GEONÓMIA és BÁNYÁSZAT

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

8. kötet 1–2. szám
1975

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,
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 *Acta Geodetica, 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.

A NEMZETKÖZI GEODINAMIKAI PROGRAM MAGYAR NEMZETI BIZOTTSÁGÁNAK 1974. ÉVI MUNKAÉRTEKEZLETE

AZ UNIVERZÁLIS CIKLUSTÖRVÉNY

SZÁDECZKY-KARDOSS ELEMÉR
AKADÉMIKUS

I.

Amikor két évi előkészítés után 1969-ben megindítottuk az MTA Föld- és Bányászati Osztálya hosszútávú rendszeres tudományos együttműködését *„A Föld anyag- és energiaáramlásai"* c. ankétsorozat keretében, olyan jelenségek kutatását helyeztük együttműködésünk központjába, amely minden földtudományi folyamatban szerepel. Elősegítheti tehát a földtudományok egymást termékenyítő és rendszerezett fejlesztését, valamint az egységes földtudományi szemlélet kialakulását. Kezdettől fogva különös jelentőséget tulajdonítottunk az áramlások és általában a természeti — fizikai, csillagászati, kémiai, földtudományi és biológiai — folyamatok ciklusosságának, ill. ritmusosságának. A kozmikus távolságokból is megfigyelhető periódusok alapján a földi folyamatok egymásközti és kozmikus kapcsolatai felderítéséhez közvetlen alapokat kaptunk. Ankéti kiadványainak a szabályosan ismétlődő jelenségek ismeretének gazdag tárházává váltak.

E folyamatok irodalmában addig nagy helyet foglaltak el a nomenklaturai kérdések. Az elválasztó kategóriák helyett mi a kapcsolatok vizsgálatára, elsőként a rendszerezésre fektettünk súlyt. Ezért a nomenklaturát sématizálva a következőkben *ciklusos*nak nevezzük a körfolyamatos és kvázi-körfolyamatos, *ritmusos*nak a rezgéses és hullámmozgásos jelenségeket. E kétféle jelenségcsoport ismert geometriai kapcsolataira tekintettel mindezen jelenségeket együttesen „ciklusok" néven foglaljuk össze.

A cikluskérdés összefüggésvizsgálatának feltétele az egységes *kvantitatív rendszerezés*. Ehhez a ciklusjelenségek tér- és időméretei együttes meghatározása szükséges. Az adatok egy jelentős része azonban pontatlan, néha csak nagyságrendileg adható meg, így szaktudományi szempontból alig használható. Az összes földtudományok együttes okmányozó szintézise, a geonómia kidolgozása során (előkiadás: 1974) a ciklusvizsgálatokat a tér-méretek mintegy 40 és az időméreteknek is hasonló számú nagyságrendjére, tehát kb. 1600 kombinációjára terjesztettük ki. Ebben a szemléletben a szaktudományilag kevéssé használható adatok relatív hibája nagymértékben lecsökkent, értéke tehát megnövekedett.

Az ily módon lehetségessé vált ciklus-rendszerezés meglepő eredményre vezetett. Az egyes szaktudományokban különféle szemlélettel és nomenklatu-

rával tárgyalt természetes ciklus- és ritmus-folyamatok a tér-idő koordináta rendszerben nem véletlen eloszlásúaknak mutatkoztak, hanem 3 nagy csoportban rendeződtek: széles üres tartományokkal elválasztott, egymástól élesen elkülönülő három sávban csoportosultak. Az egyikben az ismert módon az elektromágneses rezgések (a következőkben „*A*-sáv"), a másikban a mechanikai anyag egyszerű rezgései és körfolyamatai („*B*-sáv"), a harmadikban az eddig csak Földünk felszínén ismert komplex kémiai-geokémiai és biológiai körfolyamatok („*C*-sáv") kapcsolódnak össze (1. ábra).

Eszerint a természeti ciklusos és ritmusos folyamatok olyan egységes rendszert alkotnak, melyben igen különböző, egymástól látszólag független jelenségek kerülnek alapvető természeti parameterekkel kvantitatíve meghatározható szoros elvi kapcsolatba. Ilyen elvi kapcsolat eddig csak az elektromágneses rezgések esetében volt ismeretes. A közös alapvető parameterek minden ciklus-ritmus jelenség esetében a következők: 1. az időparaméter, melyet a rezgések esetében a másodpercenkénti rezgésszámmal, a v frekvenciával, ill. ennek reciprokjával a T periódussal és sec értékkel jellemezhetünk, 2. a térparaméter, melyet az elektromágneses rezgésekhez hasonlóan általában is a hullámhosszal (λ) vagy körfolyamatoknál a ciklusátmérővel fejezhetünk ki és a következőkben cm-értékekben adunk meg, 3. az energiaparaméter, melyet az elektromágneses rezgések esetében rendszerint a kvantumok elektronvoltokban megadott értékeivel mérünk.

A tér és időparamétereket összevonva ezek hányadosát sebesség érték alakjában adhatjuk meg:

$$v = \lambda : T = \lambda \times \nu,$$

ami a tágabb értelemben vett sűrűségtől és az azzal feltehetően kapcsolatban álló néhány egyéb tényezőtől (rugalmasság stb.) függ. Ezek a tényezők határozzák meg mindhárom ciklus-ritmuscsoport sávjának szélességét a tér : idő koordinátarendszerben.

A természet ciklus és ritmus jelenségei tehát a tér és idő logaritmusainak lineáris függvényei és a CGS koordinátarendszerben egymással párhuzamos egyenesek mentén jelennek meg. A *természeti ciklusokat és ritmusokat így egységes univerzális törvény foglalja egybe.* [Ezt a feltevést annak ellenére is jogosnak látjuk, hogy az atomi és molekuláris rezgésekkel e vonatkozásban még nem foglalkoztunk és a pont körüli forgásokra (pl. precesszió) megállapításaink nem vonatkoznak.]

II.

Az *A-sáv elektromágneses hullámai* sebességét a közeg sűrűsége (törésmutatója) és a rezgés frekvenciája befolyásolja (diszperzió).

A törésmutató (n, optikai sűrűség) és a g/cm^3-ekben mért közönséges fizikai sűrűség (ϱ) közt a refrakciós konstans (R) fogalmában kifejezett közelítő

összefüggés van, melyet különféle képletekkel közelítenek:

$$R \sim \frac{n-1}{\varrho} \sim \frac{n^2-1}{\varrho} \sim \frac{n^2-1}{n^2-2} \cdot \frac{1}{\varrho}.$$

Az R értéke a kémiai kötéstípussal is változik, pl. az $\frac{n-1}{\varrho}$ érték ionos vegyület esetében $R \sim 0{,}2$, kovalens és fémes szerkezetekben $R > 0{,}4$, elérheti az 1-et is.

A diszperziós hatás az atommag és elektronok egymáshoz képest eltérő rezgései következtében átmenetileg megjelenő dipólusok vonzó hatására vezethető vissza.

Ismeretes, hogy a fizikai mezők közvetítik a táv-kölcsönhatásokat. A változások pontról pontra terjednek a mező belső dinamizmusa — elsősorban sűrűsége — szerinti véges, a légüres térben $\sim$ 300 000 km/sec sebességgel. Kis frekvenciáknál a sugárjellegek (visszaverődés, törés és a korpuszkuláris sajátságok), nagy frekvenciáknál a hullám jellegek (elhajlási jelenségek) lépnek előtérbe. A fizikai mezőket a nulla nyugalmi tömegű legkisebb részecskék — a fotonok és az attól forgásjellegű sajátságaiban különböző neutrinok, ill. atineutrinok — építik föl. A fizikai mezők rezgéseit-hullámait a mechanikai anyag ciklusos mozgásai, pl. az atomok elektron-burkának a gerjesztett állapotból az alapállapotba visszatéréskor kisugárzott foton hozza létre.

III.

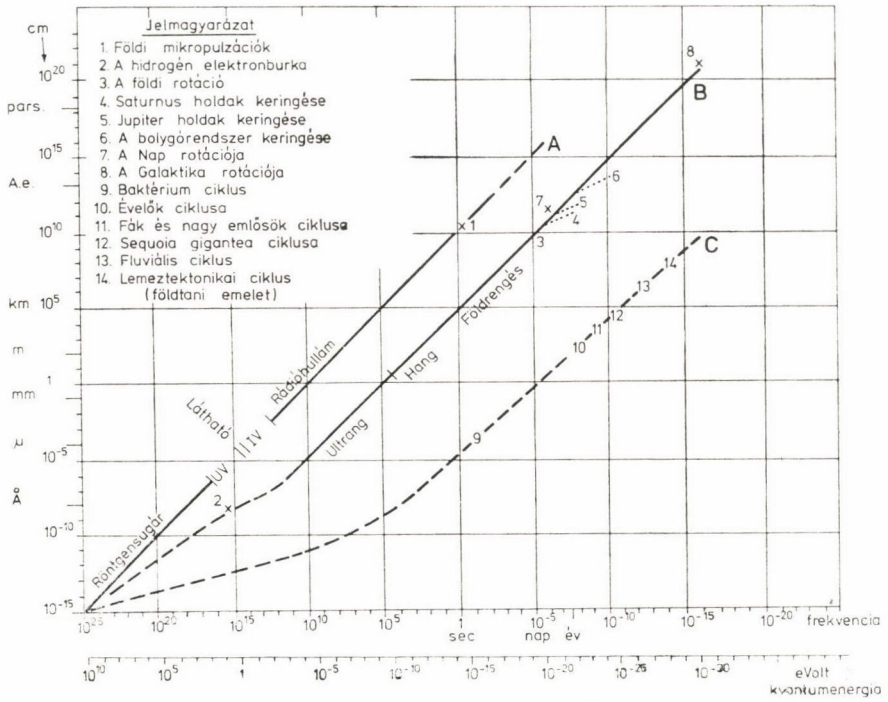
A *B-sáv a mechanikai anyag* egyszerű ritmusait és ciklusait foglalja magában. Tudvalevően a mechanikai anyag a mozgási állapottól függetlenül is tehetetlen, ill. nyugalmi tömeggel rendelkező nagyobb részecskékből (neutron, proton, elektron; atomok) áll, amelyek a klasszikus felfogás szerint áthatolhatatlanok. A fizikai mezők és a mechanikai anyag közt azonban szoros kapcsolat van, amit az is mutat, hogy fizikai mezők nulla tömegű, energia jellegű részecskéi az atommagba ütközéskor mechanikai anyag jellegű, véges nyugalmi tömegű leptonokká (elektron, pozitron) alakulnak, „materializálódnak". A tömeg (m) és az energia (E) ekvivalenciáját EINSTEIN törvénye ($E = m/c^2$) fejezi ki. A mechanikai anyag ritmus-sávjában a gravitációs hatások lépnek előtérbe.

A *B*-sávban, az ultrahang, a hang, az infrahang,ill. a földrengési hullámok, továbbá az égitestek, ill. égitestrendszerek forgásai és keringései kapcsolódnak. Tehát az ultrahang, a hang és a földrengések ritmus paraméterei megszakítás nélkül folytatódnak az égitestek körforgását (rotáció) és keringését (revolúció) jellemző ciklus értékekben. A tér-idő diagramban (1. ábra) ez úgy nyilvánul, hogy a mechanikai anyag e kétféle ismétlődéses mozgása egyetlen sávban, ugyanazon az egyenesen helyezkedik el.

Mindezeket a mozgásokat egységesen az

$$\lambda = 0{,}2—20 \text{ km/sec}$$

(átlag kb. 2 km/sec) virtuális „terjedési sebesség" (1. alább) jellemez. Gömb alakú forgótest esetében is λ hullámhossz alatt a test $2r$ átmérőjét értve, a virtuális terjedési sebesség az átmérő és a periódus-idő hányadosát jelenti. A forgó-test valódi terjedési sebessége viszont nulla, mert a részecskék a teljes kör-



1. ábra. Az univerzális ciklustörvény.

forgás után a forgástengelyhez képest eredeti helyükre térnek vissza. Hasonlóképpen a keringő testek legnagyobb pályaátmérőjét λ-val, keringési idejét T-vel jelölve, a rezgőmozgás v virtuális terjedési sebességének a keringő test legnagyobb pályaátmérője egyik végéből a másikba érkezés fél időtartamával (T/2) meghatározott átmérői vetületi sebesség felel meg. A Föld 300×10^6 km átmérőjű pályája ellenkező végére 1/2 év múlva érkezik, virtuális terjedési (átmérői vetületi) sebessége tehát $3{,}10^8 : (86\,400 \times 365/2) = 18{,}9$ km/sec, ami nagyságrendileg megfelel a szilárd testekben mért hang- és földrengési hullámok longitudinális terjedési sebességeinek. A keringési sebességnek, egyben a

forgástengely transzlációs sebességének viszont a rezgőmozgásban a részecskéknek a hullámvonal mentén mért pályasebessége felel meg.

A bolygók keringési ciklusai is a *B*-sávon belül helyezkednek el, a sáv egyenesét és az időtengelyt felező egyenesek mentén, amelyek a KEPLER 3. törvény ($T^2 : \lambda^3$) kifejezői. Ez arra mutat, hogy a ciklus-ritmus hierarchiában is matematikailag magasabb fokú ciklusmozgások a lineáris elsőfokú ciklusrendszereknek vannak alárendelve. A ritmusos sűrűsödésekben és ritkulásokban megnyilvánuló longitudinális rezgés terjedési sebessége szilárd anyagok esetében kb. 5—20 km/sec, folyékony és gázállapotban — ahol a kémiai kötés gyengülése következtében jelentkező nagyobb belső surlódás csökkenti azt — 0,2—1 km/sec. A szilárd anyagban a nyírófeszültségek miatt a rezgés haladásirányára merőleges tranzverzális rezgések is létrejönnek, amelyek terjedési sebessége többnyire 3—6 km/sec, tehát ugyancsak a *B*-sávon belül marad.

A kisebb tömegű mechanikai anyagkoncentrációk tehát a fizikai mezőkhöz hasonlóan, de kb. 5 nagyságrenddel kisebb terjedési sebességgel — rezegnek, a nagyobb mechanikai anyagtömegek — hasonló sebességgel — körforgást végeznek. Az atomok tartományában a rezgés és körforgás jelleg egybefolyik.

A rezgési és körforgási tartományok határát a *B*-sávban elsősorban az energia-tömeg ($E : m$) viszony határozza meg. A rezgőmozgás esetében ez az arány viszonylag nagy és a rezgés addig terjed, amíg azt valamilyen ellenerő, pl. a surlódás vagy a közegellenállás meg nem szünteti. A körforgás esetében az $E : m$ arány viszonylag kicsiny. Ilyenkor a mozgó tömeg a színuszgörbe fél hullámhosszánál visszafordul, körpályára lép, így tartja meg folyamatosságát.

A körforgás a mozgó tömeget elkülöníti a környezetétől, önálló, differenciált tömeggé, pl. égitestté alakítja, elősegítve az anyagnak különféle paraméterekkel jellemezhető rendszerekre differenciálódását (égitestek képződése az intersztelláris felhőkből, WEIZSÄCKER örvényelmélete értelmében).

A mechanikai anyag ritmusos és ciklusos mozgásai az 1. ábra szerint 1000—10 000 km-es térparaméternél, ill. mintegy 5000—10 000 sec (kb. tized nap) periódusnál határolódnak el egymástól. Ez a határ a Földön a földrengések igen hosszú hullámai a Föld rotációja közt van és más bolygók esetében is a bolygóméretek függvénye.[1]

A mechanikai anyag ritmusos és ciklusos mozgásainak alapvető kapcsolata alapján mélyreható elvi kérdések világíthatók meg. A ciklusos jelenségek (viszonylag) helyben maradó és az egyensúlyi helyzettől csak infinitézimálisan eltérő *reverzibilis folyamatok*, így a termodinamika második főtétele értelmében munkavégző képességük maximális. Vákuumban elvileg külön energia-felhasználás nélkül végtelen időtartamig fennmaradnak. Ezzel szemben a rezgéses-

[1] Földi szeizmikus jellegű meggondolások alapján a rezgések körforgásba való átmenete pontosabban is számítható lesz, pl. annak meghatározásával, hogy az önrezgő égitest ritmusos tágulásainak és összehúzódásainak integrált impulzusai a szükségképpen bekövetkező asszimmetrikus elcsavarodás hatására milyen sebességű rotációs mozgást eredményez.

ritmusos jelenségek a forrástól irreverzibilisen eltávolodnak, fenntartásuk adott ponton állandó energia felhasználást igényel. A rezgés útját követve azonban ez is reverzibilis, kvázi-egyensúlyi és maximális munkavégző képességű folyamat, amelynek hatótávolsága és időbeli léte a vákuumban elvileg szintén végtelen.

A (virtuális) sebességek az A és B sávban ellentétes előjellel függnek a közeg sűrűségétől: a fizikai mezők sebessége a sűrűség növekedésével csökken, a mechanikai anyagé a sűrűség növekedésével a különféle halmazállapotok együttesében növekedik, egy halmazállapoton belül csökken.

Végezzünk ennek alapján első közelítésként egy durva, de nem jogosulatlan extrapolációt. Egy kb. 30 000 g/cm^3 sűrűségű fehér-törpe-csillagban (vagy ki fejlődőben levő neutron-csillagban, esetleg „fekete-lyuk"-ban) a fénysebesség a mechanikai anyag longitudinális sebességéhez hasonló nagyságrendűvé válhat. Ugyanezen nagysűrűségű csillagban viszont a mechanikai anyag együttes igénybevételi hullámsebessége pedig kb. a fény vákuumbeli sebességét közelítheti meg. A nehéz csillagokban tehát a fény és a mechanikai anyag sebességi viszonya felcserélődik. Ez a felcserélődés az anyag és az antianyag viszonyára emlékeztet. Valóban antianyag-részecskék keletkeznek a kozmikus sugárzással kapcsolatban, amelynek főforrásai az elvileg extrém nagy sűrűségű fekete lyukakhoz vezető gravitációs kollapszus termékei, a kvazárok. Eszerint a maximális sűrűségű égitestekben az atommagok egynemű anyaggá összeforrt rendszere lényegileg egységesen, szélsőségesen „merev test"-ként végzi ritmusos mozgását és így a nagy sűrűségű test egészére kiterjedő eme együttes rezgés szükségképp maximális terjedési sebességű. Ugyanakkor az ilyen extrém szoros illeszkedésű testben — mintegy a szabad fizikai mező minimumra redukálódásával — az elektromágneses rezgés terjedési sebessége nullára csökkenhet, ez a rezgés-fajta megszűnik.

Ha ez az extrapoláció helyes, akkor az elektromágneses rezgések és a mechanikai anyag ciklusos mozgásai közt elvileg létezik egy tartomány, amelyben a sebességi értékek, ill. a sűrűségek egyenlővé válnak. E sűrűség értéke kb. 100 g/cm^3, a megfelelő sebesség pedig 100 km/sec. Ezt a sűrűség értéket azonban sem a bolygók, sem a plazma állapotú nagy égitestek legnagyobb centrális sűrűsége nem éri el. A nagy sűrűségű égitestek sűrűsége viszont ennél nagyságrendekkel nagyobb.

A mechanikai anyag ciklusos folyamatait vizsgálva azt találtuk — KUIPER eredményeivel bizonyos analógiában —, hogy a holdak és a bolygók pályái a „ROCHE-féle határérték" jelenséggel kapcsolatosak: a bolygók és a holdak egymásután következő ROCHE határokon keringenek. (A ROCHE-határ azt a pályasugarat jelenti, amelyen belül a centrális égitest gravitációs hatása a kísérő égitestet részeire szaggatja.) Vizsgálataink arra utalnak, hogy a ROCHE-határ képződése is ciklusosan ismétlődik. E határértékek elkülönítik az interplanetáris anyag koncentrációjának „tiltott" öveit annak égitestté koncentrálódása öveitől. A kis hőmérsékletű bolygók körül a holdak már az

első ROCHE-határokon is megjelenhetnek. A nagy hőmérsékletű Nap közelében viszont a legbelső ROCHE-határokon a termikus disszociáció akadályozza az anyag-koncentrálódást, így a bolygók csak a 4. ROCHE-határtól kezdve találhatók. Ezt a már mintegy 200 éve, a TITIUS—BODE-féle empirikus közelítés alakjában felvetett kérdést részletesen külön dolgoztatban tárgyaljuk.

A bolygók rotációs (forgási) időtartamait a keringés tényezőinél viszonylag erősebb hatások zavarják, így eredeti ciklus összefüggései rendszerint nem ismerhetők fel. A valódi „egyensúlyi" saját frekvenciaérték azonban meghatározható az univerzális ciklus törvény alapján.

A mechanikai anyag integrált ritmus-ciklus sávja (*B* sáv az 1. ábrában) az anyag változó sajátságainak megfelelően kb. *2 nagyságrend szélességű*. Ez a „szórás" elsősorban annak a következménye, hogy az integrált sáv összefoglalja a különféle sűrűségű közeg rezgéseit, pl. a szilárd Föld 24 órás rotációja mellett a légkör 12 órás „önrezgését", továbbá a különféle égitestrendszereknek KEPLER 3. törvénye értelmében 2 : 3 hatványú tér-idő viszony szerint keringő sorozatait, és általában a különféle tudományokban különböző néven elkülönített jelenségeket, amelyek egybetartozása, közössége, egységes genetikai értelmezése és számítási elvi módszertana eddig részben ismeretlen volt. A *Nap aktivitása* 11, ill. 22 éves ciklusa is a *B* sávon belül fekszik, éspedig annak alsó szélén, ha e jelenséget a Naptömegen belüli jelenségként értelmezzük, de e sáv középvonalában, ha tekintetbe vesszük, hogy a Nap-aktivitás mágneses hatása kapcsolatban áll e tömegileg és mágneses térerőssége által uralkodó bolygó, a Jupiter pályájával is, melynek 11.8 éves keringési ideje közel áll a 11 éves napaktivitási ciklus periódusához.

Látszólag sávon kívüli anomális ciklus-folyamat a Föld kb. 3500 km átmérőjű és kb. 0,2°/év sebességgel eltolódó, azaz 1600—1800 éves keringési idejű excentrikus belső szilárd magjának mozgása. Ehhez a Föld külső mágneses övezeteiben BARTA GY. által kimutatott kb. 50 éves periódus kapcsolódik. E paraméterek szerint a földmag-ciklus a *B* és *C* sávok közt kb. középhelyzetet foglalna el. De a kb. 1600—1800 éves periódus nem valódi keringési idő, hanem a földi mágneses térnek a földforgástól való elmaradásának mértékszáma. A valódi keringési idő kb. 1 nap. E keringés lehetséges legnagyobb pályaátmérőjét a köpeny-mag határ 3480 km-es átmérője határozza meg és ennek valóban 1 napos keringési idő felel meg.

IV.

A *C-sáv a szilárd földfelszínen kialakult komplex és változatos kémiai-geokémiai-biológiai anyag-ciklusokat foglalja magában*, amelyek tér : idő hányadosa (virtuális sebessége) kb. 1—200 millimikron/sec, azaz kb. 0,01—1 km/év. Ide tehát a kis sebességű, a koncentráció változásokra is érzékeny jelenségek tartoznak, amilyen a Földünk felületére nagymértékben jellemző agyagképző-

dés, ez azzel kapcsolatos geomorfológiai lepusztulási jelenségek, a fluviális üledékképződés, az agyagképződéssel ugyancsak kapcsolatban álló nagytektonikai folyamatok és az életjelenségek. Ily módon a *C*-sávban a gravitáció mellett a kémiai kötésenergia válik meghatározó tényezővé.

A *C*-sávban csak körfolyamatokat találunk, rezgőmozgást nem. A terjedési sebességek háromszori ugrásszerű csökkenésével az elektromágneses rezgések kizárólag rezgő, ill. hullámmozgás-tartományából (*A*-főcsoport) a mechanikai anyag egyszerű rezgéses és körforgásos vegyes tartományába (*B*-főcsoport), majd a komplex ciklusok kizárólag körfolyamatos tartományába (*C*-főcsoport) jutunk.

E komplex rendszereket csak a szilárd Föld felszíne közeléből ismerjük, ahol az uralkodó nagymobilitású, kis atomsúlyú kémiai elemek nagy ionpotenciálú, nagy kötőerejű, nagyobb atomsúlyú elemekkel kapcsolódnak.

A *B* és *C* sáv közti hatalmas lépést a következőképp lehet érzékletessé tenni. Az anorganikus természet rezgései és körforgásai a sokféleképpen védett kivételes szilárd Föld felszínen csillapulnak.[2] A Földfelszín hidroszférája tartós és mélyreható kölcsönhatásba lép a szilárd litoszférával és a gázállapotú atmoszférával. A fokozott kölcsönhatások együttese finom, érzékeny, mindinkább visszacsatolásokra is képes rendszereket, agyagásványos üledékképződést és az agyagban bioszférává fejlődő élő anyagot hoz létre.

A *C*-sáv az ember tulajdonképpeni világa, állandó környezete, formálója és létrehozója. Ez a speciális földfelszíni rendszer csak az ember, a bioszféra számára mindennapi, de a Kozmosznak a kiterjedt *A* és *B*-sávokban összefoglalt ténylegesen uralkodó jelenségeivel szemben kivétel.

A *C*-sávba tartozó komplex cikluskép ződést képvisel a komplex agyagos kenőanyag hatásra visszavezetett hegységképző mozgásokat, és a kapcsolatos metamorf és magmás kőzetképződést létrehozó lemeztektonikai mozgásrendszer. Ennek döntő folyamata az egyenként 3—10 millió éves szubdukciós mozgás felszíni hatásaival a geomorfológiára és részben a klímára is hatással van és így túlnyomóan ugyanilyen időtartamú ciklusokat, a földfelszínre, üledékképződésre és a biológiai viszonyokra egyaránt kiható kőzetképződést, litológiai formációkat, ill. földtani emeleteket hoz létre. Ennek a ciklusnak térparaméterét a szubdukciós betolódás néhány 100 km-es ill. a horizontális litoszféra eltolódása néhány 1000 km-es mérete adja meg (1. ábra).

A komplex ciklus jelentkezik pl. a fluviális lepusztulás és üledékfelhalmozódás kölcsönhatásában is. A lerakódási térben a fluviális felhalmozódás a

[2] A Föld kivételessége elsősorban a folyékony H_2O-nak a Föld tömegéből és felszíni hőmérsékletéből következő nagymérvű felhalmozódásában nyilvánul. Ebből következik az (állandóan átalakuló és újra képződő) agyagásványoknak folyamatos képződése. Ezzel kapcsolatos a szilárd Föld felszínének védettsége is, ami elsődlegesen a víz folyékony halmazállapotával meghatározott, túlnyomóan horizontális áramlási rendszerben és a víz nagy fajhőjével csökkentett hőmérsékleti ingadozásokban nyilvánul. Ezek további másodlagos folyományai az élet kifejlődése és az élet által létrehozott oxigéndús légkör ózonernyőjének sugárvédelme (Geonómia, 1974).

lejtőszöget csökkenti s ez a lehordási területre visszahatva csökkenti a lepusztulás intenzitását is. Ezáltal azonban a lerakódási területre kevesebb üledék kerül, ami viszont a lejtőszög növelése irányában hat és így a ciklus megújul. Ennek a folyamatnak tehát már kezdetleges visszacsatolási, a vezérlésen túlmenő szabályozási jellege van. A középszakaszos lerakódások esetében a lerakódási ciklusnak átlagos vastagságai mintegy 8—10 m-esek és felhalmozódási idejük kb. 50 000 év. Az alsószakaszos lerakódás esetében a ciklus vastagsága 30 m, hozzávetőleges felhalmozódási időtartama pedig 300 000 év. A fluviális üledékképződés sebessége tehát 0,1—0,2 mm/év, míg az aktuális sebesség kb. egy nagyságrenddel nagyobbra becsülhető (szerző 1970).

A komplex ciklusos jelenségek legmagasabb foka az életműködés, amely a környezetből felvett anyag energiáját felszabadítva és azt egymással kapcsolódó bonyolult körfolyamat-rendszerré alakítva tartja fenn a komplex életkörfolyamatot. Az egyed növekvő, majd csökkenő életműködését, ill. az ivaros és az ivartalan generáció váltakozását a színuszgörbe hullámvonalának két fele írja le. Az életfolyamatok részjelenségei túlnyomóan a *B*-sáv földi ciklusos jelenségeivel korrelálhatók. Van azonban az egyedi életműködés egészére jellemző periódus is, az élettartam. A különféle élőlények átlagos élettartama és mérete a tér-idő diagramban az anorganikus komplex kémiai ciklusokkal együtt a *C*-sávban jelennek meg, azokkal közös és az *A* és *B* sávokkal párhuzamos sávot alkotnak, amelyet a már említett 1—200 millimikron/sec sebesség jellemez. Az élettartamok szórása is 2 nagyságrenden belük marad. Erre néhány jellemző adat: a kb. 0,1—1 mikron méretű baktériumok átlagos élettartama néhány perc, a 20—30 cm-es évelők, ill. kétéves növényeké 1—2 év, a kisebb háziállatoké 10—20, a nagyobbaké 15—30, az emberé 50—80, a fáké nagyjából átlagosan magasságuknak megfelelően 20—300 év, a 100 m magasságot és 14 m törzsvastagságot elérő mammut-fenyőké néhányezer év.

A földfelszíni komplex pl. biológiai folyamatok saját térparaméterüket, a mechanikai anyag egyszerű ciklusaival, vagy éppen az elektromágneses rezgésekkel összehasonlítva viszonylag lassan, kicsiny virtuális terjedési sebességgel futják be, lassan változtatják méreteiket, vagyis élettartamuk, saját periódusuk viszonylag nagy a térparaméterükhöz képest.

Felmerülhet a kérdés, van-e ezalapon elvi lehetőség az átlag élettartamok megváltoztatására. A kifejtett összefüggések szerint két lehetőség van erre. Az egyik a térparaméter nagyság növelése, ami az időparaméter növelését is jelenti. A másik a virtuális terjedési (vagyis a $\pm$ növekedési) sebesség csökkentése, ami a *C*-sáv lefelé szélesítését jelenti az 1. ábrában. Ez ugyancsak a térparaméter (testméret)-hez tartozó időparaméter (élettartam) növelésében nyilvánul. Ilyen elvi folyamatok gyakorlati megvalósítása azonban nyilván rendkívül bonyolult és többféleképpen vitatható probléma.

V.

Nagy jelentőséget kell tulajdonítani a *megszakított ciklusképződés*nek. Megszakított ciklusok elsősorban a fő hegységképződési fázisok valamelyik határozott időszakaszához kötött speciális folyamatok, pl. az üledékes és egyéb kőzetek átalakulása a diagenezistől a legmagasabb grádusú ultrametamorfózisig és magmaképződésig, valamint általában az orogenetikus magmás folyamatok. Mindezek elvileg minden tektonofázisban megismétlődnek, de egy adott tektonofázison belül csak egy határozott fázisszakaszra korlátozott rövidebb időtartományon át jelentkeznek. Feltehető, hogy a nem ciklusosként ismert jelenségek egyrésze megszakított ciklusos folyamatnak minősülne, ha megfelelően hosszú időtartammal vizsgálnak. Így felmerülhet az a kérdés is, hogy megfelelő statisztikai átlagok tekintetbe vétele esetében létezik-e ciklusosság nélküli mozgásforma, vagy pedig a ciklusosság végső elemzésben elválaszthatatlan velejárója minden mozgásnak. A kérdés helyes megválaszolásához elsősorban a (látszólag) nem ciklusos jelenségek rendszerezésére van szükség. El kell különíteni és értelmezni a nem szabályosan ismétlődő folyamatokat, pl. a földi mágneses pólusok átcsapásait, a látszólag nem ismétlődéses, ill. rejtetten (pl. megszakítottan) ciklusos folyamatoktól, amilyen a mechanikai anyag fokozatos hígulásával kialakuló kis sűrűségű gázok molekulájának fokozatosan növekvő szabad egyenes úthosszal jellemzett BROWN-féle mozgása.

*

Fontos kérdés a ciklus-főcsoportok egymásra hatása is. A kölcsönhatások következő főtípusait lehet megkülönböztetni. 1. A mechanikai anyag egyszerű és komplex (*B* és *C*) sávjai közt szükségképp erős és túlsúlyban a komplex sáv felé irányuló kölcsönhatás mutatható ki. Pl. a Föld napi forgása és éves keringése (*B*-sáv) az életműködések ritmusainak (*C*-sáv) egyik legfontosabb időbeli szabályozója. 2. Az elektromágneses rezgéseket a mechanikai anyag összemérhető rezgései keltik. A méretek hasonlósága, összemérhetősége legalább közelítőleg túlnyomóan érvényes mind a térbeli mind az időbeli (frekvencia) paraméterekre. 3. Az elektromágneses rezgések (*A*-sáv) viszont visszahatnak a mechanikai anyagra (*B*-sáv), ill. a komplex ciklusokra (*C*-sáv). Példa erre a földi elektromágneses mikropulzációk rezonanciás frekvencia-korrelációja az élőrendszerek keringési — pl. légzési és érrendszeri — periódusaival.

Ezek a kölcsönhatások elsősorban frekvenciás — rezonanciás alapon, vagyis az idő-paramétereken keresztül jönnek létre. Kérdés, létezik-e tisztára térméret szerinti kölcsönhatás is. Erre bizonytalan utalásnak tekinthető az élőrendszerek *C* sávbeli ciklus-tartománya térparaméter határainak egybeesése a fény és a különböző hangok hullámhosszával. A látható fénynek csekély kiterjedését az elektromágneses rezgések széles tartományán belül arra vezettük

vissza (Geonomia 1974, p. 348—349), hogy e keskeny sáv egybeesik a Nap kromoszférája által kibocsátott nagy intenzitású fény tartományával, amelynek észrevétele és kihasználása alapvető életfeltétel, preferált fejlődési trend. A fényjelenségek különösen gyors felismerése speciális látószerv útján teszi lehetővé a sebes mozgású állatfajták fejlett ilyenjellegű információs rendszereinek kialakulását. A mechanikai anyag rezgései közül pedig a hang biztosít hatékony információs kapcsolatot a környezettel különösen a magasabbrendű fajták számára. Minthogy az élőrendszer ciklus-tartományának térparaméterei éppen a fény és hang hullámhosszai közé esnek, feltehető, hogy a fény és hang valóban limitáló feltételek a biológiai fajták számára. Ezesetben ez a térméret szerinti hatás példája.

Elvileg nagy lehet a szuperpozíciós ciklusok száma is. Ilyen ciklusok tételezhetők fel meteorológiai és hidrológiai jelenségekben, pl. a felszíni-, a talaj- és a karsztvizek ankétjainkon kimutatott 14—16 éves ciklusaiban (Rónai) amelyben luniszoláris és esetleg közvetett Venusz-hatás gyanítható (Berkes).

Ez interferenciák, ill. kölcsönhatások ellenére a természet ciklusai nem oszlanak, el egyenletesen,ill. véletlenszerűen a tér és idő függvényében, hanem a leírt 3 sávban koncentrálódnak.

Lehetséges, hogy a legkisebb tér- és időparaméterek tartományában a *B* és *C* sáv ciklusai konvergálnak az elektromágneses rezgések egyenesének egy minimum pontja felé. A konvergencia egy kb. $2{,}0 \times 10^{-14}$ cm hullámhosszú és $1{,}6 \times 10^{-24}$ sec. periódus értékű origó felé mutat. Kiszámítva az értékeknek megfelelő energiát, 7×10^{9} elektronvoltot, azaz $11{,}2 \times 10^{-3}$ erg-et kapunk, amelynek egyetlen frekvenciára eső része 7×10^{-27} erg$\times$sec. Ez jó közelítéssel a Planck-féle hatáskvantum értéknek felel meg. Ebből és meggondolásokból az a következtetés adódik, hogy nemcsak az energia, hanem a *tér és idő is kvantált érték* és így az Univerzum szerkezete 3 egymással szoros kapcsolatban álló kvantumértékre vezethető vissza:

térkvantum:	$\lambda_0 = 2 \cdot 10^{-14}$ cm .
időkvantum:	$t_0 = 1{,}6 \cdot 10^{-24}$ sec
energiakvantum (hatáskvantum):	$h = 6{,}6 \cdot 10^{-27}$ erg$\times$sec

Az itt feltételezett tér- és időkvantummal azonosíthatók a Heisenberg által valószínűsített, de meg nem határozott „elemi hossz", ill. „elemi idő" értékek, továbbá a proton Compton-hullámhossza. Ha e feltevés helyes, a tér- és időkvantum értékek az elektromágneses rezgések alsó határát képviselik, egyben megadják a nyugalmi tömeggel rendelkező stabilis részecskék alsó határát, amelyen túl már csak igen rövid életű instabilis töredékekkel számolhatunk.

*

Ciklusossági vizsgálat alkalmazható pl. az előrelátás, a *prognosztika* szervezésében. A jelenlegi előrejelzések túlnyomóan az utolsó évtizedek adatainak extrapolálására alapítva monoton trendekkel számolnak, a sokkal valószínűbb hullámvonalas spirális fejlődés helyett. Rónai (1972) utalt arra, hogy a kimutatott vízszintingadozási ciklusok alapján meteorológiai előrejelzések tehetők. Mások agrogeológiai, vízgazdálkodási és vízvédelmi, építésföldtani és szénhidrogénkutatási alkalmazásokról szóltak. A ciklusosság nemcsak anorganikus, hanem egyes társadalmi folyamatok, pl. a gazdasági prosperitás előrejelzésében is szerepet játszhat. A területegységenkénti éves mezőgazdasági hozam statisztikai korrelálása a hidrológiai, ill. meteorológiai ciklusokkal nemcsak a mezőgazdasági termelékenység prognosztikáját, de a termelékenységet veszélyeztető folyamatok elleni védekezést is elősegíti.

A ciklus-összefüggések új alapot nyújtanak a *természeti jelenségek egységes kvantitatív tárgyalásához*. Elősegítik a fizika, kémia, földtudományok és a biológia magasabb egységbe kapcsolását, összefüggéseiket kölcsönösen számíthatóvá teszik. Egységes rendező elvként kvantitatív alapot adnak a *tudományok rendszerezéséhez* és fejlődési trendjei vizsgálatához.

A KÉREGMOZGÁS-VIZSGÁLATOK NEMZETKÖZI MÉRLEGE*

SZÁDECZKY-KARDOSS ELEMÉR
AKADÉMIKUS

A jelenlegi kéregmozgások vizsgálata BOULANGER szovjet geofizikus akadémikus kezdeményezésére a Nemzetközi Geodinamikai együttműködés programjába került. E kérdésnek a különböző földtudományokat egymással és a földtudományokat a gyakorlati élettel közvetlenül összekötő jellegét a Bandungban 1973. novemberben és Zürichben 1974. augusztusban lebonyolított szimpózium 14+96 előadásának együttese igazolta. Megismételt nagy szabatosságú szintezések, asztronómiai megfigyelések, geofizikai szeizmikus mágneses és gravitációs vizsgálatok, a régi és az új tektonikai mozgások elemzése, a kőzetmechanikai kéregmozgásoknak az üledékes kőzetek szerkezetére és a szénhidrogéntelepek képződésére gyakorolt hatása kapcsolódtak itt egymással. Ezt a kapcsolódást most a „Geonómia" c. könyvünkben összefoglalt szempontok segítségével bizonyos mértékig szintetizálva mutathatjuk be.

A mérési eljárások nagyrészében új problematikáját az előadások jelentős részének — mintegy 30%-nak — *módszertani* jellege tükrözte. Az ilyen dolgozatok főleg a szintezési eljárás hibáinak kiküszöbölésével és a mérések végrehajtásának terveivel foglalkoztak. E témakörben szerepelt az egyik magyar előadó JOÓ I. is. A horizontális mozgások elektrooptikai meghatározásával MEADE, elektronikus mérésekkel MÄLZER foglalkozott. Jelentős lépésnek ígérkezik a hosszú bázisú (nagy távolságú) interferométeres vizsgálat, amellyel pl. a Hawaii-szigetek és az amerikai kontinens távolságának változásait szándékoznak mérni (COATES et al.). A lemeztektonikai mozgások közvetlen mérését 1 cm/év pontossággal a Hold visszaverődések bekapcsolásával a következő évre tervezik (BENDER). Asztronómiai vizsgálatok alapján pólusvándorlások igazolásáról SCHEGLOV Taskent vidéki kutatásai szólnak.

Légi fényképen a jelenlegi hegységképződési területek törésrendszerének a legfiatalabb továbbfejlődései hegylábi lejtők alján sok km hosszúságban horizontálisan elnyúló *rézsük (scarps)* alakjában rendkívül élesen felismerhetők. A rézsük a törésrendszerek különböző szakaszain váltakozva jelennek meg már néhány éven belül (NICCUM és KORRINGA et al., CLUFF et al., BROGAN et al.). Ilyen vizsgálatok a hazai szubdukciós rendszer gyakorlati kapcsolatainak kutatását is előrevihetik.

* A Nemzetközi Geodinamikai Program Magyar Nemzeti Bizottságának 1974. aug. 23-i ülésén tartott előadás.

A fiatal, még képlékeny, agyagos és legfinomabb homokos (szilt) üledékekben a földrengések igen finom — cm-ként 4—5 „réteg"-ből álló — *ciklusos rétegzésre emlékeztető szerkezeteket* hoznak létre. Ez lehetővé teszi a földrengés ciklusos ismétlődéseinek kimutatását (SIMS). Az idősebb nyugat-európai üledékes kőzeteken a vízszintes helyzetű kúpszerkezetek *(stilolit)* irányítottsága szoros összefüggésben áll az Atlanti-óceán tágulásának *(spreading)* és az Alpok menti lemeztektonikai kollizio következtében a kréta óta alakuló Ny-európai töréses szerkezettel (ILLIES, továbbá AHORNER, BUREK, GREINER). Számos új adat bizonyítja az általános Ny-európai szinisztrális (óramutatóval ellentétes) rotációt. Mindez az üledékképződés vastagsági adataiban is egyértelműen tükröződnek. Paleomágneses vizsgálatok az Appenninek É-i részén is hasonló rotációra utalnak (LOWRIE).

A főcél természetesen a *mozgások sebességének és irányának meghatározása* volt. Egyértelmű eredményeket értek el szovjet kutatók a Pamir—Tien-Shan határon az 1930 óta ismételt elsőrendű szintezési vizsgálatokkal és a legutolsó években ismételten végzett SG/3 típusú geodiméteres mérésekkel. E területen átlag 15—20 mm/év horizontális és 5—15 mm/év vertikális mozgássebességet mutattak ki. Eszerint a Tien-Shan tömeg kb. 30°-os dőléssel tolódik a Dél-Tien-Shan-i törési övezet alá (PEVNEV et al).

Hasonló nagyságrendű mozgást a jelenkori hegységképződés fő övezeteiben másutt is — Aleuták, Alaszka, Kanada, USA, Venezuela (SCHUBERT et al), Columbia, továbbá Izrael partjai (HOROVITZ), Aden és a Perzsa-öböl vidéke, az Indonéz szigetvilág, Ausztrália, Új-Zéland, Japán — is kimutattak. Az új-zélandi nagy alpi töréstől DK-re fekvő szigetrész kb. 10 mm/év sebességgel emelkedik, az ettől ÉNy-ra fekvő, főleg óceánparti rész +0,5 — —0,5 mm/év sebességgel gyengén ingadozik (LENSEN et al).

Izland vidékén a központi szétszakadási árokban tenzió és besüllyedés, a hézagokon kiemelkedés és kompresszió jelentkezik (SCHÄFER).

Az Új-Guinea Salamon-sziget övezetben az átlagos csúszási sebességet legalább is 44 mm/év-nek találták, ami — más tényezőket is tekintetbe véve — durván egyezik Le PICHON régebbi 107 mm/év értékű becslésével. A Pacifikum — Salamon—Bismark hármaspontnál ez az érték 206 mm/év-re növekedik. Az értékek kiszámítása 70 év nagy földrengéseiből a DAVIES—BRUNE-féle módszerrel történt, amely szerint a csúszás-sebesség egyenesen arányos a szeizmikus momentumok összegével és a törésövek dőlésszögének sinusával, fordítva arányos a rigiditással és a törés hosszával. A hármaspontban itt 25 éves földrengési periodicitás jelentkezik, míg távolabb a földrengések aperiodikusak (EVERINGHAM).

Az ausztráliai és a pacifikus lemezek közti geoszuturaként tekinthető melanéziai szigetvilágot jelenleg 40 mm/év sebességű dextrális mozgás jellemzi, de az átlagsebesség az utolsó 10 000 évben ennek kb. fele (WELLMANN). Az Indonéz szigetek keleti részén helyenként 12,5 mm/év sebességű kiemelkedés, másutt

süllyedés jelentkezik és a süllyedés és emelkedés feltehetően időszakosan változik (TJIA et al.). E váltakozással állhat kapcsolatban a jelenlegi mozgások négyszer nagyobb sebessége a kb. 1/2—1 millió év óta kezdődő hasonló mozgásidőszak átlagánál Japánban (SUGIMURA). A részben rotációs jellegű deformációkat Japánban rendszerint e szigetekre kb. merőleges kontrakcióként észlelik (FUJITA).

A lassú „szekuláris" vertikális mozgások a részletekre is kiterjedően ellentétes jellegűek a nagy földrengéses időszakok mozgásaival, ha az időméreteket arányosan megváltoztatjuk. Teraszvizsgálatok alapján az utolsó 10 000 évre 500—1000 éves periodicitás valószínűsíthető: Kisázsia-Kaukázus 500 év, Ny-Pacifikum 700 év, K-Pacifikum 1000 év (LENSEN).

A Mexikói-öböl partvidékén 5 mm/évig terjedő emelkedések és 7 mm/évig terjedő süllyedések váltakozását, míg Washington partvidékén 1—4 mm-es süllyedést mutattak ki (HOLDAHL és MORRISON, idézve MEADE-nél).

Az É-amerikai San Andreas törés mentén a szeizmotektonikus csúszás sebessége 33, ill. 66 mm/év sebességet, az É-anatoliai területen pedig állítólag 110 mm/év sebességet is elér. A San Andreas törés menti mozgás térben és időben szakaszosan változik, a kb. 95 napos ciklusosságú kisebb földrengések hatásának a felszínre való átvitele eredményeként (MEADE).

A pacifikus lemez északi részének ÉNy-ra tolódását Alaszka és az Aleuták törésrendszerének horizontális hosszanti elmozdulásaival korrelálták (PACKER, BROGAN és STONE).

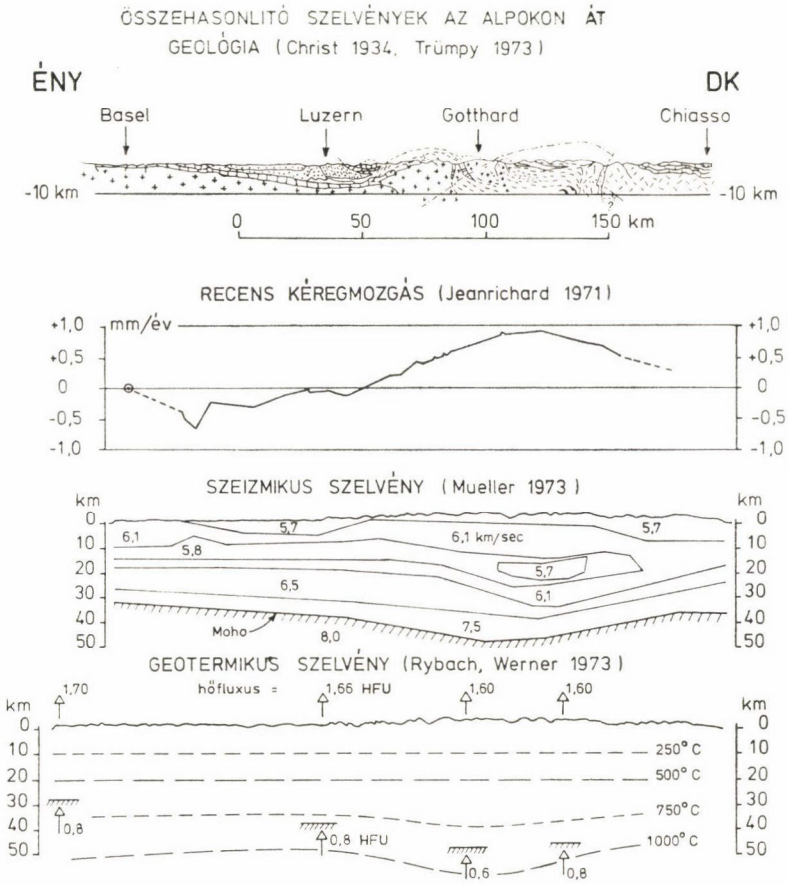
Az óceánoktól távolabb eső szemiaktív területeken a mozgássebesség kb. 1 nagyságrenddel kisebb. A Himalája peremi törés mentén Indiában csak 0,6 mm/év emelkedést mutattak ki, de a közeli nagyobb földrengések után 3—50 cm-es függőleges elmozdulást — részben süllyedést, részben emelkedést — is találtak (CHUGH).

Az É-i Kárpátok hegyvidékeinek jelenlegi túlnyomó emelkedéséről, kisebb medencéinek túlnyomó süllyedéséről folyóterasz és folyóüledék vizsgálatok alapján most KVITKOVIĆ értekezett. (A Kisalföldre és vidékére ezt 40 év előtt kimutattuk.) A Ny-i Kárpátok vidékén a pleisztocén mozgások teljes amplitúdója 350—400 m, ami 0,2—0,3 mm/év vertikális mozgássebességnek felel meg. Hasonló értékek adódnak a Cseh-masszívumra is (VISKOĆIL).[1]

A K-magyarországi fluviális fiatal üledékképződést a kéregmozgások szempontjából MIKE vizsgálta. A kárpáti flis területek aszeizmikus jellegét BENDEFY mutatta ki, kiértékelve ezt a flis üledékképződés szempontjából is.

Az Alpok felboltozódása a Gotthard-masszívum táján jelenleg maximálisan 1 mm/év sebességű és így 0,014 mm/km/év grádiensű lejtőt hoz létre,

[1] Ezzel szemben a Pannon-medence pleisztocénjét és holocénjét (—1,0) mm/év átlagos süllyedés, a peremi folyóterasz területeit (+0,8)—(+1,0) mm/év függőleges emelkedés, tehát 1,5—2,0 mm/év tényleges amplitudó jellemzi (SZERZŐ, 1971). A megismételt szabatos szintezésekkel kimutatott szélső értékek: —3,3, illetve +3,6 mm/év; az átlagos évi szintváltozás pedig —0,5, illetve +0,9 mm/év országos viszonylatban (BENDEFY, 1967).



(1. ábra) ami hasonló sebességgel visszamenőleg 6—10 millió évre valószínűsíthető az apatitokon végzett fissziós nyomvonal korhatározással (SCHAER et al). Hasonló függőleges kiemelkedési sebességet talált a Ny-i Alpok Chur-Andermatt-i részén JEANRICHARD. A balti pajzs ÉK-i szélén a jelenkori mozgásokat túlnyomóan többé már nem a glacioizosztatikus hatások határozzák meg (KOSECHKIN et al). Az Adirondack hegység felboltozódása az utolsó 18 évben átlag +5 mm/év sebességű volt (ISACHSEN). Új-Skócia viszont átlagban jelenleg kb. —5 mm/év sebességgel süllyed (VANIĆEK).

A Ny-európai régi (hercin, tehát kb. 300 millió éves) hegységképződés területén is a mozgási sebesség az aktív gyűrődési területeknél átlagban egy nagyságrenddel kisebb. Belgiumban, a Sváb-jura területén, továbbá a Rajna-árok környezetében 0,05—0,7 mm/év közt változik. É-Olaszország kiemelkedése is a folyó és parti terasz-vizsgálatok szerint átlagosan 0,1—0,2 mm/év sebességű az utolsó 170 000 évben (BROGAN). Ugyancsak 0,1—1 mm/év a mozgássebesség nagyságrendje, de térben és időben gyorsan változó a Vörös-tenger vidékén

(FAURE). A K-afrikai Etiópiai-árokra merőlegesen azonban geodiméteres hálózattal 3—7 mm/év, sőt helyenként kb. 20 mm/év sebességű horizontális eltolódást is kimutattak (MOHR).

Lengyelország hercin táblás területén a függőleges mozgás max. 1,5 mm/év sebességet ér el és hullámosan változik kb. 45, 125 és 225 km bázis hosszúságú területekre oszolva. E hullámok magasabbrendű 2, 25 továbbá 5 és 10 millió éves periódusokhoz kapcsolódnak (LISZKOVSZKI).

A kéregmozgások periódusos jellege, melyről a San Andreas-töréssel és a lengyelországi mozgással kapcsolatban már említést tettünk, gyakorlatilag minden részletesebben vizsgált területen kimutatható volt. A periódus időtartama azonban nagyságrendileg többszörösen változik. A különböző helyeken különböző eredetű — árapály, szeizmikus és folyóeróziós stb. — periódusokat figyeltek meg és ezek nyilván egymásra rakódnak. A fontosabb adatok a periódusok növekvő időtartama szerint rendezve a következők.

5—20 napos gravitációs árapály periódust mutattak ki Alaszkában (ZÜRN et al). A San Andreas-i 95 napos szeizmicitás eredetet még nem értelmezték. 60 éves periodicitást ír le GAERTNER a Kaukázus DK-i peremének iszapvulkáni működésében. Ez valószínűleg azzal a nagy tér- és időbeli hullámzással korrelálható, melyet BLAGOVOLIN, LILIENBERG és POBEDONOSTJEV mutattak ki a Ponto-Kaspi területen. Itt a jelenlegi függőleges mozgási sebességek Ny-ról K-felé többé kevésbé fokozatosan növekednek (az emelkedés +, a süllyedés — értékként jelölve): a bulgáriai Stara Planina vidékén (+1) — (+3) mm/év, a Fekete-tenger Ny-i partvidékén —1 mm/év, de Várna vidékén már +3 mm/év a Krím vidékén (+1) — (+4) mm/év, a Kercs vidékén —2,5 mm/év, a Tamanfélszigeten és a Szubkaukázusban (—0,5) — (+0,5) mm/év, az Azori területen, ill. Transzkaukázusban (—3) — (—6) mm/év, a szomszédos Szuramski kristályos tömegben +5 mm/év, a Nagy-Kaukázus Ny-i részén (+2) — (+4) mm/év, a centrális és keleti részen (+12) — (+15) mm/év, maximálisan 30 mm/év. E mozgások mintegy 20—25 éves periodicitást mutatnak, s ez idő alatt a függőleges elmozdulás a fenti értékek szerint többnyire 30—50 mm-t tesz ki. A Fekete-tenger ÉNy-i és K-i partján a mozgások sebessége 1910—1920 táján volt maximális értékű, viszont Várna vidékén és a Nagy-Kaukázusban ugyanakkor a mozgások lassúbbodtak. Általában a süllyedés sebessége csökken a tenger szintjének süllyedésekor és fordítva. E mozgásokat is a szeizmikus aktivitással hozzák kapcsolatba: 1926 és 1970 közt a kárpáti, krími és Nykaukázusi területen a szeizmikus aktivitás növekedését tételezik fel.[3]

[3] Véleményünk szerint szerepe lehet ezekben a földi mágneses, kb. 50 éves, ill. a Naptevékenység 11—22 éves klimatikus-mágneses-szedimentációs hatásának is. Tekintetbe veendők itt a Magyarországon kimutatott (RÓNAY) kb. 15—16, ill. 28—30 éves hidrológiai ciklusok is. Egy nagy késleltetett ciklicitási rendszer tételezhető fel a kozmikus, ill. földmágneses kiindulással, amely a szedimentációra-erózióra, ezen keresztül izosztatikusan a földrengésekre, majd visszacsatolva ismét a földfelszíni vertikális és horizontális mozgásokra hat. Az említett dolgozatok eredeti szövege alapján végzendő tanulmány a földi ciklicitás közelebbi értelmezéséhez fontos adatokat szolgáltathat.

A Kárpát-medencék üledékképződésének és üledékes folyóterasz képződésének elemzése alapján az MTA I. Áramlási Ankétján (X. Osztályközlemények 1970) mintegy 100 000 éves nagyságrendű fluviális eróziós periodicitást vezettünk le. Hasonló, közel 100 000 éves periódust most É-Amerika K-i részén, az Appalache-hegység és a Mississipi Coastal Plain-en J. E. York és munkatársai mutattak ki, melyekkel a történelmi időkben lejátszódott itteni földrengéseket korrelálták. A még hosszabb időtartamú 10^8 éves nagyságrendű nagytektonikus periodicitáshoz a zürichi szimpoziumon Rice és Fairbridge adtak az emelkedő magmás tömegekhez (plume) kapcsolódó geotermikus meggondolást. A nagy transzgresszióval kezdődő krétakorú óceán-szélesedés után a Föld most a regressziós időszakban van, éspedig valószínűleg a maximális „kontinentalitás" közelében, ami a jégkorszakkal korrelálható. (Ugyanezt a gondolatot fejtettük ki a most megjelent „Geonómia"-ban.) Ez a 250 millió éves ciklicitás már galaktikus rotációval és a feltehetően kapcsolatos gravitációs változásokkal korrelál.

Az eltolódó kontinensek radioaktív hőtermeléséből származó hőhatását vizsgálta Kahle. A kontinensek közeledése az asztenoszférában kb. 80 C°-os hőmérsékletemelkedést, a kapcsolatos sűrűségváltozás pedig gravitációs anomália kifejlődését valószínűsíti. Ellenkező hatás adódik a kontinens eltávolodásakor. Valesnikova, Karakin és Magnitsky az asztenoszférát kenőanyagnak tekintik és ebből számítják hidrodinamikai alapon a horizontális kéregeltolódások sebességét. Ez elgondolást a gőzpárna-modell alátámasztja.

A földkéreg lemeztektonikai nagy mozgásait Pentti Kaitera azzal a nyomáskülönbséggel hozza kapcsolatba, mely az üledékekkel terhelődő süllyedő óceán és a lepusztuló kiemelkedő kontinens közt jelentkezik, s így ferde alátoló erőt hoz létre. [Ez a gondolat a hegységképződési mozgások egyik összetevőjeként Rittmann-nál (1960) is megjelent.]

E mozgások sebességváltozásának egyik gyakorlati alkalmazása a *földrengések előrejelzésében* jelentkezik (Burford, Lensen, Fujita, Don Tocher stb.). Itt is a ciklicitás kérdése a döntő. Összefüggést találtak a törésvonalak hossza és a földrengések magnitudója közt Közép-Ázsiában (Nikonov). Kibernetikus módszerrel a mozgássebességek fluktuációit a közepes és déli szélességekre (Ázsiában) a párhuzamos szélességek irányában nagyobbnak találták, mint a meridián irányában (Pankruskin).

A szénhidrogéntelepek környezetében a függőleges szintváltozások sebességváltozásai viszonylag nagyok, tehát a fiatal szerkezeti aktivitás jelentős (Donabedov és Szidorov). Ez a megállapítás közvetlenül következik alulírott szubdukciós szénhidrogén teleptípusából. Indonéziában is felismerték már a szénhidrogén telepek kötöttségét a szubdukciós övekkel párhuzamos medencékkel.

A tanulmányok jelentős része foglakozott a *kőzetfeszültségek* kérdésével. A kőzetfeszültség meghatározására többféle módszert ismertettek. Különösen

figyelemre méltó a „hydrofacturing" eljárás (HAIMSON, SBAR). A szükséges felszerelés SBAR hozzávetőleges becslése (személyes közlés) szerint kb. 25 000 dollár. Az eljárás lényege, hogy a fúrólyuk egy falazott részében a repedések keletkezését indítják meg víz benyomásával és e nyomás értékéből, majd megfúróval tovább fúrva, a kivett magminta laboratóriumi elemzésével állapítják meg a feszültség irányát és intenzitását.

Az idősebb földtani területeken a kőzetfeszültség gyakran magasabb a fedőkőzetek tömegéből számíthatónál. Ezt a régebbi földtani tektonikai mozgások feszültségi maradványaként értelmezik (GYSEL). Másutt, pl. az ausztriai Hochkönig vidékén a feszültségek a jelenlegi terheléssel jól korrelálhatók (SCHEIDEGGER et al). Üledékes területeken a feszültség függőleges összetevője rendszerint nagyobb a horizontálisnál, viszont kristályos területen fordítva (RANALLI). A feszültség nagymértékben függ a mélységtől is, kis mélységben rendszerint a horizontális feszültség nagyobb a vertikálisnál, nagy mélységben fordítva (GAY). A feszültségek a mélység függvényében erősen szórnak. A kőzetfeszültség pontosabb értelmezése még nagymértékben vitatott. A feszültségek és a kőzetek nyomás- és hőfüggő viszkozitása közti összefüggést elméletileg GRIGORIEV vizsgálta.

Nem szabad figyelmen kívül hagyni, hogy a zürichi szimpozium anyaga a kéregmozgásoknak csak egy viszonylag szűk csoportjára vonatkozik és *a Föld egésze szempontjából egyoldalú*. Nem ad képet egyrészt a földfelszín túlnyomó részét képező óceáni kéregmozgásokról, ami pedig az óceáni bazaltkéreg paleomágneses inverziós adatai szerint kb. nagyságrenddel nagyobb sebességű az itt vizsgált kontinentális horizontális sebességek átlagánál. [Az óceáni sokkal nagyobb sebességeket a szimpozium anyaga mindössze azzal érzékeltette, hogy a vizsgált óceán-kontinens peremeken (San Andreas-törés, É-Anatolia) már nagyságrendekkel nagyobb sebességeket észleltek, az összes többi kontinentális értékeknél.] Másrészt a kontinensekre vonatkozó ismertetett értékek maguk is — egyes ritka kivételtől eltekintve — csak a vertikális mozgásokra vonatkoznak. Így a horizontális mozgások kérdését ez a szimpozium még megvilágítatlanul hagyta.

A zürichi kéregmozgási szimpoziummal egyidejűleg a *Nemzetközi Geodinamikai Program vezetősége* is üléseket tartott, amelyeken egyrészt a munkacsoportok, másrészt a Nemzeti Bizottságok számoltak be eddigi munkájukról és további programjaikról. Az előbbiben BARTA GY. akadémikus mint a 6. munkacsoport vezetője, az utóbbiban a szerző, mint a Magyar Nemzeti Bizottság vezetője tartott beszámolót. Ezeken az üléseken vita alakult ki arról, vajon helyes volt-e a Nemzetközi Geodinamikai Programot részben átfedő Geológiai Korrelációs Program megindítása. Megvilágítást nyert, hogy a földtan régi problémáinak, elsősorban a sztratigrafia időbeli korrelációs kérdéseinek megoldására valóban külön nemzetközi szerv szükséges az állami földtani intézetek együttműködésével. A geodinamikai nemzetközi működés viszont nagyrészt új és igen komplex

együttműködéssel kibontható problémák vizsgálatára hivatott. Csak ezen a téren lehet kritizálható átfedésről szó.

A tanulmányok anyaga a Tectonophysics-ben kb. egy év múlva jelenik meg. Akkor az adatok részletes feldolgozásával a vertikális kéregmozgások igen sematikus világtérképe talán összeállítható lesz és esetleg a mozgások periódusos jellegének valamilyen szemléltetése is lehetővé válik. A szimpozium kivonatos anyaga azonban addig is betekinthető az MTA Geokémiai Laboratóriumában.

AZ IGP 6. MUNKACSOPORTJA HAZAI BIZOTTSÁGÁNAK TEVÉKENYSÉGE ÉS TUDOMÁNYOS EREDMÉNYEI

BARTA GYÖRGY

AKAD. LEV. TAG

Szervezés és általános tájékoztatás

Az IGP 6. munkacsoportjának magyar bizottsága 1972. június 14-én alakult meg. Megvitatta és az MTA X. Osztályának felterjesztette a bizottság tagjainak javaslataival kiegészített célkitűzést és tématervet. A javaslatot Szádeczky-Kardoss Elemér akadémikus osztályelnök 1972. szeptember 6-i levelében elfogadta. A bizottság tudományos tevékenységét a tématerv alapján végzi. Szervezési tevékenységét illetően említést kell tenni az 1973 szeptemberében tartott nemzetközi IGP 6. munkacsoport konferenciáról. Terveztük 1975-ben is egy konferencia szervezését ez azonban (főleg anyagi okok miatt) elmaradt.

A tudományos eredmények rövid összefoglalása

1. A Földtest általános anyagi és energetikus inhomogenitása

Számításokat végeztünk a geoid alakot két, zonális gömbfüggvényekből felépített, szimmetrikus formával közelítő leírás legkedvezőbb tengely helyzeteivel kapcsolatban. A tengelyeket az egyenlítő síkjától eltérő síkban véve fel az 1972-es geoid jó közelítését kaptuk. A közelítésben egyelőre a két tengely síkja és a gömbfelület metszésvonalára eső adatokat használtuk fel. További vizsgálatok folynak a teljes adatrendszer felhasználására.

Számítottuk a Föld tömegének és különböző inercia momentumainak értékeit aszimmetrikus felépítésű földmag esetén. Az alkalmazott modellnél (a külső mag sűrűségváltozását másodfokú kétváltozós függvénnyel jellemezve) a belső mag néhány száz km nagyságrendű elmozdulása esetén a forgástengelyre vonatkozó tehetetlenségi nyomaték relatív változása $\frac{\Delta I}{I} \sim (2—3)\,10^{-4}$. Finomabb magmodellek kialakításával a számítás folytatódik.

2. A Kárpát-medence globális geofizikai vizsgálata és fejlődésével kapcsolatos elméletek

Vizsgáltuk a CA (conductivity anomaly) eloszlását a Magyar Medence kérgében és köpenyében. Említésre méltó az LVL (low velocity layer) helyzetéhez kapcsolódó anomália, mely részleges olvadással és az alkáliák feldúsulásával

hozható kapcsolatba; továbbá a 6—10 km mélységben talált kéreganomália a Dunántúlon, mely tektonikai vonalakhoz kötődik a pliocén vulkanizmus területén. Vizsgáltuk a jelenségek geotermikus kapcsolatait, fizikai, kémiai, földtani okait.

Tanulmányoztuk a magnetotellurikus anizotrópia regionális sajátságait a Pannón medencében és értelmeztük a jelenségeket a globális tektonika szemszögéből.

Indukciós nyilak kialakulását és regionális sajátságait is kapcsolatba hoztuk a tektonikával. Ezek közül is külön említésre méltó a külső és belső Kárpátok közötti tektonikai vonalhoz kapcsolódó anomália, és a nyugat-dunántúli kéreganomália tükröződése az indukciós nyilakban.

A szeizmológiai vizsgálatok közül ide sorolhatók azok a kutatások, melyek térhullámok és felületi hullámok felhasználásával vizsgálták a kéregszerkezetet a Kárpát-medence területén.

Folytatódtak a vizsgálatok az új globális tektonika Kárpát-Pannón területre és környezetére való alkalmazása témájában. Ezek a vizsgálatok határterületet képeznek a 3. munkacsoporttal. A Pannon terület késő kainozóos süllyedését a felsőköpenyben kialakult részlegesen olvadt zóna (aktív köpeny diapir) kialakulásának tulajdoníthatjuk. A köpeny diapir a Kárpátok íve mentén a miocén során alábukó lithoszféra lemez következménye. Megvizsgáltuk, hogy ez a medencefejlődési elmélet alkalmazható-e a Pannon-medencéhez hasonló enszialikus medencékre és arra a következtetésre jutottunk, hogy az aktív köpeny diapir elmélet általánosítható.

Vizsgálatok folynak a szeizmikus kéregkutató szelvények és a BOUGUER-anomáliák együttes értelmezésére kétdimenziós gravitációs modellszámítások segítségével. Az előzetes eredmények azt mutatják, hogy a szeizmikus kéregszelvények általában összhangban vannak a terület gravitációs képével. A Pannon terület legfelső köpenye az átlagosnál kisebb sűrűségű. Ez az eredmény összhangban van a szeizmológiai, magnetotellurikus és geotermikus vizsgálatokkal.

3. Konvekciós áramlásokkal kapcsolatos elméleti vizsgálatok

Különböző modellszámításokat végeztünk a konvekciót leíró parciális differenciálegyenlet rendszer numerikus integrálásával. A megfelelő számítógépes program lehetővé teszi az anyagi paraméterek és határfeltételek tetszőleges választhatósága miatt, hogy az eddigieknél reálisabb földköpeny modellek konvekciós viszonyait is tanulmányozzuk. A mozgásokból levezetett feszültség-tér vizsgálata lehetővé fogja tenni a várható deformációk nagyságrendjének és jellegének meghatározását.

4. Árapály-jelenséggel kapcsolatos vizsgálatok

Számításokat végeztünk a földköpeny anelaszticitása és a földárapály fázisa közötti kapcsolat vizsgálatára. A vizsgálat MOLODENSKY (1963) általános elméletén alapul, a számításokat BULLEN és HADDON (1967) B_1 és B_2 földmodelljére végeztük a köpeny anelaszticitására vonatkozó különböző feltételezések (MAXWELL-test, LOMNITZ-törvény szerinti viselkedés) mellett. A számítások eredménye szerint a földárapály fáziskésése gyakorlatilag nulla (*M* graviméteres σ-faktor esetében 1—2 szög perc). Emiatt úgy tűnik az árapály nem játszik szerepet a Föld forgásának lassulásában, az árapály disszipáció főként a sekély tengerekben és óceánokban megy végbe. Számítások folynak a viszkózus Föld felületi terhelésének és a folyékony mag napos periódusú földárapályra gyakorolt rezonancia-effektusának vizsgálatára.

5. Geofizikai adatok feldolgozásakor és kiértékelésekor alkalmazott matematikai eljárások

Vizsgálatokat végeztünk a direkt és inverz feladatok megoldásával kapcsolatban. Foglalkoztunk néhány direkt feladat gyors megoldását végző algoritmussal. Különösen hasznosnak bizonyult a direkt feladatban fellépő integrálok diszkrét konvolúciós közelítése. Iterációs eljárásokat dolgoztunk ki néhány inverz feladat megoldására. Foglalkoztunk az ekvivalencia (az inverz feladat egyértelműsége) problémáival zajos és zajmentes modell esetén.

Az ismertetések során is kitűnt, hogy a kutatási témákban folyó vizsgálatokat nem tekinthetjük lezártnak. Az eredmények mellett több nyitott kérdésről illetve jelenleg végzett kutatásról is beszámoltunk. Az IGP további évei alatt folytatni kívánjuk mind a Föld-test egészével és elméleti kérdésekkel kapcsolatos vizsgálatokat, mind a Kárpát-medence geofizikai szintézisének, fejlődésének témakörébe tartozó kutatásokat.

A PLANETÁRIS HATÁRRÉTEG KUTATÁSA MAGYARORSZÁGON*

BÉLL BÉLA
AKAD. LEV. TAG

BODOLAINÉ JAKUS EMMA, ENDRŐDY GABRIELLA, KOZÁK BÉLA

I. A planetáris határréteg mikrosrukturája és jelentősége az anyag- és energiakicserélődésben

(BÉLL BÉLA)

A légkör két, látszólag egymásnak ellentmondó, globális jellegzetessége:
a) a légköri folyamatok összefüggésében megnyilvánuló fizikai egység,
b) a kvázihorizontális rétegződésre irányuló hajlam.

A rétegzettség kvázihorizontális jellegében — a szilárd Földhöz és a hidroszférához hasonlóan — a Föld gravitációs erőtere az elsődleges tényező, de változásaiban azok a termikus és dinamikus folyamatok a döntők, amelyek a rétegzettséget kialakító vagy feloldó, mindenesetre globálisan módosító kölcsönhatásukkal éppen a légkör fizikai egységét fejezik ki.

Azokat a légköri rétegeket, amelyek aránylag kis időbeli megszakításokkal, ill. térbeli szakadásokkal az egész Földre kiterjednek, a globálisan nem összefüggő diszkontinuitásokkal szemben *planetáris rétegeknek* nevezzük.

A légkör rétegeit nagy változékonyságuk, a változások nagy sebessége és sztochasztikus jellege különbözteti meg a szilárd Föld sokkal stabilisabb rétegződésétől a levegő mozgékonyságának természetes következményeként. A meteorológia módszereinek a légköri folyamatok nagy sebességéhez kell alkalmazkodniok mind a méréstechnikában, mind a feldolgozásban, a folyamatok analízisében és prognózisában.

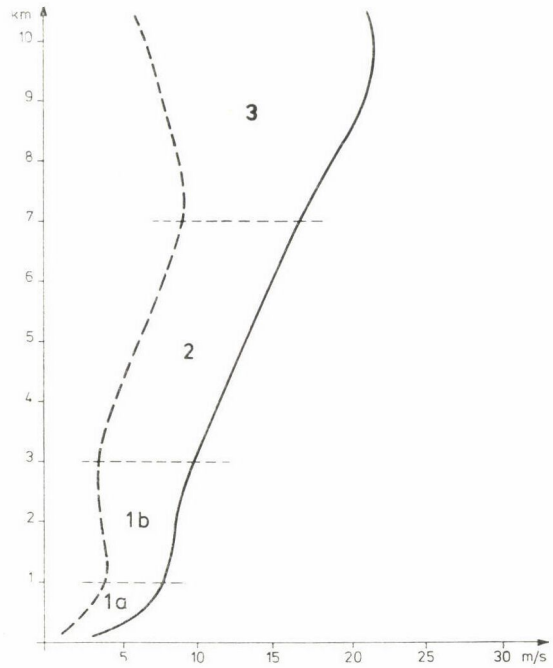
Legváltozékonyabb légköri rétegek az extraterresztrikus hatásoktól befolyásolt, ritka, ennélfogva nagy mozgékonyságú felső légkör, továbbá — érdekes módon — a felszínközeli planetáris határréteg, amelyben a földfelszínnek mint a sugárzást elnyelő, visszaverő és kisugárzó, továbbá az anyag kicserélődését közvetítő ún. aktív felszínnek és a légkörnek kölcsönhatása közvetlenül érvényesül. Az előbbit az űrkutatásban megnyílt beláthatatlan lehetőségek, az utóbbit az emberi környezet kutatása, az alkalmazott meteorológia számos ága helyezte a kutatás előterébe.

A földtudományokból kiinduló s az űrkutatásba torkoló jelentősége abban van, hogy a planetáris határréteg minden bolygón, amelynek légköre van, szükségszerűen kialakult s azzal tűnik ki, hogy az aktív bolygófelszín és légkörének kölcsönhatásai ebben a rétegben koncentrálódnak.

* A Nemzetközi Geodinamikai Program Magyar Nemzeti Bizottságának 1974. aug. 23-i ülésén tartott előadás.

Minthogy a planetáris határréteg a szilárd, valamint a folyékony felszín és a légkör közötti kölcsönhatások sűrűsödési zónája, ezért belső struktúrája, változékonysága mind a komplex földtudományban (geonómia), mind a geodinamikai folyamatok kutatásában (Nemzetközi Geodinamikai Program) különös figyelmet érdemel.

A felszín és a légkör kölcsönhatása lényegében az anyag és az energia kicserélődésében realizálódik a felszín és a légkör között. A kicserélődésben részt-

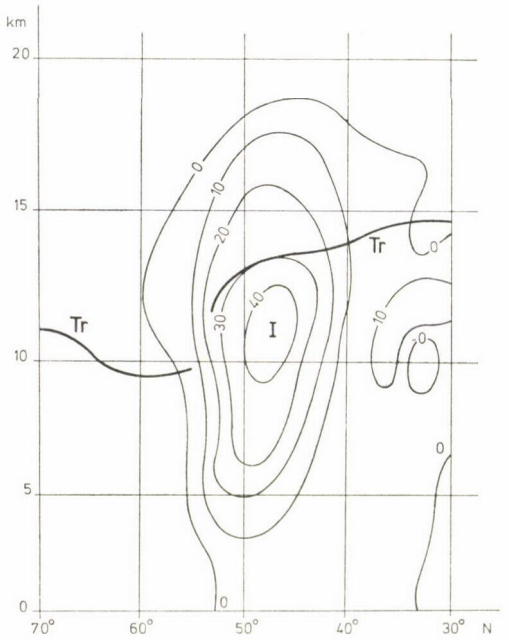


1. ábra. A közepes szélsebességnek (folytonos vonal) és évi ingásának (szaggatott vonal) változása a magassággal (Budapest 1954—1963). 1. Alsó troposzféra (alapréteg), 1a. planetáris határréteg, 1b. konvekciós réteg; 2. Középső troposzféra (adaptációs réteg); 3. Felső troposzféra (felsőszinti jet)

vevő járulékos anyagfajták és energetikai jellemzők, az ún. *kicserélődési tulajdonságok* (olyan fizikai jellemzők, amelyek kicserélődés közben nem változnak) sokfélesége mellett a kicserélődés mechanizmusa, az ún. *tulajdonságátvitel* s ennek a függőlegesben mutatkozó átváltásai különösen problematikussá, egyben rendkívül komplexxé teszik a kicserélődési folyamatok kutatását.

A kicserélődés mechanizmusában természetesen döntő tényező a szél és az áramlás struktúrája. A mérsékelt övek kb. 10 km magas troposzférájában — ahol is a felszínnek a cirkuláció közvetítette hatásai mellett az extraterresztrikus hatások elhanyagolhatók — nemcsak a sztatikus jellegű hőmérséklet, hanem az átlagos szélsebesség függőleges eloszlása és évi ingása alapján is elkülöníthető az alsó, a középső és a felső troposzféra (1. ábra).

1. A *felső troposzférában* (kb. 7—10 km között) a magassággal általában növekvő szélsebesség növekedésének és évi ingásának maximumát éri el 8 km tájékán, a tropopauza alatt. Az áramlásban a nyomási gradienserő és az eltérítő erő mellett a szélmaximum zónájában, az ún. futóáramlások (jet stream) térségében jelentékeny ageosztrófikus erők is érvényesülnek. Ennek következtében az áramlásban gyakran felborul a gradienserő és az eltérítő erő egyensúlya (az ún. geosztrófia) és gyorsuló légmozgás: hipergeosztrófikus szél alakul ki. Intenzív dinamikus hatások következményeként a réteg felső határa, a tropopauza

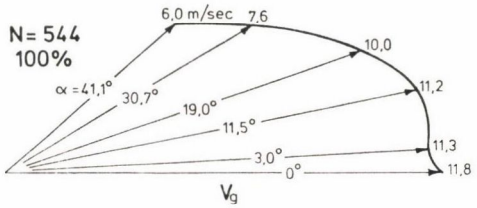


2. ábra. A nyugati szélkomponens egyenértékű vonalai (m. s^{-1}), tropopauza-(vastag vonal: Tr) szakadás és magasszinti jet (I) 1958. július 4.-én (12 GMT) a 75° *W* meridián függőleges metszetében az északi félgömbön

7—13 km között gyakran felszakad s a felszakadási helyeken a jet erős turbulenciája lehetővé teszi a troposzféra és a sztratoszféra anyagcseréjét, a terresztrikus és az extraterresztrikus anyagok kicserélődését (2. ábra). A felső troposzférának a felszínről származó járulékos anyagait könnyű gázok, finom eloszlású anyagrészecskék alkotják, amelyeknek nagy koncentrációjú centrumai a forrásoktól függetlenül az általános cirkuláció hatására alakulnak ki (globális eloszlás).

A globális energiakicserélődés szempontjából a futóáramlások zónájának hasonlóan nagy a jelentősége. Itt megy végbe ugyanis legnagyobb intenzitással a trópusi, keleti szelek zónájából a felszíntől kapott nyugati impulzusmomentum átvitele a mérsékelt övi nyugati szelek zónájába.

2. A *középső troposzférában* kb. 3—7 km között az átlagos szélsebesség és évi ingása közel lineárisan nő a magassággal (1. ábra). Az áramlásban a geosztrófia nagy gyakorisággal érvényesül (a nyomási és az áramlási mezők adaptációja: adaptációs réteg). Az áramlás szerkezetére a kvázihorizontális levegőszállítás: az advekció túlsúlya, a hemiszférikus kiterjedésű polárcentrikus légörvény, ennek mérsékeltövi hullámai és zárt örvényei (mérsékeltövi ciklonok) s méreteiben olyan makroturbulencia a jellemző, amely kielégítően leírható egymástól mintegy 200 km-re felvett rácspontok hálózatának meteorológiai adataival (a mérési hibák és a folyamatok varianciái miatt a felbontás alsó határa). A kutatásban jól alkalmazhatók a hidrodinamika mozgásegyenletei, a nyomási és az áramlási mezők előrejelzésében a gyors és nagykapacitású számítógépek.



3. ábra. A Budapest fölötti empirikus EKMAN-modell (1955—1959) PÁPAI L. (1960) nyomán. N: a szerkesztésre felhasznált szélmérések száma; V_g: a geosztrófikus szélvektor a planetáris határréteg felső határán (kb. 1200 m); α: a planetáris határréteg szélvektorainak elhajlási szöge a geosztrófikus szélvektor irányától, rendre: 1000, 700, 500, 200, 0 m talajszint feletti magasságban

A középső troposzféra áramlási mezőiben s a felszíni származékok eloszlásában már észrevehető a kontinensek és az óceánok hatása. A hőeloszlás jellegzetességei, valamint a ciklonális emelkedő mozgással szállított kontinentális, ill. óceáni származékok az általános cirkulációval mélyen benyomulnak az óceánok, ill. a kontinensek nyugati zónáiba. Ezáltal a felszíni származékok globális eloszlását a középső troposzférában a kontinentális és az óceáni jelleg sajátosan módosítja. A felszínről származó nehezebb gázok és részecskék (így az antropogén légszennyeződés nehezebb komponensei) általában nem jutnak el a középső troposzférába. MÉSZÁROS ERNŐ, MÉSZÁROS ERNŐNÉ, VISSY KÁROLY (1974) mérései szerint Budapest térségében a levegő 2 nagyságrenddel szennyezettebb, mint a déli félgömb óceánjainak zavartalan légterében, de ugyanitt 3 km magasságban, azaz a középső troposzféra alján már a részecskék nagyságeloszlása gyakorlatilag megegyezik a déli félgömb tiszta levegő-hátterében talált eloszlással. Úgy látszik, hogy az antropogén hatásoktól szennyezett földi légkör tiszta levegőkészletét a déli félgömb óceáni jellegű hemiszférikus légterében, globális méretekben pedig a középső troposzféra viszonylag még sűrű légtömegeiben találjuk meg.

3. Végül az *alsó troposzféra* (az átlagosan 3 km magas alapréteg) a kb. 1 km magas planetáris határrétegre és a fölötte fekvő konvekciós rétegre bontha-

tó. Az elsőben a felszíni turbulens súrlódás, a másodikban a mezoméretű, jelentős függőleges komponenseket tartalmazó áramlási rendszer: a konvekció játszik főszerepet a levegő átkeveredésében s a kicserélődési folyamatokban.

A *planetáris határrétegben* a szélsebesség megközelítőleg logaritmikusan nő a magassággal (logaritmikus vertikális szélprofil, 3. ábra). Itt a súrlódás miatt a nyomásból számítható szélsebességnél gyengébb, ún. hipogeosztrófikus szelek figyelhetők meg s atmoszférikus tömegáram alakul ki a magasnyomású középpontok felől az alacsonyabb nyomásúak felé. Ez a folyamat ellenhatás nélkül minden felszínközeli nyomásképződményt néhány napon belül megszüntetne. A felső troposzféra hipergeosztrófikus szeleiben a nagy kinetikus energia-akkumuláció, az ageosztrófikus erőterek ellensúlyozhatják a magasnyomású képződmények felé irányuló szélkomponensekkel a planetáris határréteg hipogeosztrófikus tömegáramát. Ennek az energialáncnak — amely kapcsolatos a forgó Föld felszíne és az ehhez képest mozgó légkör közötti impulzusmomentum-cserével — részletei még nem tisztázottak.

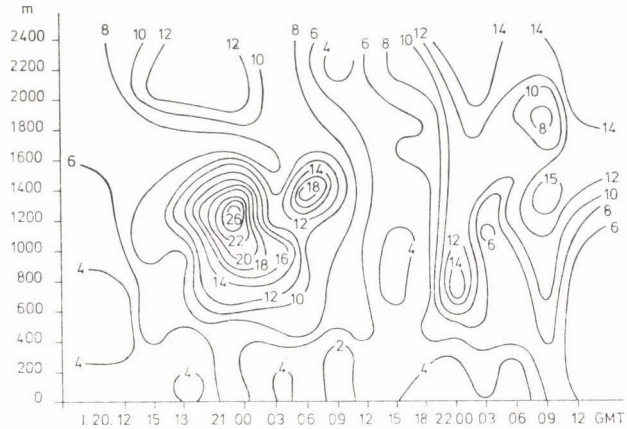
Az alapréteg 3 jellegzetes sajátsága a kicserélődés szempontjából:

a) Az alapréteg gyakori hőmérsékleti inverziói a felszíni származékok nehezebb anyagait az alsó troposzférában visszatartják, ezért felső határa, az ún. peplopauza fölött ugrásszerűen tisztább a troposzféra. A szennyeződés regionális, a planetáris határrétegben lokális jellegű. A származékok nagykoncentrációjú centrumai a forrásvidékekkel, ill. a forrásokkal már kapcsolatba hozhatók. Jellegzetes áramlási képződményei a regionális (orografikus) örvények, amelyek az alapréteg áramlási viszonyait a középső troposzféráénál jelentékenyen bonyolultabbá teszik. Keletkezésük, fejlődésük előrejelzése az objektív regionális prognosztika kellőképpen még meg nem oldott problémája.

b) A planetáris határrétegnek a magassággal általában növekvő szélsebességében legnagyobb gyakorisággal 300—600 m között hipergeosztrófikus szélmaximum figyelhető meg, amely az alapréteg egyik jellegzetes objektumára, az *alacsonyszinti jet* időszakos megjelenésére utal (4. ábra). Ez az anyag- és energiacserében jelentős képződmény egyike az alsó troposzféra cirkulációjára jellemző, ún. rácsonbelüli, gyors lefolyású képződményeknek. Ezek (így a zivatarok viharvonalai is) az említett makroskálájú rácshálózat módszereivel nem vizsgálhatók, kis méreteik miatt ezen a módon fel sem fedezhetők. Fontosságuk miatt (váratlanul fellépő heves időváltozások) kutatásukra sajátos mezoszinoptikus módszereket dolgoztak ki, amelyeknek — hasonlóképpen számszerű előrejelzésüknek — alapja az objektum jellemzőinek (parametereinek) időben és térben sűrű mérése, ill. meghatározása. Ezen parameterek sorában legjelentősebb a vertikális szélnyírási modulusz: az egységnyi függőleges távolságra (1 hektometer) eső szélsebességváltozás. Az alacsonyszinti jet kutatásának hazai eredményeivel bővebben foglalkozik cikkünk 2. része.

c) Az alaprétegnek, különösen a planetáris határrétegnek áramlási szerkezetében érvényre jut a felszíni egyenetlenségek, nagyobb méretekben a dom-

borzat, kisebb méretekben a felszín érdességének hatása. Emiatt a planetáris határréteg áramlását s ezzel a kicserélődési folyamatokat a turbulencia gazdag spektruma jellemzi. A turbulenciaspektrum s ezzel a turbulens átviteli folyamatok időben és térben rendkívül változók, véletlenszerűek és időjárásfüggők.



4. ábra. A szélsebesség időbeli függőleges metszete Budapesten 1963. január 20-án 12 GMT—január 22. 12 GMT között (m. $s.^{-1}$) JAKUS E. (1971) nyomán

A planetáris határréteg a turbulenciaspektrum sokfélesége miatt nagyon változékony struktúrát mutat, amelyben a turbulencia jellege szerint a kicserélődés szempontjából két jellegzetes réteg alakul ki. A *felső planetáris határrétegben* a horizontális stacionárius szélvektor — a hidrodinamikából jól ismert EKMAN-spirálist követve — a magassággal spirálisan jobbra fordul (északi félgömb) és a súrlódás megszüntével kb. 1 km magasságban átmegy a geosztrófikus szélbe (3. ábra).

Az *alsó planetáris határrétegben* a szélirány és ezzel a kicserélődés a magassággal lényegesen nem változik. Ennek a rétegnek a magassága több turbulencia-parametertől függően dekaméter nagyságrendű. Ezen belül is a kicserélődési folyamatokban a molekuláris súrlódás a mm—cm nagyságrendű *felszíni lamináris hártyában* és a súrlódási turbulencia a *felszíni turbulens rétegben* több időjárási parametertől függően különböző magasságban eltérő arányban érvényesül. A határ a kétféle súrlódási folyamat között nagyon változó, gyakran elmosódik s előfordul, hogy az áramlás már közvetlenül a felszín fölött teljesen turbulens.

A rendkívül változékony alsó planetáris határréteg néhány dekaméter függőleges terjedelme ellenére az anyag- és energiakicserélődésben rendkívül jelentős szerepet tölt be. Fontosságát növeli az is, hogy magában foglalja a bioszféra légterét, az antropogén hatások forrásait. Turbulens folyamatai összefüggnek több légköri jellemző vertikális profiljával, így pl. a szélprofillal, az itt

kialakuló hőmérsékleti rétegződéssel, a nyári szuperadiabatikus hőmérsékleti gradiensekkel, a téli erős inverziókkal, a hőmérsékleti gradiens nagy napi menetével s ezeken keresztül több gyakorlati problémával: a geodéziai mérésekkel, az ultrarövid rádióhullámok terjedésével, stb.

A határréteg mikroturbulenciájának kutatása különleges mérési módszereket, az adatok sokoldalú statisztikai feldolgozását, analízisét s ennek során olyan parameterek komplex mérését és számítását kívánja meg, amelyek a turbulenciát, mint sztochasztikus folyamatot jellemzik.

A turbulencia sztochasztikus, statisztikai elméletét és a parametrizálás elméleti követelményeit lényegében kidolgozták, de gyakorlati megvalósításuk még kezdeti fokon van. A Globális Légkörkutatási Programnak (GARP), amely a légkör teljes dinamizmusának feltárását tűzte ki célul, fontos része a planetáris határréteg kutatása s ezen belül a parametrizálás módszertanának, a parameterek egységes mérési eljárásának kialakítása is. A kérdés elméleti és gyakorlati jelentősége miatt a planetáris határréteg kutatását feladatául tűzte ki a szocialista országok tudományos akadémiáinak geofizikai együttműködésének (KAPG) meteorológiai albizottsága is. Hazánkban az Országos Meteorológiai Szolgálat Központi Légkörfizikai Intézetében jelentős kutatások folynak és távlati tervek alakultak ki a határréteg meteorológiai parametereinek mérése, ill. analízise vonatkozásában. Ezekkel cikkünk 3. részében bővebben foglalkozunk.

II. Az alacsonyszinti jet kutatásának hazai eredményei

(Bodolainé Jakus Emma)

A planetáris határrétegben fellépő alacsonyszinti jettel foglalkozó hazai kutatómunka a jelenség Magyarország fölötti sajátosságainak részletes felderítésére irányult. E vizsgálatokban alacsonyszinti jetnek minősült minden olyan, a talaj és a 2 km közötti rétegben észlelt szélmaximum, amelynek sebessége elérte vagy meghaladta az 5 m/sec-ot és egyidejűleg a szélsebesség a szélmaximum szintjétől számított 600 m-en belül a felére csökkent (függőleges szélnyíródási kritérium). Genetikai megfontolás alapján a vizsgálatok nem terjedtek ki a hideg frontok jet-jellegű szélprofiljaira.

A hazai feldolgozások Pestlőrinc 10 év napi 7 szélméréseinek és Szeged 8 év napi 4 szélméréseinek adataiból készültek. Ez a viszonylag széles adatbázis lehetővé tette a jelenség alapvető statisztikai jellemzőinek, néhány kinematikai sajátosságának és a szinoptikai feltételekkel való összefüggéseinek vizsgálatát.

A feldolgozások első szakaszában kiderült, hogy a vizsgált jelenség a helyi mérésekben sokszor időben folytonos, néha több napon át perzisztens lehet, más esetekben csak egy-két, egymást követő mérésben figyelhető meg. Ez a körülmény indokolta, hogy a statisztikai vizsgálatok a két kategóriára külön is elkészültek. A hazai vizsgálatok eddig elért főbb eredményei a következők:

1. Alacsonyszinti jetek bármely napszakban felléphetnek, maximális előfordulásuk a kicserélődési folyamat minimumának idejére, az éjféli, korahajnali órákra esik.

2. A frontátvonulások és a jetek előfordulási gyakoriságainak összevetése azt bizonyítja, hogy az alacsony jetek csaknem azonos gyakorisággal lépnek fel, mint a frontok, tehát a légkör rendszeres jelenségeinek tekinthetők.

3. Az objektum előfordulása magasság szerint a 200 m-es szinttől 1800—2000 m-ig folytonos, gyakoriságának maximuma 300—600 m közé esik.

4. A jelenség szinoptikai feltételeire és a két megfigyelési hely klimatológiai különbségeire utal a jet-magban észlelt szélirányok eloszlása. A Magyarország nyugati felére jellemző budapesti szélirány-gyakoriságokban a 90 és a 330—340 fokos irány az uralkodó, amely az Ukrajna fölötti anticiklonok hátoldali helyzeteinek és az azóri orrok előoldalának hatására utal. Szeged térségében a 170—180 fokos uralkodó szélirány a havasalföldi anticiklonok meghatározó szerepét mutatja.

5. Az objektum kialakulása és fennmaradása nincs közvetlen kapcsolatban a légkör alsó rétegeinek egyensúlyi állapotával. A stabilitás növekedését nem kíséri sem a jetek szélnyírási moduluszának, sem a szögnyírások nagyságának erősödése.

6. A jet-mag alatti és fölötti légréteg leggyakrabban előforduló szélnyírási modulusza az 1,0—2,5 m/sec pro 100 m-es intervallumba esik. A nyírási értékek nagysága tehát azonos a troposzférikus (magas) jetekével, egyedi értékük egyes esetekben meg is haladhatja azokét.

7. A Kárpát-medence térségében a jelenség döntő módon két szinoptikus képhez kapcsolódik. Az esetek túlnyomó többségében az anticiklonok peremén található, viszonylag ritkábban a ciklonok meleg szektorában észlelhető a prefrontális déli-délnyugati szél zónájában. Utóbbi esetben a jet magja az alsó néhányszáz méteres rétegben fekszik.

8. Az alacsonyszinti jet kialakulása és egzisztenciája az anticiklon dinamikai folyamataival függ össze. Az anticiklonok rendszerében a kifelé és a lefelé irányuló áramimpulzus nem jut le a talajig, a kinetikai energia nem szóródik szét, hanem az alacsonyszinti jet szintjében egy hipergeosztrófikus szélszalagot létesít. Ez a térben és időben folytonos szalag az anticiklont körülfolyja, miközben az objektum mezoléptékű struktúrákra szakadozik; a nappali fokozottabb kicserélődés gyengíti vagy megszünteti, míg az éjszakai órákban újra képződhet vagy erősödhet.

9. Az alacsony jet szalagja az esetek túlnyomó részében az anticiklon területének külső 1000 km-es sávjában található. Gyanítható, hogy nem egy, hanem legalább két szalagról van szó, amelyek közül az egyik a peremen, a másik az anticiklon külső (burkuló) izobárjától számított 600—900 km-es távolságban helyezkedik el.

10. Alacsony jetek meghatározott nyomási gradiensek mellett lépnek fel.

Túl nagy talajközeli gradiensek esetén nem lehetséges erős vertikális nyíródás kialakulása és fennmaradása, míg a kis értékű gradiens elősegítheti erős nyíródás kialakulását a talaj és a jet szintje között. Fennmaradásukra a 0,5 és 3 mb pro 100 km értékű gradiens határon belül az 1—2 mb pro 100 km-es tartomány a legkedvezőbb.

11. Az anticiklonális áramlás irányában (az izobárok mentén) a jet cellája előtt konvergens, mögötte divergens áramlási zóna fekszik, ami az izobárokra merőleges tengelymenti cirkulációs cellát létesít. Ugyanakkor a cellának az izobárokra merőleges síkban, az izobárokkal párhuzamos tengely mentén is van cirkulációja. Fejlett objektum esetében a jet cirkulációja a felhőzet ill. a csapadék alakulásában is tükröződik. A jet előoldalán felhőzet-növekedés, hátoldalán felhőzet-csökkenés mutatható ki, ha a nedvességi viszonyok kedvezők és a felhőzet alakulását befolyásoló egyéb tényezők hatása elhanyagolható. A jet cirkulációja egyértelműen tükröződik a vertikális tömegáram időbeli változását feltüntető időbeli függőleges metszeteken. A vizsgálat alapján megállapítható, hogy az alacsonyszinti jetek az anticiklonok inherens mezoléptékű struktúráinak tekinthetők.

III. A felszínközeli turbulens légréteg meteorológiai parametereinek mérése és analízise

(Endrődy Gabriella—Kozák Béla)

A felszínközeli légréteg fizikai állapotának kutatása megkívánja a légréteg legfontosabb jellemzőjének: a turbulens légmozgásnak, az utóbbi pedig bizonyos meteorológiai elemek vertikális profiljainak mérését és analízisét. Ezek a kutatások nagyon jelentősek a levegő-tulajdonságok vertikális átvitele és a talajról származó különböző anyagok, közöttük az antropogén szennyeződési termékek szállítása, kicserélődése szempontjából.

Az említett sajátosságok és folyamatok kutatása nagymértékben összefügg a mérésekhez felhasznált berendezésekkel, valamint a nyert adatok analízisének módszereivel, különös tekintettel a folyamatok sztochasztikus jellegére.

Ismeretes, hogy meteorológiai adataink általában nem folyamatos mérés eredményei, hanem adott helyen egymásutáni időpontokban kapott diszkrét értékek. Ezekből kell következtetnünk bizonyos valószínűségi szinten a folyamatos és véletlenszerű időjárási jelenségek természetére. Így a mérés és az analízis sztochasztikus folyamatok leírására, jellemzésére alkalmas, különböző statisztikai mérőszámok meghatározására irányul.

A turbulens átviteli folyamatoknak és magának a turbulenciának kutatási metodikája különösképpen megkívánja a sztochasztikus folyamatok statisztikai megközelítését. A turbulencia különösképpen számottevő négy troposzférikus légköri tartományban, éspedig: a felszínközeli turbulens rétegben, ahol nagy a szélnyíródás; a konvektív felhők, továbbá a „jet"-ek térségében; vala-

mint a hegyek lee-oldali áramlási terében. A felszínközeli légrétegre jellemző turbulens mozgás alapvető jellemzői:

a) háromdimenziós, nem lineáris mozgásjelenség,

b) sztochasztikus és diffuz folyamat,

c) dinamikájára jellemző a rotáció és a disszipáció, amelynek során a mechanikai energia belső energiává alakul,

d) a fluktáció.

Az utóbbi turbulencia-jellemző matematikai formában kifejezve annyit jelent, hogy a turbulenciát s ezzel a turbulens átvitelt meghatározó minden meteorológiai elem és tulajdonság pillanatnyi értéke (x) felírható egy sztatikus ($\bar{x}$) és egy dinamikus (x') komponens összegeként, azaz

$$x = \bar{x} \pm x', \tag{1}$$

ahol az $\bar{x}$ az elem vagy tulajdonság meghatározott időtartamra vonatkoztatott átlaga.

Éppen a fluktuációk hozzák létre a vertikális átvitelt különösen a felszín közelében. Nagyrészt ezeken keresztül befolyásolja a turbulencia a nagyskálájú légköri mozgások kifejlődését. Ettől eltekintve az átviteli folyamatok önmagukban is fontosak, főként a felszínközeli hőátvitel és párolgás megértésében.

A felszínközeli légréteg átviteli folyamatainak megközelítésére jól felhasználhatók a meteorológiai mérőtornyok. Magasságuk 20—200 m. A mérések előfeltétele, hogy a toronyra szerelt műszereket a tartó váz sugárzása, hőkapacitása, aerodinamikai sajátságai, stb. ne zavarják. A mérési program kidolgozásakor a következőket kell figyelembe venni:

1. Milyen meteorológiai elemeket kívánunk mérni;
2. a felszín fölött milyen szinteken kívánatos a mérés;
3. milyen legyen a mintavétel sűrűsége;
4. a kapott adatokat milyen módszerekkel analizáljuk.

Megfontolandó, hogy bármely megfigyelési programból származó eredmény értéke függ a megfigyelt elemek tulajdonságaitól és magánviseli az alkalmazott műszerek és analízismódszerek sajátosságait, közöttük ezek hibáit is. Az utóbbiakat csökkenthetjük, ha az eredmények — lehetőség szerint — csak a jelenségek karakterisztikáit tartalmazzák. Ugyancsak a jelenség és az adott feladat természete szabja meg a mintavétel sűrűségét is, amely nagyon különböző lehet (a korszerű automatikus mérőberendezésekkel: másodperc, perc, óra, nap, ill. ezek többszörösei) nemcsak elemenként, hanem ugyanazon elem lassú és gyors változása esetén is.

Másrészről a megbízható mérés, azaz a megfelelő módszerek és műszerek kiválasztása csak a jelenségek természetének ismerete lapján lehetséges. Ez bizonyos ellentmondást jelent, mivel éppen a mérések alapján nyílik lehetőség a folyamatok megismerésére. Ez az ellentmondás, amely a sztochasztikus

meteorológiai folyamatok kutatásának egyik jellegzetessége, ugyancsak közelítő módszerekkel, célszerű tervezéssel oldható fel.

Kétségtelen, hogy az adatok gyűjtésére és ezek analizálására alkalmas eljárások együttesen nyújthatnak megfelelő információkat a vizsgálandó jelenségről. Az elmondottak alapján, a sztochasztikus folyamatok analízisének módszereit figyelembe véve alakítható ki az adatgyűjtésre legalkalmasabb mérési technika. A mérési program tervezésekor tehát elsődlegesen az döntendő el, hogy az adatanalízis milyen módszerei legcélszerűbbek a feladat végrehajtására.

A felszínközeli légrétegben a turbulens átviteli folyamatok tanulmányozásának előfeltétele, hogy szükséges és elegendő információ álljon rendelkezésre a kellő sűrűségben mért fizikai mennyiségek, azaz az átvitelt meghatározó meteorológiai elemekről, ezek statisztikai jellemzőinek (időbeli átlagok, standard deviációk, kereszt- és autokorrelációk, spektrális eloszlások) formájában. Rendkívül munkaigényes lenne azonban akárcsak az egyszerű (egyetlen meteorológiai elemre), de méginkább az összetett (több meteorológiai elem egyidejű hatásának jellemzésére szolgáló) statisztikai mérőszámoknak a diszkrét értékekből számítások útján történő előállítása. Lehetséges azonban olyan érzékelők és berendezések kifejlesztése, amelyek módot nyújtanak az egyszerű és komplex statisztikai jellemzők közvetlen mérésére és ezáltal a turbulenciának az eddiginél sokkal szélesebbkörű tanulmányozására.

A következő kérdés: melyek azok a meteorológiai parameterek, amelyeknek mérése — adott lehetőségeket figyelembe véve — szükséges és legalább is kielégítő a felszínközeli légréteg tanulmányozására. A tulajdonságátvitel minden esetben és elsősorban függ a szélvektortól, valamint a hőmérsékleti rétegződéstől. Következésképpen a minimális program a hőmérséklet és a szél magasságszerinti változásának, pontosabban a hőmérsékleti és a szélprofilnak a mérése.

A következő feladat a mérési szintek alkalmas megválasztása.

A szélprofil függ a talajérdességtől, a turbulens átviteli parameterektől, és így magától a hőmérsékleti rétegződéstől is. Ha a levegő hőmérsékleti rétegződése indifferens, a szélprofil a logaritmikus törvényszerűséggel írható le. Monyin és Obuhov (1954) szerint a felszín fölött két szintben (z_1 és z_2) az átlagos szélsebesség különbségének és az

$$u_*^2 = \tau/\varrho \tag{2}$$

összefüggéssel definiált u_* surlódási sebességnek (ahol ϱ a levegő sűrűsége, τ a nyíróerő) a hányadosa csak a magasságok viszonyától függ, ha feltételezzük a különböző szintekben az áramlások hasonlóságát, és azt, hogy a nyíróerő a magasságtól független. Az így kapott összefüggés

$$\frac{u_2 - u_1}{u_*} = f\left(\frac{z_2}{z_1}\right) \tag{3}$$

a lehetséges megoldás, az

$$u_2 - u_1 = \frac{u_*}{k} \ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right) \tag{4}$$

a logaritmikus szélprofil ismert egyenlete. Hasonlóképpen levezethető a logaritmikus egyenlet a hőmérsékleti profilra is. Ebből következik, hogy ha a felszín fölött különböző szintekben mérünk, vagy éppen egy mérőtorony mérési programját állapítjuk meg, legcélszerűbb a műszereket logaritmikusan egyenlő távolságban elhelyezni.

További feladat a mintavétel sűrűségének megállapítása, amely felveti a mérési pontosság kérdését is. A légköri jelenségek, különösen a turbulencia folyamatának nagy időbeli változékonysága miatt a mérési hibák számbavételekor elsősorban arra kell figyelmet fordítanunk, hogy az elem valódi és mért értéke a műszer tehetetlenségétől függően különbözik egymástól. KAGAN (1964) szerint adott T_0 tehetetlenség esetén meghatározható az a Δt időintervallum, amelyre kiszámítva a mért adatok átlagát, minimális hibával közelítjük meg az elem valódi értékét. KAGAN számításai szerint a hiba akkor minimális, ha a két mért érték, azaz diszkrét minta időtávolsága

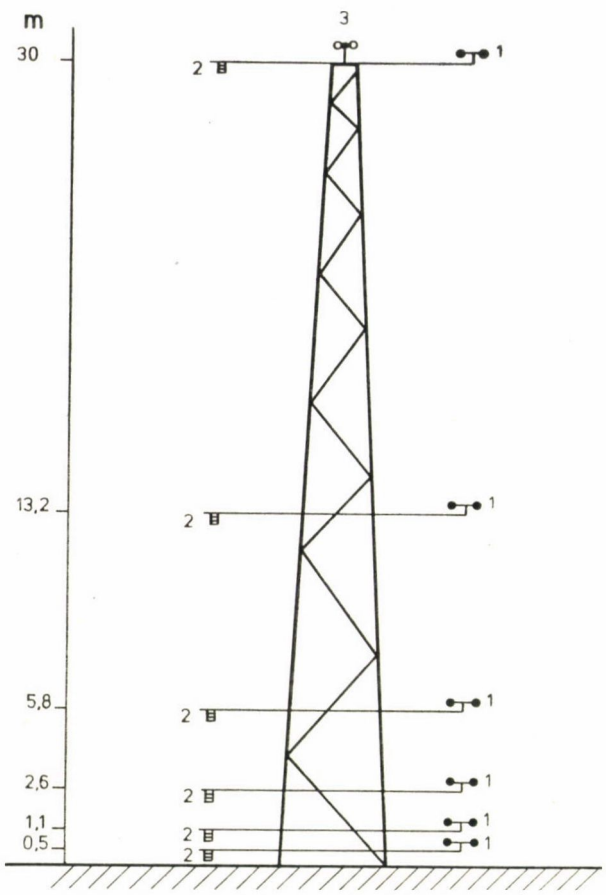
$$\Delta t = 1{,}7\, T_0.$$

Másrészről a meteorológiában gyakran előforduló, két vagy több elem együttes hatására irányuló kapcsolatszámítás feltételezi, hogy azonos időpontból származó, vagy azonos időintervallumra vonatkozó diszkrét adatokat hasonlítsunk össze. Ez a feltételezés nemcsak az észlelési időpontok pontos fedését kívánja meg, hanem az azonos időintervallum fogalmának tágabb, a mérőműszerek azonos dinamikus tulajdonságait is magában foglaló értelmezését is. Eszerint két vagy több, időben változó meteorológiai elem műszerrel mért értékei csak akkor tekinthetők egyidejűeknek, ha a mérésükre használt műszerek dinamikai tulajdonságai (tehetetlenségük) azonosak.

Az utóbbi időben lehetséges olyan érzékelők kialakítása, amelyek módot adnak a tulajdonság-átvitel mérésére is. Egy fizikai mennyiség (x) turbulens árama ugyanis meghatározható a következő összefüggés alapján:

$$F = \overline{(\varrho w)'\, x'}, \tag{5}$$

ahol $(\varrho\, w)'$ a tömegáramlás vertikális komponense — alkalmas kis tehetetlenségű szélműszerrel mérve —, x' pedig a tömegáramhoz kapcsolódó fizikai mennyiség intenzitása; a vessző jelzi, hogy a mennyiség időbeli átlagtól való eltérései, fluktuációi szerepelnek a formulában. Ilyen típusú összefüggés vonatkozik a momentum, a hő és a vízgőz turbulens áramára, s ilyen komplex mennyiségek



5. ábra. 30 m-es mérőárboc és mérési programja (1. kontakt anemométerek; 2. ellenálláshőmérők; 3. M-63 M-típusú szélműszer)

meghatározása útján lehetséges a levegő felmelegítésére fordított hő és a párolgás közvetlen mérése is.

A gyakorlat számára ez annyit jelent, hogy

1. az aktív felszín fölött adott szintekben kis tehetetlenségű műszereket kell használnunk a fluktuációk közvetlen mérésére,

2. minél közelebb megyünk a felszínhez, annál érzékenyebb műszerre van szükség,

3. rendelkeznünk kell olyan berendezéssel, amely az elemek mért fluktuációit szorozza, majd azokat integrálja.

Több kísérlettel találkozunk ma már a fluktuációk és a turbulens áramok közvetlen mérésére (Dyer, Maher, 1965; Roth, Kartensen, 1965; Högström, 1973), továbbá egyre jobban elterjed a különböző szintekben mért fluktuációk

vizsgálata frekvenciák alapján az energia- és kospektrumok előállításával, amelyek bepillantást engednek a változások okainak természetébe.

Hazai vonatkozásban a vázolt problémák azért időszerűek, mert az Országos Meteorológiai Szolgálat Központi Légkörfizikai Intézetében, Pestlőrincen, valamint ennek szarvasi Agrometeorológiai Obszervatóriumában 1975-ben egy-egy, automatikus műszerekkel felszerelt, 30 m magas mérőtoronyon (5. ábra) rendszeres adatgyűjtés kezdődött. Első lépésként a hőmérséklet és a szélsebesség függőleges eloszlását vizsgáljuk, mégpedig a logaritmikus profilnak megfelelően a felszín fölött 6 különböző szintben (0,5; 1,14; 2,58; 5,83; 13,2 és 30,0 m) elhelyezett műszerekkel. Második lépésként a légnedvesség mérését is bekapcsoljuk a mérőtorony programjába, valamint a rendszeresen folytatandó profilmérések mellett időszakosan turbulens áramok közvetlen mérését is tervezzük. A kialakított digitális berendezéssel lehetséges egyidejűleg mért meteorológiai elemek időbeli átlagának (egy megválasztott intervallumra), az átlagból vett eltéréseknek, tehát a fluktuációknak közvetlen kijelzése korszerű adathordozókon (lyuk- vagy mágnesszalagon). Ezen alapinformációból a négy alapművelettel és gyökvonással (statisztikai mérőszámok) minden olyan mennyiség előállítható, amelyre a talajközeli réteg vizsgálatára ez idő szerint szükség van.

A közeljövőben a paksi erőmű építési tervei között szerepel egy 150 m magas meteorológiai mérőtorony építése. Ennek elkészültével mód nyílik a profilméréseket jelentékenyen kiterjeszteni (továbbra is a logaritmikus törvénynek megfelelően választva a mérési szinteket). A mérőtorony szintjein folytatandó hőmérséklet-, szélirány- és szélsebesség-mérések az egyidejűleg folyó dozimetriai mérésekkel együtt a kilépő szennyeződés mennyiségének szabályozása szempontjából nélkülözhetetlenek, másrészt egy korszerű tudományág: a diffúzióklimatológiai vizsgálatok alapját képezik. Ennek fontos feladata az elemek egyidejű idősorának analízise révén bármely anyag vagy fizikai tulajdonság, közöttük a környezetvédelem szempontjából fontos szennyezőanyagok átvitelének, kicserélődésének, koncentrációváltozásainak tanulmányozása, tágabb értelemben pedig a felszín és a légkör közötti kölcsönhatás, az anyag- és energiakicserélődés mechanizmusának kutatása.

IRODALOM

DYER, A. J.—MAHER, F. J.: Automatic Eddy-flux Measurement with the Evapotron. J. Appl. Met., **4**, 622—625, 1965.

HÖGSTRÖM-SMEDMAN, A. S.—HÖGSTRÖM, U: The Marsta Micrometeorological Field Project. Profile Measurement system and some Preliminary Data. Boundary-Layer Meteorology, **5**, 259—273, 1973.

JAKUS, E.: Alacsonyszinti jet-ek a Kárpátmedencében. Időjárás, **75**, 158—171, 1971.

KAGAN, R.: K ocsotu inercii probora pri meteorologicseszkih izmerenyijah. Izv. AN SzSzSzR. Szer. Geofiz., **2**, 302—308, 1964.

MONYIN, A. Sz.—OBUHOV, A. M.: Osznovnije zakonomernosztyi turbulentnovo peremesivanyija v prozemnon szloe atmoszferi. Tr. Geofiz. AN SzSzSzR, **24**, 1954.
PÁPAI, L.: Empirical Ekman-model over Budapest. Időjárás, **64**, 152—163, 1960.
ROTH, R.—KARSTENSEN, H.: Ein Gerät zur Untersuchung der kurzfristigen Schwankungen meteorologischer Parameter. Wiss. Mitt. Met. Inst. Univ., München, Nr. **10**, 1965.
U. S. Department of Commerce, Washington, D. C.: Daily Aerological Cross Sections (July 1958), 1963.
MÉSZÁROS, Á.—VISSY, K.: Concentration, Size Distribution and Chemical Nature of Atmospheric Aerosol Particles in Remote Oceanic Areas. J. Aerosol Sci., **5**, 101—109, 1974.

A JURA-IDŐSZAK KLIMÁJA LEMEZTEKTONIKAI MEGVILÁGÍTÁSBAN*

GÉCZY BARNABÁS
A FÖLDTUDOMÁNYOK DOKTORA

A több mint egy évszázadon át, a Föld különböző területéről gyűjtött ősnövény-anyag egyértelmű tanúsága szerint a jura-időszak növényzete a földtörténet legegységesebb és legkevésbé földrajzi helyzethez kötött növényvilága volt (SEWARD, 1933). Mivel a növények a bioszféra legérzékenyebb klímajelzői, kézenfekvő a következtetés: a földtörténet során a legkiegyenlítettebb klíma a jura-időszakot jellemezte.

Az újabb, és szélesebb körű vizsgálatok árnyalják ezt a megállapítást, anélkül, hogy a lényeget változtatnák. Ami a növényvilág egyveretűségét illeti, a levél-anatómiai vizsgálatok finom módszereivel a korábban homogénnek tekintett növénycsoportokon belül sikerült különbségeket kimutatni. Ezek a rendszertani revíziók azonban az értékelés eredményét nem érintik, hiszen klimatikus szempontból nem a florisztikai kép, hanem a vegetációtípus a lényeges. Mindenesetre tény az, hogy a jurából a mai 75° északi és a 63° déli szélesség területéről is gazdag flórákat ismerünk. A klímát kedvelő páfrányok alapján WESLEY (1973) arra következtett, hogy a jurában a meleg égöv a mainál sokkal kiterjedtebb lehetett.

A flórák szélességi öveknek megfelelő tagolódása a jurában is kétségtelen. Különösen feltűnő a szibériai régió egyhangú, főleg a ma lombhullató Ginkgo félékkel jellemzett flórája. Ez a flóra azonban ha nem is trópusi, még mindig mérsékelten meleg lehetett, és a téli átlagos hőmérséklet nem süllyedt 0° alá (VAKHRAMEEV, 1964).

A jura-időszak jellemző gerincesei, a váltakozó testhőmérsékletű, és éppen ezért kiegyenlített klímát igénylő Dinosaurusok széles körű földrajzi elterjedése (CHARIG, 1973) megerősíti azt a feltevést, amit az egykori növényzet alapján az éghajlatról alkottunk.

Az őslénytani dokumentumok alapján valószínűtlennek tűnik annak a feltételezése, hogy a jura-időszak hőmérséklete sokkal melegebb volt a mainál. Kétségtelen, hogy a poláris jégsapkának nincs nyoma, ugyanakkor azonban

* A Nemzetközi Geodinamikai Program Magyar Nemzeti Bizottságának 1974. aug. 23-i ülésén tartott előadás.

kérdéses, hogy a trópusi területeken a mainál sokkal melegebb hőmérséklet uralkodhatott-e? A hőmérsékletre érzékeny zátonyépítő korallok ma a 30° déli és a 38° északi szélesség között élnek. A felső-jura zátonyépítői a mai 5° déli és az 55° északi szélesség között fordulnak elő (BEAUVAIS, 1973). A 25°-os szélesség eltolódás feltűnő, ugyanakkor azonban figyelemre méltó az a körülmény is, hogy a szélső értékek közt nincs jelentősebb eltérés. A kiugró pozitív hőmérséklet-anomália a bioszférában, ha negatív módon is, tükröződne.

A jura klíma kiegyenlítettségét külső és földi tényezőkkel magyarázhatjuk. ARKELL (1956) az extratellurikus feltevést fogadta el, és a napsugárzás erősödését tekintette döntőnek. A paleoklimatológusok egy része azonban a klímatörténet folyamatosságát hangsúlyozva nagyobb jelentőséget tulajdonít a földi tényezőknek, különösen a szárazföldek és a tengerek eloszlásának, amelyek ha nem is önmagukban, összhatásukban elégséges magyarázatát adják a megfigyelt klímaváltozásoknak (SCHWARZBACH, 1973).

A klimatikus változások és a lemeztektonikai mozgások kapcsolatát HAYS és PITMAN (1973) mennyiségi adatokkal támasztotta alá. A lemeztektonikai mozgások felgyorsulása erősebb szubdukcióhoz, szigetív képződéshez és hevesebb orogenezishez vezet. Az óceáni hátságok növekvő térfogata a tengerszint eusztatikus emelkedését eredményezi, aminek világméretű transzgresszió és kiegyenlített, mérsékelt klíma a következménye. A kedvező klímaviszonyok hatására a faunák sokfélesége, diverzitása megnövekszik. Amikor azonban a lemezmozgás aktivitása csökkenni kezd, az óceáni hátságok összerogyása regressziót eredményez, aminek klímaromlás, és csökkenő fauna-diverzitás a velejárója.

E törvényszerűségek fényében a jura klíma kiegyenlítettsége természetes magyarázatot nyert. Hiszen a jura a földtörténet „legtengeribb", leg-thalattokratikusabb időszaka volt. A kiegyenlített klíma tehát a hőmennyiséggel jobban gazdálkodó víztömegek nagyobb kiterjedésének és kedvező áramlásrendszerek kialakulásának a következménye.

Magának a jura transzgressziónak a menetét HALLAM (1969) kitűnő mennyiségi vizsgálattal foglalta össze. A transzgresszió lényegében a hettangiban elkezdődött. Nem véletlen, hogy a triász/jura határon a száraz éghajlatra utaló növényvilág eltűnését már MIGATCHEVA (1964) a jura transzgresszió hatásának tulajdonította. Az új — meleg és nedves éghajlatról tanúskodó — alsójura flórák szép példája Magyarországon a Mecsek hegységből ismert (NAGY, 1956). A transzgresszió egészen az alsó-bathig fokozódott. Az epizódikus bath regresszió után a kalloviban és az oxfordiban a tenger előrenyomulása tovább tartott és tulajdonképpen a világméretű regresszió csak a jura/kréta határon következett be. HALLAM számításai szerint a maximális transzgresszió idején, azaz a kalloviban és az oxfordiban a kontinentális területek közel 1/4-ét tenger borította. A transzgresszióval egyidőben azok a területek, amelyek a

triászban a kontinensek peremi részéhez tartoztak megsüllyedtek, és fokozatosan az óceáni hatás alá kerültek.

Azok a jelenségek, amelyek több mint 40 millió éven át globálisan nyomonkövethetők, lokális tényezőkkel, mint például egyes kontinentális kéregrész kibillenésével vagy megsüllyedésével nem magyarázhatók. Mivel a poláris jégsapka olvadásának lehetősége elesik, HALLAM az eusztatikus tengerszintemelkedést az óceáni aljzat kiemelkedésével magyarázta, és az epizódikus bath regresszió idején számolt annak a lehetőségével, hogy a tenger visszahúzódása óceáni árok kialakulásával kapcsolatos.

A földtani adatok alapján a kiegyenlített jura klíma és a világméretű jura transzgresszió kulcsát a Tethys kinyílásában és viszonylagos záródásában kereshetjük. Lemeztektonikai értelemben véve a mezozóós Tethys óceán volt. Az egykori óceáni kéregre a mai mediterráneum orogén öveiben általánosan elterjedt ofiolitok utalnak.

A Tethys egykori kiterjedéséről a vélemények eltérők. Az elmúlt óceánok rekonstruálása az utólagos lemeztektonikai mozgások következtében érthetően nehéz feladat. Az allochton ofiolit foszlányok csak az óceáni kérget jelzik, nem pedig annak eredeti kiterjedését. Az orogén övek kontinentális eredetű, felgyűrt üledékanyagának képzeletbeli visszaegyengetésével, a palinspasztikus módszerrel a Tethyshez tartozó, megsüllyedt kontinentális peremek és kisebb medencék eredeti kiterjedésére következtethetünk ugyan, de magára a teljes Tethysre nem. Így az Alpok mai szélessége mintegy 150 km, a palinspasztikus alapon számított szélesség (v.ö. SCHMIDT-THOMÉ, 1972) 300—400 km lehetett. Az Alpok eredeti kiterjedése alapján GILLULY (1972) a Tethys szélességét a mai Fekete-, illetve a Káspi- tenger szélességéhez hasonlította, mindenesetre hangsúlyozva, hogy az eredeti medence keskeny ároknak nem tekinthető. A juraban azonban a Tethyshez tartoztak a Kárpátok, Dinaridák, Hellenidák, Appenninek stb. is, amelyeknek eredeti szélességével a Tethys rekonstrukciójánál ugyanúgy számolnunk kell, mint azokkal a tengerrel elöntött európai és afrikai kontinentális területekkel, amelyek a Tethysszel közvetlen kapcsolatban voltak, és így az egykori Tethys „selfjének" tekinthetők. A juraidőszaki Tethysről, elsősorban a mai mediterrán mikrokontinensek alapján több értékes rekonstrukció született (SMITH, 1971; DEWEY et al, 1973). Mégis kérdéses, hogy kimerítik-e ezek a lényegében aktualisztikus keretek a Tethys eredeti kiterjedésének lehetőségeit?

Amennyiben a jura transzgressziók méretét és időbeliségét tekintjük a Tethys rekonstrukció kiindulópontjául, a Tethys óceáni része széles lehetett, különösen aktív óceáni hátsággal a kallovi és az oxfordi idején. Az óceáni hátság inaktiválódása, lehűlése és összerogyása a jura végén következhetett be. BROOKFIELD (1970) a felső-jura regressziót a Tethys-hátság összerogyására vezette vissza. AUBOUIN (1974) a jura végi tektonikai mozgásokat revolúciós fordulópontnak tekintette, amely lezárta a triász—jura extenzív periódust és

utat nyitott a kréta-eocén kompressziós mozgásoknak. A regresszióval együttjáró jura végi klimaromlást a szárazföldi flórák és a tengeri faunák egyértelműen jelzik.

A jura-időszaki klíma története végeredményben a transzgressziók és a lemezmozgások története. A lemeztektonikai modell, ha nem is pótolhatja a földtani ismeretanyagot, hozzásegíthet a különböző tudományterületeken elért eredmények egységes képbe foglalásához.

IRODALOM

ARKELL, W. J.: Jurassic Geology of the World. Edinburgh et London, 1—806, 1956.

AUBOUIN, J.: Des tectoniques superposées et de leur signification par raport aux modèles géophysiques: l'exemple des Dinarides; paléotectonique, tectonique, tarditectonique, néotectonique. Bull. Soc. Géol., France, Paris, 7 ser. **15**, 426—460, 1974.

BEAUVAIS, L.: Upper Jurassic Hermatiypic Corals. in: HALLAM, A.: Atlas of Paleobiography Elsevier edit. Amsterdam, 317—328, 1973.

BROOKFIELD, M. E.: Eustatic Changes of Sea Level and Orogeny in the Jurassic. Tectonophysics, Amsterdam, **9**, 347—363, 1970.

CHARIG, A. J.: Jurassic and Cretaceous Dinosaurs. in: HALLAM, A.: Atlas of Paleobiography. Elsevier edit. Amsterdam, 339—352, 1973.

DEWEY, J. F.—PITMAN, W. C.—RYAN, W. B. F.—BONNIN, J.: Plate Tectonics and the Evolution of the Alpine System. Geol. Soc. Amer. Bull., Boulder, **84**, 3137—3180, 1973.

