában, továbbá szakadatlan fizikai, valamint kémiai és biológiai változások lehetővé tételében, átalakulások előidézésében ill. elősegítésében mutatkoznak. E folyamatok egyaránt járhatnak fejlődéssel és rombolással.

Kémiai értelemben tiszta vízzel ritkán találkozunk a természetben. Többnyire vizes oldatok vagy víztartalmú kolloidok vesznek részt a természeti folyamatokban. A geológiai és biológiai jelenségekben egyaránt fontosak azok az anyagszállítások és átalakulások, amelyeket a folyadék egészének az elmozdulása idéz elő, valamint azok, amelyek során a viszonylag mozdulatlan folyadékban az oldott anyagok transzportját idézi elő a kémiai potenciál vagy az elektromos potenciál gradiense.

A legegyszerűbb — s egyben legrégibb — elgondolás szerint a víz mint oldószer egyszerűen felhígítja az oldott anyagot, s állapotát a gázokéhoz hasonlóvá teszi. Eszerint az oldatok sajátságai némi módosítással leírhatók lennének a gáztörvények által. Híg oldatok termodinamikai sajátságai vonatkozásában e nézet formálisan közelítőleg valóban helytálló, de a jelenségek kinetikája és mechanizmusa tekintetében a valóság sokkal bonyolultabb. Az oldatok létrejötte és tulajdonságai általában nem magyarázhatók meg, ha figyelmen kívül hagyjuk az oldószer és az oldott anyag közötti kölcsönhatásokat. Különösen nagy jelentőségűek ezek a víz esetében, a vízmolekula specifikus tulajdonságai következtében.

A víz mint folyadék ugyan a legelterjedtebb a Földön, de már a múlt század vége óta ismeretes, hogy tulajdonságai nem a legközönségesebbek, hanem bizonyos vonatkozásokban feltűnően eltérnek a többi folyadékok átlagos sajátságaitól. Az eltérések arra vezethetők vissza, hogy a víz molekuláinak a kölcsönhatásai és a víz folyadékszerkezete eltér a többi folyadékokétól.

Szerkezetileg legegyszerűbbek a viszonyok azokban a folyadékokban, amelyek molekulái gömbszimmetrikusak, és a kölcsönhatásaiknak megfelelő erők nem irányítottak. A cseppfolyósított nemesgázok (és bizonyos mértékig a

fémolvadékok) ilyenek. A gömbszimmetrikus molekulákból álló folyadékoknak már sikerült a valóságot meglehetősen híven tükröző kinetikus-statisztikus elméletét kidolgozni. Cseppfolyós vízben azonban lényegesen bonyolultabbak a viszonyok: a vízmolekula közelítőleg sem gömbszimmetrikus, hanem az iránytól függő nagyságú és természetű erőket fejt ki szomszédaira. Következésképpen adott vízmolekulát nem minden irányban egyenletesen vesznek körül más vízmolekulák, hanem az iránytól függően különböző távolságban vannak közvetlen és távolabbi szomszédok.

A víz szerkezetét az utóbbi évtizedekben a legkorszerűbb módszerekkel vizsgálták, közöttük a röntgen- és a neutronsugárzás diffrakciója, az infravörös, a RAMAN- és a mágneses rezonancia spektroszkópia, az ultrahangabszorpció és a dielektromos relaxáció által. Mindezek eredményeinek együttes mérlegelése révén bizonyos tények egyértelműen megállapíthatók, azonban a folyadékszerkezet valósághoz hű és koherens képének kialakításához a legkorszerűbb vizsgálatok eredményei sem elégségesek. Ennek fő oka abban keresendő, hogy az észlelt jelenségek különböző jellegű kölcsönhatásokon alapulnak, és a különböző jellegű kölcsönhatások összefüggéseit még nem ismerjük kielégítően.

Pontosan ismerjük a vízmolekula alakját és méreteit kis nyomású gőzben (az O–H távolság 0,96 Å, a H–O–H szög 109°). Biztosnak tekinthető az is, hogy a gőz cseppfolyósodásakor a molekuláknak legalább egy része hidrogénkötésekkel kapcsolódik egymáshoz, és egy vízmolekula legfeljebb négy hidrogénkötést létesíthet szomszédaival. Ebből azonban nem következik, hogy közvetve vagy más erők révén négynél több vízmolekula nem kapcsolódhatnék egymáshoz. Aligha vonható kétségbe az is, hogy adott vízmolekulát közvetlen szomszédai többnyire tetraéderes elrendeződésben veszik körül, s az átlagos koordinációs szám nem nagyon különbözik 4-től.

Mivel a hidrogénkötések a vízmolekula határozott H — O — H vegyértékszöge folytán a térben irányítottak, a vízmolekulák nem illeszkedhetnek szorosan egymáshoz (úgy mint ha izotrop gömbök lennének), hanem szerkezeti üregek vannak közöttük: a víz szerkezete azsuros. Ez már abból is kitűnik, hogy a víz sűrűsége 1,0 g/cm^3, noha a molekulák szoros illeszkedésének 1,8 g/cm^3 sűrűség felelne meg. A szerkezeti üregeknek nagy szerepe van egyrészt az oldatok keletkezése és a víz általi anyagszállítás vonatkozásában, másrészt a víz sajátságainak nagy nyomások hatására bekövetkező változásai tekintetében.

E biztos tényekkel azonban részleteiben sokféle különböző szerkezetet alapulvevő elmélet egyeztethető össze. Messze vezetne az egymással konkurráló elméletek részletes tárgyalása, és nem is lenne ezen ankét keretébe illeszthető. Ezért legyen szabad a következőkben a víz szerkezetének csak néhány — részben újabban előtérbe került — mozzanatról szólnom.

A korábbi nagyon hozzávetőleges tapogatódzások után az első konkrét — bár szintén csak kvalitatív — elméletet 1933-ban BERNAL és FOWLER dolgozta ki. Eszerint olvadáskor a jég tridimithez hasonló kristályrácsa olvadáskor nem

bomlik fel teljesen, hanem szubmikroszkópikus kis körzetekben nagyjából megmarad. A cseppfolyós víz kristályrácsszerű körzeteinek a nagysága szakadatlanul változik, határukon cserélődnek egymással a molekulák. 0° C fölé melegítve a folyadékot a molekulák polimorf átalakulásokhoz hasonlóan átrendeződnek kvarcszerű konfigurációba, amelynek a tridimitszerűnél nagyobb sűrűség felel meg. Ezen átalakulás okozta sűrűségnövekedés 0°-tól 4°-ig túlkompenzálja az egy állapoton belüli hőkiterjedés okozta sűrűségcsökkenést. Ezért nő a víz sűrűsége 0°-tól 4°-ig. Itt nagyjából befejeződik a vízmolekulák kvarcszerű kvázirácsba való átrendeződése, és tovább már monoton csökken a sűrűség a hőmérséklet növekedtével, hasonlóan mint más folyadékoké az olvadásponttól kezdődően. Ez az elmélet fordulatot idézett elő a víz szerkezetére vonatkozó ismereteink jellegében, noha utóbb kiderült, hogy részleteiben nem egyeztethető össze a tapasztalatokkal. Ezen elméletből pl. más függvény adódik a molekulák radiális eloszlására, mint ami a röntgensugárzás diffrakciójára vonatkozó mérésekből következik. Egyébként már maga az a tény, hogy a víz fagyáspontja alá túlhűthető, tridimitszerű körzetek folyadékbani létezése ellen szól; ezeknek ui. kristályosodási gócokként kellene viselkedniök meggátolva a túlhűlést.

Mindazonáltal maradandó értékűnek bizonyult az a felismerés, hogy a cseppfolyós vízben legalább is részben vannak olyan szubmikroszkópikus körzetek, amelyekben a molekulák elrendeződése nem nagyon különbözik valamiféle kristályrácstól.

Cseppfolyós vízben a legmegbízhatóbb mérések szerint a koordinációs szám (vagyis a legközelebbi szomszédok száma) 4,4. Jégkristályban a molekulák tetraderes rendben helyezkednek el*, és koordinációs számuk 4,0. Cseppfolyós vízben tehát a molekuláknak átlagban valamivel több közvetlen szomszédjuk van, mint jégben, ami arra utal, hogy a folyadék rácsszerű körzetei a jég kristályrácsához képest némileg deformáltak.

A jég szilárdsága arra vezethető vissza, hogy minden vízmolekulát a térben határozottan irányított négy hidrogénkötés kapcsol négy szomszédjához, és a kötések irányának a megváltoztatása nagy erőt igényel: a jég alig deformálható. A víz aránylag nagy fluiditása viszont arra utal, hogy molekulái között kevesebb ill. lazább (eltorzult) a hidrogénkötés, mint jégben. A különböző elméletek azonban nagyon különböző (0° C-on 3% és 73% közötti) arányokat szolgáltatnak az elszakított hidrogénkötések számára, ami ezen adatok megbízhatatlan voltára mutat. Abban azonban valamennyi elmélet megegyezik, hogy a hőmérséklet növekedtével mind nagyobb arányban szakadnak el hidrogénkötések.

* Jégkristályban minden H_2O molekula egy tetraéder középpontjában van, amelynek csúcsain négy más vízmolekula foglal helyet. Más szóval minden H_2O molekula egy olyan kocka középpontjában van, amelynek minden második csúcsán van (összesen 4) más vízmolekula. E kép szerint a cseppfolyós víz rendezett körzeteiben a kockák üres csúcsainak némelyikét egy (ötödik) vízmolekula foglalja el.

A víz szerkezetére vonatkozó elméletek — bizonyos mértékig persze sematikusan — két fő csoportba sorolhatók. Az egyik csoportba tartozik a cseppfolyós vizet két (esetleg több) különböző állapotú körzetek (molekulacsoportok) elegyéből állónak tekintik, a második csoportba tartozó elméletek viszont statisztikai átlagban egységes állapotúnak vélik a cseppfolyós vizet.

Az első csoportba tartozó elméletek a víz szerkezetének *elegymodelljéből* indulnak ki. Feltételezik, hogy a cseppfolyós vízben két vagy több, egymástól végesen különböző állapotú molekulacsoportok (körzetek) léteznek, amelyek egyensúlyban vannak egymással. Az elegymodellen alapuló számos elmélet főleg abban különbözik egymástól, hogy hányféle különböző állapotú molekulacsoport van, és milyen ezeknek a belső szerkezete. Formális előnye az elegymodelleken alapuló elméleteknek az, hogy a különböző állapotokra és kölcsönhatásaikra vonatkozó ad hoc feltevések révén flexibilisen illeszthetők a tapasztalatokhoz. Sajnos azonban még ilyen — elvileg vitatható — ad hoc feltevésekkel sem sikerült kielégítő egyezést elérni az összes tapasztalatokkal. Az elegymodell-elméletek közül talán a FANK és WEN által kezdeményezett vibráló rajok elméletének van a legtöbb híve. Ezen elmélet szerint a vízmolekulák egy része hidrogénkötések által összekapcsolódva rajokat alkot, mintegy polimerizálódva van; másik része viszont hidrogénkötések nélkül, monomerként „szabadon" van jelen. A rajok mintegy úsznak a monomer vízben, s határukon szakadatlanul cserélődnek, „vibrálnak" a H_2O molekulák. A két fő állapoton kívül a rajokban a vízmolekulák további négyféle állapotban lehetnek, attól függően, hogy 1, 2, 3 vagy 4 hidrogénkötéssel kapcsolódnak-e a szomszédaikhoz. A vibráló rajok elméletével sok sajátság megmagyarázható, azonban még sincsen minden ismert tulajdonsággal összhangban.

A másik fő csoportba tartozó elméletek az ún. *kontinuummodellen* alapszanak, amely szerint az olvadást nem a jégben levő hidrogénkötések egy részének az elszakadása és különböző szerkezetű molekulacsoportok kialakulása jellemzi, hanem a víz egész mennyiségében kisebb-nagyobb mértékben meglazulnak és elhajlanak a hidrogénkötések. Ezáltal ugyan megszűnik a hosszútávú szigorú rend, de a folyadékban is megmarad a közeli szomszéd molekulák közelítőleg négyes koordinációja, és a molekulák az egész folyadékban statisztikai átlagban szabálytalan tetraéderekből álló hálózatot alkotnak. A kontinuummodellen alapuló kinetikus-statisztikus elméletek elvileg lehetővé teszik a víz szerkezetének hasonló elméleti módszerrel való vizsgálatát, mint a többi folyadékét, a különlegességeknek perturbációként való figyelembe vételével. A kölcsönhatások összetett jellege és a molekulák állapotára vonatkozó paraméterek nagy száma miatt azonban egyelőre csak közelítő megoldásokat találtak. Következésképpen a tapasztalattól eltérő következtetésekről nem mindig állapítható meg, hogy a közelítések meg nem engedhető mértékétől származnak-e, vagy pedig attól, hogy az alapkoncepció nem eléggé híven tükrözi vissza a valóságot.

Az utóbbi időben gyümölcsözőnek mutatkozott a cseppfolyós víz sajátságainak a *relaxációs folyamatok* oldaláról való megközelítése. A relaxációs jelenségeknek kétségtelenül nagy szerepe van a folyadékokban, és tulajdonképpen az ezeket figyelmen kívül hagyó elméletek inkább alkalmasak a szilárd testek szerkezetének a magyarázatára, mint a folyadékokéra.

A relaxációs elméletek számolnak azzal a ténnyel, hogy ha megváltoznak a körülmények, akkor véges idő szükséges az új körülményeknek megfelelő állapot kialakulásához, ami egyaránt járhat az egyes molekulák deformációjával és kölcsönhatásaik valamint elhelyezkedésük módosulásával. Ultrahang abszorpciójára vonatkozó mérések alapján a folyadékszerkezet megváltozásához szükséges ún. strukturális relaxációs idő (τ_β) 10^{-12} s nagyságrendű. A strukturális relaxációs idő szorosan összefügg azzal, hogy közönséges körülmények között a termikus mozgás folytán egy adott vízmolekula valamelyik legközelebbi szomszédja átlag mennyi idő alatt cserélődik ki egy másik vízmolekulával. Ez az utóbbi folyamat viszont az öndiffuzió sebességét szabja meg. Továbbá idegen anyagok diffuzió vagy elektromos vezetés általi oldatbeli transzportja is függ attól, hogy mekkora sebességgel következik be a szomszédok cseréje, és meddig tart, amíg a kémiai ill. az elektromos potenciál gradiense által transzportált molekula számára létrejöhet az elmozdulásához szükséges új hely.

A diffuzió egy elemi lépéséhez szükséges idő meghatározható neutronok nem rugalmas szóródására vonatkozó mérésekből. Az így számított idő jólegyezik azzal, ami a ún. késleltetett diffuzió modellje alapján elméletileg számítható. Ez az elmélet abból a feltevésből indul ki, hogy egy molekula tartózkodási ideje (τ_0) a folyadék-kvázirács egy-egy helyzetében sokkal hosszabb, mint az a (τ_1) időtartam, amelyet maga a diffúziós ugrás vesz igénybe. Ebből az következik, hogy a megfigyelt jelenségek individuális vízmolekulák (és nem molekulacsoportok) egyik egyensúlyi helyzetből a szomszédosba ugrásának felelnek meg. Magasabb hőmérsékleten nő annak a valószínűsége, hogy az egyes vízmolekulák ugrásai mellett a vízmolekulák csoportjainak az együttes mozgása is hozzájáruljon a struktúrális átrendeződéshez.

Abból, hogy a strukturális relaxációs idő közelítőleg egyenlő a vízmolekula tartózkodási idejével (25° C-on $1{,}7.10^{-12}$ s), arra lehet következtetni, hogy a víz strukturális átrendeződésének sebességmeghatározó lépése szintén egy individuális vízmolekula ugrása, és nem molekularajok „olvadása". Ilyen folyási mechanizmus egyaránt összeegyeztethetetlen a vibráló rajok és a vízklatrat modelljével, viszont nincs ellentétben a hidrogénkötések lépcsőzetes bomlását feltételező modellekkel.

A szerkezeti relaxációra valamint a RAMAN-színképekre vonatkozó újabb vizsgálatok alapján arra lehet következtetni, hogy a transzportfolyamatokban, amelyek során a pillanatnyilag adott környezetben levő víz más környezetbe megy át, egy-egy individuális vízmolekula átugrása a döntő lépés.

Eközben nő vagy csökken a szomszédokkal való hidrogénkötések száma. Ilyen mechanizmus olyan modellel hozható összhangba, amely bizonyos mértékig középhelyet foglal el a kontinuum és az elegymodellek között. Feltételezhető, hogy az olvadáspont közelében kétféle közvetlen környezete lehet a vízmolekuláknak: az egyikben (a nyitott illeszkedésűben) négy szomszéd molekulához kapcsolódik hidrogénkötésekkel, a másikban (a zárt illeszkedésűben) több mint négy közvetlen szomszédja van, ezek azonban csak részben kapcsolódnak hidrogénkötésekkel hozzá. E kétféle környezet egyenletes (kontinuum-) elegyével írható le a víz szerkezete. A kétféle környezet százalékos aránya változik a hőmérséklettel.

A vízmolekulák cserélődési dinamikájának, ill. az adott környezetben való tartózkodási idejének figyelembe vételével SZAMOJLOV új megvilágításba helyezte az oldott ionok *hidratációját*. Hidratáció néven manapság mindazon jelenségeket foglaljuk össze, amelyek az ion és a környező víz kölcsönhatásaitól származik. E kölcsönhatások szabják meg sok vonatkozásban az oldatok tulajdonságait.

Az ionok elektromos tere zömével a közvetlen szomszédságában lévő vízmolekulákra hat, amit közeli hidratációnak is neveznek. A távolabbi vízmolekulákra való hatást főleg az első szférában levő vízmolekulák közvetítik. Mind e hatások módosítják a víz folyadékszerkezetét.

A közeli hidratációt gyakran úgy értelmezik, mint a legközelebbi vízmolekulák erős kötését az ionhoz, feltételezve, hogy az így erősen kötött hidrátburok együtt bolyong ill. vándorol az ionnal. E nézetet alátámasztani látszik az, hogy a vízmolekulák teljes kölcsönhatási energiája cseppfolyós állapotban (vagyis a molekula végtelenbe távolításához szükséges energia) 4,5—5,0 kcal/mól, a hidratációs energia (vagyis a vízmolekulának a hidrátburokból való kiszakításához szükséges energia) pedig több tíz — száz kcal/mól nagyságú. Úgy tűnik tehát, hogy a környező vízmolekulák aligha szakíthatnak ki a hidrátburokból vízmolekulákat, és aligha cserélhetnek velük helyet. SZAMOJLOV azonban rámutatott arra, hogy a hidrátburokban lévő vízmolekuláknak a környezetből származókkal való cseréje vonatkozásában nem a kölcsönhatási energia *nagysága* az irányadó, hanem a távolság növekedtével való változása, vagyis a lokális *gradiense*. Két részecske cseréje akkor válik lehetővé, ha a közöttük levő távolság hozzávetőleg eléri a részecske átmérőjét. Ennek megfelelően a szomszédos vízmolekulák cseréjéhez elegendő akkora energia, amekkora az egymástóli távolság ilyen növekedéséhez szükséges. Ettől az energiától függ a vízmolekulák cseréjének a gyakorisága. Minél kisebb e frekvencia, annál erősebb a hidratáció.

A szomszédos molekulák cseréjének a sebessége azzal az átlagos idővel jellemezhető, ameddig egy vízmolekula egy ion közvetlen szomszédságában tartózkodik (t_i). Ez különbözik attól a t átlagos időtől, ameddig tiszta vízben tartózkodik egy vízmolekula egy másik vízmolekula közvetlen szomszédságá-

ban. E tartózkodási idők összefüggenek azzal az E_i energiával, amely ahhoz szükséges, hogy vízmolekula kiszabaduljon az ion közvetlen közeléből. Ha az iontól távol, a tiszta vízben E energiára van szüksgés ahhoz, hogy egy vízmolekula helyet cseréljen a szomszédjával (ez az öndiffuzió aktiválási energiája), akkor

$$E_i = E + \Delta E_i$$

és közelítőleg:

$$\frac{t_i}{t} = e^{\frac{\Delta E_i}{t}}$$

(R a gázállandó, T az abszolút hőmérséklet). ΔE_i kiszámítható az ionmozgékonyság hőmérsékleti koefficienséből és a víz öndiffúzió-koefficienséből.

ΔE_i az ion rádiuszától, töltésétől valamint elektronhéja szerkezetétől függ. Az alkálifémek családjában az ionrádiuszok növekedtével ΔE_i csökken, s mintegy 1,1Å ionrádiusznál pozitívből negatívvá válik.

Ha $\frac{t_i}{t} > 1$, akkor $\Delta E_i > 0$ (ez a helyzet Mg^{2+}, Li^+, Na^+ ionok esetében), és az ionhoz legközelebbi vízmolekulák cseréje kevésbé gyakori, mint tiszta vízben. Ezt nevezzük pozitív hidratációnak, és ilyen körülmények között beszélhetünk valamiféle effektív kötésről az ion és a környező vízmolekulák között.

Ha viszont $\frac{t_i}{t} < 1$, akkor $\Delta E_i < 0$ (ez a helyzet K^+, Cs^+, Cl^- ionok esetében), és az ion körül a vízmolekulák cserélődése gyorsabb, nagyobb frekvenciájú, mint tiszta vízben. Ezt nevezzük negatív hidratációnak. Ilyen körülmények között az ion gyengébben köti meg a vízmolekulákat, mint egy vízmolekula a közvetlen szomszédait. Mégis beszélhetünk hidratációról, mert az ion megváltoztatja környezetében a folyadék dinamikus szerkezetét, és ez számos jelenséget befolyásol, közöttük a transzportfolyamatokat.

Ha történetesen $\frac{t_i}{t} = 1$, akkor $\Delta E_i = 0$ (ami 1,1Å rádiuszú egy vegyértékű ion esetén következnék be), és az ion körüli vízmolekulák tartózkodási ideje ugyanakkora, mint tiszta vízben egy vízmolekula körül. Az ilyen ionnak nincs hatása a szomszédos vízmolekulák termikus mozgására.

A hidratáció bonyolult jelenségcsoportjában ezek szerint nagy szerepe van az ionok közvetlen közelében levő vízmolekulák cseréje dinamikájának. A dinamika változása persze úgy is kifejezhető, hogy megváltozik a víz szerkezete. A pozitív hidratációjú ionok erősítik a víz szerkezetét (csökkentik a vízmolekulák mozgékonyságát), a negatív hidratációjúak viszont roncsolják a folyadékszerkezetet (növelik a vízmolekulák mozgékonyságát). Mindez azonban csak bonyolultan függ össze azzal, hogy együtt vándorolnak-e vízmolekulák az ionokkal.

Meghaladná ezen előadás kereteit a vízmolekulák kölcsönhatásainak, szakadatlan mozgásuk dinamikájának, cseppfolyós állapotbani elrendeződésüknek részletesebb diszkussziója. Befejezésül talán elég hangsúlyozni, hogy a vizet rendkívül sokoldalú szerepére a természetben elsősorban az teszi képessé, hogy molekulái hidrogénkötések (és kisebb mértékben oxigénatomjuk szabad elektronpárjai) révén térben irányított sokféle kölcsönhatásokat fejthetnek ki, sok folyamatban vehetnek részt, és sokat tehetnek lehetővé. E kölcsönhatások lényeges tényezői a víz és vizes oldatok folyadékszerkezetének is, amelynek azsuros, üreges jellege nagy szerepet játszik a molekulák és ionok mindenféle helyzetváltoztatásában. A változatlan makroszkópikus állapotú vízben egyrészt a határozott irányú kölcsönhatások a fizikai tulajdonságok topográfiai rendre irányuló hatásának, másrészt a termikus energia rendezetlenségre irányuló ellentétes hatásának az eredője szabja meg a szerkezet dinamikáját és geometriáját. Ugyanezeknek a tényezőknek van lényeges befolyása ama folyamatok mechanizmusára, amelyek a nyíró erők általi folyásban, a nyomó erők által keltett sűrűségváltozásokban, valamint oldott anyagoknak kémiai ill. elektromos potenciál gradiense által előidézett diffuziójában ill. vándorlásában nyilvánulnak meg. Nem kevésbé ezek a tényezők teszik alkalmassá a vizet kolloid rendszerek alkotására, amelyek alapvetőek az élő világban.

Légiónyi vizsgálat történt valamint rengeteg közlemény jelent már meg e tárgykörben, amelyek sok részletről szolgáltattak megbízható információt, de az ismeretek szélesbedésével és mélyültével mind újabb és bonyolultabb problémák is merülnek fel. A valóságot minden ismert vonatkozásban híven tükröző képet alkotni azonban a vízről és a vizes oldatokról mindezideig nem sikerült. A látszólag egyszerű háromatomos vízmolekula összes fontos sajátságainak felderítése és értelmezése még nagyon sok kutatást igényel a már ismert módszerekkel, és nagy erőfeszítéseket követel meg olyan új módszerek kidolgozására, amelyek mélyebb betekintést engednek a valóságos világ objektív összefüggéseinek szövevényes hálózatába. Sok még a tennivaló annak az érdekében, hogy a vízre vonatkozó elméletekben is tovább növekedjék az objektív vonások aránya a szubjektívek rovására.

IRODALOM

Water and Aqueous Solutions. Edited by R. A. Horne, New York, 1972.
Матяш, И. В.: Вода в конденсированных средах. Киев, 1971.
Eisenberg, D.—Kauzmann, W.: Structure and Properties of Water. Oxford, 1969.
Dorsey, N. E.: Properties of Ordinary Water Substance in all its Phases. New York, 1969.
Kavanau, J. L.: Water and Solute—Water Interactions. San Francisco, 1964.
Erdey-Grúz Tibor: Transzportfolyamatok vizes oldatokban. Budapest, 1971.

AZ OLVADÉKOS, OLDATOS ÉS DISSZIPÁCIÓS MOBILITÁS

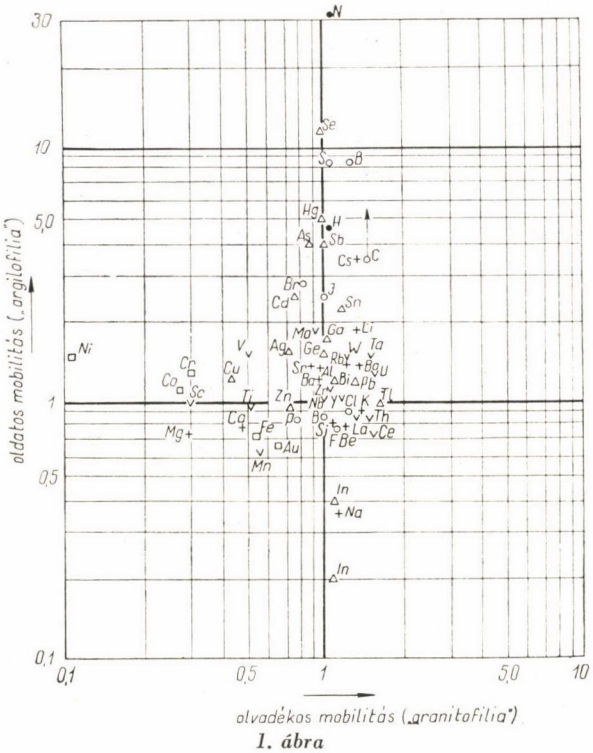
SZÁDECZKY-KARDOSS ELEMÉR
AKADÉMIKUS

A földkéreg anyagai, ill. az egyes elemek viszonylagos migrációs sebességének meghatározását elméleti és kísérleti úton többféleképpen megkísérelték. A kísérleti vizsgálatok szükségképp egyes részkérdésekre irányultak (pl. OVCSINNYIKOV), míg az elméletiek inkább általános megoldásokat kerestek. Kezdetben az ionrádiuszokat vélték a migráció legfontosabb tényezőinek (LAPADU-HARGUES), feltételezve, hogy a kisebb rádiuszú ionok könnyebben vándorolnak. Ezt a feltevést később az oldatos migráció esetére a hidratált ionrádiuszok tekintetbe vételével javasoltuk helyesbíteni, elvi úton meghatározva a térrácsban mért ionrádiuszok és az ionpotenciál alapján az elemek többségére az akkor még nem ismert hidratált ionrádiuszokat. Ugyanakkor utaltunk arra is, hogy az ionok migrációs készségét a kötésekből való felszabadulás ill. az újra megkötés lehetősége is befolyásolja és így elsősorban az ionpotenciálokkal és az aktivációs energiákkal való korreláció vizsgálandó. Bizonyos korreláció valóban mutatkozott a hidrotermális ércképződés teleszkópos sorozata és a metamorf-metaszomatikus elemvándorlás KORSHINSZKIJ féle sorrendje, valamint az ionpotenciálok közt. Mindez azonban csak az első közelítés lehetett, mert a hidratált ionrádiusz csak a vizes oldatokra alkalmazható, az olvadékokban végbemenő magmás migrációra csak részben lehet érvényes.

A következőkben a kérdés általánosabb érvényű és közvetlen megoldását más módon közelítjük. Minthogy a mélyebb kéreg híg vizes oldatai végeredményben főleg az agyagos kőzetek, ill. azok származékai dehidrációjából származnak, a *vizes oldatos mobilizációk* mértéke feltehetően arányos a primér kiolvadási kéregbeli és az átlag agyagbeli elem-tartalom hányadosával. A különböző elemek vizes oldatos mobilizációs indexei tehát az elemeknek az agyagos kőzetekben talált átlagértékei és az eredeti kiolvadási kéregben talált átlagai hányadosaként számíthatók. A vizes oldatos mobilitás így lényegileg az „*argilofilia*" mértékével adható meg. A számításainkból kiadódott, hogy argilofilek, vagyis vizes oldatban nagy mobilításúak elsősorban az anionokat is alkotó, erősen változó vegyértékű szedimentofil és kalkofil elemek, nevezetesen a N, B, C. továbbá a kén- és arzén-csoport elemei, valamint a halogének és az alkáliák.

Ezek a kis egyszerű ionpotenciálú, ill. a változó vegyértékű ionok esetében a kis komplex ionpotenciálú elemek (*1. ábra* függőleges tengelye).

Ugyanezen számítási eljárással megállapítható a magmás differenciációs folyamatok fő jellemzője, az *olvadékos mobilitás* is. Ez esetben az elemeknek a savanyú gránitokban mint első megolvadási ill. végső differenciációs termékei-



1. ábra

+ Litofil
□ Sziderofil
○ Szedimentofil
▽ Pegmatofil
△ Kalkofil
● Atmofil

ben észlelhető átlagos koncentrációit kell összehasonlítani az eredeti olvadékos kéregbeli koncentrációkkal. E két koncentrációérték hányadosa adja a magmás olvadékos mobilitás sorrendjét. Ez egyben a „*granitofilia*" mértékszáma is. Az így számított sorrend szerint granitofilek a tágabb értelemben vett litofil elemek, továbbá 3 erősen változó vegyértékű kalkofil elem: az Sn, Pb, Bi, valamint a halogének közül a Cl és F (*1. ábra* vízszintes tengelye).

Más módszerrel de Wijs is ugyanezen elemeket találta granitofileknek anynyi különbséggel, hogy ő ide sorolta a V, Ti és Ca-ot is, amelyek a mi eljárásunk alapján granitofilek.

Számításaink szerint a granito*fób* elemek egyszersmind a bazito és ultrabazito*filek*, tehát a két fogalom: granitofób és bazitofil azonos.

A számításokhoz a TUREKIAN-WEDEPOHL féle 1961-es és a VINOGRADOV féle 1962-es adatokat használtuk olymódon, hogy a legtöbb adatot az újabb VINOGRADOV értékekből számítottuk, csak néhány elem esetében (pl. Sn) ahol a VINOGRADOV féle adatok kevésbé indokoltnak tűntek, folyamodtunk a TUREKIAN-WEDEPOHL adatokhoz.

Ily módon egységes eljárással egymással összehasonlítható módon lehet számítani olyan különböző jelenségeket, mint a kovalens ill. fémes kötéseket alkotó ércképző és az ionosabb kötéseket alkotó közetalkotó elemek viselkedése magas és alacsony hőmérsékleten.

Ennek értelmében a földkéregben leggyakoribb eme kétféle mobilitást egyetlen diagramon belül ábrázolhatjuk *(1. ábra)* és az elemek elosztása, kőzetbeli és kapcsolat érctelepei és egyszersmind lemeztektonikai elkülönülése is egységesen elemezhető. Az új globális tektonika szerint az elemeknek túlnyomóan a szubdukciós övek mentén és az abból kiinduló vertikális magmás fő vezető csatornák végbemenő mobilizálódása során az olvadékosan és oldatosan is minimális mozgékonyságú elemek a diagram bal és alsó oldalán jelennek meg. Ezek az elemek tehát közvetlenül a litoszféra lemezhatárai mentén, azokhoz legközelebb éspedig mind az akkréciós, mind a konszumpciós határon dúsulnak. Ilyen elemek elsősorban a bázisos és ultrabázisos fő elemei, a Fe, Mg és a Ca, továbbá az ezekkel közvetlen kapcsolatban fellépő lényegileg likvid magmás érctelepek elemei, a Cr, Ti, V, Ni, Co és Cu.

Ezzel szemben a diagram közepén és jobb oldalán a közepes és nagy olvadékos mozgékonyságú elemek találhatók: az Si, Al, Be, Li, La, Ce, U, Th, Nb, Ta, Sn, Mo, W, Cl, F, Zn, Pb, Ag. Ezek az elemek a szubdukciós övekből függőlegesen felfelé kiinduló magmás csatornák mentén, az intermedier és granitoid magmatitokban, valamint az ezeket kísérő érctelepeken halmazódnak, azok jellemző elemei.

A kéreg felületén az üledékes övezetben főleg az agyagos kőzetekben a nagy oldatos mobilítású elemek halmozódnak. Ezek a diagram nagy oldatos mobilitás területén, annak felső részén csoportosulnak.

Az oldatos mobilizáción belül is feltehető bizonyos differenciáció, a nagykiterjedésű kontinentális táblákon jelentkező hosszú vizes transzport által a nagy oldatos mobilitású elemek még nagyobb mértékben felhalmozódnak, mint a kisebb transzport távolsággal keletkezett geoszinklinális üledékekben. E kérdés statisztikai kiértékeléséhez a kénre nézve állnak megfelelő adatok rendelkezésre a RONOV és YAROSHEVSZKI féle átlagos összetétel-számítások alapján. Ezek az adatok valóban egyértelműen mutatják *(táblázat)*, hogy a kontinentális agyagokban, sőt mészkövekben is a kén sokkal nagyobb mértékben felhalmozódik, mint a geoszinklinális, valamint az óceáni üledékekben.

A számított mobilitási értékek egymagukban a földkéregben a tiszta magmás ill. tiszta vizes oldatos folyamataiban érvényesülnek. Számos esetben, pl. a hidrotermális ércképződési, valamint a metaszomatikus — metamorf folya-

Táblázat

A kőzetek kéntartalma

(RONOV és YAROSEVSZKI 1969)

	Kontinentális	Geoszinklinális	Óceáni
	SO_3-tartalom		
Homok	0,29	0,12	—
Agyagok	0,43	0,11	—
Karbonátok	2,36	0,03	—
Vulkanitok	0,03	0,03	—
Összes S	0,04	—	0,02

matokban a kétféle mobilitás kombinálódik, úgy hogy a magasabb hőmérsékletű, nagyobb mélységű katatermális, ill. katametamorf folyamatokban inkább az olvadékos, a kisebb hőmérsékletű felszínközeli epitermális, ill. epimetamorf folyamatokban az oldatos mobilizálódás van túlsúlyban. Ezek a kombinált folyamatok a két mobilitás sorrendjéből középértékként nyert *komplex mobilitási sorrend*ekkel közelíthetők meg. Ily módon jól levezethető az ún. utómagmás ércesedés térbeli elrendeződése, pl. a hidrotermális teléres ércképződés teleszkópos sorozata. A pegmatitos-pneumatolitos folyamatokban még a legkisebb tiszta olvadékos mobilitású elemek halmozódnak, a hidrotermális ércképződés teleszkópos sorrendje viszont a komplex mobilitási sorrendnek felel meg.

A nagy vegyérték-változékonyságuk következtében különböző ásványok alakjában szétoszolva a hidrotermális érctelérekben többször is megjelenő elemek (pl. As) egyes részkifejlődéseit az együttes összmobilitásuknál természetesen kisebb részérték jellemzi.

Az ércképződésnek a metallogenetikus térképeken kimutatott horizontálás zonációja egyes újabb vizsgálatok, elsősorban GABELMAN és KRUSIEWSKY kutatásai szerint, a „deformációs övből", tehát a hegységképződési ill. szubdukciós és a vulkanotektonikus övezetekből kiindulva, ugyancsak olyan térbeli sorozatot alkot, ami lényegileg a függőleges teleszkópos sorrendnek felel meg. A horizontális zonáció tehát ez értelemben szintén a geokémiailag számított komplex mobilitási sorozattal mutat korrelációt.

Így az érctelepek kutatása szempontjából legfontosabb kérdések az érctelepek elvi lokalizációja és prognosztikája, mind függőleges, mind talán vízszintes irányban a geokémiailag számított mobilizációs sorrendekből elvileg meghatározható. A komplex mobilitások sorrendje lényegileg megfelel a KORSHINSZKIJ által különböző metaszomatikus-metamorf területek vizsgálatából kialakított metamorf-metaszomatikus mobilitási sorrendjének is.

Így az új általános elvi levezetés együttesen alkalmazható olyan gyakorlatilag egymástól különböző jelenségekre, mint az utómagmás ércképződés, a kőzetmetamorfózis és metaszomatozis. A természeti viszonyok közt azonban

további tényezők is jelentkeznek. Az oldatos mobilitás sorrendje pl. függ a vizes oldatban néha nagymennyiségben jelenlevő egyéb könnyenillóktól is. Így klórtartalom felhalmozódásával a vizes oldatokban megnövekedik a nátrium mobilitása, a NaCl nagymérvű oldhatóságának megfelelően. A CO_2 tartalmú vizes oldatokban viszont a kalcium mobilitása növekedik meg a kalciumhidrokarbonát oldhatóságának megfelelően. Az ilyen speciális mobilitások a kifejtett elv szerint ki lehet mutatni, pl. a márgás kőzetekbeli átlagok és az olvadékos kéreg átlagainak hányadosaiként.

A kéreg legfelső részeiben és különösen a légkör nélküli belső bolygók felszínén a mobilitásnak van további fajtája is, a gázalakban végbemenő s így általánosságban disszipációsnak nevezhető mobilitás. Erre nézve az egységes definitív adatok még hiányoznak, de ez a „disszipációs mobilitás" elvileg a fluid belső övezet nélküli Hold felszíni kőzeteiben talált átlagértékek és ugyancsak a primér olvadékos földi kéreg átlagai hányadosaiként számíthatók.

Feltehető, hogy a szilárd kéreg felső részében észlelhető gázmobilitások mértékszámai is ezekhez lesznek hasonlók. E mobilitások meghatározásában első elvi megközelítés szerint a gáz molekulasúlyának van szerepe. Ezt alátámasztja a szovjetunióbeli, erdélyi és hajdúszoboszlói tapasztalat, mely szerint a területek szénhidrogén gázaiban a felső kőzetszintekben a kisebb számú szénhidrogének dúsulnak a nagyobb szénszámúakhoz képest. E meggondolásokkal jól egyeztethető STEGENA L. feltevése is, hogy a víz mobilizációja inkább lineáris — tehát hasadékokhoz kötött — jelenség, míg a gázoké inkább areális, vagyis e folyamat már a kőzetpórusok méretein keresztül is végbemegy.

Végül röviden megemlítjük, hogy az olvadékos kéreg összetétele nem egészen egyezik a Föld tényleges átlagos komplex kérgével. Az olvadékos kéreg VINOGRADOV szerint 2 rész gránit és 1 rész bazalt átlagos összetételeként számítható. A komplex valódi felső kéreg összetételét viszont a rendelkezésre álló sok ezer elemzés igen gondos kiértékelésével RONOV és YAROSHEVSZKY (1969) számították ki. Az olvadékos kéreg valamivel nagyobb mennyiségben tartalmazza az ultrabázitos és bázitos kőzetek elemeit, mint a komplex kéreg, de az összes különbség nem haladja meg a 7%-ot . Ez a különbség azt mutatja, hogy a valódi kéreg az olvadékos kéreganyagon kívül tartalmazza kis mennyiségben az ultrabázitos lepusztulási termékeket is. Emellett valószínű, hogy az olvadékos kéreg gránit-bazalt 2/1 aránya kissé korrigálandó a bazalt részaránya némi növelésével. Végül a kéregben a kalcium mennyisége azért is növekedik, mert ennek fő hordozói, a túlnyomóan miogeoszinklinálisos eredetű karbonátos kőzetek a szubdukcióra alkalmasabb eugeoszinklinális agyagos kőzeteknél kevésbé tolódnak be s így nagyobb mértékben a felszínen halmozódnak fel.

IRODALOM

1, GABELMAN, J. W.—S. V. KRUSIEWSKY: XXIV. Internat. Geol. Congr. 1972, Montreal, Sect. **4,** 88, 1972.
2. KORZHINSKY, D. S.: Internat. Geol. Congr. 1948. London Proc., **III,** 65—72, 1950.
3. LAPADU-HARGUES, P.: Bull. Soc. géol. France, Sér., **5,** 15, 1945.
4. OVCSINNYIKOV, L. N.: Doklady AN SSSR, **1,** 1956.
5. OVCSINNYIKOV, L. N.: Trudy IGEM AN SSSR, **6,** 1956.
6. RONOV, A. B.—YAROSEVSZKI, A. A.: The Earth's Crust and Upper Mantle **13,** 37, 1969.
7. STEGENA, L.: II. Anyag- és Energiaáramlási Ankét, Budapest, Akadémiai Kiadó, 199, 1971.
8. SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: Acta Geol. Acad. Sci. Hung., **5,** 3—4, 1958.
9. TUREKIAN, K. K.—K. H. WEDEPOHL: Bull. geol. soc. Amer., **72,** 2, 1961.

MAGYARORSZÁG REGIONÁLIS KŐOLAJ- ÉS FÖLDGÁZ MIGRÁCIÓS—AKKUMULÁCIÓS TÉRKÉPE ÉS A NAGY FELHALMOZÓDÁSOK LEHETŐSÉGE

KŐRÖSSY LÁSZLÓ

A FÖLD- É S ÁSVÁNYTANI TUDOMÁNYOK KANDIDÁTUSA

Összefüggéseket kerestem a kőolaj-földgáz akkumulációk elhelyezkedése és az üledékes medencéink földtani viszonyait ábrázoló térképek között. Az ismert kőolaj-földgáz felhalmozódásokat ábrázoló térkép szerint Magyarországon 11 akkumulációs zónát lehet felismerni (Kőrössy, 1964; 1968).

A kőolaj és földgázakkumulációk elhelyezkedésével szoros összefüggést mutatnak a neogén és pliocén medencealjzat mélybeli formái. A mellékelt térkép erősen leegyszerűsített *(1. ábra)*. A medencealjzat térképén viszonylag környezetéből kiemelkedő vonulatokat idősebb magas rögvonulatokat (horsztokat) és ezek közt mély vonulatokat, teknőket, árkokat találunk. A medencealjzatot és az ismert CH-felhalmozódásokat ábrázoló térképek összerajzolásával azt az eredményt lehet kapni, hogy *a szénhidrogénakkumuláció övei a medencealjzat magas rögvonulatai felett helyezkednek el.* Ez alól a szabály alól Magyarország területén egyetlen helyen, az ország DNy-i részén a Zalai medencében találtunk kivételt. Itt a Lovászi és Budafa kőolaj- és földgáz előfordulás vidékén a medencealjzat nem emelkedik ki, hanem viszonylag nagy mélységben van és a kőolaj-földgáz akkumuláció lapos gyűrt pliocén boltozatban történt.

A felhalmozódási övek létrejötte a regionális laterális migráció eredménye. Az, hogy a kőolaj és földgázelőfordulások a harmadidőszaki medencealjzat mai formáival szoros kapcsolatban vannak, arra utal, hogy *a regionális migráció folyamatában döntő szerepe volt a medencealjzat mozgásainak és mai formáinak.* A migráció *tápterületei* azok a mélyebb üledékes medencerészek, amelyek a viszonylag magas helyzetű *akkumulációs zónák* között helyezkednek el. Ha a medencealjzat mélységét ábrázoló térképünkön a legmélyebb medence területeket vonalakkal összekötjük, körülhatárolódnak az együvétartozó tápterületek és ezek akkumulációs zónái. Így *a harmadidőszaki üledékes medencéink a kőolaj- és földgáz migráció és akkumuláció területegységeire taglalhatók.*

A tápterületek- és felhalmozódási övek elkülönülése nem éles és merev. A tápterületen is van felhalmozódás. A mélyen fekvő tápterület felől a kiemelt felhalmozódási öv felé vándorló kőolaj- és földgáz egy része már útközben

csapdába juthat, ahol felhalmozódik. Úgyszintén az akkumulációs övben sem csak felhalmozódik, de keletkezik is kőolaj és földgáz. Bár a mély medencerészek vastagabb finomabbszemű és folyamatosabb üledékképződése kedvezőbb a kőolaj- és földgáz keletkezésre, mégis a kiemelt területeken is találunk anyakőzet jellegű üledéket.

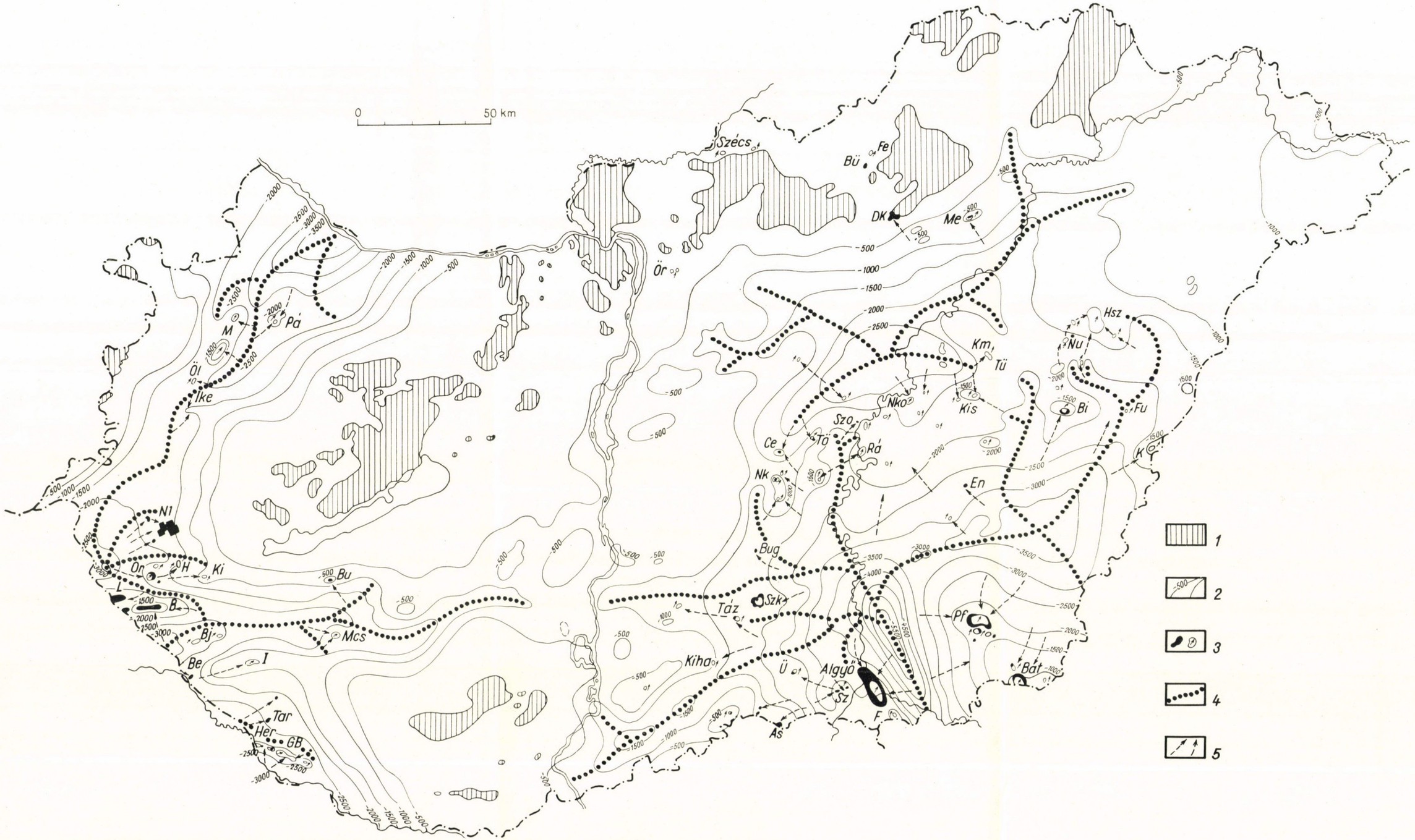
Az idősebb üledékes medencék migrációs folyamatait a bonyolultabb történetük miatt már nehezebb, vagy nem is lehet rekonstruálni. Magyarországon már a mezozoikum is ide sorolható. *A magyarországi neogén medencék* azonban *a világ kivételesen szép és világos példái az akkumulációs övek elrendeződésének és a regionális migrációs folyamatoknak.*

A medencealjzat legmélyebb részeit összekötő vonalak hasonlíthatók a földrajzi hegy- és vízrajzi térképek vízválasztó vonalaihoz *(1. ábra)*. Mivel a kőolaj és földgáz a vízzel ellentétben fölfelé migrál, azért a kőolaj- és földgáz migrációs-akkumulációs egységeket elválasztó vonalak az *olaj választóvonalak* (CSÍKY G.) nem a hegygerinceken, hanem *a legmélyebb területeken húzódnak.* Ezeket a migrációs egységeket elválasztó vonalakat DANK V. „negatív választóknak" nevezte.

Ez a vizsgálódás lehetővé teszi a magyarországi neogén medencékben *a tápterület és akkumulációs zóna közötti migrációs utak* helyének, távolságának meghatározását. A migrációs utak térképi ábrázolásának pontossága attól függ, hogy a regionális záróréteg talpának formáit milyen részletesen tudjuk ábrázolni. A bemutatott regionális térképen *(1. ábra)* a pliocén képződmények talpának mélységvonulatait ábrázoltuk. Az alsópannon agyagmárgák, az idősebb képződményeknek a regionális zárórétegösszleteként is felfog hatók és a pliocén üledéken belül levő áteresztő- és záró rétegsorok is konformisak az ábrázolt felszínnel, amely ezért mind a pannóniai képződmények alatti, mind a pannonon belüli migrációt befolyásolja. Ezzel magyarázható a térképen ábrázolt szintvonalak és az akkumulációk közti összefüggés.

A fúrásokkal és geofizikai mérésekkel részletesen feltárt DNy-Dunántúl egyes kutatóterületein BODZAY I. (1970) BARDÓCZ B. (1970) újabban megkísérelték a migrációs utak pontos megállapítását és a kőolaj-földgázakkumuláció legvalószínűbb helyének meghatározásához való felhasználását is.

A tápterület — akkumulációs zóna összetartozását, a szénhidrogének geokémiai adatai is igazolják. Mivel a felhalmozódási övön a *hozzátartozó* tápterületről származó kőolaj- és földgáz halmozódik fel, vagyis a szénhidrogének származása azonos, *a közös származás az alapvető geokémiai sajátságokon is tükröződik.* Ennek megfelelően vannak főleg metán, főleg széndioxid, vagy nitrogén, és vannak kevert gázzal jellemezhető akkumulációs zónák, vannak gázban szegény és gázdús kőolajfelhalmozódási övek. Más alapvető közös geokémiai jellemző tulajdonság is felismerhető egy-egy felhalmozódási zónában található akkumuláción (GRÁF L., 1964). A kőolaj-, földgáz és a rétegvíz geokémiai jellege felhasználható az akkumulációs övek elkülönítéséhez, vagy



1. ábra. A magyarországi regionális kőolaj-földgáz migráció és akkumuláció térképvázlata. 1. Neogénnél idősebb képződmények a felszínen; 2. pliocén medencealjzat szintvonalai; 3. ismert kőolaj- és földgázakkumulációk; 4. kőolaj- és földgázakkumulációk; 4. kőolaj- és földgáz migráció választóvonalai; 5. a regionális migráció irányvonalai

azonosításához, finomabb taglalásához. Bizonyos mértékig következtetni lehet a kőolaj- és földgázakkumulációs öv és a migráció földtani történetére is.

A migráció- és akkumuláció tudományos alapkérdései, a kőolajkutató geológusokat elsősorban a sikeresebb kutatás lehetősége érdekében foglalkoztatják. A nagy akkumulációk lehetőségét a tudományos kutatás több, mint 100 éves tapasztalatai alapján határozták meg, ezek a megállapítások részben hazánk területére is alkalmazhatók.

A világon sok ezer kőolaj- és földgázelőfordulás van, a két legnagyobb olajtermelő államban Észak-Amerikában 1968-ban 26 250, a Szovjetunióban 1969-ben 1 118 előfordulásról tudunk. De a sok ezer ismert előfordulásnak csupán 5%-át kitevő óriási előfordulások adják a termelt mennyiség 85%-át (HALBOUTY, M. T. 1970).

A nagy előfordulások földtani viszonyai közös jellemvonásokat mutatnak (VARENCOV, 1966). Ezeket a közös jellemvonásokat a nagy fölhalmozódások *kritériumainak* is tekinthetjük és ezek megléte, vagy részbeni hiánya a kutatóterületen lehetőséget ad a perspektivitás mérlegelésére.

1. Megállapítható, hogy a világ ismert kőolajkészletének 86%-a és a nagy előfordulások 94%-a, *perm utáni* képződményekkel kapcsolatos, amit KLEMME, D. (1971) a *globális tektonika* perm után meginduló folyamataival magyaráz. Szerinte a világ nagy kőolaj-előfordulásai a ma már kisebb, záródó tengermedencék (Tethys, Mexikói-. Perzsa-öböl stb.) vagy már záródott hajdani geoantiklinálisok szélein (Appalach hg., Ural hg. stb.) vannak. Magyarországon is az ó-alpi, újalpi képződmények reményteljesek, DANK V. (1971) KŐRÖSSY L. (1971). SZÁDECZKY-KARDOSS E. (1971) a Magyarországon feltételezett *szubdukciós övek feletti területek reményteljességére* hívta fel a figyelmet.

2. A nagy kőolajelőfordulás lehetőségének további kritériuma, a nagytömegű felhalmozódásra alkalmas *nagy méretű csapda* jelenléte. Elfogadva a kőolaj-földgázelőfordulások nagyságszerinti hármas csoportosítását — kis előfordulások 10 mil. t. alatt, közepes előfordulást 10—100 mill. t. között, nagy előfordulások 100 mill. t. fölött — nálunk csak kis és közepes előfordulások ismeretesek. A ma ismert összes, gazdasági jelentőségű elfordulás hazánkban 81 területen van, ezek közül kis előfordulás 75 és közepes előfordulás csak 6 területen van. A 6 közepes előfordulás adta pl. az 1971. évi termelésünk 69%-át. A nagy, vagy óriási előfordulásokat magábafoglaló szerkezetek nagysága pl. Urengoi (Ny-Szibéria) 200 km hosszú 50 km széles, Ta-Csen (ÉK-Kína) 150 ×40 km, a Golden Lane (Mexikó) 360 km körvonalú krétakorú atoll és a Vicsburg Fault Zone (Texas) kb. 480 km hosszú. Magyarországon a bonyolult szerkezeti viszonyok a kis egységekre tagoltság következtében, nincs olyan nagyméretű csapda, amely nagy felhalmozódásra alkalmas lenne.

3. A nagy előfordulások további kritériuma a kőolaj-földgázkeletkezésre alkalmas *bőséges organikus anyagforrás*, a nagytömegű anyakőzet képződési lehetősége. Az ismert kőolajkészlet kb. 95%-át tengeri környezetben képződött

anyakőzettel hozzák kapcsolatba, csak 5% fordul elő nem tengeri környezetben.

ERDÉLYI KÁROLYNÉ szerint Magyarország 1972-ig felkutatott kőolaj- és földgázelőfordulásainak 78,53%-a a beltengeri-tavi pannóniai, képződményekben található, 8,64%-a tengeri fáciesű miocén, 3,08%-a tengeri paleogén és 9,75%-a tengeri mezozoi képződményekben fordul elő. Tehát tengeri fáciesű képződményekben az ismert CH-készletünknek csak 21,47%-a található. Magyarországon az anyakőzet kérdése még további vizsgálatokat igényel. Az anyakőzetekre vonatkozó ismeretienk hiányossága ellenére megállapítható, hogy nem számíthatunk olyan bőséges organikus anyagforrással, amilyen a nagy felhalmozódások keletkezésének feltétele.

Magyarországon a felhalmozódásra alkalmas ismert közepes nagyságú csapdák sincsenek teljesen, a záródásig föltelve kőolajjal és gázzal. Pl. az algyői nagy szerkezet telepeinek többségében az olaj-víz fázishatára, jóval magasabban van, a csapdák záródásánál, tehát jóval több kőolaj- és földgáz akkumulálódhatott volna bennük, ha a tápterület felől meg lett volna a bőségesebb migráció lehetősége. A záródásig csak az Algyő-2 telep telt fel kőolajjal és földgázzal, ami ennek folytán a legnagyobb telep ezen a területen. A csapda záródásáig való teljes feltöltődésének hiánya a legtöbb kőolaj és földgáztelepnél tapasztalható Magyarországon. Ez a jelenség részben a harmadlagos vándorlás telepeket megcsapoló hatásának következménye. A kérdéses nyomáson nem tökéletesen záró fedőkőzet alatt, a rétegeken át vertikális irányú, földtani értelemben jelenkori migráció bizonyítékai az egymás feletti hasonló geokémiai jellegű telepek létezése.

A magyarországi szénhidrogén csapdák feltöltetlensége az olyan gazdag organikus anyagforrás hiányát jelenti, amely biztosíthatta volna a kőolaj és földgáz akkumulációjának maximális mennyiségét, a harmadlagos elvándorlással szemben is.

Az organikus anyagképződés szempontjából nem a földtani kor, hanem a szedimentációs üledékciklusnak a transzgressziós és regressziós szakasza közötti viszonylag nyugodt üledékképződés időtartama és körülményei lényegesek. Magyarország medenceüledékei közül csak a pliocén képvisel olyan regionális elterjedésű üledékciklust, melynek 4—5 millió évre tehető középső részében bőséges organikus anyag szedimentációjával számolhatunk. A miocén üledékeink nagyrészt parti fáciesűek csak helyenként vastagabbak és agyagos kifejlődésűek. Ilyen szempontból az oligocén üledékeink is helyi jelentőségűek.

Gazdag olajvidékeken (Perzsa-öböl, Ny-Szibéria) a több tíz, néha százmillió évekig tartó üledékképződést alig szakítják meg diszkordanciák, inkább csak a csapdaképződésre kedvező rövid unkonformitások fordulnak elő.

4. A kőolaj keletkezésére és különösen a migrációra kedvező a kis geotermikus gradiens. PHILIPPI (1965) szerint 10 °C hőmérséklet emelkedéssel a föld mélyén az organikus anyagok változásának kémiai reakciói 2—3-szor

meggyorsulnak. Magyarország neogén medencéinek mai abnormálisan magas hőmérséklete tehát kedvező a kőolaj keletkezés, vándorlás szempontjából. De a paleogeotermikus viszonyainkat kellően nem ismerjük. Erre talán a földtani fejlődéstörténet, a magmatektonikus tanulmányok deríthetnek fényt Szádeczky-Kardoss E. (1966). A kőolaj-földgáz kutatása érdekében szükséges a régebbi földtani korok, legalább a paleogén- és kréta geotermikus viszonyaira utaló adatok összegyűjtése.

A nagyobb mélységek magasabb hőmérsékletére vezetik vissza azt, hogy a folyékony fázisú szénhidrogének fajsúlya csökken a mélységgel (Landes, 1967), és ha a hőmérséklet eléri a 170—180 °C-ot már valószínűtlen a folyékony fázisú CH-k jelenléte. A medencéink nagyobb mélységeiben általános 25 m/°C grádienssel számítva ez 4000—4500 m, mélységet jelentene. Ezalatt már csak gázhalmazállapotú szénhidrogéneket várhatnánk. Az eddig ismert kőolajelőfordulásaink ennél valóban mind kisebb mélységben vannak. A legmélyebb magyarországi kőolajnyomokat a makói 1 számú 4154 m mély fúrásból ismerjük, amely 0,7725 fajsúlyú könnyű olaj volt.

A mezozoi képződményeink kőolajföldtani értékelésére ismerni kellene a földtani történet folyamán a legmélyebb eltemetettségüket. Miután a mezozoikum újra kiemelkedett és erodálódott, a jelenlegi szénhidrogéntartalma a legmélyebb eltakartság nyomás-hőmérséklet viszonyainak felel meg. Az idősebb képződmények organikus anyagának állapotára (szénülésfok) vonatkozó vizsgálatok lehetővé teszik ilyen jellegű fejlődéstörténeti kérdések tisztázását.

5. A nagy előfordulások lehetőségének fenti kritériumai mellett figyelembe kell venni azokat a földtani tényezőket, amelyek valamely üledékes medencében képződött kőolaj és földgáz egyetlen nagy előfordulásban való koncentrálódását segítik elő.

I. I. Neszterov és V. V. Poterjaeva (1971) szerint a kőolaj-földgázkészlet koncentrálódását befolyásoló egyik ilyen tényező az üledékképződés sebessége. Vizsgálatuk szerint 21 nagy szovjet és amerikai kőolajtároló medence adatai alapján, ahol az üledékképződés sebessége 1500 km^3/millió évnél kisebb, ott kevés, ahol ennél nagyobb, ott nagy a valószínűsége a nagy felhalmozódások előfordulásának. Magyarországon a pliocén üledéktömege, medencetérképeink alapján 102 952 km^3, ha képződésidejére 8,5 évmilliót veszünk (I.K.G.S., 1966), 12 112 km^3/millió év üledékképződési sebességet kapunk.

A középső és felsőmiocén üledéktömeg 62 414 km^3-ről feltételezik, hogy 9,5 mill. év alatt képződött, ez már csak 6569 km^3/mill. év üledékképződési sebességet képvisel. Mindkét szám közepesen kedvező. A Perzsa-öböl vidékén ez a szám 30 000 km^3/millió év.

A hazai medencékben kedvezőtlen tényező a regionális üledékképződési megszakadások viszonylag nagy száma. Az üledékképződés megszakadásakor, a közbeiktatódó eróziós periódusok alatt lecsökken a tárolórétegek hidrosztatikus nyomása, kiválik a kőolajban oldott gáz és új migráció, új folyadék-

elrendeződés, végül új akkumulációk keletkeznek. NESZTEROV szerint az üledékképződés megszakadásainak számával együtt nő a kőolajfelhalmozódások száma, vagyis több kisebb telep keletkezik és ezzel csökken a nagyelőfordulás lehetősége.

A világ legnagyobb kőolaj- és földgázfelhalmozódásai olyan üledékes medencékben fordulnak elő, ahol a permtől a pleisztocénig nem volt háromnál több nagy regionális üledékképződési megszakadás.

Az üledékes medencéink kőolaj-földgázmigrációjának erőforrásait nem vezethetjük vissza egyetlen folyamatra. A migráció előidézőiként általában a gravitációs felhajtóerő, a hidrodinamikai nyomáskülönbség, kapilláris erők, üledéktömörülés, az üledék diagenezise, a szervesanyag átalakulása, a szénhidrogének fázisváltozásai és egymásban, valamint a rétegvízben való oldódása közben lejátszódó folyamatok jönnek tekintetbe. E folyamatok szerepének fontossága a medenceüledék földtani fejlődésének megfelelően *változik*, a fejlődés korai szakaszában a kompakció, később az üledékek nagyobb eltemetettsége idején az oldott gázfázisú migráció fontosabb szerepű. A magyarországi kőolaj- és földgáz akkumulációs zónák *végső* kialakulásában véleményem szerint a felhajtóerő volt a fő tényező.

Mindezeket összefoglalva, a kőolajföldtani és a migrációra és akkumulációra vonatkozó vizsgálatok alapján nem valószínű, hogy Magyarországon 100 millió tonnát meghaladó nagyságú készletű nagy előfordulást találjunk, azonban a számunkra nagy gazdasági jelentőségű közepes nagyságú előfordulásokra továbbra is számíthatunk.

A vizsgálataink szerint az eddig felkutatott 6 közepes nagyságú felhalmozódáshoz hasonló nagyságú kőolaj-földgáz előfordulás után még valamivel több, mint ugyanannyi remélhető. Ezek az előfordulások a nagymélységű üledékes medencékben, ill. a medence szélének belső övében várhatók. A nagyobb mélységű üledékes medencék külső magas szélein a sok kis felhalmozódás jelenléte jellemző Magyarország területére, feltételezhetően az ott gyakoribb üledékképződési megszakadások következtében.

IRODALOM

1. BARDÓCZ B.—MARKÓ L.—BUDA E.: Felderítő kutatási zárójelentés az ortaházai területről. Kézirat. DKFÜ, Nagykanizsa, 1970.
2. DANK V.—BODZAY I.: A magyarországi potenciális szénhidrogénkészletek fejlődéstörténeti háttere. MTA X. oszt. Közl., **5**, 2—4. 1971.
3. GRÁF, L.: Die Anwendbarkeit der Spurelement-Analyse hinsichtlich der Genetik der ungarischen Erdöle. IV. Int. Wiss. Konf., 1964.
4. HALBOUTY, M. T. et al.: Geology of Giant Petroleum Fields. (Symposium) A. A. P. G. Tulsa, Okla., USA, 1970.
5. I. U. G. S.: Vergleichende Tabelle der letzten veröffentlichten geochronologischen Zeitskalen der phanerozoischen Epochen. Zeitschr. f. ang. Geol., **14**, 8, 440—442, 1968.
6. KLEMME, D.: What Giants and their Basins have in Common. Oil-Gas Journal, **69**, 9, 85; and 10, 103; and 11, 96, III. 1; 8; 15, 1971.

7. Kőrössy L.: A magyar kőolaj- és földgázelőfordulások törvényszerűségei. Bányászati Lapok, **97,** 2, 115—126, 1964.
8. Kőrössy L.: A magyarországi kőolaj- és földgáztelepek elhelyezkedésének néhány törvényszerűsége. Földt. Közl., **98,** 1, 20—21, 1968.
9. Körössy L.: A kőolaj- és földgázmigráció és akkumuláció lehetősége a magyarországi üledékes medencék földtani fejlődéstörténete folyamán. MTA. X. Oszt. Közl., **2—4,** 269—279, 1971.
10. Landes, K.: Eometamorphisn, and oil and gas in time and space. AAPG. Bull., **51,** 6, 828—841, 1967.
11. Neszterov I. I., Poterjaeva V. V.: Regionalnüje geologicseszkije uszlovija, kontrolirujucsije formirovanyije kruphüh mesztorozsdenyij. Geol. Nyeftyi i Gaza, **15,** 10, 1—6, 1971.
12. Philippi H. W.: On the depth, time and mechanism of petroleum migration. Geochim. et Cosmochim. Acta, **29,** 9, 1021—1049, 1965.
13. Szádeczky-Kardoss E.: Az új globális tektonika mozgásmechanizmusa és kapcsolatai. Geonómia és Bányászat, **4,** 3, 1971.
14. Szádeczky-Kardoss E.: Mediterrán típusú szubdukció és a Kárpát-Pannon-Dinarid szerkezet modellje. MTA X. Oszt. Közl., **5,** 1—2, 121, 1972.
15. Szádeczky-Kardoss E.: Magmachemismus, Magmatektonik und Unterströmungen in Karpatanbeckensystem. Acta Geol., **10,** 371—395, 1966.
16. Verencov, I. M., Rjabuhin G. E., Judin G. T.: Mesztorozsdenija gigantü. Moszkva, Izd-vo „Znanie", 1966.

AGYAGÁSVÁNYOK ÉS KŐOLAJMIGRÁCIÓ A MAGYAR MEDENCÉBEN

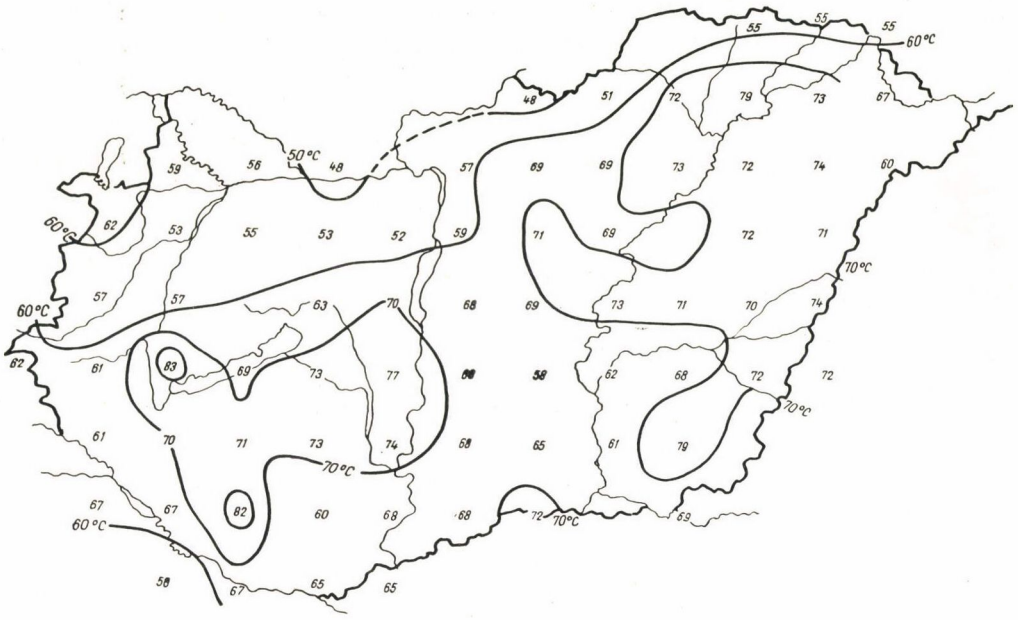
STEGENA LAJOS

A FÖLD- ÉS ÁSVÁNYTANI TUDOMÁNYOK DOKTORA

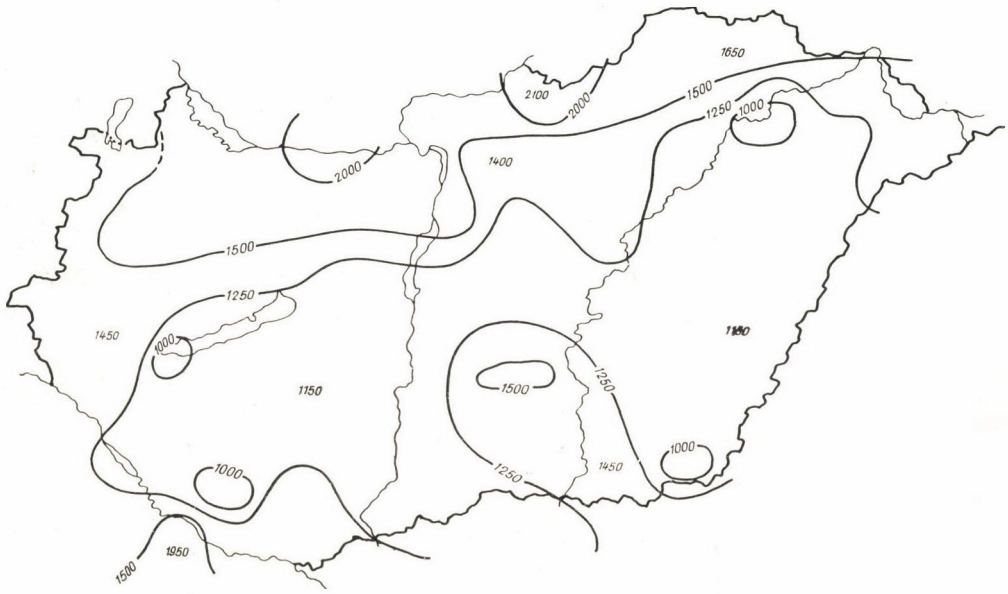
Az anyagásványok jelentős szerepet játszhatnak a szénhidrogének primer migrációjában, az alábbi mechanizmus szerint (NEMECZ, 1970):

Az üledékek agyagásványai a mélybe kerülve, a nyomás és a hőmérséklet hatására, diagenezisen mennek keresztül. Elsősorban az expandáló agyagásványok, főleg a montmorillonit átalakulása a jelentős. Ez nyomás és hőmérséklet hatására, vízleadás révén illitté alakul. Az agyagok jelentős részben montmorillonitból állnak — MILNE és EARLY (1958) szerint a Mississippi-delta üledékeinek agyagfrakciója 60—80%-ban montmorillonit. A montmorillonit termális diagenezise 10—15% vizet eredményez, a kőzet térfogatához viszonyítva (BURST, 1969). A montmorillonit interstitiális víze abszorbeált állapotban kb. 1,3 g/cm^3 sűrűségű (NEMECZ, 1970). Így a montmorillonit diagenezise jelentős vízmennyiséget és az agyagrétegben jelentős túlnyomást eredményez. Ez a túlnyomás nagy hidraulikus nyomásgradienseket hoz létre az agyagréteggel határos kis hidraulikus ellenállású, hidrosztatikus nyomás alatt álló homokrétegek felé. A folyadék (víz és szénhidrogén) így kipréselődik a szomszédos porózus rétegekbe (primer migráció). A porózus rétegekben mozgó víz (kompakciós víz) laterálisan tovább szállítja a szénhidrogéneket az akkumuláció helyére (szekunder migráció).

A montmorillonit illitesedése nyomás- és hőmérsékletfüggő. CHILINGAR és KNIGHT (1960) szerint a nyomás emelkedése 211 kg/cm^2 ről 422 kg/cm^2-re 5% vízleadást eredményezett. JONES (1970) és BURST (1969) szerint azok a folyamatok, amelyek révén az intrakristallin és kötött víz szabad pórusvizet eredményez, a 80 °C geotermikus hőmérsékletnek megfelelő mélységben kezdődnek, és a 120 °C geotermikus hőmérsékletű mélységben általában befejeződnek. A montmorillonit egy része e mélység alatt is megmarad, mivel a montmorillonit-, illit átalakulásához nem áll rendelkezésre elegendő abszorbeálható kálium (JONES, 1970) vagy olyan fázisba megy át ami WEISS és ROLOFF (1965) szerint a pirofillitekkel foglalható egy csoportba, de a bázistávolság jelentősen nagyobb és az illitekére emlékeztet. Az ilyen illitek kálium-szegények és FRIEDRICH és HOFFMANN (1966) szerint gyakran figyelhetők meg olajtelepek közelében (GRASSELLY, 1972, személyes közlés).

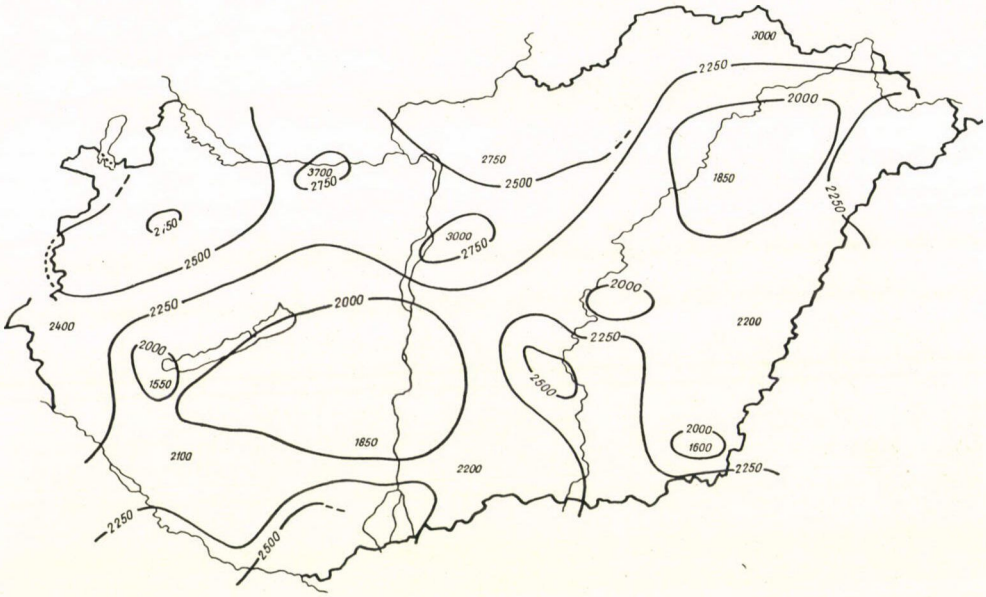


1. ábra. Geotermikus hőmérsékletek Magyarországon a felszín alatt 1 km-re. Átnézetes térkép



2. ábra. A 80 °C-os izotermafelület mélységi lefutása Magyarországon, méterben

A montmorillonit diagenezise igen jelentős mértékben is megemelheti az agyagrétegben az interstitiális folyadék nyomását. A geosztatikus nyomás két részből tevődik össze, a szilárd kőzetszemcsék közötti lithosztatikus nyomásból és a pórusfolyadék folyadéknyomásából (HUBBERT és RUBEY, 1959). A normális hidrosztatikus vertikális nyomásgrádiens 0,10—0,11 kg/cm²m,



3. ábra. A 120 °C-os izotermafelület mélységi lefutása Magyarországon, méterben

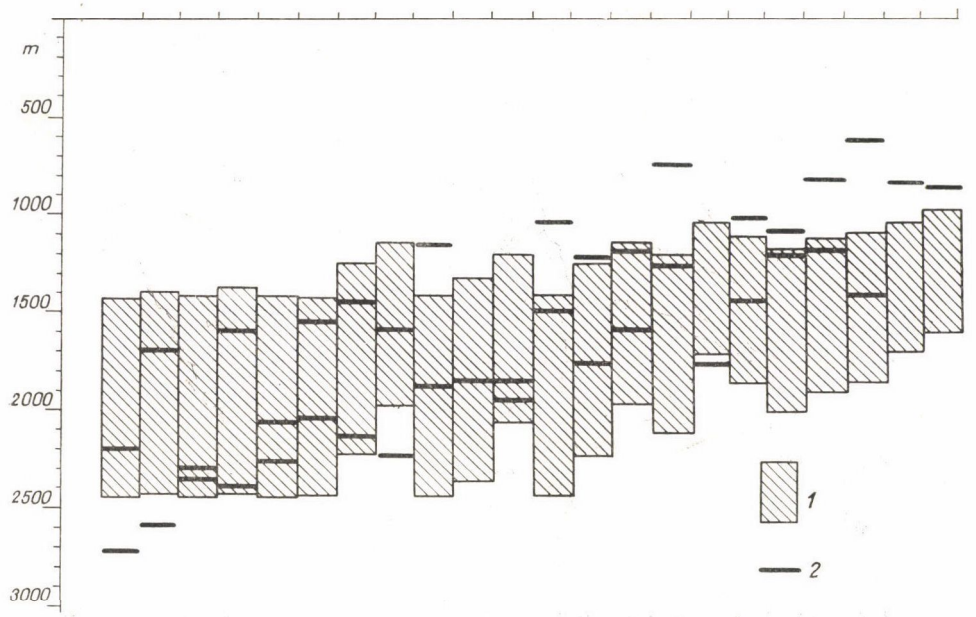
a geosztatikus nyomásgrádiens 0,23 kg/cm²m. Az agyagásvány-diagenezis, az átalakulási zóna felső határán (~ 2—3 km) a geosztatikus nyomásgrádiensnél is nagyobb nyomásgrádienseket hozhat létre (CHAPMAN, 1972) és a folyadéknyomás a geosztatikus nyomás 0,9-szeresét is elérheti. Az abnormálisan nagy folyadéknyomású 2—3 km mélységben fekvő üledékek létrejöttét a Gulf Coast vidékén, Nigériában, Borneoban és másutt az agyagásvány-diagenezissel magyarázzák.

Az *1. ábra* Magyarország vázlatos geotermikus térképét mutatja 1 km mélységben (STEGENA, 1971). Elkészültek a 2, 3, és 4 km mélységre vonatkozó geotermikus térképek is. E térképek alapján könnyen meg lehet szerkeszteni a 80 °C és a 120 °C hőmérsékleteknek megfelelő mélységeket Magyarország területére *(2. és 3. ábrák)*.

A *4. ábrába* berajzoltuk a hazai kőolajtermelő rétegeket és a 80 °C—120 °C geotermikus hőmérsékleteknek megfelelő mélység-intervallumot. A vizsgált 40 kőolajtelep közül 33 a montmorillonit-illit átalakulás mélységtartományába esik, vagy annak 200 m-es mélységi körzetébe. A maradék 7

telep eltérő helyzetére magyrázatot ad, hogy azok részben mezozóos karbonátokban vannak, s így az agyagásvány-diagenezishez nincsen közük, részben pedig harmadlagos migráció révén utólagosan átfejlődtek magasabb szintekbe.

Az ábra arra utal, hogy a magyarországi fiatal harmadkori kőolajtelepek primer migrációja valóban elsődlegesen az agyagásvány-diagenezis révén



4. ábra. A produktív szintek és a 80—120 °C geotermikus hőmérsékletnek megfelelő mélységintervallumok elhelyezkedése a hazai CH telepeken

zajlott le. Egyúttal azt is mutatja, hogy a kőolajok szekunder migrációja (az akkumuláció) lényegében laterális folyadékmozgás révén zajlott le. Az üledékben lényegében horizontálisan mozgó víz általában rövidebb út megtétele után talál olyan minimális geopotenciálú helyet (csapdát), ahol a szénhidrogének akkumulálódnak. A kőzetkompakció révén a medenceüledékekből eltávozó nagy tömegű víz (STEGENA, 1970) már a mélységi, horizontális mozgása során általában megszabadul a szénhidrogéntartalmától. Ez egybehangzik KÖRÖSSY (1972) megállapításával, hogy a hazai CH-csapdák általában nincsenek tele.

Mindenesetre lényeges lenne néhány hazai mélyfúrás agyagásvány-„szelvényezése", a fenti eredmények alátámasztására. Ilyen irányú munkák folyamatban vannak (GRASSELLY, személyes közlés).

A szerves és a szervetlen kőolajgenezis-elméletek múltbeli vitája során nehézséget okozott, hogy adja le az agyag-anyakőzet a kőolaját a szomszédos hidraulikus vezető rétegnek. Az agyagásvány-diagenezis választ ad a kérdésre.

Ha az abnormálisan nagy nyomású agyagréteg alatt ismét hidraulikusan vezető — porózus — réteg van, abban ismét beáll a hidrosztatikus nyomás. A túlnyomásos agyagréteg ebbe a fekübe éppúgy leadja a kőolaját, mint a fedőbe. A nagynyomású agyagok alatti rétegek petróleum-potenciálja a fedő réteg ekhez hasonló lehet (CHAPMAN, 1972).

(Ez a munka, valamint NEMECZ E., GRASSELLY GY. és STEGENA L. felhasznált munkái az OKGT megbízásából, a DANK V. vezette munkacsoport keretében készültek.)

IRODALOM

1. BURST, J. F.: Diagenesis of Gulf Coast clayey sediments and its possibile relation to petroleum migration. Am. Ass. Petrol. Geol. Bull., **53,** 73—77, 1969.
2. CHAPMAN, R. E.: Clays with Abnormal Intersitial Fluid Pressure. Am. Ass. Petrol. Geol. Bull., **56,** 790—795, 1972.
3. CHILINGAR, G. V.—KNIGHT, L.: Relationship between pressure and moisture content of kaolinite, illite and montmotillonite clays. Am. Ass. Petrol. Geol. Bull. **44,** 101—106, 1960.
4. FRIEDRICH, H.—HOFFMAN, V.: Die Tonminerale in Oelschiefer und in den Trinidad-Asphalt. Z. Naturforsch., **216,** 912—920, 1966.
5. HUBBERT, M. K.—RUBEY, W. W.: Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. Geol. Soc. Am. Bull., **70,** 115—166, 1959.
6. JONES, P. H.: Geothermal Resources of the Northern Gulf of Mexico Basin. U. N. Symp. Pisa, 1970.
7. KÖRÖSSY, L.: Magyarország kőolaj és földgáz-migrációs térképe. (a jelen kötetben), 1972.
8. MILNE, I. H.—EARLY, J. W.: Effect of source and environment on clay minerals. Am. Ass. Petrol. Geol. Bull., **42,** 328, 1958.
9. NEMECZ, E.: Az agyagásvány-vizsgálatok szerepe és helyzete a kőolajgeokémiában. Geokémiai módszerek alkalmazása a szénhidrogén kutatásban. Szeged, 35—41, 1970.
10. RUSSEL, W. L.: Pressure — Depth Relation in Appalachian Region. Am. Ass. Petrol. Geol. Bull., **56,** 528—536, 1972.
11. STEGENA, L.: Kőzetkompakció, nehézvíztartalom és vízáramlás a Magyar Medence üledékeiben. MTA. X. Oszt. Közl., **3,** 1970
12. STEGENA, L.: Geothermal maps of Hungary. Budapest, Eötvös Univ., 1971.
13. WEISS, A. in G. ROLOFF: Über die Rolle glimmerartiger Schichtsilikate bei der Entstehung von Erdöl und Erdöllagerstätten. Diss. Heidelberg, 1965.

AZ ALFÖLDI MÉLYSÉGI VIZEK NYOMÁS- ÉS ÁRAMLÁSI VISZONYAI

SZEBÉNYI LAJOS

A FÖLD- ÉS ÁSVÁNYTANI TUDOMÁNYOK KANDIDÁTUSA

Az alföldi hévizek túlnyomó része a negyedkori és pliocén rétegekből nyeri vizét, melyben a víz áramlása nagy távolságra lehetséges.

A gyakorlati kérdések és a módszerek megválasztásához egyaránt szükséges a víztípusok elkülönítése. Bizonyos mélységen alul a víz hőmérséklete, rugalmas összenyomódása és rendszerint a sótartalom megnövekedése is olyan fajsúlyváltozásokat okoz a vízben, hogy a víz nyugalmi szint adatait átszámítás nélkül már nem használhatjuk fel a víz áramlási irányának meghatározásához, illetőleg mozgási lehetőségének tisztázásához. Ez a mélység kb. 500 m körül van, ahol már regionális vizsgálatnál sem hangolhatók el a fenti tényezők.

Ebben a mélységben az Alföldön már rendszerint 36 °C körüli vagy melegebb víz található, tehát a hazai osztályozás szerint már termális víz (hévíz). A nagy hőmérséklet, nyomás, gáztartalom miatt a szivárgási viszonyok sem olyan egyszerűek, mint a felszín közelében.

A mélységi vizek áramlási és utánpótlódási lehetőségeinek bizonyításában a nyomásviszonyok tisztázása döntő jelentőségű, különösképpen a fiatal medencéink területén. Ugyanis, ha a mélységi víz nyomása a hidrosztatikus nyomásnál lényegesen nagyobb, akkor feltehetően, — bizonyos határon felül pedig bizonyíthatóan geosztatikus nyomás alatt áll, — mely utóbbi kizárja a jelenlegi utánpótlódását. A hidrosztatikai nyomás körüli értékek döntően az utánpótlódás mellett bizonyítanak, megfelelő földtani felépítés esetében. Tájékoztató adatokat szolgáltathat a vegyi jelleg is, de az ország jelenleg legsürgetőbb problémájú mélységi víz területén, az Alföldön, a nyomásviszonyok tisztázása oldja meg elsősorban az utánpótlódó összletek lehatárolását.

Az Alföld gyakorlati szempontból számításbavehető mélységi, termális vizei csaknem kizárólag a felső-pannóniai, vagy az alsó-pannóniai legfelső részében található nagy horizontális kiterjedésű homokos, homokköves szintjeiből származnak (Kőrössy L. 1972). Az egész Alföldre kiterjedő több ezer méteres pleisztocén—felső-pannon medencében horizontális és vertikális irányban is adott a felszínalatti víz áramlási lehetősége kőzettani, földtani

felépítés alapján. A mélység felé haladva az első regionálisan is vízzáró összlet az alsó-pannóniai agyagmárga (Kőrössy L., 1972; 3. sz. szint). E földtani felépítés szabja meg az áramlási viszonyok tisztázásához használható módszereket.

A felszínalatti víz áramlási viszonyait, vízvezető közeg jelenlétében legszemléletesebben a hidroizohipsza térkép adja meg, mely a vízvezető közegben észlelt vízszinteket tünteti fel. A felszín közelében ez el is fogadható, vagyis, hogy a vízszint különbségeket azonosítjuk a nyomáskülönbséggel. Azonban a felszínalatti víz áramlása nem feltétlenül a magasabb vízszintű helyről áramlik az alacsonyabb vízszintű helyre, hanem a nagyobb nyomású helyről áramlik a kisebb nyomású hely felé. Ezt a paradoxont, vagyis hogy esetleg a kisebb nyomású területen magasabb vízszintet tapasztalunk ugyanabban a vízvezető közegben, annak oka a víz fajsúlycsökkenése, mely a hőtágulás, vagy gáztartalom hatására áll elő, — amint azt már az előzőekben kifejtettük. Ezért a nagyobb mélységben (500 m-nél mélyebben) nem hidroizohipsza, hanem nyomástérképeket kell használnunk az áramlási, utánpótlási utak tisztázására.

Egy-egy kisebb területen belül pl. egy kőolajtelepen belül a mélységi nyomástérkép szerkesztése aránylag egyszerűen megoldható, azonban regionális térképek szerkesztése egy-egy nagy medence egészére kiterjedően különleges problémákat vet fel. Különösképpen nehéz a helyzet a magyar pliocén-pleisztocén medencében, ahol nincsenek nagy távolságon keresztül a medenceperemig követhető vízzáró rétegek közé zárt vízvezető rétegek. Megkíséreltük a mélységi vizek esetében is a nyomás adatokat földtani szintekre vonatkoztatni, de nem kaptunk egymással összeköthető adatsorokat. A magyar pliocén-pleisztocén medence rendszertelenül váltakozó vízvezető és vízrekesztő képződményeiben, nincs földtanilag adott vezető szint, így az egyetlen reális megoldás csak az lehet, hogy a nyomás adatokat különböző mélységű síkokra vonatkoztatjuk. Ezt az utat követtük és a nyomásviszonyokat —500 —1000, és —1500 m-es tengerszint alatti vonatkozási síkokra kíséreltük meg vetíteni.

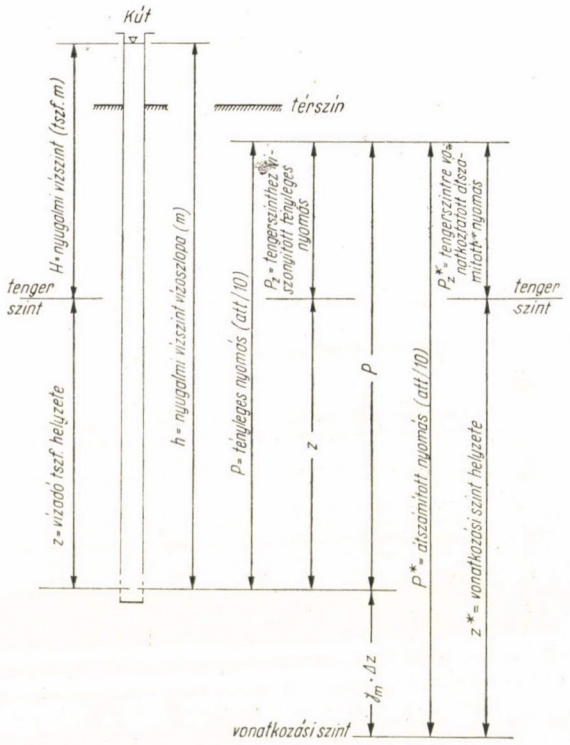
Folyadékszintek, illetőleg folyadéknyomások egy vonatkozási szintre való vetítését a magyarnyelvű szakirodalomban legegyszerűbben Scselkacsev-Lapuk (1952) adja meg, ezért az ott található szakkifejezéseket használom némi kiegészítéssel *(1. ábra)*.

Mélységi víz esetében különbséget kell tennünk a nyugalmi vízszint (piezometrikus szint); folyadékoszlop nyomás átszámított nyomás és a tényleges nyomás (telepnyomás) között. A fogalmakat legjobban megvilágíthatjuk azzal, hogy a közöttük levő összefüggéseket felírjuk:

$$H - z = h; \qquad h = \frac{P}{\gamma}$$

ahol:

H = a folyadékoszlopnyomás tengerszinthez viszonyított magassága, vagyis a piezometrikus magasság. Tehát a kútban észlelt nyugalmi vízszint tengerszinti magasságban kifejezve (t sz f. m).



1. ábra. Mélységi víznyomás és vízszint értékeivel kapcsolatos paraméterek egymáshoz való viszonya

z = a tényleges nyomásmérés, illetőleg a vízadó réteg tengerszinthez viszonyított helyzete (t sz f. m).

h = a folyadék oszlop tényleges magassága a kútban a rétegtől a vízszintig.

P = tényleges (telep) nyomás, a földkéreg (a réteg) egy adott pontjában, a pórusaiban, hézagaiban uralkodó nyomás. Pl. mélységi manométeres nyomásméréssel, a megnyitott réteg szintjében észlelt érték, vagy a nyugalmi vízszint adatból megfelelő korrekciókkal egységnyi fajsúlyra átszámított vízoszlop nyomás. A hidrogeológiában gyakran az atmoszféra helyett att/10 mértékegységet használják, ami megfelel 1 méteren 4 °C-os vízoszlopnak normál nyomás mellett. A továbbiakban mi is így használjuk amikor is mértékegysége egyszerűen — méter.

γ = a víz fajsúlya, illetőleg annak átlaga a tényleges nyomásmérés feletti folyadékoszlopban (gr/cm²).

Ahhoz, hogy a különböző helyen és szintben mért tényleges nyomásértékeket egymással összehasonlíthassuk, azokat egy bizonyos vonatkozási szintre kell vetítenünk. A legegyszerűbb, — de amint azt alább látjuk — közelítő megoldás, hogy a méterben kifejezett nyomásértékeket tengerszint feletti helyzetükben adjuk meg, vagyis a tényleges nyomásertékhez (az előjelek figyelembevételével) hozzáadjuk a vízadó réteg tengerszint alatti (feletti) magasságát. Tehát:

$$P_z = P + z$$

ahol:

P_z = tengerszintre átszámított nyomás közelítő értéke (m). Tehát az a szint amit a víz akkor foglalna el, ha a kútban és a földkéregben is egységnyi fajsúlyú víz lenne.

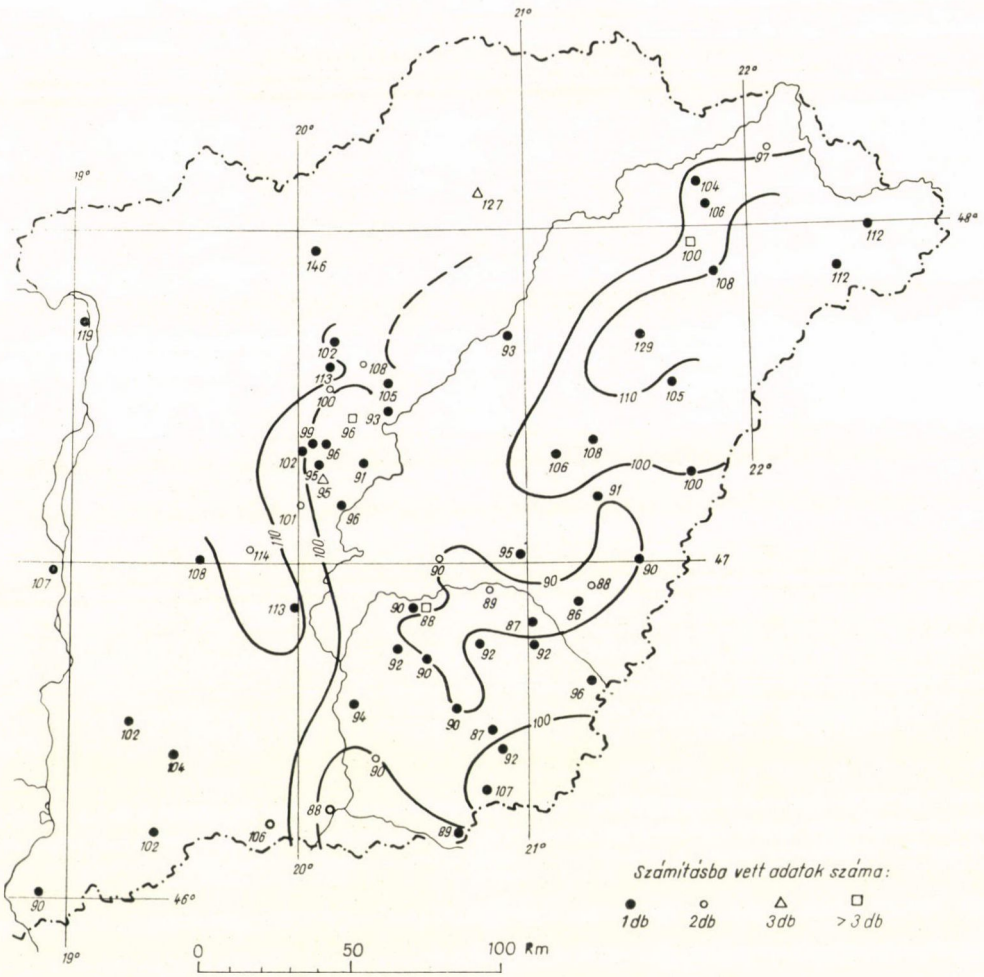
A mélységi víz nyomásviszonyainak a térképi ábrázolására több kísérletet végeztünk. A tényleges nyomásértékeknek országos térképre való felrakása semmit sem mutat. A tengerszintre átszámított nyomásértékek országosan már adnak valamilyen képet, de a különböző mélységben mért adatok oly nagy szórást mutatnak, hogy ebben a formájában nem volt alkalmas arra, hogy izóvonalakat szerkesszünk. Megkíséreltük ezért, ugyanúgy, — mint ahogy azt a hideg rétegvizeknél tettük —, hogy földtani koronként szétválasztva több térképen ábrázoljuk az adatokat. Ez utóbbi esetben, azonban az volt a baj, hogy az adatok túlnyomó többsége a felső pannonba esett. Megkíséreltük statisztikus módszrrel, hogy a felső pannon belül szintekre bontjuk a hévizes rétegeket, de ez sem vezetett kielégítő eredményre, s így nem maradt más hátra, hogy mesterségesen megválasztott tengerszint alatti síkokkal válasszuk szét, illetőleg csoportosítsuk a vízadó rétegeket és ilyen bontásban végezzük el a térképi ábrázolást.

A *2.* és *3. ábra* a hévízkutakban észlelt nyomásviszonyokat ábrázolja, tengerszintre vonatkoztatva, egyaránt a manométeres „telepnyomás" mérési adatokat, mint a nyugalmi vízszintből számítottakat. A *2. ábra* a —750 m tsz-nél sekélyebb vízadó rétegű, a 3. sz. pedig a —750-től —1250 m tsz.-ből származó mélységi vizek nyomásviszonyait ábrázolja.

A kiértékelés a VITUKI (1965, 1971) Hévízkatasztere alapján készült. A térkép számadatai az egy községen belül fúrt kutak átlagértékét adják.

A térképekből jól látható, hogy az Alföldön ezekből a szintekből már rendelkezünk elegendő adattal ahhoz, hogy az izodinam vonalakat 10 m-es közökkel megszerkesszük egy kis méretarányú térképen.