GILLULY, J.: Tectonics Involved in the Evolution of Mountain Ranges. in: ROBERTSON, E. C. edit. The Nature of the Solid Earth. New York, McGraw-Hill, 414—447, 1972.

HALLAM, A.: Tectonism and Eustasy in the Jurassic. Earth-Sci. Rev., Amsterdam, **5**, 45—68, 1969.

HAYS, J. D.—PITMAN, I. W. C.: Lithospheric Plate Motion, Sea Level Changes and Climtaic and Ecological Consequences. Nature, London, **246**, N° 5427, 18—22, 1973.

MIGATCHEVA, E.: La limite inférieure du Système Jurassique (problème du Rhétien) d'après les données de la paléobotanique. Compt. Rend. Mém. Coll. Jurassique à Luxembourg, 1962, Publ. Inst. Grand Ducal, Luxembourg, 113—118, 1964.

NAGY, I. Z.: Die Liassische Pflanzenreste des Mecsek-Gebirges. Magy. Áll. Földt. Int. Évkönyve, Budapest, **45**, 105—119, 1956.

SCHMIDT-THOMÉ, P.: Tektonik. in BRINKMANN, R.: Lehrbuch der Allgemeinen Geologie, II. Stuttgart, Enke Verlag, 1—579.

SCHWARZBACH, M.: The primary cause of ice-ages. in: TARLING, D. H. RUNCORN, S. K.: Implications of Continental Drift to the Earth Sciences. London, Academic Press, 449, 1973.

SEWARD, A. C.: Plant Life through the Ages. Cambridge, Univ. Press, 1—603, 1933.

SMITH, A. G.: Alpine Deformation and the Oceanic Areas of the Tethys, Mediterranean, and Atlantic. Geol. Soc. Amer. Bull., Boulder, **82**, 2039—2070, 1971.

VAKHRAMEEV, V. A.: Jurassic Floras of the Indo-European and Sibirian Botanical-Geographical Regions. Compt. Rend. Mém. Coll. Jurassique à Luxembourg 1962, Publ. Inst. Grand Ducal, Luxembourg, 411—422, 1964.

WESLEY, A.: Jurassic Plants. in: HALLAM, A.: Atlas of Paleobiogeography, Elsevier edit. Amsterdam, 329—338, 1973.

LOKÁLIS KÉREGMOZGÁSOK VIZSGÁLATA AZ* ÁRAPÁLYKUTATÁSBAN

BARTHA GÁBOR

A szilárd földkéreg árapályjelenségét — mint ismeretes — az az erőhatás okozza, amely abból származik, hogy a Föld és a perturbáló égitest rendszerben a centrifugális erő és a gravitációs erő a Föld felületi pontjaiban nem egy egyenesbe esnek. A rendszer potenciálja a következőképpen írható le:

$$W = \sum_{n=2}^{\infty} \frac{mf}{2} \frac{a^n}{r^{n+1}} P_n(\cos \vartheta), \tag{1}$$

ahol m a perturbáló égitest tömege földtömeg egységben; f a gravitációs állandó; r a Föld és az égitest távolsága; a a Föld sugara; P_n az n-edik LEGENDRE polinom. A ϑ szög a felületi pontba húzott sugár és a Föld középpontjából az égitesthez húzott sugár által bezárt szög.

A potenciálból 3 árapály erőkomponenst származtathatunk egy olyan koordinátarendszer tengelyei mentén, melynek origója a megfigyelési pontunk, z tengelye a gravitációs vektorral esik egybe fölfelé irányítva, x tengelye délnek, y tengelye pedig nyugatnak van irányítva erre merőleges síkban. Az árapályerő komponenseit a (2) képlet adja meg:

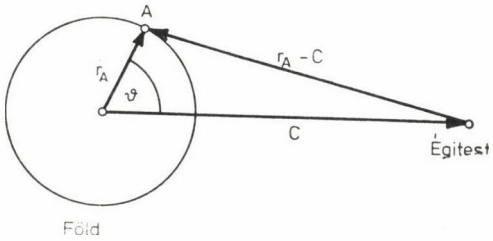
$$F_z = -\frac{\partial W}{\partial a}, \quad F_x = -\frac{\partial W}{a \partial \vartheta} \cos \alpha, \quad F_y = -\frac{\partial W}{a \partial \vartheta} \sin \alpha. \tag{2}$$

Az egyes komponenseknek megfelelően a mérést egy graviméterrel és két horizontális ingával végezhetjük el. A graviméterrel mint egy érzékeny dinamométerrel közvetlenül az F_z erőkomponens változásait regisztrálhatjuk. A horizontális ingák azonban az F_x/g, illetve az F_y/g hányadosokat — azaz szögeket mérnek (1. ábra).

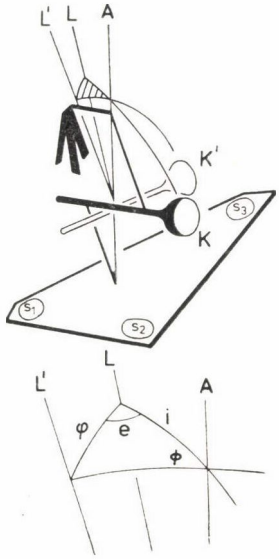
A továbbiak szempontjából érdemesnek látszik néhány szót ejteni a horizontális ingák működéséről.

A 2. ábrán a ZÖLLNER-felfüggesztésű horizontális ingák vázlatát láthatjuk. A K kart két torziós szál tartja, melynek felfüggesztési pontjai az inga A elméleti tengelyét határozzák meg. Az elméleti tengely az L függővonallal i

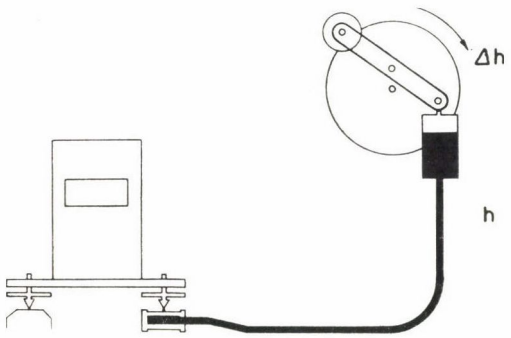
* A Nemzetközi Geodinamikai Program Magyar Nemzeti Bizottságának 1974, aug. 23-i ülésén tartott előadás



1. ábra



2. ábra



3. ábra

szöget zár be. Ha a K karra merőleges síkban φ szöggel megváltozik a függővonal helyzete, a kar K' helyzetbe kerül. A kar kitérése a Φ szög $2 \cdot 10^4$-szerese lehet a φ-nek. Az inga érzékenységét az i szög határozza meg. Az inga hitelesítésére egy higannyal telt nyomódoboz szolgál (3. ábra), amely az egyik talapcsavar alá helyezzük. A nyomódoboz egy vezetéken keresztül egy higannyal telt edényhez csatlakozik, amelyet heti két alkalommal egy emelőszerkezet $h+\Delta h$ magasságba emel. A megnövekedett nyomás kidomborítja a nyomódobozt, és az egy kis α szöggel megdönti az ingát. Az α szög a kidomborodás mértékétől számolható ki, melyet interferométerrel hitelesítünk.

A tulajdonképpeni mérés a karmozgás regisztrálásából áll. A karra elhelyezett tükörre fényt vetítünk és a visszavert sugár egy egyenletes sebességgel forgó fotódob palástjára vetítődik.

Az így nyert regisztrátum a fentiek alapján a függővonal irányának periodikus változását tartalmazza az idő függvényében egy merev földkéreghez viszonyítva. A földkéreg azonban nem merev, hanem kvázi rugalmas testként viselkedik, deformációkat szenved az árapályerők hatására. Így a regisztrált amplitudók nem egyeznek meg az elméleti értékekkel. Mivel a tökéletes rugalmasság sem áll fenn, a fázisokban is eltérést tapasztalunk.

Ezzel elérkeztünk a kiértékelés problémájához. A kiértékelés célja a regisztrátum összehasonlítása egy merev földkéregre vonatkozó modellel amplitudóban és fáziseltérésben. Az így nyert amplitudófaktorok a közelítőleg rugalmas köpenyre adnak információkat, a fáziseltérések pedig a reológiai modellre. A regisztárátum azonban a lokális kéregmozgásokat és a műszerek egyedi járását is tartalmazzák, azaz a járásfüggvényt. A kiértékelési eljárások sarkalatos pontja éppen az árapályhatás és a járásfüggvény szétválasztása.

A kezdetlegesebb számítások után a modern számítógépek megjelenése lehetővé tette nagyobb numerikus igényű, egzaktabb módszerek bevezetését.

A GGKI-ban kidolgozott eljárás egy 8K Hewlett Packard számítógép lehetőségeit alkalmazva: Az ismert árapályhatás — járásfüggvény szétválasztó eljárások helyett, amelyek többnyire valamilyen szűrésen alapultak, a járásfüggvényt polinommal közelítve — a járásfüggvényt egy lépcsős függvénnyel közelítettük. Emellett következetesen alkalmaztuk a legkisebb négyzetek módszerét.

Tekintsük a (3) egyenletet:

$$e_x = \frac{F_x}{g} \sum_{n=1}^{N} H_{nx} \cos \Phi_{nx} \qquad (3)$$

$$e_x = \frac{F_x}{g} \sum_{n=1}^{N} H_{ny} \cos \Phi_{ny}.$$

A függővonal változásra Doodson egy harmonikus sort adott meg, amelynek amplitudói a földrajzi hely függvényei, fázisai pedig csillagászati

paraméterek, illetve az idő implicit függvényei.

$$l_T = \sum_{n=1}^{N} H_n \cos \Phi_{n,T} + z_T$$

$$\Phi_{n,T} = \Phi_{n,T}^{elm} + \varkappa_n = \varphi_{n,T} + \varkappa_n \tag{4}$$

$$H_n = \gamma_n H_n^{elm} = \gamma_n h_n.$$

A (4) képlet a regisztrátum egy kiolvasott ordinátájának (órás kiolvasásokat végzünk) a harmonikus sorral megadott időfüggvényét mutatja. z_T az ismeretlen járásfüggvény ordinátaértéke. A fázis és az amplitudó kifejezhető a merev földkéregre vonatkozó elméleti értékek és az ismeretlen amplitudófaktorok és fáziseltérések segítségével.

Ezt behelyettesítve az (5) képletsort kapjuk, és egy újabb helyettesítés során lineáris egyenletrendszert kapunk:

$$l_T = \sum_{n=1}^{N} \gamma_n h_n \cos(\varphi_{n,T} + \varkappa) + z_T$$

$$l_T = \sum_{n=1}^{N} \xi_n h_n \cos \varphi_{n,T} + \eta_n h_n \sin \varphi_{n,T} + z_T \tag{5}$$

$$\xi_n = \gamma_n \cos \varkappa_n, \quad \eta_n = -\gamma_n \sin \varkappa_n.$$

Ebben az egyenletrendszerben sok az ismeretlenünk (egyenletek száma+ +2N). Természetesen így az egyenletrendszer egyértelműen nem oldható meg. Ezért azt a korlátozó feltevést vezetjük be, hogy a járásfüggvény két órás szakaszokban konstans értékű — azaz a járásfüggvényt egy lépcsős függvénynyel közelítjük. Ezt vázolja a 4. ábra.

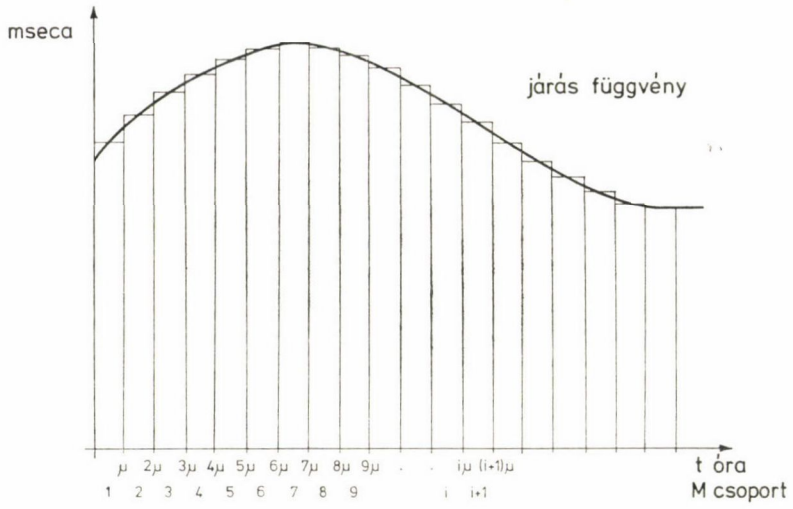
Ezután tekintsük a (6) képletsort:

$$v_{i,t} = \sum_{n=1}^{N} C_{n,i,t}\, \xi_n + S_{n,i,t}\, \eta_n + z_i - l_{i,t}$$

$$\frac{1}{2}\sum_{t=1}^{2} v_{i,t} = \frac{1}{2}\sum_{n=1}^{N} \xi_n \sum_{t=1}^{2} c_{n,i,t} + \eta_n \sum_{t=1}^{2} S_{n,i,t} + z_i - \frac{1}{2}\, l_{i,t} \sum_{t=1}^{2} v_{i,t} = 0 \tag{6}$$

$$v_{i,t} = \sum_{n=1}^{N} \overset{*}{C}_{n,i,t}\ \xi_n + \overset{*}{S}_{n,i,t} + \eta_n - \overset{*}{l}_{i,t}.$$

Fenti feltételezésünk, amely szerint 2 óránként változik csak a járásfüggvény, az ordinátákat kettős csoportokra osztja, erre utal az i index. A t időindex 1,2 értéket vehet fel a csoporton belül. Így a javítási egyenlet a (6)



4. ábra

formába írható. Ezután összegezzük a t index szerint, azaz párosával összeadjuk az egyenleteket (6). A legkisebb négyzetek feltételi egyenletrendszeréből és az együttható mátrix struktúrából adódik, hogy a bal oldal zérussal egyenlő. Ha az összegezett egyenletek 1/2-szeresét levonjuk az összegző tagokból a végső formulát kapjuk, amely az eredeti javításokat tartalmazza, de a járásfüggvény ordinátái (z_i) kiestek.

Így az egyenletrendszer mindössze 2N ismeretlent tartalmaz, amely numarikusan is hozzáférhetővé teszi a problémát. Egyszerű visszahelyettesítéssel adódnak a z_i járáslépcsők.

Az egyedi műszerjárás leválasztását a lokális kéregmozgásról úgy érhetjük el, hogy két műszert alkalmazunk. Erre kísérleteket végeztünk, és a két járásfüggvényt összehasonlítva, azok „közös" részét kiemelve kaphatjuk meg a lokális kéregmozgást.

BAKTÉRIUMOK SZEREPE A FÉMEK MOBILIZÁCIÓJÁBAN ÉS FELHALMOZÓDÁSÁBAN*

SZOLNOKI JÁNOS

A BIOLÓGIAI TUDOMÁNYOK KANDIDÁTUSA

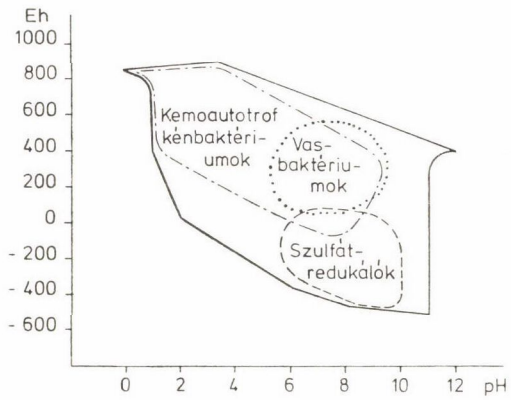
A földünkön végbemenő dinamikus változások egyik — és nem elhanyagolható — tényezője az élő szervezetek hatása. A biológiai tevékenység aktivitása a fázishatárokon, mint folyadék—szilárd, folyadék—gáz stb. a legnagyobb. Nagy vonalakban helytálló az a megállapítás is, hogy a folyamatokban részt vevő organizmusok környezetükre gyakorolt biogeokémiai hatása egyenesen arányos számukkal és fordítottan arányos méreteikkel. Ez alól természetesen kivétel az ember mint organizmus, amely nem csupán biokémiai reakcióval hat környezetére, hanem egyéb tevékenységével is. Fokozottan érvényes ellenben a mikroorganizmusokra, amelyek a legkisebb élő szervezetek, a bioszférában a legnagyobb számban fordulnak elő, a legváltozatosabb biokémiai reakciókat képesek katalizálni, extrém körülmények között is életképesek, alkalmazkodó képességük, szaporodási sebességük és biokémiai aktivitásuk valamennyi élő organizmusé közül a legnagyobb. Geokémiai szerepükkel csak az utóbbi néhány évtizedben kezdtek részletesen foglalkozni és tevékenységük, hatásmechanizmusuk, életkörülményeik, valamint a gyakorlati felhasználási lehetőségük jórészt még csak kevéssé ismert, bár néhány összefoglaló jellegű munka a közelmúltban már megjelent ezzel a kérdéssel kapcsolatban (KUZNYECOV et al., 1962; DAVIS, 1967; ZAJIĆ, 1969).

A geomikrobiológiának, ennek a fiatal tudományágnak számos olyan területe van, amelynek a tanulmányozása geodinamikai szempontból igen nagy jelentőségű. Ilyenek a kőzetek mikrobiológiai mállásának folyamata, a mikrobák hatása a felszín alatti vizek átalakulására, a kőolaj és a kőszén biogenezisének kérdései, vagy a mikrobák szerepe a szénhidrogének migrációjában, lebontásában és átalakításában stb. Jelen dolgozat keretei nem teszik lehetővé mindezen kérdések részletes ismertetését, ezért most csak egy szűkebb területnek, a fémek mikrobiológiai mobilizációjának és demobilizációjának a problémakörével foglalkozunk (JEVSZEJEVA et al., 1962; PERELMAN, 1968; PERFILJEV et al., 1965; SZOLNOKI; 1966; SZOLNOKI et al. 1966). A geomikrobiológiának ez a területe nem csupán olyan elméleti geodinamikai kérdésekkel fog-

* A Nemzetközi Geodinamikai Program Magyar Nemzeti Bizottságának 1974.aug. 23-i ülésén tartott előadás.

lalkozik, mint a fémek migrációja, az áthalmozódás, a lokális feldúsulás, másodlagos üledékes érctelepek biogenezise, hanem közvetlen gyakorlati vonatkozásai is vannak, mint a környezetvédelem, a színes- és ritkafémek biológiai kinyerése, a fémtartamú ipari hulladékok mikrobiológiai hasznosítása, a mikrobák szerepe pirit tartalmú kőszén öngyulladásában és hasonlók (Baas-Becking et al., 1961; Karavajko et al., 1972; Le Roux, 1971; Sutton et al., 1964; Rogoff et al., 1962).

Már régebben megállapították, hogy a mikroorganizmusok igen kicsiny méreteiknél fogva, a szivárgó vízzel, a repedések mentén a kéreg mélyebb rétegeibe is le tudnak hatolni. Élő, aktív mikroorganizmusokat tenyésztettek ki több mint 4000 m mélységből. Az óceánokban természetesen ennél sokkal



1. ábra

mélyebben is élnek mikroorganizmusok. Ezek a mikrobák a kőzetben számukra kedvező körülmények közé jutva elszaporodnak és méreteikhez képest hallatlan nagy biokémiai aktivitással működnek. Tevékenységüket természetesen számos tényező befolyásolja, mint a hőmérséklet, a tápanyagtartalom, a redoxviszonyok, vagy a közeg reakciója.

Baas-Becking és munkatársai (1960) több tízezer mérésen alapuló vizsgálataik során megállapították a földi élet elterjedésének határait az E_h és a pH függvényében (1. ábra). Az ábrán feltüntettük, hogy ezeken a határokon belül hozzávetőlegesen hol helyezkednek el azok a legfontosabb mikrobacsoportok, amelyek aktív szerepet játszanak a fémek mobilizációjában és demobilizációjában.

Igen magas E_h és alacsony pH jellemző azokra a Thiobacillus genushoz tartozó kemoautotrof kénbaktériumokra, amelyek elsősorban felelősek a redukált kén- és főleg fémvegyületek — mint a fémszulfidok — oxidálásáért. Ezek a szervezetek általában autotrofok, szerves anyagokra nincs szükségük, mert karbonszükségletüket a levegő széndioxidjából fedezik, szűkebben kemoautot-

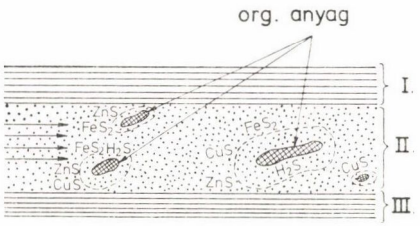
rofok, azaz a kémiai oxidációs energiát hasznosítják. Oxigénigényesek — ez természetesen vízben oldott formában is jelen lehet —, szükségük van redukált kén-, és vagy fémvegyületekre (mint pld. szulfidásványokra) és sok közülük erősen savas milliőben is életképes. Ezek gyakorlatilag csaknem mindenütt megtalálhatók a kén- és szulfidérc-lelőhelyeken, pirites szénbányákban, általában az oxidációs zónában, ameddig az oldott oxigént tartalmazó szivárgó víz le tud hatolni és a működésükhöz szükséges egyéb feltételek is biztosítottak. Ezek a mikroorganizmusok képesek arra, hogy a szulfidokat vízben oldható szulfátokká oxidálják. Az oldott fém-szulfátok a szivárgó vízzel migrálni képesek.

Az elemi kén, vagy a szulfidérc-ásványok biológiai oxidációja során tekintélyes mennyiségű kénsav is képződik (Ivanov, 1964; Romanenko et al., 1974; Szokolova et al., 1964). Szovjet szerzők adatai szerint egyetlen polimetallikus szulfidérc lelőhely elfolyó bányavizének kénsav-tartalma elérte az 1.35 g/l-t és számításaik szerint a mikrobiológiai oxidáció hatására egy év alatt 2 500 t cc. kénsavnak megfelelő mennyiségű kénsav képződött. Az ilyen savas bányavíz igen tekintélyes mennyiségű vasat is tartalmaz ferriszulfát formájában. Fel kell hívni a figyelmet arra, hogy az ilyen, sok vasat tartalmazó, savas víz környezetvédelmi szempontból is rendkívül káros. A vastartalmú, savas bányavizek, vagy ipari szennyvizek a folyókba jutnak, ahol a vas tovább oxidálódik, hidroxid formájában kicsapódva, rozsdával vonja be és kipusztítja a vízi növényzetet. Az oxidációhoz a folyóvízben oldott oxigén használódik fel s ilyen módon az állati élet is elpusztul. A kénsav pedig súlyos korróziós károkat okoz a hidakban, kikötőkben és egyéb berendezésekben. Irodalmi adatok szerint egyedül az Ohio völgyében a pirites szénbányák elfolyó savas vastartalmú bányavize évente több tízmillió dollárra rugó kárt okoz.

Az egyes Thiobacillusoknak azt a tulajdonságát, hogy a fémeket savas közegben oxidálva vízben oldhatókká tudják tenni, egy új fémkilúgozási eljárás, a biometallurgia alkalmazásával sok országban ipari méretekben is hasznosítják. Az eljárás lényege az, hogy ferrovasat tartalmazó savas oldatot baktériumos úton ferri-vas tartalmúvá oxidálják. Ismeretes, hogy a ferri-vas oldata igen erős kilúgzó ágens. Ezt a kilúgozó oldatot a fémtartalmú kilugzandó anyaggal (szórt érc, kevés fémet tartalmazó hányó, fémtartalmú ipari hulladék) érintkezésébe hozzák (injektálás, keverés stb.). A kezelés során a kilugzó oldatban levő ferri-vas a kinyerendő fémet (Cu, V, Ni, U stb.) vízben oldható szulfáttá oxidálja, miközben önmaga ferro-vá redukálódik. Ezután az oldatból a kívánt fémet megfelelő eljárással (cementáció, ioncsere, elektrolízis stb.) kinyerik, a ferro-vas oldatot pedig ismét oxidáltatják baktériumos úton. Ezzel az eljárással a Szovjetunióban, az USA-ban, Kanadában és másutt évente több tízezer tonna rezet és egyéb színes- és ritkafémet, valamint több száz tonna uránt nyernek ki hányókból, szórt- és szegény ércekből és fémtartalmú ipari hulladékokból (Karavajko et al., 1972; Sheffer et al., 1968; Stanier et al.,

1970; ZAJIĆ 1969). Megfelelő baktériumtörzsek és biometallurgiai módszerek alkalmazásával sikerült eljárást kidolgoznunk a káros ipari hulladékként jelentkező vörösiszap és a hengerművek páclevéből kinyert ferroszulfát (ugyancsak környezetszennyező káros hulladék) mikrobiológiai hasznosítására.

A fentebb ismertetett folyamatok a természetben ugyancsak lejátszódnak. A mikrobiológiai oxidáció hatására oldatba ment fémsók a szivárgó vízzel migrálni képesek mindaddig, amíg el nem jutnak olyan területre, ahol egy másik mikrobacsoport számára kedvezőek az életkörülmények. Ezek a szulfátredukálók, amelyek életkörülményeiket és tevékenységüket tekintve úgyszólván tökéletes ellentettjei az előbbiekben tárgyalt mikrobacsoportnak (1. ábra). Anaerobok, tehát nincs szükségük levegőre, sőt a szabad oxigén mérgezően hat rájuk. Heterotrofok, tehát szerves anyagra van szükségük karbonforrásként.



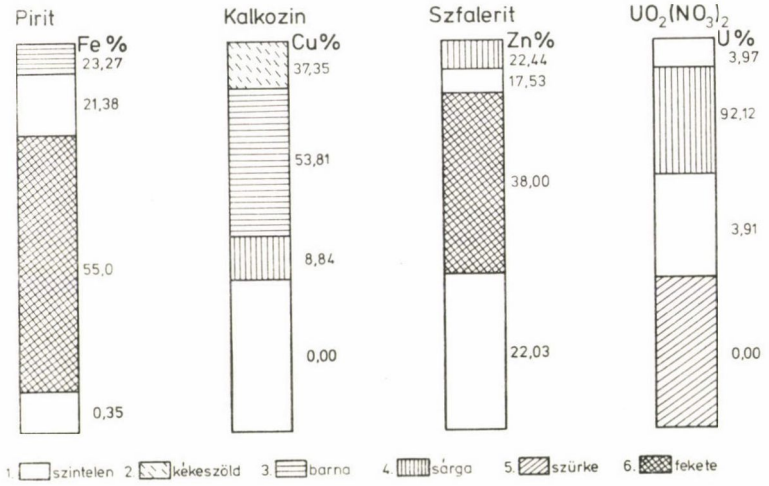
2. ábra

C-forrásként, illetve H-donorként a kőolaj egyes komponenseitől az elpusztult növényi maradványokig a legkülönbözőbb organikus anyagokat képesek hasznosítani, semleges, vagy enyhén lúgos közegben. Ezeket a szerves anyagokat a szulfátok oxigénjével oxidálják, miközben kénhidrogén képződik (BROCK, 1970; KUZNYECOV, 1970; SZOLNOKI, 1969; ZOBELL, 1973). A kénhidrogén reakcióba lépve az előbb említett mikrobiológiai oxidáció során képződött oldott fémekkel, szulfidok képződnek, amelyek kicsapódnak és lokálisan feldúsulva másodlagos üledékes érctelepek keletkezhetnek. A folyamatot — PERELMAN (1968) után — vázlatosan a 2. ábrán mutatjuk be.

Sikerült tisztáznunk a baktériumok szerepét a hazai uránérc áthalmozódásában és másodlagos feldúsulásában (VIRÁGH—SZOLNOKI 1970). Megállapításainkat később fizikai és kémiai módszerekkel végzett vizsgálatokkal megerősítették.

Biogén fémszulfidokat kísérletes úton is sikerült előállítani (BAAS-BECKING et al. 1961; TEMPLE et al., 1964). Saját kísérleteinket a következő módon végeztük. Üvegcső egyik végét gumidugóval zártuk, a gumidugó fölé üveggyöngyöt helyeztünk el, mintegy 8 cm-es rétegben. Az üveggyöngyök közötti teret megfelelő tápoldattal töltöttük ki, amelyet szulfátredukáló baktériumok tenyészetével oltottunk be. Az üveggyöngy fölé mintegy 16 cm magas vizes agar-agar gél oszlopot helyeztünk el, amelynek a felületére néhány

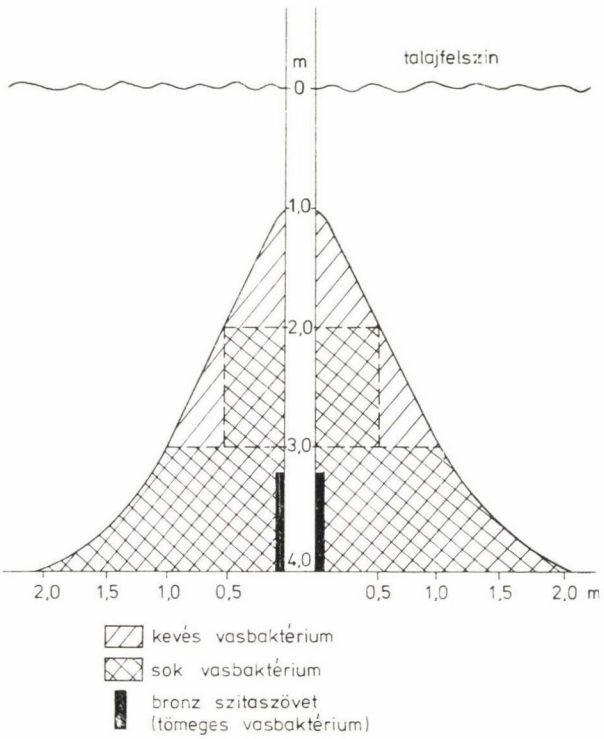
grammnyi porrá tört szulfidércet (pirit, kalkozin, szfalerit), illetve urán-só oldatot [$UO_2(NO_3)_2$] vittünk be. Az ércporok fölé Thiobacilussal beoltott tápoldatot rétegeztünk. Az így elkészített csöveket inkubáltuk. Az oxidáló baktériumok hatására az ércekből a fém szulfát formájában oldatba ment és az agar-gél oszlopban lefelé diffundált. Ezzel egyidejűleg az üveggyöngyök közötti térben a szulfátredukáló baktériumok kénhidrogént képeztek, amely az agar oszlopban felfelé hatolt. Ahol az oldott fém és a kénhidrogén az agar oszlopban találkozott, a fém szulfid formájában kicsapódott és színes rétegekben helyezkedett el. A kísérlet végén az agar oszlopot a csőből kitöltuk, a szí-



3. ábra

nes rétegek mentén feldaraboltuk és az egyes rétegekben meghatároztuk a kérdéses fém mennyiségét. Az eredményeket a 3. ábrán mutatjuk be. Az egyes rétegekben a fém megoszlását %-osan adtuk meg, az egész agar oszlopban levő fémre mint 100%-ra vonatkoztatva.

Az eddig tárgyalt mikrobacsoportoknak még egy tulajdonságára kell felhívni a figyelmet. Az 1. ábrából megállapítható, hogy a savas miliőben oxidáló kemoautotrof kénbaktériumok közegének Eh-ja magas, +600 — +800 mV. A lúgos miliőben redukáló szulfátredukálóké pedig alacsony, eléri a —400 mV-ot. Ez kb. 1,0—1,2 V feszültségkülönbséget jelent, amely biokémiai úton képződött elektromosság formájában jelentkezik. Amint feljebb említettük, ezek a feszültségkülönbséggel rendelkező oldatok egymással érintkezésbe jutnak, elektronátvitel és bizonyos kiegyenlítődési folyamatok játszódnak le. Bár a feszültségkülönbség csekély, tekintetbe kell venni azt, hogy a természetben folytonosan újraképződő roppant anyagtömegekről van szó, amelyek elektromosan feltöltött battériaként hatnak és biokatalitikus hatásra folyama-



4. ábra

tosan ismét feltöltődnek, feltehetően határozott és nem lényegtelen geodinamikai hatást fejtenek ki, ami azonban mindeddig alig tanulmányozott kérdés, bár elektromosságnak mikrobiológiai úton való előállítására már szabadalmat is jelentettek be (SUTTON—CORRICK, 1963).

Az 1. ábrán a kemoautotrof kénbaktériumok és a szulfátredukálók között helyezkednek el a fonalas vasbaktériumok, amelyek auto- és heterotrof életmódra is képesek, mikroaerofilek, semleges, vagy enyhén lúgos miliőben élnek és amely számos szerző véleménye szerint egykor igen jelentős szerepet játszottak bizonyos típusú vas- és mangánérc előfordulások létrehozásában. Ezeknek a mikroorganizmusoknak többnyire vashidroxidból álló fonalakat alkotó vázuk van (PERFILJEV et al., 1965). A baktériumok által kiválasztott vashidroxid felhalmozódva lassanként összefüggő amorfnak tűnő konglomerátumot alkot, amelyben a vasbaktériumok eredeti fonalait már egyáltalán nem, vagy csak nagyon nehezen lehet kimutatni.

Ezek a baktériumok ma is aktívan tevékenykednek, bár üledékes tavi, vagy mocsári vas-mangán érctelepek ma már nem képződnek. Szerepet játszanak viszont a fúrt kutak ún. elokkeresedési folyamatában. Gyakori eset, hogy felszínközeli fúrt kutak vízhozama rövid idő alatt rohamosan csökken,

vagy teljesen elapad. Kiderült, hogy többnyire vashidroxid kiválása folytán a kavics szűrőréteg eltömődéséről van szó. Feltételezték, hogy ez a vaskiválás (okkeresedés) a turbulenciaviszonyok megváltozása folytán, a vízben levő vas spontán légköri oxidációjának hatására következik be. A 4. ábrán a miskolci hűtőház egyik elokkeresedett kútjának feltárása során végzett vizsgálataink eredményét mutatjuk be.

A kút körüli talajmintákban fonalas vasbaktériumok vázát mutattuk ki, a termelő csőhöz közeledve mind nagyobb mennyiségben. A cső végén levő bronz szitaszövet teljes egészében át volt szőve vasbaktériumok fonalaival. A kút közeléből vett mintákból fonalas vasbaktériumokat tenyésztettünk ki — ezzel igazolva, hogy ott valóban éltek és tevékenykedtek ezek —, amelyekkel a fonalképződést, majd a fonalakból az amorf vas-csapadék képződést laboratóriumi körülmények között modellkísérletben sikerült demonstrálni.

A bemutatott néhány példa — a teljesség igénye nélkül — a baktériumok geodinamikai tevékenységének csupán egy szűk területét ismerteti. További kiterjedt és részletes vizsgálatok a geomikrobiológia perspektivikus feladataihoz tartoznak.

IRODALOM

Baas-Becking, L. G. M.—Moore, D.: Biogenic Sulfides. Econ. Geol., **56,** 259—272, 1961.

Baas-Becking, L. G. M.—Kaplan, I. R.—Moore, D.: Limits of the Natural Environment in Terms of pH and Oxidation-reduction Potentials. J. Geol., **68,** 243—284, 1960.

Brock, T. D.: Biology of Microorganisms. Englewood Cliffs, New York, 1970.

Davis, J. B.: Petroleum Microbiology. Elsevier. New York., 1967.

Ivanov, M. V.: Rol mikrobiologicseszkih processzov v genezisze mesztorozsdenij szamorodnoj szerü. Izd. Nauka, Moszkva, 1964.

Jevszejeva, L. Sz.—Perelman, A. I.: Geohimija urana v zone gipergeneza. Goszatomizdat, Moszkva, 1962.

Karavajko, G. I.—Kuznyecov, Sz. I.—Golomzik, A. I.: Rol mikroorganizmov v vüscselacsivanii metallov iz rud. Izd. Nauka, Moszkva, 1972.

Kuznyecov, Sz. I.: Mikroflora ozer i jeje geohimicseszkaja dejatelnoszty. Izd. Nauka, Moszkva, 1970.

Kuznyecov, Sz. I.—Ivanov, M. V.—Ljalikova: Vvegyenije v geologicseszkuju mikrobiologiju. Izd. A. N. Sz.Sz.Sz.R., Moszkva, 1962.

Le Roux, N. W.: Mineral attack by microbiological processes. Microbial aspests of metallurgy. Medical and Technical Publishing U. K., 175—182, 1971.

Perelman, A. I.: Geohimija epigeneticseszki processzov. Izd. Nedra, Moszkva, 1968.

Perfilev, B. V.—Gabe, D. R.—Galperina, A. M.—Rabinovich, V. A.—Sapotnitskii, A. A.—Sherman, E. E.—Troshanov, E. P.: Applied Capillary Microscopy. The Role of Microorganisms in the Formation of Iron-manganese Deposits. Consultant Bureau. New York, 1965.

Rogoff, M. H.—Wender, I.—Anderson, R. B.: Microbiology of Coal. Bureau of Mines. Inform. Circ., 8075, 1962.

Romanenko, V. I.—Kuznyecov, Sz. I.: Ekologija mikroorganizmov presznüh vodojemov. Izd. Nauka. Leningrád, 1974.

Sheffer, H. W.—Evans, L. G.: Copper Leaching Practices in the Western United States. Bureau of Mines. Inform. Circ., 8341, 1968.

Stanier, R. Y.—Doudoroff, M.—Adelberg, E. A.: The Microbial World. Englewood Cliffs. New York, 1970.

Sutton, J. A.—Corrick, J. D.: Leaching Copper Sulfide Minerals with Selected Autotrophic Bacteria. Bureau of Mines. Report of invest., 1964.

SUTTON, J. A.—CORRICK, J. D.: Biochemical Method of Producing Electricity. U. S. Patent **3,** 336, 161.

SZOKOLOVA, G. A.—KARAVAJKO, G. I.: Fiziologija i geohimicseszkaja dejatelnoszty tionovüh bakterij. Izd. Nauka, Moszkva, 1964.

SZOLNOKI J.: Role of the Sulphate-reducing Bacteria in the Formation of Secondary Sulphide Ore Deposits. Acta Geol. Hung., 319—324, 1966.

SZOLNOKI J.: A mikrobák geokémiai szerepe. I. A kén geomikrobiologiája. M. T. A. X. Oszt. Közl., **3,** 283—302, 1969.

SZOLNOKI J.—VIRÁGH K.: Role of the Bacteria in the Formation of Sedimentary Uranium Ore Deposited in Sandstone. Abst. IX. Intern. Congr. of Microbiol., Moscow, 1966.

TEMPLE, K. L.: Syngenesis of Sulfide Ores: an Evaluation of Biochemical Aspects. Econ. Geol., **59,** 1473—1491, 1964.

TEMPLE, K. L.—LE ROUX, N. W.: Syngenesis of Sulfide Ores: Desorption of Adsorbed Metal Ions their Precipitation as Sulfides. Econ. Geol., **59,** 647—655, 1964.

VIRÁGH K.—SZOLNOKI J.: Baktériumok szerepe a mecseki uránérc keletkezésében és későbbi áthalmozódásában. Földt. Közl., **100,** 43—54, 1970.

ZAJIĆ, J. E.: Microbial Biogeochemistry. Acad. Press, New York, 1969.

ZOBELL, C. E.: Biochemistry of Oxigen. Geohimicseszkaja dejatelnoszty mikroorganizmov v vodojemah i mesztorozsdenijah poleznüh iszkopaemüh. Izd. Nauka, Moszkva, 1973.

FÖLDKÉREG ÉS -KÖPENY KUTATÁSA AZ EÖTVÖS LORÁND GEOFIZIKAI INTÉZETBEN

POSGAY KÁROLY

Az elmúlt években a földkéreg és -köpeny kutatására a Magyar Tudományos Akadémia támogatásával az Eötvös Loránd Geofizikai Intézetben elkészítettek egy speciális, digitális, szeizmikus berendezést. A berendezéssel az Alföldön, Kaba környékén közös mélységi pontos reflexiós rendszerben, 200—400 kg töltettel végzett robbantásokat figyeltek meg. Az Intézet számítógépközpontjában *s* jel/zaj arányt jelentősen sikerült javítani, a kéregből és a felsőköpenyből több reflektáló határfelületet és közöttük intervallumsebességet meghatározni. A Mohorovičić-diszkontinuitás felett inverz zónát határoztak meg. A feldolgozás első lépcsőjében meghatározott legmélyebb szint 35 km-re van a Mohorovičić-diszkontinuitás alatt. A nagyobb mélységek feldolgozása még folyamatban van.

A K-AR MÓDSZER HAZAI ALKALMAZÁSÁNAK LEHETŐSÉGEI

BALOGH KADOSA

A K-Ar kormeghatározások végzése az MTA Atommag Kutató Intézetében argonkivonó berendezés, tömegspektrométer, és a kálium meghatározására használt lángfotométer segítségével történik. Az évente végezhető meghatározások száma kb. 70, miocén képződmények kora 7—15%, ennél idősebb mintáké kb. 4—10%, pliocén bazaltoké kb. 25—30% pontossággal határozató meg. A kifejlesztés alatt álló tömegspektrométer üzembehelyezése után (kb. 1975. második negyedév) a pliocén bazaltok kora is 10%-nál pontosabban meghatározható lesz. A vizsgálatok tudományos kutatási szerződések formájában végezhetők, ha az eredmények közölhetők, lehetőség van tudományos együttműködésre is. K-Ar kormeghatározásra a vulkáni kőzetek, az ásványok közül a csillámok, amfibolok, glaukonit és a vulkáni kőzetek földpátjai alkalmasak.

MTA X. Osztályának Közleményei 8/1—2. 1975

ÖSSZEFOGLALÁS

AZ ELTE GEOFIZIKAI TANSZÉKÉN, A GEODINAMIKAI PROGRAM KERETÉBEN, A PALEOMÁGNESES VIZSGÁLATOK TERÉN VÉGZETT MUNKÁRÓL

KIS KÁROLY

Az ELTE Geofizikai Tanszékén eddig a hazai vulkáni kőzeteket vizsgáltuk. Az eredményeket több cikk, kutatási jelentés ismerteti. Jelenlegi berendezéseink érzékenysége csak az üledékes kőzetekhez képest nagy mágnesezhetőséggel rendelkező vulkáni kőzetek vizsgálatát teszi lehetővé.

A vizsgálatok kiterjesztése — a nemzetközi és hazai igények figyelembevételével — *az üledékes kőzetek paleomágneses analízisére indokolttá tesz új, érzékenyebb berendezések beszerzését.* (KLY-1 kappa-híd és egy JR-4 spinner magnetométer — áruk összesen kb. 30 000 rbl. — beszerzését.)

AZ MTA FÖLD- ÉS BÁNYÁSZATI TUDOMÁNYOK OSZTÁLYÁNAK A MAGYAR—SZOVJET TUDOMÁNYOS ÉS MŰSZAKI EGYÜTTMŰKÖDÉS 25. ÉVFORDULÓJA ALKALMÁBÓL RENDEZETT ÜNNEPI ÜLÉSE

ELNÖKI MEGNYITÓ

SZÁDECZKY-KARDOSS ELEMÉR
AKADÉMIKUS, OSZTÁLYELNÖK

A negyedszázados együttműködés egyes nagyfontosságú eredményeit az MTA ünnepi ülésszaka széles távlataiban mutatja meg.

Különleges kettős aspektusa van az együttműködésnek a földtudományok terén. Nemcsak a konkrét, tervszerű együttműködésünknek van széles eredménysorozata, de a két igen különböző terület és kutatógárda eredményeiből spontán, szervezett forma nélkül, a kölcsönös érdeklődés és a világkép azonos vezető eszméi nyomán is született olyan eredmény, amely mélyreható és átfogó jellege miatt különleges jelentőségű.

A konkrét együttműködés állomásai ez ülés résztvevői előtt jól ismertek. Felszabadulásunk után nemsokára megindult a magyar szénhidrogén-kutatás és -termelés igen termékeny új alapokra helyeződése a Szovjetuniótól kapott nagyértékű szakmai segítség alapján. Ugyanakkor, 25 éves egyezményünk létesülése éveiben az egész hazai földtani kutatás szervezési felépítése is átalakult a már hatalmas eredményekre visszatekintő szovjet földtani kutatás korszerű egészséges mintái nyomán, amelyeket a szovjet kartársaink baráti támogatása eredményeképpen felhasználhattunk.

A további konkrét regionális földtani és geofizikai együttműködés már kölcsönhatás jellegű volt. Ehhez elsősorban két akadémiai jellegű nemzetközi szerv adott lehetőséget. Az egyik a Nemzetközi Geológiai Kongresszus szerveként működő Kárpát—Balkán Geológiai Asszociáció (KBGA), amelynek a szovjet kezdeményezés alapján kifejlesztett szélesebb kereteibe 1954-ben kapcsolódtunk. A másik a szocialista akadémiák geofizikai együttműködése, a KAPG. Számos nagyértékű tanulmánykötet és különböző jellegű alapvető összefoglaló földtudományi térkép kidolgozása jelzi többek közt e kétféle szervezet munkájának eredményeit és ad biztos alapot a további termékeny együttműködéshez.

Másrészt a két, méreteiben és területe jellegeiben annyira különböző szomszédos ország földtudományi eszmei kölcsönhatása nyomán külön szervezeti alap nélkül születtek a földtudományok szemléleti alapjáig hatoló geonómia eredmények. Ennek alapfeltételét jelentette, hogy a Szovjetunió tudósai megvilágították a kontinensek legnagyobb összefüggő és a földtani képződmények rendkívül nagy változatosságával jellemzett területét. Ugyanakkor pedig

a magyar kutatók Magyarország viszonylag kicsiny földjét a geodinamikai folyamatok legintenzívebb övezetének, a hegységképződési és egyben szubdukciós zónák rendkívül intenzív harmadkorú vulkánossággal és jelenleg is hatalmas hőfluxussal jellemzett különleges erőcentrumainak, a köztes tömegeken kifejlődő ívközti medencéinek világviszonylatban legjobban ismert példájává tették. Ez az egységes erőcentrum jelleg segítette Osztályunkat, hogy jól összehangolt magasszintű tudósgárdánkkal törekedjünk alapvető földtudományi folyamatok egységes szintézisére, a geonómia kialakítására.

A szintézis létrehozásában nem csekély szerepet játszott másrészt a geonómiai jelenségek legfontosabb anyagi alapjait összefoglaló geokémiának az az értelmezése, amely VERNADSZKIJ nevéhez fűződik. Ez a kora gondolatvilágát messze meghaladó, kivételesen széles látókörű szellemóriás ismerte fel többek közt a radioaktív folyamatoknak a földi hőháztartást és ezzel az egész földfejlődést döntően befolyásoló jellegét. Nem véletlen, hogy környezetében alakult ki távoli célkitűzésként a geonómia fogalma és definíciója abban a formában, amely most 8 évtized múlva realizálódik. (Ide kívánkozik, hogy VERNADSZKIJ messze előretekintő zsenije évtizedekkel előre jelezte az atomenergia felszabadításával elkövetkezendő „atomkorszakot" annak pozitív értékeivel és borzalmasan pusztító veszélyeivel együtt.)

A döntő adatokat a Föld planetárisan különleges sajátságainak megismeréséhez és ezzel a többi tudományokra nézve is új világot feltáró geonómiai szemlélet kialakításához a Szovjetunió korszakalkotó eredménye, az űrkutatás megvalósítása szolgáltatta. Ezzel lépett az emberiség új, ún. „kozmikus korszak"-ába.

A negyedszázados jubileum ünnepére a magunk részéről az Osztályunk együttes fáradozásait is tükröző, napokban megjelenő „Geonómia" könyvünket ajánljuk fel.

Mai megemlékezésünkön pedig a földtudomány 3 területére, a geodéziára, geofizikára és geomorfológiára vonatkozó nagyjelentőségű előadásokkal ünnepeljük a Szovjet—Magyar Tudományos Műszaki Együttműködés 25 éves fordulóját.

A GLOBÁLIS LEMEZTEKTONIKA GEOMORFOLÓGIAI ÉS ŐSFÖLDRAJZI ASPEKTUSAI*

I. P. GERASZIMOV
AKADÉMIKUS

A. V. ZSIVAGO és SZ. SZ. KORZSUJEV*
A TUDOMÁNYOK DOKTORAI

A globális lemeztektonika új elképzeléseinek pozíciójából vizsgálva az óceánok és szárazföldek hatalmas morfostruktúrájának fejlődési törvényszerűségeit, legnagyobb figyelmet a kontinentális-óceáni és a kontinensek közötti illeszkedési zónákra (varratok) kell fordítani, amelyek az óceáni hátságokkal együtt a Föld legmobilisabb zónáit képviselik. A jelenkori óceán-medencék kiterjedése („szétnyílás") és a szárazföldi felszínek fő vonásainak alakulása beleillik a földtörténet geomorfológiai alakulásának fő ciklusaiba.

Általánosan elfogadottnak tekinthető az a nézet, hogy a geomorfológia önálló tudományág, amely a természeti földrajzi és a geológiai hatásra jött létre és fejlődik; az ősföldrajz pedig nem egyéb, mint az összes földtörténeti adat földrajzi szintézise. Ebből következik, hogy a földtani tudományok keretében megjelenő teljesen új nagyszerkezeti elméleti elképzelések közvetlenül érintik a geomorfológia és az ősföldrajz érdekeit; azokat új kérdések elé állítják, szükségessé teszik a korábban kialakult nézetek felülvizsgálatát, a tudományos kutatásoknak új irányokat szabnak.

Jelenleg ilyen új elméleti elképzelés a geológiában a globális lemeztektonika. Az új elmélet kapcsán, alkotóinak szavaival élve (MENARD, HESS, DIETZ, WILSON, ISAAKS, OLIVER, SYKES, MORGAN, LE PICHON, MATTHEWS, VINE és mások) forradalom megy végbe a geológiában. Körülötte élénk eszmecserék és éles viták folynak. Különösen élénken jelentkeztek ezek a viták többek között a Nemzetközi Földtani Kongresszus legutóbbi kanadai ülésén (Montreal, 1972. augusztus), ahol ennek a kérdésnek a megvitatása központi helyet foglalt el (BELOUSZOV, VALJASKÓ, VÜSZOCKIJ és mások, 1973). Mint ahogy ezen ülés egyik résztvevője B. P. BARHATOV (1973) megjegyzi, a felolvasott előadások megmutatták, hogy a geológusok többsége gyorsan az új felfogás mellé állt.

Sok szovjet geológus és geofizikus szintén támogatja az új elméletet (A. V. PEJVE, A. L. JANSIN, V. E. HAIN, P. N. KROPOTKIN, O. G. SZOROHTYIN, A. M. KARASZIK és mások), míg mások vagy nem teszik magukévá (V. V. BELOUSZOV, JU. M. SEJNMANN, B. A. PETRUSEVSZKIJ és mások), vagy egyes részeit

* Az MTA Föld- és Bányászati Tudományok Osztályának, a magyar—szovjet tudományos és műszaki együttműködés 25. évfordulója alkalmából rendezett ünnepi ülésén tartott előadás.

MTA X. Osztályának Közleményei 8/1—2. 1975

elfogadják, más részeit tagadják. Általában a szovjet tudósok álláspontja az új elmélettel kapcsolatban rendkívül sokféle, ami igen szemléletesen jelentkezett a SzU Tudományos Akadémiája Földtan, Geofizika és Geokémia Osztályának éves közgyűlése alkalmából e kérdés megvitatására 1972. február 28—29-én megszervezett tudományos ülésszakán. Mindez arra mutat, hogy milyen nagy jelentőséget tulajdonítanak ennek és milyenek az alapvető irányai.

Itt csak röviden említjük meg azokat az előzményeket, amelyek az új elmélet alapjául szolgáltak (HEIRTZLER et al., 1968; ISAAKS et al., 1968; LE PICHON, 1968; MORGAN, 1968; HAIN, 1970; 1972 a és b; BEWEN, 1971; HERREN, 1972; KULON, 1973 és mások).

1. A szilárd litoszféra, amely alatt a plasztikus asztenoszféra helyezkedik el, 60—100 km vastagságú kisebb-nagyobb táblákra tagolódik, melyek között az óceánközépi hátságok tengelyirányú riftjeivel, illetve azok transzform töréseivel egybeeső keskeny, lineáris mobilis zónák helyezkednek el. 12 ilyen lemezt különböztetünk meg: 1. Észak-Amerikai-Atlanti; 2. Észak-Eurázsiai; 3. Délkelet-Ázsiai; 4. Csendes-óceáni; 5. Dél-Amerikai-Atlanti; 6. Afrikai; 7. Indiai-Ausztráliai; 8. Kelet-Csendes-óceáni (Nasca); 9. Antarktiszi; 10. Arábiai; 11. Kokosz; 12. Karib.

2. A lemezek távolodása nem egyenletesen megy végbe, hanem a két szomszédos lemez közös forgási pontjától távolodva egyre gyorsuló tempóban. A litoszféra szilárdságának következtében ez a felgyorsulás ugrásszerűen megy végbe transzform törések keletkezésének kíséretében. Ez utóbbiak vertikális síkok, melyek mentén az egyenetlen elmozdulások során keletkezett feszültségek feloldódnak. Morfológiailag ez összetöredezett kéregzónák kialakulásában valamint a törésvonalakkal párhuzamosan létrejövő hatalmas tömbök, hegyláncok és süllyedékek képződésében fejeződik ki.

3. Az óceánközépi hátságok tengelyzónáiban, azaz a riftek mentén felmelegedett köpeny-anyag nyomul fel, amelyből a rift-hasadékokat kitöltő bazalt olvad ki. A lemezek további távolodása következtében a riftekben újabb hasadékok keletkeznek, melyekbe újra benyomul az óceáni kérget kialakító bazalt.

4. A lemezeknek egymáshoz viszonyított elmozdulása és az óceánközépi hátságok rift zónáitól eltávolodás (szétnyílás) következtében az óceánfenék általánosan növekedik (sea floor spreading). Ugyanakkor az óceánok peremi részein ennek a fordítottja, a litoszféra összenyomódása figyelhető meg, amely a rift övekben fellépő húzásokat kompenzálja. Ezeken a helyeken az összenyomódási folyamat formai kifejeződéseként szigetívek, mélyvízi árkok és azok peremi sáncainak bonyolult morfológiai komplexusa jön létre. Az óceáni aljzat az árok óceáni lejtője mentén benyomul a szárazföld alá. Tovább, a mélység felé egy ferde törés következik, amely mentén földrengési gócok helyezkednek el (BENIOFF-zóna). Az óceáni kéreg 700 km mélységig lesüllyedve (beszívódás — szubdukció) az asztenoszféra mélységi anyagává alakul át. Ez az anyag hozza létre a szigetívi és kontinensperemi andezit vulkánosságot (andezit vonalak).

5. A lemezek vízszintes mozgásának fő oka a radioaktív bomlás által kiváltott konvekciós köpenyáramlás. A rift-hasadékokon keresztül feláramlott anyag az asztonoszféra felső zónájában oldalirányban szétterjed, magával ragadva a litoszféra lemezeket.

Ily módon az új globális lemeztektonika elmélete, lényegét tekintve, a horizontális mobilizmus elméletének korszerű változata, melyben a földkéreg szárazföld blokkjai (azaz a kontinensek) helyett a litoszféra blokkjai mozognak vízszintes irányban a föld köpenyének mélyebb rétegei (asztenoszféra) mentén. A lemezek a szárazföldi masszívumokat és a hozzájuk forradt óceáni területek bonyolult részeit, valamint jelentős tömegű kéregalatti anyagot („gyökereikben") tartalmaznak.

Az új nézetek gyors elterjedésének sikere arra vezethető vissza, hogy összefoglal egész sor korábban kifejtett fontos tudományos nézetet (pl. TAYLER—WEGENER a kontinensek vízszintes vándorlásáról szóló elmélete, AMPFERER—SCHWINNER elmélete a föld mélységi anyagainak kéregalatti áramlásáról és néhány más elmélet) másrészt hogy az óceánok legújabb geofizikai és geológiai vizsgálatainak eredményeire támaszkodik (pl. az óceánközépi riftek és hegyláncok felfedezése, az óceáni kéreg felépítésének megismerése; a legújabb szeizmikus adatok, többek között a mélyfészkű földrengések epicentrumának elhelyezkedése; a föld mélyéből kiinduló hőáramok kimutatása és tanulmányozása stb.).

Az új elmélet javára szólnak a paleomágnességgel kapcsolatos érdekes és fontos legújabb anyagok. A rifteken keresztül az asztenoszférából felemelkedő köpeny anyagából bazalt olvad ki. Lehűlve és megszilárdulva a bazalt felveszi és megőrzi a földi mágnesességet, a megszilárdulás pillanatában létező mágneses tér orientációját. Az újabb riftekben később megjelenő újabb bazalt adagok a mágneses térnek már másik orientációját rögzítik, gyakran az eredeti fordítottját. A paleomágneses terek orientációja alapján ui. a Föld múltjában egy sor különböző időszakot mutattak ki azok abszolút kormegállapításával, amelyekben a mágneses pólusok helyzete részben a jelenlegivel egyező, részben azzal ellentétes (például BRUHNES-korszak, a jelenkori orientációval egyező (+); MATUYAMA inverz (—) korszak, 0,7 és 2,5 millió év között; GAUSS-korszak, 2,5 és 3,3 millió év között (+); GILBERT-korszak 3,3 és 4,3 millió év között (—) stb.).

Az óceáni bazaltok korára vonatkozó legújabb paleomágneses adatok azt mutatták, hogy az óceánközépi riftektől a szárazföldek pereme felé haladva azok kora növekszik. Ez módot adott arra (extrapoláció segítségével), hogy a különböző bazaltrétegek paleomágneses anomáliáinak korát megkapjuk, hogy az óceánközépi hegységekkel párhuzamosan haladó sávos mágneses anomáliát különítsük el, hogy meghúzzuk az izokron vonalakat (egyenlő korú) és meghatározzuk a „szétnyílás" sebességét, valamint az óceánok korát (például a Csendes-óceán esetében mintegy 80 millió év).

Az új globális lemeztektonika elmélet azonban alig érinti, nem veszi kellőképpen figyelembe, sőt részben figyelmen kívül hagy sok olyan tudományos el-

képzelést, amelyek a szárazföld földtani felépítésének és fejlődéstörténetének tanulmányozása eredményeképpen alakultak ki. Ilyenek például a szárazföldek kialakulásának földtani fejlődéstörténetére, a szárazföldeket átszelő mélységi törések globális hálózatára jellemző geoszinklinális és platform folyamatok fő tételei, az orogén zónák kialakulásának folyamatai stb. Nem véletlen ezért, hogy az új elmélet a legélesebb kritikát azoktól a szárazföld-kutatóktól kapta, akik következetesen kitartanak az úgynevezett fixizmus pozíciója mellett (BELOUSZOV, 1970, 1972, 1973; KIRILLOVA, PETRUSEVSZKIJ, 1972, 1973; SEJNMANN, 1973, 1975, és mások). Szerintük a földkéreg fejlődésében nem a kéreg részei horizontális mozgásának volt döntő szerepe (mobilisták), hanem elsősorban a függőleges elmozdulásoknak, melyek során az egyes földszerkezeti egységek (pl. szárazföldi blokkok) vízszintes irányú elmozdulása a földtörténet során csak alárendelt jelentőséggel bírtak elsősorban helyi rátolódásokként. Az új globális lemeztektonikai elmélet erősen kiélezte a „fixista" és „mobilista" geológusok közötti vitákat, a „mobilisták" pozíciója jelentősen megszilárdult (KROPOTKIN, 1969, 1972; HAIN, 1970, 1972 stb.).

Ezután tanulmányunk közvetlen témájában igyekszünk körülrajzolni, hogy milyen jelentősége van, illetve lehet ennek a geológiai-geofizikai elméletnek a geomorfológia és ősföldrajz alapvető elképzeléseire.

Morfostrukturális vizsgálatok elvégzése céljából a földfelszín összes formáit három fő kategóriába soroljuk: a morfológiai felépítmény elemei (vagy geotektúra), a morfológiai szerkezet elemei, és a kivésett morfológiai felszín elemei (GERASZIMOV, 1946). A formák első kategóriájába tartoznak a földfelszín legnagyobb elemei (kontinens-masszívumok, óceáni árkok stb.), melyeknek kialakulása valószínűleg a legáltalánosabb kozmikus vagy planetáris, föld belsejében lejátszódó folyamatokkal áll kapcsolatban; a második kategóriába tartoznak a földfelszín alapvető elemei (nagy vonulatok, hegységközti süllyedékek, szárazföldi platók, síkságok, az óceáni aljzat hatalmas egyenetlenségei stb.), melyeknek kialakulását elsősorban a föld kérgét deformáló tektonikai mozgások határozzák meg; a harmadikba pedig a földfelszín kisebb elemei, melyek az exogén folyamatok hatására alakulnak ki (lepusztulás és felhalmozódás) és amelyek általában a tektonikai mozgások kontrollja alatt fejlődnek.

Ez az általános séma kísérletképpen először a Szovjetunió szárazföld felszíne szerkezeti vonásainak geomorfológiai analíziséhez került felhasználásra, abból a célból, hogy meghatározzuk annak eredetét (GERASZIMOV, 1959; MESCSERJAKOV, 1964).

Így sikerült kimutatni néhány általános és specifikus törvényszerűséget és sajátosságot a különböző földtani korú táblás és gyűrt területek felszínének felépítésében. Világos morfostrukturális különbség mutatkozik a paleozóos, mezozóos és kainozóos korú gyűrt területek között, valamint egy sor egyéb helyen.

A későbbiek során ezek a felszín morfostrukturális elemzésének általános

elvei széles körben elterjedtek és sok kutató kezdte felhasználni többek között a Világóceán aljzatát tanulmányozó geomorfológusok is. (A Föld felszíne, 1967, UGYINCEV, 1972; KANAJEV, 1972; ZSIVAGO, 1965, 1967, 1971; LEONTYEV, 1968; ILJIN, 1971 stb.) E munkák hozzájárultak az itt vizsgálandó új elmélet kidolgozásához. Meg vagyunk győződve arról, hogy az óceánok aljzatának morfostrukturális elemzése legalább úgy, vagy még szélesebb körben elterjed és legalább annyira hatékony lesz mint a szárazföldek felszínének tanulmányozása.

Ismeretes, hogy a földtanban a legalapvetőbb, legnagyobb földtani-szerkezeti elemnek a földkéreg hatalmas és különböző felépítésű részeit szokás tekinteni vagyis az úgynevezett „kontinentális" és „óceáni" területeket. A kontinentális és óceáni kéreg felépítésében meglevő különbözőséget már A. WEGENER és mások is jelezték, napjainkban sikerült azt geofizikai adatokkal alátámasztani.

A geomorfológiában szintén a földfelszín formái legnagyobb elemének a szárazföldeket és óceánokat tekintjük. A morfostrukturális analízis módszerének megjelenéséig azonban az óceánok elkülönítésének csak általános földrajzi jelentősége volt, nem hozták és lényegében nem is hozhatták kapcsolatba a földkéreg felépítésével és szerkezetével, a Világóceán fenekének morfológiájáról vajmi keveset tudtunk.

A morfostrukturális analízis felhasználásával, a morfológiai elemek és a földtani szerkezetek közötti szoros kapcsolat az óceánokban is legalább olyan világosan jelentkezik mint a szárazföldeken (A Föld felszíne, 1967). Ez alapot ad ahhoz, hogy a szárazföldek és a Világóceán fenekének morfológiai elemeiről mint a földfelszín morfostruktúrájának egységes globális sorának egyenrangú összetevőiről beszéljünk. Genetikailag ezek rokon-képződmények; tektonikai mozgásokkal előre meghatározottak, de koruk, felépítésük és az őket alkotó aljzat összetétele különböző mivel a Föld geológiai fejlődésének különböző szakaszaiban, különböző környezeti feltételek mellett alakultak ki. Ez határozza meg kialakulásuk és evolúciójuk különböző irányait.

A szárazföldi kéreg átlagvastagsága 35 km, és üledékes, gránit valamint bazalt rétegből áll. Az óceáni szilárd kéreg vastagsága mindössze 5—6 km és vékony (nem több mint 1 km) üledékes rétegből, 1—2 km vastag vulkanitokból és konszolidálódott üledékekből álló úgynevezett „második rétegből", valamint alapvetően bazalt rétegből (2—4 km) áll. Az eltérések folytatódnak a köpenyben (asztenoszférában) is, melynek kémiai és fizikai paraméterei szintén különböznek egymástól a szárazföldek és az óceánok alatt. A kéreg csak egy vékony „hártyát" képez a litoszféra tetején, melynek vastagsága törvényszerűen növekszik a rift-övektől való eltávolodás mértékében (SZOROHTYIN, 1973). A MOHOROVIČIĆ-szint az óceánok alatt magasabban helyezkedik el, mint a szárazföldek alatt. A köpeny viszont mint ismeretes, az aktív morfotektonika alapvető forrása; nyilván meghatározó szerepe van a földfelszín morfostruktúrájának kialakításában (GERASZIMOV, 1967; KORZSUJEV, 1969, 1974).

Elvi szempontból fontos az is, hogy a vastag, szilárd konszolidálódott

kontinentális jellegű földkéreg (litoszféra) viszonyai között létrejövő szárazföldi morfostruktúráktól eltérően az óceáni morfostruktúrák a spreading jelenségekkel azaz az óceáni aljzat szétmozdulásával és hozzánövekedésével, valamint a vékony óceáni kéreg képződésével meghatározott körülmények között formálódnak. A lemeztektonikából kiindulva feltételezhető, hogy kialakulásuk jelentős mértékben a vízszintes elmozdulások hatása alatt megy végbe, és ezért egészüket tekintve nyilvánvalóan kevésbé differenciáltak, mint a szárazföld morfostruktúrái. Ez utóbbiak képződésénél, a vertikális töréses tektonikai mozgások döntő szerepe mellett a vízszintes elmozdulások csak gyűrt hegységi területeken fejlődtek ki, a táblás területeken csak egészen alárendelt jelentőségűek.

A külső közeg is lényegesen eltérő hatást gyakorol a szárazföldek és óceánok morfostruktúrájának felépítésére és evolúciójára. A szárazföld jobban ki van téve a víz-levegő oxigén folyamatok erős és sokrétű átalakító hatásának. Ezért a szárazföldeken, az aktív elsődleges tektonikai szerkezeteken kialakuló felszínek vonásai majdnem mindig többé-kevésbé átalakítottak és elmosottak. Ugyanakkor a Világóceán fenekének morfostruktúrái kevésbé vannak kitéve exogén tényezőknek, nincsenek olyan erősen átalakulva, jobban megőrzik elsődleges tektonikai szerkezetük arculatát.

Jelentős különbségek adódnak a szárazföldek és óceánok különböző korából is. Az óceánok, ha a legidősebb tengerfenék üledékek kora (jura-kréta) alapján ítéljük meg, talán a Csendes-óceáni árok kivételével, a mezozoikumnál nem korábban képződtek; a szárazföldek viszont alapjaikban még a prekambriumban keletkeztek. A Világóceán fenekének morfostruktúrái az egész legújabb idők alatt az endogén körülmények fokozott intenzitása és feszültségei között formálódtak. Ennek az endogén környezetnek az összetevői közül a morfostruktúrák kialakításában a legnagyobb szerepet a vulkanizmus játszotta és játsza, amelynek lefolyása itt rendkívül sokrétű és általánosan elterjedt. Ezért a jelenkori óceánokban általában a túlnyomó többségükben vulkáni eredetű, elsődleges morfostruktúrák vannak elterjedve.

A spreading és az azt kísérő morfológiai átalakulások elemző vizsgálata az óceán fenéknek az óceánközépi hátság mindkét oldalán húzódó kiterjedt területének, mint a földfelszín különleges típusú részének széles körű vizsgálatát teszi lehetővé, amelyhez hasonló a kontinenseken nem található. A különlegesség elsősorban abban van, hogy ezen területeken belül a felszín fejlődése a litoszféralemezek folytonos vízszintes mozgása közepette megy végbe, és ebben a folyamatban a környező közeg tényezőinek összhatása törvényszerűen növekszik. Ez kifejezésre jut abban, hogy az óceán fenék felszíni formáinak összességében növekvő szerepet kapnak az exogén elemek, hogy növekszik az üledékes takaró vastagsága, hogy a felszín általában egyre idősebb a kontinensekhez való közeledés mértékében.

A Világóceán aljzata tanulmányozásának legújabb adatai arról tanúskodnak, hogy a tengerfenék kialakulása igen bonyolult és formái rendkívül változa-

tosak (MENARD, 1966; A Föld felszíne, 1967; ZSIVAGO, 1965, 1971; HEJZEN, TARP, JUING, 1962; ILJIN, 1971; KANAJEV, 1972; UGYINCEV, 1972; GRACSEV, KARASZIK, 1974 és mások). Az óceáni aljzat alapvető tereinek felszíne általában lejt, minimális mélységgel az óceánközépi hátságok zónájában és maximális mélységekkel az óceáni katlanok fenekén, ahol az üledékes takaró vastagsága megnövekszik. Ugyanilyen, feltehetően szerkezeti-dinamikai okokból preformált dőlése van a mélységben (köpenydiapir szárnya)a kéreg bazaltrétegének is.

Paleomágneses adatok alapján megállapítást nyert, hogy a különböző földtörténeti időszakokban egyenetlen mértékben növekedett az óceáni aljzat. Ez feszültségeket hoz létre a litoszféra lemezek térségében már kialakult óceáni kéregben. Úgy látszik, hogy ezekkel a feszültségekkel áll kapcsolatban azoknak a rögös hegyvonulatoknak a képződése, amelyeknek többsége közel párhuzamos az óceánközépi hegységgel.

A nagyszámú vízalatti vulkáni hegyek, melyek átjárják az óceán fenekét a katlanok lejtőin, általában a jelenkori és ősi óceánközépi hegyvonulatok közelében jöttek létre és a litoszféra lemezek elmozdulása során fokozatosan az óceánok pereme felé tolódtak el. Egyes vulkáni hegyek most is kiemelkednek az óceán szintje fölé lineárisan elnyújtott szigettengert alkotva. A hegyek egy része az óceánközépi hátságok mindkét oldalán sokszáz mérföld hosszban húzódó transzform törések mentén keletkezett. A vulkáni hegyek egy része, amelyek valamikor kiemelkedtek az óceánból de az abrázió lepusztította őket (guyot-k) és ma olyan mélyen helyezkednek el a víz felszíne alatt, ahol a hullámverés már nincs hatással rájuk. Ilyen helyzetüknek egyik magyarázata lehet a litoszféralemezekkel a lejtő síkjában való együttes elmozdulásuk az óceán pereme felé. A trópusi övekben ezek az elsüllyedt hegyek népesülhettek be koralltelepekkel és változtak át korallszigetekké (atollokká). Az árkok közelében, ahol elkezdődik a litoszféra-lemez „betoldása" a kontinens alá, sok esetben megfigyelték, hogy a guyot-k lemetszett felszíne a kontinensek felé dől. A szétterülés sebessége szintén tükröződik a fenék morfológiájában, elsősorban az óceánfenéki középhegységek körvonalaiban. Lassú szétnyílás esetében a mélyből a keskeny riften keresztül felnyomuló anyag magas oldalirányú hegységeket alkot (Közép-Atlanti Hegység), míg a lemezek gyors egymástól való távolodása esetén kiömlő bazaltok a széles rift süllyedékeket kitöltve lapos, gyengén kiemelt formákat hoznak létre hatalmas rögökre tördelt lapos hátságok formájában (Kelet-Csendes-óceáni kiemelkedések). A több mint 40 ezer km hosszúságú egységes planetáris rendszert alkotó óceánközépi hagységrendszert tekinthetjük a Világóceán legfontosabb morfostruktúrájának.

Az óceáni térségek felépítése rendkívül bonyolult és sok tekintetben még megfejtetlen. Ha összehasonlítjuk a legújabb tektonikai és morfológiai térképeket (például a Csendes-óceáni szegmens tektonikai térképét, 1970, és a Természetföldrajzi Világtérképet, 1964), akkor könnyű észrevenni, hogy a szárazföldek és óceánok határai mentén az óceán peremi morfostruktúrák területe egyes

helyeken jól láthatóan és széles sávban fejeződik ki (Csendes-óceán), másutt gyengén (Atlanti és Indiai Óceán), vagy teljesen hiányzik, mint ahogy ez a gondwanai szárazulatok példáján látható, melyeknek szerkezete élesen elvágódik és nincs folytatása az óceánban. Ezenkívül ebben a zónában egyrészt a jelenkori szárazulatok és óceáni medencék körvonalai között, másrészt a földkéreg óceáni és szárazföldi típusú részei között, különösen bonyolult és sajátos összefüggések állnak fenn, helyenként azok határai nem esnek egybe. A térképek összehasonlításából világosan kitűnik, hogy az óceáni aljzat ezekben a zónákban elhelyezkedő jelenkori depressziói nem azonosak a köztes területekkel és határaik tartalmaznak kontinentális jellegű kéregdarabokat is.

Ez arra utal, hogy napjainkig az óceán medencék növekednek és legalábbis a legutolsó földtörténeti periódusban a hajdani kontinensek egy részét bekebelezték. Ilyen morfostrukturális evolució ismertető jegyeit lehet felfedezni a Csendes-óceán több vidékén (pl. nyugati periféria, Ausztráliától keletre eső területek stb.) valamint helyenként az Atlanti- és Indiai-óceánban. Legjobban azonban a Csendes-óceán északnyugati szektorában a szovjet Távolkelet térségében figyelhető meg, ahol az Ohetszki-tenger, Kamcsatka, Primojje és a Kuril szigetív által felölelt területen a geofizikusok kontinentális, szubkontinentális, szubóceáni és óceáni típusú kéregszerkezetet mutattak ki. (A Csendes-óceáni aktív öv északnyugati részének földtani felépítése, 1966; A Föld felszíne, 1967; BELOUSZOV, 1968; KROPOTKIN, SAHVARSZTOVA, 1965; BULLARD, 1971; PUSCSAROVSZKIJ, 1972; ERLIH, 1973 és mások). A különböző típusok bonyolult összessége arról tanúskodik, hogy az óceáni területek itt szárazföldiekkel váltakoznak és átmeneti mozaikszerű morfostruktúrákat alkotnak. Ezt annak a jeléül lehet tekinteni, hogy az ázsiai kontinens még a közelmúltban is sokkal jelentősebb méretekkel rendelkezett.

Ennek a folyamatnak a fordítottja is igaz, amikor is a szárazföld növekedése figyelhető meg. Ez újraképződés és új morfostrukturális elemek kialakulása formájában megy végbe az óceáni kéreg kontinentális kéreggé való átalakulása és a szárazföldhöz csatlakozása során. Ilyen sajátos morfostrukturális „hozzáforradás"-ra például szolgálhat valószínűleg a földtani közelmúltban kialakult hatalmas Ohetszki-Csukcs vulkanogén öv a Távolkeleti partvidék mentén, valamint néhány egyéb, a Csendes-óceán különböző vidékéről ismert, elsősorban vulkáni szerkezet.

Feltehetően, mindkét vizsgált folyamat egyenlő mértékben sajátossága az óceánok és szárazföldek összeilleszkedési területeinek. Ezek különböző irányú összekapcsolt folyamatok, melyeknek hatására hol a kontinentális szerkezetek szétroncsolódása és az óceánok által való bekebelezése, hol pedig a szárazföldeknek új morfostrukturális elemek hozzánövése során való növekedése megy végbe. Az első esetben ennek a jelenségnek a magyarázatára általában a „bazifikálódás" vagy „óceánosodás" elméletét alkalmazzák (a kontinentális kéreg lerombolódása és a mélységi folyamatok, valamint intenzív vertikális mozgások hatá-

sára végbemenő óceáni típusú kéreggé való átalakulása), a másodikban az óceáni geoszinklinális képződmények táblává való átalakulásának, valamint az óceáni kéreg szárazföldivé történő átrendeződésének elméletét. Emellett a mélytengeri árkok, szigetívek és mélytengeri süllyedékek rendszerét úgy tekintjük, mint geoszinklinális területet, amely fejlődése során fokozatosan a szárazföldtől az óceán felé migrál.

E jelenség meghatározott magyarázatát megtaláljuk a globális lemeztektonika elméletében is. Ennek megfelelően a litoszféra széthúzódása (szétmozdulása) az óceánok rift-zónáiban, az óceánok peremi részein végbemenő összenyomódással kompenzálódik, ott, ahol azokat mélyvízi süllyedékek szegélyezik és ahol a mélyfészkű földrengések (5—700 km) zónája található. Itt az újonnan képződött óceáni kéreg a szárazföld alá, egészen a köpenyig hatoló dőlt törések síkja mentén lesüllyed. Geofizikai módszerekkel nagy mélységben sikerült olyan, néhány 10 km vastagságú szinteket kimutatni, melyek a longitudinális szeizmikus hullámok vezetése szempontjából kis sebességűek. Valószínűleg ezek az óceánok alatt átalakult üledékes összletek, valamint bazaltok, melyek áthelyeződtek a peremek felé, majd a litoszféra lemezeknek a szárazföldek alá való betoldása következtében lesüllyedtek.

Az óceáni térségek szárazföldi kéregbe történő átmenetének különleges típusát figyelhetjük meg azokon a helyeken, ahol a mélytengeri süllyedékek nincsenek kifejlődve. A „betolódás" folyamata itt nem jelentkezik, mivel az óceáni és szárazföldi kéreg kontaktusa itt egy és ugyanazon litoszféra-lemez határain belül található. A viszonylag stabil fenéken itt egy olyan gigantikus kivésett morfológiai felszín, a kontinentális lábazat fejlődik, melyhez hasonló méretű analógiát sehol sem találunk a szárazföldeken. Szélessége eléri a több száz mérföldet is, körülölelve az összes óceán kontinentális lejtőjének az alapját. A lenyesett morfológiai felszín kialakulása a paleozoikum végétől — mezozoikum elejétől kezdve a kontinensek lába és az óceáni aljzat között bezárt szög kitöltése irányában haladt. Jelenleg az apró üledékrészecskékből álló szuszpenziós oldatokkal (turbiditek) áthalmozott törmelékkúpok az óceán irányában enyhén lejtő egységes hegylábi takarónak látszanak (amerikai szerzők szerint: Continental Rise).

A folytatódó üledékfelhalmozódás, mely a földfelszín terhelésének megfelelő megnövekedésével jár együtt, az óceáni aljzat peremének besüllyedéséhez vezetett. Ez a folyamat még a paleogénben kezdődött és jelenleg is tart az új felhalmozódás mértékétől függő tempóban.

Látható, hogy bármilyen magyarázatot is fogadunk el, az összes esetben a szárazföldek és óceánok érintkezésének határterületein végbemenő folyamatok elválaszthatatlanul összefonódnak egymással. Egységes egészet alkotnak; közös ok váltja ki őket, a litoszférának mélységi átrendeződése az óceánok és szárazföldek peremi zónáiban.

A szárazföldi lejtő, mélytengeri árkok, szigetívek és mélyvízi süllyedékek

rendszerével sajátos, magasabb rendű morfostrukturális kategória, geotektúra, amelyre bonyolult felépítés, általánosan felfokozott tektonikai aktivitás, intenzív vulkanizmus és szeizmicitás, gigantikus méretű lenyesett morfológiai felszínfejlődés és a morfológiai típusok óriási változatossága jellemző.

Az ilyen geotektúra határain belül végig követhető az óceáni morfostrukturális elemek kontinentálisba való fokozatos átmenetének összes láncszeme az óceáni táblák síkságaitól — mélyvízi süllyedékektől — szigetívektől kezdve egészen a vulkáni és gyűrt hegyláncokig (UGYINCEV, 1972; LEONTYEV, 1968. a, b; ZSIVAGO, 1965, 1967, 1971 és mások). Ezt a sorozatot ki kell egészíteni a szárazföldek átmeneti zónáinak óceánperemi részein található gyűrt hegységi övek jelenkori és ősi morfostruktúráinak tagjaival. Ez a zóna közös eredete alapján kapcsolódik az óceánok peremi területeihez és ezért az óceánok és szárazföldek fejlődésének általános tendenciáira enged következtetni.

Az átmeneti zóna ilyen széles körű értelmezése összhangban áll a geológusok és geofizikusok legújabb elképzeléseivel, akik nem szakítják el az óceánok peremi szerkezeteit a szárazföldek óceánperemi szerkezeteitől, hanem kölcsönösen összefüggő szerkezeti képződményeknek tekintik azokat. Például ilyennek tekintik a Csendes-óceáni tektonikai övet is, melybe beletartozik az óceáni aljzat és a környező szárazföldek ősi táblái között elhelyezkedő összes jelenkori töréses és gyűrt szerkezeti képződmény-komplexus.

Az átmeneti zóna széleskörű elkülönítésének meghatározott történeti-földtani (ősföldrajzi) jelentősége is van. Mindezt figyelembe véve, feltehetően jogunk van ezt az illeszkedési (átmeneti) morfostruktúrák sajátos zónájának nevezni. Az átmeneti zóna óceáni részének legfontosabb jellemzője az óceáni kéregnek kontinentálisba való átalakulása és mozaikszerű morfostruktúrák kialakulása, a szárazföld kiemelt óceánperemi területeinek pedig a kontinentális kéreg megnövekedése és az elsődleges, gyűrt-takaró típusú morfostruktúrájú hegyek képződése.

Az átmeneti zónának, mint a föld egyik magasabbrendű morfostrukturális (geotekturális) elemének (érintkezési morfostruktúra zónája) a szárazföldi és óceáni geotektúrákkal való együttes elkülönítése, valamint a geotektúrák történeti-földtani (ősföldrajzi) megközelítése lehetővé teszi, hogy a „fixisták" és „mobilisták" között folyó földtani vitába néhány új aspektust vigyünk. Véleményünk szerint ezeknek az aspektusoknak az annak idején a Föld fejlődésének geomorfológiai szakaszairól kifejtett elképzelésekre kell támaszkodniuk (GERASZIMOV és MESCSERJAKOV, 1964), valamint a földi szárazföldek felszínének jelenkori alakulása menetének három fő ciklusról szóló elképzelésre (GERASZIMOV, 1970.).

Ezek közül az elképzelések közül az első abból az állításból indult ki, hogy a jelenlegi földfelszín arculata (teljes sokrétűségével együtt) alapvetően csak a földtörténet legújabb, mezo-kainozóos szakaszában, a legutóbbi, mintegy 200 millió év során alakult ki. Természetesen ez nem zárja ki azt, hogy a jelenlegi

földfelszínen előfordulhatnak egyes idősebb felszíni forma elemek is (például az ún. protopeneplén darabjai; lásd KORZSUEV, 1973, 1974).

A földfelszín jelenlegi arculata fejlődéstörténetének három fő ciklusáról szóló elképzelés szerint a fejlődés legidősebb szakasza egy mezozóos (triász-jura-kréta korú) nazális kiegyenlített felszín, illetve globális peneplén kialakulásának makrociklusa. A szárazföldön ennek a szakasznak egy viszonylag stabil tektonikai környezetben kellett lejátszódnia és egy általános (globális) denudációs eredetű letarolt felszín kialakulásához kellett vezetnie az összes ősi kontinens felszínén. Az ily módon képződött bazális felszín (globális peneplén) szolgált aztán alapul a világ szárazföldjei jelenlegi felszínének kialakulásához. Ez a bazális felszín azonban a későbbiekben sokrétű tektonikai deformációnak és bonyolult denudációs átalakulásnak volt kitéve, aminek következtében a jelenkori földfelszínen már különböző helyzetet foglal el. Így például egyes területeken ez a felszín erősen kiemelt helyzetben, szárazföldi magasföldeket alkotva található; más helyeken, ellenkezőleg mélyen lesüllyedve, üledékes takaróval lefedve kontinentális táblák letartolt (vagy összetördelt) alaphegységet alkotva, ismét más helyeken — ívesen meghajlítva vagy különálló masszívumokra, blokkokra törtdelve, különböző nagyságú, magasságú és morfológiájú kontinentális síkságokat és fennsíkokat alkotva.

A szárazulatok mai arculata kialakulásának második ciklusa a világ sok területén képződő lépcsősen kiemelt letarolt felszín és kiterjedt táblás akkumulációs síkságok formájában fejeződött ki. Az ilyen típusú felszín képződése a denudációs és akkumulációs folyamatok szakaszos lefolyásáról tanúskodik az adott időszakban, melyek a földkéreg tektonikai aktivitásának megerősödésével vagy elgyengülésével magyarázhatók. Ez a morfociklus, amely még valószínűleg a paleogénben (vagy valamivel korábban) kezdődött, hosszú időn keresztül fejlődött. Emellett azonban a földkéreg tektonikai dinamizmusának foka a második makrociklus periódusa alatt fokozatosan növekedett és a neogén végére, negyedkor elejére elérte maximumát (neotektonikai szakasz).

A szárazföld felszínfejlődésének harmadik és egyben legutolsó szakasza a teraszfejlődés makrociklusa volt. Ez szoros kapcsolatban állt a kialakuló jégkorszak legfontosabb geológiai eseményeivel, például a kiterjedt szárazföldi jégtakarók kifejlődésével és a burok össznedvességtartalmának az idős jégtakarók képződése, illetve olvadása idején mobilizálása és demobilizálása által periodikusan kiváltott hatalmas tengervízszint ingadozásokkal. Ezeknek a folyamatoknak a hatására a második morfociklusban kialakult szárazföldi felszín bonyolultabbá vált. A szárazföldi jégtakaró kiterjedt területein moréna és fluvioglaciális formák jellegzetes komplexusával tarkított felszín keletkezett; az összes folyóvölgyben jól kifejezett akkumulációs terraszok sorozata alakult ki, a lapos síkságok széles szabad térségeiben pedig alluviális tavi, helyenként glaciális-tengeri felszínekbe átmenő síkságok jöttek létre.

A földtörténet geomorfológiai szakaszáról szóló korábban kifejtett elkép-

zelés és a mai szárazföld felszín fejlődésének három fő ciklusa összhangban van a Világóceán mai aljzata szerkezeti fő tulajdonságainak geológiai, geomorfológiai és geofizikai vizsgálatai alapján született lemeztektonika elméletével, és kölcsönösen kiegészítik és megerősítik egymást.

Mindenekelőtt összeesik azoknak a hatalmas földfejlődési szakaszoknak az időtartama, amelyek mindkét elmélet alapját képezik. Ez a mintegy 200 millió évet kitevő mezo-kainozoikum. Ebből következik, hogy egyidejűleg a szárazföldi geomorfológiai folyamatok azon láncolatával, amelyek a szárazföldek mai felszínalakulásának három ciklusán keresztül mentek végbe, alakultak ki egymás után a világ legfontosabb mai óceáni medencéi, vagyis az Atlanti-, Indiai- és a többi óceán abban a formájában ahogy ma előttünk van. Teljesen logikus, szoros kapcsolatba hozni legalább a szárazföldfelszínek földi jelenségeinek, medencék aljzatfejlődésének kezdeti és végső szakaszait. A földfelszíni (szárazföldi) globális peneplén egy többé-kevésbé egységes kontinentális szárazföld felszínén keletkezhetett és kellett hogy keletkezzen (és nem az egymástól nagy távolságra elkülönült egyes szárazföldeken), tehát akkor, amikor a kiterjedt óceáni medencék még nem léteztek. Másrészt, a világszerte elterjedt terraszos síkságos és folyó terasz-sorok képződése a földfejlődés geomorfológiai szakaszának legutolsó ciklusában csak akkor lehetséges, ha abban az időben egységes Világóceán létezett, melynek szintje egységesen ingadozott (mint a globális nedvességtartalom mobilizálásának és demobilizálásnak következménye a szárazföldi jégtakaró képződésekor, illetve olvadásakor).

A földfejlődés geomorfológiai szakaszának hosszantartó második ciklusa alatt, azaz a kréta és harmadkori időszak folyamán a paleomágneses adatokra támaszkodó lemeztektonika szerint az óceáni medencék folyamatos „szétnyílása" (azaz kitágulása) ment végbe horizontális riftek vagy az asztenoszféra felső részében a konvekciós áramlások hatására bekövetkező, a litoszféra-lemezek „szétúszása" (egymástól való eltávolodásuk) útján. Ezt a folyamatot óceánközépi „riftek" és különböző vízalatti vulkanogén óceánaljzati felszínformák kialakulása kísérte, melyeknek kora a szárazföldek irányába haladva általában nő. Ezen kívül, az óceáni medencék peremi zónáiban azaz azokban az illeszkedési zónákban, ahol az óceáni lemezek a kontinentális lemezekkel érintkeznek, fontos folyamatok különleges sorozata működött. Az illeszkedési zónákban végbemenő folyamatok nemcsak az óceáni aljzatot érintették (mélytengeri süllyedékek stb.), hanem a szárazföldek peremi részeit is. Az ilyen összekapcsolás legszebb példája az óceánok alatt képződött litoszféra lemezek „betolódása" a szárazföldek alá a ferde BENIOFF-zónák mentén.

Ugyanezalatt az idő alatt e kontinenseken a lépcsős kiemelkedések és táblás síkságok felszínalakulási folyamatai jelentkeztek a szárazföld táblás szektoraiban.

Feltételezzük, hogy az orogén-geoszinklinális zóna a szárazföldeken, mint például az alpi—kaukázusi—himalájai szintén illeszkedési („varrat") zóna, amely két (vagy több) hatalmas kontinentális lemez között helyzkedik el. Ezért

ezeket valószínűleg kontinensek közötti illeszkedési zónának lenne helyes nevezni, megkülönböztetésül a korábban említett átmeneti vagy kontinentális-óceáni zónáktól (Kelet-Ázsia, Csendes-óceán peremei).

Nem kívánjuk itt részletesebben vizsgálni azokat a geológiai—geofizikai folyamatokat, melyek jellemzőek voltak a kontinensek közötti illeszkedési zónákra azok kialakulása és fejlődése során. Lényegében ezeket a folyamatokat már régen tanulmányozták és tanulmányozzák a geofizikusok és geológusok és az orogén-geoszinklinális folyamatok általános értelmezésében egyesítik őket. Nincs mód itt a morfostrukturális elemek annyira bonyolult összességének (köztes masszívumok, gyűrthegységi szerkezetek, teknők, árkos süllyedékek stb.) vizsgálatára sem, melyek (tarka mozaik formájában) különösen jellemzőek ezekre a geotexturás képződményekre. Következésképpen csak aláhúzzuk, hogy a vizsgált zónára annyira jellemző orogén-geoszinklinális morfostruktúrák alapvető típusai mellett ide kell sorolni a fentebb említett „megfiatalodott" hegyeket vagy orogén táblás morfostruktúrákat, melyek általában az a fő orogén-geoszinklinális képződmények peremével csatlakoznak (például, Schwarzwald—Alpok, Tien-San—Pamir stb.) bár valószínűleg valamilyen általános (közös) folyamatok hatására jöttek létre (tektonikai összepréselődés és feltorlódás).

A Szovjetunió területén már régen konstatálták az egész nyugati (európai és nyugat-szibériai) valamint a keleti (kelet-szibériai és távolkeleti) szektorok földtani (következésképpen morfostrukturális) fejlődése során mutatkozó eltéréseket. A kifejtett nézetek alapján mintha ez most magyarázatot kapna. A morfostrukturális analízis szempontjából különösen nagy érdeklődésre számottartó keleti szektorban jól elkülönül az átmeneti illeszkedési zónának mind a tengerszint feletti óceánkörnyéki, mind a vízalatti óceánperemi része. Az ázsiai kontinens pereme itt, mint ismeretes, különböző földkéreg típusokon formálódó, rendkívül kontrasztos mozaik morfostruktúra rendszert alkotó peremtengeri szigetívek, mélyvízi süllyedékek és árkok girlandjaival van körülvéve. Különösen figyelemre méltók ebben a tekintetben a szigetívek, melyek az átmeneti típuson kialakuló létesítmények igen szemléletes példái. A szárazföldek magasságának és a tengerfenék mélységének amplitudói itt a 10—15 km-t is elérik, azaz itt található a Föld legkontrasztosabb felszíne. Ez az öv a kontinentális és óceáni felszínelemek kölcsönös keveredésének (behatolásának) területe.

Nem kevésbé érdekes itt a kontinens óceánperemi része, amelyen fiatal kainozóos szerkezetek és a Szovjetunió északkeleti mezozóos képződményeinek széles sávja helyezkedik el.

Ily módon a Csendes-óceán északnyugati szektorán belül világosan végig követhető az óceáni típusú kéregnek szárazföldi kéregbe való fokozatos evolúciós átalakulásának egész ciklusa (morfostrukturálisan kifejezve). Az eseményeknek ilyen egymásutánját a következő morfostruktúrák képviselik: óceáni táblák hegységei és síkságai (óceán típusú kéreggel), szigetívek, mélyvízi süllyedékek és árkok (átmeneti típusú kéreggel), fiatal és megfiatalodott gyűrt-taka-

rós, gyűrt-rögös és vulkáni óceánperemi hegységek és partmenti síkságok, táblák különböző korú szerkezeteken (kontinentális típusú kéreggel).

Jelen cikk egyik szerzője (I. P. GERASZIMOV, 1974) a Kanadai Cordillerákról kialakult személyes benyomása alapján úgy véli, hogy a Cordillerák mai morfostruktúrái olyan morfogenezis eredménye, amely jellemző az átmeneti kontinentális-óceáni illeszkedési zónára valamint tipikus a kontinensek közötti zónára is. Úgy véljük, hogy a nagymennyiségű új információs anyag geomorfológiai szempontok szerinti átfogó elemzése széles és eredményes perspektívákat nyit a globális lemeztektonika új elméletének továbbfejlesztése előtt.

Az új elmélet kifejtett geomorfológiai és ősföldrajzi aspektusai csökkentik, sőt meg is szüntetik az elmélet megvitatása során a „fixisták" és „mobilisták" között felmerült éles ellentéteket. Ezeknek az aspektusoknak megfelelően bebizonyosodott a „mobilizmus" helytállósága az óceáni aljzat morfostruktúráinak kialakulási és fejlődési folyamatainak és a viszonylagos „fixizmus" helytállósága a kontinensek morfostruktúráinak vizsgálatánál. A két elv ilyen formájú felhasználása esetén nemcsak hogy nem állnak ellentétben egymással, hanem ellenkezőleg, kölcsönösen kiegészítik, alátámasztják egymást.

Azonban mindez csak a Föld geológiai fejlődésének legutolsó, vagy új, „geomorfológiainak" nevezett szakaszára érvényes. Ez csak a mezo-kainozóos időszakot foglalja magába, amely a Föld általános geológiai fejlődéstörténetének mindössze csak egyhuszad részét (5 %) teszi ki. Sajnos, a geomorfológia egyelőre nem tud újat adni a földfejlődés összes idősebb szakaszainak tisztázásához. Ez mind bármely, mezozóosnál idősebb geomorfológiai elemeknek (például protopenepléni, SZ. SZ. KORZSUEV 1969, 1973) földfelszín arculatában való ilyen csekély számú konzerválódásával, mind pedig az ősföldrajz elégtelen fejlettségi fokával magyarázható. Elképzelhető azonban, hogy a jövőben ez a helyzet megváltozik.

A globális lemeztektonika elméletének fentebb kifejtett ősföldrajzi aspektusa nem bizonyítja a Föld állandó és egyirányú tágulását az óceán-medencék szétnyílásának folyamatával. Az ilyen elképzelés egyoldalú lenne. Mint ahogy az elmondottakból kitűnt, az óceánok középső (rift) zónáiban végbemenő „szétnyílási" folyamattal (azaz az óceán medencék területének megnövekedésével) szemben áll az új elmélet szerint az óceáni (valamint a szárazföldi is) kéreg „beszívódása" és elnyelődése a peremi átmeneti illeszkedési zónákban (vagyis az óceán-medencék területének csökkenése). Fontos (esetleg meghatározó) szerepet játszanak a földfelszín egy bizonyos állandó területének megóvásában a gyűrődéses és rátoldásos elmozdulások az összes illeszkedési zónában (az átmeneti zónák geoszinklinális-orogén, orogén-táblás, és gyűrt kontinentális részei), amelyek a földfelszín területének általános csökkenéséhez vezettek.

Ezeknek az elképzeléseknek az ellenőrzésére és az általános mérleg elkészítéséhez el kell végezni a megfelelő számításokat. Ez a feladat azonban már meghaladja jelen cikkünk határait.

IRODALOM

Бархатов Б. П.: Проблемы тектоники на XXIV Международном геологическом конгрессе. Вестн. Ленинградск. ун-та, 1973, № 12.

Белоусов В. В.: Земная кора и верхняя мантия океанов. М., «Наука», 1968.

Белоусов В. В.: Об одной гипотезе развития океанов. Бюл. МОИП, отд. геол., 1970, т. 45, вып. 4.

Белоусов В. В.: Тектоносфера Земли: идеи и действительность. Вестн: АН СССР, 1972, № 7.

Белоусов В. В.: О причинах эндогенных процессов. Вестн. Московск. ун-та, серия IV. Геология, 1973, № 2.

Белоусов В. В., Валяшко М. Г., Высоцкий И. В. и *др.*: К итогам XXIV сессии Международного геологического конгресса (Монреаль, август 1972 г.). Вестн. Московск. ун-та, серия IV. Геология, 1973, № 2.

Буллард Э.: Происхождение океанов. В кн.: Океан. М., «Мир», 1971.

Геологическое строение Северо-Западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М., «Недра», 1966.

Герасимов И. П.: Опыт геоморфологической интерпретации общей схемы геологического строения СССР. Проблемы физ., геогр. СССР, вып. 12, М.—Л., Изд-во АН СССР, 1946.

Герасимов И. П.: Структурные черты рельефа земной поверхности на территории СССР и их происхождение. М., Изд-во АН-СССР, 1959.

Герасимов И. П.: Структурный анализ рельефа и его содержание. Мат. Всес. совещ. по геоморф. и неотект. Сибири и Дальнего Востока, т. 1, Новосибирск, «Наука», 1967.

Герасимов И. П.: Три главных цикла в истории геоморфологического этапа в развитии Земли. Геоморфология, 1970, № 1.

Герасимов И. П., Мещеряков Ю. А.: Геоморфологический этап в развитии Земли. Изв. АН СССР, Сер. географ., 1964, № 6.

Грачев А., Ф., Карасик А. М.: Разрастание океанического дна и тектогенез Сев. Ледов. океана. Сб.: Геотектонические предпосылки к поискам полезных ископаемых на шельфе Северного Ледовитого океана. Н.-и. ин-т геологии Артики. Л., 1974.

Живаго А., В.: Геоморфология и тектоника дна Южного океана (с приложением цветных карт). Сб. Результаты МГГ. Океанологические исследования, 1965, № 13.

Живаго А. В.: Морфоструктура дна океанов и морей. Рельеф Земли (Морфоструктура и морфоскульптура). М., «Наука», 1967.

Живаго А. В.: Проблемы геоморфологии Южного океана. Ин-т геогр. АН СССР, М., 1971.

Ильин А. В.: Геоморфология дна Атлантического океана. Автореф. докт. дис., М., 1971.

Канаев В. Ф.: Рельеф дна Индийского океана. Автореф. докт. дис. М., 1972.

Кириллова И. В., Петрушевский Б. А.: Поперечная тектоническая зональность складчатых поясов и дрейф континентов. Бюл. МОИП, отд. геол., 1972, т. 47, вып. 1.

Коржуев С. С.: Происхождение и возраст рельефа Восточной Сибири и некоторые общие вопросы геоморфологии. Автореф. докт. дис., М., 1969.

Коржуев С. С.: Морфоструктура кристаллических щитов и проблема древних пенепленов. Изв. АН СССР. Серия геологич., 1973, № 2.

Коржуев С. С.: Морфотектоника и рельеф земной поверхности. М., «Наука», 1974.

Кропоткин П. Н.: Проблема дрейфа материков (мобилизма). Физика Земли, 1969, № 3.

Кропоткин П. Н.: Динамика горизонтальных движений земной коры. Вестн. АН СССР, 1972, № 7.

Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А.: Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. Тр. ГИН, вып. 134. М., «Наука», 1965.

Кулон Жан.: Разрастание океанического дна и дрейф материков. Л., «Недра», 1973.

Леонтьев О. К.: Геоморфологические типы переходных зон. Вестн. МГУ. Серия географ. 1968а, № 2.

Леонтьев О. К.: Дно океана. М., «Мысль», 1968б.

Менард Г. У.: Геология дна Тихого океана. М., «Мир», 1966.

Мещеряков Ю. А.: Морфоструктурный анализ равнинных стран. М., 1964.

Петрущевский Б. А.: К проблемам геологии Гималаев. Бюл. МОИП, отд. геол., 1973, т. 48, вып. 1.

Пущаровский Ю. М.: Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М., «Наука», 1972.

Рельеф Земли. (Морфоструктура и морфоскульптура). М., «Наука», 1967.

Сорохтин О. Г.: Зависимость топографии срединно-океанических хребтов от скорости раздвижения литосферных плит. ДАН СССР, 1973, т. 208, № 6.

Тектоничексая карта Тихоокеанского сегмента Земли. М. 1 : 10 000 000. М., ГУТК СМ СССР, 1970.

Удинцев Г. Б.: Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М., «Наука», 1972.

Физико-географический атлас. Мира. М., 1964.

Хаин В. Е.: Общая геотектоника. М., «Недра», 1964.

Хаин В. Е.: Происходит ли научная революция в геологии? Природа, 1970, № 1.

Хаин В. Е.: О новой глобальной тектонике. Вестн. АН СССР, 1972а, № 7.

Хаин В. Е.: О современном положении в теоретической геотектонике и вытекающих из него задачах. Геотектоника, 1972б, № 4.

Хейзен Б., Тарп М., Юинг М.: Дно Атлантического океана. М., 1962.

Шейнманн Ю. М.: Новая глобальная тектоника и действительность. Статья 1-я. Бюл. МОИП, отд. геол. Новая серия I, XXVII, 1973, т. XXVIII, вып. 5; статья 2-я — там же, 1974, т. XXIX, вып. 1.

Эрлих Э. Н.: Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца, Сибирское отд. АН СССР, Новосибирск, «Наука», 1973.

Bowen R. The new global tectonics. Sci Progr., 59, № 235, 1971.

Heirtzler J. R., Dickson G. O., Herron E., M. et al. Marine magnetic anomalies, geomagnetic field reversals and motion of the ocean floor and continents. J. Geophys. Res., 1968, vol. 73, № 6.

Herron E. M.: Sea-Floor Spreading and the Cenozoic History of the East-Central Pacific. Geol. Soc., Amer. Bull., 1972, vol. 83, № 6.

Isaaks B., Oliver J., Sykes L. R. Seismology and the new global tectonics. J. Geophys. Res., 1968, vol. 73, № 18.

Le Pichon X.: Sea-floor spreading and continental drift. J. Geophys. Res., 1968, vol. 73, № 12.

Morgan W. S.: Rises, trenches, faults and crustal blocks. J. Geophus. Res., 1968, vol. 73, № 12.

A KÁRPÁT—BALKÁN TÉRSÉG GEOMORFOLÓGIAI TÉRKÉPÉRŐL*

PÉCSI MÁRTON
AKADÉMIKUS

Együttműködés és tapasztalatcsere a geomorfológiai térképezésben a szovjet és a szocialista országok szakembereivel

1. A társadalom tevékenységének túlnyomó része a földfelszíni domborzathoz kötődik, s korunkban ez a tevékenység olyan méreteket öltött, hogy szükségessé vált a domborzat állagának, formáinak, a rajta végbemenő dinamikus változások minőségi és mennyiségi tendenciáinak geomorfológiai felmérése és ezek részletes térképi ábrázolása.

A földtani, talajtani adottságok regionális térképi feldolgozása már évszázados hagyománnyal, tapasztalattal rendelkezik. A speciális geomorfológiai térképek (mint pl. a terasz-, karszt-, tönkfelszín-, glaciális-geomorfológiai, szerkezeti-morfológiai térképek) készítése is több évtizedes múltra tekint vissza, összhangban a geomorfológia egyes ágazatainak kifejlődésével.

A komplex geomorfológiai térképezés koncepciója, módszere és technikája azonban a legutóbbi két évtizedben alakult ki, és indult gyors fejlődésnek. Ezt elősegítette a geomorfológiai kutatásban fellépő új irányzat, amely a domborzatnak nem csupán speciális formáiról, hanem annak teljes állagáról, fejlődéséről tár fel integrált információkat. A gyakorlat oldaláról jelentkező társadalmi igény (területi tervezés, újabban környezetvédelem érdekében álló intézkedések, stb.) elsődlegesen ösztönözte ez irányzat kialakulását.

2. A domborzat komplex kutatását és térképezését előtérbe helyező irányzatkimunkálásában alapvető szerepet vállaltak a szovjet geomorfológusok. Geraszimov I. P. (1946); Markov K. K. (1948); már a negyvenes években lefektették a felszínfejlődés történeti alapon álló komplex geomorfológiai térképezésének alapjait. Spiridinov A. I., 1952-ben először kiadott kézikönyve (Geomorfológiai térképezés, 1952; átdolgozva: 1972), mintegy két évtizede jelentős befolyást gyakorolt a nemzetközi geomorfológiai térképezési módszerek megválasztására. A részletes geomorfológiai térképek első komplex és globális szemléletű jelkulcsát is a szovjet geomorfológusok munkaközössége publikálta (Bashenina, N. V.—Leontyev, O. K.—Szmirnov, J. G.—Viszkrebenceva, V. Sz.—Zaruckaja, I. P. 1960), ugyanúgy mint a kontinensek és óceánok áttekintő geomorfológiai térképeit (Fizicseszkij-Geografi-

* Az MTA Föld- és Bányászati Tudományok Osztályának, a magyar—szovjet tudományos és műszaki együttműködés 25. évfordulója alkalmából rendezett ünnepi ülésén tartott előadás.

MTA X. Osztályának Közleményei 8/1—2. 1975

cseszkij Atlasz Mira, 1964; Morszkoj Atlasz, 1953). Ezek, és a Szovjetunió egészéről, külön több köztársaságáról publikált áttekintő geomorfológiai térképeknek koncepciója és módszere jelentős szakmai tapasztalatot nyújtott a szocialista országokban az általános geomorfológiai térképezéshez.

Magyarország komplex geomorfológiai térképezése elvi-módszertani kimunkálását a vezetésem mellett alakult munkaközösség az ötvenes évek végén kezdette meg, alapul véve az említett szovjet és a lengyel tapasztalatokat (KLIMASZEWSKI M., 1968). A hazai domborzati adottságokat figyelembe véve módszerünket az 1960-as években fejlesztettük ki, melynek kapcsán 1 : 100 000 és 1 : 200 000 léptékben feltérképeztük az egész országot. Az áttekintő térképek alapján megszerkesztettük és publikáltuk 1 : 1 000 000 (1967) és 1 : 500 000 léptékben Magyarország geomorfológiai térképét (1973).[1]

3. *A Nemzetközi Földrajzi Unió* keretében 1962 óta külön bizottság — Alkalmazott Geomorfológiai Bizottság 1968-ig, majd azóta a *Geomorfológiai Szolgálat és Térképezési Bizottság*[2] — főfeladatként foglalkozik a nemzetközi geomorfológiai térképezés egységesítésével, széles körben való alkalmazásával, és az európai kontinens 1 : 2 500 000 geomorfológiai térképének elkészítésével. E célkitűzést az UNESCO is magáévá tette és támogatja. A Nemzetközi Földrajzi Unió Bizottságában a geomorfológiai térképezés elvi-módszertani alapjainak kidolgozásában a Szovjetunió, és az európai szocialista országok (Csehszlovákia, Lengyelország, Magyarország, Német Demokratikus Köztársaság), továbbá Franciaország geomorfológusai vezető szerepet vállaltak, mivel a komplex geomorfológiai kutatások ezekben az országokban a legelőrehaladottabbak.[3]

A szovjet geomorfológusok, együttműködve a geológusokkal, már elkészítették a Szovjetunió tönkfelszíneinek áttekintő geomorfológiai térképét 1 : 2 500 000 méretarányban (főszerkesztők: GERASZIMOV I. P.—SZIDORENKO A. V., 1972), továbbá Európa negyedkori térképét 1 : 1 500 000 méretarányban (főszerkesztő: KRASNOV I. I., 1971), és Ukrajna, Moldávia és más köztársaságok áttekintő geomorfológiai térképeit. A bolgár, magyar, német, csehszlovák, lengyel és román kutatók pedig országuk egymilliós méretarányú geomorfológiai térképeit dolgozták ki. Ezeknek a geomorfológiai térképeknek az elvi-módszertani feldolgozásában, a sok rokonvonás ellenére is, lényeges koncepcionális és ábrázolásbeli különbségek állanak fenn. A különbségek oka egyrészt az ábrázolt domborzat heterogén sajátosságaiból adódnak, másrészt a feldolgozások különböző időkben, eltérő módszerekkel kerültek publikálásra. Ezért az említett országok eddig publikált geomorfológiai térképeit ma még nem lehet egyszerűen szerkesztéssel Európa áttekintő geomorfológiai térképéhez alapul venni, ill. alkalmazni.

[1] Szerkesztette: PÉCSI M. — Munkatársak: ÁDÁM L., BORSY Z., BUCZKÓ E., GAZDAG L., GÓCZÁN L., HAHN GY., KAISER M., LÁNG S., LEÉL-ŐSSY S., LOVÁSZ GY., MAROSI S., PINCZÉS Z., RÁTÓTI B., RÉTVÁRI L., SOMOGYI S., SZÉKELY A., SZILÁDI J. és SZILÁRD J.

[2] A Bizottság elnöke 1968-ig KLIMASZEWSKI, M. krakkói egyetemi tanár volt, 1968-tól DEMEK, J. a CsTA Földrajzi Intézetének igazgatója.

[3] Lásd: Report of the Working Team for the Geomorphological Map of Europe on 1 : 500 000, IGU Commission on Applied Geomorphology Subc. on Geomorphological Mapping. 1968. Brno p. 53. E kiadványban jelent meg: PÉCSI, M.: Proposal Concerning the Symbols to be Used on the 1 : 500 000 Scala Geomorphological Map of Europe pp. 7—11.

A Kárpát-Balkán térség áttekintő geomorfológiai térképezése

A *Kárpát-Balkán Geomorfológiai Komisszió* (1968-ban) munkabizottságot alakított, hogy a geomorfológiai és geológiai fejlődéstörténeti szempontból sok rokonvonást viselő terület geomorfológiai feldolgozását és térképét koordinálva készíttesse el. A Kárpát-Balkán Geomorfológiai Komisszió térképezési munkabizottsága részére elkészítettem az itt bemutatásra kerülő Kárpát-Balkán hegységrendszer 1 : 1 000 000 léptékű komplex geomorfológiai térképét és annak tartalmi koncepcióját. A munka során felhasználtam az eddig publikált áttekintő térképeket és kutatás-eredményeket. Kiegészítő terepbejárásokat végeztem, és konzultáltam a szomszédos országok legilletékesebb kutatóival.[4] A közvetett irodalmi és személyes terepi tapasztalatokat, továbbá a tudományos eredmények elvi és a didaktikai gyakorlat igényeit mérlegelve alakítottam ki a Kárpát-Balkán terület geomorfológiai térképtervezetének koncepcióját. E koncepció kialakításában figyelembe kellett venni a terület domborzatának különböző és nagyon eltérő szintű megkutatottságát, az eddig elért eredményeket, a hagyományos kategóriák és az új globális tektonika elve, nevezéktana alkalmazásának, területi korrelálásának szükségességét.

A Kárpát-Balkán hegységrendszer geomorfológiájáról a térkép különböző típusú információkat nyújt, amelyeket a jelkulcstáblázat foglal egységes rendszerbe.

1. *A domborzat típusai* (l. táblázat)

a) a térkép a hegységrendszer relieftípusait szerkezeti-morfológiai (morfotektonikai) egységei és fejlődéstörténeti, továbbá alaktani jellege szerint mutatja be;

b) a domborzatot felépítő, ill. beborító kőzetek litológiai típusaival együtt;

2. *Orográfiai és genetikus formák*

c) a domborzat orográfiai típusait (magashegység, középhegység, dombság, letarolt síkság, ill. akkumulációs síkság) főkategóriák szerint;

d) a fontosabb egyedi formákat genezisük szerint ábrázolja (vulkáni, tektonikus formák, tönkfelszínek, felszíni tömegmozgások, teraszok, eróziós, glaciális völgyek, karsztos formák stb);

e) bemutatja az egyes formák, ill. típusos formafelszínek kialakulásának korát, továbbá a főbb hegységképződések idejét.

E többrétű információ az alkalmazott kartográfiai módszerrel, a jelzéskombinációk összeolvasásával integrálódik.

[4] Galabov, J. és Vapzarov, I. (Bulgária); Demek, J. és Mazur, E. (Csehszlovákia); Starkel, L. és Gilewska, S. (Lengyelország); Fink, J. és Fritz, J. (Ausztria); Kugler, H. (N D K.); Louis, H. (N Sz K.); Roglić, J. és Bognár, A. (Jugoszlávia); Székely A. és Wein Gy. (Magyarország).

A Kárpát-Balkán terület és környéke domborzati típusai szerkezeti-morfológiai formái

A domborzatformáló endogén és exogén erők egymásra hatása tendenciáját, domináns jellegét figyelembe véve térképünkön a morfostrukturalis típusokat három csoportba osztályoztuk:

A. *Pusztuló-tektonikus domborzat*, mely területünkön többnyire neotektonikus kiemelő mozgások hatására fiatal eróziós-denudációs formákkal tagolódott fel.

B. *Akkumulációs domborzat*, fiatal *süllyedékekben* feltöltéssel képződött ún. tökéletes síksági formákkal.

C. *Denudációs-akkumulációs domborzat*, főként a harmad-negyedidőszaki süllyedékek területén.

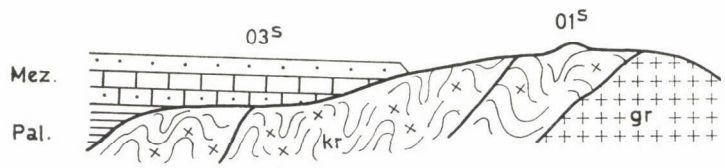
E három domborzattípus mindegyikén belül a hegységszerkezeti, a geomorfológiai és a litológiai jellegek kombinációja alapján állítottuk fel további osztályozásunkat.

A. PUSZTULÓ-TEKTONIKUS DOMBORZAT[5]

Az őspajzs és táblavidéke

— A Kárpát-Balkán hegységrendszer területén kívül esik, de térképünk még magában foglalja kontinensünk egyik legősibb részét, az Ukrán pajzsot (01[5])[6] mely az őskor végére tönkfelületté pusztult le, és mint a kontinentális lemezrész állandóan lepusztulási terület. A többszöri tönkösödés hatására az erősen metamorfizált és a mélységi magmás kőzetek kerültek a felszínre. Geomorfológiai tekintetben ez az ősmasszívum alacsony, hullámos, gyenge relief-energiájú idős tönkfelszín, tönkös síkság (1. ábra).

— Az Ukrán pajzs a kárpáti előmélyedésig folytatódik, vastag epikontinentális üledéktakaróval fedett tönkös ősmasszívumként (1. ábra). A Podólia—



1. ábra. Pajzsvidék ősi peneplénje (01[S]); táblás síkság pajzsi talapzaton (03[S]); pl. Ukrajnai-pajzs és a Podoliai-tábla. gr-gránit; kr-ősi kristályos kőzetek; Mez., Pal.-mezozóos és paleozóos epikontinentális üledékes kőzetek

[5] Az „A" csoport részletes tárgyalásával, a többinek felsorolásával ismertetjük módszerünket. Részletes tájékoztatást a térkép „Magyarázó"-ja ad.

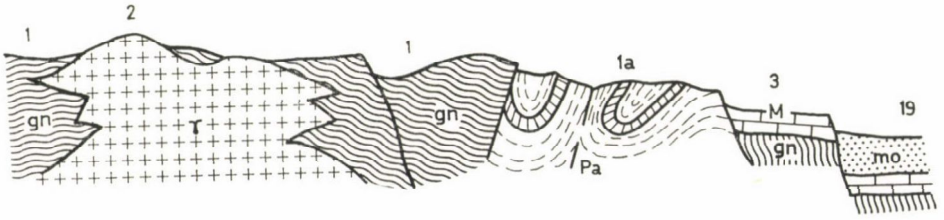
[6] A zárójelbe foglalt számok a színes térképmellékleteken, a táblázatban és az ábrákon a domborzattípusok jelölései.

Moldva—Beszarábia—Dobrudzsai-tábla geogenetikai fejlődése során időszakonként sekély tengerrel borított kontinentális self felszín, ill. ismételten szárazulati „stabilis" tábla volt (03^s). Geomorfológiai szempontból az őspajzs és annak táblavidéke nemcsak fejlődéstörténetileg különülnek el egymástól, hanem a reájuk települt szkulpturális és strukturális formacsoportokkal is. (Réteglépcsők, karsztos formák, csuszamlások stb.) MARKOV K. K., 1948, 1952; GERASZIMOV I. P., 1946 és általában a szovjet szakirodalomban e két nagyszerkezeti egységet, az ősmasszívumot és a stabil táblákat összefoglalóan platformnak nevezik. Újabban a globális tektonika elve alapján rideg kontinentális lemeznek tekintik.

A paleo-orogének rögvidékének domborzati típusai

— A paleo-orogén területének *idős masszívumai* uralkodóan tönkrögvidékek, melyek hosszan tartó komplex kratonizációs folyamatokkal töréses-gyűrt szerkezeten (1) (Cseh-Érchegység) és ősi plutonokon (Krkonoš, Weinberger Wald) alakultak ki (2). *A plutonok töréses tönkrögei* (2) részben belesimulnak a töréses-gyűrt röghegységek masszívumaiba, részben különálló sasbérceket (Brnoi-horszt), ill. horsztsorokat formálnak (Szudéták).

A tönkrögvidékek töréses, gyűrt szerkezetein a domborzati formák lejtői és kisformái a kristályos kőzetek metamorfizáltsági fokától függően sajátos-jelleget öltenek. Ezért külön kategóriát adtunk az erősen metamorfizált kőzetekből álló (1) és a gyengén metamorfizált, palás kőzetekből (1a) felépült rögöknek (pl. Bajorerdő, Waldviertel, ill. Frankenwald, Szentkereszthegység), (2. ábra).



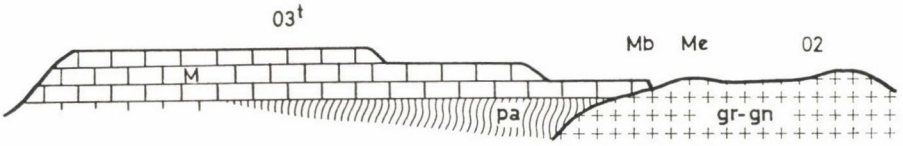
2. ábra. Tönkös hegységek, plutonizálódott (2) töréses-gyűrt szerkezetű (1, 1a) idős masszívumokon. Pl. 1. Waldviertel, Bayerisches Wald; 1a. Brdy, Frankenwald, Gory Swietokrzykie; 2. Krokonoš, Weinberger Wald; 3. Wyzyna Krakowsko-Czestochowska; 19. Kárpát előteri süllyedék; gn-gneisz; γ-gránit; Pa-gyengén kristályosodott paleozóos kőzetek, agyagpalák; M-mezozóos mészkő, homokkő vagy karbon, perm üledékes kőzetek; mo-molasz

Ezek a masszívumok többszöri kiemelkedés és ismételt tönkösödési folyamat nyomait viselik. Több reliefgenerációt hordoznak felszínükön. A felső kréta időszak előtti hosszantartó és nagyméretű mezozóos tönkösödésnek csak kisebb foltokban maradt nyoma a mai domborzaton. Ezek a többnyire exhumált tönkök a Cseh-medence felső kréta táblájának peremén bukkannak a felszínre (3. ábra, Me). A főként paleogén, ill. neogén tönkfelszín maradványok a

kiemelt középhegységeken és dombságokon jellegzetesek. A neotektonikusan erősen megemelt rögök, foltszerűen magashegységi glaciális-periglaciális formákat is hordoznak.

— *A táblás vidékek.*

Szerkezeti jellegük szerint a kratonizálódott paleo-orogének (ősi szutur zónák) peremén kialakult selfek, melyekre meszes-márgás rétegek rakódtak. Neotektonikus deformálódásuk mértéke nyomán három altípusra tagolhatók:



3. ábra. Táblás síkság és réteglépcsős vidék (03^t), pl. Cseh- tábla. gr-gn-gránit-gneisz; pa-gyengén kristályosodott kőzetek, agyagpalák; M-mezozóos mészkő, márga, homokkő; Mb-eltemetett mezozóos tönkfelszín; Me-exhumált mezozóos tönkfelszín; 02-tönkös gránit dombság harmadkori lepusztulás maradvány-felszíneivel

— *táblás rögvidék, táblás röghegység*, melyek morfogenetikailag gyakran tönkös sasbércek, orográfiailag sasbérces dombságok vagy fennsíkok (3) pl. az Elbai-homokkőhegység;

— gyengén erodált *táblás síkság, táblás fennsík* (03^t), pl. az Elba-tábla a Cseh-medencében, az Opolei-tábla Sziléziában, a Moesiai-tábla Romániában és Észak- Bulgáriában;

— alacsonyfekvésű *táblás, réteglépcsős vidékek* (03^t), pl. Oberpfaltz Ny-i része (3. ábra).

A táblás felszínekre helyenként olyan negyedkori akkumulációs formaegyüttes települt, amely a domborzat jelenlegi formáját és fejlődésének dinamikáját számottevően megváltoztatta. Lengyelországban — San, a Visztula és Odera között — morénák, fluvioglaciális üledékekből és löszökből felépített dombságok nagykiterjedésű táblás felszíneket fednek el. A táblás síkságokra szuperponáltan települő akkumulációs formákat kombinált kategóriákként tüntettük fel (pl. $18/03^t$, $21/03^t$, $21/03^3$ stb.).

Más esetekben a táblás felszínekre települt laza harmad negyedkori üledékeken — pl. Moldvában-Besszarábiában — olyan jellegzetes eróziós-deráziós dombsági domborzat alakult ki, amelyet geomorfológiailag már csak tágabb értelemben jelölhetünk táblás szerkezeti formáknak ($19_a/03^t$ kategória).

Az alpi hegységszerkezetek domborzati típusai

Az alpi-orogén szerkezeti-geomorfológiai típusokra való beosztása nehéz feladat, mivel a terület tektogenetikája nem minden részében tisztázott, ill. nem egyértelműen értelmezett. A Bevezetőben említett szempontoknak meg-

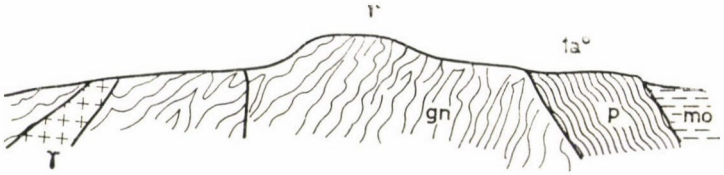
felelően, és a konkrét regionális kutatáseredmények mérlegelése alapján az alpi övezetet két nagyobb morfogenetikai kategória-csoportra bontottuk:

— az alpi tektogén övben remobilizált idős masszívumokra és,

— az alpi tektogén fiatal szerkezetein kialakult különböző geomorfológiai formatípusokra.

A remobilizált masszívumok domborzati típusai

Ezek egységei részben mint *idős „autochton" masszívum-maradványok, részben áttolódást szenvedett allochton típusok;* geomorfológiai helyzetük, eltérő felszínfejlődésük és litológiai felépítésük alapján kerültek különböző kategóriákba:



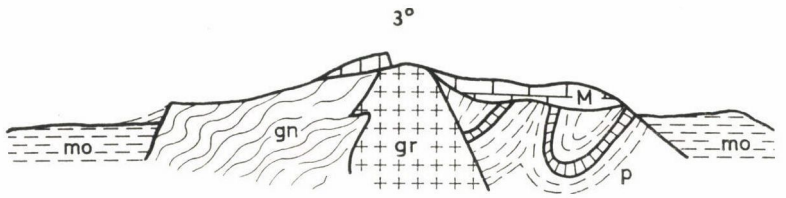
4. ábra. Tönkröghegység, gyűrt-töréses szerkezetű, remobilizált autochton ősi maaszívumon (1°, 1a°) Pl. Gleinalm, Koralm, Trák-Macedoniai-masszívum, Bihari-masszívum. γ-gránit; gn-gneisz; p-ókori gyengén kristályosodott kőzetek, palák; mo-molasz

— a varisztidák, ill. az ennél idősebb *töréses-gyűrt szerkezetű „autochton" masszívum maradványokból uralkodóan tönkös röghegységek* formálódtak (1°). A mezozóos tönkmaradványok a paleogén és a neogén folyamán továbbpusztulással átformálódtak ill. egyes masszívumok eltemetődtek, esetenkint részben exhumálódtak (Bihari-masszívum, Szerb-makedon masszívum). Máshol rajtuk a jelenkorig több, fiatalabb reliefgeneráció is kiformálódott (4. ábra).