Az —1250 m tengerszintnél mélyebbről származó vizek nyomásviszonyaiban olyan anomáliákat tapasztaltunk, ami arra utal, hogy a tényleges nyomások ilyen módon való vetítése a tengerszintre és egyszerű átlagolásuk ezekben a szintekben félrevezető lehet. A mélységi vizek, folyadéknyomások



2. ábra. Hévízkutak tengerszinthez viszonyított, tényleges nyomásának átlagértéke (vízoszlop méter tsz) —750 m. t.sz. felett megnyitott rétegek

egy megadott vonatkozási szintre való vetítésekor ugyanis a vizsgált réteg alatt vagy felett levő rétegtartalom tényleges fajsúlyát is figyelembe kell venni. *(1. ábra).*

$$P^* = P + \gamma_m \cdot z$$

ahol:

P^* = átszámított nyomás valódi értéke vonatkozási síkban, vagyis nemcsak a kútban, hanem az egész rendszerben (rétegben, telepben) uralkodó folyadékfajsúly figyelembevételével (m).

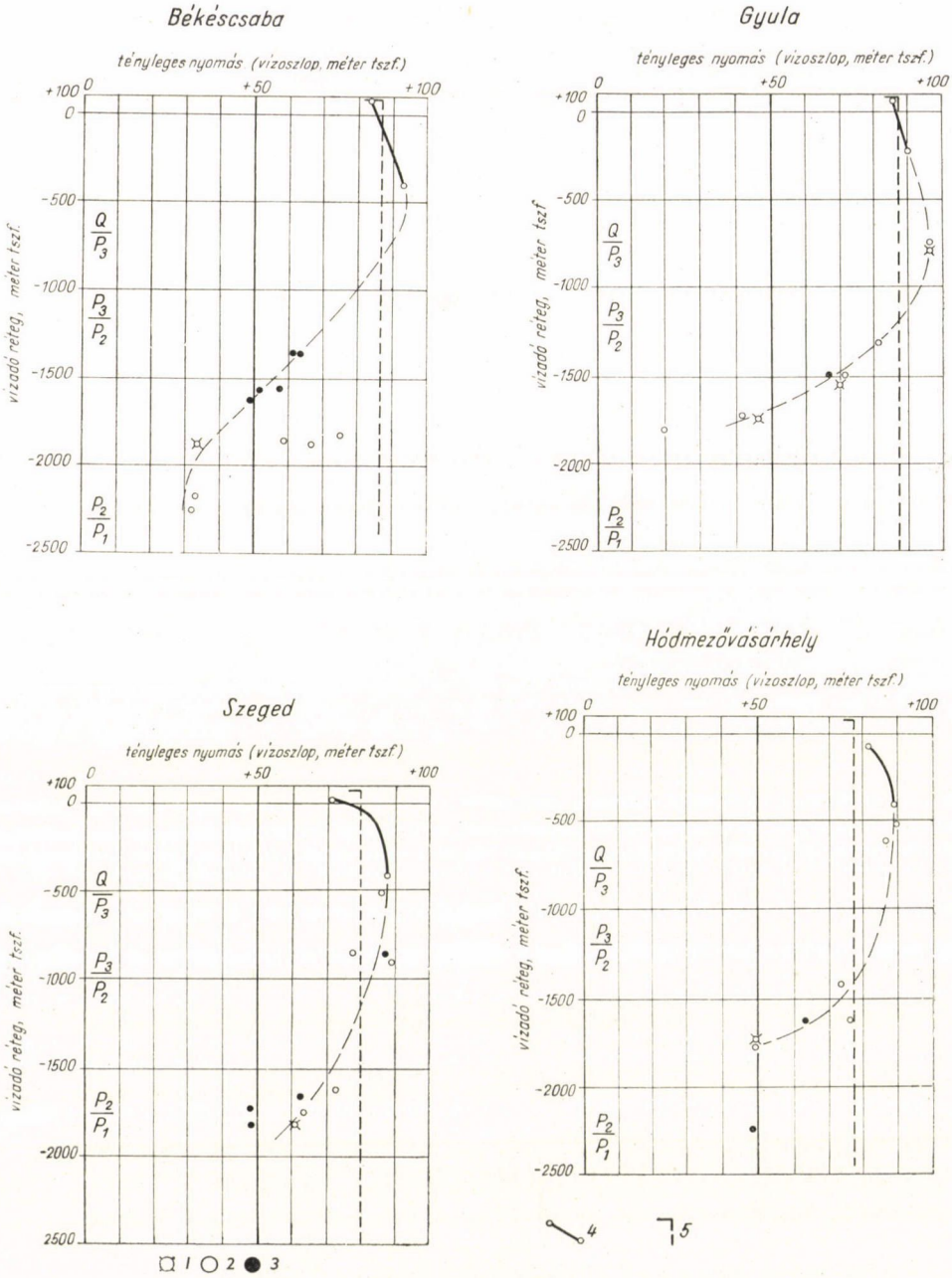
z = az észlelés mélysége, vagy a vízadó réteg és a vonatkozási sík közötti függőleges távolság (m).

3. ábra. Hévízkutak tengerszinthez viszonyított tényleges nyomásának átlagértéke (vízoszlop méter t.sz..) —750: és —1250 m. t.sz. között megnyitott rétegek

γ_m = mélységi tényleges folyadékfajsúly átlagértéke a „z" szakaszon (gr/cm^3).

A távolabbi területek és a felszínnel való összevetés szempontjából célszerű az így átszámított nyomásokat is a tengerszintre vonatkoztatni, ami csak abból áll, hogy a vízoszlop méterben kifejezett átszámított nyomásához hozzá kell adni a vonatkozási szint tengerszint adatát, az előjelek figyelembevételével (*1. ábrán* = P_z^*).

A —1500 tsz. m körüli és annál mélyebb rétegekből származó vizek esetében a nyomásoknak vonatkozási szintre történő átszámítása helyett célravezetőbbnek látszott empirikus utat követni. Első lépésként a nagyobb



4. ábra. Jellemző nyomásgörbék az Alföld középső részéről. Q = negyedkor; P_3 = felső pannóniai; P_2 = középső pannónia; P_1 = alsó pannóniai; 1. manométeres mérés; 2. nyugalmi vízszintmérés nem gázos szintből; 3. nyugalmi vízszintmérés gázos szintből; 4. hideg ártézi vizek (<35 °C) átlaga; 5. helyi erózióbázis

számú mélységi nyomásadattal rendelkező községekben a nyomásviszonyokat közvetlenül a mélység függvényében vizsgáltuk meg. A vizsgálatokat mélységi nyomásdiagramokkal végeztük a Magyarország Vízföldtani Atlaszából (SCHMIDT, 1961) ismert módon *(4. ábra)*.

A vizsgált községek az Alföld közepén vannak. Egyrészt azért választottuk először ezt a területet, mivel hévíz szempontjából ez a legfontosabb terület, ezen kívül itt rendelkezünk a legtöbb megbízható adattal.

A grafikonokban a vízszintes tengelyen a tényleges nyomás értékei szerepelnek a tengerszintre vonatkoztatva *(1. ábrán: P_z)*. Mivel a függőleges tengelyen az értékeket a vízadó réteg tényleges mélységében raktuk fel, itt nincs szükség átszámításra, vagyis vonatkozási síkra való vetítésre.Megadják az ábrák a földtani kort is: Q = negyedidőszak, P_3 = levantei, P_2 = felsőpannon, P_1 = alsópannon. Kihúzott vastag vonallal a hideg ártézi vizek igen nagyszámú adatából szerkesztett átlagnyomás értékeit adtuk meg. A hévíz kutak adatait egyenként ábrázoltuk. Szerepel az összes adat válogatás nélkül, ami a Hévízkataszterben található, hogy a mérések szórása és a korrekciós számítások megbízhatósága is látható legyen. Amint látható, hogy a nyomásadatok a mérési módtól függetlenül ugyanazt a vonalat követik. A megbízhatóbbnak tartott manométeres (talpnyomás) mérésadatokkal nagyon jól összeesnek a legtöbb esetben a nyugalmi vízszintből számított nyomásadatok még gázos kút esetében is, — egyedül Békéscsabánál találunk néhány erősen kiugró adatot, melynek magyarázatát egyelőre nem tudjuk.

Ezek a grafikonok meglepő eredményt szolgáltattak. Csupán a hideg ártézivizes rétegekre kiterjedő eddigi kiértékelések szerint — az Alföld-központi részén a tényleges nyomás tengerszintre vonatkoztatott értéke a mélység függvényében növekedik. Ezt úgy is szokás kifejezni, hogy a nyomásgradiens pozitív, vagyis az átlaggörbe a függőleges tengelytől a pozitív irányban tér el (lásd a grafikonok felső részét). Ez a pozitív irány a mélységben itt —1000 m tsz. körül negatívba csap át, meglepően alacsony értékeket képviselve. Ezek magyarázata hévizeink utánpótlódásának kérdésével függ össze.

A problémákat Gyula város kútjainak nyomásgörbéi alapján ismertetem *(5. ábra*, melynek átlag görbéit a *4. ábrán* megadott tényleges észlelések alapján szerkesztettem.) Az ábrán a következő paraméterek görbéi fordulnak elő: (ugyanolyan ábrázolási módban, mint a *4. ábrán)*.

a) tiszta víz nyugalmi szintje;

b) gázos víz nyugalmi szintje;

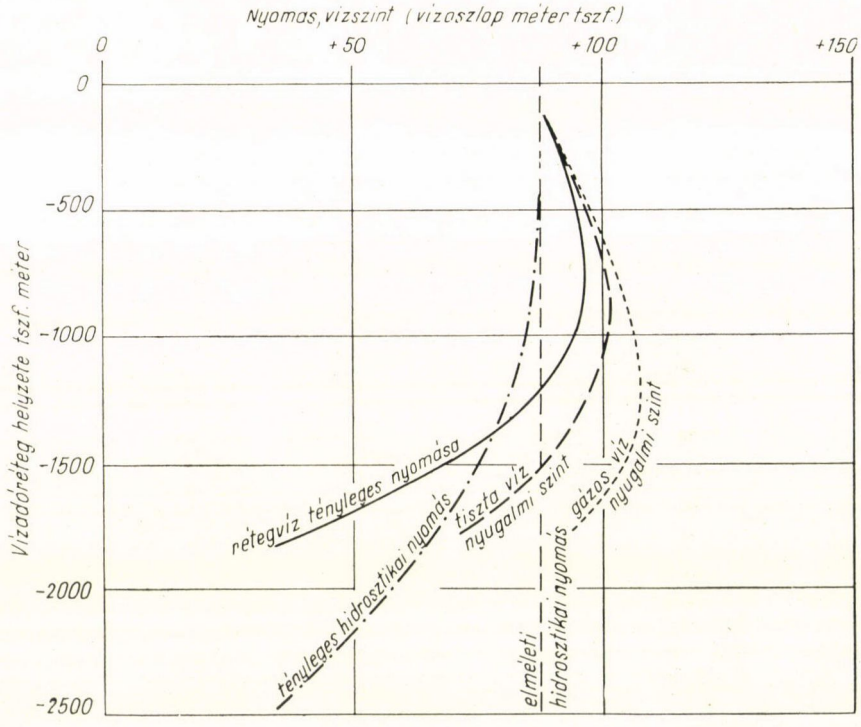
c) rétegvíz tényleges nyomása;

d) elméleti hidrosztatikai nyomás;

e) tényleges hidrosztatikai nyomás;

a) és *b)* tehát a ténylegesen észlelt vízszint adatok, melyek kb. 500 m mélységig azonosnak vehetők a tényleges nyomással (c).

c) a réteg tényleges nyomása, mely manométerrel a réteg szintjébe lebresztve közvetlenül mérhető, vagy a nyugalmi vízszintadatokból a megfelelő eorrekciós tényezőkkel számítható. Mint láthatjuk ez a korrekció —1500 mken már tiszta víz esetében kb. 20 m, gázos víznél pedig kb 35 m.



5. ábra. Gyula átlagnyomás görbék

d) az elméleti hidrosztatikai nyomást vagy semleges nyomást úgy szokás számítani, hogy vízoszlopban, azaz méterben kifejezve a méter mélység mérőszámával veszik azonosnak, vagy a mélység mérőszámát osztják tízzel, és így megkapják att-ban. Nagyon megszokott dolog, hogy a víz nyomásadatait ehhez viszonyítják, vagyis ennek alapján jelentik ki, hogy a rétegvíz nyomása a hidrosztatikus nyomásnál kisebb, vagy nagyobb-e és ebből igyekeznek következtetéseket levonni a víz eredete áramlása, utánpódlódása szempontjából. A leglényegesebb a *4. ábrán*, hogy 500 m-nél nagyobb mélységben ez az eljárás elfogadhatatlan, a viszonyításnak nincs vízföldtani értelme. Ugyanis a hidrosztatikai nyomáshoz való viszonyítás vízföldtani értelme a mélyebb vizeknek a felszíni, vagy felszínközeli (talajvíz) vízzel való kapcsolatának kimutatása. Ha a rétegvíz nyomása kisebb a hidrosztatikai nyomásnál, akkor

megfelelő vízvezetési lehetőségek esetében a rétegvíz a felszínről kaphat utánpótlódást (negatív nyomásgrádiens). Ha rétegvíz nyomása nagyobb a hidrosztatikai nyomásnál akkor a rétegvíz táplálhatja a felszíni vagy felszínközeli vizeket. Ez az elgondolás nagyobb mélységre azonban csak akkor alkalmazható, ha nemcsak a mélység mérőszámát vesszük azonosnak a nyomás mérőszámával, hanem azt megszorozzuk a rétegben levő víz tényleges fajsúlyával, vagyis a rétegben észlelt tényleges nyomást a tényleges hidrosztatikai nyomással hasonlítjuk össze.

e) A tényleges hidrosztatikai nyomás tehát egy olyan nyomást tüntet fel, ami előállna akkor, ha a vizsgált szakasztól a felszínig végig a vízvezető porózus képződmények lennének és a víz nyugalomban lenne, figyelembevéve a vizsgált területen uralkodó mélységi hőmérséklet viszonyokat és sótartalmat, vagyis a pórusvíznek a mélység függvényében való fajsúlyváltozását. Tehát

$$P_h = z \cdot \gamma m$$

ahol

P_h = tényleges hidrosztatikai nyomás (att/10; m)

z = mélység

γ_m = a „z" mélység feletti, terepszintig számított vízoszlop átlagos fajsúlya, mely a réteg hőmérséklet, a vízoszlop önsúlya okozta rugalmas összenyomódás és a vizek átlagos sótartalma alapján számítható.

Mint a gyulai példából látható nagy mélységben a tényleges hidrosztatikai nyomás lényegesen eltér az elméletitől. Ennek a jelenségnek az elhanyagolása téves következtetések levonására adhat alkalmat.

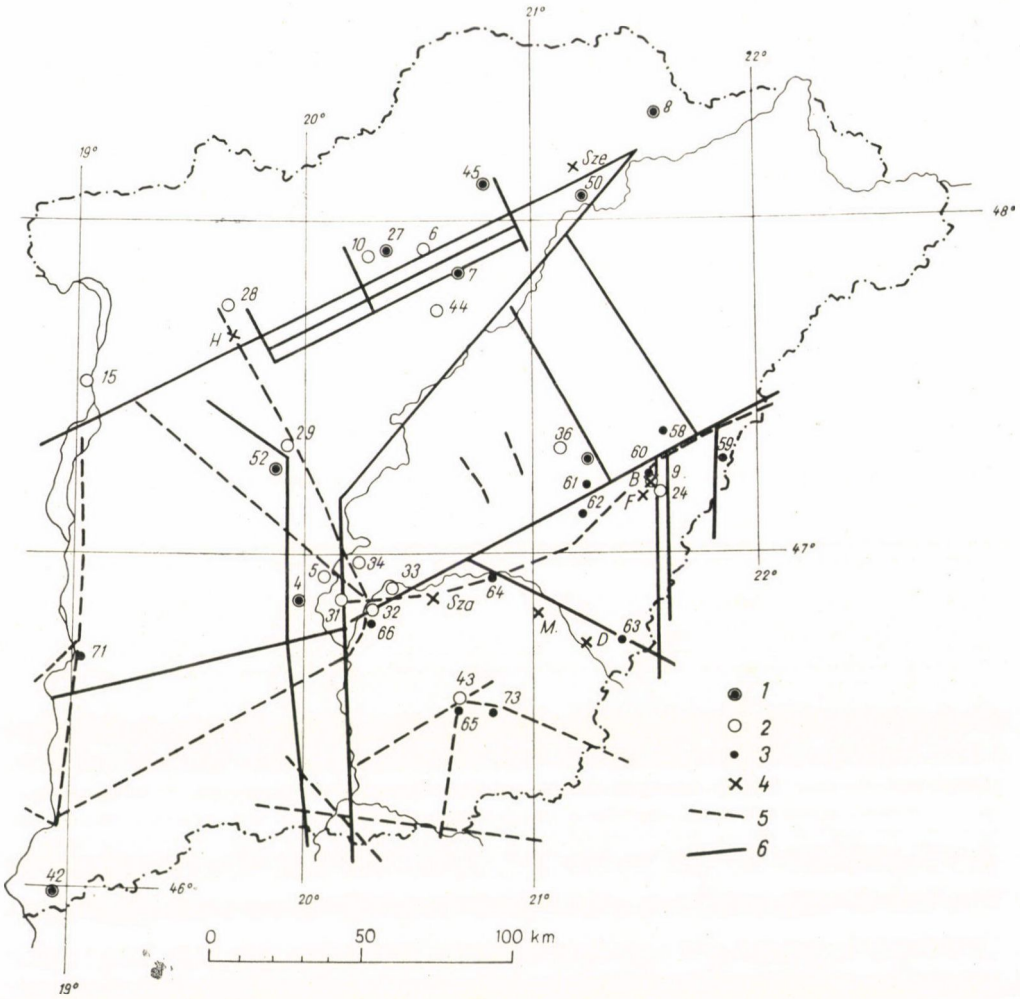
A magyarországi fiatal medencék hévíz utánpótlódásának a kérdése döntő a kitermelhető vízkészlet szempontjából. Amíg nincs eldöntve, hogy van-e utánpótlódásuk, addig a dinamikus készletszámításnak nincs értelme. Vízügyi szakembereink gyakran — jórészt óvatosságból — általában nem számolnak utánpótlódással.

Eddigi tapasztalat szerint a termelt hévíznek csak kisebb hányada származhat statikus készletből. A statikus készlet legfőbb genetikai típusainak mindegyike:

a) pórusvíz kiürülése (helyére gáz léphet)

b) rétegtömörülés (kompakció, konszolidáció) által kiszorított víz,

c) kőzet és víz rugalmas tágulása által felszabaduló víz, a kutak nyomását lényegesen lecsökkentené. Ez pedig nem következett be, amint arra KORIM (1972) is utal: Szentes térségében évek óta részletes hévízkút termelési adatmegfigyelések folynak. 21 db működő hévízkút 80 km^2-nyi területen, egyenlőtlenül elszórva 1600—2400 m-es mélységből termel. „A telepenergiakészlet az eddigi mintegy 40 millió m^3-nyi víz kitermelése után lényegesen nem változott". A telepenergiakészlet változatlansága alatt azt érti, hogy sem a víz nyomása, hozama, hőmérséklete észrevehetően nem változott. Ez a 40 millió



6. ábra. Pozitív jellegű geotermikus anomáliák és negyedkori törésvonalak. 1. valóságos geotermikus grádiens <11 m/C° (VITUKI); 2. látszólagos geotermikus grádiens <14 m/C° (VITUKI); 3. 16 db leginkább kiugró geotermikus anomália SÜMEGHY (1929); 4. egymást távolról befolyásoló ártézi kutak; 5. termális anomália vonalak SÜMEGHY (1929) szerint; 6. legfiatalabb törésvonalak (SÜMEGHY, 1944); B = Berettyóújfalu; D = Doboz; F = Furta; H = Hatvan; M = Mezőberény; Sz = Szarvas; Sze = Szerencs; T = Tiszagyulaháza

m^3 hévíz óriási mennyiség, a kutak területén (80 km^2) elosztva félméteres vízborítást jelentene. Ha tehát a víz rétegtömörülésből származna, akkor itt a térszínnek átlagban 50 cm-rel meg kellett volna süllyednie és ugyanakkor a kutak nyomásának lényegesen le kellett volna csökkennie és vegyi összetételüknek megváltoznia. Ez pedig nem történt meg. (Több hasonló példát is fel lehetne sorolni.)

Ezért elsősorban az utánpótlódás útjait, lehetőségeit kell kutatnunk. Fiatal medencéink, hévizeinek utánpótlódását közvetve a csapadékból ugyanazokon az útvonalakon képzelhetjük el, mint a hideg ártézi vizekét:

a) medence peremről,

b) medencén belüli hátságokból,

c) eltemetett karsztból,

d) törésvonalakon keresztül.

A medenceperemekről és a belső hátságokról való utánpótlódás irányát, útvonalát a 2 és 3 mellékleten bemutatott nyomástérképek adják meg.

Az eltemetett karsztból való utánpótlódás az Alföld belsejében eddigi ismereteink szerint nem várható. Az Alföld középső részén tapasztalt nyomás anomáliák elemzése a törések jelentőségére hívta fel a figyelmet.

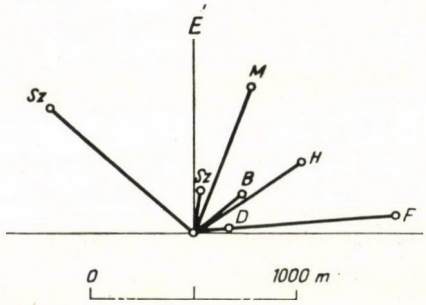
Földtani, geomorfológiai, geotermikus alapon Sümeghy (1944) jelölte ki először a legfőbb fiatal, tehát még pleisztocént is megmozgatott fő törési vonalakat, zónákat *(6. ábra)*.

Scherf E. (1967) a Tiszántúl déli részén, Erdélyi M. (1960) a Hajdúságban végzett vizsgálataik alapján tételeznek fel elég sűrű hálózatos törésrendszert és azt a rendszert igyekeztek is alátámasztani földtani és vízföldtani adatokkal. Vizsgálataik szerint maximálisan 10—20 km-es közökkel mindenhol találhatunk olyan törésvonalakat, zónákat, amelyek vertikális irányban vízvezetőként szolgálnak. Az Alföld fiatal laza üledékeiben a nyitott hasadék jelleg csak a kötöttebb márgásabb képződményekben képzelhető el, de a homokos rétegekben is a fellazulás elősegítheti a szivárgási tényező vertikális komponensének megnövekedését, sőt elképzelhető, hogy a törészónában vertikális irányú kimosások (vízerek) keletkeznek. A ténylegesen nyitott hasadékokat bizonyítják az egymást nagy távolságról befolyásoló ártézi kutak (Szebényi, 1957). A *6. ábra* feltünteti mindazokat az eseteket, melyeket irodalomból, vagy irattári anyagból sikerült fellelnem. A nevezett helyeken a két-két ártézi kút, melyek egymás hozamát befolyásolják oly nagy távolságra vannak egymástól és a hatás oly nagy mértékű, hogy az ott ismert finomszemcséjű porózus kőzetekben lejátszódó hidrodinamikai viszonyokkal nem magyarázható. Ilyen hatás nagy távolságra csak nyitott hasadékokban képzelhető el, ami egyébként jól ismert jelenség a budapesti karsztos hévízkutak esetében. A 7. *grafikonból* leolvasható, hogy az egymást befolyásoló ártézi kutak egymástól való távolsága 200—1000 m volt. Feltűnő az irányok rendezettsége, mely irányok túlnyomó részt egybeesnek Scherf E. (1967) által Tiszagyulaházán a sós talajvizek geokémiai kutatása alapján meghatározott törési irányokkal (8. ábra). Ezek az észlelt hasadékok összeesnek a Sümeghy J. (1944) által az Alföldre megállapított fiatal fő törési zónákkal *(6. ábra)*.

Figyelemreméltó, hogy a két-két egymást befolyásoló kút általában hasonló mélységből kapja vizét. Ez is bizonyítja, hogy a hasadék nyitott állapotban csak egy-egy kötöttebb rétegben lehet, — a közbeeső homokos

rétegekben a hatás eloszlik, s így más vízadó szint kútját nem tudja befolyásolni.

A nyitott hasadékokat tehát az Alföld fiatal üledékeiben bizonyítottnak kell elfogadnunk. Hogy ezek a nyitott hasadékok a hévíztartó rétegekig is lehatolnak és a felszín közeléig vezetik a vizeket, azt a geotermikus anomáliák



7. ábra. Egymást befolyásoló ártézi kutak egymásközötti iránya és távolsága. B = Berettyóújfalu; D = Doboz; F = Furta; H = Hatvan; M = Mezőberény; Sz = Szarvas; Sze = Szerencs

bizonyítják. Ennek legszebb példája a Tiszakécske, Lakitelek környékén megismert anomália *(6. ábrán* 4. és 5. sz. anomália). A Tiszakécske—Lakitelek anomália azért is fontos, mert ott olyan részletes kutató, ellenőrző vizsgálatok (BÉLTEKY, 1966) alapján kétségtelenül megállapítható, hogy a 200 m mélység körül talált 38—42 °C-os víz törésvonal mentén száll fel. Az ellenőrző kutatás alapján a törésvonal által szállított hévíz mennyisége is számítható. Nem karsztos kőzetekben ez a Tiszakécske—Lakiteleki anomália a legnagyobb. Ezenkívül kisebb geotermikus anomália igen sok található az országban. A *6. ábra* feltünteti azokat a geotermikus anomáliákat, melyeknél a számított geotermikus gradiens az alábbi értéknél kisebb:

1. valóságos geotermikus grádiens esetében 11 m/C°-nál, (ilyenkor tényleges mélységi hőmérsékletmérés történt).

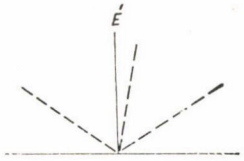
2. a látszólagos geotermikus grádiens esetében 14 m/C°-nál, (ilyenkor a geotermikus gradienset kifolyó víz hőmérsékletéből számították).

E határértékeket BÉLTEKY L. (1966) statisztikája alapján választottam ki. BÉLTEKY gyakorisági eloszlási diagramot készített a Magyarországon számítható geotermikus gradiens adatokból, külön-külön szerkesztve a valóságos és a látszólagos geotermikus gradians adatokból. Az eloszlás szabályos haranggörbét ad, azonban a kis értékeknél van egy különálló az általános szórásból kiugró kis csoport, ezek határa a fenti két határérték.

A *6. ábráról* világos, hogy a geotermikus anomáliák túlnyomó részt a SÜMEGHY J. által kimutatott fiatal törésvonalakra esnek, ezzel bizonyítva azoknak mélységi hévíz-szállító jellegét.

Ezeknek a törésvonalaknak a mélységi víz-szállítóképessége igen jelentős lehet, pl. a tiszakécskei anomália fenntartásához STEGENA L. (1971) szerint, 2200 m^3/nap felszálló hévíz szükséges.

Az ilyen nagy természetes hévíz feltörés nemcsak vízforgalom fenntartása szempontjából fontos tényező, hanem egyben a mélységi víz nyomásviszo-



8. ábra. Törésirányok Tiszagyulaházán SCHERF E. megállapítása szerint

nyait is befolyásolja. Éppen ilyen törésvonalak, hévíz szállító nyitott hasadékok hatásával magyarázható a Tiszántúl déli részén, a már említett, 1500—2000 m mélység körüli alacsony nyomás azaz a +30—+50 méter tengerszintre átszámított vízoszlopnyomás. Ugyanis a nyitott hasadékokban éppúgy mint a kutakban, a víz hőtágulásának hatására nyomáscsökkenés áll elő.

A Tiszántúl déli részén —2000 m-ben észlelt +50 m t sz f. átszámított nyomás 2050 att/10 tényleges nyomásnak felel meg. Vizsgáljuk meg, hogy mi lesz a víz nyomása egy nyitott hasadékban a —2000 m-es szinten, vagyis +80 m-es térszín mellett 280 m-es mélységben, ha a tiszakécskeihez hasonló anomália alatt —2000 m-ben ugyanakkora nyomást tételezünk fel.

Fel kell tételeznünk, hogy a tiszakékcskeihez hasonló hasadékok lehatolnak a fő hévíztartó szintekig, vagyis példánk esetében —2000 m-ig. E hasadék alján kb. 2050 att/10 nyomást (Pm) és 120 C°-ot kell feltételezni. A hasadék tetején pedig —200 m-en 40 C°-ot. A vetőben tehát 1800 m vízoszlop van (h), melynek átlagos fajsúlya a fenti nyomás és hőmérséklet viszonyok mellett (SCSELKACSEV—LAPUK, 1952)

tiszta víz esetében	$(\gamma_t) = 0{,}974$
gázos víznél	$(\gamma_g) = 0{,}971$

A vetőben levő vízoszlop nyomása (P_v)

$$P_v = h \cdot \gamma$$

tiszta víz esetében	(P_{vt}) 1753,2 att/10
gázos víznél	(P_{vg}) 1747,8 att/10

A vető tetején (—200 m t sz. a.) a tényleges nyomás (P_r) tehát:

$$P_r = P_m - P_r$$

ami tiszta víz esetében

$$2050 - 1753{,}2 = 296{,}8 \text{ att/10},$$

gázos vízzel számolva

$$2050 - 17147{,}8 = 302{,}2 \text{ att/10}$$

Tiszakécske környékén 280 m mélységben a tényleges nyomás 280 att/10 körül van, tehát az artézi vizek ebből a szintből kb. a térszínig emelkednek. A vető tetejére számított nyomás (296,8—302,2 att/10) ennél jóval nagyobb, ami azt jelenti, hogy megvan a lehetősége annak, hogy a vető mentén a hévíz feláramoljon a felszínközeli hideg ártézi vizes szintekbe és nyomáscsökkenést okozzon a hévíztartóban. Ez elég nagy távolságra elhathat, hiszen a hideg ártézi víz és a termálvíz tényleges nyomása közt

$$296{,}8 - 280 = 16{,}8 \text{ att/10}$$
$$302{,}2 - 280 = 22{,}2 \text{ att/10}$$

Így a termális vetők csapoló hatása 50—100 km-es távolságra is elhathat. Az ártézi vízszint térképeink tanúsága szerint az Alföldön kb. ilyen távolságban a nyomásszint esése 20 méter (att/10).

Összefoglalva, az alföldi termálvizek alacsony nyomása bizonyítéka annak, hogy e hévizek hidraulikai, vagyis áramló vízrendszerbe tartoznak. Egyes szintek feltűnően alacsony nyomását elsősorban vetők megcsapoló hatásának tulajdoníthatjuk. A *6. ábra* szerint számos termális vonal és nyitott hasadék mutatható ki az Alföldön belül is. Az eddigi mérések azt bizonyítják, hogy a jelenlegi termelés lényegesen nem csökkentette a hévizek nyomását. A fenti megállapítások alapján jogosan feltételezhetjük, hogy a kitermelt termális (mélységi víz) nagy része utánpótlódik.

IRODALOM

1. Bélteky L.: Magyarország területének geotermikus viszonyai az 1956—1965. évi kútfúrásokban végzett hőmérsékleti mérések alapján, 1966.
2. Erdélyi M.: A Hajdúság vízföldtana, Hidrológiai Közl., 2, 1960.
3. Korim K.: Nagymélységű porózus víztároló rendszereink jellemzői, működés módja és kutatási módszerei. VITUKI, Tudományos Napok II. ülésszak, 2, 1972.
4. Kőrössy L.: Mélyföldtani és fejlődéstörténeti vázlatok a magyarországi pannonból. A magyarországi pannonkori képződmények kutatásai. 1972.
5. Scherf E.: Mikrotektonikai és hidrogeomorfológiai kapcsolatok az Alföld déli részén és ezeknek gyakorlati jelentősége. Hidrológiai Közl., 6, 1967.
6. Schmidt E. R.: Magyarország vízföldtani atlasza. 1961.
7. Scselkacsev, V. N.—Lapuk B. B.: Földalatti hidraulika, 1952.
8. Szebényi L.: Az artézi víz utánpótlódásának kérdése az Alföld északi peremén. (Kandidátusi értekezés). 1957.
9. Stegena L.: Szénhidrogén akkumuláció és földtani vízáramlás a magyar medence üledékeiben. II. Anyag és Energiaáramlási Ankét, 1971.
10. Sümeghy J.: Die geothermischen Gradienten des Alföld. Földt. Int. Évk., **XXVIII**, 3, 1929.
11. Sümeghy J.: A Tiszántúl. Magyar Tájak Földtani Leírása, **6**, 1944.
12. VITUKI: Magyarország hévízkútjai, **I—II**, 1965, 1971.

SZÉNHIDROGÉNEK FÖLDALATTI MOZGÁSÁNAK TERMÉSZETES AKADÁLYAI

RÁCZ DÁNIEL

A kőolaj- és földgáztelepek leművelésénél, rétegfizikai, termelési és geológiai adatok feldolgozásánál megfigyelhető, hogy a szénhidrogént tartalmazó kőzetek fizikai paraméterei — sok esetben — lényegesen eltérnek a szénhidrogént nem tartalmazó, egyébként azonos körülmények között kialakult tárolókőzetek jellemzőitől. Az olaj-víz határ alatt a vizes zónák általában tömöttebbek. Gyakran a víz-olaj határ alatt megnövekedett ellenállás akadályozza a víznek, mint kiszorító közegnek az előrehaladását.

A szénhidrogén és azzal összefüggő víztároló rendszerek együttes megfigyelése termelési és rétegfizikai adatok alapján legegyszerűbben az *anyagmérleg egyenletek* segítségével lehetséges.

Az anyagmérleg számítás, — de a teljes termelésfolyamat előrejelzésének — alapvető feltétele a vízbeáramlás megfigyelése, illetve kiszámítása. A víztest hatásának figyelembevételére és a vízbeáramlás mértékének számítására egyszerűsített és bonyolultabb összefüggések állnak rendelkezésünkre. A közvetlen és közvetett számítási módszerek abban általában megegyeznek, hogy a víz-olaj határon érvényesülő depresszióval hozzák összefüggésbe a beáramlott összes vízmennyiséget.

SCHILTHUIS (1946) *javasolt számítási módszere* szerint a ΣV kummulatív vízbeáramlás számítható

$$\Sigma V = C_s \int_0^{\Theta} \Delta p d\Theta \ldots \tag{1}$$

összefüggés alapján, ahol

C_s — koefficiens, amely magában foglalja; az áteresztőképességet, a víz viszkozitást, az elárasztott zóna területét.

Δ_p = a peremi víznyomás és a rétegnyomás különbsége bármely Θ időpontban.

Másik képlet *egyszerűsített* HURST-féle képlet néven ismeretes

$$\Sigma V_v = C_n \int_0^{\Theta} \frac{\Delta p}{\log \Theta} d\Theta \ldots \tag{2}$$

MTA X. Osztályának Közleményei 6/1–4. 1973

C_n — állandó azoktól a paraméterektől függ, mint a C_s érték.

A logaritmikus összefüggés bevezetése bizonyos mértékben figyelembe veszi a tápterület sugarának változását.

HURST (1943) *a probléma bonyolultabb megoldását is javasolta, amely figyelembe veszi a végtelen víztárolóból történő vízbetörés tranziens jellegét.*

Ennél a módszernél a vizet is változó δ_v sűrűségű folyadéknak tekintjük

$$\delta_v = \delta_{v0} e^{-C_v}(P_0 - P) \tag{3}$$

ahol

δ_{v0} — a víz sűrűsége eredeti p_0 nyomáson

c_v — a víz kompresszibilitási tényezője

p — a mezőbeni nyomás

A DARCY *törvényt alkalmazva és a levezetéseket mellőzve,* HURST *végső képlete*

$$\Sigma V = \frac{2\pi k\sigma h}{\mu} \frac{R^2}{a^2} \int_0^t \frac{dp}{dt'} G\left[\frac{a^2(t-t')}{R^2}\right] dt' \tag{4}$$

ahol

σ — a mező peremének az a szakasza, ahol a víz beáramlik

R — a mező átlagos sugara

h — a tároló vastagsága

$\frac{dp}{dt}$ — a nyomásváltozási görbének az időre vonatkoztatott differenciálhányadosa

$G\left[\frac{a^2(t-t')}{R^2}\right]$ — lépcsős függvények megoldásai, amelyek digramokról olvashatók le.

VAN EVERDINGEN és HURST (1949) *tökéletesebb megoldást javasolt a tranziens vízbetörés számításához,* amely már a véges víztároló lehetőségét is figyelembe veszi.

Ennél a megoldásnál a vizet tartalmazó réteget olyan tárolónak tekinthetjük, amelyben az olajtároló felel meg a kútnak, mint „forrásnak" és a víz áramlik a kút (a réteg) felé.

Ez a módszer is mindenképpen közelítő számítási megoldást ad. A gyakorlati számításhoz az alábbi összefüggés adható meg:

$$\Sigma V = 2\pi\Phi C_{ve} h_e R_E^2 \left[\sum_{j=0}^{i=1} \Delta pQ(\bar{t}_{i+1} - \bar{t}_j)\right] \tag{5}$$

ahol

$\bar{t}$ — a dimenzió nélküli idő

$\bar{t} - \frac{k}{\Phi\mu_v C_{ve}} \frac{1}{R_E^2} t \ldots$

C_{ve} — a víz effektív kompresszibilitása

R_E — ekvivalens mezőbeli sugár

$Q(\bar{t}_{i+1} - t_j)$ — egységnyi hosszra, nyomáskülönbségre és dimenzió nélküli időkülönbségre jutó vízbeáramlás

Δp — Δ_z idő-intervallumra jutó nyomáskülönbség

k — áteresztőképesség darcy-ban

Φ — porozitás százalékban

μ_v — a víz viszkozitása centipoisban

h_e — az effektív termelőréteg vastagsága

A víz-beáramlásra vonatkozó alapvető elvi összefüggéseket meghagyva fejlesztették tovább a módszereket. Gyakorlati megfigyelések alapján korrekciós tényezőket vezettek be, empirikus összefüggéseket igyekezett meghatározni már 1945-ben MUSKAT és WOODS, azt követően számos kutató.

A VNII kutatói elméletileg felállított összefüggések alapján korrekciós szorzótényező bevezetésével a módszereket gyakorlatilag elfogadhatóbbá tették.

EFROSZ (1958) „Z" *szorzótényező bevezetését* javasolta, amelyet a kiszorított zóna telítettségváltozása alapján lehet kiszámítani:

$$Z = \sqrt{\frac{\Phi \mu_e V}{150\, Q(t)}} \tag{6}$$

ahol

$Q(t)$ — a tárolóba t idő alatt beáramlott víz mennyisége

Φ — porozitás

$\mu_e = \dfrac{\mu_0}{\mu_v}$

V — kőzettérfogat

AFANASZJEVA (1960) *és több szovjet kutató fejlesztette tovább a módszert.* Tervkészítésünk során mi is alkalmaztuk a „Z" korrekciós tényezőt. Az alkalmazásnál a tárolót úgy fogtuk fel, mint egy rendkívül nagy kutat, amelyet körülvesz az a víztest, amelyből a víz beáramlása történik.

A vízbeáramlásra vonatkozó egyszerűbb és bonyolultabb számítások, az exponenciális integrál függvényekkel kifejtett módszerek és mindazon módszerek, amelyek a fázishatárok elmozdulását, az olajtesten belüli szivárgást és más tényezőket is figyelembe vesznek, nem veszik számításba, hogy az olajos réteg határán a víz és olaj érintkezési zónájában megnövekedett ellenállású zóna kialakulhatott és ez változtathatja meg az exponenciális integrál függvényt.

A nemzetközi megfigyelések, valamint a hazai; nagylengyeli, budafai, lovászi mezők leművelésénél azt láttuk, hogy a víz utánáramlás az ismertetett összefüggésekkel ellentétben rendkívül szabálytalanul alakult. A vízbeáramlásnak különböző irányait és intenzitásait figyeltük meg. Egyes helyeken a tároló-

részek gyakorlatilag lezáródtak, másutt a vízbetörés a legváratlanabb helyen magas szerkezeti helyzetben is bekövetkezett.

Kisebb-nagyobb méretű megnövekedett ellenállású zóna alakult ki, amely az áramlás iránya szerinti soros vagy párhuzamos kapcsolódása révén hatással van a vízbeáramlás folyamatára.

Kimutattam, hogy a víz-olaj határ alatt és felett a kőzetparaméter különbségek nem véletlenszerűen, hanem általánosságban fennállnak és az a szénhidrogének jelenlétével hozható kapcsolatba.

A felvetés helytállóságát bizonyítani lehet az olaj-víz határt figyelő kutak során nyert tapasztalatokkal, porozitás, áteresztőképesség mérések, repedezettségi vizsgálatok, karotázs értelmezések révén, mindenekelőtt laboratóriumi vizsgálatok alapján. Mindezeket különböző irodalmi közlésekben és előadásokban megtettem. Moszkvai VIII. Olajipari Világkongresszus anyagai Chemical Geology, 1971; Előadás Calgary (Kanada) az IUTAM-IUUG áramlástudományos szimpóziumon (1971); KŐOLAJ- ÉS FÖLGÁZ, 1972. Itt néhány gyakorlati vonatkozást említek és néhány laboratóriumi vizsgálati eredményt mutatok be.

A vizes zónában erőteljesebben végbemenő odást és kicsapódást kiváltó közismert és kellő alapossággal feldolgozott okok (hőmérséklet-, nyomásváltozás, párolgás, sótartalom-változás, telítettségnövekedés, stb.) mellett az alapvető okok közé kell sorolni a szénhidrogének és a rétegvíz érintkezése folytán bekövetkező fizikai-kémiai változásokat.

A jelenséget az egymással gyakorlatilag nem elegyedő szénhidrogén és víz közös komponensének, a CO_2-nak diffúziójával és látszólagos extrakciós folyamat létrejöttével lehet magyarázni.

A rétegvízben eredetileg megtalálható, vagy áramlás, diffúzió révén az olajos és gázos rétegek körzetébe jutott CO_2-ot, illetve annak egy részét a szénhidrogének elvonják. A gyakorlati megközelítés számára elfogadható, ha az extrakció folyamatának vizsgálatára bevezetett megoszlási hányados alapján következtetünk az elvonás mértékére és irányára.

A CO_2 elvonás révén kicsapódás következik be pl. a

$$Ca(HCO_3)_2 \rightleftharpoons CaCO_3 + H_2O + CO_2$$

egyensúlyi összefüggésnek megfelelően.

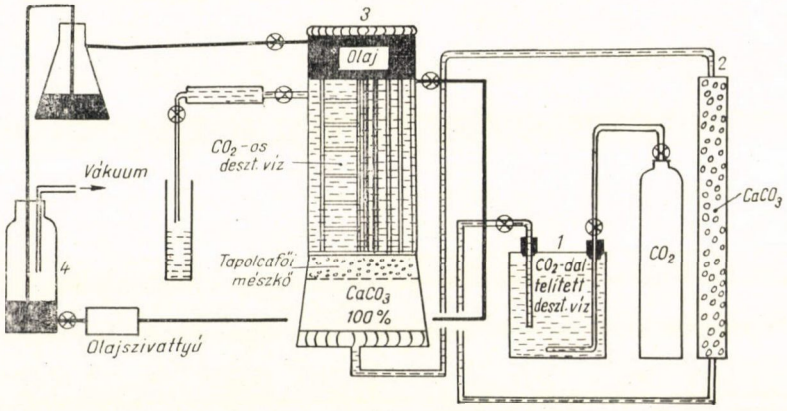
Ez az összefüggés azonban csak egy alapjelenség magyarázatára megfelelő. Valójában a teljes ion-elegy rendszer változása következik be.

A CO_2-eloszlás és az annak révén bekövetkező $CaCO_3$-kicsapódás különböző diffúziómodellekkel leutánozható. Laboratóriumi vizsgálataink során bebizonyosodott, hogy a $CaCO_3$-kiválás a víz és olaj érintkezésénél megy végbe a legintenzívebben.

A dinamikus modellel az is kimutatható volt, hogy a víz és olaj érintkezési felületétől távolodva a kivált $CaCO_3$ mennyisége csökkent.

A dinamikus vizsgálatokat az *1. ábrán* vázlatotosan bemutatott készülékkel végeztük.

A kísérleti berendezés (1) edényében CO_2-dal telített desztillált vizet állítottunk elő olyan módon, hogy egy CO_2-palackból átbuborékoltatással,



1. ábra. Diffúziós készülék vázlata

illetve az edény felső részén mindenkori CO_2-„párna" kialakításával az egyensúly biztosítva volt.

Ezt a CO_2-dal szobahőmérsékleten és 0,2—0,3 at nyomáson telített szénsavas vizet porított $CaCO_3$-kolonnán (2) keresztül átnyomtuk azért, hogy a H_2CO_3 oldja fel a $CaCO_3$ egy részét, így $Ca(HCO_3)_2$-ban feldúsítva benyomtuk a diffúziós készülék (3) alsó részébe, amelynek az alján még tiszta $CaCO_3$ volt elhelyezve. Az ilyen módon telített folyadékot az olajnívó alatt kb. 1 cm-re elhelyezett bal-oldali részen vezettük el.

A (4) telítő edényből meghatározott forráspontú tiszta petróleumot nyomtunk olajszivattyún keresztül a (3) készülék felső részébe.

Ezen olaj a felső baloldali kilépő nyíláson távozott és kiszellőző edényrendszereken keresztül jutott ismét a (4) tartályba. Ezáltal reprodukálni kívántuk az olyan szénhidrogén-rendszer CO_2-felvevő képességét, amely nagy kiterjedésénél fogva nagy mennyiségű CO_2-ot képes elvonni és a $CaCO_3$ kicsapódását beindítani. A (3) diffúziós edény belső részében különböző formában üveglapokat helyeztünk el, amelyen megfigyelni kívántuk a kiváló csapadékot.

A kísérleti berendezés és a fizikai jellemző bizonyos mértékű változtatása mellett több méréssorozatot végeztettünk.

A dinamikus viszonyok között a diffúziós modellben az elméletileg előre jelzett mennyiségnél a várakozásnak megfelelően kevesebb csapadékkiválás állapítható meg. Ez a jelenség a kiválás bizonyos kinetikai akadályaira vezethető vissza.

Az azonban egyértelműen megállapítható volt, hogy a víz-olaj határtól lefelé csökkenő mértékben jelentős mennyiségű $CaCO_3$ csapódott ki. Ez vizuálisan és mérések alapján is megfigyelhető volt.

Az 1. táblázatból láthatjuk az egyik típusú kísérlet eredményét.

1. táblázat

Lemez	Távolság az olaj víz határtól cm	$CaCO_3$	A $CaCO_3$-tal bevont felület cm^2	Fajlagos mennyiség mg/cm^2
1.	1,5	1,571	2,2	0,714
2.	4,0	0,971	2,9	0,335
3.	6,5	0,460	3,0	0,153

A dinamikus vizsgálatok mellett nyugalmi állapotban a diffúziós folyamatnak a hatását kimutattuk az olaj és a $Ca(HCO_3)$-tal telített vizes közeg határán; bizonyítottuk, hogy az akkumulálódott szénhidrogén hatással van a $CaCO_3$ kicsapódására, és hogy a kiválás nem általában és bármely helyen, hanem elsősorban a határzónában megy végbe.

A *2. ábra* a pertóleummal és $Ca(HCO_3)$-tal telített víz egymásra hatását mutatja.

Az ábrán jól megfigyelhető a $CaCO_3$-nak az olaj-víz határ felületén való kiválása. Az a bizonyos mennyiségű kristályos anyag, amely az edény alján is látható, a kivált csapadék időközbeni lesüllyedéséből származott. Ez a jelenség a kísérlet során menet közben is megfigyelhető volt.

Hasonló elven karbonátos víz és rétegolaj egymásra hatását is vizsgáltuk statikus körülmények között.

A kísérletben algyői, lovászi és magylengyeli rétegolajat használtunk fel, és a rétegvízmodellt az algyői, lovászi és nagylengyeli állapothoz közelítve állítottuk be.

A kísérlethez felhasznált vizet telítőszifonban széndioxiddal telítettük, és a telítőedényből mészkőtörmelékre engedtük ki. A telített oldatot mérőhengerbe töltöttük és megfelelő olajat rétegeztünk fölé.

A kísérlet fényképét 1 hónap múlva mutatják a *3.* és *4. ábrák.*

Nyilvánvaló, hogy a tárolóban is elsősorban a víz-olaj határ közelében következik be a csapadékkiválás a repedések, pórusok eltömődése, kitöltődése.

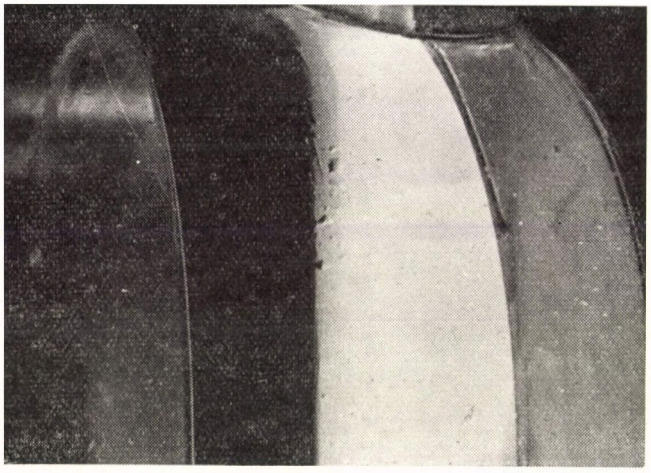
Úgy tűnik, hogy a geológiai korok során a tárolók lezáródásra törekszenek, megnövelve környezetük áramlási ellenállását.

A megfigyeléseim kiterjedtek nagylengyeli kutakra ún. megfigyelő kutakra, nagylengyeli blokkokra, homokkő tárolókra, Algyőre, Pusztaföldvárra, stb. A jelenséget megfigyelték az USA-ban a Mississipi formáció karbonátokban Wexburn, Midal és Steelman, Rival, Wiley, Glenburn tárolókban,

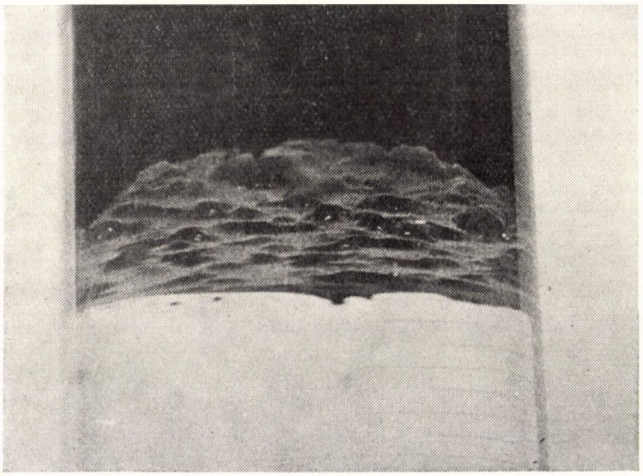
Saskatchawanban, Alida, Nottingham, Parkman mezőkben, Manitobaban, Daló, Virden, stb. mezőkben. Középkeleten Szaud-Arábiában a Katar félszigeten Dukhan olajmezőben, Abu Dhatti sejkségben levő Murban olajmezőben, és több más helyen.

A földalatti gátképződés, a határzónák eltömődése és a heterogenitás fokozódása nagymértékben befolyásolja az egyes kiszorító mechanizmusok érvényesülését, gátolja a kúthoz történő olaj- és gáz áramlást.

Célszerű ezért a kutatás alatti területeket ebből a szempontból is vizsgálat tárgyává tenni. Vizsgálni kell a szénhidrogén és vízrendszerek egymásra

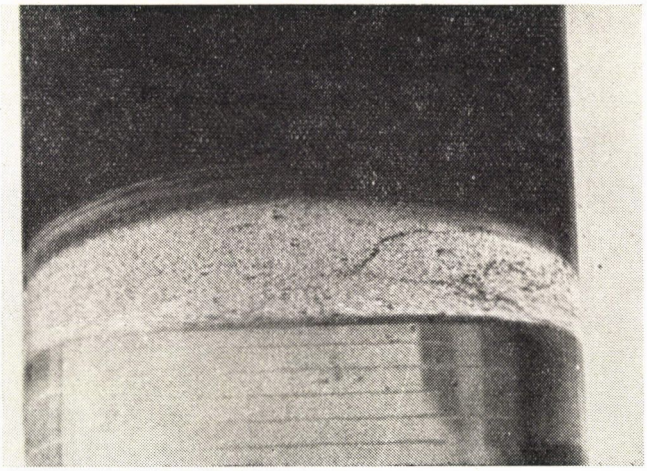


2. ábra. Petróleummal és $Ca(HCO_3)$-al telített víz egymásra hatása



3. ábra. Algyői olaj-desztillált víz rendszer

hatását, heterogén tárolórendszerek kialakulásának körülményeit, a lefűződések és elzáródások okait. A műveléstervezésénél, a termelés előrejelzésénél ezeket a szempontokat figyelembe kell venni, mert felvilágosítást kaphatunk arra, hogy a szénhidrogén és víztároló rendszerekből, milyen vízutánáramlásra számíthatunk. A termeltetés során hol jelentkezik fokozottabb vízelőretörés és hol nem fogunk vízutánpótlást kapni.



4. ábra. Nagylengyeli (hígitott) olaj-nagylengyeli rétegvíz modell

A legtöbb forráselmélettől eltérően a vízutánáramlást alapvetően nem egy homogénrendszer együttes és átlagos paraméterei határozzák meg, hanem olyan sorbakapcsolt ellenállás, amely összegeződése révén korlátozza a vízutánáramlást. Talpi vízkiszorításos rendszernél pl. Nagylengyelben, ha a megcsapolás mértéke nagyobb, mint a csökkent áteresztőképességű zóna átbocsátó kapacitása, a víz megkeresi a legkisebb ellenállású csatornákat, a legkülönbözőbb helyeken magasabb szerkezeti helyzetben is megjelenik.

Ha az ellenállási zónán átszűrődött vízmennyiséggel arányos kőolajtermelés folyik a víz felemelkedés a termeléssel szabályozható, a kihozatal javítható. Ellenkező esetben a kőolaj kihozatal nagymértékben romlik. A peremi vízbeáramlásoknál is hasonló esettel állunk szemben, ha a vízutánáramlás nem követi és nem tudja pótolni a csökkenő rétegnyomást, nem biztosítható egy egyenletes vízfront, a víz előretörése azon a helyen fog bekövetkezni ahol nagyobb csatornák, nagyobb áteresztőképességű zónák vannak. Lefűződések keletkeznek, s a kihozatal romlik.

A kutak körzetében az egyes területeken mutatkozó kőzetromlások az adott kút termelékenységére vannak hatással. A kúthoz történő folyadék áramlá-

sa nem megfelelő, nagy depresszióval tudjuk az olajat a felszínre emelni, ennek hatása közismerten káros.

Az előzőkből érzékelhetjük, hogy egyenletes vízutánáramlást a természeti adottságok mellett nagyon nehezen lehet megvalósítani, még akkor is, ha a kutak termelésének szabályozását „kézbentartjuk" és megfelelő kútcsapolással, kútelhelyezéssel törekszünk annak megvalósítására.

A tárolórendszer alapos megismerése után az okozati összefüggések felderítésével egyidőben olyan mesterséges beavatkozást kell tervezni, amellyel a hibákat, akadályokat el lehet hárítani.

RÉTEGTANI SZINTHEZ KÖTÖTT ÉRCESEDÉS GENETIKAI PROBLÉMÁI, FÖLDTANI FELTÉTELEI, A HAZAI GEOKÉMIAI VIZSGÁLATOK EREDMÉNYEI ALAPJÁN

CSALAGOVITS IMRE

Az üledékes környezetben, meghatározott rétegtani szintben kialakult (sztratiform) érctelepek gazdasági jelentőségét jelzi, hogy a világ réz-, ólom- és cinkérc készletének nagyrészét ilyen típusú telepek tartalmazzák. A törmelékes és karbonátos formációk, általában konkordáns érctelepeinek genezise azonban ma is vitatott, prognózis elmélete kialakulatlan.

Az országos ritkafémkutatási program során a Földtani Intézetben közel 9000 mezozóos kőzetminta színképelemzési adatait értékeltük. A legfontosabb rétegtani, szerkezetföldtani, geokémiai ércteleptani adatok figyelembevételével. A kialakított genetikai modell új alapot adhat egyes sztratiform érctelepek prognózis elméletének kidolgozásához.

A mecseki, balatonfelvidéki és É-magyarországi alsó- és középső-triász törmelékes és karbonátos összletek ólom-, cink- és rézindikációi, valamint vasérctelepei régóta ismeretesek (PANTÓ G. és VENDEL M., továbbá BALOGH K., HERNYÁK, G., KOCH S., MORVAI G., PAPP F., TOKODY L., VÁRSZEGI K. és VIRÁGH K.) A szeizi összletben található rézércesedést a szakemberek többsége üledékes diagenetikus keletkezésűnek tartja, míg a középső triász polimetallikus ércesedést egységesen hidrotermális, metaszomatikus eredetűeknek tekintik.

Az alsó és középső triász összleteink kőzetgyakorisága figyelembevételével számított átlagos Ag, As, Bi, Cu, Pb, Sb, Zn koncentrációi a hazai mezozóos átlagértékeket, de a világ üledékes kőzeteinek átlagértékeit is többszörösen felülmúlják. Az említett ércindikációk anomális geokémiai környezetben alakultak ki. A vizsgált összlet litosztratigráfiai szempontból három szintre különül: az uralkodóan törmelékes kőzetekből álló szeizi, márgás összetételű alsó és középső kampili és karbonátos felépítésű felső kampili, alsó anizusi képződmények.

A legmagasabb kalkofil átlagértékek a litorális kifejlődésű mecseki és északbakonyi szeizi összletek zöldesszürke homokköveiben jelentkeznek.

A szublitorális, finomabbszemű, karbonátosabb kifejlődésű balatonfelvidéki és bükki szeizi összletekben felhalmozódásuk csekélyebb. A szeizi anomáliák rétegtani szinthez és litorális fácieshez kötöttsége szingenetikus érce-

sedés feltételezésére adhat alapot. Ezt a feltételezést azonban el kell vetnünk, mert az oxidatív körülmények közt képződött, szervesanyagban szegény, litorális fáciesekben a szingenetikus szulfidképződés elképzelhetetlen. A szingenetikus ércesedés ellen szól a reduktivabb szublitorális zónákban észlelt csekélyebb elemdusulás is. A szingenetikus ércesedés mellett a diagenetikus ércesedés lehetőségét is figyelmen kívül kellett hagyni, mivel az anomális összlet egészét tekintve a diagenézis feltehetően izokémikus folyamat. Az általában vörös színű, oxidatív, szervesanyagban szegény szeizi összlet relatíve legpermeabilisabb homokkövei — feltehetően a rajtuk átáramló kénhidrogénes oldatok következtében — utólagosan redukálódtak. Ezekben a reduktív zöldesszürke homokkövekben mértük a ritkafémkoncentrációk maximumait. A szeizi színesfém-anomáliák kialakulása így az összleten átszivárgó vizek és a mellékkőzet közt lezajlott redoxfolyamatokra vezethető vissza. Így a szeizi ércesédés epi-katagenetikus eredetű.

A triász ércesedéssel kapcsolatos további vizsgálatainkat Rudabányán, legjobban ismert triászösszleteink egyikén végeztük.

Eruptív tevékenységgel kapcsolatos hidrotermális metaszomatózis ellen ellenvetések tehetők: 1. az ércesedés környezetében ércesedéssel kapcsolatba hozható magmás képződményeket nem ismerünk. A bodva-szorosi vulkanitokban is kimutatható a metaszomatózis hatása. 2. Csak alacsony hőmérsékleteken keletkezett ércesedésről tudunk, a magasabb termék felé mutató átmenetek nem ismertek.

Ezért felvetődött a metaszomatózist kiváltó okként a színorogén metamorfózissal kapcsolatos elemmigráció. PANTÓ G. szerint az anyagvándorlás megindításában az ausztriai fázisnak lehetett szerepe. A posztorogén (paleogén-korú) ércesedés és a szinorogén (kréta időszaki) elemmigráció együttes feltételezése azonban ellentmondásos. A kompressziós zóna, vagyis nyomásmaximum felé történő oldatvándorlás egyébként is nehezen értelmezhető. A hidrotermális oldatok eredetével kapcsolatos problémák növekednek, ha az ércesedés rétegtani szinthez kötöttségét is figyelembe vesszük. Nem világos miért rekedtek meg az ércesedést előidéző oldatok a karbonátos összlet legalsó szintjében és miért nem találjuk a metaszomatózis nyomát a felső, litológiailag azonos szintekben.

A ritkaelemasszociáció alapján geokémiai hasonlóság mutatkozik a rudabányai és dunántúli alsó és középső triász ritkafém-anomáliák között. A rudabányaihoz hasonló alsó és középső triász érctelep Közép-Európa gyakori teleptípusa (Felső-Szilézia, Jugoszlávia, Ausztria). Ezért a mataszomatózis létrejöttében regionálisan ható okok játszhattak közre.

Minthogy a törmelékes kőzetekből álló szeizi és karbonátos felépítésű anizusi összletekben kialakult ércesedés geokémiailag azonos, az impermeabilitás kampili márgaösszlet fedő- és fekvőösszletében kialakult ércesedés feltehetően genetikailag is azonos.

A dolomitok kizárólagos elsődlegességéről vallott nézetek is az új vizsgálati eredmények alapján felülvizsgálatra szorulnak. A FJODOROV-asztalos mérésekkel VARGA Antalné megállapította, hogy a sziderit- és dolomit szinkron keletkezésével kell számolnunk.

Magnézium-metaszomatózist jelez a terület bázisos vulkanitjainak szerpentinesedése is. A mészkő-dolomit-magnezit-ankerit-sziderit sor esetében kimutatott koncentráció átmenetek is alátámasztják az együttes Fe, Mg-metaszomatózis feltevését.

Feltételezhető tehát, hogy a rudabánya-típusú ércesedést egy komplex, fő elemeit tekintve Fe, Mg; nyomelemeit tekintve Cu, Pb, Zn, Ba, Ag, As, Sb, Hg-felszabadulással, vándorlással és kicsapódással járó folyamat alakította ki.

A rudabányai érces összlettel rokon felső-sziléziai, jugoszláviai, ausztriai előfordulások és a dunántúli ércindikációk megegyeznek abban, hogy a törmelékes fekvőösszlet és a középső triász karbonátos formáció határzónáján alakultak ki.

Minthogy szerkezeti helyzetüket tekintve változatos képet mutatnak, teleptani azonosságuk a litosztratigrafiai azonosságukban gyökerezhet, Az ércanyag csak a feküösszletből származhat, így az azonos felépítésű feküt ért regionális hatásokból kell levezetnünk az elemmobilizációt. A színorogén metamorfózissal, palingén gránitosodással sok esetben együttjáró Fe-Mg felszabadulás elvileg kapcsolatba hozható az alacsonyabb pt-viszonyok közt lezajló Fe-Mg metaszomatózissal. E feltételezés azonban konkrét földtani adatokkal itt alá nem támasztható.

Különös figyelmet érdemelnek az alacsony pt-viszonyok közt lejátszódó agyagásvány-átalakulások. Megfigyeléseink szerint a metaszomatózisban résztvevő elemek a törmelékes kőzetek közül a montmorillonitos kőzetekben halmozódnak fel leginkább. Ezért a legvalószínűbb, hogy a feküösszlet montmorillonitjainak zártabb szerkezetű illitté alakulása idézi elő a Fe, Mg és kalkofil elemek mobilizációját és frontális migrációját.

Az ércesedéssel kapcsolatban karbonát- (dolomit, ankerit, sziderit) szulfid- (galenit, kalkopirit, pirit, bornit, fakóércek) és szulfát-kiválás (barit) is jelentkezik. A kalkofil elemek és a vas oldatos vándorlásának a szulfid, míg a Ba vándorlásának a szulfátanion hiánya kedvez. Ez az ionantagonizmus két, egymástól független, migrációs rendszer feltételezéséhez vezet. Egymástól vízzáró összlettel elválasztott két mélységi vízrendszer földtani realitás is: az alsó perm — alsó triász törmelékes és a felső — középső triász karbonátos víztározó rendszert az impermeabilis kampili összlet választja el.

A vízrendszerek kémizmusának rekonstruálására abból kell kiindulnunk, hogy a mélységi vizek kémizmusát környezetük geokémiai jellege határozza meg. A karbonátszegény, oxidatív feküösszlet pórusvizeit ennek megfelelően kloridos-szulfátos összetételűnek tartjuk. Ez lehetővé teszi a fekü átalakulása során felszabaduló kationok (Fe, Mg, Cu, Pb, Zn) vizes oldatban történő migrációját.

A karbonátos kőzetekből álló középső triász-összlet hasadékvizeit a hidrokarbonátos típusba kell sorolni. A metaszomatózis során szulfidásványok, vas és mangánkarbonátok csak abban az esetben képződhettek, ha a hasadékvizek szabad szulfidaniont is tartalmaznak. A szénhidrogének energiáját felhasználó bakteriális szulfátredukció mint kénhidrogénképző folyamat a harkányi és más, triászból eredő termálvizekben is feltehető, s így a triász metaszomatitok, evaporitok, és bitumenes kőzetek térbeli kapcsolata genetikailag is figyelemreméltó.

Az impermeabilis kampili összletet áttörő diszjunktív szerkezeti vonalak kialakulása után a két mélységi vízrendszer közvetlen kapcsolatba került, a rétegnyomás alakulásának megfelelően keveredett. Az eltérő hőmérsékletű és kémizmusú vízrendszerek keveredése, a két migrációs rendszer kölcsönhatása során lezajló kémiai — elsősorban redox — folyamatok az érc-anyag kicsapódásához vezettek. A szulfátos-kloridos, valamint a hidrokarbonátos-kénhidrogénes mélységi vizek kölcsönhatásából elméletileg levezethető a dolomitos-sziderites-színesfémszulfidos metaszomatózis. A metaszomatitok teleptani sajátosságai e feltevéssel jól egyeztethetők. A rudabányai ércesedés esetében az ércképződmények meghatározott rétegtani szintben történő megjelenésére kielégítő magyarázatot ad. A kampili összlet mint permeabilitási határfelület litosztratigráfiailag meghatározza az ércesedés szintjét, az ércanyag rétegszerű települése érthetővé válik az üledékes eredet feltételezése nélkül is.

A metaszomatikusan keletkezett ásványok együttes megjelenése nem jelent egyidejű keletkezést. A rudabányai ércesedéssel rokon középeurópai metaszomatikus érctelepeknél az ércesedés zónalitását figyelték meg: alulról felfelé haladva az egyes szinteken a következő ércásványok dominanciáját ismerték fel: kalkozin, bornit, kalkopirit, pirit, galenit, szfalerit. Saját vizsgálati eredményeink szerint a Cu és Pb szulfidok a szideritekhez kapcsolódnak, míg a Zn-felhalmozódás a dolomitos összletekben figyelhető meg. A különböző generációhoz tartozó ércásványok egymás mellett is megjelennek, jelezve az ércképződés ciklikus jellegét. Ugyanekkor egy statisztikusan értelmezhető vertikális zónalitás is kialakul.

Az ércesedés ciklikussága és zonalitása az előadott ércképződési modellben jól értelmezhető. A rudabányai metaszomatózis hosszan elnyúló, több szakaszra osztható folyamatnak tekinthető (Pantó G. 1956). Mivel az ércesedés szintje litosztratigrafiailag determinált az ércesedő összlet a környezetéhez képest süllyedő, vagy emelkedő mozgása az ércesedés pt- és fiziko-kémiai viszonyainak változását eredményezi. A süllyedő periódus progresszív metaszomatózist eredményez, mivel az egymást követő ércásvány-generációk egyre magasabb hőmérsékleten képződnek. A kiemelkedés időszakára viszont a regresszív ércképződés jellemző. A metaszomatózis tehát a diszjunktív szerkezeti vonalak mentén bekövetkezett kiemelkesések, süllyedések sajátságos geokémiai tükröződése.

Az új genetikai kép alapján az ércprognózis alapjai a következők. A rudabányaihoz hasonló keletkezésű kétfázisú pszeudohidrotermális szedimentogén metaszomatikus ércesedés több feltétel egyidejű teljesülése esetén várható:

a) vízzáró képződményekkel elválasztott, de egymásra települő vastag, törmelékes és karbonátos összletek jelenléte (litosztratigráfiai feltétel);

b) az ércesedés transzgresszív rétegsorokban alakulhat ki, későbbi diszjunktív tektonikai fázisok idején (geotektonikai feltétel);

c) két redoxviszonyaiban és kémizmusában eltérő víztározó rendszer szerkezeti vonalmenti érintkezése, a kénhidrogénes és hidrokarbonátos, valamint kloridos-szulfátos mélységi vizek kölcsönhatása során (paleohidrológiai feltétel);

d) az ércesedés időszakában a terület környezetéhez képest süllyedék, vagyis a mélyszinti ércesedéssel egyidejű üledékképződés színtere (ősföldrajzi feltétel);

Az ércesedés körülményei szerint ez a folyamat epimezotemális ásványképződés, a magasabb hőmérsékleten képződő ásványok hiányoznak. Általában a Fe, Mg, Pb, Zn, Cu, Ba, Cd, Ag, Tl, Ge, Sb, Hg dúsulnak.

Az elmondott feltételek együttes teljesülése a Rudabányai-hegység területén kívül esetleg a szabadbattyáni paleozóos ércesedés esetében is lehetséges.

A zechsteini ércesedés folyamatának értelmezésében is szerepet kaphat az ismertetett genetikai modell.

Vizsgálatra érdemes a hazai középső triász „ún." határdolomitok problémája is. A határdolomitok a rudabányai ércesedéssel megegyező sztratigráfiai szintben alakultak ki és képződésük kapcsolatba hozható metaszomatikus folyamatokkal. Ha a metaszomatózis során a szulfidanion-koncentráció nem éri el a szulfidkiváláshoz szükséges értéket — és ez az általános eset — a metaszomatózis a vegyértékét nem változtató Mg-ra korlátozódik, míg a vas a reduktív közeg hiánya miatt ferrihidroxidok formájában leválik, részben a többi kalkofil elemmel együtt tovább vándorol. Ezt a feltevést látszik igazolni a határdolomitok vörös színe, a triász-karbonátos összleteink repedéseit kitöltő limonitos agyagaink ritkaelem-asszociációja, valamint a Ba határdolomitokban észlelt dúsulása.

IRODALOM

1. Balogh K.: A Bükkhegység földtani képződményei, MÁFI Évkönyv, **XLVIII**, 2, 1964.
2. Csalagovits I.: A mecseki triász ritkafém vizsgálata. MÁFI Adattár, 1968.
3. Csalagovits I.—Nagy E.: Dunántúli szeizi rétegsorok geokémiai vizsgálata, MÁFI Adattár (kiadás alatt), 1968.
4. Hernyák G.—Harnos J.—Baross G.: Jelentés a rudabányai ritkafém- és nyomelemkutatásról. MÁFI Adattár, 1968.
5. Morvai G.: Vasérc. in: Ásványtelepeink földtana, Műszaki Könyvkiadó, 1966.
6. Pantó G.: A rudabányai vasércvonulat földtani felépítése. MÁFI Évkönyv, **XLIV**, 2, 1956.
7. Varga A.-né: A rudabányai vasérces képződmények kőzetszerkezeti vizsgálata, MÁFI Adattár (T = 1008), 1957.

PALEOKLIMATOLÓGIAI FOLYAMATOK ÉS AZ ÚJ GLOBÁLIS TEKTONIKA

SZUBLITOSZFERIKUS GŐZPÁRNAMAGMATIZMUS ÉS KLÍMAINGADOZÁS

*(Beszámoló az új globális tektonikai munkabizottság eredményeiről)**

SZÁDECZKY-KARDOSS ELEMÉR

AKADÉMIKUS

Az új globális tektonikai vizsgálataink néhány új eredményét a következőkben kivonatosan áttekintve, azokat itt a szubdukció, a magmás működés, a Föld térfogatváltozás néhány paleoklimatológiai összefüggésére vonatkozó új eredményekkel egészítjük ki.

Az alapvető megállapítás, amely 1968 óta az új globális tektonikára vonatkozó munkálatainknak magjává vált az, hogy a szubdukcióval kapcsolatos hegységképződés folyamán végbemenő metamorf és magmás kőzetképződés — a nemzetközi irodalom eddigi túlnyomó felfogásával ellentétben — nagyrészben nem a granitoid kristályos kéregnek, hanem a betolódott üledékes kőzet átalakulásának és azt követő több fokozatú parciális kiolvadásának terméke. A betolódásra ui. az izosztatikus meggondolás alapján és az összes eddigi tapasztalati adatok szerint csak az óceáni kéreg alkalmas, ennek pedig nincs granitoid kérge. Az üledékes fedőt képlékenysége miatt túlnyomóan a felszínre kipréselődöttnek gondolták, nem véve figyelembe a szubdukciós övek közvetlenül is kimutatott gyakori dilatációs jellegét, ami a hűtőhatással is előrehatoló képlékeny agyagok betolódásának kedvez.

Következésképp a betolódott lemezek üledékes fedőjéből keletkező metamorf és magmás orogén kőzetek kialakulásával egyidejűleg a mélyben jelentős dehidrációs illótermelés megy végbe. A betolódó üledékekkel lehűtött szubdukciós sáv nagymélységi részében az eredetileg kristályvíz alakjában a filloszilikátokban és zeolitokban megkötött H_2O, továbbá az organikus anyagokban és a karbonátásványokban megkötött CO_2 nagynyomású gőzzé alakul.

* Feladatunkat modellek kidolgozásával igyekeztünk megoldani, amelyeket előzetesen kiküldött anyag alapján a bizottság tagjaival és másokkal, valamint nyilvános vitákon tárgyaltunk. Az állandóan továbbfejlesztett anyagot megfelelőnek ítélt érettségi fokon publikáltuk, elsősorban a Geonómia és Bányászat, folyóirattá átszervezett Osztályközleményekben. A tárgykörben eddig megjelent 16 dolgozat az új globális tektonika mechanizmusára, a szubdukciókutatás módszereire, a mediterrán szubdukció általános jellegére, a Kárpát-Pannon-Dinarid szubdukció rendszerére, a szubdukciónak az ércesedéssel és az üledékképződéssel való kapcsolataira vonatkoznak. Nyomás előtt állnak a szubdukciónak a szénhidrogénképződéssel való kapcsolataira, továbbá a szubdukció alapvető paramétereinek számítására vonatkozó tanulmányok. Saját munkatársainkon kívül különösen kiemeljük STEGENA L., GÉCZY B. vizsgálatait és a BÉLL B. által szervezett Paleoklimatológiai Munkacsoport eredményeit.

Ennek korán felszabaduló része a szubdukciós övben száll fel, többi része a GUTENBERG csatorna jólvezető rétege parciális olvadékában közvetlenül a szilárd és át nem eresztő litoszféra alatt halmozódik, majd a kontinentális táblák alá és a magasabb helyzetű szubóceáni litoszféralemezek alá diffundál, részben a betolódási síkok és a transzform és transzkurrens törések mentén.

Minthogy egy nagy tektonofázison belül a betolódás és gőzpárnaképződés az orogén időszak kb. 100 millió éve során folyamatosan felhalmozódik, a gőzpárna vékony sávként mindinkább kiterjed a Föld egész szublitoszferikus övezetében. Kenőanyag hatásával, valamint ellennyomásával lehetővé teszi a Föld teljes — jelenleg mintegy 11 nagyobb lemezre tagolt — litoszférájának részben közel horizontális, a szubdukciós övekben pedig meredekebb lejtős mozgását a gravitáció hatására. Ezzel a elöször a KBA Kongresszuson 1969-ben kifejtett modellel itt részletesen nem foglalkozunk.

A szubdukciós övezetek tehát a Föld energetikailag legkoncentráltabb és egyben ércgenetikailag, valamint a szénhidrogéndúsulások szempontjából igen nagy gyakorlati jelentőségű tartományai. Különös súlyt helyeztünk tehát hazánk, ill. a Kárpát-Pannon-Dinarid terület szubdukciós övezeteinek vizsgálatára. E területen természetesen már nincs aktív szubdukció (a legközelebbi a Földközi-tenger mélytengeri árkai mentén jelentkezik), de jól tanulmányozható itt a szemiaktív övezetek mediterrán típusa. Ennek megkülönböztető jegyeit a Cirkumpacifikus övezetekétől, továbbá a hazai felsőkréta-harmadkori szubdukciós övezetek rendszerét és a szubdukciós övezetek felkutatásának módszereit is külön dolgozatok tartalmazzák (lásd az irodalmi felsorolást).

Itt a szubdukciós övből az andezites szubszekvens vulkáni működés után a táblás területek alá diffundáló, a jólvezető réteg bazaltos összetételű parciális olvadékban feloldódó gőz sorsát vizsgáljuk részletesebben. Az oldott gőzök által felszaporodó és aktív magmává váló bazaltos olvadék főrészben a tábláknak az orogén övek legközelebbi peremi részein, majd a táblák közepe felé hatolva tör fel. Ennek képviselői (a platobazaltok, a teschenites szillekkel kapcsolódó alkáliolivinbazaltok, továbbá tholeiitek és a leucitbazaltos kálibazaltok társulásai) az óceáni bazaltok hasonló kőzettársulásaitól néha nehezen különíthetők el. Példa erre a Grönlandtól Angliáig és a Ferenc József földig terjedő britoarktikus bazaltprovincia, amely óceáni megjelenése ellenére eredetileg a szétszakadó kontinenshez tartozott. E bazaltos kőzetek zeolitokhoz, ill. analcimhoz kötött, néha jelentős vízgőztartalma és nagytektonikai térbeli eloszlása közt korreláció eddig nem volt kimutatható, így a víztartalom eredete feltehetően komplex: a nagymélységi szubszekvens gőzpárna eredettől a felszínközeli üledékek transzvaporizációs hatások különböző tényezőiből tevődhet össze.

Világosabb korreláció ismeretes a területi eloszlás és az alkáliatartalom közt: mennél távolabb fekszik a bazalt az óceáni területtől, ill. a szubdukciós

övtől, annál nagyobbá válik rendszerint az alkália, különösen káliumtartalma. Határozott korreláció jelentkezik a CO_2-ben gazdag kimberlites és karbonátitos alkálimagmatitok kifejlődésében is. Ezek a táblák középvonala körül, a lapos táblaboltozat közepe táján csoportosulnak és időben főleg a nagy tektonofázisok végén és a következő tektonofázisok elején törnek fel (lásd a „Föld szerkezete és Fejlődése" c. könyv 30—31. és 195—200. lapját). Feltehető tehát, hogy a jólvezető szint betolódott üledékéből származó illókkal megszaporodott különféle bazaltos parciális olvadék feltörésével az ultrabázitos köpenyanyagból végül is kifogy a bazaltos parciális olvadék, így a késői illók szaporodó CO_2 tartalmukkal mindinkább önálló (szilikátolvadékban fel nem oldott) gázfázissá különülnek. Az olvadékból felszabadult önállósult késői gőzpárna gőznyomása hirtelen növekedik, és a táblák lapos boltozatai alatt felhalmozódva kevés szilikátolvadékkal CO_2-dús gőzfázisként tör fel a kimberlittölcsérek és a hengeres süllyedék (cauldron subsidence) karbonatitos végtermékei alakjában.[1]

A szubdukció folyamán a dolomit, ill. a kalcit nedves közegben, pl. anyagban kb. 250 ill. 550 C°-on kezd disszociálni (Szádeczky et al., 1964), de a karbonátásványok maradványai és különösképpen a tiszta, száraz mészkőtömegek akár kb. 900 C°-g megmaradhatnak, majd e hőmérséklet felett a $CO_2 + H_2O$ együttes illónyomása hatására megolvadnak (Paterson, 1958; Wyllie és Tuttle, 1959).

A felszabaduló széndioxid lényegesen nagyobb mólsúlya következtében már a szubdukciós öv magasabb szintjeiben is kisebb sebességgel száll fel, mint az agyagos kőzetekből felszabaduló vízgőz. A széndioxid ilymódon a vízgőznél viszonylag nagyobb mértékben oldódik a magmában és viszonylag nagyobb mennyiségben kerül a jólvezető réteg gőzpárnájába és különösen a táblás területek központi része alá. Koncentráltan csak a tektonofázis végén és a következő fázis elején tör a felszínre a kimberlites, ill. karbonátos vulkáni robbanások alakjában.[2]

A nagy tektonofázisok feltehetően éppen azzal érnek véget, hogy a nagy dinamizmust lehetővé tevő gőzpárna ilymódon a táblás területeken elapad.

A CO_2-dús késői gőzpárna kirobbanásoknak jelentős paleoklimatológiai hatása van. A légkör hőmérsékleti viszonyait közismerten magymértékben befolyásolja a CO_2-tartalom. Négy tényező szuperpozícióját kell itt megkülönböztetni. Az első tényező a Föld őslégköre nagy CO_2-tartalmának a mészkő

[1] Érdemes további figyelmet fordítani arra, hogy a kontinentális táblák alatt a köpeny jólvezető szintje ily módon fokozatosan szélsőségesen ultrabázitosabbá válik, ezzel szemben az orogén övezetek legfelső köpenye a szubdukciós övekből kiolvadó granitoidok feltörésével mindinkább savanyú lesz.

[2] Analóg vulkáni képződményeket az óceáni területeken még nem ismerünk, de a gőzpárna modell értelmében ilyenek itt is feltételezhetők. Minthogy a feltörő vulkáni anyag CO_2-ben gazdag illói a tengervízben feloldódnak, e képződményeket közvetlenül kimutatni elvben sem könnyű. Hatásuk azonban megnyilvánulhat az óceáni üledékek ősmaradványai változásában.

és dolomit képződéssel kapcsolatos csökkenése. Vonatkozó számításaink (1971) szerint a paleozoikum elején a CO_2 légköri nyomása 5 atm 3,5 milliárd évvel ezelőtt 50—60 atm, Föld-tágulás esetében még nagyobb volt. A nagy CO_2-tartalom önmagában igen magas földfelszíni hőmérsékletet hozna létre. Ezt azonban ellensúlyozza a második tényező, az őslégkör hidrogénjének és hidrogén vegyületeinek a hőmérséklet-növekedéssel növekvő disszipációja, ami a légköri hőmennyiség jelentékeny részét a világűrbe szállítja. A CO_2 mennyiség fokozatos csökkenésével a disszipáció és a disszipációs hőelvonás is csökken.

A harmadik tényező a CO_2-tartalomnak a földsugár növekedésével kapcsolatos hígulása, ami Bodükó ill. Dobosi számításai szerint már 0,3 mm/év sebességű földsugár növekedés esetében 100 millió év alatt eljegesedéshez vezet. (A Hilgenberg-Egyed modell szerint az átlagos sugárnövekedés 0,5 mm/év). Az eljegesedés azonban nem tartós, mert azt a negyedik tényező, a légkör CO_2-tartalmának a karbonatitos-kimberlites vulkanizmussal kapcsolatos hirtelen ugrásos növekedése megszünteti, létrehozva az eljegesedési időszakba iktatódó interglaciális felmelegedési szakaszokat és végül az eljegesedés teljes megszünését.[3] A viszonylag megnövekedett CO_2-tartalmú légkör hatására aztán a következő nagy tektonofázis geoszinklinálisos időszakában gazdag mészkőképződés fejlődik ki.

Nem véletlen a táblás területi CO_2-dús erupcióknak az eljegesedéssel való időbeli összeesése a nagy tektonofázisok végén. A jégtakaró képződésének izosztatikus hatására ui. a kontinentális táblákban fellépő feszültségek mélytöréseket hoznak létre, amelyeken a karbonatitos-kimberlites vulkanizmus a táblás területek egyébként tektonikailag kevésbé igénybevett centrális boltozatain feltör. Ehhez a jégtakaró hőhatására bekövetkező kőzetzsugorodás is hozzájárulhat.

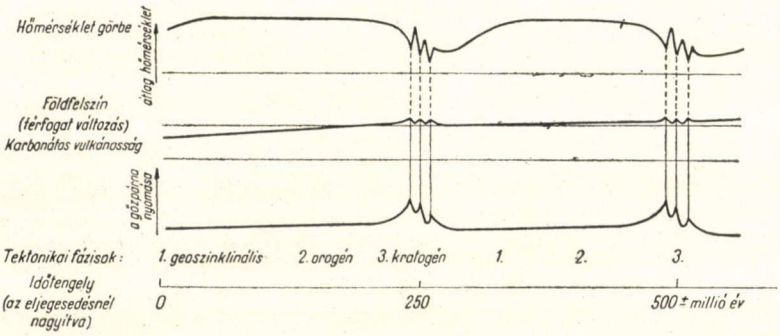
Az a körülmény, hogy a földfelszín lehülése a nagy tektonofázisok végén exponenciális sebességgel fejlődik ki, arra utalhat, hogy a Föld tágulási folyamatához a gőzpárnának egyidejűleg exponenciálisan növekvő nyomása is hozzájárul *(1. ábra)*. Az egész földfelületet körülölelő két nagy szubdukciós rendszer hatalmas mennyiségű betolódó üledékeiből keletkező 200—250 millió éves perióduson át, — különösen annak második felében — folyamatosan felhalmozódó globális méretű gőzpárna elvileg valóban befolyásolhatja a szilárd Föld térfogatát, a litoszféra magassági helyzetét. A nagy tektonofázisok késői orogén szakaszában így a Föld-tágulás erősödhet, a tektonofázisok végén a gőzpárna karbonatitos-kimberlites részleges kiürülésekor pedig csökkenhet.

[3] Minthogy a Föld kéregszint változásai a kéreg és földköpeny szilárdsági viszonyai következtében bizonyos késéssel, hiszterézissel következnek be, teljes egyidejűség nem várható az eljegesedés és CO_2-dús vulkánosság közt. E korreláció vizsgálatát az is nehezíti, hogy a hígfolyó, nagy területre szétterülő bazaltos vulkánosság gyorsan lepusztul, a térfogatváltozásokra döntő CO_2-dús kitörések pedig eredetileg sem szolgáltatnak jelentős kőzetmennyiségeket. A geonómiai folyamatok sokténye zős jellegeiből az is szükségkép következik, hogy az eljegesedést más hatások is befolyásolják és az interferáló egyes tényezők némileg elhomályosulnak.

(E tényező paramétereinek hozzávetőleges számítását a közeljövőben meg is kísérelhetjük.)

Ha a gőzpárnának a Föld térfogatára és a kontinentális táblák domborzatára gyakorolt hatásai jelentősek, úgy a táblák epikontinentális üledékeinek fáciesviszonyaiban és elterjedésében is megnyilvánulhatnak. A táblák epikontinentális tengerei ezáltal a CO_2-dús gőzpárna felhalmozódásakor kissé kiemelkedő centrális táblaterületekről visszahúzódhatnak, majd az illódús karbonátos-kimberlites erupciók után visszafelé transzgredálhatnak. Ez esetben a törmelékes elegyrészek szemnagyságában is változás, a boltozat kiemelkedésekor durvulás, a boltozat ellapulása után finomodás állhat be.

Az orogén övezetek köztes tömegeinek eljegesedéskori üledékképződéséről egy figyelemreméltó összefüggést máris valószínűsíthetünk. E területeken az eljegesedés idején a kémiai mállás háttérbe szorulásával főleg durvaszemű, mechanikilag aprózott kavicsos üledék keletkezik, ami a lepusztuló szárazföldi terület hó-jégtakarójába fagyva túlnyomóan nem szállítódik az üledékképző medencékbe. Annál intenzívebb lesz viszont a medencék feltöltődése a következő melegebb időszakban. A Nagyalföld pleisztocén üledékképződéséről legújabban KRETZOI és KROLOPP kimutatták, hogy az az eddigi feltevésekkel szemben nem folyamatos, hanem néhány üledékképződési szakaszra korlátozódik. Időtáblázatukból az is megállapítható, hogy az üledékképződési szakaszok valóban a viszonylag melegebb időszakokkal, a Riss-Würm, a Günz-Mindel és a Günz 1—2 interglaciálisokkal, valamint a pleisztocén eljegesedést közvetlenül megelőző legfelsőbb pliocénnel esnek egybe.



Említett számításaink szerint 3,5 milliárd évvel ezelőtt a légkör CO_2-tartalma már több mint 90%-nak, a légkör nyomás pedig kb. 50—60 atm-nak adódott. Ez a légköri nyomás nagyságrendileg egyezik a Vénusz jelenlegi légkörének nyomásával, amelyen lényeges üledékes és így karbonátos kőzetképződés hiányában az egész CO_2-tartalom lényegileg a légkörben maradt. Ezt az őslégköri összetételt egy novoszibirszki akadémiai kutatócsoport (AKULS-

HINA, IVANOVSKAYA, KAZANSKI) a tengeri gejziritek gázzárványainak vizsgálatával megerősítették.

A légkör kémiai összetételét illetően e levezetésünk a régebbi feltevések (RUBEY, HOLLAND, VINOGRDOV és RONOV) eredményeivel megegyezik, de a légkör mennyiségét illetően azokkal éppen ellentétes. Régebben ui. kizárólag a szilárd Föld gázexhalációjából vezették le a földi légkört. Mi azonban tekintetbe vesszük az őslégkör kozmikus por + gázból eredete alapján feltételezhető kezdeti nagy hidrogén-, metán- ammonia és széndioxid-gazdagságát is, ami a kis disszipációs sebességű külső bolygókon ma is megmaradt. Erre a tényezőre egy 1964. évi dolgozatunkban, majd a „Föld szerkezete és fejlődése" c. könyvben mutattunk rá és azt legújabban a Vénusz légkörének pontosabb megismerése támasztotta alá. (Ez alapon ma VINOGRADOV is feltehetően a földi nagy kezdeti légnyomás álláspontján van.)

A szubdukciós övezet hatalmas kőzetátalakulásaival, maximális mobilizációs és ebből következő elektromágneses hatásaival, továbbá termikus folyamataival és főleg fokozottabb illószolgáltatásával, exhalációival feltehetően helyhez kötött hatást is kifejt a légkörre. Első közelítésként feltételezhető, hogy a szubdukció a ciklonképződés kiindulási helyeit rögzíti és ezzel a földi légköri cirkulációra a paleoklimatológiailag is érvényes hatást fejt ki. Ennek vizsgálatára azonban még nem áll kellő adat rendelkezésre.

Végül 1971. évi vizsgálatainkból megemlítjük a szubdukciónak a földi élet fejlődés gyorsítására vonatkozó hatását is. Az élet kifejlődése a Földön elsősorban a folyékony H_2O rendkívül nagymértékű koncentrációjával áll kapcsolatban. A víz a földi fluid küldő övezetnek jelenleg 99,7 súly %-át alkotja. Bolygórendszerünkben a STEFAN-törvény szerint számított átlagos felszíni hőmérséklet és a bolygó tömege által meghatározott disszipáció értéke szerint egyedül a Földön valószínű a folyékony víz e jelentős felhalmozódása.

A víz sajátságos szerkezete teszi lehetővé az olyan Földünkön igen gyakori kristályvíztartalmú ásványok képződését, mint az óceáni üledékekben igen gyakori zeolitoké és a kontinensek felületén is általánosan elterjedt filloszilikátoké, különösen az agyagásványoké. A gőzpárnamechanizmus és ezzel együtt a nagy földi dinamizmus ezeknek az ásványoknak a mélységi viselkedésén alapul. De ugyanez a földi életnek is feltétele, sőt közvetve gyorsítója. A hegységképződési időszakok gyors üledékképződésekor ui. az üledékekben a légkörből elvont nagymennyiségű oxigén halmozódik fel. Ez a betolódás redukciós folyamat során rendeszeresen visszakerül az atmoszférába. Ilymódon a légköri oxigéntartalom lényeges ingadozásai egyes állat- és növényfajták kipusztulását és helyettük új fajták kifejlődését segíti elő. Ezért a két folyamat ciklusos ismétlődése időben lényegileg egybeesik.

E gyorsító hatás nélkül az élet ily magasrendű kifejlődése a Galaktikán belül másutt kevéssé valószínű. MARX GYÖRGY vonatkozó valószínűségi képletének alakalmazásával új adataink alapján az adódik, hogy a saját égites-

ten túl is hatni képes technikai civilizáció kifejlődésének feltételei oly ritkák, hogy az csak kb. minden második Galaktikában valószínűsíthető. Sokkal nagyobb, kb. 3 milliárd év előtti primitív földi életszint önálló kifejlődésének valószínűsége (ez kb. 10.000 állócsillagonként valószínűsíthető).

Néhány más természettudományi és társadalomtudományi kapcsolatra, — pl. a fizikai mérés alapvető geonómiai meghatározottságának ismeretelméleti jelentőségére, továbbá a különféle fejlődési állapotú betolódási öveknek a civilizáció fejlődését ill. típusait befolyásoló hatásaira — az Akadémia ezévi Közgyűlésén tettünk említést

Az űrkutatás eredményeivel és a századunk három fontos földtani eredményét, a takaróelméletet és a kontinensvándorlási és a mélyáramlási elméleteket összeötvöző és továbbfejlesztő új globális tektonikával a földtudományok történetének úgylátszik egyik legnagyobb szellemi forradalma indult meg. Ennek felhasználása a magyar földtudomány, az összföldtudomány geonómiai oknyomozása és a társadalmi haladás számára nyilván elsőrendű kötelességünk.

IRODALOM

1. Dobosi, Z.: Eljegesedések kifejlődése az új globális tektonika alapján, Geonómia és Bányászat, **VI,** 1—4, 1973.
2. Kretzoi, M.—Krolopp, E.: Földrajzi Értesítő, **XXI,** 2—3, 133, 1972.
3. Paterson, M. S.: Amer. Mineralogist, **43,** 603, 1958.
4. Szádeczky-Kardoss, E.—Pesty, L.—Kliburszky, B.—Bárdossy, Gy.—Simó, B.: Acta Geol. Hung., **VIII,** 77, 1964.
5. Szádeczky-Kardoss, E.: Acta Geodaetica Geophys. et Mont. Ac. Sci. Hung., 1971.
6. Szádeczky-Kardoss, E.: Geonómia és Bányászat, **3,** 1971.
7. Szádecky-Kardoss, E.: Geonómia és Bányászat, **5,** 99, 1972.
8. Szádeczky-Kardoss, E.: Geonómia és Bányászat, **5,** 113, 1972.
9. Szádeczky-Kardoss, E.: Geonómia és Bányászat, **5,** 223, 1972.
10. Szádeczky-Kardoss, E.: A Föld szerkezete és fejlődése, Akad. Kiadó, 1969.
11. Szádeczky-Kardoss, E.: A Kárpát-Pannon terület szubdukciós övezetei, Földt. Közlöny, 1973. (Nyomás alatt.)
12. Szádeczky-Kardoss, E.: A módszeres szubdukció vizsgálat a hasznosítható telepek kutatásának szolgálatában, Földtani Kutatás, 1973. (Nyomás alatt.)
13. Wyllie, P. J.—O. F. Tuttle: Amer. Mineralogist, **44,** 453, 1959.
14. VITA az új globális tektonika általános és regionális eredményeiről: Geonómia és Bányászat, **5,** 135—193, 1972. (Pécsi, M., Bendefy L., Dank V., Géczy B., Hédervári P., Jaskó S., Pantó G., Szalay T., Székyné Fux V., Wein Gy., Szádeczky-Kardoss E.)

BESZÁMOLÓ AZ „ANYAG- ÉS ENERGIAÁRAMLÁSI ANKÉT" PALEOKLIMATOLÓGIAI MUNKACSOPORTJÁNAK TERVEIRŐL ÉS FŐ EREDMÉNYEIRŐL

BÉLL BÉLA
AKAD. LEV. TAG

Beszámolóm nem terjed ki a hazai paleoklimatológiai kutatások egészére, mindössze azokról a törekvésekről és kezdeti kísérletekről számolok be, amelyeket a II. Ankéton felkért munkacsoport alakított ki és végzett.

A korszerű paleoklimatológiai kutatás az egyre gyarapodó, elsősorban geológiai adatanyag értelmezésében fel kell hogy használja a meteorológiai kutatás újabb módszereit és eredményeit s ezeket az aktualizmus elvének alapján sikerrel alkalmazhatja a földtörténeti korok éghajlatának feltárásában.

Ezen módszerek és eredmények között legfontosabb az a néhány felismerés, amely szerint

1. a légköri folyamatok *globális méretekben* összefüggnek egymással, kisebb térségek időjárása, éghajlata a környezettől elszigetelten nem vizsgálható;

2. a Föld és az egyes földövek éghajlata, éghajlatának változásai az *általános cirkuláció* ingadozásaiban tükröződnek a legáttekinthetőbben;

3. az általános cirkulációt úgy ismerjük meg, hogy számbavesszük az időjárás hordozójának, a levegőnek anyagi összetételét s az ebben bekövetkezett változásokat, a Föld egészének az időjárás mechanizmusát mozgató és fenntartó energiabevételét, lényegében a beérkező napsugárzást és ennek változásait, továbbá a sugárzási energia átalakulásait a Föld-légkör rendszerben;

4. a Föld-légkör rendszer energiamérlegéből következtetünk a globális hőmérsékleteloszlásra, amely lényegében a légköri cirkuláció potenciális energiakészletével ekvivalens, továbbá az általános cirkuláció jellegzetességeire, a legfontosabb éghajlati jellemzőkre: a légnyomás, a szél, a felhőzet, a csapadék övezetes eloszlására, stb., amelyeket végeredményben a Föld-légkör rendszer hő- és vízháztartása foglal egységes képbe.

Ezen energetikai alapkoncepcióhoz sorolhatjuk azt a felismerést is, hogy a földfelszín-légkör említett energiarendszerei nem vizsgálhatók a felszínközeli réteg (planetáris határréteg) élőszervezeteinek, az ún. *bioszférának* figyelembevétele nélkül. Így a növénytakaró (beleértve a tengerek és édesvizek nagykiterjedésű algavilágát is) fontos tényezője a levegő anyagi összetételének (oxigén-,

széndioxid- vízgőzháztartás szabályozása), de ebben a vonatkozásban figyelemreméltó az állatvilág hatása és az egyre növekvő antropogén befolyás is. A növénytakaró nagymértékben befolyásolja a felszín albedóját (pl. az erdők kicsiny albedója a sziklás, homokos felszín vagy a hófelszín nagyobb albedójával szemben). A növények biológiailag szabályozott párologtató képessége a vízháztartás egyik komponensének, a párolgásnak folyamatát a puszta talaj fizikailag jól leírható *evaporációjával* szemben a növények *transpirációjával* és így biológiai tényezőkkel párosult *evapotranspirációvá* alakítja. Miután a bioszféra a tengerek élővilágával együtt egyáltalában nem elhanyagolható hányadát borítja a Földnek, a földtudományok a felszín és a légkör energialáncával szorosan egybekapcsolják az élő és élettelen világgal foglalkozó természettudományokat s az egységes geonómiai szemléletet szükségszerűen kiterjesztik egy új határtudományra: a *geobiológiára*. Úgy érzem, ebben a vonatkozásban a biológia tudományterülete is kibővül és a leíró jellegű növényföldrajz, településföldrajz, stb. is szilárdabb éghajlati, energetikai alapokon fejlődhet tovább.

Végeredményben a paleoklimatológia a bioszféra évszakosan is változó hatásának, elsősorban a növénytakaró befolyásának figyelembevételét nem nélkülözheti.

Ezt az energetikai koncepciót természetesen csak lépésről-lépésre lehet megközelíteni. Korlátozott lehetőségeink figyelembevételével első lépésként kiindulhatunk a felszín-légkör rendszer sugárzási mérlegéből. Ezen belül meghatározandó a mérleg egyik tényezője: a *felszíni albedó*. Azt a geológiai korszakot kell kiválasztanunk, amelyben

a) a beérkező napsugárzás intenzitásváltozásaitól eltekinthetünk s a szoláris állandó a jelenlegitől nem különbözött lényegesen,

b) albedóról lévén szó, a felszínről (puszta talaj, hó- és jégtakaró, növényi takaró a téli és a nyári félévben) elegendő adat áll rendelkezésünkre,

c) olyan területre kell korlátozódnunk, amelyről megbízható és összefüggő felszíni adataink vannak.

A munkacsoport azt javasolta, hogy az előadott energetikai koncepcióban a kutatás első lépéseként a felszíni albedó meghatározásában a felső pleisztocénra és Eurázsiára korlátozódjunk. Ezen első munkafázisban a jégtakaró maximális és a minimális kiterjedésének korában előállítandó a téli és a nyári félévre vonatkozó talajtani, növényföldrajzi és albedó térkép. A felszíni takaróban a következő fő fajtákat különböztetjük meg: jég- és hótakaró, vízfelszín, csupasz felszín, növénytakaró, felhőtakaró. Az albedó vizsgálatok kiegészítendők a levegő összetételében bekövetkezett és a jelenben bekövetkező változások éghajlati hatásaival.

Ennek, az első lépésként is nagyon gazdag és munkaigényes programnak kezdeti feldolgozásairól számolnak be a jelen ankét paleoklimatológiai előadásai.

EURÁZSIA FELSŐ-PLEISZTOCÉN VEGETÁCIÓJA A WÜRM GLACIÁLIS HIDEG MAXIMUMA ÉS A RISS-WÜRM INTERGLACIÁLIS KLÍMAOPTIMUMA IDEJÉN

JÁRAINÉ KOMLÓDI MAGDA
A BIOLÓGIAI TUDOMÁNYOK KANDIDÁTUSA

Ismeretes, hogy a harmadkorban bekövetkezett lassú folyamatos lehülés a negyedkor folyamán felgyorsult és ún. eljegesedéseket okozott: azaz a sarki jégtakaró mélyen a kontinens belsejébe, a magashegységi hóhatár pedig 1000—1400 méterrel alacsonyabbra ereszkedett. A folyamat meleg periodusokkal, interglaciálisokkal, interstadiálisokkal megszakítva ismételten bekövetkezett, s a Föld növénytakarójában mélyreható változásokat okozott.

A pleisztocén klímaváltozások az egész Földön egyidejűleg lejátszódó folyamatok voltak (Conolly, 1967; Milliman-Emery, 1968; Vech-Chappel, 1970; in: Járai-Komlódi, 1971). A vegetációváltozásban való megnyilvánulásuk azonban természetesen más és más volt, pl. Eurázsia különböző területein is. Ez függvénye lehetett sok tényezőnek, így pl. az adott klíma- és vegetációs viszonyoknak, amelyre hatott, vagy annak, hogy a klímaváltozás összetett hatásából mely komponensek, milyen kombinációban és milyen mértékben hatottak a vegetációra. De bizonyára függött az adott terület meglevő florisztikai összetételétől, a flórakincs plaszticitásától is, hogy csak néhányat említsünk.

Ugyanis, csak a lehülés önmagában — ahogyan ezt leegyszerűsítve, gyakran mint a pleisztocén legfőbb eseményét emlegetni szoktuk — nem vezetett volna a növényzet ilyen összetett megváltozásához. A harmadkori növénytakaró szinte teljes átalakulásában, pl. Eurázsia északi, mérsékelt övében, több fontos tényező játszott közre, így az éghajlati szélsőségek megnövekedése, a rohamos és nagymértékű lehülés, a klíma szárazabbá válása és az, hogy mindezen jelentős változások „gyors" egymásutánban többször is bekövetkeztek.

A glaciális jégtakaró kiterjedésének hatása a déli féltekén, de még az északi félteke szubtrópusi, trópusi övében, sőt Eurázsia északi mérsékelt övének a déli részein is általában kevésbbé érződött, mint északabbra. Nem annyira a lehülés mértéke, mint inkább az éghajlat szélsőségesebbé válása és a csapadékszegénység okozott a növényzetben változást. A kiegyenlített éghajlathoz erősen ragaszkodó fajok területe leszűkült vagy eltüntek, esetleg más fajokkal cserélődtek ki. Ott ahol, vagy amikor a hőmérséklet csökkenését nem kísérte az éghajlat jelentős szárazodása, a változás elsősorban a fahatár összeszűkülésé-

ben illetve lejjebb ereszkedésében mutatkozott meg, különösen a nagyobb hegységekben, amint ez pl. a Himalája területén kimutatható volt. Máshol csupán az erdők összetétele változott meg. A szubtrópusi klímájú Taivan szigetén pl. kimutatták a palinológiai vizsgálatok, hogy bár a Weichsel (Würm) hideg maximumában a hőmérséklet 8—11 C°-cal alacsonyabb volt a mainál, ez még mindig elegendő volt összefüggő erdős vegetáció létéhez. Csupán a korábbi széles levelű örökzöld erdők helyét borealis tűlevelű erdők váltották fel. Emellett a vizinövényzet olyan gazdag eutróf jellegű volt, amilyen nálunk csak az interglacialisokban, vagy a holocénben élt, pl. Nuphar, Trapa (TSUKADA, 1967). Az általánosabb jelenség azonban a pleisztocénben az, hogy a lehülést a klíma egyidejű szárazabbá válása kíséri és a fahatár kialakulását sokkal inkább a nedvesség, mint a hőmérséklet szabta meg. Ott ahol csapadékmennyiség ma sem és a megelőző interglaciálisokban sem volt elegendő összefüggő fás vegetáció kialakulásához, vagy éppen a kritikus határon mozogván, más gátló ökológiai tényezőkkel együttesen [pl. szél, geomorfológiai és talajviszonyok] nem voltak meg a feltételei az összefüggő erdők kialakulásának, ott a glaciálisok alatt aránylag „kismértékű" szárazodás is elegendő volt a fás vegetáció eltűnéséhez, hatalmas füvesterületek kialakulásához. Ezt már az is előidézhette, ha az évi csapadék mennyisége valójában nem is csökkent, de a csapadék eloszlása egy addiginál hosszabb száraz évszak kialakulásához vezetett.

Ez történt Dél-Kelet-Európa egyes részein és Közel-Kelet nagy részének erdőssztyepp és parkszavanna területein, amint ez pl. Görögország, Nyugat-Irán, Észak-Nyugat-Szíria, Libanon területéről kimutatható volt (ZEIST, 1967; WIJMSTRA, 1969; NIKLEWSKI, ZEIST; 1970). Egyidejűleg természetesen florisztikai változás is bekövetkezhetett. Bizonyos fajok délebbre húzódását mutatták ki pl. Libanon és Szíria területén (LEROI-GOURAN, 1971).

Dél-Eurázsiában tehát a glaciálisok alatt a vegetációváltozás két fontosabb megnyilvánulásával találkoztunk:

1. Az erdők florisztikai összetételének és az erdőhatároknak a megváltozásával ott, ahol a csapadékviszonyok a fás vegetációnak megfelelőek voltak.

2. A fás vegetáció eltűnésével és füvespuszták elterjedésével ott, ahol a csapadékviszonyok és az éghajlati szélsőség a fás vegetáció számára kedvezőtlenek voltak. Dél- és Dél-Kelet-Eurázsiában tehát nem volt olyan nagymérvű átalakulás a vegetációban mint északabbra, bár kétségtelen, hogy ismereteink jórészt teoretikusak, minthogy ezekről a területekről aránylag kevés adat áll még rendelkezésünkre. Ezzel szemben a sarki jégtakaróhoz közelebb álló északi mérsékelt övben a pleisztocén klímaváltozások mélyrehatóbb vegetációváltozást eredményeztek, amelyek nyomán követéséhez már számos paleobotanikai bizonyíték áll a kutatók rendelkezésére és értékes összefoglaló munkák is megjelentek, klímatológiai és botanikai téren egyaránt (KLUTE 1951; Frenzel, 1968).

Ennek ellenére sok probléma vetődik fel, különösen akkor, ha — mint a jelen esetben is — a vegetációtörténetet a paleoklíma megítélése szempontjából vizsgáljuk. Ilyen probléma pl. hogy az erdők összetétele egy azon interglaciálison vagy glaciálison belül is változó volt, részben területileg, részben időben. Területileg az egyik legfontosabb különbséget a kontinens tengerrel érintkező, viszonylag óceánikusabb szélei és kontinentális, szárazföldbelseji klímája közti különbség okozott. Az időbeli változást egy glaciálisban az előző interglaciális flóra elszegényedésének sorrendje és a fajok visszavonulásának illetve kipusztulásának gyorsasága jelentette; egy interglaciálisban pedig a fafajok előző eljegesedés utáni betelepülésének sorrendje, illetőleg az elterjedés gyorsasága jelentette.

Például Európában és Nyugat-Ázsiában az utolsó (Riss-Würm, Eem) interglaciális alatt először tűlevelű örökzöld erdők terjedtek el, valószínűleg a Szovjetunió középső hegyvidékeiről. Jellemző fajuk a maradványok tanúsága szerint a szibériai luc (Picea obovata) volt. Ezt, a klíma kiegyenlítettebbé válásával, fokozatosan lombelegyes tűlevelű erdők váltották fel fenyőkkel (Pinus silvestris, P. cembra, P. montana) és nyírfával (Betula alba, B. tortuosa, B. pubescens). Majd a klíma melegebbé és később nedvesebbé válásával az elegyes tölgyerdők elterjedése következett, juharral (Acer), szillel (Ulmus) és sok mogyoróval (Corylus). Ezek árnyékában már felnőttek és elterjedtek az árnyékkedvelő hárserdők (Tilia). Az elegyes tölgyesek és hárserdők az interglaciális klímaoptimumának vegetációját alkották. A még elég nedves, de már hűvösebb klímában hatalmas kiterjedésű gyertyánosok (Carpinus) illetve tűlevelűekkel elegyes (Picea, Abies) gyertyánerdők kerültek előtérbe, míg végül újra a fenyőnyír erdők vették át a szerepet (Srodon, 1950; Szafer, 1952; Kac, 1955; Kneblova, 1958; Kondratene, 1971). Ettől az általános képtől csak kisebb eltérések mutatkoztak a különböző földrajzi területeken. Így pl. az Orosz síkságon, ahol az Abies nem volt jellemző (Gricsuk, 1950), a hársak nagyarányú elterjedése viszont Nyugat- és Közép-Európában nem mindenütt volt észlelhető (pl. Lona, 1954; 1956; Kneblova, 1958; Erd, 1960; Kripel, 1961; Andersen, 1965; Sercelj, 1966; Jung-Beug-Dehm, 1972). Olaszországban a Fagus és a Zelkova jelentősebb volt, mint bárhol Európában (Follieri, 1962) az Ibériai félszigeten viszont fenyvesek és örökzöld tölgyesek vegyes erdei uralkodtak, akárcsak ma (Frenzel, 1968).

Hasonló módon változó volt a növényzet képe egy glaciálison belül is. Így Eurázsia északi mérsékelt övében a Würm (Weichsel) glaciális elején is még viszonylag kiterjedtebbek voltak az erdők, örökségeként a megelőző interglaciális hatalmas erdős tájainak. A klíma fokozatos rosszabbodásával a glaciálisok hidegmaximumaihoz közeledve, azonban az erdőterületek fokozatosan csökkentek. Bizonyos adatok és elképzelések szerint részben délebbre húzódtak s lehet, hogy (miként a harmadkori fajok is sokáig) ezek is Eurázsia déli részein az Appeninek, a Balkán hegység s a Kaukázus legdélibb védett pontjain talál-

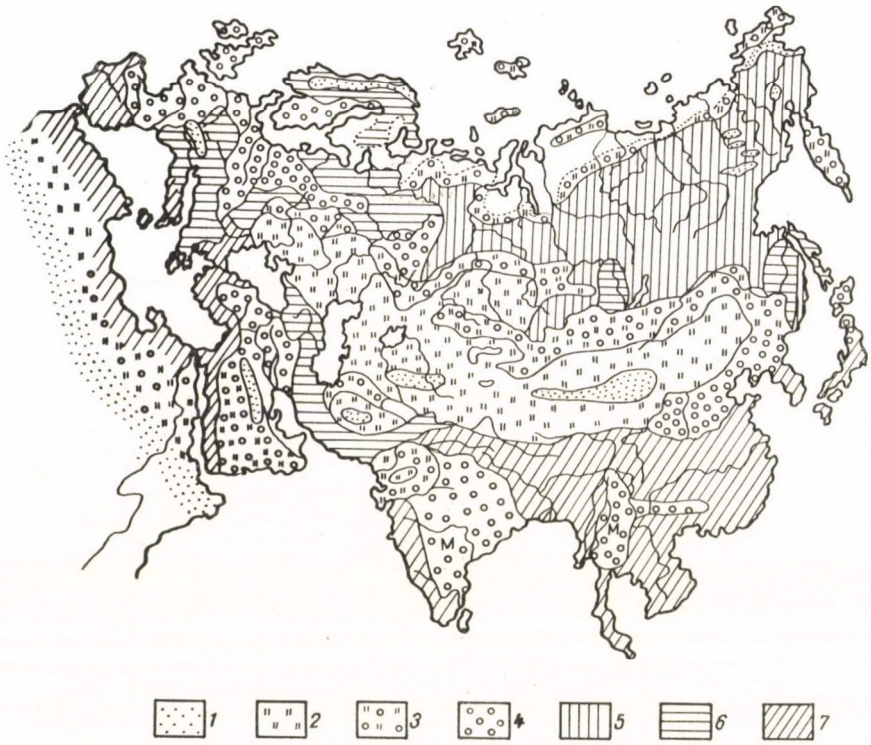
tak menedéket. Itt vészelték át a kedvezőtlen időszakokat, és innen terjedtek el ismét az interglacialisok beköszöntével. Az adatok többsége szerint azonban az e fajta délre vándorlásra kevesebb lehetőség volt. Valószínűbb az, hogy a hirtelen és erősen kedvezőtlenné vált klíma hatására az erdők kipusztultak,

1. ábra. Vázlatos vegetációtérkép az utolsó glaciális (würm, weichsel) hideg maximuma idején 1. partvonal; 2. jégtakaró; 3. növényzet nélküli, v. növényzettel alig borított táj (sivatag félsivatag, tundra); 4. füves vegetáció (löszsztyep, füves-tundra, arktikus sztyep); 5. fagytűrő vegyes erdőfoltokkal tarkított löszsztyep; 6. lomb- és tűlevelű elegyeserdők; 7. széleslevelű örökzöld erdők

kivéve néhány korlátozott területű védett zugot, refugiumot a hegyvidékeken (pl. a Kárpátokban, Alpokban, Ural-hegységben, Dél-Közép-Szibéria hegyvidékén), ahol tehát fennmaradhattak a lokálklimatikusan kedvező környezetben. Innen terjedhettek el ismét a fajok, egyrészt a glacialisok melegebb periódusaiban, az interstadialisokban, másrészt a glaciálisokat követő interglaciálisok alatt.

Eurázsia északi részén a fenyő, a luc, a vörösfenyő, a nyír és az éger fagytűrőbb fajai alkották az erdőrefugiumokat, míg délebbre és keletebbre találhattak menedéket a melegigényesebb lombos fák pl. mogyoró, tölgy, szil,

hárs. De nemcsak a zárt erdők, az erdőssztyeppek is csak refugiumokban vészelték át az utolsó eljegesedést, holott egyes korábbi glacialisok alatt még az erdőssztyepp is jellemző volt a növénytakaró képében, nyilvánvalóan utalva az utolsó eljegesedés igen kedvezőtlen klímájára. A hatalmas fátlan területeken



2. ábra. Vázlatos vegetációtérkép az utolsó integraciális (R—W, Eem) klímaoptimuma idején. 1. növényzet nélküli, v. növényzet alig borította táj (sivatag, félsivatag, tundra); 2. fátlan füves táj (sztyep, szavanna, magas hegységi füves vegetáció); 3. átmeneti vegetáció (erdős sztyep, erdőstundra, parkszavanna); 4. lombhullató lombos erdő (M = monsunerdők); 5. tűlevelű tajgaerdők; 6. tű-és lomblevelű elegyes erdők; 7. széles levelű örökzöld erdők (trópusi esőerdők, mediterrán keménylombú erdők, szubtrópusi erdők, babérlevelű erdők)

vastag lösztakaró halmozódott fel, melyen szárazabb kontinentális klímában fátlan sztyepp vegetáció, óceánikusabb klímájú területeken pedig tundra vegetáció uralta a tájat. A fátlan vegetáció a paleobotanikai (s minthogy fűnemű növényekről van szó elsősorban palinológiai) leletek egész sora szerint változatos florisztikai összetételű volt s regionalisan sem élesen elkülöníthető. Gyakran keveredtek a sztyeprégiókba lokálisan tundrafoltok és viszont. Az utolsó glaciális alatt a hegyekben megmaradt erdő és erdőssztyepp refugiumokon kívül, Eurázsiában kb. a Káspi-tó északi partjának vonalától délre lehetett erdős vegetáció.

Jelen feladatunk Eurázsia felső pleisztocén klímájának, illetve a hidegmaximum és klímaoptimum időszakának paleoklímatológiai rekonstrukciója, albedó térképek szerkesztése segítségével. Megszerkesztésükhöz szükséges az akkori vegetáció ismerete. Ezért készült ez a hidegmaximumra illetőleg klímaoptimumra vonatkozó vegetáció rekonstrukció (*1. 2. ábra*). Természetesen a célnak megfelelően a növénytakarót olyan típusok szerint csoportosítottuk, melyek albedo szempontjából — várhatóan — különböző felszíneket jelentettek egykor, ahogyan ma is. Ilyenek: 1. a növényzettel alig borított területek; 2. fátlan füves vegetáció típusok; 3. fás területek.

A növényzettel alig borított területek a sivatagok, félsivatagok, és a sarki és havasi hóhatárt közvetlenül kísérő tundrák, ahol legfeljebb zuzmók és mohák alkotják a növényzetet. Ha a növényzettel való borítottság szempontjából ez a csoport egységes is, albedójukban a felszín színétől, szerkezetétől stb. függően természetesen igen nagy különbségek lehetnek (pl. hóhatár, sivatag), melyeket a továbbiakban kell figyelembe venni. Ez a szempont a további két csoportnál sem elhanyagolható.

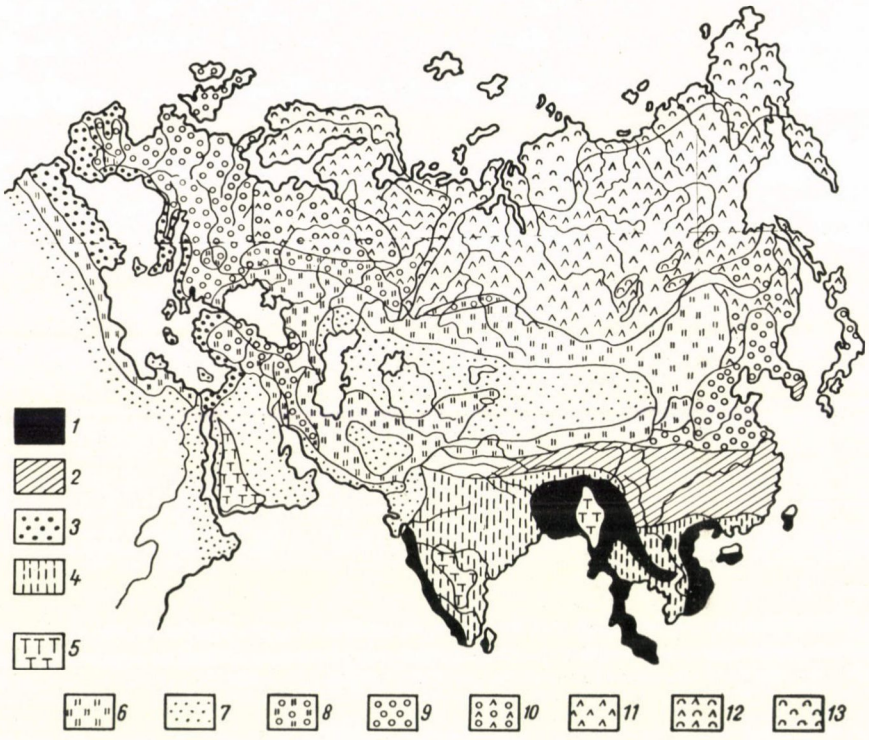
A füves vegetációba a nagy eurázsiai síksági sztyeppterületek, a fátlan, füves-cserjés tundrák, a szavannák s a magashegységek vagy fennsíkok (pl. a mongol-fennsík) ritkafűvű sztyeppjei tartoznak.

A fás területekhez egyrészt a nyílt erdők, azaz az átmeneti füves-fás területek sorolhatók, amilyenek az erdőstundrák, az erdőssztyeppek és a parkszavannák; másrészt a zárt erdők. A zárt erdők albedó szempontjából örökzöld tű- és lomblevelű erdőkre, ezek elegyes erdeire és lombhullató lombos erdőkre különíthetők. Ezeknél az erdőknél az albedó szempontjából a különbségeket részben az erdő zártsága, részben a lombkorona színe, részben pedig a lombozat ideiglenes vagy állandó megléte jelenti. Éppen ezért a lombhullató erdőknél további megkülönböztetést kell tennünk a monszun erdők és a mérsékeltövi lomboserdők között. A vegetációs periódusok ugyan kb. azonos ideig tart, s ennek megfelelően a lombjukat vesztett állapotuk is, azonban lombtalan állapotban az albedóban figyelemre méltó különbséget okozhat, hogy kb. októbertől áprilisig a monszunerdők területén a talaj, a lombhullató lomboserdők területén pedig ezen belül is legalább három hónapig a téli hótakaró befolyásolja az albedót.

Ez egyúttal azt jelenti, hogy a közölt vegetációtérkép-vázlat sokkal kevésbé részletes, mint egy paleobotanikai, vagy méginkább mint egy recens vegetációtérkép, ahol olyan típusok elkülönítésére is mód volna, amelyek albedó szempontjából azonban (legalább is lényegesen) nem különböznek. (Pl. a florisztikai szempontból különböző összetételű elegyes erdők.)

Összefoglalva tehát Eurázsia felső pleisztocén vegetációja, pontosabban az utolsó eljegesedés hideg maximumában, és az azt megelőző interglaciális klímaoptimumában a vegetáció az említett szempontok szerint a következőképpen rekonstruálható. Az Eem interglaciális humidabb optimumában, a

mainál valamivel melegebb s talán kissé humidabb éghajlat alatt, Eurázsia mai mérsé-kelten hideg klímájú területeinek nyugati felén lomblevelű, lombhullató, keleti felén, Szibériában tűlevelű tajgaerdők uralkodtak. A lombhullató erdők dominans fajai a tölgy (Quercus), a mogyoró (Corylus), a szil



3. ábra. Eurázsia jelenkori vegetációs térképe. 1. trópusi esőerdők; 2. szubtrópusi, trópusi hegyesőerdők, babérlevelű erdők; 3. mediterrán keménylombú erdők; 4. trópusi lombhullató moni szunerdők és száraz örökzöld erdők; 5. fás szavannák; 6. füves puszták (sztyep, szavanna, magas hegyvidéki füves vegetáció); 7. sivatagok, félsivatagok; 8. erdőssztyeppek; 9. lomberdők; 10. elegyes erdők; 11. tűlevelű tajgaerdők; 12. erdős tundra; 13. tundra, hegyi tundra

(Ulmus), a hárs (Tilia) fajai voltak. A tűlevelű tajgaerdőket a luc (Picea) és fenyő (Pinus) fajok alkották zömmel.

A szubtrópusi, trópusi területeken örökzöld lomblevelű erdők (esőerdők, keménylombú és babérlevelű erdők) voltak. A két erdős zóna között és a magashegységeken, fennsíkokon pedig sivatagok és fátlan, füves puszták lehettek *(2. ábra)*.

Az Eem interglacialist követően nagyarányú lehülés következett be, mely a Weichsel eljegesedést okozta. Az évi átlagos hőmérséklet 10—12 C°-kal, az évi átlagos csapadék kb. 300 mm-rel volt alacsonyabb a mainál. A hideg maximum alatt Eurázsia nagyobb részén a talaj állandóan fagyott volt (FRENZEL,

1968). Az éghajlati következtetéseket az aktualizmus elve alapján elsősorban a maradvány növények, illetve az azokból rekonstruálható növénytakaró segítségével következtették. A Weichsel glaciális hidegmaximumában Eurázsia nagy részének korábbi interglaciális növényzete teljesen átalakult. Legfeltünőbb változás Eurázsia északi mérsékelt övében és a Közel-Keleten volt. Ezen az óriási területen ugyanis az összefüggő erdők eltűntek és hatalmas kiterjedésű füvespuszták uralták a tájat. Délkelet-Ázsia szubtrópusi, trópusi vidékén akkor is erdős vegetáció uralkodott, de az erdők összetételében a tűlevelűek jutottak előtérbe. (SZAFER, 1952; WIJMSTRA, 1965; TSUKADA, 1967; FRENZEL, 1968; NIKLEWSKI-ZEIST, 1970; ALEXANDROVA, 1971; TOMSKAYA, 1971) *(1. ábra)*.

A felső pleisztocén vegetáció rekonstrukciója Eurázsia északi mérsékeltövére vonatkozóan sokkal meggyőzőbb és bizonyítottabb részben a sok paleobotanikai adat, másrészt az erre a területre készült összefoglaló munkák (FRENZEL, 1968) következtében, mint az ettől délre eső területeké. Utóbbira vonatkozóan ugyanis kevés, és területileg is elszórt, elszigetelt evidenciákkal rendelkezünk s így a rekonstrukció elsősorban közvetett bizonyítékok alapján készült, zömmel teoretikus munka.

IRODALOM

1. ALEXANDROVA, A. N.: Vegetational History of Sakhalin in the Pleistocene, Resume of the lecture in III. International Palynological Conference, USSR, 1971.
2. ANDERSEN, S. TH.: Interglacial plant successions in the light of environmental changes. Intern. Congr. Quaternary, **2,** 359—368, 1964.
3. ANDERSEN, S. TH.: Medd. fra Dansk Geol, Forening, **15,** 486—506, 1965.
4. AVERDIECK, F. R.: Eiszeitalter und Gegenwart, **13,** 5—14, 1962.
5. AVERDIECK, F. R.: Fundamenta, Frühe Menschheit und Umwelt, **2,** 101—126, 1967.
6. CONOLLY, J.: Nature, **214,** 873—875, 1967.
7. ERD, K.: Math. Naturw. Reihe, **6,** 107—118, 1960.
8. FRENZEL, B.: Science, **161,** 3842, 637—649, 1968.
9. FOLLIERI, M.: Rev. Palaeobot. Palynol., **2,** 261—266, 1967.
10. GRICHUK, V. P.: Geogr. Inst. Trudi. CCCR, **46,** 1950.
11. GRICHUK, V. P.: Pleistocene of the Central Part of the Russian Plain, Guide to Field Route in III. International Palynological Conference, USSR, 1—50, 1971.
12. GRÜGER, E.: Eiszeitalter und Gegenwart, **18,** 204—235, 1968.
13. JÁRAI-KOMLÓDI, M.: Bot. Közlem., **58,** 131—143, 1971.
14. JUNG, W.—BEUG, H. J.—DEHM, R.: Das Riss/Würm-Interglazial von Zeifen, Landkreis Laufen a.d. Salzach. Bayerische Akademie der Wissenschaften, **151,** 1—131, 1972.
15. KAC, N. JA.: Bjulleten Moszkovszkogo Obscsesztva Iszpitatelei Priredi, Otdel biol., **60, 9,** 49—69, 1955. Természettud. Dokumentáció, **12,** 1—30, 1957.
16. KLUTE, F.: Erdkunde, **5,** 273—283, 1951.
17. KNEBLOVÁ, V.: Geobot. Inst. Rübel, Zürich, **36,** 164—169, 1958.
18. KONDRATENE, O. P.: On the Types of Pollen Diagrams for the Miakrin (resp. Mikulino. Riss-Würm) Interglaciation of Lithuania, with Special Regard to their Contemporaneousness, Resume of the lecture in III. International Palynological Conference USSR.
19. KRIPPEL, E.: Biológia, Bratislava, **16,** 811—820, 1961.
20. LEROI-GOURAN, A.: Middle-East Upper Quaternary Pollens, Resume of the lecture in III. International Palynological Conference, USSR, 1971.
21. LONA, F.: Quaternary floristic modifications in Italy, particularly following pollen analysis. VIII. Congrés International de Botanique, 261—262, 1954.
22. LONA, F.— VENZO, S.: Alpes Orientales, Istituto Botanico, Firenze, 39—46, 1956. (In: Rev. Palaebot. Palyn., **2,** 1967.)

23. Niklewski, J.—Van Zeist, W.: Acta Bot. Neerl., **19,** 737—754, 1970.
24. Sercelj, A.: Pollenanalytische Untersuchungen der Pleistozänen Ablagerungen von Ljubljansko Barje, Slovenska Akad. Znanosti im Umetnosti. Dissertationes und Holozänen 9, 431—472, 1966.
25. Srodon, A. — Golabowa, M.: Odbitka z Biuletynu 100, Z Badan Czwartorzedu w Polsce **7,** 1—44, 1956.
26. Szafer, W.: Annales de la Société Geologique de Pologne, **22,** 1, 1—99, 1952.
27. Tomskaya, A. I.: Vegetational History of Yakutia in the Quaternary Period, Resume of the lecture in III. International Palynological Conference, USSR, 1971.
28. Tsukada, M.: Rev. Palaeobot. Palynol., **2,** 19—20, 1967.
29. Zagwijn, W. H.: Mededel. Geol. Sticht. N. Ser., **14,** 15—45, 1961.
30. Zeist, W.: Rev. Palaeobot. Palynol., **2,** 301—311, 1967.

VIZSGÁLATOK EURÁZSIA FELSZÍNÉNEK PLEISZTOCÉNKORI ALBEDÓIRÓL

DOBOSI ZOLTÁN

A FÖLDTUDOMÁNYOK (METEOROLÓGIA) DOKTORA

Adott felszín albedója, a beeső és visszavert sugárzás hányadosa A szabja meg, hogy a ráeső sugárzási energiából mennyit nyel el és alakít hőenergiává a felszín. Ez a mennyiség:

$$(1 - A)\,S,$$

ahol S a felületre eső sugárzás erőssége. Mivel a következőkben ez a sugárzás napsugárzás, ezért A az ún. rövidhullámú albedót jelentse, amely a 4 μ-nál rövidebb hullámhosszú sugárzásra vonatkozik.

Az esetleges albedóváltozás tulajdonképpen hatásában sugárzásváltozással egyenértékű, tehát klimaváltozást idézhet illetve idéz elő.

Itt felbukkan a kérdés: az albedóváltozás — tehát hótakaró kiterjedésének, növényzetnek, felhőzetnek, stb. megváltozása — nem következménye-e egy klimaváltozásnak? Nem cseréljük-e fel az okot és okozatot?

A kérdést C. P. Brooks egyik eredményével világítjuk meg (1). Brooks szerint a negyedkort megelőzően az éghajlat valamilyen ok következtében lassan egyre hidegebbé vált. Az északsarki tengert még akkor nem borította jégtakaró. Amikor azonban a sarki hőmérséklet megközelítette a tengervíz fagyáspontját, a -2 C°-ot, elég volt egy 1/3 C°-ot kitevő hőmérsékletcsökkenés ahhoz, hogy a képződött jégkéreg, a ráeső hó hatására olyan albedónövekedést okozzon, hogy az íly módon bekövetkezett sugárzásveszteség (elnyelt sugárzás veszteség) hatására a jégtakaró, tehát hótakaró is, a pólus körül 25° földrajzi szélességet kitevő területre kiterjeszkedjék és magán a póluson a hőmérséklet 25 C°-kal csökkenjen kizárólag a hóréteg hatására minden külső egyéb ok nélkül.

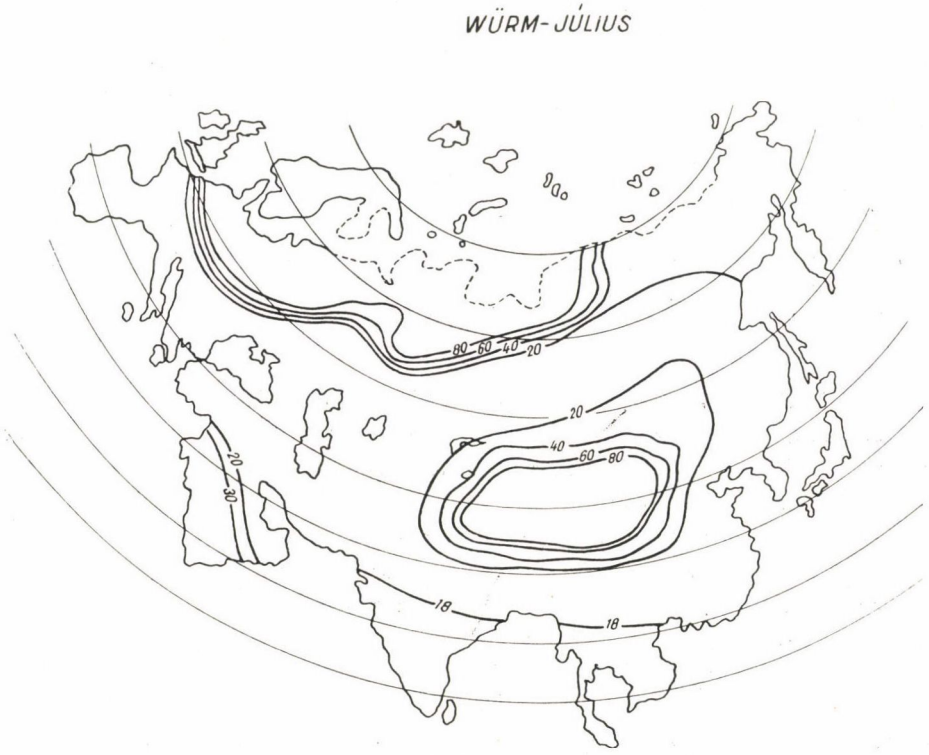
Lehetséges, hogy azok az okok, amelyek a kezdeti lehűlést okozták, később hőmérsékletemelkedést idéznének elő, ez azonban nem következik be a pólust s környékét borító hótakaró magas albedójának hatására.

Példánkban tehát az albedóváltozás kezdetben mint *következmény* jött létre, de azután hatásos *oknak* bizonyult.

A múlt évszázad közepe óta a sarkvidéki jégtakaró lassú visszahúzódásának vagyunk tanúi. Ez arra enged következtetni, hogy a klimatikus feltételek kedvezőbbek mint a jégtakaró kialakulásakor. Az Arktisz területén végzett

hőháztartásmérések adatai arra engednek következtetni, hogy ha a jégtakaró nem volna meg, akkor jelenlegi külső feltételek mellett nem képződne újjá (2).

A felhőzet megnövekedése vagy csökkenése a hótakaróhoz hasonlóan hatásosan befolyásolja a légkör albedóját.



1. ábra

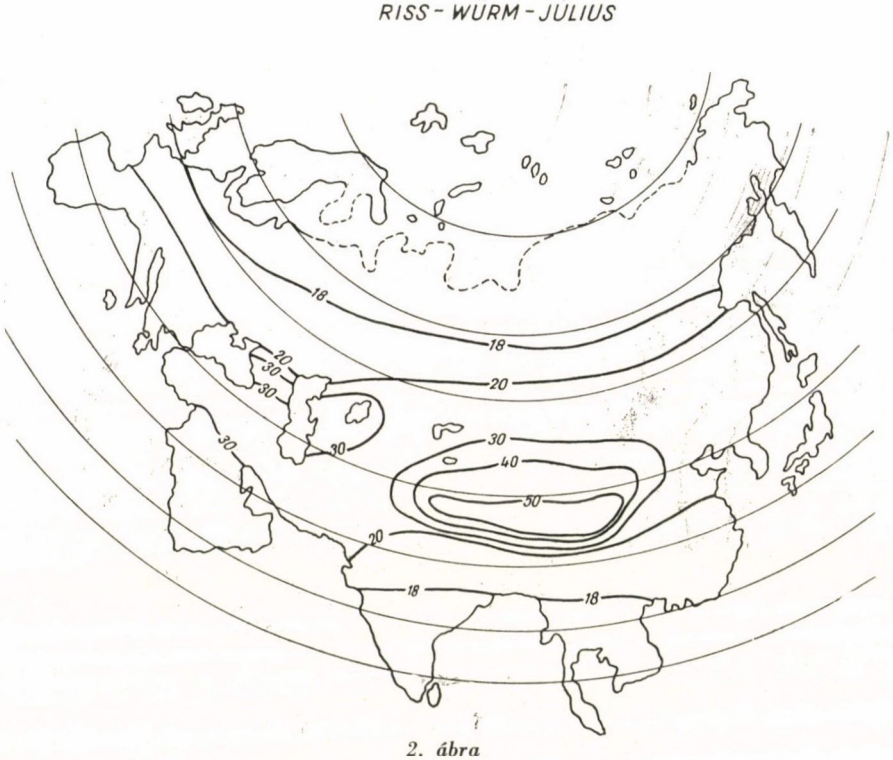
Az albedó vizsgálata során Eurázsiát választottuk ki, mert a lehűlések és felmelegedések maximális szélsőségei a kontinenseken alakulnak ki. Földünk legnagyobb kiterjedésű szárazföldje így Eurázsia az éghajlatát is legnagyobb mértékben befolyásolja.

Természetes felszínek albedója a vegetációs időszakban túlnyomórészt a felszínt borító növénytakarótól függ, sőt a vegetációs perióduson kívül is borítják a talajt holt növényi maradványok vagy örökzöld növények stb. A növénytakaró eloszlása, amelyet az előző előadásban ismertünk meg, a felszín albedójának fontos eleme. Ezeken kívül a csupasz talaj illetve sziklák, hóréteg albedóit kell még ismernünk ahhoz, hogy ezekből megszerkeszthető legyen egy kontinens albedótérképe. Az *1—4. ábrák* mutatják be Eurázsia felszínének januári és júliusi átlagalbedóit a Würm és a Riss-Würm szakaszokban.

Az éghajlatváltozásokat szem előtt tartva azonban, nem elegendő csupán

a felszín albedóját vizsgálni. A légkör által visszavert sugárzás el sem jut a felszínig, a légkört sem melegíti. Célunkra ezért a Föld+légkör rendszer albedójának figyelembevétele szükséges.

Szükséges tehát a borultságnak, a légkör áteresztőképességének, a légkör által felfelé szórt sugárzásnak s a felszín albedójának ismerete.



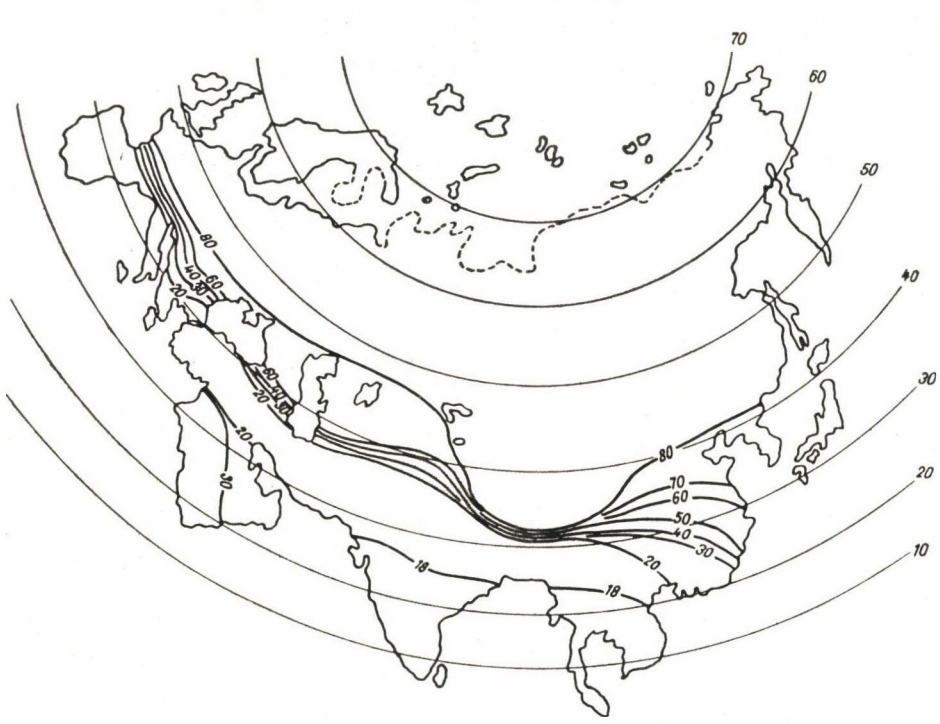
2. ábra

1. táblázat

A Föld + légkör rendszer januári és júliusi átlagalbedói Eurázsia területén a Riss-Würm interglaciálisban és a Würm glaciálisban (%)

Földr. szél.	*Würm*		*Riss-Würm*	
	I	VII	I	VII
70°	69	69	70	62
65°	70	62	72	60
60°	73	60	72	59
55°	74	59	70	55
50°	74	55	68	52
45°	70	52	62	50
40°	65	50	60	48
35°	60	48	55	46
30°	55	46	51	44
25°	40	50	42	50
20°	35	58	34	58

Rendelkezésünkre áll a borultság eloszlása ma, azaz jelen időszakban. A légkör áteresztőképességének, a transzmissziós koefficiensnek $q = 0{,}7$ értékét használjuk, mint a fehér fényre vonatkoztatott átlagértéket. Felhő nélküli légkör, a légkör külső hatására eső napsugárzásnak átlagban 7%-át szórja a világ-



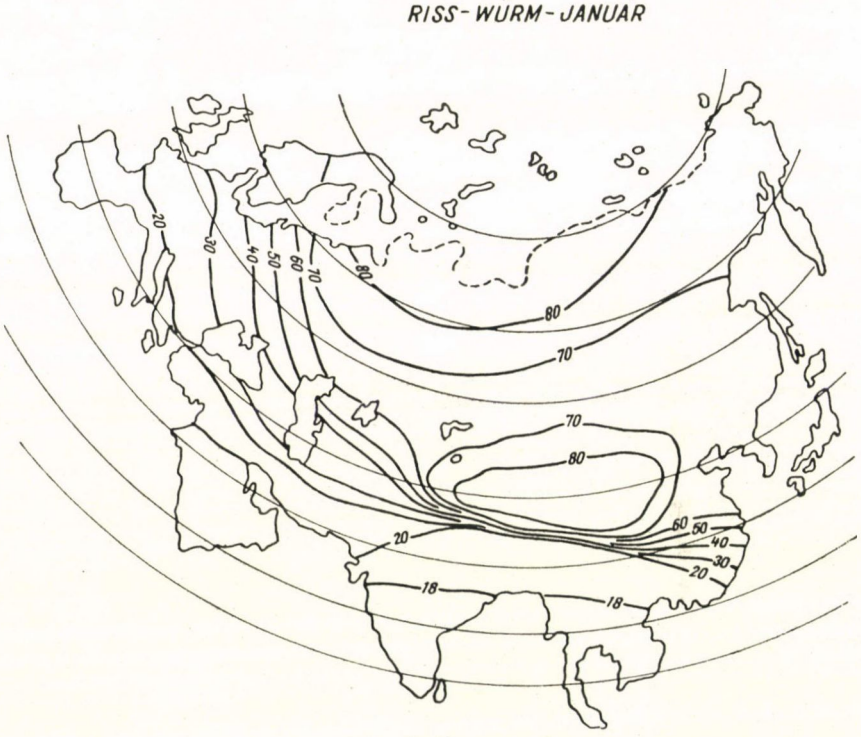
3. ábra

tér felé. A felhőzet átlagalbedójául 80%-ot mint műholdas mérések alapján becsült értéket használunk. Eurázsia területére szovjet albedótérképek állanak rendelkezésre (3). Járainé Komlódi Magda a felszíni albedó megállapításához a legfontosabb adalékot, a növénytakaró eloszlását bocsátotta a rendelkezésre (4). A klímaövek eltolódását a növénytakaró változásai alapján állapítottuk meg.

Nem utolsósorban magyar mérések alapján felhasználtuk az egyes növénytakaró illetve felszínfajták mért átlagalbedóit (5, 6). Az Eurázsiára számított átlagalbedókat észak-déli keresztmetszetben az I. táblázat mutatja be.

A táblázat 5°-onkénti területi átlagokat ábrázolja. A 70°-os szélességi kör körülbelül a kontinens északi határát reprezentálja, a 20°-os kört a déli határ jellemzőjének vettük *(1—4. ábrák)*. A Riss-Würm interglaciális

albedóeloszlása igen közel esik a mai átlagos eloszláshoz. A Würm januári albedói az északi határon alacsonyabbak a poláris légnyomási maximum okozta kisebb felhőzet miatt. (A felhők többet reflektálnak, mint a hóréteg, amelynek visszavert sugárzása a légkörön keresztülhalad.) Az alacsonyabb szélességek



4. ábra

nagyobb albedóit részben a hóréteg nagyobb kiterjedése, részben a felhőzeti öv eltolódása okozza.

A júliusi adatok hasonlóan a Würm nagyobb albedóértékeit mutatják be, a különbség szinte mindenütt borultsági övek eltolódása miatt jött létre.

Az albedóeloszlás bemutatott táblázata szerint a glaciálisokat létrehozó lehülési folyamat a felszínt és a légkört úgy módosítja, hogy egy *önmagát erősítő* folyamat jön létre.

Érdekes eredményeinket összevetni MILANKOVIČ által kapott adatokkal (7). MILANKOVIČ szerint a pályaelem ingadozások hatására a Riss-Würm interglaciálistól a Würm glaciálisig a téli félévben kb. 8% sugárzásnövekedés, a nyári félévben kb. ugyanakkora sugárzáscsökkenés következett be a 25°—75°N földrajzi szélességek között. Az albedó megváltozása a nyári félévben átlagban további 2—3%-kal növelte a veszteséget, míg a téli félév albedónövekedése

szinte egészében kompenzálja a pályaelem ingadozások hatására bekövetkező téli sugárzásnövekedést.

Az a tény, hogy az elnyelt sugárzásnak az albedó megváltozása által előidézett megváltozása télen ellenkezően hat, mint a pályaelem ingadozások hatása, nyáron azokat erősíti, felveti a pályaelem ingadozások alapján számított sugárzási görbék újból való megkonstruálásának kérdését, most már az albedó figyelembevételével, tehát a légkör-Föld rendszerben ténylegesen elnyelt sugárzásra vonatkozólag.

IRODALOM

1. Brooks, C. P.: Climate through the ages, London, 1926.
2. Budüko, M. I.: Stability of the Climate of our Age, Időjárás, 1972.
3. Baraskova, E. P.—Gajevszkij, V. L.—Djacsenko, L. H.—Lugina, K. M.—Pivovarova, C. I.: Radiacionnüj rezsim territorii Sz SzSzR. Leningrád, 1961.
4. Járainé, Komlódi Magda: Eurázsia felsőpleisztocén vegetációtörténete. Budapest, 1972.
5. Borhidi A.—Dobosi Z.: A felszíni albedo területi eloszlása Magyarországon, Időjárás, 1967.
6. Kung, C.—Reid, A.—Bryson, H.—Lenschow, D.: Study of a continental Surface Aldebo on the Basis of Flight Measurements and Structure of the Earth's Surface cover over North America, Monthly Weather Review, **12**, 1964.
7. Milankovitch, M.: Methematische Klimalekre und Astronomische Theorie der Klimaschwankungen, Handbuch der Klimatologie. Berlin, Band **I**, A, 1930.

ELJEGESEDÉSEK KIFEJLŐDÉSE AZ ÚJ GLOBÁLIS TEKTONIKA ALAPJÁN

DOBOSI ZOLTÁN

FÖLDTUDOMÁNYOK (METEROLÓGIA) DOKTORA

A paleoklimatológia fejlődésének legutóbbi évtizedeiben, a sugárzásingadozási elképzelések rovására, egyre szaporodnak azok az erőfeszítések, amelyek a Föld története folyamán fellépett jégkorszakok geológiai megokolására irányulnak. Feltűnő ugyanis az a párhuzam, amely a fő tektonofázisok és az azok végén fellépő eljegesedési időszakok között megállapítható. Erre a jelenségre már BROOKS rámutatott [1]. Azóta többen végeztek vizsgálatokat erre vonatkozólag [2], s igyekeztek valamilyen magyarázatot adni. Ma legáltalánosabban elfogadott a FLINT-féle „szoláris topografikus" elmélet [3]. Eszerint a hegyképződési időszakokban kiemelkedő hegytömegek akadályt jelentenek a légkör általános cirkulációja számára, s ennek hatására kevesebb hő áramlik az egyenlítőtől a sarkok felé, s a pólusok hőmérséklete csökken. A bekövetkező sarki eljegesedések periodicitását viszont FLINT szoláris hatással magyarázza, a primer napsugárzás ingadozásaival, vagy pedig a földi pályaelemek periodikus változásaival, amelyek a napi sugárzás földfelszíni eloszlását befolyásolják.

A szoláris-topografikus elmélet és egyéb geológiai elképzelés mellett és ellen is vannak érvek. A legnagyobb nehézséget az jelenti, hogy kvantitatív úton nem kezelhetők.

Az alábbiakban olyan feltevést ismertetünk, amely a geológia és a paleoklimatológia legfrissebb eredményein alapszik, kvantitatív úton is követhető és a lehülésre a poláris jégtakaró felléptét indokoló értéket ad.

BUDÜKO legújabb vizsgálatai [4], amelyek a jelenkori éghajlat stabilitására irányulnak, arra az érdekes eredményre vezettek, hogy a jégtakaró keletkezéséhez és eltűnéséhez elegendő az átlagos hőmérsékletnek egészen kismértékű megváltozása. A feltétel csupán az, hogy a hőmérsékletváltozás egy irányú és geológiai időléptékben is tartós legyen.

Számításai szerint Földünk átlagos hőmérsékletének 0,15C° értéket kitevő felmelegedése elegendő hosszú idő alatt az északi pólus jégtakarójának eltűnését eredményezné, 0,4C° elérő hőmérsékletemelkedés esetén az Antarktisz 3000 m vastagságot kitevő jégpáncélja is elolvad. BUDÜKO maga is gondol eredményeinek paleoklimatológiai alkalmazására, ő azonban a sugárzásingadozások lehetőségét veti fel, mint éghajlatmódosító okot. A napállandó megválto-

zása mai ismereteink szerint esetleg bekövetkezhetett, de semmi idevonatkozó adatunk nincs. A pályaelemingadozások pedig, mint említettük, a jégkorszakon belüli periodicitást magyarázhatják, de az eljegesedés keletkezését illetve a jégtakaró eltűnését nem.

A hegységvonulatok mint tartósan a légáramlások útjában álló akadályok nehezen fogadhatók el, mert a lepusztulás átlagos 1 mm/év sebessége mellett 5 millió év elegendő 5 km magas hegységek nivellálásához. A fő tektonofázisok időtartama viszont, amelyekhez e jégkorszakok kapcsolódnak, mintegy 200—250 millió év.

A földtudományok legújabb forradalma az új globális tektonika és annak a gőzpárna modell [5] alapján történt továbbfejlesztése a kérdést új megvilágításba helyezik.

A litoszférának és az azt fedő üledékeknek mélyen a köpenybe való betolódása során létrejövő gőzpárna a földsugár növekedését, illetve a földsugár hosszú periódusú hosszingadozásait idézheti elő, [6].

A földsugár növekedése a légkör vastagságának csökkenésével, tehát üvegházhatásának csökkenésével jár együtt. A légkör üvegházhatása nélkül, Földünk albedójának mai értékével számolva, az átlag hőmérséklet 32 C°-kal lenne alacsonyabb, mint jelenleg. Légkörünk mai méretei és összetétele mellett tehát 32 C° az általa létrehozott üvegházhatás mértéke.

Az üvegházhatás e hőmérsékleti mértékét, a felszín felületegysége fölötti légoszlopban levő üvegházhatást okozó komponensek mennyiségével, tehát a légoszlop magasságával arányosnak véve, adódik az eredmény, hogy

15 km-es földsugárnövekedés 0,16 C°-kal
37,5 km-es földsugárnövekedés 0,4 C°-kal

csökkenti Földünk felszínén az átlagos hőmérsékletet.

A számítás menete a következő. Az R földsugár ΔR növekedésének hatására az F földfelszín ΔF mennyiséggel nő, a légkör magassága M pedig ΔM mennyiséggel változik. Mivel a légkör térfogatát állandónak tételezzük fel

$$MF = (M + \Delta M)(F + \Delta F),$$

ezért

$$\frac{M}{M+\Delta M} = \frac{F+\Delta F}{F} = \frac{R^2 + 2R\cdot\Delta R + (\Delta R)^2}{R^2} \sim 1 + \frac{2\,\Delta R}{R}$$

ugyanis $\dfrac{(\Delta R)^2}{R^2}$ elhanyagolható.

Ha pl. a földsugár 30 km-rel nő, azaz $\Delta R = 30$ km, akkor

$$\frac{2\,\Delta R}{R} = 0{,}01,$$

azaz

$$\frac{M}{M+\Delta M} \sim 1{,}01,$$

más szóval a légkör magasságának 1%-os csökkenéséhez 30 km sugárnövekedés szükséges.

A légkör üvegházhatását a légkört alkotó gázok mennyiségével arányosnak tételezve fel, a 15 km-es sugárnövekedés 0,16C°-kal, 37,5 km-t kitevő sugárnövekedés pedig 0,4 C°-kal csökkenti Földünk felszínén az átlagos hőmérsékletet.

A kapott sugárnövekedést 100 millió évre elosztva, az első esetben 0,15 mm/év, a másodikban 0,375 mm/év sugárnövekedési sebesség adódik, azaz ezek mellett adódnak a BUDÜKO-féle küszöbértékek.

A kapott értékek kisebbek, mint az EGYED által feltételezett [7] 0,38 mm/év földsugárnövekedési sebesség. Mi azonban nem tételezünk fel egyirányú változást az egész földtörténet folyamán, hanem a legújabb eredményekre támaszkodó pulzáló Föld hipotézisét alkalmazzuk [6].

Ezek után az eljegesedések fellépte a következőképpen képzelhető el.

A fő tektonofázisok időszaka alatt, elsősorban azok második felében fellépő [6] sugárnövekedés hatására a légkör fokról-fokra vékonyabb lett. A csökkenő üvegházhatás, más szóval az azonos besugárzás mellett növekvő mértékű kisugárzás eredményeképpen a tektonofázisok végén elérte vagy túlhaladta a lehülés a BUDÜKO-féle küszöbértéket. A keletkezett jégtakaró saját hűtőhatása, főleg a hóréteg magas albedója következtében tovább csökkent a hőmérséklet, s létre jöhetett a földi hőmérsékletnek a jégkorszakokat jellemző általános csökkenése.

A jégtakaró eltűnését — a fő tektonofázisok ciklusának megfelelően — a földsugár ellentétes irányú megváltozása idézi elő, amelyhez a légkör CO_2-ben való feldúsulása is hozzájárulhat [6].

Az éghajlatingadozásokban a földsugár kismértékű hosszingadozása az ún. *trigger-mechanizmus*, amely tartósságával hat s kiváltja a nagy hőmérsékleti hatást előidéző hótakaró keletkezését illetve eltűnését. BUDÜKO adott becslést a hótakaró hőmérsékleti hatására [4]. Számításai szerint a sarki jégtakaró jelenléte a téli hőmérsékletet a magas szélességeken 20C°-kal, a nyárit 5 C°-kal csökkenti. A hőmérsékleti hatás az egyenlítő felé csökken s 50° földrajzi szélességen már csak 1C° körüli. BUDÜKO ezen számításai jó egyezést mutatnak BROOKS [1] hasonló eredményeivel.

A bemutatott elképzelés az eljegesedések keletkezésének új lehetőségére mutat rá, szemben a napállandó megváltozásának hipotézisével, amelyre semmi adatunk sincsen.

IRODALOM

1. Brooks, C. E. P.: Climate through the Ages. London, 1926.
2. Schwarzbach, M.: Das Klima der Vorzeit, Stuttgart, 1961.
3. Flint, R. F.: Glacial and Pleistocene Geology, New York, 1957.
4. Budüko, M. I.: Stability of the Climate of our Age, Időjárás, Budapest, 1972.
5. Szádeczky-Kardoss E.: Az új globális tektonika mozgásmechanizmusa és kapcsolatai a Föld és az Élet fejlődésével. Geonómia és Bányászat, 1971.
6. Szádeczky-Kardoss E.: Gőzpárna és klímaingadozás, Geonómia és Bányászat, 1973.
7. Egyed L.: A Föld fizikája, Általános geofizika. I. Budapest, 1956.

A FÖLDI LÉGKÖR KIALAKULÁSA ÉS ÖSSZETÉTELÉNEK IDŐBELI VÁLTOZÁSA

MÉSZÁROS ERNŐ
A FÖLDTUDOMÁNYOK DOKTORA

I. Bevezetés

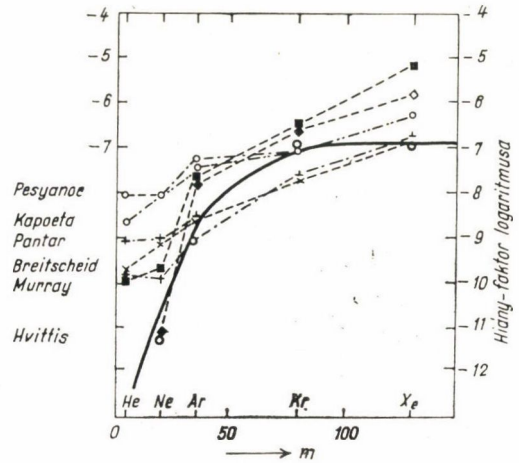
A földi légkör keletkezése és összetételének időbeli változása számos földtudományi ágazat vizsgálatának tárgyát képezi. A különböző területeken kapott eredmények egységes tárgyalása és értelmezése csak korszerű geonómiai szemlélet alkalmazásával lehetséges. A légkör kialakításában ugyanis a Föld szilárd és cseppfolyós anyaga, majd később bioszférája alapvető szerepet játszott. Nem elhanyagolható azonban az a hatás sem, amelyet a légkör a geológiai korok folyamán bolygónk egyéb szféráira kifejtett. Bár egyes részproblémák ma még közel sem tekinthetők megoldottnak, indokoltnak tűnik a jelenlegi helyzet rövid vitaindító áttekintése. A probléma megtárgyalása elősegítheti a további kutatások kijelölését, illetve koordinálását. Ez utóbbi különösen fontos, mivel a légkör keletkezéséhez és összetételéhez kapcsolódó kérdések a földtudományok vitathatatlan egységét példázzák.

Gondolatmenetünk a következő lesz. Először röviden a kozmikus gázok összetételével és földi disszipációjával foglalkozunk, majd rátérünk bolygónk szilárd és cseppfolyós öveiből származó másodlagos légköri komponensek tárgyalására. Külön fejezetet szentelünk az őslégkörben valószínűleg végbemenő legfontosabb kémiai reakcióknak, amelyek új gáznemű komponensek, illetve aeroszol-részecskék keletkezéséhez vezettek. Röviden megemlítünk a litoszféra és a légkör között lejátszódó néhány kémiai folyamatot is. Végül vázlatosan a bioszféra és a légkör kölcsönhatásait tekintjük át. Ennek keretében a mai szén-dioxid és oxigén-szint kialakulásával, illetve a légkör összetételének jelenlegi antropogén változásával foglalkozunk.

II. Kozmokémiai megfontolások

A légkör kialakulásának tárgyalásakor azt a modellt alkalmazzuk, amely szerint a Föld anyagát adó protoplanéta túlnyomó része kezdetben három fázisú diszperz rendszer volt (SZÁDECZKY-KARDOSS, 1968). A nagyobb sűrűségű és nagyságú aeroszol-részecskék középen helyezkedtek el. Az aeroszol kifelé hígult, majd tiszta gázhalmazállapotú anyagba ment át. Ismeretes, hogy a

világűrben, így a Naprendszerben is, az elemek gyakorisága atomsúlyuk növekedésével kezdetben gyorsan, majd lassabban csökken (UREY, 1952). Ennek megfelelően a gázhalmazállapotú külső burkot, az akkori viszonyoknak megfelelően, elsősorban H_2, He, CH_4, H_2O és NH_3 alkotta. A Föld típusú bolygók-



1. ábra. A nemes gázok „hiány-faktora" a földi légkörben (kihúzott görbe) és néhány meteoritban (szaggatott görbék) az „m" molekulasúly függvényében SUESS (1966) szerint

nál a gravitációs mező felépülése és a hőmérséklet olyan volt, hogy a kozmikus őslégkör jelentős részét a bolygók viszonylag hamar elvesztették. Kivételt képeztek azok az anyagok, így pl. a Föld esetében a víz, amelyek a hőmérsékleti és nyomás-viszonyoknak megfelelően kondenzálódtak, illetve a szilárd vagy cseppfolyós anyagokkal kémiai reakciókba léptek. A kondenzálódó anyagok azután a részecskék koagulációjában is fontos szerepet játszottak (UREY, 1952). Feltételezhető továbbá, hogy a nagyobb molekulasúlyú anyagok (így pl. a metán és a víz) disszipációs sebessége kisebb volt, mint a hidrogéné és héliumé. Sőt annak az eshetőségét is figyelembe kell vennünk, hogy a kisebb disszipációs sebességű anyagokból, a rendelkezésre álló hosszabb idő miatt, még nagyobb molekulasúlyú anyagok keletkeztek. Így elképzelhető, hogy a víz a napsugárzás hatására felbomlott (részletesebben lásd később), ami a metán folyamatos oxidációjához, azaz szén-dioxid képződéséhez vezetett.

Meglehetősen vitatott, hogy a jelenlegi Föld keletkezésekor viszonylag alacsony, illetve magas légnyomás volt-e. Egyes szerzők szerint (HOLLAND, 1962; VINOGRADOV, 1959) ebben az időszakban bolygónk atmoszférája a Marséhoz hasonlított. SZÁDECZKY-KARDOSS (1971) viszont feltételezi, hogy kb. 3—4 milliárd évvel ezelőtt a Földet 60—100 atm. nyomású szén-dioxid légkör övezte, ami a Vénusz jelenlegi állapotát közelíti meg.

Az első feltételezés követői általában a nemesgázok földi és kozmikus mennyiségének arányával érvelnek. A nemesgázok ugyanis nyilvánvalóan nem

léptek kémiai reakcióba a Földet létrehozó szilárd anyagokkal, így jó nyomjelzői a gáznemű komponenseknek. Az *1. ábra* az említett arányt („hiány-faktor") mutatja a molekulasúly függvényében SUESS (1966) szerint. Látható, hogy még a 130-as atomsúlyú xenon mennyisége is 10^7-ed részére csökkent. Érdekes továbbá, hogy számos meteorit hasonló hiány-faktorral rendelkezik, mint a földi arány. Ezért feltételezhető, hogy a Föld ilyen kondritos anyagokból állt össze. Ez azt teszi valószínűvé, hogy a légkör jelenlegi gázai másodlagos eredetűek. SZÁDECZKY-KARDOSS viszont a Vénusz említett analógiájára és RONOV megfigyeléseire alapoz (lásd: SZÁDECZKY-KARDOSS, 1971), amelyek szerint már 4,5 milliárd évvel ezelőtt hidroxilban és kristályvízben gazdag agyagos kőzetek alakultak ki, ami jelentős külső fluid-övezetre (légkör+víz) utal.

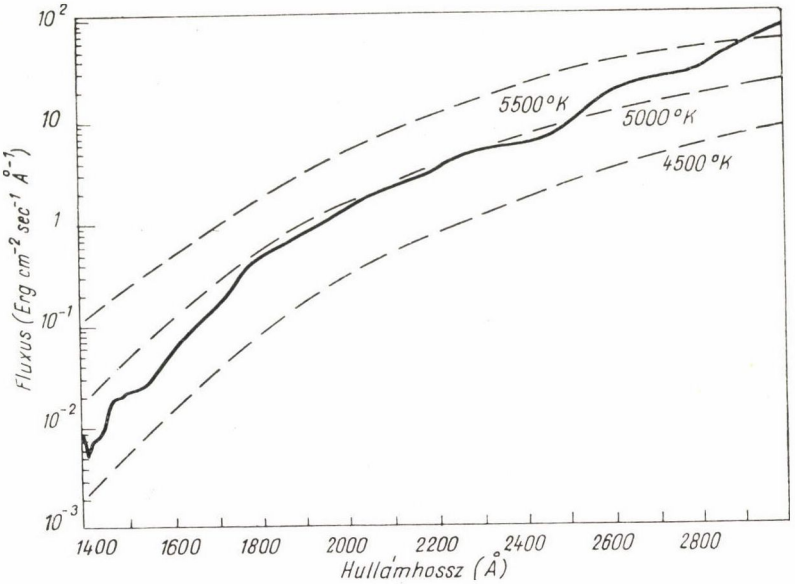
III. Másodlagos légköri komponensek

A jelenlegi Föld-bolygó kialakulása (kb. 5 milliárd évvel ezelőtt) után a szilárd és cseppfolyós övekből számos gáznemű anyag szabadult fel. Ezek az anyagok vulkanikus és termikus folyamatok, esetleg különböző reakciók termékei voltak. A kezdeti szakaszban a köpeny felső részén jelentős mennyiségű tiszta (oxidálatlan) vas helyezkedett el. Ennek megfelelően kb. 2 milliárd évvel ezelőtt az illó vegyületek metánból és ammóniából álltak, sőt jelentős mennyiségű H_2 is felszabadult. Ezt a feltételezést RAMDOHR megfigyelései (lásd: JUNGE, 1966) igazolják. Bizonyos idős ásványok ugyanis redukáló légkörre utaló pirit-szemcséket tartalmaznak. MILLER (1953) kísérletei óta továbbá bizonyítottnak vélik OPARIN régebbi elképzeléseit (magyarul lásd: OPARIN, 1960), amelyek szerint az élet kialakulásához szükséges szerves anyagok redukáló jellegű légkörben az ultraibolya sugárzás hatására keletkeztek (sőt a primitív sejtek oxidatív környezetben el is pusztultak volna).

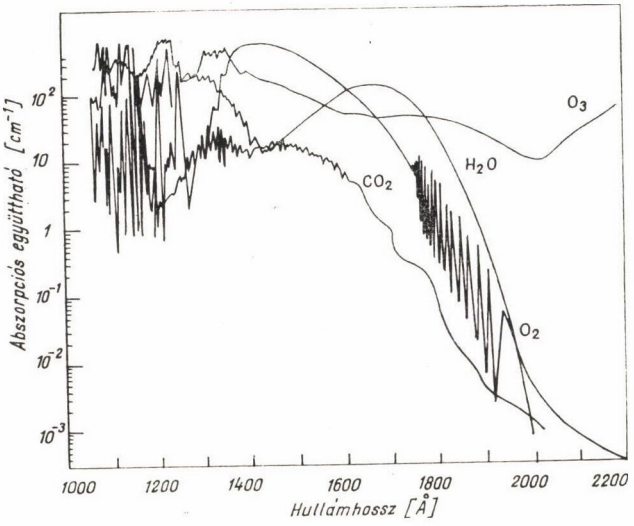
A vas átrendeződése és lesüllyedése után a vulkanikus gázok összetétele a maihoz hasonlóvá vált, azaz, mint RUBEY kimutatta (lásd: BERKNER és MARSHALL, 1965), a komponensek vízből, szén-dioxidból, nitrogénből és kéndioxidból álltak. Vitathatatlannak látszik, hogy a mai légköri nitrogén-mennyiség ilyen juvenilis forrásokból származik. A víz jelentős része az idők folyamán kondenzálódott, míg a szén-dioxid mennyisége felhalmozódott és meghaladta a jelenkori szintet. Ez utóbbi megállapítás különösen igaz, ha kozmikus CO_2 maradványt is feltételezünk.

IV. Kémiai reakciók az őslégkörben

Az őslégkörben lezajló kémiai folyamatok jelentős részét a Nap ultraibolya sugárzása váltotta ki. Ennek spektrumát a jelenlegi rakétás és műholdas mérések alapján rekonstruálhatjuk, ha feltételezzük, hogy a geológiai korok



2. ábra. A napsugárzás ultraibolya spektruma a hullámhossz függvényében NAWROCKI és PAPA (1961) szerint



3. ábra. Különböző légköri gázok abszorpciós együtthatója 1000 és 2200 Å között WATANABE et al. (1963), illetve VIGROUX (1953) szerint

folyamán lényeges változás nem történt. Ez a feltételezés a fotodisszociáció szempontjából lényeges 1400 Å-nél nagyobb hullámhosszak esetén indokolt (WILSON, 1963). A *2. ábra* a számunkra érdekes hullámhossz-sáv energia-eloszlását mutatja. A *3. ábrán* viszont az UV elnyelésében jelentős szerepet játszó komponensek abszorpciós spektrumát tűntettük fel. Az ábrán nem szerepel a H_2, N_2 és CH_4 (valamint a nemesgázok), mivel ezek abszorpciója 1200 Å felett elhanyagolható. Mint a *3. ábrából* kitűnik, a CO_2 abszorpciója 1800 Å, a H_2O-é 1900—2000 Å, míg az O_2 elnyelése 2200 Å alatt jelentős. Ezen hullámhosszak fölött csak az O_3 nyeli el jelentős mértékben az ultraibolya sugarakat.

A továbbiakban mindenekelőtt a víz fotolizisét kell megvizsgálnunk, mivel ez a folyamat oxigén keletkezéséhez vezet (NICOLET és BATES, 1950):

$$H_2O + h\nu \rightarrow H_2 + O \qquad \lambda < 1950 \text{ Å},$$
$$O + O + M \rightarrow O_2 + M$$

ahol M egy semleges harmadik anyag, általában nitrogén. A víz fotolízise 1950 Å-nél kisebb hullámhosszú sugárzás hatására megy végbe, amelyet a keletkező O_2 elnyel, azaz leárnyékol. Részben hasonló hatása van az őslégkörben jelen levő CO_2-nek is. Ha ez utóbbi hatást el is hanyagoljuk, az egyensúlyi O_2 koncentráció akkor is 10^{-3} P. A. L.-nál (P. A. L.: jelenlegi légköri szint) kisebbnek adódik (BERKNER és MARSHALL, 1965 és 1967). A víz fotolízisével és a hidrogén elszökésével tehát nem magyarázhatjuk a jelenlegi légköri oxigén-szintet. Figyelembe kell vennünk továbbá a következő reakciókat is:

$$O_2 + h\nu \rightarrow O + O \qquad \lambda = 1760 - 2300 \text{ Å}$$
$$O_2 + O + M \rightarrow O_3 + M$$
$$O + O_3 \rightarrow 2O_2,$$

amelyek ózon keletkezéséhez vezetnek. BERKNER és MARSHALL (1965 és 1967) szerint a maximális ózonkeletkezés szintje az oxigénkoncentráció tízszeres csökkenése esetén kb. tíz km-el alacsonyabbra kerül. Ennek megfelelően 10^{-3} P. A. L. környezetében az ózon egy vékony talajközeli rétegben keletkezik. Ez a folyamat a felszíni anyagok gyors oxidációjához vezet (analógiaként lásd a Mars jelenlegi felszínét).

Az akkori légkör, a maihoz hasonlóan, sőt valószínűleg fokozottabb mértékben, diszperz rendszer, aeroszol volt. Ezt elsősorban a vulkanikus tevékenységgel magyarázhatjuk. A vulkanikus tevékenység közvetlenül is juttathatott szilárd és cseppfolyós részecskéket a levegőbe. Valószínűbb azonban, hogy az

aeroszol-részecskék elsősorban a vulkanikus eredetű kén-dioxid[1] gáz fotokémiai oxidációja, illetve a keletkező kén-trioxid vízzel való reakciója útján képződtek. GERHARD és JOHNSTON (1955) laboratóriumi méréseit figyelembe véve a folyamat a következő lehetett:

$$SO_2 + h\nu \rightarrow SO_2^* \qquad \lambda = 3200—3900\ \text{Å}$$
$$SO_2^* + O_2 \rightarrow SO_4$$
$$SO_4 + O_2 \rightarrow SO_3 + O_3$$
$$SO_3 + H_2O \rightarrow H_2SO_4,$$

ahol a csillag gerjesztett állapotra utal. Ez a folyamat tehát a víz fotolízisét leárnyékoló oxigén kivonásához vezethetett, amely további vízfelbomlást eredményezett. CADLE és POWERS (1966) szerint továbbá atomos oxigén és kén-dioxid jelenlétében a következő reakció megy végbe:

$$SO_2 + O + M \rightarrow SO_3 + M.$$

Ez a reakció azonban feltehetően csak a talajközeli légrétegekben, a maximális ózonképződés szintjében lehetett jelentős. Az ózon maximális koncentrációszintjének emelkedésével a reakció hatékonysági szintje is emelkedett és nem elképzelhetetlen, hogy a nemrég felfedezett jelenlegi sztratoszferikus aeroszol (szulfát)-réteg (JUNGE, 1963) ez utóbbi oxidációs folyamat eredménye.

A kéngázok, az oxigén és a víz fenti reakcióival keletkezett kén-sav cseppecskék egy részét az ammónia feltehetően semlegesítette, így ammónium-szulfát keletkezett. Ezt az elképzelést mai megfigyelések igazolják.Hawaii vulkánok füstjében végzett aeroszolmérések szerint a magmához közeli levegőben számos ammónium-szulfát részecske mutatható ki (CADLE et al., 1967). A kén-dioxid mennyisége az akkori nagyobb vulkanikus tevékenység mellett nagyobb lehetett, mint a mai légkörben. Így elképzelhető, hogy e folyamat hatására a beeső napsugárzás annyira legyengült, hogy még az esetleges nagynyomású CO_2 légkörben (SZÁDECZKY-KARDOSS, 1971) sem emelkedett a talajközeli hőmérséklet 100 C° fölé. Különösen jelentős lehetett ez az „aeroszol-hatás" akkor, ha a részecskéken, mint kondenzációs magvakon, vastag vízfelhők keletkeztek. Ha viszont a hőmérséklet kb. 300 C° alá süllyedt, akkor a légköri CO_2 jelentős

[1] Redukált állapotban levő kén esetén ezt a következő reakció előzhette meg:

$$H_2S + O_3 \rightarrow SO_2 + H_2O,$$

amely szobahőmérsékleten gyorsan végbemegy (JUNGE, 1963). Ez a folyamat a talajközelben lehetett hatékony. A valószínű konventív mozgások azonban az SO_2-t magasabb légrétegekbe szállíthatták.

része karbonátos kőzeteket hozott létre (UREY, 1952) a következő típusú reakcióval:

$$Mg\,SiO_3 + CO_2 \rightarrow MgCO_3 + SiO_2,$$

ami a szén-dioxid nyomás jelentős csökkenésével járt.

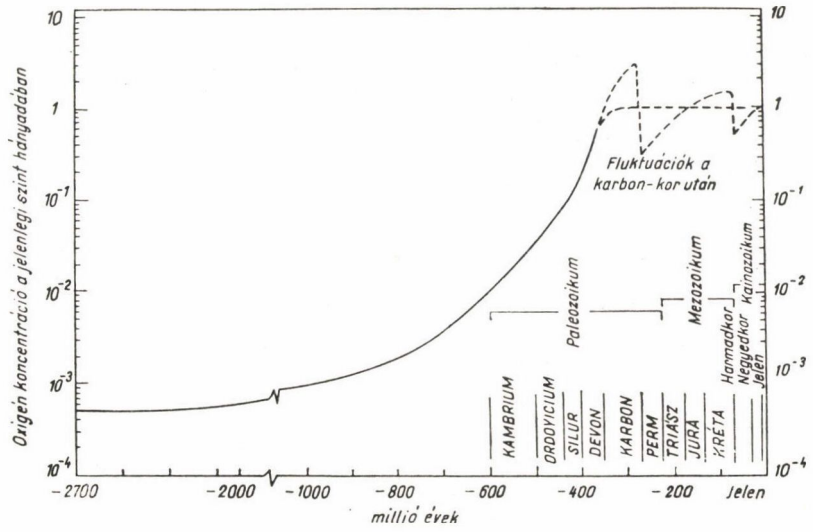
V. Az oxigén mennyiségének növekedése a geológiai korok folyamán

A fentiek alapján megállapíthatjuk, hogy sem a kozmikus, sem a másodlagos juvenilis források, sem pedig az őslégkörben végbemenő kémiai reakciók a Föld atmoszférájába jelentősebb mennyiségű szabad oxigént nem juttathattak. Így a jelenlegi nagy mennyiségű szabad oxigén megmagyarázása az ilyen jellegű vizsgálatok alapvető feladatává vált. A problémát elsősorban BERKNER és MARSHALL (1965 és 1967) munkái alapján tekintjük át.

Említettük, hogy az élet kialakulása feltehetően redukáló környezetben kezdődött. Az első anaerob szervezetek vízben keletkeztek olyan, mélységben, amely fölött a lényegében ózonmentes légkörön átjutó halálos UV sugarak elnyelődtek, de a szükséges 2900 Å-nél nagyobb hullámhosszú sugarak még éppen áthatoltak. 2,7 milliárd évvel ezelőtt (O_2 szint kisebb, mint 10^{-3} P. A. L.) ez a mélység kb. 10 m-re tehető. Az első szervezetek primitív algák, gombák és baktériumok voltak, sőt valószínű, hogy a kambrium előtti vízi állatok egyike sem rendelkezett kövületekben fennmaradó kemény részekkel. A primitív fotoszintetikus élet miatt a palezoikum kezdetére (600 millió évvel ezelőtt) a légköri oxigén-szint 0,01 P. A. L.-ra emelkedett. Így lehetővé vált egyes szervezetek számára a légzésre való áttérés. Ezzel egyidejűleg az élet elterjedhetett a felszíni vizekben is. Ezt az oxigén-szintet ezért „első kritikus szintnek" nevezzük.

A kambriumban az óceáni élet forradalmi fejlődése kezdődött. A légköri szén-dioxid szint csökkent, míg az oxigén-koncentráció gyorsan emelkedett. Az oxigén-szint a szilur korszak végére (420 millió évvel ezelőtt) elérte a 0,1 P. A. L.-t *(4. ábra)*, amit a „második kritikus szintnek" tekinthetünk. Ez az oxigén-koncentráció az ózonkeletkezés maximális szintjét kb. 20 km-re emelte, ami lehetővé tette az élet szárazföldeken való meghonosodását. Az ózonréteg megemelődésekor a konvektív mozgások (felhőképződés) erőssége csökkent és a függőleges hőmérsékleti profil alapvetően átrendeződött (megindult a sztratoszféra kiépülése). A légköri szabad oxigén (és az ennek köszönhető ózon) tehát nem csak biológiai szempontból jelentős, hanem a Föld légkörének speciális szerkezetét is az oxigén hozza létre. Ma már ismeretes, hogy a Földdel kb. azonos nagyságú Vénusz CO_2 légkörében a földi sztratoszférának megfelelő réteg nem mutatható ki (AVDUEVSKY et al., 1970).

A geológiai korok folyamán az oxigén koncentrációja nem folyamatosan emelkedett (lásd. *4. ábra*). Azokban az időszakokban, amikor a fotoszintézis oxigén termelése meghaladta a szénhidrogének és szén formájában tárolódó szerves bomlástermékek oxidációját (pl. karbon), akkor oxigén-többlet, fordított esetben viszonylagos oxigén-hiány lépett fel. Az oxigén-szint további lénye-



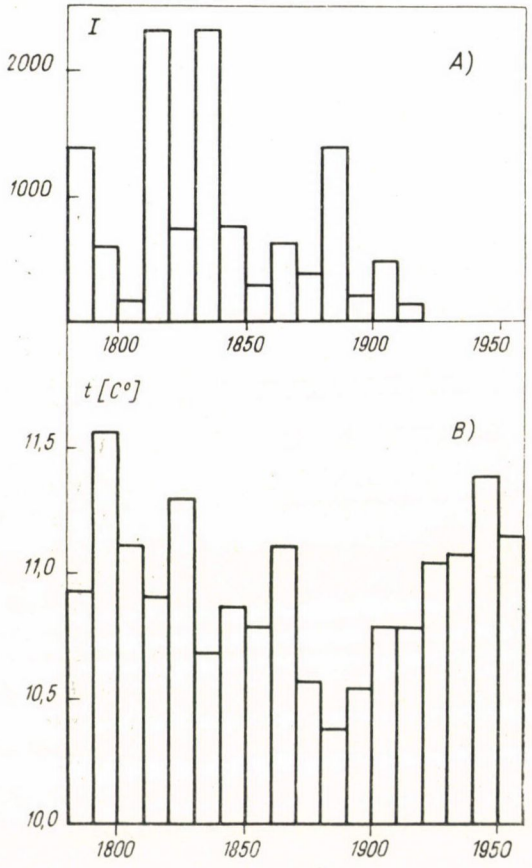
4. ábra. Az oxigén szintjének változása a Föld története folyamán BERKNER és MARSHALL (1967) szerint

ges ingadozásaihoz vezetett az üledékes kőzetek oxidációja, illetve a betolódásukkor megfigyelhető oxigénfelszabadulás (SZÁDECZKY-KARDOSS, 1971). Üledékképződés alkalmával ugyanis a FeO jelentős része Fe_2O_3-má oxidálódik, míg szubdukció esetén fordított folyamat megy végbe. SZÁDECZKY-KARDOSS számításai szerint az átlagos üledékképződés 5 millió év alatt a légkör oxigénkészletének 39%-át felhasználhatja.

VI. A földi légkör összetételének változása az emberi tevékenység miatt

Ismeretes, hogy az emberi tevékenység levegőt szennyező hatása egyre nagyobb méreteket ölt. Így korunkban a levegő összetételének változását ilyen szempontból kell megvizsgálnunk, mivel a légszennyezettség nem kívánt klimaváltozásokhoz vezethet. Elképzelhető ugyanis, hogy a Föld jelenlegi termikus rendszere és jégtakarója labilis egyensúlyban van (BUDYKO, 1969), azaz már kis változások is komoly következményekkel járhatnak.

Az előzőekben láttuk, hogy Földünk légkörének alapvető sajátossága magas szabad oxigén-tartalma. Az oxigén koncentrációját az ipari és egyéb égési folyamatok, illetve a fotoszintézisben fontos szerepet játszó növények károsodâsai módosíthatják. DAVITAJA (1971) becslése szerint az oxigén kon-



5. ábra. A vulkanikus tevékenység indexének (A) és Budapest hőmérsékletének (B) időbeli változása 1780 és 1960 között. Az „I" szám a vulkanikus tevékenység miatt a sztratoszférába kerülő anyag mennyiségével arányos

centrációja az utolsó ötven évben, 0,02%-ot csökkent. Ez a becslés azonban ellentétben áll MACHTA és HUGHES (1970) méréseivel, amelyek szerint az oxigénszint az elmúlt időszakban nem változott. Így pillanatnyilag ezzel a hatással nem kell számolnunk.[2]

[2] Érdekes lenne annak megvizsgálása, hogy az oxigén-szint állandóságát nem az üledékes kőzetek jelenlegi szubdukciójának oxigéntermelő hatása okozza-e.

Ezzel szemben a légköri szén-dioxid koncentrációja folyamatosan emelkedik. CALLENDAR (1958) kimutatta, hogy a CO_2 szint a múlt század végétől századunk közepéig több mint 10%-ot nőtt. Egyes szerzők (LOVELOCK, 1971) a földi légkör hőmérsékletének századunk első felében megfigyelt emelkedését a növekvő CO_2-szint hatásával magyarázzák. Az utolsó két évtizedben megfigyelt hőmérséklet csökkenés okát viszont a mesterséges eredetű aeroszol részecskék sugárzásgyengítő hatásában keresik.

A probléma részletesebb vizsgálatához az 1781—1960-as időszakra vonatkozóan kiszámítottuk Budapest (pontosabban Buda) tízéves hőmérsékleti középértékeit (WÁGNER, 1972). Az 5. *ábra* „B" része a kapott eredményeket mutatja be. Az ábrából kitűnik, hogy a múlt század vége óta észlelt hőmérséklet növekedést egy csökkenő tendencia előzte meg, ami nehezen értelmezhető emberi hatásokkal. A hőmérsékleti menet jellegének magyarázatához számos tényezőt megvizsgáltunk. Az 5. ábra „A" része a vulkanikus tevékenység „I" indexét mutatja LAMB szerint az általunk vizsgált időszakra vonatkozóan (lásd: INADVERTENT CLIMATE MODIFICATION, 1971.) „I" értéke a sztratoszférába 10 év alatt bekerülő anyagmennyiséggel arányos.[3] Látható, hogy az esetek többségében a vulkanikus tevékenység és a hőmérséklet időbeli menete között fordított összefüggés mutatkozik. Így az 1880—1890 közötti hőmérsékleti minimum az „I" értékének maximumával esik egybe, majd az ezt követő elhanyagolható vulkanikus tevékenységet a hőmérséklet állandó növekedése kíséri. Mindez azt jelenti, hogy a hőmérséklet fél évszázados növekedését nem csak emberi hatásokkal értelmezhetjük. A kérdés végleges megválaszolásához tehát további vizsgálatok szükségesek.

Végül az 5. ábrával kapcsolatban megjegyezzük, hogy a bemutatott két görbe közvetve azt is valószínűvé teszi, hogy a légkörbe kerülő vulkanikus anyagok a geológiai korok klimaváltozásaiban is fontos szerepet játszottak. Ez további bizonyítéka a földtudományok által vizsgált különböző földi szférák kölcsönhatásának.

IRODALOM

AVDUEVSKY, V. S.—MAROV, M. Y.—ROZHDESTVENSKY, M. K.: A tentativ model of the Venus atmosphere based on the measurements of Veneras 5 and 6. J. Atmosph. Sci., **27,** 561—568, 1970.

BERKNER, L. V.—MARSHALL, L. C.: On the origin and rise of oxygen concentration in the Earth's atmosphere. J. Atmosph. Sci., **22,** 225—261, 1965.

BERKNER, L. V.—MARSHALL, L. C.: The rise of oxygen in the Earth's atmosphere with notes on the Martian atmosphere. Adv. Geophys., **12,** 309—331, 1967.

BUDYKO, M. I.: The effect of solar radiation variations on the climate of the Earth. Tellus, **21,** 611—619, 1969.

CADLE, R. D.—POWERS, J. W.: Some aspects of atmospheric chemical reactions of atomic oxygen. Tellus, **18,** 176—185, 1966.

CADLE, R. D.—WARTBURG, A. F.—FRANK, E. R.—LODGE, J. P.: Particles in volcanic fume. Nature, **213,** 581, 1967.

[3] Bizonyos elképzelések szerint a sztratoszférában felfedezett szulfátból álló aeroszolréteg (JUNGE, 1963) vulkanikus eredetű kén-dioxid oxidációjának terméke.

CALLENDAR, G. S.: On the amount of carbon dioxide in the atmosphere. Tellus, **10,** 243—248, 1958.
DAVITAJA, F. F.: Isztorija atmoszferü i gyinamika jijo gazovovo szosztava. Metyeor. Gidrologija, **2,** 21—28, 1971.
GERHARD, E. R.—Johnstone, H. F.: Photochemical oxidation of sulfur dioxide in air. Ind. Eng. Chem., **47,** 972—976, 1955.
HOLLAND, H. D.: Model for the evolution of the Earth's atmosphere. Petrologic Studies: A volume to Honor A. F. Buddignton, Geol. Soc. Amer., 447—477, 1962.
INADVERTENT CLIMATE MODIFICATION. Report on the study of man's inpact on climate. The Massachusetts Inst. of Technol., Cambridge, 1971.
JUNGE, C. E.: Air chemistry and radioactivity. Academic Press, New York and London, 1963.
JUNGE, C. E.: Die chemische Entwicklung der Erdatmosphäre. Umschau, **23,** 676—771, 1966.
LEVELOCK, J. E.: Air pollution and climatic change. Atmosph. Environment, **5,** 403—411, 1971.
MACHTA, L.—HUGHES, E.: Atmospheric oxygen in 1967 to 1970. Science, **168,** 1582—1584, 1970.
MILLER, S. L.: Production of amino acids under possible primitive Earth conditions. Science, **117,** 528—529, 1953.
NAWROCKI, P. J.—PAPA, R.: Atmospheric processes. A. F. C. R. L. Report, Contract **19/604/7405,** Bedford, 1961.
NICOLET, M.—BATES, D. R.: The photochemistry of atmospheric water vapor. J. Geophys. Res., **55,** 301—327, 1950.
OPARIN, A. J.: Az élet keletkezése a Földön. Gondolat Kiad., Budapest, 1960.
SUESS, H. E.: Some chemical aspects of the evolution of the terrestrial atmosphere. Tellus, **18,** 207—211, 1966.
SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: A Föld szerkezete és fejlődése (Bevezetés a kőzettanba). Akadémiai Kiad., Budapest, 1968.
SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: Az új globális tektonika mozgásmechanizmusa és kapcsolatai a Föld és az élet fejlődésével. Geonómia és Bányászat, **4,** 3—89, 1971.
UREY, H. C.: The planets, their origin and development. Yale Univ. Press, New Haven, 1952.
VIGROUX, E.: Contribution à l'étude expérimentale de l'absorption de l'ozone. Ann. Physique, **12,** 8, 709—762, 1953.
VINOGRADOV, A. P.: Khimicseszkaja evolucija Zemlji. Izdat. Akad. Nauk SzSzSzR., Moszkva, 1959.
WÁGNER, M.: Éghajlatváltozás vizsgálata hosszú hőmérsékletsorok alapján. Kézirat, 1972.
WATANABE, K.—ZELIKOFF, M.—INN, E. C. Y.: Absorption coefficient of several atmospheric gases. Geophys. Res. Paper, A. F. C. R. C. Techn. Report, 52—52, Cambridge, 1953.
WILSON, O. C.: A probable correlation between chromospheric activity and age in main-sequence stars. Astrophys. J., **138,** 832—848, 1963.

GEOBIOLÓGIA ÉS PALEOKLIMATOLÓGIA

GÉCZY BARNABÁS

A FÖLD- ÉS ÁSVÁNYTANI TUDOMÁNYOK DOKTORA

Gyakran megesik, hogy egy tudományágat azon a fokon megrekedtnek tartunk, mint amikor tőle búcsút vettünk. A paleontológiát is sokan a leíró — rendszerező paleontográfiával azonosítják, pedig az élet egykori dokumentumainak értékelése legalább olyan fontos feladata az őslénytannak, mint a leírásuk. Hiszen az élőlények nemcsak adott környezetben élnek, hanem át is alakítják azt. Erre talán a leghatásosabb példát a zátonyépítő szervezetek nyújtják, amelyek a tenger vízháztartását (áramlás, hőmérséklet, sótartalom stb.) széles sávban formálják át. Jogosnak tűnik tehát SYLVESTER-BRADLEY (1972) érvelése, aki szerint a geofizika és a geokémia után a földtan új tudományága van születőben, a *geobiológia*, amely nem közvetlenül az őslénytani anyagot vizsgálja, hanem a geológia és a biológia közti összetett kölcsönhatásokat és az ilyen irányú energiafolyamatok időbeliségét.

A jelen ankét, amikor a paleoklimatológiai folyamatok feltárását tűzte egyik célul, a vizsgálatokat részben olyan eredményekre építette, amelyet a bioszféra, különösen a növényzet a légkör összetételének módosításában vállalt, és aminek nyomai fossziliák formájában fennmaradtak.

Különösen fontosak ebből a szempontból azok a dokumentumok, amelyek újabban a korábban élettelennek tekintett prekambriumból kerültek elő. A Föld 4,6 milliárd évre visszanyúló történetéből az első 1,5 milliárd évről keveset tudunk. A legidősebb üledékes kőzetek (Swaziland csoport, Dél-Rhodézia; 3,2 milliárd év) már tartalmaznak fossziliákat, és a 3 milliárd éves Tree sorozat kőzeteiből olyan növénymaradványok is előkerültek, amelyek a fotoszintézis, így a szabad oxigén keletkezésének kétségtelen bizonyítékai. Az eredetileg oázisszerű foltokra szorítkozó oxigéntermelés a tengeri növények elterjedésével és fejlődésével kapcsolatban 2,5 milliárd éven át fokozódott, ami új megvilágításba helyezi a légkör és a törzsfejlődés összefüggésének korábbi (BERKNER — MARSHALL, 1965) elméletét. A földi légkör a magasabbrendű tengeri szervezetek lélegzéséhez szükséges oxigén-koncentrációt (1% P. A. L.) nem a prekambrium/kambrium határon (0,5 milliárd év) érte el, hanem több évmilliárddal előbb! (v. ö. FISCHER, 1972)! A növények oxigéntermelése nem közvetlen oka a gerinctelenek felvirágzásának, hanem csak előfeltétele.

A növényvilág a légkör oxigén-tartalmának szabályozásában különösen a devontól játszott szerepet, attól az időszaktól kezdve, amitől a fejlettebb növények fokozatosan kezdik birtokukba venni és átformálni a szárazföldi környezetet. Ez a folyamat mind a mai napig tart. Ettől az időtől kezdve a környezet iránt érzékeny növények a „múlt hőmérői" egyre több információt nyújthatnak az őséghajlattannak. Minél inkább közeledünk a jelen felé, ezek az információk annál megbízhatóbbá válnak. Azok a problémák, amelyeket a távolabbi múltban a térbeli összefüggések bizonytalansága, a pontos egyidejűség bizonyítási nehézségei, és a kihalt növények értékelése jelentett, a pleisztocénben már elhanyagolhatók. Az eredmények pontossága itt már megfelel a szigorú tudományos követelményeknek.

IRODALOM

1. FISCHER, A. G.: Atmosphere and Evolution of Life. Main Currents in Modern Thought, **28,** 1—9, 1972.
2. SYLVESTER-BRADLEY, P. C.: Geobiology and Future of Paleontology. J. Geol. Soc., **128,** 109—117, 1972.

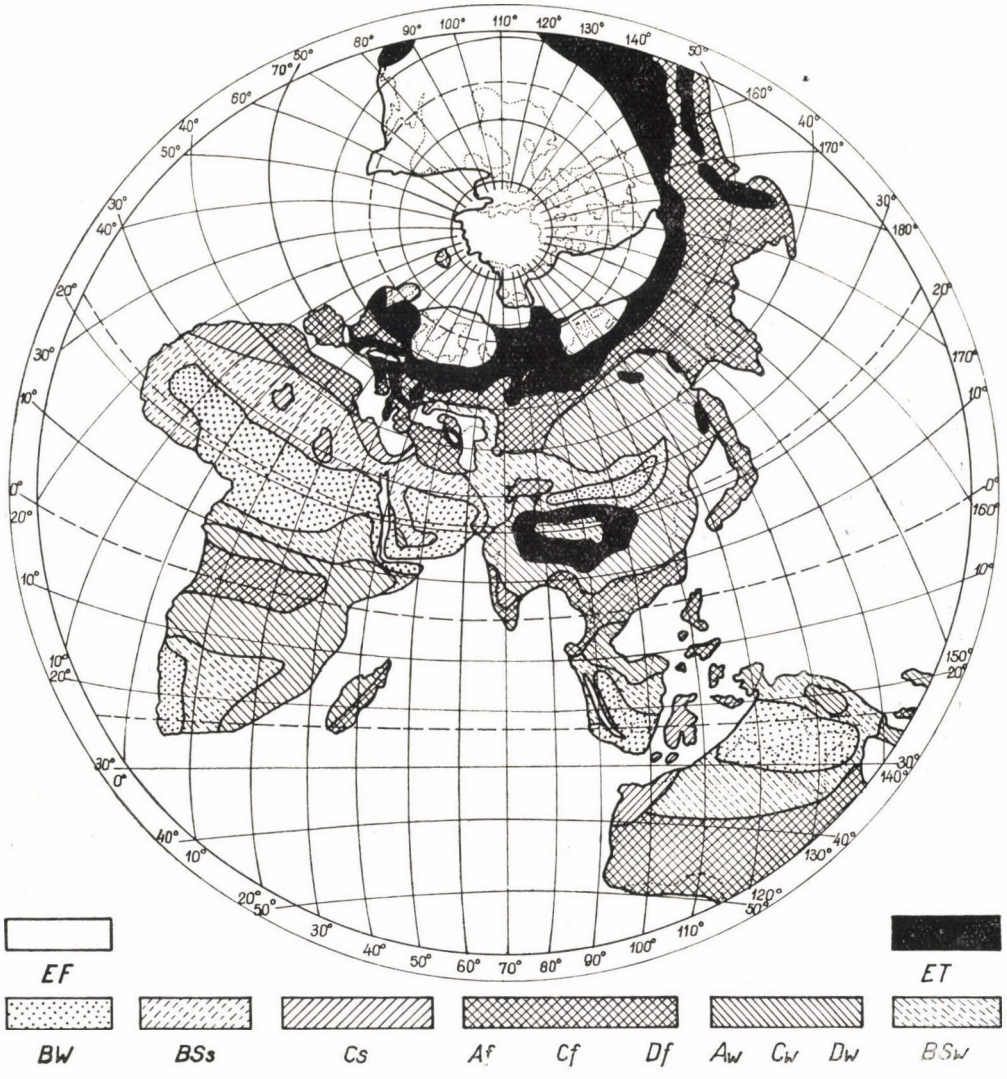
FÖLDRAJZI MEGJEGYZÉSEK EURÁZSIA PLEISZTOCÉNKORI ÉGHAJLATÁHOZ

KÁDÁR LÁSZLÓ

A FÖLDRAJZTUDOMÁNYOK DOKTORA

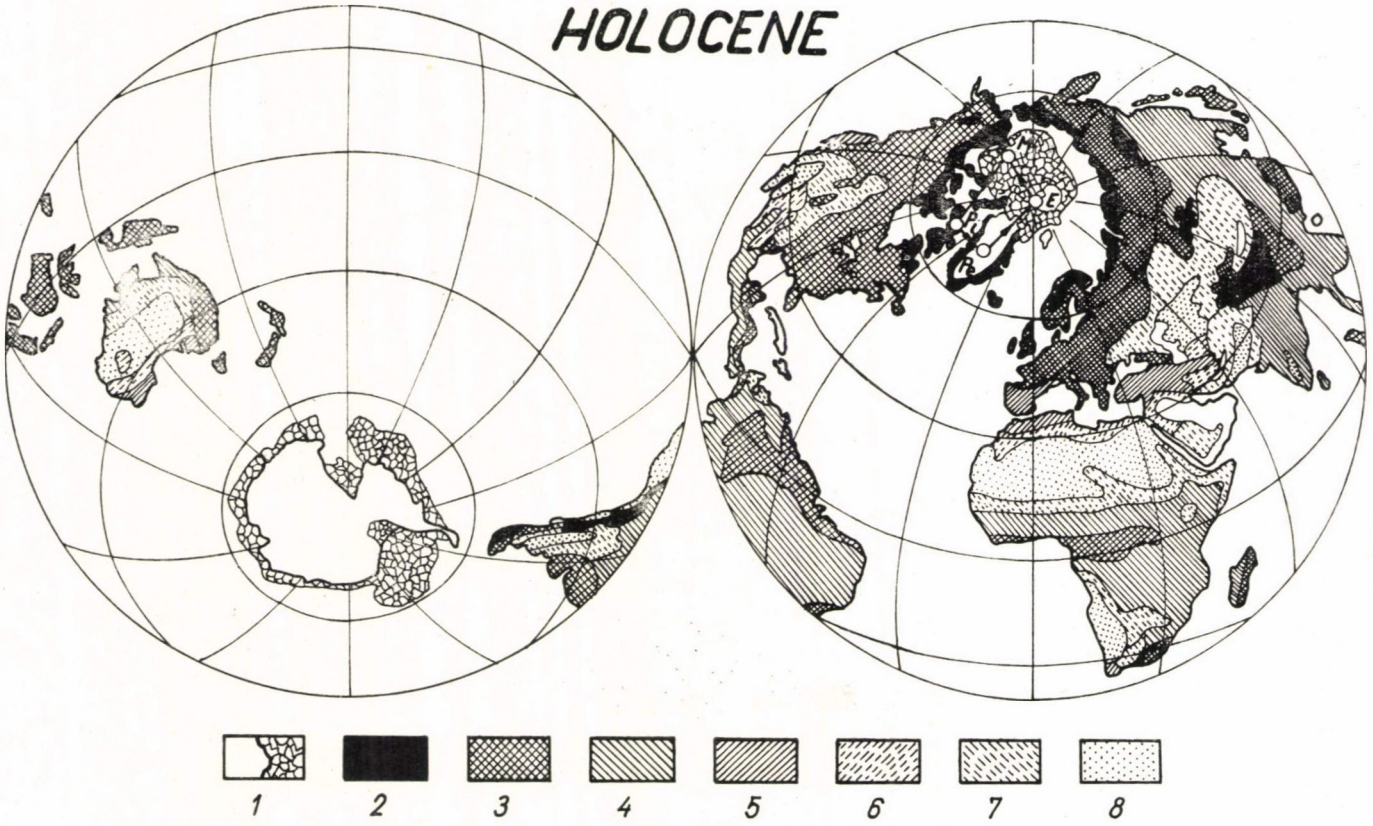
Európa és Grönland között volt a pleisztocén vége óta a legélénkebb a kontinensek egymástól való eltávolodása KÖPPEN és WEGENER szerint az északi pólus Grönland közepén volt. Ennek következtében Európa földrajzi szélessége 7—8 fokkal nagyobb volt a pleisztocénben, mint ma. Az Északi sark Peking délkörén mérve Szibéria északi partjától 10 fokkal, Pekingtől pedig 20 fokkal távolabb volt, mint ma. Belső- és Kelet-Ázsia, tehát átlagosan mintegy 15 földrajzi szélességgel délebbre esett a sarki eljegesedés tájaitól. Az *1. ábrán* látható paleogeográfiai térképünkön az eurázsiai és az É-amerikai sarki jégsapka a pólus körül koncentrikusan elhelyezkedő klimazóna alakjában jelenik meg. Igaz ugyan, hogy a sarki jégsapkának az eurázsiai része ennek ellenére 3 egymástól többé-kevésbé széles, jégmentes területekkel elválasztott jégmezőre tagozódik. Ezeken a jégmentes térségeken át találták meg a folyók a tengerhez vezető utat, minthogy Eurázsiának ez a része északnak lejt. A Maas és a Rajna, valamint a Weser és az Elba az Északi-tengerbe torkolva a Brit-szigetek jégsapkáját választotta el a skandináviaitól, Eurázsia legkiterjedtebb pleisztocén jégtakarójától. Az Ural hegység két oldalán pedig a Pecsora, illetve az Ob és a Jeniszej kiterjedt árterületei nem engedték a skandináv és az észak-szibériai jégmezők összeolvadását. A Távol-Keleten meg a Csucsk-vidék már az 50. és a 60. szélességi fok közé esett és a pleisztocén eljegesedés idején Ny-K-i irányban csapó lánchegységeinek déli lejtőin mérsékelt (D), sőt melegmérsékelt (C), éghajlatával mindenkor könnyen járható vándorutat biztosított az eurázsiai növény- és állatfajoknak, valamint az embernek Amerika felé és viszont.