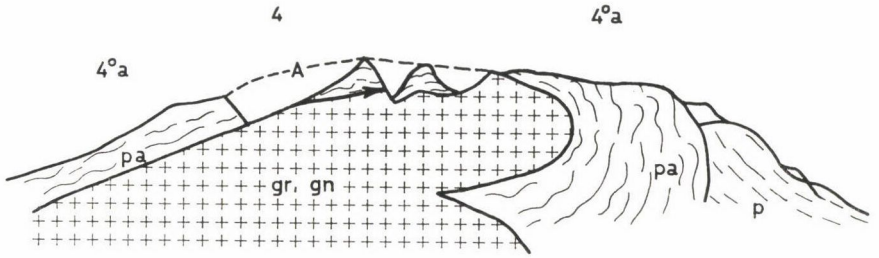
Rila-Rodope masszívum miután erős, neotektonikus kiemelkedést szenvedett és harmadidőszaki tönkmaradványok mellett, magashegységi glaciális és periglaciális formákat is hordoz.

— Külön kategóriába soroltuk az *idős masszívumok izolált rögmaradványait* (3°), melyek a gyűrt-töréses jelleg mellett pikkelyes szerkezetet is nyertek, és geomorfológiai fejlődésük során többszörösen elfedett, ill. exhumált, tönkös sasbércekké váltak (ilyenek a tatridák; pl. Inovec, és a kroatidák, pl. Fruska Gora, Psunj, Medvednica) (5. ábra).

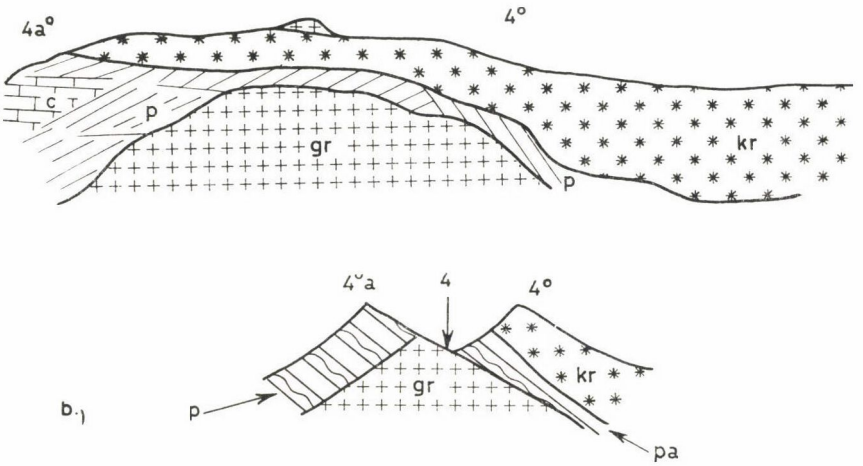
— a paleo-orogének az alpi övezetben gyakran mélytöréses, *takaróáttolódásos* szerkezetű hegységeket képeznek (4°), geomorfológiai típusok szerint lehetnek *tönkös röghegységek* (Gurktali-alpok, Retyezát) ill. a gerinceken glaciális formákat viselő magashegységek, melyeket tönkös lépcsők övez nek (pl. Szebeni-, Fogarasi-havasok).



5. ábra. Régi masszívumok izolált sasbércei (3°), exhumált vagy eltemetett mezozóos tönkösödött felszínekkel és fiatalabb hegységperemi lepusztulás-felszínekkel. Pl. — Inovec, Tribeč, Fruska Gora. gn-gneisz, gr-gránit; M-mezozóos kőzetek; p-palák; mo-molasz



6. ábra. Gerinces magashegység, ill. tönkös háthegység, policiklikus komplex tektogén szerkezeteken. Az orogén tengelyének idős palaburka a központi kristályos maggal (gn, gr) igen erősen meggyűrődött, takaróredőt képezett. A kristályos mag a neotektonikus kiemelkedés után tektonikus ablakként (paraautochton) alpi gerinces magashegységgé formálódott (4) (Hohe Tauern). gr, gn-gránit-gneisz; pa-idősebb pala burok; p-fiatalabb palaburok; A-tektonikai ablak (GWINNER M. P. nyomán)



7. ábra. Remobilizált masszívumok. Mélytöréses, áttolódásos takaró hegységei (4°, 4°a). *a)* tönkös röghegységi típus (Gurktáli Alpok, Fogarasi-hav.). *b)* gerinces röghegységi típus (Karni Alpok). gr-gránit-gneisz mag; kr-idős kristályos kőzetek; pa-idősebb palák; p-fiatal palaburok, grauwacke; c-karbon, perm, mezozóos kőzetek

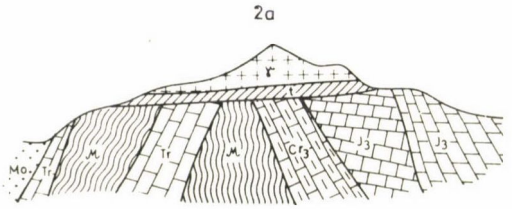
— az alpi tektogén tengelyében — eugeoszinklinális — erősen remobilizálódott és helyenként alpi metamorfózist is szenvedett (pennin ablak és pelagon tömb) és neotektonikus mozgásokkal erősen kiemelt szerkezeteket „*centrális policiklikus, komplex tektogén vonulatok*" (4) néven kategorizáltuk, melyek geomorfológiailag részben jelenkori gleccsereket, glaciális formákat is viselő gerinces magashegységek (Hohe Tauern), (Šar-planina), (6. ábra).

Az itt felsorolt kategóriákon belül az erősen metamorfizálódott (4, 4°), ill. a gyengén metamorfizálódott palás kőzetekből felépített altípusokat (4a, 4°a) is megkülönböztettünk (6., 7. ábrák).

Az alpi övezet plutonjai

— A prealpi *autochton gránittömbökön sasbérces tönkrögök* ill. *sasbérces magashegységek* (2') formálódtak (Kis-Kárpátok, Alacsony-Tátra, Magas-tátra stb.);

— az előbbivel szemben megkülönböztetettük az *allochton gránit szirteket* (2a), pl. Botev-csúcs a Stara Planinában (8. ábra).



8. ábra. Allochton gránit szirt (2a) (Botev csúcs). γ-gránit; t-harmadkori rétegek másodkor végi tönkfelszínen; M-metamorf kőzetek; Tr-triász rétegek; Cr_3 szenon rétegek; J_3-titon mészkő; Mo-molassz

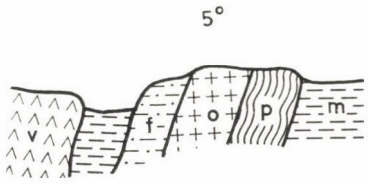
— megjelöltük továbbá az alpi orogén felső kréta utáni betolódások (fiatalabb szubdukció) hatására képződött *bánáti típusú plutonjait* (2γ), melyek szintén sasbérces (tönkös) rögöket képeztek (Pohorje-hegység, Vlegyásza, Vitosa).

Az alpi tektogén fiatal szerkezeti formatípusai

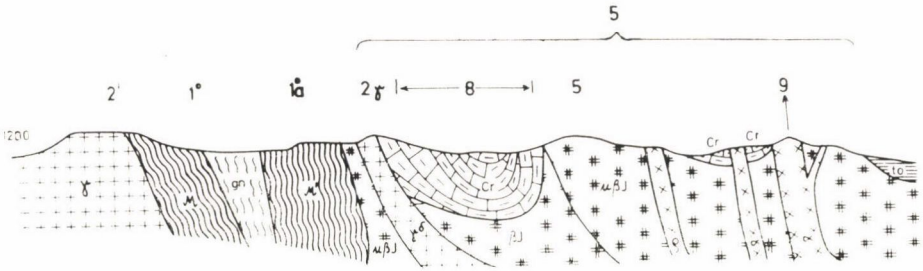
A hegységek egymástól eltérő geomorfológiai jellegét, formatársulásait is a litogén adottságok (mészkő, dolomit, ofiolit, flis, vulkánikus kőzetek) és a neotektonikus mozgások mértékétől függő szerkezeti típusokat (pl. gyűrt és áttolódásos takarós szerkezet, stb.) nemcsak a litológiai különbségek miatt tagoltuk több geomorfológiai formatípusba, hanem a betolódásos vonulatoknak az alpi övezeten belül elfoglalt helyzete alapján is. Egyes vonulatok geomorfológiai fejlődésmenetét ugyanis formameghatározó mértékben befolyásolta a hegységrendszerben elfoglalt „közbülső", „belső" v. „külső" helyzete.

Szerkezeti-morfológiai formák az alpi orogén tengelyében.

— *Az alpi orogén tengelyében* mélytengeri árok tágulása és ismételt szubdukációs záródása során ofiolitos kőzetekből[7] *töréses, gyűrt, részben takarós szerkezetek képződtek, melyek neotektonikus kiemelkedés során tünkösödött tömeges hegységekké, tönkös fennsíkokká formálódtak* (10. ábra, 5). Ez legnagyobb



9. ábra. Tönkös sasbérces rögvonulat, gyűrt-pikkelyes szerkezeten (pl. Vardár-vonulat). v-vulkáni szerkezet; f-flis; o-ofiolit; p-paleozóos palák; m-molasz



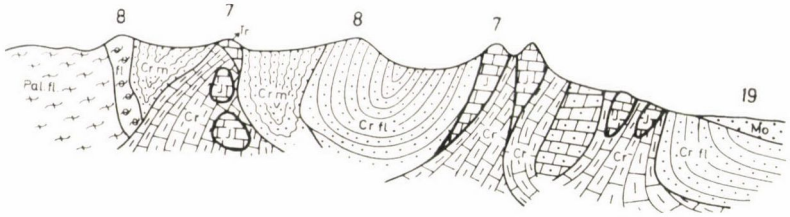
10. ábra. Ofiolitos gyűrt, tönkös, tömeges hegység (5) (intruzív, eruptív és mélytengeri üledékes kőzetek komplexumán), γ-idős gránit; M-erősen metamorfizált kristályos palák; gn-gneisz; M'-gyengén metamorfizált kőzetek; uβJ-jura időszaki ultrabázisos kőzetek (ofiolitok); γδ-grandiorit, (2γ)-fiatal intruzív gránit; Cr-kréta flis és márga; α-fiatal vulkáni kőzet; 9 = vulkáni hegy; tó-miocén üledékek, gn = gneisz
(Harta Geologică România 18. TURDA nyomán)

kiterjedésben és legtipusosabban a Dinaridák tengelyében jelenik meg, ahol magas, tönkös fennsíkok a periglaciális övezetbe emelkedve a pleisztocén eljegesedés nyomait is magukon viselik.

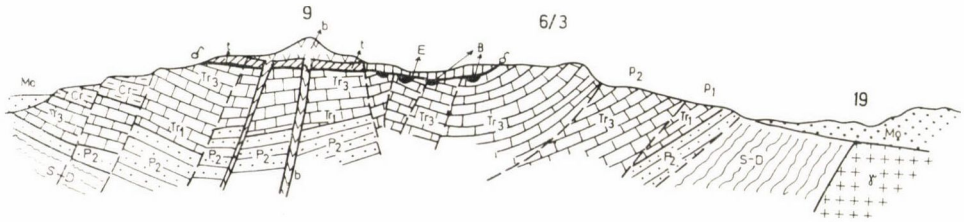
— *Belső helyzetű vonulat a Vardar öv* mélytöréses, *gyűrtpikkelyes szerkezetén* palakomplexumok, ofiolit és flis mozaikjából lepusztulással tovább formált *árkos-sasbérces tönkös rögvidék* (9. ábra). Az alpi hegységképződés e zónában a legidősebb, már a jurában megkezdődött (5°). A lemeztektonika értelmében a Vardar övezet kétoldalúan szimmetrikus mélyszerkezeti betolódásos ív a Makedon-Rodope és a Pelagon masszívumok között. Hasonló szerkezet a *Maros öv* is a Bihari „autochton" és a Danubiai „autochton" között.

— Az alpi-kárpáti keskeny *mészkőszirtöv* (11. ábra) egyoldalú betolódási öv, mely ugyancsak mélytöréses szerkezeti vonal (lineamens). Jelenleg a belső v. központi kárpáti övet választja el a külső-kárpáti flis övtől (8).

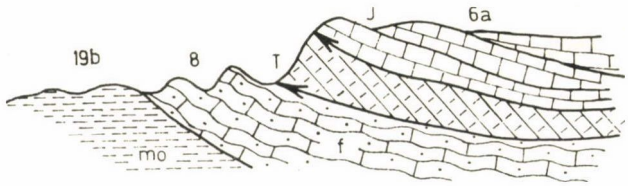
[7] Initiális, tengeralatti, bázikus intruzív és eruptív magmás kőzetek és mélytengeri üledékek komplexuma.



11. ábra. Letarolt gyűrt flis hegységtípus (8). Szirtövi hegytípus (7). Tr-Triász; J-Jura; Cr-Kréta; Cr fl-kréta flis; Crm-Kréta márga; fl-flis; Pal. fl-Paleogén flis; Mo-molasz; (általánosított szelvény ANDRUSOV D. nyomán)



12. ábra. Tönkös sasbércek, gyűrt-töréses szerkezeteken; 6/3-tönkösödött árkos-sasbércek; 19-eróziós-deráziós dombság; 9-bazalt vulkáni hegy; δ-felső krétakori tönkös felszín; γ-variszkuszi gránit; S-D-szilur-devon fillit; P_2-permi vörös homokkő; Tr_1-alsó triász márga; Tr_3-felső triász mészkő és dolomit; Cr_2-kréta mészkő; B-felső kréta bauxit; E-eocén mészkő; t-harmadkori terresztrikum; b-pliocén bazalttakró; Mó-pannóniai homok, agyag (molasz); p_1-p_2-pliocén, pannoniai abráziós felszín és hegylábfelszín
(A Bakony általánosított szelvénye PÉCSI M. 1970, és WEIN GY. 1969, nyomán)



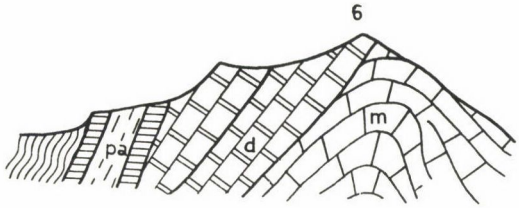
13. ábra. Karsztos felföld, gyűrt takarós, áttolódásos takarós szerkezeten (pl. Északi-Mészkő-Alpok). 19b-dombság gyűrt molaszon; mo-molasz; f-flis; T-triász mészkő; J-jura mészkő

— Uralkodóan mészkő és dolomitból felépült töréses-gyűrt belső övi szerkezeteken formálódtak azok a *sasbércvonulatok* (6/3), mint pl. a Dunántúli-középhegység és a Szávai-rögök, melyek időrendben krétavégi- pleogén tönkösödést is elszenvedtek, de a harmadidőszakban ismételten eltemetődtek, majd kiemelkedtek, ill. egyes rögeik exhumálódtak is (12. ábra).

Az alpi orogén külső övezetének hegységszerkezeti formatípusai

— *gyűrttakarós és takarórátolódásos gerinces láncheggység, magashegységi karszttal* és mélyen bevágott karsztos völgyekkel (6a)', pl. Északi-Alpok.

— *Takaró áttolódásos, gyűrt, tönkösödött karszt planinák* (6a), melyeket



14. ábra. Gerinces lánchegység fiatal (töréses) gyűrt szerkezeten (pl. Lienzi-dolomitok). m-triász mészkő; d-triász dolomit; pa-paleozóos kőzetek

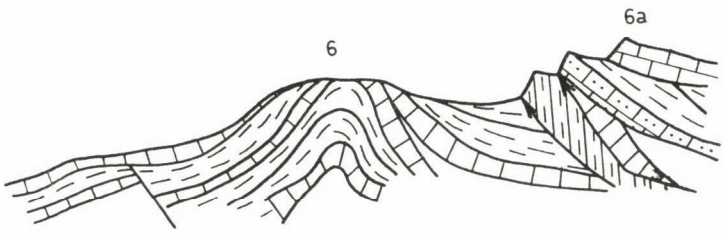
„kopár karsztos", ill. „zöld karsztos" fennsíkok jellemeznek (Északi-Alpok, külső Dinaridák (13. ábra).

— *Gyűrt, takaróbetolódásos flisen kialakult gerinces háthegységek* (11. ábra 8).

Az utóbbi formatípus uralkodóan középhegységi jellegű lekerekített hátakkal, sűrű völgyhálózattal. Lepusztulásuk során az ellenállóbb kőzetek mentén strukturális kueszta-gerincek és lépcsők formálódtak.

— *Dolomit gerinces lánchegységek* képződtek töréses, gyűrt szerkezeteken is (6) pl. Lienzi-dolomitokban (14. ábra).

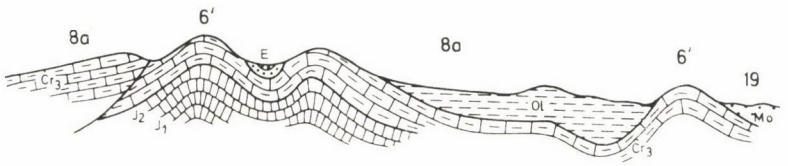
— Hasonló szerkezeteken *tönkös karsztfennsíkok* (6) alakultak ki a Dél-Alpokban, Központi-Dinári-karsztban (15. ábra). Ezek a tengermentén helyenként karsztos peremsíkságokká pusztultak le (06').



15. ábra. Karsztos fennsík, karsztos felföld erősen gyűrt (6) és feltolódásos, pikkelyes (6a) szerkezeteken (Dinári típus)

Egyszerű gyűrt, izoklinális hegységtípus

— *Szimmetrikus antiklinális háthegység vonulatok.* Albániában mészkő (6') és flis kőzeteken (8') egyaránt előfordulnak (16. ábra).

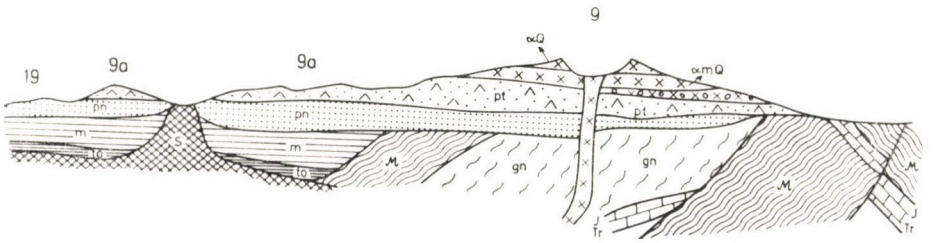


16. ábra. Egyszerű gyűrt mészkőhegy (6') és monoklinális flis fennsík (8a). J_1, J_2-jura mészkő; Cr_3-felső kréta mészkő; E-eocén flis; Ol-oligocén flis

— *A monoklinális flis előhegység* gyengén tagolt, *alacsony fennsíkokat* (8/a) *formál* (Elő-Balkán formatípus), ill. idősebb röghegyek hegylábi előterét képezi (pl. Kozar-hegységben és Zrinska-Gora-ban, Szerbiában).

Fiatal vulkáni szerkezetek domborzati formái

Az alpi övezetben a mélyreható törések ill. betolódásos zónák mentén, a Belső-Kárpátok szubszekvens vulkáni övében, geomorfológiailag erősen romosodott, részben *peremi tönkösödést szenvedett sztratovulkánok* (Börzsöny, Mátra, Hargita, Kelemen-havasok) (17. ábra) fordulnak elő (9). A tufás üledékekből (9a) helyenként nagyobb kiterjedésű lankás dombságok és hegylábi felszínek formálódtak (pl. Ipoly és Garam köze, Bükkalja). Az alárendeltebb szerepet



17. ábra. Hargita-típusú fiatal postpannoniai vulkáni hegység (9, 9a). αQ-negyedkori andezit vulkán rom; αmQ-negyedkori amfibol andezit; pt-pannoniai üledék és vulkáni tufa; pn-pannoniai üledékek (homok, agyag); m-miocén (szarmata) rétegek; to-miocén rétegek; s-só tektonikus dóm; M-őskori metamorf kőzetek; J-jura; Tr-triász; gn-gneisz
(Harta Geologica României 20, ODORHEI nyomán)

játszó finális vulkáni képződményekből kisebb lávatakarós tanuhegyek (Badacsony, Szentgyörgyhegy) maradtak vissza.

A finális vulkánosság építményei uralkodóan az alpi övezeten kívül, az idős masszívumokon (Cseh-Érchegység, Szudéták stb.) mélytörések mentén találhatók meg bazaltos lávatakarók és vulkáni romhegyek formájában.

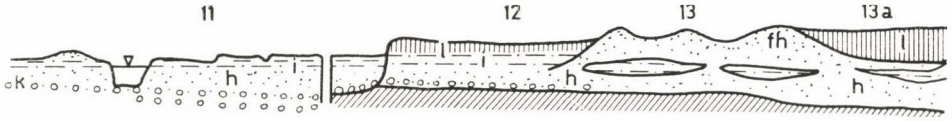
B. NAGYOBB SÜLLYEDÉSES MEDENCÉK AKKUMULÁCIÓS DOMBORZATA

A Kárpát-Balkán hegységrendszerhez, a fentebb tárgyalt pusztuló-tektonikus domborzattípusok mellett, több fiatal, belső süllyedékes medence csatlakozik (Bécsi-medence, Kisalföld, Alföld, Trák-medence stb.). Ugyancsak számottevőek az ún. hegységelőteri süllyedékek (az É-Alpok előterében, a Külső-Kárpátok előterében fekvő süllyedékek).

Ezeken a fiatal süllyedékes szerkezeteken kialakult tökéletes síkságí formatípusokat — a jelenlegi felszínt létrehozó — exogén folyamatok, ill. folyamattársulások szerint kategorizáljuk:

— *ártéri síkságok*, hordalékkúpsíkságok, völgytalpak általában (11), egy kategóriába kerültek. Ezek a jelenlegi folyóvizek magasabb és alacsonyabb ártéri szintjeit foglalják magukba (18. ábra).

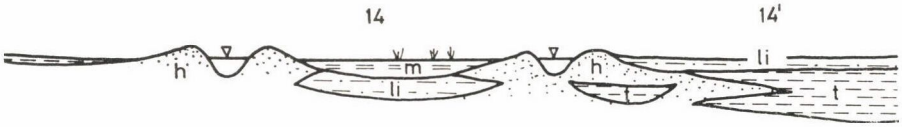
— külön formatípusként jelöltük az ártérnél valamivel magasabban fekvő *folyóvízi teraszos síkságokat* (12);



18. ábra. Hordalékkúp síkság. 11-ártéri síkság; 12-teraszos síkság; 13-futóhomok buckákkal fedett folyóvízi síkság; 13a-lösszel fedett hordalékkúpsíkság. k-kavics; h-homok; i-iszap; l-lösz, lösszerű üledék; fh-futóhomok

— *fluvio-eolikus síkság* kategóriájába soroltuk azokat a hordalékkúp felszíneket (18. ábra), amelyeken számottevő futóhomok — *futóhomokos síkság* (13) —, ill. vékonyabb löszlepel telepszik — *löszfedte hordalékkúpsíkság* (13a);

— *folyóvízi-mocsári síkság* (14) *folyóvízi-tavi síkság* (14') és *tengeri-tavi síkság, deltavidék* (19. ábra).



19. ábra. Folyóvízi-tavi síkság (14'), folyóvízi-mocsári síkság (14). h-folyóvízi homok; li-alluviális löszíszap; m-mocsári agyag, tőzeg; t-tavi üledékek

— *fluvioglaciális síkság* (15), a pleisztocén végmorénák közvetlen előterében kialakult akkumulációs síkság;

— *fiatal morénavidék* (16) az utolsó glaciális alatt gleccser által akkumulált formatársulások együttese.

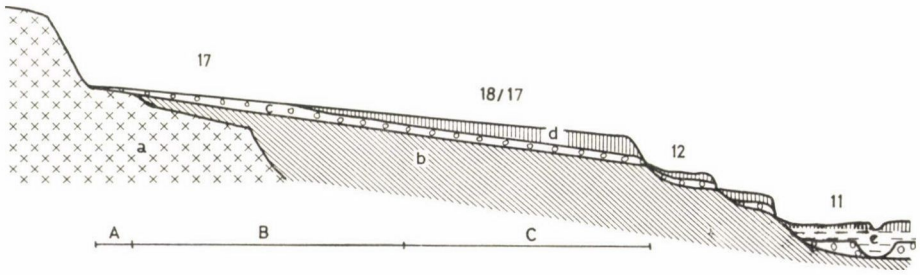
C. DENUDÁCIÓS-AKKUMULÁCIÓS DOMBORZAT

Harmad-negyedidőszaki előhegységi süllyedékekben, hegységközi kisebb árkos medencékben, általában hegységelőteri laza üledékeken „dombsággá" feltagolt felszíneket, szintén morfogenezisük szerint kategorizáljuk. Az osztályozásnál esetenként a sajátos litológiai felépítést is figyelembe vettük:

— felszabadalt kavicshordalékkúp és hegylábfelszín (17). E kategóriában ábrázoltuk az idősebb és magasabb fekvésű felvölgyelt hordalékkúpok mellett a laza üledékeken és részben kemény kőzeten kiformált egykori (felsőpliocén és alsópleisztocén) hegylábfelszíneket (20. ábra), amelyeket a folyók a negyedidőszak folyamán többé-kevésbé lapos völgyközi hátakra tagoltak fel;

— *eróziós-deráziós völgyekkel dombsággá tagolt löszfedte felszínek, löszplatók* (18). Több esetben vastagabb löszköpeny fedi be a hegylábfelszíneket (jelölésük: 18/17).

— *a harmadkori laza üledékekben kialakult eróziós-deráziós dombságok* (19) esetében megkülönböztettük a monoklinálisan települt üledékekben (19a), a gyűrt molaszon (19b) és a felboltozódott szerkezeteken (19c) kialakult dombsági típusokat, ugyancsak gyakori, hogy vékonyabb-vastagabb lösztakaró fedi be ezeket a dombsági típusokat is (jelölésük: 18/19);



20. ábra. Hegylábfelszín (17). A-pediment; B-hegylábi hordalékkúp (glacis); C-lösszel fedett hegylábi hordalékkúp (18/17); 12-teraszos völgyi sík, 11-ártéri sík; a-kemény kőzet; b-pliocén üledék; c-hordalékkúp kavics; d-lejtőlösz; e-völgytalpi feltöltés

— tektonikus szerkezeti vonalak, ill. árkok mentén dombsággá tagolt nagyobb *hegységközi völgyek, ill. völgymedencék* (20). Eróziós, eróziós-glaciális és tömegmozgásos folyamatok formálták ki főként a pliocén és a pleisztocén folyamán;

— tektonikusan preformált *denudációs-akkumulációs medencék*, völgymedencék (20a). E kategóriába soroltuk a mészkővidékek tektonikus-denudációs, karsztos eróziós medencéit és poljéit, továbbá a kőzetminőségi és szerkezeti okok miatt szelektív eróziós-denudációs folyamatokkal kiformált medencéket (pl. a Cseh-Budajovicei-medence, Treboni-medence stb.);

— *dombsággá tagolt fluvioglaciális felszínek* (21). Lengyelországban vékonyabb-vastagabb lösszel fedetten is előfordulnak (18/21), ill. táblás vidékeket takarnak be ($21/03^t$);

— *idősebb morénavidék* (22). Az eredetileg akkumulált glaciális kisformák időközben jelentős mértékben ellankásodtak, több helyen még löszköpeny is beborítja a moréna felszínt (18/22), máshol idősebb morénák táblás felszíneket ($22/03^t$) és dombvidékeket (22/19) fednek be.

A felszíni formák dinamikája és kora

A fentebbi relieftípus-kategóriák nevezéktanilag is kifejezik a felszíni formák kialakulásának általános (pl. tönkösödött, töréses, régi röghegység; táblás fedőhegységgel részben vagy egészben takart masszívumok stb.),

illetve speciális irányzatát (pl. folyóvízi-, fluvióglaciális, v. moréna síkság süllyedékes neogén medencében stb.).

Ezen túlmenően az endogén és főleg az exogén kisformákról — genetikájuk szerint (1—100 jel) — kifejezésre juttattuk pl. a magashegységek glaciális átformálódását, a középhegységek fluviális teraszos és karsztos kifejlődését, ill. a dombsági, hegységi lejtőkön a tömegmozgásos és deráziós felszínalakulást.

Alapelvszerűen informál a térkép a felszín harmad-, de főként negyedidőszaki dinamikájáról, a skulpturális formákat létrehozó különböző exogén folyamatokról és azok koráról. Ezt az elvet szolgálják a több helyen ismétlődő típusfelszínek korára megadott betűjelzések is.

A hegységekben pl. a másodkori vagy annál idősebb kőzeteken kialakult formák a legtöbb esetben jóval fiatalabbak: harmad-, ill. negyedidőszakiak. Különös figyelmet fordítottunk az elfedett (Mb), vagy éppen exhumált idősebb (másodkori) (Me) felszín-maradványok felkutatására és ábrázolására.

A negyedidőszak alatt is süllyedő medencék síkságain, medenceperemi hordalékkúpjain az akkumulációs formák kora egybeeshet az üledékfelhalmozódás korával. Ahol hosszabb, ill. több periódus alatt képződött az akkumulációs felszín — pl. völgytalpak, hordalékkúpok —, ott a formaképződés időtartamára kortani képletet alkalmazunk (pl. O_3+H jelzés azt fejezi ki, hogy a pleisztocén végi völgytalpat holocén üledék fedi be).

Ellenkező esetben, ha a felszín több időszakon át pusztuló szubsztrátumon alakult ki, akkor ezt jelekkel is kifejeztük (a $P_3—Q_1$ jelzés értelmezi pl. valamely hegylábi felszín kiformálódásának időtartamát). A felszíni formák korára utaló betűjelzések mellett egyes formák jelei, mint pl. a teraszok (I—IX. terasz), végmorénák, hordalékkúpok jelei is kronológiai értékűek, melyek számottevő infrmációt nyújtanak az épülő, ill. pusztuló formacsoportok fejlődési tendenciájának kiértékelésében.

A Kárpát-Balkán terület szerkezeti-morfológiai formatípusainak kategóriái és a lemeztektonika

Az új globális v. lemeztektonika, az, amely ma összegezi és magasabb szinten magába foglalja évszázadunk csaknem valamennyi tektonikus elméletét a hegységek vagy geoszinklinálisok keletkezéséről, továbbá kontinensek, óceáni medencék, ill. kontinens-közi, óceánfenéki, óceáni és óceánközi szerkezetek mozgásáról és elhelyezkedéséről is. De a lemeztektonikai koncepciót az utóbbi években nemcsak planteáris méretű szerkezetek, hanem kisebb-nagyobb régiók hegységszerkezetének kialakulása általános értelmezésére is alkalmazták. Így pl. az Európa és Afrika között elhelyezkedő mediterráneum geogenetikáját McKenzie D. P. (1970—72), az alpi hegységrendszert Dewey J. F. et al. (1973), a Kárpát-Pannóniai-Dinarid hegységrendszert pedig már jó néhány

tanulmányban megkísérelték az új szemlélettel értelmezni (SZÁDECZKY-KARDOSS E., 1971, 1972, 1974; STEGENA L., 1972; ROMÁN C., 1971; BLEAHU M.—BOCCALETTI M. et al., 1973; RADULESCU D. P.—SANDULESCU M., 1973).

Az Alpok, Kárpátok, Balkán-hegység és Dinaridák kréta időszak utáni fiatal kialakulását a lemeztektonikai magyarázat is a korábbi geoszinklinális szemlélethez hsonlóan, az afrikai lemeznek az eurázsiai lemezhez való közeledésével értelmezi. Az új elmélet szerint a haránttörésekkel elmozduló lemezek mentén mikrokontinensek töredeztek le és ezek között akkréciós tengeri hátságok, és lokálisan kisebb szubdikciós zónák alakultak ki. Az utóbbiak időben és térben váltakozóan fejlődtek ki és formálták a fiatal hegységrendszerek egyes nagyobb egységeinek szerkezetét és csapását. Így a Balkán-Dinarid rendszerben DEWEY és BIRD (1970) pl. 4 szubdukciós zónát (betolódásos lemezszegélyt) mutatott ki. SZÁDECZKY-KARDOSS E. (1971, 1973, 1974) a Kárpátokban és a közbezárt Pannon-medencén belül 4, ún. konvergáló betolódási alövezetet különböztet meg. Ezek között szerinte a Kárpáti szirt-öv „szubdukciós melange" alkotja a legfeltűnőbb morfogenetikai, domborzati felépítményt, félkörívesen követi a kárpáti hegységkoszorút. A kárpáti hegységív ugyanis az óramutató járásával ellenkező irányban rotáló Moesiai-tábla, a Pannóniai mikrokontinens,[8] továbbá az Ukrán-pajzs és Podóliai—Moldvai táblavidék, ill. a részben táblával fedett cseh—lengyel kaledón-herciniai masszívum előterében szenvedett kitéréses gyűrődést (északias irányú vergenciával). A Dinaridák pedig horizontálisan is jelentős mértékű eltolódásos gyűrődést is szenvedtek.

A lemeztektonika nem csak új geogenetikai szemléletet hanem jó néhány alapvetően új nevezéktant (szubdukciós zóna, óceánfenéki akkréciós hátság, kontinentális, ill. óceáni lemez, kontinens-óceáni lemez, mikrokontinens), továbbá új értelmezésű tektonikus egységeket is (szubdukció menti hegységívek, szubdukció előteri vulkánikus hegységsorok, ívközi-medence) alkalmaz. Az új nevezéktan jelenleg valóban „globális" méretű formákat jelöl és ma még nem rendelkezik olyan részletes hegységszerkezettani osztályozással, amellyel pl. a Kárpát-Balkáni-Dinarid hegységrendszer valamennyi lokális, ill. regionális morfogenetikai egységét (morfostruktúráját) a geomorfológiai térképezéshez egyértelműen alkalmazhattuk volna.

Az új globális tektonika elve alapján legújabban I. P. GERASZIMOV (1975)[9] megkísérelte a Föld planetáris méretű szerkezeti egységeit 16 alapvető geotekturális elemre csoportosítani. Ez a geomorfológiai szempontokat szem előtt

[8] Korábban PRINZ GY. nyomán mint köztes tömeg, Tisia néven szerepelt az irodalomban hosszú időn át.

[9] 1. Kraton az Ukrán-pajzs; 2. Mobilton — Ural; 3. Blokogén — a Timán; 4. Platogén — Orosz-síkság; 5. Planogén — Szibériai-síkság; 6. Self; 7. Paleoorogén — Sikhote (mezozóos gyűrt hegység). 8. Orogén — Alpok, Kaukázus; 9. Epirogén — Tien-San; 10. Neo-orogén — az Aleuták, Japán; 11. Paleorift — a Bajkal-rift; 12. Rift — az Atlanti-hátság; 13. Neorift — a Kelet-Afrikai-árok; 14. Epirift — a Rajnai-árok; 15. Thalasszokraton — Pacifikus Óceán Ny-i része; 16. Thalasszogén — az Atlanti óceán. I. P. GERASZIMOV szerint a geotekturák kialakulásuk során ill. azt követően a külső erők hatására ún. *morfostruktúrákká* alakultak.

tartó osztályozás globális, planetáris léptéke miatt ugyancsak nem lehetett eléggé részletes, és egyértelműen nem is használható a Kárpát-Balkán orogén öv geomorfológiai egységeinek, ill. morfostruktúráinak osztályozására.

Bár az új globális tektonika elvét — eddigi eredményeit, definiált nevezéktani kategóriáit — már figyelembe vettük, mégis a tradicionális geoszinklinális elmélet számos nevezéktani kategóriáját alkalmaznunk kellett, mivel a lemeztektonika nevezéktana még hiányos a részletek kifejezésére és jellemzésére.

Ez azt jelenti, hogy a lemeztektonika alapján a klasszikus értelemben vett takarós hegységek a gyűrt-takarós morfostruktúrák, fiatalabb „szirtöves" szubdukciós övezetek, vagy idősebb, kétoldalú betolódásos övezetek mentén alakultak ki (pl. Maros-öv, Vardar-öv). Ez utóbbiak geomorfológiailag többnyire árkos sasbérces domborzatot formálnak. A betolódási övek előterét a betolódási övtől távolodóan mind idősebbé váló vulkáni hegysorok övezik.

A fiatal orogének eugeoszinklinálisai mentén a mélytengeri árkok záródtak, majd az inaktívvá vált szubdukciós övek mentén neotektonikus mozgások hatására több km-t kiemelkedve erősen lepusztultak és eközben váltak geomorfológiai értelemben különböző típusú hegységekké (takarós-gyűrt, töréses-gyűrt, gyűrt-pikkelyes hegységekké), amelyek tönkösödtek majd esetenként árkos sasbérces vonulatokká alakultak.

A lemeztektonika koncepciója új reambulációs megfigyelésekre serkenti a geomorfológusokat, hogy a domborzat nagyobb morfostrukturális formáit a lemeztektonika tükrében is értelmezzék. A Kárpát-Balkán régió geomorfológiai térképezése során ui. azt tapasztaltuk, hogy a valóságban több hegységtípus fordul elő, mint amennyit akár a tradicionális tektonikai terminusok akár a meglevő geomorfológiai kategóriák szerint ma megnevezni tudunk. Ezért halaszthatatlan feladat, hogy a sokféle geomorfológiai domborzati típus — morfustruktúrák — szabatos terminusokat kapjanak. Ezeket azonban csak analitikus és összehasonlító helyszíni morfogenetikai megfigyelés alapján lehet kimunkálni.

A Kárpát-Balkán hegységrendszerről e rövid összefoglalás keretében bemutatott és csupán tömör alapelvekkel jellemzett áttekintő 1:1 000 000-s léptékű geomorfológiai térkép egyes részleteiben még további korrelálásra kerül a *Kárpát-Balkán Geomorfológiai Bizottság* keretében. Funkcióját tekintve azonban már ebben a formájában is az egyéb földtudományi — tektonikai, földtani, talajföldrajzi stb. — térképekhez hasonlóan az adott terület tudományos elemzéseinek eredményeit regionális geomorfológiai szintézisbe foglalja össze, melyet a társtudományok, a gyakorlat és a közművelődés hasznosíthatnak saját feladataikban.

IRODALOM

Atlas geologic, ed. Institutul Geologic, tab. 1. (Harta geologica 1: 1 000 000) Bucuresti, 1966.

BADEA, L.: Subcarpaţii dintre Cerna Oltetului si Gilort — Studiu de geomorfologie. Bucuresti, 1967.

BERNSTEIN, K. H.—BLÖHER, H. J.—BOLGUAN, H. et al: Erläuterung zur Geologischen Übersichtskarte der Bezirke Dresden, Karl-Marx-Stadt und Leipzig 1 : 400 000. Ed.: VEB Geologische Forschung und Erkundung, Halle, Freiberg, 1972.

BLEAHU, M.—BOCCALETTI, M.—MANETI, P.—PELTZ, S: The Neogene Carpathian Arc: A Continental Arc Displaying the Features of an „Island Arc". J. Geophys. Res., **78,** 2025—5042, 1973.

BRAUSE, H.—DOUFFET, H.—EISMANN, L. et al.: Geologische Übersichtskarte — Bezirke Dresden, Karl-Marx-Stadt. Leipzig, 1 : 400 000. Ed.: Zentrales Geologisches Institut, Berlin, 1972.

BULLA, B.—PÉCSI, M Die geomorphologische Übersichtskarte Ungarns (1 : 200 000). Geographical Studies. Ed.; Institute of Geography of the Polish Academy of Sciences, (Problems of Geographical Mapping), Warszawa nr. **46,** 33—37, 1963.

Carte géologique de l'Alb nie 1 : 200 000. Ed.: Ministère d'industrie et mines. Institut de recherches industri lles et minières, 3 tab., editio 1. Tirane, 1967.

COTEŢ, P. et al.: Harte geomorfologica 1 : 1.500 000. Monografia geografica a Republicii Populare Romîne. Ed.: Academia Republicii Populare Romîne et Academia de stiinte a U. S. S. R., vol. **I,** additamenta, tab. XI; s. l. Bucuresti, 1960.

COTEŢ, P.: Geomorfologia Romaniei. Bucuresti, 1973.

CUBRILOVIĆ, P.: Tolmac inženjersko-geoloske karte SFR Jugoslavije u merilu 1 : 500 000. Ed.: Zavod za geolska i geofižicka istrazivanja. Beograd, 1969.

CUBRILOVIĆ, P.—PALAVESTRIĆ, L. et al.: Inženjersko-geoloska karta SFR Jugoslavije 1 : 500 000. Ed.: Zavod za geolska i geofizikalna raziskovanja. Beograd, 1967.

DEMEK, J.—BALATKA, B.—CZUDEK, T. et al.: Geomorfologie I 1 : 1 000 000. Atlas Ceskoslovenské socialistické republicky. Ed.: Ustredni správa geodézie a kartografie, tab. 11. Praha, 1966.

DEMEK, J.—STRIDA, M. et al.: Geography of Czechoslovakia. Prague, 1971.

DEWEY, J. F.—BIRD, J. M.: Mountain Belts and the New Global Tectonics. Journ. Geophys. Res., **75,** 14, 3179—3206, 1970.

DEWEY, J. F.—PITMAN, III. W. C.—RYAN, W. B. F.—BONNIN, J.: Plate Tectonics and the Evolution of the Alpine System. Geol. Soc. Am. Bull., **84,** 3137, 1973.

DIMITRIJEVIĆ, M. D.: Tectonics of the Dinarides: Implications on Tertiary Vulcanism. Acta Geol. Acad. Sci. Hung., **18,** 457—464, 1974.

DZIEWANSKI, J.—STARKEL L.: The Quaternary San Valley between Solina and Zwierzyn. Polska Akad. Nauk. Prace geograficzne, Warszawa, No. **36,** 86, 1962.

GELLERT, J. F.: Die Geomorphologische Generalkarte der Deutschen Demokratischen Republik im Maßstab 1 : 1,5 mill. und deren Beziehung zur Internationalen Geomorphologischen Karte von Europa 1 : 2,5 mill. Petermanns Geographische Mitteilungen, Gotha Leipzig, Annus 117, fasc. **1,** 76—79, tab. 2. 1973.

Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 500 000. Ed.: Geologische Bundesanstalt. Redegit VETTERS, H., editio 2. (immutata), Wien, 1968.

Geologische Übersichtskarte der Republik Österreich 1 : 1 000 000. Disponuit: Geologische Bundesanstalt. Elaboravit: BECK-MANNAGETTA, P.; Atlas der Republik Österreich. Ed. Österreichische Akademie der Wissenschaften, Wien, tab. II/3. 1963.

Geomorfologia Polski. Ed. Panstwowe Wydawnictwo Naukowe, Warszawa, Redegit: KLIMASZEWSKI, M., vol. **I,** 1972.

GERASIMOV, I. P.—SIDORENKO, A. V.: The Map of Planation Surfaces and Crusts of Weathering of the U. S. S. R. Moscow, 1972.

GERASIMOV, I. P.: Earth Geotectures in the Light of the Present Theory of Global Plate Tectonics. Abstract of Papers. Internat. symposium within the frame of the IGU on the methods of morphostructural analysis in the research of mineral and energy sources. Slovenska Akademia Vied. Smolenice near Bratislava, 1976.

GWINNER, M. P.: Geologie der Alpen. Stuttgart, 1971.

KLIMASZEWSKI, M.: Problems of the Detailed Geomorphological Map. Folia Geographica Ser. Geographica-physica, Vol. **11,** 7—9, 1968.

LEONARDI, P.: Le Dolomiti. Geologia dei Monti tra Isarco e Piave. s. l. 1967.

MACHEL, M. (ed).: Tectonics of the Carpathian-Balkan Region Explanation to the Tectonic Map of the Carpathian-Balkan Regions and their Foreland (1 : 1 000 000). Geological Institute of Dionyz Stur, Bratislava, p. 453, 1974.

MATULA, M.: Regional Engineering Geology of the Czechoslovak Carpathians (cum tab. in p. 225). Synoptical Engineering-Geological Map of Slovakia 1 : 500 000, 1965). Bratislava, 1969.
McKENZIE, D. P.: Plate Tectonics of the Mediterranean Region. Nature, 226, 239, 1970.
McKENZIE, D. P.: Active Tectonics of the Mediterranean Region. Geophys. J. Roy, Astr. Soc., **30,** 109, 1972.
NEUGEBAUER, G.: Geomorphologische Übersichtskarte des westlichen Mitteleuropa 1 : 1 000 000. Ed.: HOFMANN, W. és LOUIS, H.; Braunschweig, 1973.
PÉCSI M.: A földfelszín formacsoportjainak ábrázolása. Földrajzi Közlemények, Budapest. Series nova, **VI** (LXXXII), 27—35, 1958.
PÉCSI M.: Geomorfológia 1 : 1 000 000. Magyarország Nemzeti Atlasza, 18—19, Budapest, 1967.
PÉCSI M.: Geomorphological Regions of Hungary. Studies in Geography in Hungary, Budapest, vol. **6,** 1970.
Regionalna geologia Polski. Ed.: Polskie Towarzystwo Geologiczne, Krakow, vol. **I,** fasc. 2, vol. **III,** gasc. 2, 1953, 1960.
Regionální geologie ČSSR 1 : 1 000 000. Ed.: Ustredni ústav geologicky. Redegit: KODYM, O., tab. 1. (BIELY, T., BUDAY, T. et al.: Geologická mapa kvarteru a zvetralinového plaste). 3. (BIELY, A., BUDAY A. et al.). Praha, 1967.
ROMAN, C.: Plate Tectonics in the Carpathians — A Case in Development. Mem. XIIe Assemblée Générale de la Commission Seismologique Européenne, ed. J. M. VAN GILS, Bruxelles, **101,** 37, 1971.
ROSU, A.: Geografia fizica a Romaniei. Bucuresti, 1973.
RÜHLE, E.—MOJSKI, J. E.: Quaternary. Geological Atlas of Poland 1 : 2 000 000. Ed.: Geological Institute. Warsawa, Redegit: ZNOSKO, J., tab. 8. 1968.
SEMMEL, A.: Geomorphologie der Bundesrepublik Deutschland. Geographische Zeitschrift, Wiesbaden, Beihefte, fasc. **30,** 1—149, 1972.
SFR Jugoslavija — Geolska karta 1 : 500 000. 6 tab. Ed.: Zavezni Geolski Zavod. Beograd, 1970.
STARKEL, L.: Morphological Development of the Escarpment of the Pogorze Karpackie. Polska Akad. Nauk Prace Geograficzne, Warwzawa, Nr. **1.** 152, 1957.
STEGENA L.: Lemeztektonika, Téthys és a Magyar Medence. (Plattentektonik, Tethys und das Ungarischen Becken). Földtani Közlöny, **102,** 280—300, 1972.
SZÁDECZKY-KARDOSS E.: Az új globális tektonika mozgásmechanizmusa és kapcsolatai a Föld és fejlődésével. (Mechanizmus of New Global Tectonics and its Relations to the Evolution of the Earth and Life.) Geonómia és Bányászat, **3,** 89, 1971.
SZÁDECZKY-KARDOSS E.: A Kárpát-Pannon terület szubdukciós övezetei (The Subduction Zones of the Carpatho-Pannonian Region). Földtani Közlöny, **103,** (3—4), 224—244, 1973.
SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: Alpiner Magmatizmus und Plattentektonik des karpathischen Beckensystems. Acta Geol. Ac. Sci. Hungarieae, **18,** (3—4), 213—233, 1974.
SZÉNÁS, GY. (Ed.): The Crustal Structure of Central and Southeastern Europe Based on the Results of Explosion Seismology. Geophys. Trans. spec. Edit., Budapest, 1972.
Türkiye hidrojeoloji haritasi 1 : 1 500 000. Redegit: ATUK, N. Ed.: T. C. enerji ve tabii kaynaklar bakanligi. Ankara, 1971.
WEIN, GY.: Tectonic Review of the Neogene-Covered Areas of Hungary. Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae, Vol. **XIII,** 399—436, 1969.
ZACHOS, K.—MARATOS, G.: Carte metallogénique de la Grèce 1 : 1 000 000. Ed.: Institute for Geology and Subsurface Research. Athénes, 1965.

Атлас Народна Репубилка България, изд-во Българска академия на науките, Географски институт по картография, табл. 24—25, 28—29, София, **41,** 44—45, 1973.
Веклич, М. Ф.: Четвертинний перiод — Постплiоценова епоха, 1 : 2 500 000. Атлас. палеогеографiчник карт УкраїнськоI i Молдасськоï РСР, вид-во Академiï наук УРСР, Iнститут геологiчних наук, табл. 70, Київ, 1960.
Грубiн, Ю. Л.; Заморiй, П. К. и др Геоморфологiчна карта Української РСР, 1 : 2 500 00 в: Панько, А. И., Щербань, М. И., Маринич, О. М.: Фiзична географiя Украïнскоï РСР, табл. I, КиIв, 1969.
Заморiй, П. К.: Четвертиннi вiдклади Української РСР, ч. I, Київ, 1961.
Марков, К. К.: Основные проблемы геоморфологии. Изд-во ОГИЗ, Москва, 1948.
Маркович, Й. Дж.: Географске области Социалистичке Федеративне Републике Југославiе, Београд, 1970.
Природа Украïнских Карпат, ред. Геренчук, К. I., вид-во Львiвського Унiверситету, Львiв, 1968.

Ромоданова, А. П.: Четвертинний перïод — Плейстценова епоха — Полïський вïк, 1 : 500 000, Атлас палеогеографÍчник карт УкраïнськоÍ ï Молдовськоï РСР, вид-во Академïï наук УРСР, Інститут геологïчних наук, табл. 72, Київ, 1960.
Тектонски строеж на България, ред. Йовчев, Й., изд-во Държавно издателство «Техника», София, 1971.
Цись, П. М.: Геоморфологиïч УРСР, Львïв, 1962.

PÉCSI M.: A Kárpát-Balkán terület geomorfológiai térképének jelmagyarázata

I. Domborzati tipusok

A. Pusztuló-tektonikus domborzat

Szerkezeti geomorfológiai tipusok /Morfostrukturák/				Kőzetmorfológiai tipus		Domborzati tipus			Morfogenetikai jellemzés, utalással a jelenkori felszinalakitó folyamatokra
Szerkezettipus			Formatipus	uralkodó	járulékos	magas hegység	középhegység	dombság, letarolt síkság	
Pajzsvidék	őspajzs		peneplén	többször erősen metamorfizált kőzetek	vékony lösztakaró			01^s	többször és mélyrehatóan tönkösödött, tartósan emelkedő terület; az Ukrán pajzs tulnyomó része löszszel fedett /18/$o1^s$/ f+g
	stabilis tábla		tönkös táblavidék, részben fedett tönk	epikontinentális üledék	vékony lösztakaró			03^s	váltakozóan süllyedő-emelkedő terület, negyedkori völgyképződés, többnyire vastag löszszel /18/$o3^s$/ f+g+de
Paleoorogén terület / rögvidék /	idős masszivum	töréses gyürt szerkezet plutonokkal	uralkodóan tönkös rögvidék	erősen metamorfizált kőzetek		1	1	01	többszörös kiemelkedés és tönkösödés, másodkori paleogén és neogén tönkfelszin-maradványokkal az erősen felvölgyelt magashegységekben /peri/-glaciális formamaradványokkal;
				gyengén met. üledékek, palák	grauwacke agyagpala	1a	1a	$01a$	
				gránit és más mélységi magmás kőzetek		2	2	02	kratonizálódott variszkuszi röghegységek f+s+w
	Táblavidék	táblás rög/hegység/	tönkös sasbércek	mészkő, dolomit	márga, homokkő		3	03	gyengén tönkösödött labilis tábla, harmadidőszaki árkos depressziókkal, lassu ütemü felületi denudációval, a mészkőtáblákon gyakori:a fosszilis kupkarszt; a foltszerüen negyedkori terresztrikus üledékkel fedett tábla; löszszel /18/$o3^t$/, neogén üledékkel /19a/$o3^t$/, fluvioglaciális üledékkel /21/$o3^t$/ ill. morénával /22/$o3^t$/ takart táblavidék f+k
		táblás felszin	táblás fennsik, részben tönkösödött	mészkő, dolomit	homokkő, márga			03^t	
			réteglépcsős vidék					03^t	
Alpi tektogén övben remobilizált idős masszivumok		autochton masszivum töréses-gyürt szerkezetek	uralkodóan tönkös röghegység	erősen metamorfizált kőzetek	agyagpala	1°	1°	01°	jelentős neotektonikus kiemelkedés, harmadidőszaki tönkmaradványok, az erősen felvölgyelt magas hegységekben glaciális, periglaciális formákkal pgl+f+w
				gyengén metamorfizált kőzetek, palák	márvány	1^oa	1^oa	01^oa	
		idős masszivum izolált rögei, gyürt-töréses, pikkelyes szerkezet	részben fedett, ill. exhumált, tönkös sasbércek	fedőhegységi mészkő, márga	metamorfizált kőzetek, gránit	3°	3°	03°	a másod-harmadidőszak alatt több izben eltemetődött, idős felszinükre fedőüledék települt, ill. ismételten exhumálódott k+f
		centrális, policiklikus komplex tektogén szerkezet	részben gerinces hg., részben tönkös háthegység	metamorfizált kőzetek, paleozoós "idős kristályos"	ophiolitok, mezozoós "fiatal kristályos" kőzetek	4	4	04	intenziv neotektonikus emelkedés hatására jelenkori és pleisztocén magashegységi /peri-/glaciális formákat és részben jégárakat hordoznak /Tauern/ gl+pgl+s+w
				palakomplexum grauwacke	márvány ophiolitok	4a	4a	$04a$	
		áttolódásos takarók, részben töréses szerkezetek	részben gerinces, részben tönkös röghegység	erősen metamorfizált kőzetek	gránit-gneisz	4°	4°	04°	- glaciális formákat hordozó keskeny gerinceket, széles tönkös felszineket alhavasi régió övezi, melyet alacsonyabb tönk és hegylábfelszin kisér /Balkán hg. és Déli-Kárpátok/ erőteljes völgyképződés a negyedkorban; mély törések /liniamentek, fosszilis szubdukciós vonalak/ mentén neotektonikusan elhatárolt egységek f+s+w
				palakomplexum grauwacke	mészkő, homokkő	4^oa	4^oa	04^oa	
		plutonok autochton	sasbércés /tönk/ rög	gránit		2'	2'	$02'$	- a neotektonikus kiemelkedéstől függően magashegységi /peri-/glaciális formamaradványokkal /Magas-Tátra/, ill. középhegységi tönkös hátakkal jellemzettek /Kis-Kárpátok/ - gyengén tönkösödött középhegység /Bánáti-rög/ - tönklépcsők, periglaciális formák /Vitosa/ pgl+f+w
		allochton	gránit szirt	gránit		2a	2a	$02a$	
		fiatal alpi	sasbércés rög	gránit, granodiorit	szienit	2ϑ	2ϑ	$02ϑ$	
Alpi tektogén fiatal szerkezetek	gyürt, takarós, pikkelyes szerkezet	az orogén geoszinklinális tengelyében /akkréciós és szubdukciós zóna/	tönkös fennsikok, tömeges hegységek	ophiolitok, intruziv és eruptiv kőzetek és üledék komplexum	pelites mélytengeri kőzetek	5	5	05	a Dinaridák egykori "akkréciós zónáiban" képződött primér ofiolitos hegységek helyenkint a magashegységi periglaciális övezetbe emelkedtek ki és a pleisztocén eljegesedés nyomait viselik; pgl+f+s+w
			tönkös rögvonulat	Vardar flis, ophiolit, palakomplexum	mészkő		5°	05°	- hosszanti sasbércek és szeizmikus árkok váltakozása a Vardar zónában; /"fosszilizált akkréciós és szubdukciós zóna"/; f+s
			árkos sasbérc vonulat részb. tönkösödött	mészkő, dolomit	mészmárga		6/3	$06/03$	kréta-paleogén tönkösödés, peremi hegylábfelszinekkel; k+s+f
			szirtvonulat	mészkő, dolomit	mészmárga		7	07	tektonikus-denudációs szirtek az alpi orogén fosszilis szubdukciós zónájában; k+s
	gyürt takarós és áttolódásos takaró szerkezetek	az orogén külső övezetében	gerinces láchegység			6a	6a		- magashegységi karszt, mélyen bevágódott kanyonvölgyekkel, "kopár karszt" és "zöld karsztos" fennsikok tönkfelszinekkel, dolinamezőkkel negyedkori /peri-/ és glaciális formamaradványok; k+s
			karsztfennsik	mészkő, dolomit	mészmárga	6a	6a	$06a$	
			gerinces, ill. hátas vonulat	flis sorozat s.s. homokkő, márga	meszes homokkő	8	8	08	uralkodóan középhegységi vonulatok, lekerekitett hátak, sürü völgyhálózat, keménykőzetü gerincek; f+s
	gyürt /töréses/ szerkezetek		gerinces láchegység	mészkő, dolomit	mészmárga, márga, homokkő	6	6		magashegységi mészkő, dolomit gerincek és fennsikok a negyedkorban az erdőhatár fölé, ill. a peri- és glaciális zónába emelkedtek, uralkodóan ezek fosszilis formái és karsztjelenségei tipikusak; k+f+pgl
			karsztfennsik, részben tönkös rögök			6	6	06	
			karsztperemsikság					06^x	jellegzetes formában Dalmáciában fordul elő; k+f
	izoklinális, egyszerü gyürt szerkezetek	hegységi előtéri övezet	szimmetrikus gerincek, háthegység vonulat	mészkő flis sorozat	mészmárga meszes homokkő		6'		gyakori előfordulás az albániai Ion szerkezeten k+f+W
							8'	$08'$	
	monoklinális szerkezet		enyhén tagolt platók, hegylábfelsz.	flis sorozat s. s.	meszes homokkő		8a	$08a$	a bulgáriai flis előhegységekben tanuhegyek és széles fennsikok szerkezeti felszinei; s+f+W
Vulkáni szerkezetek az alpi övezetben és a rögvidékeken	fiatal vulkáni szerkezetek		uralkodóan erősen romosodott sztratovulkánok, alárendelten lávatakarók	fiatal vulkáni lávákból képződött maradványformák /9/ uralkodóan tufás piroklasztikumokból képződött felszinek és formák /9a/		9	9 9a	09 $09a$	- feltehetően a szubdukciós zónát követő szubszekvens vulkanizmus által létrehozott hegységek, melyeket fiatal harmadkori planációs felszinek és hegylábi felszinek völgyközi hátakra tagoltak; - finális bazaltvulkanizmus eredményezte kisebb-nagyobb lávatakarók f+s+W
Különböző alpi szerkezetekben			abráziós parti felszin, sikság	kevésbé ellenálló kőzetekben				$1o$	A Fekete-tenger menti partokon gyakori abráziós teraszokkal Adriai-tenger mentén tenger alatti szinlőkkel p+f

B. Akkumulációs-domborzat süllyedékekben

Szerkezeti geomorfológiai tipus		Kőzetmorfológiai tipus		Domborzati tipus			Morfogenetikai jellemzés
Szerkezet tipus	Formatipus	uralkodó	járulékos	dombság plató	medence-völgymedence	sikság	
Akkumulációs medencék	ártéri sikság, hordalékkupsikság, völgytalp általában	kavics, homok, iszap, alluvium általában	infuziós lösz			11	jelenkori folyóvizi árterek magasabb és alacsonyabb szintjei +f
	az ártérnél magasabban fekvő folyóvizi sikság, terasz-sikság	kavics, homok, lösz. lösszerü takaró	futóhomok, vályogtakaró			12	csaknem teljesen sik, alacsony és fiatal teraszok és hordalékkupfelszinek e+f
	fluvio-eolikus sikság, futóhomokos sikság /13/ löszfedte hordalékkupsigság /13a/	futóhomok, lepelhomok, lösz, löszös homok	vékony löszlepel			13 13a	rendszerint folyóvizi hordalékfelszineken települő fiatal eolikus homokleplek és buckák; +e lösztakarós sikság g+de
	folyóvizi-mocsári sikság /14/	rétiagyag, tőzeg homok, iszap	homok, tőzegsár			14	elgátolt tőzeges lapályok, kis medencék
	folyóvizi-tavi sikság /13a/14'	iszap, lösz	lösziszap			13a/14'	Baragan sikság Romániában, löszös üledékkel fedett jellegzetes szuffózis formákkal tagolt felszin k+de
	tengeri-tavi sikság /14°/	iszap, homok	kavics, tőzeg			14°	helyenként mocsaras, tőzeges /+e/
	folyóvizi delta, jelenkori /14a/		tőzeg			14a	deltaszakaszon, felmagasitott folyópartokkal
	fluvioglaciális sikság	homok, homokos kavics, sander	vályogtakaró			15	pleisztocén végmorénák közvetlen előterében képződött hordalékkupok;
	fiatal morénavidék	vályogos kőzettörmelék	végmoréna komplexum	16			utolsó glaciáliskori nyugtalan moréna vidék f+de+s

C. Denudációs- akkumulációs domborzat

Dombsággá tagolt fiatal medencék, harmadidőszaki előhegységi süllyedékek	Felszabdalt kavicshordalékkup és hegylábfelszin	kavicstakaró, ill. különböző kemény és laza kőzetek		17			idős hordalékkupok, kemény kőzeten és laza üledékeken kialakult hegylábfelszinek f+g+de
	Lösztakaróval fedett hegylábfelszin és idős hordalékkup	lösz	löszvályog	18/17			főként löszköpennyel fedett kavicshordalékkup teraszos völgyközi hátakra tagolódva de+g+f+s+p
	Kiterjedt löszfelszin, löszfennsik	lösz, lejtőlösz	lösszerü képződmények	18			eróziós árokkal, deráziós völgyekkel tagolt széles völgyközi hátak, fennsikok
	Lösztakarós eróziós-deráziós dombság			18/19			helyenként /pl. Dunántuli dombságon/ enyhe tereplépcsőkkel, deráziós teraszokkal tagolt hátak
	Lösztakarós eróziós-deráziós dombság monoklinális szerkezet		kavics, homok lösztakaróval fedve	18/19a			Moldvában jellegzetes /É-D/ völgyközi hátakra tagolódva
	Eróziós-deráziós dombság laza üledékeken	agyag	kavics	19			csuszamlásos kisformák gyakoriak különösen jellemző Erdélyben de+g+s+f
	Momoklinális szerkezetekben	homokos agyag	homok	19a			
	Gyürt üledékeken	"molasz"	vályogtakaró	19b			
	Felboltozódott üledékeken	agyag, homok		19c			
	Nagyobb hegységközi völgyek és völgymedencék dombsággá feltagolva	különböző üledékek /folyóvizi, fluvio-glaciális, deluviális/ alapkőzeteken			2o		tektonikusan preformált árkok pliocén és a negyedkor folyamán eróziós, eróziós-glaciális és periglaciális folyamatokkal kialakult fővölgyek f+s
	Tektonikusan preformált denudációs-akkumulációs medencék	flis, mészkő	laza üledékek		2oa		karsztos poljék, peremükön gyakori karszt-denudációs lépcsőkkel k+f
	Dombsággá tagolt fluvioglaciális felszinek általában	kavics, homok		21			folyóvizi teraszos völgyek által tagolt fennsikos völgyközi hátak de+f+s
	Lösztakaró fedte fluvioglaciális felszin	lösz. löszvályog	vályog	18/21			
	Idősebb morénavidék általában	glaciális törmelék	vályog	22			kisebb dellék és nagyobb deráziós völgyek által gyengén átformált idős moréna felszin de+f+s+g
	Idős morénával fedett eróziós dombság	moréna anyag		22/19			
	Löszfedte morénavidék	lösz, löszvályog	vályog	18/22			

Felszint formáló jelenkori folyamatok és formák

f = folyóvizi erózió
e = szélerózió
g = vizmosás
k = karsztos erózió
gl = gleccser erózió
pgl= periglaciális folyamatok
s = lejtős tömegmozgás, szoliflukció
w = kőzetaprózódás, mállás
p = proluviális folyamatok
de= deráziós folyamatok és formák

A FÖLD MÁGNESES TERE OKÁRÓL*

BARTA GYÖRGY

AKAD. LEV. TAG

Az ionoszféra és magnetoszféra szerkezetének valamint a Nap--Föld kapcsolatoknak vizsgálatához nélkülözhetetlen a Föld permanens mágneses terének minél alaposabb ismerete. Ez a tér alakítja ki magnetoszféránkat, befolyásolja a magnetoszféra-ionoszféra kapcsolatait, illetve téríti megszabott pályára a napszélben mozgó elektromosan töltött részecskéket.

Mágneses terünk általános geometriai szerkezetét századok óta ismerjük. A tér okára vonatkozólag azonban nincs megalapozott, végleges elképzelésünk. Minden elmélet valamilyen leküzdhetetlen ellentmondásba ütközik. Nem részletezve ezeket az ismert nehézségeket csak arra hívjuk fel a figyelmet, hogy az elméletnek többek között a mágneses tér évszázados változását, sőt millió évenkénti teljes átfordulását is magyaráznia kell.

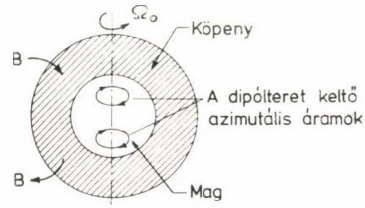
A permanens tér problémája az űrkutatás mai fejlettségi fokán mind érdekesebbé válik. Közvetlen mérések alapján tudjuk pl., hogy a Merkurnak és a Jupiternek van, a Marsnak és a Venusnak pedig gyakorlatilag nincs mágneses tere. A bolygók mágnesezettsége között tehát bizonyos ellentmondást, rendszertelenséget észlelhetünk. Mágneses terük úgy látszik nem függ kizárólag a méretüktől, vagy naptávolságuktól, vagy forgási állapotuktól. Mi lehet tehát egy bolygó mágneses terét meghatározó alapvető ok vagy okcsoport?

1973 szeptemberében az uppsalai egyetem által rendezett geodéziai szimpóziumon H. Alfvén és L. Lindberg ezzel foglalkozó, nagyon érdekes előadása talán közelebb visz a probléma megoldásához.

Alfvén és szerzőtársa szerint minden forgó, plazmatikus belső anyagú égitestnek, ha a belső és külső anyagtartományok különböző sebességgel forognak, dipolikus mágneses tere van. Az elgondolást Föld-szerű égitest modellen ismertetjük. Tegyük fel, hogy a Föld magjában a forgási tengely körül egy kezdeti azimutális áram folyik. Ez az áram a felszínen dipolikus mágneses teret létesít (1. ábra). Legyen a köpeny és a mag anyaga között $\Delta\Omega$ szögsebesség különbség, akkor a magban folyó áram mágneses tere

$$V = \int_0^{\pi/2} B_r \, R_c^2 \Delta\Omega \cos \Phi d\Phi$$

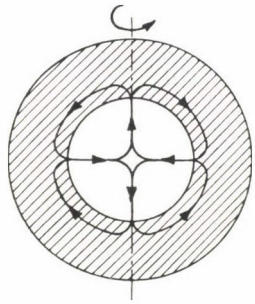
* Az MTA Föld- és Bányászati Tudományok Osztályának, a magyar—szovjet tudományos és műszaki együttműködés 25. évfordulója alkalmából rendezett ünnepi ülésén tartott előadás.



1. ábra.

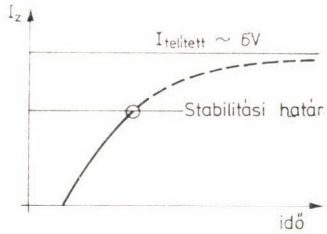
elektromotoros erőt indukál a Föld forgási tengelye és egyenlítője között (egypólusú induktor), ahol B_r a mágneses tér radiális komponense, R_c a folyékony mag sugara, Φ a földrajzi szélesség.

Elektromotoros erő és az áram mindkét féltekén a tengely irányában a középponttól radiálisan kifelé irányul, a köpenyben meridionális irányba fordul és az egyenlítő síkjában radiálisan befelé folyva zárul (2. ábra). Ennek az áram-



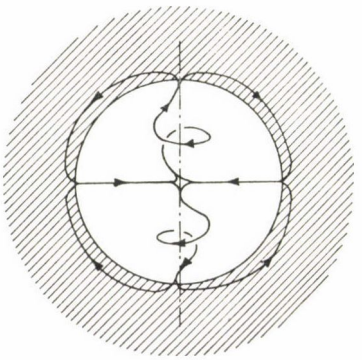
2. ábra.

rendszernek az északi és déli féltekén ellenkező irányú toroidális mágneses tértartományok felelnek meg. Az eredeti dipolikus mágneses térrel együtt ez a toroidális tér egy csavart mágneses teret létesít. Ha a köpeny és a mag különböző szögsebességgel forog, akkor az unipoláris indukció által keltett toroidális mágneses tér a V elektromotoros erő és a közeg σ vezetőképessége által megszabott határig nő. Elég magas vezetőképesség mellett a toroidális mágneses tér energiája eléri a poloidális tér energiáját. Ez a tengely irányú áramszakaszban — a laboratóriumi plazmafizikában jól ismert — hurokinstabilitásra vezet (3. ábra).



3. ábra.

A hurokinstabilitás az eredeti tengely irányú áramot csavarvonallá torzítja, vagyis az áramnak azimutális komponense keletkezik. A kísérletek és az elmélet azt mutatja, hogy ez az azimutális áramkomponens ugyanolyan irányú mint az eredeti, indukáló azimutális áram (4. ábra). Ha tehát a köpeny és a



4. ábra.

mag anyaga különböző szögsebességgel forog, akkor mindig fellép egy igen egyszerű erősítő folyamat. A forgássebesség különbség által létrehozott toroidális tér — a hurokinstabilitáson keresztül — az eredeti poliodális teret a forgó tömegek kinetikus energiája különbségének rovárása erősíti. A mágneses csatolás tehát a két tömegtartomány forgássebességének kiegyenlítése irányába hat. Az erősítésnek elvileg nincs felső határa és bármilyen gyenge alaperőtérnél is fellép.

Végeredményben tehát az erősítő folyamatot a forgássebesség különbséget fenntartó ok táplálja energiával. Egy ilyen állandó energia forrás az árapálykeltő erő lehet. Az aszimmetrikus belső mag a Nap—Hold—Föld rendszerben nincs egyensúlyban és ezért a külső mag folyékony anyagával együtt egy állandó nyugati irányú vándorlásra kényszerül. A köpeny és a mag tömegei között így állandó szögsebesség különbség keletkezik.

Ezt a különbséget természetesen más okok is fenntarthatják: hőmérséklet különbség például áramlásokat kelthet a külső mag anyagában. Nem látható be azonban könnyen, hogy ilyen hőmérséklet különbség a fellépő konduktív és konvektív áramlások következtében miért nem egyenlítődött ki, vagy rendeződött centrálszimmetrikussá a geológiai korok folyamán. Feltételezhető továbbá az is, hogy a szögsebesség különbség létrehozásában egyidejűleg több ok is lényeges szerepet játszik.

Az instabilitás mint láttuk, mindig a kezdeti poloidális teret erősítő hurkot képez. Könnyű ehhez a megállapításhoz csatlakozva a paleomágneses pólusváltás jelenségét magyarázni. Bizonyos térerősség esetén a mágneses csatolás a forgássebesség különbséget ugyanis teljesen kiegyenlítheti, ezért a

folyamatos energia utánpótlás és erősítés megszűnik, a térerősség csökken. Ezzel azonban a csatolás erőssége is csökken és újból érvényre jut a forgássebesség különbséget okozó hatás, újból megindul az alapteret erősítő folyamat. Az új pillanatnyi alaptér azonban az előzőleg erősítettel szemben esetleg ellentétes irányú is lehet.

A hurokinstabilitás laboratóriumi kísérletekben jól kimutatható jelenség. ALFVÉN és LINDBERG elgondolása ezért geofizikus szempontból is nagyon megfontolandó. Lehetséges, hogy a nagy forgó égitestek mágneses momentuma éppen ezen a fizikai jelenségen alapuló erősítő folyamat következménye.

Vonatkoztassuk az elméletet Naprendszerünk égitesteire egyenként.

1. A Nap forog, a nagybolygók árapálya a belsejében erős anyagáramlást okozhat, külső és belső tömegei között szögsebesség különbség feltételezhető. Megfigyelt mágneses tere erős és elég szabályosan változó polaritású.

2. A Hold a Földhöz képest nem, a Naphoz képest pedig lassan forog. Föld árapálya nincs, Nap árapálya kicsi, belső tömegei között forgássebesség különbség nem valószínű, mágneses tere nincs.

3. A Merkur forog, rá a közeli Nap erős árapály hatást gyakorol, belső tömegeiben forgássebesség különbség lehetséges. A mérések szerint a Földnél ugyan kisebb, de ezért elég jelentős mágneses tere van.

4. A Venus alig forog, a Nap árapálya ennek megfelelően hosszú periódusú, holdja nincs, lényeges forgássebesség különbség külső és belső tömegei között nem valószínű, mágneses tere nincs.

5. A Föld forog, Hold és Nap árapálya van, belső tömegeinek szögsebesség különbsége van, valószínűleg ez okozza a mágneses tér nyugati irányú vándorlását, mágneses tere van.

6. A Mars forog, a Nap árapály ebben a távolságban már kicsi, két holdjának a tömege kicsi, Hold árapálya ezért nincs. Külső és belső tömegei között lényeges forgássebesség különbség nem valószínű. Mágneses tere nincs.

7. A Jupiter forog, méretei miatt Nap árapálya van, holdjai is jelentős árapályt okoznak. Külső és belső tömegei között tehát forgássebeség különbség valószínű, erős mégneses tere van.

Látható tehát, hogy plazmafizikai alapon a Nap és a bolygók mágnessége elég egyértelműen magyarázható. Az égitestnek mágneses tere van ha forog, plazmatikus magja van és ha körülötte kellő méretű árapályt és ezzel belső forgássebesség különbséget keltő égitestek keringenek.

P. SAVIČ professzornak, a belgrádi Akadémia elnökének elmélete szerint az égitestek forgásának bizonyos atomfizikai okai vannak. Az aszimmetrikus belső földfelépítés mellett ez az ok is létrehozhatja az ALFVÉN elmélethez szükséges forgássebesség különbséget az égitestek belső anyagában. Úgylátszik, hogy a galaktikák szerkezetének, a Naprendszerek kialakulásának, az égitestek forgásának és mágneses terének közös alapvető oka van. Ennek felderítése, az összefüggések vizsgálata a tudomány egyik legszebb további feladata.

Előadásomban vázolt kutatásokhoz múlhatatlanul szükséges űrkutatási tevékenységet a Szovjetunió kezdte meg a Nemzetközi Geofizikai Év elején 1957 októberében fellőtt első mesterséges holddal. Ezen korszakalkotó lépés nélkül az ilyen természetű kutatások nem indulhattak volna meg; nem ismernénk kellő pontossággal a geoid alakját, nem következtethettünk volna ebből a Föld belső aszimmetriájára, nem ismernénk a Hold és a bolygók mágneses terét, tehát nem vonhattuk volna le az előadásban közölt következtetéseket.

Ezért a Szovjetuniónak az űrkutatást megindító tudományos-technikai tevékenysége tiszteletére és a nemzetközi tudományos-technikai együttműködés fontosságának hangsúlyozására tartottam ezt az ünnepi előadást.

IRODALOM

ALFVÉN, H.—LINDBERG, L.: Magnetization of Celestial Bodies with Special Application to the Primeval Earth and Moon. Electron and Plasma Physics, Royal Inst. of Techn. Stockholm. TRITA-EPP-73-13-, Manuscrit. 1973.

AZ MTA 1975. ÉVI KÖZGYŰLÉSÉNEK OSZTÁLYÜLÉSI ELŐADÁSAI

AZ AKADÉMIA SZEREPE A FÖLDTUDOMÁNYOK 150 ÉVES FEJLŐDÉSÉBEN

SZÁDECZKY-KARDOSS ELEMÉR és TÁRCZY-HORNOCH ANTAL
AKADÉMIKUS AKADÉMIKUS

I. Ásvány-kőzettan, geokémia, földtan, őslénytan, földrajz

Az Akadémia 150 éves története magába foglalja azt az időszakot, melyben Magyarország földjének megismerése csaknem a nulla szintről a mai magas fokig terebélyesedett. Ez a minőségileg és mennyiségileg rendkívüli méretű munka mintegy 100 éven át kiterjedt a Magyarországhoz tartozó egész kárpáti rendszer alapvető ásvány, kőzet és földtani felderítésére.

A tágabb értelemben vett földtani tudományok — ásványtan, kőzettan, geokémia, földtan, őslénytan, földrajz — rendszeres fejlődése Tudományos Akadémiánk alapítása előtt mintegy 60 évvel a 18. század második felében főleg angol, francia, orosz és német földön indult el. A földkéreg anyagainak kémiai és makroszkóposan megállapítható sajátságai kutatásával ez időben kezdtek kialakulni a kristálytan, a leíró ásványtan, a kőzetek genetikai csoportosítása, az őslénytan és a földtörténeti rétegtan alapvonásai. Az általános világképet azonban inkább a mechanikai és a csillagászati kutatásokkal kapcsolatos eredmények befolyásolták.

Az ásványi nyersanyagokat már évezredek óta szolgáltató Magyarország egyik bányászati centrumában, Selmecbányán e tudományok oktatását világviszonylatban a legelsők közt kezdték, a bányászati felsőoktatás 1732-ben alapított rövidesen nagyhírűvé vált intézményében. 1782-ben már magyarnyelvű ásványtan is megjelent BENKŐ Ferenc nagyenyedi tanár tollából, amelyet gyors egymásutánban további magyar nyelvű ásványtani munkák követtek. 1824-ben KATONA Mihály már némi magyar nyelvű földtani ismereteket is közölt. Ugyanakkor (1822) megjelent Magyarország földtanáról szóló első összefoglaló munka, a hazánkban hosszú utazást tevő párizsi professzor BEUDANT 3 kötetes könyve, amely Magyarország első földtani térképét és szelvényeit is tartalmazza.

A Magyar Tudományos Akadémián az ásvány- és földtan kutatása az első két és fél évtizedben még háttérbe szorult. Az 1832-ben alakult Matematikai és Természettudományi Osztályban a fővárosi tudósoknak jutott 5 hely közül négyet gyakorló orvossal és mérnökkel töltöttek be. De Akadémiánk két tagjának, KUBINYI Ágostonnak és KUBINYI Ferencnek, a Matematikai-Természettudományi Bizottság későbbi (1858) első elnökének ZIPSER Károllyal együttes

kezdeményezésére 1847-ben megindult a földtan hazai rendszeres művelését célzó magánszervezkedés.

Ez rövidesen két ma is élő nagyszerű eredményhez, a Magyarhoni Földtani Társulat és a Földtani Közlöny, ill. annak közvetlen őse a Földtani Társulat Munkálatai c. folyóirat megszületéséhez vezetett.

Akadémiánkon ebben az időben a magyarországi ásványok, kőzetek kémiai elemzésével és az ország kőszénelőfordulásaira vonatkozó első monográfiával NENDTVICH Károly kémia tanár ért el figyelemre méltó eredményeket.

Világszerte fordulatot jelentett a földtani tudományok történetében a századforduló közepe, amikor az angol SORBY ötletével, kőzetvékonycsiszolatok készítésével lehetővé vált a Föld szilárd anyagait alkotó kőzetek pontosabb mikroszkópos vizsgálata. Ezzel a Föld, majd a meteoritok vizsgálatával a bolygók ismerete is szilárdabb alapokra helyeződött. Így azokban az országokban, ahol a földtani tudományok hatóképességének gyakorlatba átültetésére megfelelő személyiség akadt, a földtani tudományok tekintélye is megnövekedett.

Ez a felemelkedés megvalósult Magyarországon is az egyik legnagyobb magyar természettudós SZABÓ József hatására.

SZABÓ Józsefben (1822—1894) egyesült a nagyszabású tudósok két, nem mindig együttjáró jellemzője: a részletekbehatolás során a lényeges felismerésének képessége és a jelenségek széles körét átfogó szemlélet. SZABÓ képességeit a hazaszeretet is aktiválta. Ily módon a magyar földtani tudományok alapozását adva, azt egyben kivételesen magas világszintre emelhette. Valóban történeti jelentőségű munkásságával viszonylag bővebben kell foglalkoznunk.

Hazája törvényei megismerése céljából először jogot tanult, majd selmecbányai joggyakornokként egyidejűleg bánya- és kohómérnöki és ügyvédi diplomát is szerzett. 26 éves korában KOSSUTH pénzügyminisztériuma bányászati osztályára került, ahol a forradalom idején a lőporgyártáshoz szükséges hazai salétromtermelés biztosítása volt a feladat. Amikor a pesti egyetemen az addig az orvosi karon tanított ásványtan önálló tantárggyá vált, az új ásványföldtan katedra első tanárává és szervezőjévé a már neves SZABÓ-t nevezték ki és bár a forradalom leverése utáni németesítő rendszer öt 5 évre eltávolította a tanszékről, a közvélemény nyomására — az Akadémia is tagjává választotta 1858-ban — 1860-ban oda visszakerült. Tanári kinevezését azonban a „legfelső" helyről jellemző módon, csak 1862-ben az osztrák politikai vereségek után kapta meg. SZABÓ hatalmas lendülettel megindította intézete, ill. az oktatás szervezését. Főleg saját bejárásain gyűjtött anyagból ásvány-kőzettani oktatási gyűjteményt állított fel, amely halála után 60 évig változatlanul fennállott, anyaga a mai egyetemi gyűjteménynek is számban is túlnyomó értéke. De tisztában volt azzal is, hogy az oktatás tárgyi anyagai mellett ugyanolyan fontos a megfelelő tananyag is. Ezért már 1861-ben megjelentette Ásványtanának első kiadását, amelyet állandóan a kor színvonalán tartva 1893-ig többször mélyrehatóan átdolgozott és 4 kiadásban publikált.

Ez nemcsak tudományos, de nyelvművelő tett is volt. SZABÓ-nak a nemes szándékon túl e téren is sikerült eredményes megoldásokhoz jutnia. Az eddigi lelkes kezdeményezések, pl. BUGÁT Pál „Természettudományi Szóhalmaz"-a még nem vezettek állóképes magyar föld- és bányászati nyelvezethez. SZABÓ néhány év múlva (1848) megjelent Bányaműszótára 2900 műszavának 4/5-e ma is használatos. SZABÓ József élete végéig harcosa volt a helyes magyar nyelvi kifejezésnek és e téren elvileg is máig érvényes megállapításokat tett. „Kívánatos — írta — hogy minden tudományok műszavai (terminológia) a jelzendő tárgyak jelentését szabatosan kifejezőleg és a nyelv szabályai teljes tekintetbevételével megmagyarítassanak. Ellenben a tudományok terjeszthetősége érdekében *nem* kívánatos, hogy a tudományok műnevei (nomenklatura) általában megmagyarosítassanak."

SZABÓ József elsősorban mint kutató tudós értékelendő. Magyarországi kőzettani tanulmányai során felismerte az ásványtani összetételen alapuló magmás kőzetrendszerezés máig is érvényes elvét. E rendszerezéshez a magmás kőzetek legfontosabb ásványcsoportjának, a földpátoknak pontosabb meghatározása volt szükséges, ami azonban akkor csak körülményes módon, a kőzetből kiszabadított nagyobb mennyiségű földpátanyag kémiai elemzésével volt lehetséges. Az első egzakt földpátmeghatározó módszert SZABÓ alkotta meg (1873), olyan lángkísérleti eljárást dolgozva ki, amely percek alatt lehetővé tette igen kis szemcse alapján is a földpátoknak és ezzel a magmás kőzeteknek tömeges, a földtani felvételekkel párhuzamosan alkalmazható meghatározását.

Ezzel a Föld legfontosabb alkotói, a magmás kőzetek ismerete jelentős lépéssel haladt előre. Módszere csakhamar világszerte, Párizsban és Amerikában használatba került és még századunkban is alkalmazták. A kőzetek mikroszkópos vizsgálata során a vékonycsiszolatban is elvégezhető újabb kristályoptika módszer szorította azt mindinkább ki.

E módszer lehetővé tette, hogy SZABÓ a vulkáni kőzetek túlnyomó részét már a hetvenes években olyan rendszerbe foglalja, amely alapvonalaiban ma is érvényes. Eljárása az ércelőfordulásokkal jellemzett vulkáni területek kutatását is nagymértékben elősegítette. Ily módon maga elkészítette Európa akkori egyik legnevesebb érclelőhelyének, Selmecbánya környékének általa hosszú évek gondos bejárása és párhuzamos kőzettani és bányageológiai vizsgálata alapján készített monográfiáját.

SZABÓ J. ásványtani működését módszerén és Ásványtanán kívül az általa úrvölgyitnek elnevezett új ásvány felfedezése is fémjelezte. [Ezt újabban más ásvánnyal (devillin) azonosították, de ez ásvány alapvető megismertetése az ő érdeme.]

Egy következő tudományág, amelyben úttörő munkát végzett, a paleotektonika és a paleomorfológiai folyóterasz kutatás volt. Az Akadémián 1862-ben, ugyanakkor Londonban is megjelent DK-Európa kontinentális emelkedéseiről

és süllyedéseiről szóló munkájában világviszonylatban elsőként mutatta ki a belső kontinentális tektonikus mozgásokat.

Úttörőek hazánkban talajtani vizsgálatai is. Ezekről INKEY Béla több mint 30 év múlva megállapíthatta, hogy „az sokoldalúságában tökéletesnek és befejezettnek mondható, még pedig abban az időben amikor a külföld arra vajmi kevés példát nyújtott".

SZABÓ József életművének csak mintegy évszázad múlva megértett és tovább folytatott része a földtani tudományok egységére és a többi tudományok összekapcsolására is alkalmas jellegének felismerése volt. „A geológia átcsap az Univerzumba is, amennyiben a meteoritokat, ezen a világtérből bolygónk felületére hulló aszteroidokat az anyagra nézve szintén kutatása körébe tereli. Ezek a geológok szemével tekintve úgy tetszenek mint egyszerű, vagy összetett kőzetek törmeléke és abban ... az anyag kristályosodása is tökéletesen úgy megy végbe, mint nálunk. A geológiai kutatás ezen ága kimondani engedi, hogy a chemica, a physica, a cristallographia törvényei az Univerzumban is ugyanazok." 1883-ban Geológia c. könyvében: „a föld anyagának nyomozását megkísérelte keresztül vinni nemcsak a föld kérgében, hanem belseje felé is".

SZABÓ Józsefnek a földtani tudományok kapcsolatait más tudományokkal és a gyakorlati élettel is kifejtő munkássága évtizedekről felkeltette az ország érdeklődését az ásvány-földtan iránt és tekintélyt szerzett a földtani tudományoknak a kormány előtt is. Ennek is következménye, hogy a világ akkori leghaladóbb néhány európai államához hasonlóan viszonylag igen korán (1869-ben) megalakult az ország első nagy tudományos kutatóintézeteként az Állami Földtani Intézet, amely lehetővé tette a részletvizsgálatok rendszeres kivitelét. A kezdeményező lépések megtételében vele együtt az artézikút-fúrás úttörőjének, ZSIGMONDY Vilmosnak volt döntő szerepe.

SZABÓ a Természettudományi Közlöny, a Földtani Közlöny és a Magyar Tudományos Akadémia természettudományi kiadványainak néhány korai évfolyamát is szerkesztette. A Magyar Tudományos Akadémia életének irányításában 1888-tól kezdve, mint az igazgatói tanács tagja jelentős részt vett. Eredményesen dolgozott Budapest fejlesztéséért, többek közt fürdőváros jellegének kialakításáért. Szorgalmazta a Margitsziget népparkká alakítását és az ország földtani felépítését jelző kőzettömbökkel való ellátását. A budapesti állat- és növénykert előkészítésében is lényeges szerepe volt.

SZABÓ személyes támogatásával az Akadémia tagjául választja 1861-ben PETTKÓ Jánost, 1864-ben HANTKEN Miksát, 1874-ben HOFFMANN Károlyt és KRENNER Józsefet, 1876-ban BÖCKH Jánost.

Megkezdődik tehát a részletadatok gyűjtése. A lényeges és a kevésbé lényeges együttes vizsgálata később, a századforduló táján az adatok olyan alig áttekinthető tömegének megismeréséhez vezetett, ami agnoszticizmusba hajló pozitivista kutatási szellem kialakulását segítette. Ennek nyomai Akadémiánk földtani tudományokat művelő egyes tagjai felfogásában is felismerhetők.

Az új tagok közül európai hírű kutató volt HANTKEN Miksa, a Földtani Intézet első igazgatója és az első magyar paleontológus professzor, aki főleg Magyarország jelentős eocénkorú kőszénelőfordulásai tanulmányozása kapcsán a Magyar Középhegység e korra jellemző óriás Foraminiferái, a Nummulinák rendszerezésével tűnt ki.

HOFFMANN Károly a Vihorlát-Gutin kőzetei tanulmányozása után a balatoni bazaltok, majd a Mecsek hegység fonolitos trachidolerites magmás kőzetei mikroszkópos vizsgálatával lehetővé tette ezek helyes besorolását a magmás provinciák később kialakult globális rendszerébe. HOFFMANN kezdetben műegyetemi tanár volt, majd a Földtani Intézetbe átlépve az ország egyik legpontosabb földtani térképezőjeként működött.

A Földtani Intézet igazgatója BÖCKH János különösen a D-i Bakony, a Mecsek hegység geológiai térképezésével és részletes feldolgozásával, valamint a magyarországi, kezdetben kevés sikerrel járó kőolajkutatásainak megindításával szerzett érdemeket.

Az Akadémia földrajztudósa az ország egyik legkorábbi földrajzi leírását adó HUNFALVY János az első magyar egyetemi földrajztanár és a Földrajzi Társaság első elnöke volt.

A megbízható kőzettani és földtani kutatás jeles képviselője a DÉCHY Mór 1886. évi kaukázusi expedíciójában résztvevő SCHAFARZIK Ferenc műegyetemi tanár, a Cserhát andezites kőzetei monográfusa és a Déli-Kárpátok bonyolult kristályos hegységének felvevő geológusa és petrográfusa, egyben az egyik első magyar szeizmológiai kutató és ZSIGMONDY Vilmos után egyik első magyar hidrogeológus. Sokoldalúságáról a Budai hegységben végzett tektonikai megfigyelései is tanuskodnak.

Ez idő tájt viszonylag nagyszámú ázsiai és afrikai expedíciót szerveztek magyar kutatók. A földtudományilag is alátámasztott expedíciók sorát SZÉCHENYI Béla közép-ázsiai expedíciója vezette be 1877—1880. Ennek geológusaként LÓCZY Lajos a Himalája rendszer takarós szerkezetének felderítésében döntő jellegű felfedezést tett. 1889-ben fedezte fel TELEKI Sámuel a Rudolf- és a Stefánia-tavakat Afrikában. Ezeket követte ZICHY Jenő, továbbá DÉCHY Mór (*Schafarzikkal* kapcsolatban már említett) expedíciója. LÓCZY kínai kutatásainak földrajzi részét folytatta CHOLNOKY Jenő a Hoang-Ho torkolati vidékén, PRINCZ Gyula pedig önállóan is vezetett geográfiai felfedezésekben gazdag expedíciót 1909-ben a Pamir és Tien-Shan vidékére.

Az említett közép-ázsiai vizsgálataival lett európai hírű geográfus LÓCZY Lajos, a magyar földtannak SZABÓ József mellett legjelentősebb alakja. LÓCZY a Műegyetem, majd a Tudományegyetem földrajzi, ill. földtani professzoraként, utána a Földtani Intézet legeredményesebb igazgatójaként működött. Az intézet munkásságát a Kárpát-medencerendszer hegységeinek csaknem egész területén rétegtanilag megalapozott, egyben tektonikai szemlélettel közvetlenül irányította. Ezt az időszakot világszerte a takarós hegységképződés, a nagy rá-

tolódások kérdése foglalkoztatta néha kalandos közelítésekkel, LÓCZY azonban Magyarország szerkezetét bölcs mérséklettel értelmezte. Az általa megszervezett 32 kötetes Balaton monográfia nagyszerű földtani első kötetét maga dolgozta ki a Balaton környékének 75 000 méretű térképfelvételével együtt. LÓCZY szervezte meg 1909-ben budapesti székhellyel az első nemzetközi agrogeológiai kongresszust is.

Ez időben világszerte nagy energiával igyekeztek elkülöníteni a sokszor nehezen megkülönböztethető egyes ásványfajtákat. E téren egyik világviszonylatban is legjelesebb tudós, kora egyik legjobb ásványismerője, a kitűnő és pontos megfigyelő KRENNER József volt. KRENNER az új ásványfajták egész sorát fedezte fel, köztük a később róla elnevezett *krenneritet* és az általa magyar tudósokról elnevezett *semseyit*, *andorit*, *fizélyit*, *schafarzikit* és *loranditot* (KRENNERt meleg barátság fűzte *Eötvös Lorándhoz*). KRENNER kivételes sikereit képességei mellett két körülmény segítette elő. Egyrészt a Magyar Nemzeti Múzeum később legéett Ásványtárát, melynek őre, majd igazgatója volt, DEÁK Ferenc és később a magyar tudományok egyik legnagyobb mecénása SEMSEY Andor segítségével a londoni és a pétervári múzeum után Európa legjelentősebb ásványtárává fejlesztette és így nagyszabású összehasonlító anyag állt rendelkezésére. Másrészt SZABÓ József egyik utódaként a vizsgálatokhoz szükséges műszerek a budapesti egyetem ásvány-kőzettani intézetében rendelkezésre állottak.

Új ásványt, a *pszeudobrookit*ot is felfedező nemzetközi hírű tudós volt KOCH Antal professzor is, akinek munkássága azonban inkább a magmás kőzetek vizsgálatára (Visegrád, Szentendrei-hegység, Fruska-Góra), de legfőképpen az Erdélyi-medence harmadkorú rétegtanára terjedt ki. Eredményei az Erdélyi-medence földtanának ma is változatlanul érvényes alapjai.

KRENNER ásványtani irányát folytatta többek között ZIMÁNYI Károly, majd a kristály finomszerkezetére meghonosított módszerek alkalmazásával TOKODY László, a Nemzeti Múzeum Ásványtárának későbbi akadémikus igazgatói.

KRENNER utóda a budapesti Ásvány-Kőzettani Tanszéken MAURITZ Béla, Akadémiánk Matematikai Természettudományi Osztályának 10 éven át titkára és az Akadémia Matematikai és Természettudományi Értesítőjének szerkesztője volt, aki az ásványtani tanulmányokon kívül a KRENNER idejében elhanyagolt kőzettani vizsgálatot emelte magas szintre a Mátra, a Mecsek, a Fruska-Góra, a kőzetfajtákban rendkívül gazdag ditrói eleolitszienit tömeg és a Balaton bazaltjainak részletes újravizsgálatával. A magmás kőzettan fő kérdései ekkor a magmás kőzetek rokonsági kapcsolatai és a rendszerint izomorf sorból álló kőzetalkotó ásványok és a kőzetek kémiai összetétele közti viszony voltak. MAURITZ a kérdés nagymesterével Paul NIGGLI zürichi professzorral és más vezető német kőzettan tudósokkal szoros kapcsolatban működött.

Mineralógus-petrográfus gárdánk századunk első felében legszélesebb

látókörű tudósa VENDL Aladár akadémikus műegyetemi professzor. Geológus, petrográfus, egyben a gyakorlati petrográfia egyik első művelője, továbbá mineralógus, hidrológus volt egyszemélyben. Az ásványfajtákban rendkívül gazdag Duna-homok ásványtani összetételének, majd a kiscelli agyagos rétegsornak, valamint a magyarországi löszöknek sokoldalú vizsgálatával elindította a hazai üledékes kőzettani kutatást. A Velencei-hegységre vonatkozó monográfiája a magmás kőzetek korszerű, földtanilag is jól megalapozott vizsgálatának példája. Nemzetközileg is elismert eredményeket ért el a kőzetek harmadik nagy csoportjának, az átalakult kőzeteknek kutatásában is, a Szebeni-havasokra vonatkozó munkájával. Rendkívül széles látókörével tanuskodnak a földtani társulati elnöki megnyitói, műegyetemi tanítványai számára írt magasszintű kétkötetes „Geológiá"-ja és az addigi magyar földtani történetet taglaló dolgozatai. Mineralógiai jártasságát pedig a MAURITZ-cal együtt írt kétkötetes „Ásványtan"-a (1942) mutatja, amely SZABÓ utolsó ásványtana után fél évszázaddal fontos tankönyvi hiányt szüntetett meg.

LÓCZY Lajos környezetében fejlődött ki Magyarország vasérc és kőszénkészletének lelkiismeretes összegzője PAPP Károly, továbbá a kitűnő előadó és földrajz népszerűsítő CHOLNOKY Jenő, aki a folyóműködések szakaszjellegének és a folyóteraszoknak vizsgálatával ért el jelentős eredményeket, továbbá a hazai rétegtani kutatás érdemes képviselője SCHRÉTER Zoltán és a földtani felvételezést mélyreható kőzettani és paleontológiai tanulmányokkal összekötő ROZLOZSNIK Pál — mind tagjai Akadémiánknak. ROZLOZSNIK többek közt a Szepes-Gömöri Érchegység földtanának vizsgálatával és főképp a Bihar és Béli-hegység rendkívül bonyolult takarós szerkezetének PÁLFFY Mórral együttesen végzett federítésével ért el úttörő és maradandó eredményt. Vonatkozó nagy műve az erdélyi Ny-i Határhegység geológiájának alapvető kiindulása.

Akadémiánk világhírű geológus tagjai közé tartozott századunk első évtizedeiben NOPCSA Ferenc, aki nagyszabású dél-erdélyi és albániai földtani kutatásaival a DK-Európa tektonikájának egyik úttörője. A Dinosaurusok mélyreható és invenciózus vizsgálatával meglepő paleobiológiai jelenségekre is rámutatott.

NOPCSA utóda az Állami Földtani Intézet igazgatói székében BÖCKH Hugó akadémikus volt, aki fiatal korában a selmeci főiskola tanáraként az egyik első, a magyar föld geológiája szempontjait előrevivő kétkötetes földtant írt, majd irányításával működő számos magyar kutatóval együtt felfedezte az Erdélyi medence hatalmas gázmezőit, tisztázva a medence szerkezet fő vonásait is. További kutatásainak eredményeként felfedezte az Egbell (Gbeli) környéki és a bujovicai kőolajtelepeket. Előbbi a mai Csehszlovákia, utóbbi Jugoszlávia szénhidrogénjei legfontosabb teleprendszerének alapozását jelentette. E vizsgálatok során elsőként alkalmazta az EÖTVÖS torziós ingát a szénhidrogénkutatásban és ily módon az alkalmazott geofizika megalapozásának

is fontos lépése volt. Hatalmas sikerei következményeként az angol—perzsa olajtársaság meghívott egyik vezető geológusául és mint ilyen többek közt perzsiai olajmezők feltárásának úttörője lett. Két angol szerzőtárssal együtt írta Irán földtanának monográfiáját, amelyben rámutatott az Iráni- és a Kárpáti-medencék geológiájának számos analógiájára és a köztes tömeg fogalmának kialakításához szolgáltatott alapvető adatokat.

BÖCKH utóda a selmeci, majd a soproni tanszéken VITÁLIS István, Akadémiánknak később ugyancsak tagja, a balatonvidéki fiatal (pliocénkorú) üledékek és a balatoni bazaltok érdemes monográfusa, egyben a magyar barna és feketekőszénkészletek nagysikerű gyarapítója és monográfusa.

BÖCKH Hugó környezetében fejlődött ki PAPP Simon is, a szénhidrogének világszerte sok eredményt elérő széleslátókörű kutatója. Az ő érdeme a jelenlegi Magyarország területének első jelentős kőolaj mezőjének felfedezése (1937), méghozzá előzetesen diszkreditált területen (Budafa).

Ezt a felfedezést követte már a felszabadulás után főleg KERTAI György akadémikus vezetésével a többi, a zalai, ill. nagylengyeli olajtelep felkutatása, továbbá az 1962—1965. években az első hatalmas dél-magyarországi gázmező (Szank, Algyő) felfedezése.

Közben egy kisebb olajmező, a bükkszéki feltárásával kapcsolatban az ún. Darnó-vonal felismerésével, továbbá bauxitkutatásaival TELEGDI-ROTH Károly ért el jelentős eredményeket. TELEGDI-ROTH Károly írta az első magyar őslénytani tankönyvet is.

Ezzel elérkeztünk a felszabadulás utáni időszakhoz. Az 1949-ben újjászervezett Akadémia a magyar földtani tudományokban is alapvető változásokat eredményezett. Az Akadémia addig tagjain, ill. azok munkásságán keresztül gyakorolt befolyást a magyar földtani tudományok fejlődésére, fő irányainak kialakítására. Most az akadémikusok személyiségén és eredményein kívül a szervezett kutatás, az új tudományos osztályok és azok bizottsági rendszere, az új akadémiai kutatóhelyek megalapítása és korszerű felszerelése rendszerint egy vezető tudós személyéhez kapcsolva, számos új tudományos folyóirat és megnövekedett könyvkiadás, valamint a nemzetközi munkákban való szervezettebb együttműködés is a fejlődés hatótényezőivé váltak. Az Akadémia soproni *Geodéziai és Geofizikai Laboratóriuma*, a *Földrajztudományi Kutató Intézet* és a *Geokémiai Kutató Laboratórium* Budapesten, a Sopronból Miskolcra áthelyezett *Olajbányászati Laboratórium* megalakítása mellett megindult az ország rendszeres ásványi nyersanyag kutatását, ill. földtani és geofizikai felvételezését biztosító két nagy kutatóhely jelentős fejlődése és differenciálódása. Kialakult az önálló geológus és geofizikus képzés, továbbá a szénhidrogén és bauxitkutatások által megkívánt mélyfúrásos és (főleg szeizmikus robbantásos) geofizikai kutatás nagyszabású fejlesztése. Mindez lehetővé tette az ország mélyebb kérgének megismerését, ismereteink új szintre emelését.

A földtani tudományok főrészének akadémiai szervezése kezdetben

még a *Műszaki Osztály*on történt, de — ERDEI Ferenc akkori főtitkár nagyhatású támogatásával — 1965-ben létrejött a *Föld- és Bányászati Tudományok Osztálya*, bővülő bizottsági rendszerével együtt. Ehhez az osztályhoz került természetszerűleg az addig a II. Osztályhoz sorolt földrajzi tudományok csoportja is.

A földtani tudományok akadémiai művelésében nagy szerepet játszanak a *Geonómia és Bányászat* főcímű „Osztályközlemények", továbbá az *Acta Geologica*, az *Acta Geodaetica Geophysica et Montanistica* és a különböző földrajzi magyar és világnyelvű folyóiratok. E folyóiratok a legfontosabb hazai eredményeket, iránytmutató új felismeréseket közölnek hazai és külföldi szerzőktől, egyben a *Nemzetközi Geológiai Kongresszus Kárpát-Balkáni Asszociációja*, ill. a Szocialista Akadémiák geofizikai Asszociációjának munkálatai egyrészét is publikálják. Az akadémiai szervezet lehetővé tette fontos nemzetközi konferenciák, ill. kongresszusok és szimpóziumok megrendezését is hazánkban, pl. 1959. évi nemzetközi Geokémiai Konferencia szervezését, amelynek aktív résztvevői közé tartoztak az akkori vezető petrográfus geokémikus és érctelepkutatók, köztük P. ESKOLA, A. P. VINOGRADOV és H. SCHNEIDERHÖHN. 1969-ben budapesti székhellyel rendeztük meg a Kárpát-Balkán Geológiai Asszociáció XI. Kongresszusát, a Magyar Földtani Intézet 100 éves jubileumával és számos más nemzetközi rendezvénnyel és tudományos tanulmányúttal egybekötve. A nemzetközi földtani tudományos élet számunkra legfontosabb szervezeteiben, hosszú idő óta a Kárpát-Balkán Geológiai Aszszociáció munkája, továbbá újabban létrejött Nemzetközi Geodinamikai Program vezetésében magyar kutatók jelentős szerepet játszanak. Nagysikerű rendezvényeket valósítottak meg a hazai földrajzkutatók főleg az akadémiai Földrajzkutató Intézet rendezésében. A nemzetközi negyedkor-kutatásban és számos más kérdésekben geográfusaink sikeresen együttműködnek a geológusokkal és egyéb szakmák kutatóival.

A felszabadulás első évtizedeinek nagyszerű példamutató geológus vezető egyénisége VADÁSZ Elemér akadémikus professzor, SZABÓ József átfogó szellemének és szemléletének méltó örököse, többek közt Mecsek hegység monografikus feldolgozója és a bauxit és a kőszénföldtan egyik első rendszeres magyar kutatója. VADÁSZ Elemér a földtani oktatás kérdésével már egyetemi tanársegédként is magas szinten foglalkozott. 1919-es forradalom idején a budapesti egyetem őslénytan, ill. földtan professzoraként nagyjelentőségű oktatói, szervezői munkát indított el, amit azonban a HORTHY-korszakban a magyar hivatalos földtani életből való kirekesztése követett. A felszabadulás után új lendülettel vette kézbe tanszékét és megszervezte a budapesti egyetem soktanszékes geológus és geofizikus képzését. Egymás után jelentek meg a magyar földtani oktatást és kutatást szolgáló alapvető kézikönyvei, köztük az „Elemző földtan", „A Föld és az élet fejlődése" és legfontosabb műve a több kiadást is megért „Magyarország földtana". Külön köny-

vekben foglalkozott a földtani szemlélet kialakulásával és utolsó nagy műveként Szabó József működésével. Magyarország kövületeinek és üledékes kőzeteinek legjobb ismerőjeként a mélyfúrások által feltárt kőzetek értelmezését alapvetően segítette.

Korán elhúnyt két kiváló akadémikusunk volt a szénhidrogén telepek felfedezésével kapcsolatban a már említett Kertai György, továbbá az ércteleptanban és a magmás kőzettanban egyaránt igen jelentős eredményeket elért Pantó Gábor. Pantó az egyik Magyarországon nagy elterjedésben megjelenő sajátságos vulkáni termék, az ignimbrit kutatásával, a Nagyalföld szerkezeti sajátságainak megismerését is lényegesen előrevitte.

Élő akadémikus kortársaink ásvány-földtani munkáinak kiváló eredményeit jubileumunkhoz készült egy másik írásban foglaltuk össze, így azokat itt nem ismételjük.

Munkánk kollektív eredményeit elsősorban az Akadémia Föld- és Bányászati Tudományok Osztályának megalakítása tette lehetővé. Az Osztály kezdeti kiemelt témájának megszervezése után 1967-ben ismertük fel azt a jelenséget, amely a Föld anyagi és szerkezeti fejlődését meghatározva, lehetővé teszi a különböző földtudományok eredményeinek egymásra vonatkoztatását és eddig ismeretlen, vagy alig elképzelhető kapcsolatai rendszeres kutatását. Ez az összekötő jelenség a Föld uralkodóan ciklusos anyag- és energiaáramlási rendszere, amelynek kollektív kutatása jelenleg az Osztály közös tudományos tevékenységének egyik alapvető szempontja. Az új kutatási szellem viszonylag rövid idő alatt lehetővé tette a földtudományokat egymással oknyomozóan összekapcsoló geonómiának kifejlesztését, világviszonylatban először hazánkban. Ily módon kialakulóban van a földtudományok eddigi hagyományos gyakorlati feladatai — az ásványi nyersanyagkutatás és a meteorológiai előrejelzéssel kapcsolatos kérdések — mellett egy egészen újszerű feladat: alapszolgálgatás a természettudományok összekapcsolásához és egyes társadalomtudományi jelenségek megvilágításához.

Ha végül megkíséreljük összefoglalni a magyar földtudomány fejlődésének Akadémiánk 150 éves történetével kapcsolatos fő vonásait, úgy 5 főkorszak megkülönböztetésével bizonyos szakaszosságot állapíthatunk meg. E fő korszakokat a nagy társadalmi-politikai változások határolják el.

Az Akadémia alapítását is megelőző Habsburg-elnyomás korszakának Magyarországra vonatkozó sporadikus ásvány-földtani eredményeit főleg külföldi kutatók érik el.

Lényegileg az 1848—49-es forradalommal indul meg a magyar földtudományok meglapozásának és azonnali hatalmas fellendülésének nagyszerű második korszaka, lényegileg Szabó József tudományos eredményeivel és irányításával. Ugyanakkor a földtani kutatás biztonsága nemzetközileg új szintet ér el a kőzetmikroszkópia bevezetésével.

A kiegyezés után alakul ki a harmadik főkorszakként a hazai földtani

tudományok részletező munkája, amelyet már nemzetközi tekintélyű magyar kutatók nagyobb csoportjának specializált munkája jellemez. Fontos fejezete ennek az első magyar nagy kutatóintézmény, a Földtani Intézet megalapítása.

A következő időszakot az első világháború végén bekövetkezett összeomlás indítja el. Nemzetközi jelentőségű kiváló kutató egyéniségek működése ellenére is ez a korszak a pangás jeleit viseli.

A felszabadulás példátlanul hatalmas fejlődést indít a földtani tudományok terén is. Ennek a mélyrehatóan új, ötödik korszaknak kezdeti két évtizedére VADÁSZ Elemér kiváló kutatói és szervezői működése nyomja a bélyegét.

A szakaszos fejlődést a magyar földtudományokon belül az ércek és nem ércek teleptanára nagyjából hasonló módon állapította meg, számszerű adatok tekintetbevételével kiadódó kisebb ciklusok elkülönítésével a földtani oktató munkája közben nemrég elhunyt kitűnő FÖLDVÁRI Aladár professzor is. Úgy véljük, hogy a földtani tudományoknak erre a csoportjára is alkalmazható az ő időhatárait kissé módosító előbbi korbeosztás.

E korszakokat váltakozva az adatgyűjtés, tényleltározás túlnyomó öncélúsága, vagy az adatgyűjtéssel együtt a nagy áttekintésre törekvés, a szélesebb kapcsolatkutatás is jellemzi. Az előbbi kiinduló feltétel az újkori természettudomány szellemében, az utóbbi ennek folyamánya és fokozatosan növekvő mértékben válik lehetségessé, egyben mindinkább tudományszabályozó és a gyakorlatot, valamint az általános kultúrát fejlesztő szükségletté.

Akadémiánknak eddig — 18 geodétán és geofizikuson kívül — 41 mineralógus-geológus-paleontológus, ill. bányász tagja volt. Ezek — igen kevés kivétellel — úttörői voltak az általános földtudományi jelenségek kutatásának, vagy az ország alapvető földtudományi felderítésének. Nélkülük országunk szegényebb és ismereteink hasonlíthatatlanul csekélyebbek volnának.

II. geodézia, geofizika és bányászat

Az 1949 előtti időszak

Akadémiánk 1949 előtt a geodézia és geofizika területén, mint a legtöbb tudománynál, hathatós anyagi támogatást csak igen korlátozott mértékben tudott adni. Mégis azt kell mondanunk, hogy a geodézia, majd a fejlődésnek megfelelően mintegy 1900 óta a geofizika is, már 1949 előtt Akadémiánkon nagy megbecsülésnek örvendett.

Erre mutat a geodézia vonalán, hogy az 1864—69. évi akadémiai nagyjutalmat Földméréstan c. könyvéért kapta KRUSPÉR ISTVÁN, aki egyébként már 1858 óta Akadémiánk levelező, majd 1869 óta rendes, és 1899 óta 1905-ben bekövetkezett haláláig tiszteleti tagja volt. Röviddel KRUSPÉR halála után lett az Akadémia levelező tagja BODOLA LAJOS, a budapesti műegyetemen

a geodézia tanára, majd 1922-ben OLTAY KÁROLY, BODOLA utóda a műegyetemen, aki 1949-ben tanácskozó tag lett és kandidátusi fokozatot kapott.

Sajnálattal kell megállapítanunk, hogy a nemzetközileg nagyrabecsült FASCHING ANTAL nem lett Akadémiánk tagja, de ennek nem annyira az Akadémia, hanem inkább az 1920 utáni évek két geodéta tagja az oka, akik nem javasolták FASCHINGot tagul.

Annál örvendetesebb, hogy Akadémiánk már 1949 előtt is számos nagyhírű külföldi geodétát is tagjául választott. Időrendben is először GAUSSt kell említenünk, aki bár elsősorban matematikus volt, a geodéziának is egyik nagymestere, s aki 1847-ben lett Akadémiánk külső tagja. Ugyancsak külső tagja volt 1908-tól az Akadémiának a geodéta HELMERT FRIGYES, majd 1926-tól SCHUMANN RICHÁRD is. Meg kell viszont mint negatívumot említenünk, hogy az 1949-ig terjedő periódusban külföldi tudományos akadémia magyar akadémikus geodétát nem választott tagjául.

A geofizika területén egy kissé más a helyzet, minthogy nemzetközi viszonylatban is a geofizika csak a múlt század vége felé kezd önállósulni, hisz az első geofizikai folyóirat, a *Gerlands Beiträge zur Geophysik* is csak 1887-ben jelent meg először. A földmágnességi és meteorológiai kutatások, igaz, sokkal régebbre nyúlnak vissza, s mindkét területen végzett kutatásaiért lett SCHENZL GUIDÓ 1867-ben az Akadémia levelező, s 1876-ban rendes tagja. Érdemes megemlíteni, hogy EÖTVÖS LORÁND tudományos pályája a fizika, KÖVESLIGETHY RADÓé pedig a csillagászat területéről indult el, s lettek a magyar és nemzetközi geofizika nagy tudósai: EÖTVÖS főleg a geodéziába is átnyúló gravitációs, KÖVESLIGETHY pedig szeizmológiai kutatásaival szerzett nemzetközi hírnevet a magyar geofizikának.

Eötvös 1873-ban lett az Akadémia levelező, s 1883-ban rendes tagja (s 1889-től 1905-ig elnöke is volt), míg KÖVESLIGETHY 1895-ben, illetőleg 1909-ben.

Mindkettő kutatásait Akadémiánk az akkori igen korlátozott viszonyai ellenére is, különösen EÖTVÖS elnöksége után hathatósan segítette. Akadémiánk támogatásával az Akadémia épületében zajlott le 1906-ban a Nemzetközi Földmérésnek, az *Internationale Erdmessung*nak az a nevezetes konferenciája is, amelyen EÖTVÖS a nehézségi erő grandienseinek és szintfelületének a torziósingával történő meghatározásáról tartott renkívüli sikerű előadást. A nemzetközi tudományos világ vezető személyiségei közül jelen voltak a többek között HENRI POINCARÉ, a francia Académie des Sciences akkori elnöke és GEORG HOWARD DARVIN, a cambridgei egyetem professzora és a Royal Society tagja. Ez a konferencia kérte fel a magyar kormányt, hogy EÖTVÖS méréseinek folytatását anyagilag támogassa. Az Akadémia a maga részéről EÖTVÖS LORÁND geofizikai kutatásait a SEMSEY-alapítványból juttatott jelentős összegekkel segítette.

Itt kell megemlítenünk, hogy EÖTVÖSnek geofizikai munkákkal foglal-

kozó volt munkatársai közül még Eötvös életében, 1917-ben az Akadémia levelező tagjává választotta Steiner Lajost a földmágnesség terén végzett kutatásai elismeréséül, míg 1918-ban főleg gravitációs kutatásaiért Rybár Istvánt, aki 1931-ben rendes tag, majd 1949-ben tanácskozó tag, s később a tudományok doktora lett. Eötvös halála után és 1949 előtt Eötvös volt munkatársai közül még Pekár Dezsőt 1922-ben és Fekete Jenőt 1941-ben választották az Akadémia levelező tagjául. Pekár Dezső 1949-ben tanácskozó tagnak minősült és kandidátusi fokozatot kapott.

Nem érdektelen, hogy 1949-előtt a magyar geofizikusok közül már volt tagja külföldi tudományos akadémiának: Eötvös Loránd, akit a berlini Akadémia 1910-ben választott levelező tagjává.

Mint fontos eredményt kell megemlítenünk, hogy Akadémiának 1930-ban felvételét kérte a *Nemzetközi Geodéziai* és *Geofizikai Unió*ba és meglakította ennek Magyar Nemzeti Bizottságát. Az akkori Akadémiai Almanachok szerint ez volt az Akadémia első, nemzetközi tudományos szervezet felé összeköttetést tartó Nemzeti Bizottsága. A *Nemzetközi Geodéziai és Geofizikai Unió*, illetve annak *Nemzetközi Geodéziai Asszociációja* 1919-ben alakult, miután az Internationale Erdmessung az első világháború alatt gyakorlatilag megszűnt. Akadémiánk, illetve Nemzeti Bizottsága igyekezett résztvenni az Unió munkájában, de ezt sajnos a csakhamar kitört második világháború megakadályozta. Felszabadulásunk után az 1948-ban tartott oslói közgyűlés idejére esett Eötvös Loránd születésének centenáriuma. Ez alkalommal Renner János, Eötvösnek ugyancsak tanítványa és munkatársa Oslóban emlékbeszédet tartott, a Bossolasco olasz professzor által szerkesztett *Geofisica pura e applicata* pedig kezdeményezésünkre egy külön Eötvös-számot adott ki, amelyet a közgyűlés tagjai között szétosztottak. Mindazonáltal Akadémiánknak a *Nemzetközi Geodéziai és Geofizikai Unio*-beli tagsága már 1948-ban is a tagdíjnemfizetés miatt kétségessé vált, s csak az Akadémia 1949-es átszervezése után, 1954-ben rendeződött megnyugtató módon, amint erre a későbbiekben még kitérünk.

A magyar bányászat több évszázad óta nemzetközi megbecsülésnek örvend; ennek ellenére 1949-ig az Akadémia a bányászat terén végzett úttörő munkákat, bizonyára akkor nagyrészt ipari jellege miatt, viszonylag kevés figyelemre méltatta. Igaz, Akadémiánknak számos bányász tagja volt, de ezek nagy része, mint Szabó József (lev. tag 1858-ban, r. tag 1867-ben, ig. tag 1888-ban), Pettkó János (lev.tag 1861-ben), Hantken Miksa (lev. tag 1964-ben, r. tag 1874-ben), Böckh János (lev. tag 1876-ban) Rozlozsnik Pál (lev. tag 1927-ben) elsősorban a geológia terén szereztek nagy érdemeket. Főleg a mélyfúrás terén úttörő munkássága volt Zsigmondy Vilmosnak, aki eredményes 1866—67. évi margitszigeti artézi kútfúrás után 1868-ban lett Akadémiánk levelező tagja. Péch Antal a bányászat különböző ágaiban, mint az ércelőkészítésben, a bányatérképkészítésben elért eredményeivel és a

magyar bányászati szaknyelv megteremtésével, valamint a magyar bányászat történetére vonatkozó kutatásaival érdemelte ki az Akadémia tagságát, amely 1879-ben választotta levelező tagjává. Ki kell emelnünk itt FINKEY JÓZSEFet is, kinek különösen az érclelőkészítés terén végzett kutatásai világhírűek lettek és akit Akadémiánk 1934-ben levelező, s 1940-ben rendes tagjává választott. Sajnos a magyar tudomány nagy kárára rövidesen reá, 1941-ben meghalt. Nem kevésbé nemzetközi hírnevű bányász, a bányaméréstan és geodézia művelője volt előtte CSÉTI OTTÓ a múlt század utolsó évtizedeiben, aki most már alig kideríthető okokból nem lett az Akadémia tagja.

Az 1949 óta

a) a Műszaki Tudományok Osztálya keretében

A Magyar Tudományos Akadémia szerepe a felszabadulás után a geodézia, a geofizika és bányászat terén sem alakult ki azonnal. A megfelelő és szükséges új megoldás a Természettudományi Akadémián és a Magyar Tudományos Tanácson keresztül végül is Akadémiánk 1949. évi mélyreható átszervezéséhez vezetett, amely alkalommal mindhárom tudományszak az újonnan felállított Műszaki Tudományok Osztályába került. Az osztályon belül valamennyi szak azóta is működő külön-külön tudományos bizottságot kapott, amely hivatva volt — és van — a szak tudományos és ezzel kapcsolatos problémáival foglalkozni és megfelelő javaslatokat a felsőbb szerveknek előterjeszteni. Külön bizottsága van még a meteorológiának, valamint volt a kőolaj-, földgáz- és vízbányászatnak is.

Még az Akadémia 1949. évi átszervezése előtt, 1947-ben a Magyar Tudományos Tanács tette lehetővé Sopronban a *Geodéziai és Geofizikai Munkaközösség*nek létrejöttét, amely célkitűzése szerint a geodézia és geofizika tudományos problémáival, illetve kutatásaival volt hivatva foglalkozni. Akadémiánk az 1949. évi átszervezés után a munkaközösséget nemcsak átvette és hathatósan tovább támogatta, hanem 1955-ben Geodéziai, valamint Geofizikai Kutató Laboratóriumokká építette ki, amelyekből 1971-ben Sopronban a *Magyar Tudományos Akadémia Geodéziai és Geofizikai Kutató Intézete* keletkezett. De nemcsak ezeket, hanem az egyetemi geodéziai és geofizikai tanszékeket, beleértve a meteorológiait, is Akadémiánk hathatós támogatásban részesítette, úgy hogy az Akadémia segítségével a magyar geodéziai és geofizikai tudomány hatalmasan fellendült.

Hasonló nemzetközi elismerés vonatkozik a bányászati tudományokra és eredményeire is. Az Akadémia által anyagilag szépen támogatott tanszékek a kutatás vonalán csakhamar a *MTA Bányászati Tanszéki Munkaközössége* szervezetében tömörültek és ennek székhelye Miskolc. Ugyancsak Miskolcon működik elismert eredménnyel az *MTA Olajbányászati Kutató Laboratóriuma* is.

Akadémiánknak a geodézia, geofizika és bányászat területéről ebben az időszakban TÁRCZY-HORNOCH ANTAL, ki 1946 júliusában lett levelező és de-

cemberében rendes tag, TARJÁN GUSZTÁV, ki 1951-ben lett levelező tag, KÁNTÁS KÁROLY, ki 1954-ben lett levelező tag és aki külföldre való távozása miatt 1957-ben tagságát elvesztette, EGYED LÁSZLÓ, ki 1960-ban lett levelező és 1970-ben rendes tag, ZÁMBÓ JÁNOS, ki 1961-ben lett levelező, s 1973-ben rendes tag, voltak a tagjai. Külföldről KRISZTANOV akadémikus geofizikust 1964-ben választotta Akadémiánk tiszteleti tagjává.

A kutatási kedv fokozásához az Akadémia által javasolt jelentős számú KOSSUTH- és Állami díj és számos más kitüntetés adományozása is hozzájárult.

Mindjárt 1949 után megindult a geodézia, geofizika és a bányászat területén is a saját kutató munkán felül a külföldi kutatási eredmények tanulmányozása. Akadémiánk hathatós támogatásával sikerült a hozzáférhető külföldi szakirodalmat beszerezni, s a személyes kapcsolatokat kiépíteni, első fázisban főleg a Szovjetunióval és a többi szocialista országgal. Akadémiánk lehetővé tette, hogy keretében már 1952-ben — bár még szűkebb keretekben — jól sikerült nemzetközi geodéziai és geofizikai konferenciát lehetett tartani. Ezt követőleg 1954-ben, a római közgyűlésen kedvező értelemben rendeződött Akadémiánk tagsága a *Nemzetközi Geodéziai és Geofizikai Unió*ban is: a több évi kiesés ellenére újabb felvétel nélkül megállapították, hogy Magyarország tagja az Uniónak. Akadémiánk hathatós anyagi és erkölcsi támogatásával azóta is tevékenyen résztveszünk az Unió munkájában.

Nemzetközi tudományos tekintélyünk emeléséhez a szakbavágó ipari kutató intézetek is jelentős mértékben hozzájárulnak, s az igen jó együttműködés a megfelelő akadémiai intézetekkel ezt tovább fokozza.

Ugyancsak emelte nemzetközi tudományos tekintélyünket Akadémiánk szakbavágó idegen nyelvű folyóirata, 1965-ig az *Acta Technica*, mely a geodézia és geofizikai tárgyú tanulmányok részére rövidesen az ugyancsak idegennyelvű *Series Geodaetica et Geophysica* címen külön sorozatot indított meg. Az Akadémiai Kiadó által megjelentetett szépszámú magyar nyelvű szakkönyv a magyar szakkörök tudományos szintjének emeléséhez járul hozzá, míg az idegen nyelven megjelentetett munkák már a *Műszaki Tudományok Osztályá*hoz való tartozás idején is hathatósan járultak hozzá szakjaink tudományos színvonalának nemzetközi elismeréséhez, amint ezt az igen nagyszámú és elismerő könyvismertetés és könyvekre való számos hivatkozás is bizonyítja. Hasonló vonatkozik az Akadémia támogatásával végzett egyes kutatási eredményekre vezető külföldi folyóiratokban való publikálására is.