Az eurázsiai pleisztocén jégtakarók déli peremének kijelölésénél az utóbbi 100 esztendőben az északi területekről származó kőzetanyag legdélibb határát fogadtuk el az egykori ún. legnagyobb eljegesedés határának. Ez az eljárás azonban két szempontból is hibás: Először nem számolt azzal, hogy azt a hordalékanyagot, amelyet az elolvadó jégnyelvek homlokmorénáiban leraktak, a periglaciális éghajlati öv folyóvízi és tömegmozgásos folyamatai a jég környékén kialakult lejtési viszonyoknak megfelelően többszáz km-re is tovább szállíthatták dél felé. Hangsúlyoznunk kell, hogy a jégtakaró körül kialakult lejtésviszonyokról van szó, mert ezek Európában a már említett É-D-i általá-



1. ábra. Az Északi-Sarkvidék és az Óvilág pleisztocénkori éghajlati tájai KÖPPEN rendszerében

nos lejtést megfordították, amivel a folyókat is nyugat felé kényszerítették. Másodszor a korábbi eljárás nem vette figyelembe azt, hogy a szárazföldeken elvégződő jégsapkáknak általában nincs is zárt pereme, csak egy többé-kevésbé széles peremvidéke, amelyben a jég gleccser-nyelvekre tagolódva és többnyire zeg-zugos szakaszokkal nyomul előre, pl. Alaszka partvidéke és az É-kanadai szigetvilág.



2. ábra. A csapadék jelenkori évszakos, területi megoszlása 1. sarki jégtakaró és tengeri jég; 2. tundra éghajlat; 3. egész évben csapadékos; 4. nyári csapadék; 5. téli csapadék; 6. téli esős sztyepp; 7. nyári esős sztyepp; 8. sivatag. Az Északi Sark helye: E = az eocénban és a holocénban; M = a miocénban; P = a pliocénban; Pe = a pleisztocénban

A periglaciális öv és a jéggel borított glaciális terület közötti morfológiai különbségek, valamint a gleccserek közé benyomult mérsékeltövi vegetáció és állatvilág maradványai a poliglaciális szemlélet kialakulására vezettek. Figyelmünket azonban elkerülte az a körülmény, hogy ún. régebbi eljegesedések területén az üledékek északról dél felé szemcsenagyság szerint osztályozódtak. Ilyen osztályozásra pedig a jég nem képes.

Az egykori eurázsiai eljegesedés déli határsávját az ún. legfiatalabb eljegesedés végmorénájának mentén rajzolhatjuk meg, bár még így is számolnunk kell az egyes jégnyelvek lóbuszai között kimaradt jégmentes területekkel.

A Föld jégkorszakainak magyarázatára az utolsó 100 év alatt több tucatnyi elmélet született. Ez arra enged következtetni, hogy a Föld eljegesedését magyarázó elméletek valami közös hibában szenvednek.

Európa-centrikus szempontból bízvást mondhatjuk, hogy interglaciálisban vagyunk, mert kontinensünkről a jégtakaró 10 ezer évvel ezelőtt eltűnt. Elolvadt a jég Kanadában is, de megmarad Grönlandban. Jégsapkák vannak az Északi-Jeges-tenger többi szigetén is és jégpáncél borítja a tenger vizét is. Megmaradt, sőt előrenyomult a jég az Antarktiszon is. A tengeri jéggel együtt az É-i Sarkvidék ma jéggel fedett felszíne azonos kiterjedésű az Antarktiszéval. Az északi féltekén a pleisztocénhoz képest a helyzet csak annyiban változott, hogy a szárazföldi és a tengeri jég területaránya megfordult. A déli sark környékén a szárazföld- és a tengeri jég aránya ugyanezen időszak alatt fordított értelemben változott. Ebből pedig az következik, hogy globális értelemben nem szűnt meg a jégkorszak sem az északi, sem a déli féltekén a holocén bekövetkezésével, de következik az is, hogy a sarkvidéki területek albedója a negyedkor folyamán nem sokat változott *(2. ábra)*.

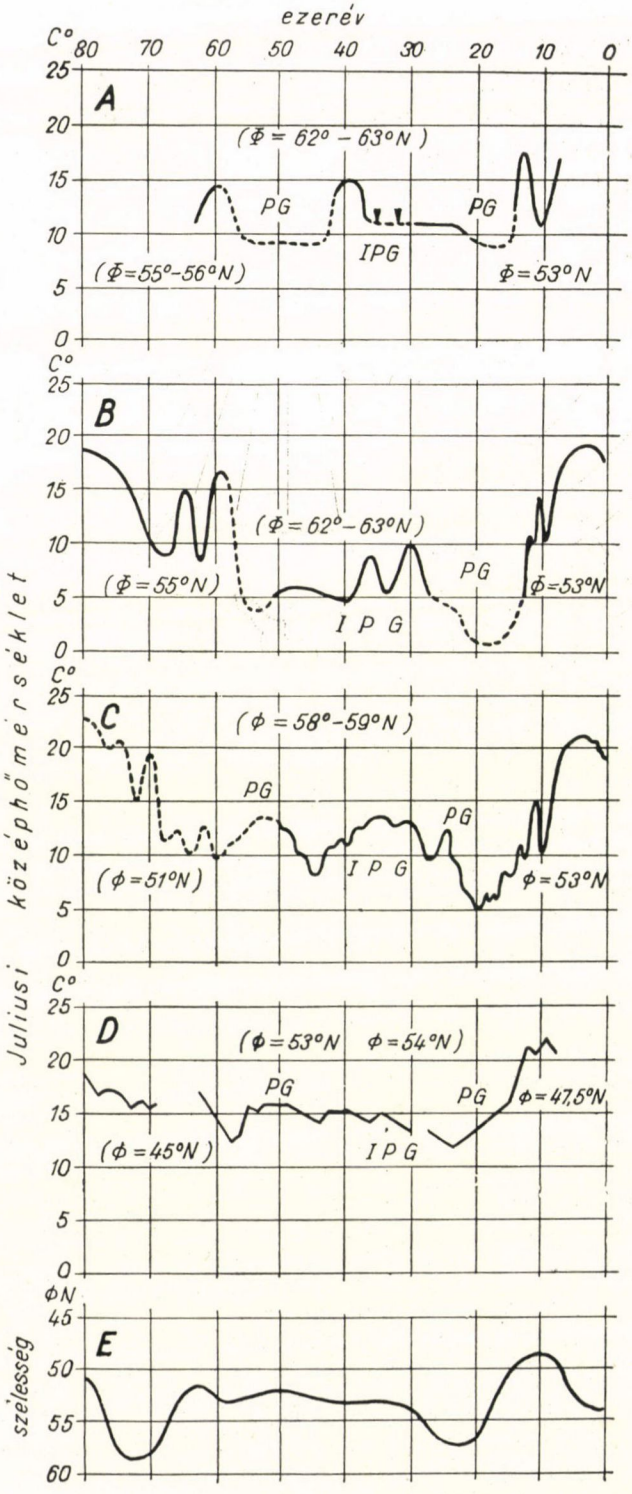
Ha azzal számolunk, hogy a sarkok vándorlásával a körülöttük meglevő magasnyomású öv a keleties hideg, száraz szelekkel együtt ugyanolyan értelemben eltolódott a földfelszínen, akkor nem is kell külön okot keresni a glaciális száraz ÉK-i szelek kialakulására.

Ez arra látszik utalni, hogy földtörténetileg nem beszélhetünk jégkorszakról, sem jégmentes időszakokról, csak arról van szó, hogy a Föld egyes tájai a pólusvándorlások következtében más és más geológiai időszakokban voltak jéggel borítva. Eszerint nem volt olyan földtörténeti időszak, melyben a mindenkori sarkvidékekről hiányzott volna a jégpáncél.*

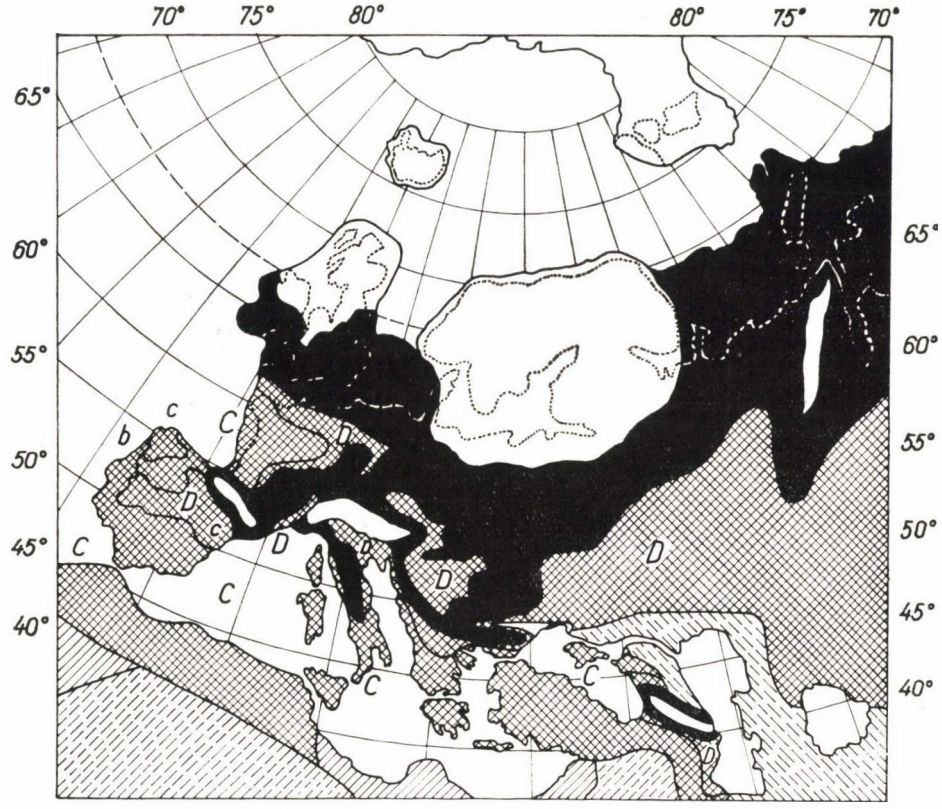
Ezzel nem kívánjuk azt mondani, hogy a radiációs állandónak különböző okokra visszavezethető változásai Földünkön éghajlatingadozásokat,

* Ez rendszeres igazolásra szorul a különböző földtörténeti időkre. (SZERK.)

3. ábra. Az európai pleisztocén júliusi középhőmérsékletének a változásai biológiai bizonyítékok alapján: A = az angol síkságon OSBORNE szerint; B = Hollandiában v. HAMMEN et al. szerint; C = Németországban GROSS szerint; D = Magyarországon KRETZOI szerint; E = M. MILANKOVIĆ-nak az 55°É szélességre számított sugárzás görbéje; PG = periglaciális időszak; IPG = interperiglaciális időszak


ezerév
C°
80 70 60 50 40 30 20 10 0
25
20
15
10
5
0
A
(Φ = 62° – 63°N)
PG
PG
IPG
(Φ=55°-56°N)
Φ=53°N
B
(Φ=62°–63°N)
(Φ=55°N)
PG
Φ=53°N
I P G
C
(φ=58°-59°N)
PG
PG
(φ=51°N)
I P G
φ=53°N
D
(φ=53°N φ=54°N)
PG
PG
φ=47,5°N
(φ=45°N)
I P G
ΦN
45
50
55
60
E
Július középhőmérséklet
szélesség

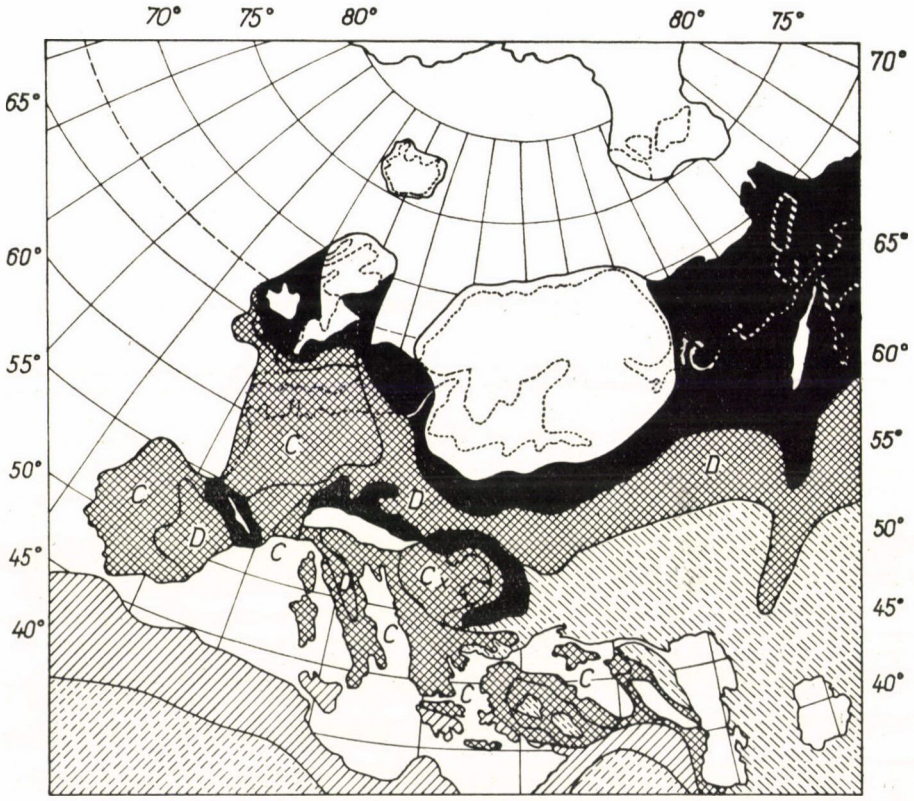
sőt éghajlat-változásokat nem okoztak volna. Lehetséges, hogy kellő számú meteorológiai adat birtokában hasonló változások az egész Földön kimutathatók volnának a sarkvidékektől a trópusi eső zónájáig. Ezek a változások azonban sokkal érezhetőbbek és jelentősebbek az átmeneti éghajlati tájakon, ahol az éghajlati határok eltolódását is kiválthatják.



4. ábra. Az európai pleisztocén periglaciális időszakainak éghajlati tájai KÖPPEN rendszerében az 1. és 2. ábra jelzéseivel

Ilyen érzékeny klímaöv volt a pleisztocénban Közép-Európa periglaciális övezete. Azok a faunatörténeti sorok, amelyeket Ny- és Közép-Európa pleisztocénjéből radiokarbon datálásokkal (illetve ezekhez viszonyíthatóan) ismerünk, azt mutatják, hogy a MILANKOVIĆ-féle sugárzási görbe ingadozásai a paleontológiai adatokkal teljesen párhuzamosan futnak, ha a földrajzi szélességnek az egyes időszakokra vonatkozó változásait is számításba vesszük. Közép-Európa földrajzi szélessége a pleisztocénban az 55. és 65. szélességi fokok közé esett, amelyekre vonatkozóan Milanković számításait végezte,

abból kiindulva, hogy Európa azon tájai, amelyek ma ezeken a szélességeken vannak, a pleisztocénban jég borította. Korábban még nem volt ismeretes, hogy ezekhez a szélességekhez akkor jórészt olyan területek tartoztak, amelyeken eljegesedés nem volt. Így a radiációs görbéből a feltételezett pleisztocén eljegesedéseket levezetni nem lehet, pedig a sugárzás görbének éppen ez volt



5. ábra. Az európai pleisztocén interperiglaciális időszakának éghajlati képe KÖPPEN rendszerében az 1. és 2. ábra jelzéseivel

a célja. A skandináviai jégtakaró idején a közép-európai térségben először periglaciális tundra klíma uralkodott 65.000—58.000 évvel ezelőtt. Hasonló hideg éghajlat volt itt a pleisztocén végén is, 25000—18000 évvel ezelőtt. Ezt a két tundra időszakot azonban egy kb. 36000 esztendős melegmérsékelt klíma választotta el egymástól, amelyet ezért joggal nevezhetünk interperiglaciális időszaknak.

Valójában az egész európai pleisztocén fosszíliák abszolút kormeghatározásai nem idősebbek 60—70 ezer esztendőnél és így a sugárzási görbe két utolsó mélypontjának a legfiatalabb würm eljegesedés két utolsó stadiálisa

felel meg. Mindezek a leletek pedig többnyire ennek az időszaknak periglaciális zónájából kerültek elő. A periglaciális és interperiglaciális éghajlatoknak ezen időszak alatti változása, valamint az európai tájak erős változatossága, továbbá a glaciális, periglaciális, fluviális és eolikus eróziós folyamatok dinamizmusa magyarázatot nyújt a fauna és a flóra térbeli eloszlásának és időbeli váltakozásának minden olyan momentumára, amely a poliglaciális elmélet által megkövetelt klímaváltozások értelmezéséhez kellett.

Az európai civilizációk kifejlődési területe Közel-Kelet és Közép-Kelet. Mint száraz és félig száraz szubtrópusi tájak az éghajlatot befolyásoló mindenféle endogén és exogén hatásra érzékenyen reagáltak. Fluviális és aridus időszakok váltották egymást a sivatagok nagy kiterjedésű területein, a csapadékos időszakok pedig egyaránt voltak hideg téli esőjűek mediterrán jelleggel, és meleg nyári esőjűek trópusi jelleggel. Éppen ezért nem kielégítő az a magyarázat, amely a poliglaciális elmélet alapján ezeket az esős időszakokat a meleg interglaciálisokkal, a száraz periódusokat pedig a hideg glaciálisokkal azonosította.

A pleisztocén pólus helyzetének megfelelően a Szahara és az Arab-sivatag mintegy 5 fokkal délebbre tolódott a mai helyzetéhez képest. A mediterrán sztyepp-övezet összefüggő, széles sávként lenyúlott délre a mai Ráktérítőn túl. A Perzsa-öböl K-i oldalán a Zagrosz-hegység lejtőin, a mediterrán téli esők és a monszonikus nyári esők közvetlen kapcsolatba kerültek egymással, lehetővé téve bizonyos flóra és fauna elemeknek a Mediterráneum és Elő-India közötti kicserélődését.

A paleomágneses adatok, a pólusvándorlások tényét igazolják. Másfelől ismeretesek olyan adatok is, amelyek erősen valószínűsítik a légkör C^{14} tartalma és a földmágnesség intenzitásának változása közötti összefüggéseket. Ez utóbbinak a változása pedig eredhet a földmágneses térnek a napsugárzás által befolyásolt légköri összetevőjéből ugyanúgy, mint a Föld belsejéhez kötött földmágneses térerőnek és tellurikus anomáliának a földkéreghez képest való eltolódásából, és intenzitás ingadozásaiból. Ha ezeknek a minden valószínűség szerint a cseppfolyós magburokban indukálódó elektromos áramokkal kapcsolatos folyamatoknak a légköri áramlásokkal való kölcsönhatásait értelmezni sikerül, akkor talán hosszabb periódusú időjárási, sőt éghajlattani előrejelzésekre, illetve a múltban lezajlott események értelmezésére is vállalkozhatunk.

IRODALOM

1. Chappell, J. E.: Climatic pulsations in Inner Asia. Palaeogeogr., **10,** 177—198, 1971.
2. Charlesworth, J. K.: The Quaternary Era. London, 1957.
3. Coope, G. R. Morgan. A.—Osborn, P. J.: Fossil Coleoptera as indicators of climatic fluctuations . . . Palaeogeogr., **10,** 87—102, 1971.
4. Cox, A.: Polar wandering, Continental drift and the Onset of Quaternary Glatiation. Eiszeitalter u. Gegenwart. Meteor. Monogr., 112—125, 1968.
5. Emiliani, C.: Cenozoic Climatic Changes. Ann. N. Y. Acad. Sc., **95,** 521—536, 1961.

6. FAIRBRIDGE, R. W.: Eustatic changes in sea-level. In Physics and Chemistry of the Earth, **4,** 99—185, 1961.
7. FAIRBRIDGE, R. W.: Eiszeitklima in Nordafrika. Geol., 1964.
8. FAIRBRIDGE, R. W.: The Sahara Desert Ice Cap. Nat. Hist., 66—73, 1971.
9. GELLERT, J. F.: Kurze Bemerkungen zur Klimazonierung . . . in der jüngeren erdgeschichtlichen Vorzeit. Wiss. Zeitschr. Pädagog. Hochsch. Potsdam, **3,** 145—151, 1958.
10. GROSS, H.: Die bisherige Ergebnisse von C^{14} Messungen. Eiszeitalter u. Gegenw., Braunschweig, **296,** 1958.
11. HILGENBERG, O. C.: Paläopollagen der Erde. N. Jb. Geol., Stuttgart, 116, 1—56, 1962.
12. KÁDÁR, L.: Erdausdehnung, Meeres- und Kontinentenentwicklung, Polwanderung und Klima. Acta Geogr. Debrecina, **8,** 3—12, 1962.
13. KÁDÁR, L.: Bezweiflung der Existenz mehrerer pleistozänen Vereisungszeiten in Europa. Acta Geogr. Debrecina, **13,** 149—164, 1967.
14. KÁDÁR, L.: Doubting the exsistence of more than one Pleistocene Glacial Periods in Europe. Földr. Ért., Budapest, **16,** 267—282, 1967.
15. KÁDÁR, L.—FÉLEGYHÁZI, E.: Beiträge zur . . . tertiären und quartären Klimate der Erde. Contributions to Tertiary and Quaternary Climates. Acta Geogr. Debrecina, **15, 16,** 8—9, 275—303, 1971.
16. KÖPPEN, W., WEGENER, A.: Die Klimate der geologischen Vorzeit. Berlin, 1924.
17. KRETZÓI, M.: Stratigraphie und Chronologie. INQUA VI., Warszawa, 1961.
18. KRETZÓI, M.: Betrachtungen über das Problem der Eiszeiten. Ann. Mus. Nat. Hung., **34,** 36—82, 1941.
19. LAMB, H. H.: Climates and circulation regimes, Palaeogeogr., **10,** 125—162, 1971.
20. MILANKOVIĆ, M.: Mathematische Klimalehre. In Köppens Handb. d. Klimatologie, Berlin, 1920.
21. ÖPIK, E. J.: Climatic Change in Cosmic Perspective. Icarus, **4,** 289—307, 1965.
22. ÖPIK, E. J.: Climatic Change and the Onset of the Ice Ages. Irish Astron. Journ., 153—156, 1968.
23. RUNCORN, S. K.: Continental drift. New York—London, 1962.
24. SUESS, HANS, E.: Climatic changes and the atmospheric radiocarbon level. Palaeogeogr. **10,** 199—202, 1971.

KORREFERÁTUM A III. ANYAG- ÉS ENERGIAÁRAMLÁSI ANKÉTON

NAGY LÁSZLÓNÉ

A BIOLÓGIAI TUDOMÁNYOK DOKTORA

SCHWARZBACH szerint a paleoklíma rekonstrukcióban különlegesen fontos tényezők az ún. klímajelzők (fosszilis növények és állatok maradványai, valamint üledékes kőzetek). Ezekkel az 1969-es első áramlási ankéton foglalkoztam.

A paleoklimatológiai értékelés alapjait a geológia és különösen a paleobotanika szolgáltatja. A paleoklimatológiai folyamatok ezen harmadik áramlási ankéton ismertetett eredményeihez, mint paleobotanikus a következőket fűzöm: JÁRAINÉ KOMLÓDI M. első összefoglaló térképet mutatott be Eurázsia felsőpleisztocén növénytakarójáról. Ennek az összefoglalásnak értékes adataira épített és hivatkozott DOBOSI Z. is, amikor kiemelte, hogy a vegetáció jelenléte, vagy hiánya is lényegesen befolyásolja az albedo értékeket.

A recens albedotérképeink szerkesztésénél mérhető adatokat használunk. Mind bizonytalanabbá válik a helyzet, amint a geológiai idő függvényében visszafelé haladunk. Két fő probléma jelentkezik:

1. Az adatok száma kevesebb, csak alappontokra (feltárásokra, fúrásokból származó mintákra) vonatkoznak, térképre az ezekből *extrapolálható összefüggéseket* vihetjük, még a felső pleisztocén esetében is. Erre a bizonytalanságra JÁRAINÉ KOMLÓDI M. is rámutatott. Bizonyítottabb a több paleobotanikai adattal rendelkező északi mérsékeltövre vonatkozó rekonstrukció, mint a kevesebb adatra támaszkodó és a tengerek által is jobban befolyásolt Eurázsia déli részére vonatkozó rekonstrukció.

2. A másik nehézséget az adatok *időbeli korrelációjának bizonytalan volta* okozza. A nagy klímaövezeten belül jelentős különbségek adódnak a lokális- és mikroklíma hatásokból.

Mindezek ismeretében is nő az első sikeres kísérletek jelentősége. Ilyen JÁRAINÉ KOMLÓDI M. Eurázsia felső-pleisztocén növénytakarójáról készített térképe és a DOBOSI Z. által készített albedo eloszlási görbéje a Riss-Würm interglaciálisból és a Würm glaciálisból.

Idősebb geológiai időegységek paleobotanikai és paleoklimatológiai adataiból (felhőzeteloszlás, hótakarók stb.) albedotérképek szerkesztése a következő előfeltételekkel lehetséges:

megfelelő számú lelőhely;

a fosszilis adatok pontos meghatározása;

a botanikai vonatkozások felismerése; (a kihalt fosszíliák esetén nehézséget okoz azok értékelése, ill. a persistens fajoknál az ökológiai és klímaigény változások mérlegelése is);

filogenetikai, ontogenetikai sorok meghatározása;

a paleovegetáció areális összefüggéseinek felkutatása;

a lelőhelyek időbeli korrelálása.

A paleoklimatológiai kutatásoknak a szoros szakmai vonatkozásain túlmutató fontossága is van több szempontból is, így:

1. A törzsfejlődés és egyedfejlődés paleoklimatológiai összefüggéseinek kérdése a dialektikus materializmus törvényszerűségeinek magyarázatára eklatáns példa.

2. A sokrétű adatokból összegezett paleoklimatológiai eredmények felhasználhatók a nyersanyagok előfordulásának megállapítására is pl. kőolaj, kőszén, gipsz, anhidrit, bauxit stb.

LEMEZTEKTONIKA ÉS PALEOGEOGRÁFIA A KELET-MEDITERRÁN MEZOZÓOS TÉRSÉGBEN

GÉCZI BARNABÁS

A FÖLD- ÉS ÁSVÁNYTANI TUDOMÁNYOK DOKTORA

Régóta vajúdó kérdése a magyar rétegtannak mezozóos hegységeinek egymáshoz fűződő viszonya. A különbségek — főként a jurában — szembetűnők. Jura-időszaki üledékes kőzetek Magyarországon három hegységben találhatók (FÜLÖP, 1971);

1. *Dunántúli-Középhegység* (Bakony, Gerecse, Vértes, Pilis);
2. *Mecsek-hegység*;
3. *Villányi-hegység.*

1. A Dunántúli-Középhegység jurája karbonátos kőzetekből épül fel. Alárendelten szerves eredetű tűzkövek is találhatók, a szárazföldi eredetű törmelékanyag azonban mindvégig hiányzik. A jura rétegek összvastagsága 50—400 m között változik. A kis rétegvastagság ellenére a rétegsor „teljes", azaz valamennyi emelet faunával igazolt. A fauna és az üledék mindvégig nyílttengeri, pelágikus környezetre utal.

2. A Mecsek-hegység jurája szintén teljes, azonban a Dunántúli-Középhegységtől eltérően az alsó-jurában nagy mennyiségű szárazföldi eredetű törmelékanyagot tartalmaz. Az alsó, kőszenes összlet (gresteni fácies) vastagsága eléri a 3500 -m-t, és az erre következő foltos márga vastagsága is 2600 m. Az alsó-jura üledékekre a középső- és felsőjurában a Dunántúli Középhegység kőzeteihez hasonló karbonátos kőzetek következnek.

3. A két, teljes rétegsorral ellentétben a Villányi-hegység jurája feltűnően hézagos: pár m vastag, terrigén anyagot tartalmazó alsó-jura; pár cm vastag oolithos és stromatolitos középső-jura, majd nagy vastagságú (400 m), törmelékanyagtól mentes felső-jura üledékes kőzetekkel.

A feltűnő kőzettani és faunisztikai eltérések ősföldrajzi tényezőkből adódtak.

A lehetőségek itt a következők:

a) A különböző kifejlődési területek üledékei *több*, elkülönült üledékgyűjtő medencében rakódtak le;

b) A különböző üledékek *egyetlen* üledékgyűjtő különböző részein jöttek létre.

a) Az első feltevés a képződmények jelenlegi földtani elterjedését vetíti vissza a múltba, a mai pásztás elrendeződésből egykori ősföldrajzi elkülö-

nültségre következtetve. WEIN (1969, p. 413—417) a Magyar Középhegység geoszinklinálisát, az Igali-Bükki valamint Mecsek-Kiskőrösi eugeoszinklinálist és a villányi mezozóos övet különítette el. DANK és BODZAI (1970, p. 7) az osztrák-alpi (ide tartozik a Dunántúli-Középhegység), belső dinári (Bükk-hegység), bihari (Mecsek-hegység) és villányi övvel számol; feltételezve az EK—KÉK irányú fáciesövek Kárpátok ívét követő DK-i, majd NYDNy-i irányú visszafordulását. NAGY (1971, p. 584) érdeme, hogy a pászták számát kettőre szűkítette, az északi (Bakony, Bükk) és a déli (Mecsek, Villány) szárnyra. Mindenesetre a pászták mai kiterjedésükben sokkal keskenyebbek annál, semhogy önálló geoszinklinálisoknak felelnének meg. A többször feltételezett sekélyvízű, hosszú és keskeny tengerágak több mint 60 millió évig tartó önállósága nehezen képzelhető el, és nem ad magyarázatot arra a fokozódó fáciesegyezésre, ami az egyes pásztákat a középső, és különösen a felsőjurában egymáshoz kapcsolja. A Dunántúli-Középhegység jura tengerének partvonala — a nyílttengeri jelleg alapján — sokkal távolabb keresendő a mai kis foltokra szorítkozó előfordulásoknál. Ezzel szemben a mecseki alsó-jura jelentős szárazföld közelségére utal. A Dunántúli-Középhegység jurája nagy kiterjedésű egykori tengert, a Mecseké nagy kiterjedésű szárazföldet feltételez. Felmerül tehát a kérdés, vajjon *jogos e hegységeink egymástól való távolságát az amúgy is erős hegységszerkezeti mozgásokkal jellemzett mediterrán övön belül, közel 200 millió évre visszavetítve változatlannak tekinteni?* A Tethys hosszú történetét figyelembevéve ugyanis nagyon valószínűtlen, hogy mezozóos hegységeink mai elrendeződése az egykori paleooceánográfiai viszonyokat pontosan tükrözi.

b) Egyszerűbb a kép, ha a mezozóos hegységeket *egyetlen* tágas üledékgyűjtő (Tethys) különböző részének tekintjük. Mivel az alsó-jurában a középhegység nyílttengeri, a Mecsek partközeli területnek felelt meg, az utóbbi üledékgyűjtő medence állandó süllyedése, és az ezzel lépést tartó feltöltődés szedimentációs csapdaékként működhetett, ami megakadályozta a szárazföldről beáramló törmelékanyag távolabbi medencerészekbe szállítódását. A két terület közelsége és az átmeneti fáciesek hiánya még ez esetben is problémát jelent. BOCCALETTI et al. (1971) Észak-Itáliában az eredeti „eu-" és „miogeoszinklinálisok" redukcióját az óceáni kéreg redukciójára vezették vissza. A Pannon medencében SZÁDECZKY-KARDOSS (1972, p. 117) ÉK-DNy-i irányban húzódó mezozóos-harmadidőszaki betolódási övet mutatott ki, ami a fennmaradt lemezrészek közti óceáni kéreg megsemmisülésével az egykor egymástól sokkal távolabb eső területek közeledésének természetes magyarázatát adja. A mezozóos pászták mai közelsége tehát utólagos lemeztektonikai mozgásokra vezethető vissza. Kérdés e mozgások során a pászták elrendeződése változatlan maradt-e? A feleletet a három hegység nagyobb területre kiterjesztett ősföldrajzi vizsgálatától várhatjuk.

1. A *Dunántúli-Középhegység*, a Keleti-Alpok, és az ÉNy-i Kárpátok mezozoikumának szoros kapcsolatát a külföldi geológusok is joggal hangsú-

lyozták. KÜPPER (1961, p. 225) — figyelembe véve az Északi-Mészkőalpokban kimutatott utólagos térszűkölést — a Mészkőalpok és a Bakony üledékeinek eredeti leülepedési térségét egymáshoz nagyon közelinek tekintette. TOLLMANN (1969 p. 1146) szerint a Magyar-Középhegység a Keleti-Alpokkal és Nyugati-Kárpátokkal együtt egy nagy, egységes, nagy kiterjedésű áttolódásos övbe (Hochzentralid) tartozik. A fácies és a faunarokonság azonban továbbnyomozható a Déli-Alpok, Apenninek, Nyugat Görögország, és Szicília irányában is (vö. BERNOULLI, JENKYNS, 1970, p. 516; BERNOULLI, PETERS, 1970, p. 619). A Keletalpi-dinári mezozoikumot STAUB (1924, p. 215) takaróelmélete a tágabb értelemben vett indo-afrikai kontinens perméről származtatta. LAUBSCHER (1971, p. 815) mediterrán szintézise szerint mindezen területek ahhoz a nagy kiterjedésű tengeralatti mészkőfennsíkhoz tartoztak, amely eredetileg a Tethys *déli*, Afrikához közel eső területét szegélyezte. Ennek a mészkőfennsíknak a sorsát azok a lemeztektonikai folyamatok szabták meg, amelyek az alsó-jurában a Tethys szétnyílását elősegítették.

Geofizikai megfigyelésekkel alátámasztott tény, hogy az Atlanti Óceán északi medencéje a jurában kezdett szétnyílni. Ezzel egyidejűleg a Tethysen belül a közép-óceáni hátság kialakulása, azaz a Tethys szétnyílása feltételezhető (vö. BROOKFIELD, 1970, RADELLI, 1970; SCHOLLE, 1970; WEZEL, 1970; BOCCALETTI at al. 1971; DERCOURT, 1971; SMITH, 1971). A riftesedés során a már triászban kialakult egyhangú és nagy vastagságú mészkőfennsík feldarabolódott és keskeny tengeralatti hátságokra és medencékre különült el. Így alakult ki az az „éhező" leptogeoszinklinális is, amelyhez a Dunántúli-Középhegység tartozott. A Tethys déli peremének eltávolodását az északi peremtől a mediterrán faunaprovincia differenciálódása kísérte (GÉCZY, 1972). Állatföldrajzi szempontból a Dunántúli-Középhegység faunája kifejezetten mediterrán, azaz déli típusú.

2. A Dunántúli-Középhegységtől eltérően a Mecsek-hegység északi, európai jellegű. NAGY (1971/a) jogosan hívta fel a figyelmet arra az eltérésre, ami a bakonyi-bükki pászta tengeri elemeket is tartalmazó karbonját a mecsekivillányi szárazföldi karbontól elkülöníti. Ugyanez érvényes a triászra is, amely NAGY (1968, p. 169) korszerű újravizsgálata szerint kőzetjellegében és faunaösszetételében az epikontinentális (germán), azaz északi, és a geoszinklinális (alpi), azaz déli jellegeket együtt tükrözi. NAGY ezért a mecseki triászt átmeneti kifejlődési típushoz sorolta. A fő eltérést a felső-triászban a regressziós, törmelékes kőzetek okozzák, amelyet NAGY az *egész időszak alatt* É, ÉK-i irányból származtat. A mecseki területnek tehát semmi kapcsolata sincs a déli perem mészkőfennsíkjához. Az alsó-jurában a gresteni fácies ugyancsak északi, partközeli üledék. A gresteni rétegek típus-területe az Északi-Alpok és a Cseh-masszívum (Moldanubikum) határövén fekszik, annyira, hogy Enns vidékén közvetlenül a masszívum gránitjára települ (HÖLDER, 1964, p. 360). A további előfordulások ma ettől sokkal délebbre fekszenek (Bihar, Bánát).

Ezeket az előfordulásokat NAGY (1971. b. P. 158) „paleogeográfiai konvergenciának" tekintette, feltételezve, hogy a különböző előfordulások különböző masszívumok (Cseh-, Gilau-masszívum, Radophit-zóna, Lóczy-hát) lepusztulásából jöttek létre. A lehordási terület a mecseki üledékgyűjtő esetében továbbra is É-i irányban terült el. Ez a felfogás módosítja a POMPECKJ (1897) klasszikus elméletét, mely a gresteni fácies déli előfordulásait a „Keleti-szárazulat" peremével hozta kapcsolatba. Amennyiben figyelmen kívül hagynánk az É-i azaz autochtonia esetében éppen a nyílttenger irányából történő szállítódás lehetőségét, a Keleti-szárazulat felől történő szállítódás feltevése szintén nehézségekbe ütközik, hiszen a Keleti Szárazulat kiterjedése az újabb vizsgálatok tükrében egyre bizonytalanabb (vö. ARKELL, 1956, p. 181). Elfogadva a szállítódások fő irányát, feltehető, hogy a gresteni fácies-előfordulások a stabil Európa (Laurasia, Fennoszarmácia) lepusztítási területéhez kapcsolódtak. Ez a peremrész a Tethys déli pereméhez hasonlóan az alsó-jurában szintén megsüllyedt, de a durvább, majd finomabb törmelékanyag beáramlása („foltos márga") a sekélytengeri „miogeoszinklinális" feltételeket tartósan biztosította. A középső-jurától, amikor a kiemelkedő közép-óceáni hátság a Tethys medencéjéből egyre nagyobb víztömeget szorított ki (vö. HALLAM, 1969, BROOKFIELD, 1970), a stabil Európa nagy része tenger alá került, ami megakadályozta a további üledékanyag beáramlását az északi peremterületre. Ekkor egyenlítődtek csak ki azok a különbségek, amik a Tethys déli és északi pereme között fennállottak és ettől kezdve vált egyveretűvé a Mecsek és a Dunántúli-Középhegység jurája.

3. A *Villányi hegység* hézagos rétegsora eltér a mecseki kifejlődéstől. A meglevő rétegtani egységek kőzetjellege és faunatartalma azonban egyértelműen az északi perem közelségére utal. AGER (1971, p. 14) értékes revíziója szerint a villányi pliensbachi Brachiopoda fauna inkább a gresteni, mintsem az adnethi (mediterrán) fáciesre jellemző, olyan genusokkal, amelyek az Alpokon kívüli területeken Dél-Angliában, Bulgáriában és Törökországban fordulnak elő. A kalloviban hasonló a helyzet. A templomhegyi stromatolitos pad hasonlóságát a lengyelországi (Krakko-csesztohovai fennsík; Magas-Tátra) hasonló korú képződményekkel RADWANSKI et SZULCZEWSKI (1966, p. 99) már felismerte. Ami a klasszikus kallovi Ammonites faunát illeti, ebben figyelemreméltó a Kosmoceratidaek szórványos előfordulása, amelyek kifejezetten boreális formák (TINTANT, 1963, p. 448). A Villányi hegység sokkal délebbre terült el azoktól a határvonalaktól, melyeket TINTANT nagy szintézisében az egyes Kosmoceratidae genusok déli elterjedési területének tűzött ki. A villányi kagylófauna nyugat-európai jellegét VÖRÖS (1971, p. 171) igazolta. Ilyen előzmények után kérdéses, vajon a kallovi padra települő nagy vastagságú, egyhangú mészkőösszlet valóban a dinári szirti mészkő fáciesével azonosítható-e vagy inkább azzal a sekélytengeri nagy kiterjedésű mészkőösszlettel, amely a Tethyst északon a felső jurában szegélyezte, és amiről FENNINGER

és HOLZER (1972) modern összefoglalást nyújtott. Mindenesetre a Mecsek és a Villányi-hegység közti különbség nem annyira az ősföldrajzi helyzetben, mint inkább az üledékképződési viszonyok lokális eltérésében mutatkozik. Mindkét területnek a Tethys északi pereméhez tartozása valószínűsíthető.

Mivel a Dunántúli-Középhegység feltehetően eredetileg a Tethys déli, a Mecsek és a Villányi-hegység az északi peremrészhez tartozott, a pászták mai elrendeződése fordítottja az eredetinek, és utólagos hegységszerkezeti mozgásokat feltételez. A lehetőség itt is kettős:

a) a Mecsek-villányi pászta tektonikus ablakként maradt meg;

b) a Mecsek-villányi pászta vízszintes áttolódásokkal került jelenlegi helyére.

a) Az első esetben a Mecsek és a Villányi-hegység autochton, szemben a kárpáti-dinári takaróval, amelybe a Dunántúli-Középhegység is tartozott. A tektonikus ablak lehetősége már KOBER-nél (1914, p. 175) felmerült, ezt a feltevést azonban a magyar geológusok LÓCZY (1915, p. 216) óta egyértelműen elutasították. Valóban az ablak lehetőségével csak akkor számolhatnánk, ha a Dunántúli-Középhegység mezozóos tömege alatt a mecseki, azaz északi, kifejlődésű rétegsor jelenléte igazolást nyerne.

b) Nagyobb figyelmet érdemel a második lehetőség, hiszen az afrikai és az európai lemez között a Tethys záródásakor a már feldarabolt lemezrészek „mikrokontinensek" nyíró hatásra bekövetkezett elmozdulása joggal feltehető. A déli perem a Tethys záródásával kapcsolatban került az északi perem fölé (Északi-Alpok, Nyugati-Kárpátok), vagy mellé (Déli-Alpok, Dunántúli-Középhegység). Az utóbbi hegységek látszólagos autochtoniája a takarószerkezet hiányából fakad. A Tethys beszűkülése feltehetően a Dél-Atlanti hátság intenzív tágulásával kapcsolatos, ami szükségképpen maga után vonta az afrikai lemez óramutató járásával ellentétes irányú elfordulását. A Dél-Atlanti hátság tágulásos hatása a krétától érvényesült (REYMENT, 1969, BOCCALETTI et al. 1971; BOSTRÖM et al. 1972). A legidősebb és legjelentősebb mozgás tehát a déli peremterület északra tolódása volt.

Ami a Mecsek-villányi pászta helyzetét illeti, nagyobb figyelmet érdemel az a palinspastikus rekonstrukció, amelyet LAUBSCHER (1971, 1972) az alpi-dinári területre dolgozott ki. A Kárpát-medence területén LAUBSCHER a mai kaliforniai Szent András-töréshez hasonló, több száz km nagyságrendű dextrális áttolódást tételezett fel. Az idősebb oligocén előtti mozgás okozta az északi peremegységek és a Dinaridák dél felé tolódását, a fiatalabb, oligocén utáni mozgások pedig Ny-i irányba csúsztatták az „insubriai" (dinári) lemezt. Így kerülhetett az eredetileg ÉK-re fekvő Mecsek-Villányi pászta a mai helyére. A paleomágneses vizsgálatoktól várható, hogy a mozgásokkal együttjáró rotáció rögzítése. A mozgások genetikájának kutatása már nem a paleogeográfia feladatkörébe tartozik.

Végeredményben mezozóos hegységeink mai helyzete feltehetően nem az eredeti ősföldrajzi viszonyokat tükrözi, hanem annak fordítottját. A Dunántúl-Középhegység eredetileg a Tethys déli peremhez, a tőle délre fekvő Mecsek és Villány az északi peremhez tartozott. A két ősföldrajzi egység inverzióját és mai tektonikus érintkezését, ami egyben a Pannon medence mozaikszerű szerkezetéhez vezetett, az egész mediterrán térségben érvényes nagyarányú utólagos lemeztektonikai mozgások hozták létre. A lemezhatárok térbeliségének és a mozgások időbeliségének pontos rögzítése, további érdekes feladatnak ígérkezik.

IRODALOM

1. Ager, D.—Callomon, J. H.: On the Liassic age of the „Bathonian" of Villány (Baranya). Ann. Univ. Sci. R. Eötvös, Sect. Geol., Budapest, **14,** 1970, 1971.
2. Arkell, W. J.: Jurassic geology of the world. Edinburg et London, 1—806, 1956.
3. Bernoulli, D.—Jenkyns, H. C.: A Jurassic Basin: The Glasenbach Gorge, Salzburg, Austria. Verh. Geol. B. A. Wien, 504—531, 1970.
4. Bernoulli, D.—Peters, T.: Traces of Rhyolitic-Trachytic Volcanism in the Upper Jurassic of the Southern Alps., Ecl. geol. Helv., Basle, **63,** 609—621, 1970.
5. Boccaletti, M.—Elter, P.—Guazzone, G.: Plate Tectonic Models for the Development the Western Alps and Northern Apennines. Nature, Long Island. **234,** 1971.
6. Boström, K.—Joensuu, O.—Valdés, S.—Riera, M.: Geochemical history of South Atlantic Ocean sediment since Late Creatceous. Marine Geol., Amsterdam, **12,** 1972.
7. Brookfield, M. E.: Eustatic changes of sealevel and orogeny in the Jurassic. Tectonophysics, Amsterdam, **9,** 347—363, 1970.
8. Dank V.—Bodzai I.: A magyarországi potenciális szénhidrogénkészletek fejlődéstörténeti háttere. Budapest, 1—24, 1970.
9. Dercourt, J.: L'expansion océanique actuelle et fossile; ses implications géotectoniques. Bull. Soc. Géol. France, Paris, 7 ser., **12,** 1970. 261—317, 1971.
10. Fenninger, A.—Holzer, H. L.: Fazies und Paläogeographie des oberostalpinen Malm. Mitt. Geol. Ges. Wien, **63,** 1972.
11. Fülöp, J.: Les formation jurassiques de la Hongrie. Ann. Inst. Geol. Hung., Budapest, **54,** 2, 31—63, 1971.
12. Géczy B.: A jura faunaprovinciák kialakulása és a mediterrán lemeztektonika. Magy. Tud. Akad. X. Oszt. Közl., Budapest, **5,** 297—311, 1972.
13. Hallam, A.: Tectonism and eustasy in the Jurassic. Earth-Sci. Rev., Amsterdam, **5,** 45—68, 1969.
14. Hölder, H.: Jura. Handbuch d. stratigr. Geol., Stuttgart, **IV,** 1—603, 1964.
15. Kober, L.: Alpen und Dinariden. Geol. Rundschau, Leipzig, **5,** 1914.
16. Küpper, H.: Neuere Probleme im Mesozoikum des ungarischen, slowakischen und österreichischen Raumes. Ann. Inst. Geol. Hung., Budapest, **49,** 223—227, 1961.
17. Laubscher, H. P.: Das Alpen-Dinariden-Problem und die Palinspastik der südlichen Tethys. Geol. Rundschau, Stuttgart, **60,** 813—833, 1971.
18. Laubscher, H. P.: The large- scale kinematics of the Western Alps and the Northern Apennines and its palinspastic implications. Amer. Journ. Sci., New Haven, **271,** 193—226., 1972.
19. Lóczy L. jun.: Monographie der Villanyer Callovien-Ammoniten. Geol. Hung, Budapest, **1,** 255—502, 1915.
20. Nagy E.: Triasbildungen des Mecsek-Gebirges. Jahrv. Ung. Geol. Anstalt, Budapest, **51,** 1, 1—198, 1968.
21. Nagy E.: Signigicance of the laban phase in view of the strukctural development of Transdanubia. Ann. Repor. Hung. Geol. Inst., Budapest, 1969, 581—586, 1971/a.
22. Nagy E.: Der unterliassische Schichtenkomplex von Grestener Fazies im Mecsek-Gebirge (Ungarn). Ann. Inst. Geol. Hung., Budapest, **54,** 155—159, 1971/b.
23. Pompeckj, J. F.: Bemerkungen über die Verbreitung des Lias im ostmediterranen Jura-Gebiete. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., Berlin, **44,** 762, 1897.
24. Radelli, L.: La nappe de Balya. La zone des plis égéens et l'extension de la zone du Vardar en Turquie occidentale. Géol. Alpine, Grenoble, **46,** 169—175, 1970.

25. RADWANSKI, A.—SZULCZEWSKI, M.: Jurassic stromatolites of the Villány Mountains (Southern Hungary). Ann. Univ. Sci. R. Eötvös, Sect. Geol., Budapest, **9,** 1966.
26. REYMENT, R. A.: Ammonite biostratigraphy, continental drift and oscillatory transgressions. Nature, New York, **224,** 137—140, 1969.
27. SCHAUB, R.: Der Bau der Alpen. Beiträge Geol. Kart. Schweiz, Bern, N. F. **52,** 1—272, 1924.
28. SCHOLLE, P. A.: The Sestri-Voltaggie line: a transform fault induced tectonic boundary between the Alps and the Apennines. Amer. J. Sci. New Haven, **269,** 343—359, 1970.
29. SMITH, G. A.: Alpine deformation and the oceanic areas of the Tethys, Mediterranean and Atlantic. Geol. Soc. Amer. Bull., Boulder, **82,** 2039—2070, 1971.
30. SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: A mediterrán típusú szubdukció és a Kárpát-Pannon-Dinarid szerkezet modellje. Magy. Tud. Akad. X. Oszt. Közl., Budapest, **5,** 113—122, 1972.
31. TINTANT, H.: Les Kosmoceratidés du Callovien inférieur et moyen d'Europe occidentale. Publ. Univ. Dijon, **29,** 1—500, 1963.
32. TOLLMANN, A.: Die tektonische Gliederung des Alpen-Karpaten Bogens. Geologie, Berlin, **18,** 1131—1155, 1969.
33. VÖRÖS, A.: The Lower and Middle Jurassic Bivalves of the Villány Mountains. Ann. Univ. Sci. R. Eötvös. Sect. Geol., Budapest, **14,** 1970. 167—208, 1971.
34. WEIN, GY.: Tectonic review of the Neogene-covered areas of Hungary. Acta Geol. Acad. Sci. Hung., Budapest, **13,** 399—436, 1969.
35. WEZEL, C.: Interpretazione dinamica della „eugeosinclinale meso-mediterranea". Riv. Miner. Sicilia, Palermo, **21,** 187—198, 1970.

BAUXITKÉPZŐDÉS ÉS LEMEZTEKTONIKA

BÁRDOSSY GYÖRGY

A FÖLD- ÉS ÁSVÁNYTANI TUDOMÁNYOK KANDIDÁTUSA

Több éve Földünk bauxittelepeinek elterjedését, összetételét és keletkezését összefoglaló monográfián dolgozom. A lemeztektonikára SZÁDECZKY-KARDOSS E. akadémikus ismert előadásai és cikkei nyomán figyeltem fel. Megpróbáltam alkalmazni és úgy találtam, hogy ez az elmélet felel meg legjobban a bauxitképződés és elterjedés bonyolult kérdéseire.

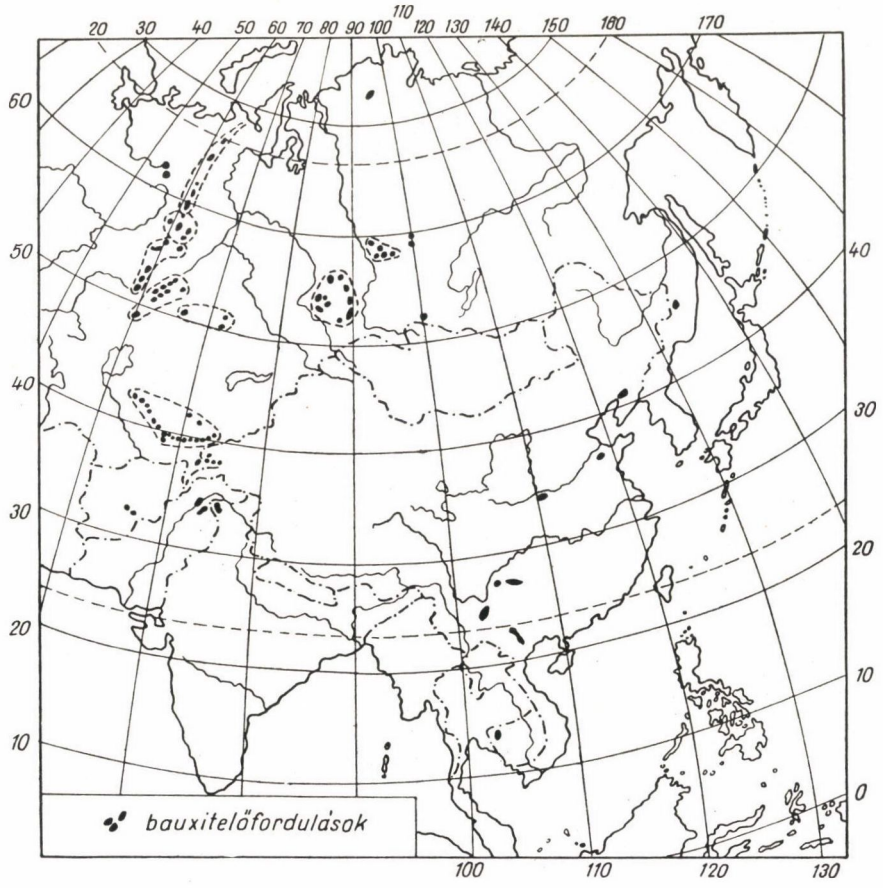
Az összes jelenkori laterit és lateritbauxit a trópusi és szubtrópusi klímaövben található, nagyjából a 30. északi és déli szélességi körök között. Ugyanide esnek a neogén korú telepek is; de a paleogén korúak már a 35. és 50. szélességi körök között helyezkednek el. A szibériai paleogén és krétakorú bauxittelepek még északabbra, az 50. és 60. szélességi körök közt találhatók *(1. ábra)*. Az Ural és a Tyiman hegység paleozóos telepei az 50. és 68. szélességi körök közt fekszenek, sőt a nemrég felkutatott Pripoljarnüj Ural telepei az északi sarkkört is elérik. A legutóbbi években a Tajmir félszigeten felkutatott bauxitok a jelenleg ismert legészakibb fekvésű bauxittelepek: a 74. és 77. szélességi körök közt vannak. A fenti tények magyarázatára négyféle lehetőségünk van:

1. Feltételezhetjük, hogy a mezozoikumban és a paleozoikumban a bauxitok a mainál hidegebb klímán is létrejöhettek. Ennek ellene szól a bauxitképződés meleget és nedvességet igénylő egész geokémiai mechanizmusa. De a telepek közvetlen fedőjének és fekvőjének meleg klímát jelző faunája és flórája is cáfolja ezt a feltevést.

2. Feltételezhetjük, hogy egyes földtani korokban a Föld klímája kiegyenlítettebb, ill. egyenletesen melegebb volt, mint ma. Ezzel magyarázzák egyes szakemberek az említett észak-urali bauxitok keletkezését. A paleoklimatológiai vizsgálatok azonban nem támasztják alá ezeket a feltevéseket. Bizonyítottnak tekinthető, hogy a paleozoikumban is léteztek a maihoz hasonló klímaövek (SCHWARZBACH, 1961). A legújabb meteorológiai és geofizikai tanulmányok is ezen a véleményen vannak. Így ezt a feltevést is el kell vetnünk.

3. Feltételezhetjük az egész földkéreg eltolódását a pólusokhoz képest. Ebben az esetben a jelenlegi kontinenseloszlás megtartása mellett a klímaövek

tolódnának el. Erre gondolt GORECKY (1960), aki szerint az egyenlítői öv a devonban még az Észak-Uralon át húzódott, a mai egyenlítővel nagyjából párhuzamosan. Ha GORECKY feltevése szerint rajzoljuk fel az egyenlítőt az ősföldrajzi térképekre, jelentős bauxit és kőszénterületek kerülnek másutt



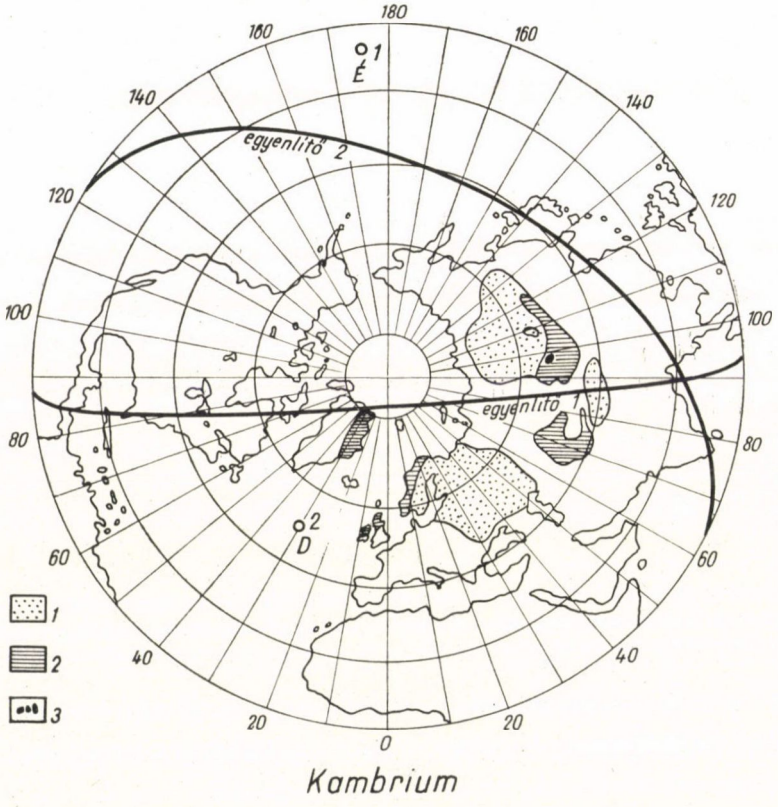
1. ábra. A bauxitelőfordulások elterjedése Ázsiában

a sarkok közelébe. És akárhogy változtatjuk is a pólusok helyzetét, mindig akadnak olyan földtani tényadatok, amelyek az adott feltevéssel nem egyeztethetők össze. Röviden, a mai kontinens-eloszlással nem értelmezhető a bauxitok paleoklimatológiai helyzete.

4. Csak a kontinensvándorlás elfogadása adhat az összes bauxitterületre kielégítő paleoklimatológiai magyarázatot és így jutottunk el a lemeztektonika alkalmazásához.

Lemeztektonikai alapon több rekonstrukció készült a kontinenseknek a különböző földtani korokban elfoglalt helyzetéről. Ezek sajnos csak a permig

terjednek. De a paleomágneses mérési eredmények felhasználásával a paleozóos bauxitterületek egykori helyzetét is meghatározhatjuk. Ehhez elsősorban CREER (1968), HAMILTON (1970), valamint HRAMOV és SALPO (1967) adatait használtam fel. Tekintettel arra, hogy a paleozoikumban csak Eurázsiában

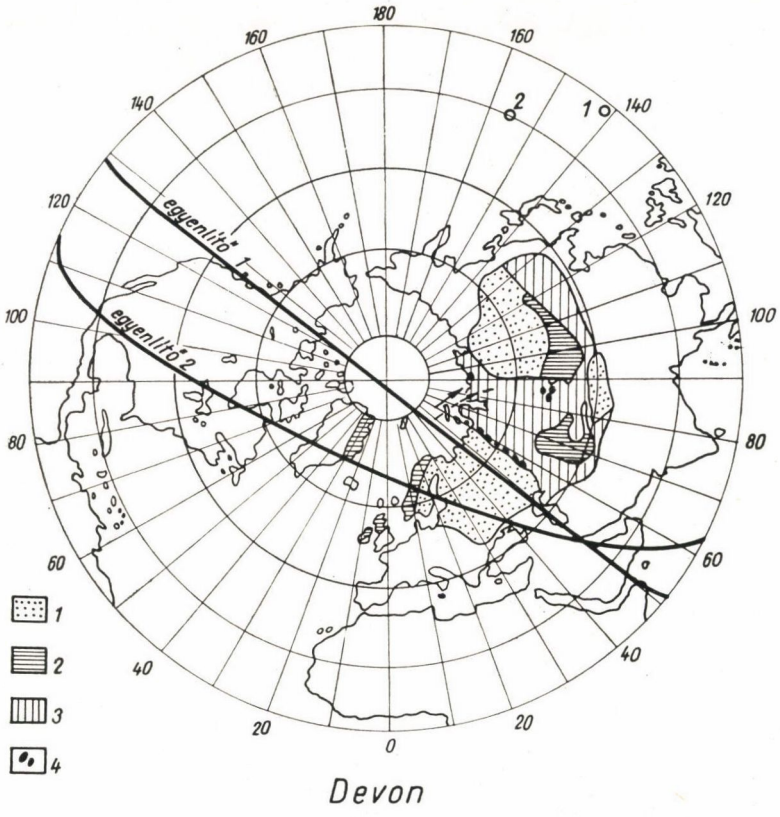


2. ábra. Bauxitképződés és póluspontok a kambriumban 1. = kontinenslemezek; 2. = kaledóniai orogén öv; 3. = bauxitterület; egyenlítő 1 az orosz kontinenslemeznek, egyenlítő 2 a szibériai kontinenslemeznek felel meg

folyt bauxitképződés, olyan térképi ábrázolást választottam, melyben a középpontba az északi sark került.

A jelenleg ismert legidősebb bauxittelep alsó kambriumi: Bokszonszk a Kelet-Szaján hegységben. Ekkor az orosz és a szibériai kontinenslemezek jóval távolabb voltak egymástól, mint ma. Paleomágneses póluspontjaik ugyanis igen távol esnek egymástól *(2. ábra)*. Az orosz kontinenslemezre vonatkozó paleomágneses északi pólus a Csendes-óceán területén a mai egyenlítő közelében van, a szibériai kontinenslemezé pedig a déli féltekén, a mai

Ausztráliától is délre esik. Ezért az ábrán csak a megfelelő déli pólus helyzete tüntethető fel. Megszerkesztettem a két póluspontnak megfelelő egyenlítői körök lefutását. Jól láthatjuk, hogy a bauxitterület a szibériai kontinenslemez paleomágneses egyenlítőjének közelében van, a paleoklimatológiai feltételek



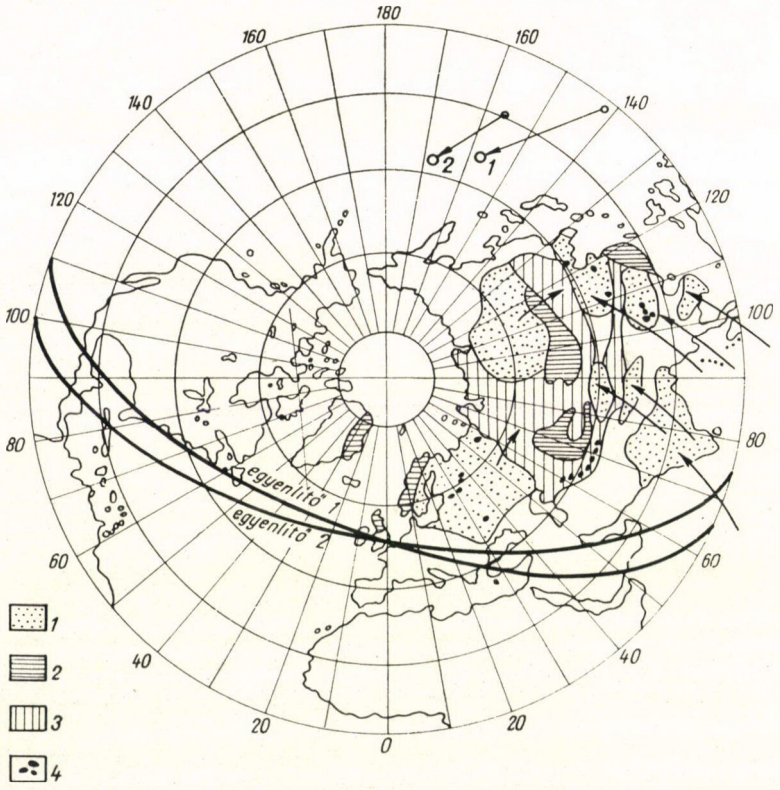
3. ábra. Bauxitképződés és póluspontok a devonban. 1. = kontinenslemezek; 2. = kaledóniai orogén öv; 3 = herciniai orogén öv; 4. = bauxitterület; egyenlítő 1 a szibériai, egyenlítő 2 az orosz kontinenslemeznek felel meg

tehát teljesülnek. A bauxitterület nagytektonikai helyzetét is érdemes megfigyelnünk: a kaldóniai orogén övben van a szibériai kontinenslemez peremének közelében.

Az ordoviciumban és a szilurban csak jelentéktelen bauxitképződés folyt a kazahsztáni területen, a kaledóniai orogén övben. Ez is az egykori egyenlítő közelébe esik.

A devonban képződtek az első jelentős karsztbauxit telepek, mégpedig a herciniai orogén öv nyugati és keleti peremén, a két nagy kontinenslemez közelében *(3. ábra)*. A paleomágneses póluspontok fokozatos áthelyeződéséből

arra következtethetünk, hogy az orosz kontinenslemez fokozatosan közeledett a szibériai kontinenslemezhez. HAMILTON (1970) szerint a devon elején a mai Ural hegység vonalában egy betolódási öv mentén kialakult szigetív volt, melyet az orosz kontinenslemez az alsó devonban ért el. A bauxittelepek



4. ábra. Bauxitképződés és póluspontok a karbonban. 1. = kontinenslemezek; 2. = kaledóniai orogén öv; 3. = herciniai orogén öv; 4. bauxitterület; egyenlítő 1 a szibériai, egyenlítő 2 az orosz kontinenslemeznek felel meg

ezt követően a középső és felső devonban jöttek létre. A paleomágneses póluspontok alapján még azt is megállapíthatjuk, hogy mindkét kontinenslemez az óramutató járásának irányában lassan elfordult. A *3. ábrán* jól látszik, hogy a bauxittelepek az egyenlítő közelébe esnek és azzal közel párhuzamosan helyezkednek el. A Tajmir félsziget bauxitterülete is jóval közelebb kerül az egyenlítőhöz, ha figyelembe vesszük a HAMILTON által kimutatott nagy transzform törést, mely mentén a félsziget a későbbi geológiai korokban többszáz kilométert elmozdult. Még a szibériai kontinenslemez közelében levő

másik devon bauxitterület is a 30. szélességi fokon belül esik, tehát a klimatikus feltételek itt is teljesülnek.

A paleomágneses póluspontok áthelyeződése alapján a karbonban is folytatódott a két kontinenslemez óramutató irányú elfordulása, és még közelebb kerültek egymáshoz *(4. ábra)*. Jelentősen megváltoztak a bauxitképződés területei: a herciniai orogén öv urali szakaszán megszűnt a bauxitképződés és annak folytatásában mintegy 1000 km hosszan a Turkesztáni hegységben indult meg. Az orosz kontinenslemezen megjelennek az első jelentősebb lateritbauxit telepek. Az ábrán jól láthatjuk, hogy mindezek a trópusi és a szubtrópusi klímaövbe esnek.

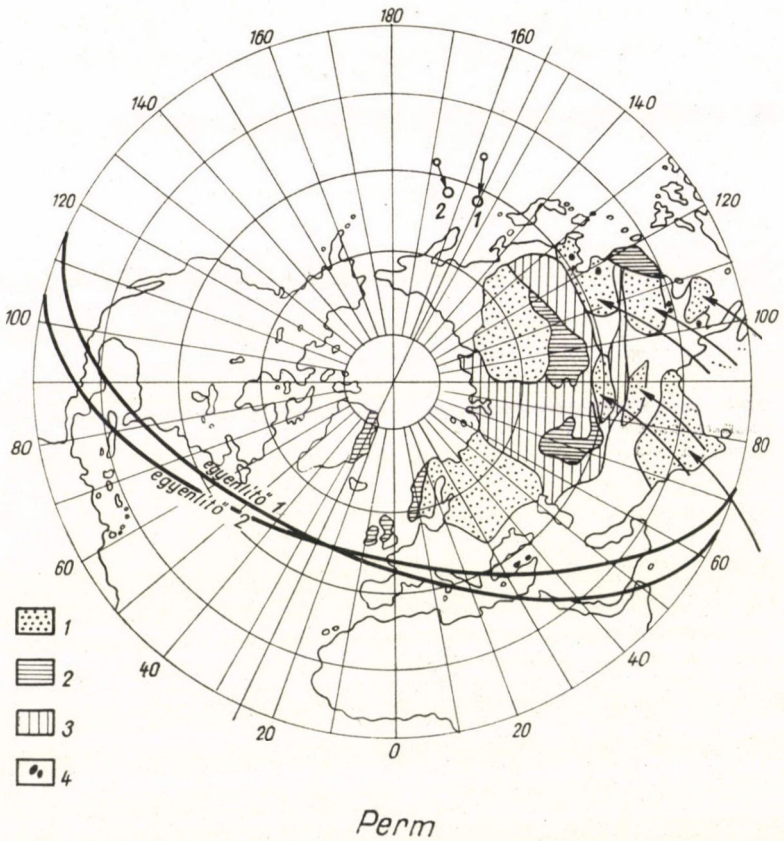
Jelentős bauxitképződés indult meg az észak-kínai és a dél-kínai mikrokontinens lemezek területén is. Ezek azonban a szibériai kontinenslemez paleomágneses pólusához szerkesztett egyenlítől igen távol esnek, a mérsékelt, sőt a hűvös klímaövbe kerültek. Nyilvánvaló, hogy ilyen klímán bauxit nem keletkezhetett. Délkelet-Ázsiáról sajnos igen kevés paleomágneses adat áll rendelkezésünkre és azok eléggé szórnak is. Annyit minden esetre meg lehet állapítani, hogy a szibériai kontinenslemezekre vonatkozó póluspontoktól lényegesen eltérnek. HAMILTON (1970) feltételezte ezért, hogy az itteni mikrokontinens lemezek csak fokozatosan forrtak össze a nagy eurázsiai kontinenssel. Azt, hogy ez hogyan és miként történt nem értékelte ki; szerinte a területre jellemző „structural chaos" ezt nem teszi lehetővé.

Véleményem szerint a nagytektonikai szerkezetalakulás a bauxitképződéssel összhangban a lemeztektonika segítségével jól értelmezhető. Ma már bizonyítottnak tekinthető az indiai kontinenslemez ÉK-irányú vándorlása. A harmadkorban forrt össze az eurázsiai kontinenssel, ami a Himalája hegységrendszerének felgyűrődésével járt együtt. Feltehető, hogy a közép- és a kelet-ázsiai öt mikrokontinens lemez (Tarim, Tibet, É-Kína, D-Kína, Indokína) hasonló irányban vándorolt. Az újpaleozoikumban és a mezozoikumban egymás után forrtak össze a szibériai kontinenslemezzel *(4. ábra)*. A feltorlódás erejét növelte az orosz és szibériai kontinenslemezek együttes óramutató irányú íves elfordulása.

„Eurázsia nagytektonikai térképe"-n (Moszkva, 1966) ez a nagytektonikai folyamat jól kirajzolódik: a szibériai kontinenslemez déli peremén elsőnek a bajkáli orogén öv torlódott fel. Ezt dél felé haladva egy kaledóniai, majd egy herciniai orogén öv követi. Az utóbbi már az É-kínai és a Tarim mikrokontinensek ütközését jelzi. Az É- és D-kínai, valamint a Tarim és Tibet-i mikrokontinens lemezek között herciniai orogén övet találunk. A feltorlódásnak megfelelően a felgyűrődés csapásiránya K—Ny. A D-Kínai és az indokínai mikrokontinensek között a mezozoikumban történt a felgyűrődés, ami a mikrokontinens lemezek fokozatos feltorlódásával igen jól összhangban van. Végül a tibeti és indokínai mikrokontinensek déli, ill. nyugati oldalán is előbb egy összefüggő nagy mezozóos orogén öv következik és csak ezután találjuk az

alpi-himalája orogén hatalmas harmadkori hegyvonulatát, déli oldalán az indiai kontinenslemezzel.

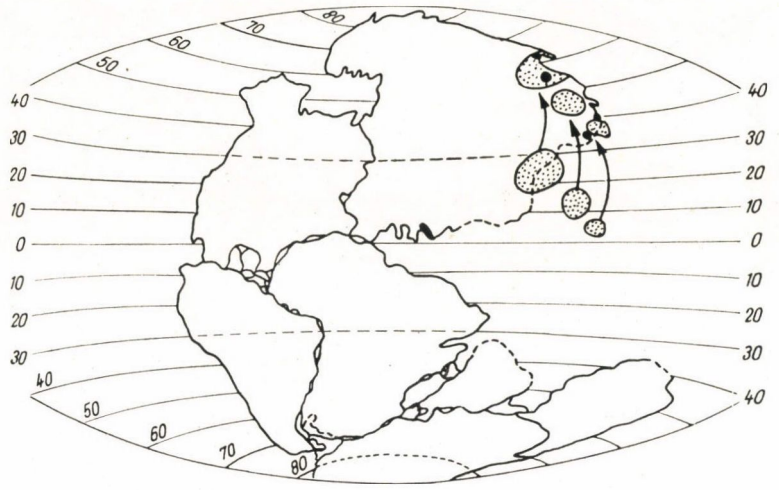
Ez a nagytektonikai mozgásmechanizmus a baxuitképződés paleoklimatológiai problémáit is megoldja. Ha a keletázsiai mikrokontinens lemezek



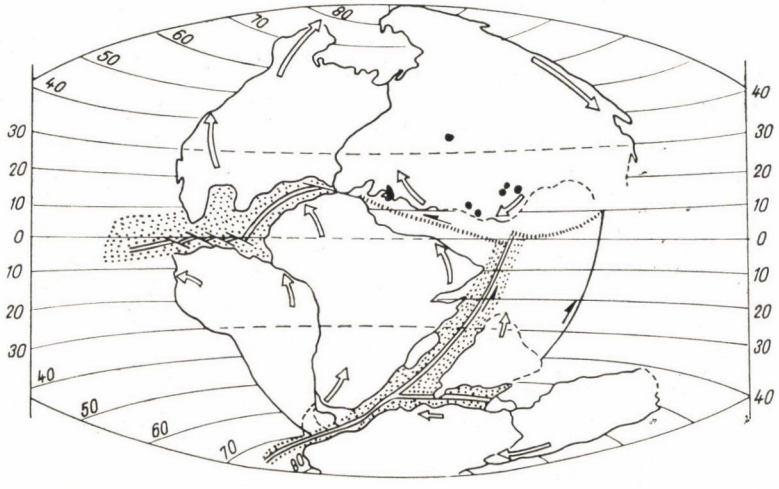
5. ábra. Bauxitképződés és póluspontok a permben. 1. = kontinenslemezek; 2. = kaledóniai orogén öv; 3. = herciniai orogén öv; 4. = bauxitterület; egyenlítői 1 a szibériai, egyenlítő 2 az orosz kontinenslemeznek felel meg

ilyen vándorlását elfogadjuk, akkor azok a karbonkorú egyenlítő közelébe kerülnek, rajtuk a bauxitképződés paleoklimatológiailag nagyon is elképzelhetővé válik. Ez egyébként a kínai karbonkorú kőszénterületekre is érvényes.

Az előbb vázolt mozgások természetesen a permben is folytatódtak. Az orosz és a szibériai kontinenslemezre vonatkozó póluspontok annyira egymás közelébe kerültek, hogy a két kontinenslemez összeforrását befejezettnek tekinthetjük *(5. ábra)*. A permben jelentősen lecsökkent a bauxitképződés. Egyedül Kelet-Ázsiában folytatódott. A fentiekben ismertetett kontinensván-



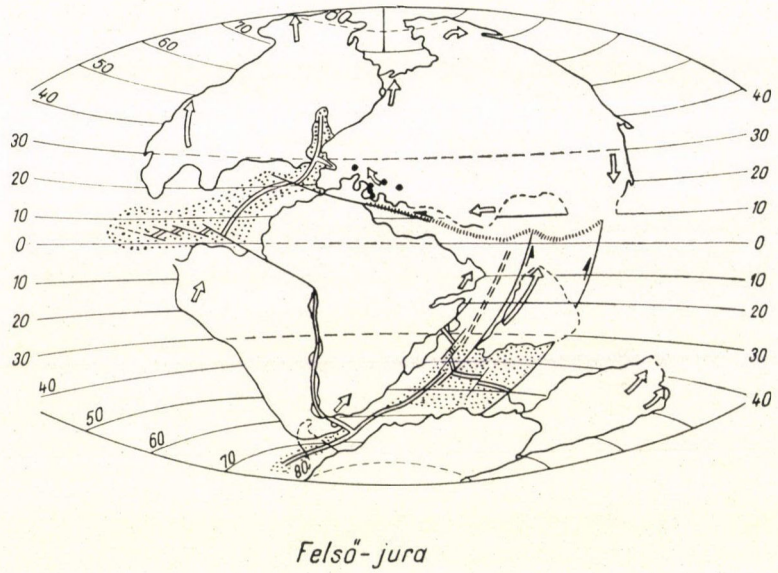
6. ábra. A kontinensek helyzete a felső permben DIETZ és HOLDEN(1970) szerint. ● = bauxit-terület; 1 = a keletázsiai mikrokontinenslemezek általam feltételezett elmozdulása



7. ábra. A kontinensek helyzete a felső triászban DIETZ és HOLDEN(1970) szerint. ● = bauxit-terület

dorlást elfogadva ezek is szubtrópusi, ill. trópusi klímán képződhettek. A törökországi permotriász korú bauxittelepek pedig egyenesen az egyenlítői övbe esnek.

A felső permre vonatkozik DIETZ és HOLDEN (1970) legidősebb globális kontinens rekonstrukciója *(6. ábra)*. Berajzoltam erre az előbb említett



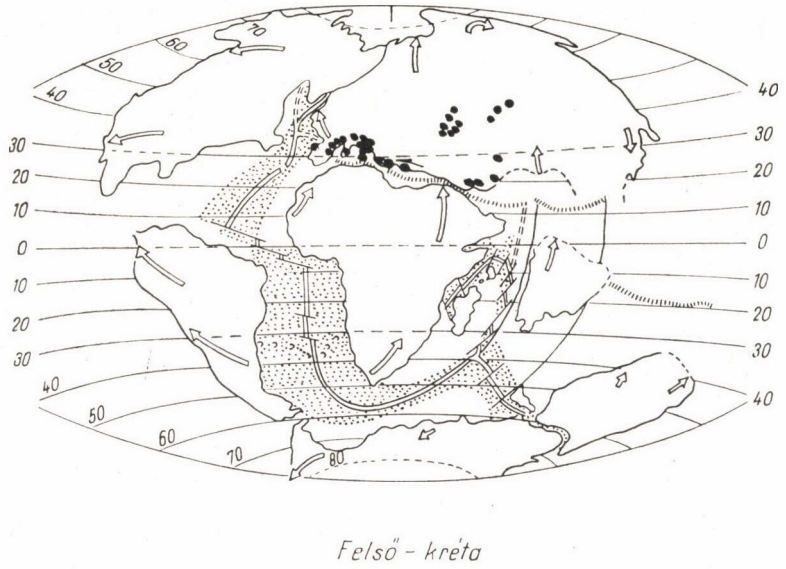
8. ábra. A kontinensek helyzete a felső jurában DIETZ és HOLDEN (1970) szerint. ● = bauxitterület

bauxitterületeket, továbbá a három kelet-ázsiai mikrokontinens lemez általam feltételezett helyzetét és elmozdulásuk irányát. Így a bauxitterületek a trópusi és a szubtrópusi övbe kerülnek. Figyelemreméltó, hogy a DIETZ—HOLDEN modell épp Délkelet-Ázsia vonatkozásában a legbizonytalanabb, a kontinensperem lefutását teljesen sematikus lefutású szaggatott vonal jelzi.

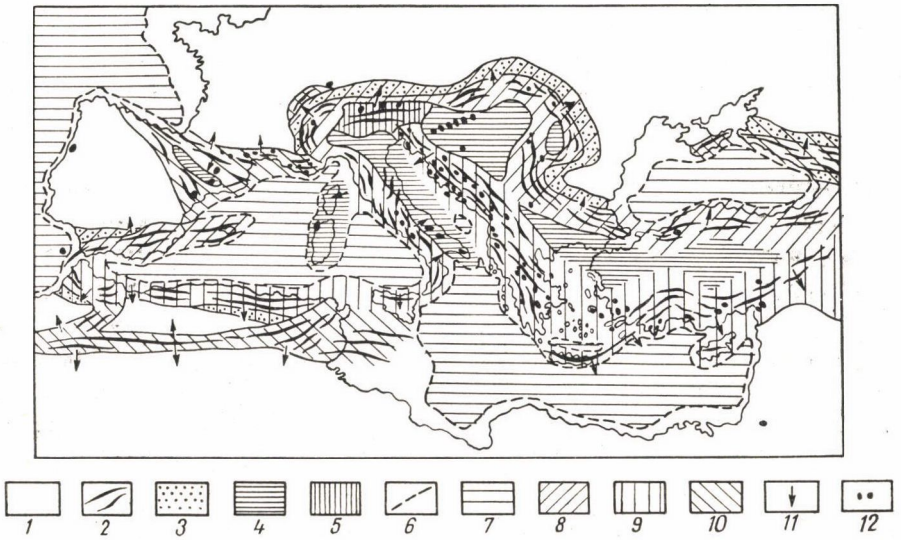
A paleozoikum végére létrejött „Pangea" a mezozoikum elején szétszakadt. Ezt jelzi DIETZ és HOLDEN felső triászra vonatkozó modellje. Az egyes kontinenslemezek elmozdulásának irányát és mértékét nyilakkal jelzik *(7. ábra)*. A bauxitelőfordulások mind a Thetys északi peremén helyezkednek el a trópusi és szubtrópusi klímaövben.

A jurában tovább távolodtak a kontinenslemezek *(8. ábra)*. A bauxitterületek továbbra is a Thetys északi partjára korlátozódnak. Egyébként az egész mezozoikumban ekkor keletkezett a legkevesebb bauxit. Területileg mind a trópusi-szubtrópusi klímaövbe esnek.

Az alsókrétában fokozódó karsztbauxit képződés a felsőkrétában érte el maximumát. A Thetys egész északi partján Protugáliától Afganisztánig



9. ábra. A kontinensek helyzete a felső krétában DIETZ és HOLDEN (1970) szerint. ● = bauxitterület



10. ábra. A mediterrán térség nagytektonikai vázlata AUBOUIN és DURAND DELGA (1971) szerint. 1. kontinenslemez; 2. orogén öv; 3. elősüllyedék; 4. köztes tömeg; 5. a Keleti Alpok tömege; 6. 1000 méternél mélyebb tenger határa; 7. tengermedencék; 8. északi geoszinklinális öv; 9. déli geoszinklinális öv; 10. intrakontinentális orogén öv; 11. tektonikai elmozdulások fő iránya; 12. bauxitterületek

bauxittelepek jöttek létre *(9. ábra)*. Ez az egész zóna a szubtrópusi klímaövbe esett. Több bauxit szakember szerint a kréta végén kezdődött el az indiai és az afrikai kontinenslemezeken az a nagyarányú lateritbauxit képződés, amely a harmadkorban teljesedik ki. A DIETZ—HOLDEN modell szerint paleoklimatológiailag ez teljesen elképzelhető.

A harmadkorról sajnos nem készültek ilyen modellek. Interpolálással így is meg lehetett állapítani, hogy az ekkor keletkezett karszt és lateritbauxitok is mind a trópusi és szubtrópusi klímaövben jöttek létre.

Összefoglalva megállapíthatjuk tehát, hogy a kontinensvándorlás elfogadásával a földtörténet során képződött összes bauxit megfelelő paleoklimatológiai értelmezést nyert. *A bauxitképződés általános kereteit a kontinensvándorlás által megszabott klímazónák adták.* De a kedvező klímazónákban sem képződött mindenütt bauxit és az egyes földtani korokban rendkívül eltérő mennyiségű bauxit képződött. Véleményem szerint ebben is nagy szerepet játszott földünk nagytektonikai fejlődésmenete.

Földünk jelenleg ismert bauxitjainak összmennyisége számításaim szerint kerekítve 19 milliárd tonna. Ennek 65%-a lateritbauxit, 31%-a karsztbauxit, 4%-a pedig ún. „üledékes" típusú. Meghatároztam, hogy a bauxittelepek milyen elsőrendű tektonikai nagyszerkezeti egységek területére esnek, majd pedig a bauxitmennyiség alapján kiszámítottam százalékos megoszlásukat:

	karsztbauxitok	lateritbauxitok
1. orogén övekben	85,6%	5%
2. kontinens lemezeken	14,4	90
3. óceáni lemezeken	—	5

Láthatjuk, hogy a karsztbauxitok döntő többsége az orogén övekben, a lateritbauxitoké a kontinenslemezeken található. Szerintem nagyszerkezeti helyzetüknek ez a különbsége a fő oka földalati felépítésük, összetételük és keletkezésük eltéréseinek.

Ha az orogén övek jelentették az optimumot a karsztbauxitképződés számára, akkor érthetővé válik, hogy a kedvező klímazónákon belül nem mindenütt, hanem elsősorban csak az orogén zónákon belül képződtek. De még az ororgén öveken belül sem azonos a karsztbauxitok megoszlása:

1. geoszinklinális övekben	70,4%
2. köztes tömegekben	7,9 "
3. intrakontinentális orogén övekben	7,3 "
4. elősüllyedékekben	— "
összesen	85,6%

A geoszinklinális öveken belül a bauxitnak mintegy 60%-a az eu-, 40%-a a miogeoszinklinálisok területére jut.

Régi kérdés, miért igen gazdagok bauxitban egyes orogén övek — például az alpi orogenezis mediterrán öve —, ugyanakkor másokban egyáltalán nem találnak bauxittelepeket — például az alpi orogenezis cirkumpacifikus öve. Az új lemeztektonikai szakirodalom figyelembevételével azt találtam, hogy bauxittelepek csak ott jöhettek létre, ahol kontinenslemezek ütköztek össze mikrokontinens lemezek, vagy óceáni mikrolemezek közbeiktatásával. Ilyen volt a paleozoikumban az Uralidák-Turkesztanidák vonulata, az alpi orogenezis során pedig a mediterrán és a karib-tengeri térség. Ez a szerkezetileg igen összetett fejlődésmenet biztosított a bauxitképződésnek kedvező térszint szigetsorokkal, tengerparti peneplain zónákkal, ismétlődő kiemelkedésekkel és transzgressziókkal, a karbonátos kőzetek széles körű elterjedésével.

Ahol viszont nagy kontinenslemezek frontálisan ütköztek nagy óceánlemezekkel, mint az Andesekben és a Kordillerákban, ott a helyi kiemelkedési szakaszokat kontinentális durvatörmelékes összletek lerakódása jellemzi. Alárendeltebb a karbonátos kőzetek szerepe is és szinte nincsenek eróziómentes nyugodt kiemelkedési szakaszok. Ez a fejlődésmenet nem kedvezett a bauxitképződésnek.

Még a kedvezőnek talált mediterrán övben sincs mindenütt bauxit. A *10. ábrán* a térség nagytektonikai térképét láthatjuk AUBOUIN és DURAND-DELGA (1971) nyomán a bauxittelepekkel kiegészítve. Láthatjuk, hogy az ún. északi ívrendszerben alig van bauxit, a legtöbb a déli ívrendszer középső részén összpontosul. A mikrokontinens lemezek és egyes orogén ívek elcsavarodása, a betolódási zónák mentén kialakult szigetsorok a legkedvezőbben tagolt térszínt hozták itt létre, az erózió és a törmelékes üledékképződés itt szorult leginkább háttérbe a bauxit zónákban. Ahol viszont egyszerű frontális ütközés történt, mint a Maghrebidák és az Atlasz hegység területén, ott megint teljesen kimaradt a bauxit. Szerintem ugyanez az oka annak, miért nem találunk bauxitot a Himalája hegyrendszerben.

A területi megkötésen túl az orogén övekben a bauxitképződés *időrendbeli szabályszerűségeket* is mutat. Nem képződött bauxit a geoszinklinális fejlődésének kezdeti szakaszában, melyet hosszantartó süllyedés és pelágikus üledékképződés jellemez. A következő fejlődési szakaszban képződtek mindenütt a bauxittelepek, amikor a hosszantartó süllyedést kisebb kiemelkedések váltják fel. Ez a fejlődési szakasz az adott orogén öv helyi fejlődésmenetétől függően hol hosszabb, hol rövidebb. Az alpi orogén övben a Dinaridák és a Hellenidák területén a leghosszabb — a középső triásztól a középső eocénig terjed egész sor bauxitképződési szinttel. Ez is egyik oka annak, hogy a mediterrán térségben itt keletkezett a legtöbb bauxit.

A fő orogén szakaszban megszűnik a bauxitképződés még akkor is, ha a terület a kedvező klímaövben maradt. Ennek okát abban kereshetjük, hogy az orogén mozgások következtében lényegesen megnőtt a terület relief

energiája és ezzel együtt az erózió is. Ha képződött is helyenként bauxit, csakhamar lepusztult és elkeveredett a nagy tömegben felhalmozódó durvatörmelékes molasz jellegű üledékkel. Ugyanezen ok miatt nem jöhettek létre bauxittelepek az orogén fázist követő ún. tardigeoszinklinális fázisban sem.

Csak a hegységképződés lezárulását követő ún. posztorogén szakaszban indulhatott meg újra a bauxitképződés, ha a terület megmaradt a kedvező klímaövben. A hajdani orogén öv addigra konszolidálódott, tektonikai viselkedése a kontinenslemezekéhez vált hasonlóvá. Az epirogén jellegű posztorogén üledéksszlet bázisán jelennek meg a bauxittelepek: az alumoszilikátos kőzetek felszínén a lateritbauxitok, a karbonátosokon karsztbauxitok. De ezek mindig kazahsztáni típusúak!

A fenti időbeli szabályszerűség különösen jól érvényesül az alpi orogén övben. Ezért van a mediterrán térségben a bauxitképződés maximuma a felső krétában és ezért ér véget a középső eocén után. A fő tektonikai szerkezetalakulás és térszínalakítás itt az oligocénre és a miocénre esik (pireneusi, szávai, stájer, attikai orogén fázisok), a fennmaradó kedvező klíma ellenére berekesztve a bauxitképződést. Az alpi középtengeri orogén öv nyugati végén, a Karib tenger térségében a hegységképződés kezdeti szakasza tovább tartott, a tulajdonképpeni orogén fázis a pliocénben indult és még valószínűleg le sem zárult. Ennek megfelelően itt a mediterrán bauxitoknál jóval fiatalabb miocén-pliocén korú telepeket találunk. (Jamaika, Haiti stb.). Az alpi középtengeri öv keleti végén, ahol az a cirkumpacifikus övhöz kapcsolódik az orogén fejlődés még korábbi szakaszában vagyunk, a tulajdonképpeni orogén fázis még meg sem kezdődött. Itt a bauxitképződési periódusban vagyunk nagytektonikai tekintetben és valóban napjainkban egyedül itt folyik karsztbauxit képződés (Rennel, Loyauté szigetek, Lau szigetek, Nioué).

Amennyiben a tektonikai fejlődésmenet valóban ilyen meghatározott korlátok közé szorította a bauxitképződést, akkor annak a földtörténet során nem lineárisan, hanem ciklusosan kellene változnia. Kiszámítottam, hogy földünkön mennyi karsztbauxit keletkezett az egyes földtani korokban:

negyedkor-holocén	1,2%		
miocén-pliocén	24,4 "	harmad és negyedkor	39,6%
oligocén	0,6 "		
paleocén-eocén	13,3 "		
felső kréta	20,0 "		
alsó kréta	8,1 "	mezozoikum	35,3%
jura	3,2 "		
triász	4,0 "		
perm	3,1 "		
karbon	15,9 "		
devon	5,9 "	paleozoikum	25,1%
szilur	— "		
ordovicium	0,1 "		
kambrium	0,2 "		
	100,0%		100,0%

A változás tehát valóban ciklusos jellegű, az egyes maximumok egy-egy hegységképződési cikluson belül az orogén fázist megelőző időszaknak felelnek meg. Mindegyik maximum nagyobb, mint az őt megelőző. A karsztbauxitképződés intenzitása tehát fokozódik. Különösen jól látszik ez, ha az összevont százalékokat nézzük. Ha pedig figyelembe vesszük, hogy a paleozoikum 345, a mezozoikum 160, a kainozoikum pedig csak 65 millió évig tartott, akkor ez a fokozódás még erőteljesebb. A nagytektonikai és paleoklimatológiai okokon túlmenően itt a földi üledékképződés általános fejlődéséről van szó, amire SZTRAHOV (1960) és SZÁDECZKY-KARDOSS E. mutattak rá több ízben.

Összefoglalva: az új globális tektonika alapján megfelelő magyarázat adható a bauxitok térbeli és időbeli elterjedésére.

Tud-e a gyakorlati bauxtikutatás számára valamit nyújtani az új globális tektonika elveinek alkalmazása? Globális méretekről lévén szó, lokális problémák megoldását semmi esetre sem. Nem hiszem, hogy pl. abban segítségünkre lehetne, hogy a Dunántúli Középhegységen belül merre kutassunk újabb bauxittelepek után. De olyan méretű tektonikai egységek általános bauxitperspektíváit, mint pl. a Pireneusok, vagy a Hellenidák, nagy valószínűséggel meg lehet határozni. Ha akkora terület általános bauxitkutatási perspektíváit kell kidolgozni, mint a Szovjetunió, vagy a KGST országok együttese, akkor ez az új koncepció a bauxitkutatás lehetőségeit és kilátásait új megvilágításba helyezheti. Ennek pedig lényeges népgazdasági kihatása is lehet. Gondoljunk csak arra, hogy milyen különbséget jelent a devonkorú bauxitok továbbkutatásában, ha az Uralidák jelenlegi É—D-i csapását, vagy a kontinensvándorlás eredményeképpen kiadódó K—Ny-i csapását vesszük alapul.

IRODALOM

1. AUBOUIN, J.—DURAND-DELGA, M.: Mediterranée. Encyclopedia Universalis, **X,** 738—745, Paris, 1971.
2. CREER, K. M.: Arrangements of the Continents during the Paleozoic era. Nature, **219,** 41—44, 1968.
3. CREER, K. M.: Paleozoic Palaeomagnetism. Nature, **219,** 246—250, 1968.
4. DIETZ, R. S.—HOLDEN, J. C.: Reconstruction of Pangea: Breakup and dispersion of continents from Permian to present. Journ. Geophys. Research, **75,** 26, 4939—4956, 1970.
5. HAMILTON, W.: The Uralides and the motion of the Russian and Siberian platforms. Geol. Soc. Amer. Bull., **81,** 9, 2553—2576, 1970.
6. SCHWARZBACH, M.: Das Klima der Vorzeit. Stuttgart, 1—275, 1961.
7. SZÁDECZKY-KARDOSS E.: A föld szerkezete és fejlődése. Akadémiai Kiadó, Budapest, 1—340, 1968.
8. SZÁDECKY-KARDOSS E.: Az új globális tektonika mozgásmechanizmusa és kapcsolata a Föld és Élet fejlődésével. Geonómia és Bányászat, **4,** 1—89, 1971.
9. SZÁDECZKY-KARDOSS E.: A mediterrán-típusú szubdukció és a Kárpát-Pannon-Dinarid szerkezet modellje. — MTA. X. Osztályának Közleményei, **3,** 113—122, 1972.
10. ГОРЕЦКИЙ, Ю. К.: Закономерности размешения бокситовых месторождений. Труды ВИМС вуп. 5. новая серия Москва, I—257, 1690.
11. СТРАХОВ, Н. М.: Основы теории литогенеза. Изд-во АН СССР Москва, I, II, 1960.

A NEGYEDKORI KÉREGMOZGÁSOK TÉRKÉPE MAGYARORSZÁGON

RÓNAI ANDRÁS

A negyedkor folyamán bekövetkezett kéregmozgások számbavételére a következő adatok állanak rendelkezésünkre:

1. Hegy- és dombvidékeinken a felső pannoniai képződmények mai tengerszintfeletti tetőmagassága, mint a negyedkori rétegek feküszintje.

2. Medencéinkben a legfelső pliocén rétegek tetővonala, ill. ennek a mai tengerszinthez viszonyított helyzete.

Hegy- és dombvidékeinken a felső pannoniai és pleisztocén határ legtöbb helyen éles és tiszta. Felső pannoniai faunás agyagokra discordánsan települ negyedkori folyóvízi kavics vagy homok, vagy közvetlenül lösz. Bizonytalanság ott van, ahol a pliocén zárótagjai nem agyag-, hanem homokrétegek, folyóvízi homokok, limnikus vagy deltaképződmények, mert ezeket — ha faunátlanok — a rájuk települő negyedkori folyóvízi homokoktól rendszerint nehéz elkülöníteni.

A síkségi medencékben a plio-pleisztocén határt a legfelső pliocén tarka agyagos rétegsor tetején találtuk meg, a durvaszemű folyóvízi üledékekbe való átmenetnél. Bizonytalanság ott van, ahol a tarka agyagos összlet hiányzik, vagy a folyóvízi üledékképződés már a pliocénben megkezdődött. Ilyen helyeken elegendő csiga- vagy ostracodafauna, esetleg emlősfauna, vagy bőséges és folyamatos pollenleletek segítenek az elhatárolásban.

A legfelső pliocén képződmények tetővonalának mai helyzete a hegyvidékeken és a medencékben a teljes negyedkori denivellációt mutatja korlátolt pontossággal. Hibája a következőkből adódik:

1. A pliocén felszín a negyedkor elején nem volt síkság, a ma mért magasságkülönbségek nem kizárólag a negyedkori tektonikus mozgások következtében állottak elő.

2. A domb- és hegyvidékeken ma mérhető pliocén tetőmagasságok a negyedkor folyamán végbement lepusztulási szintet képviselik, nem pedig az emelkedések folytán előállott eredeti szintet.

A második hibát kiküszöbölni csak ott lehet, ahol bőséges fauna vagy flóraadatok birtokában a ma mérhető tetőszintek finom rétegtani azonosítását el lehet végezni. Tudnivaló azonban, hogy a két hiba egymás ellen dolgozik,

s így a korlátolt pontosságú kép a kéregmozgások által létrehozott valóságos szintkülönbségekhez közelálló értékeket mutat.

A negyedkori kéregmozgások tagolását is elvégezhetjük hegyvidékeken a folyóvízi teraszok száma és magassági helyzete, medenceterületeken az üledékciklusok száma és vastagsága alapján.

A folyóvízi teraszok abszolút magassága a negyedkor folyamán bekövetkezett kiemelkedéseket jelzi. Minthogy a kiemelkedések hegyvidékeinken időben és méretben egymástól eltérőek voltak, a folyóvízi teraszok abszolút magassága és száma is különböző dombvidéki és hegyvidéki tájainkon.

Ugyanígy különböző nagy medencéink egyes részein a helyi süllyedések száma és mérete, minthogy a medencefenék a negyedkor folyamán nem egységesen, tálszerűen süllyedt, hanem blokkokban, ugyanúgy, ahogy a hegyvidék is mozgott.

Az emelkedések és süllyedések méretének megállapításához egy nullaszintet kell választani. Elméletben a nulla-szint bárhol megválasztható — akár a jelenlegi tengerszintben is. Helyesebb volna azonban a pliocénvégi tengerszintet kiindulópontnak venni, mert akkor az emelkedő és süllyedő mozgások a valóságnak megfelelően volnának egymástól elválaszthatók. A pliocénvégi tengerszint helyzetét a magyar medence olyan részein lehet legbiztatóbban rekonstruálni, ahol nagy területeken a pliocénvégi rétegek láthatóan zavartalanul horizontálisan nyugszanak. Ilyen terület a Mezőföldnek azon táblaszerű része, ahol a horizontálisan fekvő felső pannoniai rétegekre közvetlenül lösz települ, tehát relatív süllyedésben a tábla nem vett részt és relative nem is emelkedett ki, azért nincs felszíne erodálva. Ez a mezőföldi pliocén tető kb. 120 m mai tengerszintfeletti magasságban fekszik. Ezért a negyedkori kéregmozgások nulla vonalának a mai 120 m tszf.-i magasságot vettük s ehhez — mint eredeti pliocén tetőszinthez — viszonyítjuk térképünkön a pliocén rétegek tetőmagasságának mai helyzetét. Hangsúlyozom azonban, hogy a viszonyító szintet a mozgások abszolút méretének megállapításánál bármely más síkban is meg lehet határozni.

A süllyedések méretének és időbeli lefolyásának, szakaszainak megállapítására kínálkoznak a medence mélyfúrásainak részletes szedimentológiai vizsgálata alkalmával talált üledékciklusok. Az Alföld É—D-i tengelyében 18 helyen lemélyített 100—1500 m mélységig hatoló 26 alapfúrás anyagvizsgálata határozott ciklikus üledékképződést mutatott ki az Alföldi medencében a negyedkor folyamán. E kulcsfúrások maganyagán elvégzett szemcsevizsgálatok és a párhuzamosan végzett elektromos porozitás és ellenállásmérések (karotázs) eredményeinek figyelembevételével az üledékcilusokat az újabban lemélyített és karotált artézi kút fúrásokban is kimutathatjuk. Ez módot ad arra, hogy a negyedkori süllyedési szakaszok számát és az egyes süllyedések méretét tájankint egész Alföldön és Kisalföldön első közelítésben meghatározzuk.

1. ábra. Negyedkori kéregmozgások Magyarországon. (Szerkesztette: Rónai András 1972.) Negyedkori tektonikus emelkedés és süllyedés Magyarországon. Alapsík a mai 120 m t.sz.f. (epirogenetikus szint). A megállapítások alapja a legfelső pliocén rétegek mai tengerszint feletti magassága a 120 m-es alapszinthez viszonyítva. 1. emelkedés 300 m-nél több; 2. emelkedés 200 m-nél több; 3. emelkedés 100 m-nél több; 4. relatív emelkedés 50 m-nél több; 5. relatív mozdulatlan táblák. Az emelkedések és süllyedések viszonyító síkja a pliocén tető kb. 120 m t.sz.f.; 6. relatív süllyedés 50 m-nél kevesebb; 7. süllyedés 50—100 m között; 8. süllyedés 100—200 m között; 9. süllyedés 200—300 m között; 10. süllyedés 300—400 m között; 11. süllyedés 400—500 m között; 12. süllyedés 500—600 m között; 13. süllyedés 600 m-nél több: 14. a negyedkori tektonizmus rendező vonalai. (A földrengési adatok Csomor Dezső tanulmányából valók)

Negyedkori tektonikai térképünkön a süllyedési szakaszokat egymás alá helyezett háromszögekkel jelezzük. A háromszögek egymás alatti sora a süllyedési szakaszok számát, a háromszögek magassága a süllyedések méretét mutatja.

Azokban a furásokban, amelyek állandóan süllyedő medencerészeinkben a teljes hiánytalan pleisztocént harántolták, 9—10 kisebb üledékciklust állapítottunk meg, ezek 5 nagyobb süllyedési fázisban voltak összefoghatók. Ez az 5 süllyedési fázis megfelel a hegyvidékek 5 pleisztocén teraszának, a 9—10 kis ciklus pedig a kettőzött teraszok figyelembevételével kiadódó teraszlépcsők összes számának. Természetesen a teljes teraszszámot egyes hegyvidékeinken nem lehet megtalálni, mert a tömbökben mozgó kéreg részei nem minden mozgási fázisban vettek részt.

További vizsgálatok az Alföld egyes részein nemcsak a süllyedések számát és méretét fogják megállapítani tudni, hanem — megfelelő paleontológiai leletek esetén — azt is, hogy a lehetséges 9—10 negyedkori süllyedési ciklusból egy-egy területrész melyikben vett részt, tehát a kéregmozgás viszonylagos idejét. Néhány fúrásunkban (Jászladány, Óballa, Kengyel, Öcsöd, Tószeg, Mindszent) ezt a korbeli egyeztetést a pollenleletekből rekonstruálható vegetációfejlődés alapján már elvégeztük.

A hegyvidéki területeken a kiemelkedés abszolút mérete mellett ábrázolni igyekeztünk — a térképezett teraszok alapján — az emelkedés fázisait is, ugyanúgy, ahogy a süllyedéseknél a ciklusokat. Itt azonban részletesebb vizsgálatok híján a kiemelkedési lépcsőket csak hozzávetőlegesen tudtuk jelölni, bár a rendelkezésre álló adatokból a kiemelkedés idejét és mértékét is megállapítani és ábrázolni igyekeztünk.

A bemutatott térkép adatai kb. másfélmillió esztendőt ölelnek fel, alföldi fúrásaink alapján végzett vizsgálataink ilyen időtartamúnak mutatják a negyedkort. Azaz, éghajlati alapon nálunk ez az időszakasz válik el leghatározottabban a pliocén időtől.

ADATOK A FIATAL KÉREGMOZGÁSOK HAZAI FÖLDRAJZI HATÁSAIHOZ

SOMOGYI SÁNDOR
A FÖLDRAJZTUDOMÁNYOK KANDIDÁTUSA

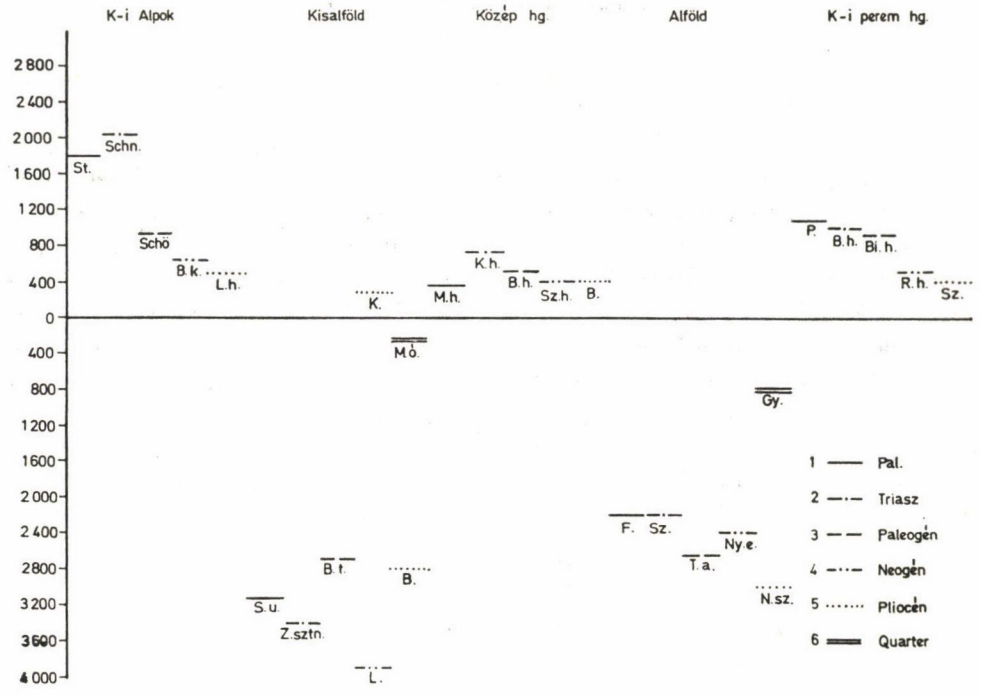
A szerkezeti-tektonikai folyamatok, valamint az ezek eredményeként létrejövő kéregmozgások keletkezésének, nagyságrendjének, jellegének és korának kérdései a geotudományok művelői közül elsősorban teljes joggal a geológusok klasszikus kutatásterületei közé tartoznak. Szerepük a geoszférák közötti kölcsönös anyag- és energiaáramlási folyamatok előidézésében és irányításában, hatásuk a bioszférára és a társadalom földrajzi környezetére azonban szükségképpen a geográfusokat is arra kényszeríti, hogy legalább megnyilvánulásaikkal ugyancsak részletesen foglalkozzanak.

A szerkezeti-földtani alap különben letagadhatatlanul meghatározó tényezője is a Föld felszín és hazánk domborzatának. Magyarország természeti földrajzi tájai elhatárolásának elvi szempontjai között ismételten kénytelenek voltunk megállapítani, hogy „a morfo-litogén elemek uralkodóan megszabták az ország tájrajzi vázát". Már pedig a morfo-litogén tényezők minőségét — az alföldek — dombságok — hegységek térbeli rendjét és kiterjedését is elsősorban a kéregmozgások jelölték ki.

Ha egy áttekintő, összehasonlító képet akarunk nyerni arról, hogy a földtani múltban milyen méretű tektonikus mozgások érték Magyarország felszínét, akkor szükségszerűen az ország földrajzi környezetéhez kell viszonyítani a határainkon belül fekvő területek üledékeinek méreteit. Az ország Ny-i és K-i részét kitöltő medencék ugyanis csak egyik oldalukkal támaszkodnak a Közép-hegységhez, mint szerkezeti alaphoz, másik oldaluk támasztópillérét már a szomszédos országok területén kell keresnünk. A Keleti Alpoktól a Kis Alföldön, Középhegységen és Nagyalföldön át húzott metszetünk így a Ny-erdélyi peremhegységben végződik *(1. ábra)*. Ezen a metszeten feltüntettük az egyes földtani korok ükedékeinek felszíni magasságát és felszínalatti mélységét.

Fogyatékosságai ellenére is kitűnik szelvényünkről, hogy a kéregmozgások már a legrégibb geológiai időktől, többszörös ütemben és nagy intenzitással érintették az ország felszínét. Azonban a mai domborzati kép — mint az köztudott is — csak a neogénban kezdett kialakulni (mivel csak a miocén üledékekig emelkednek szabályszerűen egymás fölé a fiatalabb üledéksorozatok). A függőleges irányú posztpannon kéregmozgások méreteikben is megközelítették, sőt talán — a rendelkezésre álló geológiai idő hosszát tekintve —

intenzitásukban meg is haladták a korábbi földtani periódusok tektonikus mozgásait. A Ny-Magyarországról, fúrásból, legmélyebbről ismert paleozóos réteg Somogyudvarhelyen 3142 m-en fekszik. Közte és a Stuhleck (Fisbachi-Alpok) kristályos felszíne között több mint 5 km a szintkülönbség. A Nagyal-



1. ábra. A különböző korú földtani üledékek helyzete a tengerszinthez viszonyítva a K-i Alpok és a Bihar-hegység közötti szelvényben. 1. paleozóos; 2. mezozóos; 3. neogén; 4. negyedkori üledékek

Schn. = Schneeberg; St. = Stuhleck; Schö. = Schöpfl; B. k. = Borostyánkői-hg.; L. h. = Lafnitz-Höhe; M. ó. = Magyaróvár; B. t. = Baktüttös, B. = Babócsa; S. u. = Somogyudvarhely; Z. sztm. = Zalaszentmihály; L. = Lovászi; K. h. = Kőris-h.; B. h. = Bakony-hegys.; Sz. h. = Széchenyi-h.; **B** = Budai-hegys.; M. h, = Meleg-h.; K. = Kandikó-h.; Gy. = Gyula; F. = Furta; Sz. = Szolnok; Ny. h. = Nyíregyháza; T. a. = Tóalmás; N. sz. = Nagyszénás; P. = Ples; B. h. = Béli-h.; Bi. h. = Bihar-hegys.; R. h. = Réz-h.; Sz. = Szilágyság

földön a furtai fúrásból ismerjük a legmélyebbről a kristályos alaphegységet (2232 m), míg a K-i peremen az a Ples-ben (Béli-hg. v. Kodru Moma) 1100 fölé emelkedik. Itt tehát a szintkülönbség „csak" 3,5 km. Természetesen ezek a szintkülönbségek a valóságban jóval nagyobbak is lehetnek, mert nem ismerjük még egyik medencénkből sem a kristályos alaphegység legnagyobbb mélységét, de mind Ny-on a Tauernben, mind K-en a Bihar-masszívumban találunk jóval magasabban is paleozóos rétegeket. Mi azonban e helyen csak a közvetlen összefüggésre feltételezhetően leginkább utaló közelebbi előfordulásokra hivatkozunk.

A paleozóos rétegekkel szemben a pannon üledékek felszíne és talppontja között kimutatható szintkülönbség a Ny-i medencerészben ugyancsak

meghaladja a 3 km-t (Babócsa —2800 m, Stájer medence +500 m), de elérik a szintkülönbségek ezt az értéket a K-i-medencében is (Nagyszénás —3000 m, Szilágyság +400 m). Utóbbi területre nézve megjegyzendő, hogy távolabb, a keleti szomszédságban, a Keleti Kárpátok belső peremén 1000 m közelében is felemelkednek a pannon rétegek. Utóbbi elmozdulások azonban csak a poszt-pannonban, megközelítőleg 3 millió év alatt mehettek végbe, míg az idősebb üledékek szintkülönbségeinek létrejöttéhez aránytalanul jóval hosszabb földtani idő állott rendelkezésre.

A Ny-i medencerész D-i felének a süllyedése már a pliocén vége felé megállhatott, mivel itt ma már a pannon üledékek is jóval a tsz. fölé emelkednek (Kandikó, 301 m), másrészt ide már nem terjedt ki a negyedkori fluviatilis üledékek lerakódása sem. A negyedkori szárazföldi lerakódások folyó- és állóvízi jellegükben is különböznek az előző földtani korok túlnyomórészt tengeri üledékeitől, még abban is, hogy itt csak a felszín alatti legmélyebb előfordulást lehet a tengerszinthez viszonyítani, mert a szárazföldi üledékek lerakódása természetszerűleg nincs az erózióbázis szintjéhez kötve.

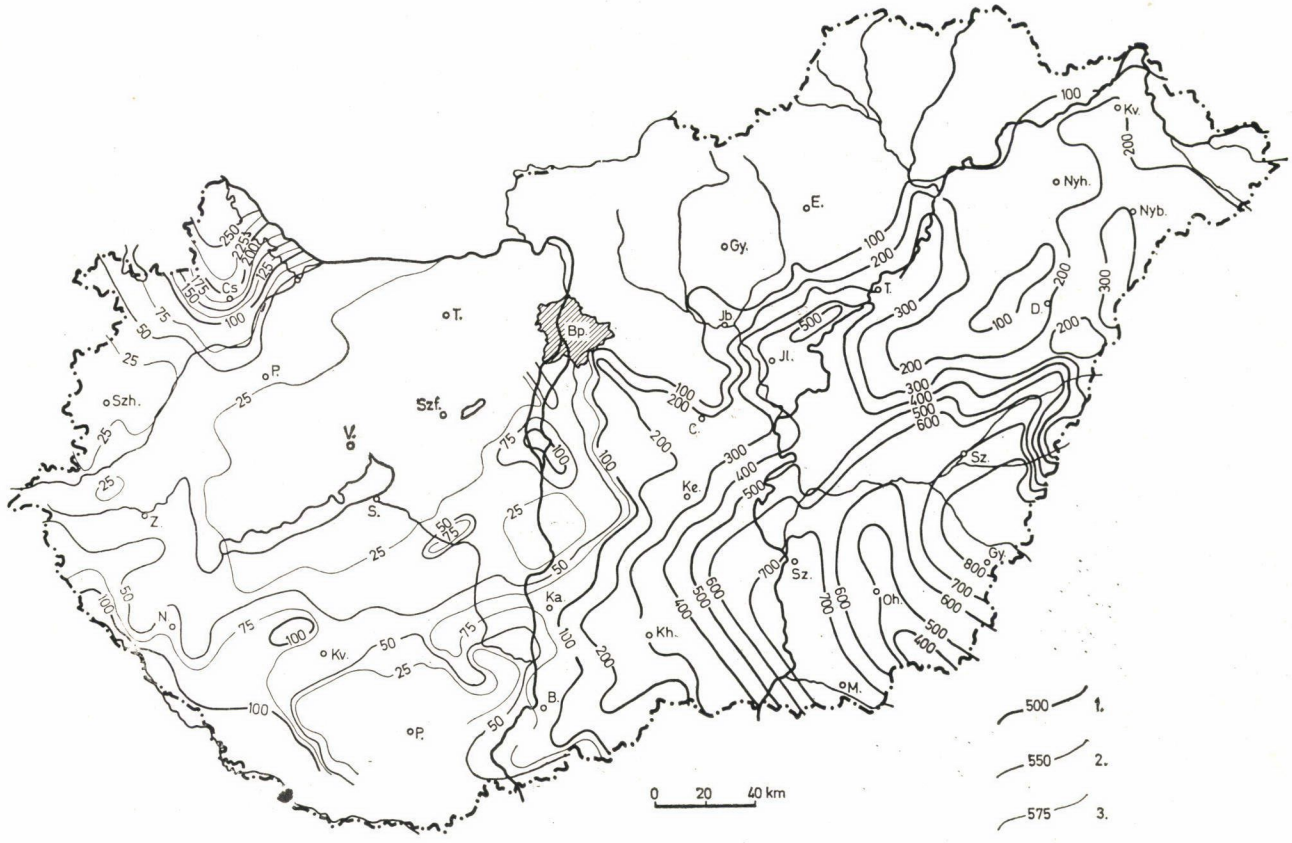
Eme korlátozó megfontolások mellett is azonban a negyedkori üledékek meglepő mélységig süllyedtek az elmúlt évmillió során. A Kisalföldről talán közismert a Magyaróvár alatti 250 m vastag pleisztocén-holocén rétegsor, de a Gyula alatt feltételezetten negyedkori, több mint 800 m-es süllyedék valószínűleg a szakembereket is meglepi.

A negyedkori kéregmozgások és üledékek területileg nagy pontosságú térképét is elkészítette URBANCSEK JÁNOS az elektromos rétegellenállás mérések, a karotázs vizsgálatok alapján *(2. ábra)*. E térképről is kitűnik, hogy a negyedkori — túlnyomóan pleisztocén — lerakódások két helyen, a Maros torkolat vidékén és a Kőrösök közén a 700 m-t is meghaladják (a tsz. alatt), míg a Heves—Borsodi ártéren 400 m-t érnek el.

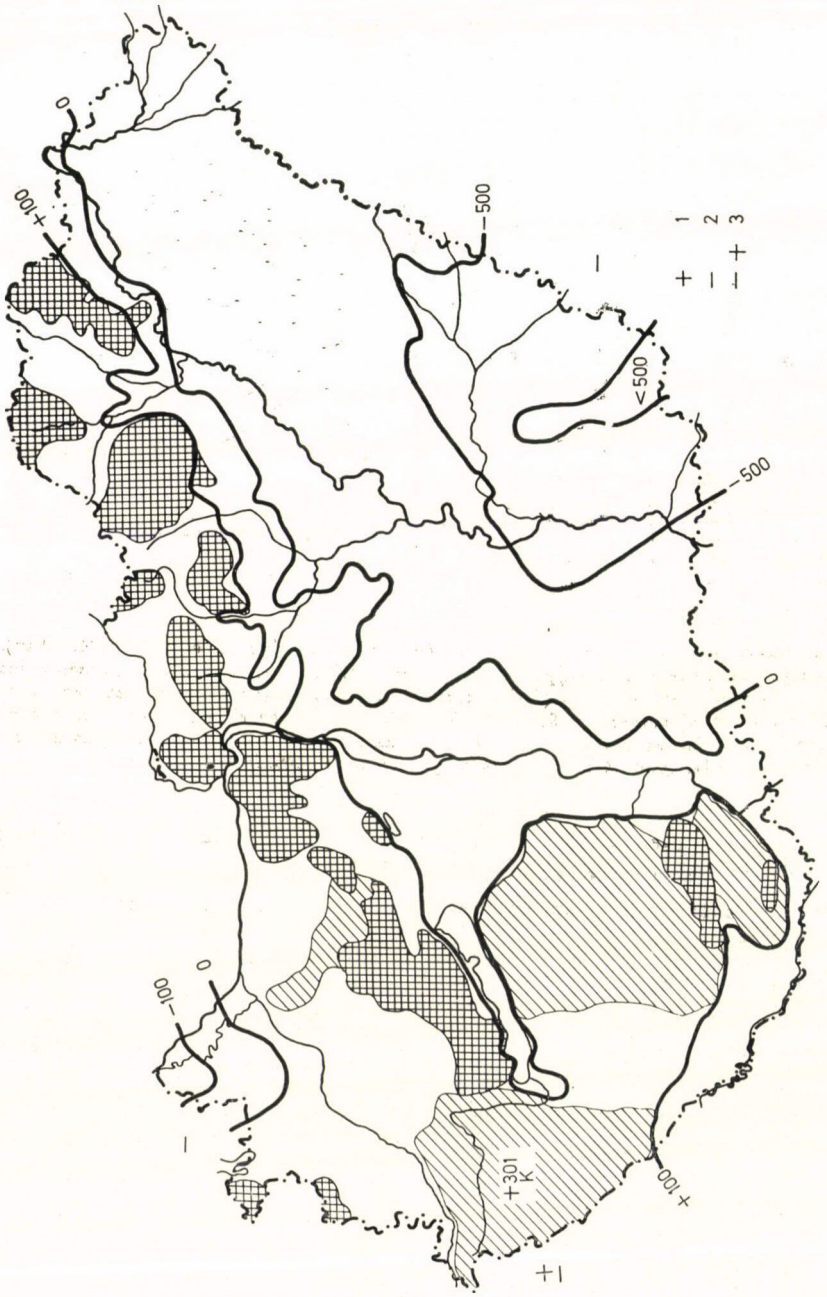
Ha a negyedkori rétegeknek ezt a térképét a kiadás alatt álló új geomorfológiai térképünkre vetítjük, még plasztikusabban kirajzolódnak a recensen süllyedő és emelkedő területek *(3. ábra)*. Természetesen ilyen méretű felszíni elmozdulásoknak nagy számú világosan látható és elképzelhető egyéb bizonyítéka és következménye is van.

A leggyorsabban reagál a tektonikus hatásokra a gravitáció hatása alatt álló víz, mivel mindenkor a legnagyobb lejtésirányba mozdulva törekszik útját az erózióbázis felé folytatni. Emiatt nagyon erős a kéregmozgások hatása a folyóhálózat irányítására. És ténylegesen ki is mutatható, hogy valamennyi előbb bemutatott süllyedési központ mind egy-egy vízrajzi centrum ma is, vagy az volt a közelmúltban. Elég itt a Kisalföldön, a Maros torkolatánál, a Körös közben és a Sajó torkolat vidékén összetorkoló folyók kiterjedt árterére, bizonytalan futására hivatkoznunk.

Sőt az egyes folyók üledékeinek elemző vizsgálata maga is elárulja a végbement nagy szerkezeti mozgásokat, de azt is, hogy egy folyó hogyan tudja

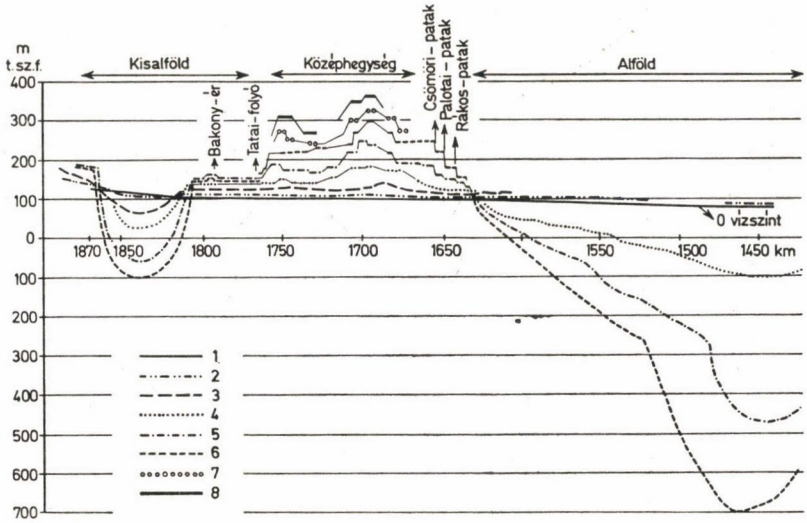


2. ábra. A negyedkori üledékek vastagsága Magyarországon. (A karotázs mérések alapján szerkesztette: URBANCSEK J.)
1. 100 m-es; 2. 50 m-es; 3. 25 m-es mélységvonalak



3. *ábra.* A negyedkorban emelkedő és süllyedő területek határvonala Magyarország geomorfológiai térképére vetítve. 1. emelkedő terület; 2. süllyedő terület; 3. a süllyedés emelkedésbe ment át. A számok az emelkedés, ill. süllyedés mértékét jelentik a tsz.-hez viszonyítva

az ily módon útjába kerülő akadályokat leküzdeni (MOLNÁR B. 1965). Az erre a kérdésre vonatkozó legeredményesebb vizsgálatokat PÉCSI MÁRTON végezte el a Duna völgyében *(4. ábra)*. Hosszelvénye a Duna hazai szakaszáról összhangban van az azóta végzett földtani-geomorfológiai vizsgálatokkal. A Kis-



4. ábra. A Duna-völgy hosszelvénye a pleisztocén üledékek helyzetével (PÉCSI M. után). 1. a Duna 0 pontjainak vonala; 2. az újpleisztocén végi (II/a) terasz; 3. a III. sz. (középpleisztocén) terasz; 4. az újpleisztocén eleji (II/b.) terasz; 5. a IV. sz. (idősebb pleisztocén) terasz; 6. az V. sz. (ópleisztocén) terasz; 7—8. a VI—VII. sz. (pleisztocén eleji pliocén végi) teraszok. A Kisalföldön és az Alföldön a Duna 0 pontja alatt az egyes teraszok kialakulásával azonos fázisban lerakódott hordalékok helyzetét tüntettük fel sematikusan

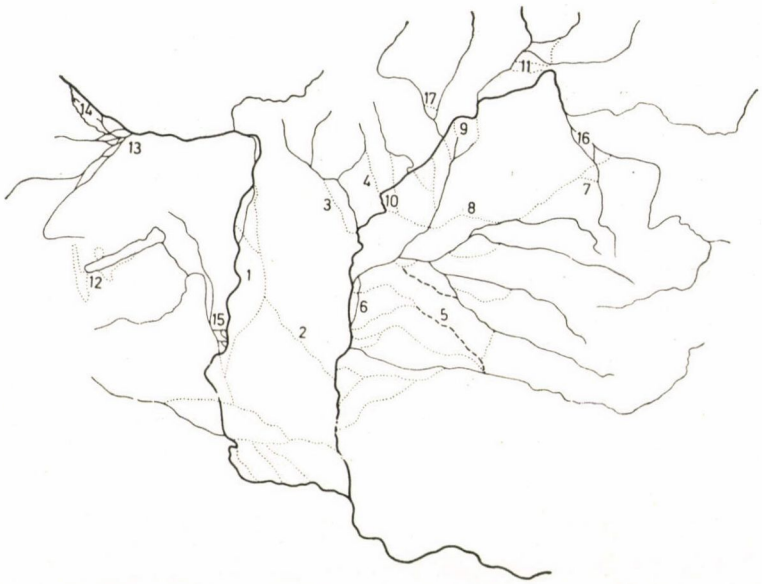
alföldön a Duna a pleisztocén elején nagy kiterjedésű, lapos hordalékkúpot épített, amely azonban a pleisztocén második felében nagyobb részben a mélybe süllyedt, s azóta ott teraszokat nem hoz létre, hanem folyamatosan feltölt (SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1938).

A középhegységi szakaszon ellenben folytonosan eróziós, völgymélyítő munkára volt kényszerítve a folyó — eltekintve a tektonikus szüneteket is jelző periódusoktól, amikor teraszait felkavicsolta. A Középhegység emelkedésének egyenetlenségét jelzi, hogy az ugyanazon korból származó, összetartozó terasz szintek is különböző magasságban találhatók ma. A Középhegység elhagyása után a Pesti-síkságon megy át a Duna ismét az emelkedő területről a süllyedőre. Itt a teraszok ún. normális sztratigráfiai sorrendben, nagy lejtéssel tűnnek el egymás után az alföldi üledékgyűjtő medence mélyében. Csak a legfelső pleisztocén és jelenkori szintek kísérik tovább a mai medret, mutatva, hogy az már a pleisztocén végén nagyjából a mai helyén rögzítődött.

Segítségükkel PÉCSI MÁRTON a posztpleisztocén szintváltozások mértékét is kimutatta. Elmozdulásaik nagysága szintkülönbségükben nyilvánul

meg s azok értékét a Kisalföldön ±20 m-re, az Alföldön és a Középhegységben ±30 m-re értékelte.

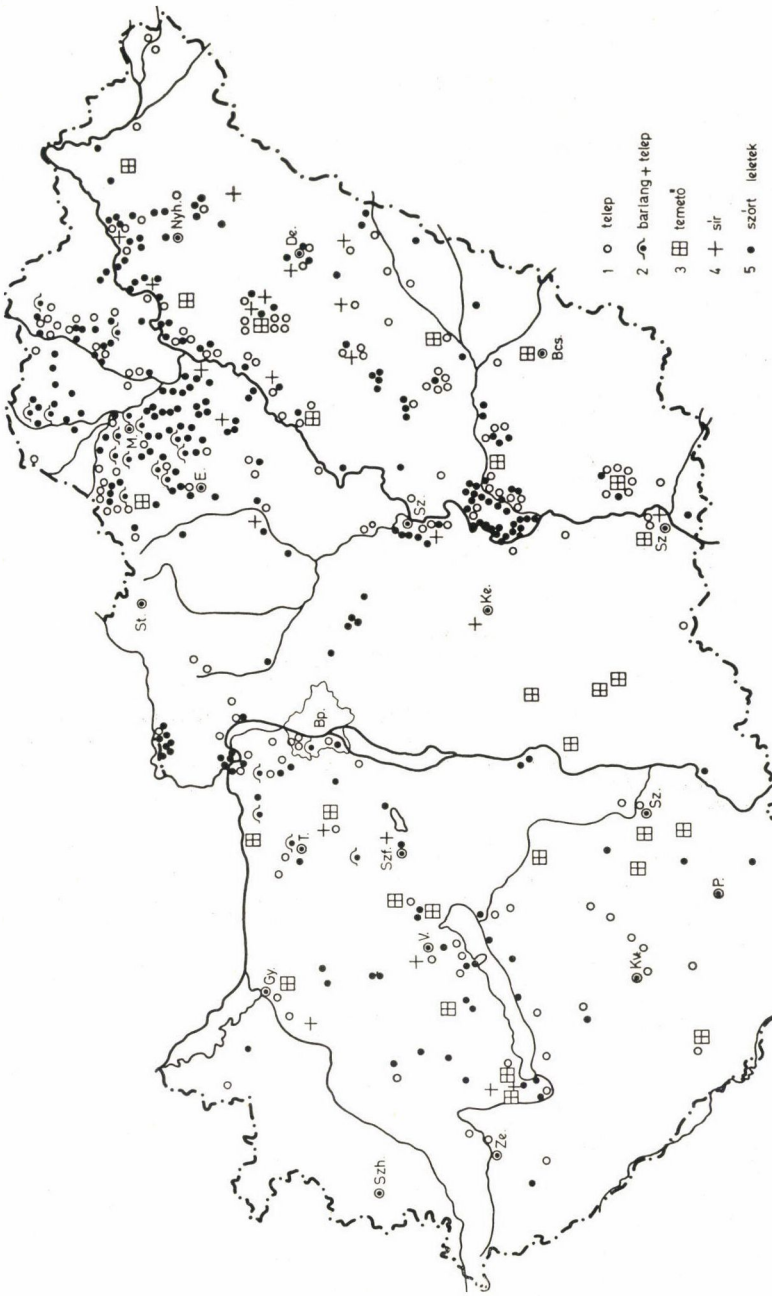
Noha ezek az értékek csekélynek tűnnek a korábbi földtani periódusokból kimutathatókhoz viszonyítva, a jelenkori vízhálózat irányváltozásaira még-



5. ábra. Magyarország vízhálózata a pleisztocén végén és a holocén időszaki fontosabb vízrajzi változások. 1. a Duna óholocén fattyúága; 2. az utolsó Duna—Tisza közi átfolyás valószínű vonala SÜMEGHY J. szerint; 3. a Zagyva korábbi torkolati szakasza; 4. a Tarna korábbi folyásiránya; 5. pleisztocén végi Maros-medrek; 6. a Kurca, az Ér-völgyi ősfolyó még élő maradványa; 7. az Ér-völgy, a Szamos, majd a Kraszna árvizeinek levezetője; 8. a Berettyó szabályozások előtti útvonala a N. Sárréten át; 9—10. a tiszai árvizek lefolyása a Hortobágyon és a Kunságon át; 11. a Tisza átfolyása a Bodrog medrébe; 12. a Balaton területi változásai; 13. a Rába—Marcal torkolatváltozásai; 14. szigetközi Duna-meder változások; 15. sárközi mederváltozások (Sió és Duna); 16. mederváltozások a Szatmári-síkságon (Szamos—Kraszna); 17. a Sajó—Hernád összefolyásának területi eltolódása

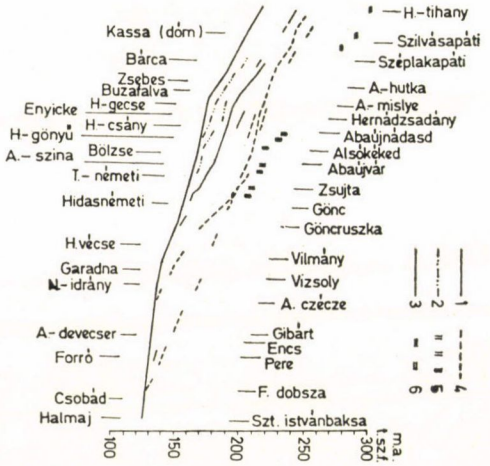
is meghatározó befolyást gyakoroltak. Következő *(5. ábra)* ábránkon a holocénban lezajlott fontosabb vízrajzi változások helyeit és nyomvonalait mutatjuk be. Kitűnik, hogy azok nagyobbrészt ott következtek be, ahol a *2. ábra* a legerőteljesebb jelenkori kéregmozgásokat jelezte.

Amióta a korábbi meder és völgymorfológiai kutatások eredményei alapján ezt az ábrát megszerkesztettük, mindig foglalkoztatott a gondolat, hogy mivel az itt ábrázolt vízrajzi változások már az emberi társadalmak kialakusának kezdeti szakaszaiba is belenyúlnak, szükségképpen archeológiai, kultúrtörténeti bizonyítékokkal is alátámaszthatók lehetnének (SOMOGYI S. 1961). E célból a jól meghatározott archeológiai lelőhelyeket kultúrszintek szerint tagolva összegyűjtöttük és térképre raktuk *(6. ábra)*. Noha ez a munka



6. ábra. A paleolit, mezolit és neolit kultúrák telepei Magyarországon

még nem tekinthető befejezettnek, már az eddigi eredményeket összefoglaló térképlapokról is értékes információk meríthetők. Többek között kitűnik róluk, hogy az őstársadalmak hazai elterjedésük során igen nagy mértékben függtek koruk természeti környezetétől, abban is talán legszorosabban vízrajzi



7. ábra. A Hernád teraszainak helyzete a völgytalp felett (LÁNG S. után). 1. a jelenlegi folyómeder szintje; 2. a II. sz. pleisztocén terasz; 3. a III. sz. pleisztocén terasz; 4. a IV. sz. pleisztocén terasz; 5. az V. sz. pleisztocén terasz; 6. idősebb kavicsszintek

állapotától, azzal összhangban választották meg életterüket, telephelyüket. Különösen a bronzkorig, a törzsi háborúk, viszályok kezdetéig volt ez az összefüggés nagyon szoros, mert attól kezdve a védettségi és védhetőségi szempontok már korlátozták a természeti tényezők spontán hatását a lakóhely megválasztásában.

Az i. sz. II. szd.-ban élt PTOLEMEUSnak az Akadémia könyvtárában megtalálható Atlasza (1901. évi párizsi kiadás) IV. V. és IX. sz. lapjain azt látjuk, hogy: 1. a Marcal még Marcaltőnél egyesült a Rábával 2. a Sió és Sárvíz összefolyása még Simontornya környékén volt; 3. a Sió a bogyiszlói Dunakanyarulathoz torkolt; 4. a Tapolcai-öböl még a Balatonhoz tartozott; 5. a Hármas Körösnek még éltek nagy ívű kanyarulatai; 6. a Maros részben azóta elhalt D-i ágán, az Arankán át érte el a Tiszát; 7. a Bega a Temessel egyesülve a Dunába ömlött; 8. a Körösök más sorrendben és sokkal rövidebb úton egyesültek, mint a szabályozások előtt. Vagyis hazánk bizonytalan vízrajzú területei már a kitűnő római kartográfus előtt is ismertek voltak és térképén pontosan egybeestek a jelenleg is többé-kevésbé süllyedő felszínrészletekkel.

A felsorolt vízrajzi centrumok egészen a múlt századi szabályozásokig megőrizték amfibikus jellegüket és így kívül maradtak a sok századdal korábban átkulturált területeken. Csak a folyószabályozások imponálóan nagymé-

retű, valódi természetátalakító munkájával sikerült azokat a termelés számára hozzáférhetővé tenni s azóta is tetemes áldozatokkal, gyakori erőfeszítéssel megvédelmezni. Mivel ez a vízrajzi helyzet a fiatal kéregmozgások egyenes következményeként értelmezhető, jogosan tarthatók azok az állandó, költséges árvédelmi készültség előidézőinek is. E fiatal süllyedékterületek egyér telműen negatív népgazdasági értékelése nyomban megváltozik, ha vízgazdálkodásunk egészét tekintjük. Magyarország felszíni vízkincse — eltekintve a Duna közelében fekvő területektől — igen korlátozott. Az Alföld jelentős területein máris — s a jövőben még inkább — elsősorban a felszínalatti vízkészletre támaszkodunk. Ez a túlnyomórészt a felsőpliocén és negyedkori rétegekben tározódott vízkincs a különböző számítások szerint minimálisan is 3000 km^3 tömegű (a Duna 40 évi vízszállításának felel meg). Ennek a roppant víztömegnek kisebb hányada megújuló dinamikus készlet, s ez biztos tartalékot jelent. Az ezt a víztömeget befogadó tározó üledékek pedig kivétel nélkül a fiatal kéregmozgások során rakódtak le.

A fiatal kéregmozgások és a folyóvölgyek morfológiájának egy összefüggésére szeretnénk még ez alkalommal röviden rámutatni. A magyar folyók teraszai a süllyedő medencékbe nyíló völgykapukban, ún. hordalékkúpteraszokon mennek át a medencetöltelékbe. Ennek az átmenetnek egyik típusa az ún. normális sztratigráfiai sorrend, amikor az emelkedő völgyszakasz legfelső teraszszintje elsőnek bukik a mai medencék felszíne alá. Ezzel szemben a legfiatalabb pleisztocén szint vagy tovább kíséri a folyókat (mint a Duna jobb oldalán) a medencebeli szakaszon, vagy legmesszebb kifutva az Alföldre fokozatosan simul bele a süllyedék kitöltésébe, mint a *4. ábrán* is a Duna bal oldalán). Ezzel a szabályszerű teraszos-völgy-hordalékkúp-feltöltés sorrenddel szemben néhány Alföldre nyíló völgykapuban más morfológiai képet találunk. E völgykapukban a teraszok egymás feletti változatlan sorrendben veszítenek magasságukból a süllyedék pereméhez közeledve, majd ugyanolyan sorrendben el is tűnnek annak felszíne alatt. Legjobban tanulmányozott ez a helyzet a Hernád völgykapujában, amit LÁNG SÁNDOR nyomán be is mutatunk *(7. ábra)*. Ez a típus akkor jön létre, amikor egy völgy korábban tovább folytatódott a később süllyedésnek indult felszínen, de azután a süllyedés továbbterjedése az egész, már kiépült teraszosvölgyet változatlan sorrendben elfedte. CHOLNOKY is észlelte és leírta ezt a jelenséget a K-alföldi völgykapukból (1926), de még nem tudta a különbséget helyesen értelmezni. Nagyon hasonló a Duna teraszainak az elvégződése is a Brucki-kapuban, azzal a különbséggel, hogy ott a folyómeder is áthelyeződött a pleisztocén derekán a Dévényi-kapuba. Addig a Duna a Brucki-kapu és a Középhegység között igen nagy terjedelmű lapos hordalékkúpot rakott le, amelynek maradványait SZÁDECZKY-KARDOSS E. és PÉCSI M. egybehangzóan tanulmányozták és leírták. Csak a pleisztocén derekától mutatható ki a Kisalföld Ny-i részének az a nagyméretű süllyedése, ami aztán az ottani Duna-teraszokat is eltörte. Csak Győrtől K-re

maradt a felszínen a folytatásuk. Hogy az ottani süllyedés napjainkban is tovább folytatódik, mutatja az, hogy az egykori római limeserődnek, Quadrateanak tégláit Barátföld-major mellett több mint egy méteres, friss dunai feltöltés alatt találtuk meg.

A normális sztratigráfiai feltöltés a süllyedés folyamatosságát igazolja a völgykapuban. Már emiatt sem lehet Magyarországon a ritmusos teraszképződést csupán egyszerűen az állandóan ható emelkedő-süllyedő jellegű kéregmozgások vetületének tartani. Míg a Kisalföld a pleisztocén közepéig nem volt süllyedő terület, legalábbis nem a későbbi intenzitással, a Nagyalföldre a területileg váltakozó mértékű, de folyamatos süllyedés volt a jellemző.

A fiatal kéregmozgások természetesen nemcsak negatív irányban tevékenykedtek, hanem érvényesült azoknak kiemelő, a térszín magasságát növelő hatásuk is. A kettő térben általában elkülönült egymástól, amit a *2. ábrán* a negyedkori üledékek méreteit jelölő szintvonalak is kimutatnak. Csak az ország DNy-i részében, Zalában látjuk, hogy a posztmiocén kéregmozgási irány ott megfordult és ma inkább emelkedő jellegű. Ez igazolja, amit már előzőekben is említettünk, hogy a szerkezeti mozgások jellege nem változatlan irányú, hanem reverzibilis, időnként ellenkező tendenciát vesz fel. A zalai terület mozgásirány-változásának is nagy szerepe volt abban, hogy a felsőpliocénban itt D-i irányú feltöltést végző Ős-Duna a pleisztocén elején K-nek fordult, a megnyíló Visegrádi-szoros irányába. Ezt a nevezetes tektonikai-morfológiai és ősvízrajzi változást Szádeczky-Kardoss E. (1938) mutatta ki elsőnek, részletes üledékkőzettani vizsgálatokkal alátámasztva s az azóta végzett geomorfológiai kutatások megállapításait csak még jobban megerősítették.

A kéregmozgásoknak nagyon sok további összefüggése van a helyi éghajlat alakulásával, a tszf. magasság és az expoziciós viszonyok befolyásolása útján. Ez utóbbiak pedig a legszorosabb kapcsolatot mutatják a vegetáció térbeli rendjével és a talajtakaró típusaival.

IRODALOM

1. Ausztria hidrogeológiai térképe. Österreich-Atlasz. Geologische Bundesanstalt. Wien, 1968.
2. Borsy Z.—Molnár B.—Somogyi S.: Az alluviális medencesíkságok fejlődéstörténete Magyarországon. Földr. Közl., **3**, 237—254, 1969.
3. Erdélyi, M.: Tracing of the subsurface structure and fault lines on sedimentary lowlands by usy indireckt geological methods. Acta Geol. Ac. Sci. Hung., **VIII**, 1—4, 1964.
4. Franyó F.: A negyedkori rétegek vastagsága a Kisalföldön. MÁFI Évi Jel. 1965-ről, 443—458, 1967.
5. Kádár L.: A Magyar-medence feltöltődése. Acta Geogr. Debr., **X, XI**, 167—183, 1965.
6. Láng S.: Geomorfológiai vizsgálatok a Miskolci-kapuban. Földr. Közl., 81—120, 1944—47.
7. Láng S.: Természeti földrajzi tényezőink jelenlegi működése. Akadémiai doktori értekezés. 1964.
8. Lóczy L.: Magyarország földtani szerkezete. (In: A magyar szentkorona országainak . . . leírása.) 5—44, Budapest, 1918.
9. Lóczy L.: Magyarország és a szomszédos országok határos területeinek földtani térképe. M = 1 : 900 000, 1922.

10. Magyarázó Magyarország 1 : 300 000-es földtani térképéhez. Összeáll. BALOGH K.—HORUSITZKY F.—KRETZOI M.—NOSZKY J.—RÓNAI A.—SZENTES F. MÁFI, Budapest, 1958.
11. Monográfia geográfica a Republici Populare Romine. I. Geogr. Fizica. Bucuresti, 1960.
12. MIHÁLTZ I.: Erosionszyklen-Anhäufungszkylen. Acta Min. Petr. Univ. Szegediesnsis, **VIII,** 1955.
13. MOLNÁR B.: Lithologie and Geologie Study of the Quaternary Deposits of the Great Hungarian Plain (Alföld). Acta Geol. Ac. Sci. Hung., **IX,** 1—2, 57—64, 1965.
14. PÉCSI M.: Das Ausmass der quarteren tektonischen Bewegungen im ungarischen Abschnitt des Donautales. Pet. Mitt., 274—280, 1958.
15. PÉCSI M.: A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínalaktana. Földr. Monográfiák, III. Budapest, 1959.
16. PÉCSI M.—SOMOGYI S.: Magyarország természeti földrajzi tájai és geomorfológiai körzetei. Földr. Közl., **3,** 285—302, 1967.
17. PÉCSI M.—SOMOGYI S.—JAKUCS P.: Magyarország tájtípusai. Földr. Ért., **1,** 5—11, 1972.
18. SCHMIDT E. R.: Vázlatok és tanulmányok Magyarország vízföldtani atlaszához. MÁFI Budapest, 1962.
19. SOMOGYI S.: Hazánk folyóhálózatának fejlődéstörténeti vázlata. Földr. Közl., **1,** 25—50, 1961.
20. SOMOGYI S.: Az Alföld tájértékelése, In: Magyarország tájföldrajza. I. A dunai Alföld. 91—164, Budapest, 1967.
21. SOMOGYI S.: Magyarország természeti viszonyainak változásai a honfoglalás koráig. Építés-Építéstudomány, **I,** 3—4, 303—326, 1971.
22. SZÁDECZKY-KARDOSS E.: Geologie der rumpfungarländischen Kleinen Tiefebene. Mitt. d. berg. u. hütten. Abt. d. Univ. Sopron, 1938.
23. SZÉKELY A.: Az erdélyi vulkanikus hegységek geomorfológiai problémái. Földr. Közl., **3,** 235—259. 1959.
24. URBANCSEK J.: Az Alföld negyedkori földtani képződményeinek mélyszerkezete. Hidr. Közl., 111—124, 1965.
25. VADÁSZ E.: Magyarország földtana. Budapest, 1960.
26. VITÁLIS GY.: Magyarország földtani és vízföldtani tömbszelvénye. Hidr. Közl., **1, 2,** 1—5, 1972.

A PANNON-MEDENCE KAINOZÓOS EVOLÚCIÓJA

STEGENA LAJOS

A FÖLD- ÉS ÁSVÁNYTANI TUDOMÁNYOK DOKTORA

I. *A hegyközi süllyedékek* (intermountain throughs) vagy a lemeztektonika kifejezésével — ívközi medencék (interarc basins) területén az alábbi *jellegzetességek* lépnek fel:

— A felsőköpeny kisebb sűrűségű, kisebb szeizmikus sebességű, és a (eizmikus hullámok erősebben csillapítottak. A szeizmikus kissebességű zóna tLVZ) és az elektromosan jól vezető réteg (HCL) magasabban fekszik, és vasagabb.

— Magas geotermikus hőmérsékletek és hőáram.

— Vulkáni tevékenység, amely a süllyedés kezdetekor — amikor a határoló orogén ívek alatti szubdukció folyamatban volt — andezites (szigetív-típusú), a szubdukció megszűnte után finális bazaltos (interarc-spreading típusú).

— Vastag, főleg posztorogén üledékrétegek, amelyek gyűrődésmentesek, jeléül annak, hogy az orogén folyamat során fellépő nyomófeszültség megszűnt, a medence területe extenzióssá, riftesedővé vált.

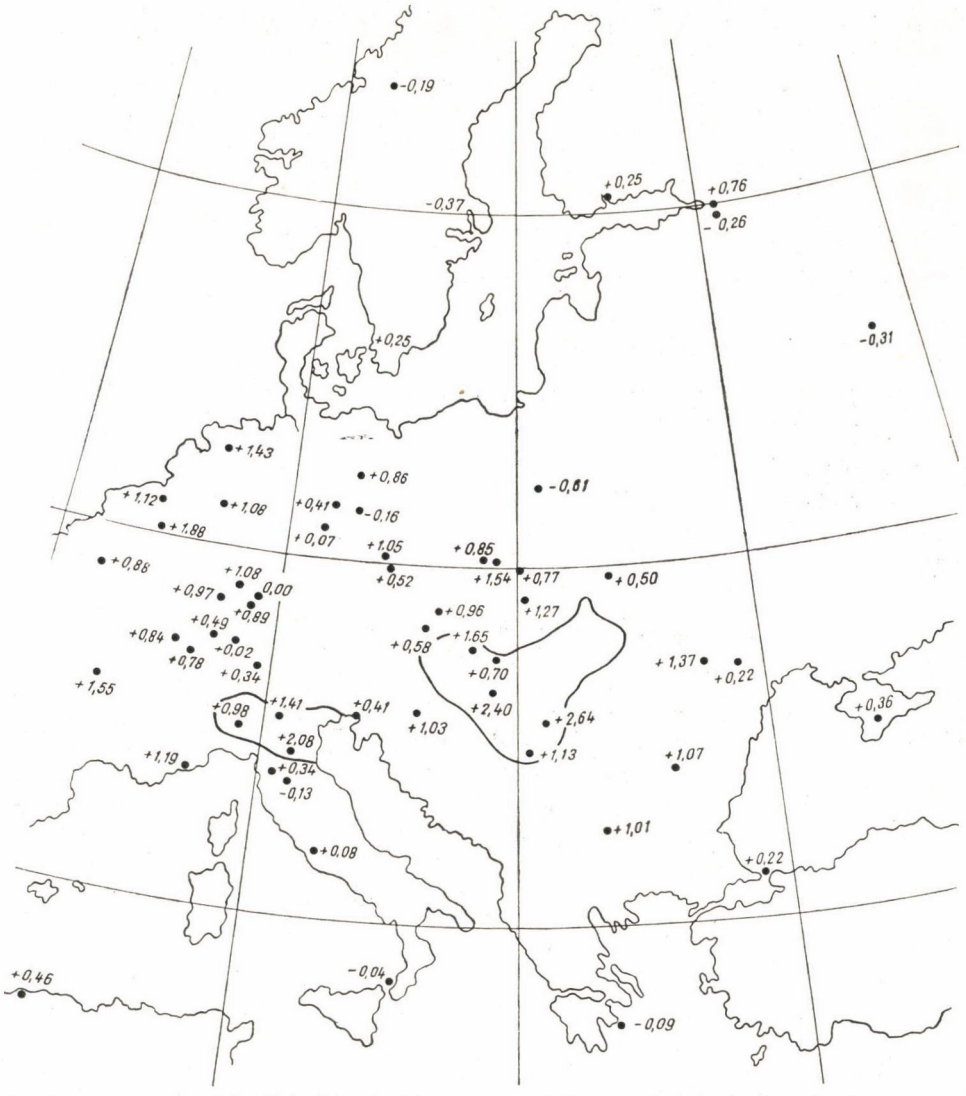
— Az ívközi medencék alatt a földkéreg vékony. Egy részüknél a gránit-réteg (felsőkéreg) megvan, ezek szialikus medencék: a Lombard-medence, a Pannon-medence, az Erdélyi-medence ilyenek, továbbá az alaposan tanulmányozott Great Basin (Western United States; SCHOLZ-BARAZANGI-SBAR, 1971). Egy másik részüknél a gránit-réteg hiányzik, a kéreg óceáni (Ochotski tenger, Japán tenger, Dél-Kaspi tenger, FEDYNSKY et al., 1972).

Nem minden hegyközi süllyedéket vizsgáltak meg minden fenti kritérium szerint, mégis úgy tűnik, hogy a fenti kritériumok többé-kevébé egységesen jelentkeznek, így az ívközi medencék képződése azonos folyamat révén megy végbe. A kontinentális kérgű és az óceáni (szubóceáni) kérgű medencék képződése valamelyest eltérő.

II. *A Pannon medence jellemzése:*

— A felső köpeny kisebb sűrűségű az átlagosnál. Ezt a tényt a kéregkutató szeizmikus mérések és a gravitációs mérések összevetése révén határozták meg (RENNER-STEGENA, 1965).

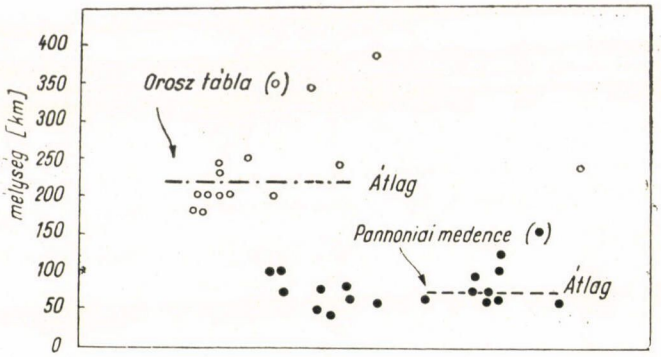
A Pannon medence alatti felsőköpenyben a szeizmikus sebesség valószínűleg kisebb *(1. ábra)*. A felsőköpeny legfelső része nem mutatja ezt a



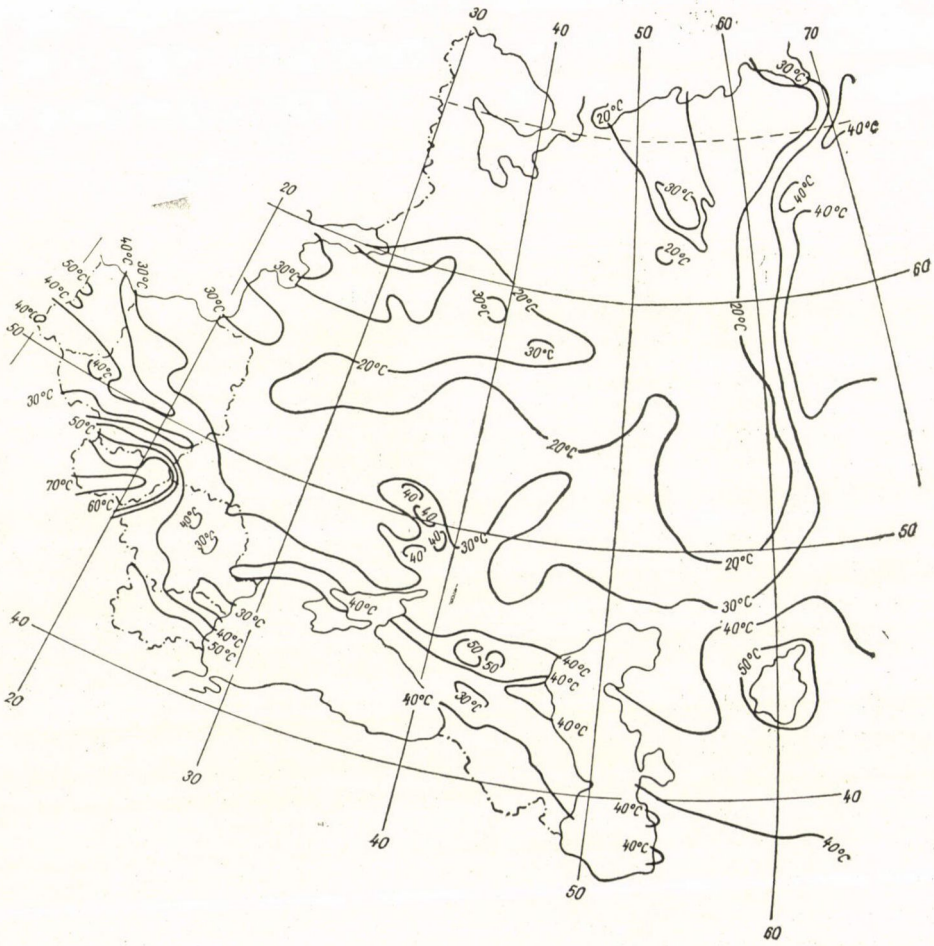
1. ábra. Az antipodális P-hullámok átlagos menetidő-anomáliái (másodpercben) az európai szeizmológiai állomásokon. A Pannon medence területére, valamint a Lombard síkságra eső állomások nagyobb menetidő-késései a felsőköpeny csökkentebb sebességére utalhatnak. Az adatok MORELLI et al. 1968 nyomán

rendellenességet; a MOHO-diszkontinuitás határsebessége normális (8.0—8.1 km/s).

A szeizmikus kisebbségű zóna valószínüleg magasabban fekszik, a GUTENBERG-csatornával azonosnak vehető HCL (jól vezető réteg) — a magnetotellurikus szondázások szerint felemelt (40—80 km) helyzetű (ÁDÁM, 1965; *2. ábra).*

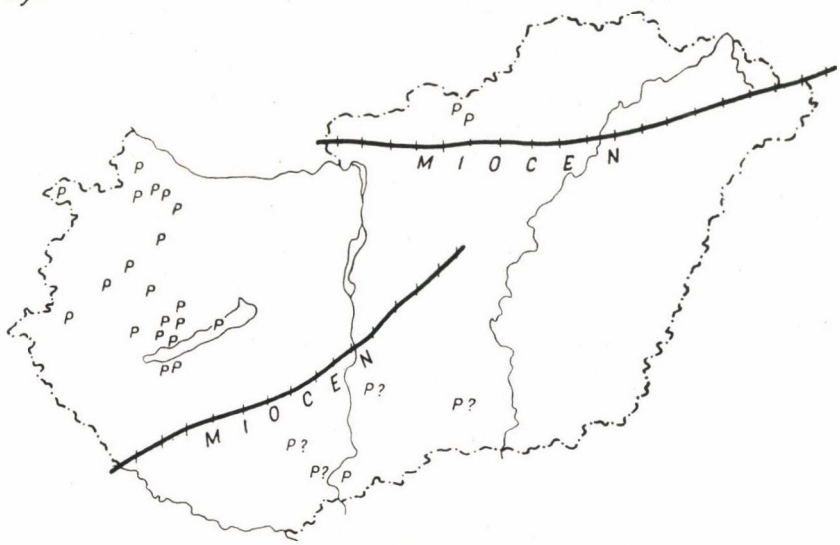


2. ábra. A magnetotellurikus szondázással meghatározott jól vezető réteg (HCL) helyzete a Pannon medence és az Orosz tábla területén. ÁDÁM (1965) nyomán



3. ábra. Geoizotermák 1 km mélységben Kelet-Európa területén. STEGENA (1972) nyomán, generalizálva

— A Pannon medence beleesik abba a geotermikus meleg zónába, amely Kelet-Európában Magyarországtól a Kaukázuson át az Aral-tóig terjed, és a Pannon medence ennek a zónának a legmelegebb része (STEGENA, 1973; *3. ábra).*



4. ábra. A miocén (~ 15 millió év) andezit-riolitos vulkanizmus fő tengelyei, valamint a pannon-pleisztocén (5 ÷ 1 millió év) bazaltos vulkanizmus (P) Magyarországon. POSGAY (1966) adatainak felhasználásával

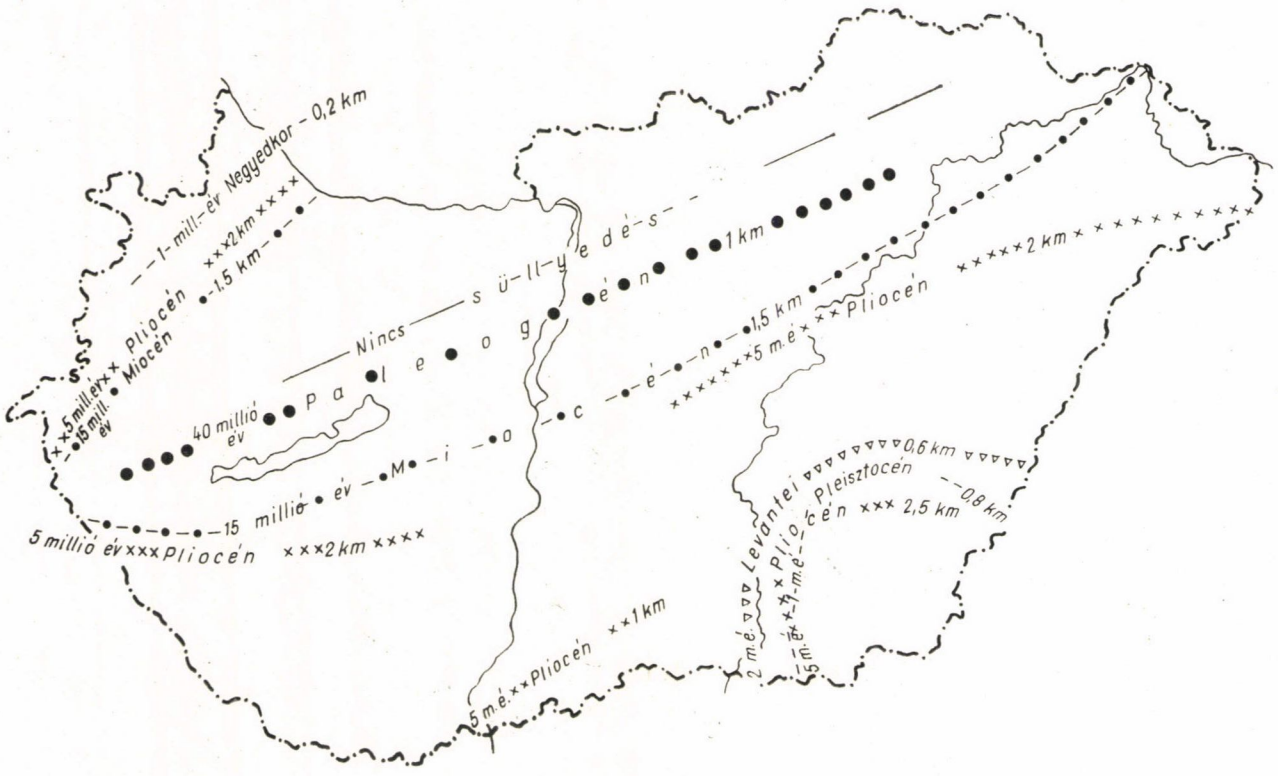
— A Pannon medence erős szinorogén (miocén) vulkanizmusa andezites, a posztorogén (pliocén-pleisztocén) (finális) vulkanizmus bazaltos (SZÁDECZKY-KARDOSS E. et al., 1967) *(4. ábra).*

— A medencét vékonyabb miocén, vastagabb pliocén, vékonyabb levantei és quarter rétegek töltik ki *(5. ábra).* Ezek az üledékek tektonikusan lényegében érintetlenek. A medence egyes felsőkréta (flissoid) üledékei még gyűrtek; a felsőkréta után a medence extenziós.

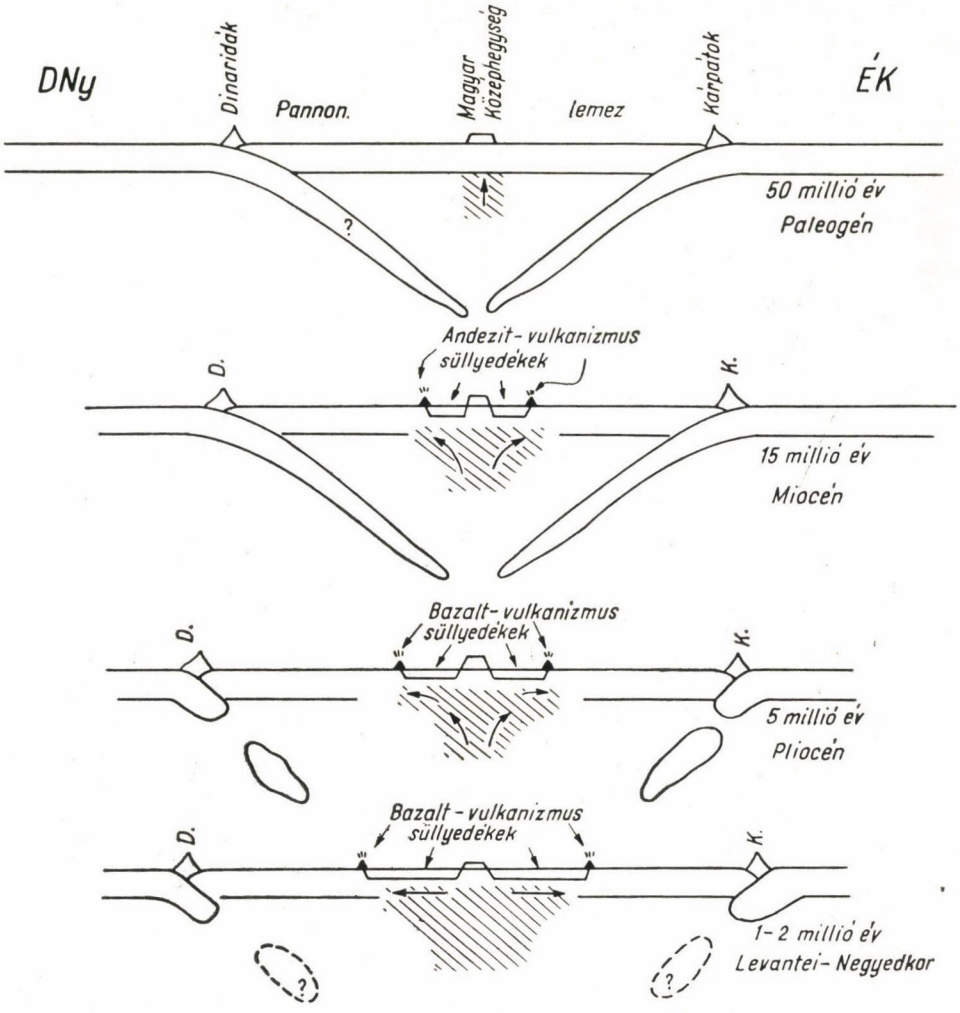
— A földkéreg a Pannon medence alatt vékony (~ 25 km). A felsőkéreg gránitos.

III. Fentiek alapján *a Pannon medence kialakulására az alábbi tektonikai modell adható (6. ábra):*

A paleogén-miocénben működött a Kárpátok és a Dinaridák egymással szembemutató szubdukciós folyamata. A köztes Pannon lemez akkor kompressziós jellegű volt és rajta szigetív-típusú, felpréselődött andezit-riolitos vulkanizmus alakult ki. (DICKINSON, 1970). A szubdukciós lemez felső felületén, mélyen az asztenoszférában, a surlódásos hő és az alacsony olvadású litoszféra-anyaggal való kontamináció hatására részleges olvadás (partial melting) jön létre. Ez a forró, részben olvadt anyag diapirszerűen felemelkedett, és



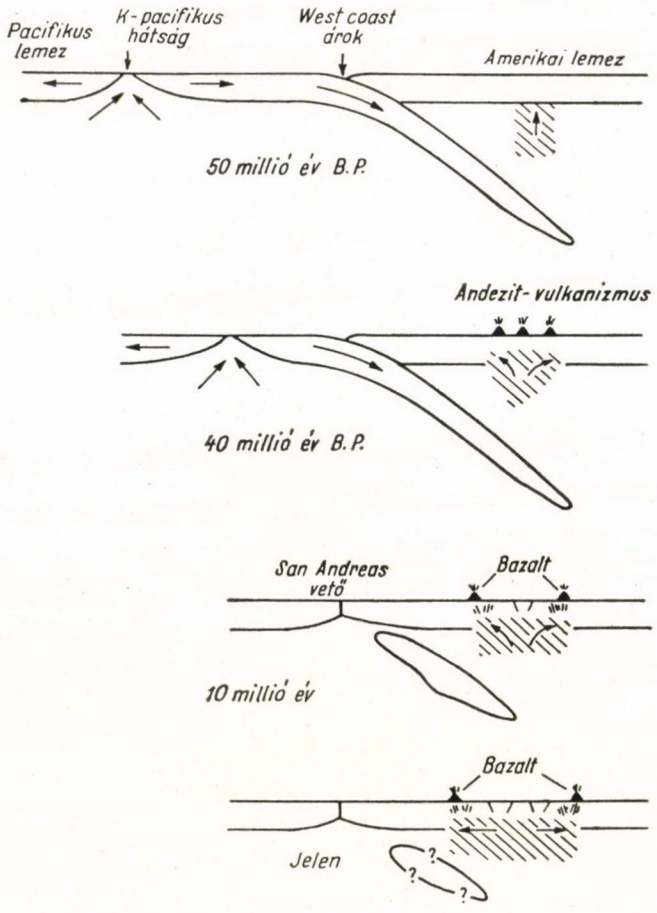
5. ábra. Az üledékgyűjtők fő tengelye Magyarországon a paleogénben, a miocénben, a pliocénben, a levanteiben és a quarterben, és az üledékek vastagsága Kőrössy (1970) adatai nyomán



6. ábra. A Pannon medence kainozóos evolúciójának sémája

elérve az erős szialikus kéreg alját, oldalt szétterjedt. Itt magába olvasztotta, erodálta a kéreg alját („szubkrusztális erózió") és a felszínre felpréselődve szigetív-típusú andezit-riolitos (miocén) vulkanizmust hozott létre. A miocén végén a Dinaridák és Kárpátok szubdukciója megszűnt, a Pannon lemez kompressziós feszültsége kioldódott, sőt extenzióba ment át. Ezért a pliocén-pleisztocén vulkanizmus bazaltos.

A *6. ábra* szerint a feljövő diapir a Magyar Középhegység alatt érte el a kérget. Ezután laterálisan szétterjedve elvékonyította azt; ez a folyamat DK felé haladt előre, ahogyan azt az üledékgyűjtő főtengely DK felé vándorlása mutatja. Ez a tengely a paleogéntől a pleisztocénig mintegy 150 km-t



7. *ábra.* A Great Basin tektonikus evolúciója a kainozoikumban. SCHOLTZ et al. (1971) nyomán

vándorolt, 0,5—1 cm/év spreading-sebességgel. A pliocén-pleisztocén bazaltvulkánosság is DK-re fekszik, a miocén andezit-vulkános övhöz viszonyítva *(4. ábra)*. — Az üledékgyűjtő tengelyek és a vulkanizmus hasonló, de nem szimmetrikus elrendezése a Magyar Középhegységtől ÉNy-ra is látható *(4.* és *5. ábrák)*.

A szubkrusztális erózió révén elvékonyodott kéreg lesüllyedése izosztatikus folyamat. A mintegy 8—10 km-rel alulról elvékonyodott kéreg az izosztatikus egyensúly beálltáig kb. 1 km-rel süllyed; a lerakódott kb. 2,5 km vastag kainozóos üledék újabb, kb. 1,5 km-es süllyedést okoz. Így alakult ki az átlagosan kb. 2.5 km-es üledékkel fedett Pannon medence (STEGENA, 1967).

IV. *A Pannon medence* fenti *kialakulásához* teljesen *hasonló modellt vezettek le* SCHOLZ, BARAZANGI és SBAR (1971) a nyugat-amerikai *Great Basinra*, amelyet szintén magas hőáram, vékony kéreg, anomális felsőköpeny és ande-

zites majd bazaltos vulkanizmus jellemez *(7. ábra)*. THOMPSON (1972) modellje a Basin Range kainozóos tektonikai evolúciójára hasonló. — Magyar kutatóknak a Pannon medencére vonatkozó régebbi modelljei szintén tartalmazzák a fenti modell fő elemeit (felszálló diapir, szubkrusztális erózió; SZÁDECZKY-KARDOSS E., 1967; STEGENA, 1964).

A nyugati Pecifikum peremi ívközi medencéire (marginal interarc basins) (Ochotski tenger, Japán tenger, Lau-medence) KARIG (1971) és MATSUDA-UYEDA (1971) hasonló tektonikai evolúciót vezet le. A Japán szigetív óceáni oldalán ferdén lebukó szubdukciós zóna a surlódásos hő és kontamináció révén kőzettömegeket mobilizál az asztenoszférában. A felszálló diapirek másodlagos ívközi (interarc) spreadinget hoznak létre, ez a spreading eltávolítja a szigetívet a kontinenstől, és a kettő között riftesedés, bazaltos (óceáni) kéreg jön létre, magas hőárammal. A szigetív a szubdukciós zónával hátrább vonul az óceán felé. A „szubdukció regressziója" a pacifikus ívközi medencék méretei szerint több 100 km is lehet. — Hasonló vagy azonos evolúcióval fejlődhettek ki a Fekete-tenger; a Dél-Káspi tenger és talán a Földközi-tenger egyes medencéi, ahol a gránit réteg hiányzik. Az Észak-Káspi süllyedék alatt is hiányzik a gránitos kéreg, és a vastag Kungur üledékek (200 millió év) közvetlenül a bazaltra települtek; ez a nagy „riftesedés" nem az alpi orogenizmussal, hanem talán az Ural kialakulásával kapcsolatos.

A szialikus ívközi medencék abban különböznek a szubóceáni kérgű melléktengerektől, hogy a felszálló diapir nem törte át a kérget, hanem a kéreg alján oldalra kitérve csak meggyengítette és alulról elvékonyította azt. Így a medenceperemi hegységek lényegében nem távolodtak el egymástól, csak kisebb mértékben. THOMPSON (1972) a Basin Range területre 1 cm/év spreading-sebességet és összesen mintegy 10% nyúlást vezet le. A Pannon medence horizontális nyúlása — a Kárpátok és a Dinaridák eltávolodása — a kainozoikum folyamán talán néhányszor 10 km lehet; a hasadékokat a feljövő vulkáni anyag töltötte ki.

IRODALOM

1. ANDRUSOV, D.: Particularites de la tectonique des Carpates septentrionales. Int. Geol. Congress, Tectonics, 272—281, Montreal, 1972.
2. ÁDÁM, A.: Einige Hypothesen über den Aufbau des oberen Erdmantels in Ungarn. Gerl. Beitr. z. Geophysik, **74**, 1, 20—40, 1965.
3. DICKINSON, W. R.: Relation of andesites, granites, and derivative sandstones to arc-trench tectonics. Rev. Geophys. and Space Phys., **8**, 813—860, 1970.
4. FEDYNSKY, V. V. et al.: The Earth's Crust of the Inland Seas and Continental Depressions of the West Tethys Region. Int. Geol. Congress, Tectonics, 51—57, Montreal, 1972.
5. KARIG, D. E.: Origin and development of marginal basins in the western Pacific. J. G. R., **76**, 2542—61, 1970.
6. KŐRŐSSY, L.: Entwicklungsgeschichte der neogenen Becken in Ungarn. Acta Geol. Sci. Hung., **14**, 421—429, 1970.
7. MATSUDA, T.—UYEDA, S.: On the Pacific-type orogeny and its model-extension of the paired metamorphic belts concept and possibile origin of marginal seas. Tectonophysics, **11**, 5—27, 1971.

8. MORELLI, C. et al.: Non-directional travel-time anomalies for european stations. Boll. di geof. teor. ed appl., **X,** 38, 164—180, 1968.
9. PANTÓ, G.—MORVAI, G.: Metallogenetic Map of Hungary. A Magy. Áll. Földt. Int. Évi Jelentése az 1965. évről. 481—494, 1967.
10. POSGAY K.: A magyarországi földmágneses hatók áttekintő térképe. Geofiz. Közl., **XVI,** 4, 1966.
11. RENNER, J.—STEGENA, L.: Gravity research of the deep structure of Hungary. Ann. Univ. Sci. Budapest, Sec. Geol., **VIII,** 153—159, 1965.
12. SCHOLTZ, CH. H.—BARAZANGI, M.—SBAR, M. L.: Late Cenozoic Evolution of the Great Basin, Western United States, as an Ensialic Interarc Basin. Geol. Soc. Am. Bull., **82,** 2979—90, 1971.
13.. STEGENA L.: The Structure of the Earth's crust in Hungary. Acta Geol., **VIII,** 1—4, 413—431, 1964.
14. STEGENA, L.: A Magyar Medence kialakulása. Földt. Közl., **97,** 3, 278—285, 1967.
15. STEGENA, L.: Geothermal Map of Eastern Europe. Geothermics, (In press.) 1973.
16. SZÁDECZKY-KARDOSS E.: A Kárpát medencerendszer mélyszerkezeti vizsgálata. MTA X. Oszt. Közl., **1,** 41—65, 1967.
17. SZÁDECZKY-KARDOSS, E. et al.: Die Neovulkanite Ungarns. Acta Geol., 1—3, 161—180, 1967.

LITOSZFÉRA-MODELLEK ÉS A MAGMA KELETKEZÉSE

HÉDERVÁRI PÉTER

A tektonikus földrengések és a felszíni vulkánosság kapcsolatának vizsgálata során a Keleti Mediterrán, az Aleuták—Alaszka övezet és a Kyushun levő Kirisima tűzhányó környezete területével foglalkozunk a globális tektonika szemszögéből.

A Keleti Mediterrán

A cirkumpacifikus övben az óceáni árkok magányosak, legfeljebb csak lapos és széles ún. mélyóceáni teknők találhatók velük párhuzamosan (FAIRBRIDGE, 1966). A Keleti Mediterránban azonban két árok húzódik egymás szomszédságában (Strabon- és Plinius-árkok), de ezek nem párhuzamosak.

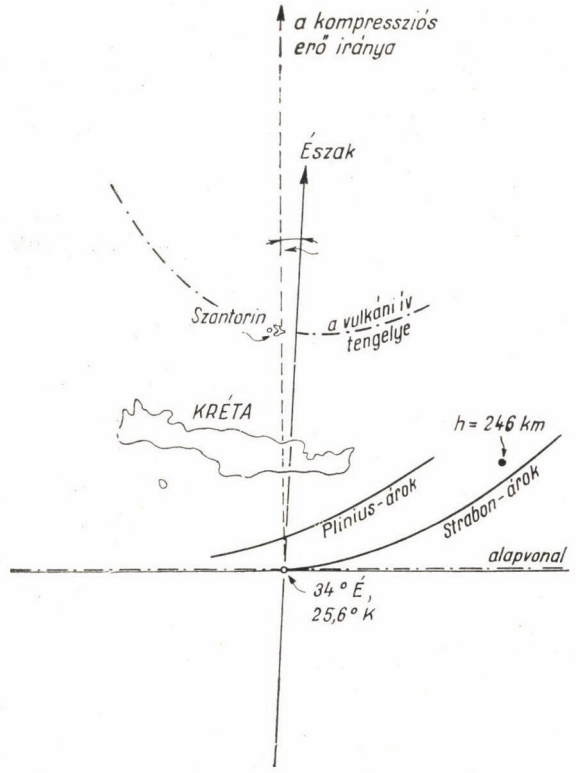
A Keleti Mediterrán szerkezete tehát bonyolultabb mint a cirkumpacifikus tűzövezeté (1. ábra).

A BENIOFF-zóna helyzetének meghatározásánál a kompressziós erő irányát (az *1. ábrán*), valamint egy oly alapvonalat vettünk tekintetbe, amely a Strabon-árkot annak nyugati végénél metszi a 34° É és 25,6° K koordinátájú pontban. A vetítési tengely ezen a ponton, valamint a Szantorinon halad át. SZÁDECZKY-KARDOSS (1971) szerint az itteni BENIOFF-zóna dőlése 30° körüli. Vizsgálatunk igazolta ezt, minthogy 25° és 30° közötti dőlési szöget tapasztaltunk.

Ebben a tanulmányban mindenütt *átlagos litoszféra-vastagságnak 100 km-t tekintünk.* Korábban kifejtettük (HÉDERVÁRI, 1972), hogy a tektonikus rengések létrejöttéhez kellő mechanikai feszültségek felhalmozódásához kizárólag a szilárd (szilárdszerűen viselkedő) litoszférában van lehetőség, beleértve a felső földköpenybe hatolt litoszferikus tömegeket is. Így a hipocentrumok háromdimenziós eloszlása alapján a litoszféra-tömegek helyzetéről kapunk információt.

Megállapíthatjuk *(2. ábra)*, hogy a rajzunkon II-vel jelölt (afrikai) litoszféra-tábla a Strabon- és Plinius-árkok térségében lefelé hajlik és behatol az I. (európai) litoszféra-tábla alá. Északi vége kb. 500 km-re található alapvonalunktól; mélysége itt 120 km körüli. A II. tábla végpontja a földfelszíntől mérve kb. 520 km-es utat tett meg. Az afrikai tábla rotációs sebességét figyelembe véve ehhez $20 \cdot 10^6$ évre volt szükség. A III-mal jelölt, önállósult litoszféra-tömeg létezésére a Keleti Mediterrán néhány további közepes fészekmély-

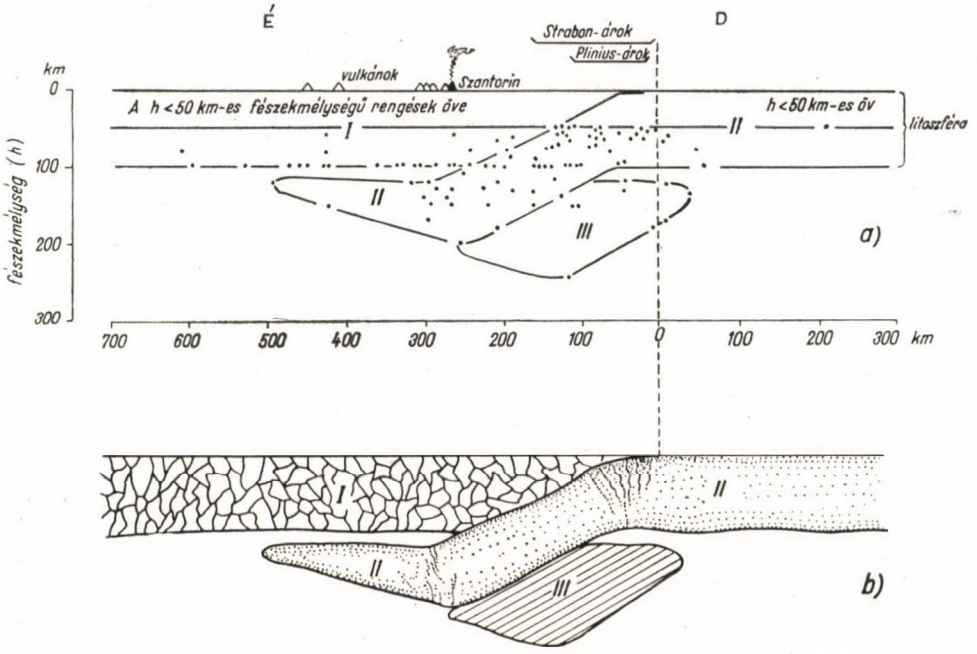
ségű rengése alapján következtethetünk. A hipocentrumok mélység szerinti eloszlásából ítélve vastagsága 100 km, helyzete dőlt, felső lapjának távolsága a tengerszinttől kb. 120 km.



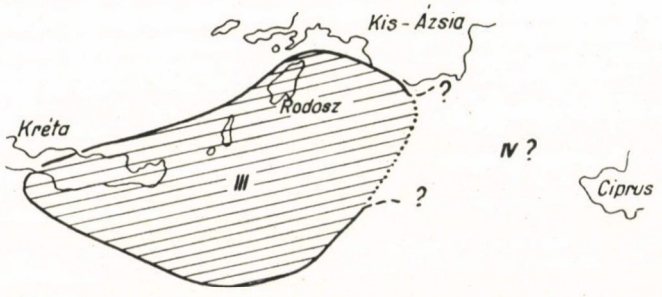
1 ábra. Kréta környezetének tektonikai vázlata. Az afrikai litoszféra rotációja miatt fellépő kompressziós erő északkal kb. 3 fokos szöget zár be nyugat felé

Amennyiben a III. tömb eredetileg a felszínnél volt, vízszintes helyzetben, konstans sebesség mellett $10 \cdot 10^6$ év alatt jutott jelenlegi helyére, s minden pontja 260 km-es utat tett meg.

Létezése bizonyára kapcsolatban áll azzal a ténnyel, hogy a Keleti Mediterránban *két* árok található. A kettő közül az egyiknek (az idősebbnek) keletkezése a III. tömb földköpenybe-hatolásával magyarázható, míg a másik (a fiatalabb) árok a II. tömb behatolásakor keletkezett. A III. tömb legmélyebben fekvő pontja 246 km körüli mélységben van, hossza kb. 200 km. Felülnézeti alakját nem a hipocentrumok, hanem az epicentrumok eloszlása alapján ismerjük meg. *(3. ábra)*. A szeizmicitás és a gravitációs kép alapján feltételezhető, hogy Ciprus irányában a III. tömbnek folytatása van, vagy egy tőle független negyedik litoszferikus tömeg létezik tőle keletre.



2. ábra. a. Az I., II. és III. litoszféra-táblák helyzete a Strabon- és Plinius-árkok környezetében. A pontok az egyes földrengésfészkek. *b)* A felső rajz egyszerűsített változata

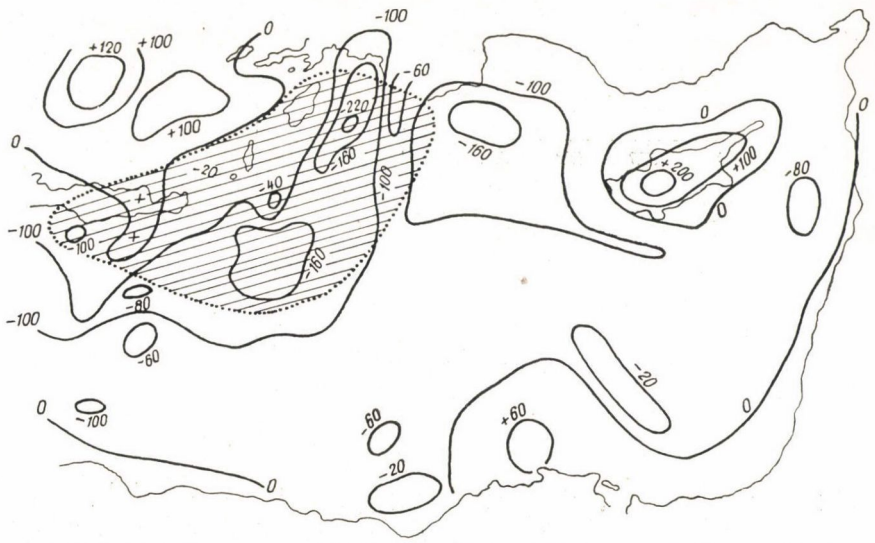


3. ábra. A III litoszféra-tömb felülnézeti képe

Az izosztatikus egyensúlytól Európában ismert legnagyobb eltérések éppen a Peloponnészosz — Kréta — Rodosz rendszerrel függenek össze (ARTYEMEV, 1966). Különösen figyelemre méltó, hogy *a III. litoszféra-tömb oly terület alatt helyezkedik el, ahol a Keleti Mediterrán legnagyobb negatív gravitációs anomáliái (—160 —, —220 mgal) ismeretesek (4. ábra).* A gravitációs minimum helyének pontos egybeesése a szeizmológiai adatok alapján meghatározott III. tömb helyével e tömb létezésének bizonyítéka, minthogy a tömb

átlagos sűrűsége *kisebb* a környezetében levő köpenyanyagénál. Az említett keleti folytatást a —100 —, —160 mgalos anomália területén tételezhetjük fel.

Kréta keleti végénél egy keskeny, pozitív anomáliasáv hatol be a III. tömb fölé. Itt esetleg a III. tömb felszínére ráömlött sűrűbb köpenyanyag



4. ábra. A Keleti Mediterrán gravitációs anomáliai (U. FLEISCHER 1964-es mérései szerint, GALANOPOULOS után) és a III litoszféra-tömb helyzete

hatásáról van szó. Az kevésbé valószínű, hogy a III. tömb itt nem volna egységes. A 35.5° É és 25,5° K pontban ugyanis 150 km-es fészekmélységű rengés pattant ki, márpedig ez a pont éppen az említett pozitív anomáliasáv belsejébe esik. A szóban levő rengés éppúgy litoszferikus eredetű volt, mint minden más tektonikus földrengés is az.

Az Aleuták — Alaszka övezet

Az Aleuták — Alaszka övezet vulkánjai túlnyomóan átmeneti vagy savanyú lávát szolgáltatnak. A történelmi időkből ismert egyetlen ignimbrites kitörésre (Katmai, 1912) Alaszkában került sor (BORDET et al., 1963).

Vizsgált területünkön Alaszkában 19, az Aleuták ívében 30, Kamcsatka általunk még érintett sávjában pedig 6 aktív vulkán van (GUTENBERG és RICHTER, 1954; SAPPER, 1927). A terület tektonikus rengéseire vonatkozó adatok a következő szerzőktől származnak: GUTENBERG és RICHTER (1954), GUTENBERG (1956), RICHTER (1958), DAVIS és ECHOLS (1962), DUDA (1965), TOBIN és SYKES (1966). Az Aleuták — Alaszka övben e szerzők szerint 1897

óta csak sekély- és közepes mélységű (0—70 km, illetve 70—300 km) rengések pattantak ki (korábbi időkről nincs adat). Az eddig észlelt legnagyobb fészekmélység 250 km volt, igen hasonlóan a Keleti Mediterrán esetéhez (246 km). Ami azonban a rengések energiáját illeti, ez általában jóval nagyobb a Keleti Mediterránban tapasztalhatónál, mert az Aleuták — Alaszka övezetben 1897 és 1964 között 12 olyan rengés pattant ki, amelynek mérete elérte vagy meghaladta a 8,0 RICHTER-magnitudót (közöttük két 8,6-os, egy 8,7-es méretű is szerepelt). A *Regional Catalogue of Earthquakes* kiadványok szerint azonban 1964. 03. 29. és 1968. 12. 31. között egyetlen 8,0-ás méretet elérő rengés sem lépett fel. Az 1965. 02. 04.-én kipattant Rat-szigeti rengés magnitudójára STAUDER (1968a) 7,5-öt fogadott el.

A szeizmicitás szintjének jellemzésére vizsgálatunk során a *tektonikus fluxust* alkalmaztuk, amelynek definíciója:

$$E^{0,5} = \sqrt{\text{num} \log (11{,}8 + 1{,}5\, M)}. \tag{1}$$

(1)-ben M a magnitudó, amely a felszabadult földrengésenergiával, E-vel az alábbi kapcsolatban áll:

$$\log E = 11{,}8 + 1{,}5\, M. \tag{2}$$

A számításnál 2 földrajzi fok szélességű sávokat vettünk alapul, amelyeket keletről és nyugatról meridiánok határolnak. Legyen az i-edik sávot nyugatról határoló meridián m_i, a sávot keletről lezáró meridián m_{i+1} *(5. ábra)*. Az i-edik sávra vonatkozó tektonikus fluxus ekkor:

$$E^{0,5} = \sum_{t_1}^{t_2}{}' \sum_{m_i}^{m_{i+1}}{}' E^{0,5} \cdot 10^{10}\ \text{erg}^{0,5}. \tag{3}$$

A (3)-ban szereplő t_1 és t_2 a vizsgált időintervallum határai, esetünkben

$$t_1 = 1897.01.01 \quad \text{és} \quad t_2 = 1964.12.31.$$

Két szomszédos sávnak egy és csak egy közös határvonala van. Az i-edik és $i + 1$-edik sáv esetében ez a közös határvonal az m_{i+1} jelzésű meridián. Az erre vonatkozó tektonikus fluxus:

$$E^{0,5}(m_{i+1}) = 0{,}5\left(\sum_{t_1}^{t_2}{}' \sum_{m_i}^{m_{i+1}}{}' E^{0,5} + \sum_{t_1}^{t_2}{}' \sum_{m_{i+1}}^{m_{i+2}}{}' E^{0,5}\right) = \frac{E_i^{0,5} + E_{i+1}^{0,5}}{2}. \tag{4}$$

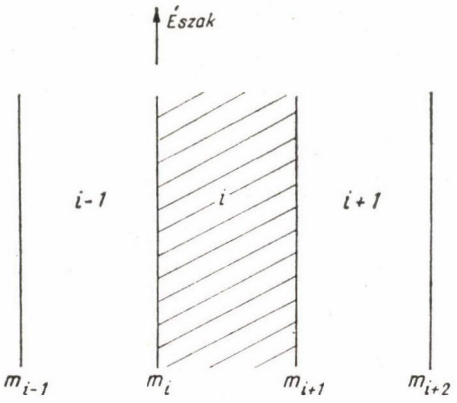
Az ily módon nyert értékeket a BLOXAM-módszer alkalmazásával egyenlítettük ki *(6. ábra)* az alábbi elv alapján:

$$\overline{E^{0,5}}(m_{i-1}) = \frac{E^{0,5}(m_{i-2}) + E^{0,5}(m_{i-1}) + E^{0,5}(m_i)}{3}; \tag{5}$$

$$\overline{E^{0,5}}(m_i) = \frac{E^{0,5}(m_{i-1}) + E^{0,5}(m_i) + E^{0,5}(m_{i+1})}{3}; \tag{6}$$

$$\overline{E^{0,5}}(m_{i+1}) = \frac{E^{0,5}(m_i) + E^{0,5}(m_{i+1}) + E^{0,5}(m_{i+2})}{3}; \qquad (7)$$

és így tovább. A vizsgálatnak ez a része az összes, a területen észlelt $M \geq 7{,}0$ méretű földrengésre vonatkozott, függetlenül a fészekmélységtől. Elkészítettük azonban az (1) — (4) képleteknek megfelelően a $h > 70$ km-es fészek-



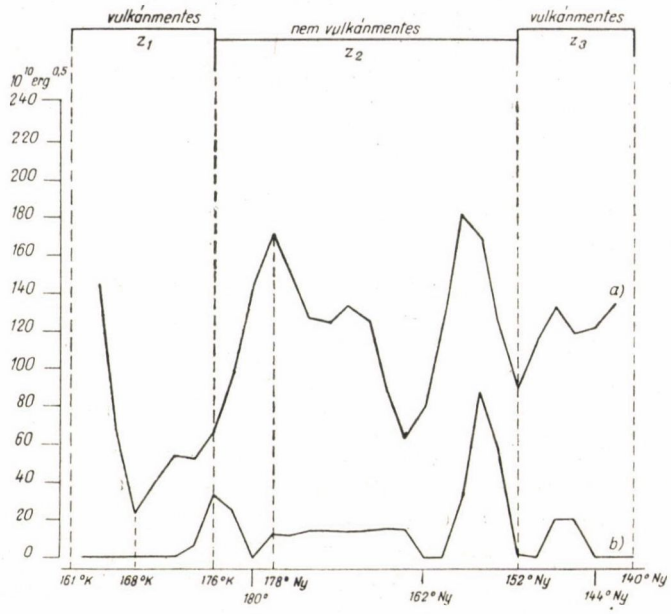
5. ábra. A vizsgált övezetek (bővebb magyarázat a szövegrészben)

mélységű, $M \geq 7{,}0$ méretű rengésekre vonatkozó grafikont is, amely szintén a *6. ábrán* látható, azonban itt nem végeztünk kiegyenlítő számítást. A 6. ábra szerint az összes rengésre vonatkozó görbén a 178°-os nyugati meridiántól nyugatra, a közepes mélységű kategóriában a 176° keleti meridiántól nyugatra a szeizmicitás menetében széles minimum mutatkozik, egészen a kamcsatkai partig. Az Aleuti-ív legnyugatibb vulkánja, a Buldir a 176. keleti hosszúság mentén helyezkedik el. Ahogy a kamcsatkai vulkáni zónához közeledünk, a 168°-os keleti meridiántól nyugatra a szeizmicitás mértéke az összesített kategóriában nőni kezd.

Jó korreláció mutatkozik tehát a felszíni vulkánosság megszűnése és a szeizmicitás minimuma között. Ez — mint látni fogjuk — az óceáni aljzat sodródásával magyarázható. Az összefüggést igazolják az alábbi vizsgálati eredmények is. Jelöljük a vulkánmentes övezeteket Z_1-gyel és Z_3-mal, az Aleuták és Alaszka vulkánjainak zónáját pedig Z_2-vel. Ezúttal csak a közepes fészekmélységű rengések fontosak a számunkra, minthogy ezek származnak a földköpenybe behatoló litoszférából.

A közepes mélységű rengések számára és összesített energiájára vonatkozó adatok az *I. táblázat*ban találhatók.

Mind az abszolút, mind a relatív értékeket illetően a Z_2, vagyis a nem vulkánmentes zóna *erős fölényben* áll a két vulkánmentes övezettel szemben.



6. ábra. A szeizmicitás szintjének változása az Aleuti—Alaszka övezetben. *a.* A sekély- és közepes fészekmélységű rengésekre együttesen vonatkozó, kiegyenlítéssel nyert görbe; *b.* a közepes fészekmélységű rengésekre vonatkozó, nem kiegyenlített görbe

I. táblázat

Zóna	Z_1 *(vulkánmentes)*	Z_2 *(nem vulkánmentes)*	Z_3 *(vulkánmentes)*
Kiterjedés	161 °K 176 °K	176 °K— 152 °Ny	152 °Ny— 140 °Ny
Zónaszélesség	15°	32°	12°
A 7,0 méretű vagy annál nagyobb magnitudójú rengések száma	1	10	2
Az 1 földrajzi fok hosszúságra eső rengések száma az Aleuti-árok mentén	0,0667	0,3125	0,1667
A rengések összesített energiája, 10^{22} erg	2	234	9
Az 1 földrajzi fok hosszúságra eső összesített rengésenergia az Aleuti-árok mentén, 10^{22} erg	0,1334	7,3125	0,7500

Minthogy a közepes fészkű és mélyfészkű rengések a földköpenybe benyomuló litoszférából pattannak ki, egy aszeizmikus övezet létezése azt mutatja, hogy az illető területen ilyen behatolás nem történik. Az Aleuták szigetsorának legnyugatibb tagja és Kamcsatka között egyébként a sekélyrengések szempontjából is gyengén szeizmikus övezet van (HÉDERVÁRI, 1971).