Szakterületeink tudományos színvonalának és tekintélyének emeléséhez a külföldi konferenciákra és kongresszusokra való akadémiai kiküldetések és az ezeken tartott tudományos előadások, a külföldi, különösen Szovjetunió-beli tanulmányutak és Akadémiánk vendégeiként kiváló szakemberek itteni látogatásai az ezek alkalmával folytatott eszmecserék révén már ebben az időszakban is igen hathatósan segítséget jelentettek.

Mélységes tisztelettel és hálával kell itt adóznunk HEVESI GYULA akadémikusnak, a *Műszaki Tudományok Osztálya* első titkárának, ki tudományszakjaink felvirágoztatásáért is igen sokat fáradozott és tett.

b) A Föld- és Bányászati Tudományok Osztálya és a *Természettudományi I. Főosztály* keretében

Az Akadémia 1965. évi átszervezése folyamán a föld- és bányászati tudományok a X. Osztályban külön osztályt kaptak és ez a geodéziai, geofizikai és bányászati tudományok fokozatos további fellendülésével járt. Növekedett ezzel a geodézia, geofizika és bányászat akadémikus tagjainak a száma is.

Akadémiánk 1969. évi átszervezésével az Akadémia kutatási szervei és így a geodézia, geofizika és bányászat akadémiai kutatási szervei is az Akadémia főtitkárának irányítása alá kerültek, s a Természettudományi I. Főosztályba soroltattak. Tapasztalataink szerint ez a kutatási lehetőségeknek fokozódásával járt.

Egész Akadémiánk kutatási lehetőségeinek növekedésével együtt bővültek a lehetőségek, hogy az Akadémia tagjai, intézeti és munkacsoportbeli munkatársai külföldi tanulmányutakon, konferenciákon és kongresszusokon résztvehessenek és ott kutatási eredményeikről előadásokat tartsanak, illetőleg kutató helyei neves külföldi szakembereket vendégként fogadhassanak, akik saját kutatási eredményeikről tartanak előadást. Jelentősen fokozzák ezt a Magyarországon az Akadémia támogatásával tartott nemzetközi tudományos konferenciák, amelyek száma a geodézia, geofizika és bányászat terén is egyre nő, s hatalmas kutatási anyag feltárásával jár kutatóink számára. Különösen eredményes a tudományos együttműködés szempontjából a geofizika és geodézia terén a szocialista országok tudományos akadémiáinak a planetáris geofizikai kutatások összehangolására 1966-ban felállított komissziója, a KAPG, amelynek minden tagország Tudományos Akadémiáján megvan a maga munkabizottsága, amelyek albizottságokra és ezek további munkacsoportokra oszlanak. Akadémiánk támogatásával ezek ülésein részt tudunk venni, s tárgyalások és előadások révén különösen a Szovjetunióhól igen sok hasznosat kapunk, de adunk is.

A Föld- és Bányászati Tudományok Osztályának a felállításával a régebbi *Series Geodaetica et Geophysica* helyett idegen nyelvű periodikus akadémiai kiadványunk az *Acta Geodaetica, Geophysica et Montanistica* nevet kapta. Amennyire hasznos Osztályunkon belül a bányászatnak a geodéziával és geofizikával való összefogása, annyira nehéz helyzetet teremtett az a körülmény, hogy bővült tudományterület ellenére ennek az új Actának ívszáma a *Series Geodaetica et Geophysicához* viszonyítva változatlan maradt, pedig a tudományok robbanásszerű fejlődése, s hazánk szerepe e tudományterületeken nem

szűkítést, hanem bővítést igényel. Enélkül e szakok hazánkban készült idegennyelvű tanulmányainak egy nagy részét külföldi kiadványokban kell megjelentetni. Bár ezek is hozzájárulnak nemzetközi megbecsülésünkhöz, mégis-csak célszerűbb lenne, ha az Akadémia támogatásával végzett kutatások eredményei Akadémiánk kiadványában jelenhetnének meg. Actánk így is nemzetközi elismerésnek örvend, s hozzájárul tudományterületeink megbecsülésének fokozásához, ez pedig a többek között szakterületeink itt gyártott műszerei exportjának jelentős növeléséhez. Mindezt Akadémiai Kiadónk egyre fokozódó nagyszámú kiadványainak nemzetközi elismerése is jelentős mértékben tovább növeli.

A geodézia, geofizika és bányászat terén elért tudományos eredmények nemzetközi elismerése abban is megnyilvánul, hogy az ezeket művelő akadémikusok közül baráti és nyugati országbeli tudományos akadémiák és nemzetközi akadémiák is választottak már tagokat és több ország egyetemi rangú intézménye avatott közülük tiszteletbeli doktorokat.

Összefoglalva megállapíthatjuk, hogy felszabadulásunk óta a föld- és bányászati tudományok is Akadémiánk támogatásával ugrásszerűen hatalmasat fejlődtek és nemzetközi mértékkel mérve is igen rangos helyet foglalnak el a nemzetközi tudományos világban. Ezt megtartani, sőt tovább fejleszteni mindnyájunknak becsületbeli kötelessége szakjaink érdekében Hazánk és az emberiség javára!

A MAGYAR FÖLDTUDOMÁNY SZEREPE A NEMZETKÖZI EGYÜTTMŰKÖDÉSBEN

BARTA GYÖRGY
AKAD. LEV. TAG

BÉLL BÉLA
AKAD. LEV. TAG

PÉCSI MÁRTON
AKADÉMIKUS

A természettudományok fejlődése során a természeti jelenségek rendszeres megfigyelése és céltudatos észlelése a mérőeszközök és mérési módszerek tökéletesítésével, széles körű elterjedésével és egységesítésével vált lehetségessé. A fejlődésnek ez a szakasza szorosan kapcsolódik és szerves kölcsönhatásban van a 18. és a 19. században kibontakozó tudományos és technikai forradalommal, amely a természetről alkotott világképünket és a természettudományok kutató módszereit, nem utolsó sorban a természettudományos gondolkodásmódot alapjaiban átalakította.

Ez az átalakulás jól követhető a földtudományok történetében is. Egyre szervezettebbé válnak a Föld globális megismerésére irányuló kutatások és tudatosul Bolygónk szféráinak kölcsönhatásaikban is megnyilvánuló szerves kapcsolata. A földrajzi felfedezések, a különböző geológiai, geofizikai, hidrológiai és meteorológiai programok, amelyek egymástól többé-kevésbé függetlenül és eltérő módszerekkel folytak, nagy mennyiségű ismeretanyagot és adattömeget halmoztak fel. Nyilvánvalóvá vált, hogy ezek feldolgozása és egybekapcsolása — az egységes Föld globális megismerése érdekében — szervezetten, nemzetközi tudóscsoportok közös munkájával, végső fokon az egész Földet átfogó nemzetközi együttműködés formájában válik lehetségessé. Az ilyen együttműködés a meteorológia-klimatológia területén már a 18. század utolsó évtizedeiben megkezdődött (*Societas Meteorologica Palatina*, 1780), a földrajztudományok egészében — a földrajzi felfedező utakhoz csatlakozva — a múlt század első feléig nyúlik vissza. Az együttműködés általában tudományközi (interdiszciplináris) kapcsolatok formájában (pl. egyes országok földrajzi társaságai) indult meg, majd a 19. század második felében szervezett földtudományi kutató programokban (pl. I. *Nemzetközi Polárév*, 1882—1886), végül is nemzetközi kongresszusokon létrehozott internacionális együttműködésben folytatódott. A teljesség igénye nélkül ebben a vonatkozásban megemlítendők:

az I. Nemzetközi Földrajzi Kongresszus, Antwerpen 1871,
az I. Nemzetközi Meteorológiai Kongresszus, Bécs 1873,
az I. Nemzetközi Földtani Kongresszus, Páris 1878.

A magyar földtudományok művelői az 1867. évi kiegyezést követőleg, a központi kutató intézetek megalakulása után (*Magyar Állami Földtani Intézet*, 1869; *Országos Meteorológiai és Földmágnesség Intézet*, 1870) csatlakoztak intenzívebben a kibontakozó nemzetközi együttműködéshez.

A szépen fejlődő kooperációban az első, majd a második világháború szakadást idézett elő, de a háborúk befejeztével a nemzetközi együttműködés többé-kevésbé átalakított formában folytatódott s napjainkban valóban világméretűvé vált.

A történeti fejlődéshez alkalmazkodva a magyar földtudomány szerepét a nemzetközi együttműködésben 3 szakaszra bontva mutatjuk be: az I. világháború előtt, a világháborúk között és a II. világháború után.

Az ismétlések elkerülése végett nem foglalkozunk a földtudományok egészének és egyes diszciplínáinak (így a hidrológia, geodézia stb.) fejlődéstörténetével. Ezekről az MTA jubiláris kiadványai, előadásai, a *Föld- és Bányászati Tudományok Osztályá*nak ünnepi ülésén elhangzott s a jelen kötetben megjelenő előadásai bőséges anyagot nyújtanak s munkánkkal együtt alkotnak megközelítő egészet.

A magyar földtudomány szerepe a nemzetközi együttműködésben az első világháború előtt

A magyar földrajztudomány s általában a földtudományok szerepe a nemzetközi kapcsolatokban legkorábban a Föld felfedezésére és megismerésére, ill. az őshaza felkutatására irányuló törekvésben nyilvánult meg, s az évszázadok során Juliánusz baráttól Kőrösi Csoma Sándoron át id. Lóczy Lajosig a Föld ismeretlen részeit kutató magyarok egyénileg vagy többedmagukkal is újabb adatokkal járultak a tudomány fejlődéséhez.

A 19. század második felében, az európai országokban egymás után alakuló földrajzi társaságok nyílt fórumot biztosítottak a földrajzi felfedezések tudományos eredményeinek bemutatására. A magyar földrajzi utazók és felfedezők világszerte ismertek és elismertek voltak, eredményeik legnagyobb részét idegen nyelven itthon vagy külföldön publikálták. Teleki Pál a *X. Nemzetközi Földrajzi Kongresszuson* (Róma, 1914) már ismert nevű magyar földrajzkutatókat sorolhatott fel, az I. világháborút megelőző időkből.

Teleki Sámuel expedíciója (1889) Kelet-Afrikában a Rudolf- és a Stefánia-tó felfedezésére vezetett. Lóczy Lajos, aki Széchenyi Béla expedícióján (1877—1886) vett részt, elsőnek egészíthette ki Richthofen művét Kína földtanáról. Lóczy Lajos kínai kutatásainak eredményeit 1898-ban Cholnoky Jenő részben kiegészítette a Hoan-ho torkolatvidékét és vízrendszerét feltáró kutatásaival. Almásy György második közép-ázsiai expedícióján (1906) részt vett Prinz Gyula, aki ezt követőleg önálló expedíciót vezetett 1909-ben a Pamír nyugati lejtőire, foglalkozott Közép-Tiensan glaciális képződményeivel, Nansan, Karatas és Karateke geológiájával és topográfiájával.

Hosszan lehetne folytatni a Teleki által felsorolt és a külföldi tudományos körökben elismert magyar földrajzi és földtani kutatók, felfedezők névsorát. Ehelyett a kölcsönös kapcsola-

tok megvilágítására megemlítünk néhány nevet a világháborúk előtt hazánkban járt világhírű utazók és felfedezők közül: NANSEN, DRYGALSKI, NORDENSKJÖLD, SHACKLETON, PEARY, STEIN AURÉL, SVEN HEDIN.

Az antwerpeni *I. Nemzetközi Földrajzi Kongresszus* felhívással fordult a világ geográfusaihoz, hogy alakítsanak nemzeti földrajzi társaságokat. Ennek nyomán 1872-ben az MTA támogatásával megalakult a *Magyar Földrajzi Társaság*, amely a következő évben megindította a *Földrajzi Közleményeket*. A 100 éves folyóiratnak nagy szerepe volt és van a hazai földrajzi kutatások eredményeinek nemzetközi ismertetésében.

A nemzetközi tudományos együttműködést szolgálták a Földrajzi Társaság magyar és idegen nyelvű publikációi a földrajz s a komplex földtudomány tárgyköréből. Ezek közül elsősorban kell említenünk a maga korában egyedülálló „Balaton-monográfia" magyar és német nyelvű kiadását. Ez a hatalmas, 32 kötetből álló enciklopedikus mű, amely 1891-ben LÓCZY LAJOS indítványára a Magyar Földrajzi Társaság keretében alakult *Balaton-Bizottság* munkájának eredményeképpen jött létre s „A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei" címen 1897—1920 között jelent meg, a Balaton térségének földrajzán kívül kiterjedt a Balaton geológiájára, hidrológiájára, klimatológiájára. Ennek a monumentális műnek a nyomán a Balaton Földünknek komplex földtudományi szempontból is legalaposabban tanulmányozott tava lett, alapot és ösztönzést adott országunk ezen nagy természeti értékének további komplex tanulmányozására.

Önálló és szervezett magyar geológiai és geofizikai kutatások ugyancsak a múlt század második felére nyúlnak vissza.

A *Magyar Állami Földtani Intézet* geológusai már az intézet alapítását (1869) követő évtizedben szereplőivé váltak a nemzetközi tudományos életnek.

A párizsi *I. Nemzetközi Földtani Kongresszuson* (1878) a magyar geológusok földtani térképeit és publikációit nagydíjjal tüntették ki. A *II. Nemzetközi Földtani Kongresszuson* (1881, Bologna) HANTKEN MIKSA akadémikus, a Földtani Intézet első igazgatója mértékadó szerepet töltött be a nemzetközi földtani térképek koncepciójának, jelkulcsának egységesítésében. Az Állami Földtani Intézet fennállásának 40. évfordulóján id. LÓCZY LAJOS akadémikus igazgatósága alatt megrendezte az *I. Nemzetközi Agrogeológiai Kongresszust* (1909) s reprezentatív formában mutatta be a hazai földtani kutatások eredményeit.

Az aránylag fiatal földtudománynak, a geofizikának területén a nemzetközi együttműködés magyar vonatkozásban EÖTVÖS LORÁND munkásságával kezdődött s a hazai geofizikát egy csapásra a nemzetközi tudomány és együttműködés élvonalába emelte. A múlt század második felének és századunk első felének földmágneses és gravitációs összemérését különböző külföldi obszervatóriumokkal megemlítve, EÖTVÖS LORÁND működésétől számíthatjuk a rendszeres közös nemzetközi munkák kifejlődését mind tudományos,

mind gyakorlati téren. Eötvös nagy jelentőségét a geodéziai és a geofizikai kutatások nemzetközi fejlesztésében a jelen kötetben megjelent tanulmány részletesen méltatja. Ezért elegendő arra szorítkoznunk, hogy Eötvös Lóránd személye és nagy tudományos tekintélye méltó helyet biztosított a magyar geofizikusok számára a nemzetközi tudományos életben. Sok magyar kutatót hozott kapcsolatba külföldi tudományos és a kutatás eredményeit alkalmazó szervezetekkel, nyersanyagkutató vállalatokkal. Eredményeinek gyakorlati irányú felhasználásában nagy szerepe volt Böck Hugónak, akinek kezdeményezésére kezdték az Eötvös-ingát nyersanyag- kutatásra felhasználni. Különösen az 1916. évi egbelli sikeres kőolajkutatás hívta fel a világ figyelmét az Eötvös-inga jelentőségére az ásványi nyersanyagok kutatásában. Ennek eredményeként számos magyar kutató vett részt az egész világon a kőolajkutatásban.

Eötvös mellett a geofizika területén kialakult együttműködés vonatkozásában meg kell említenünk Kövesligeti Radó nevét. Munkásságát jelen kötetünk egyik cikke részletesen méltatja, ezért ettől eltekinthetünk.

A geofizika egyes szakterületein — amint később látni fogjuk — rendszeres és a nemzetközi programokhoz kapcsolódó mérések indultak meg az ógyallai meteorológiai és földmágnességi obszervatóriumban, amelyek az egyre inkább előtérbe kerülő komplex földtudományi kutatások első, sikeres kísérletei voltak Magyarországon.

Kétségtelen, hogy a földtudományok közül a meteorológia igényli a legnagyobb mértékben a szervezett nemzetközi együttműködést. Az a térség ugyanis, amelyre az időjárási jelenségek analízisének, de méginkább prognózisának információs igénye kiterjed, a légköri objektumok méretei és hatáskörzetük nagysága következtében túlnyúlik a legtöbb ország határán, végső soron eléri a globális, ill. az extraterresztrikus hatásmechanizmus méreteit.

Ez az igény a megfelelő sűrűségű állomáshálózatra, egységes megfigyelő rendszerre, a légkör nagy mozgékonysága miatt gyors adattovábbításra és feldolgozásra, tehát jól szervezett nemzetközi együttműködésre irányul.

Magyarország az Európából kiindult s ma már világméretűvé vált szervező munkához az elsők között csatlakozott. A mannheimi „*Societas Meteorologica Palatina*" kezdeményezésére 1780-ban létesült 39 állomásból álló megfigyelő hálózatnak a budai Egyetem csillagdáján volt az egyik, a hálózatot túlélő, 1848-ig működő állomása. A nemzetközi hálózat történetére a napóleoni háború, a magyar állomás működésére a szabadságharc és Buda ostroma tettek pontot. A nyert adatok azonban tovább éltek: ezek alapján szerkesztette meg Brandes (1820) az első szinoptikus időjárási térképet.

Az 1873-ban, az *I. Nemzetközi Meteorológiai Kongresszus* alkalmával Bécsben megalakult *Nemzetközi Meteorológiai Szervezet*ben (IMO majd WMO) az MTA kezdeményezésére 1871-ben létesült magyar *Meteorológiai Intézet* (most *Országos Meteorológiai Szolgálat)* kezdettől fogva tevékenyen részt

vett. Az első évtizedek nemzetközi feladata az állomáshálózat és az egységes mérési módszerek kialakítása volt. Az 1900-ban magánobszervatóriumból államivá szervezett ógyallai Meteorológiai és Földmágnességi Obszervatórium a méréstechnika és a műszerkonstrukciós kutatások vonatkozásában az európai kutatóhálózat jelentős bázisa volt (KONKOLY-THEGE MIKLÓS, MARCZELL GYÖRGY, STEINER LAJOS), egyúttal komplex földtudományi programja (napfizika, szeizmológia, földmágnesség, meteorológia, légköri elektromosság) előfutára volt korunk szintetizáló geonómiai szemléletének.

Az elsők között volt Magyarország a magaslégköri mérések bevezetésében (1913), amelyeknek rendszeres folytatását két év elteltével az első világháború akadályozta meg.

A magyar földtudomány szerepe a nemzetközi együttműködésben a két világháború között

Az első világháború, majd a Tanácsköztársaság bukását követő ellenforradalmi időszak sem anyagi, sem tudománypolitikai szempontból nem kedvezett a földtudományok fejlődésének. A háború előtt kedvezően megindult és fejlődő nemzetközi együttműködés gyakorlatilag megszakadt s csak a 20-as években indult újból lassú fejlődésnek.

Nemzetközi vonatkozásban a világháború alatti teljes elszigetelődés után a 20-as években nemzetközi kezdeményezés eredményeképpen megalakult a *Nemzetközi Kutatási Tanács*, majd ennek utódaként a 30-as években működésbe lépett a *Tudományos Uniók Nemzetközi Tanácsa* (ICSU), amely jelenleg is 17 tudományos unió összekötő, nemzetközi szerve. Az egyes országok intézményeit és tudósait az uniókban — rendszerint az akadémiák keretében alakult — nemzeti bizottságok képviselik, feladatuk a tudományos kutatás és az ezzel összefüggő nemzetközi kapcsolatok előmozdítása.

Az ICSU uniói közül 3-nak tevékenységi köréhez tartoznak a földtudományok. Ezek:

a *Nemzetközi Geodéziai és Geofizikai Unió* (IUGG),
a *Nemzetközi Földrajzi Unió* (IGU),
a *Nemzetközi Geológiai Unió* (IUGS).

Jóllehet a nemzetközi együttműködés szervezetei lassan kialakultak s tagjaik sorába az MTA fokozatosan belépett, mégis a nemzetközi uniókban és más nemzetközi tudományos fórumokon a magyar kutatók a két világháború között a csekély anyagi támogatás és kutatólétszám stb. miatt csak mérséklet tevékenységet fejthettek ki.

A nemzetközi kapcsolatok egy évtizedes megszakadása után 1925-ben NOPCSA FERENC akadémikus képviselte hazánkat az *Orosz Tudományos Akadémia* 200 éves fennállásának ünnepségein, majd 1926-ban részt vett a

madridi *Nemzetközi Geológiai Kongresszuson*. 1928-ban Magyarországon tartották meg a német *Paleontológiai Társaság* vándorgyűlését.

Ezen — inkább reprezentatív-kezdet után magyar részről elsősorban az 1928-ban Dániában alakult *Nemzetközi Negyedkorkutató Egyesülés* (INQUA) munkájában való részvétel kiemelkedő. A negyedkorral foglalkozó magyar kutatók 1934-ben léptek be először mint nemzeti szekció a nemzetközi szervezetbe. Az 1937-ben Bécsben tartott kongresszuson a magyar INQUA-bizottság képviselői már jelentős előadásokkal szerepeltek. Az 1940. évi kongresszus megrendezésére Magyarországot kérték fel. A kongresszus a második világháború miatt elmaradt.

A két világháború között az Eötvös-ingát mindinkább a nyersanyagkutatásban elsőként Böck Hugó, a Földtani Intézet igazgatója alkalmazta. Nemcsak hazánkban alkalmazták Eötvös kiváló műszerét az ásványi nyersanyagok feltárásában, hanem Perzsiában, Guatemalában, Trinidad szigetén, Venezuelában, Albániában, majd Mexikóban, Texasban, Khaipus államban és Assamban, Franciaországban, Iránban végeztek a két világháború között Eötvös-ingával nyersolaj-kutatásokat.

A harmincas évek végétől már a gravimeteres mérések is előtérbe kerültek, és az Eötvös-inga mérések mellett a kőolajkutatásban ezeket is kezdték alkalmazni. Magyar geofizikusok 1937—1941 között olaszországi kőolajkutatásaikban már graviméteres méréseket végeztek.

A harmincas években magyar geológusok és geofizikusok amerikai, angol, francia, osztrák nemzetközi rendezvényeken aktívan résztvettek, Böck Hugó pedig 1931-ben egyetemi előadásokat tartott Londonban a Föld nagytektonikájáról. Az évtized vége felé kaialakult súlyos politikai helyzet, majd a második világháború és annak gazdasági következményei a további kapcsolatokat leszűkítették.

Hasonló módon fokozatosan elszigetelődött a magyar földrajztudomány is a két világháború közötti időben az egyébként is gyengén működő *Nemzetközi Földrajzi Unió* szerveitől. A hivatalos köröktől preferált, propagandisztikusan revizionista szellemű földrajzi irányzat és az irredenta célzatú térképek tudományos szintre alig emelkedtek s inkább befelé fordultak. A *Földrajzi Közlemények* évente egyszer megjelenő idegen nyelvű kiadványa és egy-két külföldi földrajzi sorozatban megjelent tanulmány inkább csak információt adott a magyar kutatásokról, mintsem számottevő szerepet játszott volna a nemzetközi tudományos együttműködésben.

Ugyancsak szerények voltak ebben az időszakban a magyar meteorológusok nemzetközi kapcsolatai is. A nagyon szűkös személyi és anyagi keret csak arra volt elegendő, hogy a meteorológiai szolgálatot megközelítően korszerű szinten lássák el, továbbá, hogy a magyar megfigyelő és észlelő szolgálat kielégítő adatanyaggal vegyen részt a nemzetközi kommunikációs szolgálatban, valamint évkönyveinek kiadásával a nemzetközi adatcserében. Min-

denesetre elismerésre méltó, hogy egyes két- és többoldalú nemzetközi programokban, így az Alpok áramlásmódosító hatásának mérésében, a II. polárév programjában, továbbá a világméretű állomáshálózat fejlesztésének nemzetközi erőfeszítéseiben (egyébként ez volt a *Nemzetközi Meteorológiai Szervezet*nek ebben az időben a legfontosabb programja) Magyarország saját állomáshálózatának szervezésén túlmenőleg is résztvett. Az 1925-ben repülőgépekkel, 1927-ben pedig léggömbökkel újból megkezdett magaslégköri műszeres mérések az akkor még ritka aerológiai hálózatban elismertek voltak s lényegesen hozzájárultak a három dimenziós légköri analízishez. A negyvenes évek elején jelent meg az első aeroklimatológiai feldolgozás a magyar magaslégköri adatanyagból, nemzetközi viszonylatban is az elsők között. Megemlítendő még, hogy 1925—1927 között magyar szakértő (RÉTHLY ANTAL) szervezte meg Törökország meteorológiai hálózatát. A hálózati barométerek nemzetközi összehasonlítását magyar kezdeményezésre indították meg Európában s ennek egy részét Délkelet-Európában, majd Észak-Afrikában (1938) magyar meteorológusok végezték el.

A komplex földtudományok vonatkozásában pozitív lépés volt a napsugárzásmérések, a légelektromos potenciálesés, a légköri ióntartalom mérésének bevezetése, majd rövid időre a földmágneses regisztrálások felújítása az ógyallai meteorológiai obszervatóriumban. Ezek, az akkor még elég ritka légkörfizikai adatok évkönyvek, havi jelentések formájában kapcsolódtak be a negyvenes évek egyre ritkuló nemzetközi adatcseréjébe.

A hazai meteorológiai kutatás ebben az időszakban Magyarország éghajlatának feltárására szorítkozott s megteremtette az alapot Magyarország éghajlati atlaszának a második világháború után megvalósult, nemzetközileg is elismert kiadása számára.

Nemzetközi szempontból jelentősek voltak STEINER LAJOS akadémiai levelező tag alapvető elméleti kutatásai a dinamikus meteorológia és a földmágnesség területén, de a második világháború tragikus eseményei ezt a sokat ígérő kutató munkát sem engedték kibontakozni s idő előtt megszakították.

A magyar földtudomány szerepe a nemzetközi együttműködésben a második világháború után

A hosszantartó második világháború és az azt követő újjáépítési és tudományszervezési gondok több, mint egy évtizedre szinte teljesen megbénították a nemzetközi együttműködést nemcsak nálunk, hanem európaszerte. A világháborúk közötti időben megalakult nemzetközi tudományos szervezetek, így az ICSU és uniói formálisan fennmaradtak ugyan, de üléseket nem tarthattak és koordinációs tevékenységet sem fejthettek ki. Mindenesetre az általános újjáépítéssel együtt az egymástól elszigetelten feléledő és fejlődő tudományos kutatás hamarosan — általában az 50-es évek elején — újból-

igényelte a nemzetközi kooperációt. A háborút formálisan túlélő nemzetközi szervezeteket már a 40-es évek végén (az ICSU-t már 1946-ban) újjáalakították. Közöttük pl. a *Meteorológiai Világszervezet* a tudományos intézetek igazgatóinak együtteséből az ENSZ egyik szakosított szervezetévé vált a tagországok kormányszintű képviseletével. Hasonló, bár kevésbé szoros kapcsolatok fűzik az ICSU-t és unióit az UNESCO anyagi támogatásán keresztül az ENSZ-hez amellett, hogy feladata továbbra is a tudományos kutatás ösztönzése, támogatása és elvi koordinálása. A világháborúk közötti időben zömmel európai tagsággal és jelleggel bíró tudományos uniók, így az IUGG, IGU és az IUGS is, fokozatosan világszervezetekké váltak azáltal, hogy az önállósult gyarmatokból keletkezett ázsiai, afrikai államok a taglétszámot a 70-es években már közel 100-ra emelték.

Hazánkban a felszabadulást követő kedvező tudománypolitikai légkörben az egyes földtudományi területek az elmúlt korszakok elismerésre méltó eredményeit megőrizve és átmentve gyors fejlődésnek indultak. Ennek a fejlődésnek a komplex földtudományok vonatkozásában egyik jellemzője az előző korszakokhoz képest az intenzívebb részvétel a nemzetközi együttműködésben, a nemzetközi szervezetekben és programokban, továbbá az a világszerte érvényesülő integrációs törekvés, amely a Föld globális megismerésére törekszik a földtudományok egységének, a geonómiának keretében. Ez a törekvés megnyilvánul a három nagy földtudományi unió koordinációs tevékenységében, a közös programokban, az uniók közötti bizottságok munkájában stb.

Természetesen az egyes földtudományoknak a múlt hagyományaiban gyökerező módszertani és tematikus sajátságai miatt a geológia, geofizika, geográfia, a meteorológia, a hidrológia, geodézia stb. egymástól többé-kevésbé szeparáltan kezdték a második világháború után tudományterületük újjáépítését és megszakadt nemzetközi együttműködés felújítását.

A felszabadulás után a magára talált földtan művelői úgy érezték, hogy legfontosabb feladatuk a korszerű és egységes elvek szerint készülő földtani térképek elkészítése. Ezzel a tevékenységgel több nemzetközi szervezetben is aktívan szerepeltek magyar geológusok, s résztvettek a *Nemzetközi Földtani Kongresszus* és az UNESCO által is támogatott *Földtani Világtérkép Bizottság* munkájában.

A hazai földtani tudományok intenzívebb bekapcsolódása a nemzetközi geológiai életbe az 50-es évek vége felé bontakozott ki ismét; a nemzetközi elismerés jegyében. Az *MTA Geokémiai Kutató Laboratóriuma* által rendezett konferencia (1959) és az *Állami Földtani Intézet* mezozoikummal foglalkozó konferenciája (1959) a nemzetközi szakkörökre igen jelentős hatást gyakorolt. Az utóbbi a Földtani Intézet 90 éves fennállásának ünnepségeivel kapcsolódott egybe.

A magyar geológusok 1956-tól kezdve tevékenyen részt vesznek a nem-

zetközi földtani negyedkor-térképek, Európa neotektonikai térképe, a Kárpát-Balkán rendszer tektonikai térképe, és metamorf térképe szerkesztésében.

A *Kárpát-Balkán-i Földtani Asszociáció*, amelynek Magyarország 1969 óta tagja, IX. kongresszusát hazánkban tartotta. E testület különböző bizottságaiban számos szakemberünk aktív, sőt vezető szerepet tölt be. Hasonlóképpen számos magyar szakembert választottak meg a három földtani unió kongresszusain a különböző bizottságok tagjaiul és tisztségviselőivé.

Az Állami Földtani Intézet 1969-ben ünnepelte centennáriumát számos nemzetközi rendezvény keretében. E rendezvényekkel egybeesett az IUGS és az UNESCO közös földtani korrelációs programja első szakértői ülése, amelynek első megfogalmazása hazánkban magyar szakértők bevonásával történt.

Említésre méltó, hogy az Állami Földtani Intézet földtani, mérnökgeológiai, hidrogeológiai tematikus atlaszait módszertanilag úttörő kezdeményezésként tartják számon nemzetközi vonatkozásban is. Ezen túlmenőleg Kuba geológiai térképezésében, Mongólia földtani, ásványi nyersanyag-feltárásában és más fejlődő országok részére is sok magyar geológus nyújtott szaktanácsot az elmúlt évtizedekben.

A magyar geológusok több nemzetközi földtani szervezetben vezető szerepet töltenek be: a *Földtani Kongresszus Rétegtani Bizottsága Jura Albizottságának* vezetője, az IUGS egyik alelnöke, *Mangán Bizottságának* elnöke — egyéb tisztségeink között — magyar geológus.

A geofizika fejlődésének a felszabadulás után nagy lendületet adott a ma már több mint fél évszázados *Eötvös Loránd Geofizikai Intézet* újjászervezése. Az intézet 1949-ben átvette a MAORT geofizikai részlegét, majd 1950-ben a Meteorológiai Intézettől a földmágneses munkakört az ideiglenes budakeszi obszervatóriummal. Ugyanakkor keretébe olvasztották a szeizmológiai intézetet is működő obszervatóriumaival. Megélénkültek a nemzetközi csatlakozó mérések mind gravitációs, mind mágneses vonalon. Az első ilyen csatlakozó mérés 1953-ben a Budakeszi-Ógyalla-i és Pruhonice-i obszervatóriumok között történt. Ezt követőleg 1959-ben kapcsolták össze határmérésekkel a magyar és a csehszlovák mágneses alaphálózatot. Bilaterális együttműködés keretében az *Ukrán Tudományos Akadémia Geofizikai Intézete* 1969-ben elvégezte a mágneses tér abszolút értékének összehasonlítását Tihanyban. Magyar műszerrel 1972-ben ugyanezt az összemérést magyar geofizikusok folytatták Kijevben, Ogyesszában és Lvovban. A szocialista országok tudományos akadémiáinak geofizikai együttműködése (KAPG) keretében (lásd később) számos hasonló összemérés történt a földmágnesség területén Tihanyban, az árapály, földi áramok, ionoszféra, magnetoszféra vonatkozásában a nemzetközi együttműködés magyar bázisain: a nagycenki és a tihanyi obszervatóriumokban (az előbbi az *MTA soproni Geofizikai és Geodéziai Kutató Intézete*, az utóbbi az *Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet* keretében léte-

sült és vált nemzetközi kutató programmal az együttműködés bázisává), illetve a geodéziai hálózatok csatlakoztatása területén.

A tudományos jellegű csatlakozó mérések mellett számos nyersanyagkutató expedíciót szerveztek a magyar geofizikusok a szocialista országokban és az ázsiai — afrikai fejlődő országokban egyaránt. Műszerfejlesztési vonalon szoros kooperáció alakult ki a SZU, a DDR és Csehszlovákia szakembereivel.

A gyakorlati geofizika nemzetközi kapcsolatain kívül az elvi és alapkutatási geofizikában hazánkban kialakult a Föld tágulásának és a Föld aszimmetrikus felépítésének az elmélete. Mindkét elmélet számos nemzetközi konferencián megvitatásra került és lényegesen befolyásolta és alakította a nemzetközi földtudomány elképzeléseit Földünk felépítéséről és folyamatairól.

Az utóbbi két évtizedben nyolc jelentős nemzetközi tudományos konferenciát rendeztek a magyar geofizikusok az MTA és a nemzetközi munkabizottságok szervezésében. Egyetemeink szintén jelentős szerepet játszanak a nemzetközi geofizikai együttműködés élénkítésében. Tudományos ülésszakok szervezésével, két- és többoldalú együttműködési szerződések kötésével, professzorok és hallgatók cseréjével számos lehetőséget nyitottak meg a geofizika — hasonlóképpen a meteorológiai, geológiai, geokémiai, geodéziai, geográfiai tanszékek a többi földtudomány — számára az együttműködés nemzetközi vonatkozásoiban.

A földtudományok társadalmi szervezetei (az MTA és a MTESZ keretében) is számos konferencia és szimpózium szervezésével, külföldi szakemberek vendégüllátásával, hazaiak kiküldésével erőteljesen támogatták a nemzetközi kapcsolatok fejlődését. Az időszakosan megrendezésre kerülő *Geofizikai szimpoziumok*, a *Magyar Földrajzi Társaság vándorgyűlései*, a *Magyar és a Szlovák Meteorológiai Társaság* közösen rendezett *vándorgyűlései* immár hagyományos nemzetközi tudományos találkozók színhelyei.

A második világháború utáni nemzetközi együttműködés jellegzetes formáivá váltak az időszakos földtudományi programok, amelyeket a komplexitás és a szervezettség, de nem utolsó sorban — a jelentős ENSZ-UNESCO támogatás tesz nagyon hatékonnyá. Az 1957—1958. évi *Nemzetközi Geofizikai Évet* (NGÉ) számos komplex és speciális program követte (*Nemzetközi Nyugodt Nap Éve, Felső Köpeny Kutatási Terv, Nemzetközi Geodinamikai Program, Globális Légkörkutató Program* stb.), amelyekben hazánk is tevékenyen részt vett, ill. részt vesz.

A NGÉ európai régiójából 1966-ban létrejött a szocialista országok Tudományos akadémiáinak geofizikai együttműködése (KAPG), amely szoros szervezetben koordinálja a geofizika, a geodézia, a meteorológia és a hidrológia tudományterületeit. A magyar földtudományok képviselői jelentős szerepet töltenek be a KAPG különböző munkabizottságaiban. Több munka-

csoport vezetője magyar szakember, a meteorológia egész tudományterületét pedig kezdettől fogva magyar meteorológus koordinálja. Ugyancsak magyar meteorológus irányítja mintegy 10 év óta a szocialista országok meteorológiai szolgálatainak kutató munkáját. Mindkét funkció arra utal, hogy a hazai meteorológiai kutatás nemzetközi kapcsolatai a felszabadulást követőleg jól megalapozott kutatási bázisokra építve jelentékenyen megerősödtek és kibővültek.

A meteorológia hazai kutatási bázisai sorában elsőként említendő az Országos Meteorológiai Intézet 1951-ben létesített *Aerológiai Obszervatóriuma* (Pestlőrinc), amely az elmúlt évtizedekben a maglégkörkutatás, a kozmikus meteorológia, a légkörfizikai és levegőkémiai kutatás, többek között a magaslégköri ózon, az ionoszféra, a felhőfizika, a levegőkörnyezet védelme, a planetáris határréteg, a sugárzás- és hőháztartás nemzetközileg koordinált témáival a széles körű tudományos együttműködés bázisává vált. Az obszervatórium (mai nevén az *Országos Meteorológiai Szolgálat Központi Légkörfizikai Intézete)* akadémiai szintű bilaterális kutatásokat végzett a levegőkémia témakörében csehszlovák és bolgár akadémiai intézetekkel.

A világméretű nemzetközi programok kiemelkedő szakaszaiban *(Nemzetközi Geofizikai Év*, 1957—1958; *Nemzetközi Nyugodt Nap Éve*, 1968—1969; jelenleg a *Globális Légkörkutató Program)* különleges mérésekkel s az ún. *Világnap*ok programjában hazánk korszerű szinten vett és vesz részt. Az NGÉben megkezdett antarktiszi kutatásban a Szovjetunió expedícióihoz csatlakozva 1963—1972 között négy magyar meteorológus tevékenykedett. 1971—1972-ben önálló programként első ízben végeztek magyar meteorológusok a déli félgömb óceáni meridiánja mentén levegőkémiai méréseket, amelyek az északi félgömb szennyezettebb levegőjével történt összehasonlítás alapjául szolgáltak.

Az NGÉ nyitvamaradt kérdései és a meteorológiai szolgáltatások iránt világszerte megnyilvánuló igények megérlelték, a technikai adottságok pedig lehetővé tették a WMO „Világszolgálat"-ának megszervezését. Ebben a három alaprendszer egyikének: a *„Globális Megfigyelési Rendszer"* munkabizottságának magyar elnöke van. Ugyancsak magyar választott elnöke van a WMO európai régiójának.

A meteorológiai szolgáltatások gazdasági hatékonysága című, közgazdasági vonatkozású világtéma tanulmányozására a WMO megszervezte az ún. *„6 ország program"*-ját, amely két fejlett ország (Magyarország és Svájc) és négy fejlődő ország komplex kutatásain alapuló felmérésekkel közelíti meg ezt a gyakorlati kérdést. A magyar eredmények lehetőséget adnak arra is, hogy a téma kidolgozásában a fejlődő országoknak is segítséget nyújtson a magyar szolgálat.

Ugyancsak a fejlődő országok megsegítésének keretében magyar szakértők tevékenykedtek a Kínai Népköztársaságban, továbbá az ENSZ fejlesz-

tési programja keretében a Nílus-forrásvidék vízgyűjtőjének vízháztartási felmérésében.

A Magyar Meteorológiai Társaság — a nemzetközi együttműködést elősegítendő — 1971-ben nemzetközi levegőkémiai szemináriumot, 1967-ben jégesőelhárítás módszereit megvitató ülésszakot rendezett, a legérdekeltebb és tapasztalt országok (Szovjetunió, USA, Franciaország) képviselőinek részvételével.

Az említetteken kívül számos nemzetközi érdekeltségű konferencia volt Magyarországon, amelyek közül megemlítendők az MTA keretében rendezett *Hidrometeorológiai kongresszus* (1952), a *Távelőrejelzési konferencia* (1954), a *II. Kárpátmeteorológia Konferencia* (1961), a *Meteorológiai Intézet* alapításának tudományos ülésszakkal egybekötött *centennáriuma* (1970), a *Globális Légkörkutató Program* szervező bizottságának ülése és *szimpoziuma* (1974).

A WMO egyik távlati progrogramja a világ klíma-atlaszának összeállítása. Ennek a nagy munkának jelentős része volt Európa klímaatlaszának összeállítása. A 65 térképből álló atlaszt a WMO-UNESCO megbízásából magyar klimatológusok készítették el s a magyar *Kartográfiai Vállalat* állította elő (1971).

Az említetteken kívül a regionális agroklimatológiai atlasz megszerkesztésében, a meteorológiai szolgáltatások gazdasági hatékonyságában, a racionális állomássűrűség kérdésének, a levegőkörnyezet védelmének, a légkörfizikának és a levegőkémiának, a műholdfelvételek (felhőképek) interpretálásának témakörében folynak Magyarországon koordinált kutatások. Ezek egyes témáiban a nemzetközi kutatómunkát magyar meteorológusok koordinálják a szocialista országok szintjén.

A földtudományokat az azonos, de különböző részarányban megnyilvánuló földi erőterek, az anyag- és energiaáramlásnak azonos törvényei, a különböző földi szférák kölcsönhatásai, az extraterresztrikus hatások földi reakciói kapcsolják össze. Ebben a vonatkozásban a paleoklimatológiai eredmények mellett különösen jelentősek azok a kutatások, amelyek a szilárd Föld és a légkör ún. planetáris határrétegére és a felső légkör extraterresztrikus hatásoktól befolyásolt jelenségeire irányulnak. A geonómiai kölcsönhatások kutatására irányuló magyar kezdeményezéshez a meteorológia oldaláról paleoklimatológiai kutatásokkal, az anyag- és energiaáramlás légköri megjelenési formáinak feltárásával, a légköri ciklikus jelenségek kutatásával járulnak hozzá a magyar meteorológusok — beillesztve ezen témákat a *Nemzetközi Geodinamikai Program* magyar munkálataiba.

Az előzőkben részletesen megemlített két földtudományi unióval egyidőben a *Nemzetközi Földrajzi Unió* (IGU) is átszerveződött. Magyarország 1956-ban a Rio de Janeiro-i kongresszuson lépett be a tagok sorába. Azóta a magyar geográfusok több munkabizottságban fejtenek ki kongresszusi előadásokkal, idegen nyelvű gyűjtemények kötetekkel aktív, ill. vezető szerepet.

A földrajzon belül a geomorfológiai kutatásoknak volt régebbre visszanyúló hagyománya. Ezek a hazai és nemzetközi földtani negyedkorkutatással is szoros kapcsolatban álltak. A felszabadulás után elért jelentős eredményeik alapján a magyar geomorfológusok elsők között kapcsolódtak be a nemzetközi bizottságok együttműködési programjaiba. Így pl. az *IGU Alkalmazott Geomorfológiai Bizottsága* keretében a magyar specialisták a 60-as évek elején több előterjesztést készítettek a geomorfológiai térképezés koncepciójára. Munkájuk és több éven át tartó kölcsönös tapasztalatcsere eredményeként kialakult a magyar és a nemzetközi geomorfológiai térképezés módszere, mely utóbbira a magyar geomorfológusok munkája is jelentős hatással volt. Ennek eredményeként nemzetközi együttműködés keretében, de főként magyar kezdeményezés és részvétel alapján elkészült a „*Kárpát-Balkán térség*" egymilliós méretű, *geomorfológiai térképé*nek első kézirata.

A negyedkorkutatás nemzetközi szervezetének (INQUA) több bizottságában dolgoztak geomorfológusaink. Résztvettek „*Európa lösztérképé*"-nek szerkesztésében és koncepciójának kidolgozásában. Az IGU és az INQUA bizottságok felkérésére 1962—1971 között hat ízben rendeztek Magyarországon terepbejárással egybekötött szimpoziumot, ill. bizottsági ülést. Az INQUA-nak 1968—1973 között magyar tisztségviselője is volt.

A gazdasági földrajzon belül a nemzetközi együttműködés első eredményeit a magyar agrárföldrajzi kutatások érték el. Az *IGU Földhasznosítási és Agrárpolitikai Bizottságának* 1961-ben kelete-urópai albizottsága létesült, amely programjának kialakításában a magyar agrárgeográfusok tevékenyen részt vettek. A magyar agrártipológiai módszereket több ország (Csehszlovákia, Lengyelország, USA, Franciaország) egyetemi tankönyvei ismertetik, s több országban általános kutatási módszerekké váltak.

Az *Alkalmazott Földrajzi Bizottság*ban a magyar földrajz különösen a területi fejlesztési koncepciók kidolgozásával szerzett megbecsülést. Az 1972-ben megalakult *IGU Falusi Fejlesztés és Tervezés* nevű munkacsoportja magyar elnököt választott. A munkacsoport tevékenysége iránt a fejlődő országok és a FAO részéről nyilvánult meg különösen nagy érdeklődés.

Magyar gazdaságföldrajzi szakemberek tevékenyen vettek részt az IGU gazdaságkörzetesítési, a népesség-, a közlekedés- és iparföldrajzi bizottságaiban is. Ezen bizottságok is tartottak Magyarországon ülést.

Sokoldalú szerepet tölt be a nemzetközi együttműködésben a magyar kartográfia. Magyarország 1960 óta tagja az *IGU Nemzetközi Térképészeti Társulás*ának (ICA). A *Tematikus Térképek Bizottságá*nak 1972 óta magyar elnöke van. Magyar kartográfusok készítették el az IGA 1974. évi konferenciájára a területi tervezési térképeknél szabványosításra javasolt jelkulcsgyűjteményt, továbbá az ENSZ földrajzi neveket szabványosító bizottságában 1972-ben a „latin betűs átírási" és 1973-ban az „országnévjegyzék" javaslatot. Közreműködtek az ICA kartográfiai értelmező szótárának kétnyelvű

kiadásában, és résztvettek Európa földhasznosítási térképének munkálataiban és kivitelezésében.

Magyar kartográfus javasolta a Föld két és félmilliós méretű, egységes elvek és vetület alapján megszerkesztendő világtérképének kiadását. A térkép elkészítésére a szocialista országok kartográfusai és intézményei — egymás között a feladatokat megosztva — vállalkoztak. A szerkesztő bizottság munkáját magyar kartográfus vezeti. Másfél évtizedes munkájuk eredményét 1974-ben Budapesten nagyszabású kiállítás keretében mutatták be.

Ugyancsak fontos köztudatformáló szerepet töltenek be az 1962 óta Budapesten évente rendszeresen megrendezésre kerülő nemzetközi térképkiállítások, amelyekhez tudományos ülések is kapcsolódnak. A „Cartactual" negyedéves kiadvánnyal magyar kartográfusok adnak elsőként tájékoztatást a nemzetközi szakfórumoknak a „Földön" bekövetkezett valamennyi térképi változásról.

A magyar geográfia elmúlt két évtizede alatt elért eredményességének nemzetközi elismerését jelzi az is, hogy olyan nagymúltú és eredményes geográfiai hagyományokra támaszkodó akadémiai és egyetemi földrajzi intézmények keresik a magyar geográfusokkal a kapcsolatot, mint pl. az angol, a francia, az amerikai, a jugoszláv geográfusok szövetsége, a szovjet, a lengyel, a csehszlovák és az osztrák akadémiák földrajzi intézményei. Prominens magyar geográfusok sok ízben kaptak meghívást külföldi (francia, osztrák, nyugatnémet, amerikai) egyetemeken előadások tartására is.

A szocialista országok akadémiai és egyetemi kutatóhelyeivel eredményesen dolgoznak magyar geográfusok közös kutatási témákon, az eredményeket közös kollokviumokon vitatják meg s ezzel a bilaterális együttműködésnek eredményes formáját alakították ki.

A magyar geográfia a nemzetközi együttműködés terén betöltött kiemelkedő szerepéért a legnagyobb elismerést az IGU végrehajtó bizottságától azzal nyerte el, hogy az *Unió Európai Regionális Konferenciájá*nak megrendezésére 1971-ben Magyarországot kérték fel. A nagyszabású rendezvényen, amelyet az MTA patronált, és a *Földrajztudományi Kutató Intézet* a 100 éves jubileumát ünneplő *Magyar Földrajzi Társasággal* közösen rendezett, a magyar geográfia, öregbítette hírnevét és széles nemzetközi körben — 9 szekcióban és 6 szimpoziumon — tette ismertté újabb kutatási eredményeit.

Végeredményben szerénytelenség nélkül megállapíthatjuk, hogy a földtudományok magyar művelői a múltban nehezebb körülmények között, a felszabadulás óta kedvezőbb lehetőségek felhasználásával az ország teljesítőképességét is figyelembe véve jelentős helyet foglalnak el a nemzetközi tudományos együttműködésben. Aktivitásunkat mutatják a nagy nemzetközi szervezetekben kifejtett tevékenységünk, kezdeményezéseink, szervező munkánk, a magyar szakemberek aránylag nagy száma a nemzetközi bizottságokban, a szervezetek vezető testületeiben, a Magyarországon rendezett

nemzetközi konferenciák, kongresszusok, nemzetközi szintű kiadványaink, nem utolsó sorban kezdeményező és aktív szerepünk a földtudományok integrációjának, egységének s az ebből fakadó globális földtudományi szemléletnek kialakításában.

A tudomány általános fejlődéstörténete arra figyelmeztet, hogy a fejlődésben soha nincsen végállomás, de még közbenső megállóhelyen sem lehet a lemaradás veszélye nélkül megállapodni. Ezért a jól fejlődő nemzetközi kapcsolatainkat, jelentőségünket az MTA 150 éves jubileuma alkalmával méltatva, korszerű szinten és korszerű természettudományos szemlélettel fejlesztenünk kell tudományterületeinket, az eredmények bázisán nemzetközi együttműködésünket, de gondoskodnunk kell az utódok nevelésével a magyar földtudomány világszínvonalának biztosításáról is. Csak így éri el a jubileum számvetése és mérlege konstruktív célját: tudományunk fejlesztését összhangban a folytonosan fejlődő nemzetközi tudománnyal.

A FÖLD- ÉS BÁNYÁSZATI TUDOMÁNYOK SZEREPE ÁSVÁNYKINCSEINK FELTÁRÁSÁBAN

FÜLÖP JÓZSEF
AKADÉMIKUS

NEMECZ ERNŐ
AKAD. LEV. TAG

ZAMBÓ JÁNOS
AKADÉMIKUS

A tudomány az ember gyakorlati tevékenységéből származó tapasztalatok és ismeretek rendszerezése, az alapvető összefüggések törvényekbe való foglalása. A származás e bélyegét a föld- és bányászati tudományok különösképpen magukon viselik. A Magyar Tudományos Akadémia megalapítása idején e tudományok már túljutottak a fejlődés kezdeti szakaszán; a bányászat apáról fiúra szálló mesterségéből kibontakoztak a bányászati tudományok körvonalai; a Föld egészének felépítésére, eredetére és fejlődéstörténetére vonatkozólag is jelentős ismeretek, sőt elméletek alakultak ki. Mégis a földtudományok — talán az ásványi nyersanyagoknak az ipari forradalomban betöltött szerepe miatt is — sohasem veszítették el eredetük említett jellegzetességét, amely a földtani kutatás és a bányászati gyakorlat közötti szoros kapcsolatban szüntelenül megnyilvánult. Akadémiánk alapítása idején jelentős tudósok a földtudományok terén nem működtek hazánkban, bár az előzményeket tekintve a *Selmeci Bányászati Akadémia* alapító tanára, Mikovinyi Sámuel munkássága, majd Delius Traugoth Kristóf bányaműveléstana méltán nemzetközi hírűek voltak. Egy-két — egyébként a kor színvonalán álló — de átvett földtani ismeretanyagot tárgyaló munka (pl. Katona Mihály: *Közönséges természetes földleírás*, Budapest 1824) közkézen forgott, de még évtizedeknek kellett eltelni ahhoz, hogy önálló alkotásra képes nemzedék nőjjön fel. A hazai földtudományok múlt századi gazdag felvirágzása Szabó József egyetemi tanár, akadémiai tag és osztálytitkár munkásságával kezdődött.

Filozófiai, jogi és bányamérnöki tanulmányokat végzett. Selmecbányán, Zsarnócán és Felsőbányán szerzett gyakorlati tapasztalatokat, majd Kossuth Lajos bányászati előadója, a szabadságharc alatt salétrom főfelügyelője volt. Széles körű tudományos ismeretek, a kor színvonalán álló gyakorlati tapasztalatok és a haza alkotó szolgálatának élménye társultak személyében a kérdések elméleti megragadásának kiemelkedő képességével. Ez a magyarázata annak, hogy több évtizedes egyetemi tanári és akadémikusi működésének eredményeként Szabó József a gyakorlati és egyben nemzeti érdekeket szolgáló tudományos földtan és ásványtan hazai megalapozójává vált.

„Bányaműszótár" (1848) szerkesztésével és kiemelkedő szépségű írásaival egyben a magyar nyelvű szakirodalom egyik megteremtője.

A földtan széles körű tudományos művelését a múlt század második felében — SZABÓ JÓZSEF kortársaként — számos kiemelkedő tudású akadémikus kapcsolta össze az ásványkincsek feltárását megalapozó földtani térképezés és teleptani kutatás-, a bányaművelés-, a vízfeltárás- és az agrogeológia problémakörének tudományos vizsgálatával. Talán elég, ha közülük ezúttal csak a Földtani Intézet első igazgatóját HANTKEN MIKSÁT, a földtani térképezés kiváló mesterét HOFMANN KÁROLYT, a „legnagyobb magyar bányászt" PÉCH ANTALT és az artézikútfúrás úttörőjét, a zseniális ZSIGMONDY VILMOS bányamérnököt említjük.

Ennek a szellemi és műszaki alkotásokban gazdag korszaknak az akadémikusai a XVIII. és XIX. század szellemóriásai által kiformált természettudományos szemléletet és módszert ültették át a hazai tudományos és műszaki gyakorlatba, amely mércéül szolgált és amelytől — éppen életművük hatása miatt — visszalépni többé már nem lehetett. Joggal állíthatjuk azt is, hogy szerepük kiemelkedő jelentőségű volt a gazdasági fejlődés előmozdításában. Különösen a vasipar ércellátásának biztosításában, a vasút, a gőzhajózás és a malomipar számára nélkülözhetetlen kőszénbányászat kifejlesztésében, az igényesebb termőföldhasznosítás megalapozásában, a szikesedés elleni küzdelemben és az Alföld embert és állatot egyaránt sanyargató egészségtelen, keserűsós talajvizének artézi vízzel való felváltásában.

Az úttörő nemzedék alkotó tevékenységét a századfordulót megelőző és követő évtizedekben új generációk folytatták. SZABÓ JÓZSEF átfogó jellegű, magas elméleti színvonalú, széles nemzetközi tekintélyű munkásságát a XIX. század végén és a XX. század elején LÓCZY LAJOS képviselte, aki a földtani kutatást a földrajzi táj tanulmányozásáig szélesítette.

Az ipari fejlődés századunkban az egész Földön előtérbe helyezte az ásványi nyersanyagok kutatását és kiaknázását. Az energiahordozók terén a kőszén mellett egyre nagyobb szerephez jutott a kőolaj és a földgáz. Hazánkban BÖCKH HUGÓ akadémikus, egyetemi tanár vállalkozott ennek a modern kutatási iránynak a képviseletére. A kissármási földgáz felfedezése, az EÖTVÖS-inga alkalmazása, a szénhidrogén-kutatások irányítása és a londoni egyetemen tartott előadásai jelzik működésének súlyát és színvonalát.

A két világháború között egy fontos új nyersanyag karrierje állította hazánkat ezen a téren a nemzetközi nyersanyag ranglista első helyezettjei közé. Megkezdődött az alumínium gyors ütemű, széles körű térhódítása és vele egyetlen nagy jelentőségű nyersanyagának, a bauxitnak intenzív kutatása és termelése. Akadémikusaink közül VADÁSZ ELEMÉR „a vörös föld szerelmese" és TELEGDI ROTH KÁROLY értek el kimagasló eredményeket mind a gyakorlati bauxitkutatás, mind a bauxitkeletkezés-, elterjedés- és teleptani kifejlődés törvényszerűségeinek tanulmányozásában és megismerésében.

Mindezek mellett a kőszén a századforduló óta napjainkig megtartotta vezető helyét a magyar bányászatban az energiaellátásban. A szénbányászat volumene 1860-ban még nem érte el a 0,5 millió tonnát, 1913-ban azonban már 13 mt és a második világháború idején a négyszeresen kisebb országterületen is évi 11—12 millió tonna. Ehhez a nagy jelentőségű ipari tevékenységhez kiváló szakemberek egész sora, köztük számos akadémikus is kapcsolódott; mindenekelőtt a geológus VADÁSZ ELEMÉR, VITÁLIS ISTVÁN, ROZLOZSNIK PÁL és SCHRÉTER ZOLTÁN, valamint a bányász FINKEY JÓZSEF.

A háborúk közötti gazdasági válságok és a politikai elnyomás nem kedvezett a szabójózsefi szellemiség kibontakozásának. Az akadémizmus befelé fordulóvá, az élet által felvetett kérdésektől való menekülés szimbólumává vált — és csak a felszabadulás utáni gyökeres változások vezettek a földtudományok gyors és sokrétű továbbfejlődéséhez.

Rövid idő alatt évtizedes mulasztásokat pótolt a hazai földtudomány, az átfogó földtani szemlélet kialakításától a geokémiáig. Továbbfejlődött a már korábban is nemzetközi hírnévre szert tett bányamérési és műszerfejlesztési iskola, amely geofizikai iránnyal is gazdagodott. Korszerű új tudományos tevékenység bontakozott ki a telepítéselmélet és geoökonomia, a kőzetmechanika és az agyagásványtan területén.

A múlthoz viszonyított jelentős különbségek sorába tartozik, hogy amíg a korábbi akadémiai zártkörűség szellemi, de legalábbis látásmódbeli szűkösséghez vezetett, — ezt akadémiánk jelenlegi széles körű bizottsági rendszere — lehetővé téve nemcsak a minősített, hanem a kiemelkedő munkát végző gyakorlati szakemberek közreműködését is — feloldotta és kutatási irányító tevékenységében eredményesen kamatoztatja.

Kialakult az alap- és alkalmazott kutatások egymásra kölcsönösen ható együttes fejlődése. Ennek nyomán van kifejlődőben egy olyan szemléletmód, amely a legelvontabb tudományos eredmény és a természeti erőforrások közvetlen gyakorlati célú kutatása és feltárása között — ellentét helyett — a közvetlen kapcsolatot látja és azt az etikai álláspontot foglalja el, hogy az emberi értelem erőfeszítései és a társadalom anyagi-kulturális haladása egyetlen szét nem választható egységet alkot.

A vázoltak alapján akadémikusaink működésének hatását a természeti kincsek feltárására irányuló erőfeszítésben csakis olyan nézőpontból ítélhetjük meg, hogy egyképpen értékes, sőt nélkülözhetetlen mind elméleti, mind gyakorlati kutatási tevékenységük. A tudományos kutató, a tudományszervező és a gyakorlati tevékenység önfeláldozó mértékű intenzitása néhány kiváló tagtársunk: EGYED LÁSZLÓ, KERTAI GYÖRGY és PANTÓ GÁBOR tragikusan korai halálában is kifejezésre jutott. Mindegyikük valamely kiemelkedő népgazdasági jelentőségű tudományterületen, az oktatástól a gyakorlati munkáig terjedően végzett társadalmilag és nemzetközi tekintetben egyaránt elismert tevékenységet.

A 150 éves múlt mérlege tehát az, hogy a Magyar Tudományos Akadémia, föld- és bányászati tudományokat képviselő akadémikusai a természeti erőforrások kutatásának és feltárásának az élvonalában állottak s ha voltak is rövid ideig stagnáló periódusok, ezeket a felemelkedés korszakai váltották fel. Ebből merít erőt a Tudományos Akadémia mai nemzedéke és átérzi a társadalomért való minden eddiginél nagyobb felelősségét.

Ez inspirál most bennünket arra, hogy ne csak a múlt értékeit idézzük fel, hanem néhány gondolatot az előttünk álló feladatoknak is szenteljünk, amelyek középpontjába időszerűen az ásványi nyersanyagszükséglet és a kielégítés forrásainak és feltételeinek prognózisát állítsuk.

Az előretekintés, az előrelátás nem könnyű dolog. A főszerep ebben nem a fantáziáé, hanem a tudományos elemzésé. Kiindulni az igények várható alakulásának vizsgálatából kell. Persze ezt nem lehet sablonosan-mechanikusan elvégezni. Jelenleg az az általános, hogy a prognosztikával foglalkozók a közelmúlt rövidebb-hosszabb időszakának tapasztalataiból indulnak ki és a kialakult trendet előrevetítik. Így természetesen abszurd következtetésekre is lehet jutni. Ezért a tendenciák előrevetítése mellett számolni kell a telítettség fokával és elemezni kell a népgazdaság várható teherbírását is. Ugyanakkor az igénykielégítés módozatait illetően figyelembe kell venni az ásványi nyersanyagok termelési és felhasználási technikájának fejlődését is.

A nyersanyagkutatás jövőjének konkrét felvázolását egybe kell kötni a kutatás-intenzitás vizsgálatával. Elemezni szükséges az egyes ásványi nyersanyagok kutatásának jelenlegi mértékét és vizsgálni kell, hol és milyen mértékben lehet, illetve kell a kutatás intenzitását növelni. Ha például hazánkban a szénhidrogén prognózis továbbra is pozitívnak bizonyul, akkor matematikai-gazdasági analízissel célravezető lehet kimutatni a szénhidrogén-kutatás intenzitás-növelésének optimális mértékét. Egy ilyen vizsgálat minden valószínűség szerint az optimumot a jelenleginél nagyobbnak fogja találni, hiszen a szénhidrogének nagyarányú árnövekedése ezt alátámasztja, és az is kétségtelen, hogy minden ország számára, így a mi számunkra is, a legértékesebb energiahordozó a hazai földből nyerhető szénhidrogén.

Ilyen vizsgálatot nemcsak a szénhidrogének vonatkozásában indokolt elvégezni, hanem a kőszén, az uránércek, a bauxit és a színes ércek kutatás-intenzitásának vizsgálatát illetően is, és kimutatni az optimumot. Valószínű, hogy a gyakorlati adatokra támaszkodó matematikai-gazdasági analízis azt mutatja majd meg, hogy az optimumot még egyik területen sem valósítottuk meg.

Egy ilyen matematikai-gazdasági analízis értékes adatokat szolgáltathat, nem szabad azonban elfelejteni, hogy a számításba bevont tényezők valószínűségi foka csak feltételesen becsülhető és egyetlen tényező téves megítélése akár ellentétes eredményre is vezethet. Ezért kiemelkedően nagy jelentősége van az egyes alapfeltevések helyességének. A tárgyalt kérdést illetően alapvető

posztulátumnak tekinthetjük az ásványi nyersanyagok jelentőségének egyre növekvő súlyát. Megítélésünk szerint a jövő többszörösen fogja visszatéríteni azokat az anyagi áldozatokat, amelyeket ma és holnap az ásványi nyersanyagok kutatás-intenzitásának növelésére fordítunk. Minden országnak — nekünk is — alapvető érdeke, hogy a lehető legnagyobb mértékben és a lehetőség határain belül a leggyorsabban ismerje meg a hazai ásványi nyersanyag-előfordulások várható volumenét. Nincs ugyanis messze az az idő, amikor a gazdasági fejlődésben egyenrangú, esetenként nagyobb szerepet fog játszani a nélkülözhetetlenül szükséges ásványi nyersanyag, mint a technikai fejlődés. Ennek első jelei már világszerte megjelentek.

A fejlődés iránya, a jövő, a földtudományok társadalmi jelentőségének növekedését fogja magával hozni. Ezt a tendenciát a föld- és bányászati tudományok képviselői nem a világgazdaság jelenlegi drasztikus megrázkódtatásai nyomán, hanem már jóval korábban felismerték. Rajtunk a sor, hogy a gyorsabb előrehaladás érdekében a szükséges lépéseket megtegyük.

EGYÉB TUDOMÁNYOS ÉRTEKEZÉSEK

A GEODÉZIA A FÖLD DINAMIKUS JELENSÉGEINEK MÉRÉSE SZOLGÁLATÁBAN*

TÁRCZY-HORNOCH ANTAL
AKADÉMIKUS

Földünk dinamikus jelenségeinek a vizsgálatába a szabatos mérések viszonylag későn kapcsolódtak be, pedig a bekövetkezett változások pontos ismerete a levont következtetések megbízhatóságát nagymértékben fokozza. E felismerésnek folyományaként az utóbbi évtizedekben egyre rohamosabban hasznosítja a geológia is a Földdel kapcsolatos mérési eredményeket és ez alól az ugyancsak a Földre vonatkozó mérésekkel foglalkozó geodézia sem kivétel.

A geodézia elsődleges célja tudvalevőleg a Föld alakjának és méreteinek, továbbá a rajta levő természetes és mesterséges alakzatok helyzetének a meghatározása és ábrázolása. A természetes és mesterséges alakzatokat a geodéziában jellemző pontjaikra bontjuk és a mérések elsődlegesen ezekre vonatkoznak. Ha ezeket a méréseket kellő pontossággal megismételjük, a kapott adatok különbségéből a Föld dinamikus jelenségeinek egy nem elhanyagolható részét számszerűleg is meg tudjuk adni. Ha pedig a méréseket meghatározott időpontokban, tehát többször is megismételjük, a változásoknak az idő függvényében a lineáristól eltérő törvényszerűségeit is meg tudjuk határozni, amint minderre még kitérünk.

A természetes és mesterséges alakzatok jellemző pontjainak helyzetét ez idő szerint, mint ismeretes, — főleg a vízszintes-vetületi és magassági koornátákkal határozzuk meg. Eddigi mérőeszközeinkkel a magasságot általában még pontosabban tudtuk és tudjuk megadni, mint a vízszintes-vetületi koordinátákat. Ezért először a magassági adatoknak a jelentőségét szeretnők a Föld dinamikus jelenségeinek a szolgálatában kiemelni.

1.

A megismételt magasságmérésekkel elég közvetlenül a függőleges kéregmozgások, illetőleg szabatosabban a kéregmozgások függőleges komponensének az értékét tudjuk meghatározni. Ezzel immár kiterjedt irodalom foglalkozik, s ezek közül az Észt Tudományos Akadémia [1] alatti sorozatos kiadványát és HAZAY, valamint MISKOLCZI munkáját [2] név szerint is ki szeretnők emelni.

* Kézirat beérkezett 1974. VII.

Az erre vonatkozó vizsgálatokat azonban nem tekinthetjük lezártnak, különösen arra való tekintettel nem, hogy a függőleges kéregmozgásnak egy évre eső értéke általában kicsiny, s így ennek megbízható és gazdaságos meghatározása különböző meggondolásokat igényel, mint amilyenekre egy nemrégiben megjelent német nyelvű tanulmányunkban [3] is rámutattunk. Ezek egy részét az alábbiakban is fel szeretnők használni és egyben továbbfejlesztjük is.

Tételezzük fel először, hogy geológiai szempontból és egymástól megfelelő L távolságban kiválasztottunk két pontot és ezeket gondosan úgy rögzítettük, hogy magassági változásuk a vizsgálandó réteg magassági változására vonatkozzék. Ha a két pont közötti első szintezés megfelelő szintezési korrekciókkal ellátott magassági különbségét m_1-gyel, az egy bizonyos, később még tárgyalandó idő után végzett második szintezését m_2-vel jelöljük, ugy a két időpont közötti $\Delta m_{1,2}$ magasságváltozás a két pont között

$$\Delta m_{1,2} = m_2 - m_1 . \tag{1}$$

Figyelembe kell itt venni azonban, hogy m_2-t és m_1-t — és így a $\Delta m_{1,2}$ különbségét is — mérési hibák terhelik. Ha a szabatos oda-vissza szintezés km-es középhibáját a-val jelöljük, úgy m_2-nek $\mu_{m,2}$ középhibája:

$$\mu_{m,2} = \pm a\sqrt{L} . \tag{2}$$

Ugyanennyi m_1 középhibája is:

$$\mu_{m,1} = \pm a\sqrt{L} . \tag{2a}$$

Ezért a hibaterjedés ismert szabálya szerint $\Delta m_{1,2}$-nek $\mu_{\Delta m1,2}$ középhibája:

$$\mu_{\Delta m,1,2} = \pm a\sqrt{2L} . \tag{3}$$

Nyilvánvaló, hogy ha $|\mu_{\Delta m,1,2}| > |\Delta m_{1,2}|$, ez utóbbinak reális értelme nincsen. Ez még akkor sincs biztosítva, ha $|\mu_{\Delta m,1,2}| < |\Delta m_{1,2}$, mivel a számításba veendő maximális mérési hiba a középhibának mintegy háromszorosára tehető és így egy a $\Delta\mu_{m,1,2}$-nél háromszorta nagyobb $\Delta m_{1,2}$-t is a mérési hibák hozhatják létre. Ezért, hogy a $\Delta m_{1,2}$-nek reális értelme legyen, arra kell törekednünk, hogy a $\mu_{\Delta m,1,2}$ mérési középhiba lehetőleg ne haladja meg a $\Delta m_{1,2}$ magassági változás tized részét. Ha az arány ennél kisebb, úgy $\Delta m_{1,2}$ megbízhatósága növekszik. Mindezek eldöntéséhez viszont $\Delta m_{1,2}$ egy becsült, vagy előzetesen meghatározott közelítő értékére van szükségünk. Meg kell itt jegyeznünk, hogy az oda-vissza szintezés a km-es középhibája nyilvánvalóan a mérések közvetlen egymásutáni megismétlésével is csökkenthető, amikor is egymásutáni megismétlés esetében az a_n km-es középhiba:

$$a_n = \frac{a}{\sqrt{n}} \tag{4}$$

értékűnek vehető. Ebben az esetben az n egymásutáni mérésből nyert m_1, valamint m_2 értékek különbségének $\Delta m_{1,2,n}$-nek $\mu_{\Delta m,1,2,n}$ középhibája a (3) egyenletből (a $\pm$ kettős előjeltől a továbbiakban eltekintünk):

$$\mu_{\Delta m,1,2,n} = a\sqrt{\frac{2L}{n}}. \tag{5}$$

A nyert értékek megbízhatóságának fokozása céljából a $\mu_{\Delta m,1,2}/\Delta m_{1,2}$ arány nemcsak $\mu_{\Delta m,1,2}$ kisebbítésével, hanem $\Delta m_{1,2}$ nagyobbításával is javítható. Nyilvánvaló, hogy a Δm magasságváltozás annál nagyobb, mentül nagyobb az m_1 m_2 és a további mérések között eltelt idő. Ha az eltelt évekkel megközelítőleg lineáris magasságváltozást tételezünk fel, azaz, ha az évi magasságváltozást $\Delta m_{\acute{e}}$-vel jelöljük, s a két kérdéses mérés között $\acute{e}$ évnél a magasságváltozás:

$$\Delta m \doteq \acute{e} \cdot \Delta m_{\acute{e}}, \tag{6}$$

úgy

$$\frac{\mu_{\Delta m,1\,2,n}}{\Delta m_{1,2,n}} \doteq \frac{a\cdot\sqrt{2L}}{\Delta m_{\acute{e}}\cdot\acute{e}\sqrt{n}}. \tag{7}$$

A (7) egyenletből nyilvánvaló, hogy a magasságváltozás középhibájának és a magasságváltozásnak a viszonyát az egymásutáni ismétlések csak az ismétlések számának négyzetgyökével, míg az m_1 és m_2 között eltelt idő az idővel lineárisan javítja meg. Az m_2 és m_1 mérése közötti időtartam növelése tehát hatásosabb és egyben — mint még látni fogjuk — olcsóbb módszer $\Delta m_{1,2}$ relatív pontosságának a fokozására. Ha pl. $\Delta m_{1,2,n}$-értékét q%-os középhibával kívánjuk meghatározni, úgy a (7) egyenletből:

$$\frac{\mu_{\Delta m,1,2,n}}{\Delta m_{1,2,n}} = \frac{q}{100} = \frac{a\sqrt{2L}}{\Delta m_{\acute{e}}\cdot\acute{e}\cdot\sqrt{n}}$$

és ebből a q%-os középhiba eléréséhez szükséges a km-es középhiba:

$$a_n = \frac{a}{\sqrt{n}} = \frac{q\cdot\Delta m_{\acute{e}}\cdot\acute{e}}{100\sqrt{2L}} \doteq \frac{q\cdot\Delta m_{\acute{e}}\cdot\acute{e}}{141\sqrt{L}}. \tag{8}$$

Az oda-visszamérésnek a km-es középhibája mellett a szükséges egymásutáni megismétlések száma (8)-ból:

$$n = \frac{20000\,La^2}{(q\Delta m_{\acute{e}}\cdot\acute{e})^2}. \tag{9}$$

A (9) egyenletből azonnal látható, hogy az $\acute{e}$ idő növelésével könnyen elérhető hogy $n = 1$ legyen, azaz, hogy a q %-os pontosság eléréséhez egymásutáni

megismételt mérésre nincs szükség. Az $é$ időnek további növelése $n < 1$ értéket ad, s ez a (4) egyenlet szerint azt jelenti, hogy a q %-os pontosság eléréséhez a szükséges a_n km-es középhiba a szabatos szintezés a km-es középhibájánál nagyobb lehet, azaz a szintezést egyszerűbb és így olcsóbb módszerekkel is el lehet végezni. Ezek az előnyök a (9) és (4) egyenletek szerint az $é$ négyzetével nőnek.

Az $é$ idő növelésének azonban bizonyos hátrányai is vannak. Ezek közé tartozik elsősorban az, hogy a függőleges kéregmozgásnak ugyanazon mérési vonalmenti törvényszerűsége meghatározásához több, különböző időre vonatkozó $m_1, m_2, m_3, m_4 \ldots$ magassági adatra van szükségünk, míg $é$ növelése ezek számát ugyanazon időtartamon belül csökkenti. Ez a hátrány azonban nagy mértékben csökkenthető azáltal, ha minden magassági különbséget az első méréstől számítunk, mert akkor, ha a második méréshez tartozó $é$ elég nagy, az elsőhöz viszonyítva a harmadik mérés $é$-je ennél még nagyobb, természetesen még akkor is, ha a második és harmadik mérés között csak relatív kevés idő telt el. Egyre fokozottabb mértékben érvényes ez a még későbbi mérésekre, amiből viszont az is következik, hogy az $é$ fokozódó növekedésével a szükséges a_n km-es középhiba egyre nagyobb lehet és így az m magasságok mérési költségei fokozatosan csökkenthetők. Minthogy így az elsőnek kapott m_1 középhibája valamennyi Δm-et terheli, célszerű m_1-et igen pontosan megmérni, mert ez így valamennyi Δm-ben érezteti kedvező és költségcsökkentő hatását.

Ha ugyanarra a mérési vonalra több különböző $é$ időtartamhoz tartozó $\Delta m_{1,2}$, $\Delta m_{1,3}$ $\Delta m_{1,4} \ldots$ magasságváltozásunk van, úgy ezeket $é$ függvényében grafikusan felrakva és egymással összekötve a kapott törtvonalból már következtethetünk a változások függvényalakjára, amelynek együtthatóit az egyes Δm értékekre felírt közvetítő egyenletekből a kiegyenlítő számítás ismert szabályai szerint kiszámíthatjuk. Legaláltalánosabb formájában ez FOURIER-sorok együtthatóinak a meghatározásához vezet.

Nagy területek függőleges kéregmozgási vizsgálatainál a számos szintezési vonalból álló szintezési hálózatok kiegyenlítésére a szakirodalom több eljárást is ismer. Ilyeneket idéz [2] is a 158—162. oldalon. Ezek közül a HAZAY-féle eljárást [4] ki szeretném emelni. A műszerek és módszerek további finomítása ezen a téren is még fokozhatja a függőleges kéregmozgások meghatározásának a pontosságát és törvényszerűségeinek a jobb megismerését. Állami földmérésünk e téren máris szép eredményeket ért el.

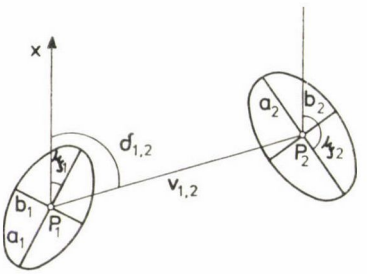
2.

A vízszintesben jelentkező kéregmozgások és ezek törvényszerűségeinek meghatározása nemkevésbé hozzájárul a Föld dinamikus jelenségeinek jobb megismeréséhez.

A kéregmozgások vízszintes komponensének — röviden a vízszintes

kéregmozgásoknak — a függőlegeséhez viszonyítva még relatív kicsi az irodalma. Az elektrooptikai, elektronikus, valamint a lézeres távmérők és a szatellitageodézia szinte forradalmi fejlődése mind módszer, mind pontosság tekintetében arra mutat, hogy rövidesen a kéregmozgások vízszintes komponenseinek geodéziai kimutatása terén is nagy eredmények várhatók.

Mint látni fogjuk, a vízszintes kéremozgások értékeinek meghatározásánál is érvényes a függőlegessel kapcsolatban megállapított az a szempont, hogy a vízszintes vetületi helyzetváltozás értékét célszerűen mindig az első mérés helyzetétől számítjuk és hogy ezt lehetőleg igen nagy pontossággal kell elvégezni. Egy kissé körülményesebb azonban a magasság pontossági vizsgálatához



1. ábra

viszonyítva az itt kapott vízszintes vetületi pontok pontossági vizsgálata. Egy ilyen módszer lehetne a következő. Akár szögekkel, vagy irányokkal, illetőleg távolságokkal, akár ezek kombinációjával történik a pontok meghatározása, ezek középhibaellipszisét a kiegyenlítési módszertől függően ismert módon meg tudjuk határozni.

Legyen az 1. ábrán egy ilyen pont P_1 a középhibaellipszisével. Ha most *é* év után újból meghatározzuk a pontot (legyen ez P_2) és a középhiba ellipszisét, úgy a középhiba ellipszisek a_1 és a_2 nagy-, továbbá b_1 és b_2 kistengelyével meg tudjuk határozni a P_1 és P_2 közötti $v_{1,2}$ vízszintes vetületi távolságnak, azaz az *é* és alatti kéregmozgás vízszintes vetületi komponensének $\mu_{v,1,2}$ középhibáját. A P_1 pont a_1 és b_1 középhibáinak $\mu_{1,v,1,2}$ hatása $v_{1,2}$-re tudvalevőleg:

$$\mu_{1,v,1,2} = \sqrt{a_1^2 \cos^2(\delta_{1,2} - \xi_1) + b_1^2 \sin^2(\delta_{1,2} - \xi_1)} \,. \tag{10}$$

Hasonlóképpen kapjuk P_2 középhibának $\mu_{2,v,1,2}$ hatását:

$$\mu_{2,v,1,2} = \sqrt{a_2^2 \cos^2(\xi_2 - \delta_{1,2}) + b_2^2 \sin^2(\xi_2 - \delta_{1,2})} \,. \tag{10a}$$

Minthogy $\mu_{1,v,1,2}$ és $\mu_{2,v,1,2}$ egymástól független középhibák, a kettő $\mu_{v,1,2}$ hatása $v_{1,2}$-re, figyelembe véve, hogy $\cos^2(\xi_2 - \delta_{1,2}) = \cos^2(\delta_{1,2} - \xi_2)$ és $\sin^2(\xi_2 -$

$-\delta_{1,2}) = \sin^2(\delta_{1,2} - \xi_2)$:

$$\mu_{v1\,2} = \sqrt{a_1^2\cos^2(\delta_{1,2}-\xi_1) + a_2^2\cos^2(\delta_{1,2}-\xi_2) + b_1^2\sin^2(\delta_{1,2}-\xi_1) + b_2^2\sin^2(\delta_{1,2}-\xi_2)}\,. \tag{11}$$

Ezért, ha az évi vízszintes vetületi változás $v_{\acute{e}}$, úgy:

$$v_{1,2} = \acute{e}_{1,2} \cdot v_{\acute{e}}$$

és $v_{1,2}$ középhibájának $v_{1\,2}$-höz való viszonya:

$$\frac{\mu_{v,1,2}}{v_{1,2}} = \tag{12}$$

$$= \frac{\sqrt{a_1^2\cos^2(\delta_{1,2}-\xi_1) + a_2^2\cos^2(\delta_{1,2}-\xi_2) + b_1^2\sin^2(\delta_{1,2}-\xi_1) + b_2^2\sin^2(\delta_{1,2}-\xi_2)}}{\acute{e}_{1\,2} \cdot v_{\acute{e}}}\,.$$

Értelemszerűen rokon egyenletet kapunk, ha viszonyt az első és harmadik mérés közti $\acute{e}_{1,3}$ évnek megfelelően $\mu_{v,1,3}$ és $v_{1,3}$ között határozzuk meg stb. Mentül nagyobb $\acute{e}$, annál kedvezőbb a viszony.

Ha a mérések megismétlésénél ugyanazokat az értékeket mérjük, a középhibaellipszisek számítása, s ezek révén a (11) és (12) egyenletek számítása és egyszerűbbé válik.

A (12) egyenlet igazolja, hogy a vízszintes kéregmozgás megállapításánál is célszerű mentül nagyobb $\acute{e}$ elérése céljából a v értékeket mindig az első mérési eredménytől számítani és az első és második mérés között lehetőleg nagyobb időközt közbeiktatni. A kis a_1 és b_1 értékek esetünkben azért célszerűek, mert valamennyi v értéket befolyásolják. Ezeket a legkedvezőbb mérési súlyelosztás segítségével biztosíthatjuk.

Meg kell itt még említenünk, hogy az 1. ábrából a vízszintes kéregmozgás irányának a $\mu_{\delta,1,2}$ középhibája is meghatározható: A középhibaellipszisek tengelyei $v_{1,2}$-re merőleges komponenseinek a négyzetösszegéből vont négyzetgyök osztva $v_{1,2}$-vel adja ívmértékben ezt a szöget. Ebből szögmértékben:

$$\mu_{\delta,1,2} = \varrho \cdot \tag{13}$$

$$\cdot \frac{\sqrt{a_1^2\sin^2(\delta_{1\,2}-\xi_1) + a_2^2\sin^2(\delta_{1,2}-\xi_2) + b_1^2\cos^2(\delta_{1,2}-\xi_1) + b_2^2\cos^2(\delta_{1,2}-\xi_2)}}{\acute{e}_{1,2} \cdot v_{\acute{e}}}\,.$$

Az előbbiekben megállapított szempontok a (13) egyenlet szerint a vízszintes mozgási irány meghatározására is érvényesek.

Ha különböző időkből több $P_1, P_2, P_3 \ldots$ vízszintesvetületi pontunk van, most az ezekhez tartozó v értékekhez írhatjuk fel $\acute{e}$ függvényében a közvetítő egyenleteket, s számíthatjuk belőlük a függvény együtthatóit.

Amennyiben a magasságmérés $\Delta m_{1,2}$ értéke P_2-hez, $\Delta m_{1,3}$ értéke P_3-hoz stb. tartozik, úgy $\Delta m_{1,2}$-ből és $v_{1,2}$-ből, valamint $\Delta m_{1,3}$-ből és $v_{1,3}$-ból stb. a térbeli kéregmozgások egyes értékeit és ezekből kiegyenlítés útján *é* idő függvényében a térbeli mozgás törvényszerűségét is meghatározhatjuk.

Ha a geodézia újabb irányzatának megfelelően az egyes időpontokhoz a bemért pontok geocentrikus koordinátáit számítjuk, úgy ezekből a térbeli kéregmozgások értékeit elvileg mindjárt megadhatjuk.

Nincs messze már az az idő, amikor a geodéziai mérések alapján számszerűen alátámasztva állást tudunk foglalni a kontinensvándorlások és a Föld összehúzódása, vagy tágulása és ezek törvényszerűségeinek a kérdésében.

3.

A tengerfenék hasznosítható ásványi nyersanyagának egyre fokozódó jelentősége és több más ok is szükségessé teszi a tengerfenék geodéziai felmérését is. A nemzetközi geodéziai irodalomban a geodézia ezen újabb ága mint marine geodesy, Meeresgeodäsie stb. szerepel. Magyarul talán tengeri geodéziának nevezhetjük.

A tengerfenék felmérésének a műszereit és módszereit fölhasználhatjuk a Föld egyes dinamikus jelenségeinek a meghatározására, így különösen a lemeztektonika mozgásainak számszerű igazolására, vagy az óceánok floor spreading-jei változásának a megmérésére is.

A legfontosabb módszer itt a tengerfenék és a tengerszint közti függőleges távolságnak a meghatározásán alapult, mivel a tengerszinti mérési pontnak a helyzetét már ismert geodéziai módszerekkel meghatározhatjuk. A tengerszint és a fenék közötti függőleges távolság megmérésére több módszerünk is van, amelyek azonban pontosság szempontjából még azért nem kielégítők, mert így csak viszonylag nagy időközökben van reális értelme a mérések megismétlésének. Sajnos, a sokkal pontosabb lézeres távolságmérőket még nem sikerült erre a célra alkalmassá tenni, mivel a víz elnyelő képessége nagy. A fejlődés azonban itt sincsen lezárva, s biztosra vehetjük, hogy a geodézia ezen a téren is kialakít megfelelő műszert és módszert a függőleges távolság megfelelő pontos mérésére.

4.

A fizikai geodézia körébe tartoznak tudvalevőleg a Föld alakjával és méreteivel kapcsolatos gravitációs mérések. Ezek is előnyösen használhatók fel a Föld egyes dinamikus jelenségeinek a kimutatására, illetőleg számszerű meghatározására. Anélkül, hogy teljességre törekednénk, egy-két példát meg szeretnénk említeni.

A gravitációs ár-apály jelenségek mérése és kutatása napjainkban hatalmas méreteket öltött. Az 1973-ban Sopronban tartott ilyen tárgyú nemzetközi

szimpoziumon nem kevesebb, mint 51 előadás hangzott el az újabb kutatások eredményeiről. Hogy a gravitációs ár-apály jelenségek folyamatos mérési eredményeiből is következtethetünk a Föld felszínének periodikus változásaira, tábláinak a billenésére, és Földünk rugalmasságára, a szakirodalomból eléggé ismert és hasznos eredményekhez vezetett a Föld dinamikus jelenségeinek a kutatásában.

Maguknak a gravitációs értékeknek, illetőleg különbségeinek időnként megismételt mérései is fontosak, mert igen nagy területre kiterjesztve felvilágosítást tudnak adni a Föld belső magjának excentricitásáról és vándorlásáról, amint erre BARTA professzor több munkájában reámutatott. Rendszeres gravitációs mérésekkel még relatív kisebb tömegek mozgását is ki lehet mutatni, még pedig annál nagyobb mélységre, mentül pontosabbá válnak gravitációs műszereink.

*

Fejtegetéseinket a Föld dinamikus jelenségeinek geodéziai módszerekkel történő méréséről még tovább folytathatnánk. Az újabb műszerekkel és ezekhez tartozó újabb módszerekkel ez még egyre tovább bővül. Különösen a fotogrammetria biztat itt további eredményekkel, beleértve a műholdakról történő fényképvelvételeket is.

Az eddig tárgyaltak is eléggé meggyőzhetnek arról, hogy a geo-tudományok — különösen egymást kiegészítve — Földünk egyre jobb megismeréséhez vezetnek. De éppen ilyen fontos a szomszédos országok együttműködése is, mert ez a vizsgált terület bővítésével jár, ami a Szovjetunióval való együttműködés esetében kontinenseket jelent. Ezen a téren is igen hasznos tehát a tudományos együttműködés a Szovjetunióval.

Igen örvendetes, hogy mindez már hosszú évekkel ezelőtt kialakult, s a KAPG-ben, a szocialista országok geofizikai együttműködésben határozott szervezeti formát is nyert, nagy hasznára a magyar geodéziai tudománynak is.

IDÉZETT IRODALOM

1. Recent Movements of the Earth's Crust. Academy of Science of the Estonian S.S.R., Tartu
2. MISKOLCZI L.: Kéregmozgások vizsgálata szabatos szintezésekkel. Budapest, Akad. Kiadó, 1973.
3. TÁRCZY-HORNOCH, A.: Zur Genauigkeit der Bestimmung von vertikalen Erdkrustenbewegungen. Gerlands Beiträge zur Geophysik, 197—204, 1972.
4. HAZAY I.: A vertikális kéregmozgási hálózatok kiegyenlítése. Geodézia és Kartográfia, 341—349, 1965.

FÖLDMODELL A NAGY NYOMÁS ALATT ÁLLÓ ANYAGOK ELMÉLETE ALAPJÁN

P. SAVIĆ D. TRIFUNOVIĆ
AKADÉMIKUS

Bevezetés

A tudományban több olyan elméleti modell ismeretes, amely az égitestek — főleg a Nap és a bolygók — asztrofizikai adatait adják meg. Ezeknél a modelleknél eleve mindig feltételezik az égitest saját tengelye körüli forgását. A testek saját rotációjának eredetéről azonban nincs szó.

Ezenkívül az égitestek rendszereivel kapcsolatos elméleti modellek túlságosan is általánosak voltak, nem vették tekintetbe az égitestek tényleges kémiai összetételét. Mindebből kiindulva, 1960-ban P. SAVIĆ [1] felvetette az égitestek rotációjának mint a világűrben levő anyag univerzális mozgása keletkezésének kérdését.

1. A hipotézis és megállapítások*

1.1 Minden égitest anyagát úgy tekintjük mint a kémiai elemek bizonyos keveréke részecskéinek rendszerét:

$$\varepsilon_1, \varepsilon_2, \varepsilon_3, \ldots\ldots \varepsilon_k. \tag{1}$$

1.2. Az égitestek anyagában az ε_i ($i = 1,2, 3, \ldots, k$) elemek, atomjaikkal együtt, n_i százalékarányban vannak képviselve a keverék egy grammjában. Az anyag minden kiválasztott részében érvényes a következő összefüggés:

$$n_1+n_2+n_3+\ldots.+n_k = 1. \tag{2}$$

1.3. Az anyag kémiai elemeinek (1) keverékét egy olyan elemmel helyettesíthetjük, amelynek fiziko-kémiai tulajdonságai és a rendszer paraméterei az égitest anyagát határozzák meg. Ezek a következőket kell érteni. Ha egy égitest k számú elem keveréke, amelyeknek atomsúlyai:

$$A_1, A_2, A_3, \ldots\ldots, A_k \tag{3}$$

* A hipotézis és a megállapítások részletei a [1, 3] értekezésekben találhatók

a nulltérfogatai (az atomok AVOGADRO száma 0°K és 1 atmoszféra nyomáson)

$$\bar{V}_1, \bar{V}_2, \bar{V}_3, \ldots\ldots, \bar{V}_k, \tag{4}$$

akkor az égitestek anyagának keverékét olyan elemek mikrostruktúrájával reprezentáljuk, amelyeknek A atomsúlyát és $\bar{V}$ nulltérfogatát a keverékekre vonatkozó ismert szabályok határozzák meg [*4*, 58—60. old.]:

$$\frac{1}{A} = \frac{n_1}{A_1} + \frac{n_2}{A_2} + \frac{n_3}{A_3} + \ldots\ldots + \frac{n_k}{A_k} \tag{5}$$

és

$$\bar{V} = \left(n_1 \frac{\bar{V}_1}{A_1} + n_2 \frac{\bar{V}_2}{A_2} + \ldots\ldots \right) A . \tag{6}$$

Ha az atom közepes sűrűségét $\bar{\sigma}$-val jelöljük, és

$$\bar{\sigma} = \frac{A}{\bar{V}} , \tag{7}$$

akkor a (6) alapján a következő összefüggés is felírható:

$$\frac{1}{\bar{\sigma}} = \frac{n_1}{\bar{\sigma}_1} + \frac{n_2}{\bar{\sigma}_2} + \frac{n_3}{\bar{\sigma}_3} + \ldots\ldots + \frac{n_k}{\bar{\sigma}_k} , \tag{8}$$

amely az anyag keverékének közepes sűrűségét adja.

1.4. Az égitest anyagának közepes atomsúlya *(A)* (5) invariáns érték. Ez annyit jelent, hogy az atomsúly nem függ az égitesten belül a mintavétel helyétől, de éppen úgy független az égitest kialakulásának folyamatától is (rétegeződés, nyomás növekedése stb.); csak a kémiai elemek százalékaránya változik az anyagban.

1.5. A gravitációs vonzás következtében nyomás nehezedik az anyag atomjaira, ami az elektronok nagyobb energianívóra történő elmozdulásához, diszlokációhoz vezet és elegendően nagy nyomásnál az elektronok kilépését eredményezi [1].

Ehhez a hipotézishez a következő ellentmondás kikerülése céljából jutottunk. Gondoljunk el egy égitestet és analizáljuk az azt alkotó nagyszámú atom viselkedését. Nagyon leegyszerűsítve azt mondhatjuk, hogy ennek a nagy tömegű testnek a felszínén az atomok külső elektronjaikkal érintkeznek, a test súlypontjához közeledve pedig az atomokra, a felettük levő anyagoszlop súlya miatt, mind nagyobb nyomás nehezedik. E nagy nyomás következtében a szomszédos atomok elektronhéjainak egymásba kellene hatolniuk, ami ellenkezik a PAULI-féle elvvel (1925). Mivel egyrészt az atomok szerkezete a fenti elvet követi, másrészt pedig a gravitációs vonzás következtében az egymásba hato-

lást kikényszerítő nagy nyomás alatt van, ellentmondás mutatkozik. Ezt a nyomás alatt levő atom elektronjainak elmozdulásáról és kilépéséről szóló hipotézissel oldjuk fel [1].

1.6. A részecskék rendszerei és az egyes égitestek rotációja nem elsődleges formája a nagy tömegű rendszerek létezésének, hanem olyan mozgás, amelyet a rendszerek a későbbi fejlődésük folyamán nyernek, ha azokban, a kihűlés és a gravitációs vonzás következtében, megfelelően nagy nyomás és sűrűség alakul ki. Másképpen szólva, égitestekhez hasonló nagy tömegre van szükség, amelyek belsejében a hidrosztatikus nyomások elérik a testet alkotó elemek ionizációs potenciálját [1].

1.7. A rotációs mozgást megelőzi az égitest rétegeződése.

Az elektronok kilépésének következtében a részecskék rendszerében, vagy az egyes égitesteket alkotó anyag sűrűségében diszkontinuitások lépnek fel. Az előbb mondottak alapján, a sűrűségi diszkontinuitásokat az atomok elektronhéjaira nehezedő anyag nyomása idézi elő és ugrásszerűen jelentkeznek. De az 1.5. és 1.6. feltételezések (hipotézisek) azt eredményezik, hogy ha a nyomások nem elégségesek ahhoz, hogy előidézzék az elektronok kilépését, vagyis hogy elérjék az E_I ionizációs potenciált, akkor a rezonancia potenciáloknál sűrűségi diszkontinuitások lépnek fel, de ez *csak az anyag rétegeződéséhez* vezet és nem eredményezi a test vagy részecske rendszer rotációját is [1].

1.8. A gravitációs vonzás által előidézett, állandóan növekedő nyomás eredményeként, a kidobott elektronok elhagyják az atomot és a rendszerben mint szabad részecskék jelentkeznek, a megmaradt atom pedig, elveszítvén elektronjait, elektropozitívan *polarizálódik*. Az atom elektropozitív maradványainak mágneses momentuma van, amely saját erőpárjával a réteget rotációs mozgásba hozza, ez pedig súrlódással mozgásba hozza a ránehezedő réteget, illetve az egész égitestet [1].

1.9. A fent elmondottak az olyan makrorendszer elkerülhetetlen és tartós jelenségei, ahol a gravitációs vonzás és a kihűlés következtében a sűrűség nő, az elektronok diszlokálódnak és az egységnyi térfogatban levő részecskék száma ugrásszerűen változik. Ennek következtében az egész rendszerben rétegeződés lép fel és a különböző részek között a sűrűség éles különbséget mutat. Ez általános jelenség minden nagyszámú atomból álló, az égitestekhez hasonló rendszerben, függetlenül attól, hogy azok a rendszerek milyen vegyi összetételűek. Így ha a Naprendszer valaha egy testet alkotott, akkor az feltétlenül rétegeződött és a bolygók jelenlegi sűrűségi értékei között ugrásszerű átmenetnek kell lennie.

Abból kiindulva, hogy az atommag körül az elektronok eloszlása diszkrét jellegű és hogy ezek szerint az átmenetnél az egyik rétegből a másikba a sűrűség ugrásszerűen változik, a következő empirikus összefüggés állítható fel:

$$\varrho = \varrho_0 \, 2^{\tau_t} \tag{9}$$

ahol $\varrho_0 = 4/3$ gr cm^{-3}. Ez kielégítően adja meg az anyag közepes sűrűségének (ϱ) eloszlását mind az egyes bolygókra, mind a bolygók belső rétegeire. A φ változó különböző értékei alapján a Nap és a bolygók közepes sűrűségét találjuk meg az 1. táblázatban. A ϱ_{AF}-vel jelzett adatok a csillagászati mérésekből nyert értékek (ezeket a [11]-ből vettük).

TRIFUNOVIĆ [14] numerikus módszerrel igazolta a (9) összefüggést, valamint analizálta a Marsnál jelentkező eltérést (lásd az 1. táblázat Marsra

1. táblázat

A Nap és bolygói közepes sűrűsége a (9) képlet (ϱ értékek) valamint a mérési eredmények (ϱ_{AF}) alapján

égitest	φ	ϱ	ϱ_{AF}
Nap	0	1,33	1,41
Merkur	2	5,32	5,60
Vénusz	2	5,32	5,21
Föld	2	5,32	5,52
Mars	2	5,32	3,94
középérték		5,32	5,05
Jupiter	0	1,33	1,34
Szaturnusz	−1	0,66	0,65
Uránusz	0	1,33	1,36
Neptunusz	0	1,33	1,36
Plutó	?	?	?
Középérték		1,16	1,18

vonatkozó adatait). Érdekes megjegyezni, hogy GLASSTONE [15] szerint a Mars középsűrűsége 3,85 és 4,25 gcm^{-3} értékek között van. Ha ebből kiindulunk és feltételezzük, hogy a bolygó tömege pontosan van meghatározva, akkor a közepes sugárra 3414, illetve 3303 km értékeket kapjuk. Tehát nem látszik kizártnak, hogy a Mars sugara valamivel kisebb az elfogadott értéknél (3380 km). Ez pedig a (9) összefüggést támasztja alá, amelyből az elfogadott sugár értékének 9,2 százalékos csökkentése következik.

1.10. Ha az égitest anyagában nő a p nyomás, akkor a σ sűrűség értéke is növekszik. Az égitest belsejében a p és a σ közötti összefüggés olyan jellegű, hogy a nyomás fázistól fázisáig egészen a test középpontjáig *folytonosan* nő, míg a sűrűség egyik rétegből a másikba való átmenetnél ugrásszerűen megváltozik. Egy adott fázisban a sűrűség legkisebb annak kezdetén és legnagyobb a végén.

1.11. Az égitest különböző rétegződési fázisokon megy át, amelyeket $i = 0, 1, 2, 3, \ldots$ számokkal jelzünk. Ha *-gal jelezzük a fázis végére vonatkozó adatot, 0-val pedig a fázis kezdetén levőt, akkor az i-fázisra érvényes X adatot a következő formában írhatjuk fel:

X_i^0 — az i-fázis kezdetén levő X értéke,

X_i^* — az i-fázis végén levő X értéke.

Így az égitest i-fázisában levő anyag sűrűségére kapjuk [3, 2. old.]

$$\sigma_i^0 \leq \sigma_i \leq \sigma_i^*,$$

vagyis, az σ_i sűrűség a legkisebb σ_i^0 és a legnagyobb σ_i^* értékek között változik. Ez annyit jelent, hogy egy $\alpha_i > 1$ paramétert vezethetünk be, amely e két sűrűséget köti össze

$$\frac{1}{\alpha_i}\sigma_i^* = \sigma_i^0 \leq \sigma_i \leq \sigma_i^*. \tag{10}$$

1.12. Az O-fázis végső sűrűségét σ_0^* *kritikus* sűrűségnek nevezzük. Ez a modell-atom középsűrűsége (7) egyharmadával egyenlő, vagyis

$$\sigma_0^* = \frac{1}{3}\bar{\sigma} = \frac{1}{3}\frac{A}{\bar{V}}. \tag{11}$$

1.13. A következő $(i+1)$-fázisban az anyag maximális sűrűsége egyenlő az előző i-fázis maximális sűrűsége kétszeresével, vagyis

$$\sigma_{i+1}^* = 2\sigma_i^*. \tag{12}$$

Ezen megállapítás a (9) karakterisztikus sűrűség törvényének állandó arányából következik [3, 2. old.].

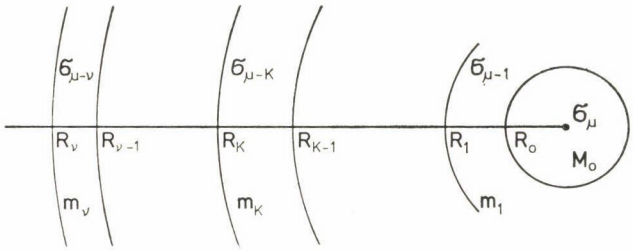
1.14. A nulltérfogat az $i = 2$ fázis kezdeti és végső térfogatának számtani középértékével egyenlő [3, 3—4 old.).

1.15. Tételezzük fel, hogy az égitest gömb alakú. A rétegeződést ν számú koncentrikus gömbhéj fejezi ki. Ha az égitest magját (középső rétegét) μ-val jelöljük, akkor az égitestben legfeljebb $(\mu—1)$ réteg lehetséges (4, 15. old.]

$$\max(\nu) = \mu—1. \tag{13}$$

Például: a Földnek három rétege ($\nu = 3$) és egy magja ($\mu = 4$) van. A különböző paraméterekre (tömeg M, sugár R, sűrűség σ, stb.) érvényes ν és μ jelzéseket a következő kép nyújtja (1. ábra).

1.16. Az elektronhéj kvantált struktúrája, illetve a nagy nyomásnál az atomból kilépő elektronok miatt fellépő sűrűségváltozás az energia változásá-



1. ábra. Az égitest rétegeződésének vázlata

ban is ugrásokat eredményez [3] 2. old.

$$E = \frac{e^2}{a} = \frac{4{,}803^2 \cdot 10^{-20}}{1{,}602 \cdot 10^{-12}\, r\, 10^{-8}}.$$

vagyis

$$E = \frac{14{,}40}{r}\ eV. \tag{14}$$

Itt az $a = 10^{-8}r$ a (7) sűrűségű atom *hatósugarát* jelzi, e pedig az elektron elektromos töltése.

A kritikus akkumulált energiát a következő összefüggés adja meg

$$E_0^* = \frac{14{,}40}{r_0^*}. \tag{15}$$

ahol

$$r_0^* = \sqrt[3]{\frac{15\ \bar{V}}{4\ N\ 10^{-23}}} = 0{,}8599\sqrt[3]{\bar{V}}. \tag{16}$$

Itt N az AVOGADRO-féle szám.

Az i-fázis végén az energia maximális értéke egyenlő az i- és $(i+1)$-fázis kezdeti energiáinak mértani középértékével

$$E_i^* = \sqrt{E_i^0\, E_{i+1}^0}. \tag{17}$$

1.17. A magas nyomás alatt levő anyagok viselkedése elméletében az univerzális állandókat (pl. gravitációs állandó, PLANCK-féle állandó, AVOGADRO-féle szám stb.) főleg a [12, 13] kézikönyvek adataira támaszkodva használtuk fel.

Az elmélet eredményei és a Földmodell kialakítása

A nagy nyomás alatt levő anyag viselkedésével kapcsolatos SAVIĆ—KAŠANIN-féle elméletet [3, 4, 5, 6] a Földmodell kialakítására alkalmazzuk.

2.1. Közepes atomsúly

Az égitest anyagának közepes atomsúlya (A) meghatározásánál két eset lehetséges: ismeretes illetve nem ismeretes az anyag vegyi összetétele.

Ha ismerjük a vegyi összetételt, akkor az (5) képlet alapján határozzuk meg A értékét. Az adott vegyi összetételű Földre az $A = 26{,}518$ értéket kaptuk.

Ha pedig nem ismerjük a vegyi összetételt, akkor az [5, 26—30. old.]-ban levő

$$A^2M = 4{,}128 \cdot 10^{30} \tag{18}$$

képlet alapján határozzuk meg az A értékét. Ebben az M az égitest tömegét jelzi. Ha a Föld tömege $M = (5{,}976 \pm 0{,}004)10^{27}$ gr [2], akkor a (18) képlet alapján $A = 26{,}567$. Ez igen jól egyezik az előbbi értékkel.

2.2. Nulltérfogat

Az elemek atomsúlya és nulltérfogata közötti viszonyról az ismert táblázatok tájékoztatnak. Mi a [13] kézikönyv adatait használtuk fel.

A Föld esetében, a levezetett $A = 26{,}567$ értékből kiindulva, a tiszta elem (amely analóg egyezik a reális keverékkel) nulltérfogata megközelítő értékére a $\bar{V}_t = 9{,}9$ cm^3 kapjuk. Az égitest reális feltételeire a következő összefüggést írhatjuk fel [6, 65. old.]:

$$\bar{V} = \alpha_{2i}^{-1}\,\bar{V}_t\,, \tag{19}$$

amely a Földnél a következőt adja

$$\bar{V} = \frac{3}{5}\,9{,}9 = 5{,}94 \text{ cm}^3,$$

mivel $\alpha_2 = 5/3$ (lásd az 1.4. és 2.3.-at).

Ha ismerjük az égitest felszíni rétegének sűrűségét $\bar{\sigma}_1$, akkor a [8, 172. old.]

$$\bar{\sigma}_1 = \frac{3}{5}\,\frac{A}{\bar{V}} \tag{20}$$

képletből kiindulva a nulltérfogat a következő:

$$\bar{V} = \frac{3}{5}\,\frac{A}{\bar{\sigma}_1}. \tag{21}$$

A Földnél $\bar{\sigma}_1 = 2{,}657$ gr cm^{-3} (pl. gránit 2,67, bazalt 2,85, üledékes kőzet 2,45 gr cm^{-3} stb.) [2], a nulltérfogatra a következőt kapjuk:

$$\bar{V} = \frac{3}{5}\,\frac{26{,}567}{2{,}657} = 5{,}999 \text{ cm}^3.$$

Ezek szerint a Föld bolygónak a következő karakterisztikái vannak: $A = 26{,}567$ gr és $\overline{V} = 5{,}999$ cm^3. A természetes elemek rendszerében ezek az értékek legközelebb állnak az alumínium (*Al*) elem atomjához: $A = 26{,}9815$ és $\overline{V}_t = 9{,}9$ cm^3.. Ezek szerint a Föld bolygóra az alumínium atomja képviseli a *modell-atomot* (a mikrostruktúrát).

2.3. A sűrűség és annak ugrásszerű változásai

Ha az égitestben a nyomás állandóan nő, akkor a sűrűség ugrásszerűen nő ott, ahol a fázisok közötti átmenet van. Az i-fázisra ($i = 1, 2, 3, \ldots$) a következőt kapjuk [5; 7. old.]:

$$\sigma_i^* = 2\sigma_{i-1}^*, \quad \sigma_i^0 = \frac{1}{\alpha_i}\sigma_i^*, \tag{22}$$

illetve

$$\sigma_{i+1}^* = 2\sigma_i^*, \quad \sigma_{i+1}^0 = \alpha_i\, \sigma_i^*, \tag{23}$$

ahol

$$\alpha_i = \begin{cases} 6/5 \text{ a páratlan } i \text{ értékekre,} \\ 5/3 \text{ a páros } i \text{ értékekre,} \end{cases}$$

ennek segítségével meghatározhatjuk a sűrűség értékeit a test diszkontinuitási pontjaiban. A Föld-modell kritikus sűrűségeit ismerve, a 4 fázis sűrűségeit számítottuk ki (lásd a 2. táblázatot).

2. táblázat

A sűrűségi értékek a fázisokban

Fázis i	sűrűség (grcm^{-3})	
	σ_i^0	σ_i^*
1	2,657	2,952
2	3,5424	5,904
3	9,840	11,808
4	14,1696	23,616
5	.....	.....

Mivel a Földnél a közepes sűrűség $\varrho = 5{,}518$ gr cm^{-3} [2], tehát fennáll a következő viszony

$$\varrho > \sigma_1^*. \tag{24}$$

Mivel a közepes sűrűség ϱ nagyobb az első réteg végén levő sűrűségnél $\sigma_1^* = 2{,}952$ gr cm^{-3}, így biztosan állítható, hogy a Föld rétegeződött test. Mint ahogyan az előbbiekben megállapítottuk, a rétegeződést nem az anyag összetételének változása okozta, hanem a sűrűség ugrásszerű változása, amelyet a test belsejében levő atomra nehezedő hidrosztatikus nyomás eredményeként az elektronok diszlokációja okoz.

A (24) összefüggés általános feltétele annak, hogy az adott égitest rétegeződött-e vagy sem.

2.4. Az akkumulált energia

Az akkumulált energiával kapcsolatos összefüggésekből (lásd 1.16.) kiindulva, a [3; 1—5 old.] megadja az akkumulált energia fázisból fázisba történő átmenet változásait:

$$E_i^* = 2^{i/3} E_0^*, \qquad E_i^0 = \alpha_i^{-1/3} E_i^*, \tag{25}$$

illetve

$$E_{i+1}^* = 2^{1/3} E_i^* \qquad E_{i+1}^0 = \alpha_i^{1/3} E_i^*, \tag{26}$$

ahol a kritikus akkumulált energia

$$E_0^* = \frac{14{,}40}{r_0^*},$$

amelynek hatósugara

$$r_0^* = 10^7 \sqrt[3]{375 \frac{\overline{V}}{N}}.$$

Mivel a Föld-modellnél

$$r_0^* = 1{,}5516 \text{ Å}, \qquad E_0^* = 9{,}2807 \, e\overline{V},$$

a 3. táblázat megadja az akkumulált energia ugrásszerű változásainak értékét.

3. táblázat

Az akkumulált energia változásainak értékei a fázisokban

Fázis i	energia (eV)	
	E_i^0	E_i^*
1	11,0035	11,6930
2	12,4255	14,7322
3	17,4669	18,5615
4	19,7242	23,3860
5	.....	.....

2.5. Nyomások

2.5.1. Ahhoz, hogy az égitest anyaga egy bizonyos fázisban σ_i sűrűségű legyen, szükséges egy megfelelő p_i nyomás. Különösen megfelelő nyomásra

van szükség az i-ből az $(i + l)$-fázisba átmenő diszkontinuitási helyeken, ahol a nyomások [6; 64. old.]

$$p_i^* = \frac{\lambda_i}{(\bar{V})^{4/3}} 10^{12} \text{ dyn cm}^{-2}, \tag{27}$$

amikor is

$$p_i^* = p_{i+1}^0 .$$

A λ_i paraméter értékeit az 4. táblázat adja meg.

4. táblázat

A λ_i paraméter értékei

Fázis i	λ_i
0	2,517
1	5,138
2	15,98
3	32,62
4	101,47
5	207,14
6	.....

Az alumínium modell-atom tulajdonságait ismerve (lásd 2.2.), a Föld belsejében levő nyomásokat adjuk meg a 5. táblázatban.

5. táblázat

A nyomások értékei a fázisokban

Fázis i	Nyomás (10^{12} dyncm^{-2})	
	p_i^0	p_i^*
1	0,23092	0,47138
2	0,47138	1,46606
3	1,46606	2,99266
4	2,99266	9,30917
5	.....	.....
6	.....	.....

2.5.2. Hidrosztatikus nyomások. — A következő módon kaphatjuk meg az égitest rétegeiben levő hidrosztatikus nyomás értékeit [6; 64 old.].

A test felszínén, a $\bar{\sigma}_1$ sűrűség mellett, a nyomás értéke a következő kell, hogy legyen:

$$\bar{p}_1 = \frac{4{,}155 \cdot 10^{12}}{(\bar{V})^{4/3}} . \tag{28}$$

Hogy a $\bar{\sigma}_1$ sűrűségből az első fázis végén levő σ_1^* sűrűség alakuljon ki, a $\bar{p}_1$ nyomásnak p_1^*-re kell növekednie:

$$\bar{p}_1^* - \bar{p}_1 = \frac{0{,}983}{(\bar{V})^{4/3}} 10^{12}. \tag{29}$$

Mivel a $\bar{\sigma}_1$ sűrűségű kihűlt testben, minden külső hatás nélkül is, kohéziós nyomás van:

$$p^{(c)} = \frac{0{,}8656}{(\bar{V})^{4/3}} 10^{12}, \tag{30}$$

akkor ez csökkenti a (29) értékét. Ez annyit jelent, hogy az égitestben a következő hidrosztatikus nyomásra van szükség [8]:

$$\Pi_1 = (p_1^* - \bar{p}_1) - p^{(c)} = \frac{0{,}117}{(\bar{V})^{4/3}} 10^{12} \tag{31}$$

ahhoz, hogy a $\bar{\sigma}_1$ sűrűségből $(= \sigma_i^0)$ σ_1^* sűrűség alakuljon ki. Ezt a nyomást a részecskék gravitációs vonzása (az anyag súlya) eredményezi.

Hasonló következtetéssel jutunk a második réteg mélységének hidrosztatikus nyomásához:

$$\Pi_2 = \Pi_1 + (p_2^* - p_1^*), \tag{32}$$

valamint a harmadik rétegének:

$$\Pi_3 = \Pi_2 + (p_3^* - p_2^*), \tag{33}$$

és a negyedikének:

$$\Pi_4 = \Pi_3 + (p_4^* - p_3^*) \tag{34}$$

stb.

Nem vitás, hogy a hidrosztatikus nyomás nagyságától függ, hogy az égitestnek hány rétege lesz.

6. táblázat

A hidrosztatikus nyomások értékei a Földben

Fázis i	Π_i (dyncm^{-2})
1	$0{,}01078.10^{12}$
2	$1{,}00546.10^{12}$
3	$2{,}53206.10^{12}$
4	$8{,}84857.10^{12}$
5	.....

A 2.2.-ben közölt Föld modell-atom értékek alapján számítjuk ki a Föld belsejében levő hidrosztatikus nyomásokat — lásd a 6. táblázatot.

2.6. Az elektronok kilépése és az elektronhiányosság

A [8] 23. old.) alapján, az égitest modell-atomjára meghatározható az elektronok kilépése az egyik fázisból a következőbe való ugrásnál, vagyis meg lehet határozni az égitest nem elektronhiányos rétegeit. Ha E_I a modell-atom ionizációjának első potenciálja, akkor a következő összefüggésből [8; 23. old.]

$$X_1 = \frac{3}{\log 2} \log \left[1 + 5{,}930.10^{-2} (\bar{V})^{1/3} E_1\right] \tag{35}$$

meghatározható az a fázis, ahol a kilépés bekövetkezik, illetve az a hely, ahol a modell-atom elveszíti az n elektronos külső héját. Itt

$$n = j + 1 ,$$

ahol j az X_I legnagyobb számát egész jelzi, amit így írunk: $j = [X_I]$, amely annak a fázisnak rendszámát határozza meg, ahol a kilépés bekövetkezik.

Az elektronok kilépését a következő módon is meghatározhatjuk. A [3, 28—29. old.] szerint az égitest nem elektronhiányos rétegeire érvényes a következő:

$$E_j^* \leq E_0^* + E_I \leq E_{j+1}^0 . \tag{36}$$

Mivel a Földmodellnél (lásd a 3. táblázatot)

$$\begin{aligned} E_0^* + E_I &= 15{,}2667 \ eV \\ E_2^* &= 14{,}7322 \ eV \\ E_3^0 &= 17{,}466 \ eV , \end{aligned}$$

így a (36)-t kielégítve következik, hogy az átmenetnél a másodikból a harmadik fázisba az A atom (az anyag közepes összetétele) külső héjából kidobódnak az elektronok, mert a hidrosztatikus nyomás elérte a szükséges értéket.

2.7. Mágneses momentum

Az első fejezetben megemlítettük, hogy az elektronok kilépésének köszönve a modell-atom hátramaradt tömegében meghatározott momentumú és pólus erősségű szabad mágnesség lép fel. Az $M^{(j)}$ elektronhiányos tömeg nagyságát [6; 53. old.] a következőképpen határozható meg:

$$M^{(j)} = \frac{A^2 J \omega f^{1/2}}{17{,}086 \, n \, c \, K_j (\bar{V})^{1/6}} . \tag{37}$$

ezenkívül a mágneses momentum

$$L = \frac{f^{1/2}}{2\,c\,n} J\omega, \tag{38}$$

valamint a mágneses pólus erősség:

$$\mu = 11{,}892 \frac{(M^{(j)})^{2/3} n\, K_j}{A^{5/3} (\bar{V})^{1/6} n_j^2}. \tag{39}$$

Ezekben a képletekben a következő jelzéseket használtuk: f — gravitációs állandó, c—a fény sebessége, J — tehetetlenségi nyomaték, ω — az égitest saját rotációjának szögsebessége. Az n_j és K_j paramétereket a 7. táblázat adja meg [6; 42. old.].

7. táblázat

A K_i és n_i értékei

i	K_i	n_i
0	0,9999	1
1	0,8657	0,7937
2	0,7929	0,7937
3	0,6871	0,6888
4	0,6293	0,6300
5	0,5453	0,5467
6	0,4999	0,5000
7	0,4328	0,4340
8	0,3964	0,3968
9	0,3435	0,3444
10	0,3147	0,3150
11	0,2727	0,2734
12	0,2498	0,2500
13	0,2164	0,2170

Ha ezeket a kifejezéseket az A modell-atomra alkalmazzuk, akkor a [12, 112. old.] adatai alapján a Földre a következőket kapjuk:

— Elektronhiányos tömeg $M^{(j)} = 2{,}1891 \times 10^{27}$ gr,

— Mágneses momentum $L = 8{,}483 \times 10^{25}$ gr$^{1/2}$ cm$^{5/2}$ sec^{-1},

— Mágneses pólus erősség $\mu = 2{,}3815 \times 10^{17}$ gr$^{1/2}$ cm$^{3/2}$ sec^{-1}.

Ezek alapján egyszerű meghatározni a mágneses pólusok távolságát (2δ):

$$2\delta = \frac{L}{\mu} \text{ cm}, \tag{40}$$

valamint az égitest felszínén, a pólusoknál levő mágneses tér erősségét (H_p):

$$H_p = \frac{2RL}{(R^2 - \delta^2)^2} \text{ gauss}. \tag{41}$$

A Földre a következő értékeket kapjuk:

$$2\delta = 3{,}562 \times 10^8 \text{ cm}$$
$$H_p = 0{,}67 \text{ gauss.}$$

A kapott eredmények alapján arra következtetünk, hogy a Föld tömegének 63,37%-a az első két nem elektronhiányos rétegben (kéreg és köpeny) van, a tömeg 36,63%-a pedig elektronhiányos. Mivel a geomágneses mérések az északi sarok mágneses tere erősségére 0,62 gausst adnak, a délire pedig 0,70 gausst, így a levezetett 0,67 gauss jól egyezik a mérésekkel.

2.8. Az égitest rétegei

A [4] értekezés alapján adjuk meg azt a módot, ahogyan a rétegeződött égitest rétegeinek mélységét, tömegét és tehetetlenségi nyomatékát határozzuk meg.

2.8.1. Első réteg. — Ha felhasználjuk azt az egyenletet, amely kapcsolatot teremt bármely réteg sugara, sűrűsége és hidrosztatikus nyomása között [8; 179. old.], akkor az első rétegre a következő képletet kapjuk:

$$X_m^3 + S_1 X_m = Q_1, \tag{42}$$

ahol

$$X_m = \frac{R_m}{R}$$

$$S_1 = \frac{2\,\Pi_1}{4/3\pi f \bar{\sigma}_1 \sigma_1^* R_2} + \frac{2\,\varrho\,\tau}{\bar{\sigma}_1 \sigma_1^*} - 3 \tag{43}$$

$$Q_1 - \frac{2\,S\,\bar{\sigma}}{\sigma_1 \sigma_1^*} - 2.$$

Itt az R_m az első réteg sugarát, az R pedig a bolygó sugarát adja. Az S_1 és Q_1 kiszámítására minden érték ismert, míg a τ változó sűrűség meghatározására

$$\bar{\sigma}_1 \leq \tau \leq \sigma_1^*,$$

analízist végzünk a két határesetre $\tau = \bar{\sigma}_1$ és $\tau = \sigma_1^*$.

Ha az ismert adatokat behelyettesítjük a (43)-ba, ahol $\bar{\sigma}_1 = 2{,}657$ grcm^{-3} és $\sigma_1^* = 2{,}952$ grcm^{-3}, akkor a (42) alapján a következő eredményeket kapjuk:

$$X_{m1} = \frac{R_{m1}}{R} = 0{,}99357 \qquad X_{m2} = \frac{R_{m2}}{R} = 0{,}99419,$$

vagyis $R_{m1} = 6{,}330 \times 10^8$ cm, $R_{m2} = 6{,}334 \times 10^8$ cm. Tehát a Föld első rétegének mélysége $R\text{-}R_{m1} = 0{,}041 \times 10^8$ cm $= 41$ km vagy $R\text{-}R_{m2} = 0{,}037 \times$

10^8 cm = 37 km. A Föld első rétegének (a kéregnek) mélységére jól megközelítő értéknek lehet venni a 39 kmt, amely teljesen egyezik az ismert geofizikai adatokkal.

Ha az első tömeg réteg tömegét M_m-vel jelöljük, a közepes sűrűségét pedig $\sigma^{(m)}$-vel, akkor a (44) összefüggés

$$M_m = \frac{4\pi}{3}\sigma_1^{(m)}(R^3 - R_m^3), \tag{44}$$

alapján, a $\sigma^{(m)} = \bar{\sigma}_1$ és $\sigma^{(m)} = \sigma_1^*$ határértékekre, a Földre a következő adatokat kapjuk:

$$M_m = 5{,}620\times 10^{25} \text{ gr és } M_m = 5{,}6234\times 10^{25} \text{ gr.}$$

Ezek alapján az első réteg tömegére a $M_m = 5{,}626\times 10^{25}$ gr jól megközelítő értéket kapjuk.

Az R_m és M_m ismeretében, a (42) és (44) alapján meghatározhatjuk az első réteg anyagának közepes sűrűségét $\sigma^{(m)}$ és tehetetlenségi nyomatékát i_m, vagyis

$$i_m = \frac{2}{5}M_m\frac{R^5 - R_m^5}{R^3 - R_m^3} = \frac{2}{5}\frac{4\pi}{9}\sigma^{(m)}(R^5 - R_m^5). \tag{45}$$

A Föld első rétegére a következő értékeket kapjuk:

$$\sigma^{(m)} = 2{,}84 \text{ grcm}^{-3} \text{ és } i_m = 1{,}548\times 10^{43} \text{ grcm}^2.$$

2. 8. 2. Második réteg. — Az $M^{(j)}$ elektronhiányos tömeg és az első réteg tömegének M_m ismeretében egyszerűen meghatározható a második réteg tömege (M'):

$$M' = M-(M_m + M^{(j)}), \tag{46}$$

ahol M a bolygó tömege. Az elektronhiányos szféra sugarát [8, 183. old.] a következő egyenletből számítjuk ki:

$$\frac{M^{(j)}}{M' + M^{(j)}} + \frac{5}{2}\frac{J - i_m}{(M' + M^{(j)})R_2^m}\left(\frac{R_j}{R_m}\right)^3 - \left(\frac{R_j}{R_m}\right)^5 = \left(\frac{5}{2}\frac{J - i_m}{M' R_m^2} - 1\right)\frac{M'}{M' + M^{(j)}} \tag{47}$$

ahol J a bolygó teljes tehetetlenségi nyomatéka.

Hasonlóan mint az első rétegnél, a második réteg tehetetlenségi nyomatékát a következő összefüggés alapján állapítjuk meg:

$$i' = \frac{2}{5}M'\frac{R_m^5 - R_j^5}{R_m^3 - R_j^3} = \frac{2}{5}\frac{4\pi}{3}(R_m^5 - R_j^5)\sigma'; \tag{48}$$

a középsűrűséget pedig

$$M' = \frac{4\pi}{3}(R_m^3 - R_j^3)\,\sigma' . \tag{49}$$

A Föld bolygó második rétegére ezeket az adatokat kapjuk: $M_2' = 3{,}73\times10^{27}$ gr, $R_j = 3{,}54\times10^8$ cm, $\sigma' = 4{,}23$ grcm^{-3} és $i' = 6{,}82\times10^{44}$ grcm^2. Tehát a második réteg (a köpeny) vastagsága $R-R_j = 2831$ km.

A Föld második rétegére levezetett értékeket úgy fogjuk ellenőrizni, hogy azok megfeleljenek a réteg meghatározott határfeltételeinek. Az (50) egyenletből kiindulva [8, 182. old.]

$$\left(\frac{R_j}{R_m}\right)^3 + \left[\frac{2(p_2^* - p_1^*)}{\frac{4\pi}{3} f \sigma_2^0 \sigma_2^* R_m^2} + \frac{2\varrho_m \sigma}{\sigma_2^0 \sigma_2^*} - 3\right]\frac{R_j}{R_m} = \frac{2\varrho_m \sigma}{\sigma_2^0 \sigma_2^*} - 2 . \tag{50}$$

amelyben minden ismert, a sűrűségre a $\tau = 4.26$ grcm^{-3} értéket kapjuk, amely kielégíti a $\sigma_2^0 < \tau < \sigma_2^*$, ahol $\tau \approx \sigma'$.

2. 8. 3. A harmadik réteg. — Az előbbiekhez hasonló módon, a harmadik réteg külső sugarát (R_c) ebből az egyenletből kapjuk

$$\left(\frac{R_c}{R_j}\right)^3 + \left[\frac{2(p_3^* - p_2^*)}{\frac{4\pi}{3} f \sigma_3^0 \sigma_3^* R_j^2} + \frac{2\varrho_j \tau}{\sigma_3^0 \sigma_3^*} - 3\right]\frac{R_c}{R_j} = \frac{2\varrho_j \tau}{\sigma_3^0 \sigma_3^*} - 2 , \tag{51}$$

Mivel $\sigma_3^0 < \tau < \sigma_3^*$, a sűrűség határértékeire $\tau = \sigma_3^0$ és $\tau = \sigma_3^*$, a harmadik réteg mélységét a R-R_c adja meg.

A harmadik réteg tömegét M'' az ismert összefüggésből kapjuk

$$M'' = \frac{4\pi}{3}(R_j^3 - R_c^3)\,\sigma'' ;$$

az tehetetlenségi nyomatékot pedig

$$i'' = \frac{2}{5}\,\frac{4\pi}{3}\,\sigma''\,(R_j^3 - R_c^3) ,$$

ahol a harmadik réteg közepes sűrűsége egyenlő

$$\sigma'' = \frac{M''}{4/3\,\pi\,(R_j^3 - R_c^3)} .$$

A Földdel kapcsolatos adatok és a sűrűség határértékei $\tau = \sigma_3^0 = 9{,}84$ grcm^{-3} és $\tau = \sigma_3^* = 11{,}81$ grcm^{-3} alapján a Föld harmadik rétegére a következőket kapjuk: $R_c = 2{,}0\times10^8$ cm (mint két adat $1{,}646\times10^8$ és $2{,}362\times10^8$ középértéke), $M'' = 1{,}619\times10^{27}$ gr (mint két adat $1{,}671\times10^{27}$ és $1{,}568\times10^{27}$ középértéke), $\sigma'' = 10{,}63$ grcm^{-3} és $i'' = 0{,}933\times10^{44}$ grcm^2.

2. 8. 4. Mag. — Ha a testnek négy rétege van, akkor ki kell elégíteni a következő feltételt:

$$\tilde{\varrho}_j > \sigma_3^* , \tag{52}$$

ahol $\tilde{\varrho}_j$ a test elektronhiányos anyagának közepes sűrűsége, amelyet a következő képletből számítunk ki

$$J_j = \frac{2}{5} \frac{4\pi}{3} \tilde{\varrho}_j R_j^5 ,$$

amikor is

$$J_j = J - (i_m + i') .$$

Mivel a Földre a $\tilde{\varrho}_j = 12{,}13$ grcm^{-3} értéket kapjuk, amely nagyobb a $\sigma_3^* = 11{,}808$ grcm^{-3}, tehát érvényes az (52) összefüggés, így a Földnek negyedik rétege is van, amely $\sigma_4^0 = 14{,}17$ grcm^{-3} sűrűséggel kezdődik és amelynek sugara $R_c = 2{,}0 \times 10^8$ cm.

Tételezzük fel, hogy a test középpontjában befejeződik a negyedik fázis, vagyis hogy a test centrumában σ_4^*, akkor a [8, 185. old.] alapján a következő kapcsolat áll fenn:

$$R_c > \frac{1}{\sigma_4^*} \sqrt{\frac{2\,(p_4^* - p_3^*)}{\frac{4\pi}{3} f}} . \tag{53}$$

Ez az ún. döntési kritérium, amely azt hivatott eldönteni, hogy a központi rész befejezett- e vagy sem.

Mivel a Földnél

$$1{,}646 \times 10^8 < R_c < 2{,}362 \times 10^8 ,$$

vagyis átlagosan $R_c = 2{,}0 \times 10^8$ cm. Az (53) szerint a Föld központjában (ahol $\sigma_4^* = 23{,}6$ grcm^{-3}) a középfázis befejezéséhez $R_c > 2{,}833 \times 10^8$ cm feltételre van szükség, így arra a következtetésre jutunk, hogy a Föld negyedik (középső) rétege nem befejezett.

A Föld negyedik rétegére ezeket az értékeket kapjuk:

$$\text{tömeg } M_c = M - (M_m + M' + M'') = 0{,}572 \times 10^{27} \text{ gr},$$

közepes sűrűség

$$\varrho_c = \frac{M_c}{4/3\,\pi R_c^3} = 17{,}07 \text{ grcm}^{-3},$$

tehetetlenségi nyomaték

$$i_c = \frac{2}{5} M_c R_c^2 = 0{,}092 \times 10^{44} \text{ grcm}^2.$$

Mivel a Földnél $\sigma_4^0 = 14{,}17$ grcm^{-3}, a közepes sűrűség pedig $\varrho_c = 17{,}07$ grcm^{-3}, így a Föld központjában a sűrűség $\sigma_c = 19{,}97$ grcm^{-3}.

A Föld központjában a hidrosztatikus nyomást a következő összefüggés adja meg (3; 23—26 old.; *8*, 186 old.]:

$$\Pi(o) = \Pi_3 + \left(p(o) - p_3^*\right),$$

és ebből kapjuk $\Pi(o) = 4{,}67 \times 10^{12}$ dyncm^{-2}.

Mivel a Föld negyedik (i = 4) rétege nem befejezett, így a 6. táblázatban levő Π_4 értéket javítani kell s így alakul ki a középpont valódi hidrosztatikus nyomás értéke $\Pi(o)$.

A levezetett adatok alapján a Föld teljes tehetetlenségi nyomatékára ezt kapjuk:

$$i_m + i' + i'' + i_c = 8{,}0 \times 10^{44} \text{ grcm}^2,$$

és ez a geofizikai adatokkal [12] jól egyezik.

3. A Földmodell

A nagy nyomás alatt levő anyag viselkedése elméletből, amelyet az előbbiekben vázoltunk, Földmodellt alakítottunk ki, amelynek az általános adatai a következők:

közepes atomsúly A (gr)	26,567
nulltérfogat $\overline{V}$ (cm^3)	5,999
kritikus sűrűség $\overline{\sigma}$ (grcm^{-3})	1,476
ionizáció első potenciálja E_I (eV)	5,986
hatósugár r_0^* (Å)	1,5516
kritikus akkumulált energia E_0^* (eV)	9,2807
rétegek számai i	4
kohéziós nyomás $p^{(c)}$ (dyncm^{-2})	$0{,}079 \times 10^{12}$
tehetetlenségi nyomaték J (grcm^2)	$8{,}0 \times 10^{44}$
elektronhiányos tömeg $M^{(j)}$ (gr)	$2{,}19 \times 10^{27}$
elektronhiányos tömeg közepes sűrűsége $\tilde{\varrho}_j$ (grcm^{-3})	12,13
mágneses momentum L (gr$^{1/2}$ cm$^{5/2}$ sec^{-1})	$8{,}483 \times 10^{25}$
mágneses póluserősség μ (gr$^{1/2}$ cm$^{3/2}$ sec^{-1})	$2{,}3815 \times 10^{17}$
mágneses pólusok távolsága 2δ (cm)	$3{,}562 \times 10^8$
mágneses tér erőssége H_p (gauss)	0,67

A Föld rétegeit a 8. táblázat mutatja be. Ezeket az adatokat a SAVIĆ-KAŠANIN-féle elmélet adja, ha feltételezzük, hogy az inerciális momentum $8{,}0 \times 10^{44}$ grcm^2, a MOHOROVIČIĆ-féle réteg mélysége pedig 39 km. De ha ugyanezen inerciális momentum mellett, e réteg mélységére 55 kmt veszünk — mint azt a [6, 64. old.]-ban tettük — akkor a köpeny alsó határának mélységére 2901 kmt, a külső mag (folyadék) határára pedig 4981 kmt kapunk.

8. táblázat

A Föld rétegeinek adatai

Adat \ Réteg	Kéreg		Köpeny		Külső mag(folyadék)		Belső mag	
	X_1^0	X_1^*	$X^0{}_2$	X_2^*	X_3^0	X_3^*	X_4^0	X_4^*
Sűrűség σ (grcm^{-3})	2,657	2,952	3,542	5,904	9,840	11,808	14,170	19,97
Mélység (km)	0	39	39	2831	2831	4371	4371	6371
Nyomások p (10^{12} dyncm^{-2})	0,23	0,47	0,47	1,47	1,47	2,99	2,99	5,13
Hidr. nyomás II (10^{12} dyncm^{-2})	0,0108		1,0055		2,5321		4,67	
Tömeg M (gr)	$5{,}626 \times 10^{25}$		$3{,}73 \times 10^{27}$		$1{,}619 \times 10^{27}$		$0{,}572 \times 10^{27}$	
Inerc. momentum i (grcm^2)	$1{,}548 \times 10^{43}$		$6{,}82 \times 10^{44}$		$0{,}933 \times 10^{44}$		$0{,}092 \times 10^{44}$	
Közepes sűrűség (grcm^{-3})	2,84		4,23		10,63		17,07	
Réteg vastagsága (km)	39		2792		1540		2000	

A szerzők hálásak Dr. Teleki Györgynek, aki segítségükre volt a kézirat elkészítésénél, és aki e cikket magyar nyelvre fordította, valamint Dr. Barta Györgynek hasznos tanácsaiért.

IRODALOM

[1]. Savić, P.: O proishoždenii vraščenija sistemy i otdel'nyh nebesnyh tel. Bulletin, Académie serbe des sciences et des arts. Classe des sciences mathématiques et naturelles. Science naturelles, Belgrade **XXVI, 8**, 107—112, 1961.

[2]. Kašanin, R.: The Earth's Layers and their Characteristics. Bulletin, Académie serbe des sciences et des arts. Classe des sciences mathématiques et naturelles. Science naturelles, Belgrade, **XXVI, 8**, 127—138, 1961.

[3]. Savić, P.—Kašanin, R.: The Behaviour of the Materials under High Pressures. Monographs. Serbian Academy of Sciences and Arts. Section for Natural Sciences and Mathematics, Belgrade, **CCCLI**, 29, 1—32, 1962.

[4]. Savić, P.—Kašanin, R.: The Behaviour of the Materials under High Pressures II. Monographs. Serbian Academy of Sciences and Arts. Section for Natural Sciences and Mathematics, Belgrade, **CCCLX**, 31, 1—64, 1963.

[5]. Savić, P.—Kašanin, R.: The Behaviour of the Materials under High Pressures III. Monographs. Serbian Academy of Sciences and Arts. Section for Natural Sciences and Mathematics, Belgrade, **CCCLXXVIII**, 34, 1—64, 1964.

[6]. Savić, P.—Kašanin, R.: The Behaviour of the Materials under High Pressures, IV. Monographs. Serbian Academy of Sciences and Arts. Section for Natural Sciences and Mathematics, Belgrade, **CCCXCIII, 35**, 1—71, 1965.

[7]. Savić, P.—Kašanin, R.: Veščestvo pod vysokim davleniem, AN SSSR. Institut geohimii i anal. himii im. V. I. Vernadskogo. Problemy geohimii, Moskva, 28—33, 1965.

[8]. Savić, P.—Kašanin, R.: Rassloenie makro-tel iz-za prerivystoj struktury ih sostavnyh častic. Symposium on Mohorovičić's Discontinuity, Zagreb, 169—187,1968.

[9]. Savić, P.—Pavlovič, S.: Rasprodelenie vulkaničeskih očagov na poverhnosti Mohorovičića. I mežd. geoh. kongress, AN SSSR, Moskva, 181—199, 1972.

[10]. Savić, P.: O proishoždenii vraščenija sistemy častic, AN SSSR. Voprosy istorii est. i teh., Moskva, **2—3**, (47—48), 47—50, 1974.

[11]. Annuaire de notre ciel pour l'an 1957, Académie serbe des sciences, Belgrade, 1957.

[12]. Allen, C. W.: Astrophysical Quantities, London, 1973.

[13]. D'Ans I.—Lax, E.: Taschenbuch für Chemiker und Physiker 1943.

[14]. Trifunović, D.: Jedna zakonitost teorije Savić-Kašanin, Matematički vesnik, Beograd, **28**, 76—81, 1974.

[15]. Gladstone, S.: The Book of Mars, NASA, Washington, 62—63, 1968.

MEGJEGYZÉS P. SAVIĆ ÉS D. TRIFUNOVIĆ FÖLDMODELL ELGONDOLÁSÁHOZ

BARTA GYÖRGY

AKAD. LEV. TAG

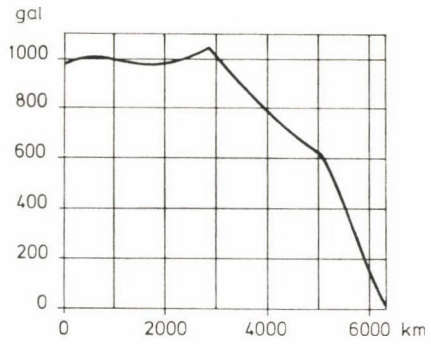
A szerzők cikkükben az égitestek forgásának alap okát az anyagok atomszerkezetében látják, és az anyag nagy nyomás alatti viselkedésének felhasználásával az alumínium ionizációs potenciáljának alkalmazásával kiszámítják a Föld rétegeinek vastagságát. Számításaikban a MOHOROVIČIĆ-felület mélységére jó átlagértéknek tekinthető 39 km-t használva a külső mag vastagságára kis, a belső mag sugarára pedig nagy értékeket kaptak az ismert adatokhoz képest. Ha azonban kéregvastagságra 55 km-t vesznek fel, akkor a Föld köpeny, külső mag és a belső mag sugarára geofizikai ismereteinkkel teljesen megegyező eredmények adódnak.

Habár az 55 km a kéregvastagságnak kicsit sok, mégis ennek az értéknek az elfogadását tartom kívánatosnak, mert akkor az összes többi réteg mélysége helyesen adódik.

A nagyobb kéregvastagság elfogadását indokolni is lehet. A felszín a Föld felépítése szempontjából ugyanis kitüntetett felület; itt lehet a legerősebb inhomogenitást feltételezni. A kéregben és a köpenyben a gravitációs gyorsulás kb. ugyanolyan nagyságú mint a felszínen (kb. 1000 gal) sőt a maximuma a GUTENBERG—WIECHERT-felület közelében van. (1. ábra). Az úszás törvénye tehát az egész kéregben és köpenyben érvényesül és az anyagokat sűrűségük szerint rendezi. A kis sűrűségű tömegek a geológiai korok folyamán addig emelkednek, a nagy sűrűségűek pedig addig süllyednek, amíg sűrűségüknek megfelelő gömbhéjat el nem érik. A legkönnyebb anyagok a felszínre jutnak, tovább nem is emelkedhetnek, tehát ott felhalmozódnak és engedelmeskednek a földtest általános folyamatainak, vagyis az előbb vázolt vertikális irányú mozgás mellett a horizontális irányú mozgásokban is részt vesznek. Így a sztatikus inhomogenitás mellett egy, az áramlások által fenntartott dinamikus is fellép.

Ezek az áramlások egyrészt az anyagok vertikális szétválasztódását elősegítik, másrészt a felszíni anyagokat a mélybe sodorva azokat a köpeny anyagával elkeverik. Látjuk tehát, hogy a felszín közelében valószínű a legnagyobb sűrűség inhomogenitás és ez a mélyben rohamosan lecseng. Lehetséges, hogy a SAVIĆ—KAŠANIN elméletben az 55 km kéregvastagság mint ennek a kevert zónának átlagvastagsága jelentkezik.

Az úszási elv tehát az erős gravitációs tér miatt a kéregben és a köpenyben igen jelentős szétválasztó tényező; a külső mag folyékony anyagában pedig — habár ott a gravitációs tér a középpontig közel lineárisan csökken — szintén fontos szerepet játszik éppen az ottani anyagok folyékonysága miatt.



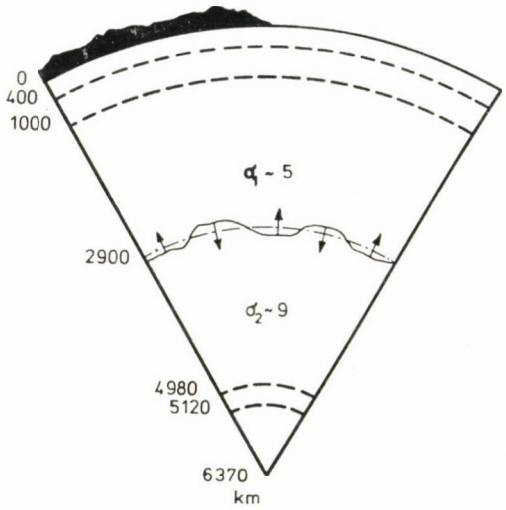
1. ábra. A nehézségi gyorsulás változása a Föld belsejében

Külön kell azonban tárgyalnunk a belső mag esetét. A belső mag a folyékony külső mag anyagában nem úszik, hanem lebeg. Az úszáshoz ugyanis az úszásban részt vevő tömegek mellett egy azoktól független erőtér is szükséges. A belső mag esetében az erőtér hiányzik, ezért a belső mag mint egység nem úszik a külső mag anyagában, hanem lebeg. Hasonlóan, mint ahogyan a Föld vagy a Nap mint egység nem úszik a Naprendszer- illetve Tejútrendszer térségében, hanem lebeg. A két állapotot tehát élesen meg kell különböztetni egymástól. Belső mag tömegére vonatkozólag ezért nem léteznek olyan viszonyítási fogalmak, mint fent és lent. A belső mag a gravitációs potenciál térnek szinguláris pontja, a Föld külső tömegei nem gyakorolnak rá vonzást (homogén gömbhéj belsejében a gravitációs tér 0).

A belső földmag esetében ezért feltételezhetünk egy meglehetősen primitív inhomogenitást, annak excentrikus helyzetét. A belső földmag a külső mag anyagában ott lesz nyugalmi állapotban, ahol a rá ható erők eredője eltűnik, vagy más szóval a nyomás a felületén minden irányból egyenlő. A külső mag anyaga pedig úgy helyezkedik el, hogy az egyenlő nyomású és sűrűségű felületek összeessenek és folyamatosan menjenek át a GUTENBERG—WIECHERT és LEHMANN-felületeknek megfelelő sűrűség és nyomás értékekbe.

A gondolatmenetből látható, hogy a Föld tömeg-inhomogenitásai, vagy a felszínen, vagy a középpontjában tételezhetők fel. A közbülső tartományokban a középső köpenytől a belső magig általában nagyfokú homogenitás valószínű, különösen a GUTENBERG—WIECHERT-felület környékén. A gravitációs gyorsulás itt maximális, a hőmérséklet magas és a felületen áthaladva a sűrűség és viszkozitás ugrásszerűen változik. A külső mag anyagában, annak

kis viszkozitása miatt áramlások lépnek fel. A nyomásnak a felület mentén állandónak kell lennie, úgy hogy a felület esetleges egyenetlenségeit a nyomáskülönbségek és a belső erózió eltünteti (2. ábra). A földmag határa tehát egy igen jól definiált pontosan mérhető és számítható, valószínűleg igen tökéleges forgási felület.



2. ábra. Kiegyenlítő hatások a GUTENBERG—WEICHERT- felületen 2900 km mélységben

A szerzők ezt a felületet elméletük alapján igen jó mélységben kapják. A felület két oldalán fellépő ismert nagy sűrűség és viszkozitás ugrás is alátámasztja a SAVIĆ—KAŠANIN- elméletet, mert eszerint itt éri el a Föld belsejében a nyomás az első ionizáció fellépéséhez szükséges kritikus értéket. Természetes, hogy az anyagszerkezet lényeges megváltozása, a fenti tulajdonságok ugrásszerű megváltozásával jár.

A SZÉNHIDROGÉN GENEZIS ÉS A PROGNÓZIS

BODZAY ISTVÁN
A FÖLDTUDOMÁNYOK KANDIDÁTUSA

Az eddigi általános hazai szénhidrogén prognózisok kutatásaink mai előrehaladott állapotában már nem elégségesek a munkálatok irányainak, arányainak és intenzitásának szabályozásához. Egyes rétegösszletek, területrészek és mélységszakaszok prognosztikus viszonyait részletesen kimunkáló becslési módszerekre van szükség.

Az alábbiakban irodalmi adatok alapján azt vizsgáljuk, hogy a hazai prognózis továbbfejlesztésében milyen mértékben támaszkodhatunk a szénhidrogénföldtan tudományának genezissel kapcsolatos eredményeire. Genetikai-fejlődéstörténeti vizsgálatok alapján milyen elméleti folyamatossággal tudjuk végigjárni azt a kérdéssort, hogy: hol, mennyi és mi keletkezett; hogyan, mennyi és mi mobilizálódott; mennyi, mi és hol akkumulálódott. Ezért, a szerves keletkezés elméletei alapján állva, a következő — a prognózis szempontjából alapvető — kérdéseket tárgyaljuk:

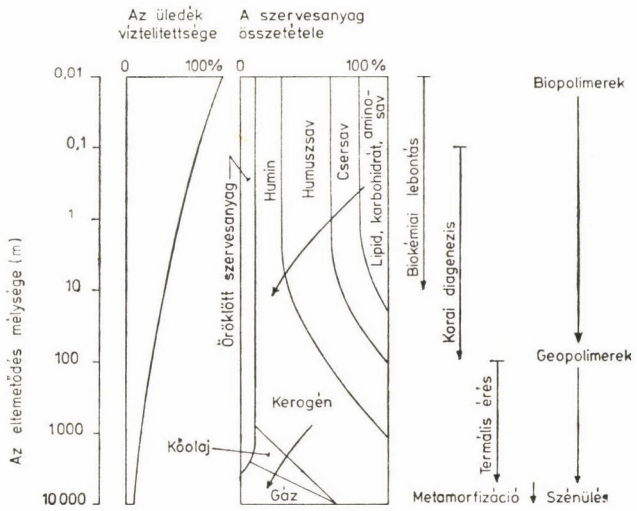
— a szénhidrogén képződés mélysége és szakaszai;
— a mobilizálódott szerves anyag mennyisége;
— az elsődleges vándorlás módja és távolsága.

A képződés mélysége és szakaszai

Az üledékek eredeti szerves anyaga túlnyomórészt helyben képződött és főleg nagymolekulasúlyú polimerek, lugokban oldhatatlan humin, lúgban oldható és savban oldhatatlan humuszsav, valamint lúgban és savban oldható csersav, kevés lipid, karbohidrát és aminósav alkotják. Az első néhány tíz méter eltemetődési mélységben a szerves anyag anaerob mikróbák erőteljes működésének hatására kondenzálódik és polimerizálódik, s a szokásos szerves oldószerekben oldhatatlan, főleg C, O és H, kisebb részben S és N elemekből álló, összefoglalóan *kerogén*nek nevezett diszperz keverékké alakul (1. ábra).

Egyes mai üledékek vizsgálata során SMITH (1954), majd KIDWELL—HUNT (1958) folyékony szénhidrogéneket is kimutattak. Ennek alapján többen (RENZ et al, 1958, stb.) feltételezik, hogy a kőolaj és földgáz felhalmozódása a tárolókőzetben röviddel a betemetődés után történik. Azok a vizsgálatok azonban,

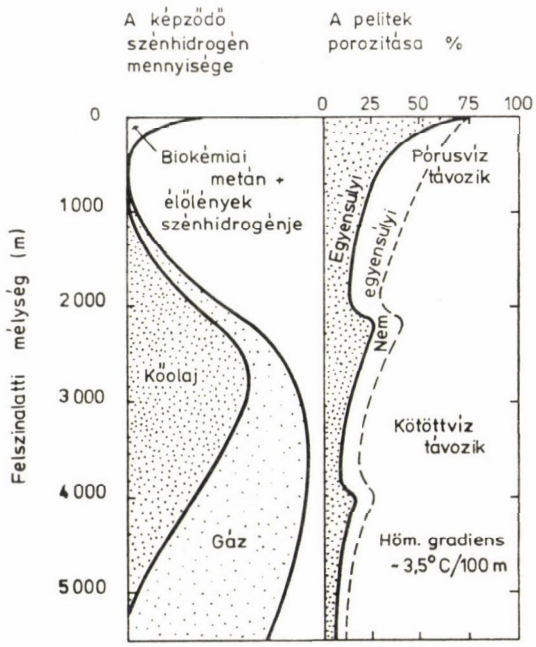
melyek az mutatják, hogy a mai üledékek szénhidrogén tartalma lényegesen kevesebb (HUNT, 1961, PHILIPPI, 1965) és vegyi összetétele is alapvetően más (STEVENS et al, 1956: BRAY—EVANS, 1961), mint a kőzeteké, a szerves anyag diagenezisének jelentőségére irányították a figyelmet.



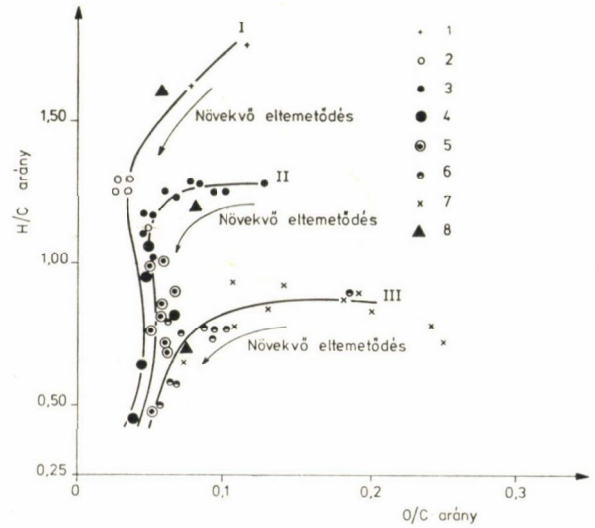
1. ábra. Szervesanyag-kerogén-szénhidrogén fejlődés vázlatos rajza (HITCHON 1974, TISSOT kéziratos munkájából)

HUNT (1962), SOKOLOV et al. (1963), ABELSON (1963) és LARSZKAJA—ZSABREV (1964) tanulmányai óta számos szerző vizsgálata nyomán általánosan elfogadott (CORDELL, 1972; HITCHON, 1974), hogy a szénhidrogének a kerogén diagenetikus átalakulása során képződnek. Ezt igazolják EISMA—JURG (1967) és LOUIS—TISSOT (1967) vizsgálatai, akik szerint a kőzetek szerves oldószerekkel oldható szerves anyagai (bitumenek) a kerogén és szénhidrogén között átmenetet alkotnak. FULORIA (1967) szerint a kerogén diagenetikus fejlődésében bitumenizáció, majd olajosodás különíthető el.

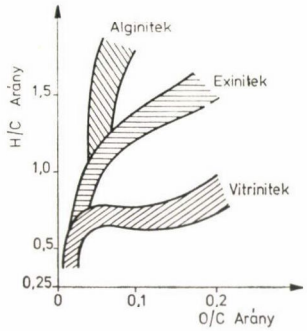
A kerogén diagenetikus szénhidrogén termelése VASSOEVICH et al. (1967, 1969), HUNT (1973), HITCHON (1974) és TISSOT et al. (1974) összefoglalásai nyomán az alábbi szakaszokra bontható (2. ábra). A kerogénből először széndioxid és víz távozik, miközben a kőzetből a felszíni eredetű szénhidrogénszerű anyagok eltűnnek. Ezt követően előbb lassabban, majd egyre gyorsabban megindul a szénhidrogének, elsősorban a kőolaj képződése. A harmadik szakaszban a C-C kötések felszakadásával, a kerogénből és a korábban keletkezett kőolajból könnyű szénhidrogének (kondenzátum és gáz) jönnek létre. A szénben gazdaggá vált kerogén fejlődésének végén metánt és széndioxidot szolgáltat. A széndioxid a karbonátok metamorfózisa során ugyancsak jelentős mennyiségben szabadulhat fel, amint azt SILVERMAN—EPSTEIN (1958), LANG (1959), KERTAI (1966,



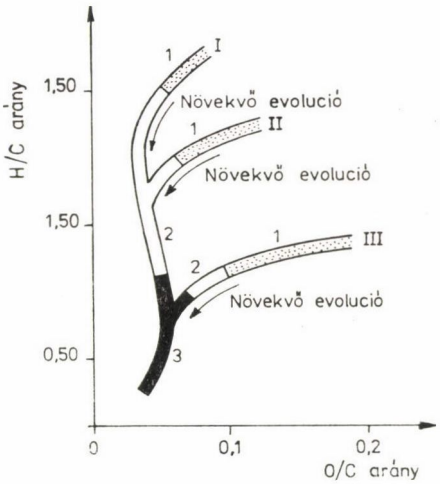
2. ábra. **A kerogén diagenetikus szénhidrogén termelése, a porozitás és víztartalom mélységi változása (HUNT, 1973)**



3. ábra. A különböző típusú kerogén evolúciós útja (TISSOT et al., 1974). 1. Alga kerogén; 2. Kréta Arab öböl; 3. Alsotoarci, Párizsi-medence; 4. Újpaleozoikum-Triász, Spitzbergák; 5. Szilur, Szahara; 6. Felsőkréta, Douala-medence; 7. Alsó-Mannville, Ny.-Kanada; 8. Egyéb



4. ábra. A szénelegyrészek evolúciója (TISSOT et al., 1974; VAN KREVELENtől)



5. ábra. A kerogén fejlődés és szénhidrogén képződés fő szakaszai (TISSOT et al., 1974). 1. Széndioxid és víz; 2. Kőolaj; 3. Földgáz

1972) és mások egyes széndioxid-gázok, élőlények és karbonátos kőzetek C^{13}/C^{12} szénizotóp arányának vizsgálata alapján kimutatták.

A fenti általános fejlődésmenet ütemét, amint arra legutóbb TISSOT et al. (1974) rámutatott, nagymértékben befolyásolja a kiindulási szerves anyag minősége. Az algákban gazdag, alifás vegyületeket tartalmazó kerogénekben (olajpalaszerű FORSMAN—HUNT, 1958; szapropéles BREGER—BROWN, 1962; lipidgazdag MCIVER, 1967; alginites TISSOT et al., 1974) nagy a H/C és viszonylag alacsony az O/C viszony. A magasabbrendű növényekből keletkezett, aromás vegyületekből álló kerogén (szénszerű, humuszos, lignitgazdag, vitrinites) esetében a helyzet fordított (3. ábra). Ez jól párhuzamosítható a szénrészecskék összetételével (4. ábra). TISSOT et al, (1974) vizsgálatai szerint a kétféle kerogén evolúciós útja eltérő (5. ábra). Az alginites típusú kerogén viszonylag nagyobb szakaszon szolgáltat kőolajat, mint a huminites, ami elsősorban széndioxidot és vizet, majd metánt ad le.

I. táblázat

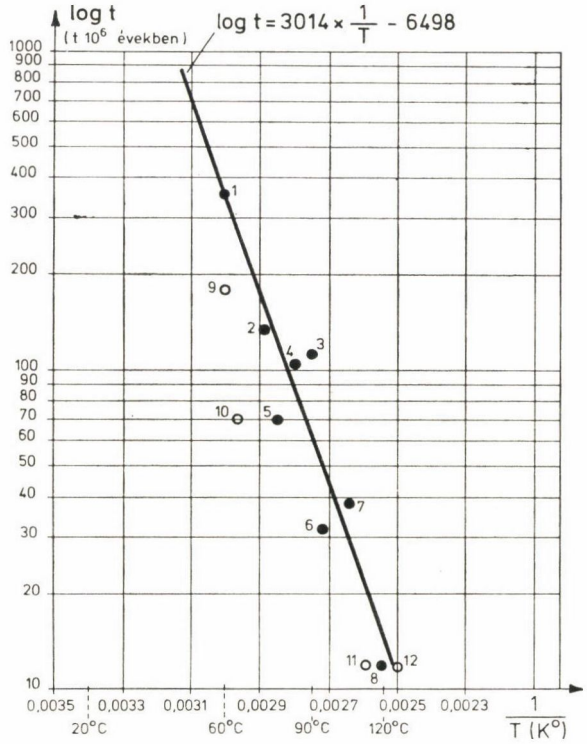
A kőolajképződés fő fázisa tetejének idő és hőmérséklet adatai a különböző területekben (CONNAN, *1974*)

1	2	3	4	5	6	7	8
ALBRECHT (1969)	Douala-medence Kamerun	4 fúrás	iszapos agyag	70	65	1200	0,00296
PHILIPPI (1965)	Los Angeles-medence Kalifornia	2 fúrás	pala	12	115	2440	0,00258
PHILIPPI (1965)	Ventura-medence Kalifornia	3 fúrás	pala	12	127	2740	0,00250
LOUIS—TISSOT (1967)	Párizsi-medence Franciao.	17 fúrás	pala	180	60	1400	0,00300
CONNAN (1971—72)	Aquitaine-m. Franciao.	1 fúrás	karbonát	112	90	3300	0,00275
	—"—	31 fúrás	karbonát	135	72	2500	0,00289
	Camargue-m. Franciao.	1 fúrás	változó	38	106	3250	0,00264
	El Aauin ter. Rio de Oro	1 fúrás	iszapos agyag	105	85	2740	0,00279
	Sulu-tenger Sabah	1 fúrás	iszapos agyag	12	120	3050	0,00254
	Taranaki offshore med. Új-Zéland	1 fúrás	változó	70	80	2900	0,00283
	Amazon-medence Brazilia	6 fúrás	pala	359	82	1750	0,00290
	Taranaki onshore-med. Új-Zéland	1 fúrás	agyag és homokkő	32	95	3350	0,00272

Jelmagyarázat:
1. Szerző
2. Terület
3. Adatmennyiség
4. Litológia
5. A formáció kora 10^6 évben
6. Mai hőmérséklet C°-ban
7. Mélység m-ben
8. A K°-ban kifejezett mai hőmérséklet reciproka

A kőzetek bitumen és kőolaj tartalmának jelentős emelkedését a különböző területeken eltérő — 1200 és 3500 m között változó — mélységben találták (I. táblázat). Az egyes szerzők ebben a vonatkozásban a hőmérséklet, az idő és a katalizátorok együttes szerepére többé-kevésbé rámutattak, de a fő tényezőnek a hőmérsékletet tekintették. PHILIPPI (1965) szerint a Los Angeles- és a Ventura-medence kőolajképződési zónájának eltérő mélysége a termikus gradiens különbözőségére vezethető vissza. VASSOEVICH et al. (1967) általános érvénnyel megállapították, hogy a kerogénből 60—65°C-nál kisebb hőmérsékleten jelentős mennyiségű szénhidrogén nem képződik. LONG et al. (1968) DK-szicíliai vizsgálatai szerint a mezozóos vulkáni zónához közelebbi területrészen a triász fekete palák kerogénjének evolúciós foka 2600 m mélységben megközelítőleg akkora, mint a távolabbi területen 4600 m-ben, ami ugyancsak a hőmérséklet jelentőségét bizonyítja. Hasonló jelenséget figyelt meg SZÁDECZKY-KARDOSS E. (1952) is az É-magyarországi miocén kőszeneken.

CONNAN (1974) és HOOD (1975) — figyelembe véve, hogy az olajos zóna tetejének hőmérséklete a különböző területeken 60—120°C között, tehát nagymértékben változik — az idő és a hőmérséklet együttes szerepét hangsúlyozza. CONNAN kimutatta, hogy a folyamat jobban jellemezhető energiaigényével, ami számításai szerint 11 000—14 000 molcal. Ezért a fűtési idő („cooking time") növekedésével a szükséges hőmérséklet nagysága csökken (6. ábra).



6. ábra. A kőolajképződés fő fázisának hőmérséklet küszöbe az abszolút földtani kor függvényében (CONNAN 1974). 1. Amazonas-medence; 2—3. Aquitaniai-medence; 4. Rio de Oro, El Aauin terület; 5—6. Új-Zéland, Taranaki-medence; 7. Camargue-medence (Franciaország); 8. Sulu terület (Sabah); 9. LOUIS és TISSOT (1967); 10. ALBRECHT (1969); 11—12. PHILIPPI (1965)

A földtörténeti múltban egy adott területen azonban a hőfluxus nem tekinthető állandónak, s a süllyedés üteme is változott. Egyes időszakokban a süllyedést emelkedés válthatta fel. Ezért az egyes üledékösszletek által felvett energia esetenként csak bizonytalanul állapítható meg. Ezenkívül a szerves anyag diagenezisét katalizátorok (nyomás, agyagásvány, nehézfémek) is befolyásolják, továbbá a szubdukciós övek mentén gyorsan betolódó üledéktömegek felmelegedése „késleltetett", s így szerves anyagaik evolúciós foka alacsonyabb, mint a mélységi helyzet alapján várható lenne. Egy adott üledékösszlet helyzete az

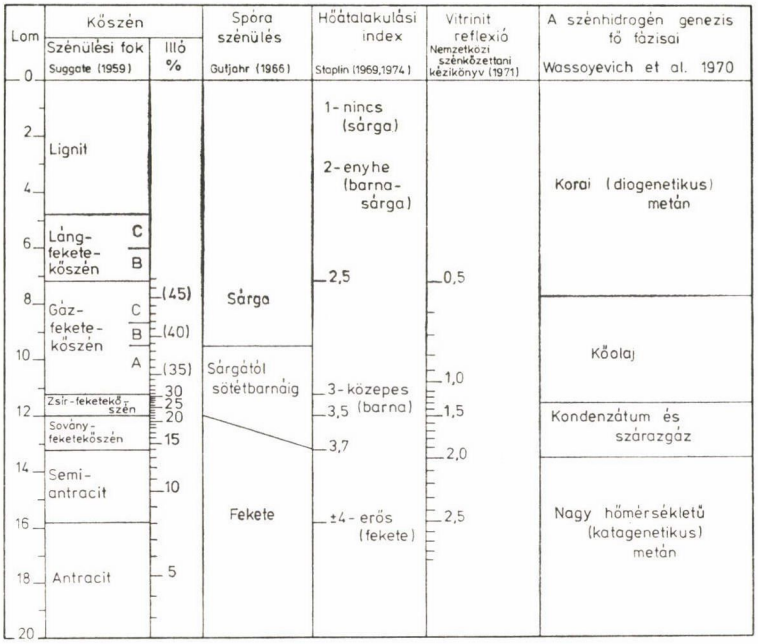
II. táblázat

A kerogén összetételének mélységi változása (McIver, 1967)

	Mélység láb	C	H	O	N	S	C/H	C/O %
Alsókréta Mannville pala (Alberta)	600	53,96	4,06	21,39	0,83	0,63	13,29	2,52
	630	53,16	3,45	17,15	1,42	0,30	15,41	3,10
	1710	47,50	4,35	9,46	0,72	0,68	10,92	5,02
	1850	63,74	4,50	17,56	0,83	0,89	14,16	3,63
	1910	60,12	4,42	20,35	1,39	0,26	13,60	2,95
	1940	63,58	4,60	15,35	0,90	0,68	13,82	4,14
	2060	60,51	4,49	15,87	0,88	1,38	13,48	3,81
	2050	60,75	4,27	16,58	0,89	0,56	14,23	3,66
	3300	56,84	4,41	11,20	0,91	0,94	12,89	5,07
	3440	62,52	5,40	8,50	0,66	0,73	11,57	7,35
	4520	56,06	3,60	8,14	0,54	0,94	15,57	6,89
	4610	66,70	4,61	11,57	0,81	0,78	14,47	5,76
	4700	58,80	4,58	8,29	0,66	1,55	12,84	7,09
	4790	60,99	4,80	7,70	0,58	1,19	12,71	7,92
	7060	73,74	3,98	7,05	0,57	0,49	18,52	10,46
	távolság a vulkáni testtől cm							
Kréta Pierre pala (Colorado)	30	73,28	2,85	7,83	1,62	0,98	25,71	9,36
	300	64,41	4,70	5,78	1,49	1,07	13,70	11,14
	600	71,60	5,43	7,81	1,30	0,18	13,19	9,17
	900	68,15	4,66	7,33	1,54	0,50	14,62	9,30
	nagyon távol	67,83	5,60	12,04	1,55	0,88	12,11	5,63

evolúciós skálán a felvett energia segítségével tehát sok esetben csak nagyon hozzávetőlegesen becsülhető. A szervesanyag diagenetikus fokát ezért mérésekkel határozzák meg, melyek alapját Vassoevich et al. (1967) vetették meg azzal, hogy a kerogén evolúciós szakaszait a kőszén szénülési skálájával párhuzamosították. Ily módon egy rétegösszleg evolúciós helyzete szerves anyagának szénülési fokával becsülhető, amit McIver (1967) vizsgálatai is alátámasztanak (II. táblázat). Ezt a gyakorlatban elsősorban az illóanyag mennyiségének, ill. a vitrinit részecskék fényvisszaverő-képességének mérésével határozzák meg, de használják a spóra-pollen anyag optikai tulajdonságait is, a szerves anyag szelektív redukáló képességet, az infravörös abszorpciós spektrumot, az elektron-spin rezonanciát, az agyagásványos összetételt. Hood et al. (1975) a használatos főbb módszerek skáláit párhuzamosítva egy új beosztás, az ún. LOM (Level of Organic Metamorphism) bevezetését javasolják (7. ábra).

A hazai kőolajipari gyakorlatban a kőzetminták evolúciós fokát a kloroformban való oldás után mért teljes szerves széntartalomnak (C_T) és a 900°C-on végzett pirolízis után meghatározott nem illó szerves anyag széntartalmának (C_R) reciprok hányadosával, az ún. diagenezis koefficienssel (C_R/C_T) jellemzik (Balázs—Koncz, 1973). A szénülési fok, az illó tartalom, a paleohőmérséklet és a koefficiens összefüggését a III. táblázat mutatja. A Hódmezővásárhely-I.



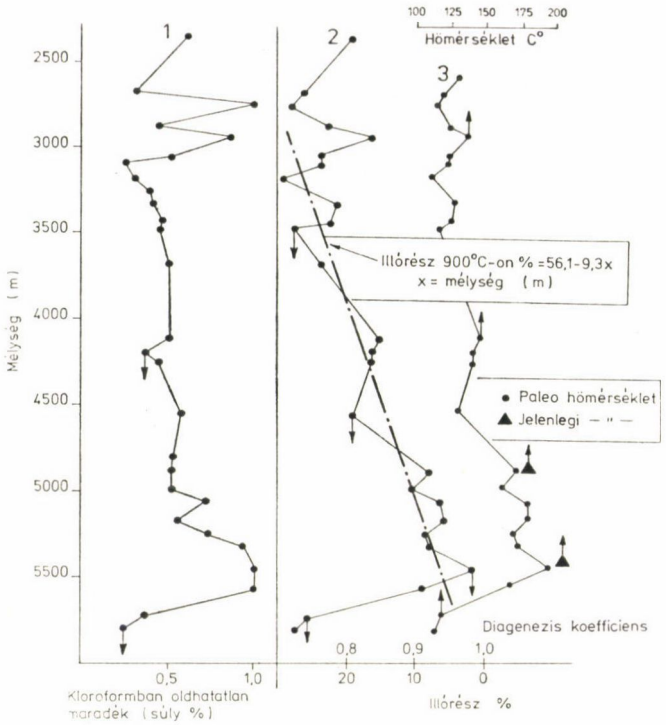
7. ábra. A szervesanyag néhány evolúciós skálája (HOOD et al., 1974)

III. táblázat

A szénülési fok, illó-rész tartalom, paleohőmérséklet és a diagenezis koefficiens összefüggése (BALÁZS—KONCZ, *1973*)

Szénülési fokozat	Illó-rész, % (900° C-on)	Paleo-hőmérséklet °C	C_R/C_T
Barnaszén	45	45	0,55
Lángszén	40—45	45—60	0,55—0,60
Gázlángszén	40—35	60—80	0,60—0,65
Gázszén	35—28	80—115	0,65—0,72
Zsírszén	28—19	115—135	0,72—0,81
Koksz-szén	19—14	135—150	0,81—0,86
Sovány-szén	14—10	150—165	0,80—0,90
Antracit	10	165—180	0,90

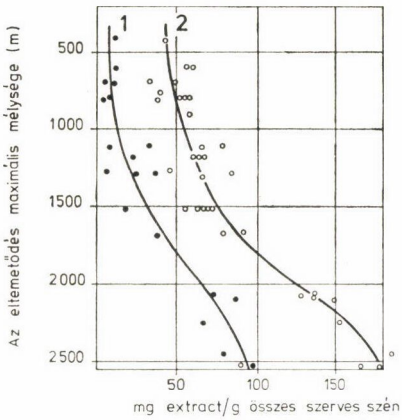
nagymélységű fúrásban végzett mérések szerint a C_R/C_T arány 3000—5500 m intervallumban folyamatosan nő, majd 5700 m körül lecsökken (8. ábra). Feltűnő, hogy az endrődi terület fúrásaiban is 1400 és 2000 m között nő, majd ismét csökken a C_R/C_T arány (GRASSELY szóbeli közlése). Nyilvánvaló, hogy itt nem a diagenezis fok tényleges csökkenéséről, hanem inkább arról van szó, hogy a kloroform-bitumen tartalom, amivel a koefficiens az egész Hódmezővásárhely-I fúrásban szoros korrelációban van, ugyanebben a mélységben lecsökken.



8. ábra. A hódmezővásárhelyi fúrás geokémiai szelvénye (BALÁZS—KONCZ 1973). 1. Kloroformbitumen; 2. 900°C-on illó rész; 3. Diagenezis koefficiens. A. Paleo-hőmérséklet; B. Mai hőmérséklet

A mobilizálódott szervesanyag mennyisége

A szénhidrogének keletkezéséhez hoszú ideig különleges földrajzi viszonyokat tartottak szükségesnek és forráskőzetül térben jól körülhatárolt, viszonylag kis térfogatú, kitüntetett képződményeket tekintettek. Ilyen jellegű anyakőzetek elkülönítésére hazai viszonylatban is kísérletek történtek (TÓTH, 1970; SAJGÓ, 1973). Mai ismereteink szerint azok az üledékek, amelyekben a diagenezis során bitumen képződik, sokkal általánosabban elterjedtek, mint korábban gondoltuk. Megfelelő diagenetikus viszonyok között a legtöbb finom szemű üledékben képződik bitumen és szénhidrogén, természetesen eltérő mennyiségben. PHILIPPI (1956) osztályozása szerint a 150 milliomod résznél kevesebb bitument tartalmazó kőzetek szegény, az 1500-nál többet tartalmazók nagyon jó forráskőzetek. ALBRECHT—OURISSON (1969) és TISSOT et al, (1971) a kameruni Douala-, ill. a Párizsi-medence egyveretű rétegsorában végzett vizsgálatai alapján egyértelműen megállapítható, hogy a pelites üledékek bitumen- és ezen belül szénhidrogén-tartalma a késő barnaszén állapottól kezdve fokozatosan emelkedik (IV. táblázat és 9. ábra). A könnyű (C_1—C_4) szénhidrogének



9. ábra. A kloroformban oldható szerves anyag és ezen belül a szénhidrogének mennyiségének mélységi változása a Párizsi-medence alsótoarci paláiban (TISSOT et al., 1971). 1. Szénhidrogének; 2. Kloroform-bitumen.

IV. táblázat

A teljes szerves C, összes bitumen, összes paraffin szénhidrogén mennyiségének mélységi változása a kameruni Douala-medence turon-paleocén összletében (CORDELL, *1972*, ALBRECHT—OURISSON *után*)

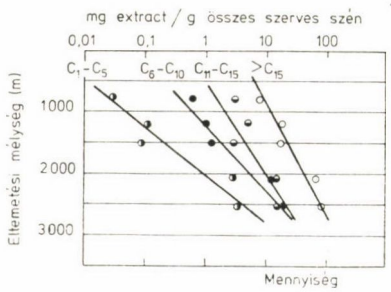
1	2	3	4	5
775	0,36	0,082	10	0,0028
910	0,76	0,093	10	0,0013
1200	1,46	0,149	18	0,0012
1500	1,06	0,085	79	0,0075
1875	1,87	0,123	235	0,0126
2170	1,38	0,184	550	0,0400
2500	1,41	0,119	410	0,0290
2740	1,21	0,020	20	0,0017
2850	1,25	0,004	5	0,0004
3150	2,02	0,003	3	0,0002
3420	1,21	0,005	10	0,0008
4025	0,50	0,005	5	0,0010

Jelmagyarázat:

1. mélység m
2. összes szerves *C* (nem karbonátos) %
3. bitumen %
4. összes paraffin szénhidrogén milliomod rész
5. a 4. és 3. oszlop hányadosa.

mennyisége sokkal gyorsabban növekszik, mint a nehezebbeké (10. ábra). ALBRECHT—OURISSON adatsorában az is jól látható, hogy 2500 és 2740 m közötti mélységben a bitumen- és szénhidrogén-tartalom hirtelen ismét lecsökken. Hasonló csökkenést észlelt többek között CONNAN (1974) a Rio de Oro területen és KONCZ (1976) a zalai területrészen. Ez a változás az egyveretű

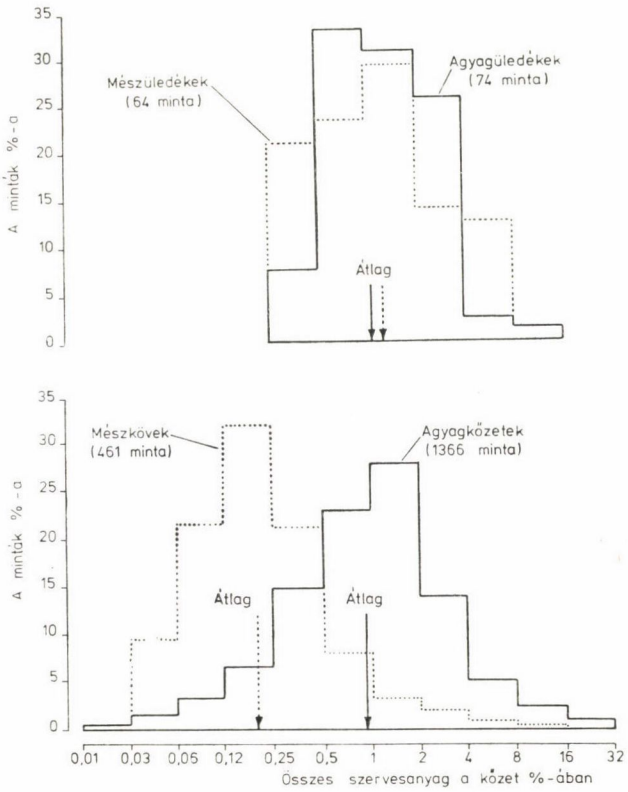
rétegsorban csak azzal magyarázható, hogy a rétegösszletek mélyebb részén, a középső részhez hasonló mennyiségben képződött oldható szerves anyag már elvándorolt. A mobilizálódott szerves anyag mennyisége a vizsgálatokból számítható. Ez azonban nagyságrenddel nagyobb, mint a tárolókőzetben akkumulálódott mennyiség. A genetikai paraméterekre épülő prognózis becs-



10. ábra. A szénhidrogének típusainak mélységi változása a Párizsi-medence alsótoarci paláiban (Tissot et al., 1971)

lési módszereknek eddig éppen ezt a pontot nem sikerült megnyugtatóan átlépniük.

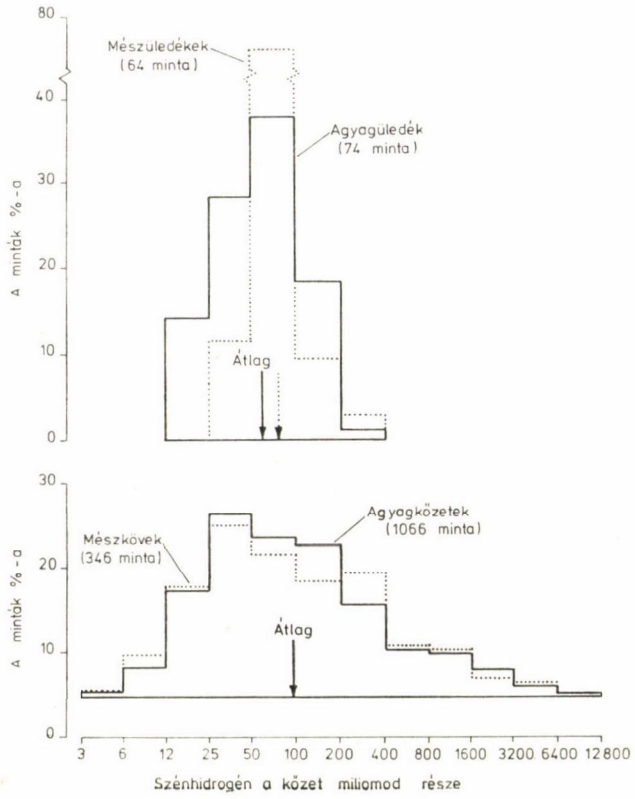
A karbonátos kőzetekre vonatkozóan sokkal kevesebb adattal rendelkezünk. Egy-egy vastagabb karbonátösszlet szervesanyag tartalmának vertikális változására vonatkozó vizsgálatokat nem ismerünk. Gehman (1962) a Föld különböző részeiről 1400 db mészkő szervesanyag és szénhidrogén tartalmát vizsgálva megállapította, hogy a mai pelites üledékek és a pelites kőzetek, valamint a mai mészüledékek 1 %, a mészkövek csupán 0,2 % átlagos mennyiségű összes szerves anyagot tartalmaznak (11. ábra). Az összes bitumentartalomra adatokat nem közöl, de megállapítja, hogy a karbonátos kőzetek szerves anyagának szénhidrogén-tartalma lényegesen nagyobb (4 %), mint a mai mész- és pelitüledékeké, valamint a pelites kőzeteké (1 %) (12. ábra). Ezért a meszes és pelites üledékek és kőzetek azonos mennyiségű (100 milliomod rész) szénhidrogént tartalmaznak. Nagyságrendileg eltérő értékeket, de hasonló tendenciát tapasztaltak Rózsavölgyi—Sajgó (1971) 55 db hazai paleozóos-triász kőzetminta vizsgálata során. Gehman (1962) szerint a fentiek oka egyrészt az, hogy a kőzettéválás során az agyagüledékek, az agyagásványok nagyobb adszorbciós ereje miatt, jobban képesek visszatartani szervesanyag tartalmukat, másrészt a karbonátokban keringő felszíni eredetű vizek elősegítik a szervesanyag oxidálódását. Rózsavölgyi—Sajgó (1971) utal Degens (1964) megállapítására, aki szerint a különbség alapvető oka a kiindulási szervesanyag eltérő jellege. A karbonátos üledékek fehérjékben és viaszokban gazdag, alginites jellegű szerves anyaga könnyebben lebomlik és több szénhidrogént szolgáltat, mint az agyagüledékek huminites szerves anyaga. Colombo (1962) Gehman előadásához tett



11. ábra. A mészüledékek, mészkövek, agyagüledékek és agyagkőzetek szervesanyag-tartalma (GEHMAN, 1962)

hozzászólása szerint a karbonátok nagyobb szénhidrogén-tartalma utólagos odavándorlás következménye is lehet.

A kőzetminták bitumentartalmának szin- és epigenetikus részre különítése céljából NERUCSEV (1962) és FULORIA (1967) az előkaukázusi, TÓTH (1974) a hazai nagyalföldi kőzetminták bitumentartalmát a nem oldható szervesanyag függvényében ábrázolták (13. ábra). Értelmezésük szerint, ha feltételezzük, hogy a vizsgált minták az elsődleges migráció utáni állapotban vannak, akkor a folyamatos vonal alatti kőzetminták csak szingenetikus, a felette elhelyezkedők szin- és epigenetikus bitument is tartalmaznak. A minták evolúciós skálán elfoglalt helyzetének tisztázása nélkül azonban ezt a módszert önmagában nehéz alkalmazni, mert az is feltételezhető, hogy a vonal feletti mintákban a bitumenizáció és olajosodás már végbement, ill. folyamatban van, de az elsődleges migráció még nem fejeződött be, míg a vonal alatti mintákban a bitumenizáció és olajosodás vagy még nem kezdődött el, vagy már megtörtént, de ugyanakkor az elsődleges migráció is véget ért.

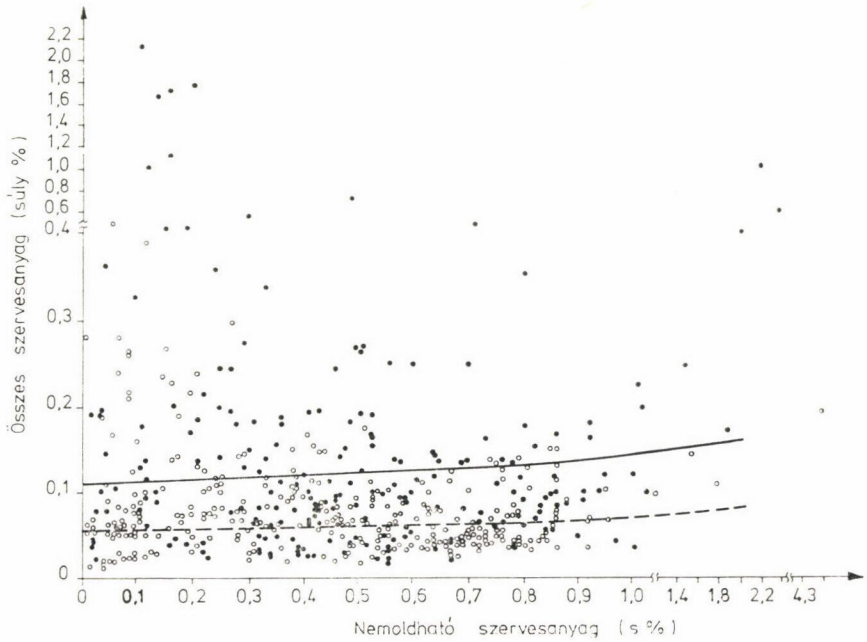


12. ábra. A mészüledékek, mészkövek, agyagüledékek és agyagkőzetek szénhidrogén-tartalma (GEHMAN, 1962)

A fentiekhez meg kell még jegyezni, hogy a különböző szerzők és különböző területek, ill. minták bitumentartalom adatainak összehasonlítását nagymértékben zavarja az, hogy a kloroformmal végzett extrakció erősen függ a kőzet aprítottsági fokától, a kőzetalkotók minőségétől, az extrakciós időtől és a bitumenek kémiai jellegétől.

Az elsődleges vándorlás

Amíg a szénhidrogének keletkezéséről a szakirodalomban folytatott vita legalábbis fő vonásaiban nyugvópontra jutott, addig a kőolajnak a forráskőzetből való távozása mindmáig sokat vitatott. Szinte az egyetlen, ami általánosan elfogadott, hogy az agyagos kőzetekben az elsődleges migráció hajtóereje a rétegterhelés, a kompakció. Arról azonban, hogy a mozgás — elsősorban a kőolajé — milyen fázisban és milyen távolságon keresztül történik, erősen megoszlanak a vélemények.

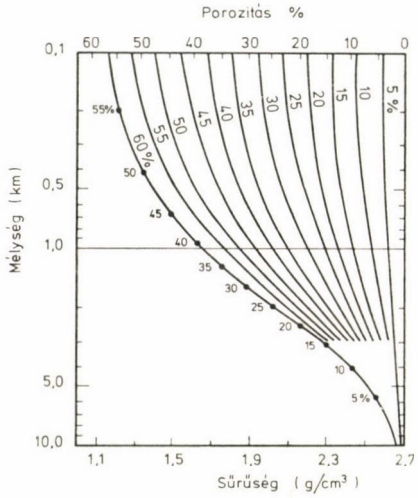


13. ábra. A szingenetikus és epigenetikus bitumenek elválasztása az összes szervesanyag és nem oldható szervesanyag összefüggés alapján (TÓTH, 1974)

A mozgás fázisa

Azokban a mélységekben, ahol a szénhidrogének jelentősebb mennyiségben képződnek, az áteresztőképesség viszonyok a kőolaj elsődleges vándorlását mai ismereteink (HEDBERG, 1964; CORDELL, 1972; PRICE, 1976) szerint kolloidális formában (BAKER, 1959), ill. vízben (BUCKLEY et al. 1958; MEINSCHEIN, 1959) vagy gázban (SOKOLOV et al. 1963) oldva teszik lehetővé. A kőolaj cseppek (GUSSOW, 1954), ill. összefüggő fázisban fonalként (HEDBERG, 1964) vagy a kerogén szálak mentén (ERDMAN, 1965, in CORDELL, 1972) történő kisajtolódása nem lehet az elsődleges migráció alapvető mechanizmusa. A kőolajkeletkezés fő szakaszában általában már annyira lecsökken a pelites üledékek áteresztőképessége és porozitása (2. és 14. ábra), hogy bennük a kőolaj cseppek vagy összefüggő fázis formájában nem mozoghat. HOBSON (1954) feltételezi, hogy a pórusok záródása differenciáltan megy végbe s a kőolajcseppek a kisebb pórusok felől a nagyobbak felé haladva, deformálódva viszonylag nagyobb mélységig képesek kiszorulni. Figyelmet érdemel SNARSZKY (1961) és DICKEY (1972) feltételezése is, akik szerint ha a forráskőzetbe zárt folyadék nyomása a geosztatikus érték közelében van, a kőzet megrepedezhet s így a kőolaj önálló fázisban való mozgása esetleg nagyobb mélységben is elképzelhető.

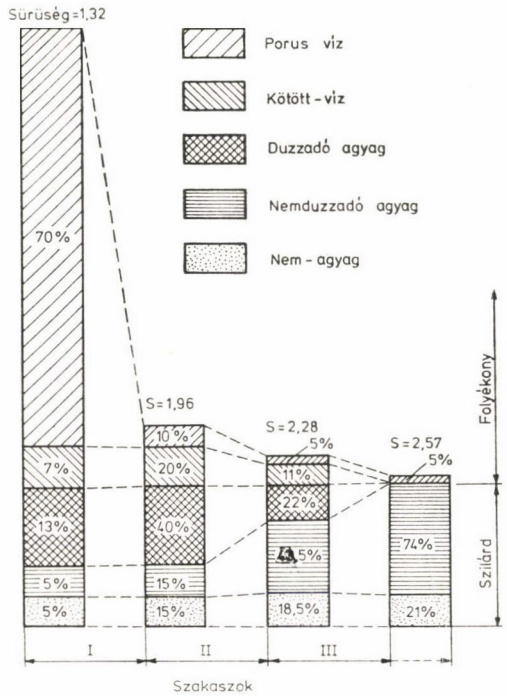
A vízfázisban történő migrálási elméletek nagy ellentmondása, hogy amíg egy üledékösszlet a kőolajképződés fő szakaszáig eljut, eredeti víztartalmának jelentős részét elveszíti (2. ábra). PRICE (1976) vizsgálatai szerint azonban a kőolaj vízben való molekuláris oldékonysága a hőmérséklet emelkedésével 100 és 180° C-nál ugrásszerűen megnövekedik, s így ennél nagyobb hőmérsékle-



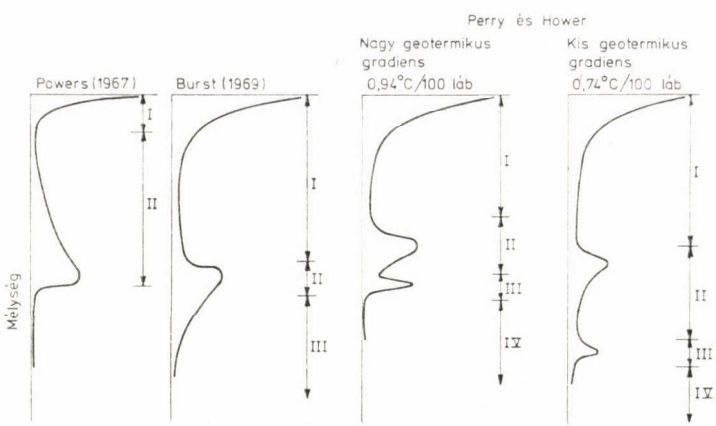
14. ábra. Az agyagkőzet ektérfogatsúlyának és porozitásának változása a mélységgel (RIEKE—CHILINGARIAN, 1974; OZERSKAYA után)

ten a kevesebb felszabaduló víz is nagyobb mennyiségű szénhidrogént képes mobilizálni. POWERS (1967) és BURST (1969) vizsgálatai szerint a legtöbb üledékes medence felső szakaszán uralkodó agyagásványként szereplő montmorillonit 80—120°C között végbemenő átalakulása során jelentős mennyiségű víz szabadul fel (15. ábra), ami egyrészt a szénhidrogéneket különösen nagy mennyiségben képes oldani (KARTSEV et al. 1971; KINJI MAGARA, 1974), másrészt a keletkező illit sokkal kevésbé képes visszatartani a szerves anyagot, mint a montmorillonit (CORDELL, 1972). PERRY—HOWER (1972) egy késői, harmadik vízkiszorulási szakaszt is kimutattak (16. ábra). BURST (1969) a Gulf Coast régió különböző területein több mint ötezer telep és a montmorillonit-illit átalakulási zóna kölcsönös helyzetét vizsgálta, s megállapította, hogy amíg a telepek—4000 és 16 000 láb között változó mélységben helyezkednek el, addig a telepek és az átalakulási zóna helyzete átlagosan csupán 1500 lábban különbözik (17. ábra). WEAVER (1960) az USA ismert és reménybeli szénhidrogénvagyonának és a megfelelő rétegösszletek kevert rácsú agyagásványainak mennyiségét összehasonlítva a maximumokat és a minimumokat azonos helyen találta. STEGENA (1973) is azt állapította meg, hogy 40 kőolajtelepünk közül 33 a montmorillonit-illit átalakulás feltételezett 80—120°C

hőmérséklettartományában helyezkedik el. Az agyagásványok eloszlásának részletes vizsgálata nélkül azonban ez a megállapítás vitatható, mert PRICE (1976) szerint K és Al hiányában a montmorillonit-illit átalakulás még 400 C-ig sem játszódik le. A fentiek — elsősorban az a jelenség, hogy a dehidratációs szint alatt a telepek száma, ill. a pelitekben diszpergálva levő bitumenek és szénhidrogének mennyisége lecsökken — vagy a kőolaj mélység felé történő gáz-kondenzátummá alakulásának következményei, vagy az agyagásványok dehidratációjának és a szénhidrogének elsődleges vándorlásának szoros kapcsolatát bizonyítják. Ugyanis, ha ez nem a mélyebb szintek kisebb feltártságából, ill. a földtani rétegsor változásából adódik, az átalakulási zónával együtt a szénhidrogének mennyiségi maximumának mélységi csúcspontja (17. ábra és IV. táblázat) a növekvő eltemetődéssel fokozatosan felfelé kell, hogy mozogjon, s a maximum abszolút értékének — a felszabaduló újabb és újabb szénhidrogén mennyiség következtében — fokozatosan növekednie kell. Ha ez nem így lenne, akkor a kőolajképződés tetőzónája, ill. az agyagásványátalakulás szintje alatt (egyveretű rétegsor és közel azonos kiindulási szervesanyag mennyiség esetén) a felhalmozódott szénhidrogének mennyiségének azonos szinten kellene maradnia.

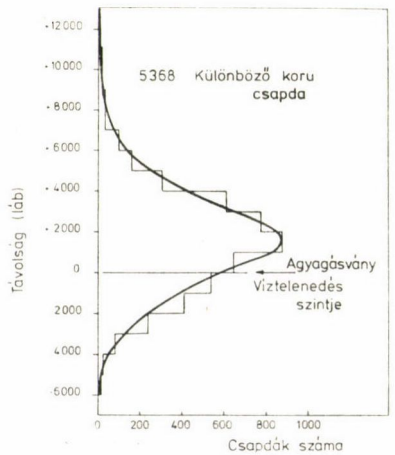


15. ábra. A palák összetételének változása a víztelenedés során (BURST, 1969). 1. Porusvíz; 2. Kötött-víz; 3. Duzzadó agyag; 4. Nemduzzadó agyag; 5. Nem-agyag



16. *ábra.* Powers, Burst és Perry—Hower vízkiszorulási görbéi (Perry—Hower, 1972)

A karbonátos kőzeteknél az ellentmondás sokkal mélyrehatóbb, mint az agyagos kőzeteknél (Cordell, 1972). A karbonátok ugyanis már a felszín közelében konszolidálódnak és a mélybe süllyedés során térfogatuk már alig változik (Illing, 1959). Bennük az expandáló agyagásványok mennyisége is egészen

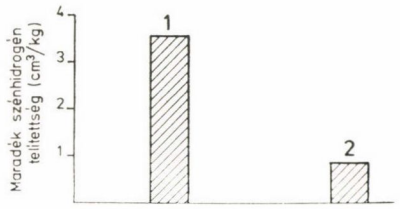


17. ábra. A produktív zónák függőleges távolsága az agyagásvány-víztelenedés szintjétől, a Gulf Coast területen (Burst, 1969)

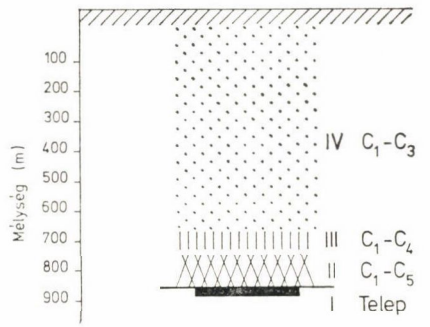
alárendelt. Elsődleges vízmozgás elsősorban a kőzetanyag átkristályosodása, a pórusok cementációja és a stilolitok oldódása során jön létre (Cordell, 1972). Ez azonban közel sem olyan jelentős, mint az agyagkőzetek vízmozgása. Figyelembe véve, hogy a karbonátos kőzetekből nagy hőmérsékleten szervetlen széndioxid is keletkezhet, melynek a kőzet többnyire repedezett jellege megfelelő vándorlási útvonalat szolgáltat, feltételezhető, hogy a kőolaj migrációjának fő módja itt a gázban történő oldódás. Szerepük lehet a kőzetösszletben másodlagosan keringő vizeknek is.

A vándorlás távolsága

Az elsődleges vándorlás távolságát illetően ugyancsak erősen megoszlanak a vélemények. A tárolók kőolajának, valamint a pelitek és karbonátok szerves-anyagainak összehasonlító kémiai vizsgálata alapján egyes területeken rövid, más területeken hosszú függőleges migrációs útra következtetnek. A Tulsai Földtani Társulat Kutató Bizottságának (1947) oklahomai és kansasi, HUNT (1953) wyomingi és BASS (1963) koloradói és utahi kőolajelemzései szerint a kőolaj a mezőknek egy-egy jól körülhatárolt üledéklencséjében keletkezett, s az érintkező tárolókőzetbe rövid távolságon keresztül vándorolt. DUFOUR (1957) a Dél-Szumátra, PHILIPPI (1965, 1974) a Los-Angeles és Ventura-medencék vizsgálata során feltételezik, hogy a szénhidrogének a medence mély részein képződtek, s több ezer láb palaösszleten keresztül felfelé migrálva jutottak mai helyükre. CHEPIKOV—MEDVEDEVA (1960) a Volga—Ural terület kőolajait vizsgálva állapította meg, hogy ezek spóra-pollen flórája a mezők mélyebb szintjeinek idősebb kőzeteivel egyező. SOKOLOV et al. (1963) a Szovjetunió 15 különböző földtani viszonyok között elhelyezkedő telepét vizsgálva megállapították, hogy a produktív területek felett a felszíni kőzetek átlagos színhidrogén-tartalma nagyobb (18. ábra) és több mező feletti rétegsorban a kőzetek szénhidrogén-tartalmának zónás dúsulását is kimutatták (19. ábra). Az adatok alapján LEVORSEN (1967) arra a következtetésre jut, hogy egyes területeken a rövid, más területeken a hosszú migrációs út látszik bizonyítottnak.



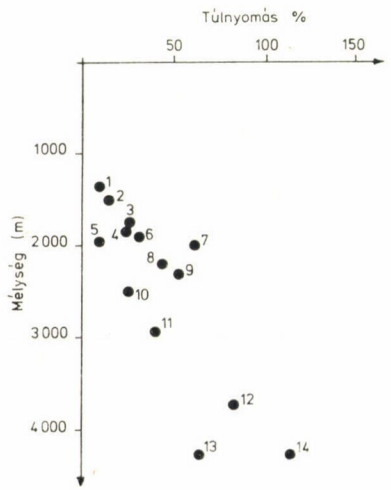
18. ábra. A felszíni kőzetek átlagos szénhidrogén-tartalma 15 mezőben a produktív (1) és improduktív (2) területek felett (SOKOLOV, 1963)



19. ábra. A szénhidrogéngázok zónás elrendeződése a Kum-Dag kőolajmező feletti kőzet-összletben (SOKOLOV, 1963)

A Bécsi-medencében BUCHTA et al. (1963) a tárolók kőolajainak, valamint a pelitek és karbonátok szerves anyagainak összehasonlító kémiai vizsgálata alapján rövid elsődleges migrációs útra következtetnek. A Pannóniai-medencében KERTAI 1952-ben az egyes rétegek eltérő vízösszetétele alapján elveti a nagyobb függőleges vándorlás lehetőségét. Később 1962-ben azt írja, hogy „ezernél több tapasztalat bizonyítja a hidrosztatikai nyomás jelenlétét és ez egyben bizonyítéka annak is, hogy vertikális rétegközi keresztvándorlás történt". A vertikális vándorlás során végbement szételegyedéssel magyarázza azt az általa felismert törvényszerűséget, hogy ugyanazon a területen a felső szintek gáza szénhidrogénben dúsabb, mint az alsó. KERTAI (1952, 1962) következtetéseihez a túlnyomástól és a vízösszetételről szerzett mai ismereteink alapján az alábbiak tehetők hozzá.

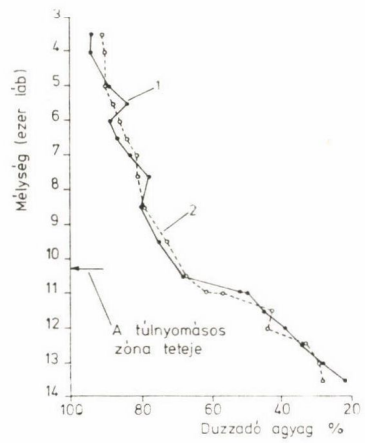
Az újabb kutatási adatok szerint a túlnyomásos rétegösszletek a neogén középső és alsó részén a Pannóniai-medencében is általánosan elterjedtek (BODZAY, 1969; SOMFAI, 1970; DANK—BODZAY, 1973). Miután a hidrosztatikusnál nagyobb nyomások keletkezését túlnyomórészt az okozza, hogy a horizontálisan is zárt tárolót függőleges irányban olyan különösen tömött és nagy vastagságú zárórétegek határolják, melyek gátolják a pórusfolyadék eltávozását (DICKINSON, 1953 óta sokan), ezekben a szintekben jelentős folyadékmozgás nincs. Ha az egyes hazai területek túlnyomásának mértékét a mélység függvényében ábrázoljuk (20. ábra) látható, hogy a túlnyomás nagysága a felszín felé haladva lineárisan csökken és kb. 1000 m-nél kisebb mélységben túlnyomásos tárolót nem ismerünk. Ez azt mutatja, hogy a ma túlnyomásos rétegeink is képesek voltak kb. 1 km mélységig folyadékaikat leadni, s zárórétegeik



20. ábra. A túlnyomás relatív nagysága a mélység függvényében a Pannóniai-medencében (DANK—BODZAY, 1973). 1. Rákóczifalva; 2. Kisújszállás; 3. Lovászi; 4. Eresztő; 5. Nagykörű; 6. Szank; 7. Üllés; 8. Szarvas; 9. Belezna; 10. Algyő-alsó; 11. Komlósd; 12. Letenye; 13. Budafa; 14. Makó

csak ebben a mélységben értek el olyan tömöttséget, ami a további folyadékleadást részben vagy egészben megakadályozta. Feltűnő, hogy kb. ez a mélység az, aminél magasabban neogén összletünkben jelentős szénhidrogéntelepet nem ismerünk. HOLMQUEST (1966) 218 Ny-Texas-i mezőben végzett vizsgálatai során ugyancsak azt találta, hogy 2000 lábnál kisebb mélységben telep nincsen. Figyelembe véve még, hogy Lousianában POWERS (1967), a Gulf Coast területen SCHMIDT (1973) a túlnyomásos zóna tetejét és a duzzadó agyagásványok mennyiségének nagymértékű csökkenését kb. azonos mélységben találta (21. ábra), akkor hazai viszonyaink között is feltételezhetjük, hogy az agyagásványok átalakulása és a túlnyomás kialakulása, valamint az elsődleges migrálás között szoros kapcsolat van.

A vízösszetétel hazai neogénben ismert folyamatos függőleges változása nem bizonyítja a vertikális folyadékközlekedés hiányát. A rétegvizek koncentrációjának mélységi növekedése az összes nagy üledékes medencében általánosan ismert (DESITTER, 1947; CHAVE, 1960; RITTENHOUSE, 1964; KÖLBL, 1967; BENTOR 1969; DICKEY, 1969; CHILINGARIAN—RIEKE, 1969, 1974; HITCHON et al. 1971; SCHMIDT, 1973 stb.). Az összes oldott iontartalom a tengervíz kon-

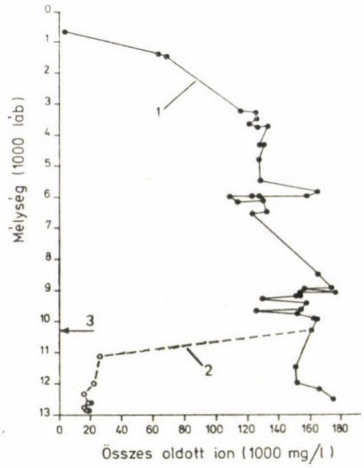


21. ábra. A duzzadó agyagásványok mennyiségének mélységi változása és a túlnyomásos zóna teteje a Gulf Coast területen (SCHMIDT, 1973). Az agyagrészecskék mérete 1. 0,15—0,2 μ; 2. 0,15 μ-nál kisebb

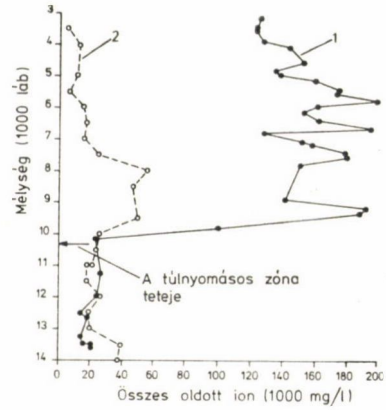
centrációjának (35 000 mg/l) közel tízszereséig (300 000 mg/l) terjed. A tengervízhez viszonyítva a rétegvizek elsősorban Na és Cl ionban gazdagodnak, de a Mg és SO_4 ionon kívül minden más alkotórészből több van bennük. Hazai legnagyobb koncentrációink (60—70 000 mg/l) a fenti értéknek lényegesen alatta maradnak, ami valószínűleg a neogén összlet csökkent sósvízi jellegének következménye.

A mai tengervíz és a rétegvizek O izotóp arányának egyezése (DEGENS et al. 1964) alapján ma általánosan elfogadott és kísérletekkel is igazolt (in RIEKE—

CHILINGARIAN, 1974) de SITTER, (1947) feltételezése, hogy a rétegvíz koncentrációja nem utólagos evaporizáció, hanem a félig áteresztő agyaghártyákon keresztül történő diagenetikus kipréselődés hatására növekszik. A diagenetikus változás tényét támasztja alá az is, hogy a túlnyomásos zóna vizeinek koncentrációja sokkal alacsonyabb (DICKEY, 1972; SCHMIDT, 1973; KINJI MAGARA, 1975), mint a hidrosztatikus nyomású összleteké (22. ábra). Vagyis „ha a kompakciót okozó mechanizmus akadályozva van, a víz koncentrációjának növekedése ugyancsak akadályozva van" (DICKEY, 1972). Az agyagmembrán hatást bizonyítja az is, hogy a homokkőrétegek vizeinek koncentrációja a túlnyomásos zónákat kivéve mindig lényegesen nagyobb, mint az érintkező agyagoké (23. ábra).



22. ábra. A homokkő szemcseközi vizének koncentráció változása a hidrosztatikus és a túlnyomásos zónákban a Gulf Coast területen (Schmidt, 1973). 1. Hackberry-mező (nincs túlnyomás); 2. Manchester-mező; 3. A túlnyomásos zóna teteje a Manchester-mezőben



23. ábra. A homokkő és pelit szemcseközi vizének koncentráció változása a mélységgel és a túlnyomásos zóna teteje a Gulf Coast területen (SCHMIDT, 1973). 1. Homokkő; 2. Agyag

STEGENA (1969) a 900 és 1400 m között elhelyezkedő többtelepes hajduszoboszlói földgázlelőhelyen a C_1/C_2 és C_2/C_3 arány növekedését mutatta ki alulról felfelé. Ennek alapján valószínűnek tartja, hogy az alföldi és dunántúli kismélységű kutak gáza nem mocsárgáz, hanem a mélységi CH migráció legfelső része, ami már csak a végső tagot, a metánt tartalmazza. RÁCZ et al. (1975) az ugyancsak kis mélységben elhelyezkedő mórahalmi földgáztelep felett mutattak ki a talajmintákon gázanomáliát. Az algyői mező felett az ásott kutakban ugyan gázanomáliát kimutatni nem sikerült (STEGENA, 1969), de PETHŐ (1973) a hazai kőolajok nyomelem tartalmának vizsgálata alapján az algyői felsőpannon rétegösszlet kőolajait a budafai kőolajjal egyidősnek, alsópannon képződési idejűnek tartja. Figyelemre méltó SZÁDECZKY-KARDOSS (1971) feltételezése, aki szerint a szubdukciós felületek mentén betolódott üledékek szerves anyagából felszabadult szénhidrogének nagyobb távolságon keresztül képesek felfelé migrálni, s a hazai telepeink egy része esetleg ilyen eredetű.

Következtetés

Megállapítható tehát, hogy a diszperz szervesanyag (kerogén) evolúciós fokának és típusának, továbbá a diszperz bitumen és szénhidrogén mennyiségének vizsgálata ma már lehetővé teszi annak hozzávetőleges megállapítását, hogy egy rétegösszletben, ill. mélységszakaszban mennyi és milyen összetételű szénhidrogén keletkezett és mobilizálódott. Ezek az adatok alapvető fontosságúak a kutatási perspektívák megítéléséhez.

A genetikai elméleti megfontolások folyamatossága először ott szakad meg, hogy a vándorlás módjára és távolságára — a tárolók, valamint a pelitek és karbonátok diszperz szerves anyagának és vizének összehasonlító kémiai vizsgálata alapján — ma még csupán a jól feltárt területeken tudunk következtetni. A prognózis becslés legfontosabb időszakában, a kutatás első fázisában ezeket a tényezőket előrejelezni nem tudjuk.

A következő nagy és okozati összefüggésekkel hosszú ideig még áthidalhatatlannak tűnő szakadás a genetikai paraméterekre épülő mennyiségi és minőségi előrejelzés gondolatsorán az, hogy a mobilizálódott és akkumulálódott szénhidrogének mennyiségi viszonyára mindeddig nem sikerült földtani—fejlődéstörténeti—genetikai összefüggéseket találni. A genetikai alapon induló prognosztikus becslések ezen a ponton statisztikus módszerek, ill. etalon területek használatára kényszerülnek. Ezáltal az eddig használatos becslési módszerekhez hasonlóan elvesztik helyre, mennyiségre és minőségre vonatkozó konkrétságukat. A geokémiai kutatások feladatául ezért hazai viszonyaink között sem jelölhetjük meg a reménybeli kőolaj- és földgázvagyon számszerű értékének meghatározását, csupán a *kutatási perspektívák* előrejelzését.

Kutatásaink mai előrehaladott állapotában a neogén rétegösszleten belül egyes részterületektől eltekintve, a kutatási perspektívák felmérésére már szükség nincs. Ezért a neogén rétegösszlet genetikai törvényszerűségeinek megismerése mellett — melyek további tudományos kutatásainkat segíthetik — a hazai geokémiai kutatásokban az elkövetkező időben alapvető célkitűzés a *neogénnél idősebb* képződmények kutatási perspektíváinak előrejelzése kell hogy legyen. Erőinket erre — a hazai kőolaj- és földgázkutatások távlatait alapvetően meghatározó — feladatra kell összpontosítani.

FELHASZNÁLT IRODALOM

ABELSON, P. H.: Organic Geochemistry and the Formation of Petroleum. 6. WPC Frankfurt, sec. **1,** 41, PD-1, 9, 1963.

ALBRECHT, P.—G. OURISSON: Diagénése des hydrocarbures saturés dans une série sédimentaire épaisse (Douala, Cameroun). GCA, **33,** 1, 138—142, 1969.

BAKER, E. G.: Origin and Migration of Oil. Science, **129,** 3353, 871—874, 1959.

BALÁZS Á.—KONCZ J.: Der diagenesegrad der unlöslichen dispersen organischen Substanz. Germäniai Konf. Budapest 1973, 501—512.

BALÁZS Á.—KONCZ J.: Üledékes kőzetek diszperz szervesanyagának vizsgálata. Földt. Kutatás 18, 7—20, 1975.

BASS: Composition of Crude Oils in Northwestern Colorado and Northeastern Utah Suggests Local Sources. **47,** 12, 2039—2044, AAPGB, 1963.

BENTOR, Y. K.: On the Evolution of Subsurface Prines in Israel. Chemical Geology, **4,** 1—2, 83—110, 1969.

BODZAY I.: A beleznai és lovászi szénhidrogéntárolók hidrostatikusnál nagyobb túlnyomásának kialakulása. Kőolaj és Földgáz, **2,** 5, 137—138, 1969.

BRAY, E. E.—E. D. EVANS: Distribution of n-paraffins as a Clue to Recognition of Source Beds. GCA, **22,** 1, 2—15, 1961.

BREGER, I. A.—A. BROWN: Kerrogen in the Chattanooga Shale. Science, **137,** 3, 221—224, 1962.

BUCHTA, H.—R. LEUTNER,—H. WIESENEDER: The Extractable Organic Matter of Pelite and Carbonate Sediments of the Vienna Basin. 6. WPC Frankfurt, Sec 1, 5, PD-1, 17, 1963.

BUCKLEY S. E.—C. R. HOCOTT,—M. S. TAGGART: Distribution of Dissolved Hydrocarbons in Subsurface Waters. In Habitat of oil, (ed. L. G. WELLS), 850—882, 1958.

BURST, J. F.: Diagenesis of Gulf Coast Clayer Sediments and its Possible Relation to Petroleum Migration. AAPGB, **53,** 1, 73—93, 1969.

CHAVE, K. E.: Evidence on History of Sea Water from Chemistry of Deeper Subsurface Waters of Ancient Basins. AAPGB, **44,** 3, 357—370, 1960.

CHILINGARIAN, G. V., H. H. RIEKE: Some Chemical Alterations of Subsurface Waters Diagenesis. Chemical Geology, **4,** 12, 235—252, 1969.

CONNAN, J.: Time-temperature Relation in Oil Genesis. AAPGB **58,** 12, 2516—2521, 1974.

CORDELL, R. J.: Depth of Oil Origin and Primary Migration: a Review and Critique. AAPGB, **56,** 10, 2029—2067, 1972.

DANK, V.—BODZAY, I.: Data to the Hydrogeological Conditions of Hungary (on the Basis of the Wells of the Hungarian Oil Industry). 10. CBGAC. Bratislava, sec. **5,** 10—18, 1973.

DEGENS, E. T.—J. M. HUNT—J. H. REUTER—W. E. REED: Data on the Distribution of Amino Acids and Oxygen Isotopes in Petroleum Brine Waters of Various Geologic Ages. Sedimentology, **3,** 3, 199—225, 1964.

DE SITTER, L. U.: Diagenesis of Oil-field Brines. AAPGB, **31,** 11, 2030—2040, 1947.

DICKEY, P. A.: Increasing Concentration of Subsurface Brines with Depth. Chemical Geology, **4,** 1—2, 361—370, 1963.

DICKEY, P. A.: Migration of Intersitial Water in Sediments and the Concentration of Petroleum and Useful Minerals. 24. IGC Montreal, sec. **5,** 3—16, 1972.

DICKINSON, G.: Geological Aspects of Abnormal Reservoir Pressures in Gulf Coast Louisiana. AAPGB, **37,** 2, 410—432, 1953.

DUFOUR, J.: On Regional Migration an Alteration of Petroleum in South Sumatra. Geologie en Mijnbouw, **19,** 172—181, 1957.

EISMA, E.—J. W. JURG: Fundamental Aspects of the Diagenesis of Organic Matter and the Formation of Hydrocarbons. 7. WPC Mexico, **2,** 61—72, 1967.

FULORIA, R. C.: Source Rocks an Criteria for their Recognition. AAPGB, **51,** 6, 842—848, 1967.

FORSMAN, J. P.—J. M. HUNT: Insoluble Organic Matter (kerogen) in Sedimentary Rocks of Marine Origin. In Habitat of oil, (ed. L. G. Welhs) 747—778, 1958.

GEHMAN, H. M.: Organic Matter in Limestones. GCA, **26,** 8, 885—897, 1962.

GRASSELLY, GY.: A geokémia szerepe és lehetősége a szénhidrogén prognózisban. Földtani Kutatás, **18,** 3—5, 1975.

GUSSOW, W. C.: Differential Entrapment of Oil and Gas. AAPGB **39,** 3, 547—574, 1954.

HEDBERG, H. D.: Geological Aspects of Origin of Petroleum. AAPGB, **48,** 11, 1755—1803, 1964.

HITCHON, B.: Application of Geochemistry to the Search for Crude Oil and Natural Gas. In Introduction to Exploration Geochemistry (ed. A. A. Levinson) 509—545, 1974.

HOBSON, G. D.: Some Fundamentals of Petroleum Geology. Oxford Univ. Press, London, 139, 1954.

HOLMQUEST, H. J.: Stratigraphic Analysis of Source-bed Occurrences and Reservoir oil Gravities. AAPGB, **50,** 7, 1478—1486, 1966.

HOOD, A.—C. C. M. GUTJAHR—R. L. HEACOCK: Organic Metamorphysm and the Generation of Petroleum. AAPGB, **59,** 6, 986—996, 1975.

HUNT, J. M.: Composition of Crude Oil and its Relation to Stratigraphy in Wyoming. AAPGB, **37,** 8, 1837—1872, 1953.

HUNT, J. M.: Distribution of Hydrocarbons in Sedimentary Rocks. GCA, **22,** 1, 37—49, 1961.

HUNT, J. M.: Geochemical Data on Organic Matter in Sediments. Int. Sci. Oil Conf. Budapest, Előadás: 1972.

HUNT, J. M.: An Examination of Petroleum Migration Processes. 7. Petr. Geochim. Konf. Budapest, 219—229, 1973.

ILLING, L. V.: Deposition and Diagenesis of some Upper Paleozoic Carbonate Sediments in Western Canada. 5. WPC, New-York sec. **1,** 23—52, 1959.

KARTSEV, A. A.—N. B. VASSOEVICH—A. A. GEODEHIAN—S. G. NERUCEV—V. A. SOKOLOV: The Principial Stage in the Formation of Petroleum. 8. WPC Moszkva, PD-1, **1,** 17, 1971.

KERTAI GY.: A magyarországi kőolaj- és földgáztelepek keletkezése. MTA Műsz. Tud. Oszt. Közl., **5,** 3, 85—97, 1952.

KERTAI GY.: A kőolaj keletkezéséről. FK, **92,** 1, 8—14, 1962/a.

KERTAI GY.: A magyarországi földgáztelepek kialakulásáról és továbbkutatásuk alapelvéről. FK, **92,** 3, 274—279, 1962/b.

KERTAI GY.: A magyarországi földgázkincs és széndioxid tartalmának keletkezése. MTA Föld- és Bány. Tud. Oszt. Közl., **1,** 3—4, 199—218, 1966.

KERTAI GY.: A kőolaj és földgáz vegyi összetétele és keletkezése. Kéziratban 1966. Akad. Kiadó Bpest., 112, 1972.

KIDEWELL, A. L.—J. M. HUNT: Migration of Oil in Recent Sediments of Pedernales, Venezuela. In Habitat of oil (ed. L. G. Weeks), 790—817, 1958.

KONCZ, I.: A DNy-Dunántúli neogén süllyedék szénhidrogéngenetikai összefüggései. OGIL közlemények 1976/2, 160—167, 1976.

KÖLBL, L.: Enstehung und Diagenese von Tiefenwässern aus dem Kalkalpinen Untergrund des Wiener Beckens. Erdöl Erdgas Zeitsch., **83,** 3, 72—80, 1967.

LANG, W. B.: The Origin of Some Natural Carbon Dioxid Gases. J. Geoph. Res., **64,** 1, 127—131, 1959.

LARSZKAJA, E. SZ.—D. V. ZSABREV: O olijanii temperaturü i davlenija plasztov na szosztav rasszejamovo organicseszkovo vescsesztva. Akad. Nauk SSSR Dokladü, **157,** 4, 897—900, 1964.

LEVORSEN, A. J.: Geology of Petroleum. Freeman Co. San Francisco London, 724, 1967.

LONG, G.—S. NEGLIA—L. FAVRETTO: The Metamorphism of the Kerogen from Triassic Black Shales, Southeast Sicily. GCA, **32,** 6, 647—656, 1968.

LOUIS, M.—B. TISSOT: Influence de la temperature et de la pression sur la formation des hydrocarbures dans les argiles á kerogéne. 7 WPC Mexico, **2,** 47—60, 1967.

MAGARA, K.: Compaction, Ion Filtration and Osmosis in Shale and their Significance in Primary Migration. AAPGB, **58,** 2, 283—290, 1974.

MAGARA, K.: Reevaluation of Montmorillonite Dehydration as Cause of Abnormal Pressure and Hydrocarbon Migration, AAPGB, **59,** 2, 292—302, 1975.

McIver, R. D.: Composition of Kerogen — Clue to its Role in the Origin of Petroleum. 7. WPC, **2**, 25—36, 1967.
Meinschein, W. G.: Origin of Petroleum. AAPGB, **43**, 5, 925—943, 1959.
Nerucsev, Sz. G.: Nefteproizvodjascsije szvitü i migracija nefti. Gosztoptehizdat, Leningrad, 240, 1962.
Perry E. A.—J. Hower: Late-stage Dehydration in Deeply Buried Pelitic Sediments. AAPGB, **56**, 10, 2013—2021, 1972.
Pethő A.: A magyarországi kőolajok nyomelemtartalmának és korának összefüggése. Előadás, 7. Petr. Geochim. Konf. Bpest., 1973.
Philippi, G. T.: Identification of Oil Source Beds by Chemical Means. 20 JGC, Mexico, sec. **3**, 25—38, 1956.
Philippi, G. T.: On the Depth, Time and Mechanism of Petroleum Generation. GCA, **29**, 9, 1021—1049, 1965.
Philippi, G. T.: Depth of Oil Origin and Primary Migration. Discussion. AAPGB, **58**, 1, 149—154, 1973.
Porfirjev, V. B.: Inorganic Origin of Petroleum. AAPGB, **58**, 1, 3—33, 1974.
Powers, M. C.: Fluid-release Mechanisms in Compacting Marine Mudrocks and their Importance in Oil Exploration. AAPGE, **51**, 7, 1240—1254, 1967.
Price, L.: Aqueous Solubility of Petroleum as Applied to Its Origin and Primary Migration. AAPGB, **60**, 2, 213—244, 1976.
Rácz D.—Szolnoki J.—Fisch I.: Felszíni szénhidrogéngeokémiai kutatások. Földtani Kutatás, **18**, 3, 49—51, 1975.
Rieke, H. H.—G. V. Chilingarian: Compaction of Argillaceous Sediments. Developments in Sedimentology 16. Elsevier, 424, 1974.
Rittenhouse, G.: Possible Mechanism for Concentration of Brines in Subsurface Formations. Discussion. AAPGB, **48**, 2, 234—238, 1964.
Renz, H. H.—H. Alberding—K. F. Dallmus—J. M. Petterson—R. H. Robie—N. E. Weisbord—J. Masvall: The Eastern Venezuelan Basin. In Habitat of oil (ed. L. G. Weeks) 551—600, 1958.
Rózsavölgyi J.—Sajgó Cs.: Néhány paleozóos és mezozóos üledékes kőzet bitumen tartalmának vizsgálata. FK, **101**, 1, 13—25, 1971.
Sajgó, Cs.: Kompleksznoje geohimicseszkoje isszledovanie nekatoruh uredpolozsitelnük neftemateriuszhih porod iz mesztorozsdenija Algyő. 7. Petr. Geochim. Konf. Bpest. 604—626, 1973.
Schmidt, G. W.: Interstitial Water Composition and Geochemistry of Deep Gulf Coast Shales and Sandstones. AAPGB, **57**, 2, 321—337, 1973.
Silverman, S. R.—S. Epstein: Carbon Isotopic Composition of Petroleums and Other Sedimentary Organic Materials. AAPGB, **42**, 5, 998—1012, 1958.
Smith, P. V.: Studies on Origin of Petroleum Occurence of Hydrocarbons in Recent Sediments. AAPGB, **38**, 3, 377—404, 1954.
Sokolov, V. A.—T. P. Zhuse—W. B. Vassoyevich—P. L. Antonov—G. G. Grigoriyev—V. P. Kozlov: Migration Processes of Gas and Oil, their Intensity and Directionality. 6 WPC, Frankfurt, sec. 1, **47**, PD-2, 13, 1963.
Somfai, A.: Examination of Overpressure Reservoirs in the Great Hungarian Plain . . . Acta Min. Petr., **19**, 2, 173—194, 1970.
Stegena L.: Szénhidrogén akkumuláció és földtani vízáramlás a magyar medence üledékeiben. Kézirat, 1969.
Stegena, L.: Wassermigration und CH-Migration im ungarischen Becken. 7. Petr. Geochim. Konf. Bpest. 230—234, 1973.
Stevens, N. P.—E. E. Bray—E. D. Evans: Hydrocarbons in Sediments of Gulf of Mexico. AAPGB, **42**, 11, 2692—2717, 1956.
Szádeczky-Kardoss E.: Szénkőzettan. Akad. Kiadó Budapest, 315, 1952.
Szádeczky-Kardoss E.: Az új globális tektonika mozgásmechanizmusa és kapcsolatai a Föld és az Élet fejlődésével. Geonómiai és Bányászat, **4**, 1—89, 1971.
Tissot, B.—Y. Califet-Debyser—G. Derov—J. L. Oudin: Origin and Evolution of Hydrocarbons in Early Toarcian Shales, Paris Basin, France. AAPGB, **55**, 12, 2177—2193, 1971.
Tissot, B.—B. Durand—J. Espitalié—A. Combaz: Influence of Nature and Diagenesis of Organic Matter in Formation of Petroleum. AAPGB, **58**, 3, 499—506, 1974.
Tóth J.: A szénhidrogén genezis, migráció és akkumuláció geokémiai vizsgálata. Előadás, Szeged, 1970.
Tóth J.: Szénhidrogén anyakőzet fogalma és jellemzése. MTA X. Oszt. Közl., **7**, 1—2, 157—167, 1974/a.

Tóth J.: Geokémiai szénhidrogén-prognózis lehetősége hazánkban. MTA X. Oszt. Közl., **7**, 1—2, 169—178, 1974/b.

Tulsa Geol. Society Research Committee: Relationship of Crude Oils and Stratigraphy in Parts of Oklahoma and Kansas. AAPGB, **31**, 1, 92—148, 1947.

Vassoevich, N. B.—I. V. Visotski—A. N. Gruseva—V. B. Olenin: Hydrocarbons in the Sedimentary Mantle of the Easth. 7. WPC, Mexico, **2**, 37—45, 1967.

Vassoevich, N. B.—J. J. Korcsagina—N. V. Lopatin—V. V. Csernüsev: Glavnaja faza neftoobrazovanija. Vesztnik Moszkv. Univ. **6**, 3—27, 1969.

Weaver, C. E. (1960): Po«sible Uses of Clays Minerals in Search for Oil. AAPGB, **44**, 1505—1518.

Rövidítések:

AAPGB:	Am. Assoc. Petroleum Geologists Bulletin
CBGAC:	Carpath. Balkan Geol. Assoc. Congress
IGC:	Internat. Geol. Congress
WPC:	World Petr. Congress

A LÉGKÖR SZERKEZETE ÉS FELOSZTÁSA A NÓMENKLATÚRA KÉRDÉSEI

BENCZE PÁL
A FÖLDTUDOMÁNYOK KANDIDÁTUSA

MÉSZÁROS ERNŐ
A FÖLDTUDOMÁNYOK DOKTORA

I. Bevezetés

Minden tudományág alapvető követelménye, hogy művelői a természet (társadalom) meghatározott folyamatait és tulajdonságait azonos elnevezéssel jelöljék. Így válhat csak lehetővé a megfigyelési (kísérleti) eredmények megvitatása, valamint az egyes szakemberek elképzeléseinek, gondolatainak kicserélése. A nómenklatúra azonban nemcsak konvenció kérdése. Az elnevezési rendszernek alkalmazkodnia kell az objektív valósághoz oly módon, hogy annak tulajdonságait tükröznie kell.

A meteorológiában erre jó példa a légkör szerkezetének és felosztásának kérdése. A nómenklatúra fejlődése lényegében a légkör tulajdonságaihoz való hűebb közeledést jelentett. Jelen összeállításban a légkör felosztását a levegő kémiai összetétele, hőmérsékleti profilja és elektromos állapota alapján, továbbá a földmágneses tér hatásának figyelembevételével tárgyaljuk, elsősorban CRAIG (1965), NICOLET (1964), AKASOFU és CHAPMAN (1972) munkáira támaszkodva. Célunk az elnevezések egységesítésének elősegítése a meteorológiai és a társtudományok hazai művelőinek körében.

II. A szerkezetet és összetételt leíró változók Homoszféra-heteroszféra

Ismeretes, hogy a levegő különböző gázok keveréke. *(I. táblázat)*. A levegőt alkotó gázok viszonylag nagy térfogati arányban előforduló ún. fő összetevőkre, illetve kis koncentrációban kimutatható nyomgázokra oszthatók. Ez utóbbiak légköri tartózkodási ideje[1] kicsiny, koncentrációja térben és időben igen változékony. Ennek ellenére, ha eltekintünk a vízgőztől, a légkör alsóbb rétegeiben (lásd később) a levegő összetétele állandónak tekinthető, mivel a fő összetevők (elsősorban a nitrogén, oxigén és argon) relatív mennyisége csak ezred százalékokat változik.

Az elmondottakat a levegő molekulasúlyának definiálásával tehetjük pontosabbá. Legyen „n_i" adott gáz-komponens molekuláinak száma a levegő

[1] A különböző források és nyelők kölcsönhatásának eredményeképpen a gázmolekulák a légkörben meghatározott sebességgel cserélődnek (kivéve bizonyos nemesgázokat). Azt az időt, amelyen keresztül adott komponens molekulái átlagosan a légkörben tartózkodnak, tartózkodási időnek nevezzük.

I. táblázat

A levegő fő összetevői a homoszférában, a talaj közelében NICOLET *(1964) szerint. „m": molekulasúly; „μ": 1 molekula tömege; „n": a levegő 1 cm³-ben levő molekulák száma*

Komponens	m [gr]	μ [10^{-24} gr]	térf. %	n [cm^{-3}]
N_2	28,022	46,507	78,084 ± 0,004	$2{,}098.10^{19}$
O_2	32,009	53,123	20,946 ± 0,002	$5{,}629.10^{18}$
Ar	39,960	66,333	0,934 ± 0,001	$2{,}510.10^{17}$
CO_2	44,024	73,063	0,030 ± 0,003	$8{,}87\ .10^{15}$
Levegő	28,973	48,084	100,00	$2{,}687.10^{19}$

térfogategységében. A levegőmolekulák teljes száma akkor nyilvánvalóan a következő lesz:

$$n = \sum_i n_i \tag{1}$$

„n_i" és „n" természetesen a „p" nyomás (pontatlanabbul kifejezve a magasság) és a „T" abszolút hőmérséklet függvénye („n" értéke a talaj szintjében normál hőmérsékleten és nyomáson $2{,}687 \cdot 10^{19}$ cm^{-3}):

$$p_i = n_i k T\,, \tag{2}$$

illetve

$$p = nkT \tag{3}$$

ahol „k" a BOLTZMANN-féle állandó (értéke $1{,}380 \cdot 10^{-16}$ erg. fok $^{-1}$), míg „p_i" a megfelelő parciális nyomást jelenti.

Ha az "i"-edik gáz molekuláinak tömegét „μ_i"-vel jelöljük, akkor „ϱ_i" sűrűsége „$n_i\,\mu_i$"-vel lesz egyenlő. A levegő sűrűségét ily módon a következő összefüggés adja meg:

$$\varrho = \sum_i n_i \mu_i = n\mu\,, \tag{4}$$

ahol „μ" a levegőmolekulák „közepes tömege":

$$\mu = \frac{\sum_i n_i \mu_i}{\sum_i n_i}\,.$$

Az „m_i" molekulasúlyt úgy számíthatjuk ki, ha a molekulák „μ_i" tömegét megszorozzuk az AVOGADRO-számmal, amely a gázok egy molekulasúlynyi mennyiségében levő molekulák számát adja meg ($N = 6{,}025 \cdot 10^{23}$ g. $mól^{-1}$);

$$m_i = \mu_i N\,, \tag{5}$$

illetve

$$m = \frac{\sum_i n_i m_i}{\sum_i n_i} , \tag{6}$$

ahol „m" a levegő molekulasúlya.

A levegő molekulasúlya (pontosabban a száraz levegőé) a légkör alsó kb. 80 km-es rétegében állandó. Ezt a réteget *homoszférának* nevezzük. Mivel az állandó összetételt a légmozgások, pontosabban a turbulens keveredés biztosítja, ezt a réteget turboszférának is nevezik. Általánosabb és helyesebb azonban a homoszféra elnevezés.

A homoszférában „m" értéke 28,973-al egyenlő. Tekintve, hogy a levegő kb. 78 térfogati %-ban nitrogénből áll, ez a molekulasúly, a (6)-os formulának megfelelően, közel áll a nitrogénre vonatkozó értékhez (28,022).

A homoszférával kapcsolatban végül meg kell jegyeznünk, hogy az állandó összetétel nem jelenti azt, hogy a levegő összetételével az alsó 80 km-es rétegben nem kell foglalkoznunk. Ez csupán azt jelenti, hogy ebben a tartományban a légkörfizikai és levegőkémiai kutatásoknak elsősorban a nyomgázok (vízgőz, ózon, kén- és nitrogén-oxidok stb.) tanulmányozására kell irányulniuk. Ezek a gázok ugyanis a légköri folyamatok (felhő- és csapadékképződés, sugárzási mérleg stb.) szabályozásában igen fontos szerepet játszanak.

Kb. 80 km-es magasság fölött $m \neq$const. A légkör e felső rétegének *heteroszféra* a neve. Ebben a tartományban megindul a fő összetevők (először elsősorban a molekuláris oxigén) jelentősebb fotodisszociációja.[2] 100 km-es magasság fölött továbbá fokozódik a gázok tömeg szerinti (pontosabban a molekulák, illetve atomok tömege szerinti) szétválasztódása, amely a nehézségi erőtér hatására megy végbe. Ebben a rétegben a gázok a magasság függvényében már a saját molekulasúlyuk szerint oszlanak el. Ez más szavakkal azt jelenti, hogy a hidrosztatikai egyensúlyi összefüggés az egyes komponensek esetén különböző lesz:

$$\frac{\partial p_i}{\partial z} = -\varrho_i g ,$$

azaz (4) és (5) alapján:

$$\frac{\partial p_i}{\partial z} = -n_i \mu_i g = -\frac{m_i n_i g}{N} , \tag{7}$$

ahol „g" a nehézségi gyorsulás. A (7)-es formulával kapcsolatban még megemlíthető, hogy segítségével kiszámíthatjuk a „p_i", illetve „n_i" magasság szerinti változását is.

[2] A „jelentősebb" szó arra utal, hogy kisebb mértékben az alacsonyabb rétegekben is van fotodisszociáció.

A heteroszférában a levegőmolekulák közepes szabad úthossza néhány száz kilométeres magasság fölött olyan nagy lehet, hogy a molekulák elszökhetnek a légkörből. Ezt a réteget *exoszférának* nevezzük.

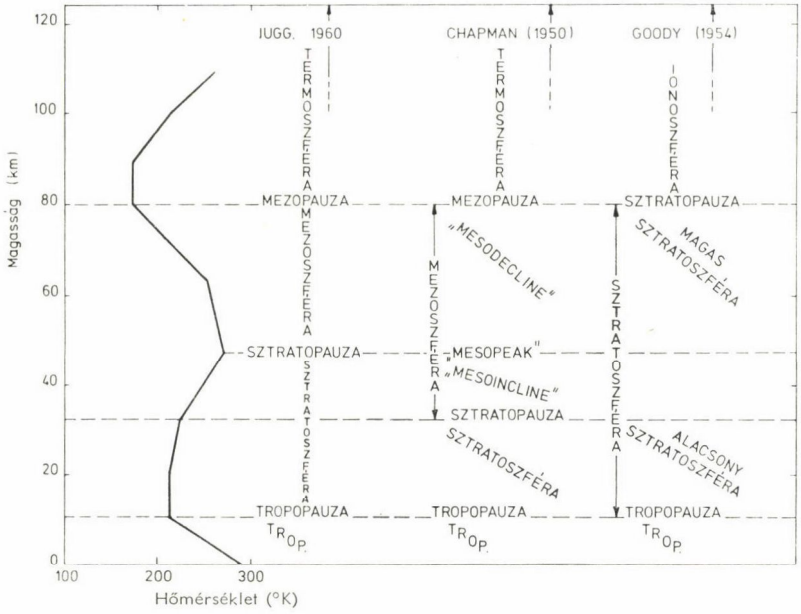
III. A légkör hőmérsékleti szerkezete

A légkör hőmérséklet szerinti felosztása általában a „Γ" vertikális hőmérsékleti gradiens szerint történik. Ennek definíciója a következő:

$$\Gamma = -\frac{\partial T}{\partial Z} . \tag{8}$$

A (8)-as egyenletben levő „Γ", a gyakorlatnak megfelelően akkor pozitív, ha a hőmérséklet a magassággal csökken.

A meteorológiai irodalomban a légkör szerkezetét illetően számos elnevezési rendszert találhatunk. Az 1. ábra három ismertebb felosztást mutat



1. ábra. A légkör közepes hőmérsékleti profilja („U. S. Standard Atmosphere") és különböző szerzők szerinti felosztása. Megj.: az IUGG, 1960-at lásd: NICOLET (1960)

be. Az egyes szerzők nómenklatúrájukat az ábra bal oldalán látható hőmérsékleti eloszlásra alapozták. Mint látható, az egyes nómenklatúrák megegyeznekaban, hogy az alsó kb. 10 km-es tartományt,[3] ahol a hőmérséklet csökken,

[3] Az eloszlás közepes szélességekre vonatkozó évi átlagos nappali értékek alapján készült (az ún. „U. S. Standard Atmosphere").

troposzférának nevezik. Ezt a réteget felülről a *tropopauza* zárja le. Mivel ezek az elnevezések általánosan elfogadottak, a továbbiakban velük nem foglalkozunk. 10 km fölött azonban már számos eltérés tapasztalható. Vegyük ezeket sorra az ábrán jobbról balra haladva.

GOODY (1954) közismert könyve szerint a 10—80 km-es réteg neve sztratoszféra. Az említett szerző a 10—13 km-es tartományt, ahol a hőmérséklet közel állandó, alsó sztratoszférának, a 30—80 km-est, ahol a hőmérséklet az ózon hatására emelkedik, majd csökken, felső sztratoszférának nevezi (ez utóbbit régebben ózonoszférának is nevezték). 80 km fölött GOODY szerint az ionoszféra helyezkedik el, amelyben az elektromosan töltött ionok, illetve elektronok fontos szerepet játszanak. GOODY alapvető hibája, hogy felosztását két különböző tényező, nevezetesen a hőmérsékleti eloszlás és a légkör elektromos állapota szerint készítette el.[4] Nem indokolt továbbá, hogy a hőmérsékleti menet szerint két olyan különböző tartomány, mint a 10—50, illetve 50—80 km-es réteg azonos elnevezéssel jelölt.

CHAPMAN (1950) nómenklatúrája, amely régebbi, mint GOODY elnevezési rendszere, sokkal kézenfekvőbb. Először is a 80 km fölötti tartományt, ahol a hőmérséklet emelkedik, szintén a hőmérséklet jellege alapján nevezi el. Ez a termoszféra. Másodszor a GOODY-féle sztratoszférát két rétegre bontja: sztratoszférára (10—30 km), illetve mezoszférára (30—80 km) és bevezeti a mezopauza elnevezést, amely a mezoszférát a termoszférától választja el. Valószínűleg CHAPMAN is érezte, hogy az általa mezoszférának nevezett tartomány a sugárzási mérleg szempontjából nem egységes, ezért felosztására bevezette a „mesoincline" (magyarul kb. mezoszférikus lejtő,[5] illetve „mesodecline" (kb. mezoszférikus gyengülés) elnevezéseket. Ezeket a rétegeket a „mesopeak" (kb. mezoszférikus csúcs) választja el, ahol a hőmérsékleti maximum helyezkedik el (kb. 50 km).

Az ábrán feltüntetett harmadik felosztás NICOLET (1960) nevéhez fűződik. A neves belga aeronómus nómenklatúráját a Nemzetközi Geodéziai és Geofizikai Unió 1960-as helsinki ülésén teljes mértékben elfogadta, ezért az unió nevének angol rövidítése után ezt az elnevezési rendszert az ábrán IUGG, 1960-al jelöltük. A felosztást a Meteorológiai Világszervezet végrehajtó bizottsága 1962-es ülésén szintén elfogadta (SAWYER, 1963), így ez a nómenklatúra az utóbbi években a meteorológusok körében egyre inkább elterjedt. Mivel ma ezt a felosztási rendszert tekinthetjük „hivatalosnak", a magyar szakemberek számára is elsősorban ez ajánlható.

NICOLET szerint a *sztratoszféra* a légkör kb. 10—50 km-es magasságok

[4] Ha a 80 km-fölötti réteget ionoszférának nevezzük, akkor célszerű az alatta levő tartománynak a „neutroszféra" nevet adni. Így a felosztás alapja egységesen az elektromos állapot (lásd: IV. paragrafus)

[5] Mivel a CHAPMAN-féle nómenklatúra nem ajánlható, nem igyekeztünk elnevezéseire magyar megfelelőket találni.

közötti tartománya, ahol a hőmérséklet közel állandó, illetve emelkedik.[6] A *sztratopauza* kb. 50 km-en a légkör legmelegebb szintjét jelöli és a sztratoszférát a felette levő mezoszférától választja el. A *mezoszféra* alsó, illetve felső határa az 50, illetve 80 km-es magassági szint. A mezoszférában, a tropopauzához hasonlóan,[7] a magasság növekedésével a hőmérséklet csökken, azaz a (8)-as formulával definiált vertikális hőmérsékleti gradiens szintén pozitív. A *mezopauza* kb. 80 km-es magasságban a légkör leghidegebb szintje, ahol nem ritkák a —90 C°-os hőmérsékletek sem.

A mezopauza fölött a *termoszféra* helyezkedik el (az összetételt tekintve ez a heteroszféra), amelyben a hőmérséklet a levegőmolekulák (atomok) által közvetlenül elnyelt rövidhullámú napsugárzás hatására felfelé emelkedik.

A molekulasúly magasság szerinti változását a termoszférában (heteroszférában) sajnos nem kielégítően ismerjük. A hőmérséklet vertikális eloszlása szempontjából ez azért érdekes, mivel ezekben a magasságokban a hőmérsékletet nem közvetlenül mérik. Az ún. kinetikus hőmérsékletet ugyanis a molekulasúlyból, valamint a nyomás és sűrűség mért értékeiből számítják ki. (3)-ból, (4)-ből és (5)-ből ugyanis egyszerűen következik:

$$p = \frac{\varrho NkT}{m} = \frac{\varrho RT}{m}, \tag{9}$$

ahol „T" a kinetikus hőmérséklet, míg „R" a gázállandó ($R = Nk$).

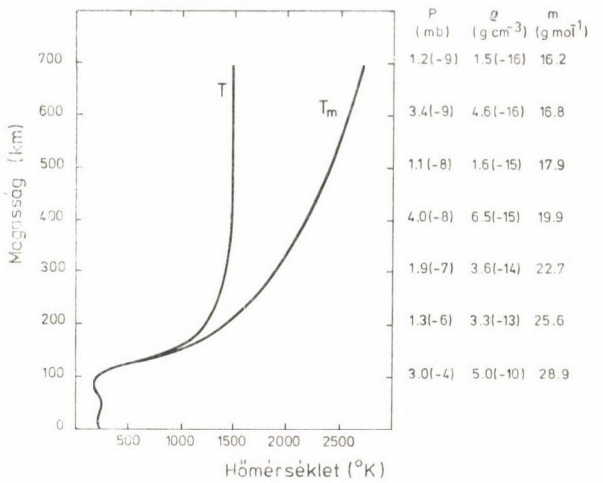
A 2. ábra szintén az „U. S. Standard" légkört mutatja olyan ábrázolásban, hogy a 100 km fölötti helyzet jobban kivehető legyen. Az ábrán a hőmérsékleti eloszláson kívül a nyomás, sűrűség, valamint molekulasúly értékeit is feltüntettük (az adatok napfolt minimum, illetve maximum közötti naptevékenységre vonatkoznak). Az ábrán a kinetikus hőmérsékleten kívül az ún. „T_m" molekuláris hőmérséklet is szerepel, amely a következő módon definiálható:

$$T_m = \frac{T}{m} m_0,$$

ahol „m_0" a homoszférára vonatkozó állandó molekulasúly. Ez utóbbi összefüggésből következik, hogy a homoszférában ($m = m_0$) a kinetikus hőmérséklet a molekuláris hőmérséklettel egyenlő.

[6] Megjegyezzük, hogy a meteorológusok a 30 km alatti tartományt, amely ballonos műszerekkel tanulmányozható sokszor „alsó légkörnek" nevezik. Ennek megfelelően használatos a 10- kb. 30 km-es rétegre az alsó sztratoszféra megjelölés.

[7] Azért célszerű ezt a réteget külön tartományként kezelni, mivel viselkedése a troposzférához sok tekintetben hasonló (pl. nem kizártak a vertikális mozgások, sőt a felhőképződés sem: éjszakai világító felhők). A 0 C° körüli hőmérséklettel rendelkező sztratopauza továbbá energiaforrása a felette levő rétegeknek, ezért második aktív „felszínnek" tekinthető (az első a talajfelszín).



2. ábra. A hőmérséklet vertikális eloszlása, nyomása („p"), sűrűsége („ϱ"), és molekulasúlya („m") különböző magasságokban CRAIG (1965) alapján. A zárójelben levő számok hatványkitevőket jelentenek, míg „T" a kinetikus, „T_m" az ún. molekuláris hőmérséklet

IV. A légkör felosztása elektromos állapota alapján

Elektromos állapota alapján a légkör elektromosan semleges és ionizált részre osztható. Az elektromosan semleges tartomány, amely a légkör alsó, 50 km-ig terjedő részét foglalja magában, *neutroszférának*, az 50 km-től 500 km-ig terjedő magasságintervallumot *ionoszférának* nevezik. Megjegyzendő, hogy a felosztás alapjául szolgáló elektromos tulajdonság, a töltések hiánya, illetve jelenléte relatív és nem abszolút értelemben veendő; vagyis a neutroszférában is vannak töltések, (pozitív, és negatív kis, közepes, nagy és ultranagy ionok), de koncentrációjuk a semleges állapotú gázkeverék koncentrációjához viszonyítva elhanyagolható.

A Föld felszínén, mint láttuk az elektromosan semleges állapotú molekulák koncentrációja $2{,}687 \cdot 10^{19}$ cm^{-3}, ugyanakkor az ionkoncentráció nagyságrendileg 10^3—10^4. Az ionizációkor keletkező egyszerű ion és elektron itt nem maradhat fenn, mivel a felszín közelében uralkodó nyomáson az elektron, keletkezését követően, semleges állapotú molekulára rakódik rá, amelyet 10—30 semleges molekula vesz körül. Így jönnek létre az ilyen körülmények között is már bizonyos stabilitással rendelkező kis ionok. A kis ionok koncentrációját egyébként a

$$\frac{dn}{dt} = 2 - \beta n \tag{10}$$

kontinuitási egyenlet alapján határozhatjuk meg, ahol 2 az ionizáció erőssége (az ionizáló sugárzás által a térfogategységben az időegység alatt létrehozott

ionpárok száma), értéke $\sim$ 10 ionpár cm^{-3} sec^{-1}.

$$\beta = \alpha_{nn}\, n + \alpha_{nN}\, N' + \alpha_{nN_0}\, N_0 \tag{11}$$

az effektív rárakódási együttható (az ionátalakulási folyamatok együtthatója), melyben n, N, és N_0 a kis, a nagy ionok, illetve a kondenzációs magok koncentrációja, $\alpha_{nn} \sim 1{,}6 \cdot 10^{-6}$ cm^3 sec^{-1} a pozitív és negatív kis ionok újraegyesülésének (rekombináció) sebessége, α_{nN}, $\sim 10^{-5}$ cm^3 sec^{-1} és α_{nN_0} a kis ionok rárakodásának a sebessége a nagy ionokra, illetve kondenzációs magokra. β értéke 10^{-3} és 10^{-1} sec^{-1} között változik (H. Israel 1957, 1961).

A neutroszféra felszínközeli részében a töltéseket létrehozó ionizációt a talajban és a levegőben levő radioaktív anyagok bomlásakor keletkező sugárzás, valamint a galaktikus kozmikus sugárzás idézi elő. A neutroszférában a magasság növekedésével a galaktikus kozmikus sugárzás válik uralkodóvá.

Ami a töltések koncentrációját illeti, az még az ionoszférának nevezett tartományban is nagyságrendekkel kisebb a semleges részecskék koncentrációjánál. A megkülönböztetés mégis indokolt, mivel a magasság növekedésével csökkenő sűrűség következtében az ionoszférában már szabad elektronok is vannak és az ionok is egyszerű atomos, illetve molekuláris ionok. A magasság növekedésével csökkenő nyomás, illetve sűrűség eredményeként a (11) egyenlet második és harmadik tagja elhanyagolhatóvá válik és az ionoszférában az ion-, illetve elektronkoncentrációt a

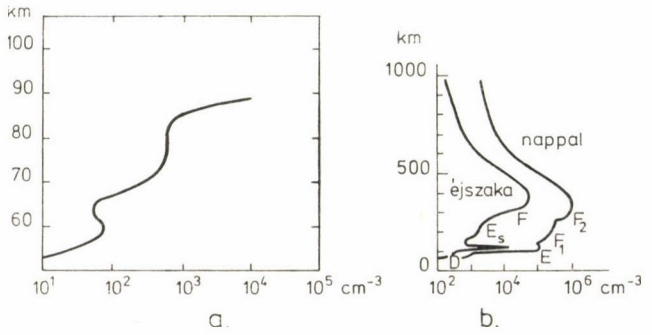
$$\frac{dn_{i,e}}{dt} = q - \alpha n_{i,e}^2 \tag{12}$$

egyenlet alapján határozhatjuk meg, feltételezve, mint azt már a fentiekben is tettük, hogy a pozitív és negatív töltéshordozók koncentrációja egymással egyenlő. Az i és e index az ionokra, illetve elektronokra vonatkozik. Ez az összefüggés az ionoszférában addig használható, míg a rekombináció sebessége a magasság növekedésével uralkodóvá váló atomos oxigén ion és a semleges molekulák közötti töltéscsere reakciósebességénél nagyobb nem lesz. Ettől a magasságtól

$$\frac{dn_e}{dt} = q - \beta n_e \tag{13}$$

egyenlettel kell számolni, ahol $\beta = \varkappa \cdot N_s \cdot$ ahol $\varkappa$ a töltéscsere reakciósebessége és N_s a semleges állapotú részecskék koncentrációja. A szabad elektronok jelenléte a rádióhullámok terjedése szempontjából fontos. Az elektronok kis tömegük következtében követni tudják a rádióhullámok elektromos tere által előírt mozgást. E mozgás közben az őket körülvevő semleges részecskékkel ütközve energiát veszítenek, melyet a rádióhullámtól vonnak el, így megváltoztatva annak jellemzőit (amplitúdó, fázis, frekvencia).