A *jelenlegi* táblamozgások irányát HAYS és NINKOVICH (1970) szerint ábrázolva megállapíthatjuk, hogy az övezet legnyugatibb vulkánjától, *a Buldirtól*

nyugatra a táblamozgás iránya már majdnem érintőlegessé válik az Aleuti-árok hosszvengelyéhez, s így merőlegessé lesz a Kurili-árok északi szakaszára. Az Aleuti-árok középső és keleti részén a napjainkban is tartó litoszféra-behajlás HAYS és NINKOVICH szerint 10—14 · 10^6 éve kezdődött meg. Az andezites vulkánosság kezdeti ciklusára még később került sor; akkor, amikor a benyomuló óceáni litoszféra már kellő mélységet ért el, minthogy a magma a mélybe került litoszférából és az általa a mélybe juttatott üledékből képződik (SZÁDECZKY-KARDOSS, 1968, 1971; HATHERTON és DICKINSON, 1968; DICKINSON, 1968; HATHERTON és DICKINSON, 1969; KUNO, 1966; GORSKOV, 1962; GORSKOV, 1965; stb.)

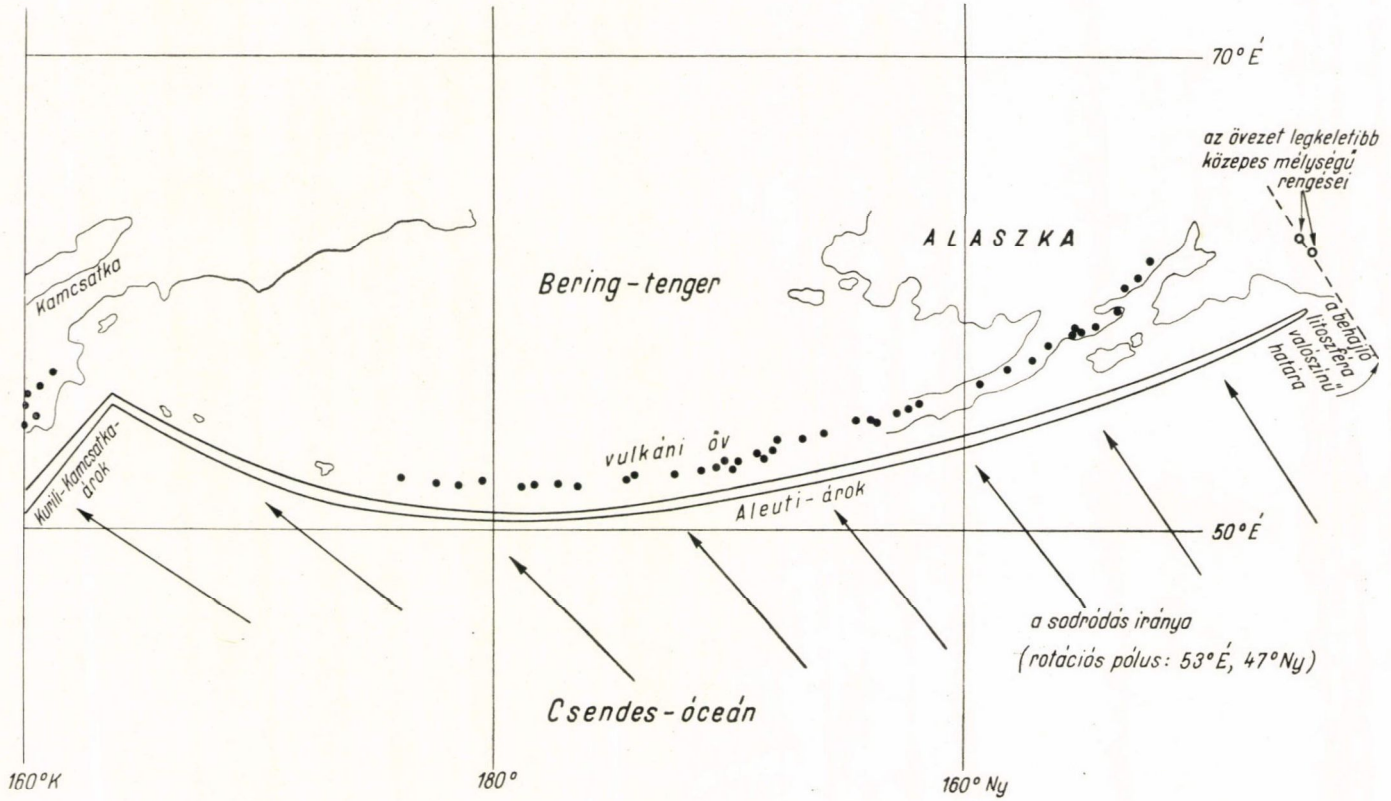
Az Aleuták térségében jelenleg tapasztalható sodródás *(7. ábra)* egyik forrása a Juan de Fuca, illetve a Gorda hátság a Vancouver-szigettől délre (TOBIN és SYKES, 1968). A Juan de Fuca hátság két oldalán a jelenlegi sodródási sebesség 2,9—2,9 cm $év^{-1}$. A sodródás másik forrása a Keleti Pacifikus hátság. Kaliforniától délkeletre, a Kaliforniai-öböl bejáratának közelében a sodródási sebesség 3—3,5 cm $év^{-1}$ körüli.

Az északi csendes-óceáni litoszféra és az észak-amerikai litoszféra közötti mozgás rotációs pólusának koordinátái:

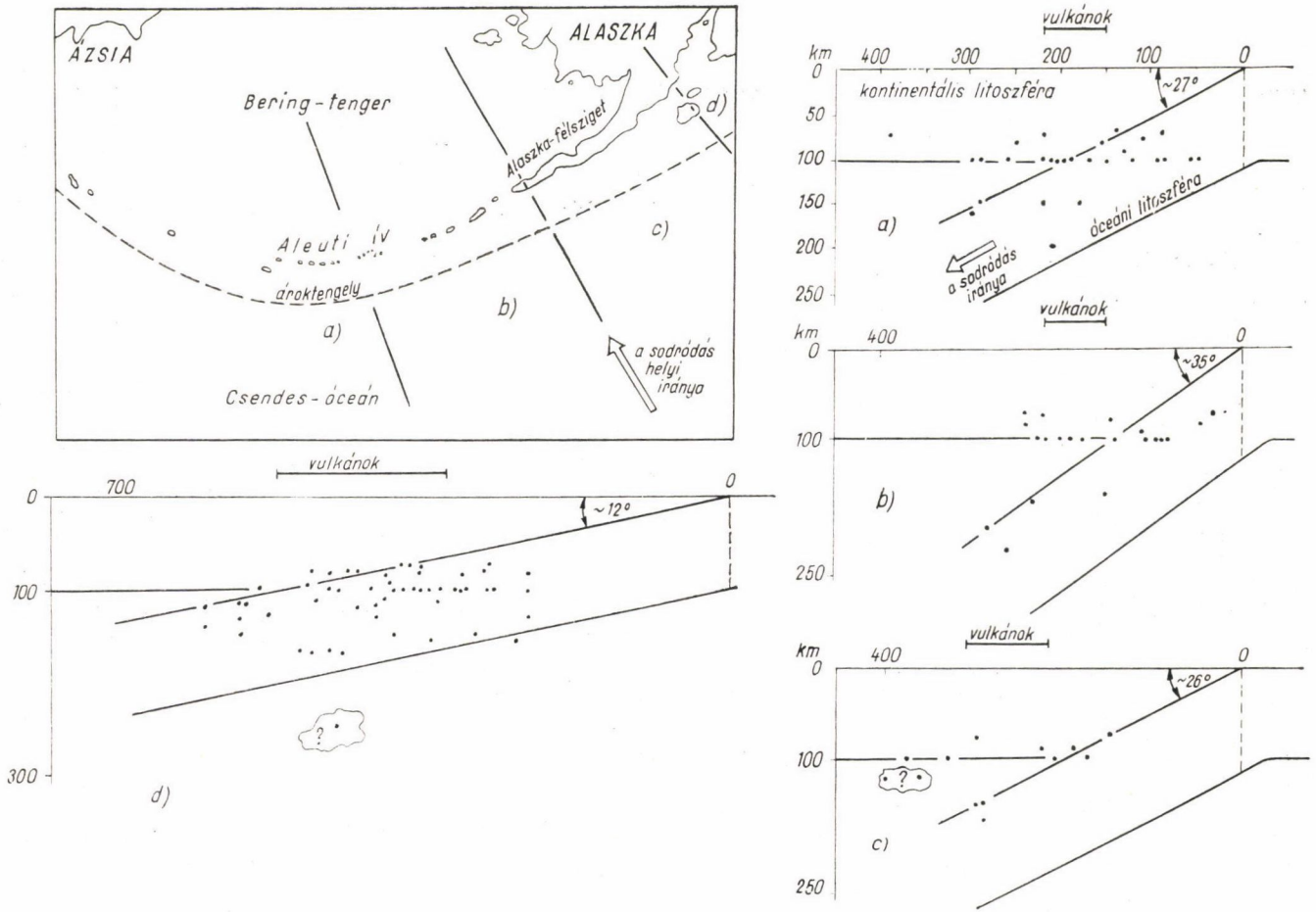
53° É, 47° Ny (LE PICHON, 1968),
50° É, 85° Ny (MCKENZIE és PARKER, 1.: STAUDER, 1968b),
53° É, 53° Ny (MORGAN, 1968).

A sodródás irányát szemléltető vektorokat a 7. *ábrán* a LE PICHON-féle adatoknak megfelelően tüntettük föl; a földrengésmechanizmust bemutató *11. ábrán* azonban a STAUDER-féle adat szerinti vektorok szerepelnek. A LE PICHON-féle adat alapján az Aleuti-ároknál a sodródás és behajlás sebességére minimálisan 2,9 cm $év^{-1}$, maximálisan 3,5 cm $év^{-1}$ adódik, tehát hasonló, mint a Keleti Mediterránban.

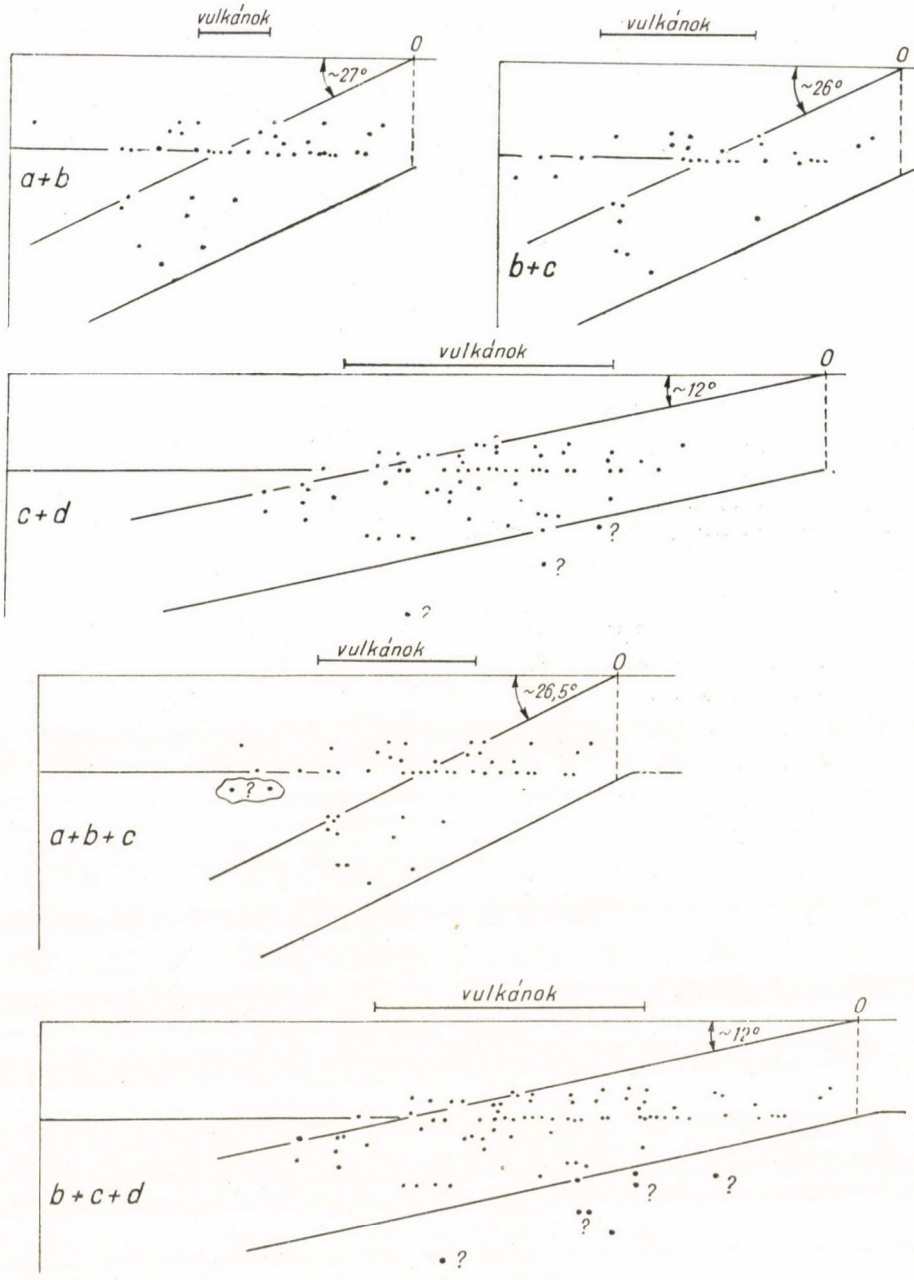
A BENIOFF-zóna helyzetének meghatározását négy, különböző szélességű sávban végeztük el *(a, b, c* és *d* sávok, *8. ábra)*. Az epicentrumok távolságát az árok tengelyétől mértük föl a sodródás lokális irányával egyezően. Megállapítható, hogy *a* BENIOFF-*zónának a felszínnel alkotott hajlásszöge* (a *b, c* és *d* sávokat véve alapul) *nyugatról kelet felé haladva csökken* (*b*: ~35°; *c*: ~26°; *d*: ~12°). A dőlési szögek éppúgy viszonylag kicsinyek, mint a Keleti Mediterránban, ahol a mélyfészkű rengések szintén hiányoznak. Ha bizonyos területek alatt nincsenek mélyfészkű rengések, de közepes mélységűek előfordulnak, ez arra utal, hogy a litoszféra ottani lehajlása és a földköpenybe való behatolása viszonylag nem túlságosan régen tart (az Aleuták térségében HAYS és NINKOVICH szerint például 10—14 millió év óta zajlik) — kivéve az olyan esetet, amikor a BENIOFF-zóna lejtője rendkívül lankás és a köpenybe nyomult litoszféra-tábla eleje még ezer km nagyságrendű táblahosszúság esetén sem ér el 300 km-t meghaladó értéket. Esetünkben a földköpenybe hatolt litosz-



7. ábra. Az Aleuti—Alaszka övezet tektonikai vázlata. Felszíni topográfia csak közelítően. A fekete körök az egyes vulkánokat jelzik



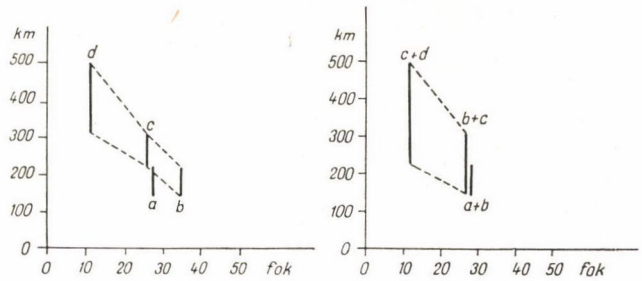
8. ábra. A BENIOFF-zónák az *a.*, *b.*, *c.* és *d.* övezetekben. A pontok az egyes rengésfészkeket jelzik. A kérdőjellel ellátott pontok kívül esnek a BENIOFF-zónákon; esetleg önállósult litoszféra-darabokat jelenthetnek



9. ábra. A BENIOFF-zónák az egyes összesített övezetekben

féra-tábla a *d* sávban a leghosszabb (kb. 600 km). Az adott lejtés mellett a tábla benyomult részének hosszát kb. 400 km-rel kellene növelnünk ahhoz, hogy a tábla alsó vége elérhesse a mélyrengések szintjének felső határát.

A *9. ábrán* az $a + b$, a $b + c$ és a $c + d$ (egyesített) sávok BENIOFF-zónáját, valamint az $a + b + c$ és a $b + c + d$ egyesített sávok BENIOFF-övét lát-

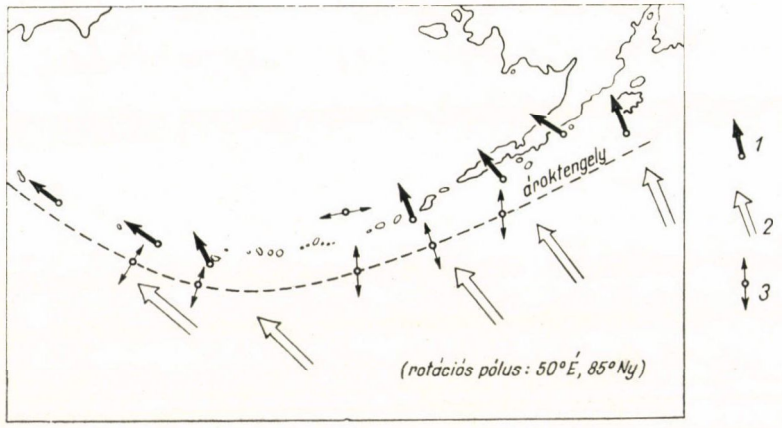


10. ábra. A vulkáni övezet szélessége, az óceáni árok tengelyétől mért távolságra és a BENIOFF-zóna dőlésszöge közötti összefüggés az Aleuti—Alaszka területen

juk. Az $a + b$ és a $b + c$ szelvények reálisak és elfogadhatók, a $c + d$ azonban már kétséges. Az előbbiekben ugyanis a hipocentrumok túlnyomó része vagy a behajló óceáni litoszféra-tábla belsejébe esik, vagy pedig a Bering-tengert és az Aleuti-szigeteket hordozó, vízszintes helyzetű másik litoszféra-táblába; a $c + d$ sávban azonban már három rengésfészek az óceáni tábla alá kerül. Még több hipocentrum jut az óceáni tábla alá a $b + c + d$ sáv esetén, míg az $a + b + c$ elfogadhatónak mutatkozik. A mondottak értelmében a *c* és d sávok egyesítése, s még inkább a *b*, *c* és *d* sávok egyesítése nem engedhető meg. Következésképpen az Alaszka déli részén (a *d* sávban) kipattanó rengéseket létrehozó feszültségrendszer nem azonos azzal, amely az Alaszkai félsziget és az Aleuti-szigetek rengéseinek létrehozásában (az *a*, *b* és *c* sávokban) szerepet játszik. Tektonikai szempontból a helyzet úgy értelmezhető, hogy a Kodiak — Kenai-félsziget zónában a sodródási irány csaknem merőleges az Aleuti-árok tengelyére; az Alaszkai-félsziget és az Aleuták esetében azonban egyre inkább érintőlegessé válik az árok tengelyéhez, amint ennek mentén nyugat felé haladunk.

Összefüggést találunk a *b*, *c* és *d* sávokban tapasztalt átlagos dőlésszög és a vulkánok övezetének az árok tengelyétől mért távolsága között is *(10. ábra). Minél kevésbé meredeken hajlik be az óceáni litoszféra, annál távolabb van az egyre szélesebbé váló vulkáni lánc az árok tengelyétől.* A globális tektonika alapján ez könnyen értelmezhető. *Ahhoz ugyanis, hogy az andezites vulkánosság kifejlődjék, az szükséges, hogy a földköpenybe hatoló litoszféra elérjen egy kritikus mélységszintet és a magma képződése megkezdődhessen.* Azonos sodródási sebesség mellett az hamarább történik ott, ahol a litoszféra meredekebben bukik alá.

Ez egybehangzásában áll más szerzők eredményeivel (FIRSTOV és SHIROKOV, 1971; GORSKOV, 1971; FARBEROV és GORELCHIK, 1971). Szerintük a kamcsatkai vulkáni övben a szóban forgó kritikus mélység 100 — 160 km közötti. Megállapíthatjuk, hogy az aleuti—alaszkai vulkánok *elsődleges magmakamrája*,

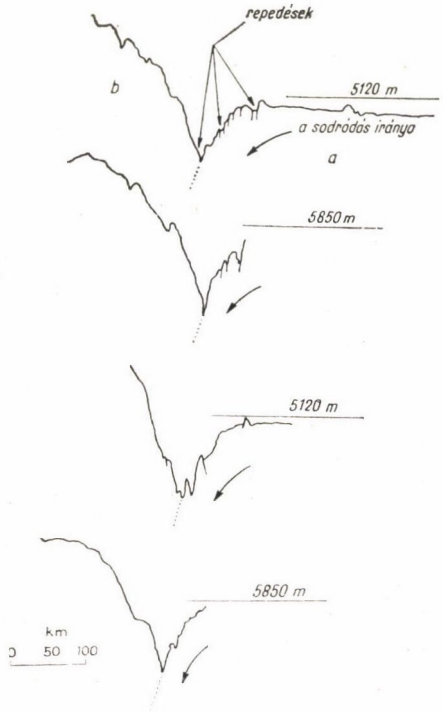


11. ábra. Földrengésmechanizmus az Aleuti-árok mentén, STAUDER után. *1.* kompresszió: *2.* a sodródás iránya; *3.* dilatáció. Az egyes vektorokhoz tartozó kis körök a földrengésmechanizmus szempontjából megvizsgált rengések epicentrumát jelzik

vagyis *a magma keletkezésének tartománya* ugyanilyen mélységben van. A Kyushun levő Kirisima tűzhányó esetében (bővebben 1. később) a magmakeletkezés tartománya körülbelül 80 km mélységben kezdődik. Alsó határa valószínűleg mélyebben van 200 km-nél.

Az Aleuták — Alaszka zóna *földrengésmechanizmusával* kapcsolatos vizsgálatok (STAUDER, 1968a, 1968b; STAUDER és BOLLINGER, 1966) szerint az árkok tengelye mentén igen sekély mélységből kipattanó rengések esetében dilatáció, az ároktengelytől északra fellépő, kevésbé sekély mélységből származó rengések esetén kompresszió uralkodik. Az utóbbiaknál a fészekben lezajló első elmozdulások iránya megegyezik a sodródást kifejező vektorokéval *(11. ábra)*, ami *a litoszféra földköpenybe-hatolásának szeizmológiai bizonyítékát* szolgáltatja. A dilatációs erők iránya nem függ a területen tapasztalható sodródás irányától. Ez megfelel annak, hogy *az óceáni árok részben tágulásos eredetű képződmény* (EWING et al., 1965; PETER, ELVERS és YELLIN, 1965) *és azároknak az óceán felé eső lejtője mentén a merev, meghajló litoszférában tágulásos eredetű repedések képződnek.* Ezeknek tengelye nagyjából párhuzamos az árok tengelyével. Ilyen képződményeket oceanográfiai mérésekkel a Japán-árokban is kimutattak (LUDWIG et al., 1966) *(12. ábra). E repedések a magmaképződés szempontjából nagy fontossággal bírnak. Véleményünk szerint ugyanis amint a litoszfératábla benyomul a földköpenybe és e mozgás során a repedések az árok aljára érnek,*

különböző üledékekkel telítődnek meg. A litoszféra-tábla további mozgása során ezek a repedések később maguk is a földfelszín (esetünkben: az óceáni aljzat) alá, nagyobb mélységbe kerülnek. A korábban meghajolt litoszféra-tábla itt mintegy kiegyenesedik és a repedések emiatt összezárulnak (13. ábra). A repedések belse-



12. ábra. A Japán-árok metszetei (LUDWIG után). *a.* óceáni litoszféra; *b.* kontinentális litoszféra. Figyelemreméltó, hogy az árok óceánfelőli lejtője mentén repedések fejlődnek ki. Hasonló képződményeket a Kuril-kamcsatkai-árokban és az Izu-Bonin-árokban is észleltek. Erős magassági torzítás

jében felhalmozott üledékeket a kompressziós erők összesajtolják, majd egy részüket kipréselik belőlük, más részüket pedig a tábla belseje felé tolják, préselik tovább. SZÁDECZKY-KARDOSS (1971) szerint a lefelé mozgó litoszféra-táblák révén a földköpenybe kerülő üledékeknek, főként az agyagásványoknak, alapvető szerep jut parciális olvadásuk révén a magma létrehozásában. TOKSÖZ, MINEAR és JULIAN szerint (TOKSÖZ et al., 1971) olvadásra elsősorban a földköpenyben lefelé mozgó litoszferikus tömeg felső szegélye mentén kerül sor és az első magma jelentős mennyiségű kéreganyagot is magában foglal. A Kirisimára vonatkozó vizsgálataink (1. később) ezt az elméleti modellt alátámasztják. Kb. 200 km mélységtől kezdve az olvadás elsősorban a lefelé tartó litoszferikus tömeg felső szegélye mentén tételezhető fel; sekélyebb mélységben azonban a tábla belsejében *is* sor kerülhet magmaképződésre.

13. ábra. A mélybe bukó és a földköpenybe hatoló litoszférában repedések képződnek, amelyek később összezáródnak és a bennük levő üledéket részben kipréselik magukból, részben a litoszféra belsejébe juttatják. *a.* Nyitott repedések az óceáni árok óceánfelőli lejtője mentén; *b.* bezáródott repedések; *c.* óceáni litoszféra; *d.* kontinentális litoszféra; *e.* árok. Erős magassági torzítás

A Kirisima—Sakura-zima övezet

A továbbiakban az általunk kidolgozott módszer segítségével vizsgáljuk a Kyushun levő Kirisima vulkán alatti szerkezetet, egy általánosabb program első, kísérleti jellegű részeként.

Az alkalmazott módszer teljesen objektív, minthogy mérési adatokon és fizikai tényeken alapul, új hipotézisek felállítása nélkül. Mérési adatokon itt a tektonikus földrengések műszerek segítségével megállapított paramétereit (epicentrális koordináták és fészekmélység) értjük; az említett fizikai tények pedig a következők:

Tektonikus rengések létrejöttéhez mechanikai feszültségeknek hosszabb időn át tartó felgyülemlése szükséges. Erre csakis szilárd vagy szilárdszerűen viselkedő közegben nyílik lehetőség. Folyékony vagy folyadékszerűen viselkedő

közegben (például a folyós magmában), valamint gáznemű halmazállapotban levő közegben (például a vulkáni gőzökben és gázokban) mechanikai feszültségek felhalmozódása természetszerűleg lehetetlen. A magmából származó *A*- és *B*-típusú *vulkáni* rengések, továbbá az *explóziós rengések* és a *vulkáni pulzációk* a gőzökben és gázokban bekövetkező robbanásokra, a mozgó magma által érintett, de meg nem olvadó kőzetrétegekben keletkező repedésekre, valamint a felemelkedő magmatömegek mozgására, a kráteraljzatot érő pörölycsapásszerű ütődéseire és a mélybe vezető kürtőt kitöltő magmaoszlop sajátrezgéseire vezethetők vissza (MINAKAMI, 1960). Ezek szerint *egy vulkán környezetében, illetve alatta a tektonikus rengésektől mentes, aszeizmikus tartomány a magma előfordulási helyének tekinthető.* Energetikai vizsgálataink (HÉDERVÁRI, 1973) az Égei-tengerben levő vulkáni zóna tűzhányóinak esetében ugyanehhez az eredményhez vezettek. Másrészt — teljesen más meggondolások alapján — igen hasonló következtetésre jutottak más szerzők is (FIRSTOV és SHIROKOV, 1971; FARBEROV és GORELCHIK, 1971; GORSKOV, 1969, 1971; WADATI és TAKAHASHI, 1965; MACHADO, 1965, 1966; stb.)

A mondottak értelmében a *tektonikus* rengések hipocentrumai mintegy körülhatárolják, vagyis *kívülről veszik körül* a köpenybe süllyedt litoszfératáblában kialakult elsődleges magmakamrát, a kéregben levő egy vagy több másodlagos magmakamrát, valamint a transzlitoszferikus vulkáni kürtőt. *A hipocentrumok háromdimenziós eloszlásának vizsgálata révén e képződmények körvonalazhatókká válnak.* Figyelembe kell azonban venni, hogy a Föld belsejében a szilárdszerűen viselkedő közeget a nagy nyomás ellenére is folyadékszerűen viselkedő, gázokkal telített magmától egy ismeretlen vastagságú *átmeneti öv* választja el. Módszerünk ezért csak az említett szubvulkáni képződmények *közelítő méretét* adja meg, mert fel kell tételeznünk, hogy az átmeneti öv nem alkalmas mechanikai feszültségek felhalmozódásához. A *vulkáni* eredetű rengések hipocentrum-eloszlásának alapján a magmával telített térséget szintén körülhatárolhatjuk. Amíg a tektonikus rengések segítségével a magmakamrák és a transzlitoszferikus kürtők *maximális* méretéről kapunk felvilágosítást, addig a vulkáni eredetű rengések révén e képződmények *minimális* méretéről kapunk adatokat. Ez idő szerint még igen kevés tűzhányó esetében ismeretes az ott előfordult vulkáni rengések hipocentrum-eloszlása; a Kirisima ilyen, s ezért esett választásunk éppen ennek vizsgálatára (MINAKAMI et al., 1968, 1969, 1970). A Kirisima vulkáncsoport középpontjának koordinátái: 31° 53' É, 130° 55' K (KUNO, 1962); térképeinken a Kirisima Sinmoe-dake vagy Simmoe nevű csúcsa, illetve aktív krátere szerepel.

Az elsődleges és másodlagos magmakamrák méretére vonatkozóan csak elenyészően kevés adat áll rendelkezésünkre. MACHADO (1966) szerint az Azóri-szigetek alatti másodlagos kamra szélessége kb. 20, hosszúsága több, mint 60 km. Az Etna másodlagos kamrája (MACHADO, 1965) kb. 40 km széles és 120 km hosszú. Az Avacha-Koryakskaya kamcsatkai vulkáncsoport elsődleges kamrája

minimálisan 20 km széles és kb. 35 km hosszú (FARBEROV és GORELCHIK, 1971). Ezen adatok figyelembevételével helyénvalónak tetszett a Kirisima környezetének földrengéseit egy oly körzetben vizsgálni, amely kör alakú (középpontja az említett vulkán), s a kör átmérője kb. 200 km. Területünkön az *összes* tektonikus rengést számításba vettük, amely 1904. 01.01. és 1970. 12. 31. között kipattant. Forrásaink a következők voltak: GUTENBERG és RICHTER (1964); *International Seismological Summary* (1936, 1947, 1953, 1957, 1964, 1969); *Regional Catalogue of Earthquakes* (1967, 1968, 1969, 1970, 1971, 1972); ROTHÉ (1969, 1970, 1971); DUDA (1965). A több katalógusban is szereplő, ugyanarra a rengésre vonatkozó adatokat egymással összehasonlítottuk és ellenőriztük. Ebben a munkában itt nem részletezett néhány további, kisebb katalógust és táblázatot is felhasználtunk. Azon rengések esetében, ahol a sekélyfészkű kategóriában pontos mélységadat nem szerepelt, vertikális szelvényezéskor a hipocentrum pontszerű ábrázolása helyett 70 km hosszúságnak megfelelő függőleges vonalat alkalmaztunk. Bizonyos esetekben azonban — erre mindig külön is felhívjuk a figyelmet — a szeizmológiai gyakorlatban előforduló eljárásnak megfelelően az ilyen, hiányosan definiált mélységű sekélyrengéseket egyöntetűen 33 km-es fészekmélységűnek tekintettük. Az ún. 0 km-es rengéseket pedig *rendkívül* sekélyfészkűeknek vettük.

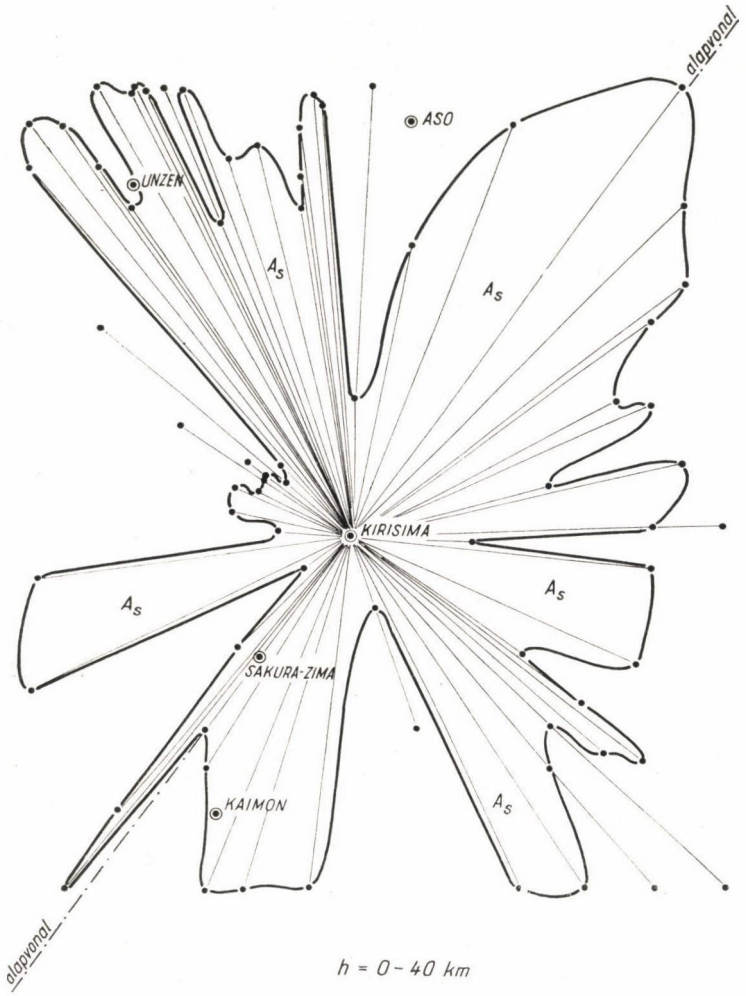
A szubvulkáni zónát bizonyos, azonos vagy eltérő vastagságú rétegekre bontottuk. Ezek a lemezszerű rétegek a felszínnel párhuzamosan helyezkednek el és *felülnézetből* kerültek ábrázolásra. Egy H vastagságú lemez felszínén ábrázoltuk mindazon rengéseket, amelyenek fészke a valóságban az illető lemez felszínén vagy belsejében helyezkedett el. Tehát mindazon rengések itt szerepelnek, amelyeknek h fészekmélységére fennáll az alábbi összefüggés:

$$h \geq \mathcal{H} \qquad \text{és} \qquad h \leq (\mathcal{H} + H),$$

ahol $\mathcal{H}$ a lemez felső felszínének mélysége a földfelszíntől mérve.

A szóban forgó, H vastagságú lemez felszínén ezután folytonos vonallal összekötöttük egymással a vulkánhoz legközelebb eső rengéseket kifejező pontokat. Egyszerű — itt nem részletezett, de az ábrákról látható — grafikus eljárás segítségével elérhetjük, hogy a vizsgálatnak ez a fázisa is teljesen objektíven történjék, tehát mentes legyen bármiféle szubjektív szemponttól és az összes földrengés szerepeljen. Végeredményként egy önmagába visszafutó görbét kaptunk. *Az általa szemléltetett idom az aszeizmikus övezet metszete a H vastagságú rétegben kipattant rengések figyelembevételével és a $\mathcal{H}$ mélységében elhelyezkedő vízszintes síkra vetítve.*

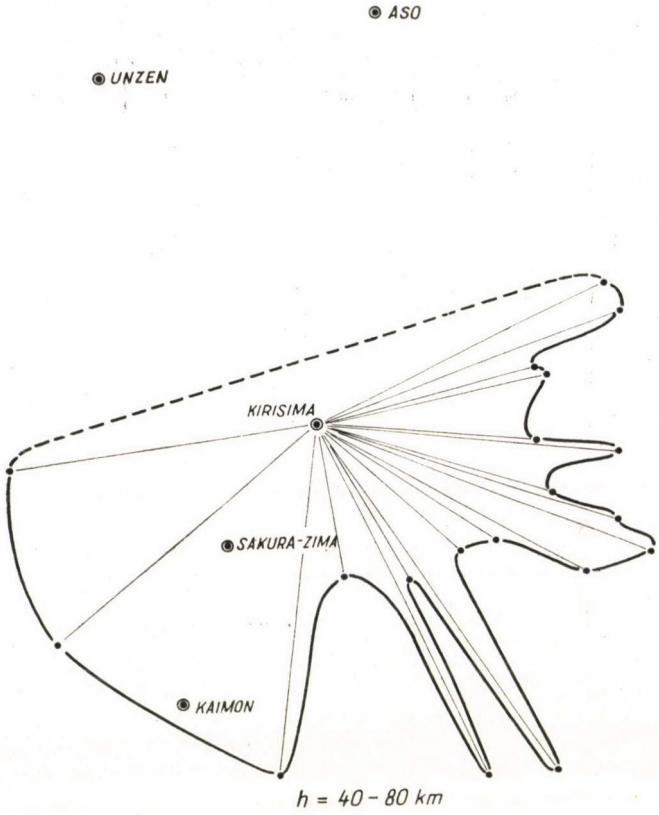
Összesen tizenkét metszetet készítettünk, amelyekből azonban csak ötöt mutatunk be rajzban *(14., 15., 16., 17. és 18. ábra)*. A *14. ábra* esetén a pontosan nem definiált mélységű sekélyrengéseket, amelyeknek valóságos mélysége 0 és 70 km között váltakozhat, egységesen 33 km-es mélységűnek tekintettük.



14. ábra. A Kirisima szubvulkáni rendszere és az aszeizmikus tartomány (0 és 40 km mélység között). A rajz a szerkesztés módjáról is felvilágosítással szolgál. A pontok az egyes tektonikus rengéseket jelzik; As. aszeizmikus tartomány

Azokon az ábrákon, ahol az aszeizmikus zóna elhatárolása valamely irányban bizonytalan volt, szaggatott vonalat alkalmaztunk.

A tizenkét metszetből, de a rajzban bemutatott öt metszetből is kitűnik, hogy *az aszeizmikus zóna 100 km-nél nagyobb mélységben lekerekített formájú; a felső 100 km-es tartományban azonban erekhez hasonló nyúlványok ágaznak ki belőle, amelyek magmával részben vagy teljesen kitöltött ereknek tekinthetők.* Másrészt a területünkön található néhány más vulkánnal *mélységbeli kapcsolat* mutatkozik. Ezeknek statisztikáját a *II. táblázat*ban adjuk, ahol a következő jelzések szerepelnek:



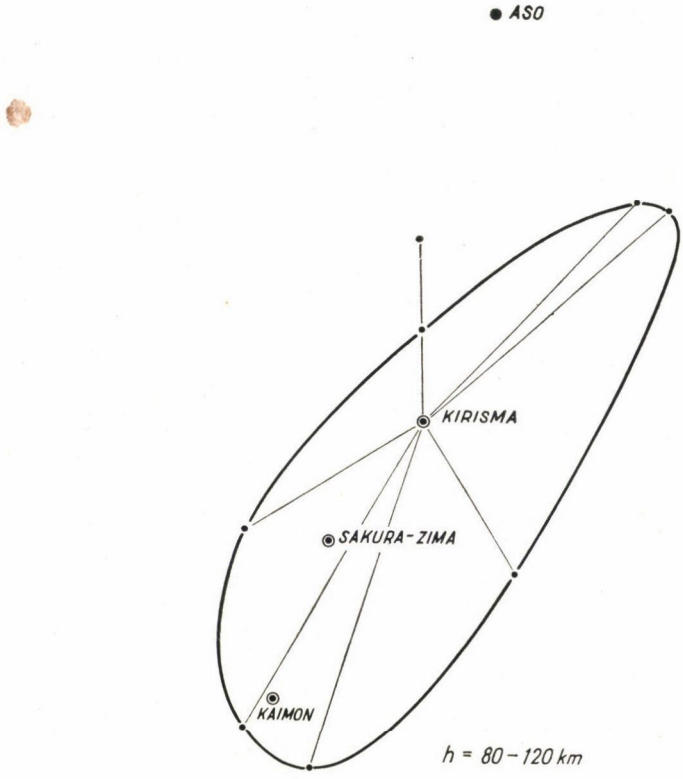
15. ábra. Az aszeizmikus tartomány 40 és 80 km mélység között

Ezek az összefüggések nem jelentik feltétlenül azt, hogy az illető vulkánok közös fészekből kapnák a magmautánpótlást, de ennek lehetősége nem elképzelhetetlen. Eredményeink ugyanis *az aszeizmikus tartományok* kapcsolatára vonatkoznak, ami jelent*heti* a magmafészkek összekapcsolódását *is*.

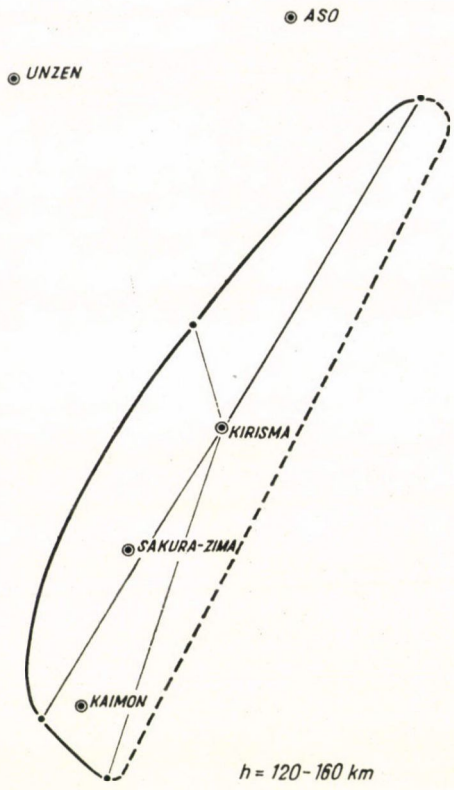
Meghatároztuk a BENIOFF-zóna helyzetét is Kyushu középső és déli része alatt, északon kb. a 33°-os szélességig. Alapvonalként a Sakura-zimát a Kirisima Sinmoe-dake csúcsával összekötő, ÉK-DNy-i irányú tengelyt tekintettük (a *14. ábrán* ezt -.-.-.- vonal szemlélteti). Az alapvonal nagyjából merőleges a Fülöp-medence északi részében zajló óceánaljzat-sodródás irányára. A BENIOFF-zóna (MIYAMURA vizsgálatai szerint, 1972) a felszín közelében hozzávetőlegesen 25, 110 km mélységtől kezdve pedig kb. 50 fokos szöggel hajlik a

II. táblázat

Szint, km	A Kirisima-vulkán kapcsolatai a			
	Sakura-zimával	Kaimonnal	Unzennel	Asoval
0— 40	++	++	+	—
40— 80	++	++	—	—
80—120	++	++	—	—
120—160	++	++	—	—
160—200	++	+	—	—
0—70	++	++	+	—
70—140	++	++	—	—
140—210	++	+	—	—
0—100	++	++	+	—
100—210	++	+	—	—
70—210	++	++	—	—



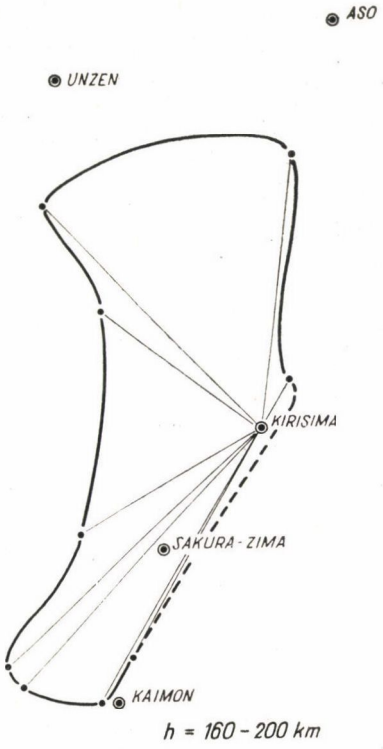
16 ábra. Az aszeizmikus tartomány 80 és 120 km mélység között



17, ábra. Az aszeizmikus tartomány 120 és 160 km mélység között

tengerszinthez. Bár a MIYAMURA-féle szelvény iránya nem egyezik pontosan a mi szelvényünkével, az általa kapott két, fentebb említett szögérték a mi esetünkben is jó közelítésnek tekinthető. A *19. ábra* tanúsága szerint az aszeizmikus övezet a behajló litoszféra-tábla felső peremrészéhez esik közelebb, megfelelően TOKSÖZ és munkatársai legújabb elméleti vizsgálatainak (TOKSÖZ, 1971), amelyek szerint olvasásra elsősorban a behajló litoszféra-tábla felső pereme mentén és ahhoz közel kerülhet sor. A magmaképződés tartománya kb. 200 km mélységtől kezdve — TOKSÖZ és munkatársai eredményeit elfogadva — valószínűleg mind jobban eltolódik a litoszféra-tömb felső széle irányába, vagyis ábránkon északnyugat felé. Az Aso és az Unzen vulkánok transzlitoszferikus kürtőin át a felszín felé mozgó magma 200 km-nél nagyobb mélységből származik; az Asoé sekélyebb, az Unzené nagyobb mélységből.

A magma keletkezésénél szerepet játszó dehidrációs folyamatok *gőzpárna* kialakulását eredményezik a GUTENBERG-csatornában (SZÁDECZKY-KARDOSS 1969). A magmaképződésre egyébként valószínűleg 300 — 350 km mélységig van lehetőség (SZÁDECZKY-KARDOSS, 1971; KUNO, 1966).

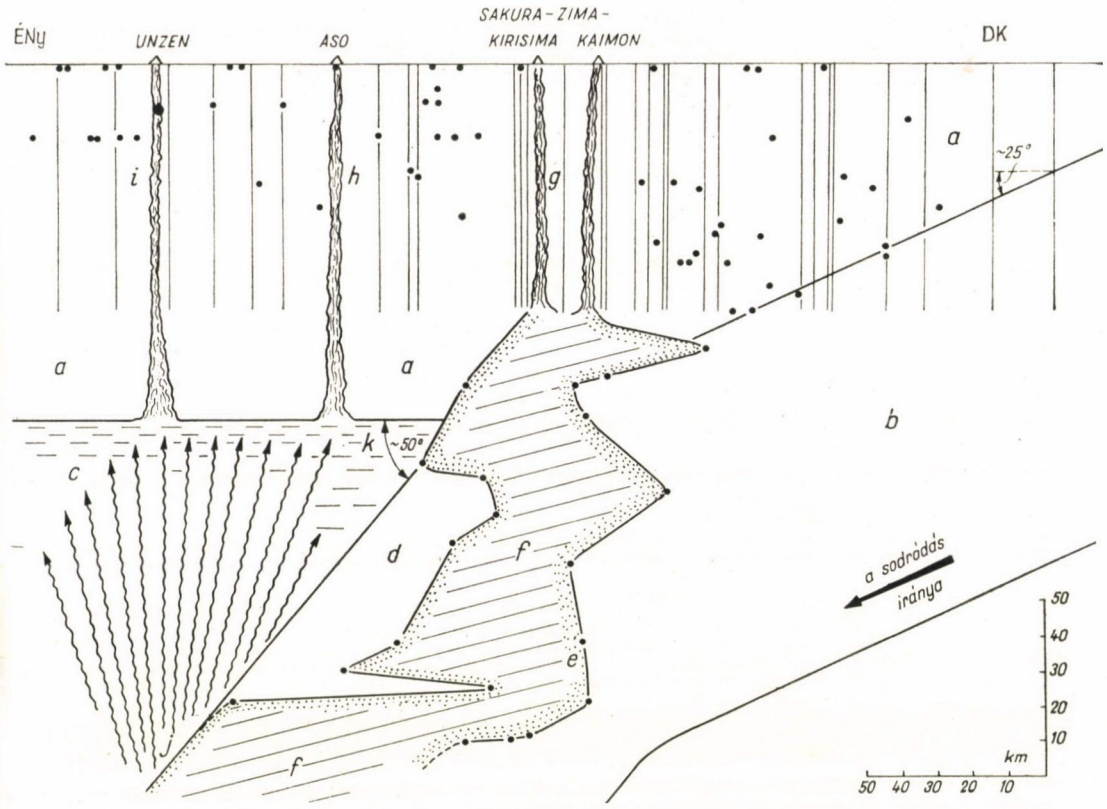


18. ábra. Az aszeizmikus tartomány 160 és 200 km mélység között

Minakami (1968, 1969, 1970) vizsgálatai szerint a Kirisima körzetében észlelt *vulkáni* rengések a Sinmoe kráterétől északnyugatra pattantak ki, 0 és 15 km közötti mélységből, horizontálisan 0 és 20 km közötti távolságban az aktív krátertől. Így a *vulkáni* rengések epicentrum- és hipocentrum-eloszlása kitűnően egészíti ki a *tektonikus* rengések alapján kapott képet: az igen sekély mélységből származó *vulkáni* rengések oly térségben pattantak ki, amely a *tektonikus* rengések szempontjából aszeizmikus. Ez az aszeizmikus zóna a sekély szintben levő magmát határolja körül és a vulkáni rengések ebben a magmatömegben keletkeznek.

A magmaképződés és a mechanikai feszültségfeloldódás közötti kapcsolat fizikai háttere

Ma már bizonyítottnak tekinthető, hogy a magma származáshelyének mélysége az aktív vulkánok alatt a közepes fészekmélységű rengésekével azonos (Shimozoru, 1963; Gorskov, 1962; Dickinson, 1968; Hatherton és



19. ábra. A BENIOFF-zóna és a szubvulkáni rendszer összefüggése Kyusun, a Sakura-zimán és a Kirisimán keresztülhaladó függőleges helyzetű síkra vetítve. *a.* kontinentális litoszféra; *b.* óceáni litoszféra; *c.* GUTENBERG-csatorna; *d.* az óceáni litoszféra-táblának a felső-köpenybe behatolt része a BENIOFF-zónával; *e.* ismeretlen vastagságú átmeneti öv; *f.* aszeizmikus tartomány, a magma keletkezésének helye; g. a Sakura-zima és a Kirisima transzlitoszferikus kürtője; *h.* az Aso transzlitoszferikus kürtője; *i.* az Unzen transzlitoszferikus kürtője; *j.* dehidráció a 200 km-nél nagyobb mélységben bekövetkező olvadás következtében; *k.* gőzpárna. Az egyes pontok a földrengések fészkeit jelzik; a 70 km hosszúságnak megfelelő függőleges vonalak azokat a sekély rengéseket jelentik, amelyeknek pontos hipocentrum-mélysége nem ismeretes. A litoszféra-táblák vastagságát átlagosan 100 km-nek tekintettük. Az ábra függőleges torzítás nélküli

DICKINSON, 1968, 1969; HAYS és NINKOVICH, 1970; NINKOVICH és HAYS, 1971, 1972; KUNO, 1966; TOKAREV és ZOBIN, 1.: VITALIANO, 1971; stb.) A magmaképződés és a mechanikai feszültségek földrengések formájában történő kioldódása közötti kapcsolat fizikai alapjait UFFEN (1959), valamint UFFEN és JESSOP (1963) tisztázta, mégpedig YODER 1952-ben publikált vizsgálatai nyomán. A szóban forgó *feszültség-felszabadulási hipotézist* („stress-relief hypothesis", „stress-release hypothesis") később TREMLETT (1965) és KUNO (1966) kutatásai is igazolták.

A YODER — UFFEN — JESSOP-féle elmélet lényege az, hogy *a mélységben uralkodó nyomás lecsökkenésekor az egyes, a Föld belsejében levő anyagokra jellemző olvadási hőmérséklet a környezetben uralkodó hőmérséklet alá eshet és így lokális olvadásra kerülhet sor.* Míg az óceáni árkok óceánfelőli lejtője mentén — a földrengésmechanizmussal kapcsolatos vizsgálatok eredményei szerint is — dilatáció folyik, addig az árok kontinensfelőli lejtője alatt, a BENIOFF-zónában kompresszió uralkodik (LE PICHON, 1968). A tektonikus rengések a mechanikai feszültségek robbanásszerűen gyors felszabadulásának következményei (UFFEN, 1959) és egyúttal bizonyítékai is. Ez a feszültségfelszabadulás a földköpenybe hatolt litoszférában érvényesülő nyomástöbblet lokális megszűnését okozza és ezzel kapcsolatosan a környezetben olvadást (újraolvadást) eredményez. A gránitra, bazaltra és dunitra vonatkozó kísérleti úton és számításokkal nyert értékeket l. UFFEN és JESSOP idézett munkáiban.

A tektonikus rengésfészkek háromdimenziós eloszlásának vizsgálatából tehát fizikailag és geofizikailag egyaránt megalapozottan következtethetünk a jelenlegi magmaképződési tartományok (elsődleges magmakamrák) alakjára, mélységére és méreteire. Ami pedig az egyes vulkánok felszínalatti kapcsolatainak lehetőségét illeti, ZEN (1963) szintén úgy találta, hogy ilyen összefüggések lehetségesek.

IRODALOM

ARTYEMEV, M. E.: Izosztaticseszkie anomalii szilü tjazseszti i nekoterüe voproszü ih geologicseszkogo isztolkovanija. Moszkva, 1966. BARTH, T. F. W.: Theoretical Petrology. New York—London, 1952. BORDET, P. et al.: Mém. Soc. Belge Géol., **8,** 7, 1973. COATS, R. R.: Geophys. Mon., No. 6, Washington, 1962. DAVIES, T. N.—ECHOLS, C.: A Table of Alaskan Earthquakes, 1788—1961. Geophys. Inst. Univ. Alaska, Geophys. Res. Rep., **8,** 1962. DICKINSON, W. R.: J. Geophys. Res., 73, 6, 1968. DUDA, S. J.: Tectonophysics, **2,** 5, 1965. ERICKSON, A. J.: Mass. Inst. Techn. Rep., **70,** 5, 1970. EWING, J.—EWING, M.: Science, **156,** 1590—1592, 1967. EWING, M. et al.: J. Geophys. Res., **70,** 18, 1965. FAIRBRIDGE, R. W.: The Encyclopedia of Oceanography. New York, 1966. FARBEROV, A. I.— GORELCHIK, V. I.: Bull. Volc., **XXXV,** 1, 1971. FIRSTOV, P. P.—SHIROKOV, V. A.: Bull. Volc., **XXXV,** 1, 1971. GALANOPOULOS, A. G.: Ann. Geofisica, **XVI,** 1, 1963. GALANOPOULOS, A. G.: Abb. Géol. Helléniques, **21,** Athens, 1968. GEORGALAS, G. C.: Catalogue of Active Volcanoes of the World Part **XII,** Greece. Roma, 1962. GORSHKOV, G. S.: Geophys. Mon., **6,** Washington, 1962. GORSHKOV, G. S.: Geophysics and Petrochemistry of Andesite Volcanism of the Circum-Pacific Belt. Andesite Conference, Oregon, 1969. GORSHKOV, G. S.: Bull. Volc., **XXXV,** 1, 1971. GUTENBERG, B.: Trans. Am. Geophys. Un., **37,** 608—614, 1956. GUTENBERG, B.—RICHTER, C. F.: Seismicity of the Earth. 2nd Ed. Princeton, 1954. HATHERTON, T.—DICKINSON, W. R.: J. Geophys. Res., **73,** 15, 1968. HATHERTON, T.—DICKINSON, W. R.: J. Geophys. Res., **74,** 22, 1969. HAYS, J. D.—NINKOVICH, D.: Geol. Soc. Am., Mem. **126,** 1970. HÉDERVÁRI, P.: Beitr. z. Geophys., **80,** 1, 1971. HÉDERVÁRI, P.: Geonómia és Bányászat, **5,** 1—2, 1972. HÉDERVÁRI, P.: Concentration of Earthquake Energy in and around the Aegean Volcanic Belt. Tectonophysics, (sajtó alatt), 1973. International Seismological Summary, Index Catalogues of Epicentres for 1913—1930, 1931—1935, 1936—1942, 1943—1948, 1949—1956, 1957—1963; 1936, 1946, 1953, 1957, 1964, 1969. KÁRNIK, V.: Seismicity of the European Area. Part **I,** Praga, 1968. KUNO, H.: Catalogue of Active Volcanoes of the World Including Solfatara Fields. Part **XI,** Japan, Taiwan and Marianas. Napoli, 1962. KUNO, H.: Bull. Volc., **XXIX,** 1966. LE PICHON, X.: J. Geophys. Res., **73,** 12, 1968. LUDWIG, W. J., et al.: J. Geophys. Res., **71,** 8, 1966. MACHADO, F.: Bull. Volc., **XXVIII,** 1965. MACHADO, F.: Bol. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Cienc., **10,** 1966. MINAKAMI, T.: Bull. Earth. Res. Inst., **38,** 4, 1960. Part II. Bull. Earth. Res. Inst., **47,** 5, 1969. MINAKAMI, T., et al.: Bull Earth. Res. Inst., **46,** 4, 1968. MINAKAMI, T., et al.: Bull. Earth. Res. Inst., **47,** 4, 1969, Bull. Earth. Res. Inst., **48,** 2, 1970. MIYAMURA, S.: Natural

Earthquake. The Crust and Upper Mantle of the Japanese Area. Part I. Geophysics. Tokyo, 1972. MORGAN, W. J.: J. Geophys. Res., **73,** 6, 1968. NINKOVICH, D.—HAYS, J. D.: Acta of the First Sci. Congr. on the Volcano of Thera. Athens, 1971. NINKOVICH, D.—HAYS, J. D.: Earth and Planet. Sci. Letters, **16,** 331—345, 1972. PETER, G., et al.: J. Geophys. Res., **70,** 2, 1965. Regional Catalogue of Earthquakes. Edinburgh, 1967, 1968, 1969, 1970, 1971, 1972. RICHTER, C. F.: Elementary Seismology. San Francisco, 1958. ROTHÉ, J. P.: The Seismicity of the Earth, 1953—1965. Paris. 1969. ROTHÉ, J. P.: Earthquakes. Seismic Activity in 1969 and in 1970. Annual Summary of Information on Natural Disasters. Paris, 1970, 1971. SAPPER, K.: Vulkankunde. Stuttgart, 1927. SHIMOZURU, D.: Bull. Volc., **XXVI,** 1963. STAUDER, W.: J. Geophys. Res., **73,** 12, 1968a. STAUDER, W.: J. Geophys. Res., **73,** 24, 1968b. STAUDER, W.—BOLLINGER, G. A.: J. Geophys. Res., **71,** 22, 1966. SZÁDECZKY-KARDOSS, E., et al.: Acta Geol. Acad. Sci. Hungaricae, **13,** 1969. SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: Geonómia és Bányászat, **4,** 1, 1971. TOBIN, D. G.—SYKES, L. R.: J. Geophys. Res., **71,** 6, 1966. TOBIN, D. G.— SYKES, L. R.: J. Geophys. Res., **73,** 12, 1968. TOKSÖZ, M. N., et al.: J. Geophys. Res., **76,** 5, 1971. TREMLETT, W. E.: Bull. Volc., **XXVIII,** 1965. UFFEN, R. J.: J. Geophys. Res., **64,** 1, 1959. UFFEN, R. J.—JESSOP, A. M.: Bull. Volc., **XXVI,** 1963. UNESCO: The Surveillance and Prediction of Volcanic Activity. Paris, 1972. VINE, F. J.: Science, **154,** 1405—1415, 1966. VITALIANO, D. B.: Abstract of the paper of TOKAREV, P. I.—ZOBIN, V. M. (Particulars of Seismic Wave Propagation in the Crust and Upper Mantle). Geophys. Abstr., **293,** 1971. WADATI, K.—TAKAHASHI, M.: Proc. Japan Ac., **41,** 10, 1965. ZEN, M. T.: Geol., Contr., **53,** 1963.

LEMEZTEKTONIKA ÉS A GLOBÁLIS GRAVITÁCIÓS TÉR

HORVÁTH FERENC

A Föld globális gravitációs tere az egyik legjobban meghatározott geofizikai paraméter, viszonylag pontosan a Föld teljes felületén ismerjük értékét. A következőkben a szakirodalom alapján áttekinthetjük, hogy milyen következtetések vonhatók le a Föld belső *szerkezetére* és *folyamataira* vonatkozólag a gravitációs térből.

A gravitációs teret általában gömbfüggvény sorral közelítik meg, így ismereteink bővülését a megadott együtthatók számának növekedése jól tükrözi. A legújabb modelben (Smithsonian Standard Earth II., 1969) a gömbfüggvénysor n = 16-d fokig teljes (285 együttható) és ezen felül még 33 további magasabbfokú együttható is meg van határozva.

Az eredményeket mesterséges holdas adatok és földi gravimetrikus anyag együttes feldolgozásából kapták [1]. Ennek a térnek a *felbontóképessége* — az a legrövidebb félhullámhosszú változás amit ez a gömbfüggvénysor le tud írni — $11° \sim 1200$ km. Jogosan nevezhető ez a tér tehát *globálisnak*. A megadott szferikus harmonikus együtthatók alapján számítható bármelyik mennyiség amelyet a gravitációs tér jellemzésére szoktak használni.

Mi a továbbiakban a *tiszta magassági* (FAYE-féle) *gravitációs anomáliákat* tekintjük *(1. ábra)* és arra keresünk választ, hogy van-e valamilyen kapcsolat különböző területegységek gravitációs anomáliái és nagygeológiai-tektonikai jellegzetességei között. A feladatot szabatosan KAULA oldotta meg [2,3,4]. Vizsgálatai szerint a Föld felszínén 16 határozottan pozitív és 14 határozottan negatív területegység található. Ezek 3 kivételével (az 1. táblázatban látható) 5 kategóriába sorolhatók.

1. táblázat

Anomália előjele	Területtípus	Területegységek száma
1. pozitív	aktív hátságok	6
2. pozitív	mélytengeri árkok és szigetívek	5
3. pozitív	kainozoos orogének extruziókkal	4
4. negatív	Óceáni medencék	10
5. negatív	recens eljegesedés területei	4

1. ábra. A „Standard Earth II" gravitációs anomáliái (mgal)

Ezek közül az 5. típus nyilvánvalóan tranziens jelenség. Ezzel nem foglalkozunk. Az első négy típus azonban a lemeztektonikai elmélet jellegzetes területeit foglalja magába, ezért indokoltnak tűnik annak vizsgálata, hogy az adott területen a lemeztektonika szerint fennálló szerkezetek és folyamatok milyen kapcsolatban vannak a terület gravitációs jellegével. Az előbbi KAULA-féle kategóriák alapján megállapítható, hogy a *litoszféra lemezek* nem transzform vető jellegű *határait meghatározott gravitációs anomáliák kisérik*, mégpedig az akréciós és konszumációs szegélyek mentén egyaránt pozitív FAYE-féle anomáliák vannak. Nagy kiterjedésű *negatív anomáliák főleg a lemezek belső részein* (az óceáni medencék területén) találhatók.

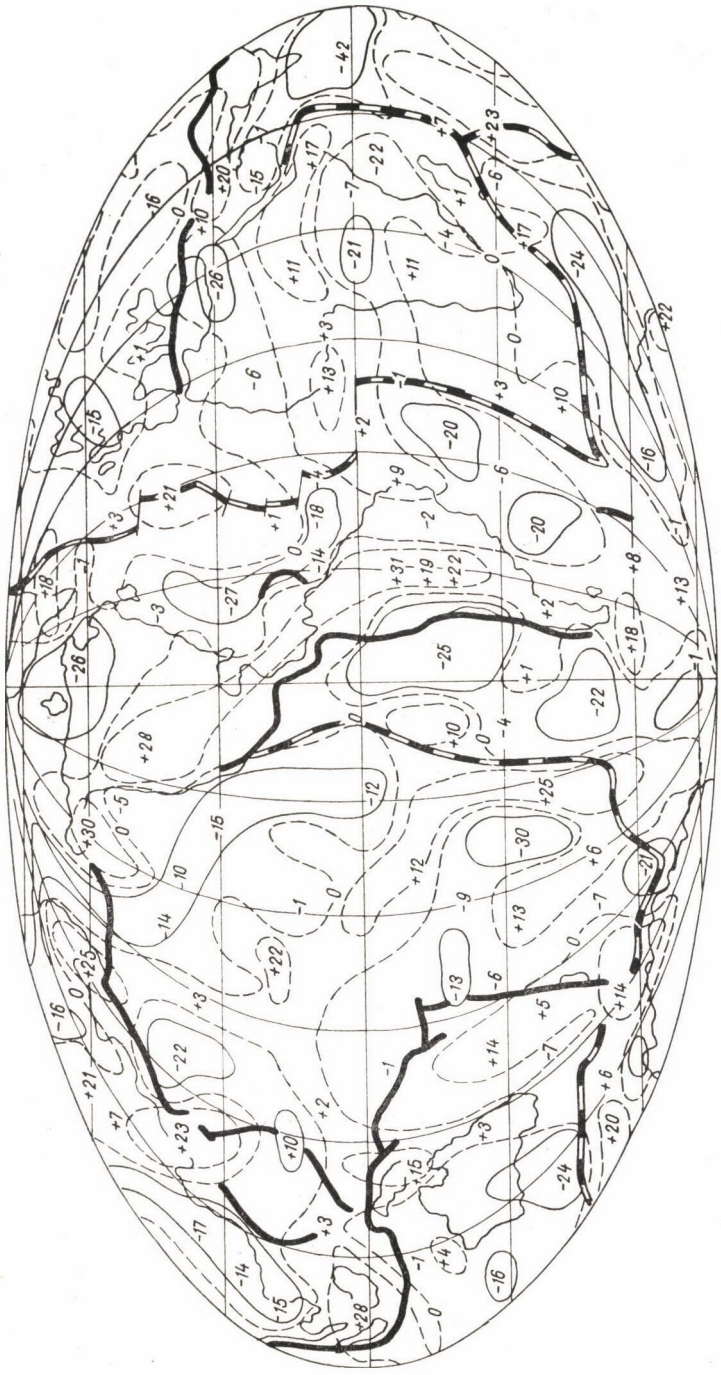
Az *1. ábrán* levő nehézségi anomáliatér a Földben levő *összes tömeganomália integrált hatását tartalmazza.* Mivel az anomáliákat tektonikai szempontból kívánjuk értelmezni, kívánatos lenne ha ebből a tektonoszféra (litoszféra + asztenoszféra) alatti hatásokat leválasztanánk. Különböző mélységintervallumokban levő sűrűséginhomogenitások hatását mutató gravitációs anomáliaterek előállítása régi igény az általános és gyakorlati geofizikában. Tisztán a gravitációs adatokra támaszkodva ezt a problémát elvileg lehetetlen megoldani. Azonban más geofizikai paramétereket is figyelembe véve, megkísérelhető a feladat megoldása. Így figyelembe véve, hogy:

a) a gravitációs anomáliák és a topográfia alacsonyfokú ($n < 6$) harmonikusai között gyenge a korreláció [5],

b) a gravitációs anomáliák és a földmagból származó mágneses tér alacsonyfokú ($n = 3{,}4$) harmonikusai között határozott pozitív korreláció mutatható ki [6].

KAULA arra a következtetésre jutott, hogy a *gravitációs anomáliatér n = 6-nál alacsonyabb fokszámú tagjai mélyhatótól a maradék tér pedig felső köpenybeli hatótól származnak.* A mélyhatók mibenlétére vonatkozólag nincs egységes álláspont. Egyesek alsóköpenybeli inhomogenitásokkal számolnak, mások a köpeny-mag határ úndulációjáť tételezik fel. BARTA az excentrikus helyzetű belső magot tartja a legmarkánsabb mélyhatónak [7].

Témánk szempontjából a felső köpenybeli sűrűséginhomogenitások hatását tartalmazó maradék tér a döntő. Ez látható a *2. ábrán.* Ebből megállapítható, hogy az *1. táblázat*ban felsorolt összefüggések érvényben maradnak, sőt a pozitív anomáliák és az óceáni hátságok közötti korreláció még határozottabbá válik. A kérdés amelyre a következőkben választ keresünk: hogyan alakulnak ki a megismert gravitációs jellegzetességek az egyes, geológiailag-tektonikailag különböző, területeken? MCKENZIE gravitációs anomáliák alapján kiszámította az ezeket létrehozó tömeg többletek és tömeghiányok mértékét [8]. Eredményül 10^{21} — 10^{23} grammot kapott. Figyelembe véve a szóbajövő kőzetek szilárdsági jellemzőit arra a következtetésre jutott, hogy sem a kéreg sem a felső köpeny kőzetei mechanikusan nem tarthatnak fent ekkora tömeget. Ilyen hatalmas tömegek megtartása csak dinamikusan — mégpedig *konvekciós áramlások* formájában — történhet. Tehát pusztán a gravitá-



2. *ábra.* Maradék anomáliák (mgal)

ciós anomáliák alapján következtethetünk felsőköpenybeli anyagáramlások létezésére.

Széles körben elfogadott, hogy ezek az áramlások *termális eredetűek* és *stacionáriusak*. Stacionárius áramrendszer esetén tömegtöbblet csak úgy jöhet létre adott tér-tartományban, hogy azon belül a részecskék lassulva, kilépés után pedig gyorsulva mozognak. Fordított helyzetben, tömeghiány alakul ki. Valószínűleg így magyarázható az óceáni medencékre jellemző negatív gravitációs anomália [3].

A gravitációs anomália és az áramrendszer közti összefüggés erősen függ a határfeltételektől is. RUNCORN [9] szerint abszolút merev földfelszín esetén termális áramlás során a lefelé mozgó (nagyobb sűrűségű) áramrendszer felett pozitív, a felfelé mozgó (kisebb sűrűségű) áramrendszer felett negatív anomáliát lehet észlelni. MCKENZIE [8], szerint azonban nem merev határfelület esetében a feszálló ág tetején anyagfelhalmozódás jön létre, amely itt is pozitív nehézségi anomáliát okoz. Az, hogy egy litoszféra lemez mikor viselkedik merev és mikor szabad határfelületként meglehetősen sok paraméternek a függvénye. Nyilvánvalóan ez függ a lemez vastagságától, hőmérsékletétől, rugalmas jellemzőitől, a kéreg felépítésétől, stb. Pontos összefüggés még nem adható meg, úgy látszik, hogy az óceáni hátságok területén a litoszféra lemezek mint teljesen szabad határfelületek viselkednek. Az óceáni hátságok alatt feláramló köpenyanyag megemeli a litoszféra lemezeket és az így keletkezett tömegtöbblet túlkompenzálja a felszálló ág kis sűrűségű anyagainak hatását. Így alakul ki a hátságokra jellemző pozitív nehézségi anomália. A mélytengeri árkok területén (a nem alábukott) litoszféra lemezek merev határfelületként viselkednek. Ellenállnak a lefelé áramlás során fellépő lehúzásnak és felszínük lényegében vízszintes marad. Így területükre a lefelé áramló nagyobb sűrűségű anyag miatt fellépő pozitív nehézségi anomália jellemző.

Az *1. Táblázat* 3. területtípusának pozitív gravitációs jellege még nehezen érthető. Hasonlóan problémát okoznak azok a területek amelyekre nem teljesülnek az *1. Táblázat* szabályai illetve amelyek nem sorolhatók az *1. Táblázat* kategóriáiba.

Összefoglalva megállapítható, hogy a nehézségi anomáliákból értékes következtetések adódnak a litoszféra lemezek fizikai tulajdonságaira és a köpenybeli konvekciós áramok természetére vonatkozólag. Emiatt sokan úgy tekintik a gravitációs anomália teret, mint az *asztenoszférában lezajló áramlások és az ezek által irányított litoszféra lemezmozgások pontosabb megértésének egyik kulcsát.*

IRODALOM

1. GAPOSCHKIN, E. M.—LAMBECK, K.: 1969 Smithsonian Standard Earth II, SAO Spec. Rep. 315, 1970.
2. KAULA, W. M.: A Tectonic Classification of the Main Features of the Earth's Gravitational Field. J. Geophys. Res., **74**, 4807—4826, 1969.

3. KAULA, W. M.: Global Gravity and Tectonics, in „The Nature of the solid Earth". ed. by E. C. ROBERTSON, McGraw-Hill, New York, 385—405, 1972.
4. KAULA, W. M.: Global Gravity and Mantle Convection Tectonophysics, **13,** 341—359, 1972.
5. KAULA, W. M.: Geophysical Implications of Satellite Determinations of the Earth's Gravitational Field. Space Sci. Rev., **7,** 769—794, 1967.
6. HIDE, R. and MALIN, S. R. C.: Novel Correlations between Global Features of the Earth's Gravitational and Magnetic Fields. Nature, **225,** 605—609, 1970.
7. BARTA GY.: A Föld magjának tömegegyensúlya. MTA II. Anyag- és Energiaáramlási Ankét, Bp., 1972.
8. MCKENZIE, D. P.: Some Remarks on Heat Flow and Gravity Anomalies. J. Geophys. Res., **72,** 6261—6273, 1967.
9. RUNCORN, S. K.: Changes in the Convective Pattern in the Earth's Mantle and Continental Drift, Phil. Trans. Roy. Soc. London, Ser. A, **258,** 228—251, 1965.

SZOLÁRIS TERRESZTRIKUS ERŐTÉR KAPCSOLATOK

SZEMERÉDY PÁL

A FIZIKAI TUDOMÁNYOK KANDIDÁTUSA

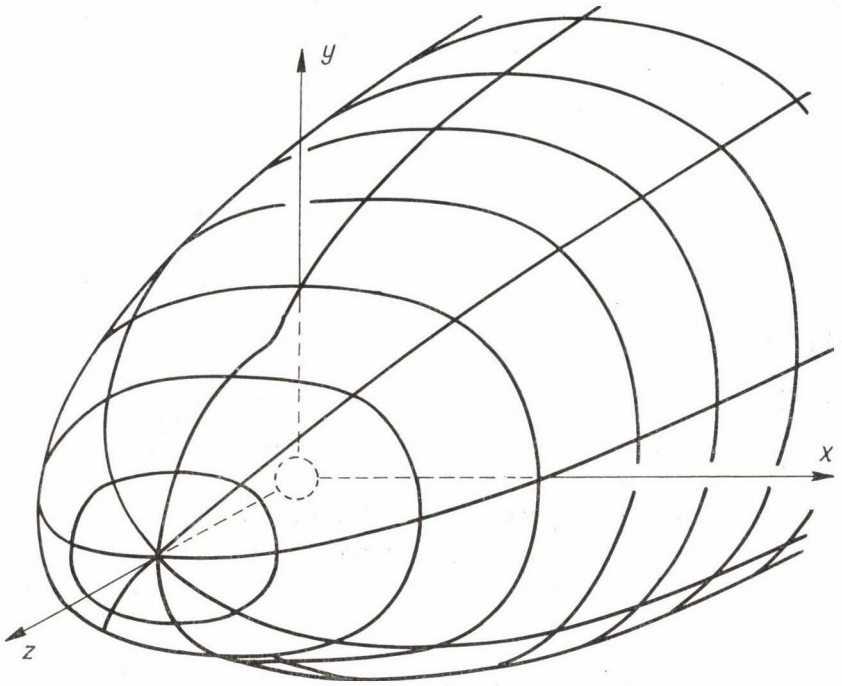
A Föld felszínén és annak környezetében lejátszódó folyamatok jelentékeny részét a Nap energiája tartja fenn. Vannak olyan jelenségek is, amelyeket ugyan nem a Nap energiája táplál, de fellépésük — közvetlenül, vagy közvetve — a Nap körül kialakuló erőtér-rendszer szerkezetével függ össze. Az előbbiekre példaképpen említhetők a meterológiai jelenségek és a földfelszínt alakító hatások egy része, a második csoportba tartozik az árapály jelenség.

Korábban az a nézet uralkodott, hogy nem tekintve a Nap elektromágneses sugárzása által a Földre jutó energiát és a két égitest közti gravitációs kapcsolatot, a Föld a Naptól elszigetelt.

Az 1950-es években BIERMANN az üstökös csóvákat vizsgálva arra következtetett, hogy a Nap folyamatos energialeadásában nem csak az elektromágneses sugárzásoknak, hanem egy a Napból állandóan kilépő korpuszkulaáramnak is szerepe van. Feltevését az interplanetáris laboratóriumok mérései megerősítették. Ezzel nyilvánvalóvá vált, hogy bolygónk és légköre nem vákuumban helyezkedik el, hanem az expandáló napkoronában. A táguló napkoronát alkotó plazma nagy sebességgel áramlik szét az interplanetáris térben. Ezt a plazmaáramot nevezzük napszélnek. A napszél sebessége és a plazmasűrűség a Naptól számított távolság függvénye és emellett a Nap aktivitása szerint változik. Kis aktivitás idején a Föld környezetében hozzávetőleg 5 proton és ugyanannyi elektron található köbcentiméterenként. Az áramlási sebesség kb. 500 km/sec. A Nap aktivitásának fokozódásával a részecskesűrűség és sebesség megnövekszik.

Az áramló nap-plazma igen jó elektromos vezető. Ezért, ha hozzá képest álló mágneses térben mozog, örvényáramok indukálódnak benne. Az örvényáramokat taszítja a létrehozó mágneses tér. Ilyen módon a Föld mágneses terével érintkezésbe kerülő napszélplazma igyekszik a Föld mágneses terét elsodorni. Miközben a földi mágneses tér ellene szegül annak, hogy a napszél elsodorja, mind a napszéláramlási kép, mind pedig a mágneses tér eltorzul. A vázolt kölcsönhatás eredményeképpen olyan egyensúlyi felület alakul ki, amelynek mentén a napszél nyomása megegyezik a Föld mágneses terének nyomásával. Az egyensúlyi felületen a napszélplazma nem tud áthatolni,

viszont azon kívül nincsen földi mágneses tér. Az egyensúlyi felület, amely a Föld mágneses terét az áramló napszélplazmától elválasztja, a magnetopauza. A deformáció eredményeként a Föld mágneses tere a napfelőli oldalon — amely irányból a napszél fúj — összenyomódik, átellenes irányban pedig kihúzódik és



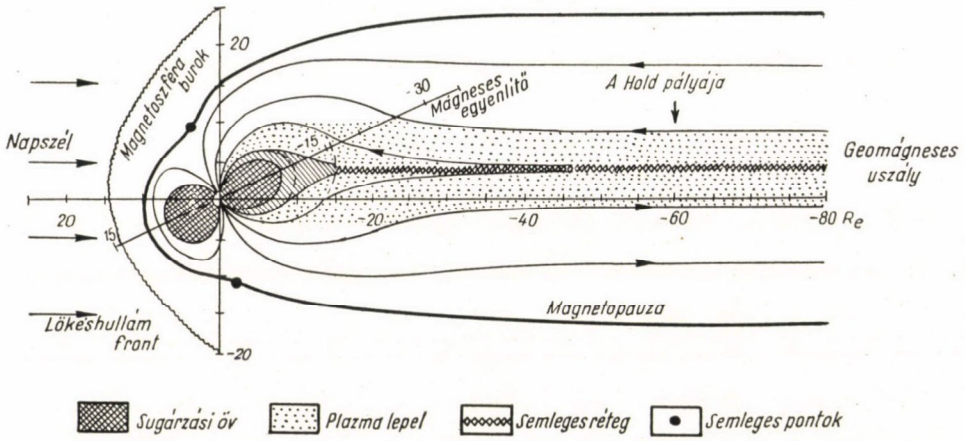
1. ábra. A magnetopauza alakja. A napszél iránya a koordinátarendszer *z* tengelyével ellentétes. Az origóban elhelyezkedő kör a Földnek felel meg

itt létrejön a még ismeretlen hosszúságú geomágneses uszály. A magnetopauza számítások útján meghatározott alakja a Föld környezetében az *1. ábrán* látható. Nyugodt napszélben ennek a felületnek a Napot a Földdel összekötő egyenesen levő pontja 10 földsugárnyi, azaz kb. 64.000 km távolságban helyezkedik el a Föld középpontjától. Ha a napszél energiasűrűsége a Nap aktivitásának fokozódása miatt megnő, a felület közelebb kerül a Földhöz. Ekkor az üregben elhelyezkedő földmágneses tér is jobban összenyomódik, amit a Föld felszínén a mágneses térerősség megnövekedéseként észlelünk. Ez sok esetben egy földmágneses vihar kezdetét jelenti.

A kialakuló mágneses tér struktúráját befolyásolja az a körülmény is, hogy ez a mágneses tér bonyolult energia és sűrűségeloszlású plazmába van beágyazva. Ez a plazma vagy interplanetáris eredetű, vagy a Föld klasszikus értelemben vett légköréből származik. A beágyazó plazma szoros kölcsönhatás-

ban van a mágneses térrel. Ezért azokban a zónákban, ahol a plazmanyomás és a mágneses nyomás összemérhető, a plazma jelenléte a mágneses tér szerkezetét lényegesen befolyásolja.

A Föld légkörének célszerű azt a gáztömeget tekinteni — függetlenül attól hogy az ionizált állapotú, vagy nem — amely a Nap körül együtt kering a



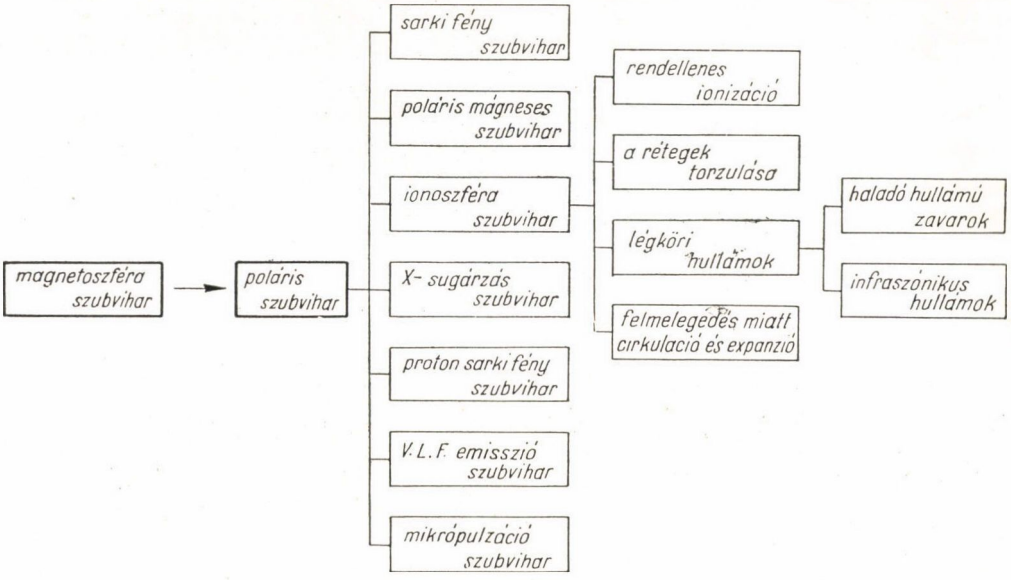
2. ábra. A magnetoszféra metszete az éjfél-dél meridiánsíkban. A távolságot földsugárban (R_e mérjük

Földdel. Mivel a Föld keringése folyamán a földmágneses térrel fogva tartott plazma is a Földdel együtt sodródik, a légkör méretei hozzávetőleg azonosak a mágneses tér méreteivel. E definiciót elfogadva a Föld fogalmát is át kell értékelni. Kézenfekvő a Föld mágneses tere által elfoglalt tartományt is a Föld részének tekinteni.

A Föld mágneses terének szerepét tekintve az egész légkört két tartományra lehet felosztani. Nevezetesen arra a tartományra, ahol a légkör dinamikájában a mágneses tér jelenléte nem játszik szerepet és arra a részre, ahol a légkör ionizáltsága miatt a tér hatása jelentékeny, vagy éppen meghatározó. Ez utóbbi tartományt nevezzük magnetoszférának. Térfogata sokezerszerese a szilárd föld térfogatának, de a benne foglalt gáz tömege kevesebb mint ezredrésze a teljes légkörének. Dinamikai alapon a magnetoszféra alsó határát 160 km magasságban szokás felvenni.

A magnetoszféra szerkezetének vázlata — éjfél-dél meridiánmenti metszetben — a *2. ábrán* látható. A geomágneses uszályt alkotó mágneses erővonalak a Föld felszínén a sarkvidékek környékére horgonyzódnak. Az uszály kialakulásában a földmágneses tér—napszél kölcsönhatás mellett szerepe van a plazmalepelben helyet foglaló plazma nyomásának. Ez biztosítja az uszály stabilítását. A kisebb földmágneses szélességekhez kapcsolt mágneses erővonalak —

szemben azokkal, amelyek az uszályhoz tartoznak — zártak. A mágneses erővonalak jobb nyomonkövethetőségéért a magnetoszféra orr-részénél elhelyezkedő zárt erővonalak tartományában helyet foglaló plazma nincs érzékeltetve. Itt a plazma nyomása összemérhető a mágneses nyomással. Ez a körülmény kihatással van a mágneses tér szerkezetére, ami a magnetopauza alakját is

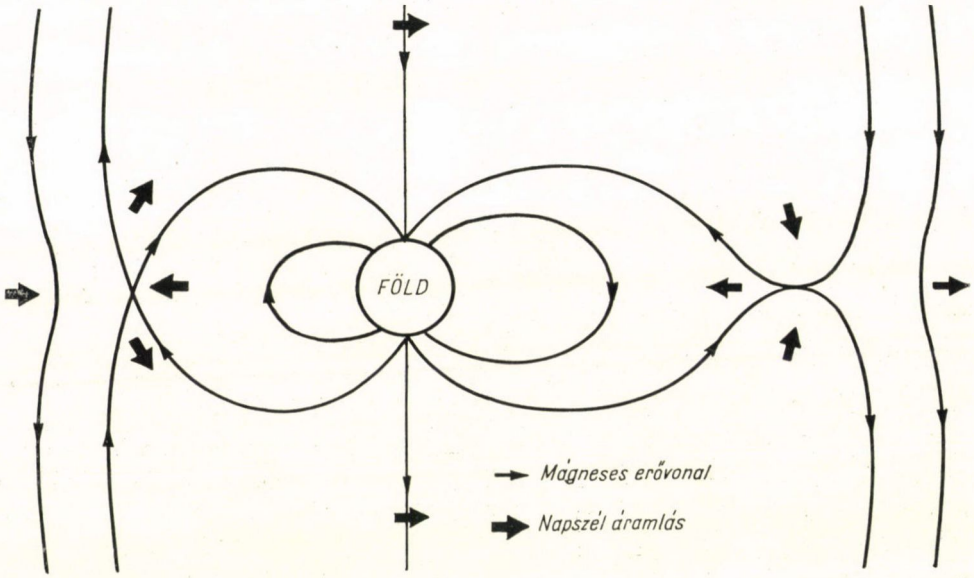


3. ábra. A magnetoszféra szubvihar alatt jelentkező sarki szubviharok

megváltoztatja az *1. ábrán* bemutatotthoz képest. A mágneses nyomás és a plazmanyomás viszonya hasonlóan alakul, mint a plazmalepelben. Ezért a zónát ma már a plazmalepel részének tekintik. Az említett zónától a Föld felé haladva a sugárzási övbe jutunk, ahol bár az előbbi zónában található részecskékhez képest lényegesen nagyobb energiájú részecskék is vannak, a plazmanyomás mégis csak tört része a mágneses nyomásnak. Ennek az a következménye, hogy a tér szerkezete nem tér el jelentékenyen a szilárd Földből eredő mágneses tér szerkezetétől.

A geomágneses uszályt alkotó nyitott és a kisebb szélességekhez tartozó zárt mágneses erővonalak elválási öve a Föld felszínén a sarki fény zónába esik, vagyis ez a zóna a mágneses erővonalak útján a plazmalepellel érintkezik. A napaktivitás következtében fellépő magnetoszféra viharok a sarki fény zónában leghevesebbek és legváltozatosabbak. Ebből arra lehet következtetni, hogy a magnetoszféra vihar a plazmalepelben tárolt energiából táplálkozik. A végső energiaforrás pedig a napszél, amelyből a magnetoszféra fokozatosan energiát von el, amely a plazmalepelben tárolódik.

A magnetoszféra vihar az egész világon mágneses vihar formájában észlelhető, amely a sarki fény zónában robbanásszerű mágneses szubviharokként lép fel. A sarki mágneses szubviharokhoz a sarkvidékeken más lökésszerűen kialakuló és megszűnő jelenségek is társulnak, amelyek mind egy közös ok, a magnetoszféra szubvihar különböző megnyilvánulási formái. A magnetoszféra szubvihar alatt fellépő különböző lehetséges szubvihar jelenségeket a *3. ábra* foglalja össze.



4. ábra. Az interplanetáris és földmágneses erővonalak összekapcsolódási és szétválási folyamatának vázlata. A napszél balról jobbra áramlik

Gyakorlati szempontból különösen fontos, hogy a szubvihar folyamán felszabaduló energia egy része az alsó légkörbe kerülhet. Becslések szerint egy szubvihar folyamán az ionoszférának a 90 — 160 km-es magasságközbe eső zónáját 10^{18} erg/sec rendű teljesítmény hevíti és hasonló nagyságrendbe esik a keltett légköri hullámok teljesítménye. Ez az energia az alsó légkör mozgási energiájával ugyan nem összemérhető, de ha a szubvihar alatt felszabaduló energia az esetleg éppen instabil állapotú alsó légkörbe áttevődik, elősegítheti, vagy megakadályozhatja egy adott meteorológiai folyamat kialakulását.

A magnetoszféra viharok ill. szubviharok kiváltódását és lefolyását lényegesen befolyásolja az interplanetáris mágneses tér. Ezt a mintegy 5 γ erősségű mágneses teret a Naptól ragadja magával a napszél és iránya közel azonos, vagy ellentett a napszél áramlásnak irányával. Mindemellett ennek a mágneses térnek lehet a Földhöz viszonyítva északi, vagy déli irányú összetevője is.

Amennyiben az interplanetáris mágneses erőtérnek déli összetevője van, a Föld egyes zárt mágneses erővonalai és az interplanetáris mágneses erővonalak a magnetoszféra orránál összekapcsolódhatnak *(4. ábra)*. Ha ez bekövetkezik, akkor a napszél az interplanetáris mágneses térhez kapcsolt földmágneses erővonalakat — a többi interplanetáris mágneses erővonallal együtt — az uszályba sodorja. Így a korábban a magnetoszféra orrában helyet foglaló mágneses erővonalak a geomágneses uszályba húzódnak, ahol egy idő után az interplanetáris és a földmágneses erővonalak elválnak egymástól. Ekkor a kihúzott földi mágneses erővonalpárok egyesülnek és ismét igyekezvén felvenni korábbi helyzetüket, a Föld felé mozognak. A vázolt folyamatban a magnetoszféra nagyobb energiát vesz fel a napszéltől, mint abban az esetben, ha az interplanetáris mágneses erővonalakhoz kapcsolódásra nincs mód. Mivel az összekapcsolódás csak akkor következik be, ha az interplanetáris mágneses térnek van déli irányú összetevője, a szoláris korpuszkulaáramból felvett energia nagyságát a Föld környezetében uralkodó interplanetáris mágneses tér iránya befolyásolja. A szoláris szélnek a magnetoszférához eljutó mintegy 10^{22} erg/sec teljesítményéből azonban a magnetoszféra más mechanizmusok révén is disszipál. Az összekapcsolódási mechanizmus csupán a teljesítményfelvétel fokozódását teszi lehetővé.

A megfigyelések szerint gyakrabban lép fel magnetoszféra vihar akkor, amikor az interplanetáris mágneses tér iránya a Földnél délire fordul. Ilyen esetben a viharok intenzitása is jelentékenyebb.

Azokban a hatásokban, amelyeket a Nap a Földre kifejt, az interplanetáris térhez kötődő kvázisztatikus elektromos tereknek is szerepük van. Ezeknek és egyéb bonyolult kapcsolatoknak a feltárása is folyamatban van.

A NYOMÁS ÉS AZ ERŐTEREK SZEREPE AZ ALSÓ ÉS A FELSŐ LÉGKÖR KÖZÖTTI ÖSSZEFÜGGÉSEK TÜKRÉBEN

BENCZE PÁL

A FÖLD- ÉS ÁSVÁNYTANI TUDOMÁNYOK KANDIDÁTUSA

A felső légkört, 50 km felett olyan gázelegynek tekinthetjük, amelynek három összetevője van: elektron-gáz, ion-gáz és semleges-gáz. Tapasztalat szerint általában az ionok és az elektronok koncentrációja megegyezik (kvázineutralitás). Mivel a felső légkör a Föld permanens mágneses terében van, ezért a felső légkört térben és időben változó mágnesezett plazma alkotja.

A plazmaállapotot leíró paraméterek alapján a felső légkört két tartományra oszthatjuk. Amennyiben az elektronok közepes szabad úthossza sokkal nagyobb, mint a tartományra jellemző hossz és ugyanakkor az előbbi sokkal nagyobb, mint a giroradiusz, a részecskék egymástól függetlenül mozognak. Ebben az esetben a mozgás leírására az „egy részecske" modellt használhatjuk. Ez a feltétel a felső légkörben a naptevékenységtől függően 1000—2000 km magasság felett teljesül. Az alatt a magasság alatt, ahol a közepes szabad úthossz megegyezik a tartományra jellemző hosszal, a közeg kontinuumnak tekinthető és a mozgásjelenségekre a hidrodinamika törvényeit alkalmazhatjuk. Itt az 1000 km alatti tartománnyal foglalkozunk. Mivel a töltött részecskék mozgását a gravitáció, a nyomáskülönbségek, az elektromos erők, továbbá a „súrlódás" (a semleges részecskék és a földmágneses tér befolyása) határozzák meg; a töltött részecskék mozgásegyenlete:

$$N_{i,e}m_{i,e}\left(\frac{\partial}{\partial t}+\vec{v}_{i,c}\,\mathrm{grad}\right)\vec{v}_{i,e}=N_{i,c}m_{i,e}\vec{g}-\mathrm{grad}(p_i+p_e)-$$
$$-N_{i,c}\,m_{i,e}\,\nu_{i,e,n}(\vec{v}_{i,e}-\vec{u})-N_{i,e}\,m_{i,e}\,\nu_{i,e}(\vec{v}_i-\vec{v}_e)+N_{i,e}\,e\vec{v}_{i,e}\times\vec{B}+N_{i\text{-}e}\,e\vec{E}. \tag{1}$$

Itt az e és az i index az elektronokra, ill. az ionokra vonatkozik, $N_{i,e}$ $m_{i,e}$ az ionok, illetve elektronok koncentrációja, ill. tömege, $\vec{v}_{i,e}$ a töltések sebessége a Föld felszínéhez viszonyítva, $\vec{g}$ a nehézségi gyorsulás, $p_{i,e}$ az ionok, illetve elektronok parciális nyomása, $\nu_{i,e,n}$ az ionok, illetve az elektronok és a semleges részecskék közötti ütközések frekvenciája, u a semleges részecskék átlagos sebessége, e az egységnyi elektromos töltés, $\vec{B}$ a földmágneses tér erőssége és $\vec{E}$ az elektromos térerősség. Az (1) egyenlet baloldalának két tagja a töltések sebességének idő- és térbeli változására vonatkozik, jobboldalának tagja

pedig sorrendben a nehézségi erőt, a plazmán belüli nyomáskülönbségekből származó erőt, a töltések és a semleges részecskék, illetve az ionok és az elektronok közötti ütközés által okozott „súrlódást", a mágneses és az elektromos tér hatását fejezik ki.

A semleges részecskék mozgása a nehézségi erőnek és a nyomásgrádiensnek tulajdonítható. A mozgást a viszkozitás, a semleges és a töltött részecskék közötti ütközés és a Föld forgásából eredő CORIOLIS erő módosítja. Ennek megfelelően a semleges részecskék mozgásegyenlete:

$$Nm\left(\frac{\partial}{\partial t}+\vec{u}\,\mathrm{grad}\right)\vec{u}=Nm\vec{g}+\mathrm{grad}\,p+Nm\mu\frac{\partial^2\vec{u}}{\partial z^2}-$$
$$-Nv_{n,ie}(\vec{u}-\vec{v}_{i,e})-2\,Nm\vec{\Omega}\times\vec{u}, \tag{2}$$

ahol N, m a semleges részecskék koncentrációja, illetve tömege, p a nyomása μ a molekuláris viszkozitás koefficiense, $v_{n,ie}$ a semleges részecskék és a töltések közötti ütközések frekvenciája, Ω a Föld forgásának szögsebessége. A (2) egyenlet baloldalának két tagja a semleges részecskék sebességének idő- és térbeli változását fejezi ki, a jobboldal tagjai sorrendben a nehézségi erőt, a nyomási grádiens erőt, a viszkozitási erőt, a semleges részecskék és a töltések közötti kölcsönhatásból származó súrlódási erőt és a CORIOLIS erőt jelentik.

A Föld légkörének 50 km feletti, külső rétegeiben a legfontosabb jelenségek töltött részecskékkel kapcsolatosak. Ezek stacionáriusnak feltételezett mozgása esetén az (1) egyenlet baloldalán álló tagok elhanyagolhatók. Mint ismeretes, a légkör sűrűsége és ezzel az ütközési frekvencia a magassággal exponenciálisan csökken, s 500 km felett a töltések és a semleges részecskék gyakorlatilag már egymástól függetlenül mozognak. Ezért az (1) egyenlet jobb oldalán a töltések és a semleges részecskék közötti ütközések útján érvényesülő súrlódási erőt 500 km felett elhanyagolhatjuk. A töltések mozgását tehát a nehézségi erő, a plazmán belüli nyomáskülönbségek, valamint a földmágneses tér és az elektromos terek határozzák meg. Mivel

$$p_{ie}=N_{ie}kT_{ie} \tag{3}$$

ahol k a BOLTZMANN-féle állandó, $T_{i,e}$ az ionok, illetve elektronok hőmérséklete, azért a plazmán belüli nyomáskülönbségek az ion-, illetve az elektronhőmérsékletben mutatkozó különbségekre vezethetők vissza. A hővezetőképesség a földmágneses tér erővonalainak irányában sokkal nagyobb, mint az arra merőleges irányokban. Ennek következtében hőmérsékletkülönbség elsősorban a földmágneses térre merőleges irányokban alakulhat ki. A nehézségi erő a töltések parciális nyomásának gradiensével együtt az (1) egyenlet tanúsága szerint a töltések olyan mozgását hozza létre, amelynek mind horizontális, mind vertikális komponense van.

Az elektromos tereknek a töltött részecskékre gyakorolt hatását az jellemzi, hogy a felső légkörben a vezetőképesség a földmágneses erővonalak mentén a magassággal nő és a szóbanforgó tartományban nagyságrendekkel nagyobb az erővonalakra merőleges irányokban fellépő vezetőképességnél.

Így a földmágneses tér erővonalai ekvipotenciális vonalaknak tekinthetők, amelyek mentén a légkör legkülsőbb részében keletkező elektromos terek áttevődhetnek az alacsonyabban fekvő légköri tartományokba.

Ugyanígy az ún. dinamó tartományban (80—120 km) keletkezett elektromos terek is áthelyeződnek a felső légkör magasabb tartományaiba. Ezért a kb. 500 km feletti felső légkörben a nehézségi erőn és a töltések parciális nyomásának gradiensén kívül — különösen zavart időszakokban — a magnetoszférából származó elektromos terek is hozzájárulnak a töltések mozgásához.