Az ionoszféra az elektronsűrűség magassággal való változása alapján tartományokra osztható, melyeket alulról felfelé haladva *D*, *E* és *F* betűkkel jelölnek (3. ábra). A légkör hőmérséklet alapján történő felosztása szerint a *D* tartomány a mezoszférával, az *E* és *F* tartomány a termoszférával esik egybe. Az ionoszféra *D* tartományának az 50—90 km-ig terjedő magasságintervallumot szokás nevezni, melyen belül két réteg észlelhető. Az alsó *D1* réteget



3. ábra. Az elektronsűrűség változása a magassággal az ionoszférában *a.*, *D* tartomány *b.*, *E* és *F* tartomány

(sokszor *C*, vagy *CR* elnevezéssel) a galaktikus kozmikus sugárzás hozza létre, míg a felső *D2* réteg főleg a *NO*-nak a szoláris LYMAN (1216 Å) sugárzás által előidézett ionizációjára vezethető vissza. A gázkeverék valamennyi komponensét ionizálja ebben a tartományban a röntgensugárzás 1—10 Å hullámhosszúságú sávja és a már említett galaktikus kozmikus sugárzás. A 90 km-től 150 km-ig vett *E* tartományban egyetlen stabil réteg mutatkozik, amelyet egyrészt a molekuláris oxigénnek a LYMAN β, az extrém ultraibolya (EUV, 100—1000 Å), valamint a röntgensugárzás 10—100 Å hullámhosszúságú része, másrészt a molekuláris nitrogénnek és az atomos oxigénnek az EUV, és röntgensugárzás által okozott ionizációja hoz létre. A 150 km-től 500 km-ig terjedő magasságintervallum alkotja az ionoszféra fő részét, az *F* tartományt. Az *F* tartományon belül két réteg figyelhető meg, melyek közül az alsó az *F*1 réteg — ha megkülönböztethető — a maximális ionizációnak megfelelő magasságban jön létre. A felső *F*2 réteg a maximális elektronsűrűségű réteg. A töltéssemlegesítő folyamat sebességének a magasság növekedésével fellépő csökkenése következtében ugyanis a maximális elektronsűrűség nem a maximális ionizáció szintjében, hanem efelett alakul ki. A (13) összefüggésben szereplő β értéke ugyanis növekvő magassággal a semleges állapotú részecskék koncentrációjának csökkenése miatt csökken és ennek eredményeként az elektronsűrűség nő. Az elektronsűrűség növekedésének a töltések elszállítódása vet gátat, amelyet a szabad úthossz növekedésével növekvő intenzitású diffúzió idéz elő. Az *F*1

és $F2$ réteget lényegében az atomos oxigénnek a 100 és 800 Å közötti hullámhosszúságú sugárzás által előidézett ionizációja hozza létre.

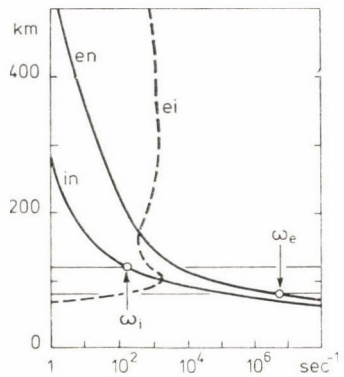
A légköri gázkeverék komponenseinek a nehézségi erőtér hatására a heteroszférában végbemenő, tömegszám szerinti elkülönülése következtében a magasság növekedésével, uralkodóan a helium, majd a hidrogén ionizációja során keletkező töltéseket találunk. Ezért az utóbbi magasságintervallumot külön elnevezéssel protoszféraként is szokták emlegetni. Az ionizált gáz a földmágneses tér erővonalai mentén felfelé diffundálva a Földet toroidszerűen körülvevő övezetet alkot (6. ábra). Az elektromos jellemzők alapján a légkörnek ezt az alulról az ionoszférához csatlakozó és 4—5 földsugárig terjedő részét *plazmaszférának*, külső határfelületét, ahol az elektronsűrűség a Földtől távolodva rövid távolságon belül egy-két nagyságrenddel csökken, *plazmapauzának* nevezik. Egyesek ezt a tarományt is az ionoszférához számítják.

V. A légkör felosztása a földmágneses tér figyelembevételével

A mágneses tér alapján a légkör ugyancsak két részre osztható. A töltések (elektronok, ionok) mozgását ugyanis két tényező befolyásolja. Az egyik tényező a semleges állapotú részecskék mozgása, a másik a földmágneses, illetve elektromos tér, vagyis a mozgásegyenlet

$$m_{i,e}\frac{d\vec{v}_{i,e}}{dt} = -m_{i,e}\,\nu_{i,en}(\vec{v}_{i,e} - \vec{u}) + e(\vec{E} + \vec{V}_{i,e}\times\vec{B}), \qquad (14)$$

ahol $\vec{v}_{i,e}$ a töltések átlagos sebessége, m_{ie} és e az ionok, elektronok tömege, illetve töltése, $\nu_{i,en}$ az ionok és a semleges részecskék, illetve az elektronok és semleges részecskék közötti ütközések frekvenciája, $\vec{u}$ a semleges részecskék átlagos sebessége, $\vec{E}$ az elektromos térerősség, $\vec{B}$ pedig a földmágneses tér erőssége.



4. ábra. Az ionok és a semleges részecskék *(in)*, az elektronok és a semleges részecskék *(en)*, illetve az elektronok és ionok *(ei)* közötti ütközések gyakoriságának változása a magassággal OBAYASHI (1964) nyomán. ω_i az ionok, ω_e az elektronok ciklotronfrekvenciája

Mintegy 80 km-ig (4. ábra) a töltések mozgását a semleges részecskékkel való gyakori ütközés következtében teljesen a semleges gázkeverék mozgása határozza meg. Itt tehát a (14) egyenlet jobb oldalán a második tag elhanyagolható. A 80 és 140 km közötti átmeneti részt, ahol a töltések mozgását mind az ütközések, mind a mágneses tér befolyásolja, dinamo tartományként emlegetik, mivel itt lehetőség van a dinamo elv érvényesülésére. A 140 km feletti tartományban, a magasság növekedésével csökkenő sűrűség eredményeként már fokozatosan a töltéseknek a földmágneses tér által előírt mozgása válik uralkodóvá.

Ebben az esetben a (14) egyenlet jobboldalán az első tag hagyható el. Ha az elektromos tértől eltekintünk, ennek a vektoregyenletnek megfelelő egyik szkaláris egyenlet

$$m_{i,e}\frac{dv_\perp}{dt} = ev_\perp B, \tag{15}$$

ahol $v_\perp$ a részecske sebességének a földmágneses térre merőleges komponense. Az egyenlet megoldása alapján könnyen belátható, hogy a részecske az erővonal körül

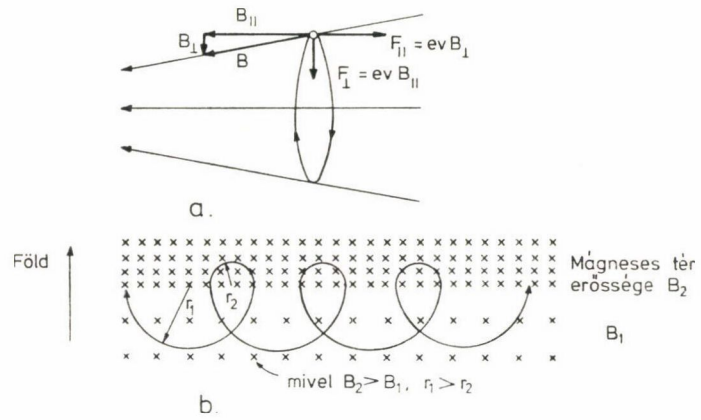
$$\omega_{i,e} = \frac{eB}{m_{i,e}} \tag{16}$$

frekvenciával, az ún. ciklotronfrekvenciával jellemezhető körmozgást végez.

Azt, hogy az előbbiekben említett két tényező közül melyik az uralkodó, kvantitatíve az ütközési frekvencia és a ciklotronfrekvencia értékének viszonya határozza meg. Mivel a részecske sebességének általában a földmágneses tér irányával párhuzamos komponense is van, az erővonal körül körmozgást végző töltés—mivel a földmágneses tér dipoltérrel közelíthető — erővonalmenti mozgása közben a Földhöz közeledve növekvő mágneses térbe kerül. Ennek az a következménye, hogy a töltésre olyan erő hat, amely a részecskét a konvergáló erővonalak teréből eltávolítani igyekszik (5/a. ábra). Azt a Földhöz legközelebbi pontot, ahonnét a részecskét ez az erő visszatéríti, tükörpontnak nevezzük. Ez a folyamat az erővonal másik végpontja közelében megismétlődik, vagyis a töltés a tükörpontok között „ingázik", körmozgáson kívül a tükörpontok közötti periodikus mozgást is végez. Ugyancsak a dipoltér következményeként az erővonal körüli körmozgás esetén, az egyenlítő közelében a pálya Föld felőli oldalán a mágneses tér nagyobb, mint a Földtől távolabbi részén. Mivel a pálya sugara (16) értelmében

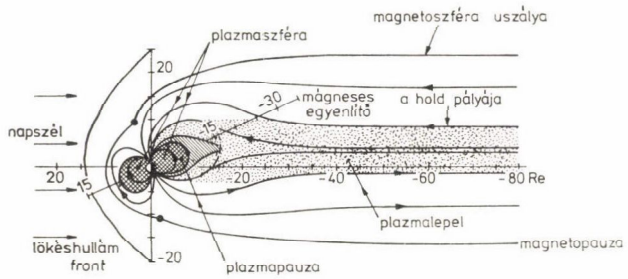
$$r_{i,e} = \frac{m_{i,e}\, v_\perp}{eB}, \tag{17}$$

a töltés mozgásának longitudinális összetevője is van (5/b. ábra), melynek eredményeként a töltés megkerüli a Földet. A 140 km feletti magasságinter-



5. ábra. Töltések mozgása mágneses dipoltérben. *a)* A töltésre ható erők konvergáló erővonalak terében (tükörpont); *b)* a töltés longitudinális mozgásának kialakulása (mágneses térre merőleges metszet) HESS (1968) nyomán

vallumot magnetohidrodinamikus tartománynak is szokás nevezni (OBAYASHI, 1964). A mágneses tér által előírt mozgás teljesen ott érvényesülhet, ahol a részecskék közötti ütközés elhanyagolható. Ez a naptevékenységtől függően 500 km felett különböző magasságban következik be. A légkörnek ezt a részét *magnetoszférának* szokás nevezni (6. ábra). A magnetoszférán belül megkülönböztetnek belső és külső magnetoszférát. Az előbbi a földmágneses tér zárt, torzítatlan erővonalakkal jellemzett (a dipol-térrel megegyező) és a Földdel együtt forgó részére terjed ki. Az elektromos jellemzők alapján történő osz-



6. ábra. A Föld magnetoszférája

tályozás szerint a plazmaszférának felel meg. Magában foglalja részben a sugárzási övezeteket is. A sugárzási övezeteket a földmágneses tér által előírt mozgást végző, nagy energiájú (>50 keV) protonok és elektronok alkotják. A külső magnetoszféra a napszél és a földmágneses tér kölcsönhatásának ered-

ményeként kialakult, a földmágneses tér által elfoglalt térrész (geomágneses üreg) fennmaradó része. Külön elnevezést használnak a külső magnetoszférának az előbbi kölcsönhatás következményeként a Föld Nappal ellentétes oldalán kialakult részére, amelyet a magnetoszféra uszályának neveznek. A földmágneses tér által elfoglalt térrész és a bolygóközi tér közötti határfelület a *magnetopauza*.

IRODALOM

1. Akasofu, S. I.—Chapman, S.: Solar-terrestrial physics. Clarendon Press, Oxford, 1972.
2. Chapman, S.,: Upper Atmospheric Nomenclature. Bull. Amer. Meteorol. Soc., **31**, 288—290, 1950.
3. Craig, R. A.: The Upper Atmosphere. Academic Press, New York and London, 1965.
4. Goody, R. M.,: The Physics of the Stratosphere. Cambridge Univ. Press, London and New York, 1954.
5. Hess, W. N.,: The Radiation Belt and Magnetosphere. Blaisdell Publ. Co., Waltham, 1958.
6. Israel, H.,: Atmosphärische Elektrizität. Teil I. Akademische Verlagsgesellschaft, Geest und Portig K.-G., Leipzig, 1957.
7. Israel, H.,: Atmosphärische Elektrizität. Teil II. Akademische Verlagsgesellschaft, Geest und Portig K.-G. Leipzig, 1961.
8. Nicolet, M.,: The Properties and Constitution of the Upper Atmosphere. In „Physics of the Upper Atmosphere" (ed. J. A. Ratcliffe). Academic Press, New York, 1960.
9. Nicolet, M.: Aeronomy (orosz fordításban). Izdat. Mir, Moszkva, 1964.
10. Obayashi, T.,: The Electrical State of the Upper Atmosphere. J. Geomagn. Geoelectr., **XV**, 133, 1964.
11. Sawyer, J. S.,: Note on Terminology and Concentions for the High Atmosphere. Quart. J. Roy. Meteorol. Soc., **89**, 156 1963.

KONGRESSZUSI BESZÁMOLÓK

AZ EURÓPAI AGYAGÁSVÁNY-CSOPORTOK 2. KONFERENCIÁJA, STRASBOURG, 1974.

VICZIÁN ISTVÁN

A FÖLDTUDOMÁNYOK KANDIDÁTUSA

A „Deuxième Réunion des Groupes Européens des Argiles, Strasbourg, 1974" című kiadványból, amely a konferencia előadásainak sokszorosított kivonatait tartalmazza, jó képet nyerhetünk az európai agyagásvány-kutatás néhány fontosabb jelenlegi irányzatáról és eredményéről.

A főleg *fizikai-kémiai* jellegű munkák közül kitűnnek TARDY képződési entalpia-számításai és stabilitási diagramjai, amelyek főleg Mg-tartalmú, és változó összetételű agyagásványokra alkalmazhatók. Mint az a bejelentett előadásokból kitűnik, több helyen foglalkoznak hidrotermális és mállási folyamatok kísérleti modellezésével. REYES, HUERTAS és LINARES például monomer kovasav, alumínium és magnézium vizes oldatainak reakciójából nyertek agyagásványokat. A kísérleti viszonyok a természetes édesvizek geokémiájához állottak közel. SMYKATZ-KLOOS és ALTHAUS a csillámok anchimetamorfózisát kezdték meg modellezni több hónapos kísérleti időket alkalmazva, amely során a rendkívül népszerűvé vált jellemző, a KUBLER-féle „kristályossági fok" alkalmazhatóságának feltételeit kívánják ellenőrizni.

A mállási és szedimentációs folyamatokban keletkező kevert rétegű fázisok általános kis szemcsenagyságára alapítva LEIKINE és VELDE javasolják, hogy az *agyagfrakció leválasztásánál* használatos 2μm-es határt célszerű volna 1μm-re, vagy még lejjebb, 0,35 μm-re leszállítani.

A *kevert szerkezetek* röntgendiffrakciós meghatározását segítik elő MORELLI és MATTIAS, valamint WEIR és RAINER számított diffraktogramjai különböző típusú szélső tagok és különböző szabályosságú rétegsorrendek esetére. Speciális kérdéseket vetnek fel a triász jellegzetes klorit-montmorillonit típusú kevert szerkezetei (RUIZ AMIL és CABALLERO LOPEZ-LENDINEZ), valamint a kaolinit-szmektit (montmorillonit) közberétegződések, amelyek egy újabb előfordulását ismerhetjük meg a Párizsi-medence paleogénjéből (LUCAS, THIRY).

A nem szorosan véve földtani tárgyú előadások nagy része mesterséges *agyagásvány-szerves komplexekkel* foglalkozott. Ezek természetes előfordulásai nagyon kevéssé ismertek még. Felismerésüket fogja megkönnyíteni ELTANTAWY mikro-DTA módszere és az ezzel kapott adatok.

Az egyes *üledékes képződmények* agyagásványainak földtani értelmezésében általában erősen tükröződik a francia iskola és személy szerint MILLOT professzor, a konferencia elnökének hatása. Jól mutatja ezt a spanyolországi triász vizsgálata, ahol mind a gyengén kristályosodott illit + klorit + montmorillonit + kevert rétegű + kaolinit együttes (CABALLERO, MARTIN VIVALDI), mind az erősebben diagenetizált illit + klorit asszociáció (LINARES, HUERTAS) genetikai magyarázata lényegében a MILLOT-féle „Agyag-földtan"-on alapszik. Hasonlóan jellegzetes „francia téma" volt a vasdús agyagásványok (berthierin, glaukonit) képződési feltételeinek vizsgálata (Franciaország és Algéria középső-krétájában, VELDE). A spanyol triászra vonatkozó vizsgálatokat különben jól kiegészíti a permo-triász üledékes sorozat aljzatát képező kristályos kőzetek felszínén kialakult vastag mállási kéreg tanulmányozása (VIRGILI, PAQUET).

A *szmektitek* diagenetikus átalakulására hoz újabb példát HELING a németországi Rajna-árokból, amit a hőmérséklettel hoz kapcsolatba. Egy szintén sokat vizsgált téma, a paleozóos (főleg szilur) kálium-bentonitok kérdésének tisztázásához járulnak hozzá BASHAM és MORGANS egy angliai lelőhely részletes leírásával. A spanyolországi andezites vulkanizmus Magyarországról is jól ismert átalakulási termékeivel (montmorillonit, illit, mordenit, krisztobalit) és azok képződési körülményeivel foglalkoznak MARTIN VIVALDI és LOPEZ AGUAYO, valamint LINARES és munkatársai.

Váltakozóan keleti és nyugati *ősföldrajzi* hatásokat mutatott ki RADAN a romániai Keleti Kárpátok külső zónájának miocén molassz üledékeiben. Itt a mindig nagy mennyiségben jelenlevő illithez felváltva keleti eredetű, az Orosz-tábláról érkező klorit és nyugatról, a Kárpátok miocén vulkáni zónájából eredő montmorillonit társul. Sok szempontból hasonló viszonyokat mutat egy a konferencián bemutatott *recens üledékgyűjtő*, a Tirrén-tenger (TOMADIN). Ez is a „domináló illit" provinciájába esik, amelynek egyik oldalán az illit a „kristályos" lehordási területről származó klorittal társul, másik oldalán viszont a montmorillonitosan bontott vulkáni termékek hatása mutatkozik. Itt azonban még az afrikai kontinensről eolikus úton szállított kaolinit is jelentős szerepet játszik.

A *speciálisabb témák* közül érdemes még megemlíteni norvég kutatók (AAGARD és ROALDSET) előadásait az agyagásványoknak a lantanidák geokémiájával való kapcsolatáról, valamint BRINDLEY és MAKSIMOVIĆ munkáját a Ni-szerpentinek szerkezetére és nómenklatúrájára vonatkozólag.

SZOCIALISTA ORSZÁGOK PALEONTOLÓGUS KÜLDÖTTEINEK ÖSSZEJÖVETELE LENGYELORSZÁGBAN

NAGY LÁSZLÓNÉ

A BIOLÓGIAI TUDOMÁNYOK DOKTORA

A Csehszlovák Paleontológiai Bizottság kezdeményezésére 1973. X. 15-én Prága mellett Liblicén Bulgária, Csehszlovákia, Lengyelország, Magyarország, a Német Demokratikus Köztársaság paleontológusainak képviselői megbeszélést tartott a KGST-országok szervezett paleontológiai együttműködésének megvalósítása érdekében. A résztvevők vázolták a paleontológia művelésének szervezett lehetőségeit és főbb eredményeit országukban, és megbeszélték a paleontológia más, rokon tudományokhoz, valamint a IUBS és IUGS stb.-hez való kapcsolatát. Ezeken kívül szervezeti kérdésekben hoztak elsősorban határozatokat azért, hogy az együttműködéssel a paleontológia tudományának hatékonyságát elősegítsék a KGST-országok népgazdasági érdekeit szolgáló kutatásokban. (A határozatok a Földtani Közlöny 1974, 4. számában p. 494—495 megjelentek.)

E határozatok értelmében, a Lengyel Tudományos Akadémia meghívására 1974. október 4—5-én Varsóban ismét ülést tartott a bizottság, kiegészülve a Szovjetunió képviselőjével. Itt B. S. Sokolov professzor beszámolt a Szovjetunió paleontológiai helyzetéről. A Szovjetunióban 2400 paleontológus van, a Geológiai Egyesületnek paleontológiai szakosztálya van, s az Összövetségi Tudományos Akadémián a paleontológia a biológiai osztályhoz tartozik. A paleobotanikai bizottság mellett palynológiai és paleobiológiai bizottság is működik. A Szovjetunió Paleontológiai Bizottsága mint regionális bizottság, az IPA tagja.

Bulgáriában megalakult a Paleontológiai Bizottság. Az NDK-ban, a Geológiai Nemzeti Bizottságba egy paleontológus került be és Lengyelországban a Geológiai Egyesületben paleontológiai szekciót alapítottak.

Megállapodtak abban, hogy kicserélik az együttműködő országok paleontológusainak és azok kutatási területeinek jegyzékét és tájékoztatják egymást rendezvényeikről.

Megállapodtak a bizottság nevében: *Consultative Paleontological Comission of Central and Eastern European Socialistic Countries* elnevezés látszott legalkalmasabbnak.

A következő ülést Bulgáriában 1976. júniusában tartják. Elnöke: Prof. V. Cankov akadémikus, titkára Prof. Ch. Spasov.

A szervezési kérdések megbeszélésén kívül három témát jelöltek ki a következő ülésen való megvitatásra:

1. The role of the paleontology in geology and biology. B. S. Sokolov és A. Urbanek a téma felelősei.

2. New approaches, methods in the paleontology, paleobotany. A. Urbanek és E. Nagy a téma felelősei.

3. Development in the paleontology. (Az utolsó 3 év kimagasló eredményei.)

A GEOFIZIKA PERSPEKTÍVÁIRÓL A MGE 20. SZIMPÓZIUMÁN

ÁDÁM ANTAL
A MŰSZAKI TUDOMÁNYOK DOKTORA

1975. szeptember 15 és 19 között Budapesten és Szentendrén rendezte meg a Magyar Geofizikusok Egyesülete a bolgár, a cseh, a lengyel és az NDK-beli geofizikai szervezetekkel közösen 20. Geofizikai Szimpóziumát. A szimpózium védnökségét az MTA Föld- és Bányászati Tudományok Osztálya vállalta. A szimpózium tárgya: „*A geofizika perspektívái az elmúlt 20 év alatt elért eredmények tükrében*".

Az ünnepélyes megnyitón Tárczy-Hornoch Antal akadémikus a Magyar Tudományos Akadémia szerepét méltatta a geofizikai tudományok fejlesztésében. Barta György akadémikus pedig intézményeink szakmai-szervezeti fejlődését, kiemelkedő tudományos eredményeit, oktatáspolitikánkat, geofizikai műszergyártásunkat mutatta be a felszabadulás óta. Ezek a számvetések a hazai geofizika rohamos fejlődéséről tanúskodnak, amely a maga területén hű tükörképét adja a XX. század közepe robbanásszerű fejlődésének. A Magyar Tudományos Akadémia kezdettől fogva ösztönzője volt ennek a folyamatnak

A szentendrei előadások átfogták szinte valamennyi geofizikai kutatási területet és módszert. Közülük súlyuknál fogva kiemelkedett a szeizmika, a mélyfúrási geofizika, valamint a geoelektromos módszer. A mélyszerkezeti geofizika, amelyet ma még gyakran „általános geofizikának" nevezünk, szintén jelentős szerephez jutott az előadásokban. Ez egyrészt azt jelzi, hogy kutatásaink egyre mélyebb szintek felé haladnak, másrészt pedig a geonómia révén felismertük a földkéreg mélyebb részének és a felső köpenynek szoros oksági kapcsolatát a felszínközeli földtani és földfizikai jelenségekkel, a tektonikától a hasznosítható nyersanyagtelepekig.

E súlyponti témákhoz nem kapcsolódó előadások is hoztak a szakma számára alapvetően érdekes információt, vagy gondolatot, például a geotermikus energiatermelés problémája és hazai perspektívái (Stegena), továbbá Savić professzor anyagszerkezeti elmélete.

A műszerkiállításhoz csatlakozó előadások érzékeltették azt a nagymérvű technikai fejlődést, amelynek a műszer- és számítógépiparban tanúi vagyunk.

A szeizmikában a kutatás jelenlegi fázisában az általánosan megfogalmazható cél a digitális szeizmika eredményeinek minőségi javítása modern

MTA X. Osztályának Közleményei 8/1—2. 1975

hullámkeltési (vibroseis), feldolgozási és értelmezési módszerekkel. Nagy felbontású sebesség-információt várunk a szeizmikától nemcsak az idő-adatoknak mélység-adatokká való jobb konvertálása, hanem a litológiai szénhidrogénkutatás céljából is (HYDE). Ennek a szolgálatában áll a terítési rendszerek optimális megválasztása is (KÉSMÁRKY). Ezt a munkát segítik a kisméretű számítógépekre írt programcsomagok, amelyek a geofizikus interpretációját akár teljes szintétikus szeizmikus képpé állítják össze (FEIR).

Lényegében hasonló célkitűzések mutatkoznak a nagymélységű geoelektromos kutatásban, ahol mesterséges térrel végzett szondázás frekvenciájának finom hangolásától a szénhidrogén telepek (gáz) elhatárolását, illetve litológiai változások kimutatását várják (NAGY, VIDA, ZIMÁNYI).

A geofizikai matematikában (újabb nemzetközi szóhasználattal geomatematika) a térképtranszformációkon kívül az inverz feladat megoldására láttunk reális, a lehetőségekkel józanul számot vető példát a gravitációban (MESKÓ). Találkoztunk egyelőre általánosan megfogalmazott információ- és modell-elméleti elképzelésekkel is (SALÁT, DRAHOS).

Főként bolgár kutatók méltatták az érckutatásban a geofizika gazdaságosságát, amely a fúrási tevékenység és a kutatási költségek jelentős csökkenésében nyilvánul meg.

Végül néhány rendkívül érdekes földtani szerkezet, tektonikai alakzat geofizikai kutatását kell megemlíteni. Ilyen a Nyugat-Rodopében a Mesta árok mélyszerkezete, amely a közbülső masszívumok orogenetikus fejlődési mechanizmusának megismerését szolgálja (TASEV). A hazai hidrogeológiai kutatások számára is fontos információt tartalmaz az É—D irányú Zázrivá-Revucá törésrendszer részletes geofizikai vizsgálata. A törésrendszer a lengyel határtól kiindulva keresztezi Közép-Szlovákia vulkáni területét és délen Magyarország felé folytatódik. A kutatások több új termálvíz-forrás feltárását tették lehetővé (ZBORIL, FRANKO, PLANCÁR).

„A középcsehországi pluton mélyszerkezete, petrogenezise és elhelyezkedése" c. előadásában TOMEK bemutatta az európai variszkuszi orogenezis egyik legkomplikáltabb intruzív komplexumát, amelynél az összes batolitok közelítőleg a kéregvastagság felét teszik ki.

KÖNYVISMERTETÉSEK

MISKOLCZI L.: **Kéregmozgások vizsgálata szabatos szintezéssel.** (Akadémiai Kiadó, Budapest, 1973.)

„Mihelyt a geodéziai és a geofizikai méréstechnika századunk derekán bekövetkezett gyors fejlődése megcsillantotta a mai földkéregmozgások közvetlen mérhetőségének reményét, a probléma rögtön a tudományos érdeklődés előterébe került . . ."

Miskolczinak eme mondata jól jellemzi könyve fontosságát és időszerűségét.

A terjedelmes szakirodalomban, tudomásom szerint nincs egy mű sem, amely oly átfogóan, minden részletet olyan gyökeresen elemezve tárgyalná a földkéregmozgások geodéziai vizsgálatának módszerével összefüggő valamennyi kérdést, mint ahogy ezt MISKOLCZI teszi. Így a könyv részben e tárgykör továbbfejlesztése új gondolatok, javaslatok révén.

A könyv bevezetése szerint a földkéreg mozgásának vizsgálatában, különösen pedig a mozgások mértékének megállapításában jelenleg a geodéziának jut a legfontosabb szerep. A mai adottságok elsősorban a mozgások függőleges összetevőjének elfogadható pontosságú mérését teszik lehetővé, ennek a műveletnek pedig a szabatos szintezés az eszköze.

Az *1. rész* általánosságban tárgyalja a földkéreg mozgásait. A szerző szabatosan meghatározza, hogy mit ért a földkéreg fogalmán, és miféle mozgásokat tekint kéregmozgásoknak. Ezek a részletesen megindokolt definíciók a könyv használhatósága szempontjából nélkülözhetetlenek. Jól áttekinthető összefoglalást találunk a földkéregmozgások okairól is.

A *2. rész* a földkéregmozgások vizsgálatának lényegével foglalkozik. Felsorolja, hogy a tudomány és a gyakorlat mely problémái szükségelik a kéregmozgások megismerését, majd rátér a geológia és geofizika ilyen természetű vizsgálatainak lehetőségeire és értékelésére.

A *3. rész* („A mai vertikális földkéregmozgások meghatározása szabatos szintezéssel") összefoglalja és bírálja a módszereket, felsorolja a külföldön elért, figyelmünkre méltó eredményeket, majd részletezi és értékeli azokat a vizsgálatokat, melyeket hazánkban végeztek e tárgykörben.

A *4. rész* módszeresen fejtegeti a mai vertikális kéregmozgások vizsgálatára létesítendő speciális szintezési hálózatok problémáit. Tárgyalja a hálózat tervezését, ezen belül a hálózat kívánatos sűrűségét. Bevezeti a minimális, a maximális és az optimális sűrűségű hálózat fogalmát, gazdaságossági, mérési, számítástechnikai szempontokra, valamint a tudományok és a gyakorlat igényeire is tekintettel. Tájékoztat a tervezett magyar mozgásvizsgálati hálózatról. Javasolja, hogy az országos elsőrendű szintezési hálózatunkat helyettesítsük kéregmozgási hálózattal, ebbe pedig szervesen kapcsoljuk be országos másod- és harmadrendű hálózatunk vonalait. Helyes irányelveket ad a speciális hálózat vonalvezetésére. Ismerteti a régebbi és az újabb alapponttípusokat, jó rendszerezéssel elemzi a kéregmozgás hatását a magasságjegyekre. Megfogalmazza, világosan magyarázza az állandósítás fő szabályait, tanácsokat ad gyakorlati alkalmazásukra.

A könyvben az *5. rész* („A mozgásvizsgálati szintezési vonalak mérése") a legterjedelmesebb. A szintezés pontosságának fokozásával foglalkozik. Vizsgálja, hogy a kéregmozgási szintezési hálózat méréséhez melyek a legalkalmasabb szintezőműszerek. Újszerűen elemzi a műszermozgásnak a szintezés eredményére való hatását. Fejtegeti a különböző szintezőléctípusok előnyeit és hátrányait. Összehasonlítja a fa- és vaskötőpontok használhatóságát. Új javaslatai közül megemlítjük azt a gondolatot, hogy a szintezés eredményének megbízhatósági intervalluma szűkíthető, ha a hálózat kezdőpontját „kezdővonallá" fejlesztjük. Analizálja a mérési munka gazdaságosságát és termelékenységét, majd összefoglalja a szóba jöhető mérési módokat.

A *6. rész* a kéregmozgási hálózat újraszintezésével foglalkozik. Két lényeges kérdést igyekszik tisztázni: az egyik az, hogy mekkora időköz legyen két egymást követő szintezés között, a másik pedig, hogy miként hajtsuk végre a hálózat újraszintezését.

A *7. rész* a kéregmozgásvizsgálat számítási munkáit részletezi. Először a szabályos hibák korrekcióit (léckomparálási javítást, normáljavítást, asztronómiai javítást) ismerteti, majd

a hálózat kiegyenlítésének módozatait tárja elénk. Hét módszert ismertet, utolsónak egy teljesen új, az eddigiektől lényegében eltérő, szellemes módszerre tesz javaslatot.

A *8. rész* a vertikális elmozdulások ábrázolásának módjáról és a kéregmozgási térkép tartalmáról, valamint megbízhatóságáról szól.

A *9. rész*ben azt mérlegeli, hogy összetevőkre bonthatók-e a vertikális elmozdulások a mozgás oka szerint. Mértéktartó, megfontolt, a valóságnak megfelelő a végső következtetés: „Hangsúlyozzuk, hogy amit az eredő elmozdulások komponensekre bontásáról elmondottunk, olyan elképzelés, amelynek megvalósításához ma még számos tekintetben nincsenek meg a feltételek; meg vagyunk azonban győződve, hogy a földtudományok művelőinek együttműködésével a jövőben mindezek a feltételek megteremthetők."

Nyereség ez a gondosan szedett, szépen tipografált, tetszetős köntösbe burkolt kiadvány. Tömören, jól érthetően fogalmazott tartalma mindenben megfelel a tudomány mai állásának.

DR. REGŐCZI EMIL

BISZTRICSÁNY EDE: **Mérnökszeizmológia** (Akadémiai Kiadó, Budapest. 1974.)

A földrengés az egyik legsúlyosabb természeti csapás, amely a történelem során a legtöbb áldozatot követelte mind emberéletben, mind anyagi javakban.

Érthető tehát, hogy a földrengés elleni védekezés régi — de az utóbbi évtizedek biztató eredményeitől eltekintve eddig meg nem oldott — problémája az emberiségnek.

Az előre nem tudható — jelezhető — hirtelen bekövetkezés és az ismeretlen intenzitás miatt inkább sorscsapásként, mint megismerhető fizikai jelenségként kezelték.

A védekezés kezdeti primitív próbálkozásai két ok miatt szinte teljesen eredménytelenek maradtak.

Egyrészt nem ismerték a földrengés építményekre gyakorolt hatásának fő jellemzőit, másrészt merev, nagytömegű, nem eléggé homogén szerkezetű épületeket terveztek.

A kérdésben gyökeres és kedvező fordulatot hoztak az utóbbi két-három évtized kutatási eredményei, melyek két fő területen folytak, ill. folynak.

A geofizika-geológia (mérnökgeológia), és *az épületdinamika.*

E két terület — mint tudományos határterület — együttese a „Mérnökszeizmológia". E fiatal tudományág alkalmazásával a földrengés elleni védekezés napjaink realitása.

Érthető, hogy a „Mérnökszeizmológia" mint alkalmazott tudományágat elsősorban a szeizmikus zónákkal rendelkező országokban, mint Japán, SZU, USA stb. művelték ki. A kutatásokat nemzetközi összefogással, ill. támogatással — pl. UNESCO — végzik jelenleg is.

Az eredményeket számos kongresszus, publikáció és könyv ismerteti. Továbbá a szeizmikusan veszélyeztetett országokban érvénybe léptek a legutóbbi években kidolgozott építési és méretezési előírások, melyek betartása szigorúan kötelező.

Mindezek után joggal merülnek fel a hazai helyzettel kapcsolatos kérdések: mindenekelőtt miért van szükség hazai viszonylatban egy „Mérnökszeizmológia" könyv megírására, ill. kiadására.

Magyarország nem tartozik az intenzív földrengésveszélyes zónák egyikébe sem. Viszont nem annyira mentes, hogy ezt a kérdést teljesen figyelmen kívül lehetne hagyni.

Erre utal a könyv előszava is: „Magyarországon ugyan nincsenek nagy területre kiterjedő pusztító rengések, de városrészeket, falvakat erősen megrongáló földmozgásokkal bizony számolnunk kell, ahogy ezt az utolsó hetven év tapasztalata meg is mutatta."

Az utóbbi években — ipari létesítményeinket is óvandó — több szabályzati, ill. műszaki előírás jelent meg, egyes építmények, ill. épületek szeizmikus hatásra való vizsgálatáról Magyarországon is.

A magyar méretezési előírás MSz 15022/72 kötelezővé teszi — egyes övezetekben — a földrengéshatás figyelembevételét.

BISZTRICSÁNY EDE: „Mérnökszeizmológia" c. könyve így a legjobbkor jelent meg. Magába foglalja mindazokat a tudnivalókat, melyek szükségesek a földrengés elleni védelem célszerű és gazdaságos megvalósításához.

A szerző 10 fejezetben foglalja össze a mérnöki szeizmológia lényegét. Átfogó képet ad a legújabb kutatási eredményekről. A kapcsolódó határterületek, mint a geofizika-geológia-mechanika-szilárdságtan és dinamika, igényes, világos felépítésű szintézisét adja. A határterületeket egy homogén anyaggá dolgozza össze, amely nemcsak az elméleti, de a gyakorlati ember számára is hasznos, használható anyag a hazai földrengés elleni védelem területén.

Vázlatosan utalok a könyv azon fejezeteire, melyek a hazai érdeklődők számára lényegesek és amelyek a külföldi szakirodalomban sem találhatók meg ilyen céltudatos csoportosításban.

A 2. fejezet, amely a rugalmas hullámokat tárgyalja, a mérnök számára is érdekes, érthető módon tárgyalja e fizikai problémát. A szilárdságtan módszereivel indítja, a lineáris és síkbeli feszültségi állapot után a térbeli feszültség és alakváltozás tenzor felhasználásával írja fel a rugalmas féltérben kialakuló hullámfajtákat, illetve azok fizikai jellemzőit, majd sor kerül a különböző földrengéserősségi skálák ismertetésére.

Tervezőmérnök számára is érdekes és hasznos a *4. fejezet*, melyben a földrengéserősség és az altalajviszonyok között fennálló kapcsolatokat ismerteti. Ezek alapján el lehet dönteni egy adott vagy várható földrengés erősségének változását.

Az *5. fejezet* a magyarországi földrengésveszély kérdéseit tárgyalja. A közölt gyakorisági erősségi és várhatósági térképek a kérdéssel foglalkozók számára elsősorban azért fontosak, mert az utóbbi időben eléggé meg nem alapozott indokkal olyan területeken is figyelembe kívánják venni a földrengésveszélyt, ahol ez egyáltalán nem indokolt.

A *6. fejezet* a szeizmikus hullámok építményekre gyakorolt hatását tárgyalja a műszaki lengéstan és az épületdinamika módszereivel. Szemben a korábbi szemlélettel — amely egy statikusan túlmerevített, ill. túlméretezett szerkezeti rendszer kialakításában vélte megoldani az építmények szeizmikus hatás elleni védelmét — az olvasó egyértelmű utalást kap arra, hogy dinamikus hatást csak a dinamika módszereivel lehet célszerűen kezelni.

A fejezet végén „A szeizmikus tervezés pontossága és egyszerűsítése" c. pont új megvilágításban tárgyalja a kérdést. Az érvényben levő szabályzatokkal és előírásokkal szemben a vizsgált szerkezeti rendszernek nem a szabadlengéshez tartozó alakváltozásából és gyorsulásából számítja a szeizmikus erőket, hanem a lökésimpulzus hatásideje alatt kialakuló tranziens válaszfüggvény értékeivel számol. A valóságot ez a felfogás írja le jobban, mivel a rendszer szabadlengése csak a tranziens hatás megszűnte után tud kialakulni, ha az közben tönkre nem ment, a kényszermozgásból keletkező igénybevételek hatására.

A *8. fejezet*ben az építési szabványok főbb előírásaiból kapunk képet.

A *9. és 10. fejezet* a mérnök számára kevésbé, de a geofizikus számára hasznos információkat közöl a földrengésadatok meghatározására és a szeizmográfok elmélete és alkalmazása területéről.

Összegezve: Bisztricsány Ede: „Mérnökszeizmológia" c. könyve hazai viszonylatban a legjobb időben került kiadásra. Igen jól megírt, mind az elméleti kutató, mind a gyakorlati tervező számára hasznos, szép könyvet kaptunk kézhez.

Mint az első ilyen tárgyú hazai kiadvány nagyban segíti a szeizmológus és mérnök munkáját annak a szép és nemes feladatnak elvégzésében, hogy célszerű, gazdaságos tervezéssel biztosítani tudjuk hazai viszonylatban a szeizmikus hatás elleni védekezést. Igen nagy segítség ez a könyv továbbá az egyre gyakoribb export tervezési megbízásoknál is.

CSÁK BÉLA

A kiadásért felel az Akadémiai Kiadó igazgatója. Műszaki szerkesztő: Agócs András
A kézirat nyomdába érkezett: 1976. IV. 8. — Terjedelem: 20,3 (A/5) ív

76.3053 Akadémiai Nyomda, Budapest — Felelős vezető: Bernát György

TARTALOM

A NEMZETKÖZI GEODINAMIKAI PROGRAM MAGYAR NEMZETI BIZOTTSÁGÁNAK 1974. ÉVI MUNKAÉRTEKEZLETE

Szádeczky-Kardoss Elemér: Az univerzális ciklustörvény 1
Szádeczky-Kardoss Elemér: A kéregmozgás-vizsgálatok nemzetközi mérlege 13
Barta György: Az IGP 6. munkacsoportja hazai bizottságának tevékenysége és tudományos eredményei 21
Béll Béla — Bodolainé Jakus Emma — Endrődy Gabriella — Kozák Béla: A planetáris határréteg kutatása Magyarországon 25
Géczy Barnabás: A jura-időszak klímája lemeztektonikai megvilágításban 41
Bartha Gábor: Lokális kéregmozgások vizsgálata az árapály-kutatásban 45
Szolnoki János: Baktériumok szerepe a fémek mobilizációjában és felhalmozódásában 51
Posgay Károly: Földkéreg és -köpeny kutatása az Eötvös Loránd Geofizikai Intézetben 59
Balogh Kadosa: A K-Ar módszer hazai alkalmazásának lehetőségei 61
Kis Károly: Összefoglalás az ELTE Geofizikai Tanszékén, a Geodinamikai Program keretében, a paleomágneses vizsgálatok terén végzett munkáról 63

AZ MTA FÖLD- ÉS BÁNYÁSZATI TUDOMÁNYOK OSZTÁLYÁNAK A MAGYAR—SZOVJET TUDOMÁNYOS ÉS MŰSZAKI EGYÜTTMŰKÖDÉS 25. ÉVFORDULÓJA ALKALMÁBÓL RENDEZETT ÜNNEPI ÜLÉSE

Szádeczky-Kardoss Elemér — Elnöki megnyitó 65
Geraszimov I. P.—Zsivago A. V.—Korzsujev Sz. Sz.: A globális lemeztektonika geomorfológiai és ősföldrajzi aspektusai 67
Pécsi Márton: A Kárpát-Balkán térség geomorfológiai térképéről (1 : 1 000 000) 83
Barta György: A Föld mágneses tere okáról 105

AZ MTA 1975. ÉVI KÖZGYŰLÉSÉNEK OSZTÁLYÜLÉSI ELŐADÁSAI

Szádeczky-Kardoss Elemér—Tárczy-Hornoch Antal: Az Akadémia szerepe a földtudományok 150 éves fejlődésében 111
Barta György—Béll Béla—Pécsi Márton: A magyar földtudomány szerepe a nemzetközi együttműködésben 129
Fülöp József—Nemecz Ernő—Zambó János: A föld- és bányászati tudományok szerepe ásványkincseink feltárásában 145

EGYÉB TUDOMÁNYOS ÉRTEKEZÉSEK

Tárczy-Hornoch Antal: A geodézia a Föld dinamikus jelenségeinek mérése szolgálatában 151
Savić P.—Trifunović D.: Földmodell a nagy nyomás alatt álló anyagok elmélete alapján 159
Barta György: Megjegyzés P. Savić és D. Trifunović földmodell elgondolásához 179
Bodzay István: A szénhidrogén genezis és a prognózis 183
Bencze Pál—Mészáros Ernő: A légkör szerkezete és felosztása. A nómenklatúra kérdései 209

KONGRESSZUSI BESZÁMOLÓK

Viczián István: Az európai agyagásvány-csoportok 2. konferenciája. Strasbourg, 1974. 223
Nagy Lászlóné: Szocialista országok paleontológus küldötteinek összejövetele Lengyelországban 225
Ádám Antal: A geofizika perspektíváiról a MGE 20. szimpóziumán 227

KÖNYVISMERTETÉSEK

Regőczi Emil: Miskolczi L.: Kéregmozgások vizsgálata szabatos szintezéssel 229
Csák Béla: Bisztricsány E.: Mérnökszeizmológia 230

Ára: 45,— Ft

Megjelent 1976. XI. 30.

Index: 26.510

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,
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 *Acta Geodetica, 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.

GEONÓMIA és BÁNYÁSZAT

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

8. kötet 3–4. szám
1975

AKADÉMIAI KIADÓ · BUDAPEST ·

MEGNYITÓ „A FÖLD ANYAG- ÉS ENERGIAÁRAMLÁSAI" V. ANKÉTJÁN

SZÁDECZKY-KARDOSS ELEMÉR
AKADÉMIKUS

Üdvözlöm a Magyar Tudományos Akadémia a „*Föld Anyag- és Energiaáramlásai*" c. munkálatainak *V. Ankétját* és azt megnyitom.

Noha ankétjaink célja kezdettől fogva a különféle földtudományos eredmények közti összefüggések vizsgálata és általában ezen tudományok közti kapcsolatok keresése volt és ezért azokat esetenként a határtudományokkal is kiegészítettük, a szakmák ilyen széles spektrumával nem működtünk együtt. A tudósok e széles köre, valamint ankétunk többszörösen jubiláris jellege bizonyos megkülönböztetett sajátságot ad összejövetelünknek. V. Ankétunkat Hazánk felszabadulásának 30. évében tartjuk, amikor akadémiai Osztályunk 10 éves fennállásához, az Osztály tudománykörébe eső MTA Intézetek egy részének 20 éves jubileumához érkezett.

Illő és szükséges, hogy e különféle évfordulók nem véletlen jellegű összefüggéseit összefoglalva megvilágítsuk, hogy azok mennyiben vezettek jelen ankétunkhoz, másrészt ez összefüggések kiépítésében résztvett elhunyt tudósainkról megemlékezzünk.

A közös látásmód a felszabadulással megindult országépítéshez adható szakmai hozzájárulás alapvető kérdéseiben néhány geológust, így elhunyt nagyjaink közül VADÁSZ ELEMÉRT, PANTÓ GÁBORT, KERTAI GYÖRGYÖT és a geofizikus EGYED LÁSZLÓT gyakori eszmecserékre serkentett. Közösen vallottuk, hogy az ország felépítésében annyira nélkülözhetetlen hasznosítható ásványi nyersanyagok kutatásában nem lehet többé csupán közvetlen lokális vizsgálatokkal megelégedni, a fokozódó igények kielégítéséhez azok szélesebb kőzettani, geokémiai és földtörténeti összefüggéseinek megismerése szükséges. A részlet-geológiai vizsgálatok mellett át kell térni a szélesebb földtudományi, ahogy a geonómiát akkor neveztük, „hologeológiai" alapozásra, amint az a világ néhány más pontján is megindult.

Az én feladatom volt annak kifejtése, hogy e folyamatokban — a hasznosítható ásványtelepek-, kőzetek képződésétől kezdve az egész Föld fejlődéséig — döntő szerepet játszik az *elemek migrációja*, tehát az olvadéktömegek (magmák), a vizes oldatok, és a kristályszerkezeti-hibahelyeken keresztül az egyes ionok vándorlása. Ennek vizsgálatát jelöltük meg alapszempontként

a Magyar Tudományos Akadémia 20 évvel ezelőtt javaslatunkra megalapított Geokémiai Labor munkájában.[1]

A főprobléma e vizsgálatokban az volt hogy a hasznosítható ásványi telepek és kőzetek, általában a szilárd fázisok képződése, megfigyeléseink és kísérleteink szerint illó anyagok aktíváló hatására megy végbe, amelyek azonban a természetben a kristályosodás során rendszerint eltávoznak a rendszerből, eltűnnek a geológus szeme elől.[2]

A szilárd és az illó fázisoknak a mindinkább kiszélesedő transzvaporizációs elvben megfogalmazott kölcsönhatása alapján feltehető volt, hogy a szilárd Föld és annak illó burka, az atmo- és hidroszféra valamilyen mélyreható kapcsolatban együtt fejlődik.

Kívánatos volt tehát az ezeket vizsgáló különféle földtudományok rendszeresebb együttműködése, amihez azonban még nem volt megfelelő szervezetünk. Az ezt segítő önálló föld- és bányászati tudományok akadémiai osztályáért főleg VADÁSZ ELEMÉRrel együtt vívott küzdelem 1965-ben vezetett eredményre. Az új osztályban kidolgoztuk először a hazai szilárd-földtudományi vizsgálatok kiemelt feladattá minősült koncentrált első tervét „*Az ország természeti erőforrásainak kutatása és feltárása*" címen, majd a különféle hazai földtudományok közvetlen kapcsolására BARTA GYÖRGY és BÉLL BÉLA akadémikusokkal és az azóta elhunyt BACSÓ NÁNDOR professzorral kialakítottuk a „*Föld anyag- és energiaáramlásai*" című együttműködési formát, amelynek most kezdtük meg az V. ankétját.

A komplex kutatáshoz vezető és akkor még teljesen ismeretlen út megtalálását szaktársaink lelkes munkája mellett más körülmények is segítették. Az egyik hazánk, ill. a Kárpáti medencerendszer földszerkezeti és geográfiai egysége, amely különféle zavaró körülmények kizárásával a földfelszíni áramlási rendszerek viszonylag egyszerű kifejlődését biztosítja. Másrészt ugyanezen időben, az 1960-as években az óceáni felsőkéreg mélyfúrásos megismerésével sokoldalú alátámasztást nyert a merev szilárd litoszférának a Föld mélyebb

[1] Előző és az itt végzett kutatásaink szerint az elemek migrációját a kémiai elemeknek legegyszerűbben az ionpotenciálok segítségével jellemezhető belső sajátságai, továbbá a 3 termodinamikai intenzív tényező, a hőmérséklet, nyomás és a koncentráció, ill. a kémiai potenciál, valamint a földtani szerkezeti dinamizmus határozza meg.

[2] Megállapítottuk, hogy az illótartalmú zárt rendszerben a hőmérséklet és nyomásváltozás hatására mélyreható a kőzetátalakulás történhet. Azonban nyílt rendszerben, amelyekből az illók a növekvő nyomás és hőmérséklet hatására eltávoznak, ez nem megy végbe. Az illóknak ez a sajátsága az illókban különösen gazdag üledékes kőzeteket, kőszeneket, agyagpalákat a mélységi átalakulás érzékeny mérő eszközeivé teszi és így az ilyen üledékes kőzetek vizsgálata alapján mintegy a mélybe pillanthatunk, a kőzetátalakulás különböző fokozatainak nyomás- és hőmérsékletértékeit elméletileg levezethetjük.

Később mindez széles körű hazai és nemzetközi kísérleti vizsgálat tárgyává lett. A kísérletek és a természetes érc- és kőzetanyagok vizsgálatában mind finomabb műszerezésre volt szükség. Így születtek meg Laborunkban különféle más részlegek mellett — a műszerbeszerzés és a káderfejlesztés akkor nem csekély nehézségei leküzdésével — a spektrográfiai, majd röntgendiffraktométer és végül elektronmikroszonda-részlegeink, utóbbi DK-Európa első ilyen laboratóriumaként.

teste feletti nagyméretű horizontális eltolódása rendszere és így a régebbi kontinensvándorlási elmélet számos kőzettani és geofizikai mérési adaton alapuló modellé, az ún. *lemeztektonikává* fejlődött. E modellben az üledékeknek addig csak kísérletileg ismert átalakulása a kristályos palákon keresztül magmákká, ill. magmás kőzetekké földszerkezetileg, valamint időben és térben meghatározott, számítható folyamattá vált. Legfontosabb segítő tényezőnk azonban a világűrkutatás megvalósulása volt, ami elvezetett a Föld fejlődésének más égitestekkel való konkrét összehasonlításához.

Ankéti munkálatainkban már kezdetben megmutatkozott, hogy a különféle földi áramlások nem egyenletesek, hanem szabályosan visszatérő *ciklusokhoz* kapcsolódnak. A ciklusproblémának számos tudomány területén kiterjedt, régi, de egymásról többnyire keveset tudó nemzetközi irodalma van, tudományszakonként, sőt azokon belül néha szakemberekként változó terminológiával. Egy általános használatra alkalmas egyszerű egységes terminológiai javaslat után első feladatunk volt a nagyon különböző jellegű ciklusok rendszerezése. Az első rendszerezést a ciklusok idő-paraméterei alapján végeztük; később az időparaméterhez a térméretet is hozzákapcsoltuk. (A kérdést a „*Geonómia*" c. könyv előkiadásában már így tárgyaltuk.)

A mechanikai anyag legkülönfélébb ciklusos és ritmusos folyamatainak a tér és idő függvényében történt vizsgálata megmutatta, hogy az ultrahang, a hang és az infrahang (földrengés) egyazon lineáris összefüggés alakjában közvetlenül kapcsolódik az égitestek forgásaihoz, sőt a nem lineáris összefüggés szerinti keringéseihez és így párhuzamos rendszert alkot az elektromágneses rezgésekkel. Meglepetésünkre hasonló első fokú lineáris összefüggést találtunk a földfelszín néhány alapvető kémiai jellegű ciklusa esetében, beleértve a biológiai ciklusokat is. Kiderült azután az is, hogy az ún. organizációs szintek, vagyis az anyag általános hierarchiája, amelynek rendszeres vizsgálatára Dudich Endre hívta fel dolgozatával figyelmemet, közvetlenül kapcsolatban áll a ciklus rendszerrel és e rendszer által mélyrehatóan értelmezhető.

Indokoltnak látszott tehát a különböző új összefüggéseket az illetékes szakemberek elé tárni és külön ankéten kritikailag megvitatni. Ez valósul meg most. Köszönöm az Ankét előadóinak, hogy e munkában közreműködést vállaltak.

Annak, hogy új ciklus összefüggésekről a földtudomány tehet javaslatokat más tudománycsoportok felé, két fő oka van. Az egyik, hogy a ciklus-összefüggések túlnyomó része hosszú időtartamú és így alapadatai „kőbe zárva" elsősorban a geológia módszereivel kutathatók. A másik ok a földtudományok összekötő jellege egyrészt a kémia és fizika, másrészt a biológia közt. A Föld a földi életnek, vele az embernek és az emberi ismeretnek is életre hívója, meghatározója és állandó befolyásolója.

A tágabb értelemben vett ciklus-folyamatok vizsgálatának intenzív továbbfejlesztését indokolja ezek számos *gyakorlati vonatkozása* is, mindenek-

előtt az, hogy minden ciklus folyamatban az idő paraméterhez egy térparaméter, ill. a sűrűség és a hőmérséklet tekintetbevételével tömeg-paraméter rendelhető hozzá, s így az egyik ismeretében a másik számítható. Az új ciklus összefüggések tehát az egyes szaktudományokon belül is feltehetően újszerű kutatási módszerként, ill. irányként használhatók.

Másrészt az összefüggések kvantitatív jellege közös szigorú tudományos „nyelvezetet" nyújthat az egymással eddig lazábban összefüggő tudománycsoportok számára. Az új összefüggések egyértelmű használatát a különféle szaktudományokban lényegesen elősegíti, hogy ezek az összefüggések szemléletesen és matematikailag egész egyszerű, közérthető formában fogalmazhatók meg. Ugyanakkor a kapott számértékek kölcsönös ellenőrzést biztosítanak.

Mindezek eredményeképpen a ciklus-rendszer az információ-áradatban közös *rendező elv*vé fejleszthető. Emellett a ciklusok a tudományos előrejelzéseknek, ill. a prognosztikának egy eddig gyakran elhanyagolt közös bázisává válhatnak. Az sem lényegtelen, hogy ezek az összefüggések lehetővé teszik a tér és időbeli távkorrelációt, hidat vernek a kozmikus távolságok, ill. a múlt és jövő felé.

Jelen együttesünk természetesen még csak a lehetőségekhez vezető utat alapozza.

Ankétunk tehát *kísérlet* is a különféle szakmák együttműködésének fejlesztésére. Ezt az egyelőre még „nehéz műfajt" célszerűnek látszott a lényegesebb kérdésekre összpontosítva és a résztvevők limitált számával megrendezni. Ezért kértük egyrészt a célrairányított, kölcsönösen érthető tömör koncentrált tárgyalás módot és a bizonyító részletek mellőzését az előadásban, ezek fenntartását a magyar és angol publikálandó szöveg számára. Másrészt jelen ankétunknak előadási vonatkozásban nem adtunk nemzetközi jelleget, de tapasztalataink és megjelentetendő szövegeink kölcsönös áttanulmányozása után hasonló tárgyú ankét valószínűleg már a jövő évben nemzetközi szinten is megrendezendőnek látszik.

Tárgyukról a t. előadók egy részével előzőleg alkalmam volt megbeszélést folytatni, amelyek során hasznos gondolat felvetéseket kaptam. Engedjék meg, hogy ezekért Árkai Péternek, Balázs Bélának, Balogh Kálmánnak, Barta Györgynek, Béll Bélának, Bisztricsányi Edének, Dudich Endrének, Gánti Tibornak, Horváth Józsefnek, Marx Györgynek, Paál Györgynek, Pécsi Mártonnak, Póka Teréznek, Stegena Lajosnak, Szabolcs Istvánnak és az Ankét szervezésében adott segítségéért Horváth Andrásnak és Póka Teréznek itt is köszönetet mondjak.

CIKLUS—RITMUS ÖSSZEFÜGGÉSEK ÉS A TERMÉSZETI RENDSZEREK HIERARCHIÁJA[1]

SZÁDECZKY-KARDOSS ELEMÉR
AKADÉMIKUS

1. *Az univerzális ciklustörvény*

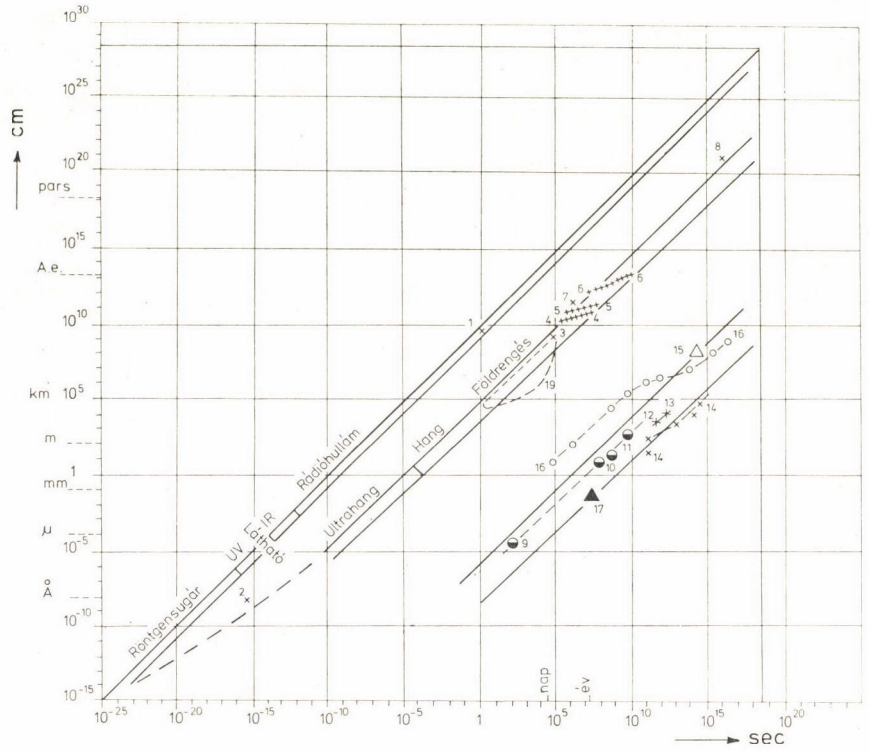
Az előző vizsgálat szerint (szerző 1974, 1975) a természet ciklus és ritmusfolyamatai lineáris egyenletrendszerrel kifejezhető egységet alkotnak. A ciklusoknak és ritmusoknak a lineáris egyenletek által meghatározott 3 fő csoportja a logaritmikus tér:idő koordinátarendszerben egymástól élesen elkülönített párhuzamos sávok alakjában jelenik meg (1. ábra). Az egy sávba tartozó ciklus- és ritmusfolyamatok tér- és időméreteinek aránya azonos. Így mindhárom fő csoport egy-egy a tér- és időparaméterek hányadosaiból alkotott határozott, sebességjellegű értékkel jellemezhető. A magasabb fokú egyenletek szerinti ciklusösszefüggések a lineáris rendszeren belül annak alávetve jelennek meg.

A légüres térben 300 000 km/sec — (legnagyobb) — sebességű ritmusok csoportját az ismert elektromágneses rezgések alkotják (*A-sáv*).

A mechanikai anyag egyszerű rezgései és ciklusai egy hasonlóan egységes de csak kb. $\sim$ 1 km/sec sebességű — második fő csoportot képeznek (*B-sáv*). Ide tartoznak az ultrahang, a hang, az infrahang, ill. a földrengéshullámok, másrészt az égitestek, ill. égitestrendszerek forgásai és keringései. A keringő rendszereknek a KEPLER III. törvénye értelmében az időparaméter második és a térparaméter harmadik hatványával meghatározott pályái is a *B*-ciklussávon belül jelennek meg, éspedig a sáv irányát és az időtengelyt felező egyenesek mentén.

A legkisebb kb. 0,1—10 millimikron/sec sebességű *C*-sávba a komplex kémiai, geokémiai, biológiai — és ezzel kapcsolatos földfelszíni folyamatok tartoznak, amelyek ez idő szerint egyedül a szilárd Föld felszínének közeléből ismeretesek. *C*-sáv jellemző folyamatai az agyagásványok képződése és az ezzel kapcsolatos igen sokféle többi jelenség: a kontinensek lepusztulása, a geomorfológiai formák képződése, a folyóvízi és egyes egyéb üledékek felhalmozódása, a nagyszerkezeti (tektonikai) és a rétegtani folyamatok (földtani emeletek), valamint az élet alapvető ciklusai. A *C*-sávbeli folyamatok a kon-

[1] Az MTA „A Föld Anyag és Energiaáramlásai" V. Ankétja vitaindító előadásának kibővített és az ankét egyes eredményei alapján továbbfejlesztett szövege.



1. ábra

centráció változással kapcsolatosak (*ptc*-függőek), szemben a *B*-sávban is megjelenő, csak nyomás és hőmérséklet (*pt*) változásoktól függő egyszerű „kémiai folyamatokkal" (olvadás, kristályosodás, szublimáció).[2]

A ciklus–ritmus összefüggések tehát a köznapi észlelet szerint egymástól függetlennek látszó, rendkívül változatos jelenségek rejtett kapcsolatait tárják fel, kvantitatíve meghatározott alakban. Együttesük így univerzális törvényt képvisel, amely összefüggést állapít meg a tartós (reverzibilis, azaz ritmusos és ciklusos) mozgások két alapvető paramétere a tér- és időméret között:

$$\lambda = vT\,,$$

ahol λ a ciklus, ill. ritmus térmérete (hullámhossz, vagy kétszeres körátmérő cm-ekben), T a ciklus, ill. ritmus időmérete (másodpercekben), v pedig egy sebesség jellegű arányossági tényező. (A T érték a frekvencia reciproka.)

[2] A víznek és származékainak túlsúlya (oldatképződés) azonban nagyságrendű koncentrációváltozásokat eredményez és így a *C* sávba vezet.

Az arányossági tényező értéke

az elektromágneses rezgések esetében $v \leq 3 \times 10^{10}$ (A-sáv),

a mechanikai anyag egyszerű ritmusai és ciklusai esetében $v \leq 2 \times 10^{5}$ (B-sáv),

a komplex kémiai—geológiai—biológiai folyamatok esetében $v \leq 10^{-6}$ (C-sáv).

A ciklusfolyamatok három csoportjának elkülönülése az alapvető energiafajták különbségeire vezethető vissza (szerző 1975, 1976). Itt e kapcsolatot csak röviden jellemezzük. A C-sáv ciklusai a kémiai kötéserők által összetartott részecskecsoportok lassú, diffúziós jellegű folyamatait képviselik. Ilyen folyamatokat alapvetően az agyagképződésnek a kémiai kötéserő hatótávolságait megközelítő igen finom méretű rendszereiben, ill. gyakori heterodiszperz elegyeiben megjelenő koncentráció különbségek tesznek lehetővé. A B-sáv kb. 11 nagyságrenddel nagyobb sebességű ciklus-ritmus folyamatai a gravitáció által összetartott anyagcsomók alapvető mozgásformái. Ezek a kémiai kötéserőnél sokkal gyengébbek (a gravitáció a leggyengébb kölcsönhatások közé tartozik), ezért hasonlíthatatlanul nagyobb hatótávolságúak. Az ilyen gyenge erőkkel összetartott anyagcsomók ellenállása kicsiny, következésképp rezgéseik és körforgásaik sebessége viszonylag nagy.[3] Maximális sebességűek a semmiféle ismert erő által össze nem tartott fizikai mezők A-sávbeli elektromágneses rezgések. A szubatomi vonzóerőnek megfelelően feltételezhető egy negyedik D-ciklussáv is, amelynek jellemzése elsősorban magfizikai feladat.

A ritmus-ciklus folyamatokat az alapvető energiafajta mellett nagyságrendekkel kisebb mértékben egy *sűrűség jellegű paraméter* is befolyásolja. Az A-sávban e tényezőt törésmutató (n) fejezi ki. Ennek a sűrűséggel való kapcsolatáról lásd szerző (1975) tanulmányát. A törésmutató az egységnyi törésmutatójú vákuumbeli fénysebesség (c) és az n törésmutatójú közegbeli fénysebesség (v) hányadosát jelenti $n = c/v$. Az A-sávbeli ritmustörvény tehát ezzel a tényezővel kiegészítve így írható fel:

$$\lambda = \frac{v}{n} T \leq 3 \times 10^{10} T/n$$

A B-sávban a sűrűséget közvetlenül a szokásos $\varrho = g/cm^3$ értékkel jellemezhetjük. Itt a tapasztalati megfigyelés szerint a λ térméret a sűrűség növekedésével kismértékben, a sűrűség négyzetgyökével arányosan változik. A 0,001 g/cm^3 sűrűségű levegőben pl. a hangsebesség 332 m/sec, az 1,0 g/cm^3 sűrűségű vízben 1400 m/sec, a 7,8 g/cm^3 sűrűségű acélban kb. 3200 m/sec.

[3] A mechanikai anyag sávjában a jellemző gravitációs összetartó erő mellett a kis méretű tartományban természetesen a kémiai kötéserők kis sebességű ciklusfolyamatai is érvényesülnek.

A *B*-sávban a ciklus–ritmus törvény tehát a sűrűségi tényező tekintetbe vételével a halmazállapottól is függ.

A szilárd földfelszín-közeli folyamatok esetében (*C*-sáv) a sűrűség mindössze kb. 1 nagyságrenden belül változik, így hatása kevéssé érzékelhető. Itt a koncentráció változással kapcsolatos kémiai folyamatok alapvető agyagos közegeinek folyamatosságát elsősorban a közegen belül megjelenő nem agyagos, durvább elegyrészek befolyásolják, éspedig gravitációs hatásukkal növelik.

A *C* sávon belül az élő szervezetek élettartam-sebessége — vagyis a legnagyobb átlagos térmérete és átlagos optimális élettartamának hányadosa — megfelel a sáv $1\mu\mu$/sec körüli átlagértékének. Az élő rendszerek azonban a kvázi-egydimenziós (fonalas) molekuláris alapszerkezetük segítségével, életműködéseik előmozdításával a szervezetükön belüli keringési és különösen bioelektromos neutrális vezetési rendszereikben ennél jóval nagyobb sebességeket is megvalósítottak. A növényekben a vezetési sebesség 15mm/sec-ot is elér, a magasabb rendű állatokban és az emberben az áramlási sebesség ennél kb. 1 nagyságrenddel, a vezetési sebesség pedig további két nagyságrenddel nagyobb (max. kb. 100 m/sec). Az élő rendszerek így kitörve a *C*-sávból erősen megközelítik a *B*-sáv átlagsebességét. Az ember — saját belső áramlási és vezetési sebességének lényeges befolyásolása nélkül — civilizatorikusan, műszakilag legújabban már a *B*-sáv átlagsebességét is túlhaladta (űrrakéta szökési sebessége: v = 11,2 km sec).

2. *Ciklus, rendszer, szerkezet, szimmetria, érvényességi határ*

A ciklus és ritmus jelenségek reverzibilis folyamatok, tehát a termodinamika szerint maximális munkavégző képességűek, következésképp tartós jellegűek. A ritmus- és a ciklusfolyamatok egymástól abban különböznek, hogy az előbbiek csak a mozgás jellege tekintetében tartósan ismétlődők, a ciklusfolyamatokban viszont a mozgás helye is kötött, s így azok ismétlődéses jellege maximális. E sajátságuk következtében a ciklusfolyamatok létrehozzák a rendezetlen anyagi halmazokból a szerkezettel bíró valódi *rendszereket*. A ciklustörvények tehát a rendszerképződés és a tágabb értelmű *strukturalizmus* alapvető törvényei is.

A ciklus-ritmus folyamatokkal szemben az egyszerű *áramlások* egyirányú és önmagukban irreverzibilis folyamatok. Az áramlások sebessége (a fluxus: *I*) arányos az ún. termodinamikai erővel (*E*), pl. a hőáramlás a hőmérséklettel, az elektromos áramlás az elektromos potenciálkülönbséggel, a diffúziós áramlás a koncentrációval, általában tehát a szabadentalpia grádiensével:

$$I = L\,E,$$

ahol az L arányossági tényező, az ún. vezetési együttható. Az anyagmennyiségtől függő extenzív tényező (tömeg, térfogat, entropia) időbeli változása egyenlő a vezetési együttható és a kérdéses extenzív tényezőhöz tartozó feszültség jellegű, tehát kiegyenlítésre törekvő intenzív mennyiség (nyomás, hőmérséklet, kémiai potenciál) különbségének $(y-y_0)$ szorzatával:

$$\frac{dx}{dt} = L(y - y_0)$$

Többféle áramlás együttes jelentkezésekor azok kölcsönösen befolyásolják egymást, kereszthatásokat váltanak ki oly módon, hogy az egyik áramlás hatása a másikra egyenlő a másiknak az egyikre gyakorolt hatásával (ONSAGER-féle reciprocitás elv). Ennek alkalmazását földtudományi folyamatokban pl. a folyóhordalékok mozgásában BOGÁRDI J. 1973., a mikroklímára SZÜCS E. 1973. dolgozták ki.

Kellő hosszú időtartam tekintetbevételével válik felismerhetővé az irreverzibilis[4] és reverzibilis jelenségek összefüggése, vagyis természetes áramlások kapcsolódása a ciklusos, ill. ritmusos folyamatokkal. Eszerint a mozgó anyag kölcsönhatásai rezgések, ill. ciklusfolyamatok keletkezésében összegeződnek és az egyszerű áramlások eredője ciklusfolyamat. Elkerülhetetlen a következtetés, hogy a ciklus- és ritmusfolyamat a természetes mozgások általános sajátsága.

Minthogy a ciklusos mozgás rendszer- és szerkezetalkotó folyamat, a mechanikai anyag ciklusaihoz határozott térszerkezeti formák, szimmetriák kapcsolódnak. A *B*-sáv térméreti formája alapvetően háromdimenziós, éspedig a gravitáció által összetartott nagy egységekben (égitest) gömbszimetrikus, a kémiai kötéserők által összetartott kisebb egységekben (ásványok, molekulák) kristályszimmetrikus. A kétdimenziós földi gömbfelszínen jelentkező *B*-sáv anorganikus agyagásványos alapanyag csoportja maga szintén kétdimenziós (rétegrácsos) szerkezetű. Ez a szerkezet, valamint az agyagásványok típusos finom szemcsenagysága ugrásszerűen megnöveli a fajlagos felületet, ami a földfelszín különböző fázisai közti kapcsolatos fokozását, a kémiai kötések részleges cserebomlásos megbontását, a *ptc* függő komplex reakciók lehetővé tételét jelenti. A fajlagos felület további ugrásszerű megnövekedését eredményezi az élő rendszerek „óriásmolekulái" jellemző térszerkezeti formájának megjelenése, az egydimenziós (szálas) molekulaképződés.

Az anyagszerkezet e lépcsőfokok következtében komplexebbé és érzékenyebbé differenciálódik, ami a hőmérsékleti és térméreti tartomány szűkülésével jár. Ez nyilvánul meg abban, hogy míg az *A* és *B*-sáv a lehetséges térméretek (l. alább) feltehető teljes tartományára kiterjed, és kevéssé függ a termikus taszítóerőtől, életképes csaknem minden hőmérsékleten, addig a

[4] Talán jogos feltenni, hogy az egyirányú, irreverzibilis folyamatok termodinamikája érvényes az Univerzum ún. tágulásának ugyancsak egyirányú folyamataira is.

szilárd földfelszín-közeli kémiai mozgásformák *C*-sávja csak az atomi méretek és a Föld átmérője közti tartományban jelentkezik, egyben hőmérsékletileg is korlátolt kiterjedésben, nem sokkal a 0° C alatti értéktől kb. 550° C-ig, sőt az élő rendszerek ezen belül és kb. 0 és 80°C közt.

A *C*-sáv és ezen belül a biológiai világ tehát az *A* és *B*-sáv folyamatai által befolyásolva nagymértékben különböző ciklusfolyamatok és anyagi rendszerek ütköző felületein valósít meg egy nagy hatékonyságú, de érzékeny, különlegesen limitált saját ciklusrendszert.

Fontos meggondolások mutatnak azonban arra, hogy a lehetséges tér- és időméretek tartománya nem végtelen, hanem lehatárolt, ami egyben az *A* és *B*-sáv elvi alsó és felső tér- és idő határértékét jelenti. Alsó tér és időhatárra utal az *A*-sáv rezgési kvantumainak PLANCK-féle energiaértéke, amely a ciklustörvény szerint tér és időméretében is kifejezhető és így tér és időkvantum értékek valószínűsítését jelenti. A háromféle kvantumérték az előző vizsgálataink (szerző 1974. és 1975.) szerint a következők:

térkvantum	$= 2 \times 10^{-14}\, cm$
időkvantum	$t_0 = 1{,}6 \times 10^{-24} sec$
energiakvantum[5]	$h = 6{,}6 \times 10^{-27}\, erg \times sec$

A feltételezett kvantumértékek felé haladva az *A* és *B*-sáv közötti éles elkülönülés eltűnik, két sáv közti értékek jelennek meg. Ugyanakkor a *B*-sáv szélső értékei az *A*-sáv felé konvergálnak, ami ugyancsak a tér- és időkvantumok létére utal.

A kémiai kötéserők mozgásformáit összefoglaló *C*-sávnak az atomi méretekkel jellemzett saját alsó határa van. Más alapon erre először BENKŐ F. utalt ankéti dolgozatában.

Az V. Ankét egyik fontos eredménye PAÁL GY. valószínűsítése, melyszerint az anyagi rendszereknek a relativitás elméletből levezethetően kb. 10^{10} *parsec*nél felső térhatára is van. Az ennek megfelelő időparaméter a ciklustörvény értelmében 10^{18} *sec* (kb. 10^{10} *év*), ami viszont egybeesik az ún. HUBBLE idővel. A tér és idő felső határ a ciklustörvény értelmében az elvileg lehetséges maximális ciklusfolyamat paramétereit jelenti. Erősen egyszerűsítve azt mondhatjuk, hogy a felső határértéknél a big-bang-gel kezdődő ciklus egy adott kozmikus rendszerre nézve „befejeződik", megindul egy új tágulási folyamat.

A ciklusfolyamatok nagy része hosszú időtartamú, ezért főleg földtani adatok alapján jellemezhető. A földtani ciklusok jelentős részének felismerését azonban nehezítette azok gyakran *megszakított* jellege. A kőzetképződés min-

[5] hatáskvantum.

den fajtája (az üledékképződés, diagenézis és metamorfozis, a magmás kőzetek különböző fajainak kristályosodása) a kb. 200 millió éves nagytektonikai ciklus egy-egy határozott szakaszához kötődik, így önmagában irreverzibilis, nem ciklusos folyamatnak tűnik. A nagytektonikai folyamatok ciklusos ismétlődése következtében azonban a kőzetképződési részfolyamatok is ciklusosak, de megszakított formában. Hasonlóképp megszakítottan ciklusosak a kőzetek és fluid fázisaik összetétel-, azaz koncentráció-változásaival jellemzett geokémiai folyamatai is. Az életfolyamatok ciklusos jellege közismert, de mind az egyedfejlődés, mind a törzsfejlődés ciklicitása *kicserélődéses* jellegű: más egyedek, ill. törzsek, családok etc. általi helyettesítődésként jellemezhetők. (A fejlődés és ciklus kapcsolatáról lásd: szerző 1976.)

A ciklus-megszakítás, ill. a ciklus-kicserélődés időbeli *szakadást* jelent a ciklusfolyamatban. Ilyenszerű szakaszosság jelentkezik a csillagok fejlődésében is a HERZSPRUNG-RUSSEL diagramm tanúsága szerint. De szakadások vannak a légköri kinetikus energia eloszlásában is, amint azt Ankétunkon BÉLL B. megmutatta. Ezáltal a légköri energiák spektruma különül diszkrét sávokra.

A szakaszosság, ill. a szakadás tehát a ciklusos jelenség lényegéhez tartozik, annak mintegy hierarchikusan magasabb rendű fokozata.

A ritmus- és ciklusfolyamatoknak a szakadásokkal mintegy ellentétes közös jellemvonása bizonyos *önmegőrző sajátság*, ami pl. morfológiai alkalmazkodó változékonyságból és irány szerinti eltérülési képességből fakad.

A ciklus önmegtartásának határát a rendszer belső saját energiájának (E_i) és a külső környezet energiáinak (E_e) aránya adja. Az önmegőrzés feltétele:

$$E_i > E_e$$

De különbség van e tekintetben a zárt (élettelen) és a nyílt (szélsőségesen: élő) rendszerek közt: a zárt rendszerek fennmaradnak akkor is, ha $E_e = 0$, míg a nyílt rendszerek fennmaradásához bizonyos minimális külső energiára van szükség:

$$E_i > E_e > 0$$

E különbségben a nyílt, különösen az élő rendszerek nagyobb alkalmazkodóképessége nyilvánul.

3. *A ciklusok kölcsönhatása, szuperpozíciója és az anyagi rendszer hierarchiája*

A ciklusok egymásra hatnak, miközben maguk is megváltoznak, formálják egymást. A szilárd halmazállapotú ciklusok átalakulása lassú és tartós,

a fluidoké gyors és reverzibilis. A szilárd halmazállapotó rendszerek mélyreható átalakulása is leggyakrabban a fluid ciklusok közvetítésével megy végbe.[6]

Míg a rezgések *szuperpozíciói* a fizikából jól ismertek (interferencia, rezonancia), a mechanikai anyag (*B*- és *C*-sáv) ciklus szuperpozíciói külön tárgyalást igényelnek. E folyamatokban is döntő szerepet játszik a rendszer halmazállapota.

Az egymással szilárd kapcsolatban álló, tehát szilárd halmazállapotú rendszerek részecskéi egységesen, azonos irányban és szögsebességgel mozognak, kerületi forgássebességüket pedig távolságuk a forgástengelytől határozza meg. Az ilyen rendszerekben *B*-sáv szerinti szuperpozíciók elvileg lehetségesek. Valamely kisebb részüket érő speciális energiahatás (pl. földrengés) a rendszeren belül nem ciklusos, hanem ritmusos mozgást (rezgést, hullámzást) vált ki, mely a szomszédos részecskékre is átterjed, de megszűnik a külső behatás megszűntével.

Ezzel szemben a rendszerek fluid halmazállapotú részecskecsomói nem állnak a rendszer többi részével szilárd kapcsolatban. A kapcsolatbomlásnak legalább háromféle módozata van.

1. A leggyakoribb termikus jellegű taszító erő hatására a fluid részecske teljesen elszabadulhat a rendszer hatásszférájából. Példa erre a legkisebb atomsúlyú elemek disszipációja.

2. A nagyobb atom-, ill. molekulasúlyú elemek molekulái nem disszipálnak, hanem gravitációsan elkülönülve szuperponált additív ciklusos mozgással jellemzett lokális feldúsulást alkotnak a rendszer (égitest) határszféráján belül. Példa erre az atmoszféra és hidroszféra és a folyékony külső Földmag. A részmozgás tartós ciklusos jellegét a teljes rendszer ciklusmozgása segíti elő. Az additív ciklus periódusértékét a részrendszer térmérete határozza meg, alakját pedig ezenkívül az egész rendszeren belüli helyzete is. (Az eredeti ciklusrendszer magjában elkülönült részrendszer pl. háromdimenziós marad, míg ezen kívül, különösen a teljes rendszer külső határain a kétdimenziós lemezforma felé tendál.) Az elkülönült részrendszer fluid állapota következtében érzékennyé válik olyan (főképpen külső) energiahatásra, pl. a földi légkör a Nap sugárzási energiájára, amely a rendszer (Föld) szilárd fázisaira nem gyakorol mélyebb hatást, arról visszaverődik. A fluid részrendszerek tehát felhasználnak, ill. felhalmozhatnak új energiaforrásokat és így a teljes rendszer energiatartalmát és ciklusspektrumát gazdagítják. A szuperponált ciklusmozgás mellett a részrendszer ugyanakkor részt vesz az együttes ciklusmozgásban is, a teljes rendszer szögsebességével és az azon belül helyzetétől függőkerületi sebességgel.

3. Földünk esetében a vízövnek különleges hatása van, amennyiben a szilárd fázisokkal olyan további részrendszereket, agyagásványokat hoz létre,

[6] MARX GY. Ankétunkon megmutatta, hogyan kapcsolódik a rádióaktív gyenge kölcsönhatás a ciklusok, ill. hierarchiák már tárgyalt energiarendszereihez. Itt említjük, a gravitációs lökési, kémiai és a hidrológiai hullámok problémáit.

amelyek diszperzitás foka a kémiai kötéserő hatótávolságáig csökken. Ez szerkezeti változással jár: a háromdimenziós szerkezetek uralmát két, ill. az élő rendszerekben egydimenziós szerkezetek váltják fel. A térméret redukciójának egyik fő tényezője éppen az egy, ill. két irányú ugrásszerű térparaméter-csökkenés. Ezzel kialakul a mechanikai anyag gravitációsan összetartott részecskéinek *B*-sávbeli ciklusmozgásainál sokkal kisebb sebességű *C*-sávbeli ciklussebesség, mely a cserebomlásos kémiai reakciók hosszú sorát indítja meg.

A ciklus szuperpozíciók első tételeként tehát megállapítható, hogy a mechanikai anyagi rendszerek ciklus szuperpozíciója fluid részrendszerek jelenlétében jön létre.

A világegyetem anyagi rendszerei túlnyomóan igen gazdagok hidrogénben, ezért túlnyomóan fluid halmazállapotúak. Következésképp a ciklus szuperpozíció a (mechanikai) anyag világában gyakori jelenség.

Ily módon az égitestek két jobban ismert csoportjának tagjai, a csillagok és a bolygók a ciklusos mozgásfolyamatok sokféleségével jellemzett „organizációs szintek" (lásd alább) bonyolult rendszeréből állnak. Az égitestek beható jellemzése azok felszínén, továbbá különböző mélységi övezeteiben és egész együttesében működő, nagymértékben különböző ciklusok jellemző anyagi összetételeinek, halmazállapotának, morfológiájának és szimmetriájának, tér- és időméreteinek, sebességének és kölcsönhatásainak meghatározását jelenti. Földünk ciklusrendszere az igen kivételes *C*-sáv kifejlődésével kapcsolatosan különlegesen változatos. A geonómia elsősorban a földi speciális ciklusrendszer összefüggéseinek vizsgálatára irányul.

A ciklusok egymásutánja az említett égitest főcsoportokon belül fő vonásaiban egymáshoz hasonló (pl. a bolygókon rendszerint megkülönböztethető egy külső fluid öv és egy belső részben szilárd rész), de az egyes övek vastagsága, pontosabb összetétele, ciklusmozgásainak morfológiája közt bolygónként változó és mélyreható különbségek vannak. Kérdéses még viszont, hogy komplex ciklusrendszerek és organizációs szintek jellemzőek-e az interstelláris felhők és a nehéz csillagok esetében is.

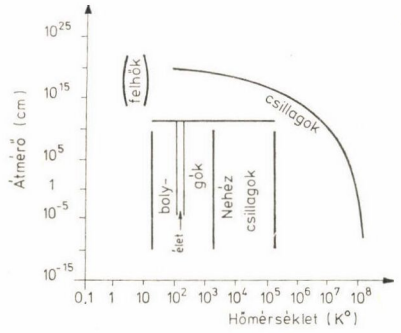
A ciklus szuperpozíció második alaptétele az egyirányú, éspedig a nagyobb méretűektől a nagyságrendileg kisebbméretűek irányába érvényesülő ciklushatás. Viszont a kisebb tér és időméretű ciklusok hatása a nagyságrendileg is nagyobb méretűekre eddig nem ismeretes és energetikailag is kevéssé valószínű. Nagyságrenden belüli különbség esetében azonban a kisebb méretű ciklus hatása a nagyobb méretűre elvileg (energetikailag) feltételezendő. Kérdéses még, hogy mennyire érvényes az egyirányúság tétele a geológiai időtartamokra kiterjedő tartós kapcsolatok esetében.

Tapasztalatilag is megfigyelhető a *B*-sávon belül egyes nagyobb tér- és időméretű ciklusok hatása a kisebb méretűekre. Ilyen a Föld évi keringési és napi forgási ciklushatása az életműködésre, továbbá a Galaktika kb. 200 millió

éves körforgási ciklusainak korrelációja Földünk nagytektonikus ciklusaival (TAMRAZJAN, szerző, SVOBODA), másrészt a Nap hasonló időméretű ciklusaival (MARX GY.). Az *A*-sáv ciklusainak hatása egyes *C*-sávbeli, pl. egyes biológiai jelenségekre ugyancsak valószínűsíthető.

Ily módon a ciklusfolyamatok a természetben rendszerint többszörösen szuperponálódva együttesen jelennek meg, Ezek szétválasztásához a ciklustörvény közvetlen alapot nyújt.

A ciklus és ritmusfolyamatok e hierarchiája az anyagi rendszerek ún. *organizációs szintjeinek hierarchiáját* hozza létre. Az organizációs szintek a ciklus méretektől függő különféle vonzóerők és taszító erők egyensúlyi öveiben valósulnak meg. Ez övekkel szabályszerűen váltakoznak az anyagi részektől mentes, ill. a viszonylag anyagszegény „tiltott" övek, a „tiszta" energiasávok diszkrét fizikai mezői. Az alapvető vonzóerők az ún. magerők, továbbá COULOMB+spínerő (kémiai kötéserő), kohézió és adhézió, valamint a gravitáció. A taszító erőt viszont túlnyomóan a részecskék hőrezgése képviseli.



2. ábra

A magasabb organizációs szintek nem új energiafajta bekapcsolódásával, hanem ellenkezőleg a szuperponált energiafajták közül az alacsonyabb szintre jellemző kisebb hatótávolságú energiafajták kiiktatódásával jelennek meg. A magasabb szint rendszerjellegét adó többlet az alacsonyabb szint nagyobb intenzitású energiafajtája által elnyomott kis intenzitású, nagyobb hatótávolságú energiafajta érvényrejutásából származik.

Az organizációs szintek tehát a ciklusrendszer térméreteitől függő fő vonzóerők és a hőmérséklettől függő fő taszítóerők szerint rendszerezhetők (2. ábra). Ismereteink mai fokán a hőmérséklet szerint az organizációs szintek 5 fő csoportja különböztethető meg.

1. igen kis hőmérsékletű kb. 10° K alatti interstelláris felhők, amelyekre többek között szupravezetéses jelenségek jellemzők,

2. kb. $10-10^{4}$ K° hőmérsékletű bolygók, amelyek kisebb térméretű alacsonyabb organizációs szintjeit a kémiai kötéserőkkel összetartott ato-

mok és molekulák jellemzik, magasabb organizációs szintjeit pedig a gravitációs erőkkel összetartott nagyobb méretű égitest jellegű egységek.

3. kb. 10^4 K° hőmérsékletű igen nagy nyomésértékkel jellemzett nehéz csillagok (fehér törpe, neutron csillag, fekete lyuk),

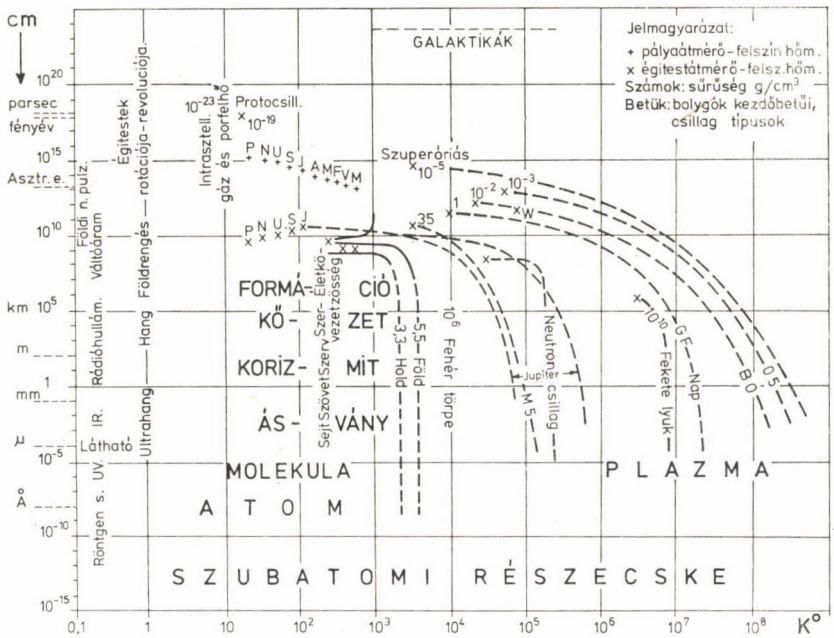
4. a 10^4 K°-nál magasabb hőmérsékletű közönséges csillagok, amelyekben az igen magas hőmérséklet taszítóereje a kémiai kötéserők vonzását meghaladja és így az anyag plazma jellegű, vagyis a szubatomi részecskék nem kapcsolódnak atomokká, molekulákká,

5. A bolygók egy kis csoportjára korlátozódó nagyon szűk hőmérséklettartománnyal jellemzett élő rendszerek csoportja, amely az organizációs szintsorozatok külön fő csoportjának tekinthető csaknem olyan joggal, mint amilyennel a csillagokhoz tartozó bolygókat elkülöníthetjük a plazmasorozattól.

A szubatomi kötéserők az anyagi rendszerek mindegyik, a gravitáció csaknem mindegyik, a kémiai kötéserők csak az első, második és ötödik csoportban szerepelnek. Nagy tömegméretek esetében a gravitációs vonzás a hőmérséklettől függetlenül érvényesül. Kb. 10^{15} cm-nél és nagyobb méreteknél azonban a gravitációs vonzás is elenyészik megfelelően annak, hogy a gravitáció a távolság négyzetével fordítva arányos. Maximális az anyagkoncentráció, ill. a sűrűség a szubatomi és az ebből kiágazó kb. 10 000 K°-os hőmérsékletű nehézcsillagtartományban. A részecskék közti hőrezgéses taszító erő itt fékezi a legkevésbé a vonzóerőket. Kb. 8000-től 10 000 K° *alatt* a hőrezgés taszító erejével szemben mindinkább érvényesülnek a kémiai kötéserők. Ez az atom-bolygó tartomány. Kb. 10 000—12 000 K° *felett* viszont a hőrezgés taszító ereje már minden ismert vonzóerőnél nagyobb. Ez az általános plazmatartomány. Az atommá össze nem kapcsolt plazma azonban nemcsak igen magas hőmérsékleten, igen nagy taszító erő jelenlétében, a csillagok tartományában alakul ki, hanem az igen gyenge vonzóerők tartományában, tehát a közepes és gyenge (kémiai és gravitációs) vonzóerők térméretein túli tartományokban is. Így plazma jellegűek az igen ritka anyageloszlású „gravitáció-mentes" súlytalansági tartományok, pl. a magnetoszféra. A nagyobb bolygók belsejének, igen magas hőmérsékletű és nagy nyomású magjainak atomjai is elektronszerkezetileg „degenerálódnak", plazma jellegűek. A plazma sűrűsége tehát rendkívül változó.

Az organizációs szintek diagramja (2. és 3. ábra) elvileg magában foglalja a HERZSPRUNG-RUSSEL *diagramot* (*HRD*) is, amely a csillagcsoportokat a hőmérséklet és a magnitudó függvényében rendszerezi.[5] (A magnitudó vagy „fényrend" a csillag sugarától, tehát térméretétől és a kibocsátott energiától függő érték.) Az organizációs szinteket összefoglaló diagramunk azonban a *HRD*-nál sokszorosan nagyobb hőmérséklet- és térmérettartományra terjed ki. (Hasonló szerkezetű a bolygók fejlődését sematizáló hőmérséklet-tömeg diagram is, hiszen a tömeg a térméret és a sűrűség szorzata, adott sűrűség esetében tehát azonos a térmérettel.) Az ilyen típusú diagramok általában a két alapvető mozgásforma, a térmérettel kifejezett vonzóerő és a hőmérséklettel kifejezett taszító erő kölcsönhatásait világítják meg.

A vonzóerőnek a *rendezett*, ciklusos mozgás felel meg, amely a tér:idő, ill. a tömeg:idő mérettel jellemezhető. A taszítóerőt viszont túlnyomóan a *rendezetlen*, termikus mozgás képviseli, amely a hőmérséklettel jellemezhető. Mint fentebb említettük, az anyag rendezett állapota határozott szerkezet kifejlődését, a rendezetlen állapot viszont a szerkezet nélküli állapotot képviseli, így a szerkezet a rendezettséggel együtt a ciklusos mozgás hatását tükrözi.



3. ábra

Az anyag rendezettségét a kvantumfizika az ún. *spínhőmérséklet* fogalma alapján értelmezi. Eszerint a legegyszerűbb rendezettség az abszolút 0°-on jelentkezik, amikor az összes részecske saját ciklusmozgása a spín által meghatározott mágneses északi pólus, a külső mágneses tér déli pólusa felé mutat. A hőmérséklet növelésével a részecskék egy része magasabb energiaállapotba jut, oly módon, hogy északi pólusa átfordul a mágneses tér északi pólusa irányába. (Egy ilyen állapot azonban maga már bizonyos rendezettséget képvisel, s így e fogalmak értelmezése további megvilágítást igényel).

Az egyes organizációs szinteknek a vonzó és taszító erők aránya által meghatározott egyik jellemző értéke a *térkitöltés*. A térkitöltés szerint az egyes organizációs szintek több *alszintre* különülhetnek el, amelyek a (fő)szintektől abban különböznek, hogy egymásba fokozatosabban, kevésbé nagy ugrásokkal mennek át, egymással „közvetlenül" érintkeznek. Ilyen alszintek pl. a bolygók testén belül a bolygószférák, a kőzetekben az ásványok, az élő szervezetekben a szervek, szövetek, sejtek. Az alszintekben a taszító hőenergia kisebb a vonzóerőnél, a hőmérsékletkülönbség viszonylag csekély.

A hierarchia komplex rendszere tehát legegyszerűbben egy térméret — hőmérséklet diagramban (3. ábra) tüntethető fel. (Ez a sűrűségek tekintetbe vételével egy tömeg-hőmérséklet és a kémiai összetétel alapján egy összetétel-

hőmérséklet komplex diagram-rendszerré bővíthető, amely további vizsgálatok tárgya lesz.) E diagram kifejezi a *halmazállapotok* és a *kémiai kötéstípusok* elvi sorrendjét is: plazma: → fémes → ionos → kovalens → VAN DER WAALS, ill. hidrogén kötések sorozata, ami lényegileg a növekvő ionizációnak sorrendje is.

Végül egy módszertani jellegű kérdést vizsgálunk a bolygó hierarchia rendszer példáján. A kémiai erőknek hatótávolsága (beleértve az adhéziót és kohéziót is) kb. 0,1—10 cm. E határ alatt a szubatomi részektől az ásványokig, ill. a biológiai szervekig az organizációs szint egyedeinek alakját és helyzetét a következő magasabb organizációs szint egyedén belül döntően az ugyancsak a tágabb értelemben vett kémiai kötéserő határozza meg. Az ilyen kisméretű ciklus többnyire a hosszabb átmérő *egyetlen tér—idő paraméterpár*jával összehasonlíthatólag jellemezhető. A ciklus és hierarchia szemlélet sok nagyságrendi kiterjedésében is egyetlen paraméterpárral való jellemzés csekély relatív hibával az anizometrikus egyedekre, pl. asszimetrikus szénatomot vagy sziliciumot tartalmazó molekulák pl. a fehérjék és ionszilikátokra is alkalmazható.

A 0,1—10 cm határ felett — tehát kb. a kőzetektől, ill. a növényi szervezetektől kezdve felfelé — a környező anyagtömegek külső együttes gravitációs hatása válik meghatározóvá. E nagyobb térméretű organizációs szintek egyedeinek elhelyezkedése gravitációsan irányított. Az egyedek alakját e tartományban a gravitációnak az égitest középpontja felé irányuló maximuma és arra merőleges minimuma, tehát *két* különböző tér—idő cikluspár jellemzi (*gravitációs kettős ciklus*). Anorganikus rendszerek esetében a kettős ciklus túlnyomóan lapszerűen kiterjedt areális testeket (rétegek, talajszint, geomorfológiai formák) hoz létre. A biológiai egyedek rögzített formái — növények — a gravitációs maximummal, a mobilis formai — az állatfajták — viszont túlnyomóan a minimális gravitáció iránnyal párhuzamosan lineárisan megnyúlnak.

A kettős ciklusosság a szaktudományokban használt fogalmak és összefüggések komplexitását, árnyaltságát fokozza. Ezért szükséges pl. a lito-, bio-, és kronosztratigráfiai elkülönítés. Sok esetben tehát át kell térni a *diciklusos rendszerezés*re. A nagyobb térméret a ciklus növekvő és pusztuló (elhaló) szakaszában egyaránt nagyobb időmérettel párosul. Így a növényi és állati egyedek magassági növekedése, majd a pusztuló szakaszban csökkenése (ágak töredezése, az állati egyedek elhízása, majd időskori zsugorodása) tovább tart a vastagsági növekedésüknél. A rétegek és talajok esetében is az új egyensúlyi állapot kifejlődésében a vastagság változásánál hosszabb időtartamú a kiterjedés növekedése, majd pusztulása. A *C*-sáv tér—idő érték szerint első durva közelítésben egy 1 m vastag talaj lokális fejlődése 5—500 évet, 100 km széles egyensúlyi övezet regionális fejlődése kb. 1 millió évet igényel. A lerakodásnál viszont új tényező, a lehordási és a lepusztulási terület aránya is tekintetbe veendő.

Összefoglalás és következtetések

Az univerzális ciklustörvény a mozgások tér és idő kapcsolatát világítja meg az energiakapcsolatok függvényében. Eszerint minden anyagi rendszer, ill. fizikai mező adott térméretű mozgásához a rendszert összetartó energiától függő határozott időméret tartozik. Az alapvető vonzóerők, illetve azok hiánya szerint elvileg négyféle idő—tér kapcsolat létezik: a vonzóerő nélküli anyagmentes fizikai mezők periódusos mozgásának 1 cm-es terjedése (*A*-sáv) 10^{-10} *sec*-ot, a gravitáció által összetartott rendszereké (*B* sáv) 10^{-5} *sec*-ot, a kémiai köterők által összetartott rendszereké (*C* sáv) 10^{5}—10^{8} *sec*-ot (középértékben kb. 1 évet) igényel. (A negyedik csoporttal (*D* sáv) a magerők által összetartott részecskék kérdésével a tanulmányban nem foglalkozunk.)

A tartós mozgás szükségképpen reverzibilis, azaz tágabb értelemben ciklusos-ritmusos mozgás. A tartós mozgáshoz azonos ellenmozgás tartozik (akció-reakció törvény), amelyet a színuszgörbe két félhulláma, ill. a körforgás ellentétes félkörei ábrázolnak.

A ciklustörvény az anyag alapvető sajátságát, a mozgást funkcionálisan és kvantitatíve elkülönítve tárja fel. Magában foglalja a természet mozgásformáinak túlnyomó részét. Univerzális jellegű abban az értelemben is, hogy olyan összefüggést képvisel, amely a fizika és a kémia világán kívül a biológiai és a földtudományi komplex jelenségeket is egységesen kvantitatív alakban jellemzik. Univerzalitása jellegében eltér a fizika, a kémia és más természettudományok szemléletétől.

Az egységes szemponttal vizsgált jelenségek tartományának bővülése ellenére a talált törvényszerűségek pontossága már viszonylag magas fokú, *relatív hibája* csekély. A 43 tér és ugyanannyi idő nagyságrendre (tehát több mint 1800 nagyságrendi kombinációra) kiterjedő összefüggésekben az egyes adatok esetleg 1 nagyságrendű bizonytalansága, ill. ennek megfelelő szórása kezdetben kívánatos toleranciahatáron belül marad.

IRODALOM

1. Benkő F.: A ciklus-összefüggések függvénykapcsolatai és érvényességi határai. Geonómia és Bányászat, X. OK., **VIII**, 3—4, 1975.
2. Béll B.: Ciklusok és ritmusok a légköri mozgásrendszerekben. Geonómia és Bányászat, X. OK., **VIII**, 3—4, 1975.
3. Bogárdi J.: Tömeg-, energia és impulzusmérleg a vízfolyások hordalékszállításánál. II. Anyag- és Energiaáramlási Ankét, Budapest, 1971. Akad. Kiadó, Budapest, 49—63, 1972.
4. Gánti T.: Ciklusok és periodikus jelenségek az élővilágban. Geonómia és Bányászat, X. OK., **VIII**, 3—4, 1975.
5. Marx Gy.: Fizikai állandók és a természeti ciklusok időtartama. Geonómia és Bányászat, X. OK., **VIII**, 3—4, 1975.
6. Paál Gy.: Kozmikus ciklusosság és relativisztikus kozmológia. Geonómia és Bányászat, X. OK., **VIII**, 3—4, 1975.

7. PÉCSI M.: A domborzatátalakulás ütemének értelmezései és a formák hierarchikus osztályozása. Geonómia és Bányászat, X. OK., **VIII,** 3—4, 1975.
8. SZÁDECZKY-KARDOSS E.: Geonómia. Előkiadás. 1974.
9. SZÁDECZKY-KARDOSS E.: Az univerzális ciklustörvény. Geonómia és Bányászat, X. OK., **VIII,** 1—2, 1975.
10. SZÁDECZKY-KARDOSS E.: Geonómia és filozófia. Acta Phylosophica (Nyomdában). 1976.
11. SZÜCS E.: A mikroklíma hasonlósági feltételei. II. Anyag- és Energiaáramlási Ankét, Budapest, Akad. Kiadó, Bp., 17—31, 1972.
12. SVOBODA, K.: Geophysikalische und geologische Fragen der Änderung der Gravitationskonstanten. Geologie, 896—910, 1971.
13. VÉGHNÉ, NEUBRANDT E.: Ciklusok és ritmusok a magyarországi triászban. Geonómia és Bányászat, X. OK., **VIII,** 3—4, 1975.

FIZIKAI ÁLLANDÓK ÉS A TERMÉSZETI CIKLUSOK IDŐTARTAMA

MARX GYÖRGY
AKAD. LEV. TAG

Több mint száz esztendeje a tudomány három alapegységre alapozza mértékrendszerét: *méter*, *gramm*, *szekundum*. Ezeket az egységeket önkényesen (a földi viszonyokhoz, még inkább az emberi test adataihoz, érzékszerveink érzékenységéhez illő módon) választottuk. A klasszikus fizika törvényrendszere lehetővé tette, hogy minden más mennyiség (erő, energia stb.) egységét visszavezessük rájuk. Ez a három egység viszont egymástól függetlenül rögzíthető, mert a mechanika alaptörvényei (például *erő = tömegszer gyorsulás)* a távolság, tömeg, idő bármilyen egységválasztása esetén érvényes.

A fizikai kutatások kiterjesztése tisztázta, hogy a természet valójában három mértékegység független választását sem tűri. A relativitáselméletből tanultuk meg, hogy a *távolság és idő* nem függetlenek, mértékeik közt létezik univerzális váltószám, a *vákuum-fénysebesség*. Ha az *idő* egységéül önkényesen a szekundumot választjuk, akkor a relativisztikus fizika egyenletei azt sugallják, hogy a *távolság* egysége leszármaztatott legyen: az az út, amit a fény egy szekundum alatt megtesz. (Így természetesen a vákuumfénysebesség értéke $c = 1$ lesz; az energia nemcsak arányos, de egyenlő a tömeggel, $E = m$.) A kvantumelméletből tanultuk meg, hogy az *energia és idő* (azaz tömeg és idő) egysége sem független egymástól, hanem az energia szorosan kapcsolódik a mozgás frekvenciájához a BOHR-féle frekvenciafeltétel szerint. A h PLANCK-állandó csak azért lábatlankodik fizikai képleteinkben, mert önkényesen függetlenül definiáltuk az energia és frekvencia (végső soron a tömeg és idő) egységét. Ha a kvantumtörvényeket figyelembe vesszük, az ajánlatos mondanunk, hogy annak van egységnyi energiája, ami másodpercenként egyet rezeg. (Így a PLANCK-állandó értéke $h = 1$ lesz. A BOHR-féle összefüggés E energia és f frekvencia között megszabadul a h átszámítási tényezőtől; $E = hf$ helyett $E = f$ írható.)

A természettörvények egyetlen egység önkényes választását tűrik meg. Válasszuk önkényesen az idő egységét. Szívverésünk szaporaságára, a Föld keringésére vagy a céziumóra rezgéseire vonatkoztatva definiálható az időegység, például a *szekundum*. Minden más egység erre már visszavezethető lesz.

Az időegység önkényes voltát szokták a *természetfüggvények skálafüggetlenségének* nevezni. A skála, a lépték változtatható az időmérésben, a mozgástörvények érvényét ez nem érinti. A skálafüggetlenségnek fontos gyakorlati következménye a jelenségek modellezhetősége. Ha egy természeti folyamatot meg akarunk ismerni (meg akarunk érteni), akkor megépíthetjük (elképzelhetjük) annak emberi méretre lekicsinyített (vagy felnagyított) *modelljét*. Ha minden adatot a fizikai törvények által diktált módon arányosan megváltoztatunk, a modell működéshű lesz. Így a Naprendszer működését kicsinyített modellen szemléltetjük tanítványainknak. Így mérjük ki a repülőgép viselkedését a szélcsatornában kicsinyített modell segítségével, ha a levegősebességet is a modellrepülő méretéhez illesztjük.

Az anyag mozgástörvényei skálafüggetlennek tűnnek, de az anyag mégsem az. Nem lehet 50 gram/köbcentiméter sűrűségű folyékony vizet realizálni, nem lehet egyméteres hidrogénatomot működtetni. Az anyag alapvető adatai közt dimenzióval rendelkező állandók is fellépnek, amelyek megszabják a skálát, amelyek rögzíteni látszanak a méreteket. Ilyen alapvető állandó pl. az elektron tömege. (Ez $0{,}9.10^{-27}$ gramm. Az ilyen nyugalmi energiának megfelelő BOHR-frekvenciának a reciproka $t = 8.10^{-21}$ szekundum.) A proton tömege 1836-szor nagyobb, a neki megfelelő periódusidő 1836-szor rövidebb.

A hidrogénatomot elektromos vonzás tartja össze. Az elektromos erő intenzitását megszabó töltésnégyzet dimenziótlan mennyiség: $e^2/4\pi hc = 1/137$. Az elektron tömege mégis behoz egy alapvető frekvenciát, ezzel együtt egy alapvető hosszúságot és energiát is. Végeredményként alapállapotú hidrogénatom csupán egyféle kiterjedéssel és egyféle frekvenciával létezik a természetben.

Hasonló a helyzet a magszerkezetnél. A magerő intenzitását megszabó tényező szintén puszta szám. A proton tömege azonban egy alapvető frekvenciát értelmez. Így az alapállapotú szénatommag is egyféle kiterjedéssel és egyféle frekvenciával fordul elő a természetben.

Az alapvető részecskék tömegadatai mellett vannak olyan kisintenzitású kölcsönhatások is, amelyek újabb skálaegységeket rögzítenek. Legismertebb példa erre a *gravitáció*. A NEWTON-féle gravitációs állandó $G = 6{,}67.10^{-8}$ $\mathrm{cm^3\ g^{-1}\ s^{-2}}$. Ha áttérünk a $c=h=l$ által jellemzett (egyedül a *szekundum*-egységre felépített) mértékrendszerünkre, ebben G értéke terület, azaz időnégyzet dimenziójú lesz: $G = t_g^2$. A gravitációs időállandó $t_g = 2.10^{43}$s. Egy másik fundamentális erő a természetben a gyenge kölcsönhatás, amely a *béta-radioaktivitás* előidézője. Ennek F állandója fizikai mértékrendszerünkben szintén időnégyzet jellegű: $F = t_r^2$. A radioaktivitás fundamentális időállandója $t_r = 2.10^{-20}$s. A gravitációs és radioaktivitás időállandói kicsinyek az elektrontömegben rögzített időállandóhoz viszonyítva. Ezért a gravitáció és a radioaktivitás nagyon gyenge és lassú folyamatok az atomfizikai jelenségekhez képest.

Tekintsük például a radioaktív bomlást. Az atommag állapotfüggvényének változási sebessége az F állandóval arányos. A bomlási valószínűségben az állapotfüggvény négyzete szerepel, tehát az időegységre vonatkoztatott bomlási valószínűség (ami lényegében a T felezési idő reciproka) arányos lesz t_r^4-nel. A dimenziót rendbe kell hoznunk, erre az atommag E bomlási energiájával kapcsolatos f frekvenciát használjuk fel: $T^{-1} = t_r^4 f^5$. Leolvasható innen, hogy a bomlási valószínűség arányos a bomlási energia ötödik hatványával. Legyen például a bomlás energiája keV (kiloelektronvolt) nagyságrendű. A megfelelő BOHR-frekvencia $f = 10^{18}$ szekundumonként. A $\tau = 1/f = 10^{-18}$s, nukleáris periódusidőhöz képest igen kicsiny a t_r radioaktív időállandó, ezért nagyon hosszúra nyúlik a radioaktív felezési idő: $T = \tau^5/t_r^4 =$ tízmillió év. A radioaktív folyamatok igen lassúak a nukleáris ciklusokhoz viszonyítva.

Szeretnék egy aktuális példát mutatni a fent bevezetett mennyiségek használatára.

Földtörténeti evidencia utal arra, hogy bolygónk nagymértékben egyenletes éghajlatát kb. 200 millió évenként rövidebb változékony és hűvös időszakok szakítják meg. Egy-két millió éve az ember is egy ilyen hűvösebb és jégkorszakokban gyakori időbe született bele. A Mars-bolygó kutatása a legutóbb olyan eredményeket hozott, amely talán kapcsolatba hozható a Föld átmeneti lehűlésével. Az automatikus űrszondák a fagyos és száraz Marson olyan felszíni alakzatokat fényképeztek le, amelyek vízmosásokra, folyómedrekre, sőt folyódeltákra emlékeztetnek. Lehetséges, hogy a Mars is átmenetileg egy kemény jégkorszakot él át, amikor a víz és a széndioxid a talajba van fagyva, és ennek folytán az üvegházhatás megszűnése teremtett rendkívül zord éghajlatot a Marson?

Ha a Föld és Mars lehűlései szinkronban vannak, akkor a lehűlés oka kozmikus eredetű kell, hogy legyen. Legkézenfekvőbb a bolygórendszert melegítő Napra gyanakodni. De mi okozhatja a Nap működésében a 200 millió éves ciklust? Ez a periódusidő messze esik az atomi és égimechanikai periódusok idejétől, de kapcsolatba hozható a radioaktív átalakulások időtartamával. Azt viszont tudjuk, hogy a Napban végbemenő nukleáris fúzió intenzitását közbeiktatott radioaktív szabályozók mérséklik le hidrogénbombasebességről csillagászati időskálájúvá. A $4H^+ \rightarrow He^{++}$ folyamatot szükségszerűen radioaktív átalakulásnak kell kísérnie, hogy a négy fúzionáló pozitív hidrogénmag két töltéstől megszabaduljon és kétszeres töltésű héliumot adjon. A béta-bomlásban pozitronok és neutrinók keletkeznek: $4H^+ \rightarrow He^{++} + 2e^+ + 2$ neutrinó. Egyes asztrofizikai Nap-modellek szerint a radioaktivitással szabályozott magfúzió 200 millió év alatt olyan instabil állapotot épít fel a Nap belsejében, ami az egyensúly felbomlását, a Nap anyagának összekeveredését, a centrum lehűlését, ott a termonukleáris fúzió lanyhulását, a napsugárzás csökkentését eredményezheti.

A Nap nukleáris erőművének működését a neutrinósugárzás észlelésével lehetne detektálni. Ilyen méréseket évek óta végez R. DAVIS Brookhavenben. Eredményei szerint a Nap-erőmű neutrinósugárzása egyhetedét sem éri el annak, amit stabilan állandó üzemmód esetén várnánk. Egyes asztrofizikusok szerint a DAVIS-megfigyelés magyarázata éppen a Nap-erőmű időleges kiesése lehet, ami összefügghet a Föld és Mars éghajlatának mostani labilis állapotával.

Ez a példa azt próbálta szemléltetni, hogy a természeti ciklusok periódusidői közt létező kapcsolatok kutatása valóban alkalmas lehet arra, hogy tudományos rejtélyekre adjon magyarázatot. Talán eléggé ismerjük az anyag mozgástörvényeit ahhoz, hogy követhessük a kutatásnak ezt a fonalát.

Egy megválaszolatlan kérdést mégsem hallgathatok el.

A természet alapvető mozgástörvényei (a NEWTON-féle dinamika alapegyenlete, a MAXWELL-egyenletrendszer, az elektron kvantummechanikájának DIRAC-egyenlete) skálafüggetlenek. A természetes mozgások (például a fényrezgés) periódusidejét kezdeti feltételek (mondjuk, a rendszer kezdeti energiája) szabja meg. Egy más periódusidejű (és ennek megfelelően más méretű, más energiájú) mozgás ugyanígy elképzelhető volna.

Az anyagszerkezet mégsem skálafüggetlen. Az elektron és proton tömege, a gravitációs állandó és a radioaktivitási állandó skálát rögzítő fix időadatokat hoznak a rendszerbe. Ezek szabják meg a hidrogénszínkép frekvenciáit, a víz sűrűségét és az urán bomlásidejét. Azon változtatni nem tudunk.

Mi lehet a skálarögzítő időállandók eredete, ha azokra az anyag mozgástörvényeiből nem következik megszorítás? Ez a probléma jelenleg az elméleti fizikai érdeklődés homlokterében áll. Vannak elképzelések, de még nem tisztult ki a kép. Talán nincs messze az idő, amikor megértjük, elsődlegesen gyökereznek-e a természettörvényben az univerzumban fellelhető időegységek vagy talán másodlagosak és esetlegesen.

A KÖRFORGÁS SZEREPÉRŐL, A KÖRFORGÁS ÉS A FEJLŐDÉS VISZONYÁRÓL

HORVÁTH JÓZSEF
A FILOZÓFIAI TUDOMÁNYOK KANDIDÁTUSA

A jelen ankét témaköre: „*Ciklus–ritmus összefüggések és a természeti rendszerek hierarchiája*" kétséget kizáróan interdiszciplináris megközelítést igényel és SZÁDECZKY-KARDOSS ELEMÉR akadémikus vitaindító előadása, mely kiemelkedő példája a különböző kutatási területek eredményei koncepcionális és heurisztikus összefoglalásának, mindannyiunk számára útmutatóan hívta fel a figyelmet a tudományok integrációjának korszerű módszertani követelményeire. Felvetődik a kérdés: mi a *filozófia* helye az interdiszciplináris feladatok megoldásában, milyen szerepet tölthet be a filozófia a szaktudományok integrációjában? A dialektikus materializmus tárgyi specifikumából (a természet egészét, a társadalom egészét, a természet és a társadalom egységét tanulmányozza) és kutatási módszeréből (a szaktudományok eredményeit általánosítja, szintetizálja) adódóan integratív diszciplínának tekinthető, s így kitüntetett szerepet játszhat a szaktudományok egységének megteremtésében. A szakdiszciplínák, a különböző kutatási ágak integrációja több formában és eltérő szinteken megvalósuló folyamat. Az integráció egyik alapvető formája a különböző tudományágak egymásba hatolása, összefonódása, interdiszciplináris kutatások megvalósulása (geofizika, geokémia, geokozmológia, geokozmokémia). Ezt nevezhetnénk az integráció analitikus vagy konkrét formájának. Létezik az integrációnak egy úgynevezett szintetikus vagy absztrakt formája, amikor közös, általánosan ható törvényeket, egyetemes tulajdonságokat feltárva ismerjük fel a valóság különböző területeinek egységét. Ilyen feladatokat old meg a geonómia, mint a Föld globális elmélete. Az integrációnak ezen a szintjén kerülhet sor terjedelmileg igen átfogó és tartalmilag mélyen ható törvényszerűségek megfogalmazása. A geonómiának — írja SZÁDECZKY-KARDOSS ELEMÉR — speciális, az egyes tudományszakbeli fogalmaknál általánosabb fogalom-tárra van szüksége. A filozófia mint az absztrakció viszonylag legmagasabb szintjét kifejező elméleti tudás, ezen az integrációs fokon adhat jelentős segítséget. A filozófiai általánosítás a szaktudományos fogalmak konkrét, specifikus jegyeitől történő elvonatkoztatás, az absztrakció magasabb szintjére emelkedés. Természetesen tisztában kell lennünk a filozófia szerepének hatókörével és funkciójának jellegével. A dia-

lektikus materializmus mint önálló filozófiai diszciplína saját feladatkörével van elfoglalva, filozófiai funkciókat lát el, és nem old meg szaktudományos feladatokat. A filozófia ugyanakkor mint a szaktudományok eredményeit általánosító tudomány olyan kategóriákat, törvényeket, elméleteket dolgoz ki, melyek a konkrét kutatás számára analógiát szolgáltatnak, megadják a magyarázatok általános teoretikus módszerét és ebben az értelemben mércéül szolgálhatnak a szaktudományos eredmények interpretálásánál. Ezt kívánjuk érzékeltetni, amikor az alábbiakban a mozgás filozófiai elemzésének eredményeit bemutatva szólunk hozzá a vitatott témakör lényegét érintő olyan alapvető teoretikus problémákhoz, mint a ciklusos változások, a körfolyamatok szerepe a természeti rendszerek kialakulásában és egzisztálásában, a ciklikus és evolúciós folyamatok viszonya, az organizációs szintek és a fejlődés, az organizációs szintek egymásra épülése és a körforgás összefüggése.

E problémák megközelíthetők egyazon kiindulópontból, nevezetesen a *mozgás* vizsgálatából. A dialektikus materializmus azzal, hogy meghaladta a mozgás mechanisztikus felfogását (lényegileg térbeli helyzetváltoztatásra történő korlátozását) több vonatkozásban is lényeges haladást ért el. Ilyen előrelépésről szólhatunk egyfelől a mozgás *tárgyi formáiról* szóló elmélet kidolgozásánál. A mozgás felölel magában foglal minden mennyiségi és minőségi változást, eseményt, folyamatot a mechanikai helyváltoztatástól — az egyéb fizikai, valamint kémiai, geológiai, biológiai folyamatokon át — egészen az emberi tevékenységig. A mozgásnak minőségileg eltérő formái vannak. Az eltérést, a különbözőséget itt a változási folyamatok *alanyának* sajátossága adja. Ennek megfelelően beszélhetünk a *fizikai, kémiai, geológiai biológia* mozgásformák csoportjairól. Ezzel összefüggésben kell röviden érinteni a „mozgásformák", a „szintek" és a „nagyságrendek" viszonyának a kérdését. A „nagyságrend" mindenekelőtt mennyiségi vonatkozást fejez ki tér—idő metrikában. A metrika választhatósága következtében a „nagyságrendek" csoportosításában sok a konvencionális mozzanat. (Béll Béla akadémikus előadásában a légköri mozgásrendszerek nagyságrendi skálájának konvencionális mozzanataira utal.) A „szint" fogalmát kitüntetetten a biológiában, de a kvantummechanika különböző interpretációi kapcsán a fizikában is a minőségi különbözőségek jelölésére használják. Amennyiben a „szint" fogalmát a minőségi eltérések kifejezésére, a „nagyságrend" fogalmát a mennyiségi eltérések kifejezésére használjuk, a kettő összefüggésének a feltárására kell a fő figyelmet fordítani. A mennyiségi—minőségi változások kölcsönhatásának adott relációját, törvényszerűségét kell feltárni. A konvencionális mozzanatok minimumra csökkentését a nagyságrendek objektív minőségi határainak ismerete teszi lehetővé. *A mozgásformák különbözőségében és összefüggésében a „szintek" és a „nagyságrendek" viszonya, egymásra és egymásba épülése fejeződik ki.* A legélesebb különbözőségeket a „fejlettségi szintek" (alacsonyabb és magasabb rendű mozgásformák), vagyis a fejlődést kifejező minőségi

eltérések adják. A „struktúra", „rendszer", „organizáció" fogalmaival az egyes mozgásformákhoz, tehát szintekhez és nagyságrendekhez tartozó jelenségek, objektumok vagy csoportjaik, illetve folyamataik determinált szervezettségét, rendezettségét, rendezettségi fokát fejezzük ki.

A marxista filozófia meghaladva a mechanisztikus természetfelfogás korlátait a mozgás értelmezésében egy másik területen is lényeges előrelépést tett. Kidolgozta a mozgás ún. *tartalmi vagy irány szerinti formáiról* szóló elméletet. A mozgás mindig állapotváltozás, adott dologi és mozgási állapotok megváltozását, átmeneteit jelenti. A mozgás felölel minden állapotváltozást a legegyszerűbb esetektől egészen a fejlődésig. A mozgási formák különbözőségeit a mozgás folyamatát kifejező állapotváltozások összefüggésének jellege adja. Az állapotváltozások összefüggéseinek formáját a mozgás *irányával* fejezzük ki. Már a mechanikában is jelentősek a mozgás irányának eltéréséből adódó különbözőségek (például egyenes vonalú vagy forgó mozgás). Az élettelen természetben igen elterjedt a körmozgás, a forgó és keringő mozgás, továbbá a rezgő, a hullám mozgás. A mechanika esetében a mozgások *térbeli iránya* kerül előtérbe. A termodinamikában, elektromosságtanban stb. tanulmányozott folyamatoknál az energia terjedése, a forrástól és a közegtől függően megvalósulhat sugárzással, áramlással, vezetéssel. Az „irány" vizsgálatánál itt is alapvető szerepet játszanak a tér—idő paraméterek. A fizikának ezeken a területein azonban már előtérbe kerül az állapotváltozások reverzibilis vagy irreverzibilis jellegének a kérdése. A reverzibilitás és az irreverzibilitás a mozgás egymásra vonatkoztatott ellentétes irányait kifejező fogalmak. Az „entrópia" és az „információ" ugyancsak egymásra vonatkoztatott ellentétes változásai irányok — rendezetlenség és rendezettség —, illetve mennyiségi mértékük kifejezésére szolgál. Az információnövekedést a fejlődő rendszerek sajátosságának tekintjük. Az entrópianövekedés az irreverzibilis változáshoz kapcsolódik. Valószínűnek látszik, hogy az entrópiacsökkenés és az információnövekedés, valamint a reverzibilis, illetve körforgás típusú folyamatok összefüggésének vizsgálata is gyümölcsöző lehet.