Mintegy 500 km alatt, a lefelé növekvő sűrűség következtében a töltések és a semleges részecskék közötti ütközések növekvő száma csatolást létesít a felső légköri plazma ionozált és semleges komponense között. Emiatt itt az (1) egyenlet jobb oldalának harmadik tagja már nem hanyagolható el. A semleges gáz áramlásának a hatása az ionok mozgásában kezd jelentkezni. Ugyanis ha az (1) egyenlet jobb oldalán álló erőket a súrlódási erő és a mágneses tér hatását kifejező tagon kívül egy F erőben összevonjuk, akkor rendezés után a

$$c_{i,e\xi} = \frac{F_{i,e\xi}}{m_{i,e}} \frac{\nu_{ie,n}}{\nu_{ie,n}^2 + \omega_{i,e}^2}$$

$$c_{i,e\eta} = -\frac{F_{i,e\eta}}{m_{i\text{-}e}} \frac{\omega_{i,e}}{\nu_{ie,n}^2 + \omega_{i,e}^2}$$

$$c_{i,e\zeta} = \frac{F_{i,e\zeta}}{m_{i,e}} \frac{1}{\nu_{ie,n}}$$

összefüggéseket kapjuk. Itt $c_{i,e\xi}$ $c_{i,e\eta}$ $c_{i,e\zeta}$ az iónoknak, illetve az elektronoknak a semleges gázhoz viszonyított sebessége olyan koordináta-rendszer tengelyei mentén, amelynek pozitív ζ tengelye $\vec{B}$ irányba mutat és η tengelye merőleges $\vec{F}$-re, $\omega_{i,e}$ pedig az ionok, illetve elektronok girofrekvenciája. Látható, hogy a magasság csökkenésével $\nu_{ie,n}$ ütközési és $\omega_{i,e}$ girofrekvenciák növekedése következtében az ionokra nagyobb magasságban teljesül a $\nu_i > \omega_i$ feltétel, mint az elektronok esetében, mivel $\omega_i \ll \omega_e$, figyelembe véve, hogy $m_i \gg m_e$. Ezért az ionok semleges gázhoz viszonyított sebessége lefelé haladva nagyobb magasságban kezd csökkenni, mint az elektronoké. Így a mágneses térnek a töltések mozgását befolyásoló szerepét az ütközési frekvencia növekedésével fokozatosan a semleges gáz veszi át. Az ionok sebessége mintegy 120 km alatt megközelíti a semleges részecskék sebességét, míg az elektronok esetében ez csak kb. 80 km körül következik be. Az ionok, illetve az elektronok és a semleges részecskék közötti teljes csatolás magassága a semleges részecskék és a hőmér-

séklet magassági eloszlásának, végeredményben a naptevékenységnek a függvénye. A semleges gáz áramlása közepes földrajzi szélességen a töltések mind vízszintes, mind függőleges áramlását befolyásolja, magas szélességeken ellenben ez a hatás elhanyagolható. Természetesen az áramlásoknak mindig ki kell elégíteniök a töltésekre vonatkozó

$$\frac{\partial \vec{v}_{i,e}}{\partial t} i, e + \operatorname{div}(\vec{v}_{i,e} N_{i,e}) = q - L$$

kontinuitási egyenletet is, ahol q az ionizáció sebessége, L a töltések semlegesítődését kifejező tag.

Ha a töltések mozgásához hasonlóan a semleges gáz mozgását is a Föld felszíne felé haladva tanulmányozzuk, kb. 500 km felett a semleges gáz mozgását függetlennek találjuk a töltések mozgásától. Ezért a (2) egyenlet jobb oldalán a negyedik tag elhanyagolható. Az első tag a semleges részecskék atomsúly szerinti elkülönülését írja le a nehézségi erőtérben. Az utóbbinak a függőleges mozgásra korlátozódó hatását a nyomásgrádiens függőleges komponense, amely a semleges gázban fellépő hőmérsékletkülönbségekre vezethető vissza, gyakorlatilag kiegyenlíti. Ebben a magassági tartományban a nehézségi erő mellett a mozgást a nyomásgrádiens hozza létre, a többi erő a mozgást csak módosítja. Tömegegységre ható erőket tekintve a viszkozitási erő koefficiense, a kinematikus viszkozitás $\frac{\mu}{\varrho}$ a felfelé csökkenő sűrűség következtében exponenciálisan növekedik. Így a viszkozitási erő szerepe a magassággal nő. A CORIOLIS-erő hatása nem számottevő.

500 km alatt a semleges részecskék és a töltések közötti ütközések számának növekedése miatt a (2) egyenletben a negyedik tagot is számításba kell venni. Ez az erő legnagyobb értékét az inoszféra elektronsűrűség-maximumának közelében (200—300 km) éri el, és kb. 200 km alatt a nyomásgrádiens-keltette mozgást befolyásoló erők között uralkodóvá válik. Ezt a szerepet mintegy 150 km magasságban a CORIOLIS erő veszi át.

A töltések mozgásához hasonlóan a semleges részecskék mozgásának is ki kell elégítenie a

$$\frac{\partial \vec{u}}{\partial t} + \operatorname{div}(\vec{u}N) = 0$$

kontinuitási egyenletet.

Az elmondottakat összefoglalva megállapítható, hogy a nehézségi erőtér és a hőmérsékletkülönbségek hatására kialakuló nyomásgrádiens a semleges részecskék, valamint a töltések mozgását idézi elő. A töltések mozgása az elektromos tereknek is tulajdonítható. A mozgást a töltések esetében a mágneses tér, a semleges részecskék vonatkozásában a viszkozitási erő és a CORIOLIS-erő befolyásolja. A nehézségi erőtér miatt a sűrűség, ezzel pedig a töltések

és a semleges részecskék közötti ütközési frekvencia lefelé haladva nő. Ez a körülmény, figyelembe véve hogy a sűrűség növekedése miatt az ionizáló sugárzás keltette töltések koncentrációja is változik a magassággal, csatolást létesít a töltések és a semleges rézecskék között. A súrlódási erőként jelentkező csatolásnak a töltések és a semleges részecskék mozgására gyakorolt hatása a magassággal változó.

A dinamó-tartományban keletkező elektromos terek a földmágneses tér közvetítésével hozzájárulnak az ezen tartomány feletti magasságokban a töltések mozgásához. Ezek a terek a töltések áramlása és a semleges szél közötti súrlódásból származnak, mivel az utóbbinak az ionokra kifejtett hatása különbözik az elektronokra gyakorolt hatásától. A dinamó-tartománybeli semleges szél forrása az alsó légkörben van (planetáris és ciklonikus hullámok, légköri gravitációs hullámok).

Ugyanilyen értelemben hatásosak a magnetoszféra konvekciós áramlásai által keltett elektromos terek is az alacsonyabban fekvő rétegekben. Így a semleges gáz áramlása elektromos tereket gerjesztve, és a töltések és a semleges részecskék közötti súrlódás útján a töltések mozgását befolyásolva csatolást hoz létre a különböző magasságokban uralkodó mozgásállapotok között. Mivel ezeket a mozgásokat a Nap elektromágneses és korpuszkuláris sugárzása tartja fenn, a körvonalazott folyamat a Nap energiájának újraelosztásához vezet a Föld-légkör rendszerben.

ERŐTEREK A NEUTROSZFÉRÁBAN

BÉLL BÉLA
AKAD. LEV. TAG

Az atmoszférát a levegő fizikai jellemzőinek függőleges változása alapján különböző szempontok szerint oszthatjuk természetes rétegekre. Ezek egyike a földi és az extraterresztikus erőterek különböző arányú megnyilvánulása a légköri mozgásokban.

Az egyes erőterek intenzívebb vagy kisebb arányú bekapcsolódása a mozgási folyamatokba más légköri jellemzőkkel: a hőmérséklettel, a levegő összetételével, az ionok és a semleges részecskék koncentrációjának arányával, stb. is összefüggésben van, ezért a légkörnek erőterek alapján megkülönböztetett rétegei többé-kevésbé tükrözik a légkör egyéb, természetes alapon történő felosztását is [1].

A tengerszint fölött kereken 100 km magasságig nyúlik a légkörnek az a része, amelyben a turbulens, keverő mozgások a légkör alapgázainak a magassággal változatlan tömeg- és térfogatarányát lényegében biztosítják. Ezt a homogén összetételt és az áramlás turbulens jellegét fejezi ki az alsó, kb. 100 km vastag légréteg *homoszféra*, illetőleg *turboszféra* elnevezése.

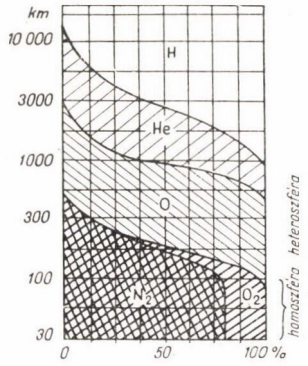
A homoszféra fölött kimutatható a légköri gázok molekulasúlyuk szerinti rétegződése *(1. ábra)*, azért a légkörnek ezt a felső tartományát *heteroszférának* is nevezik.

A homoszféra magában foglalja a légkör tömegének 99,999%-át. A levegő sűrűsége, s ezzel az aránylag kicsiny úthossz és az intenzív turbulencia következtében az ionok élettartama, valamint az ionizált részecskék koncentrációja a 100 km fölött fekvő ionoszféra-rétegekkel összehasonlítva csekély és a semleges részecskék koncentrációjához képest elhanyagolható. Ezért légelektromos szempontból indokolt a légkör kettéosztása a homoszférát nagyjából átfedő *neutroszférára* és *ionoszférára*.

Az ionoszférában a mozgásjelenségekre extraterresztrikus erők (napszél, a Nap és a Hold árapálykeltő erői), továbbá a Föld mágneses erőtere észrevehető hatással vannak, de érvényesülnek a földi erőterek: a nehézségi erőtér, a légnyomási gradienserő és a légmozgások Földhöz rögzített szemléletében az eltérítő erő is.

A neutroszféra és az ionoszféra határa 100 km magasságban természetesen nem éles. A közöttük fekvő átmeneti rétegben, kb. 70—130 km között

a felfelé gyengülő terresztrikus és a növekvő extraterresztrikus hatások együttesen érvényesülnek, időnkint erősíthetik, de gyengíthetik is egymást. Az elemek ebből eredő nagy változékonysága a felfokozott turbulenciában jut kifejezésre, amit a meteorológiai rakétákból kibocsátott nyomjelző anyagok (nátriumgőz) szétszóródása tett ismertté.



1. ábra A légköri gázok tömegarányának változása a magassággal (*Dieminger* nyomán)

Az átmeneti réteg alatt, biztonságosan a tengerszint felett 60—70 km magasságig a légkör mozgásjelenségei kielégítő módon leírhatók a meteorológia klasszikus, a NEWTON-axiómákon alapuló mozgásegyenleteivel és az ugyancsak klasszikus folytonossági egyenlettel. Jellegzetességük, hogy az ionokra ható erőtereket elhanyagolva az állócsillagokhoz rögzített inercia-rendszerben lényegében a Föld gravitációs erőterére és a légköri nyomástérből eredő, ún. légnyomási gradienserőre (a továbbiakban gradienserő) korlátozódnak. A mozgásegyenlet vektori alakja inerciarendszerben tömegegységre vonatkoztatva:

$$\frac{d\mathbf{v}}{dt} = \mathbf{A} - \frac{1}{\varrho} \operatorname{grad} p, \tag{1}$$

ahol $\mathbf{v}$ a mozgó levegőnek abszolút sebessége, $\frac{d\mathbf{v}}{dt}$ a gyorsulása, $\mathbf{A}$ a Föld és a légkör között egységnyi légtömegre ható vozóerő, ϱ a levegő sűrűsége, p légkör skaláris nyomásterében az elemi légtönmeg helyén uralkodó légnyomás, a grad p pedig a nyomás térbeli változásából eredő s a térfogategységben levő tömegre ható gradienserő.

Inerciarendszerben tehát a neutroszféra mozgásegyenlete a NEWTON*-féle tömegvonzást és a nyomástérből származó gradienserőt tartalmazza.*

A forgó Földhöz rögzített koordináta-rendszerben a neutroszféra mozgásegyenlete surlódásmentes mozgásra kibővül az eltérítő erővel s a következő formában fejezhető ki:

$$\frac{d\mathbf{u}}{dt} = \mathbf{g} - \frac{1}{\varrho} \operatorname{grad} p - 2[\Omega \times \mathbf{u}], \tag{2}$$

ahol **u** a mozgó levegőnek a Földhöz viszonyított relatív sebessége, **g** a nehézségi gyorsulás(a vonzóerőnek a centrifugális erővel csökkentett s a tömegegységre vonatkoztatott értéke), Ω a földforgás szögsebességvektora (abszolútértékét a következőkben ω-val jelöljük).

A Földhöz rögzített koordináta-rendszerben tehát a neutroszféra mozgásegyenlete a nehézségi erőt, a gradienserőt és az eltérítő erőt tartalmazza.

A (2) egyenletben figyelembe vett terresztrikus erőkhöz a légkör alsó, kb. 1 km magas rétegében, az ún. *súrlódási rétegben* a mozgás irányával ellentétes

$$\mathbf{F} = \frac{\mu}{\varrho} \frac{\partial^2 \mathbf{u}}{\partial z^2}$$

egységnyi tömegre ható és az **u** sebességnek függélyesmenti, z irányú megváltozásából származó *súrlódási erő* is hozzájárul (μ a súrlódási együttható). Ezért a neutroszféra mozgásegyenlete a súrlódási rétegben:

$$\frac{d\mathbf{u}}{dt} = \mathbf{g} - \frac{1}{\varrho} \operatorname{grad} p - 2[\Omega \times \mathbf{u}] + \mathbf{F}. \tag{3}$$

A (2) és a (3) vektoregyenletek a Földhöz rögzített derékszögű koordinátarendszerben 3—3 skaláris egyenletet foglalnak magukban. Ezekhez járul negyedikként a tömegmegmaradás törvényét kifejező folytonossági (kontinuitási) egyenlet:

$$\operatorname{div} \mathbf{u} = -\frac{1}{\varrho} \frac{\partial \varrho}{\partial t}. \tag{4}$$

Végeredményben a nentroszféra mozgásegyenletei abban különböznek az ionoszféráétól, hogy a részecskék koncentrációjának helyébe a homoszféra gázkeverékének ϱ sűrűsége lép és elmaradnak a semleges részek és az ionok kölcsönhatásából származó erőhatások, valamint az ionokra vonatkozó mozgás- és folytonossági egyenletek. Így az ionoszféra mozgásának 8 skaláris alapegyenlete a neutroszférában 4, az előbbieknél egyszerűbb egyenletre redukálódik.

A neutroszféra erőtereinek főbb jellegzetességei és geonómiai vonatkozásai:

a) A *nehézségi erőteret* a meteorológiában a nehézségi erő potenciáljának, az ún. geopotenciálnak térbeli eloszlásával, az erőtér ekvipotenciális felületeivel, illetőleg ezek sűrűségével jellemezzük. Az óceánok összefüggőnek feltételezett felületét tekintik nulla-értékű ekvipotenciális, egyszerűbben

vízszintes felületnek. A magassággal növekvő értékű ekvipotenciális felületek ehhez az Egyenlítőtől a pólus felé haladva közelednek. Minthogy a vízszintes felületen elmozduló légtömegen a nehézségi erőtér munkát nem végez, ezért mindazon mozgások, amelyek során a mozgó levegőrész geopotenciálja nem változik, a gradienserővel és az eltérítő erővel (a felszínközeli rétegben ezeken kívül a súrlódással) írhatók le. Ezért célszerűnek bizonyult a mozgó légrészecske tengerszint fölötti magasságát ennek geopotenciáljával helyettesíteni. Minthogy a geopotenciál a méterekben kifejezett magasságtól a g értékében, mint szorzóban különbözik, azért a nehézségi erőtér valamely z magasságú pontjában a geopotenciált a következőképpen határozzák meg:

$$\Phi = \frac{1}{9{,}8} \int_0^z g \, dz \ [gpm] \tag{5}$$

A geoponteciál így definiált egysége az 1 gpm (geopotenciális méter). Pl. a 20000 gpm ekvipotenciális felület az Egyenlítőn 20103 m-rel, a póluson 19997 m-rel van a tengerszint fölött, azaz ebben a magasságban a vízszintes felület az Egyenlítőtől a pólusig 106 m-rel hajlik a tengerszint felé.

b) A légkör skaláris nyomásterét az izobárfelületek s ezeknek a vízszintes felületekkel kimetszett izobárjai jellemzik. A nyomástér bármely pontjában a légnyomás a légkör külső határáig nyúló 1 cm^2 keresztmetszetű függőleges légoszlop súlyával egyenlő.

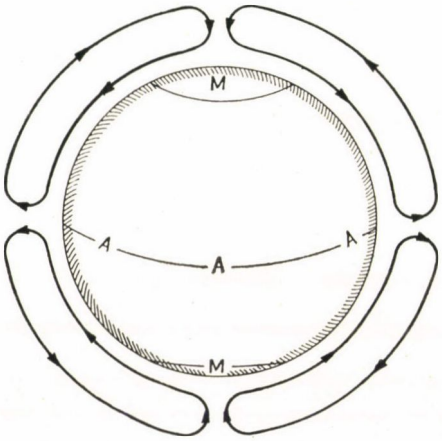
A légnyomás egysége a meteorológiában a *bar*, gyakorlatban a *millibar* (mb).

$$1 \text{ bar} = 1000 \text{ mb} = 10^6 \text{ dyn/cm}^2 = 750 \text{ Hgmm.}$$

A légnyomás sztatikus értelmezése egyúttal azt is kifejezi, hogy a vízszintes felületeken a légnyomás a légkör sűrűség- és hőmérsékleteloszlásának is függvénye. Emiatt a tengelye körül nem forgó Földön az Egyenlítő meleg légtömegei alatt kisebb, a sarki hideg levegő alatt nagyobb légnyomás alakulna ki *(2. ábra)*. A légnyomásnak ez az eloszlása mindkét félgömbön ún. *egycellás cirkulációt* hozna létre.

c) A Földhöz rögzített koordináta-rendszerben a NEWTON-féle tehetetlenségi erőkön kívül a mozgás leírására egy járulékos erő, az ún. *eltérítő erő* is szükséges. Az eltérítő erő és a fizikából jól ismert CORIOLIS-erő fogalmát a meteorológiában ketté választják. Ha a földi mozgásokat abszolút(inercia-) rendszerben szemléljük, akkor a Földön észlelt egyenesvonalú, egyenletes *relatív* mozgásnak az inercia-rendszerben gyorsulása van. Ez a CORIOLIS-gyorsulás, amely tehát nem más, mint a Földön megfigyelt egyenesvonalú, egyenletes *relatív* mozgásnak az inercia-rendszerre vonatkozó *abszolút* gyorsulása. A forgó Föld egy pontjához rögzített koordináta-rendszerben viszont

egy impulzust kapott tömegpont nem egyenletes, egyenesvonalú pályán mozog, hanem attól eltér, körpályára kényszerül, azaz a Földhöz rögzített koordináta-rendszerben gyorsulása van. *Az eltérítő erő az impulzust kapott egységnyi tömegnek a nem inerciarendszerben, azaz a Földön észlelt relatív gyorsulása.*



2. ábra. Egycellás hemiszférikus cirkuláció az álló földmodellen

Az impulzust kapott tömegpont a Földhöz rögzített koordináta-rendszerben a földforgással megegyező értelmű (anticiklonális forgásirányú) tehetetlenségi kört ír le, amelynek sugara a φ földrajzi szélességen:

$$a = \frac{u}{2\omega \cdot \sin \varphi}$$

A CORIOLIS-erő (**C**) és az eltérítő erő ($\mathbf{E} = -\mathbf{C}$) a vonatkoztatási rendszerrel összefüggő, a centripetális és a centrifugális erőkhöz hasonló értelmű fogalmak. Az északi félgömbön a mozgás irányába nézve az előbbi balra, az utóbbi jobbra (a déli félgömbön fordítva) irányul.

Az eltérítő erő fontosabb jellemzői:

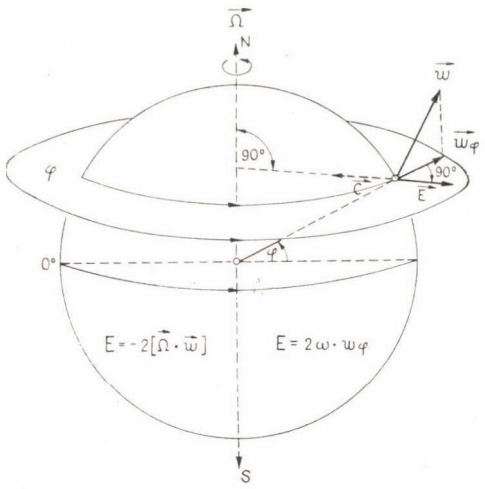
A Földhöz képest **u** sebességgel mozgó egységnyi légtömegre ható eltérítő erő a relatív sebesség (**u**) és a földforgás szögsebességének ($\boldsymbol{\Omega}$) vektori szorzata, azaz

$$\mathbf{E} = -\mathbf{C} = -2[\boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{u}] \qquad (6a)$$

A szögsebesség vektorának iránya megegyezik a Föld forgástengelyének észak felé mutató irányával, nagysága pedig:

$$\omega = 7{,}2921 \cdot 10^{-5} [\mathrm{sec}^{-1}]$$

Ebből következik, hogy egy adott, a Földdel együtt forgó pontban az eltérítő erő iránya merőleges egyrészt a forgástengelyre, azaz a szélességi kör síkjába esik, másrészt az **u** sebességvektorra. Az eltérítő erő irányát tehát egyszerűen úgy kapjuk meg, hogy a relatív sebességi vektornak a szélességi kör síkjára



3. ábra. Az eltérítő erő (E) és a Coriolis-erő (C) sematikus ábrázolása

eső vetületét ($\mathbf{u}_\varphi$) a szélességi kör síkjában 90°-kal elfordítjuk a földforgással ellentétes irányban *(3. ábra)*. Az eltérítő erő abszolút értékét a tömegegységre a következő kifejezés adja:

$$E = 2\,\omega \cdot u_\varphi \tag{6b}$$

ahol ω a szögsebesség abszolút értéke.

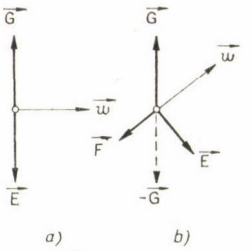
Minthogy a neutroszférának vastagsága a Föld sugarának csak 1/100-ad része, a légköri mozgásokat globális értelemben földfelszíni, azaz vízszintes mozgásoknak tekinthetjük. Mindenesetre az időjárási folyamatokban, a felhő- és csapadékképződésben fontos szerepük van a nagyságrendekkel kisebb függőleges légmozgásoknak is. Ezért mindkét mozgásfajtára ható eltérítő erő különösen jelentős a meteorológiában.

Az előbbiek alapján könnyen belátható, hogy az eltérítő erőnek, minthogy a szélességi kör síkjába esik, vízszintes és függőleges komponense van, amelyek az említett két mozgásformát a tehetelenségi erőkkel együtt meghatározzák.

a) Vízszintes $\mathbf{u}_h$ *sebességű légmozgásnál* az eltérítő erő vízszintes komponense merőleges az $\mathbf{u}_h$ sebességre, a mozgás irányába nézve az északi félgömbön jobb kéz felé mutat, stacionárius (időben nem változó) mozgásnál egyensúlyt tart a gradienserővel *(4. ábra)*. A felszíni rétegben ezt az egyensúlyt

az eltérítő erő és a súrlódási erő összege biztosítja. Minthogy abszolút értéke a tömegegységre:

$$E_{hh} = 2\,\omega \cdot u_h \cdot \sin\varphi, \tag{7a}$$



4. ábra. Stacionárius vízszintes mozgás erőegyensúlya a) a szabadlégkörben; b) a súrlódási rétegben; G: légnyomási gradienserő; E: eltérítő erő; F: súrlódási erő; u: a légmozgás sebessége

a szélsebességen kívül függ a földrajzi szélességtől is. (Az eltérítő erő kettős indexe közül az első az **E** horizontális komponensét, a második az eltérítést kiváltó horizontális mozgást jelenti). Az eltérítő erő az Egyenlítőn mindenféle horizontális mozgásra eltűnik, a szél tehát a magas nyomás központjából egyenesen az alacsony nyomásközpont felé irányul s a légnyomáskülönbségek heves trópusi viharral gyorsan kiegyenlítődnek. A sarkok felé az eltérítő erő nő, a mozgó levegő az alacsonynyomású centrumot az északi félgömbön az óramutató járásával ellentétes irányban, a magas nyomásút fordítva kerüli meg.

Az eltérítő erő függőleges komponense ($\mathbf{E}_v$) nyugat-keleti **w** sebességű vízszintes mozgásnál felfelé irányul, azaz csökkenti a nyugati széllel mozgó levegő súlyát, keleti szél esetén pedig fordítva. A meridián menti északi vagy déli széllel mozgó levegőre a függőleges komponens eltűnik. Abszolút értéke a vízszintesen mozgó tömegegységre:

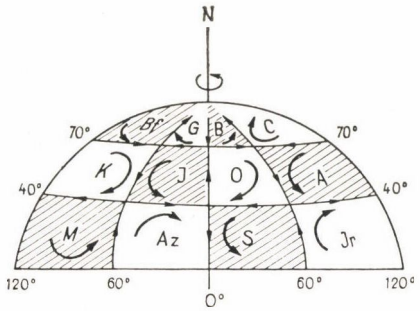
$$E_{vh} = 2\,\omega \cdot \mathrm{w}_h \cdot \cos\varphi. \tag{7b}$$

Ebből következik, hogy az E_{vh} függőleges komponens eltűnik a póluson, legnagyobb az Egyenlítőn, de a zónálisan mozgó levegő súlyváltozása még a 100 m/sec sebességű erős futóáramlásokban sem éri el a nyugalmi súly 1 ezrelékét, tehát a nehézségi erő mellett elhanyagolható.

b) Függőleges $\mathbf{u}_v$ *sebességű légmozgásnál* az eltérítő erő a vízszintes sík és a szélességi kör síkjának metszésvonalába esik, azaz a felfelé irányuló mozgást nyugat, a leszálló mozgást kelet felé téríti el, függőleges komponense nincs. Abszolút értéke a függőlegesen mozgó tömegegységre:

$$E_{hv} = -2\,\omega \cdot u_v \cdot \cos\varphi\,. \tag{7c}$$

A levegő függőleges mozgása következtében az eltérítés miatt keletkező zónális szél sebessége elhanyagolhatóan kicsiny. Az Egyenlítőn, ahol az E_{hv} a legnagyobb értékét veszi fel, a trópusi zivatarfelhők erős, 10 m/sec nagyságrendű feláramlásában 5 km magasban csak 0,07 m/sec keleti irányú szél származnék ebből az effektusból, ami az uralkodó szélnek alig 1 %-a.



5. ábra. Az alacsonynyomású (vonalkázott területek) és a magasnyomású (üresen hagyott mezők) légköri képződmények sakktáblaszerű, idealizált elhelyezkedése az északi félgömbön ősszel és télen 1 km magasságban (*T. Bergeron* nyomán) .A nyilak az áramlás irányát jelentik. A betűk jelentése: Bf: Baffin-öböl; G: Grönland, B: Barents-tenger; C: Cseljuszkin-fok; K: Kanada; J: Izland; O: Orosz-tábla; A: Altáji térség; M: Mexikói-öböl; Az: Azóri-szigetek; S: Szudán; Ir: Irán-Tibet

Az eltérítő erő különösen jelentős szerepet kap a földi szférák között legmozgékonyabb elemben, a légkörben. Az álló földmodellen elképzelt egycellás cirkulációt *(2. ábra)* a forgó Földhöz rögzített koordináta-rendszerben az eltérítő erő cellákra szaggatja, a felszínközeli rétegben pedig a súrlódási erővel együttműködve zárt légnyomási képződményeket: alacsony és magas nyomású léghalmazokat s ezzel összefüggő ciklonális és anticiklonális örvényeket alakít ki *(5. ábra)*.

A légnyomási képződmények között megkülönböztethetők a kisebb, gyorsan vonuló ciklonok, amelyek a légnyomási mező háborgásainak tekinthetők (átmérőjük 1000—2000 km) és a nagyobb (2000—5000 km átmérőjű) helyüket kevésbé változtató ún. *akciócentrumok*, az időjárásváltozások gyakori kiinduló térségei. BERGERON szerint [2] az alsó troposzféra szélrendszerei a nagy, akciócentrumokhoz kötött cirkulációs cellákból állnak *(5. ábra)*. Elhelyezkedésüket, fejlettségüket termikus és dinamikus tényezők befolyásolják, de ezek mellett orografikus tényezők is érvényesülnek.

Legfejlettebb akciócentrumok az északi félgömbön az izlandi, az aleuti alacsonynyomású és az azóri, valamint a közép-csendesóceáni magasnyomású akciócentrumok, a téli félévben a szibériai és a kanadai nagynyomású hideg léghalmazok.

A magas- és a mélynyomású akciócentrumok magjainak összekötő vonalában a felszínre nehezedő légnyomásban az időben ingadozó különbség

van, amely pl. az izlandi alacsony- és az azóri magasnyomású terület magjainak mintegy 3000 km-es távolságában közel $3 \cdot 10^5$ tonna/km^2 nyomáskülönbséget tesz ki (januári átlag).

Elképzelhető, hogy a felszínre ható nyomáskülönbség a kéreg mélyebb rétegeiből származó gázok *exhalációjában* is megnyilvánul. A gázok kiáramlása feltehetően a *szubdukciós* öveknek a stacionér ciklonok térségébe eső zónáiban intenzívebb, mint a magasnyomású területeken. Mindenesetre az alacsonynyomású akciócentrumok térségében a légköri turbulencia fokozottan érvényesül, ami a kiáramló gázok intenzívebb elkeveredésével jár. Arról, hogy az átlagosan kedvezőbb exhalációs feltételek miatti intenzívebb gázkiáramlásnak milyen hatása lehet az akciócentrumok elhelyezkedésére és intenzitására (SZÁDECZKY-KARDOSS ELEMÉR sejtése) jelenleg levegőkémiai adatok hiányában ismereteink nincsenek.

Egyes esetekben a légnyomás okozta megterhelésben természetesen nagyobb különbségek is felléphetnek. Az izlandi alacsony- és a szibériai téli magasnyomású centrum között kb. 5000 km távolságon előfordul 100 mb felszíni nyomáskülönbség is, ami 1 megatonna/km^2 megterhelésbeli különbséget jelent.

Az exhaláció és a légkörnek a kéregre gyakorolt hatása szempontjából különösen jelentősek a gyorsan vonuló légnyomási háborgások, amelyekre aránylag kis távolságon belül nagy nyomáskülönbség a jellemző. A ciklonok átvonulása közben rendszerint az Egyenlítő felőli oldalon intenzív nyomássüllyedést koncentráltabb és erősebb nyomásnövekedés követ és az átvonulási területet aránylag rövid idő alatt a felszíni megterhelés jelentős amplitúdójú hulláma éri. Szokatlanul nagy nyomáshullám vonult át pl. 1972. november 12—14-én Közép-Európán. Hollandiában, Dániában, Németországban és Lengyelországban a nyomáshullámot kísérő orkán nagy károkat s több, mint 50 halálos balesetet okozott. A széllökések sebessége meghaladta a 200 km/h-t. A Közép-Európa fölött felerősödött, majd a Szovjetunió területén legyengült nyomáshullám legnagyobb amplitúdóját november 13-án délelőtt a holland *Fríz-szigetek* és *Warnemünde* között érte el. Itt az alig 380 km-es szakasz keleti végpontján 3 óra alatt 12 mb-ral süllyedt, nyugati végén pedig 23 mb-ral emelkedett a légnyomás. Ez a nyomáshullám a szakasz két végén a felszínre nehezedő megterhelésben 120 000 tonna/km^2 növekedést jelentett 3 óra alatt. Miután a negatív félhullámot 24 órán belül a pozitív félhullám követte, a lokális nyomásváltozás a felszínre intenzív szívó-nyomó hatást gyakorolt. Kérdés, ez a jelentős nyomáshullám felszíni hatása megnyilvánulhatott-e mérhető kéregmozgásokban.

A légnyomásnak a kéregre gyakorolt erőhatásával már a múlt század végén foglalkozott DARWIN, majd újabban LEDERSTEGER [3], LETTAU [4], SIMON [5], TOMASCHEK, WITKOWSKI, stb. A helyi légnyomásváltozás barogrammjai és a kéregelhajlást regisztráló horizontális ingák feljegyzései kétségtelen kapcsolatot mutatnak a légnyomásváltozások és a kéregelhajlás között.

A nyomásváltozások hatása mint szabálytalan zavar rárakódik az árapály keltette kéregmozgásokra.

A felszín normálisának elhajlása 1 mb helyi nyomásváltozásra számítva 1 msec- (1/1000 ívsec)-ra tehető, ami természetesen a kéreg szerkezetével helyenként jelentékenyen változhat. 20—30 mb-os helyi nyomásváltozás esetén a kéregelhajlás már eléri az árapálykeltő erők hatásának nagyságrendjét, és korszerű elhajlásmérő műszerekkel jól követhető. Az említett példában hasonló nagyságrendű és relatíve rendkívül gyorsan lezajló kéregdeformációra következtethetünk.

Feltehető, hogy egyes esetekben a kéregben felhalmozódott feszültségek kritikus értékénél ilyen lökésszerű nyomáshullám már nem rugalmas kéregdeformációt, hanem kisebb-nagyobb tektonikai változást, esetleg földrengést vált ki. Az utóbbi lehetőségre utal a légnyomásváltozások és a földrengések gyakorisága között talált reális kapcsolat is. Nagyon figyelemre méltó, hogy adott helyen az elhajlási hullám megelőzi a közeledő nyomáshullámot, ami az effektus mechanizmusával jól magyarázható. A fáziskülönbség a nyomáshullám amplitúdójával s valószínűleg a kéreg szerkezetétől függően is változó, de 1 nap nagyságrendű is lehet [4].

Tekintettel arra, hogy a nyomáshullámok különböző irányokban vonulnak át adott terület, pl. a Kárpátmedence fölött, feltehető, hogy a légnyomásváltozások és a felszíni elhajlásmérők adatainak egybevetésével új oldalról is ismereteket szerezhetünk a kéreg felszínközeli szerkezetéről.

Kérdés, hogy a nyomásváltozásokkal kapcsolatos alacsony- és magasnyomású légköri képződmények, a ciklonok és az anticiklonok magjának nyomáskülönbségének s ezzel a légkör dinamizmusának, a szélsebességnek és az időjárás változékonyságának van-e és ha van, mekkora a felső határa. Az eddigi megfigyelések szerint a különlegesen mély ciklonok magjában sem süllyed a légnyomás 900 mb alá s a nagynyomású téli szibériai léghalmazban sem haladja meg az 1100 mb-t. (Az eddig észlelt legalacsonyabb tengerszinti légnyomás Izlandon alakult ki 1824. II. 4-én: 924 mb, a legmagasabbat pedig a szibériai Barnaul-ban mérték 1900. I. 23-án: 1079 mb.) Nyilvánvaló, hogy az egymással kölcsönhatásban levő nyomási és áramlási mezőt a földforgás Ω szögsebessége köti össze olyan módon, hogy a szögsebességgel egyenes arányban növekvő eltérítő erő akadályozza a nyomáskülönbség kiegyenlítődését a gradienserővel és a súrlódással szemben.

A földtani múltban a gyorsabb földforgás miatt (a forgássebesség 600 millió év alatt feltehetően mintegy 15%-kal csökkent) valószínűleg élénkebb volt a ciklontevékenység, erősebbek voltak a szelek, gyakrabban léptek fel ún. ítéletidők. Az általános cirkuláció nagyobb intenzitása miatt erősebb lehetett az erózió is.

Ebben a buktatókat is magában rejtő extrapolációban nem szabad figyelmen kívül hagynunk a sugárzási és a hőmérsékleti viszonyokat s azt az

energetikai tényt, hogy az általános cirkuláció közvetlen energiaforrása a Földön kialakult meridionális hőmérsékletkülönbség, illetőle gaz ebben rejlő potenciális energiakészlet. Ha a kiterjedt felhőtakaró, a légkör megnövekedett vízgőz- és széndioxid-készlete egyenletesebb hőmérsékleteloszlást biztosít a Földön, akkor ez a körülmény ellensúlyozhatja az általános cirkulációban a gyorsabb földforgás hatását. Az időjárási folyamatoknak a földforgás lassulásával bekövetkezett mérséklődését a paleoklimatológiai kutatások is alátámasztják s arra engednek következtetni, hogy a Földnél gyorsabban forgó bolygók légkörében, pl. a Jupiteren és a Szaturnuszon feltehetően élénkebb a ciklontevékenység és erősebbek a szelek.

LETTAU általános formulája szerint [6] a bolygók légkörében a nyomási gradienserő és az eltérítő erő egyensúlya által meghatározott gradiensszél maximális sebessége:

$$v_{\max} < \frac{2{,}5}{T} \cdot Q \cdot \sin \varphi \,[\mathrm{km/h}], \tag{8}$$

ahol T a forgási idő, Q a bolygó negyeddélkörének hossza, φ pedig a hely földrajzi szélessége. Így a Földre a 45° földrajzi szélességi körön 740 km/óra, a Szaturnuszon és a Jupiteren 17000—20000 km/óra lenne a szélerősség felső korlátja. A közvetlen földi megfigyelések a felső troposzférában csak ritkán jeleztek 300 km/óránál erősebb szeleket s úgy látszik, hogy a szélerősség fenti határértékét csak az elektromágneses erőtérre is érzékeny ionoszférában (éjszakai világító felhők huzama 80—100 km magasban), valamint a tajfunok és a szubpoláris futóáramlások nem stacionárius áramcsöveiben éri el a mozgó levegő. A tapasztalat tehát LETTAU formulájának nem mond ellent, amennyiben a földi neutroszférában 400 km/óránál erősebb gradiensszelet még nem észleltek.

Az 1972 novemberében a Középeurópán átvonuló orkán 200 km/órát meghaladó felszínközeli sebessége ebben a vonatkozásban is rendkívüli méretű volt.

IRODALOM

1. BÉLL B.: Energetikai és áramlási folyamatok a légkör középső rétegében. A MTA Föld- és Bányászati Tudományok Osztályának Közleményei, **3**, 103, 1970.
2. BERGERON, T.: Richtlinien einer dynamischen Klimatologie. Met. Zs., **47**, 246, 1930.
3. LEDERSTEGER, K.: Der Einfluß des Luftmeeres und der Definitionsbereich der Schwerkraft. Hb. d. Vermessungskunde, **V**, 394, 1961—1969.
4. LETTAU, H.: Lotschwankungen unter dem Einfluß von Gezeitenkräften und atmosphärischen Kräften. Gerl. Beitr. Geophys., **51**, 250, 1937.
5. SIMON, D.: Zum Nachweis luftdruckbedingter Krustenbewegungen mit Hilfe von Horizontalpendeln. Marees Terrestres Bulletins d'Informations, **40**, 1486, 1965.
6. LETTAU, H.: Maximalwerte der Windgeschwindigkeit als Funktion der Erdrotation. Met. Rundsch., **1**, 451, 1948.

A FÖLDKÉREG PRIMÉR KŐZETFESZÜLTSÉGEIRŐL

RICHTER RICHÁRD
A MŰSZAKI TUDOMÁNYOK KANDIDÁTUSA

Bányászati és egyéb technikai érdekből az érintetlen földkéregbe történő beavatkozásunk hatásai minden esetben a kiinduló-, primér kőzetfeszültségek függvényei. Nemcsak a létesített üregek környezetében jelentkező feszültségmódosulás, a kialakuló deformációs- és mozgásmezők, a biztosítószerkezeteken jelentkező terhelések, hanem a kőzet- és gázkitörések, üregek tönkremeneteli jelenségei, a különböző tönkremeneteli zónák, a bányarengések sőt a talajsüllyedések is a primér kőzetfeszültségektől függnek. Nem érdektelen ezért, ha elméleti elemzéssel is törekszünk ezen determináló kiinduló állapot megismerésére.

A legszabályosabb feszültségállapothoz akkor jutunk, ha feltételezzük, hogy a földkéreg csak az önsúly hatására kifejlődött feszültségek hatása alatt áll, a kérget alkotó kőzetek folyamatosan töltik ki a teret és a szintes irányban haladva sem az anyagi tulajdonságokban, sem a feszültségekben nincsen változás. Ez esetben a szintes síkok főfeszültségi síkok, amelyeken $\sigma_z = z\gamma$ intenzitású feszültség ébred (z a nehézségi erő irányú mélység, γ pedig a térfogatsúly). Ilyen esetben nincsen okunk feltételezni, hogy a primér feszültségállapot kifejlődése során más mozgás kialakulhatott volna, mint az, amelyik a nehézségi erő irányával egybeesik. [$u(x) \equiv v(y) = 0$, $w(z) \neq 0$] megállapítás korábbi feltételeink mellett még akkor is fennálhat, ha a kéreg időlegesen jelentős terhet kapott (pl. jégrétegsúly a jégkorszakban), vagy denudáció részbeni tehermentesülésére vezetett. Arra a rétegösszletre, amely a primér feszültségállapot hatására még rugalmas marad az általános HOOKE törvény alapján fennáll (derékszögű koordinátarendszerben):

$$\sigma_x = \sigma_y = \frac{z\gamma}{m-1} \quad \text{(primér oldalnyomás)} \tag{1}$$

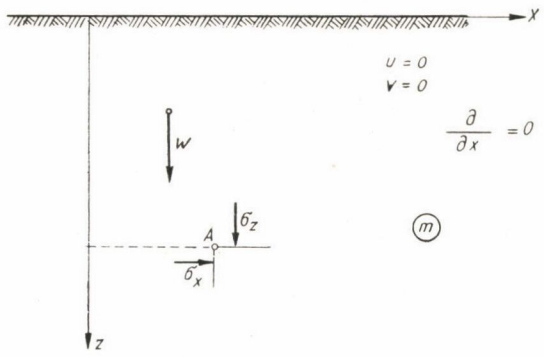
és a már rögzített

$$\sigma_z = z\gamma$$

főfeszültségekkel meghatározott ún „szabályos" geosztatikai feszültségállapot, ahol m a POISSON-féle rugalmas anyagállandót jelenti. Nem lehet tehát BÖRGER érveivel egyetérteni [1], mert az 1. szerinti feszültségállapot kiala-

MTA X. Osztályának Közleményei 6/1–4. 1973.

kulásának nem feltétele az, hogy a szedimentáció során a rétegek ne tömörüljenek és ne kerüljenek mind nagyobb és nagyobb rétegnyomás alá, amint egy újabb lerakódás keletkezik a külszínen.



1. ábra

A „szabályos" feszültségállapotot eredményező feltételek mellett PHILLIPS [2] végtelen féltér helyett gömbhéjjal közelítette az anyagi elhelyezkedést és ezért a horizontális normálfeszültség intenzitására $z\gamma$-nál kisebb értékre jutott:

$$\sigma_z = \frac{z\gamma m}{2(m-1)} .$$

Ez a csökkenés, amely egy folyamatosan jelentkező boltozati hatás áthárítása, már az egész földkéregre olyan szabályosságot tételez fel, amely aligha vezet elfogadható eredményre. Ezért ugyanezen feltételezésből levezetett vertikális feszültségintenzitás, amelyet G. EVERLING korrigált [3] sem lehet reális *(1. ábra)*.

A földkéregnek az eddigiekben elméletileg meghatározható feszültségállapotaival szemben sok esetben különböző okok következtében a szintes irányú változatlanság feltétele nem áll fenn. Üledékek keletkezése során pl. a vízmozgások főirányai szerint fajsúly-, és anyagminőség-változással kell számolnunk. Ez a változás módosítja a szintes síkokon jelentkező egyenletes önsúlyeloszlást, megszünteti a szintes sík főfeszültségi felület jellegét, lehetővé tesz a tömörödés során szintes x, y irányú mozgásokat és így ezen irányokban helyi rövidülések, illetve nyúlások fellépésének lehetőségeit teremti meg. $\varepsilon_x \neq 0$ következtében a szintes feszültségek nem fejezhetők ki a POISSON szám függvényében.

A földkéreg primér feszültségállapotát legintenzívebben *geológiai erőhatások* zavarják meg. Ezek hatása szemmel látható réteg-deformációkban, kőzetanyag tönkremenetelben jelentkezhet, ami a primér feszültségállapotban a szabályos esettel nem közelíthető változást okoz.

A fellépő geológiai erőket egy zárt de kiterjedésében nem korlátozott tartományban komponenseiben vizsgálva megállapíthatjuk, hogy a horizontális komponensek hatására $p'_x = p_x + q_x$, illetve $p'_y = p_x + q_y$ primér feszültségek jelentkezhetnek, ahol p_x a szabályos eloszlásból adódó normálfeszültség komponens, q_x, illetve q_y az irányok szerint változó geológiai normálfeszültségkomponens, amely jellege szerint mind nyomás, mind pedig húzás is lehet.

A geológiai erők vertikális komponense a szabályos eloszláshoz képest változást okoz p_z-ben: $p'_z = z\,\gamma + q_z$, ahol q_z is mind nyomás, mind húzás jellegű lehet és így p'_z a geológiai hatások miatt nagyobb is, kisebb is lehet, mint a „szabályos" eloszlásból számítható.

Egy zárt tartományra működő vertikális geológiai erők reakciói a szomszédos tartományban kell, hogy fellelhetők legyenek, tehát a $+q_z$ jellegű zónákat mindig $-q_z$ jellegű zónák kell, hogy övezzék. $z\,\gamma$ értéke így a fedüréteg önsúlyából adódó statisztikai átlag, amelyhez képest helyileg $\pm q_z$ intenzitású ingadozás jelentkezhet. $\pm q_z$ ingadozás olyan helyeken jelentős, ahol a geológiai hatások nagymértékű deformálódásokat eredményeztek, mint pl. — közismerten — szinklinálisok és antiklinálisok alatt, illetve fölött. A jelentős deformálódások mintegy „konzerválói" az egyenlőtlen feszültségeloszlásoknak.

A geológiai erők horizontális komponenseire nézve is fennállhatnak a már vázolt jellegzetességek, ha azok oka kizárólag tiszta kéreg-deformáló erőkre vezethető vissza. Ez esetben horizontálisan található két olyan pont, amelyeknek távolsága a geológiai hatásokra sem változott és ezeken belül megnyúlt ($-q_x$) illetve megrövidült ($+q_x$) zónák jelentkezhetnek, mint — közismerten — anti-, illetve szinklinálisok esetében. A geológiai horizontális hatások azonban felléphetnek annak következményeként is, hogy vulkáni anyagmozgás anyagtöbbletet, vagy anyaghiányt eredményezett, illetve anyagi hőmérsékletváltozás hoz vagy hozott létre sűrűségváltozást. Ezen esetekben nem szükségszerűen követi megrövidült zóna a megnyúlt zónákat és a vertikális síkok primér feszültségei regionálisan térhetnek el egyirányban a szabályostól. Ilyen körülményekkel vulkáni hatásnak erősen kitett területeken kell számolnunk.

Bármilyen hatások miatt, bárhogyan is alakul p'_x, p'_y és p'_z értéke, arányuk földalatti üregnyitásoknál jellemző érték. Annak érdekében, hogy a szabályos esettel való kapcsolatot kifejezésre juttassuk, célszerű ezt az arányt az alábbi formában kifejezni:

$$\frac{z\gamma + q_z}{p_x + q_x} = k_x - 1 \quad \text{és} \quad \frac{z\gamma + q_z}{p_x + q_y} = k_y - 1 \tag{2}$$

és k_x valamint k_y értékeket *quasi* POISSON*-féle számnak* nevezni. A quasi POISSON-féle számok értékei magukban foglalják tehát a lokális geológiai hatásokat, s ezért nagyságuk csak „in situ" mérésekkel határozható meg.

A „szabályos" eloszlás eredményeképpen $p_x = p_y$ csak egyenlő, vagy kisebb lehet, mint p_z; ezzel szemben k lényegesen szélesebb határok közötti változást okozhat.

Ha $(z\gamma + q_z) < (p + q)$, akkor $1 < k < 2$ és mivel $(p + q)_{\min} = -\sigma_z$ (a kőzet húzószilárdsága) tehát

$$k_{\min} = -\frac{z\gamma + q_z}{\sigma_z} + 1$$

az egységnél kisebb, sőt negatív szám is lehet.

A feszültségállapotot determináló quasi POISSON számok meghatározása pl. fúrólyuk-deformációs mérésekkel lehetséges [4, 5, 6]. Az észlelés érdekében a mérő-fúrólyuk közvetlen felületére tangenciálisan mérőbélyegeket ragasztunk, majd a fúrólyukat gáznyomás (q_0) hatásának tesszük ki, (I. hatás), illetve a fúrólyukkörnyezetet a kőzettömbről leválasztjuk (II. hatás) „szabadra" fúrással. A mért fajlagos hosszváltozások értékeinek segítségével a II. hatásból számítható a primér főirány:

$$\psi = \frac{1}{2} \operatorname{arc\,tg} \frac{(\varepsilon_{\varphi\alpha} - \varepsilon_{\varphi\gamma})(\cos 2\alpha - \cos 2\beta) - (\varepsilon_{\varphi\alpha} - \varepsilon_{\varphi\beta})(\cos 2\alpha - \cos 2\gamma)}{(\varepsilon_{\varphi\alpha} - \varepsilon_{\varphi\beta})(\sin 2\alpha - \sin 2\beta) - (\varepsilon_{\varphi\alpha} - \varepsilon_{\varphi\gamma})(\sin 2\alpha - \sin 2\gamma)}, \tag{3}$$

ahol ε_φ a tangenciális fajlagos hosszváltozás az index által jelölt helyen, ψ pedig a főirány pozíciós szöge a kezdőirányhoz képest *(2. ábra)*. Meghatározható továbbá a quasi POISSON szám:

$$k = 4\frac{A}{B + 2A} \tag{4}$$

ahol

$$A = \varepsilon_{\varphi\alpha} - \frac{\varepsilon_{\varphi\alpha} - \varepsilon_{\varphi\beta}}{1 - \dfrac{\cos 2(\psi + \beta)}{\cos 2(\psi + \alpha)}}$$

és

$$B = \frac{\varepsilon_{\varphi\alpha} - \varepsilon_{\varphi\beta}}{\cos 2(\psi + \alpha) - \cos 2(\psi + \beta)}.$$

Az I. hatás segítségével számítható vagy E vagy m anyagjellemző:

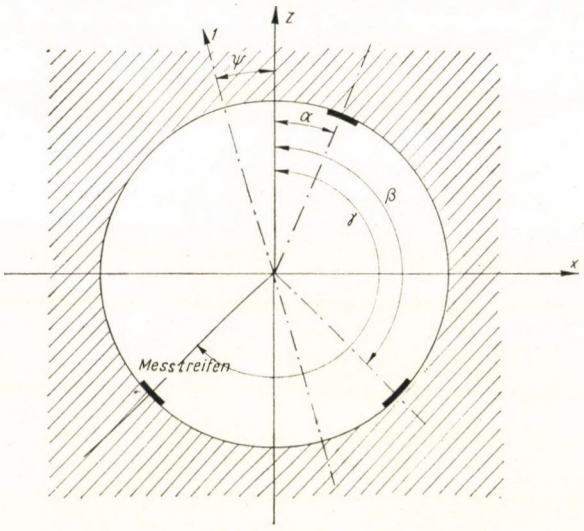
$$E = -\frac{q_0}{\varepsilon_q}\frac{m + 1}{m} \tag{5}$$

illetve

$$m = \frac{-q_0}{E \cdot \varepsilon_q + q_0}, \tag{5/a}$$

ahol ε_q a gáznyomás hatására jelentkező tangenciális fajlagos nyúlás. Számítható továbbá a szabályos $z\gamma$ helyett jelentkező maximális primér főfeszültség a ψ felületelemen:

$$p = AE \frac{m^2}{m^2 - 1} \frac{k - 1}{k} \tag{6}$$

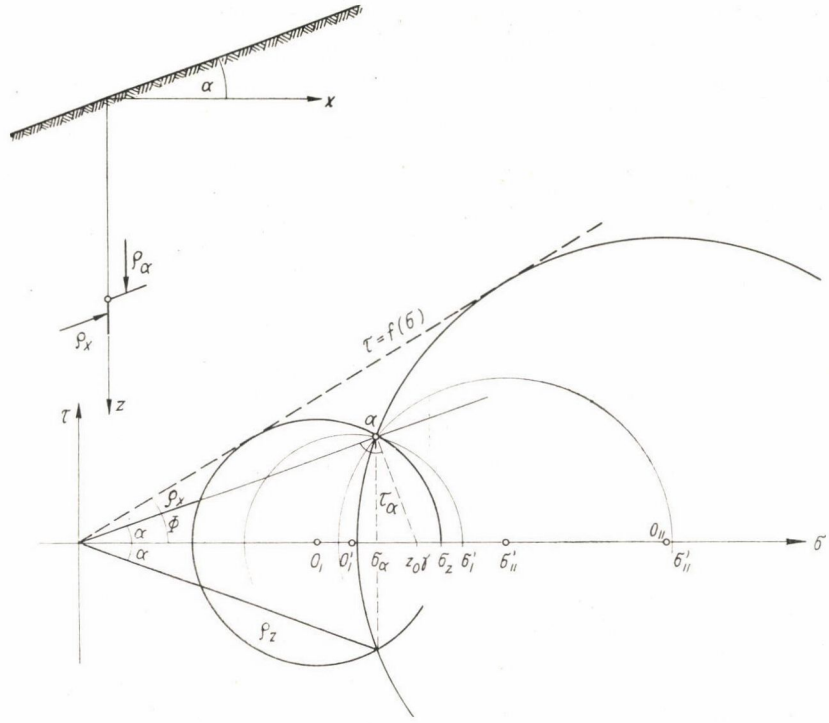


2. ábra.

A horizontális irányú szabályos változás már homogén, izotróp, rugalmas anyag feltételezése mellett sem teszi lehetővé a primér feszültségállapot elméleti meghatározását. A *3. ábrán* feltüntetett α sík feszültségei ($\sigma_\alpha = z_0\gamma \cos^2\alpha$ és $\tau_\alpha = z_0\gamma \sin\alpha \cos\alpha$) σ—τ koordinátarendszerben adottak ugyan (α) de az A anyagi pont feszültségállapotát meghatározó MOHR körről csak annyit tudunk, hogy annak α ponton kell keresztül mennie, s így az végtelen sokféle lehet (O_I, O_I' O_{II} O_{II}' stb.). Tehát mind ϱ_x nagysága, mind pedig a főfeszültségi síkok helyzete meghatározása érdekében további feltétellel kell éljünk. Ilyen feltétel lehet a határegyensúly állapota, amely egyidejűleg ϱ_x-re, a főfeszültségi síkok helyzetére és a főfeszültségek intenzitására a szélső értékeket szolgáltatja. Nem állíthatjuk tehát, hogy a határegyensúlyi állapot a valósággal egybeesik, de állítjuk, hogy az adott esetben a kőzet számára ennél rosszabb állapot nem alakulhat ki.

Ismeretes, hogy kohéziómentes anyagnál, lineáris törési határgörbe esetén fennáll:

$$z\gamma \cos\alpha \operatorname{tg}^2\left(45 - \frac{\nu}{2}\right) \leqslant \varrho_x \leqslant z\gamma \cos\alpha \operatorname{tg}^2\left(45 + \frac{\nu}{2}\right) \tag{7}$$



3. ábra

ahol $\cos \nu = \dfrac{\cos \Phi}{\cos \alpha}$, amely összefüggésben Φ a kohézió nélküli anyag belső súrlódási szöge, ν pedig egy segédszög.

A közepes főfeszültség a *4. ábra* szerint ϱ_α és ϱ_x konjugált feszültségekkel kifejezhető:

$$\sigma_M = \frac{\varrho_\alpha + \varrho_x}{2 \cos \alpha} = \frac{z\gamma \left[1 + \operatorname{tg}^2 \left(45 - \dfrac{\nu}{2}\right)\right]}{2}$$

aminek segítségével a főfeszültségi felületelem pozíciója ϱ_α felületelemhez képest *(5. ábra)*:

$$\operatorname{ctg} 2\beta = \frac{\sigma_\alpha - \sigma_M}{\tau_\alpha} = \operatorname{ctg} \alpha - \frac{1 + \operatorname{tg}^2 \left(45 - \dfrac{\nu}{2}\right)}{\sin 2\alpha} \tag{8}$$

és a főfeszültségek intenzitásai *(5. ábra)*:

$$\sigma_{1,2} = \frac{z\gamma (1 \pm \sin \Phi)}{2} \left[1 + \operatorname{tg}^2 \left(45 - \frac{\nu}{2}\right)\right] \tag{9}$$

A szintes felületelemen *(5. ábra C)* uralkodó feszültségek a szabályos $z\,\gamma$ főfeszültséggel szemben:

$$\sigma_z = 2\,\sigma_M - \varrho_x \cos\alpha = z\gamma\left[1 + \sin^2\alpha\,\mathrm{tg}^2\left(45 - \frac{\nu}{2}\right)\right]$$

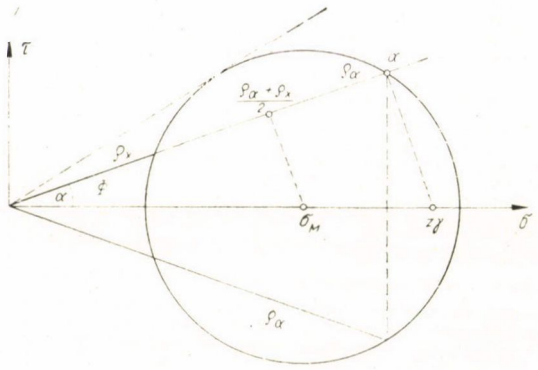
és

$$\tau_z = \varrho_x \sin\alpha = z\gamma \sin\alpha\cos\alpha\,\mathrm{tg}^2\left(45 - \frac{\nu}{2}\right)$$

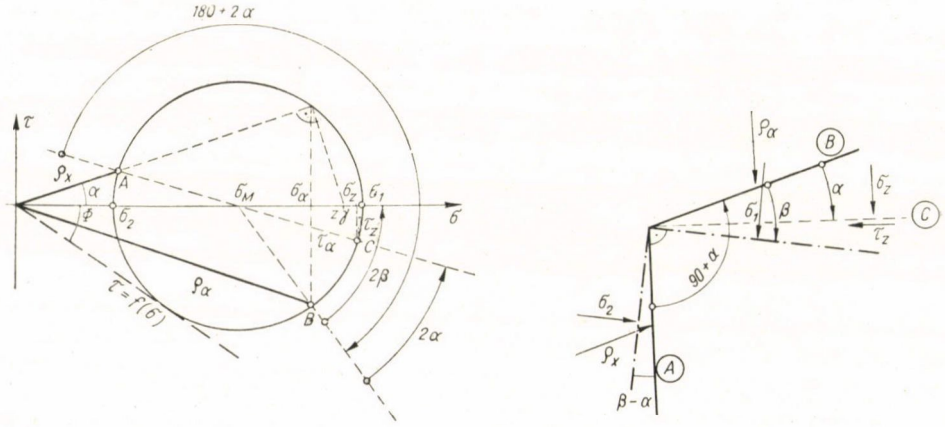
inteniztásúak.

„Passzív földnyomás", azaz horizontálisan aktív geológiai hatások esetén $\varrho_x > \varrho_\alpha = z\gamma\cos\alpha$ és akkor

$$\sigma'_M = \frac{z\gamma\left[1 + \mathrm{tg}^2\left(45 + \frac{\nu}{2}\right)\right]}{2}$$



4. ábra



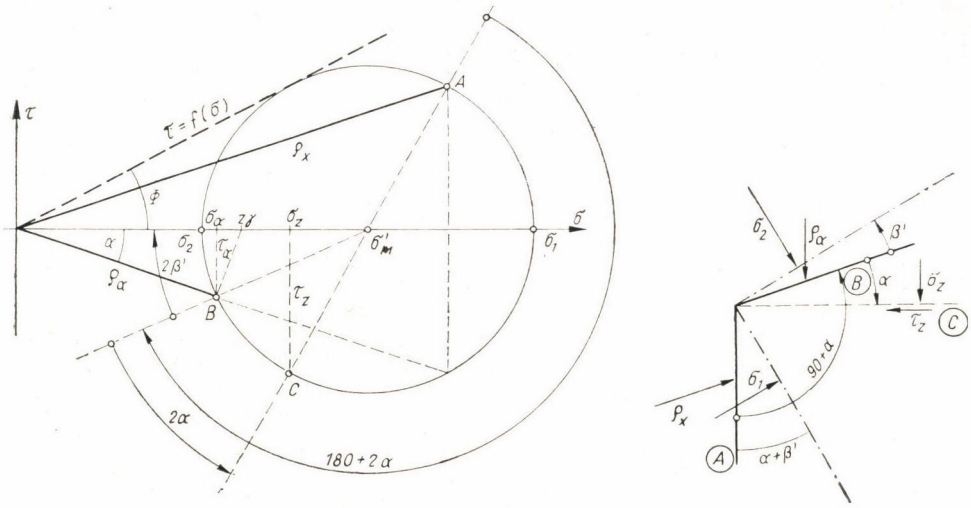
5. ábra

segítségével a kisebbik főfeszültségi felületelem pozíciója ϱ_α felületelemhez képest *(6. ábra)*:

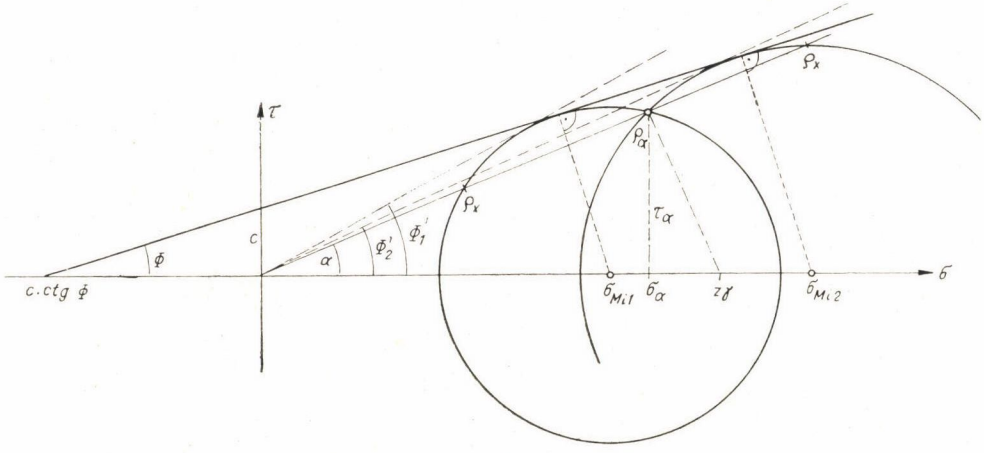
$$\operatorname{ctg} 2\beta' = \frac{1 + \operatorname{tg}^2\left(45 + \frac{\nu}{2}\right)}{\sin 2\alpha} - \operatorname{ctg}\alpha \tag{8/a}$$

és a főfeszültségek intenzitásai *(5. ábra)*:

$$\sigma_{1,2} = \frac{z\gamma(1 \pm \sin \Phi)}{2}\left[1 + \operatorname{tg}^2\left(45 + \frac{\nu}{2}\right)\right]. \tag{9/a}$$



6. ábra.



7. ábra.

A szintes felületelemen *(6. ábra C)* ébredő feszültség komponensei:

$$\sigma_z = 2\,\sigma'_M - \varrho_x \cos\alpha = z\gamma\left[1 + \sin^2\alpha\,\mathrm{tg}^2\left(45 + \frac{\nu}{2}\right)\right]$$

és

$$\tau_z = \varrho_x \sin\alpha = z\gamma \sin\alpha\cos\alpha\,\mathrm{tg}^2\left(45 + \frac{\nu}{2}\right).$$

Kohéziós kőzetanyag esetén még az esetben is, ha egyszerű lineáris határgörbét tételezünk fel *(7. ábra)*, a feszültségállapot meghatározása hosszadalmas. Célszerű ilyenkor a feladatot kohézió nélküli esetre visszavezetni és a tényleges törési határgörbét, amelyet Φ és c anyagállandók jellemeznek $\Phi'_{1,2}$-vel meghatározott fiktív határgörbével helyettesíteni *(7. ábra)*, amikoris a fiktív belső súrlódási szög

$$\sin\Phi' = \sin\Phi + \frac{c}{\sigma_{Mi}}\cos\Phi \tag{10}$$

összefüggésből határozható meg, ahol még ismeretlen σ_{Mi}. De

$$(\sigma_\alpha - \sigma_{Mi})^2 + \tau_\alpha^2 = [(\sigma_{Mi} + c\,\mathrm{ctg}\,\Phi)\sin\Phi]^2$$

alapján, $\dfrac{\cos^2\alpha}{\cos^2\Phi} = \mathrm{tg}\,\mu$ jelölést bevezetve

$$\sigma_{Mi}]_{1,2} = (z\gamma\,\mathrm{tg}\,\mu + c\cdot\mathrm{tg}\,\Phi) \pm \sqrt{(z\gamma\,\mathrm{tg}\,\mu + c\cdot\mathrm{tg}\,\Phi)^2 - (z\gamma)^2\,\mathrm{tg}\,\mu + c^2} \tag{11}$$

számítható és két gyök adódik $\varrho_x \gtrless \varrho_a$ esetekre.

$\Phi'_{1.2}$ ismeretében a 8., 9., illetve a 8/a., 9/a. segítségével mind a főfeszültségi felületek helyzete, mind a főfeszültségek intenzitása már meghatározható.

Akár kohézió mentes, akár kohéziós kőzetanyag jelenlétével kell számolnunk az ez esetre értelmezett quasi Poisson szám, mint a főfeszültségek arányának függvénye

$$k = 1 + \frac{1+\sin\Phi}{1-\sin\Phi} = 1 + \mathrm{tg}^2\left(45 + \frac{\Phi}{2}\right) \tag{12}$$

illetve

$$k' = 1 + \frac{1-\sin\Phi}{1+\sin\Phi} = 1 + \mathrm{tg}^2\left(45 - \frac{\Phi}{2}\right) \tag{12/a}$$

értékkel határozott.

Az eddigiek alapján geológiai hatásokat is figyelembe véve nem szükséges, hogy az oldalirányú feszültségek a $z = 0$ helyen zérus értékűek legyenek és az sem kizárt, hogy a nagyobb főfeszültség a nem szintes, vagy a szinteshez nem közelálló felületelemen jelentkezik.

Elvi állításunkat igazolni látszanak HAST [7] megállapításai, aki fúrólyuk-deformációs mérések segítségével olyan helyeket mutatott ki, ahol általános — sőt oldalirányban jelentkezett a főfeszültségek maximuma. Annak ellenére, hogy nem látjuk kizártnak ilyen extrém helyzet kialakulását, azt kell elfogadnunk, hogy az esetek többségében $z\gamma > \frac{z\gamma}{k_1 - 1} > \frac{z\gamma}{k_2 - 1}$ főfeszültségek jó közelítéssel írják le a földkéreg primér állapotát.

A quasi POISSON számokkal leírható általános térbeli feszültségállapotban vizsgáljuk meg a földkéreg állapotát képlékeny folyási feltételek figyelembevételével is, megkeresve azt a határmélységet, amely alatt a kőzetkörnyezet képlékeny állapotba kerül anélkül, hogy benne üregeket nyitnának. Ezt az állapotot a kőzetek *látens plasztikus* állapotának nevezzük, mert ugyan minden anyagi pontban kielégül a folyás feltétele, de annak következményei intenzív mozgásban csak akkor jelentkeznek, ha üregek nyitására sor kerül.

A képlékeny határmélység TRESCA feltétele [8] alapján:

$$\frac{\sigma_1 - \sigma_0}{\sigma_3} = 1\text{-ből:} \qquad z_0' = \frac{\sigma_0}{\gamma} \frac{k_2 - 1}{k_2 - 2} \tag{13}$$

és HUBER—MISES—HENCZKY (H.M.H.) folyási törvénye szerint:

$$\frac{\sigma_1 - A\sigma_0}{\sigma_3} = 1\text{-ből [8]:} \qquad z_0'' = \frac{\sigma_0}{\gamma} \frac{k^2 - 1}{k^2 - 2} A\,. \tag{13/a}$$

A két számított határmélység hányadosa $\frac{z_0''}{z_0'} A$, ahol

$$A = \frac{(k_1 - 1)(k_2 - 2)}{\sqrt{(k_1 - 2)^2 (k_2 - 1)^2 + (k_1 - 1)^2 (k_2 - 2)^2 - (k_1 - 1)(k_1 - 2)(k_2 - 1)(k_2 - 2)}}$$

és

$$a = \frac{(k_2 - 1)(k_1 - 2)}{(k_1 - 1)(k_2 - 2)}\,.$$

A két feltétel szerint számtíható primér határmélység eltérése z_0-nak maximálisan 15%-a [8].

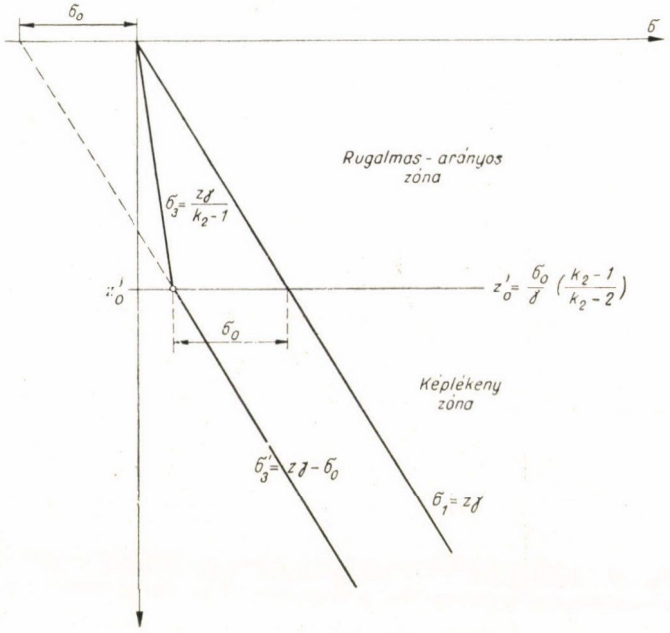
Lényegesen jelentősebb eltéréseket kapunk a primér feszültségeloszlásban abban az esetben, ha a primér határmélység alatt elhelyezkedő kőzetek viselkedését COULOMB-szerű folyási feltétel írja le. Ez esetben:

$$\frac{\operatorname{tg}^2\left(45 - \frac{\Phi}{2}\right)(\sigma_1 - \sigma_0)}{\sigma_3} = 1\text{-ből [8]:} \qquad z_0''' = \frac{\sigma_0}{\gamma} \frac{k_2 - 1}{k_2 - 1 - \operatorname{tg}^2\left(45 + \frac{\Phi}{2}\right)} \tag{13/b}$$

amely értéket z_0'-el összevetve kapjuk:

$$\frac{z_0'}{z_0'''} = 1 - \frac{2}{(k_2 - 2)\left(\operatorname{ctg}\frac{\Phi}{2} - 1\right)}$$

azaz a COULOMB



8. ábra

határmélység jelentősen eltérhet attól, amelyet akár Tresca akár a H.M.H. feltétel alapján határozhattunk meg.

A z_0-al determinált és a különböző folyási feltételek mellett kifejezett képlékeny primér határmélység a földkérget mélységi értelemben már a primér állapotban két zónára osztja: rugalmas és képlékeny zónákra. A rugalmas és képlékeny zónát úgy választja el egy különböző vastagságú mélységi sáv, miként a feszültség-alakváltozási összefüggésben is egy átmeneti zóna jelentkezik a rugalmas és képlékeny jellegű deformációs jelenség között.

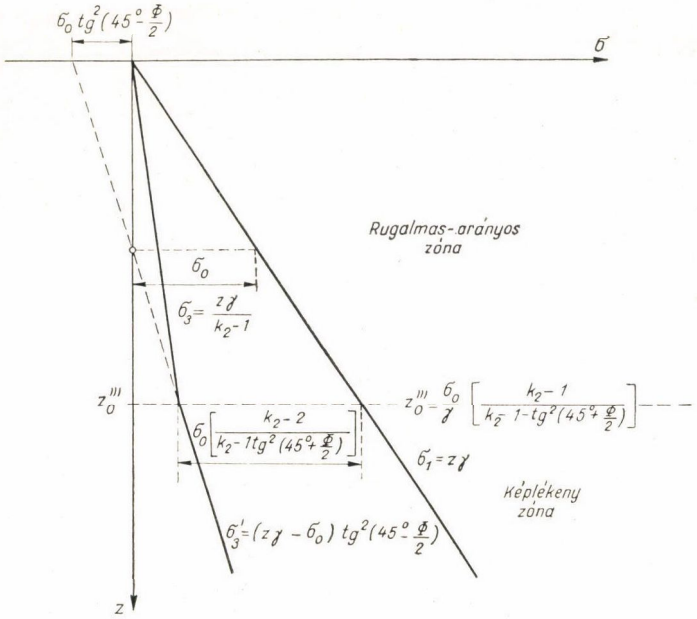
A határmélység alatti primér feszültségeloszlást vizsgálva az alábbiakat állapíthatjuk meg.

A főfeszültségi felületek a nehézségi erő iránya szerint tájoltak, mert a képlékeny állapotú, tehát mozgásképes anyag kevésbé képes geológiai hatások deformálódását konzerválni.

Amennyiben a látens plasztikus zóna feszültségeloszlását TRESCA feltétele szabja meg, úgy e tartományban a minimális főfeszültség a maximális-

sal párhuzamosan növekszik és intenzitása $\sigma_3' = z\gamma - \sigma_0$. A közbenső főfeszültség $z\,\gamma$ és σ_3' között bármilyen értékű lehet *(8. ábra)*.

A COULOMB feltételnek megfelelő főfeszültségeloszlást a *9. ábrán* tüntettük fel [10]. A képlékeny zónában a legkisebb főfeszültség $\sigma_3' =$



9. ábra

$= (z\gamma - \sigma_0)\,\mathrm{tg}^2\left(45 - \dfrac{\Phi}{2}\right)$ szerint változik lineárisan a mélységgel, $\sigma_1 - \sigma_3$ is a mélység felé haladva állandóan növekszik.

És végül a H.M.H. folyási feltétel figyelembevételével kialakuló feszültségeloszlást a képlékeny zónában a *10. ábra* szemlélteti. A főfeszültségek értékei:

$$\sigma_1 = z\gamma$$

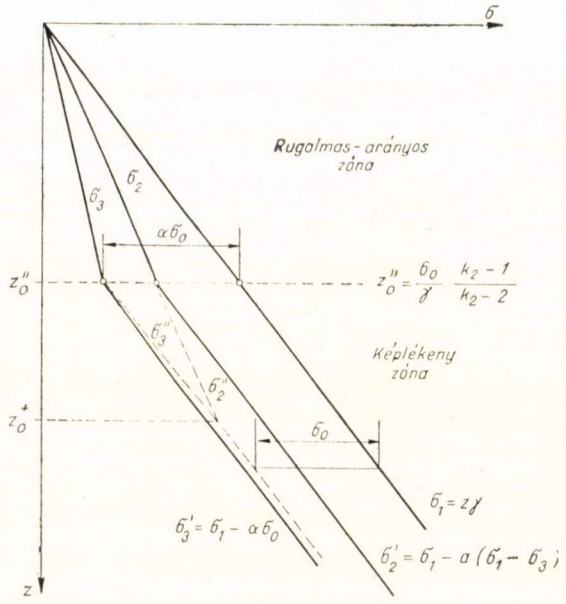
$$\sigma_2 = z\gamma - aA\sigma_0$$

$$\sigma_3 = z\gamma - A\sigma_0$$

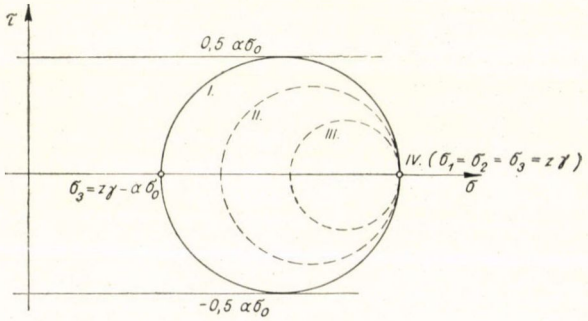
Megállapíthatjuk, hogy bár a különböző feltételek szerint számítható feszültségeloszlások intenzitásukban nem esnek egybe, jellegükben különbséget nem mutatnak. Az intenzitásbeli eltérés helyébe egyértelműséget kapunk a látens plasztikus állapotú anyag megismerésével, mert így eldönthető, hogy képlékeny határállapotát melyik folyási feltétel determinálja.

Az egyes feltevések szerint kialakuló képlékeny zónák $\sigma_3' - \sigma_3$ mértékű feszültségnövekedése a zóna kialakulása során ugyanezen irányban végbement sűrűségnövekedés következménye, amely utóbb függőleges irányú elmozdulást hozott létre. Ezen deformálódás természetesen csak addig tarthatott, amíg a statikai egyensúlyt eredményező látens plasztikus állapot ki nem alakult.

Nincsen indokunk azt sem feltételezni, hogy a mélység növekedésével A értéke megváltozna és σ_2 intenzitása σ_3 felé közeledne *(10. ábra* σ_3'' és σ_2''*)* és z_0^+ határmélységnél az oldalirányú feszültségek egymással egyenlőekké válnának, mert a z_0''-nál kialakult képlékeny állapot az adott kerületi feltételek mellett statikus egyensúlyt eredményez. Ugyanez az oka annak is, hogy nem



10. ábra



11. ábra

tarthatjuk indokoltnak annak feltételezését sem, hogy a nyírószilárdsággal rendelkező kőzetanyag képlékeny állapotában *(11. ábra* I.) bizonyos idő után II. és III. állapotokon keresztül hidrosztatikus feszültségállapot (IV) jönne létre és σ_3' intenzitása $z\gamma$-ig fokozódna. Ez a feltevés éppen a képlékeny folyásra vonatkozó feltételnek mond ellent és lényegében arra vezetne, hogy $\sigma_1 = z\gamma = \sigma_2 = \sigma_3$ feszültségállapot (IV) hidrosztatikus *rugalmas* primér kőzetállapotot eredményezne, minden többlet külső hatás nélkül. Egy ilyen állapot létrejöttét csak a képlékeny állapot kialakulása után oldalirányban megjelenő $\sigma_1 - \sigma_2'$, illetve $\sigma_1 - \sigma_3'$ intenzitású geológiai hatás eredményezhetné.

Nem érthetünk tehát egyet olyan — bár elterjedt — felfogással sem, amely szerint nagyobb mélységekben éppen a plasztikus folyás következményeként hidrosztatikus feszültségállapot uralkodna. Ilyen feltevésnek többek között ellentmond függőlegesen tengelyszimmetrikus környezetben kiképzett általános irányú fúrólyukak megfigyelhető aszimmetrikus deformálódása is.

IRODALOM

1. Börger, H.: Die Gebirgsdruckhypothesen für elastische Gesteine und ihre Anwendungsmöglichkeiten im Bergbau. Kali und Steinsalz, **1,** 10—20, 1954.
2. Phillips, D. W.: Tectonics of Mining. Coll. Eng., **25,** 1948.
3. Everling, G.: Der Spannungszustand im univerritzten Gebirge. Glückauf, **19,** 1199—1202, 1960.
4. Richter, R.: Über die Bestimmung von in situ Charakter des Gebirges. Felsmechanik und Ingenieurgeologie, 196—1964, 1962.
5. Richter, R.: Über die Messung von Bohrlochdeformationen. Mitteilungen der Technischen Universität für Schwerindustrie, Miskolc (Ungarn), 25—29, 1965.
6. Asszonyi Cs.: Primér feszültségi és alakváltozási mező jellemző mutatószámainak in situ mérésekkel történő meghatározása. Bányászati Lapok, **10,** 649—660, 1966.
7. Hast, N.: The measurement of rock pressure in mines. Sveriges Geologiska Undersükning. Stockholm, 1958.
8. Richter, R.: A folyási feltételekről (Über die Bedingungen des plastischen Fliessens von Gesteinen). Bányászati Lapok, **9,** 589—590, 1967.
9. Richter, R.: Analytik der Bruch-Hüllkurve. Bergakademie, **4,5,** 272—277, **1964.**
10. Aversin, Sz. G.: Szvizsenie gornüh parod pri podzemnüh razrabotkah. (Bányaműveléssel kapcsolatos kőzetmozgások.) Moszkva, Ugletehizdat. 1947.

TÁJÉKOZTATÓ

A SZÉNHIDROGÉNBÁNYÁSZATBAN (REZERVOÁRMECHANIKÁBAN) HASZNÁLATOS NYOMÁSFOGALMAKRÓL

RÁCZ DÁNIEL

1. Telepfolyadékokban mért nyomások a telep művelése során

1.1. Rétegnyomás és rétegnyomással kapcsolatos nyomásfogalmak

— Rétegnyomás, általában: A tároló rétegek pórusait kitöltő fluidumok nyomása.

— Kezdeti réteg vagy telepnyomás: A tárolóban vagy a tároló szénhidrogént tartalmazó hidrodinamikailag összefüggő részében — telepben — levő fluidumok eredeti nyomása.
A kezdeti rétegnyomás lehet:
  — *hidrosztatikus*, amikor a nyomás a tároló mélységével megegyező vízoszlop nyomásával azonos,
  — *túlnyomásos*, amikor a nyomás meghaladja a mélységnek megfelelő vízoszlop nyomását,
  — *hidrosztatikus alatti*, amikor a nyomás kisebb a mélységnek megfelelő vízoszlop nyomásánál.

— Dinamikus rétegnyomás: A telep művelés közbeni nyomásértéke, mely a kutak viszonylag rövid ideig tartó zárásával határozható meg. (A kút interferencia miatt különbözik a kezdeti rétegnyomástól és azonos hidrodinamikai egységen belül területenként változó lehet).

— Átlagos rétegnyomás: A telep művelés közben a kutanként mért dinamikus nyomások területi vagy térfogatos átlagolással meghatározott középértéke.

— Sztatikus rétegnyomás: A telep tartós, elméletileg végtelen ideig történő zárva tartásakor adódó nyomásérték.

— Felhagyási rétegnyomás: A telep művelésének megszüntetésekori rétegfluidum nyomása.

— Külső határnyomás vagy tápkontúr nyomás: Síksugaras áramlásnál azon hengerfelületen uralkodó nyomás, melyen kívül, adott időpont mellett, áramlás még gyakorlatilag nem jött létre,

— szénhidrogén-tárolóban az olaj-víz vagy olaj-gáz kontúron érvényesülő nyomást is szoktuk így nevezni,

— ilyen esetben külön beszélünk az olajtest vagy gáztest nyomásáról, átlag-nyomásáról és külön a víztest nyomásáról, átlagnyomásáról.

— Kiszorítási nyomás: A telepben levő szénhidrogének természetes vagy kívülről bevitt mesterséges közeggel való kiszorításakor fellépő átlagnyomás.

— Viszonyító síkra átszámított nyomás: Egy adott mélységben mért

nyomásnak rétegfolyadék fajsúllyal más tengerszint-alatti mélységre átszámított értéke.
A jobb áttekinthetőség céljából minden rétegnyomás átlagolásnál és értelmezésnél használhatjuk.

1.2. Talpnyomás és talpnyomással kapcsolatos nyomásfogalmak
- Talpnyomás, általában: A mélybeni telep és a felszín közötti hidrodinamikai kapcsolatot létrehozó termelő objektum (kút) talpán, vagy a mélyben meghatározott ponton mért nyomás.
- Sztatikus talpnyomás: Lezárt kútban a tranziens nyomásjelenségek megszünte után mért nyomás.
- Talpnyomás a kút lezárás után valamely időpontban: Lezárt kútban a tranziens nyomásjelenségek tartalma alatt mért nyomás.
- Termelési talpnyomás: Termelés közben a kút talpán mért nyomás. A dinamikus rétegnyomás és a termelési talpnyomás különbsége adja a *termelési depressziót.*
- Besajtolási talpnyomás: Besajtolás közben a kút talpán mért nyomás.

1.3. Kútfejnyomások
- Kútfejnyomás, általában: A kútfejszerelvényen, felszínen mért fluidumok nyomása.
- Termelőcső nyomás, termelési: A termelőcső kútfejen mért nyomása a kút termelése közben.
- Termelőcső nyomás, sztatikus: A termelő kútfejen mért nyomása, zárt állapotban a tranziens jelenségek megszünte után.
- Béléscső nyomás, termelési: Termelőcső és béléscső közötti térben mért nyomás kútfejen, a kút termelése közben. (Ha a termelő és béléscső között kúttalpon a közlekedés fennáll.)
- Béléscső nyomás, sztatikai: Termelőcső és béléscső közötti térben mért nyomás kútfejen a kút zárt állapota mellett, a tranziens jelenségek megszünte után.
(Ha a termelő és béléscső közötti kúttalpon a közlekedés fennáll.)

2. A telepfolyadékok tulajdonságaival kapcsolatos nyomások
- Kritikus nyomás: Adott összetételű rendszer azon állapotának nyomása, melynél az együttlevő folyadék- és gázfázis minden intenzív tulajdonsága megegyezik.
- Redukált nyomás: Tiszta gáz nyomásának és kritikus nyomásának aránya.
- Pszeudokritikus nyomás: Több komponensű földgáz összetevőinek a móltörtek szerint súlyozott átlagos kritikus nyomása.
- Pszeudoredukált nyomás: Több komponensű földgáz nyomásának és pszeudokritikus nyomásának az aránya.
- Buborékpontnyomás: Adott hőmérsékletű és összetételű folyadékrendszernek azon nyomásértéke, melynél gázfázis végtelen kis mennyiségben van jelen, a gázfázis a kiváló vagy az eltünés stádiumában van.
- Harmatpontnyomás: Meghatározott összetételű és hőmérsékletű gáznak az a nyomása, amelyen a cseppfolyós fázis kiválása megkezdődik.

— Krikondenbár: Az a legnagyobb nyomás, amelyen adott összetételű rendszerben a folyadék- és gőzfázis még, vagy már egyensúlyban egymás mellett létezhet.
— Konvergencia nyomás: Két vagy több komponensből álló szénhidrogén elegyek azonos hőmérsékletre vonatkozó K izotermái a hőmérséklettől függően egy meghatározott nyomásértékhez az ún. konvergencia nyomáshoz konvergálnak, ahol $y_i = x_i$, azaz $K_i = 1$ feltétel teljesül. A konvergencia nyomásnak csak a kritikus hőmérsékleten van fizikai értelme amikor az azonos az elegy kritikus nyomásával.
— Kapilláris nyomás: A felületi erők hatására a kapillárisban felemelkedő folyadékoszlop magassága, nyomásban kifejezve, vagy a kapilláris nyomás a nem nedvesítő és nedvesítő fázis nyomása közötti különbséggel egyenlő.

3. Kőzetnyomás
— Geosztatikus nyomás: Amely a fedőrétegek súlyától, a szilárd kőzetvázban uralkodó feszültségektől, a pórusokat kitöltő fluidumok nyomásától és egyéb hatásoktól függ.
— Repesztési nyomás: A hidraulikus rétegrepesztési műveletnél a tárolókőzet felrepedését eredményező nyomás.

Az olajbányászatban használatos nyomásértékek dimenziója at [kp/cm^2], abszolút nyomásértékek mellett ata, túlnyomásértékek mellett att.

ELGONDOLÁSOK A FÖLDKÉREG NYOMÁSFAJTÁIRÓL ÉS AZOK NEVEZÉKTANÁRÓL

PESTY LÁSZLÓ— TOMSCHEY OTTÓ

Jelen dolgozatban a földkéregbeli nem antropogén nyomásfogalmakat és azok kölcsönös kapcsolatát tárgyaljuk mellőzve a műszaki tudományokhoz (mérnökgeológia, talajmechanika, bányászat stb.) a kéregszerkezeti mozgásokhoz, a kőzetmetamorfózishoz, ill. a szubdukciós folyamatokhoz kapcsolódó nyomásfajták tárgyalását.

A földtudományok művelői saját szakterületükön a nyomás (egységnyi felületre ható erő) fogalmát földfelszíni analógiák alapján alakították ki. Ilyen a Föld szilárd kérgében fellépő nyomásokat első közelítésben jellemző litosztatikus nyomásfogalom, amely az általánosan használt hidrosztatikus nyomásfogalomhoz hasonlóan a gravitációs tér, a mélység és a fedőkőzetek sűrűségének egyértelmű függvénye.

A földkéreg felszínközeli részében megkülönböztetett kétfázisú rendszer normál körülmények között szilárd (szilikát, karbonát, stb.) kőzettel és annak pórusaiban helyet foglaló adott ionokat tartalmazó vízzel számol. (Ezt, valamint a szénhidrogén tároló rétegekkel kapcsolatban bevezetett nyomásfogalmakat RÁCZ D. dolgozata ismerteti.)

A föld felszínén folyó üledékképződés során kialakuló nyomásviszonyokat, ezen belül a hidro- és litosztatikus nyomások elkülönülését az alábbi modellen vizsgáljuk. A 100 m-es tengerfenéken képződő üledék felső 100 m-e laza, utána következő 100 m-e pedig a szilárd szemcsék egymással érintkező hálózataként fogható fel. A tengerszint magasságában a felszínre a légkör 1 atm nyomással hat, 100 m-es vízoszlop alatt az egységnyi felszínre $p_{atm.} + p_{víz'} = 1 + 10 = 11$ atm nyomás nehezedik. Minthogy az alatta levő 100 m-es laza üledékekben a szemcsék még nem érintkeznek, így ez az összlet az alatta levő egységnyi felületre hidrosztatikusan hat, tehát 1,5-ös átlagos iszapsűrűséggel számolva a felszín alatt 200 m-rel $p_{atm.} + p_{víz'} + p_{zagy} = 1 + 10 + 15 = 26$ amt hat. A további 100 m mélységben a pórusokban az eddigi nyomáshoz a pórusvíz oszlopmagasságához tartozó nyomás hozzáadódik, tehát $p_{hidr.} = p_{atm.} + p_{víz'} + p_{zagy} + p_{víz''} = 1 + 10 + 15 + 10 = 36$ atm.

A szilárd szemcsék között ható erőkből származó nyomás a kialakult összefüggő szilárd szemcsehálózat következtében itt már nem egyenlő a hidro-

sztatikus nyomással. Amennyiben feltételezzük, hogy itt az üledék egységnyi 1 cm^2 vízszintes felületének és a valóságos szemcseérintkezési felszínnek aránya: 1 : 10, ez azt jelenti, hogy a szemcsék érintkezési pontjain statisztikusan az alább számított nyomás tízszerese hat. Az érintkezési pontokon ható nyomás számszerű értékét az összefüggő szilárd rendszer oszlopmagasságának ($h = 10^4$ cm), a víz sűrűségével csökkentett sűrűségének ($\varrho = \varrho_{szil} - \varrho_{víz} \simeq 2{,}5 - 1{,}0 = 1{,}5$ g/cm^3) továbbá a fenti felületi hányadosból nyert tízes faktornak szorzatából kapjuk, vagyis

$$10 \cdot 1{,}5 \cdot g \cdot cm^{-3} \cdot 10^4 \, cm = 1{,}5 \cdot 10^5 \, g \cdot cm^{-2}$$

Azaz, 300 méter tengerszint alatti mélységben a szilárd szemcsék érintkező felületén átlag 150 atm nyomás hat. A szemcseérintkezési pontokon fellépő nagy nyomások hatására végbemenő elfolyás, oldódás, ill. kompakciós illeszkedés következtében a szemcsék érintkezési felülete a diagenezis során nő, s így a mélységből számítható litosztatikus, ill. a szemcsék érintkezési pontjain ható tényleges nyomás aránya fokozatosan csökken. Szélső esetben a szemcsék között azok felszínére ható erő elvileg pórusmentes rendszer esetében a mélységből és fedősűrűségből számítható, a fenti értékekkel korrigált litosztatikus nyomást közelíti. A szemcsék érintkezési felületén ható és a hidrosztatikus nyomáshoz tartozónál nagyobb nyomás növekvő lefedettség esetén mindaddig, míg az üledékrendszer a felszínnel kommunikál, a pórusoldatot a hidrosztatikus nyomáslejtő irányában a felszín felé kinyomja, amint az ATHY, WELLER és mások méréseiből is kitűnik.

A mélység felé haladva a porozitás a litosztatikus nyomás hatására csökken, ugyanakkor a pórusokba zárt folyékony fázis a kialakuló lencsés szerkezet miatt kőzetegységként egymástól is elszigetelődik. Ennek a részben már zárt rendszerként viselkedő póruskitöltő folyékony fázisnak a nyomását a gravitációra visszavezethető eddig tárgyalt tényezőkön kívül a geotermikus grádiensnek megfelelő hőmérséklet is egyre jobban meghatározza, azaz az eddig tárgyalt gravitációs eredetű nyomásokkal ellentétben ebben az esetben a hőmérsékletre visszavezethető nyomás keletkezik, amikor tehát a $p_{víz} > p_{hidr.}$. Laza és tágulóképes fedő esetében a $p_{víz}$ kisebb vagy egyenlő p_1-el, „cementált", megszilárdult, határozott σ törési szilárdsággal jellemzett fedő esetében a $p_{víz}$ nagyobb is lehet p_1-nél. Szubvulkáni tevékenység, ill. a vulkáni csatornák közelében a felfelé irányuló magmaáramlás során, ill. az azt közvetlenül követő időben a normális geotermikus körülményeknél lényegesen magasabb hőmérséklet jelentkezik és ilyenkor — amint arra a korábbi felfogással ellentétben 1957 óta SZÁDECZKY-KARDOSS több ízben rámutatott — a szubvulkáni kontaktusok mentén a kőzetek pórusaiban, ill. a kontaktus kialakulása előtt kötött formában levő, a kőzetolvadék illótartalmánál mintegy nagyságrenddel nagyobb koncentrációjú illók parciális nyomása a magma

p_g-jét meghaladja és így azok a parciális nyomáslejtő irányába és az ionpotenciál sorrendjében a hidegebb mellékkőzetből a forró magmába nyomulnak (+ transzvaporizáció), létrehozva a hipo- és metamagmatitok egész sorát.

A klasszikus felfogás a mélységi illónyomások vonatkozásában a telített vízgőz—víz fázisegyensúlyából indult ki, amikor is a kétfázisú rendszer esetében a rendszer nyomását a kritikus tartományon belül kizárólag a hőmérséklet határozza meg. Azóta főleg KENNEDY tisztázta a víz és a CO_2 p-t-c viszonyait, meghatározva az egyfázisú (csak folyékony vagy csak gőz), ill. a hiperkritikus állapotú víz p—t—c értékeit. A vízi üledékek esetében a hézagtérfogatot a folyékony fázis hiánytalanul kitölti, ezért a víz mellett telített vízgőz a földkéregben egyes kivételes esetektől (gejzírek) eltekintve nem fordul elő.

A magmás feltöréseket a környezet által a mélységi helyzetű kőzet olvadékra gyakorolt nyomás teszi lehetővé. Első közelítésben az esetleges oldalirányú szerkezeti erőket mellőzve preformált csatornarendszer esetén a felnyomulás magasságát a kamrát terhelő kőzetösszlet és a felhatoló magma sűrűségkülönbsége, más szóval a magmakamrára a szilárd fedő által gyakorolt litosztatikus (p_l) és a kialakuló csatornában felfelé tartó magma nyomásának (p_m) különbsége határozza meg. Óceáni területen, ahol a túlnyomóan bazaltos összetételű szilárd kéreg sűrűsége az ugyancsak bazaltos magmáénál nagyobb, a p_l—p_m különbség értéke pozitív, s a kőzetolvadék a geosztatikus egyensúly alapján a felszínre tör. Kontinentális körülmények esetében a granitoid összetételű kéreg litosztatikus nyomása kisebb, mint a vele azonos oszlopmagasságú bazaltmagmáé, ezért a p_l—p_m különbség értéke negatív. Az előbbi preformált csatornarendszert feltéve a magma ezért csak addig emelkedhet, amíg a sűrűségviszonyokból következően $p_l = p_m$.

Amennyiben a felszín közelébe hatolt magma olyan környezetbe kerül, ahol a fedőjében levő fiatal plasztikus képződmények litosztatikus nyomása azok szilárdsági értéke alá csökken, vagyis $p_l < \sigma$, azok a benyomuló magma elől plasztikusan kitérnek. Ez a folyamat eredményezi a különböző szubvulkáni formákat, leggyakrabban a lakkolitokat. A szubvulkáni benyomulás a $p_l = p_m$ egyensúlyi értékig folyik. Ha a feltörő magma nyomása a felszínközeli kevésbé plasztikus szilárd kőzetek σ szilárdságát jelentősen meghaladja, vagyis $p_m \gg \sigma$, a magma a felszínre tör és vulkáni képződményeket hoz létre.

Az olvadék csökkenő hőmérséklete, amint ezt KITAROV vizsgálatai a savanyú kémizmusú olvadékokra igazolták, az illóoldóképesség növekedését eredményezi, ha azonban a hőmérséklet annyira csökken, hogy az olvadékban megindul a szilárd, illómentes kristályos fázis képződése, az olvadékanyag mennyiségi csökkenése következtében a benne lévő illókoncentráció és annak p_g nyomása növekszik. (RITTMANN: retrográd termikus nyomásnövekedés.) Következésképpen a vulkáni csatornában a magma nyomása és telítési illókoncentrációja a mélységgel közel egyenes arányban nő.

A sztratovulkánokban a főcsatornából kiinduló teleptelérek ott keletkeznek, ahol a viszonylagos nyugalomban levő olvadékoszlop súlya nagyobb a túlnyomóan laza képződményekből épült sztratovulkán kúp litosztatikus terhelésénél s így az olvadék megemeli a benyomulási szintet fedő képződményeket. Ettől a csatornától távolodva a magma egyre kisebb fedőnyomású területre jutva akár a felszínre is törhet parazitakráterként. Hasonlóképp, a radiális hasadékból is keletkezhet parazitakráter. Mindkét parazitakráter képződési folyamat az üledékképződési folyamat ellentéte, ott a szilárd fázis nagyobb nyomása a folyékony vízfázist szorította ki, itt a nagyobb nyomású folyékony olvadékfázis nyomja szét, ill. emeli meg a kisebb szilárdságú, ill. kisebb terhelési nyomású szilárd fázist.

A vulkáni folyamatokat tehát háromféle (p_1, p_m és p_g) nyomásféleség komplex idő és térbeli egymásrahatása determinálja. A p_1 és p_m forrása a gravitációs tér, az illók nyomását viszont a hőmérsékleti és koncentráció viszonyok, ill. ezek gradiensei befolyásolják döntően.

A gravitációs és termikus eredetű nyomásféleségekkel szemben a meteorit becsapódási lökéshullám genetikai értelemben harmadik, kozmikus nyomásféleséget képvisel. Ennek fő sajátsága, hogy a felszínen lokálisan magas nyomás és hőmérséklet értékeket hoz létre tranziensen.

ANYAGÁRAMLÁSOK A FÖLD BELSEJÉBEN

BARTA GYÖRGY
AKAD. LEV. TAG

A mágneses dipólus excentricitás irányának egybeeséséből a háromtengelyű Föld egyenlítői nagytengelyével kb. 15 évvel ezelőtt következtettem a Föld mágneses és gravitációs tereinek összefüggésére és ebből a gravitációs tér évszázados változására.

A később megállapított szatellit geoid két legnagyobb anomáliája — az említett felfogásnak megfelelően — valóban India és Ausztrália felé esett; nagy elvi nehézséget okozott azonban az Atlanti és Csendes-óceánok északi és déli részein elterülő nem sokkal kisebb méretű négy másik mérsékelt övi anomália magyarázata.

A belső mag excentricitása következtében feltételezhető egyenlítői ellipszis kiküszöbölésére indított vizsgálat megoldotta a kérdést, ugyanis kiderült, hogy a Föld egyenlítői metszete jól megközelíthető két matematikai értelemben szigorúan szimmetrikus formával és ha feltételezzük, hogy ezek a formák forgásszimmetrikusak, akkor az egyenlítői adatrendszerből kiszámíthatjuk az egész geoidot *(1. ábra)*.