A mozgás irányát kifejező fenti kategóriáknak a különböző tudományokban — fizika, kémia, geológia, biológia — történő vizsgálata nélkülözhetetlenné teszi az interdiszciplináris megközelítést és annak szintetikus, absztrakciós formáját. A termodinamikai megközelítés mellett az irreverzibilitás fogalmát más tudományok eltérő értelmezésben is használják (termodinamikailag — kompenzáló energiával — megfordítható folyamatok kémiailag, illetve biológiailag lehetnek irreverzibilisek). Termodinamikailag reverzibilis folyamat szigorúan véve nem valósítható meg. Amennyiben tehát a reverziót a körfolyamatok, a körforgás általános feltételeként értelmeznénk, az utóbbiak tagadásához jutnánk. Ez pedig ellentmondana a tapasztalásnak. És itt már nem csupán arról van szó, hogy a reverzibilitás fogalmi tartalma is tágítható (pl. a kémiában a reverzibilis reakciók), hanem annak a szükségessége is fel-

vetődik, hogy a változások alapirányait általánosabb kategóriákkal lehet csak adekvátan kifejezni. Adott esetben ez azt jelenti, hogy a reverzibilitás csupán egy általánosabb változási irány, mozgási forma specifikus esete. A megfordítás ismétlést jelent. Az ismétlésnek, ismétlődésnek azonban nem egyedüli és közel sem egyetemes formája a megfordítás. A természeti körforgások általános feltétele sem a reverzibilitás, hanem az ismétlődés.

Végezzük el a változási irányok általánosítását, mutassuk be röviden a mozgás irány szerinti formáiról szóló filozófiai elmélet főbb tételeit.

Abból indulunk ki, hogy *minden mozgásnak iránya van.* Az egyetemes irányokat vizsgáljuk, és irányon a kiinduló és egymásba átmenő (és így egymást követő) állapotok közötti tartalmi összefüggés adott formáját értjük. Az állapotok megváltozásának legegyszerűbb esete az *azonosságon* alapuló összefüggési forma, ami nem más, mint az ismétlődés. Definiálva: az állapotok változásának az *ismétlődés* olyan formája, amelyben az adott állapot újratermelődik. Formulája: $A \rightarrow A'$ (ahol $a \rightarrow$ az átmenetet, átalakulást jelöli). Mint már mondottuk a reverzibilitás az ismétlődésnek csak specifikus esete. Egy folyamat, mondjuk $a \rightarrow b$ megfordítható (reverzibilis), ha fennáll a $b \rightarrow a$ lehetősége. Ezzel szemben az adott folyamat megismételhető, ha fennáll az 1. $a \rightarrow b$, 2. $a \rightarrow b \ldots$ lehetősége. Továbbá beszélhetünk a megfordítás ($b \rightarrow a$) megismételhetőségéről is.

A dialektika általános módszertani elvei szerint haladva az azonosságtól a *különbözőség*hez jutunk. A mozgás második irány szerinti alapformája a különbözőségen alapul. Az állapotok átmenetének különbözőségen alapuló összefüggési formája, másként az állapotok átmenetének az eltérést, a különbözőséget kifejező iránya az *irreverzibilis változás.* Az irreverzibilis változás szaktudományokban használt fogalmát tehát általánosítottuk. Az irreverzibilitás itt az ismétlődés ellentéte. Szaktudományos fogalmi tartalma, ti. hogy nem megfordítható, alávetett mozzanattá válik. A definitív jegy minden irreverzibilis változás legátfogóbb mozzanata lesz: az adott állapot megszűnik, nem ismétlődik, más, a kiinduló állapottól eltérő állapot jön létre. Formulája: $A \rightarrow B$ (ahol a B egyedüli ismérve, hogy más, az A-tól eltérő állapot).

A természeti folyamatok vizsgálata azt mutatja, hogy nincs sem abszolút ismétlődés, sem abszolút irreverzibilitás. Miután az ismétlődés azonosságot fejez ki, abszolutizálása olyan modellhez vezetne, melyben csak *folytonosság* létezik. Az irreverzibilitás abszolutizálása pedig olyan modellt eredményezne, mely csak az állapotváltozások *megszakítottságát* veszi tekintetbe.

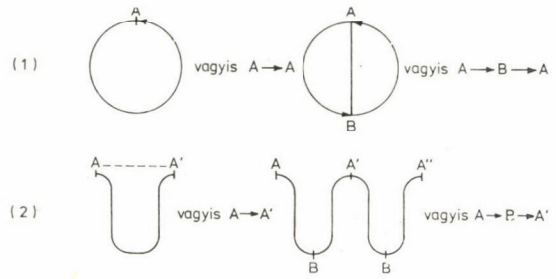
Összetett, bonyolult mozgások esetében az ismétlődés és az irreverzibilis változás rendezett egységével találkozunk: amikor az ismétlődés és az irreverzibilitás egységén belül az irreverzibilitás dominanciája valósul meg — a fejlődéssel, amikor az ismétlődés dominanciája valósul meg — a körforgással.

A *fejlődés* esetében többszörösen összetett mozgásról van szó. A rövidség kedvéért csupán a fejlődés progressziós ágát vesszük. Progresszió esetén

az ismétlődés és az irreverzibilitás egységén belül az ismétlődés alárendelt szerepű, a változás fő irányát az irreverzibilitás határozza meg. Az ismétlődés ennek következtében itt nem a kiindulóponthoz történő visszatérést, hanem az eltérő állapotok váltakozásának sorában az azonos mozzanatok kumulálódását eredményezi. Ez lehetővé teszi, hogy az irreverzibilis változás magasabb szintre emelkedéshez vezessen. A progresszió egyszerűsített formulája: $A \rightarrow \overline{B} \rightarrow \overline{\overline{C}}$ (ahol a $\overline{B}$, $\overline{\overline{C}}$ szintváltást, magasabb szintre emelkedést jelent).

Egészen más az eredmény, amikor az ismétlődés és az irreverzibilis változás rendezett egységén belül az ismétlődés dominanciája érvényesül és az irreverzibilitás alárendelt szerepet játszik. Az ilyen mozgási formában az irreverzibilis változás részmozzanatként érvényesül, vagyis fennáll az $A \rightarrow B$ reláció. A folyamat egészének irányát azonban az ismétlődés határozza meg. Ez azt jelenti, hogy az állapotváltozásoknak vissza kell térni a kiindulóponthoz, tehát fennáll a $B \rightarrow A'$ reláció (ahol a $B \rightarrow A'$ nem feltétlenül az $A \rightarrow B$ reverziója). A mozgásnak ez az irány szerinti formája a *körforgás*. Definíciója: a körforgás az ismétlődés és az irreverzibilitás olyan kölcsönhatásán alapuló mozgási forma, mely az állapotok megváltozásának meghatározott és zárt ciklusát alkotja, a kiinduló- és a végpont ismétlődése alapján. Legegyszerűbb formulája: $A \rightarrow B \rightarrow A'$. A körforgás strukturális jellemzői: az ún. felfelé ($A \rightarrow B$) és lefelé ($B \rightarrow A'$) menő ág, valamint ennek alapján az $A \rightarrow A'$ mozzanat. Hangsúlyozni kell, hogy a körforgás csak „kifelé" zárt, „befelé" azonban nyitott. A kiindulóponthoz történő visszatérés ugyanis olyan végpont, amely egyben kiindulópont is.

A körforgás adott értelmezésével az általánosítás, a szintézis új lehetőségeit teremtettük meg. Egyrészt elszakadtunk a mozgás leszűkített mechanikai felfogásától. A körforgás nem jelent feltétlenül *kör*mozgást, tehát pl. térbeli keringést. A mozgásokat nem aszerint soroljuk be a körforgás fogalma alá, hogy térbeli pályájuk kör. Egy dolog ugyanis az, hogy egy körmozgás (pl. egy bolygó keringése, forgása) a körforgás általában vett fogalmába tartozik, és egészen más dolog lenne azt állítani, hogy minden körforgás körpályát ír le, vagyis körmozgás. Másrészt, éppen ezáltal nyílik lehetőség a konkrét mozgások különböző eseteinek lényegi összefoglalására (tipizálására) közös jegyeik alapján. Mutassuk be ezt olyan, térbeli formáikban, és egyéb tartalmi sajátosságaikban is eltérő mozgástípusokra vonatkozóan, mint például a geológiában a ciklusos, illetve ritmusos vagy a csillagászatban a ciklusos, illetve periodusos folyamatok. Szádeczky-Kardoss Elemér akadémikus a körmozgások, keringések, valamint a rezgések, hullámmozgások egységes mérésére vonatkozó javaslata már rávilágít e mozgások kiemelhető közös struktúrájára. A forgás, keringés esetében a legnagyobb test-, illetve pályaátmérővel, rezgések- hullámzások esetében a hullámhosszal operálunk. Így a következő sémákat kapjuk (1. ábra).



1. ábra

Belátható továbbá, hogy ez a struktúrája a hullámmozgás minden fajtájának, minden osszcilláló, pulzáló, periodikusan ismétlődő mozgásnak. A rezgés, a pulzáció $A \rightleftarrows B$, vagyis $A\ B\ A$ sémát mutat. A hullámok rezgésekből alakulnak ki. A hullámmozgás tehát a rezgések ismétlődése. Egy teljes rezgés $A\ B\ A$, mely ismétlődik $A\ B\ A\ \ B\ A\ B\ A \ldots$ Ugyanezt a sémát, tehát az állapotok fel- $(A \rightarrow B)$ és lemenő $(B \rightarrow A)$ ágát, valamint a kiindulóponthoz történő visszatérést $(A \rightarrow A')$ mutatják a bonyolultabb geológiai és biológiai körforgások is. A hidrológiai ciklus, a kén- és a szénvegyületek körforgalma, a kőzetképződés körfolyamatai, a globális tektonikai változások, a biokémiai körfolyamatok, a CORI-féle kör, a KREBS-féle körfolyamat esetében egyaránt érvényes az A → A' és ebből adódóan ugyancsak jellemző az állapotváltozások fel- és lemenő ágának jelenléte. Ezeknél a bonyolult folyamatoknál azonban az állapotváltozások többlépcsős sorával (pl. üledék → metamorfózis → olvadék képződés → magmatit, vulkanit → mállás→üledék), illetve ezek ismétlődésével találkozunk:

$$
\begin{aligned}
&A \rightarrow B \rightarrow C \rightarrow D \rightarrow C \rightarrow B \rightarrow A \\
&A \rightarrow B \rightarrow C \rightarrow D \rightarrow A \\
&(A \rightarrow B \rightarrow C \rightarrow A) \quad \rightarrow \quad (A \rightarrow B \rightarrow C \rightarrow A)
\end{aligned} \tag{3}
$$

Az egyes szaktudományokban meglehetősen eltérő értelmezésben fordulnak elő azonos fogalmak (ciklus, ritmus, periódus stb.). Az interdiszciplináris integráció szükségessé teszi a fogalmak meghatározott körének azonos értelmű használatát, egymáshoz való viszonyuk egységes értelmezését (és ez nem pusztán nevezéktani probléma). Az eddigiekből következően célszerűnek látszik az olyan specifikus folyamatokat mint keringés, cirkuláció, körforgalom; ciklusos, ritmusos, periódusos változás egyazon általános mozgási alaptípus, a *körforgás* speciális eseteiként, formáiként értelmezni. Nem szabad azonban, hogy a fogalmak közös jegyeik alapján történő egységes kezelése tartalmuk — mely sokrétű — megmerevítését eredményezze. A ciklus, ciklusos kifejezéseket használjuk például a fejlődés jellemzésénél is. Nyilvánvalóan elszegényítené a ritmus fogalmi tartalmát, ha pusztán az időértékek egymás-

hoz való viszonyának rendjeként értelmeznénk. A „ritmus", a „ritmusos" fogalmakkal mindenekelőtt az anyagi és mozgási állapotok változásának sajátos összefüggését, irányát fejezzük ki, mely természetesen meghatározott térbeli és időbeli sajátosságokat mutat. Továbbá meghatározott ciklusok egymásrakövetkezése is lehet ritmusos, és fordítva. Ugyancsak tartalmi lemerevítést jelentene, ha a periodicitás fogalmát kizárólagosan az időhöz kapcsolnánk. A biológia használja a térbeli periodicitás fogalmát. A periodicitás, továbbá a tartalom, ti. az állapotváltozások oldaláról közelítve szakaszosságot jelent. Mindezek alapján azt is mondhatnánk, hogy meghatározott tartalmi oldalról a ciklusosság, ritmikus változás, periodicitás a körforgás egy-egy vonatkozását, oldalát kifejező fogalmak.

Hosszú időn keresztül uralkodó volt az a nézet, mely minden minőségi állapotváltozást fejlődésként interpretált és ennek következtében a dialektika azonosult a fejlődéselmélettel. A körforgás különböző típusainak, formáinak elemzése, e felfogástól eltérően, arról győz meg bennünket, hogy ez a mozgási forma is a dialektika törvényei alapján valósul meg. A körforgás nem puszta ismétlődés. Egyrészt tartalmazza az irreverzibilis változást és ennek következtében a különböző minőségi állapotok változásának meghatározott típusát. Másrészt sohasem a kiindulóponthoz történő abszolút visszatérésről van szó. A körforgás továbbá ellentétes tendenciák, erők kölcsönhatásának eredménye. Végezetül, a körforgás viszonylagos mozgásforma, nem zárja ki a mozgás más alapvető irányainak, így például a fejlődésnek a létezését, sőt meghatározott feltételek esetén fejlődési folyamatba megy át. Ezzel összefüggésben vetődik fel a fejlődés és a körforgás viszonyának, valamint a körforgás szerepének a kérdése.

Egy jelenség, objektum tartós fennmaradása meghatározott folytonosságot, stabilitást, stabilis egyensúlyt feltételez. Egy tartósan egzisztáló rendszer kialakulásának alapvető feltétele azoknak a sajátos mozgási formáknak a létrejötte, melyek alapján az adott rendszer fennmaradása lehetséges. Az állandóság, a folytonosság, a mozgás oldaláról véve ismétlődésen, illetve körforgáson alapul. A körforgás az ismétlődés, valamint az irreverzibilis változás szakaszos egymásutániságában megvalósuló kölcsönhatások következtében egyfajta rendezettséget hoz létre. Ez a rendezettség stabilitást eredményez és így válik a körforgás a rendszer önfenntartásának, tartós megmaradásának feltételévé és alapjává. *A körforgás az önfenntartó folyamatok, alapvető mozgási formája.* Körforgás esetén az ellentétes irányú tendenciák, változások úgy mennek át egymásba, hogy újratermelik egymást és ez a folyamat ismétlődik. Ennek következményeként jönnek létre stabilis, egyensúlyi állapotok. Ankétunk szinte minden előadója érintette a körforgás és a stabilitás fentiekben vázolt összefüggését. A kozmológia területén PAÁL GYÖRGY mutat rá a ciklusosság és a kozmikus stabilitás egymás általi feltételezettségére. MÉSZÁROS ERNŐ a szénvegyületek légköri körforgalmának a légkör állapotának szabá-

lyozásában betöltött szerepét mutatja be. Többen érintették a biológiai egyensúly, a biológiai stabilitás és a körforgás összefüggését. Ezzel kapcsolatban ki szeretném emelni DUDICH ENDRE megjegyzését a kibernetikai modellezés várható szerepéről. Az önfenntartó mozgás körforgás jellege valóban a kibernetika által tanulmányozott dinamikus önfenntartó és önszabályozó rendszerek működésében tárul elénk a legplasztikusabban.

A fejlődés és a körforgás kapcsolata sokféle lehet. A fentiekből következő alapreláció: *a körforgás a fejlődés alapja, a fejlődés a körforgás bázisán megvalósuló folyamat.* Egy rendszer fejlődésének ugyanis alapvető feltétele a rendszer tartós fennmaradása, melyet, mint láttuk, a rendszer specifikus körforgási folyamatai biztosítanak. A körforgás azonban nemcsak az önmozgás, de az önfejlődés alapja, illetve megvalósulási formája is lehet. A csillagevolúció vagy az ontogenezis tanulmányozása azt mutatja, hogy a körforgás a fejlődés és az ismétlődés rendezett egysége is lehet. Ezekben az esetekben a körforgás a fejlődés megismétlődését eredményezi, lehetővé téve egy adott fejlődési ciklus újrakezdődését, és ebben az értelemben a fejlődés megmaradását, folytonosságát biztosítja.

A körforgás és a rendszerek kialakulásának, stabilitásának kapcsolata, valamint a körforgás és a fejlődés bemutatott viszonya arra utal, hogy *a természet egységé*nek, egyetemes mozgási törvények megismerésének egyik alapvető útja a természeti körforgások, a különböző szintű természeti rendszerekhez tartozó körfolyamatok összefüggésének a feltárása. A természet egységének egyik alapvető megnyilvánulása a *körforgás*nak mint alapvető mozgási formának az *univerzalitása*, valamint a különböző szintű — kozmikus, geológiai, biológiai — körfolyamatok konkrét egymásra és egymásba épülése.

A természeti dinamizmusok teljes feltárása, de a stabilis állapotok, illetve keletkezésük, változásuk megértése is nélkülözhetetlenné teszi a labilis, instabilis viszonyok tanulmányozását, a stabilis és instabilis állapotok összefüggésének vizsgálatát. Ezzel kapcsolatban vetődik fel a különböző körforgási folyamatok egymásba ($K_1 \rightarrow K_2$), a körforgásnak fejlődésbe ($K \rightarrow F$), illetve a fejlődésnek körforgásba ($F \rightarrow K$) történő átmenete. Mindezekre azonban ez alkalommal nem térhetünk ki.

A FÖLDTUDOMÁNYOK TÁRGYA ÉS RENDSZERE ÉS AZ „ÁLTALÁNOS CIKLUSTÖRVÉNY"

PÓKA TERÉZ

Tudományelméleti alapok

A tudományos és technikai forradalom időszakában a természettudományok hatalmas iramú differenciálódása (specializálódása), a követhetetlen gyorsasággal kialakuló új tudományágak megjelenése, ugyanakkor az intenzívebbé váló integrálódás folyamatában a diszciplína határok elmosódása, *nem utolsó sorban* a tudomány szervezésének gyakorlati feladatai a nemzeti és nemzetközi tudománypolitikában, egyre szükségesebbé teszik az egyes nagy tudománycsoportok hatáskörének, tárgyának és társadalmi funkciójának tudományos meghatározását. A tárgymeghatározásokhoz szorosan kapcsolódik a szélesebb és szűkebb tudományterületek belső struktúrájának, az ismeretek rendszerének feltárása. Ezért a korszerű tudomány—tárgy meghatározások általában rendszerelméleti megközelítést alkalmaznak. Ezt az eljárást indokolja, hogy a természettudományok (elsősorban a csillagtudományok, a földtudományok és a biológiai tudományok) meghatározott tér—idő struktúráknak, anyagi rendszereknek tudati tükröződései („rendszer tudományok"). Így a dialektikus materialista alapon álló rendszerkutatás nemcsak a természeti, hanem a tudati rendszerek (pl. tudományok) feltárásában is jól használható.

A természettudományok tudományelméleti klasszifikációjának hasznosítása két irányú lehet: a tudományokra megtermékenyítőleg hat a tudományos tárgy- és rendszer-meghatározás, mert ezekben a vizsgált objektív rendszerek reális kapcsolata tükröződik, másrészt ezek a megismerések a tudományszervezés és tervezés nélkülözhetetlen eszközei.

A marxista tudományelméleti szakemberek többsége a tudományok tárgyának és rendszerének meghatározásánál az engelsi mozgásforma rendszerből indul ki. A legtöbb szerző azonban megegyezik abban, hogy a klasszikus rendszer szélesítésre és változtatásokra szorul. Az eredeti rendszer változtatásában vagy a szubordináció, vagy a koordináció elvét alkalmazzák. Pl. KEDROV az alapvető vagy egyszerű mozgásformákból (fizikai és kémiai mozgásformák) a szubordináció elve alapján vezette le a komplex vagy összetett mozgásformákat, a biológiai, geológiai és társadalmi mozgásformát LAITKO (1967) az összetett mozgásformákat a koordináció elve alapján az egyszerű mozgásformák létezési formáinak tekinti. A két elv dialektikus összefoglalá-

sát látjuk HÖRZ és LÖTHER (1964) megfogalmazásában: a komplex mozgásformák az alapvető mozgásformák kölcsönhatásának eredményei, amelyek nemcsak alárendeltek, „hanem úgy kell tekinteni őket, mint egymás mellett működő, több oldalról ható faktorokat".

A mozgásformák rendszerének klasszikus felfogása alapján a marxista irodalomban gyakran találkozunk azzal a megoldással, hogy a geológia, sőt a földtudományok egésze tárgyát azonosítják a geológiai mozgásformával. „A geológiai természet csak mint egy különleges kozmikus testnek, mint egésznek, ásványos és általában anorganikus anyagának létezési módjaként határozható meg" (KEDROV, 1967). Hasonló értelmű, de a biológiai mozgásformával is összekapcsolt meghatározást ad GUNTAU (1968): „A földtudományok tárgya (a geológiai mozgásforma) az anyag fizikai, kémiai és biológiai mozgásformái kölcsönhatásának egyik formája a természet egy területén, amelyet a Föld dimenziói térbelileg és története, felületének lehűlésétől a jelenig, időbelileg lehatárol. A Földnek ezek a kölcsönhatás folyamatai és fejlődése más kozmikus testekhez való viszonyából, az egyes szféráknak, valamint szerkezeti és anyagi részeinek kölcsönhatásából származnak."

Amikor a marxista tudományelmélet kutatói ragaszkodnak a klasszikus engelsi mozgásforma rendszer felhasználásához a természettudományok klasszifikációjánál, abból az ENGELS által megfogalmazott alapelvből indulnak ki, hogy: „. . . a tudomány tárgya a mozgó anyag" és a tudomány feladata az anyag mozgásának megismerése („. . . haben wir die Bewegung der Materie erkannt . . . , so haben wir die Materie selbst erkannt").

Ebből a helyes alapból kiinduló szemlélet azonban kisiklik, amikor a kutatók ragaszkodnak klasszifikációjukban az ENGELS által kidolgozott konkrét mozgásforma rendszer átvételéhez. ENGELS „A természet dialektikájá"-ban a mozgás konkrét formáinak rendszerét természetszerűleg korának természettudományos ismeretei (konkrétabban a 19. sz. közepének természettudományi diszciplína rendszere) alapján határozta meg. E rendszer alapja mélységesen dialektikus, de érvényességi körét erősen korlátozza az, hogy a konkrét mozgásforma rendszer mindig csak egy adott kor természettudományos ismeretrendszerét tükrözheti, ugyanis azon alapszik. Ebből pedig az következik, hogy a tudomány klasszifikációja csak részben és nagyvonalakban eshet egybe a filozófia által meghatározott mozgásforma-rendszerrel. Ez nem zárja ki azonban, hogy a filozófiai elmélet befolyásolja a tudományok elméleti kutatását, ugyanakkor a természettudományos új ismeretek és a tudományelméleti rendszerek visszahatnak a filozófiai elméletre. A két kutatási irányzat azonban szintjében és céljában is különbözik. A filozófiai mozgásforma meghatározás (és rendszer) az objektív valóság egészére vonatkozik (és időtálló kell legyen), az episztemológiai kutatás pedig a tudat szférájában mozog (a tudományok szférájában) és a fejlődés jelenlegi stádiumát tükrözi (praktikus célokból).

A tudományelmélet és a természettudományok szempontjából úgy véljük, hogy a dialektikus materializmus filozófiai rendszerében a „mozgás irány szerinti formái"-nak (reverzibilis és irreverzibilis mozgás, körforgás, fejlődés) olyan megfogalmazása, mint HORVÁTH J. munkáiban megtalálható, a mozgás filozófiai értelmezéséhez és a szaktudományok általános elméleti kérdéseinek megoldásához is többet nyújt, mint a konkrét mozgásformák korábban elfogadott merev rendszere. Ugyanakkor a konkrét mozgásformák rendszerének (az organizációs szinteknek) meghatározása már az egyes szaktudományok problematikája és azok elméleti általánosításain kell alapulnia.

A természettudományok tudományelméleti kutatásánál, a tudományok klasszifikációjában és rendszerezésében a rendszerelmélet nagy előrelépést jelent.

A tudományokat is a rész és egész, az elem és struktúra viszonyában kell e vizsgálatoknál szemlélnünk, így kikerüljük a vulgáris, statikus, antidialektikus gondolkodás veszélyét. Emellett azonban a történeti-fejlődési elemzés is szükséges, hiszen a szubjektív rendszereknek — az objektív rendszerekhez hasonlóan — szintén egyik fő mozgás-aspektusuk a fejlődés. A két szemlélet, a két megközelítési mód együttes alkalmazása, ezek arányának egyensúlya elengedhetetlen követelménye a dialektikus tudományelméleti kutatásoknak.

Ezért a földtudományok klasszifikációjánál és rendszerezésénél a strukturális-rendszerelméleti és a dinamikus-genetikus (történeti) elemzés egységes alkalmazására törekedtem.

A földtudományok klasszifikációja

Alig akad természettudomány, amellyel kapcsolatban annyi téves nézet, helytelen értelmezés mutatkozna- sokszor még földtudományi szakemberek körében is — mint tudományunk tárgya és rendszere. Jelenleg a földtudományok tárgyának több száz többé-kevésbé tudományos meghatározását ismerjük.

A földtudományok klasszifikációjánál kiinduló feladatunk, hogy kijelöljük azokat a diszciplínákat, ill. részdiszciplínákat, amelyek egységes rendszerükbe illeszthetők. Az elmúlt évtizedben váltak világossá azok az integrációs kapcsolatok, amelyek alapján a természettudományok rendszerébe — a fizikával, kémiával és biológiával egyenrangú kategóriaként — beilleszthetjük azokat a tudományágakat, amelyeket most már egységes névvel földtudományoknak nevezünk. A feladat azoknak a specifikumoknak kijelölése, amelyek a földtudományokat, mint a természettudományok rendszerének egyik elemét a többi természettudományoktól elkülönítik. Az így meghatározott specifikumok teszik egyértelművé, hogy mely tudományágakat sorolhatjuk a földtudományok körébe. Az így definiált földtudományokat,

most már mint „egészet" az általuk vizsgált objektív rendszer struktúrája és dinamikája alapján „önmagában" is definiálhatjuk. Tehát a földtudományoknak kettős definícióját adhatjuk meg: az egyik megadja, hogy miben különböznek a többi természettudományoktól, a második meghatározza konkrét tárgyukat.

A földtudományoknak a természettudományok rendszerében elfoglalt helyének meghatározását objektív alapokra helyezhetjük Szádeczky-Kardoss E.-nek az objektív valóság „mechanikai anyag"-nak nevezett szférájára vonatkozó, általános mozgásrendszerező (mozgás- v. ciklustörvény) diagramja segítségével. A diagramban ui. az egyes anyagi rendszer-típusok hierarchikus rendjükben diszkrét tér—idő és energiasávokban jelennek meg. Az így kialakuló, konkrét tér—idő, hőmérséklet, ill. energiaértékekkel és ciklustörvénynyel jellemezhető diszkrét tartományok egyben a különféle diszciplínák kutatási területét is kijelölik. Ezek alapján a földtudományokat, mint a természettudományok rendszerének egészét a következőképpen definiálhatjuk:

— *Földtudományi diszciplínáknak nevezzük azokat a tudományterületeket, amelyek élő anyagi rendszerek kifejlesztésére, ill. hordozására alkalmas élettelen anyagi rendszereket vizsgálnak meghatározott, diszkrét tér—idő és energiaintervallumban.* (A definíciókban ezeket a paramétereket szándékosan nem határozzuk meg, mert pontosításuk, ill. áthatási területeik megismerése a tudományok fejlődésével jelentősen változhat és változik, így a definíció sem lenne időtálló.) A fenti definícióból következik, hogy a földtudományok egésze hangsúlyozottan rendszer-tudomány, amelyek az alaptudományok (a fizika és kémia) és a biológiai tudományok, valamint az alaptudományok és a csillagtudományok között átmenetet teremtenek, azok összekötő láncszemei. Az anyag mozgásának más tudományok által nem tanulmányozott és nem tanulmányozható területét tekintik át.

A földtudományoknak, mint egységes egésznek tárgymeghatározásánál abból az álláspontból indultam ki, hogy a természettudományok tárgya általában az anyag struktúrájának és e struktúra elemeinek kölcsönös kapcsolata, a struktúra funkcionális törvényszerűségeinek vizsgálata, amelyhez azonban a természet és az ember (társadalom) kölcsönhatásának feltárása is társul. Ugyanakkor a definíciónál azt is figyelembe kell venni, hogy a megismerés mindig gyakorlati tevékenységből indul ki és célja is az emberi gyakorlat.

A fenti szempontokat figyelembevéve és az első definícióból kiindulva a földtudományok tárgyát a következőkben határozhatjuk meg:

— *A földtudományok tárgya a Föld, mint viszonylag zárt rendszer strukturális részeinek* (elemeinek) *és a részek általános összefüggéseinek* (funkcionális kapcsolatainak) *elemzése és e struktúra történeti kialakulásának* (fejlődésének) *feltárása*; mindezek alapján a Földre vonatkozó különös és általános törvényszerűségek megállapítása és az ismeretek hasznosítása a társadalmi gyakorlatban.

A tudományok tárgymeghatározása alapjául szolgál a tudományok funkciójának meghatározásához is.

A természettudományos kutatás funkciója általában kettős: a természeti törvényszerűségek megismerése és a társadalmi gyakorlat kielégítése. Ez a kettős funkció a földtudományok esetében különös élességgel jelenik meg. Már történelmi kialakulásuk is a legszorosabb kapcsolatban állott a társadalmi gyakorlattal (a bányászattal), jelenleg pedig elszakíthatatlanul kapcsolódnak a legégetőbb társadalmi—gazdasági feladatok megoldásához (nyersanyag- és energiaellátás, környezetvédelem, űrkutatás, természetátalakítás stb.).

A természettudományok ismeretelméleti funkció közül a földtudományok kiemelten teljesítik az „értelmezés" (magyarázás) és az „előrelátás" (prognózis) funkcióját. Ennek értelmében a földtudományok funkcióját a következőkben határozhatjuk meg: — Az élő világot és a társadalmat körülvevő és éltető élettelen világ (a Föld) dinamizmusának és történetének értelmezése és ez értelmezés alapján prognózisok alkotása a még közvetlenül hozzáférhetetlen földi szférák tulajdonságairól és folyamatairól, a Föld múlt-, jelen- és jövőbeli rövid- és hosszútávú változásairól és végül, de nem utolsósorban a nyersanyagok és energiahordozók előfordulásairól, minőségéről és hasznosíthatóságáról.

A tudományok önállóságának megítélésénél általában az önálló tárgy és az önálló metodika kettős követelményét emelik ki a tudományelméleti munkák.

Az előbbiekben a földtudományok tárgyának specifikumát, így önállóságuk egyik bizonyítékát tisztáztuk.

A földtudományok önállóságával kapcsolatos kételyek elsősorban abból erednek, hogy a földtudományok a fizika, a kémia és a műszaki tudományok számos elvi és metodikai eredményét felhasználják, sőt fejlődésüket sokszor döntően befolyásolja ezeknek a módszereknek felhasználása. Nem ismerik fel (vagy nem ismerik el) a földtudományok specifikus módszereit (pl. történeti módszer), másrészt tagadják annak lehetőségét, hogy valamely természettudomány eredményét felhasználhatjuk egy másik tudomány területén anélkül, hogy a felhasználó természettudomány önállósága csorbát szenvedne.

A földtudományok metodika rendszerét erősen áthatották a többi természettudományokból származó módszerek, azonban ezeket a módszereket sajátos módon és sajátos feladatok megoldására alkalmazzák. Így a földtudományokat a biológiai tudományokkal és a csillag-tudományokkal együtt természettörténeti tudományoknak is nevezhetjük a fizikával és a kémiával szemben, amelyek alapvetően strukturális tudományoknak tekinthetők. (E kérdés részletes kifejtését megtalálhatjuk Szádeczky-Kardoss E.: *Geonómia* c. művében.)

A földtudományok rendszere

Napjainkban még nem létezik a földtudományoknak olyan kiforrott rendszerezése, amelyet általánosan elfogadtak volna, ill. általánosan használnák. Tudományágainknak leggyakoribb csoportosítása, amelyben szétválasztják az ún. „strukturális", „anyagvizsgáló" diszciplínákat (ásványtan, kőzettan, geokémia, geofizika) és a történeti-genetikus földtudományokat (általános földtan, történeti földtan, tektonika, paleontológia stb.). Ebben a mechanikus szétválasztásban azonban ellentmondás rejlik, hiszen minden részdiszciplínán belül ezt a két irányzatot, kutatási megközelítést mindig együtt találjuk, legföljebb az arányokban mutatkozik eltérés.

A másik gyakori rendszerezési típus: a szorosabb értelemben vett geológia (földtan) szembeállítása a tágabb értelemben vett földtudományokkal, amelyek úgymond csak segédtudományai a geológiának.

A klasszifikáció megoldásához hasonlóan a rendszerezésnél is nagy segítségünkre van az anyag és mozgás hierarchikus rendszerének ismerete és a rendszerelméleti megközelítési mód. Abból kell itt kiindulnunk, hogy a tudományok valamely objektum, ill. jelenségkör gondolati tükröződései, tehát a tudomány struktúráját a tárgy (a vizsgált rendszer) struktúrája határozza meg. A struktúra összefüggést jelent a rendszer elemei között. Ezek az összefüggések a rendszer fejlődésének eredményeként törvényszerűen alakultak ki, vagyis a struktúra a fejlődés folyamatának anyagi megjelenése (befagyott fejlődés). Ebből pedig az következik, hogy a tudomány struktúráját (belső rendjét) szintén történeti módszerrel kell meghatározni. Ezt a tudományfejlődési folyamatot pedig elsősorban a megismerés elmélyülése jellemzi: a közvetlen jelenség leírásától a rendszerezésen és a jelenség lényegének megismerésén át az általános törvényszerűségek megismerése felé.

Az ilyen alapelvű rendszerezésnél a tudományágak között strukturális és genetikus kapcsolatokat keresünk (a rész és egész, a jelen és a múlt dialektikus kapcsolatában).

Az ilyen rendszer ábrázolására olyan koordináta rendszer alkalmas, amelynek egyik tengelyére a tudomány tárgya organizációs szintjeinek (elemeinek) fokozatos felépülését visszük föl, a másik tengelyén viszont a genetikus rendszerezés céljából a megismerés fokozatait ábrázoljuk (leírás-rendszerezés-belső összefüggések feltárása, ill. az általános törvényszerűségek felismerése).

A földtudományok ilyen rendszerezése (I. táblázat) mutatja tárgyuk belső struktúráját (elemi részek és erőterek, atomok, ionok, molekulák, ásványok, kőzetek, földtani formációk, geoszférák, Föld), ugyanakkor ábrázolja a földtudományok történelmi kialakulását és egymásraépülését. A függőleges oszlopokban az egymás feletti tudományágak mindig magukban foglalják az alattuk levő részdiszciplínák elméleti általánosításait és tényanyagát, azonban az általánosítás szintjén és az elmélet síkján magasabbra emelkednek. A víz

I. táblázat

A földtudományok strukturális-genetikus rendszere

Genetikus ág —										
	Általános törvényszerűségek és totális összefüggések „nómia" Jelen és jövő								Geonómia	
	Különös törvényszerűségek és fejlődés történet	Paleobiológia Paleoökológia					Ősföldrajz	Földtörténet Óceánok földtana Paleooceánológia Paleoklimatológia	Dinamikai földtan (geodinamika) Földfejlődés	GEOFIZIKA ÉS GEOKÉMIA
	Belső összefüggések és genetika „lógia" XX. sz.	Paleontológia	Evolúció-tan	GEOFIZIKA	GEOKÉMIA	(Teleptanok és alkalmazott földtanok)				GLOBÁLIS FÖLDTUDOMÁNYOK
						Ásványgenetika Mineralógia Kísérleti ásványtan	Kőzetgenetika Petrológia (litológia) Kísérleti kőzettan	Regionális földtan	Általános földtan (geológia) Hidrológia Oceánológia Meteorológia	
	Szerkezet elemzés (struktúra vizsgálat) XIX. sz. közepe	Cönológia Ökológia				Kristálykémia Kristályszerkezettan	Kőzetmikroszkópia Kőzetszerkezettan	Szerkezeti földtan (Tektonika)	Szerkezeti földtan Geomorfológia	
	Rendszerezés (szisztéma) Leírás „gráfia" XVIII. sz. vége	Őslénytan Őslényleírás				Ásványrendszertan Krisztallográfia	Kőzetrendszertan Petrográfia Litográfia	Sztratigráfia Földtani térképezés	Geográfia Oceánográfia Hidrográfia Időjárás regisztrálás	—
						ORIKTOGNÓZIA		GEOGNÓZIA		
Strukturális ág — Ősmaradvány				Részecskék és erőterek	Atomok (ionok) molekulák	Ásványok	Kőzetek	Formációk	Geoszférák	Föld

szintes sorokban a vizsgált rendszer egyszerűbb elemeitől az egyre összetettebbek felé haladunk, a rendszer totalitása felé.

A legalapvetőbb földtudományok a litoszféra egészét alkotó alapvető anyagfajtákat, az ásványokat és kőzeteket, ezek összetételét, szerkezetét, genetikáját és előfordulását vizsgáló tudományágak: az ásvány- és kőzettani tudományok és az ezekre alapozott teleptanok. Ezek információs rendszere nélkül megalapozatlanok és hasznosíthatatlanok lennének a Föld jelenlegi és múltbeli állapotát és változásait vizsgáló többi földtudományi diszciplínák.

Hasonló szerepet töltenek be a hidrológia és a meterológia is, amelyek önálló geoszférák megismerését szolgálják és szintén saját metodika rendszert is kialakítottak a litoszféra-tudományokhoz hasonlóan. Ezeknél azonban az anyag-struktúra-mozgás és történés vizsgálata nem vált el egymástól, elsősorban ezeknek a geoszféráknak (hidroszféra és atmoszféra) kevésbé összetett volta miatt. Egyébként a meterológiának és a hidrológiának történeti irányzatai csak a legújabb időkben fejlődnek és a szilárd Föld vizsgálatával és történetével foglalkozó diszciplínáknál nagyobb nehézségekkel küzdenek. A Föld víz és levegő burkának fejlődéstörténete egyébként megoldhatatlan a többi földtudományok eredményeinek felhasználása nélkül.

A földtani formációk és a szilárd geoszférák diszciplínái szorosabb kapcsolatban állnak egymással, mint a fent említett diszciplínákkal. Ezeknek a tudományoknak csúcspontja a szorosabb értelemben vett általános földtan és a földtörténet.

Az említett diszciplína csoportokon kívül, sajátos helyet foglal el a geokémia és geofizika. Ezek a tudományterületek viszonylag nagy önállóságot élveznek a földtudományokon belül és földtudományi súlyozással interdiszciplináris helyzetük van a kémia, a fizikai—kémia, a fizika, a kozmológia, a planetológia felé. A strukturális rendszerezésnél két szinten jelennek meg a földtudományok rendszerében: az elemi részek, erőterek, atomok és molekulák szintjén és a globális struktúra (a Föld) szintjén is. Ennek az az oka, hogy vizsgálódásaik, a kutatás módszerét tekintve az erőterek és atomok, ill. molekulák régiója (szintje), azonban az általuk feltárt összefüggések és törvényszerűségek egy sajátos anyagi rendszernek (a Földnek) megismerésére vonatkoznak. Ezért a geokémia és a geofizika — bár már a vizsgált organizációs szintek mindegyikében felhasználjuk őket, tehát az ásvány-kőzet-formáció, geoszféra kutatásban egyaránt alkalmazzuk eredményeiket —ún. globális tudományok.

A megismerés mai szintjében hasonlóképpen globális tudományok: a globális tektonika (geodinamika), a földfejlődés tana (kozmogeológia vagy geokozmológia) és végül az általánosítás legmagasabb totalitásában a geonómia (elméleti földtudomány). Ezek a globális tudományok részben áthatják az összes többi diszciplínákat, részben általánosítják és integrálják azok tényanyagát és elméleteiket.

Sajátos helyzetük van a paleontológiai tudományágaknak a természettudományok rendszerében. Ez a tudományterület a biológiai és a föld-tudományok között interdiszciplináris helyzetben vannak. Tárgyukat tekintve (az életjelenségek és az élet fejlődésének vizsgálata) szorosan kapcsolódnak a biológiai tudományokhoz, fejlődéstörténetük azonban szorosabban kapcsolja ezeket a földtudományokhoz, mint a biológiai tudományokhoz. Ez a kettős helyzet az objektív valóság tükröződése, ugyanis a Föld és az Élet fejlődése egymás nélkül elképzelhetetlen, állandó és kölcsönös összefüggésben van, így a kutatás logikája követelte, hogy a paleontológiai tudományágak szoros kapcsolatban fejlődjenek a földtudományi diszciplínákkal. Több fontos földtudományi diszciplína ilyen módon ráépül a paleontológia eredményeire (biosztratigráfia, földtörténet, biogeokémia stb.), ugyanakkor a paleontológia fejlődését a földtudományok inspirálták. Ilyen alapon helyesnek tarthatjuk, hogy hazánkban — szemben más országokkal — az őslénytani tudományok a földtudományokhoz kapcsolódnak intézményesen, az oktatás vonalán és a reális tudományos kapcsolatokban is. A két legfontosabb rendszertudomány — a földtudomány és a biológia — ezzel az összekötő láncszemmel erős egységet képvisel a természettudományok rendszerében, visszatükrözve a szervetlen és szerves anyag és ezek mozgásának egységét.

Ezúton is szeretném megköszönni Szádeczky-Kardoss E. akadémikusnak munkám eszmei ösztönzését és bírálatát, Horváth Józsefnek és Dudich Endrének szakmai bírálatát és a Magyar Állami Földtani Intézet Földtan-filozófiai Vitakörének a téma nyílt és magas színvonalú megvitatását, amellyel elősegítették a földtudományok tudományelméleti vizsgálatát.

IRODALOMJEGYZÉK

Bernal, J. D.: Tudomány és történelem. Gondolat, 1963.
Dobrov, G.: A tudomány tudománya. Gondolat—Kossuth, 1973.
Ehmke, G.: Zur Klassifikation der Geowissenschaften. Zeitschr. Geol. Wiss., **11**, 8, 1309—1331, 1974.
Engelheardt, W. V. et al.: Geoscience and Man. Geol. Newsletter, Cambridge, 1971.
Engels, F.: A természet dialektikája.
Guntau, M.: Zum Problem der Klassifizierung der geologischen Wissenschaften. Ber. Geol. Ges. DDR. (Sonderab.) Berlin, **1**, 5, 5, 29, 1963.
Guntau, M.: Die Bedeutung von Physik, Chemie und Biologie für die Erforschung der Erde. „Natur und Erkenntniss", Berlin, 264—292, 1964.
Guntau, M.: Gedanken zur Wesenbestimmung der geologischen Wissenschaften. Ber. Geol. Ges. Geol. Wiss., A., Berlin, **13**, 1, 9—16, 1968.
Horváth, J.: Kísérlet a mozgás irányszerinti formáiról szóló általános filozófiai elv deduktív kifejtésére. Magy. Fil. Szeml., **3, 4**, 1972.
Hörz, H.—Löther, R.: Natur und Erkenntniss. Berlin, 1964.
Kedrov, V. M.: A természettudományok tárgya és kölcsönös kapcsolata. Kossuth Kiadó, 1965.
Laitko, H.: Gedanken zum Begriff Bewegungsform. Freib. Forsch. H. D, Leipzig, **53**, 77—91, 1967.
Szádeczky-Kardoss, E.: Geonómia és társadalom. Geon. és Bány., **I**, 3—4, 1972.
Szádeczky-Kardoss, E.: Geonómia. Budapest, 1974.
Szádeczky-Kardoss, E.: Ciklus–ritmus összefüggések és a természeti rendszerek hierarchiája. Geon. és Bány., **8**, 3—4, 237—251. 1975.
International Geol. Cong. XXIV.: Symposium Earth Sciences and the Quality of Life. Montreal, 1972.

Букановский, В. М.: К вопросу предмета и классификации современной геологии. В сб. филос. вопр. геол. Свердл., 55—83, 1972.
Фрацузова, А. П.—Павлинов, В. Н.: Актуализм в геологических исследованиях. Изв. ВУЗОВ. Геол. и разв., Н. **3**, 1968.
Хаин, В. Е.: Философские вопросы геологических наук на современном этапе их развития. В сб. Филос. вопросы естествования, **111**, 1960.
Кедров, Б. М.: О классификации наук. Вопр. филос., **2**, 1955.
Потапова, М. С.: Геология как историческая наука о природе. В кн. «Взвимодействие наук при изучении Земли.», 1963.
Рагозин, Л. А.: О принципе историзма в геологии. В сб. «Филос. вопр. естествознания, **111**, 1960.
Тихомиров, В. В.: О вознейших факторах резвития геологии на разных этапах её истории. Изв. АН СССР. Сер. геол., **10**, 1966.
Сборники:
Философские вопросы естествознания. Изд. Моск. Унив., 1960.
Проблемы развития советской геологии. ВСЕГЕИ. Ленинград, 1971.
Философские вопросы геологии. Гр. Свердл. Горн. Инст. Свердловск, 1973.
История и методология естественных наук. XIII. Геология. Изд. Моск. Унив., 1974.

CIKLUSOK ÉS RITMUSOK A LÉGKÖRI MOZGÁSRENDSZEREKBEN

BÉLL BÉLA
AKAD. LEV. TAG

A lokális légköri folyamatokban — mind a komplex időjárás, mind az egyes meteorológiai elemek változásában — a Föld forgásával és keringésével, továbbá a holdhatásokkal, napaktivitással összefüggő periódikus változásokon kívül bizonyos ismétlődési hajlamot fedezhetünk fel.[1] Az ismétlődés időtartama (kváziperiódusa) és térbeli méretei (kiterjedése, hullámhossza), azaz idő- és térparaméterei nagyon változók, statisztikai eloszlásuk sztochasztikus jellegű. Ezekkel az ismétlődő jellegű változásokkal kapcsolatban — megkülönböztetésül a Föld határozott periódusokhoz kötött mozgásai és az ugyancsak periódikusnak feltételezett nap- és holdhatások által keltett s ezekkel a légkörben felhalmozódott bonyolult labilitási energiakészletek miatt csak bizonyos szinten korrelálható légköri jelenségekkel szemben — nem indokolt „periódus"-okról, hanem csupán ciklusokról, ritmusokról beszélni. Ha e két szó használatában SZÁDECZKY-KARDOSS ELEMÉR javaslatára megkülönböztetjük a körfolyamat jelleggel, illetőleg a hullámszerűen ismétlődő folyamatokat, akkor az előbbieket *ciklusos*, az utóbbiakat *ritmusos jelenségeknek* nevezhetjük.

A ciklusos folyamatokra példa lehet a *hidrológiai ciklus* légköri szakasza, amely magában foglalja a földi hidroszféra globális körforgalmának azt a részét, amely a felszínről elpárolgó víznek az atmoszférába lépésétől a lehulló csapadékkal a talajra visszaérkezéséig terjed. A ciklus átlagos időtartamát a légkör teljes vízkészletének pillanatnyi átlagából (13. 10^3 km^3) és a felszínt elérő csapadékvíz globális évi mennyiségéből vagy az ezzel egyenlő globális évi elpárolgásból (526. 10^3 km^3 év^{-1}) megbecsülhetjük [2]. Ha a ciklus periódusidején vagy röviden „periódus"-án egy vízrészecske átlagos légköri tartózkodási idejét értjük, akkor ezt az időtartamot kereken 10 napra becsülhetjük

[1] Lábjegyzet / A perióduskutatás általánosan alkalmazott módszereivel (harmonikus analízis, átkaroló középképzés, individuális analízis, korrelációszámítás, szélső értékek tér- és időmeghatározóinak egybevetése stb.) az évszázados kutatások során számos, többé-kevésbé statisztikailag igazolt periódust (7, 14, 21, 28 napos, 11, 5, éves stb. periódust) találtak, amelyek realitásával, prognosztikai felhasználásával gazdag hazai (BERKES ZOLTÁN, NÉMET TIVADAR) és nemzetközi irodalom foglalkozik. Ezt a témát, amely ankétjaink programjában is helyet kapott [1], itt részletesen nem ismertetjük.

(ennyi időnkint kell a légkör teljes vízkészletének megújulnia, hogy fedezni tudja a globális évi csapadékot). Ez a tartózkodási idő elenyésző a többi hidroszféra-rezervoár teljes vízcseréjéhez szükséges időtartamhoz képest (a kontinensek felszínén és rétegeiben: 640 év, az óceánokban: 3000 év, a sarki jégben: 12 000 év). Ezek a különbségek a légkör mozgékonyságára, folyamatainak aránylag nagy sebességére utalnak.

A víz légköri ciklusának térparaméterei a körforgalom nagy horizontális, ugyanakkor aránylag kis vertikális kiterjedésére engednek következtetni. Az atmoszférába belépő vízrészecske az általános cirkulációval hemiszférikus méretű horizontális távolságokat futhat be, de összességében is jóval kisebb térméretben előfordulhat, hogy néhány 10 km^2-nyi keresztmetszetű légoszlop zivatarfelhőjében az egész ciklus lejátszódik. Mindenesetre a ciklus a troposzférára korlátozódik, maximális kiterjedése 10 km alatt marad s alulról a felszín, felülről a sztratoszféra stabilis rétege a ciklust gyakorlatilag lezárja. A víz légköri körforgalma tehát globális méretekben *kvázihorizontális* jellegű.

Hasonlóképpen ciklusos körforgalomként foghatók fel a kén- és szénvegyületek s különböző aeroszolok légköri ciklusai, amelyekben a kémiai átalakulások során mindhárom halmazállapotban előforduló anyag tér- és időparaméterei nagyságrendileg megegyeznek a víz légköri körforgalmának jellemzőivel.

A légkör ritmusos folyamatai közé tartoznak az időjárás és a meteorológiai elemek hullámszerű vagy örvénylő jellegű változásai a hullámhosszal, ill. örvényátmérővel mint térparaméterrel és a periódusidővel (periódussal) mint időparaméterrel. A légkör hullámszerű, örvény jellegű ritmusai egy egyensúlyi állapotnak valamely impulzus keltette lokális zavaraira, az elemek skaláris vagy vektorterének „háborgás"-aira emlékeztetnek.

A háborgások a környező tér stabilis légállapota esetén az időben és térben csillapodó hullámok vagy örvények formájában jelentkeznek, amelyeknek nemcsak amplitudójuk vagy átmérőjük, hanem hullámhosszuk és periódusuk is változik a környező inhomogén térben.

Az időjárás alakulása szempontjából jelentősebbek azok a háborgások, amelyeknek környező terében labilitási energia halmozódott fel. Ebben az esetben a labilitási energia kiváltódásával a kezdeti egyensúlyi állapotból történt bármily csekély kilendülés határtalan eltolódássá válnék, ha valamely stabilizáló effektus ezt meg nem akadályozná s a tehetetlen rendszert az egyensúlyi állapot körüli ritmikus ingadozásra nem kényszerítené. *Hatékony és többé-kevésbé tartós hullámszerű légköri háborgások kialakulásához ezek szerint megfelelő kiváltó impulzusra, a környező térben felhalmozódott labilitási energiára és megfelelő stabilizáló effektusra van szükség.*

Az időjárás ritmusos folyamatai legjellegzetesebben a légköri mozgásjelenségekben, a többé-kevésbé elkülönülő mozgásrendszerekben, s az ezekkel szoros kapcsolatban álló, de integráló jellegű nyomásingadozásokban jelen-

nek meg. Bizonyos időeltolódásokkal vagy szakaszos jelleggel megfigyelhetők ezenkívül a hőmérséklet, a borultság, a csapadék és számos más meteorológiai elem térbeli és időbeli változásának ritmusaiban is.

A légköri ritmusok általános jellegzetessége a változók tér- és időspektrumainak rendkívül széles kiterjedése: térméreteik a mm-től a 10 000 km nagyságrendig, időparamétereik a másodperc tört részétől az éves nagyságrendig nyúlnak (a paleoklimatológia rendkívül hosszú kváziperiódusaitól eltekintünk, ezekkel ankétunknak másik előadása foglalkozik).

A légköri mozgásrendszerek ritmusait bizonyos mértékig integráló légnyomáshullámok már több évtizeddel ezelőtt felhívták a figyelmet a légkör saját- és kényszerrezgéseire vagy (globális méretekről lévén szó) „lengéseire". MARGULESnek a század elején elvégzett részletes elemzése kimutatta, hogy a légkör különböző periódusú saját rezgésekre, ún. „szabad" lengésekre képes. Közülük leghosszabb a 12 órás periódusú szabad lengés, amely a légkörben a közepes szélességeken mintegy 300 ms^{-1} fázissebességgel — ODDONE [3] feltételezése szerint az Egyenlítőn a magasabb légrétegekben nagyobb, a pólus felé haladva az alacsonyabb szintek sűrűbb levegőjében kisebb fázissebességgel — terjed, hullámhossza 10 000 km nagyságrendű.

LORD KELVIN feltételezése (1882), majd MARGULES említett pontos analízise szerint a légkör 12 órás szabad lengésével függ össze a légnyomás napi változásában az egész Földön megtalálható félnapos hullám stabilitása, RÓNA ZSIGMOND szerint „a légkör igazi árapálya" [4]. Maximuma kb. 20 perces eltéréssel mindenütt 10—11 óra között, ill. 22—23 óra között, minimuma 4—5 óra között, ill. 16—17 óra között (helyi idő) jelentkezik. Fázissebessége az Egyenlítőtől a pólusok felé csökken s megegyezik a földfelszíni pontok forgássebességével, azaz az Egyenlítőn 465 ms^{-1}, a 60° szélességen ennek a fele, hullámhossza pedig ugyancsak 10 000 km nagyságrendű. Feltehetően valamely, félnaponként váltakozó impulzus (pl. a Nap—Föld árapály, felsőlégköri napszél-hatás vagy a termikus konvekció megindulását megelőző és lezáró légköri feszültségingadozás, azaz termikus hatás) és a légkör szabad lengésének rezonanciája tartja fenn a félnapos nyomáshullám globális jelenségét, amelynek amplitúdója az Egyenlítőn 1 mb, a magasabb szélességeken 0,1 mb nagyságrendű, jóval határozottabb, mint a légnyomás napi menetének lokálisan változó és zavart, termikus okokra visszavezethető egynapos hulláma.

A kiváltó impulzusok sorában a Nap—Föld árapály a nagy távolság miatt jelentéktelennek tűnik, de annak ellenére, hogy ez az árapálykeltő erő kb. 2,5-ször kisebb, mint az általában tekintetbe vett Hold—Föld árapályé, az egymáshoz közel eső félnapos periódusok mégis kedvező lehetőségeket teremtenek a rezonancia jelenség és ezzel az effektus megnövekedése számára. RÓNA megfogalmazása szerint: „*a légkör hullámzása a félnapi periódus iránt fogékonyabb, mint az egésznapi iránt*" s hozzátehetjük: mint a holdhatás iránt

annál is inkább, mivel a légnyomás változásában holdnaphoz kötött időszakaszosságot nem sikerült kimutatni.

A légnyomás lokális időbeli változásának harmonikus analízisével számos, különböző periódusú nyomáshullámot sikerült a tengerszinti állomások adataiból kimutatni, s gazdag irodalmi anyag foglalkozik a hullámok jellemzőinek (amplitúdó, fázis stb.) térbeli eloszlásával és időjárási kapcsolataival is [5]. Mindenesetre a hullámokat kiváltó impulzusoknak, valamint a tér- és időparamétereket szabályozó légköri mechanizmusnak részletei nem ismertek.

A nyomásváltozás időbeli menetében integrálódó mechanikai és termikus hatások mellett az újabb időben előtérbe került a légköri mozgásmechanizmus statisztikai szemlélete és ennek kapcsán a különböző méretű és élettartamú ritmusos mozgásrendszerek széles spektrumának tanulmányozása. A spektrum rövid hullámhosszú végén a mikroturbulencia *cm* nagyságrendű vagy ennél is rövidebb térméretű örvényei, másik végén a 10 000 km nagyságrendű ultrahosszú planetáris hullámok helyezkednek el hasonlóan több nagyságrendre kiterjedő időparaméterekkel.

Az ezzel összefüggő kutatások sarkalatos kérdése az, hogy ezen mozgásrendszerek tér- és időméretei (hullámhossz és periódus), továbbá a mozgásrendszereket létrehozó hatások és energiaáramok jellemzői folytonosan töltik-e ki a spektrum nagyságrendi skáláit, vagy eloszlásukban kedvezményezett tartományok, ezek között pedig a mozgásrendszerek kialakulására és fennmaradására kedvezőtlen feltételeket sejtető hézagok, energiaszint-szakadások vannak.

Mind az energiaspektrum, mind a tér- és időparaméterek több nagyságrendet átfogó széles kiterjedése a mozgásrendszereket kiváltó impulzusok, valamint az energiaforrások merőben eltérő eredetével, hatáskörzeteinek, intenzitásuknak nagy különbségével magyarázható.

A légkör ritmusos folyamatait fenntartó hatások és erőterek részben extraterresztikus vagy globális földi eredetűek, részben pedig a légkör belső, labilitási energiáiból származnak. Közülük a jelentősebbek:

1. *A Nap—Föld gravitációs hatásából* eredő légköri árapály-hullám, amely a légkör közel azonos periódusú saját lengésével felerősödve az előzőkben már említett félnapos légnyomáshullámban jut kifejezésre. A ritmusos folyamat hullámhossza kb. 20 000 km, periódusa 12 óra.

2. *A Föld nehézségi erőterében* olyan kvázihorizontális felületeken, ahol a sűrűség skaláris terének szakadása van (pl. inverziós felületek) a felületre merőleges impulzus-komponens hatására a vízfelületekhez hasonlóan *légköri gravitációs hullámok* keletkeznek. Hullámhosszuk a tengerszinti sűrű közegben 10—100 m nagyságrendű, de több kilométer is lehet, a magaslégkör ritka levegőjében pedig planetáris méretű gravitációs hullámokat figyeltek meg.

Az impulzusok megszűntével a gravitációs hullámok mozgása a súrlódás következtében csillapodni kezd és hamarosan megszűnik (stabilis hullámok).

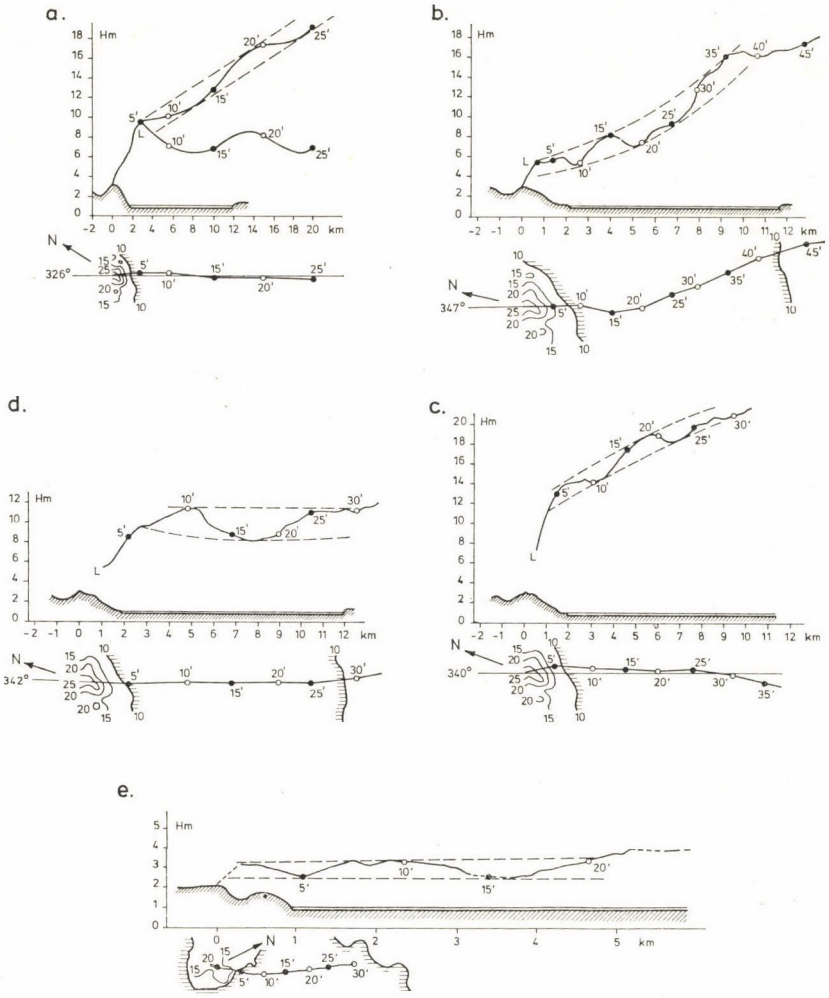
Jól fejlett gravitációs hullámok inverziós felületeken, ill. néhány 10 m vastagságú kvázihorizontális átmeneti zónákban, 1—3 km magasságban hullámfelhők formájában gyakran láthatókká válnak. A hullámhegyeknek (feláramlás) hosszanti felhőcsíkok, a hullámvölgyeknek (leáramlás) felhőmentes zónák felelnek meg a kiterjedt párhuzamos szerkezetű felhőrendszerben.

Ugyancsak gravitációs hullámok keletkeznek erős szélben a szélirányra többé-kevésbé merőlegesen húzódó hosszanti akadályok, hegygerincek mögött (a hegy „lee-oldalán"). Ezeket *orografikus gravitációs hullámoknak* nevezzük. A kiváltó impulzus a szélnek a hegygerincre merőleges komponense, a hullámmozgást létrehozó és fenntartó effektus pedig a felemelt légtömeg tehetetlensége. A széllel ellentett lee-oldalon ugyanis az emelkedő levegő nála ritkább környezetbe kerül, ezért süllyedni, majd a számára mind sűrűbbé váló környezetben a hidrosztatikus felhajtó erő hatására emelkedni kezd s a széllel vízszintes irányban eltávolodva hullámmozgásra kényszerül. A hullámok kimutatása a domborzat nagy változatossága, az összefonódó impulzusok miatt nehéz és csak kedvező terepen lehetséges.

Az orografikus gravitációs hullámok kimutatására kedvezőnek bizonyult a Balaton víztükre fölötti néhány km magas légtér, amelyben az uralkodó északnyugati áramlás hatására a Balaton-felvidék hegyvonulatainak lee-oldalán jellegzetes színusz-hullámok alakulnak ki. Ezeket a víztükör fölött orografikus hatások már nem zavarják s tér- és időparamétereiket a légpályákat követő kiegyensúlyozott léggömbökkel tanulmányozni lehetett [6]. Az 1. ábra az északnyugati partot szegélyező hegytetőkről (*Szabadság-kilátó, Tihany-Akasztó hegy*) felbocsátott úszó léggömbök pályáinak a szélirányba eső függőleges metszetét mutatja. A vízszintes tengelyen a felbocsátás helyétől mért távolság, a függőlegesen a tengerszint fölötti magasság van felmérve. A tó víztükre fölött (kettős vízszintes vonal) jól láthatók az orografikus gravitációs hullámok (*L* az úszó léggömbök szabadon bocsátásának helye, a pályavetületre írt számok az elbocsátás utáni percek száma). Az ábráról a gravitációs hullámok hossza és periódusa jól leolvasható.

A hullámok kialakulásához szükséges stabilizáló tényező a légkör *hidrosztatikai stabilitása* (mérőszáma a függőleges hőmérsékleti gradiens eltérése a labilitás határát jelző adiabatikus hőmérsékleti gradienstől). A gravitációs hullámok hossza és periódusa egyenesen arányos a szélsebességgel és fordítva a stabilitási tényezővel. Ha a légkör hidrosztatikai egyensúlya labilissá válik (pl. a felszín erős felmelegedése esetén nyáron a déli órákban), a hullámhossz és a periódus végtelen nagy értéket vesz fel: hullámmozgás nem alakul ki. (2. ábra: a 10. és a 15. perc között, felhevült talaj fölött bekövetkezett gyors emelkedés.)

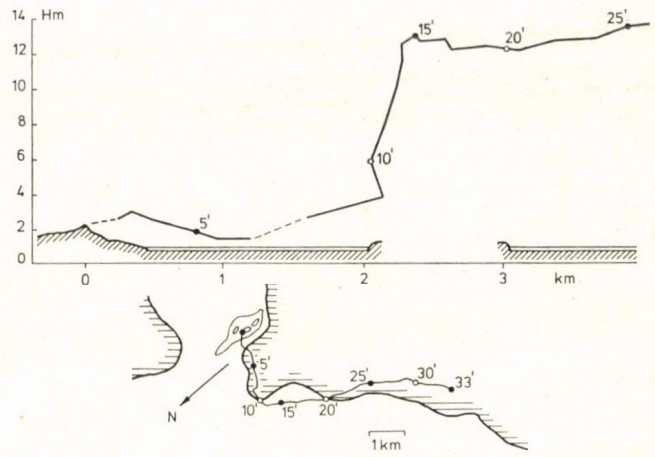
A Balaton fölött az átlagos légrétegződésnél stabilisabb egyensúlyú légállapotban talált orografikus gravitációs hullámok hossza 3—10 ms^{-1} szélsebesség esetén nyári délelőttökön 2—10 km, periódusa 10—15 perc között



1. *ábra.* Orografikus gravitációs hullámok a Balaton fölött. (Úszó léggömbök pályáinak vetülete a vízszintes terepre és a szélirányba eső függőleges síkra): a) Szabadság-kilátó, 1958. június 5. 10^h. A hullámok tengelyének emelkedő tendenciája a léggömb kiegyensúlyozatlanságának következménye, ennek korrekciójával vízszintes tengelyű hullámvonal szerkeszthető; *b*) Szabadság-kilátó, 1958. június 9. 9^h, c) Szabadság-kilátó, 1958. augusztus 9. 9^h, d) Szabadság-kilátó, 1958. augusztus 9. 14^h, e) Tihany-Akasztóhegy, 1959. szeptember 12. 12^h,

volt. A hullámok amplitúdója 100 m nagyságrendű, azaz nagyságrendileg kisebb a hullámhossznál. *Az orografikus gravitációs hullámok általában stabilisak és kvázihorizontális jellegűek.*

A gravitációs hullámok planetáris méretű, a szélességi körök 1/3-át, 1/4-ét kitevő hullámhosszakkal megfigyelhetők a felső sztratoszférában és a mezoszférában, sőt a termoszféra ionizált és neutrális részecskéinek mozgásában is. Jelentőségüket elsősorban energiaátviteli szerepükben látják [7] az alacso-



2. *ábra.* Tihany—Csúcshegy, 1959. június 5. 12*r*. Erős termikus konvekció a 9—15. perc között a pálya szárazföldi szakasza fölött mintegy 1300 m magasságig

nyabb atmoszférikus szintek és a magas légkör között. Feltehető, hogy a gravitációs hullámokkal a termoszférába átvitt és itt hővé alakult kinetikus energia egyenlíti ki a termoszféra hő- és sugárzási mérlege között talált eltérést.

A gravitációs hullámok keletkezési fészke nem ismeretes. Mindenesetre a magaslégkörben a hirtelen fellépő mágneses háborgásokkal kapcsolatos elektromos áramok hőhatása (JOULE-hő) a sarkifény zónájában gravitációs hullámok kiváltó impulzusa lehet. Kétségtelen, hogy ezeknek *a planetáris méretű* (10 000 km térméretű és néhány nap periódusú) *magaslégköri gravitációs* hullámoknak fontos szerepük van a légkör szférái között végbemenő energia- és *mozgásátvitelben.*

Folytatva a légkör ritmusos folyamatait előidéző földi erőterek felsorolását, említésre méltó.

3. *A földforgás eltérítő ereje*, amely a Földhöz rögzített, nem inercia-rendszerben valamely impulzus által mozgásba hozott légtömeg pályáját körré vagy vízszintes mozgásösszetevő esetén hullámmozgássá formálja. A földi koordinátarendszerben a nagytérségű (5 km-nél hosszabb pályákra ráhelyeződő) *„tehetetlenségi kör"* sugara, vízszintes szélkomponens jelenlétében pedig a *„tehetetlenségi hullám"* amplitúdója

$$a = \frac{v}{2\omega \cdot \sin \varphi},$$

ahol v az impulzus okozta kezdő sebesség, ω a földforgás szögsebessége, φ pedig a földrajzi szélesség. A ritmusos mozgás periódusa pedig

$$t = \frac{12 \text{ csillagóra}}{\sin \varphi}$$

A 45° szélességen $t = 0{,}7$ csillagnap. A hullámhossz a szélsebességből és a periódusból kiszámítható, 45° szélességen 10 ms^{-1} szélsebesség esetén 600 km, az Egyenlítőn végtelen, azaz ott tehetetlenségi hullám nem alakul ki.

A tehetetlenségi hullám stabilizáló tényezője, amely megakadályozza a hullámok amplitúdójának spontán növekedését, maga a földforgás állandó szögsebessége.

A tehetetlenségi hullám amplitúdója a súrlódás következtében idővel csökken. Végül a hullámeffektus, amely más, nagytérségű mozgásformákra észrevehetően ráhelyeződik, hatástalanná válik és a hullámmozgás az erők egyensúlyának megfelelő stacionárius mozgásba megy át. Végeredményben tehát *a légkör tehetetlenségi hullámai stabilisak*, hullámhosszuk 1000 km, periódusuk *nap* nagyságrendű.

Az előzőekben felsorolt hatások és erőterek részben extraterresztrikus, részben földi, globális méretű hullámkeltő tényezők voltak. Az így létrejövő ritmusos mozgásrendszerek stabilis folyamatok, fennmaradásukhoz kiváltó impulzusokra, állandó erőterekre és stabilizáló effektusokra van szükség. Az időjárási folyamatokra gyakorolt hatásuk a következőkben tárgyalandó hullámkeltő tényezők mellett elhanyagolható, légkörfizikai, geonómiai szempontból azonban — különösen a magas légkörben — nem hagyhatók figyelmen kívül.

A hullámkeltő tényezők másik csoportja a légkör belső labilitási energiakészletéből fedezi a ritmusok fenntartásához szükséges energiaáramot. A labilitási energia kellő felhalmozódása esetén a folyamat megindításához olyan csekély impulzusra van szükség, aminő a nyugtalan légkörben minden pillanatban rendelkezésre áll. Végül a stabilizáló effektust stabilis egyensúlyú határrétegeivel, a súrlódási veszteségekkel, a felszínnel, mint minden mozgást lefékező határfelülettel maga a földi légkör biztosítja.

A légkör belső labilitási energiái a tömeg (sűrűség) és a mozgás (szél) függőleges és vízszintes elrendeződése következtében halmozódnak fel kisebb-nagyobb kiterjedésű légterekben és nagyon változó időtartam alatt. Ennek megfelelően felszabadulásuk a mozgásrendszerek széles skálájának kialakulására vezet. Az energiafelhalmozódásnak és ezzel a mozgásrendszereknek több — a következőkben 4—6. alatt bemutatandó — csoportját szokás megkülönböztetni, amelyek mint labilis mozgásrendszerek bizonyos elvi (dinamikai) elkülönüléssel, de kinematikai hasonlósággal csatlakoznak az eddig tárgyalt stabilis mozgásrendszerekhez.

4. *A függőleges légoszlop hidrosztatikai labilitása*, amely a hőmérsékletet és a nedvességtartalmat kifejező virtuális hőmérséklet függőleges gradiensének a labilitás határát túllépő értékeinél realizálódhat s 10—100 km^2 keresztmetszetű légoszlopokban olyan 3 dimenziós áramlási cellák (termikus konvekciós cellák) kialakulására vezet, amelyek függőleges méretei (1—10 km) nem hanyagolhatók el horizontális kiterjedésük mellett. Ha a cella mozgásrendszerét ritmikus folyamatnak fogjuk fel, térparaméterét 1—10 km, idő-

paraméterét pedig néhány óra nagyságrendűnek becsülhetjük. A termikus konvekció látható eredménye a konvektív gomolyfelhő, nagyobb függőleges kiterjedésben a konvektív zivatar kb. 10 km magas felhőtornya. Stabilizáló effektusa a felszín és a légkör stabilis egyensúlyú rétegei (szélső esetben a sztratoszféra) közötti „játéktér" korlátozott volta, valamint a lokálisan felhalmozódott labilitási energiakészlet kimerülése.

5. A szél vektorterében a szélvektor függélyesmenti változása, az ún. *függőleges szélnyírás* bizonyos határt túllépve a dinamikus labilitási energia felhalmozódásának forrása lehet. Különösen diszkontinuitási felületeken, ahol a szélmezőnek szakadása van, lépheti túl a szélnyírás azt a kritikus határértéket, amelyen túl az áramlás labilissá válik s a felszabaduló energia ciklusos háborgás: *szélváltozási határfelületi hullámok* formájában jelenik meg (KELVIN-HELMHOLTZ-féle hidrodinamikai instabilitás, ill. hullámok).

A szélváltozási határfelület hullámainak térmérete 10^2—10^3 m, időparamétere perc, ill. óra nagyságrendű.

A felszínközeli légrétegben a felszíni súrlódás fékező hatása miatt a függőleges szélnyírás rendszerint olyan nagy, hogy még stabilis hidrosztatikus egyensúly esetén (pl. a reggeli órákban) is a felszínközeli légréteg áramlási mezejét mikroturbulens mozgásrendszerek (*sec* nagyságrendű idő- és *cm* nagyságrendű térparaméterekkel) alkotják. A hidrosztatikai stabilitás fékező hatása a felszín felmelegedésével a déli órákban csökken s a szélnyírás felülmúlhatja a stabilis rétegződés effektusát. Emiatt a nyári napok késő délelőtti óráiban (10 óra után) a mikroturbulancia hirtelen átlép a termikus konvekció nagyobb léptékű mozgásrendszerébe.

Mindenenesetre a függőleges hőmérsékleti gradiens és a szélnyírás kritikus értékeivel jellemezhető hidrosztatikai, illetőleg hidrodinamikai labilitás olyan mozgásrendszerek kialakulásához vezet, amelyek térparaméterei 20 km-nél, időparaméterei 1 óránál kisebbek, függőleges méreteik a vízszintesekkel összemérhetők, azaz 3 dimenziós mozgásrendszerek. Összefoglaló nevük a nemzetközi konvencionális nevezéktanban: *mikroskálájú mozgásrendszerek*. Magukban foglalják a mozgásrendszerek nagyságrendi skálájának legkisebb egységeit: a mikroturbulencia 3 dimenziós örvényeit, a felhevült talaj fölött kialakult néhány méter átmérőjű és néhány mp periódusú forgószeleket, a szélváltozási határfelület hullámait, a termikus konvekció 1—10 km magas celláit. Mindezeket a vertikális rétegződésből eredő energiaforrás és a 3 dimenziós kiterjedés tereli egy csoportba..

6. Az időjárási jelenségek leghatásosabb s egyben a ritmusos folyamatok legaktívabb energiaforrását a légkör horizontális tömegeloszlásában és áramlásában a vízszintes hőmérsékleti gradiens és a vízszintes szélnyírás értékeivel kifejezhető *barotróp és baroklin instabilitási formák* képezik. A primér energiaforrás a felszínt felmelegítő napsugárzás és a globális sugárzási egyenleg övezetes eloszlása, hőenergia felhalmozódással az alacsony és negatív sugárzási

egyenleggel a magasabb földrajzi szélességeken. Az ebből származó meridionális hőmérsékletcsökkenés (a pólusok felé) együtt jár a vízszintes hőmérsékleti gradiens megnövekedésével, a nyugati szélrendszer és a szélnyírás megerősödésével (vízszintesen a pólusok felé) a mérsékelt övekben [8].

A különböző hőmérsékletű és sűrűségű szubtrópusi és poláris légtömegek határzónáiban, az ún. frontálzónákban a stabilis gravitációs és tehetetlenségi hullámok, továbbá a szélváltozási határfelület labilis hullámai nagy tér- és időparaméterekkel jellemezhető *ciklonális hullámokká* növekedhetnek. Térméreteik a kezdő és a fejlett állapot között néhány km-ről néhány 1000 km-re növekednek, periódusuk néhány percről 1000 km-es hullámhosszak fölött 15—40 órára nő. A hullámok *500 km alatt* stabilisak, mivel hullámkeltő tényezőik közül a gravitációs hullámoknak a hullámhossz növekedésével csökkenő stabilitása jut érvényre. *500 és 3000 km között* a ciklonhullámokban a gravitációs hullámok stabilitása csökken, a tehetetlenségi hullámoké nő, de együtt sem tudják ellensúlyozni a szélváltozási felület hullámainak labilitását: a ciklonális hullámok ebben a nagyságtartományban labilisak. Végül a *3000 km-nél hosszabb* hullámokban túlsúlyra jut a tehetetlenségi hullámok stabilitása, a ciklonális hullámok ekkorára megnövekedve stabilisakká válnak [9].

A mérsékelt öveknek a szélességi körökkel közel párhuzamos nyugati áramgyűrűjében az áramlási tér szűkülése miatt [8] fokozódó horizontális szélnyírás labilitási energiája hosszú hullámú háborgások formájában realizálódik és fedezi a hullámok kinetikai energiaszükségletét. Az így keletkezett ún. Rossby-*féle hullámok* hossza a szélsebesség négyzetgyökével és a földrajzi szélességgel nő [10]. Például a mérsékelt szélességeken (45°) az átlagosnak megfelelő 25 ms^{-1} szélsebesség esetén a szabadlégkör kb. 5 km magas rétegében a Rossby-hullámok hossza 8000 km. Emiatt a 28 000 km hosszú 45° szélességi körön 3—4 Rossby-hullám fér csak el. A Rossby-hullámok lassan, a rajtuk átvonuló levegőnél jóval kisebb sebességgel vándorolnak a pólus körül, mint a pólusközpontú *poláris ciklon* szélességi körökkel közel párhuzamos áramvonalainak gyakorlatilag állóhullámai.

A Rossby-hullámok a szabadlégkör ritmusos jelenségei. A felső troposzférában mint a futóáramlás hosszú hullámai jelennek meg, de felfedezhetők, mint „*planetáris hullámok*" a sztrato- és mezoszférikus cirkulációban is. Az alsó troposzféra sűrűbb levegőjében a hullámok öbleiben gyakran kialakuló mérsékeltégövi ciklonok 1000 km nagyságrendű mozgékonyabb örvényei a jellegzetes nagytérségű mozgásformák.

A Rossby-hullámok a mozgásrendszerek spektrumának hosszú hullámú, nagyperiódusú szélén helyezkednek el. Pólus körüli lassú mozgásukra, fázissebességükre jellemző, hogy egy-egy megfigyelő helyen a hullám átvonulását jelző állapot (pl. a nyomás- vagy a szélmaximum) néhány napos ritmussal ismétlődik.

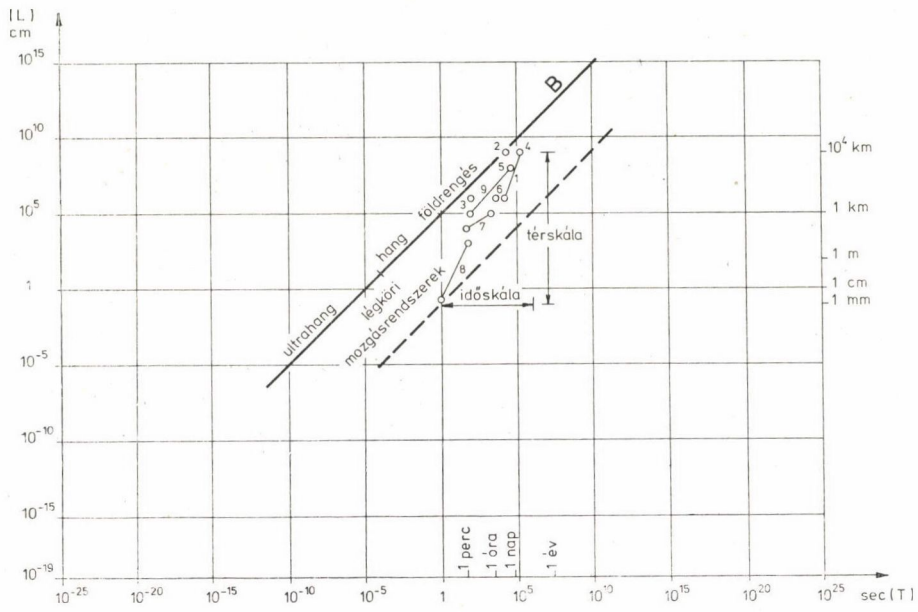
A nemzetközi nevezéktan az 500 km-nél nagyobb térméretű és 48 óránál hosszabb periódusú mozgásrendszereket a *makroskálájú mozgásrendszerek* csoportjába sorolja. Közös tulajdonságuk a horizontális tömeg- és mozgáseloszlásból származó barotróp és baroklin instabilitási energiaforma és a mozgásrendszer nagy vízszintes és aránylag kis függőleges kiterjedése, azaz *kvázihorizontális* jellege.

Ha az időjárás alakulásában döntő jelentőségű labilis mozgásrendszereket (4—6. pontok) áttekintjük, két nagy csoportot különíthetünk el: a mikro- és a makroskálájú mozgásrendszereket, amelyek a légkör labilis energiakészletének két alapvető forrásából: a vertikális, ill. a horizontális tömeg- és mozgáseloszlásból származó instabilitási energiakészletből merítik kinetikus energiájukat. Szemléletesen úgy is mondhatjuk, hogy *az energia két nyíláson át, a mozgásrendszerek rövid- és hosszúhullámú végén áramlik be a légkör mozgásmechanizmusába.*

Az energiaspektrum, a mozgásrendszerek tér- és időspektrumához hasonlóan több nagyságrendre terjed ki. Koppány György [11] becslése szerint a legkisebb, néhány m^2 területű mozgásrendszerek (forgószelek) kinetikus energiája 10^4—10^5 Joule, élettartama 10 sec nagyságrendű. A makroméretű mozgásrendszerek (ciklonok, frontálzónák) kinetikai energiája 10^{18}—10^{20} Joule-ra, élettartamuk 10^7 sec-ra becsülhető.

Számos, a mozgásrendszerek kinetikus energiájára irányuló méréssorozat (pl. a szélsebesség finomstruktúrájú regisztrálása) és elméleti megfontolás arra utal, hogy *a mozgásrendszerek kinetikai energiája nem folytonosan tölti be az energiaspektrum nagyságrendi, tér- és időskáláját, hanem egyes tartományokban, elsősorban a makroméretű mozgásrendszerek rövid hullámhosszú oldalán az energiaszint szignifikáns szakadása sejthető.* Ez az érdekes inhomogenitás egyszerűen magyarázható [12] a légköri instabilitási energia említett két formájának elkülönülésével, továbbá ezek maximumainak elhelyezkedésével a rövidebb és hosszabb tér- és időméretű mozgásrendszerek tartományában.

Ennek ellenére számos megfigyelésből arra következtethetünk, hogy maguknak a mozgásrendszereknek tér- és időparaméterei a nagyságrendi skálát folytonosan, hézagok nélkül töltik ki a *mm* nagyságrendtől a 10 000 km-es hullámokig, ill. a *néhány sec—több nap* időintervallumban. Ez a látszólagos ellentmondás az energiaspektrum hézagos és a mozgásspektrum folytonos jellege között feloldható, ha feltételezzük, hogy a makroméretű mozgásrendszerek a légkör sűrűbb rétegeiben kisebb hullámokká, örvényekké esnek szét s ez a disszipációs effektus tovább folytatódik a nagyságrendi skálán. A mikro- és a makroskálájú mozgásrendszerek közti nagy hézagot így közepes méretű: *mezoskálájú mozgásrendszerek* (alacsonyszinti „jet"-ek, a frontok viharvonalai stb.) töltik be, de ide sorolhatók a napi periódusú parti— tengeri, hegy—völgyi mozgásrendszerek mezoméretű (1—10 km) helyi szélrendszerei is.



3. ábra Légköri mozgásrendszerek tér- és időskálái. (Az ábra a paleoklímatológiai hosszú ciklusokat és a periódikus légköri folyamatokat nem tartalmazza). 1. a víz légköri ciklusa; 2. a légkör szabad lengése; 3. orografikus gravitációs hullám; 4. planetáris gravitációs hullámok, Rossby-féle hullámok; 5. tehetetlenségi hullámok; 6. termikus konvektív cellák; 7. szélváltozási határfelületek hullámai; 8. mikroturbulencia örvényei; 9. mérsékeltövi ciklonhullámok

A mezoléptékű mozgásrendszerek tér- és időparamétereinek konvencionális intervallumai: 20—500 km, ill. 1—48 óra.

A magaslégkör hosszú gravitációs hullámai átterjedve a sűrűbb, alacsonyabb légrétegekbe szintén beilleszkednek a troposzféra mozgásrendszereinek spektrumába és részlegesen betöltik a skála hézagait.

Ilyen formán indokolt a légköri ciklusos és ritmusos folyamatok tér- és időparamétereit összefogva ábrázolni a szokásos logaritmikus skálabeosztásban, amely lehetővé teszi a több nagyságrendre kiterjedő paraméterek teljes spektrumának figyelembevételét (3. ábra).

A légköri mozgásrendszerek idő- és térbeli reprezentánsai: a T periódus és az L hullámhossz a (log, T, log L) koordináta-rendszerben az anyag ismétlődő (ciklusos és ritmusos) folyamatainak meghatározott csoportját alkotják a terjedési, ill. a fázissebességtől függő szórással és beilleszkednek a természeti ciklus-ritmus összefüggések rendszerébe (lásd Szádeczky-Kardoss Elemér bevezető előadását).

IRODALOM

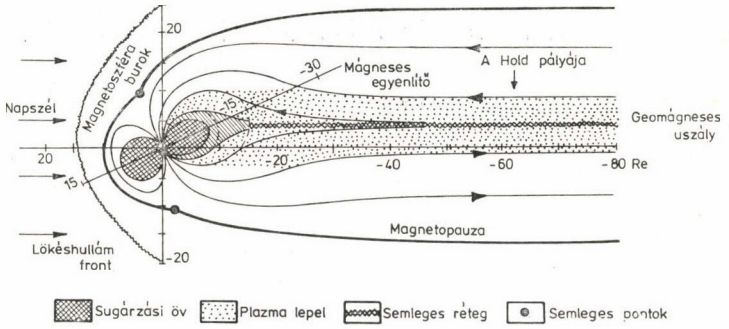
1. BERKES Z.: Az általános légkörzés éven belüli periódusai. Geonómia és Bányászat, **6,** 1—4, 13—30, 1973.
2. SZESZTAY, K.: The Hydrosphere and the Climatic Changes, to be Printed in No. 2. Natural Resources Forum, United Nations, New York (1971). A Report of the Study of Man's Impact on Climate (SMIC) nyomán. The MIT Press, Cambridge, Massachusetts, and London, 96—98, 1971.
3. ODDONE, E.: Teoria della escillazione semidiurna di pressione. La Meteorologia Pratica, 77—83, 161—171, 1924. STEINER L.: A légnyomás napi ingadozása, Időjárás, **29,** 110—113, 1925. nyomán.
4. RÓNA Zs.: Éghajlat, II. rész, K. M. Természettudományi Társulat, Budapest, 250—261, 1909.
5. WEICKMANN, L.: Das Wellenproblem der Atmosphäre. Met. Zs., **44,** 241—253, 1927.
6. BÉLL B.: A légáramlás szerkezetének néhány jellemzője a tó (Balaton) északkeleti medencéjének légterében. A Balaton Éghajlata. Az Országos Meteorológiai Szolgálat Hivatalos Kiadványa, **XL,** 89—117, 1974.
7. LAUTERBACH, R.: Physik des Planeten Erde. Akademie-Verlag, Berlin, 1975.
8. BÉLL B.: A légkör általános cirkulációjának fizikai szemlélete. Fizikai Szemle, **XVIII,** 7, 1—7, 1968.
9. HROMOV, Sz. P.: A szinoptikus meteorológia alapjai. Fordítás az 1948-ban (Gidrometeoizdat, Leningrad) megjelent eredetiről. Akadémiai Kiadó, Budapest, 1952.
10. RAETHJEN, P.: Dynamik der Zyklonen. Akad. Verlagsgesellschaft, Leipzig, 1953.
11. KOPPÁNY, GY.: Estimation of the Life Span of Atmospheric Motion Systems by Means of Atmospheric Energetics. Meteorological Magazine, **104,** 302—306, 1975.
12. FIEDLER, F.—PANOFSKY, H. A.: Atmospheric Scales and Spectral Gaps. Bulletin American Met. Soc., **51,** 12, 1114—1119, 1970.

A FÖLD MAGNETOSZFÉRÁJÁRÓL

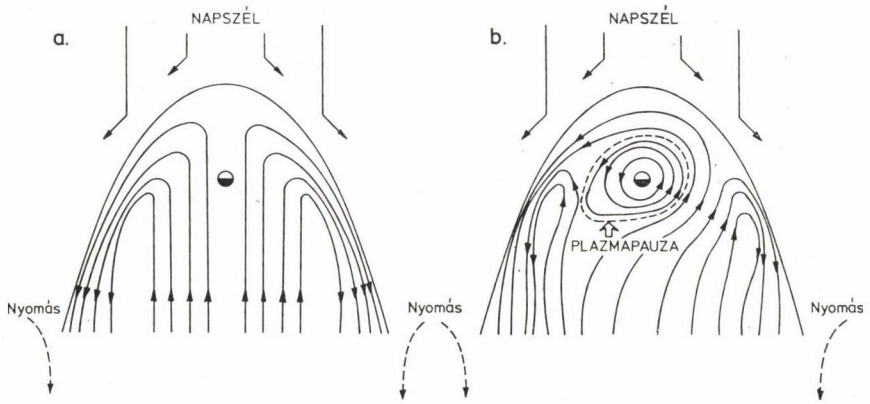
SZEMERÉDY PÁL
A MŰSZAKI TUDOMÁNYOK KANDIDÁTUSA

A Föld felső légkörének legnagyobb kiterjedésű tartománya a magnetoszféra, amelynek külső határa a magnetopauza — a napszél és a Föld mágneses terének kölcsönhatásaként jön létre. A magnetoszféra elnevezés arra utal, hogy itt a légkör anyaga már nagy ionizáltságú plazma. Ennek megfelelően a közeg dinamikai tulajdonságait a mágneses tér és a plazma együttesen határozzák meg. A magnetopauza a Nap irányába kb. 10 földsugárnyi távolságra helyezkedik el. Ezzel ellentétes irányba a Föld mágneses terének határa felületként már nem jelölhető meg, mert a geomágneses uszály fokozatosan olvad bele az interplanetáris mágneses térbe. A magnetoszféra szerkezetét, éjfél—dél meridiánsík menti metszetben az 1. ábra mutatja.

A magnetopauzánál súrlódó napszél a magnetoszférában plazmaáramlásokat kelt. Mivel a Földtől nagy távolságban a mágneses tér energiasűrűsége csak tört része az áramló magnetoszférikus plazma kinetikus nyomásának, a Föld mágneses erővonalai a plazmával együtt mozognak. A Föld környezetében a helyzet fordított. A mágneses tér nyomásához képest a plazmanyomás elhanyagolható, így a mágneses erőtérbe fagyott plazmát a napszélsúrlódás nem késztetheti áramlásra. A Földdel együtt forgó mágneses tér a plazmát arra kényszeríti, hogy kövesse annak mozgását. A kialakult viszonyokat a mágneses egyenlítő síkjában a 2. ábra szemlélteti. A bal oldalon a plazma áramlási vonalak abban az elképzelt esetben láthatók, ha feltételezzük, hogy a Föld nem forog, vagyis az áramlási rendszer csupán a napszélsúrlódás következménye. A jobb oldali vázlat a napszélsúrlódás és a Föld forgásának hatására együttesen kialakuló áramlási rendszert érzékelteti. A Föld forgását követő és a napszél okozta plazmaáramlás között kialakul az a határfelület, amelyet plazmapauzának nevezünk. Mint ismeretes, a plazmapauza a nagyobb sűrűségű plazmaszférát határolja. Ha a Földtől távolodva a plazmapauzán áthaladunk, a plazmasűrűség néhány nagyságrenddel hirtelen leesik. A plazmapauzának a Földtől mért távolsága nyilvánvalóan nem állandó; a a napszél erősségétől függően változik. Tekintve, hogy a Földön észlelhető mágneses aktivitás a napszélsebesség fokozódásával nő, jelentékeny mágneses tevékenység folyamán a plazmapauza közelebb helyezkedik el a Földhöz, mint egyébként.



1. ábra. A magnetoszféra metszete az éjfél—dél meridiánsíkban. A távolságot földsugárban (R*t*) mérjük



2. ábra. A napszél által keltett plazmaáramlások a magnetoszférában, a mágneses egyenlítő síkjában. *a)* Ha a Föld nem forogna, *b)* a Föld forgását is figyelembe véve

Szélsőségesen nagy mágneses vihar alkalmával a plazmapauzát 3. mágnesesen nyugodt időben pedig 8 földsugárnyira észlelték a Föld középpontjától.

A plazmapauza helyzete, pontosabban a plazmapauza által körülzárt plazmaszféra kiterjedése nem csupán követi a mágneses aktivitást, hanem pl. világméretű mágneses vihar esetén annak időbeli lefolyására is hatást gyakorol.

A világméretű mágneses vihar — mágneses térerősség-csökkenésként jelentkező — fő fázisát a magnetoszférában kialakuló gyűrűáram okozza. Ez a gyűrűáram a Föld mágneses erőterének dipoltér jellegű részébe befogott, kb. 50 keV energiájú, nyugati irányú drift-mozgást végző protonokból tevődik össze. Az említett — termikus energiaszint feletti — protonok azokból a plazmacsomagokból erednek, amelyek a geomágneses uszály semleges rétegének a környezetéből — a plazmalepelből — a vihar fő fázisa előtt, ill. az alatt kerülnek a Föld környezetébe. A dipoltérbe befogott termikus energiaszint feletti energiával bíró részecskék térfogat-egységbe eső száma nem lehet kor-

látlan; függ a részecskebefogás zónájában található termikus plazma sűrűségétől. A termikus plazma sűrűségének növekedésével a stabilan befogott nagyobb energiájú részecskék sűrűsége csökken. A részecskefelesleg eltávolításáról a ciklotron instabilitások gondoskodnak.

A mágneses vihar kezdetén — a korábban említettek értelmében — a plazmaszféra összehúzódik, így a Föld mágneses terének stabil részecskebefogásra képes — dipoltér jellegű — zónájának jelentékeny részében a termikus plazma sűrűsége leesik. Ebben a tartományban tehát az 50 keV-es protonokra megnövekedett a stabil befogás telítési szintje. Ezért itt tekintélyes intenzitású gyűrűáram jöhet létre. Amikor a mágneses aktivitás megszűnésének kezdetén a napszél intenzitása visszaáll a normális értékre, a magnetoszférikus plazmaáramlás erőssége is lecsökken. Ezért elkezdődik a plazmapauza fokozatos kifelényomulása. A plazmapauza új helyzetének az elfoglalásához a megfigyelések szerint kb. 10 nap szükséges. A plazmapauza kifelé nyomulásával az általa végigsöpört zónák rendre belekerülnek a nagyobb termikus plazmasűrűséggel bíró plazmaszférába. Mivel a plazmasűrűség megnövekedésével az 50 keV rendű energiával rendelkező protonok stabil befogásának telítési részecskesűrűsége csökkent, az ion-ciklotron instabilitások a gyűrűáramot keltő protonok számát erősen leszorítják. Ezáltal a mágneses vihar fő fázisát előidéző gyűrűáram mintegy egy nap alatt majdnem teljesen megszűnik. A jelentéktelen intenzitású gyűrűáram-maradvány a protonok termikus részecskékkel történő ütközései révén szűnik meg.

Ha a gyűrűáram átlagos távolságát a Föld középpontjához viszonyítva megvizsgáljuk, 10^9 cm nagyságrendű távolság adódik. Figyelembe véve a gyűrűáram megszűnésének 10^5—10^6 sec rendű karakterisztikus idejét, a mágneses vihar megszűnési fázisa, ill. a plazmaszféra részecskediffúzió útján történő feltöltődése a Szádeczky-féle tér—idő függvény B egyenesére esik.

A SZÉNVEGYÜLETEK LÉGKÖRI KÖRFORGALMA

MÉSZÁROS ERNŐ
A FÖLDTUDOMÁNYOK DOKTORA

Bevezetés

A szénvegyületek a légkör, illetve a bioszféra és a hidroszféra közötti anyagforgalom jellegzetes képviselői. A különböző földi szférák kölcsönhatása következtében koncentrációjuk a légkörben közel van a dinamikus egyensúlyi értékhez. A szénvegyületek, elsősorban a szén-dioxid, a légköri folyamatok szabályozásában lényeges szerepet játszanak, tanulmányozásuk ezért a levegőkémia egyik legfontosabb feladata. Ezek a vizsgálatok az utóbbi években különösen fontossá váltak, mivel az emberi tevékenység egyrészt befolyásolja a természetes komponensek körforgalmát, másrészt a levegőbe eddig ott elő nem forduló szerves anyagokat juttat.

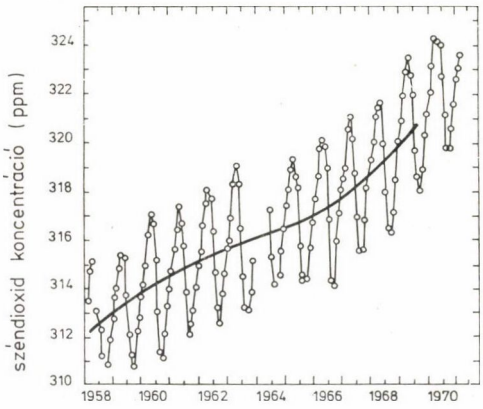
A légkörben számos szenet tartalmazó vegyület van, amelyek közül koncentrációjukat és hatásukat tekintve a szén-dioxid, a szén-monoxid és a metán a legfontosabbak. Másrészt jelenlegi ismereteink ezekkel kapcsolatban a legkielégítőbbek. Tanulmányunkban ezért elsősorban az említett három komponens körforgalmát tekintjük át.

Szén-dioxid

A szén-dioxidot elsősorban természetes folyamatok; a légzés és az elhalt növényi anyagok bomlása juttatja a levegőbe. E források hatását a növényvilág fotoszintézise gyakorlatilag teljesen kiegyenlíti. Jóval kisebb mértékben, a szenet tartalmazó anyagok elégetése útján, az ember tevékenysége is szén-dioxid forrást szolgáltat. A Föld keletkezésének korai szakaszában ez utóbbi oxidációs folyamat természetes körülmények között is végbement. Az ily módon keletkezett szén-dioxid azonban kémiai reakciókkal karbonátok formájában, egyrészt a litoszférába került, másrészt az óceánok vízében feloldódott. Így a földi szénkészleteknek, szemben a Vénuszon kialakult helyzettel, jelenleg csak elenyésző kis része tárolódik az atmoszférában.

Megemlíthető még, hogy némi CO_2 a légköri szénmonoxid oxidációjával is keletkezik.

A CO_2 átlagos koncentrációja kb. 320 ppm. A talajközeli koncentrációnak meghatározott napi és évi menete van. Az asszimiláció ugyanis csak fény



1. ábra: A légköri szén-dioxid szint változása Mauna Loa-ban (Hawaii) 1958 és 1971 között KEELING és munkatársai szerint (lásd: SMIC. 1971)

jelenlétében lehetséges, így nappal kisebb koncentrációk mérhetők, mint az éjszaka folyamán. A napi menet amplitúdója a talajszint feletti magasság növekedésével csökken (JUNGE, 1963). Szintén az asszimiláció erősségének megfelelően, az északi félgömbön a talajközeli levegőben tavasszal, a vegetációs időszak kezdetekor mérhetők a legmagasabb koncentrációk (a déli félgömbön az évi menet sokkal elmosódottabb). Az évi ingás felfelé haladva mérséklődik és a felső troposzférában, de különösen a sztratoszférában jelentéktelenné válik (BISCHOF és BOLIN, 1966).

A légköri CO_2 jelenlegi változásainak legérdekesebb vonása a koncentráció fokozatos, lassú emelkedése. Kimutatható (BUTCHER és CHARLSON, 1972, stb.), hogy ez a növekedés, amely a múlt század végén kezdődött az emberi tevékenység hatásával magyarázható. Az antropogén forrás erőssége ugyan csak kb. 4%-a a természetes biológiai forrás erősségének, (4. ábra) hatására azonban az átlagos légköri koncentráció kb. 0,3%/év-vel, azaz kb. 1 ppm/év-vel emelkedik. Az 1. ábra, amelyet KEELING és munkatársai munkáiból vettünk át (SMIC, 1971) a Mauna Loa-i Obszervatóriumban (Hawaii) 1958 és 1971 között megfigyelt átlagos havi értékeket tünteti fel. Az említett ciklikus változások mellett szembetűnő a szén-dioxid koncentráció emelkedő trendje.

Ez az antropogén hatás azért különösen veszélyes, mivel a levegő szén-dioxid tartalma, a földfelszín által kisugárzott hosszúhullámú sugárzás elnyelése útján, a Föld-légkör rendszer sugárzási mérlegét jelentős mértékben szabályozza. MANABE és WETHERALD (1967) modellszámításai szerint a CO_2 szint 20—25%-os növekedése (az kb. a 2000. évre várható) a közepes szélességeken a talajközelében 0,5 °C-os hőmérséklet-emelkedést okoz. A sarkok közelében valószínűleg ennél jelentékenyebb felmelegedés várható. Ez a viszonylag kicsinynek tűnő változás akkor válik jelentékennyé, ha figyelembe

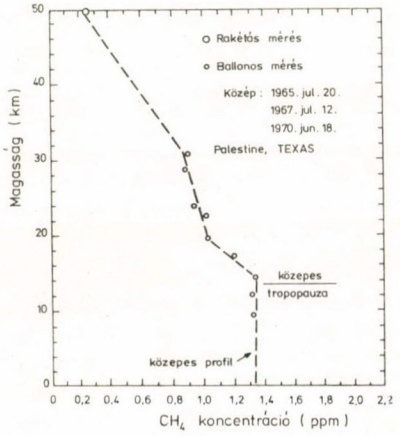
vesszük, számos szakember véleménye alapján, hogy a légkör jelenlegi állapota labilis egyensúlyban van, azaz viszonylag kis változások is lényegessé válhatnak. Adott változással ugyanis mindig ún. visszacsatolási hatások lépnek fel (esetünkben pl. a hőmérsékletváltozás a jégtakaró egy részének elolvadásával járhat, ami a melegedést, az albedó megváltoztatásán keresztül, tovább erősítené: pozitív visszacsatolás).

Metán

A metán gyakorlatilag teljes egészében természetes, elsősorban biológiai folyamatok hatására kerül a légkörbe (legfontosabb forrás a mocsarakban végbemenő anaerob bomlás, illetve az állatok bélfermentációja). Körforgalmának érdekessége, hogy a föld felszíne nem szolgáltat metán nyelőket, így a metán állandó kb. 1,3—1,4 ppm-es átlagos troposzférikus koncentrációját a légkörben végbemenő kémiai folyamatok biztosítják. Ezek a folyamatok részben a troposzférában, részben a sztratoszférában mennek végbe. A 2. ábra (EHHALT 1974) a CH_4 vertikális eloszlását reprezentálja. Az ábrából látható, hogy a sztratoszférában a magasság növekedésével a koncentráció viszonylag gyorsan csökken.

A sztratoszférában a metánt a vízgőz és a gerjesztett állapotú atomos oxigén (ez utóbbi az ózon fotokémiai felbomlásának eredménye) kölcsönhatása útján keletkező OH szabad gyökök gyorsan oxidálják. A számos reakciólépés után keletkező formaldehid a 0,30—0,36 μm hullámhosszú napsugárzás hatására disszociálódik, így végül is hidrogén és szén-monoxid keletkezik:

$$CH_2O + h\nu \rightarrow H_2 + CO.$$



2. ábra A metán vertikális profilja EHHALT (1974) alapján

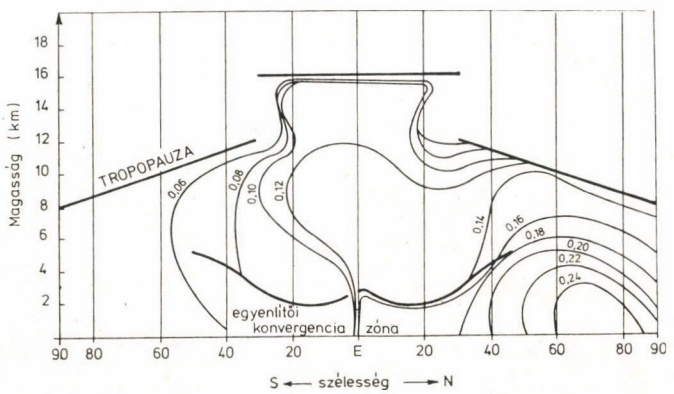
A H_2 egy részét a szabad gyökök vízzé oxidálják (azaz a metán hidrogénjének ez a része víz formájában kerül vissza a felszínre), másik része a bolygóközi térbe jut. Ez utóbbi miatt egyes szerzők (LOVELOCK és MARGULIS, 1974) a metán légköri szerepét a talajközeli levegő felesleges hidrogénjének elszállításában látják. Az mindenesetre bizonyos, hogy a metán körforgalma szorosan összefonódik a hidrogén és a szén-monoxid légköri ciklusával.

Szén-monoxid

Valamikor úgy gondolták, hogy a légköri szén-monoxid teljes egészében antropogén eredetű (közvetlenül szennyezett területeken ez lényegében így is van). Az újabb vizsgálatok azonban kimutatták, hogy globális léptékben a szén-monoxid számos forrásból származhat és légköri körforgalma sokkal bonyolultabb, mint régebben gondolták. Így SEILER (1974) négy különböző légköri szén-monoxid forrást különböztet meg:

a) antropogén források; *b*) CO felszabadulása az óceánokból; *c*) füves területek és erdők természetes égése; *d*) szén-hidrogének (pl. metán) oxidációja. Anélkül, hogy e források erősségének részletes taglalásába bocsátkoznánk, megjegyezzük, hogy jelenlegi elképzeléseink szerint a légkörbe kerülő szén-monoxid kb. 30%-át antropogén források szolgáltatják.

A 3. ábra jól alátámasztja a felsorolt források jelentőségét. Az ábrát SEILER (1974) munkájából vettük át. Látható, hogy a legmagasabb értékek ($> 0{,}20$ ppm) a felszín közelében az északi félgömbön mérhetők (elsősorban a szárazföldek fölött). A déli félgömbön az egyenlítői zónát alacsonyabb koncentrációjú területek követik. Az északi félgömbön vertikális irányban kifejezett koncentráció-csökkenés figyelhető meg, amely a déli félgömbön jelentéktelenné válik.



3. ábra: A légköri szén-monoxid ppm-ben kifejezett koncentrációjának eloszlása a troposzférában SEILER (1974) szerint

A tropopauza fölött a szén-monoxid koncentrációja a magasság növekedésével vagy csökken, vagy közel állandó.

A szén-monoxid egy része a légkörből a talajba kerül vissza, másik része a levegőben, szintén a szabad gyökökkel való reakciókkal, szén-dioxiddá oxidálódik. Ez utóbbi folyamat a következőképpen jellemezhető (BORTNER et. al., 1974):

$$CO + OH \rightarrow CO_2 + H$$

$$H + O_2 + M \rightarrow HO_2 + M$$

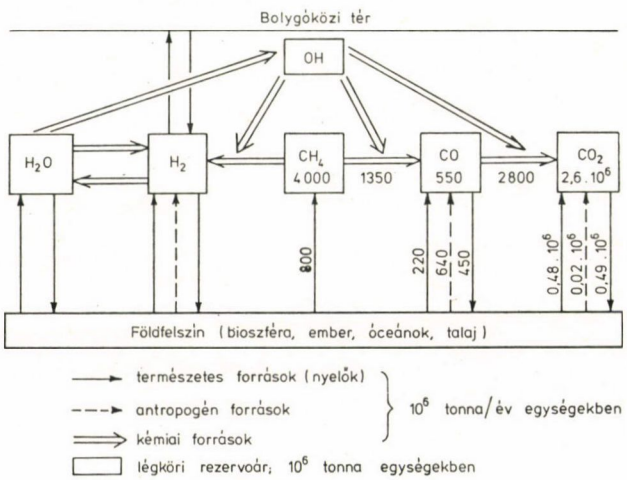
$$CO + HO_2 \rightarrow CO_2 + OH$$

Ily módon a szén-mondxid, és ezen keresztül a metán szénje is, a bioszférába, mint CO_2 kerül vissza.

A szén-monoxid és metán légköri jelentőségét globális léptékben elsősorban az adja meg, hogy részt vesznek az OH gyökök reakcióiban és ezen keresztül a sztratoszférikus, egyébként igen labilis, kémiai egyensúly alakításában. A sztratoszférikus kémiai folyamatok végső soron az ózon keletkezését, illetve felbomlását módosítják, így az antropogén szén-monoxid kibocsátását elsősorban ilyen szempontból kell komolyan vennünk. A számszerű értékeléshez azonban még további vizsgálatok szükségesek.

A szénvegyületek együttes körforgalma

A 4. ábra a három szénvegyülettel kapcsolatban elmondottakat foglalja össze. Az ábrán levő négyszögek a légköri rezervoárt reprezentálják, a teljes légköri mennyiség feltüntetésével. A körforgalom mennyiségi érzékelhetősége



4. ábra: A szén-vegyületek sematikus légköri körforgalma. Források: metán: EHHALT (1974); szén-monoxid: SEILER (1974); szén-dioxid: BUTCHER és CHARLSON (1972). *Megj.:* A természetes forrásokra vonatkoztatott kb. 1%-os antropogén metán-forrást az ábrán nem tüntettük fel

céljából az ábrán a források, illetve nyelők intenzitását is megadtuk 10^6 tonna/év egységekben. Látható, hogy mennyiségileg (és mint fentebb rámutattunk hatásaiban is) a szén-dioxid a legfontosabb légköri szénvegyület. Az ábrán, a számszerű adatok mellőzésével, a teljesség kedvéért a víz és a hidrogén légköri körforgalma is szerepel, mivel ciklusuk kapcsolatban van a szénvegyületek átalakulásaival. Az ábrával kapcsolatban végül megjegyezzük, hogy a légköri rezervoárban levő teljes mennyiség és a források intenzitásának hányadosa az ún. légköri tartózkodási időt adja meg. A feltüntetett számadatokból következik, hogy értéke metán, szén-monoxid és szén-dioxid esetén rendre 5; 0,25, illetve 5,2 évvel egyenlő.

Egyéb szén-hidrogének

Mint a bevezetőben említettük a levegőben (főleg szennyezett helyeken) egyéb, elsősorban szerves szénvegyületek is vannak. Ezek közül levegőkémiai hatásaik miatt az antropogén olefineket és halogénezett szén-hidrogéneket, illetve a természetes biológiai eredetű terpéneket említjük meg.

Az olefinek, amelyek az autóforgalom következtében kerülnek a levegőbe, mint ismeretes igen reakcióképes vegyületek, így számos légköri reakcióban vesznek részt. Ezek közül kiemelhető a kén-dioxid gáz szulfát-aeroszollá oxidálása, amely ózon jelenlétében megy végbe (Cox és Penkett, 1972). Az emberi tevékenység által közvetlenül nem szennyezett levegőben hasonló hatásuk az egy vagy több kettős kötéssel szintén rendelkező növényi eredetű terpéneknek (pl. α-pinén, β-pinén, izoprén stb.) van. Egyes szerzők szerint (pl. Went, 1966) ezek az anyagok a légköri aeroszol-ciklus szabályozásában fontos szerepet játszanak.

Az újabb vizsgálatok kimutatták, hogy az emberi tevékenység hatására (pl. különböző „spray"-k formájában) a levegőbe jelentős mennyiségű halogénezett szén-hidrogén kerül (pl. freon 12: CCl_2F_2). Ezeknek, a légkörben eddig nem létező anyagoknak a troposzférában nincsenek nyelőik. A tropopauzán áthaladva azonban fotokémiai úton felbomlanak (Crutzen, 1975) és a keletkező halogének, illetve halogén-oxidok csökkentik a sztratoszférikus ózon mennyiségét. Igen veszélyesnek tűnő hatásuk pontos számszerű felmérése jelenleg a kutatások egyik legfontosabb feladata.

IRODALOM

Bischof, W.—Bolin, B.: Space and Time Variations of the CO_2 Content of the Troposphere and Lower Stratosphere. Tellus, **18,** 155—159, 1966.

Bortner, M. H.—Kummler, R. H.—Jaffe, L. S.: Carbon Monoxide in the Earth's Atmosphere. Water, Air and Soil Poll., **3,** 17—52, 1974.

Butcher, S. S.—Charlson, R. J.: An Introduction to Air Chemistry. Academic Press, New York and London, 1972.

Cox, R. A.—Penkett, S. A.: Aerosol Formation from Sulphur Dioxide in the Presence of Ozone and Olefeinic Hydrocarbons. J. Chem. Soc., Faraday Trans. I, **68,** 1735—1753, 1972.

Crutzen, P. J.: Physical and Chemical Processes which Control the Production, Destruction and Distribution of Ozone and Some other Chemically Active Minor Constituents. GARP Publications Series, **16,** 236—243, 1975.

Ehhalt, D. H.: The Atmospheric Cycle of Methane. Tellus, **26,** 58—70, 1974.

Junge, C. E.: Air Chemistry and Radioactivity. Academic Press, New York and London, 1963.

Lovelock, J. E.—Margulis, L.: Atmospheric Homeostasis by and for the Biosphere: The gaia hypothesis. Tellus, **26,** 2—10, 1974.

Manabe, S.—Wetherald, R. T.: Thermal Equilibrium of the Atmosphere with a given Distribution of Relative Humidity. J. Atmosph. Sci., **24,** 241—259, 1967.

Seiler, W.: The Cycle of Atmospheric CO. Tellus, **26,** 116—135, 1974.

Smic: Inadvertent Climate Modification. MIT Press, Cambridge, Massachusetts, 1971.

Went, F. W.: On the Nature of Aitken Condensation Nuclei. Tellus, **18,** 549—556, 1966.

MŰHOLDAS SUGÁRZÁSMÉRÉSEK PALEOKLIMATOLÓGIAI ÉS PALEONTOLÓGIAI VONATKOZÁSAI

DOBOSI ZOLTÁN
A FÖLDTUDOMÁNYOK DOKTORA

GÉCZY BARNABÁS
A FÖLDTUDOMÁNYOK DOKTORA

A jelen időszak és a földtörténeti múlt periódikus klímaváltozásai feltehetőleg szoros kapcsolatban vannak a Föld-légkör rendszer energiafelvételének változásaival.

A NIMBUS 2, majd NIMBUS 3 műholdak mérési anyagából RASCHKE és munkatársai készítették el a Föld-légkör rendszer sugárzási egyenlegének térképeit (RASCHKE et al., 1973). Ezzel rendelkezésünkre állnak az első *mért adatokon* alapuló egyenlegtérképek, a korábbi SIMPSON-féle számításon alapuló térképek helyett.

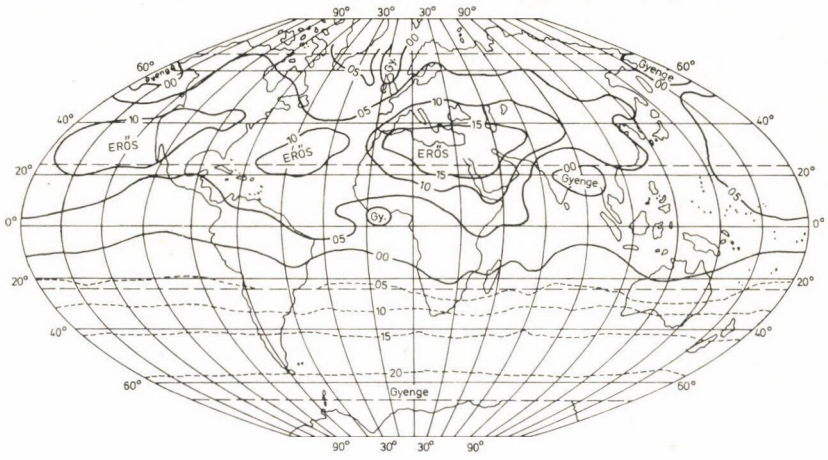
Az új térképek a régiektől egy lényeges pontban különböznek: ez a szubtrópusi leszálló légáramlások övének sugárzásegyenlege. Míg a SIMPSON-féle eloszlás itt tengeren és szárazföldön egyaránt sugárzási maximumot mutat, addig a műholdas térképeken az óceáni maximummal szemben a szárazföldek fölötti egyenleg e klímaterületeken negatív előjelű, az óceáni maximumok viszont valamivel magasabbak, mint a korábbi SIMPSON-féle térképeken (1. és 2. ábra).

A különbséget indokolják a mért Föld-légkör rendszer albedoértékei, amelyek derült szubtrópusi óceán fölött: 15—20%-ot, a Szahara fölött pedig 35—40%-ot tesznek ki. A hosszúhullámú kisugárzás viszont az alacsonyabb felszíni hőmérsékletű, nedves légkörű óceáni felszínek fölött: 0,39—0,40 *cal* cm^{-2} min^{-1} körül ingadozik, a szubtrópusi sivatagi területeken pedig: 0,45—0,48 *cal* cm^{-2} min^{-1} magas számértékeket ér el.

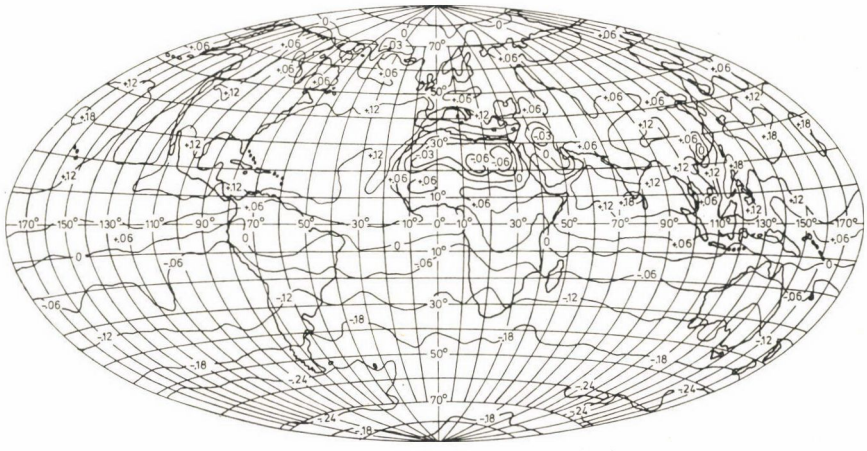
A kontinensek és óceánok sugárzási egyenlegének különbségét mutatja a különböző földrajzi szélességeken a 3. ábra, keresztmetszetben a 20° W óceáni és 20° E szárazföldi hosszúsági körök mentén, azaz az Atlanti-óceán északi része, illetve Afrika és Európa fölötti szakaszon július hónapban.

Látható, hogy amíg a szubtrópusi sivatagok fölött negatív a Föld-légkör rendszer sugárzási egyenlege, addig az óceáni területeken az egyenlegnek maximuma van.

A sivatagi övet elhagyva a különbség kismértékűvé válik. Ez nem utolsósorban az itteni nagyobb borultság következménye, amely tény a felszínhatások különbözőségét lecsökkenti.

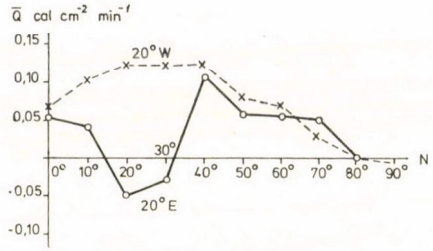


1. ábra. A Föld-légkör rendszer számított sugárzási egyenlege július hónapban (*cal cm*$^{-2}$ *min*$^{-1}$). Az értékek napi átlagok (SIMPSON nyomán)

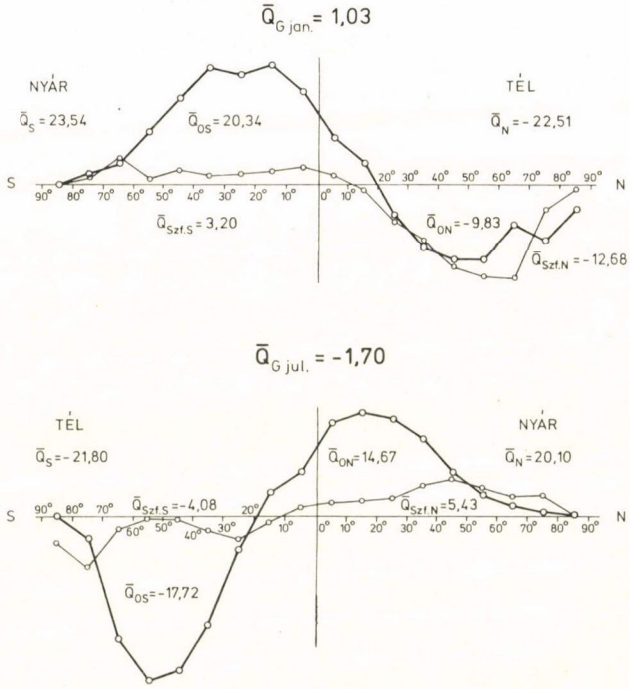


2. ábra. A Föld-légkör rendszer NIMBUS 3 műholddal mért sugárzási egyenlege 1969. július 16—31 között (*cal cm*$^{-2}$*min*$^{-1}$). Az értékek napi átlagok (RASCHKE et al. nyomán)

A kétféle felszínfajta szerepét az egész Föld sugárzási egyenlegében a 4. ábra mutatja. Amíg a szárazföldeken a nyári sugárzási egyenleg gyengén pozitív, az óceánok erős maximumot mutatnak. Az északi félgömb nyarán a tengerek sugárzási egyenlege közel 3-szorosa, a déli félgömb nyarán közel 7-szerese a szárazföldekének. A téli hónapban az északi félgömb negatív sugárzásegyenlege szárazföldeknél abszolút értékben 1/3-ával nagyobb, mint az óceánoké. A déli félgömb telén természetesen az óceánok nagy területi aránya miatt az óceánok negatív egyenlege sokkal nagyobb abszolút értékű.



3. ábra. A Föld-légkör rendszer NIMBUS 3 műholddal mért sugárzásegyenlegének értékei az északi féltekén a 20°E és 20°W hosszúsági körök mentén (*cal cm*$^{-2}$*min*$^{-1}$). Az értékek napi átlagok. (Július hó)



4. ábra. A szárazföldek és az óceánok mért sugárzási egyenlegeinek összehasonlítása. A vastagon kihúzott vonalak az óceánok, a vékonyan kihúzottak a szárazföldek sugárzási egyenlegeinek összege 10°-os szélességű sávok területén (10^{10} megacal min^{-1}). $\bar{Q}_{G\,jan}$ az egész Föld januári, $\bar{Q}_{G\,jul}$ az egész Föld júliusi sugárzási egyenlege. $\bar{Q}_S$ a déli, $\bar{Q}_N$ az északi félteke sugárzási egyenlegei. $\bar{Q}_{OS}$ a déli félteke, $\bar{Q}_{ON}$ az északi félteke óceánjaira, $\bar{Q}_{Szf\,S}$ a déli, $\bar{Q}_{SzF\,N}$ az északi félteke szárazföldjeire vonatkozó jelölések

Amennyiben a I. és VII. hónapok anyagából közelítő évi mérleget készítünk, az egész Föld óceánjai pozitív 3,73 · 10^{10} *megacal min*$^{-1}$, szárazföldjei negatív —4,07 · 10^{10} *megacal min*$^{-1}$ átlagos sugárzási egyenleget adnak.

Természetesen amennyiben minden hónap sugárzási egyenlege rendelkezésünkre állna a pozitív óceáni és negatív szárazföldi sugárzásegyenlegek

évi összegének egymást kiegyenlítve nullával kell egyenlőnek lenni egyensúlyi állapotot feltételezve.

Összefoglalva: az eddig mért sugárzásegyenleg adatok alapján, a következőket állíthatjuk:

1) Szárazföldek évi sugárzásmérlege veszteséges mind az egyes félgömbök, mind az egész Föld vonatkozásában.

2) A veszteséget az óceánok pozitív egyenlege pótolja.

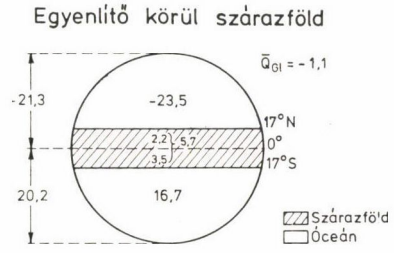
3) Adataink vannak a szárazföld—tenger sugárzás-egyenlegére földrajzi szélességenként, s azt látjuk, hogy elsősorban a szubtrópusi tengerek sugárzási egyenlege maximális, ez végzi az említett kompenzációt, ugyanezen szélességek övében a szárazföldek sugárzási egyenlege alacsony érték, a szubtrópusi sivatagokban negatív előjelű. Magas földrajzi szélességeken a különbség csökken.