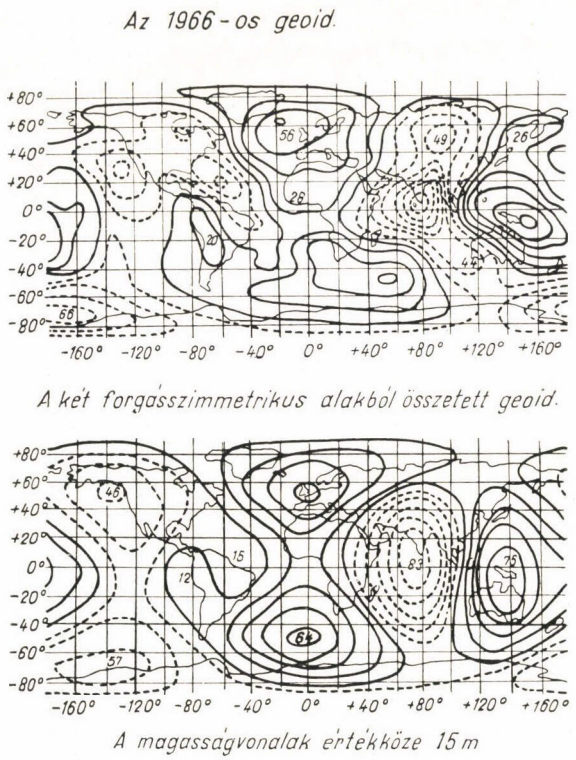
Az elméleti geoidnak ebben a felépítésében a mért geoidnak csak az egyenlítői metszetét használtuk fel. A két geoid alak megegyezése tehát nem megközelítés eredménye, hanem az alkalmazott módszertől független bizonyítéka annak, hogy a geoid két forgásszimmetrikus alak összege. A mérsékelt övi anomáliáknak önálló fizikai hátterük nincs. Ezek csak a két fő anomália átellenes oldali szuperpozíciói.

Ezzel a felfogással a látszólag bonyolult felépítésű geoid igen egyszerű magyarázatot kap. A mérsékelt övi anomáliák antipodális jellege nyomatékosan mutat arra, hogy a geoid alakja az egész Föld tömegeloszlását befolyásoló két globális, nagyméretű tömeg illetve energia eloszlás következménye és az óceán-kontinens eloszlásnak, valamint a felszíni izosztatikus tömegeknek a szatellit geoidra hatásuk nincs, vagy ez a hatás csak másodrendű, kicsi. A geoidot főleg nagy mélységben — valószínűleg a magban — fekvő hatók alakítják ki.

Ez újabb nehéz kérdéseket vet fel. Miért nem merül el a legsűrűbb belső mag a külső mag plazmatikus anyagában a legmélyebb pontra, vagyis a

Föld középpontjába és miért nem áll helyre hidrosztatikus egyensúly esetén a Föld belsejében a centrálszimmetria? Nem abszurd-e mindennemű excentricitás feltételezése a külső mag mozgékony plazmatikus anyagában?

Ennek a súlyos ellenvetésnek a megválaszolására szinte semmilyen támpont nem állt rendelkezésemre, csak a földmágneses dipólus — centrálszimmet-



1. ábra. A mért és számított geoid alak

rikus felépítésű Föld esetén nehezen magyarázható — vitathatatlan és nagymértékű excentricitása. A geoid alak új interpretációja azonban megadta a további kutatáshoz szükséges indítékot.

Egyszerű köznapi szemléletünk szerint a sűrűbb anyag a ritkább folyadékban valóban elsüllyed. A sűrűbb belső mag a külső plazmatikus anyagában, tehát a legmélyebb pontra süllyedve — hidrosztatikus egyensúly esetén — centrálszimmetrikus helyzetet alakítana ki.

Ennek a felfogásnak azonban van egy lényeges hibája. Köznapi szemléletünkben ugyanis a sűrű szilárd test és ritkább folyadék egy tőlük független erőtérnek engedelmeskedik. A Föld belsejében azonban ezt az erőteret a külső és a belső mag tömegei maguk alakítják ki. Az egyensúlyi helyzetet tehát ezeknek a tömegeknek a saját erőtere és mozgási állapota határozza meg.

A Föld magjára vonatkoztatva ezért elveszti a jelentőségét a fent és lent fogalma; a Föld belső magja „nem tudja", hogy hol van a Föld geometriai középpontja, ahová le kellene süllyednie. A nyomáscentrumot saját gravitációs terével önmaga alakítja ki. Más szóval a nyomáscentrum ott alakul ki, ahol a gravitációs erővonalak összefutnak és ezt a helyet nem geometriai, hanem fizikai feltételek szabják meg.

Potenciálelméleti szempontból a Föld belső magja a földtest gravitációs terének szinguláris pontja. Nem szabad tehát megszokott hidrosztatikai szemléletünket hibásan a Föld magjának jelenségeire extrapolálni és ezzel a Föld belső magját a geometriai középponthoz rögzíteni. Ezért szükséges megvizsgálni, hogy milyen helyzetet vesz fel hidrosztatikus egyensúly esetén a külső mag anyagában a Földdel együtt forgó belső mag.

A Föld belső magja saját gravitációs terével a külső mag plazmaszerű anyagára hatva egyensúlyban csak úgy helyezkedhet el, hogy egész felületén a nyomás állandó. Ha a kéreg és köpeny anyagát első közelítésben homogén gömbhéjnak tekintjük, akkor ezeknek a tömegeknek belső gravitációs hatásuk nincs, nyomásuk a továbbiakban legfeljebb egy integrációs állandóban jelentkezik.

Bármilyen csekély aszimmetria esetén fellépő centrifugális erő a belső magot a forgástengelytől távolítani igyekszik. Ennek hatására a plazmatikusan mozgékony külső mag anyaga az elmozdulás irányából eláramlik, sűrűsége megváltozik és könnyen kiszámítható az a sűrűségeloszlás, amely mellett az adott aszimmetria esetén a nyomás a belső mag egész felületén állandó.

Végezzünk egy közelítő számítást ezeknek a hatásoknak a meghatározására. Legyen a belső mag a geometriai középponttól Δ távolságra. Az előbbiek szerint a nyomásnak a belső mag felületén is állandónak kell lennie *(2. ábra)*, tehát ebből

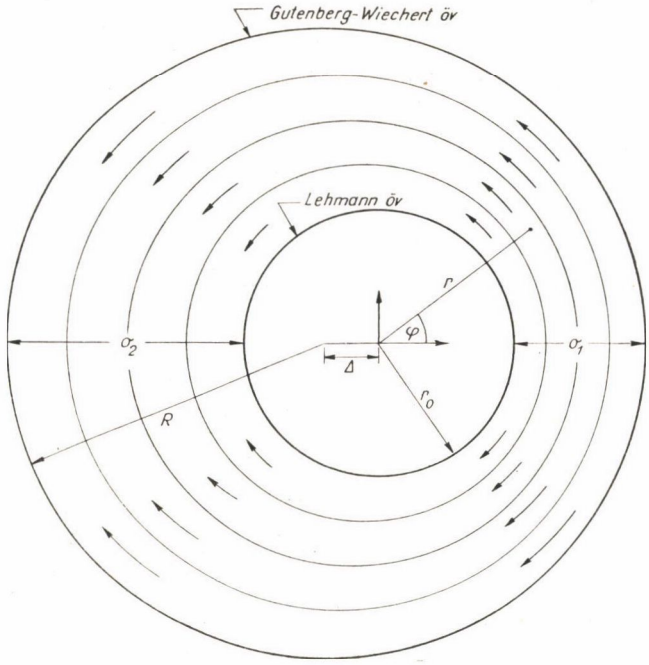
$$p_1 = \int_{r_0}^{R-\Delta} \sigma_1 \frac{m}{r^2} d_r + C = p_2 = \int_{r_0}^{R+\Delta} \sigma_2 \frac{m}{r^2} dr + C$$

$$\frac{\sigma_1}{\sigma_2} = \frac{(R+\Delta)(r_0 - R + \Delta))}{(R-\Delta)(r_0 - R - \Delta)}$$

Legyen a belső mag sugara $r_0 = 1250$ km, a külső mag sugara $R = 3500$ km és sűrűsége $\sigma = 10$ gr/cm^3, akkor különböző excentricitások esetén a sűrűség változása a következő:

$\Delta = 0$ km	$\sigma_1 = 10{,}00$ gr/cm^3	$\sigma_2 = 10{,}00$ gr/cm^3
100	10,17	9,38
200	10,35	9,65
300	10,52	9,48
400	10,70	9,30
500	10.87	9,13

Megfelelő sűrűségeloszlás feltételezése esetén így természetesen bármilyen excentricitás elképzelhető, valamilyen korlátozó okot kell ezért találnunk. A nyomás számításban a belső és külső mag anyagának gravitációs kölcsönhatását számításba vettük, a külső mag inhomogenitása azonban további tömegvonzási hatásokra vezet és határt szab a lehetséges excentricitásnak.

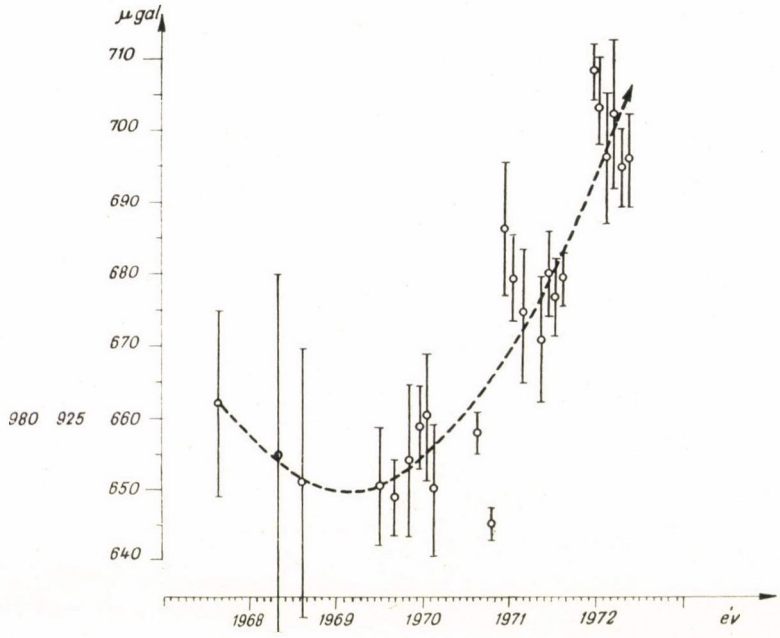


2. ábra. Az egyenlő sűrűségű és nyomású felületek a belső mag excentricitása esetén

Végezzünk erre vonatkozóan becslést. Vezessük be a számítást a következő megfontolással. Centrikus esetben a belső mag középpontján átmenő síkkal a külső mag anyagát két egyenlő részre bonthatjuk. Jelöljük ezek tömegét M-mel. A két gömbhéj tömege egymásra M^2-vel arányos gravitációs erővel hat. Ha a belső mag a síkkal együtt arra merőlegesen Δ-val elmozdul, akkor az eredeti egyenlőség megbomlik és az egyik oldal tömege m-mel megnő, a másik ugyanannyival csökken. A gravitációs kölcsönhatás a két tömeg szorzatával $(M^2 - m^2)$-al arányos. A szimmetriahelyzethez képest a változás tehát a két oldal tömegkülönbségének négyzetével m^2-tel illetve Δ^2-tal arányos. Ez az az erő, amely határt szab a tetszőleges méretű excentricitásnak.

A két oldal között fellépő tömegkülönbség integrálással számítható ki. Tekintetbe kell venni, hogy a sűrűség és az integrál felső határa is változik r-rel és φ-vel.

Durva becslő számítás (pl. a nívófelületek elliptikus deformálódását nem vettük figyelembe) arra vezet, hogy az excentricitás mértékével (Δ-val) négyzetesen növekvő visszatartó erő, a középponttól elirányuló, a Δ-val lineárisan növekvő centrifugális erővel a forgástengelytől néhány 100 km



3. ábra. A gravitációs gyorsulás (g) évszázados változása Párisban. A. SAKUMA szerint

nagyságrendű távolságban egyenlő, de ellenkező irányú. A két erő tehát a forgástengelytől néhány 100 km-re kerül egyensúlyba, illetve kompenzálja egymást.

Az excentricitás feltételezése tehát nem abszurdum, hanem a Föld középpontjában — mint a rendszer szinguláris pontjában — helyesen értelmezett hidrosztatikus egyensúlyi állapot természetes következménye. Minden hasonló anyagi felépítésű, méretű és forgó test belső magja ilyen aszimmetrikus helyzetet vesz fel.

A belső mag aszimmetrikus helyzetének hatását számos — Földdel foglalkozó — tudományág területén tekintetbe kell venni és további következményeit le kell vonni.

Látható, hogy a belső mag egyensúlyban a forgástengelytől, illetve a geometriai középponttól elég tekintélyes távolságra lehet, excentrikus helyzete az erőviszonyok természetes következménye. Az excenricitás iránya azonban nem határozott, a forgástengelyt potenciál-árok veszi körül, amelyben a belső mag bárhol elhelyezkedhet. A Nap és a Hold árapálykeltő gravitációs hatására

a belső mag az árokban nyugati irányban vándorolhat. Ez lehet a mágneses szekuláris változás oka.

A vándorlás természetesen a belső mag elmozdulása mellett a külső mag anyagának átrendeződését, áramlását is okozza. A földmágneses és gravitációs terek torzultságának összevetéséből és a változás folyamatok sebességéből így a földmag anyagának fizikai sajátságaira (például kompresszibilitására és viszkozitására) is adatokat nyerhetünk.

A változás miatt azonban változnia kell a gravitációs térnek is. Az utolsó években gravitációs terünk abszolut mérésének pontossága 2—3 nagyságrenddel megnőtt és jelenleg a mikrogal pontosságnál tart. A módszer kidolgozója A. SAKUMA japán kutató az utolsó 5 évben Párisban a gravitációs tér évszázados változását úgy látszik kimutatta. Szerinte 1969-ben Párisban a g-nek minimuma volt, azelőtt csökkent, jelenleg nő. A növekedés mértéke jelenleg kb. évi 0,02 milligal *(3. ábra)*.

Gravitációs terünk változásának nagy pontosságú mérése nemcsak földtudományi szempontból fontos, hanem a fizika alapjait érintő elvi kérdések — pl a gravitációs konstans állandósága, a tér finomszerkezete — problémáit is megoldhatja.

Ezen a ponton a fizika és a földtudományok teljes együttműködésére van szükség a rendkívül fontos problémakör tisztázására.

A VILLÁNY-SZALATNAKI PALEOZÓOS MÉLYTÖRÉS

KASSAI MIKLÓS

A Mecsek-Villányi hegység felsőkarbon — perm-triász sorozatainak átfogó vizsgálata alapján bizonyítani lehetett, hogy a terület nyugati részén: *a)* felsőkarbon homokkövek harmonikusan fejlődnek az alsóperm homokkősorozat felé; *b)* a feltárt adatok alapján a felsőkarbon és perm sorozat vastagsága meghaladja az 5000 métert; *c)* e karbonperm üledékgyűjtő az ÉNy-DK irányú villány-szalatnaki paleozóos mélytörés mentén kiékelődik; *d)* e mélytörés területén a felső-perm alatt az üledékképződéssel egyidejű, jelentős mértékű kvarcporfir vulkáni tevékenység folyt.

A terület keleti részén, a villány-szalatnaki mélytöréstől keletre: *a)* a „régi" alaphegységeken a jakabhegyi transzgresszív településű főkonglomerátum és homokkősorozat nyitja meg az üledékképződési sort, harmónikus fejlődéssel a triász anizuszi emelet végéig; *b)* a két terület felépítésének ismeretében, valamint a jakabhegyi homokkősorozat tengeri főfáciesben való lerakódásának bizonyításával, a diasztrófikus szemlélet alapján innen számítjuk a triász nagy tengeri ciklusának kezdetét *(1. ábra)*.

Ezek alapján a perm-triász határkérdés permo-triász minősítése nem földtani szükségszerűség. Ennek értelmében rajzoltuk meg a dunántúli paleozoikumvégi ősföldrajzi képet *(2. ábra)*. E térkép szerint a dinári geoszinklinális felsőkarbon-perm sorozata a Vardar-rendszer folytatását képező villány-szalatnaki mélytörés mentén ékelődik ki. A triász transzgresszió iránya és fejlődése, valamint e törésre vonatkozó paleovulkanitok helyzete jól illeszkedik a PETKOVIĆ, K. V. — MARKOVIĆ, B. (1961) által Jugoszláviáról közölt ősföldrajzi térképhez.

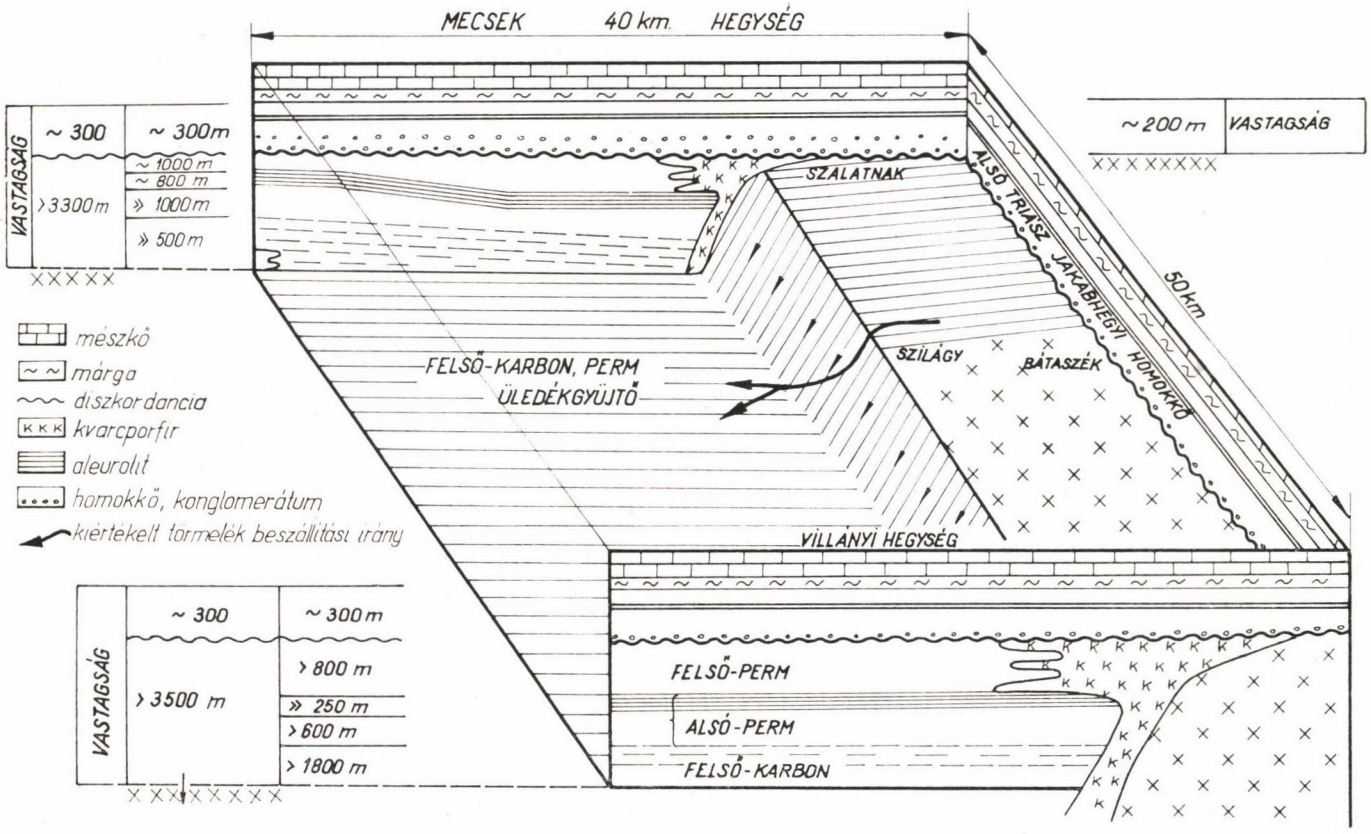
A térkép értelmezi e törés két oldalán jelentkező paraméter különbségeket, pl.:

ZILAHI-SEBES L. (1964) által számítógépen levezetett gravitációs anomália eloszlást,

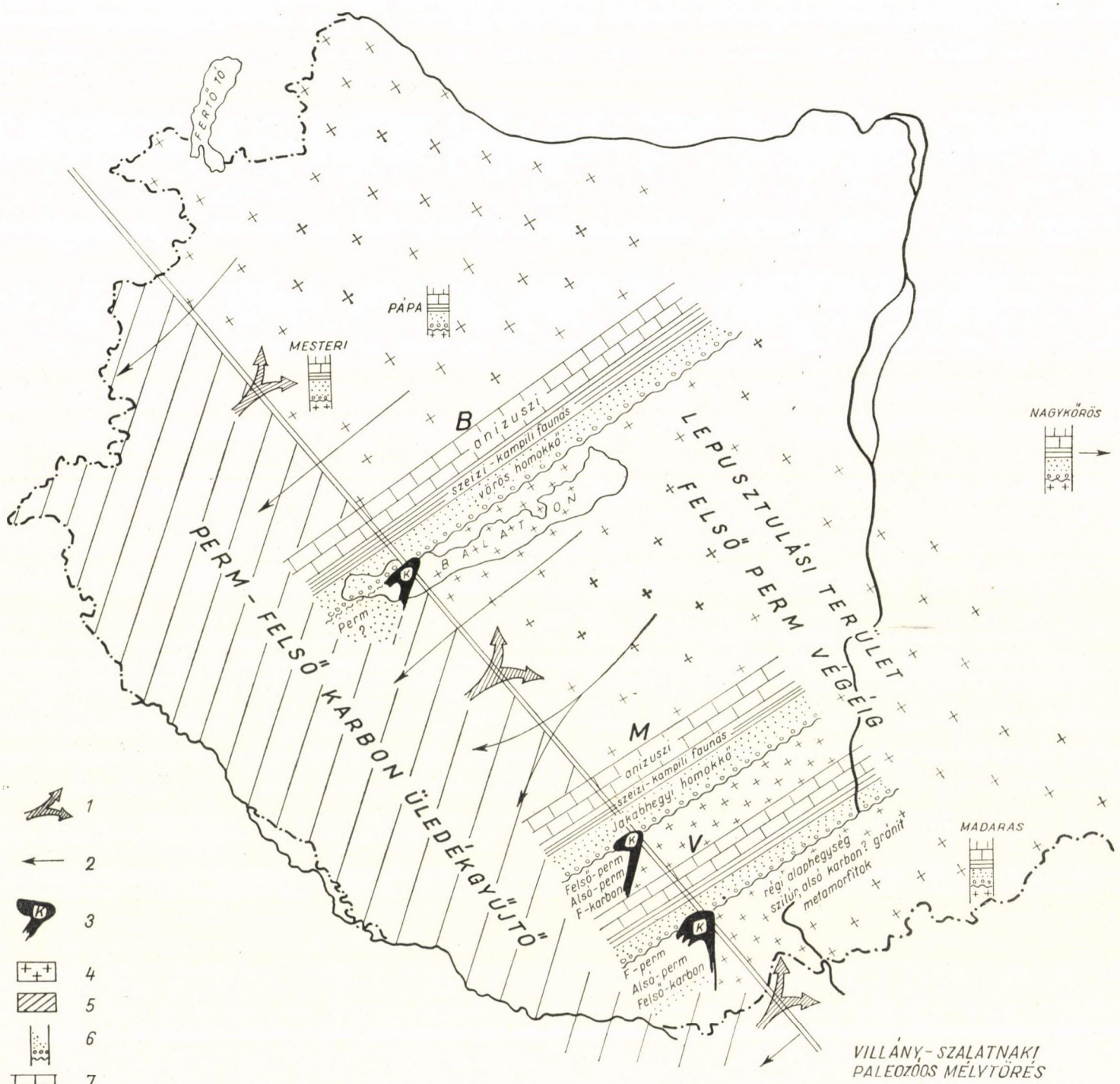
STEGENA L. (1971) geotermikus anomália eloszlását,

HEISKANEN-nek (1. BENDEFY L. 1967) a geoid magyarországi részére vonatkozó kiértékelését,

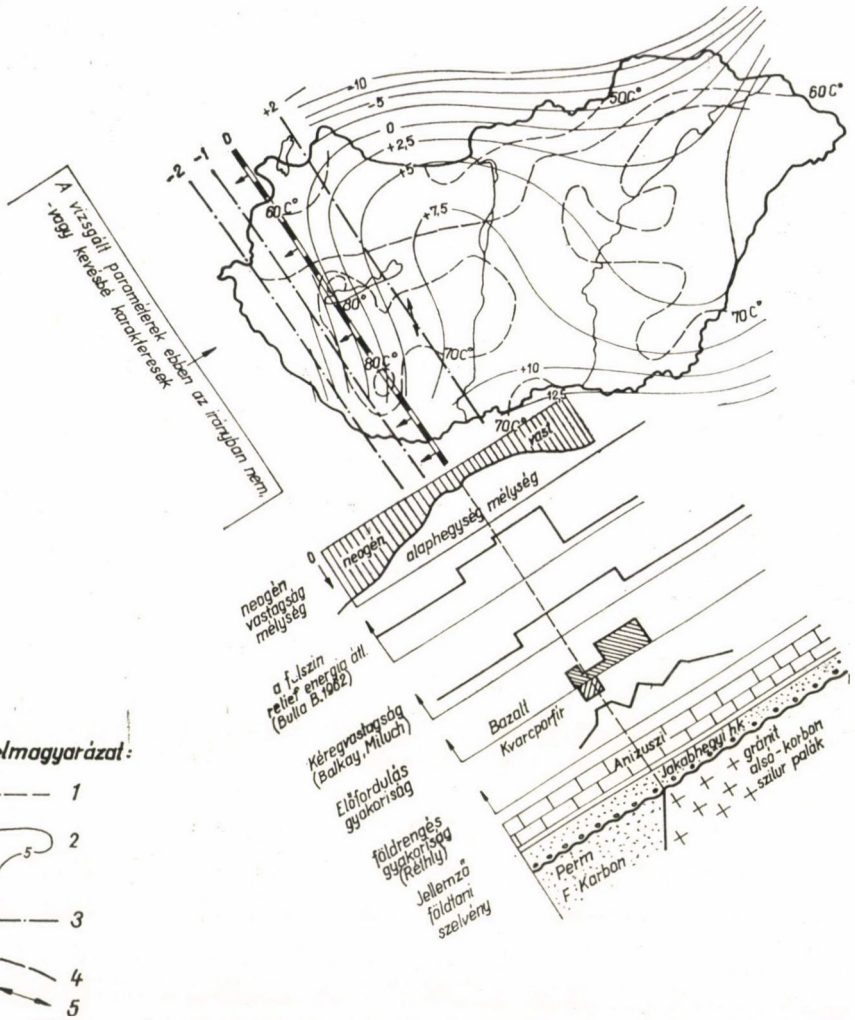
MITUCH E. (1. STEGENA, 1971) kéregvastagsági adateloszlásait, mely szerint a Kisalföld, Középhegység-Görgeteg — Igal-Mecsek ÉNy-DK-i pászta a



1. ábra. A DK-Dunántúl földtani felépítésének modellje az anizuszi emelet végéig
(Szerk.: KASSAI MIKLÓS, 1972.)



2. ábra. A felső-perm ősföldrajzi vázlata a Dunántúlon. (Szerk.: KASSAI MIKLÓS, 1972). 1. a triász transzagresszió iránya; 2. a törmelékszállítás iránya; 3. kvarcporfir vulkanizmus (felső perm); 4. lepusztulási terület a felső-perm végéig; 5. üledékgyűjtő; 6. mélyfúrások; 7. feltételezett felépítés. B-M-V: Bakony, Mecsek, Villányi-hegység a szelvényben



3. ábra. Villány-szalatnaki mélytörésre vonatkozó paraméter-elosztások áttekintése. (Szerk.: KASSAI MIKLÓS, 1972.) 1. 60 °C 1 km mélységben lévő hőmérséklet (STEGENA); 2. gravitációs elosztás (ZIHALI S. L.); 3. "M" jelű izokin (BENDEFY); 4. geoid (HEISKONEN, BENDEFY); 5. völgyhálózat és vízfolyás irányitottság

többletrendellenesség zónája. „Kéregszerkezeti tekintetben az Alpok a Magyar-medence szélén élesen elvégződik és nem folytatódik magyar területen". (BALKAY, 1961),

RÉTHLY (1952) térképei szerinti földrengés eloszlást.

A Dunántúl harmadkor előtti medencealjzatának mélységeloszlása a törés két oldalán nagyságrenddel különbözik. Ugyanezt a különbséget mutatja a pliocén vastagsági térkép. (KŐRÖSSY, 1972), valamint a posztszarmata vastagsági térkép (KERTAI, 1962). Kapcsolatban állhat e töréssel a kvarcporfir

vulkanizmus és a bazalt előfordulások eloszlása. Korrelálható vele BENDEFY L. (1967) „M" jelű izokin térképe, mely a törés két oldalának eltérő mozgásviszonyait tükrözi, továbbá Magyarország relief energia térképe (BULLA B., 1962) abból a szempontból, hogy az ország Ny-i részén és az Alföldön egyaránt nagyvastagságú neogén sorozat csak a nyugati részen mutat 100 métert meghaladó domborzati különbséget, végül a Dunántúl vízhálózatának és domborzatának irányítottsága.

A fenti méretes paraméterekre vonatkozó vázlatot a *3. ábra* tartalmazza.

E törésnek jelentősége van a globális lemeztektonika szempontjából is, amennyiben az említett kéregvastagság, gravitáció, vulkanizmus, nagyvastagságú és torlódó neogén, geotermia eloszlás a lemeztektonikai modell számos követelményének eleget tesznek (SZÁDECZKY-KARDOSS E., 1972).

IRODALOM

1. BALKAY B.: A magyarországi földkéreg szerkezete. Geof. Közl., **IX,** 1—2, 1960.
2. BENDEFY L.: A Bakony-hegység geokinetikai viszonyainak földkéregszerkezeti vonatkozásai. Bakonyi Múzeum, Veszprém, 1967.
4. JUGOVICS L.: A dunántúli bazalt és bazalttufa területek. MÁFI Évi Jel., 1967.
5. KASSAI M.: A jakabhegyi homokkő fácies, és korkérdései. Egyet. doktori ért. Miskolci NME., 1969.
6. KASSAI M.: A villányi hegység északi előterének permi képződményei. Kézirat Nyomás alatt, 1971.
7. PETKOVIĆ K. V.—MARKOVIĆ B.: Jugoszlávia mezozoikuma MÁFI Évkönyv, **XLIX,** 1, 1961.
8. RÉTHLY A.: A Kárpát-medencék földrengései. Akad. Kiadó, Budapest, 1952.
9. SCHEFFER V.: A Magyar „közbülső tömeg" kérdéséhez. Geof. Közl., **IX,** 1—2, 1960.
10. STEGENA L.: Lemeztektonika, Tethys és a Magyar-medence. Általános földtani szemle 1. Magyarhoni Földtani Társulat, Budapest, 1971.
11. SZÁDECZKY-KARDOSS E.: A mediterrán típusú szubdukció és a Kárpát-Pannon-Dinarid szerkezet modellje. MTA X. oszt. Közl., **5,** 1—2, 1972.
12. SZÉKYNÉ, F. V.: A dunántúli harmadkori vulkánosság Földtani Közlöny, **XXXVII,** 1, 1967.
13. ZILAHI-SEBESS L.: Regionális és maradékanomáliák meghatározása gépi számítással. Geof. Közl., **XIII,** 3, 1964.

A HELVÉTI—TORTONAI EMELETBEN KIRAJZOLÓDÓ MÁTRA HEGYSÉGI SZINKLINÁLISOK*

VARGÁNÉ, MÁTHÉ KLÁRA

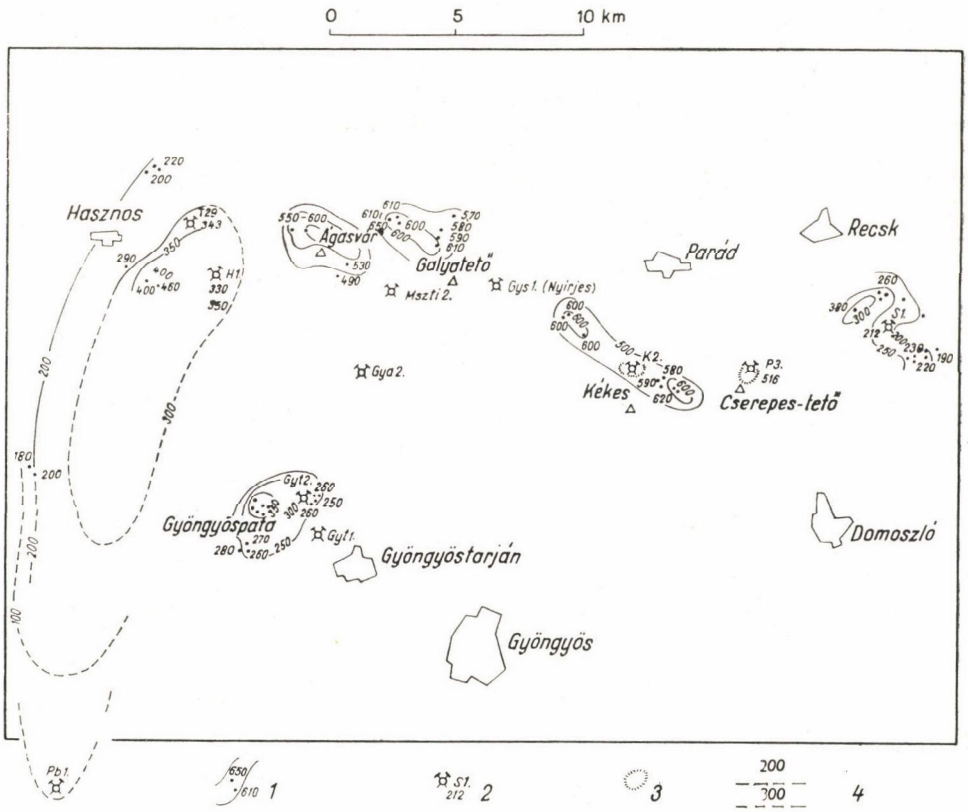
Az ötvenes években meginduló új vulkanológiai kutatás irányelvét SZÁDECZKY-KARDOSS E. útmutatásával VIDACS A. — PANTÓ G. fektette le. Az új vulkanológia iskola elsődleges követőiként az általuk vezetett kollektívák a Mátra résztérképeit már e szempontok szerint állították össze.

Egyik új adatként a hegység déli oldalán plankton tartalmú hidropiroklasztikumos szint elterjedése vált ismertté (VARGÁNÉ, MÁTHÉ K.). Ez — vulkáni hegységekben oly nehezen felismerhető — egykori tengerszint megvonását tette lehetővé, egyben szintjelző rangra is emelkedett. A hegység északi peremét alkotó földtani képződmények egymásutánja már id. NOSZKY (1926) térképezése idején is világos képet nyújtott a vulkáni építmény történetéről. Szerinte az oligocén rétegekre települt alsó riolittufa a Mátra déli oldalán nem ismert, de az északi peremen végig követhető. Az alsó riolittufa szint a szénkomplexus közvetlen feküje alapos feldolgozás tárgyát képezte. Az ezeket fedő slir képződmények a mátrai vulkanitok alá húzódnak, tehát ez az első olyan üledék mely talppontját képezheti vulkáni építményünknek. NOSZKY térképén a „slir" összletre települt „középső riolittufát" nem választotta el az andezittufától, mivel már ismert volt a vegyes tufás keveredés. A középső riolittufa térképen való ábrázolása a hegység peremén új adatként jelentkezett. Ugyancsak új térképezési ismeretnek számított a „slir" rétegek fedője, illetve a középső riolittufa feküjét képező helvét andezit rétegvulkános összlete, melyre már régebben utaltak (NOSZKY, VIGH Gy., SCHRÉTER Z), de térképszerű ábrázolásuk újabb keletű (VIDACS A., VARROK K., LENGYEL E., MEZŐSI J., VARGA Gy., CSILLAGNÉ T. E., SZENTES Gy., VARGÁNÉ MÁTHÉ K.).

A középső riolittufa észak-magyarországi viszonylatban is (BALOGH K., PANTÓ G.) szintjelző szerepű. A Mátra hegység É-i peremén tetemes vastagságban ismert. A hegység belseje felé haladva néhány érckutató fúrás nagy mélységben érte el a „középső riolittufát" is és néhány esetben a slir rétegeket (VIDACS A.). A hegység DK-i oldalán néhány régebbi szerző (VIGH Gy.) utalt

* Tekintettel e tanulmánynak az előző ankét egyike témakörével való kapcsolatára, itt kivételesen részletadatokat is közlünk. (SZERK.)

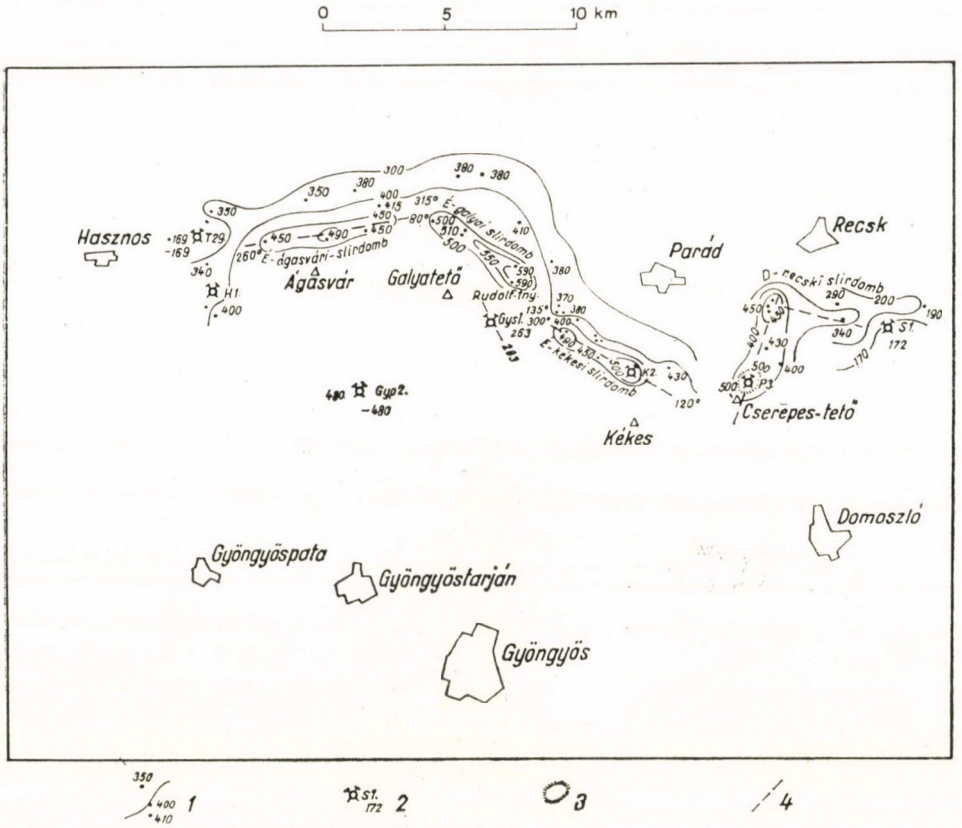
MTA X. Osztályának Közleményei 6/1—4. 1973.



1. ábra. Helvéti adnezitvulkanizmus Mátra-hegységi domborzata az észlelt feltárások alapján. 1. T. sz. f. m-gal jelzett észlelési pont és szerkesztett szintvonal; 2. fúrással megkutatott réteg t. sz. f. elért magassága; 3. szubvulkán által megemelt domborzat; 4. feltételezett domborzat

a középső riolittufa helyi kifejlődésére. A hegység déli oldalán először az 1961. évi térképezési adatok (VARGÁNÉ MÁTHÉ K.) jelezték, hogy a rétegvulkános andezit közbetelepülten többszörösen ismétlődő riolittufa szinteket tartalmaz. E szintek plankton tartalma az egykori tengerszint megvonását is realizálta. A hegység belsejében mélyülő érckutató fúrásban VIDACS A. ugyancsak a dácittufa szórás vizes közegben való ülepedéséből adott értesítést.

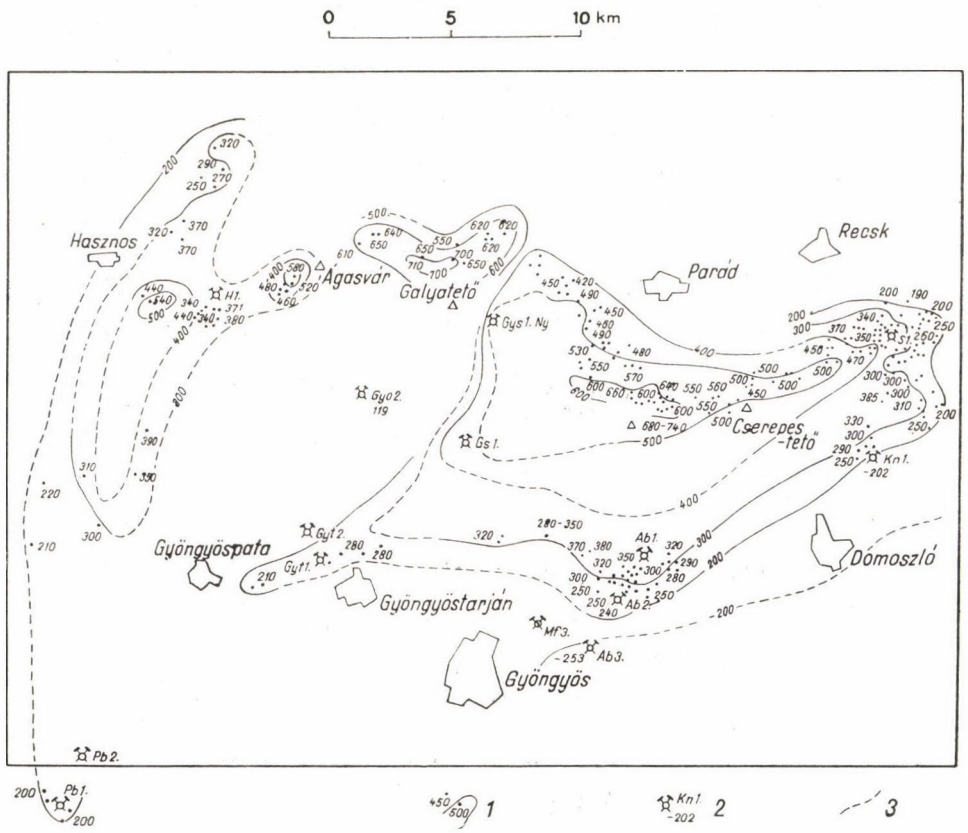
A déli oldalon a vezérszint tudatos kutatásának egyik megnyugtató eredményét a Sárhegy É-i és D-i oldalára telepített térképező fúrás szolgáltatta (1965). A hegység É-i magasabb peremet alkotó dácittufát a dőlési adatok figyelembevételével délen pár száz méterrel mélyebben, de még a felszínen találtuk meg. Még délebbre (a Sárhegy D-i oldalán) e képződmény felszíni kibúvása nem ismert, azt az ide telepített fúrás — 253 m-es t. sz.f. mélységben érte el. E fúrás segítségével a Sárhegyi andezit összletet közel 800 m vastagságban ismertük meg a talppont elérése nélkül.



2. ábra. Helvéti „slir" üledék Mátra-hegységi domborzata az észlelt feltárások alapján. 1. T. sz. f. m.-gal jelzett észlelési pont és szerkesztett szintvonal; 2. fúrással megkutatott réteg t. sz. f. elért magassága; 3. szubvulkán által megemelt domborzat; 4. feltételezett domborzat

A SCHMIDT E. R. által telepített petőfibányai kutatófúrásban harántolt 2000 m vastag andezitösszlet további szerkezeti adatot szolgáltatott a D-Mátrára vonatkozóan.

Most már szükségessé vált, hogy a különös mélységi eloszlást pontosabban megvilágítsuk. A helvéti és tortonai andezitvulkanizmust üledékes fedőképződményeivel határoltuk le. Elsőként a jól ismert mátrai vulkanitok feküjét képező helvéti emeletben kifejlődött „slir" üledék adatait ábrázoltuk. A térképezők által jelzett szálban álló észlelési pontokat a mai tengerszint feletti magasságban ábrázoltuk. Ebből kirajzolódott az egykori domborzat. A vulkáni hegység északi peremvidékét 380—400 m magasságban „slir"-ből álló üledéksor keretezi. E slirvonulat fölé négy esetben emelkedik 450—590 m magas slirből épült dombhát, s e dombhátak megegyeznek a hegység — eddig helytelenül vulkanotektonikusnak értelmezett — gerincével. A négy slirdomb a következő:



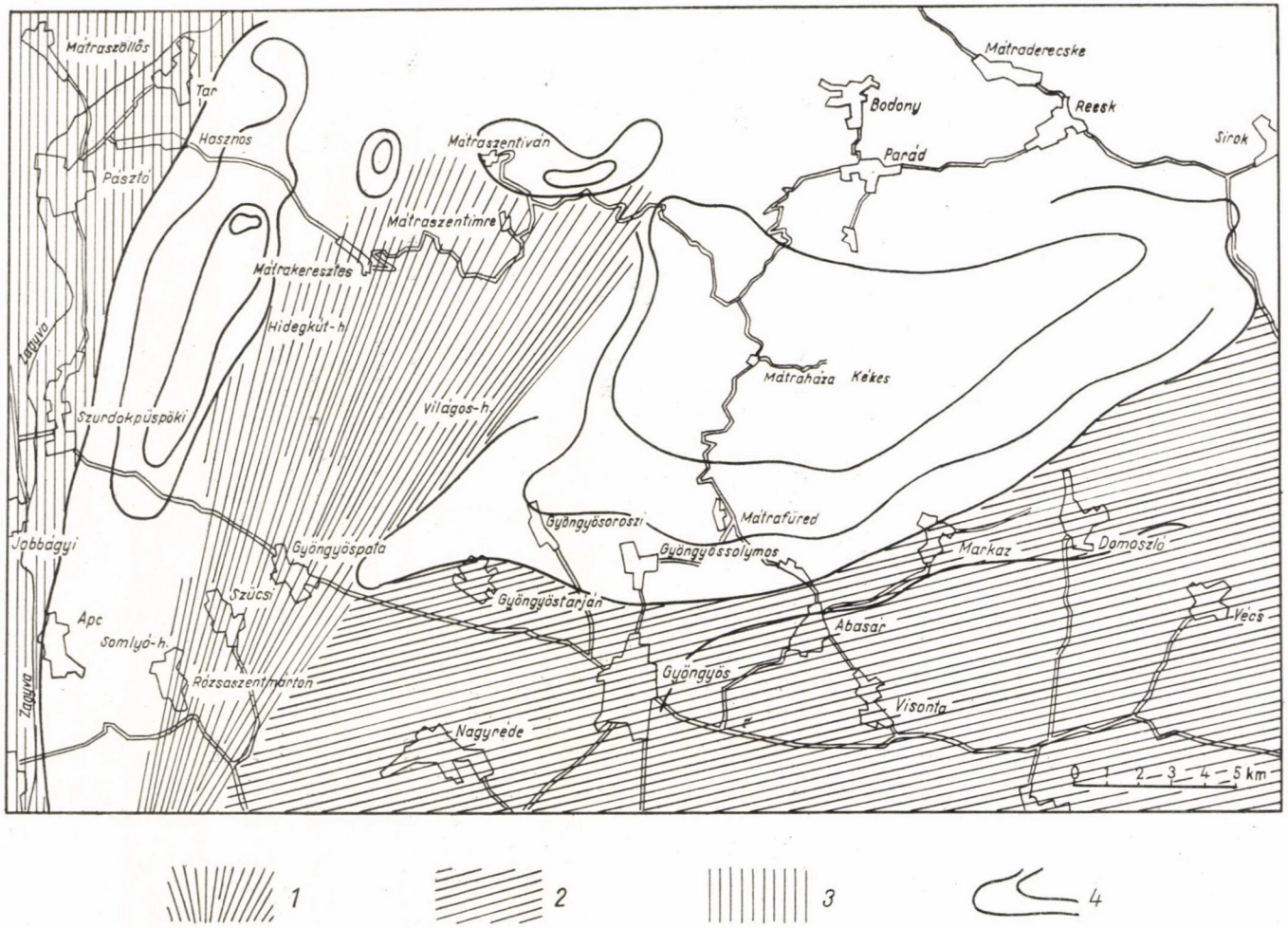
3. ábra. Középső dácittufa Mátra-hegységi domborzata az észlelt feltárások alapján. 1. T. sz. f. m.-gal jelzett észlelési pont és szerkesztett szintvonal; 2. fúrással megkutatott réteg t. sz. f. elért magassága; 3. feltételezett domborzat

1. *Észak-Ágasvárhoz kapcsolódó slirdomb*, közel K-Ny-i irányú. T. sz. f.-i magassága 450—490 m. Hosszúsága 6 km-es. Nyugat felé fokozatosan süllyed a mélybe.

2. *Észak-Galyához kapcsolódó slirdomb*, 310—130° irányú és 500 m magas. DK-i oldalán 590 m-es csúccsal emelkedik a térszín fölé, 5 km hosszú.

3. *Észak-Kékeshez kapcsolódó slirdomb*, 300—120° irányú, 450—490 m magas, 6 km hosszú. Kiemelt helyzetű DK-i oldalát 624 m magas csúcsát az alá benyomuló andezit szubvulkán emelte meg.

4. *Recsktől D-re húzódó slirdomb* könyök alakú. Cserepestetői megemelt 502 m-es csúcsát a slir alatti szubvulkáni karboandezit eredményezte. Ettől ÉÉK-re 4 km-es távolságban 450m magas csúcs, tőle K-felé elfordulva 3 km-re 340 m-es csúcs zárja le az L alakú slirdombot. Az 590 m magas É-galyai slirdombtól DNy-ra a Mátra közepe felé mintegy 7 km-t haladva a Gyöngyösoroszi



1. A helvéti slirképződmények alapján 1000 m mélységet meghaladó hegységközti szinklinális, melyet a későbbi tortonai andezitvulkanizmus feltöltött; 2. 1000 – 2000 m mélységet meghaladó, Alföld felé meredek lejtőszöggel hajló szinklinális; 3, ívesen hajló peremi szinklinális; 4, A helvéti – tortonai emeletben egykori kontinentális lejtőt építő középső dacittufa elterjedésének vázlata

2. sz. fúrás t. sz. f.—480 m mélységben harántolta a „slir" felső szintjeit. Ez 7 km-en belül az andezit feküjének több mint 1000 m-es szintkülönbségét jelzi.

A slir képződést a Mátra hegység területén a helvéti vulkanizmus kezdeti működési szakasza nyomta el.

A slir rétegekre települt helvéti vulkanizmusnak térképezéséből ismert adatait az előzőekben ismertetett módon ábrázoltuk. A vulkanizmust szórványos kisebb andezit tufaszórás vezette be, mely az üledékréteg közé települt ún. „átváltós réteg". Később az eredeti üledékképződést elnyomva mind hevesebb tufaszórásaival és ezt követő lávaagglomerátum és lávafolyásaival szinte kiszorította az üledékképződést. Közben megindult a „középső riolittufa" szórás is. A helvéti vulkanitok egykori domborzatát térképen ábrázolva megállapíthatjuk, hogy

1. *Ágasvártól* É-ra t. sz. f. 490—600 m-en jelenik meg helvéti vulkanit, takarva az egykori slirdombot. Ny-felé Nyikomnál 460—290 m közt nyomozható.

2. *Galyától* É-ra fekvő t. sz. f. 660—550 m közben ismeretes a helvéti vulkanit kifejlődése.

3. *Kékestől* É-ra fekvő t. sz. f. 490 m magas slir dombot fedő és 580—620 m magasságig emelkedő helvéti tufadomb mintegy 120—130 m vastagságot valószínűsít.

A Kékes 2. sz. fúrásban 624 m-ig megemelt helyzetű slir dombot nem borítja helvéti tufa, ez valószínűleg lepusztult, viszont DK-re eső alacsonyabb térszínen észlelhető a helvéti vulkanit.

Az É-Kékesi dombhát helvéti képződményeinek 7 km-es hossza arra utal, hogy a fedettség miatt csak 4 km-es hosszban észlelt fedetlen slirdomb tulajdonképpen DK-felé a vulkanit alatt folytatódik, s mintegy 2 km-es hossztöbblettel szerkeszthető meg.

4. A *Recsktől* D-re eső slirdombra települt helvéti tufadomb szerkesztése a domb É-D-i irányú részének megemelt helyzetét jelzi. A Parád 3. sz. fúrásban ugyanis a 34 m vastag slir üledék alatti andezit „dyke" meghaladja a 100 m-es vastagságot, tehát 516 m-re emeli ki a helvéti andezittufát is az átlag 380 m-es környezetéből. Ugyanezt bizonyítja az ÉK-ebbre telepített Sirok 1. sz. fúrásban észlelt szubvulkánmentes slir réteg normál települése.

A délrecski helvéti tufadomb keleti vége 380 m magas, 45—225° irányú szelíd hajlatú dombhátat alkot enyhe lejtőszöggel kelet felé.

A helvéti andezitvulkanizmus egykori domborzatát ábrázoló térképvázlat szerint az É-Mátrában, Ágasvárnál 600 m magasságig emelkedő helvéti vulkanizmusból álló domb nyugat felé 200 m-es szintvonalig követhetően enyhe lejtőszöggel süllyed a perem felé. Ez a 200 m-es szint dél felé Jobbágyiig követhető. É-ra kisebb, 460 m magas helvéti dombhát emelkedik ki.

Míg a K-Mátrában a helvéti vulkanizmus (az É-Kékes-i 620-as vonulatot is beleértve) csak tufaszórást eredményezett a Ny-Mátrában ugyanezt a tufa-

szórást lávafolyások növelik mind nagyobb vastagságúvá. Ez a helvéti vulkanizmusnak Ny-Mátrai kitörési centrumát vagy kulminációját jelzi. A vastagsági viszonyok ugyanezt jelentik. A Recsktől D-re eső domboldal 40 m-es tufavastagságához képest a Kékestől É-ra eső dombhát 130 m-es vastagsága és az Ágasvártól Ny-ra tapasztalt 170 m vastagsági adat a Ny-Mátrában jelöli a centrumkutatás lehetőségeit. E vonaltól nyugatabbra a Tar 29. sz. fúrásban MEZŐSI J. által észlelt 150 m vastag lávafolyás nélküli helvéti tufaszórás a peremi elszegényedést jelzi.

E vonaltól délebbre a gyöngyöstarjáni Bólyatetők alól völgyekben feltárt és fúrással megkutatott helvéti vulkanitok 360 m-es rétegvastagsága pedig a feltételezett ágasvári-nyikomi központtól délebbre irányítja a figyelmet. A Mátra központi részén a Gyöngyösoroszi 2. sz. fúrásban harántolt biotitos-amfibolos-piroxénes kevert helvéti vulkanitok a VIDACS A. által ismertetett középmátrai kevert dácitos és kevert helvéti ún. „átváltós" vulkanit rétegei a slir üledék 1000 m-es szintkülönbségű kifejlődéséhez képest mintegy 600 m-re csökken. Tehát a helvéti vulkanizmussal meginduló feltöltődés üteme gyorsabb volt mint a slirképződés végén.

A vázolt helvéti „slir" domborzata mint láttuk csak a hegység É-i peremén ismert. A rátelepült helvéti vulkanizmus a Ny-Mátrában már Szurdokpüspöki vonaláig, illetve Gyöngyöstarjánig követhető. De a rétegek mind mélyebbre süllyednek és a hegység D-i peremén elvesznek.

A helvéti vulkanizmust követő középső riolit, vagy dácittufa réteg összletének térképen való ábrázolása már az egész Mátrában kirajzolja az egykori domborzatot. A középső dácittufának Ágasvárnál 590 m magasságig ismert felszíni képződményei Nyikomnál 540 m magasságig követhető. A két csúcs közötti mai völgy 330 m-ig tárja fel a dácittufát. Gyalyatetőtől É-ra 700 m magasságig emelkedik a dácittufa feltárásból szerkesztett domboldal, mely dél felé meredek lejtőszöggel dől a Mátra hegység alá. Kékesnél ismét 740 m magas csúccsal rajzolódik ki a „slir" a helvéti tufa rétegekre települt dácittufa lepel, melynek K felé az 500 m-es szintje messze elhúzódik és csak a Mátra K-i peremvidékén süllyed a 200 m-es szintre, takarva a Recsktől D-re fekvő domborzatot is. Tehát a dácittufaszórás idején a hegység É-i peremvidéke már magasabb helyzetű volt és építményének egy része a tenger szintje fölé emelkedett.

Az É-i peremvidéken is megfigyelhető, hogy a „középső" dácittufa összlet alsóbb rétegeibe a helvéti andezittufa települ, vagy gyakran keveredik a dácittufa anyagával. De néha a slir rétegek felső szintjeibe is megtalálható e kevert réteg.

A mai Mátra gerincét is alkotó magasabb helyzetű „slir" helvéti tufa és dácittufából álló egykori domborzat dél felé mind mélyebbre süllyedt. A „slir" és helvéti andezitet ábrázoló térképek mutatják dél felé az egykori tengerfenék alakulását is. A dácittufa összlet és ennek hidropiroklasztikumos kifejlődése

azonos a rétegtani „középső" riolitufa néven ismert rétegösszlettel. PANTÓ G. rámutatott arra, hogy magyarországi viszonylatban a középső riolittufa számos szintet ölel fel, amelyek egymástól összetételükben, fáciesükben és képződési idejükben meglehetősen különböznek, s az idősebb és fiatalabb tufáktól nem mindig határolódnak el élesen. BALOGH K. az egri 200 000-es lap szerkesztésénél gyűjtő kategóriát is felállított az alsó-felső tufától sokszor elválaszthatatlan középső tufa számára. Észak-magyarországi elterjedésről PANTÓ G. megállapította, hogy a „középső riolittufa" rétegek képződési ideje az alsó helvéti és legfelső torton közötti intervallumban volt. (A felső riolittufa alsó határát a szarmata aljára helyezi, míg ennek felső határa felnyúlhat a felső pannóniai emeletig is.) Ilyen értelmezésben a Szurdokpüspöki medence peremi felső tortonai (SCHRÉTER Z.) üledékébe települt dácittufa réteg is a „középső riolittufa" tartományába tartozhat.

A hegység déli peremén végig követhető dácittufa betelepülések keveredtek a dél felé mind vastagabbá mélyülő helvéti vulkanitokkal, a magasabb szinteken talán a tortonai rétegvulkánokkal is. Az É-Mátrában ui. nemcsak a dácittufa alján van andezites dácitos keveredés, hanem BALOGH K. a középső dácittufa felső szintjeiben is jelzi a kevert rétegeket.

A határmegvonás céljából a helvéti vulkanitok feküjét alkotó slir rétegek felső szintjét is hasonlóképpen vizsgáltuk. A hidropiroklasztikumos rétegek helvéti-tortonai határát ott vontuk meg, ahol a dácitos andezites hidropiroklasztikumos rétegekbe helvéti slirre utaló üledékes közbetelepülésekkel találkoztunk. Ilyent találtunk pl. a Gyöngyöstarján 1. sz. fúrásban, ahol a biotitos piroxénandezit alatt dácitos vegyes tufás összletbe állt le a fúrás. A dácitos vegyestufás meszes tufitos összletbe települt vékony üledékes rétegek rokonságot mutatnak a „sr összlet felső rétegeivel". Hasonlóképpen a Gyöngyösoroszi mélyfúrásban a slirre települten kezdetben üledékkel kevert tufitos ún. „átváltós" rétegösszletre 50 m vastag vegyestufás dácittufa települ, majd a lávaagglomerátum és biotitos amfibolos andezit és tufa rétegekkel ismételten két dácittufás vegyestufás réteg követi 55 és 186 m-es vastagságban. S csak ez után fejlődik ki a közel 400 m vastag dácittufa mentes rétegvulkános andezitösszlet.

Tehát a hegységben a középső dácittufa" kifejlődése a helvéti slir üledékképződés végén indult meg, a helvéti andezitvulkanizmus idején tovább tartott és a felső tortonai emeletben fejeződött be (SCHRÉTER Z.). Vastagsági viszonyai nemcsak a tufaszórás erősségétől függnek, hanem az egykori térszín alakulásától és a slir üledékkel, illetve a helvéti és tortonai vulkanitokkal való keveredéstől is.

A Gyöngyösoroszi 2. sz. fúrásban a slirrel kevert, majd a dácitos andezites vegyes tufa rétegeket — 480 és + 119 m mélységből ismertük meg közbetelepült hat andezit réteggel. A dácitos vegyes tufa legfelső kifejlődése 186 m vastagságúnak adódott. Ezt tekintve a dácittufa legfelső rétegének, a Galyatető-

höz (716 m) képest mintegy 600 m-es szintkülönbsége adódik. A dácittufa így kirajzolódó egykori domborzata a Mátra közepén húzódó dácittufa szórás idején félig feltöltött szinklinális helyét és irányát jelöli ki. A szinklinális É-felé zártabb (az eddig ismert adatok szerint csak Ágasvár K-i oldalán nyitott), D-felé nyitottabb, illetve Gyöngyöstarján vonalában szűkül be. A szinklinális K-i oldalán meredek lejtővel kiemelkedő keleti domborzat kékesi csúcsától enyhe lejtővel dől kelet és dél felé. A hegység déli peremén a 200-as színtvonaltól kezdődően hirtelen meredek lejtővel süllyed a mai üledékkel fedett térszín alá, Gyöngyös-Kisnána vonalában jelölve ki a harmadik szinklinális irányát.

E három szinklinális közül a Ny-i perem ívesen hajló ÉK-DNy irányú illetve D-felé forduló medence szegély és a hegység DK-i oldalán, Gyöngyös-Kisnána irányában húzódó hirtelen mélyülő 2000 m-nél mélyebb szinklinálist üledékes fedettség miatt a geofizikai mérések is egyértelműen kimutatták. A Közép-mátrai szinklinálist azonban a későbbi rétegvulkános összlet feltöltötte.

Ez utóbbi szinklinálison belül helyezkednek el az ismert kálitrachit kifejlődések és az elváltozott kőzet provinciák az ércesedéssel együtt. Peremvidékét pedig a hidrokvarcit-limnokvarcites kifejlődés kíséri.

Összegezve megállapítható hogy a helvéti emeletben már kiemelt helyzetű volt a Mátra hegység mai É-i gerince, és mind É mind D felé enyhe lejtővel süllyedt a mélybe.

A dél felé lejtő domborzat a „középső riolit" illetve dácittufa térképen ábrázolt 200 m-es szintvonalig enyhe lejtőszögű kontinentális lejtőt alkotott, innen azonban hirtelen mélyülő lejtőszöggel süllyedt a tengerbe. Erre a 200-as szintvonalnál megtörő aljzatra épül a mátrai rétegvulkánus összlet. A meredek lejtőjű déli oldalon 2000 m-t is meghaladó rétegvulkános összlet vastagsága a dácittufa térkép 200-as szintvonaltól É felé fokozatosan kiékelődik és a mai É-i gerincen a legvékonyabb.

A Mátrának ezt a D felé dőlő lejtőszögű aljzatát harántirányú szinklinális szakította meg. A hegység Ny-i és DK-i vulkáni peremét alkotó két szinklinális irányt fiatalabb üledékektől fedetten a geofizikai mérések is egyértelműen mutatják. A Nyugat-Mátra közepén (a slir felső szintje, az eddig ismert helvéti vulkanitok nyoma és a — helvéti emelet és felső tortonai emelet között szakaszosan működő-középső dácittufa eddig ismert feltárásainak alapján) szerkesztett térképünkön kirajzolódik a harmadik szinklinális. Ez az ÉK-DNy-i irányú slirképződés idején 1000 m-nél is mélyebb szinklinális eddigi ismereteink alapján É-on és Délen összeszűkül. A helvéti vulkanizmus és a dácitvulkanizmus idején részben feltöltődik, a tortonai rétegvulkanitok pedig teljesen kitöltik. E szinklinálishoz kötött a hegység ércesedése, a kálitrachit kifejlődése és úgy látszik, hogy peremén helyezkednek el a limnokvarcitos, hidrokvarcitos kifejlődések.

BÚCSÚ PANTÓ GÁBOR AKADÉMIKUSTÓL*)

Búcsúzunk Tőled PANTÓ GÁBOR akadémikus professzor, a Magyar Tudományos Akadémia, az Akadémia Föld- és Bányászati Tudományok Osztálya, az Általad oly nagy szeretettel és hozzáértéssel vezetett akadémiai Geokémiai Tudományos Bizottság, valamint a magam nevében.

Immár bejártad az igazi geológus mélyreható szemével a legszebb magyar tájakat, a Mátrát és a Nagybörzsönyt, a Bükköt és a Rudabányai-vonulatot, a Mecseket, a Tokaji hegységet, szomszédos és távoli országok számos vulkáni és ércvidékét, feltárva, eszmei és anyagi értékké változtatva azok rejtett kincseit. Az élettelennek tűnő kőzetvilág, a Föld, amelyen naponta közömbösen járunk, tudós értelmed előtt csodálatosan változatos, évmilliókon át fejlődő, ércben dús szerkezetek sorává elevenedett. Szerkezetekké, amelyek Általad most már nélkülözhetetlen materiális és intellektuális tényezőkké, a megismerés, a haladás, a humánum újabb és újabb forrásává váltak.

Gondolataid erejével lehatoltál a magyar föld mélységeibe. Megmutattad, hogy a legszebb magyar vulkáni hegységek tömegei együtesen is csak kis mennyiségét teszik ki ama különös, feszítő gőzökben kivételesen gazdag, félelmes robbanó erejű vulkánosság termékeinek, amelyek nagyrésze ma a magyar medence mélyén rejtőznek. Ezt a sajátságos vulkáni működésfajtát éleselméjű elemzéssel egyik elsőként ismerted fel Európában a ma egyik legbékésebb, legpoetikusabb hazai tájon, a Tokaj-vidékén, megoldva az előtted már geológusok sokaságát foglalkoztató itteni földtani rejtélyek egész sorát.

A kőzetek és ősi vulkánok kutatójának szemével meglátad hegységeinkben azoknak, az ország számára iparilag, bányászatilag egyaránt döntő fontosságú érctermő jellemvonásait. Kevés más kutatónak sikerült a kőzet és érc rejtett kapcsolatait a legkülönbözőbb földtani viszonyok közt oly sokoldalúan feltárni, mint Neked. Rudabányai, börzsönyi monográfiáid, mátrai, mecseki, tokajhegységi dolgozataid sora egy-egy pazar példája a földtani, kőzettani és ércteleptani felismerések egyetlen logikus természetes egységbe olvasztásának. Szintézis alkotó készséged érvényesült akkor is, amikor kidolgoztad a vulkáni

*) PANTÓ GÁBOR ravatalánál 1972. XI. 17.-én elhangzott gyászbeszéd. Az akadémiai nekrológot lásd a Magyar Tudomány 1973. évi 3. kötete 180—184 lapjain.

kőzetek terminológiáját és térképileg is világosan rögzíthető formában felépítetted a magyarországi speciális ércképződés rendszerét nemzetközi szempontok kialakításához.

A közvetlenül bejárt hazai és szomszédos területeken túl is találó és újszerű értelmezésekben gazdag földtani elemzését adtad oly különböző és távoli területeknek is, mint a Himalája és a táguló Atlanti-óceán.

Szárnyaló elméd elvitt a legrejtelmesebb negyedik dimenzió, a meg nem ismétlődő idő konkrét elemzésének kérdéseiig. Differenciált új módszerek felhasználásával világítottad meg egyes vulkáni és ércképződési időszekvenciák bonyolult kapcsolatait. Finom kőzettani megkülönböztetések alapján felismerted az ország egyik legrégibb, csaknem milliárd éves kőzetanyagát a Zempléni szigethegységben.

Megadatott Neked, hogy megérhesd tudományágaink történetének talán legnagyobb forradalmát és alkotó módon bepillants a földtudományi kérdések eddig ismeretlen, meglepő kapcsolataiból kibontakozó messzi horizontba, amely az ember és az őt létrehozó számára minden tevékenységében és gondolatában döntő bolygó, a Föld valódi kapcsolatainak feltárásával egy eddig el sem képzelhető hatóerejű szemlélet felé vezet.

Szellemed egyik legjellemzőbb sajátsága szerint nem tűrted a tudomány merev sémáit, azokat fejlődő valósággá alakítva életteljes sokszínűséggel töltötted meg. Mennyire jellemző volt Rád, ahogyan a Bükkben és az Upponyi hegységben a sémáktól eltérő jellegű változatos kőzetfajtákat felfedezve rávilágítottál az iniciálisnak nevezett magmatizmus pontosabb sajátságaira. Felfedezéseidet sokoldalú makro- és mikromegfigyelés, geokémiai tudás és szemlélet, elmélyedő és egyben szárnyaló gondolati elemzés együttese hozta létre. Nem elégedtél meg a kérdés formális lezárásával. Újabb és újabb utakat találtál a megismerés elmélyítésére és így csaknem minden kutatási témádhoz több menetben, fokozódó részletességgel, tökéletesedő módszertannal, szélesedő látókörrel ismételten visszatértél.

Az alkotó élet ilyen magaslatára csak a személyes adottságok és a szerencsés körülmények különleges kapcsolódása vezethet el. A gyakorlati bányaszati és az elvontabb földtani kapcsolatok iránti oldhatatlan érdeklődésedben első tanítómestered, Édesatyád és családod bányász-geológus szelleme érvényesült. Később a konkrét és absztrakt dialektikája vezetett mind nagyobb távlatú összefüggések felismeréséhez.

A döntő mégis rendkívüli intellektuális készséged, szellemed intenzitással párosult lebegő könnyedsége és hihetetlen befogadóképessége volt. Pazar memória, gyors megértés és továbbfejlesztő képesség, valamint kivételes nyelvkészség alapozták meg óriási tájékozottságodat a tudomány adatairól, tételeiről, de még művelői személyéről is.

Mozgékony, csaknem játékosan élénk, egyben igen élesen polarizáló szellemed izzó plazmájában alakultak ki szintéziseid. Ugyanez a szellemi

komplexitás vezérelte a szintézisek megalapozását, geológus-bányász szemléletű bejárásaidat, az adott helyzetben alkalmazható legkorszerűbb módszerek megtalálását és azok tökéletes elsajátítását.

Ez érvényesült a mondhatni az egész világra kiterjedő tudományos kapcsolataid kialakításában is. Ugyanakkor találékonyságod, személyes varázsod, kedves célzásokban és mosolyban gazdag eszmecseréid is segítették hazai és nemzetközi tárgyalásaidat, amelyekkel a magyar földtan külföldi megbecsülését oly hathatósan vitted előre.

Amikor néhány nap előtt egy külföldi UNESCO szimpóziumon bejelentésre került, hogy többé nem vagy közöttünk, az általános megdöbbenés napokon át kísérte a világ legkülönbözőbb részéből jött neves tudósok nemzetközi társaságát.

Szellemed a kristályok világába hatolt és alkotásaid is az éles felületekkel határolt kemény, átlátszóan tiszta drágakövekhez hasonló tételekké kristályosodtak. Poraid előtt állva nem a portól, hanem a kristályosan ragyogó gondolatokat, örökérvényű megismerést, a humánum új és új formáit teremtő személyiségedtől búcsúzunk.

Gyászolók! Önfeláldozóan szerető hitves, a bányageológusi fogékonyságot átadó Édesapa, kedves gyermekek, barátok, munkatársak, tanítványok: mérsékeljétek fájdalmatokat, mert immár kristályos eszme, a magyar földtan szilárd, változhatatlan, sérthetetlen tartóköve lett, akit gyászolunk. Felemelt fejjel, alkotásaidra büszkén búcsúzunk Tőled feledhetetlen társunk, legkedvesebb Barátom, szeretett Gáborunk.

SZÁDECZKY-KARDOSS ELEMÉR

A KBGA SZEDIMENTOLÓGIAI BIZOTTSÁGÁNAK SZÓFIAI SZIMPOZIUMA ÉS MUNKAÜLÉSE

(1972. okt. 16–25.)

A flissel foglalkozó nemzetközi szimpózium megrendezésére a KBGA IX. kongresszusának (Budapest, 1969) határozata alapján került sor.

A 13 előadáson, a 6 napos kiránduláson és a befejező 1 napos vitán 31, részben nem tagországi (olasz, francia, NDK), szakember vett részt. Az előadások túlnyomórészt a flis laterális fácieseivel és a flis genetikájával foglalkoztak. Nem volt egységes a felfogás a flis keletkezési mélysége, a süllyedés és emelkedés jellege, a lepusztulási terület alakja és elhelyezkedése, a medence vagy vályú feltöltődési módja, valamint a nevükben genetikai jellegeket őrző turbidit, laminit, és szuszpenzit megnevezések tekintetében. Javaslat hangzott el az utóbbiak gradoklasztit névvel történő helyettesítésére.

A vita nyomán egy későbbi szimpózium témájául a vadflis és az olisztolitok, valamint a flis és a molasz kapcsolatának kérdését javasolták.

A paleotranszport térképek szerkesztésével kapcsolatban a munkaülés elhatározta, hogy a nemzeti szerkesztők a térképeket 1972. végéig küldik meg Slaczka főszerkesztőnek és az anyagot 1973. májusában Budapesten megvitatják és egyeztetik.

Az Asszociáció tervezett üledékföldtani folyóiratának (Szedimentológia) kérdésében a Nemzeti Bizottságokhoz fordultak.

Császár Géza — Ódor László

BESZÁMOLÓ A II. NEMZETKÖZI BÁNYAMÉRÉSI KONFERENCIÁRÓL

Az 1969-ben Prágában tartott Nemzetközi Bányamérési Konferencián Magyarország kapta a megbízást a következő Konferencia megrendezésére. A II. Nemzetközi Bányamérési Konferencia megrendezésére 1972-ben (jún. 5—14) került sor. Hozzákapcsolódott a Miskolci Nehézipari Műszaki Egyetem Geodéziai- és Bányaméréstani Tanszék fennállásának 100 éves évfordulójának ünnepe.

A konferencia szervezését az Országos Magyar Bányászati és Kohászati Egyesület keretében a Bányamérői Munkabizottság végezte. A Konferencia keretében tudományos ülésszak Budapesten, tanszéki ünnepség Miskolcon, tanulmányút Sopron—Veszprém—Balaton útvonalon, műszerkiállítás, valamint a Bányamérő Nemzetközi Együttműködési Szervezetnek alakuló ülései és a kísérők részére szervezett kultúrprogram szerepeltek főbb programpontként.

Képviseltették magukat: Algéria (2), Amerikai Egyesült Államok (1), Ausztrália (5), Ausztria (4), Bulgária (23), Csehszlovákia (86), Finnország (1), Franciaország (1), Jugoszlávia (10), Kanada (1), Lengyelország (24), Magyarország (196), Nagy-Britannia (3), Német Demokratikus Köztársaság (18), Német Szövetségi Köztársaság (20), Nyugat-Berlin (2), Románia (3), Svájc (3), Svédország (2), Szovjetunió (32).

Martos Ferenc c. egyetemi tanár, az OMBKE alelnökének megnyitója méltatta a bányaméréstan tudománynak, főleg a határtudományok vonatkozásában, az utóbbi évtizedekben tapasztalható fejlődését.

Az üdvözlések elhangzása után dr. h. c. mult. dr. Tárczy-Hornoch Antal akadémikus „A magyar bányamérés történetéről" című ünnepi előadása áttekintést adott a magyarországi bányászkodással kapcsolatos bányamérési emlékekről, visszamenően az 1244-ben IV. Béla király által kiadott bányatörvényig. A XV.—XVI. századokban főleg az arany-ezüst-réz bányászattal kapcsolatosan maradtak fenn emlékek. 1735-ben alapították meg Selmecbányán — Európában elsőként — a Bányatisztképző Akadémiát, amelynek vezetője Mikoviny Sámuel volt. Különösen a geodéziai, kartográfiai és vízépítési munkálatai ismertek. A selmecbányai akadémián később is nagynevű professzorok Cséti Ottó és Szentistvány oktatták a bányaméréstant.

A szint nem csökkent az Akadémiának 1919-ben Sopronba való áttelepítésével sem.

A műszerkiállítás megnyítóját POSCH GYULA, a Magyar Optikai Művek vezérigazgatója tartotta.

A tudományos ülésszak további programjában 87 előadásra és konzultálásra került sor, melyeket 5 témakörbe soroltak:

1. Általános, a bányamérés történelmi fejlődését, szervezeti kérdéseit érintő 11 előadás.

2. Modern mérési és számítási eljárások a bányamérésben (24 előadás).

3. A bányamérés és számítás céljait szolgáló műszerek, berendezések konstrukciós és fejlesztési kérdései (12 előadás).

4. A geológiai tevékenységgel összefüggő bányamérési feladatok, bányászati geometria (13 előadás).

5. Kutatások a kőzetmozgás és bányakár terén (27 előadás).

Az egyes témakörök előadásai anyagából összefoglaló referátum készült, amelyben állásfoglalás nélkül ismertették a különböző szerzők kutatásait, eredményeit és véleményeit. Az 1. témakör előadásainak többsége a különböző országok bányamérő szolgálatának szervezeti felépítésével, a bányamérők helyzetével és perspektívájával foglalkozott. Hangsúlyozták, hogy a tulajdonképpeni mérési munkaterület manapság már csak egy részét képezi a bányamérés egész feladatkörének. Ennek megfelelően átalakult a bányamérő szakemberek oktatási metodikája is. Az újabb korszerű műszerek, mérési, számítási eljárások megismerését — a gyakorlatban működő szakemberek számára — különböző szintű tudományos — szakmai ülések nagy mértékben elősegítik.

A 2. témakör előadásai foglalkoztak a giroteodolitokkal és azok alkalmazásával, a hálózati mérésekkel és a hibaanalizisse, a fotogrammetria bányászati alkalmazásával, valamint a folyamatos ellenőrzés, ill. deformáció-meghatározás céljára szerkesztett automatizált mérőberendezésekkel és mérési módszerekkel.

A 3. témakörben a giroteodolitok, az elektrooptikai és mikrohullámú távmérők, a laser-kitűző műszerek konstrukciós és fejlesztési kérdéseivel foglalkozó tanulmányok szerepeltek. A giroteodolitok vonatkozásában nagyarányú fejlődés mutatkozik a műszerek pontosságnövekedésében, ill. méret és súlycsökkentésében. Néhány tanulmány különböző gyártó cégek által készített műszerekkel végzett összehasonlító vizsgálatának eredményeit közölte.

A 4. témakörbe a bányamérés új, a bányászat különböző tudományterületeinek integrációjaként létrejövő és kialakuló tudományágra, a bányászati geometriára vonatkozó tanulmányok kerültek. A tanulmányok a szén-, érc-, vegyesásványok és szénhidrogén bányászatával kapcsolatos térképi ábrázolás, geológia, geomechanika, a tervezés, irányítás, művelés, stb. kérdéseit érintették. A korszerű bányaméréstan a kutatástól a művelésig méri, ábrá-

zolja, jellemzi és értékeli a hasznosítható ásványok lelőhelyeit. A bányamérő szolgálat feladatai ennek megfelelően két csoportra, a geodéziai-bányamérési és a bányászati geometriai munkákra különülnek.

Az 5. témakörben volt az előadások száma, változatossága és terjedelme a legnagyobb, bizonyítva, hogy a kőzetmozgás és bányakár problémáinak kutatása a bányászati tevékenység egyik legfontosabb és még sok lehetőséget kínáló feladata. Foglalkoztak földalatti mérések, külszíni mérések, számítási összefüggések és azok egyes paramétereinek meghatározása, aknavédőpillérek lefejtése, épületkárok kérdéseivel. A kőzetmozgás jelenségének vizsgálatát igyekeztek a földalatti és a külszíni jelenségek összekapcsolásával együttesen vizsgálni, a kapott eredményeket pedig a bányamunka biztonságára ill. a bányakárok elhárítására vonatkozó megoldások gazdaságossági vizsgálatára felhasználni.

A hozzászólásokat külön szekcióülések is kiegészítették, ahol a résztvevők között igen aktív kötetlen eszmecsere alakult ki.

Az előadások anyaga témacsoportonként rendezve külön kötetekben jelent meg, azon a nyelven, amelyen a szerző beküldte. A referátum előadások a konferencia hivatalos nyelvein — angol, francia, német, orosz — külön kötetekben láttak napvilágot.

A tanszéki ünnepségre mintegy 80 fő utazott Miskolcra. Hoványi Lehel tanszékvezető egyeteni tanár „Száz éves a Geodéziai és Bányaméréstani Tanszék" című előadása ismertette a Tanszék létrejöttének körülményeit, a Tanszéken működő professzorok munkásságát és a tudományág terén kifejtett jelentősebb eredményeiket. Ismertette a Tanszék jelenlegi helyzetét, felszereltségét és fejlődési irányvonalának szempontjait. A résztvevők megtekintették a Tanszék műszertermét, tanbányáját, az Egyetem Könyvtárát, ahol a Selmecbányai Akadémia emlékeit is őrzik. A Sopron—Veszprém—Balaton útvonalon rendezett kiránduláson kb. 60 fő, többnyire külföldi vendégünk vett részt. Visegrád—Esztergom—Fertőd műemlékeinek megtekintése után érkeztek Sopronba. Másnap a MTA Geodéziai- és Geofizikai Kutató Intézetének Sopronbánfalván lévő obszervatóriumát tekintették meg, majd az Erdészeti- és Faipai Egyetemen megszemlélték a Geodéziai- és Fotogrammatriai Tanszéket és annak műszergyűjteményét. Ehhez csatlakozott a következő napon a herendi porcelángyár, Veszprém és Tihany nevezetességeink megtekintése és Siófoki tartózkodás.

A műszerkiállításon a KERN et Co. Ag, a WILD Ag, a VEB Karl ZEISS JENA, valamint a MOM gyárak vettek részt.

Bányamérők Nemzetközi Együttműködési Szervezete

A prágai I. Nemzetközi Bányamérési Konferencián javasolt nemzetközi szintű bányamérői együttműködési szervezet alapszabályzatának megalkotá-

sára négytagú Munkabizottságot választottak meg. A Konferencián résztvevő országok megbízott képviselői lényegében egyetértettek a Munkabizottság által készített alapszabály-tervezettel, s azt, mint irányelvet elfogadták. A Szervezet elnevezése: Nemzetközi Bányamérési Kongresszus. Tagországok száma: 17. Székhelye a megválasztott főtitkár székhelyén. Elnöke: SPICKERNAGEL H. (Ausztria). Alelnökök: KANGAS K. (Svédország), BUKRINSZKIJ V. A. (Szovjetunió), SAVELSBERG H. (Német Szöv. Közt). Főtitkár: KLEMENCSICS, I. (Magyarország). Megválasztották egyidejűleg az elnökség mellett dolgozó választmányt és tudományos tanácsot is. A Kongresszus levélben a Nemzetközi Bányászati Kongresszusnak bejelentette a szervezet megalakulását, kérve a további Bányamérési Konferenciáknak a Nemzetközi Bányászati Kongresszus égisze alatt, azzal párhuzamos bonyolítását.

A III. Konferenciát 1976-ban Ausztria rendezi Leobenben. A IV. Konferencia rendezési jogát a Német Szövetségi Köztársaság kérte, mivel 1979-ben fogják ünnepelni a német szénbányászat 100 éves évfordulóját. Az V. Konferencia rendezését Bulgária vállalta.

FARKAS BÉLA

TÁJÉKOZTATÓ
A KAPG* 1972. ÉVI MUNKÁIRÓL

A KAPG tevékenysége évről-évre szélesedik. Ez a nagy nemzetközi szervezet a geotudományok közül egyre többet integrál magába a geonómia szellemében. 1972-ben egy új szervezeti forma alakult ki. A recens kéregmozgások komplex értelmezésére az 1. albizottság (Földkéreg és felső köpeny), valamint a 3. albizottság (A földkéreg jelenkori mozgásai) közös munkabizottságot alakított. Így Prágában 1972. márciusában az 1.2. munkacsoport (Magnetotellurikus szondázások) és a 2.1. munkacsoport (Földmágneses változások) együtt szervezte meg szimpóziumát. Közös érdeklődési területük a természetes elektromágneses tér, mint a magnetoszféra vizsgálati eszköze és a magnetotellurikus kutatás energiaforrása. A kutatási eredmények analizálásának szép példája a „Geoelectricity and Geothermics is Eastern Europe and Asia" című KAPG monográfia, amely végleges formáját 1974. közepén a soproni nyári iskolán kapja meg és a KAPG Bizottság az Akadémiai Kiadót kéri fel a megjelentetésre.

A KAPG-nak hagyományosan a legnagyobb rendezvénysorozata a KAPG Bizottság szokásos évi ülésszaka köré csoportosul. 1972-ben erre március 14 és 21 között Prágában került sor. Prágában az 1, 4, 7, 8 KAPG albizottság és 1.2, 1.5, 2.1, 4.2, 4.3, 6.4, 6.7, munkacsoport ülésezett, tartott érdekes szakmai vitákat, előadásokat, kialakította az együttműködés formáit és főként 1975-ig terjedő terveit.

A KAPG Bizottság határozatai már a perspektivikus tervek (1976—1980) alapos előkészítését is célozzák. Felhívják a figyelmet a korszerű témák művelésére, pl. a kőzetek vizsgálatára magas nyomáson és hőmérsékleten, a tengerparti zónák dinamikájára, a gépi adatfeldolgozás lehetőségeinek kihasználása a KAPG keretében, a légkör felszín fölötti határrétegének, mint az emberi környezetnek kutatására, stb.

A KAPG Bizottság javaslatokat dolgozott ki közös mérésekre, expedíciókra (pl. hőárammérések a Fekete-tengeren), laboratoriumok, adatcentru-

* A szocialista országok Tudományos Akadémiáinak többoldalú együttműködési bizottsága a planetáris geofizikai kutatásokra.

mok szervezésére. Felhívta a résztvevő országok figyelmét a nemzetközi kutatási programokban (Nemzetközi Geodinamikai Program, Globális Légkörkutató Program, Magnetoszféra-kutató Program) való összehangolt részvételre.

A KAPG-nek 1972. év folyamán több más rendezvénye is lesz. Csupán a hazai rendezvényeket említjük.

1972. április 10—15 között Somogyi Antal, a 2.3. munkacsoport (Kozmikus sugárzások) regionálisönle ke Budapesten szervezte meg a munkacsoport értekezletét. 1972. szeptemberében a Kárpát-Balkán kéregmozgási vizsgálat összehangolására a MÉM OFTH és a MTA közös előkészítő munkamegbeszélést tart (KAPG 3.2.3. téma)

Magyar tudósok 1972. év folyamán résztvesznek a KAPG 7.2 munkacsoportjának a sugárzási jelenségekkel, a KAPG 1.4. munkacsoportjának a geotermikus mérésekkel és KAPG 5.2. munkacsoportjának a numerikus módszerekkel foglalkozó rendezvényein.

Ádám Antal

MAROSI SÁNDOR

BELSŐ-SOMOGY KIALAKULÁSA ÉS FELSZÍNALAKTANA

Földrajzi tanulmányok 11. Akadémiai Kiadó Budapest, 1970, 169, o.

A könyv a bevezetőn kívül két nagyobb fejezetre tagolódik. Az első fejezet elején a területtel foglalkozó geológiai és geomorfológiai kutatásokról ad történeti áttekintést, ill. kritikai elemzést, majd a mélyszerkezeti és rétegtani viszonyokat ismerteti. A fejlődéstörténet tárgyalása különösen a felső-pliocén időszaktól kezdve mélyenszántó. A pleisztocén folyamán Belső-Somogy nagyarányú szerkezeti és morfológiai változásokon ment keresztül. A fejlődéstörténet itt is sokkal bonyolultabb, mint ahogyan azt korábban tudtuk. Új megvilágítást kap a Balaton-árok keletkezése. A szerző szerint a Balaton medencéjének kialakulása nem a riss-würm interglaciálisban ment végbe. Kimutatja, hogy a Balaton-árokban a süllyedések a würm elején is tovább folytatódtak. Érdekes — de talán még további bizonyítást igényel — a szerzőnek az az álláspontja, hogy a Balatonnak a glaciális időszakban volt a legmagasabb vízállása.

A második fejezet Belső-Somogy geomorfológiai viszonyaival foglalkozik. A szerző a tárgyalt területet hat kisebb geomorfológiai körzetre osztja. Először a legváltozatosabb felszínű kiskörzetet, a Marcali-hátat mutatja be. Ismerteti geológiai felépítését, szerkezeti viszonyait, a pleisztocénban és a holocén folyamán működő felszínformáló folyamatokat és az általuk létrehozott változatos formákat. Részletesen foglalkozik Belső-Somogy homokterületeivel. Ezek kiterjedésüket tekintve a harmadik helyet foglalják el az országban. A futóhomok tárgyalásánál a szerző több esetben átlép Belső-Somogy határain, hogy a homokformákról pontos genetikus magyarázatot adhasson. Kimutatja, hogy a Belső-Somogyi homokfelszínek északi része tulajdonképpen deflációs, és számottevő futóhomok felhalmozódás csak ettől az övezettől D-re található. Részletesen tárgyalja a formákat, a buckák belső szerkezetét, a kovárványrétegeket és a periglaciális jelenségeket. Rövidebbre fogott a többi geomorfológiai kiskörzet (Dráva-völgy, a Nagyberek a Fonyódi- és a Boglári-heggyel, a Kisbalaton) bemutatása is. Az itt közölt több új értékes eredmény közül külön figyelmet érdemel a Balaton színlőivel kapcsolatos rész. Végül a völgyeket jellemzi színvonalasan. A deráziós völgyekről készült fejezetek több elvi jelentőségű megállapítást tartalmaznak.

A könyv egészében véve kitűnő természeti földrajzi összefoglalás Belső-Somogyról. Új eredményei lelkiismeretes terepbejáráson és sok laboratóriumi anyagvizsgálaton nyugszanak. A könyv jó geológiai megalapozottságú és áthatja a komplex geomorfológiai szemléletre való törekvés. A szöveg megértését 84 ábra segíti elő. A fényképek nyomdai kivitelezése helyenként kívánni valót hagy maga után. Hiányosságként említhető, hogy a könyvhöz nem készült részletes színes geomorfológiai térkép.

A könyvet a szakma művelőin és kedvelőin kívül más szakemberek is haszonnal forgathatják, mert a területi tervezőmunkához, a táj természeti erőforrásainak minél tökéletesebb kihasználásához sok hasznos anyagot nyújt.

BORSY ZOLTÁN
a földrajztudományok kandidátusa

ISMERTETÉS

a II. Anyag- és Energiaáramlási Ankét kiadványáról

Az MTA Föld- és Bányászati Tudományok Osztálya által 1971. április 8—9-én rendezett Ankét kiadványa technikai okokból nem az Osztály Kiadványában, hanem önálló könyv formában (253 oldal) jelent meg. Az Ankét előadásai — 24 tudományos dolgozat — a Földön kívüli, a felszínközeli és a Földön belüli áramlásokkal, ezek dinamikájával és kapcsolataival, főleg hidrológiai folyamatokkal és ezek gyakorlati (ipari és mezőgazdasági) vonatkozásaival foglalkoztak, azoknak a jelenségeknek és folyamatoknak kiemelésével, amelyek a földtudományok többi ágazatában is felhasználhatók.

A II. Ankét legfőbb eredményének tartjuk, hogy annak keretében már világosan kialakult az egységes szellemi mozgalom, amely a geonómia hazai kibontakozását és széleskörű hatékonyságát biztosítja. Az előadások és az azokat követő vita több új kutatási irány elindításához is vezetett.

Világosan körvonalazódott, hogy a geonómiai folyamatok a Föld összes zónájában különböző mértékben kapcsolatban állnak kozmikus folyamatokkal. A meteorológiai hatásoknak a talajvízszint-ingadozásokra gyakorolt hatása további vizsgálatokat igényel. A magyarországi felszíni-, talaj- és karsztvízszint ingadozásokban 14—16 éves ciklusosságot mutattak ki.

A paleoklimatológiai kutatások megindításaként kidolgozták az albedó-térképek metodikáját.

Előrelépés mutatkozik Magyarország migrációs térképei összeállításában különböző mélységekre és különböző földtani korokra. Nagy fontosságúak az organikus és élő anyagnak, a biomasszának a geonómiai folyamatban jelentkező passzív és aktív szerepére vonatkozó kutatások.

A magyarországi mélyvizek képződésének és áramlásának vizsgálatával kapcsolatban kimutatták, hogy a folyadék- és gázfázisok migrációs elkülönülésében a tektonikai viszonyok jelentős szerepet játszanak. Érdekes a felismerés, hogy a hazai szikesek kialakulása az ÉNy-DK irányú törésvonalak mentén felszálló CO_2 áramlással kapcsolatosak.

A felszínközeli lejtős tömegmozgásoknak és a lemeztektonikával kapcsolatos gravitációs tektonikai csúszásoknak kapcsolata a Kárpát-Dinarid terület betolódási övezeteinek kimutatását segíti.

A II. Anyag- és Energiaáramlási Ankét jelentősen közelebb vitt a geonómia konkrét diszciplínáinak kialakításához, a földtudományok közös nyelvezetének és nómenklatúrájának elfogadásához, az egységes szintézis kialakításához.

Az Ankét közvetlen gyakorlati eredményeihez sorolhatjuk a meteorológiai előrejelzés, a vízgazdálkodás és vízvédelem, az építésföldtani, agrogeológiai és szénhidrogén prospekció területén mutatkozó kutatásfejlesztési és alkalmazási javaslatokat.

DR. PÓKA TERÉZ

A kiadásért felel az Akadémiai Kiadó igazgatója
Műszaki szerkesztő: Helle Mária
A kézirat nyomdába érkezett: 1973. III. 21. — Terjedelem: 33,25 (A/5) ív
73.74833 Akadémiai Nyomda, Budapest — Felelős vezető: Bernát György

TARTALOM

Barta Gy.: Köszöntő 1

III. ANYAG- ÉS ENERGIAÁRAMLÁSI ANKÉT

Szádeczky-Kardoss, E.: Megnyitó a Föld Anyag- és Energiaáramlásai III. Ankétjához... 5

LÉGÖVI, VÍZÖVI ÉS SZEIZMIKUS CIKLUSOS FOLYAMATOK

Rónai A.: Beszámoló a földfelszínközeli ciklusos jelenségek munkabizottságának fő eredményeiről 7
Berkes, Z.: Az általános légkörzés éven belüli periódusai 13
Péczely Gy.—Csomor, M.: Magyarország nyári csapadékának periódicitásai 31
Major, P.: A beszivárgás és a talajvízpárolgás homokos fedőrétegben, a fedőrétegek kapilláris feszültségállapota alapján 37
Bendefy, L.: Magyarországi tavak periódikus vízszintingadozásainak és a napfoltte-vékenységnek kapcsolata 45
Maucha, L.: A karsztvizek árapály-jelenségét okozó kéregmozgások műszeres vizsgálata 55
Csomor, D.: A magyarországi földrengések ciklikusságáról 85
Nekovetics, O.: A szeizmikus jelenségek periodicitása 93

MIGRÁCIÓS FOLYAMATOK

Erdey-Grúz, T.: A víz és vizes oldatok szerkezetének dinamikai megvilágításáról 103
Szádeczky-Kardoss, E.: Az olvadékos, oldatos és disszipációs mobilitás 111
Kőrössy, L.: Magyarország regionális kőolaj- és földgáz migrációs-akkumulációs térképe és a nagy felhalmozódások lehetősége 117
Stegena, L.: Agyagásványok és kőolajmigráció a Magyar Medencében 125
Szebényi, L.: Az alföldi mélységi vizek nyomás- és áramlási viszonyai 131
Rácz, D.: Szénhidrogének földalatti mozgásának természetes akadályai 147
Csalagovits, I.: Rétegtani szinthez kötött ércesedés genetikai problémái, földtani feltételei a hazai geokémiai vizsgálatok eredményei alapján 157

PALEOKLIMATOLÓGIAI FOLYAMATOK ÉS AZ ÚJ GLOBÁLIS TEKTONIKA

Szádeczky-Kardoss, E.: Szublitoszferikus gőzpárnamagmatizmus és klímaingadozás. (Beszámoló az „Új globális tektonika munkabizottság" eredményeiről) 163
Béll, B.: Beszámoló az Anyag- és Energiaáramlási Ankét paleoklimatológiai munkacsoportjának terveiről és fő eredményeiről 171
Járainé, Komlódi, M.: Eurázsia felső pleisztocén vegetációja a Würm glaciális hideg maximuma és a Riss-Würm interglaciális klímaoptimuma esetén 173
Dobosi, Z.: Vizsgálatok Eurázsia felszínének pleisztocénkori albedóiról 183
Dobosi, Z.: Eljegesedések kifejlődése az új globális tektonika alapján 189
Mészáros, E.: A földi légkör kialakulása és összetételének időbeli változása 193
Géczy, B: Geobiológia és paleoklimatológia 205
Kádár, L.: Földrajzi megjegyzések Eurázsia pleisztocénkori éghajlatához 207
Nagy, L.-né: Korreferátum a III. Anyag- és Energiaáramlási Ankéton 217
Géczy, B.: Lemeztektonika és paleogeográfia a keletmediterrán mezozóos térségben 219
Bárdossy, Gy.: Bauxitképződés és lemeztektonika 227
Rónai, A.: A negyedkori kéregmozgások térképe Magyarországon 241
Somogyi, S.: Adatok a fiatal kéregmozgások hazai földrajzi hatásaihoz 245
Stegena, L.: A Pannon-medence kainozóos evolúciója 257
Hédervári, P.: Litoszféra-modellek és a magma keletkezése 267
Horváth, F.: Lemeztektonika és a globális gravitációs tér 293

FÖLDI NYOMÁSVISZONYOK ÉS ERŐTEREK

Szemerédy, P.: Szoláris terresztrikus erőtér kapcsolatok 299
Bencze, P.: A nyomás és az erőterek szerepe az alsó- és felső légkör közötti összefüggések tükrében 305
Béll, B.: Erőterek a neutroszférában 311
Richter, R.: A földkéreg primér kőzetfeszültségeiről 323

Rácz, D.: Tájékoztató a szénhidrogénbányászatban (rezervoármechanikában) használatos nyomásfogalmakról 337
Pesty L.: — *Tomschey, O.*: Elgondolások földkéreg nyomásfajtáiról és azok nevezéktanáról 341
Barta, Gy.: Anyagáramlások a Föld belsejében 345

EGYÉB ÉRTEKEZÉSEK

Kassai, M.: A Villány-szalatnaki paleozóos mélytörés 351
Vargáné, Máthé, K.: A Helvéti-tortonai emeletben kirajzolódó Mátra hegységi szinklinálások 355

NEKROLÓG

Szádeczky-Kardoss, E.: Búcsú Pantó Gábor akadémikustól 365

KONGRESSZUSI ÉS NEMZETKÖZI MUNKABIZOTTSÁGI BESZÁMOLÓK

Csiszár, G.—Ódor, L.: A KBGA Szedimentológiai Bizottságának Szófiai Szimpóziuma és Munkaülése 369
Farkas, B.: Beszámoló a II. Nemzetközi Bányamérési Konferenciáról 371
Ádám, A.: Tájékoztató KAPG 1972. évi munkáiról 375

KÖNYVISMERTETÉSEK

Borsy, Z.: Marosi Sándor: Belső-Somogy kialakulása és felszínalaktana 377
Póka, T.: II. Anyag- és Energiaáramlási Ankét 378

NÉVMUTATÓ

Ádám Antal 375

Barta György 1. 345
Bárdossy György 227
Bencze Pál 305
Bendefy László 45
Berkes Zoltán 13
Béll Béla 171, 311
Borsy Zoltán 377

Csalogovits Imre 157
Csiszár Géza 369
Csomor Dezső 85
Csomor Mihály 31

Dobosi Zoltán 183, 189

Erdey-Grúz Tibor 103

Farkas Béla 371

Géczy Barnabás 205, 219

Hédervári Péter 267
Horváth Ferenc 293

Járainé Komlódi Magda 173

Kassai Miklós 351
Kádár László 207
Körössy László 117

Major Pál 37
Maucha László 55
Mészáros Ernő 193

Nagy Lászlóné 217
Nekovetics Oszkár 93

Ódor László 369

Pesty László 341
Péczely György 31
Póka Terézia 378

Rácz Dániel 147, 337
Richter Richard 323
Rónai András 7, 241

Somogyi Sándor 245
Stegena Lajos 125, 257

Szádeczky-Kardoss Elemér 5, 163, 365
Szebényi Lajos 231
Szemerédy Pál 299

Tomschey Ottó 341

Vargáné Máthé Klára 355

Ára: 71,— Ft

Megjelent 1973. VIII. 30.

Index: 26.510