Természetesen a műholdas mérés is, mint minden mérés hibával terhelt. A kiértékelési eljárás is bizonyos elhanyagolásokat, feltételezéseket tett szükségessé. A mérési időszak is rövid, a kiértékelt időtartam 2—2 hét a jellegzetes sugárzási időszakokban, a napfordulók és a napéjegyenlőségek időszakára. Mindenesetre, ha a számértékek maguk módosulnak is felfelé vagy lefelé, az óceán—szárazföld különbségre ez már kisebb mértékben várható.

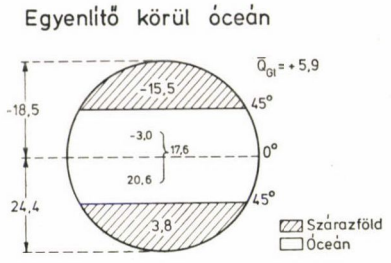
Ami az egyenleg számértékeit illeti, ha kiszámítjuk, illetve becsüljük az egész Föld évi sugárzási egyenlegét a januári 1,03 és a júliusi $-1{,}70 \cdot 10^{10}$ *megacal* min^{-1} átlagértékekből ezek összege a maximális félgömbi értékeknek kevesebb mint 3%-át teszi ki. Ez a tény megnyugtatónak tűnik a műholdas egyenleg használhatósága tekintetében.

Az elmondottakból nyilvánvaló, hogy a szubtrópusi óceánok területe *az a bemenő kapu*, amelyen keresztül a sugárzási energiát felveszi a Föld-légkör rendszer. Ez az energia jórészt magas szélességek kontinensei, kisebb mértékben a szubtrópusi sivatagok területe fölött hagyja el égitestünket.

Mivel lényeges különbségek vannak az óceáni, illetve a szárazföldi területek sugárzásgazdálkodásában, kézenfekvő az eredmények paleoklimatológiai értékelése a kontinensvándorlás éghajlati következményeinek vizsgálatánál.



5. ábra. A Föld-légkör rendszer sugárzási egyenlegei oly földmodell esetében, amelynél a szárazföldek egyenlítő menti gyűrű alakjában veszik körül a Földet. $\bar{Q}_{Gl}$ az egész földmodell egyenlege (10^{10} *megacal* min^{-1}). Az értékek napi átlagok.



6. ábra. A Föld-légkör rendszer sugárzási egyenlegei oly földmodell esetében, amelynél a szárazföldek a két pólus körül helyezkednek el. $\bar{Q}_{Gl}$ a teljes földmodell egyenlege (10^{10} *megacal* min^{-1}). Az értékek napi átlagok

A következőkben célszerű néhány olyan földmodellt megvizsgálni, amely paleontológiailag érdekes, s egyszerűen tárgyalható, klímatikus vonatkozásban is. Egyik esetben a szárazföldek gyűrű alakban az egyenlítő körül helyezkednek el (5. ábra), a másikban e két pólus körül koncentrikusan csoportosulnak (6. ábra).

I. modellünk esetében a szárazföldek 17° S—17° N szélességek között 34°-os szélességű gyűrű formájában veszik körül a Földet. E földmodell átlagos sugárzásegyenlege I., illetve VII. hónapban $-1{,}1 \cdot 10^{10}$ *megacal* min^{-1}. Ez azt jelenti, hogy az egyensúly eléréséhez a Földnek a mai állapothoz képest le kell hűlnie, amíg a csökkenő kisugárzás ismét létrehozza az egyensúlyt. Ez a Föld a mainál alacsonyabb hőmérsékletű, de mivel óceánok helyezkednek el a pólusok közelében, egyenletesebb klímájú a mainál kisebb N-S hőmérsékleti-gradienssel.

A II. modell esetében *S* 45°—*N* 45° között óceáni felszín helyezkedik el. A pozitív sugárzásegyenlegű egyenlítő körüli óceánok hatására e modell $+5{,}9 \cdot 10^{10}$ *megacal* min^{-1} átlagos I., ill. VII. egyenleggel a mainál melegebb földet eredményezne. Az egész Föld felmelegedése szükséges ahhoz, hogy az így megnövekedett kisugárzás az egyensúlyt létrehozza.

Az egyenlítő menti óceáni öv mindenesetre egyenletesen meleg klímájúnak tételezhető fel. A kontinensek viszonyairól annyit mondhatunk, hogy ezeknek is fel kell melegedniök. A kontinensek a kisugárzási többlettel rendelkező felszínek, ma is ezek adják az egyensúlyt a szubtrópusi óceánok pozitív mérlegével szemben.

A felhőzet megnövekedése az óceánon nem okozhat negatív eltolódást, mert ennek hatására a párolgás ismét csökkenne s így a felhőzet is!

Így ez a klíma is — amennyiben következtetésünk helyes — a mainál egyenletesebb, meleg Földet eredményez.

Milyen körülmények szükségesek ezek szerint a mai vagy a mainál szélsőségesebb földi klímához? Véleményünk szerint két feltételnek kell teljesülnie:

1) Legyenek szárazföldek a szubtrópusi területek övében, amelyek a sugárzásegyenleget csökkentik.

2) Legyen azonkívül szárazföld a poláris területeken is, amely a negatív sugárzásegyenlege miatt alacsony hőmérsékletű.

Ilyen pl. a mai Föld, amely még hidegebb volna, ha pólus körüli szárazföldek meghagyásával pl. a mérsékelt öv rovására szubtrópusi sivatagi övben a szárazföldek mennyisége növekedne.

Végül még egy kritikai megjegyzést látok szükségesnek a fentiekhez hozzáfűzni. A műholdas mérésekből vett jellegzetes sugárzásegyenleg értékek a mai Föld állapotát tükrözik. A két tárgyalt földmodell esetében viszont a maihoz képest módosul az éghajlat, a levegő vízgőztartalma s a felhőzet is, tehát módosulnak az egyes földrajzi szélességekhez kapcsolódó egyenlegértékek. A tenger—szárazföld különbségnek azonban a kétféle felszínfajta eltérő fizikai különbségei miatt ezekre is fenn kell állnia.

A műholdas adatok figyelembevételével szerkesztett modell új megvilágításba helyezte a paleoklímatológia egyik kiemelkedő kérdését, ami a jura —alsókréta klíma tartós és és feltűnő kiegyenlítettségére vonatkozott.

A jura klíma kiegyenlítettségére több úton következtethetünk. A szárazföldeken az egykori éghajlatra elsősorban a növények és a hüllők, a tengerekben a zátonyépítő korallok elterjedése nyújt biztos kiindulópontot, amit a belemnitesek vázán végzett oxigén-izotóp vizsgálatok egészítenek ki. A mezőzóos növények, hüllők és korallok klímajelző szerepét hangsúlyozza az a körülmény, hogy közöttük már olyan csoportok is találhatók, amelyek utódai ma is élnek, és amelyek a kedvezőtlen klímát pusztán alaki felépítésük miatt sem viselhették el. A magas hőmérséklet igényű páfrányokra ez éppúgy érvényes, mint a nagylevelű és nagyvirágú nyitvatermőkre, valamint az ugyancsak nagytermetű, de szőrtakaró nélküli Dinosaurusokra.

A jura flóra elterjedése a mai 75° északi és a 63° déli szélesség közé esik. A jelenleg kifejezetten trópusi területre szorítkozó páfrány családok Grönland, Közép-Ázsia, Korea, Japán, Dél-Chile és Alaszka (?) területéről is előkerültek. A növényzet földrajzi szélességi köröknek megfelelő bizonyos mérvű tagolódása kétségtelen, és a Föld alakjából, valamint a sugárzás-megoszlásból önként adódik. Szibéria területén viszonylag egyhangúbb lombhullató Ginkgó-félékkel jellemzett flóra volt, ami azonban még mindig a mérsékelten meleg éghajlati övbe tartozott, és a téli átlagos hőmérséklet nem süllyedt a 0 °C alá (VAKHRAMEEV, 1964).

A növényekhez hasonlóan a jura-alsókréta dinosaurusok nagy része kozmopolita volt (CHARIG, 1973). Dinosaurus maradványokat ismerünk olyan egyenlítőtől távol eső területekről, mint Spitzbergák, Tűzföld, Fokföld és Dél-Ausztrália. Lehetséges, hogy a dinosaurusok egy része a belső hőszabályozás feladatát bizonyos mértékben megoldotta, a nagy földrajzi elterjedés azonban ez esetben is a klíma kiegyenlítettségéről tanúskodik. Kétségtelen ugyanis,

hogy fiziológiai adottságaik a hideg évszak átvészelését téli formájában nem biztosították.

A felsőjura zátonyépítő koralljai az 55° északi és az 5° déli szélesség között találhatók, a kontinentális lemezek („kontinentális platform") labilis peremein, ahol a süllyedés és a kiemelkedés váltotta egymást (BEUVAIS, 1973). Figyelembe véve a paleomágneses mérések alapján feltételezett északi pólust (60° északi szélesség, 120° keleti szélesség) különösen feltűnő a Szahalin-szigeti korallzátonyok helyzete, amelyek megközelítették az északi sarkkört (70° északi szélesség). Az oxigén-izotóp vizsgálatok szerint szubtrópusi — középső részén trópusi Tethys melegtengere és a mérsékelt — hideg boreális tenger közti hőmérsékletkülönbség mindössze 5°C—7°C lehetett (STEVENS, 1973).

A jura-alsókréta klíma kiegyenlítettsége globális jellegű és tartós volt. A Földön közel 100 millió éven át a maitól lényegesen eltérő éghajlat uralkodott. E jelenség helyi tényezőkkel nem magyarázható. ARKELL (1956) a magyarázatot földön kívüli okokban kereste és a napsugárzás erősödését tekintette döntőnek. A paleoklímatológusok jelentős része azonban újabban nagyobb jelentőséget tulajdonított a földi tényezőknek, különösen a szárazföldiek és tengerek kiterjedésének és helyzetének, amelyek, ha nem is önmagukban, összhatásukban elégséges magyarázatát adják a földtörténet klímaváltozásainak (SCHWARZBACH, 1973). E tényezők végső fokon a lemeztektonikai mozgásokra vezethetők vissza, amelyek nagyságrendje és időtartama megfelel a fenti követelményeknek.

A rendkívüli klímatikus adottságok kialakításában döntő szerepet tulajdoníthatunk az egyenlítő körüli Tethys szétnyílásának, ami elkülönítette az északi Laurázsiát a déli, fokozatosan feldarabolódó Gondwanától. Laurázsia feltehetően teljesen kívül esett a trópusi-szubtrópusi övtől. A részben tengerrel elöntött szárazföldek a kelet-szibériai pólus körül csoportosultak. A Gondwanahoz tartozó kontinensek közül mindössze Afrika és Dél-Amerika északi része, valamint esetleg India tartozott a trópusi, illetve szubtrópusi övbe. A többi óceán. Mivel Afrika és Dél-Amerika az alsójurától a felsőkrétáig a földrajzi hosszúság irányában nyugatról keletre mozgott (SMITH, 1971), a Tethys egyenlítő körüli helyzete változatlan maradt, és ennek megfelelően a kedvező éghajlata is állandósult.

A Tethys egyenlítő körüli helyzetére a fosszíliák klímajelző minőségi bélyegein kívül a paleontológia *mennyiségi* úton is következtethet. A klímaviszonyok ugyanis szabályozzák az élővilág gazdagságát. Az egyenlítő körüli területeken a fény, hő és táplálék egyenletes eloszlása az élet sokféleségéhez vezet. A trópusi esőerdő és a korallzátony egyaránt példa erre. Ezen a területeken az egyedszámhoz viszonyított rendszertani egységek száma magas. Mivel a szélsőséges, váltakozó feltételeket csak kevés szervezet tűri el, a sarkok felé közeledve a rendszertani egységek száma csökken. Az egyedszám viszont a versenytársak hiányában megnövekszik. Amikor egy adott terület az egyen-

lítőtől a sarkok irányában tolódik, az egyedszámhoz viszonyított rendszertani egységek száma csökkenni fog.

Az egyedszám és a rendszertani egységek viszonya diverzitás indexszel számszerűen kifejezhető. Az eddigi, hazai jura faunákra vonatkozó mennyiségi vizsgálatok állandó magas diverzitásról tanúskodnak. Mindez közvetlenül utal a Tethys egyenlítő körüli helyzetének tartósságára, és közvetve alátámasztja a műholdas adatok alapján készült modell alkalmazhatóságát a földtörténeti múlt klímaviszonyonainak tisztázásánál.

A jura transzgressziók fokozták a klíma „óceáni" jellegét. A jura talattokratikus időszak volt. A középjura végén a tenger elöntötte Európa Skandináviáig terjedő részét, az Orosz Tábla nyugati és déli peremét, Szibéria keleti részét, Észak- és Kelet-Afrikát, Elő- és Közép-Ázsiát, Délkelet-Ázsiát, Ausztrália peremi területeit, Észak- és Dél-Amerika nyugati részét, valamint a Mexikói-öböl környékét. HALLAM (1969) becslése szerint a világméretű kallóvi transzgresszió után a kontinensek csaknem 1/4-ét tenger borította. E tengerek nagy része lemeztektonikai értelmezésben a kontinens részét képezte, klímatikus szempontból azonban ugyanolyan hatása volt, mint a Tethys középső óceáni részének. Valószínű, hogy a jura végi regressziók területenként kisebb klímaromlást eredményeztek. A kiegyenlített klímának azonban végső soron a Tethys záródása vetett véget, amikor az egyenlítő körüli trópusi-szubtrópusi óceán helyét kontinensek foglalták el.

IRODALOM

ARKELL, W. J.: Jurassic Geology of the World. Edinburgh et London, 1—806, 1956.

BEAUVAIS, L.: Upper Jurassic Hermatypic Corals. in: HALLAM, A.: Atlas of Paleobiography. Elsevier edit. Amsterdam, 317—328, 1973.

CHARIG, A. J.: Jurassic and Cretaceous Dinosaurs. in: HALLAM, A.: Atlas of Paleobiography. Elsevier edit. Amsterdam, 339—352, 1973.

DOBOSI, Z.: Continental Drift and Radiation Balance of the Earth. Acta Geol. Acad. Scient, Hung., Budapest, **18,** 1974.

HALLAM, A.: Tectonism and Eustasy in the Jurassic. Earth-Sci. Rev. Amsterdam, **5,** 45—68. 1969.

RASCHKE, E.—H. VONDER HAAR—M. PASTERNAK—W. R. BANDEEN: The Radiation Balance of the Earth-Atmosphere System from NIMBUS 3 Radiation Measurements. NASA Technical Note, NASA T N D-7249, Washington, 1973.

SCHWARZBACH, M.: The Primary Cause of Ice-ages. in: TARLING, D. H., RUNCORN, S. K.: Implications of Continental Drift to the Earth Sciences, London, Academic Press, 449, 1973.

SMITH, A. G.: Alpine Deformation and the Oceanic Areas of the Tethys, Mediterranean, and Atlantic. Geol. Soc. Amer. Bull. Boulder, **82,** 2039—2070, 1971.

STEVENS, G. R.: Jurassic Belemnites. in: HALLAM, A.: Atlas of Paleobiogeography, Elsevier edit. Amsterdam, 259—274, 1973.

VAKHRAMEEV, V. A.: Jurassic Floras of the Indo-European and Sibirian Botanical-Geographical Regions. Compt. Rend. Mém. Coll. Jurassique a Luxembourg, 1962, Publ. Inst. Grand Ducal, Luxembourg, 411—422, 1964.

A BIOSZFÉRA HELYE ÉS SZEREPE AZ ANYAG- ÉS ENERGIAÁRAMLÁSOKBAN

DUDICH ENDRE

Bolygónk, a Föld geoszféráit szemügyre véve azt találjuk, hogy vannak közöttük olyanok, amelyekre a gyakorlatilag teljes térbeli folytonosság, és olyanok, amelyekre a részleges megszakítottság jellemző. Az előbbi csoportba tartozik pl. a szilárd kőzetekből álló litoszféra és a lényegében gázelegy atmoszféra. Az utóbbi csoportba tartozik a hidroszféra és a talajtakaró, a pedoszféra.

Ezek egymást részben kölcsönösen átható „határsávjában" találjuk az élőlények világát. Ezek összességére közkeletű nevén a bioszférára, az előző két csoport geoszférájától eltérően, azokkal ellentétben, éppen az jellemző, hogy diszperz rendszer, voltaképpen nem is *bioszféra*, inkább *bioszol*. Ennek megfelelően rendkívül nagy a fajlagos, aktív felülete, és környezetével állandó, intenzív anyag-energiacserét folytat.

A mai élővilág múltját a földtörténet ősmaradványai alapján bizonyos mértékig ismerjük. A bioszféra „életkora" 10^9 (milliárd) év nagyságrendű. Ezalatt a vele kölcsönhatásban álló geoszférák is sokféle, jelentős változáson, fejlődésen mentek keresztül, amivel a mai helyzet megítélésénél számolni kell. Ezek rekonstruálására azonban csak részben vagyunk képesek.

A bioszféra és részrendszerei a SZÁDECZKY-KARDOSS E. két diagramja, illetve ezek egyesített változata, a térméret — idő — hőmérséklet háromdimenziós diagram meghatározott részében foglal helyet, a „*C*" sávban. Köztudott, hogy az „*A*" sávból az UV — látható fény — IR, a „*B*" sávból pedig az ultrahang—hang rezgéstartománnyal áll kapcsolatban, energiacserében.

A bioszférának a könnyen illó elemek egy részéből való kialakulásának legősibb szakasza az első szerves óriásmolekula-csoportok létrejötte. Az az elgondolás, hogy ez szervetlen (szilikát) makromolekulák, agyagásványok felületével lehet kapcsolatos, jó összhangban van a kezdettől fogva érvényes, a bevezetőben már említett felületaktív diszperz rendszer jelleggel. Ez a molekuláris biológiai szint a 9. pontnál kissé „lejjebb" helyezkedik el a „*C*" sávon, hiszen (még) labilisabb, mint a fejlettebb bio-rendszerek. Energetikailag a „*B*" sávból a H elektronburka látszik neki megfelelni. Utalunk itt a H-kötés jelentőségére a szerves makromolekulák szerkezetében, továbbá a pH és a proton

(H-ion) cserének az életfolyamatokban, ill. azok energetikájában játszott alapvető szerepére. Az „*A*" sávból az UV-sugarak mellett a röntgensugárzás tartományának egy része kínálkozik ide. Eszerint nem lehet meglepő, hogy a részleteikben különféle életkeletkezési elméletek komoly hatást tulajdonítanak ezeknek. A mondottak alapján az is természetes, hogy mutáció-kiváltó tényezőként tartjuk őket nyilván.

A molekuláris-biológiai szinten létrejött kezdetleges élőlények evolúciójának energetikai szempontból való megfontolása rendkívül érdekes lehetőséget rejt. Kétségtelenül alapvető itt a szűk hőmérsékleti tartományért való küzdelem. Ezt a féligáteresztő hártyákkal elválasztott vizes oldat jelleg szabja meg. Erről viszonylag sokat tudunk. A klímaingadozások szerepét érintették az ankét más előadói is. Elég sokat foglalkoztak a látható fény és egyéb sugárzások napi, éves (és nagyobb) ciklusainak az élőlényekre gyakorolt hatásával is. Azonban más energiafajták szerepét is rendszeresen meg kellene vizsgálni. SZÁDECZKY-KARDOSS E.-nek a gravitáció szerepére tett meggondolásaihoz hozzá lehet fűzni az ismert árapály-életciklusokra való hivatkozást.

Alig tudunk valamit viszont pl. a földmágnesség és különféle változásainak, pl. a pólusátfordulásoknak a szerepéről.

A bioszférában kétféle hierarchiát ismerhetünk fel.

Az egyik a törzsfejlődés ágasbogas „fáié", amelyet több-kevesebb sikerrel tükröz a még mindig jórészt anatómiai alapú növény- és állatrendszertan. Ezek fogalom-, ill. kategória-rendszere az arisztotelészi formális logikán alapult, a fajoktól a törzsekig; ma már természetesen fejlődéstörténeti szemléletű, vagyis nem nélkülözheti a dialektikus logika segítségét. Egyedeket és populációkat vizsgál.

A másik hierarchia az élővilág szerveződési (organizációs) szintjéié. Ez a szerves makromolekuláktól a sejtszerv, sejt, szövet, szerv, szervrendszer, szervezet, életközösség lépcsőin át a többszörösen összetett életközösségekig terjed.

Ez is fejlődéstörténetileg meghatározott. Azonban jóval kevesebbet tudunk róla, mint az előzőről, a biozifika, biokémia, összehasonlító biokémia és élettan, valamint a még fiatal cönológia minden eddigi vívmánya, sikere ellenére.

Pedig a (térbeli) szimmetria és az (időbeli) ciklusok, illetve ritmusok nemcsak az egyedek alaktanában és az egyedfejlődésben, hanem a rendszertani egységek (taxonok) és életközösségek (cönózisok) (térbeli) elterjedése és (időbeli) fejlődése vonatkozásában is vizsgálatra érdemesek. Annál is inkább, mert ennek tekintetbevételével a „C" sáv újabb adatokkal gyarapodik: rendszertani egységek és életközösségek pontjaival. Ezek meghatározása persze nem egyszerű. A tér- és időparaméterek aránya igen jelentősen különböző lehet. A térben nagy, időben kis kiterjedésű taxonok vagy fauna-flóra-együttesek a C vonaltól „balra fel" térnek el. Ezek a geológus-sztratigráfus számára a „jó

szintjelző" alakok, ill. együttesek. A térben kis, időben nagy kiterjedésű taxonok, ill. együttesek „jobbra le" térnek el. Ezek a geológus számára csak helyiség jellemző, perzisztens formák. E két szélső eset között minden átmeneti fokozat is megvan. Ezeket természetesen külső (ökológiai) tényezők is befolyásolják, olykor közvetlenül, olykor közvetve. A geológus számára ez „fáciesviszonyok" címen jelentkezik. A hatások szuperponálódnak, az eredő igen bonyolult, a faktorok „visszafejtése" nehéz.

Tény, hogy törzsfejlődési (filogenetikai) és életközösségfejlődési (cönogenetikai) folyamatok a diagramon a földfelszíni (pl. folyóvízi, geomorfológiai és felszín közeli (magmatevékenységi és lemeztektonikai) folyamatok téridőnagyságrendmezejében találhatók, azokkal összemérhetők. Ez a biosztratigráfia, az életrétegtan egyik alapja. A másik az, hogy e folyamatok részben ritmusosak, a (nem azonos) „ismétlődés" értelmében. A megjelenés, elterjedés, virágzás, hanyatlás, kipusztulás szakaszait mutatják, ha kissé felbonjuk a két közismert —revolúciós és evolúciós — főszakaszt. Így a „*C*" sávban sem kizárólag ciklusos folyamatokat találunk.

Külön probléma, hogy a bioszféra alrendszereinek *fejlődése* sem független az élettelen környezettől, s így annak ciklusaitól, ritmusaitól sem. A biológus számára ez az ökológiai vizsgálatok szükségességét jelenti. A paleontológus számára a paleoökológiai következtetések szükségességét. A geológus számára pedig a biosztratigráfiának litosztratigráfiával való bonyolódását. (Katasztrófaelmélet szélsősége !)

A „*C*" sávon jelentkező nagyobb sajátidejű ciklusoknak — pl. a tektonofázisoknak — és a velük összemérhető bioszféraciklusoknak — a „*B*" sávon a földrengéshullámok felelnek meg. Geológus számára ez nem meglepő. Annál inkább viszont az, hogy az „*A*" sávban megfelelő tartománynak a rádióhullámoké mutatkozik. Ennek a gondolatnak folytatása már a sci-fi ingoványos területére vezetne jelenleg . . .

A bioszféra és a többi geoszférák kapcsolata azonban nem egyoldalú. A bioszféra aktív visszahatása sok vonatkozásban közismert. Részletesen kidolgozták például, hogy a fotoszintetizáló, CO_2-t lekötő, szabad molekuláris O_2-t kibocsátó növényzet kialakulása milyen alapvető szerepet játszott a földi légkör összetételének fejődésében, tekintetbevéve a melegház-hatással való kapcsolatot is.

A szén földtörténeti, részben a bioszféra által determinált körforgalmában a kőszén és kőolaj közismert szerepe mellett talán mennyiségileg még jelentősebb a karbonátos üledékekben (mészkő, dolomit stb.) való lekötődése és felszabadulása is.

A nitrogén és a foszfor esete is közismert. De még egy egész sor további kémiai elem körforgalmában is nem elhanyagolható szerepet játszik a bioszféra.

Itt meg kell különböztetni az élőlények *mint ilyenek* közvetlen, aktív szerepét és a pusztulásuk után anyaguknak a földtani folyamatokban játszott közvetett (pl. adszorptív) szerepét. E vonatkozásban utalhatunk a szerves-anyagok és az filloszilikát ásványok diagenetikus, PT hatásra való átalakulásának ± párhuzamos sorára. (Ezzel vissza is értünk az élet keletkezésénél már említett agyagásványokhoz.)

E folyamatok létének felismerésén és minőségi leírásán túl a tudomány a mennyiségi felmérés fázisában van. Megkezdődött olyan adatrendszerek kidolgozása, amelyek lehetővé teszik ennek a „visszacsatolásnak"a számítógépi modellezését. Ez természetesen eleinte csak jelentős egyszerűsítésekkel, elhanyagolásokkal, egyes viszonylagosan önálló rész-rendszerekben valósítható meg. Kőszéntelepes összletek és korallzátonyok képződésének modellezésére már történtek is kísérletek.

FELHASZNÁLT IRODALOM

1. Balogh, K.: World-concept-forming Role of the Renewal of the Stratigraphical and Paleographical Approach. Acta Geol. Acad. Sci. Hung., **17**, 1—3, 177—182, 1973.
2. Borovikov, L. I. et al. (szerk.): Problemü razvitija szovetszkoj geologii (A szovjet geológia fejlődésének kérdései). VSZEGEI, Leningrád, 336, 1971.
3. Timov, Hr.—Mamatarkov, Sz.: O prilozsenyii szovremennoj teorii jerarhicseszkij mnogourovnevüh szisztem v geologii i inzsenernoj geologii (Hierarchikus sokszintű rendszerek modern elméletének alkalmazása a geológiában és a mérnökgeológiában). Symposium Hornická Přibram ve vede a technice. Szekció: „Matematikai módszerek a geológiában". 1973.

CIKLIKUS ÉS PERIODIKUS JELENSÉGEK AZ ÉLŐVILÁGBAN

GÁNTI TIBOR
A BIOLÓGIAI TUDOMÁNYOK KANDIDÁTUSA

Az élővilágban a ciklikus és periodikus jelenségek legalább olyan gyakoriak és feltűnőek, mint az élettelen világban. A periodicitás lehet térbeli: makroszkópikus szinten megfigyelhető a növényi levelek, virágszirmok szimetrikus, a szelvényezett állatok szelvényeinek sokszoros ismétlődése, mikroszkópikus szinten a sejtek elhelyezkedésében megmutatkozó periodicitások, a szállítósejtek csigavonalas vastagodásai, szubmikroszkópos szinten pedig a csak közvetett módon megfigyelhető biokémiai szintű térbeli periódikus jelenségek, mint a DNS térszerkezetében, a fehérjék alfahelix szerkezetében vagy a kollagén molekula csavarvonalas ismétlődéseiben fellelhető periodicitások.

Az időbeli periodicitások az élővilágban szintén a szerveződés különböző szintjeihez kötötten jelennek meg. Ismeretes, hogy az élőlényekben a legkülönbözőbb időtartamú periodikus jelenségek figyelhetők meg. A rovaroknak többéves vagy éves fejlődési ciklusai ismeretesek, a növényeknek éves vagy évszakos fejlődési és szaporodási periódusai. Hónapokkal és holdhónapokkal összekötött periodikus jelenségek, mint például a menstruációs ciklus, a napi vagy körülbelüli napi periodikus jelenségek számtalan változata, a naponta kétszer jelentkező, illetve az árapályhoz kötött periódusok, órás, perces vagy másodpercekig tartó periodusok, mint a táplálkozás, légzés, szívdobogás egészen a tizedmásodpercig tartó periodusokig, mint az EEG hullámok vagy a sejtcsillók mozgásai, ugyancsak ismertek [1—3].

E periodikus jelenségeknek egy része kétségtelenül közvetlenül a környezet ciklikus változásainak a hatása alatt áll, másik része attól függetlenül is működik, de feltehetőleg kialakulásában a környezeti periodikus hatások játszottak döntő szerepet, végül egy része független a környezet periodikus hatásaitól. A periodikus jelenségeknek ez utóbbi két csoportját az élő sejtek és szervezetek biológiai órája vezérli, amely az utóbbi évtizedben igen intenzív kutatások tárgya [4, 5, 6]. Minthogy az élő szervezetekben és élő sejtekben végbemenő folyamatok biokémiai mechanizmusok segítségével mennek végbe, a biológiai óra működésének alapjait is biokémiai szinten kell keresni. Valóban léteznek és a biokémiában igen gyakoriak az olyan reakciórendszerek, amelyek

időben, sőt térben periodikus jelenségeket képesek produkálni, ezeket oszcilláló reakciórendszereknek nevezzük.

Az oszcilláló rendszerek elméleti magyarázata a LOTKA és VOLTERRA rendszerre vezethető vissza, amelyben két szaporodó rendszer kapcsolódik össze oly módon, hogy a második az elsővel táplálkozik [7]. Kémiai szinten ez az úgynevezett autokatalitikus folyamatokban mehet végbe. Az autokatalitikus, sőt már a katalitikus folyamatok is kémiai körfolyamatokhoz csatoltak [8—11]. A kémiai körfolyamatok azonban statisztikus jelenségek, igen nagyszámú molekula időben rendezetlen, térhez nem köthető olyan átalakulássorozatából állnak, amelyben a sorozat végén a molekulák kiindulási állapotukba kerülnek vissza. A törvényszerűség azonban csak statisztikusan érvényesül, és a kémiai körfolyamatok térmérethez nem köthetők. Önmagukban e kémiai körfolyamatok éppen statisztikus jellegüknél fogva időben periódikus, oszcilláló jelenségeket nem állítanak elő. Ugyancsak nem állítható elő oszcilláló jelenség sima autokatalitikus körfolyamat és valamelyik reakciópartner koncentrációgrádiensének összekapcsolásával sem [12].

Az oszcillációra képes autokatalitikus kémiai rendszerek periódikus jelenségei statisztikus törvényszerűséggel érvényesülő, szabályozott jelenségek, a periódus, illetve a frekvencia a koncentrációnak és hőmérsékletnek a függvénye. Bonyolultabb kémiai rendszerekben, mint például a chemotonban, valamint az élő sejtben periódikus jelenségek vezérlés révén is előállíthatók, ehhez azonban önszaporító tulajdonságú makromolekulák jelenléte szükséges [8, 9, 13, 14]. A vezérlésnek ez a módja nem statisztikus módon érvényesül. A rendszerben, amely vezérelt periodicitást mutat, a vezérlést végző makromolekulából egyetlen vagy legalábbis nem statisztikus sokaságú darab van jelen. Az élő rendszerekben sejtszinten a vezérlést a gének végzik.

A vezérelt kémiai rendszerek térmérete korlátozott, mert az utasítást hordozó makromolekulától az utasítás diffúzió útján jut el a rendszer elemeihez és ennek hatékonysága a távolság harmadik hatványával csökken. Az utasítás továbbítása koncentráció és hőmérsékletfüggő, tehát a vezérelt kémiai rendszerek lehetséges periódusidejei és nagyságuk között összefüggésnek kell fennállni.

Az élővilágban mutatkozó periodikus jelenségek tehát részben szabályozott, részben vezérelt kémiai oszcillátorok működésére vezethető vissza, ezekből többféle, sőt a szabályozott oszcillátorokból sokféle működhet ugyanazon sejten vagy szervezeten belül. WINFREE véleménye szerint a biológiai időbeli periodikus jelenségek nem egy-egy speciális oszcillátorra, hanem sok biológiai óra egymással összehangolt működésére vezethető vissza, ahol ez a működés a környezet periódikus jelenségeivel is szinkronba jöhet [4].

Térméret—időtartam összefüggések

Ha a biológiai periodikus jelenségeket a SZÁDECZKY-KARDOSS-féle térméret—időtartam diagramban [15, 16] akarjuk elhelyezni, alapvető problémaként jelentkezik, hogy az adott élőlény térméretéhez melyik periodikus jelenség frekvenciáját csatlakoztassuk az egy élőlényben fellelhető sokféle periodikus jelenség közül. Az embernél például a 0,1 sec periodusidőtől a 10^9 sec időtartamú periódusidőig mindenféle előfordul (1. táblázat). E periodikus jelenségek nem köthetők mind az embernek mint biológiai egységnek a térméretéhez, de nehéz eldönteni, hogy például a szívdobogás ritmusát az ember, a szív vagy a szívizomsejtek, esetleg a szívizomsejteken belül valamilyen speciális makromolekuláris szerkezet térméretéhez kell-e kötni. Ezért akkor, amikor a biológiai periodikus jelenségeket a természet összes periodikus jelenségeiben észlelt törvényekkel akarjuk párhuzamba hozni, mint ezt a SZÁDECZKY-KARDOSS-diagram teszi, csak olyan jelenségeket vehetünk figyelembe, amelyek egyértelműen térmérethez köthetők. Biológiai vonatkozásban ez az élettartam.

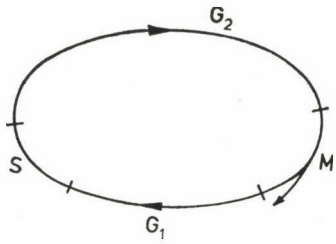
Az élettartam adatainak behelyezése a SZÁDECZKY-KARDOSS-diagramba nem teljesen egyértelmű. Az osztódással szaporodó sejtek esetében, ahol az anyasejt két egyforma, azaz egyformán fiatalnak vagy egyformán öregnek tekinthető, két egyenértékű sejtre oszlik széjjel, a szaporodás valóban ciklikus jelenség, azaz olyan események sorozata, amelyek osztódásról osztódásra ciklikusan ismétlődnek és zárt görbében ábrázolhatók (1. ábra). Itt az események időrendben jól meghatározható sorrendben követik egymást, az események egymásutániságát a sejt DNS molekulájába zárt információk vezérlik és az osztódás után a folyamat indul elölről. Ez tehát valóban ciklikus jelenség.

A soksejtűek vagy legalábbis a soksejtűek többségének az élete azonban nem ábrázolható zárt görbében. Az élettartam itt is jól meghatározható eseménnyel, a fogamzással kezdődik, az eseményeknek itt is időrendben egymás után következő, visszafordíthatatlan és megcserélhetetlen szekvenciális láncolata létezik, de az eseménysorozat végén nem kettéosztódás, hanem a halál

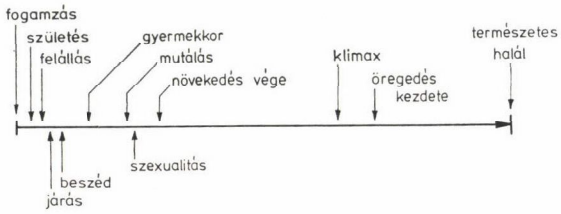
1. táblázat

Az emberben jellemzően megtalálható néhány periodikus folyamat ciklusideje

A periodikus jelenség	Ciklusidő (sec)
EEG hullámok	10^{-1}
EKG hullámok	10^{0}
Légzés ritmus	10^{1}
Alváson belüli periódusok	10^{3}
Alvás—ébrenlét	$8{,}6 \cdot 10^{4}$
Menstruációs ciklus	$2{,}4 \cdot 10^{6}$
Élettartam	$2{,}2 \cdot 10^{9}$



1. ábra. A sejtciklus önmagába záródó, periodikusan ismétlődő folyamat. M = a mitózis mikroszkóppal látható szakasza; G_1 = posztmitotikus szakasz; S = a DNS szintézis időszaka; G_2 = premitotikus szakasz



2. ábra. A soksejtűek élete nyitott, önmagába vissza nem záródó eseménysorozatot alkot, amely a megtermékenyítéssel kezdődik és a halállal végződik. A két szélső esemény között az események időben egymás után következő, fel nem cserélhető sorrendű láncolata foglal helyet. Itt az ember életének főbb biológiai eseménysorozatát tüntettük fel

van, és az események nem kezdődnek e végpontban elölről (2. ábra). A szaporodás az eseményláncolat közbenső időtartamában általában többszörösen, több különböző időpontban következik be, ezek az eseménysorozat elágazásainak és nem ismétlődéseinek tekinthetők. Természetesen az egyes elágazásokon az eseménysorozatok sorrendje azonos és a szülő eseménysorozatának a sorrendjével is megegyezik. Ezért tehát tulajdonképpen nem várható, hogy a különböző biológiai egyedek élettartamai a SZÁDECZKY-KARDOSS-diagramba beilleszkedjenek.

További problémát jelent az élettartam és térméret összefüggésének vizsgálatánál, hogy az élettartam nagymértékben függ a külső körülményektől, kevesebb táplálék hosszabb élettartamot és alacsonyabb hőmérséklet általában ugyancsak hosszabb élettartamot eredményez. E mellett az élettartam genetikailag meghatározottnak látszik, az egér élettartama például 2,5 év, a vele rokon és azonos nagyságú denevéré 20 év. A patkányok élettartama 3 év körüli, a vele azonos nagyságú varjúé eléri a 100 évet [17]. Különböző élőlények nagyságát és élettartamát a 2. táblázatban tüntettük fel, a jellemző méretet cm-ben, az átlagosnak vehető élettartamot másodpercekben feltüntetve. A jellemző méret és élettartam hányadosa sebesség dimenziójú, cm/sec-ben számolt értékét a 2. táblázatban szintén feltüntettük és a továbbiakban életsebességnek nevezzük.

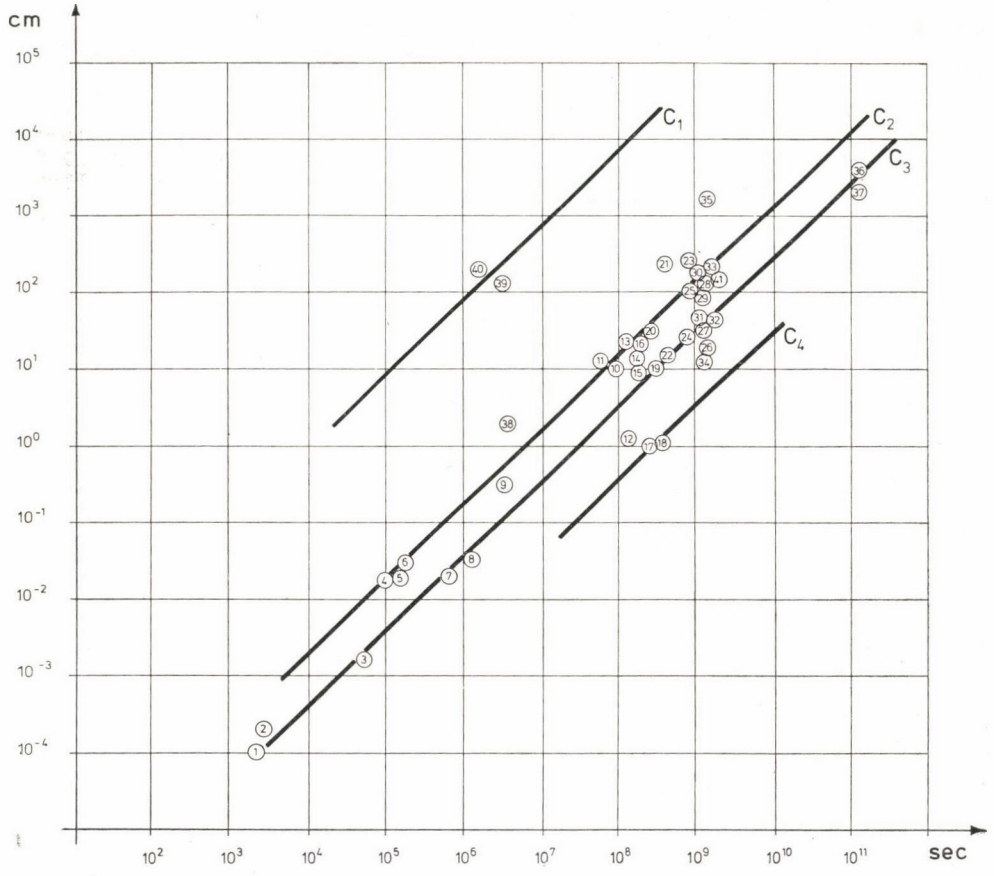
2. táblázat

Különböző élőlények jellemző méretei és élettartama. A harmadik számoszlopban feltüntetett érték a jellemző térméret és élettartam hányadosa, sebesség dimenziójú mennyiség

Sorszám	Az élőlény megnevezése	Jellemző térméret cm	Jellemző élettartam sec	Életsebesség cm/sec
1	Baktériumok	$1{,}0 \cdot 10^{-4}$	$1{,}2 \cdot 10^{3}$	$8{,}3 \cdot 10^{-8}$
2	Élesztő	$5{,}0 \cdot 10^{-4}$	$3{,}6 \cdot 10^{3}$	$1{,}4 \cdot 10^{-7}$
3	Egér fibroplaszt sejt	$2{,}0 \cdot 10^{-3}$	$7{,}2 \cdot 10^{4}$	$3{,}0 \cdot 10^{-7}$
4	Bab gyökérsejt	$3{,}0 \cdot 10^{-2}$	$1{,}0 \cdot 10^{5}$	$3{,}0 \cdot 10^{-7}$
5	Amőba	$3{,}0 \cdot 10^{-2}$	$1{,}9 \cdot 10^{5}$	$2{,}7 \cdot 10^{-8}$
6	Egér bőrhámsejt	$5{,}0 \cdot 10^{-2}$	$2{,}4 \cdot 10^{6}$	$2{,}1 \cdot 10^{-8}$
7	Kovamoszatok	$3{,}0 \cdot 10^{-2}$	$8{,}6 \cdot 10^{6}$	$3{,}4 \cdot 10^{-8}$
8	Kerekesférgek	$5{,}0 \cdot 10^{-2}$	$1{,}2 \cdot 10^{6}$	$4{,}1 \cdot 10^{-8}$
9	Legyek	$5{,}0 \cdot 10^{-1}$	$5{,}2 \cdot 10^{6}$	$9{,}6 \cdot 10^{-8}$
10	Egerek	$1{,}0 \cdot 10^{1}$	$9{,}3 \cdot 10^{7}$	$1{,}1 \cdot 10^{-7}$
11	Patkányok	$1{,}5 \cdot 10^{1}$	$7{,}7 \cdot 10^{7}$	$1{,}5 \cdot 10^{-7}$
12	Méhanya	$1{,}0 \cdot 10^{0}$	$1{,}5 \cdot 10^{8}$	$6{,}7 \cdot 10^{-9}$
13	Lazac	$4{,}0 \cdot 10^{1}$	$1{,}5 \cdot 10^{8}$	$2{,}7 \cdot 10^{-7}$
14	Tengerimalac	$2{,}0 \cdot 10^{1}$	$2{,}2 \cdot 10^{8}$	$9{,}1 \cdot 10^{-8}$
15	Fecskék	$1{,}0 \cdot 10^{1}$	$2{,}5 \cdot 10^{8}$	$4{,}0 \cdot 10^{-8}$
16	Nyulak	$3{,}0 \cdot 10^{1}$	$3{,}0 \cdot 10^{8}$	$1{,}0 \cdot 10^{-7}$
17	Rabszolgahangya nőstény	$1{,}0 \cdot 10^{0}$	$4{,}7 \cdot 10^{8}$	$2{,}1 \cdot 10^{-9}$
18	Pókok	$1{,}0 \cdot 10^{0}$	$4{,}7 \cdot 10^{8}$	$2{,}1 \cdot 10^{-9}$
19	Denevér	$1{,}0 \cdot 10^{1}$	$5{,}6 \cdot 10^{8}$	$1{,}7 \cdot 10^{-8}$
20	Juhok	$5{,}0 \cdot 10^{1}$	$4{,}6 \cdot 10^{8}$	$1{,}1 \cdot 10^{-7}$
21	Tigrisek	$2{,}0 \cdot 10^{2}$	$6{,}2 \cdot 10^{8}$	$3{,}2 \cdot 10^{-7}$
22	Seregélyek	$1{,}0 \cdot 10^{1}$	$6{,}2 \cdot 10^{8}$	$1{,}6 \cdot 10^{-8}$
23	Szarvasmarhák, lovak	$2{,}0 \cdot 10^{2}$	$9{,}3 \cdot 10^{8}$	$2{,}2 \cdot 10^{-7}$
24	Galambok	$2{,}0 \cdot 10^{1}$	$9{,}3 \cdot 10^{8}$	$2{,}2 \cdot 10^{-8}$
25	Oroszlánok	$1{,}0 \cdot 10^{2}$	$9{,}3 \cdot 10^{8}$	$1{,}1 \cdot 10^{-7}$
26	Sirályok	$3{,}0 \cdot 10^{1}$	$1{,}2 \cdot 10^{9}$	$2{,}5 \cdot 10^{-8}$
27	Ponty	$5{,}0 \cdot 10^{1}$	$1{,}2 \cdot 10^{9}$	$4{,}1 \cdot 10^{-8}$
28	Zebrák	$1{,}5 \cdot 10^{2}$	$1{,}2 \cdot 10^{9}$	$1{,}2 \cdot 10^{-7}$
29	Strucc	$1{,}0 \cdot 10^{2}$	$1{,}5 \cdot 10^{9}$	$6{,}7 \cdot 10^{-8}$
30	Vízilovak	$1{,}5 \cdot 10^{2}$	$1{,}5 \cdot 10^{9}$	$1{,}0 \cdot 10^{-7}$
31	Kecsege	$5{,}0 \cdot 10^{1}$	$2{,}2 \cdot 10^{9}$	$2{,}3 \cdot 10^{-8}$
32	Nagy fülesbagoly	$6{,}0 \cdot 10^{1}$	$2{,}2 \cdot 10^{9}$	$2{,}7 \cdot 10^{-8}$
33	Elefánt	$3{,}0 \cdot 10^{2}$	$2{,}2 \cdot 10^{9}$	$1{,}3 \cdot 10^{-7}$
34	Óriásteknős	$1{,}0 \cdot 10^{2}$	$3{,}1 \cdot 10^{9}$	$3{,}2 \cdot 10^{-8}$
35	Mezei szil	$2{,}5 \cdot 10^{3}$	$1{,}5 \cdot 10^{10}$	$1{,}6 \cdot 10^{-7}$
36	Mammutfenyő	$6{,}0 \cdot 10^{3}$	$1{,}5 \cdot 10^{11}$	$4{,}0 \cdot 10^{-8}$
37	Majomkenyérfa	$3{,}0 \cdot 10^{3}$	$1{,}5 \cdot 10^{11}$	$2{,}0 \cdot 10^{-8}$
38	Örvényférgek	$3{,}0 \cdot 10^{0}$	$5{,}2 \cdot 10^{6}$	$5{,}7 \cdot 10^{-7}$
39	Búza	$1{,}0 \cdot 10^{2}$	$5{,}2 \cdot 10^{6}$	$1{,}9 \cdot 10^{-5}$
40	Kukorica	$2{,}5 \cdot 10^{2}$	$1{,}5 \cdot 10^{7}$	$1{,}7 \cdot 10^{-5}$
41	Ember	$1{,}6 \cdot 10^{2}$	$2{,}2 \cdot 10^{9}$	$7{,}2 \cdot 10^{-8}$

Ha a 2. táblázat adatait a SZÁDECZKY-KARDOSS-féle diagramba berajzoljuk, az előzőkben felsorolt kételyek ellenére azt tapasztaljuk, hogy az egyes értékek jól illeszkednek a diagram *C*-sávjába. A biológiai jelenségek természetesen az egész diagramnak csak egy kis tartományában foglalnak helyet, ez a tartomány nyolc hosszúsági és nyolc időbeli nagyságrendet foglal magá-

ban. A 3. ábrán a teljes diagramnak e kinagyított részletét tüntettük fel. Úgy tűnik, hogy az élővilág szempontjából a *C*-sáv alsávokra bontható, amelyeket indexeléssel C_1, C_2, C_3, illetve C_4-el jelöltünk.



3. ábra. A SZÁDECZKY-KARDOSS diagram egy kinagyított részlete, amely a biológiai eseményeket tartalmazza. Az egyes körök a különböző élőlények jellemző méretét és életidejét mutatják. A sorszámozás megegyezik a 2. táblázat számozásával

Diszkusszió

A biológiai egyedek élettartamai a SZÁDECZKY-KARDOSS-diagram *C*-sávján helyezkednek el. Az *A* sáv az elektromágneses jelenségek sávja, ahol a jelenségeket az elektromágneses erők irányítják. A *B*-sávban olyan jelenségek foglalnak helyet, amelyekben a mechanikai erők és a mechanikai mozgás

játssza a szerepet. E megállapításokkal összhangban a sávokat jellemző sebességi értékek is elektromágneses sugárzások sebességi tartományába, illetve a mechanikai mozgások szokásos sebességi tartományába esnek [16]. A *C* sávban μm/sec. alatti nagyságrendek fordulnak elő és ez arra utal, hogy ebben a sávban olyan jelenségek foglalnak helyet, amelyeket a diffúzió, illetve a termodinamikai erők, főként a kémiai potenciál irányít. Erre utal az is, hogy e jelenségek periódusidejei erősen koncentráció- és hőmérsékletfüggőek. A *C* sáv tehát nemcsak a biológiai jelenségeket foglalja magában, hanem várhatóan helyet kapnak benne majd mindazon periodikus jelenségek, amelyeknek végbemenetele diffúziótól, illetve kémiai potenciáltól függő.

E magyarázat alapján érthető, hogy a biológiai jelenségek ebben a sávban foglalnak helyet, hiszen eseményei kémiai mechanizmusokon keresztül zajlanak. Ez egyben annyit is jelent, hogy a biológiai jelenségek sebessége, illetve periódusideje nem lehet gyorsabb, mint amit az adott körülmények között a diffúzióviszonyok, illetve a kémiai potenciál lehetővé tesz. Ha az élő rendszerek csak szabályozott rendszerek lennének, akkor a periodicitást csak a kémiai potenciál szabná meg és az azonos hőmérsékleten, azonos koncentrációviszonyok mellett, azonos termodinamikai paraméterek mellett mért periódusidők a különböző térméretű élőlények esetében a SZÁDECZKY-KARDOSS-diagramon egyetlen egyenesen helyezkednének el.

Az élő rendszerek azonban, mint korábban említettük, nemcsak szabályozott, hanem vezérelt rendszerek is. A vezérlés lehetőségét fölülről behatárolja a kémiai potenciál által megszabott lehetőség. Ezért a vezérlés elsősorban gátláson keresztül valósul meg, és a biológiai egyedek élettartamának a kémiai potenciál által megszabott egyenes alatt kell elhelyezkednie. Ez biológiailag annyit jelent, hogy az életsebesség gyorsítására elvileg csak a kémiai potenciál által megszabott határig van lehetőség (mely természetesen gyakorlatban el nem érhető sebesség), viszont lassítására, azaz az élettartam növelésére a vezérlőrendszerek gátló mechanizmusainak segítségével tényleges lehetőség van.

A 3. ábrán a *C*-sáv alsávokra bomlásán jól látszik, hogy az élővilág ezt az életsebesség lassítási lehetőséget kihasználta. A C_1-sávon a búza és a kukorica helyezkedik el. A C_2-sávot zömmel emlősök és rövidéletű rovarok alkotják, a C_3-sávon számos madarat és halakat találunk, ezek testükhöz képest sokkal hosszabb élettartamot élnek meg, mint az emlősök. Végül a C_3-sávban néhány olyan rovar található, amelynek élettartama saját fajtársai más egyedeihez képest is feltűnően hosszú, így például a méhanya, amely öt évet, valamint a rabszolgahangya nősténye, amely 15 évet is elél, noha az ugyanazon bolyban található dolgozók, herék élettartama csak hónapokkal mérhető. Ugyanebben a sávban található a pókok élettartama is.

E négy alsávra bomlás természetesen nem abszolút érvényű, több élőlény élettartamának és jellemző méretének feltüntetése a diagramon fel-

tehetően több sűrűsödési sávot is eredményezne. De mutatja, hogy az „életsebesség" gátlásának különböző hatékonyságú fokozatai lehetségesek. Érdekes, hogy a kultúrnövények, mint a búza, kukorica hosszirányú növekedés tekintetében megközelítik a maximális sebességet, ezek gazdaságilag fontos „életsebessége" tehát a hosszirány tekintetében nem látszik számottevően növelhetőnek. Ugyanakkor az élettartam növelésére, az öregedés lassítására az emlősök, illetve az ember vonatkozásában is a diagramból nemcsak, hogy elvi akadály nem olvasható le, de erre a nem-emlősök köréből konkrét példákat is nyújt.

Összefoglalóan megállapíthatjuk tehát, hogy az élővilágban jellemzőnek vehető élettartamok és az élő egyedek jellemző térméretei közötti összefüggések a tényleges eltérések ellenére a nagyságrendeket vizsgáló SZÁDECZKY-KARDOSS-diagramba jól beilleszthetők, a beilleszkedés értelmezhető azzal, hogy az élővilág eseményeit a biokémiai mechanizmusokon keresztül termodinamikai erők, a kémiai potenciál és a diffúziók szabályozzák, továbbá, hogy ez utóbbiak által meghatározott lehetőségeken belül az élővilág vezérlő folyamatai a folyamatsebességek gátlásával az élettartamot képesek megnövelni, amely a diagramm *C*-sávját biológiai vonatkozásokban további alsávokra bontja.

IRODALOM

1. BROWN, F. A. JR.: The „Clocks" Timing Biological Rhytms. Amer. Sci., **60,** 756—766, 1972.
2. SWEENEY, B.: Rhytmic Phenomena in Plants. Acad. Press, New York, 1969.
3. BUNNING, E.: The Physiological Clock, 3-rd. ed. Springer, New York, 1973.
4. WINFREE, A. T.: Unclocklike Behaviour of Biological Clocks. Nature, **253,** 315—319, 1975.
5. MANO, Y.: Systems Constituting the Metabolic Sequence in the Cell Cycle. BioSystems, **7,** 51—65, 1975.
6. WAGNER, E. et al.: Endogenous Oscillations in Pathways of Energy Transduction as Related to Circadian Rhytmicity and Photoperiodic Control. BioSystems, **7,** 68—76, 1975.
7. HIGGINS, J.: The Theory of Oscillating Reactions. Ind. and Eng. Chem., **59,** 19—62, 1967.
8. GÁNTI, T.: Az élet princípiuma. Gondolat, Budapest, 1971.
9. GÁNTI, T.: A Theory of Biochemical Supersystems and its Application to the Natural and Artificial Biogenesis. Akad. Kiadó, megjelenés előtt.
10. GÁNTI, T.: Chemical Systems and Supersystems I. The Chemical Cycles. Acta Chimica Hung., Megjelenés alatt.
11. GÁNTI, T.: Chemical Systems and Supersystems II. Stoechiometry of Selfreproducing Chemical Cycles. Acta Chimica Hung., Megjelenés alatt.
12. VÁRADI, Z. B.—BECK, M. T.: One Dimensional Periodic Structures in Space and Time. BioSystems, **7,** 77—82, 1975.
13. GÁNTI, T.: Organisation of Chemical Reactions into Dividing and Metabolising Units: The Chemotons. BioSystems, **7,** 15—21, 1975.
14. BÉKÉS, F.: Simulation of Kinetics of Proliferating Chemical Systems. BioSystems, **7,** 189—195, 1975.
15. SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: Geonómia. Előkiadás, Budapest, 1974.
16. SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: Ciklus—ritmus összefüggések és a természeti rendszerek hierarchiája. Geon. Bány., 1975.
17. BEREGI, E.: Az öregedés biológiája. In: A biológia aktuális problémái, (szerk.: Csaba Gy.) **I,** Medicina, Budapest, 1974.

A TALAJKÉPZŐDÉS ANYAG- ÉS ENERGIAFORGALMA

SZABOLCS ISTVÁN
A MEZŐGAZDASÁGI TUDOMÁNYOK DOKTORA

A talaj a földfelszín felső kérgének sajátosan átalakult burka. Képződésének és átalakulásának folyamataiban az élettelen és különösen élővilág anyag- és energia-forgalmának jelentős része fonódik össze.

A talajképződés alapanyagát a mállott kőzetek képezik, azonban csupán az életfolyamatok tevékenysége következtében válik ezekből talaj. Ebből következik az is, hogy a tágabb értelemben vett talajképződési folyamatok megjelenése Földünkön nagyságrendileg egyidős az életfolyamatok megjelenésével.[1] Azóta is, az élő szervezetek és a talaj egymástól el nem választható közösséget alkotnak, melyekben az élő szervezetek anyag- és energia-szükségletük egy részét a talajból nyerik. A talajok ezzel együtt az élő szervezetek által termelt anyagok és energia nagy részének felhalmozódási és átalakulási helye.

Az élő szervezetekkel való szoros kapcsolata ellenére a talaj mint sajátos természeti képződmény, semmiképpen sem tekinthető élő szervezetnek, mivel azoknak jellegzetes tulajdonságaival nem rendelkezik (szaporodás, születés, halál stb.). Maga a talaj, a rajta és benne élő szervezetekkel együtt a bioszférán belül sajátságos ökoszisztémát képez, amelyben az élő szervezetek és talaj kölcsönös funkciója mindig fennáll, amiből következik az is, hogy Földünk felszínén az élővilág elpusztulása előbb vagy utóbb a talajok elpusztulásával is járna.

Az 1. táblázaton VINOGRADOV nyomán bemutatjuk a litoszféra és a talaj átlagos kémiai összetételét az egyes elemek vonatkozásában.

A táblázat jól mutatja, hogy a talaj, miután a kőzetek mállása útján keletkezett és tömegének nagy részét ezek a mállástermékek alkotják, kémiai összetételében sokban emlékeztet a litoszférára. Természetszerűleg némileg gazdagabb szilikát-vegyületekben és szegényebb másfélszeres oxidokban. A lényeges különbség, amely a kőzet és a talaj között fennáll elsősorban a talaj szén- és nitrogén-tartalmában mutatkozik meg, amely nagyságrenddel

[1] A szorosabb értelemben vett talajképződés azonban a szárazföldeken megy végbe, amelyeken az életfolyamatok csak a paleozoikum első felében terjedtek el.

1. táblázat

A litoszféra és talajok átlagos kémiai összetétele (VINOGRADOV, 1959)

Elem	Litoszféra %	Talaj %	Elem	Litoszféra %	Talaj %
O	47,2	49,0	C	(0,1)	2,0
Si	27,6	33,0	S	0,09	0,085
Al	8,8	7,13	Mn	0,09	0,085
Fe	5,1	3,8	P	0,08	0,08
Ca	3,6	1,37	N	0,01	0,1
Na	2,64	0,63	Cu	0,01	0,002
K	2,6	1,36	Zn	0,005	0,005
Mg	2,1	0,6	Co	0,003	0,008
Ti	0,6	0,46	B	0,0003	0,001
H	(0,15)	?	Mo	0,0003	0,0003

múlja felül a litoszféra megfelelő értékeit. Ez szoros kapcsolatban áll a talajban végbemenő életfolyamatokkal, valamint a talajban felhalmozott élőanyag, ill. élettelen szerves anyag jelentős mennyiségével.

Annak ellenére, hogy a talaj anyagának túlnyomó részét szervetlen anyagok, főként szilikát-vegyületek képezik és ennél rendszerint egy vagy akár két nagyságrenddel kisebb a benne előforduló szerves anyagok mennyisége, ezen anyagok jelenléte a talajnak nélkülözhetetlen tulajdonsága.

A 2. táblázaton LOTKA nyomán bemutatjuk a földi ökoszisztémák, valamint a növények és az emberi szervezet átlagos kémiai összetételének átlagos adatait.

Ezek az adatok jól mutatják azokat a különbségeket, amelyek a különböző elemek vonatkozásában a litoszféra, valamint az élő szervezetek között fennállanak. Ha az 1. és 2. táblázat adatait összehasonlítjuk, megállapíthatjuk, hogy a talajok sok tekintetben átmeneti helyzetet foglalnak el a litoszféra és élő szervezetek között kémiai összetételük vonatkozásában is.

Midőn a talajképződésével kapcsolatos folyamatok ciklusosságáról és e folyamatoknak az anyagmozgás hierarchiájában való helyéről beszélünk, a talajképződés folyamatok mindig az életfolyamatokhoz közeli helyen vagy azokkal megegyező helyen mutatkoznak, periodicitásuk is szoros kapcsolatban áll az életfolyamatok szűkebb vagy tágabb értelemben kifejezett periodicitásaival.

Hasonló megállapításokat tehetünk a talajban lefolyó energiaáramlások vonatkozásában is. A talajban levő potenciális energiának természetszerűleg jelentős része a talaj anorganikus részében található, mint pl. a kristályrácsokban, a hidratációs energia stb. formájában. Ahhoz azonban, hogy a talaj funkcióját betölthesse, azaz a rajta élő növényzetet két legfontosabb életfeltételével, vízzel és tápanyagokkal elláthassa, feltétlenül szükséges, hogy tartalmazza azokat az anyagokat és azt az energiamennyiséget is, amelyek a

2. táblázat

Földi ökoszisztémák, növények és emberi szervezet kémiai összetétele

Elem	Atmoszféra, hidroszféra, litoszféra átlagos összetétele %	Kukorica növény átlagos összetétele, %/száraz anyag	Emberi szervezet átlagos kémiai összetétele száraz anyag/%
O	46,68	44,57	29,13
Si	27,60	1,17	0,00
Al	8,05	0,11	0,00
Fe	5,03	0,88	0,01
Ca	3,63	0,20	3,75
Na	2,72	0,10	0,40
K	2,56	0,92	0,90
Mg	2,07	0,18	0,10
H	0,145	6,26	8,40
Ti	0,696	0,00	0,00
Cl	0,095	0,14	0,40
P	0,152	0,18	2,50
C	0,149	43,70	45,00
Mn	0,116	0,00	0,00
S	0,100	0,17	0,60
F	0,030	.....	0,14

(A. J. LOTKA, „Elements of Physical Biology, 1925, The Williams and Wilkins Co., Baltimore)

talaj szervesvegyületeiben eredetileg a zöld növényzet a Nap sugárzó energiájának megkötése útján halmozódtak fel. Ez az energia is szükséges ahhoz, hogy a talaj mint ökoszisztéma a benne, ill. rajta élő szervezetek anyagcseréje szempontjából betölthesse szerepét.

A korszerű talajtan megalapítója, V. V. DOKUCSÁJEV több mint száz évvel ezelőtt fektette le e tudományág alapjait, amikor is a talajképződés tényezőiként a következőket tüntette fel:

1. Alapkőzet;
2. klimatikus viszonyok;
3. növényzet és élő szervezetek;
3. domborzati viszonyok;
5. a talajok kora.

E tényezők egyenértékű és egymással nem helyettesíthető kölcsönhatása következtében alakulnak ki azok a különböző talajtípusok és féleségek, amelyek Földünkön megtalálhatók.

DOKUCSÁJEV ezen megállapításai ismereteink mai szintjén is elfogadhatók olyannyira, hogy midőn a talajképződési folyamatok anyag- és energiafolyamatait vizsgáljuk, e tényezőket alapul vehetjük. Ezek szerint az alap-

kőzet — DOKUCSÁJEV által való megfogalmazása — felöleli azokat az anyag- és energiaforgalmi folyamatokat, amelyek a talajképződésben a kőzetek mállása, átalakulása következtében fellépnek. Hasonló értelemben a DOKUCSÁJEV által növényzet és élő szervezeknek jelzett tényezőjét úgy értelmezhetjük, mint azoknak az anyag- és energiaáramlási folyamatoknak az összességét, amelyek a talajképződésben az élővilág tevékenysége következtében vesznek részt.

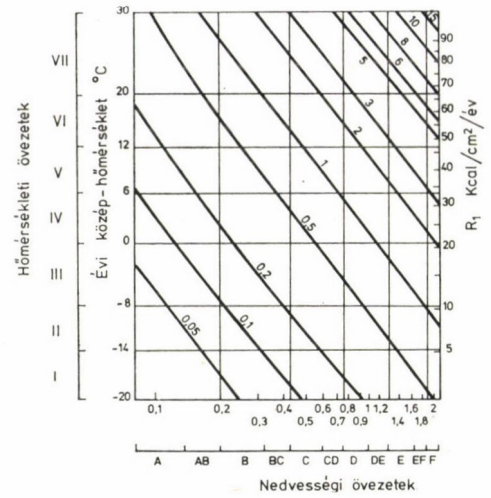
A klíma mint a talajképződés nedvesség- és hőmérsékleti viszonyait meghatározó tényező, természetszerűleg döntő befolyással bír nemcsak a talajban lejátszódó anyag- és energiaáramlás sebességére, hanem sok esetben annak irányára vonatkozóan is. A klíma vonatkozásában ismételten hangsúlyoznunk kell, hogy a talajképződési folyamatok nedvességi és hőmérsékleti határértékei nagyban megközelítik ezeknek az életfolyamatokra vonatkozó határértékeit.

Miután a talajképződési folyamatok a földfelszín legfelsőbb burkát érintik, természetszerű, hogy a geomorfológiai viszonyok, a domborzat nagyban befolyásolják a talajképződés anyagforgalmát, ezáltal annak irányát, a képződmények kialakulását is. Ezért kell ma is a DOKUCSÁJEV által elfogadott domborzati faktort nagy fontosságúnak tekintenünk.

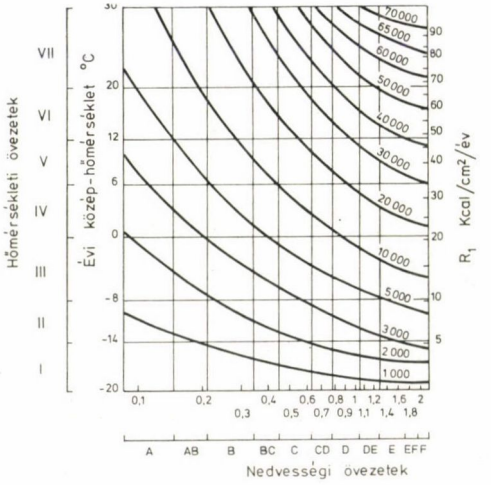
Az előbbiekből is következik, hogy a talajok kora, amely tulajdonképpen a talajképződés időkoordinátáját jelenti, fontos tényező a talajok kialakulásában, azoknak energia- és anyagforgalmában, még akkor is, ha számos esetben e kor meghatározásánál nehézségek merülnek fel. A nehézségek nem a talaj abszolút korának meghatározásánál mutatkoznak, hiszen ezt korszerű módszerekkel, többek közt rádiokarbon mérésekkel, ma már elég megbízhatóan lehet jellemezni, hanem egyes talajtípusok vagy magának az adott talaj képződésének ún. relatív korának megállapításánál, amely azért vet fel problémákat, mert a talajképződés során az egyik típus a másikba igen könnyen átalakul, s ennél az átalakulásnál az előző típusban meglevő anyagok az új talajféleségben is jelen vannak, mérésre kerülnek, ezáltal a recens-talajtípus korának jellemzésére így nem alkalmasak.

A talajképződésben igen nagy szerepet játszanak az évi éghajlati ciklusok, továbbá — mint később arra utalás történik — a biológiai folyamatok évi ciklusai. Mégis, a talajszelvény kialakulásához annál jóval hosszabb idő szükséges, rendszerint 1 vagy 2 nagyságrenddel hosszabb időperiódus. Természetesen az egyes talajtípusok sajátságainak és a környezeti feltételeknek megfelelően itt jelentős eltérések adódhatnak, ezért fenti érték csak általános megközelítést jelent.

A talajképződésben résztvevő élettelen és élő folyamatok energiaforgalmának jellemzésére VOLOBUJEV nyomán bemutatjuk az 1. és 2. ábrát. Ezeken az ábrákon a talajképződés alapfeltételét képező mállási folyamatok energiaviszonyait az 1. ábra, míg a talajképződésben résztvevő biogeocönózisok integrált energiaszükségletét a 2. ábra mutatja be.



1. ábra. A kőzetek mállásának energiaszükséglete, *kcal/cm²/év*



2. ábra. A talajképződésben résztvevő biogeocönózis összes energiaszükséglete

Az 1. és 2. ábrákból kitűnik, hogy — mint az előzőekben említés is történt róla — az energiaforgalmat — hasonlóan az anyagforgalomhoz — elsőtorban a klímatikus viszonyok befolyásolják. Ennek megfelelően szerepelnek az ábrák vízszintes, ill. függőleges tengelyén hidro-, ill. termikus övezetek, melyeknek megértéséhez segítséget nyújt a 3. táblázat.

A 3. táblázatban VOLOBUJEV hidrotermikus-sorokat tüntet fel, ami annál is kézen fekvőbb, hiszen az energiaszükségletek értékei mind a mállásnál, mind pedig a talajképződésnél mind a két tényezővel egyenesen arányosak.

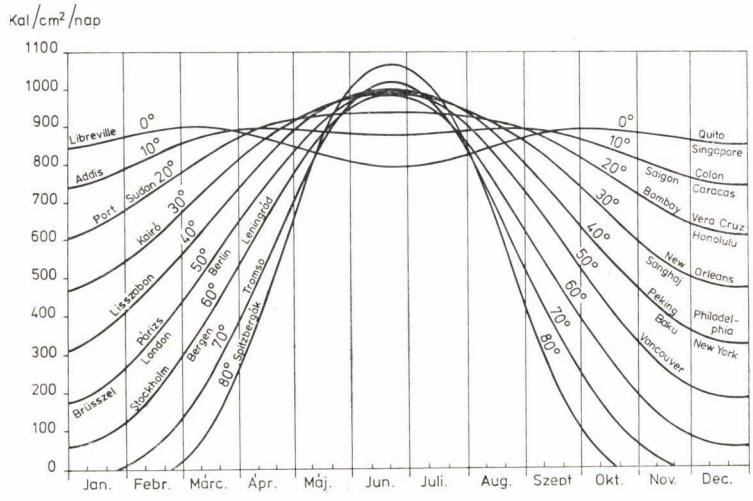
3. táblázat

Nedvességi viszonyok

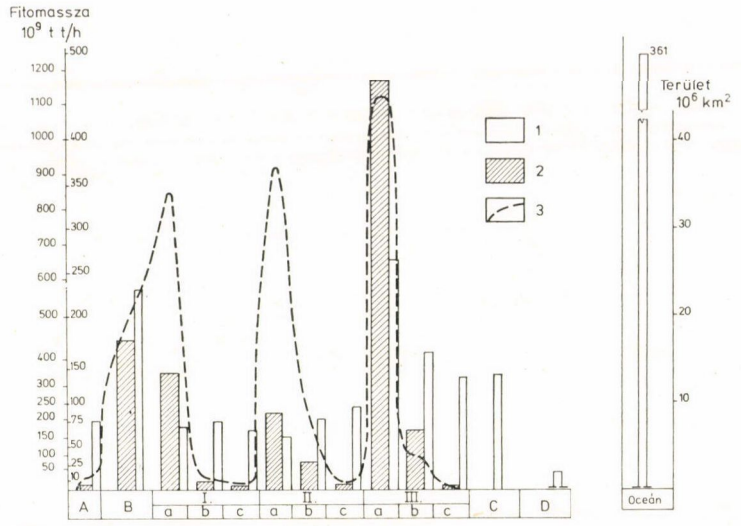
Hidrotermikus övezet	Index	$K_n = \frac{\text{csapadék}}{\text{párolgás}}$
Különösen arid	A, AB	0,20
Arid	B, BC	0,20—0,40
Fél-arid	C, CD	0,40—0,75
Fél-humid	D, DE	0,75—1,20
Mérsékelten humid	E, EF	1,20—1,95
Humid	F, FG	1,95—2,90
Erősen humid	G	2,90

A 2. ábrán feltüntetett energiaértékekben bennefoglaltatik nemcsak a szűkebb értelemben vett talajképződés, hanem a talajokon élő biocönózisek összes energiaszükséglete is. Ennek megfelelően a két ábra összehasonlítása során megállapíthatjuk, hogy a talajképződés energiaszükségletének túlnyomó részét biológiai, ill. biogeocönológiai folyamatok energiaszükséglete alkotja. Ennek megfelelően helyesen járunk el, ha a talajképződés energiaforgalmának vizsgálatakor a továbbiakban elsősorban ezzel kapcsolatos biogeocönológiai folyamatok energia- és anyagforgalmi viszonyait vizsgáljuk.

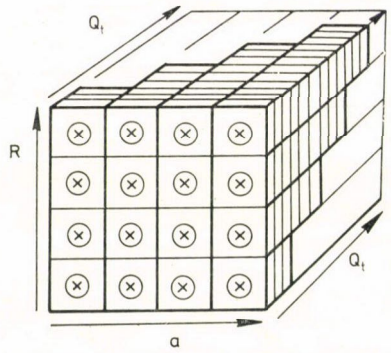
Ismeretes, hogy az életfolyamatok alapvető energiaforrása a Nap sugárzó energiája, amelyet a zöld növényzet köt meg potenciális energia formájában. A 3. ábrán GATES nyomán bemutatjuk a sugárzó energia átlagos eloszlását a Föld különböző pontjain.



3. ábra. Sugárzó energia időszakos és földrajzi eloszlása (GATES, 1962)



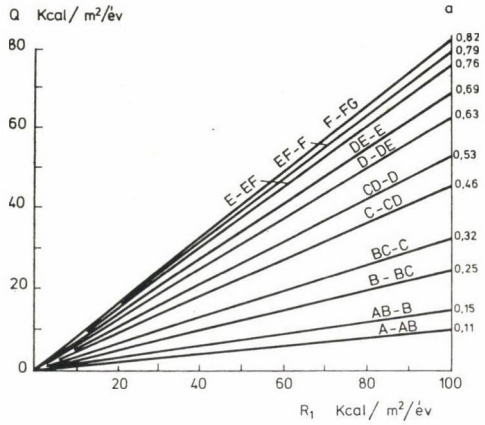
4. ábra. Fitomassza mennyisége (tonna/év) különböző talaj-növény ökoszisztémákban. 1. Terület, 10^9km; 2. fitomassza, 10^9 tonna; 3. fitomassza, *t/h*. A. Arktikus; B. boreális; C. kriogén; D. tavak és folyók. a. Humid; b. semi-arid; c. arid



5. ábra. A talajképződési folyamatok sémája. R. Sugárzó energia a felszínen; a. talajképződésre felhasznált sugárzó energia aránya; *Qr.* különböző talajtípusok képződésére felhasznált energia mennyisége; x. talajtípusok és asszociációk

Ez az ábra jól mutatja, hogy a Föld különböző pontjaira jutó sugárzó energia eloszlása elsősorban a klímatikus viszonyok függvénye. Ennek megfelelően a fitomassza azon mennyisége is a klimatikus viszonyoktól függ, amelyet a növényi asszociációk különböző földi ökoszisztémák esetében évenként felhalmoznak. Ezekre az értékekre utal a 4. ábra. Bazilievics és Rodin adatai alapján.

A talajképződés folyamatai, annak anyag- és energiaforgalma, mint az előzőekben már utalás történt rá, szoros kapcsolatban állnak a biomassza megfelelő mértékeivel. Ezért értelmezhetők sematikusan ilyen értelemben a talajképződési folyamatok is az 5. ábra alapján.



6. ábra. A talajképződésben felhasznált energia mennyisége (Q), a Föld felszínére jutó radiációs energia (R) függvényében, az energia az egyes hidrológiai övezetekben, a. A sugárzó energia felhasználásának mértéke

Az 5. ábrán látható, hogy a talajképződési folyamatok függetlenül intenzitásuktól, a kialakuló típusok és asszociációk milyenségétől, kivétel nélkül kisebb vagy nagyobb mennyiséget használnak fel közvetlenül vagy közvetve a felszínre jutó sugárzó energiából. Elsősorban a környezeti viszonyok függvényében változhat e felhasználás mértéke és jellemző az előforduló sokféle típus, ill. asszociációra, melyeket az ábrán x-szel jelöltünk.

Ugyancsak VOLOBUJEV nyomán tünteti fel a 6. ábra a felhasználás mértékét a különböző hidrotermikus övezetek függvényében.

Látható a 6. ábrán, hogy növekvő hőmérsékleti és nedvességi gradiens esetében a sugárzó energiának a talajképződési folyamatokban való érvényesülése változik, hőmérséklet emelkedésével, valamint a nedvességviszonyok kedvezőbbé válásával párhuzamosan emelkedő tendenciát mutat.

Az élő anyag és a talajok energiakészletének összehasonlítása céljából a 4. táblázaton a biomassza megoszlását mutatjuk be Földünk felszínén.

Jóllehet, a 4. táblázat adatai sokban becslésszerűek és az egyes szerzők által adott számértékek között jelentős különbségek vannak, mégis jól mutatják az élő anyag hozzávetőleges mennyiségét és megoszlását Földünkön.

Az 5. táblázatban feltüntetést nyertek a növényi biomassza föld feletti részének és gyökérzetének mennyiségi arányai.

Ez jól mutatja, hogy a növényi biomassza jelentős része gyökerek formájában a talajban található. Látható a táblázatból az is, hogy kivéve az erdős sztyep és a tajga növényi formációkat minden más esetben a talajban található biomassza mennyisége többszöröse a föld felett találhatónak. A táblázatban feltüntetett ökosszisztémákon kívül előfordulnak olyanok is, pl. félsivatagi vidékeken, magas hegyi plato stb., hogy a növényi biomassza 90—95%-a van a talajban. Figyelembe kell venni emellett, hogy a gyökereken

4. táblázat

A biomassza megoszlása a Földön, szárazanyag/tonna
(V. A. KOVDA, I. SZABOLCS, 1971.)

Szerző	Szárazföldek		Óceánok		Összes élő anyag
	fitomassza	egyéb	fitomassza	egyéb	
VERNADSZKIJ, 1926.					n 10^{15}
VERNADSZKIJ, 1940.					n 10^{13}—10^{14}
KOVDA, 1969.	3,1 · 10^{12} 1 · 10^{13}				
BOGOROV, 1969.			0,17 · 10^{9}	3,3 · 10^{9}	
WITTAKER and WOODWELL, 1969.	1,85 · 10^{12}		3,3 · 10^{9}		
BAZILJEVICS, RODIN, ROZOV, 1970.	2,4 · 10^{12}	0,02 · 10^{12}	0,0002 · 10^{12}	0,003 · 10^{12}	2,42 · 10^{14}

5. táblázat

A növényi biomassza föld feletti részének és a gyökérzetnek mennyiségi arányai
(KOVDA, V. A.; SZABOLCS, I. 1971)

Növényzet	Arány
Tundra	1 : 8, 1 : 6
Tajga	4 : 1
Erdős sztyep	3 : 1
Füves csernozjom terület	1 : 9
Csernozjomok és réti talajok asszociációi	1 : 6
Szolonyec területek	1 : 20

kívül jelentős a talaj szerves anyagainak mennyisége is, így minden kétséget kizárva megállapítható, hogy a biomassza túlnyomó része a talajban van élő- és élettelen anyagok formájában, szinte minden szárazföldi ökoszisztéma esetében. Ezt a megállapítást igazolja a 6. táblázat, amelyből látható, hogy a talajban található humusztartalom a tajga kivételével nagyságrendileg múlja felül a föld feletti biomassza mennyiségét. Összhangban a biomasszának a talajban és a talaj felett való elhelyezkedésével, ezen anyagok energiatartalma hasonló eloszlást mutat, mint a 7. táblázat adataiból látható.

A fentiek alapján megállapítható, hogy az életfolyamatok számára nélkülözhetetlen energia túlnyomó része bolygónkon a talajok és lápos-nedves területek legfelső rétegeiben van felhalmozva. Ezek a rétegek nemcsak felhalmozzák a szóban forgó energiát, hanem egy részét rendszeresen és szabályozottan átadják a biogeocönózisban (ökoszisztémában) résztvevő élő szervezeteknek. Az említett rétegek, Földünk felszínének e vékony, arányaiban filmszerű burka köti meg a legfontosabb bioelemeket, mint pl. a nitrogént,

6. táblázat

A különböző ökoszisztémák szervesanyag tartalmának megoszlása, t/ha

Típus	Föld feletti fitomassza	Humusz
Tengerparti és szárazföldi vízállások, lápok	10—20	128
Tundra	3—10	320
Tajga	270	100
Füves területek	16	355

7. táblázat

A növényi biomassza és a talajok szerves anyagainak energiatartalma
(KOVDA, V. A.; SZABOLCS, I. 1971)

Szárazföld	10^{19-20} Kcal
Fotoszintézis évi energiaeffektusa	10^{17-18} Kcal
A talaj szerves anyagai	10^{19-22} Kcal

foszfort, káliumot, stb. és megóvja ezeknek túlnyomó részét attól, hogy az elemek nagy geológiai körforgásába kerülve a talajokból kimosódjanak és végül az óceánokba kerüljenek.

A talaj maga is a biogeocönózis terméke, azonban ugyanakkor tulajdonságaiban a megjelenési formájában visszatükrözi az adott biogeocönózis történetét és sajátosságait.

A talaj anyagában felhalmozott energia és biofil elemek alakítják ki a talaj termékenységét, azt a tulajdonságát, mely az egész élővilág primér tápanyagforrásává teszi. A talaj termékenysége hosszú folyamatok eredménye és a legszorosabb kapcsolatban van a talajképződéssel.

A talaj szerves anyagaiban felhalmozott energia, valamint a talajképződéshez szükséges energiamennyiség összefüggéseire VOLOBUJEV ad támpontot, melyet a 8. táblázaton mutatunk be.

Ebből látható, hogy különböző talajtípusok esetében különböző értékekkel, általában 0,3-tól 3-ig jellemezhető az az arány, amely az évi energiafelhasználás, valamint az 1 m vastag talajréteg összes, a szerves anyagában felhalmozódott energia készlete között fennáll. Ezek az adatok nyújtanak támpontot a talajképződési folyamatok, anyag- és energiaforgalmuk évi periodicitása vonatkozásában is.

Nem foglalkoztam a talajképződés folyamatainak az ember termelőtevékenységével való kapcsolatával, nem azért, mintha ez nem lenne fontos kérdés, éppen ellenkezőleg, talán ez a kérdés a legfontosabb. Az ember termelőtevékenységével a talajképződés anyag- és energiaforgalmát nagymértékben befolyásolja, régebben nem tudatosan, jelenleg tudományos alapossággal,

8. táblázat

Az egyes talajtípusok szerves anyagaiban felhalmozott energia néhány jellemző értéke

Talajtípus	1 cm² alapú talajoszlop energiakészlete (kal)			A sugárzó energiában való évi részesedés kal/cm² (Q)	Q/g
	0—20 cm	20—100 cm	0—100 cm (g)		
Szürke sivatagi talaj	1200	2 200	3 400	8 000	2,34
Gesztenyebarna talaj	2900	5 700	8 600	12 000	1,39
Csernozjom talaj	7200	15 800	23 000	15 000	0,66
Csernozjom talaj	9500	28 500	53 000	16 000	0,30
Gyepes podzol talaj	3900	1 500	5 400	10 000	1,85
Barna erdő talaj	5400	6 300	11 800	30 000	2,54
Sárga talaj	4700	5 000	9 700	41 000	4,23
Fahéjszínű talaj	6400	8 900	15 300	30 000	1,94
Szmolnica	2000	6 800	8 800	28 000	3,18

abból a célból, hogy olyan környezeti tényezőket, amelyek az emberi élet számára is elsőrendűek, pl. a biológiailag tiszta levegőt, tiszta vizet, tápanyagot normális életkörülményeket a talajok segítségével is biztosítsa. Az emberi tevékenység a talajképződés tényezőit és annak egy részét ma már óriási mértékben befolyásolja, sőt a jelentős mennyiségi változáson kívül minőségileg is változásokat hoz létre a talajképződési folyamatokban és a talaj termékenységében.

Ma már reális igényként vetődik fel a talajképződési folyamatok irányításának kérdése, melynek előfeltétele a természetes talajképződés során kialakuló anyag- és energiafolyamatok, ezek ciklusosságának, más tudományágak területével való kapcsolatainak pontos mennyiségi meghatározása. Ezért tartom jelentősnek, hogy a talajképződés anyag- és energiaforgalmát a talajképződési folyamatok ciklusosságát és más tudományokhoz és ismeretekhez való viszonyát tovább tanulmányozzuk és tisztázzuk. Ámbár, tekintélyes ismeretanyaggal rendelkezünk, a talajképződési folyamatok jellegét anyag- és energiaforgalmát illetően, további ismeretek szükségesek a talajképződés többrétű ciklusosságának jellemzésére. Nyilvánvaló és az előzőekben magam is hivatkoztam rá, hogy a talajképződés — miután szoros kapcsolatban áll növényi és más életfolyamatokkal jellemezhető évi, sőt még rövidebb ciklusokkal is. Nem szabad azonban figyelmen kívül hagyni azokat a sokkal nagyobb időciklusokat sem, amelyek magának a talajképződés viszonyainak, de különösen a talajképződés előfeltételeit képező környezeti tényezőknek a változását, alakulását jellemzik. Ezért van nagy jelentősége olyan további kutatómunkának, amely a talajképződés ciklusosságát, a különböző földtani folyamatok ciklusaival kapcsolatban teszi vizsgálat tárgyává.

A földtudományok anyag- és energiaforgalmának, folyamatainak periodicitásának és ciklusosságának vizsgálatánál az általános törvényszerűségek

szempontjából a talajok képződését feltétlenül e folyamatok keretében kell szemlélni.

Ahhoz, hogy a talajképződési folyamatokat jobban megismerve és mennyiségileg is leírva azokat a társadalom egyre nagyobb szükségletei számára megfelelő mértékben befolyásolni tudjuk, a jelenben még fontosabb, mint a múltban tudományágunk és kutatási módszereink szoros kapcsolata a természettudományok más ágazataival.

IRODALOM

1. Bazilievics, K.—Rodin, L. E.—Rozov, N. N.: A biológiai produktivitás geográfiai szempontjainak tanulmányozása. A Szovjetunió Földrajzi Társasága V. Kongresszusának anyagai. Leningrád, 1970.
2. Bivort, L. H. de: World Agricultural Development Strategy and the Environment. Agriculture and Environment, **2**, 1, 1—14, 1975.
3. Dokucsájev, V. V.: Válogatott művek. Mezőgazdasági Kiadó, Moszkva, 1954.
4. Kovda, V. A.: A talajtani tudomány alapjai. I—II. Izdatelsztvo Nauka, Moszkva, 1973.
5. Kovda, V. A.—Szabolcs, I.: Bioszféra és a talajok. Agrártud. Közl., **30**, 437—450, 1971.
6. Richards, B. N.: Introduction to the Soil Ecosystem. Longman Group Limited, 266, 1974.
7. Szabolcs, I.: A talaj mint az élővilág primer tápanyagforrása. MTA Biol. Oszt. Közl., **14**, 89—95, 1971.
8. Szabolcs, I.: Geology and pedology. M. Áll. Földtani Int. Évkönyve, **54**, 1, 191—197, 1970.
9. Nauka, Moszkva, 1965.
10. Viljamsz, V. R.: Talajtan. Akadémiai Kiadó, 1950.
11. Volobujev, V. R.: Bevezetés a talajképződés energetikájába. Izdatelsztvo Nauka, Moszkva, 1974.
12. Watt, E. F.—Kenneth: Principles of Environmental Science. McGraw-Hill Inc., 319, 1973.

CIKLUSOS NYOMÁSINGADOZÁSOK AZ ALFÖLD MEDENCÉJÉBEN ÉS EZEK KÉMIAI KAPCSOLATAI

RÓNAI ANDRÁS
A FÖLDTUDOMÁNYOK DOKTORA

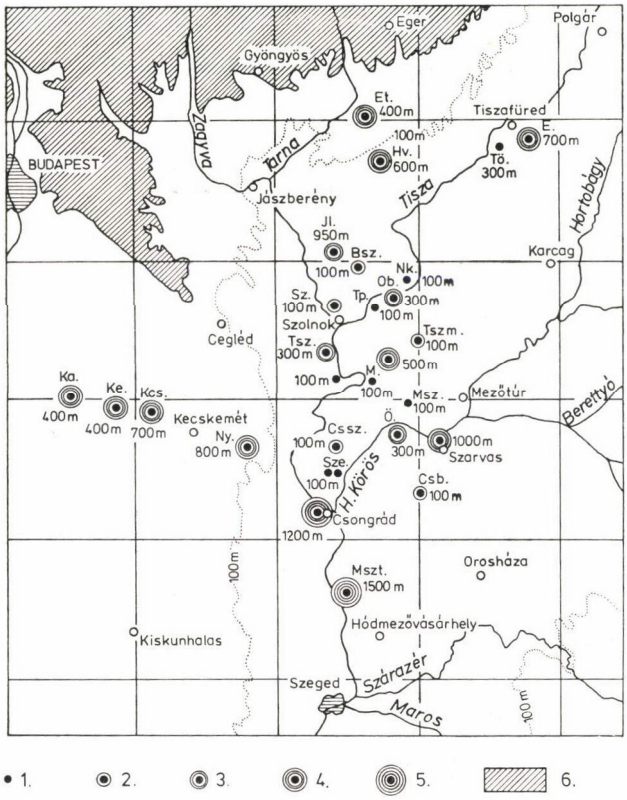
Az ankét II. és III. előadássorozatában már bemutatásra került a magyarországi talajvízkutak vízjárásában megfigyelt 14—16 éves ciklus, néhány hosszú ideje figyelés alatt álló kútban pedig ennek kétszerese, egy 28 éves emelkedési és süllyedési hullám.

Most mód van a mélyebb rétegekben végbemenő nyomásingadozásokról is számot adni, minthogy a Magyar Állami Földtani Intézet 1966 óta az Alföld 19 helyén mélyített le földtani alapfúrást és a megismert 46 legjobb vízadó rétegre 46 különböző mélységű észlelő kutat telepített. 13 kútról 1967 óta folyamatos heti észlelési adatunk van. E kutak É—D-i tengely mentén az Alföld középvonalában épültek és épülőben van egy kútsor egy Ny—K-i irányú tengely mentén is. Az 1967 óta észlelő kutak mélysége 30 m és 312 m között váltakozik, a később épített kutaké 50 m és 1060 m között. Az újabban épített kutak közül 8 kúton folyamatos műszeres észlelés folyik. E kutak mélysége 232 m és 1060 m között váltakozik.

A figyelő hálózat legészakibb kútja a Mátra és Bükk előterén a Tarna patak völgyében, Erdőtelken van. A legdélibb kút helye a Tisza alsó szakasza mentén Mindszent község mellett, Hódmezővásárhely és Szentes között. A helykiválasztásnál lényeges szempont volt, hogy az észlelő kutak a nagy vízkitermelő helyektől távol legyenek, tehát a felszín alatti víztartókban mesterségesen előidézett depressziók nem befolyásolják vízjárásunkat. Ezért nem épült kút Szentes és Szeged közelében (1—2. ábra).

Az 1967—1975 között megfigyelt nyugalmi vízszintváltozások az egy-egy éven belüli kisebb ingadozások mellett határozott több éves menetet mutatnak. Feltűnő, hogy ez a sokévi menet irányában megegyezik a különböző mélységű kutakban és az Alföld különböző helyein. Egyetlen nagy mozgásrendszer érvényesülését látjuk a grafikonokon. Ez a mozgás nem a felszín alatti szivárgással kapcsolatos, hanem a nyomáshullámok terjedésével a víztartókban. A nyomáshullámok kialakulását és lefutását viszont a Kárpát-medencei éghajlati ciklusok szabályozzák.

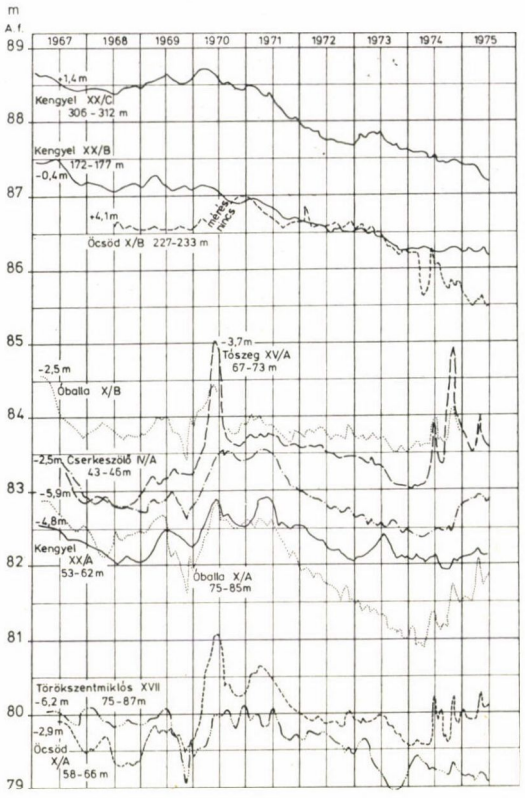
A felszín alatti víztartókban mutatkozó többéves nyugalmi vízszintváltozások mérete különböző. Nagy folyók közelében, sekély mélységű víz-



1. ábra. A Magyar Állami Földtani Intézet földtani alapfúrásai és kiépített rétegvízfigyelő kútjai. 1. Földtani alapfúrás és mélysége m; 2. fúrás és egy kiépített észlelő kút; 3. fúrás és két kiépített észlelő kút; 4. fúrás és három kiépített észlelő kút; 5. fúrás és négy kiépített észlelő-kút; 6. domb és hegyvidék 150 t. sz. f.-nél magasabb. Et: Erdőtelek: Hv: Hevesvezekény; Tiszörs; E: Egyek; Jl: Jászladány; Bsz: Besenyeszög; Nk: Nagykörű; Sz: Szonok; Tp: Tiszapüspöki; Ob: Oballa; Tsz: Tószeg; Tszm: Törökszentmiklós; K: Kengyel; V: Vezseny; M: Martfű; Ka: Kunadacs; Ke: Kerekegyháza; Kcs: Kecskemét; Msz: Mesterszállás; Ny: Nyáregyháza; Cssz: Cserkeszőlő; Ö: Öcsöd; Sze: Szelevény; Csb: Cserebökény; Mszt: Mindszent

tartókban 1967 és 1975 között 2—3 m-es szintkülönbséget mértek. A néhány száz méter mélységű vízadó rétegekben ugyanez idő alatt 1,5 m körül járt a vízjáték.

E különbségek oka a különböző szemcseösszetételű vízzáró és vízvezető rétegsorokban, a tápláló területekhez való közelségben és a vizsgált rétegek mélységi elhelyezkedésében keresendő. Függetlenül a vízjáték nagyságától minden kútban 1968-ban jelentkezik egy tartós minimális vízállás és minden kútban 1970 közepén van kiemelkedően magas vízállás. E különlegesen magas vízállást 1969 őszén a folyók mentén, sekély mélységű kutakban egy hirtelen és rövid ideig tartó kis vízszint előzi meg. Ennek jelentkezését a többi kútban is észleljük, de kisebb erővel.

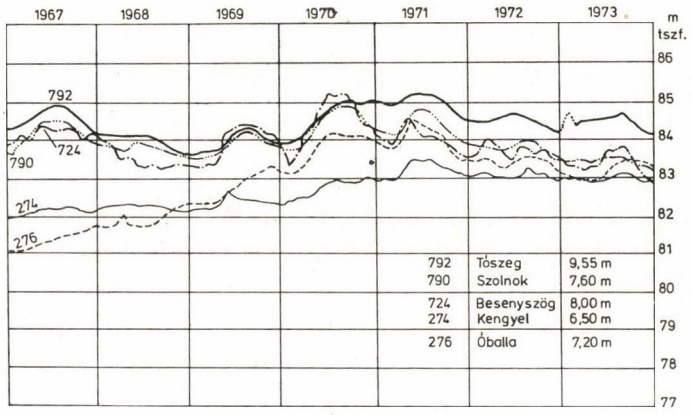


2. ábra. Az alföldi rétegvíz figyelő kutak vízjárása

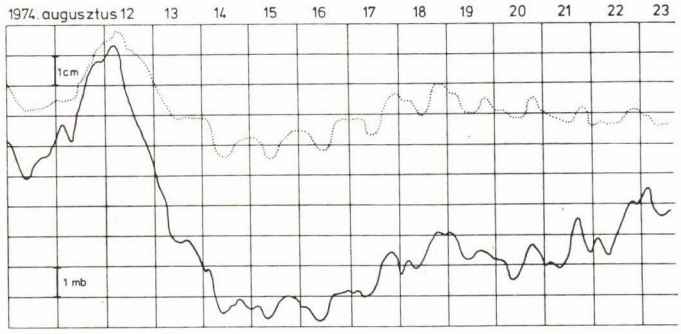
1970 közepétől kezdve a nyugalmi vízszintek minden kútban, minden mélységben fokozatosan süllyedtek és 1974 első felében az eddig mért legalacsonyabb vízállási értékeket érték el. 1974-ben gyors és erős ingadozás mutatkozik minden kútban és megindulni látszik egy emelkedő hullám. Az 1968-tól 1970-ig mutatkozó általános vízszintemelkedés és az 1970-től 1974-ig mért általános süllyedés nyilvánvalóan többéves ciklikus jelenség és valószínűleg egyezik a talajvízszint hosszabb ideje mért ciklikus ingadozásával. A mélyebb rétegekben eddig mért adatok még nem elégségesek a legkisebb ciklus megállapítására, de a talajvíz ingadozással való megegyezés valószínűsíti az ott már bizonyított ciklicitást (3. ábra).

A talajvízkutak vízszintingadozását közvetlenül és lényegesen befolyásolja a talajrétegen keresztül lebonyolódó párolgás és a növényzet transpirációja. A mélyebb rétegek vízjárására ez csak közvetve és késleltetve hat.

A rétegvíztartókban mutatkozó szintváltozások, illetve nyomásváltozások analízisére módot nyújtanak a műszeresen folyamatosan észlelő kutak. Ezeken megfigyelhető a légnyomás változásainak hatása a napi szintváltozásokra. E hatást jól szemlélteti a szarvasi 885 m mély kút vízszintingadozása



3. ábra. A MÁFI rétegvízfigyelő kútjainak közelében levő talajvízkutak (VITUKI) vízjátéka 1976—1973 között

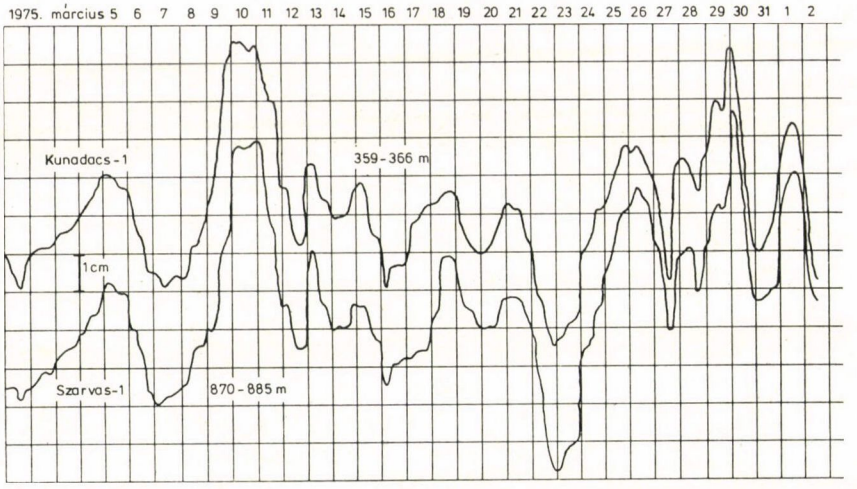


4. ábra. A légnyomás és a mélységi vízszint (885 m) alakulása Szarvason

1974 aug. 10—23 között, összehasonlítva ugyanott a légnyomás változásaival. (4. ábra). A légnyomás adatok az összehasonlítás érdekében alulról felfelé csökkennek.

A 4. ábrán jól megfigyelhetők a légnyomásban és vízszintmozgásban mutatkozó 12 órás hullámok. Ezek a földi és légköri árapályjelenségek eredményei, amelyeket a 24 órás felmelegedési légnyomásváltozások módosítsanak. E mozgásoknak nincs közük a felszín alatti vizek áramlásaihoz, illetve szivárgásához, tisztán a vertikális nyomásingadozásokhoz igazodnak és nagy területen pontosan azonos módon jelentkeznek. Bizonyítja ezt az 5. ábra. Ezen a Duna völgyi Kunadacs község egyik figyelt kútjának vízszintváltozásait hasonlították össze a Körös mellett fekvő Szarvas egyik kútjának vízszintváltozásaival.[1] A két kút egymástól 110 km távolságra fekszik. A kunadacsi kút 366 m mély a szarvasi 885 m (5. ábra).

[1] A mérőműszerek kezelője, részben konstruktora és a mérések kiértékelője Csaba László geol. technikus.



5. ábra. A kunadacsi (366 m) és szarvasi (885 m) kutak vízjátékának összehasonlítása

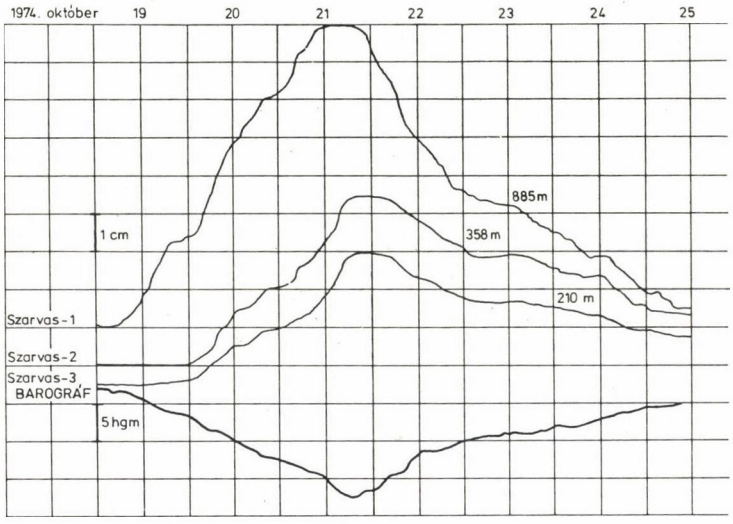
Feltűnő jelenség, hogy az atmoszferiális hatásra létrejövő vízszintingadozások, vagyis a rétegekben érvényesülő nyomásváltozások legnagyob erővel a mélyebb rétegekben jelentkeznek és nem a felszínhez közelebb. E jelenséget legjobban a szarvasi kutakban lehet megfigyelni. Szarvas község mellett három rétegvíz észlelő kút működik folyamatosan regisztráló órás műszerrel felszerelve. A három kút mélysége 210 m, 358 m, 885 m. 1974. október 19 és 25 között jelentős légnyomáscsökkenést regisztráltak a s ennek megfelelően jelentős vízszintemelkedést az észlelő kutakban. Az egy hét leforgása alatt mutatkozó alacsony légnyomáshullám a kutakban a következő szintváltozásokat hozta létre az első három nap alatt:

A vízszint emelkedés mértéke	
210 m mély kútban	7 cm
358 m mély kútban	9 cm
885 m mély kútban	16 cm

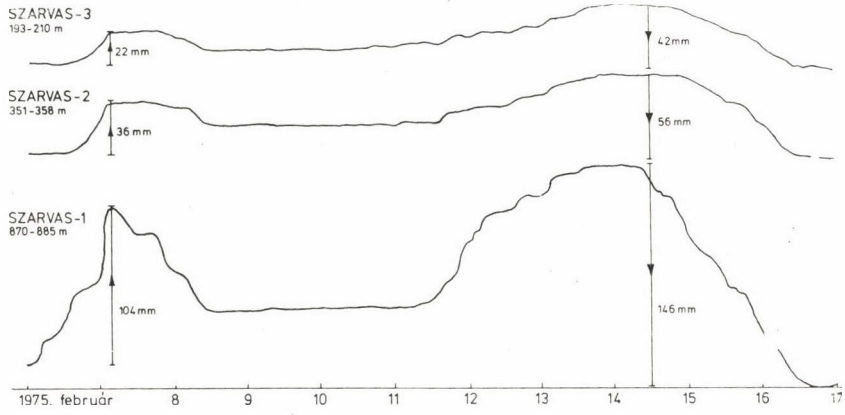
Ugyane három kútban az 1975. február 6-ról 7-re légnyomásváltozásra jelentkezett emelkedés, majd a február 15-ről 17-re bekövetkezett süllyedés mértéke a következő volt (6—7. ábra).

	Emelkedés cm	Süllyedés cm
210 m	2,2	4,2
358 m	3,6	5,6
885 m	10,4	14,6

E különös jelenségre eddig nem találtunk magyarázatot. Feltételezhető, hogy a nagy légnyomásváltozások (betörő frontok)a földfelszíni rétegekben mozgást, alakváltozást hoznak létre különösen akkor, ha egybeesnek a Nap—Hold vonzás okozta dagály—apály jelenséggel. E kéregmozgások a mélyebben



6. ábra. Légnyomás okozta vízszintváltozások a különböző mélységű szarvasi kutakban



7. ábra. A légnyomásváltozásokat követő vízszintváltozások mérete a szarvasi kutakban

elhelyezkedő, tömörebb, kevesebb szabad hézagtérfogattal rendelkező rétegekben nagyobb amplitúdójú vízszintingadozást idéznek elő.

A légnyomás és árapály okozta vízszintváltozások a hosszú idejű megfigyelések görbéiből kiszűrhetők egyrészt a légnyomásváltozás észlelések figyelembevételével, másrészt ismert periódusaiknál fogva. Ezek kiszűrése után marad a vízjárás görbék sokévi trendje, amit a 2. sz. ábra bemutatott. Az 1970-től 1974-ig mutatkozó általános vízszintsüllyedés a Kárpát-medence időjárásában egy csapadékszegény évsort jelent. Az egyes évek változó időjárása, csapadéktöbblete vagy hiánya is jelentkezik az általános irányvonalon

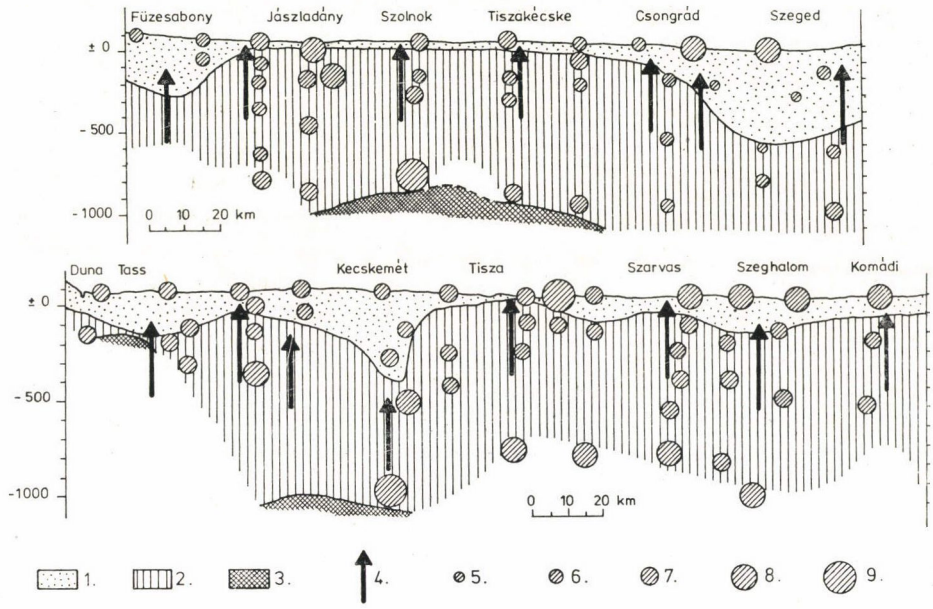
és e tekintetben kisebb különbségek is megfigyelhetők az egyes kutak vízjárásában. Másképpen viselkednek a nagy folyók (Tisza, Körös) közelében elhelyezett kutak. Ezeknek vízjárására, a folyók vízjárása is kihat. A Körös mellett elhelyezett öcsödi kutak vízszintje hamarabb éri el a legmélyebb kisvízállást, mint a tiszavölgyiek. Így egyes kutakban 1970 nyara kiugróan magas vízszinttel jelentkezik, más kutak vízszintje viszont kettős maximumot mutat 1970-ben és 1971-ben. Ezek a kisebb eltérések nem érintik a sokévi fejlődés általános és mindenütt jelentkező irányvonalát.

A különböző mélységekben és egymástól távoli helyeken azonos módon jelentkező sokéves vízszint alakulása nem lehet szivárgás eredménye; a szivárgás az ismert szemcseösszetételű rétegekben jóval lassabb. A sokéves emelkedő vagy süllyedő mozgás a tápláló területeken beszivárgó csapadékvíz ciklusos eloszlását mutatja. A beszivárgó csapadékvíz nyomásimpulzusa jelentkezik a vízvezető rétegekben rövid idő alatt mindenütt és minden a tápláló területekkel érintkezésben levő mélységben. Természetesen a vízmolekulák is mozgásban vannak, a változó nyomómagasságnak és a rétegek áteresztőképességének megfelelő ütemben a periferiákról az Alföld belseje felé. Ennek a mozgásnak útjait a felszín alatti vizek kémiai jellege árulja el.

A felszínről beszivárgó csapadékvíz általában kalcium—magnézium—hidrogénkarbonátos jellegű. Amíg durva üledékben (kavicsban, durva homokban) halad, meg is tartja jellegét. Finomszemű üledékek (agyag, iszap, kőzetliszt) közé jutva hamarosan leadja Ca és Mg ionjait és Na-ot vesz fel. Natriumhidrogénkarbonátos jellegű az alföldi medence rétegvize több száz m mélységig mindenfelé, ahol finomszemű üledékekben áll vagy mozog.

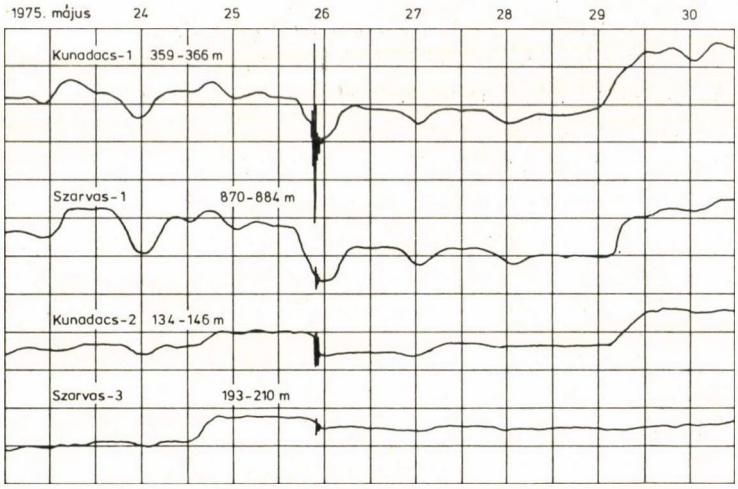
A felszín alatti víz útja a kemizmus megfigyelésével nyomon követhető. A peremeken és a kiemelt homok területeken beszivárgó víz néhány száz méter mélységre jut el durva üledékekben és néhányszor tíz km távolságra a tápterülettől. Legmélyebbre a Duna—Tisza közén Kecskeméttől DK-re Nyárlőrinc és Kiskunfélegyháza táján jut a Budapest térségéből ide vezető kavicsrétegekben; 500—600 méterre a felszín alá. A második betáplálási irány délről jut a Tisza völgybe. Szeged—Algyő—Hódmezővásárhely—Mindszent vonalán a kis oldott só tartalmú kalcium-magnézium-hidrogénkarbonátos vizek 500—600 m mélységig jutnak le a felszín alá, de érdekes módon úgy, hogy fölöttük megjelennek a nátrium-hidrogénkarbonátos vagy vegyes vizek. Itt ugyanis a 400—500 m mélységben vannak a legdurvább szemcséjű, jó vízvezető rétegek. Fölöttük több kőzetliszt és agyagréteg helyezkedik el. Ezekben a víz felfelé szivárogva nátriumban dúsul.

A beszivárgási területeket a vízkémia mellett elárulja a rétegekben megfigyelhető nyomásgradiens. Az Alföld kiemelt homokterületein és peremein a rétegekben feltárt víz nyugalmi szintje a mélység felé haladva mind mélyebben helyezkedik el. Ezek a negatív nyomásállapotú területek. Itt a felszín alatti vizek bizonyos mélységig lefelé szivárognak. Másutt lefelé haladva,



8. ábra. Felszín alatti vízáramlás és vízkémia az Alföldön. Szerk.: RÓNAI A. 1975. 1. Beáramló felszíni eredetű víz durva üledékben.
Ca(II), Mg(II) // HCO^-_3 típusú; 2. Stagnáló, ill. felfelé szivárgó víz finom üledékben, Na(I) // HCO^-_3 típusú; 3. fosszilis víz, Na(I) //Cl típusú; 4. pozitív nyomásgradiens jelentkezési mélysége; A vízben oldott só mennyisége: 5. 0—0, & g/l; 6. 0,5—1,0 g/l; 1,0—2,0 g/l; 8. 2,0—5,0 g/l; > 5,0 g/l

mind magasabbra törő vizet találunk. Ez a pozitív nyomás állapot. Ilyen helyeken a víz nem szivároghat lefele nagyobb nyomás alá, hanem felfelé mozog. Az Alföld mély területein mindenütt fölfelé mozgó nátriumos vízzel találkozunk. A víz oldott sótartalma a beszivárgási területeken kicsi, literenként az 1000 mg alatt marad. A mélyebb, agyagosabb rétegsorokba jutva a víz töményebb lesz, 1000—3000 mg/l lesz oldott só tartalma. A fölfelé szivárgó mélységi víz különösen sok sót old ki a talajvíz ingadozási zónájában, ahol állandó az oxidációs és redukciós folyamatok váltakozása. A legfelső talajvíz az Alföldön a felszín közelében nemegyszer 10—25 g sót is tartalmaz literenként. A beszivárgó területeken lefelé, a mély területeken felfelé irányuló föld alatti vízmozgást a talajvíz és talajpárolgás zárja be, illetve iktatja be a nagy vízkörfogásba. A párolgást a rétegvizek nagyobb nyomás alól felszivárgó vize pótolja a talajvízben. A fölfelé szivárgó víz tele van nátriumsókkal, nátrium-hidrogénkarbonáttal és — a felszín közelében — nátriumszulfáttal. A talajvíz ingadozási zónájába jutva a sók nagy része kicsapódik és megtölti az Alföld rossz lefolyású felszíni rétegeit sziksóval és glaubersóval (8. ábra).



9. ábra. Az 1975. május 26-i azóri földrengés jelentkezése az alföldi rétegvízfigyelő kutakban

Az energiaáramlásnak egy másik jelenségét is registrálják a rétegvíz észlelő kutak. A földrengéshullámok terjedése igen különböző módon jelentkezik a felszín alatti víztartó rétegekben. Igen érdekes megfigyeléseket tehetünk a rengéshullámoknak regionális elterjedésére és a különböző mélységekben való különböző erejű jelentkezésére egyaránt.

1975. május 26-án az Azóri szigeteken kipattant földrengést a Dunavölgyben a kunadacsi rétegvíz észlelő kút 25 percig tartó 93 mm-es amplitúdójú vízszintlengéssel jelezte 366 m mélyen. Ugyanitt a 146 m mélységű kútban a vízszintlengés csak 18 mm nagyságú volt. A szarvasi 884, mély kútban 13 mm volt a kilengés, ugyanott a 210 m mély kútban 8 mm volt. A két kút között van légvonalban az öcsödi és kecskeméti kút ugyanolyan érzékenységű író műszerrel felszerelve, de a rengést egyik sem érezte meg (9. ábra).

Az 1975. szeptember 6-i törökországi földrengést a kunadacsai kút jelezte 6 mm-es amplitúdóval, de a szarvasi nem. Jelezte a szarvasi kúttól nem nagy távolságra (32 km) eső csongrádi kút is ugyanolyan erősséggel, mint a kunadacsai. Csongrád Kunadacstól 70 km távolságra fekszik.

A szeizmográfokon megfigyelhető, hogy a földrengés után nyugalomra jutott vízszint mindig alacsonyabban helyezkedik el a rétegben, mint a rezgés előtti szint. Ez kapcsolatos lehet a rétegnek a rengés nyomán bekövetkezett fellazulásával.

A Földtani Intézet által kiépített rétegvízészlelő kúthálózat feladata az, hogy adatokat szolgáltasson a felszín alatti vizek utánpótlására. A célhoz közelítve meg kell tisztítani a vízszintváltozások menetének görbéit a nem utánpótlódásból eredő szintváltozásoktól. Ez néhány év adatsorának ismere-

tében már megvalósítható. A víz tényleges utánpótlódására számításokat csak 15—20 év észlelési adatsora alapján végezhetünk majd, mert az időjárási ciklusok — a talajvízjárásban tett megfigyelések szerint — legalább ilyen hosszú észlelést kívánnak meg.

Az eddigi észlelések igen hasznosak abban a tekintetben, hogy felhívták figyelmünket a helyi atmoszferiális és szoláris—lunáris erőhatásoknak nagy mélységben való jelentkezésére.

A PANNON-MEDENCE FÖLDTANI VÍZHÁZTARTÁSA*

STEGENA LAJOS
A FÖLDTUDOMÁNYOK DOKTORA

A előadás a Pannon-medence üledékeinek földtani, azaz emberi beavatkozástól mentes vízháztartását, a vízmozgások térbeli és időbeli ciklikusságát igyekszik megközelíteni.

A mélység növekedtével általában (és főleg a szovjet irodalomban) három zónát különítenek el: a felső laza infiltrációs zónát, a középső expellációs zónát, majd ez alatt a reinfiltrációs zónát. Ez a zonalitás a Pannon-medencében is megvan: a felső 300—600 m-ben levő infiltrációs zónában a nyomások a hidrosztatikus nyomáshoz közeliek, az eltéréseket, első közelítésben a felszíni topográfia szabályozza. Az alatta fekvő expellációs zónában a tágabb értelemben vett kőzetkompakció űzi ki felfelé-oldalt a vizet; ezt a zónát némi túlnyomások jellemzik. A reinfiltrációs zóna a Pannon-medencében általában a neogén aljzatban van.

A Pannon-medence mélységi hidraulikus gradienseinek horizontális térképei mutatnak bizonyos szabályszerű elrendezést; ez az elrendezés szabja meg a jelenlegi mélységi vízmigrációt. Az elrendezés nem mutat egy általános, medencebelső felé irányuló migrációt és nem kapcsolódik az ismert CH telepekhez.

Ez a jelenség a Pannon-medence üledékeiben a vízmigráció kevéssé ismert *időbeli változásaira* utal. Tektonikai folyamatok (mint pl. a DK-Alföld és a Kisalföld gyors negyedkori süllyedése) időnként átrendezik a mélybeli nyomásviszonyokat és így a vízmigrációs rendszert.

*Összefoglalás. A teljes tanulmány másutt fog megjelenni.

A RÉTEGVIZEK MÉLYSÉGÉNEK KAPCSOLATA A MÉLYSÉGGEL ÉS ENNEK GYAKORLATI ALKALMAZÁSA A BORSODI-SZÉNMEDENCE PÉLDÁJÁN

JUHÁSZ ANDRÁS
A FÖLDTUDOMÁNYOK KANDIDÁTUSA

A Borsodi Szénmedence területén 1955 óta rendszeresen végezzük a vízkutató fúrások és bányába beáramló vizek kémiai vizsgálatát. Ez ideig mintegy 2143 hely vízkémiai adatával, illetve adatsorával rendelkezünk. A vizsgálati eredmények lehetővé teszik a rétegvíztartókban előforduló vizek kémiai jellegük szerinti beosztását, a vízminőség függőleges (mélységi) és oldalirányú változásának tanulmányozását. A földtani és vízkémiai adatok összevetéséből következtethetünk a víz utánpótlódására és keveredésére.

A vízkémiai vizsgálatok három víztípus elkülönítését teszik lehetővé: 1. Egyszerű rétegvizek, 2. konyhasós rétegvizek, 3. hidrogénkarbonátos vizek (1. táblázat).

1. Az egyszerű rétegvizek kémiai jellegét a vízkutató fúrásokban és a kutató bányavágatokban vizsgálhatjuk. A vizsgálatok azt mutatják, hogy a víz szárazmaradéka 500—900 mg/l között van (leggyakrabban 650 mg/l körül). Ezen belül az egyes anionok és kationok aránya változó. A kationok közül leglényegesebb a kalcium. Ennek értéke jelentősen (30—300 mg/l) változik. Ehhez hasonlóan és arányban változik a magnézium is (3—100 mg/l). A kálum és nátrium értéke (kevés elemzés alapján) 5—10 mg/l között van. Az anionok közül a hidrogénkarbonát leggyakrabban 350—500 mg/l között van. A klorid értéke leginkább 10—50 mg/l között, leggyakrabban 20 mg/l között változik. A szulfát anionok száma általában 50—250 mg/l között fordul elő, leggyakrabban a 120 mg/l körüli érték. A klorid és szulfát értékének változásai megközelítőleg azonos jellegűek.

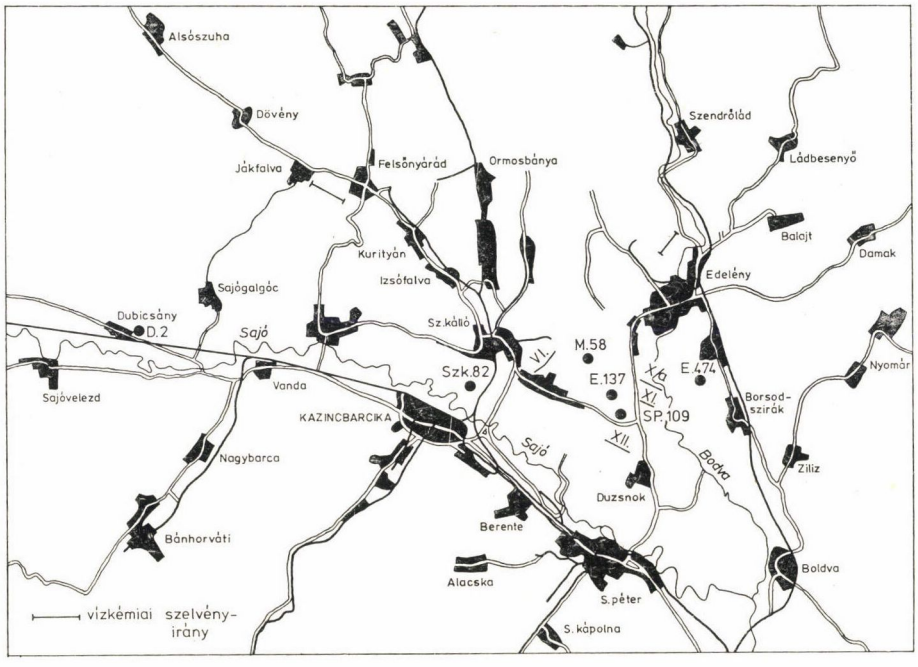
2. Konyhasós rétegvizek típusát ez ideig Dubicsány környékén ismerjük az alsómiocén (régebben alsó burdigál, újabban eggenburgien) riolittufa alatti homok, kavics, konglomerátumos összletből (201,00—550,30 m közötti mélységközből). Ezen rétegek megtalálhatók Feketevölgy és Miskolc környékén is. A vizsgálat a Dubicsány 2. sz. fúrás kifolyó vizéből történt (1. ábra). A fúrás 238,0—242,0 m közötti szakaszát (kavics) szűrőzték be.

A kifolyó vízben a nátrium 4,7—39,1 g/l, a klorid 8,25 g/l volt. A víz hasonló a Nagyalföld alsó-pannóniai konyhasós fosszilis vizeihez. A kalcium és magnézium értékek csupán az egyszerű vizek magasabb értékeit mutatják.

1. táblázat

A Borsodi Szénmedence területén feltárt rétegvizek vízkémiai jellegei

Vizsgált jellemző alkatrészek		Víztípusok		
		egyszerű rétegvíz	konyhasós rétegvíz	hidrogénkarbonátos rétegvíz
KATIONOK				
Ca	mg/l	30—300	302,0	150—250
Mg	mg/l	3—100	93,0	50—90
K + Na	mg/l	5—10	4739,0	900—1200
ANIONOK				
HCO_3	mg/l	350—500	120—225	1172,2—3057,9
Cl	mg/l	10—50	8250,0	130—340
SO_3	mg/l	50—200	20—25	360—1000
Összes keménység	nk°	5—35	81,0	30—60
Száraz maradék	mg/l	650 körül	13 658	8000—6000



1. ábra. Vízfeltárási helyek

2. táblázat

Hidrogénkarbonátos ásványvizek jellemző kémiai adatai

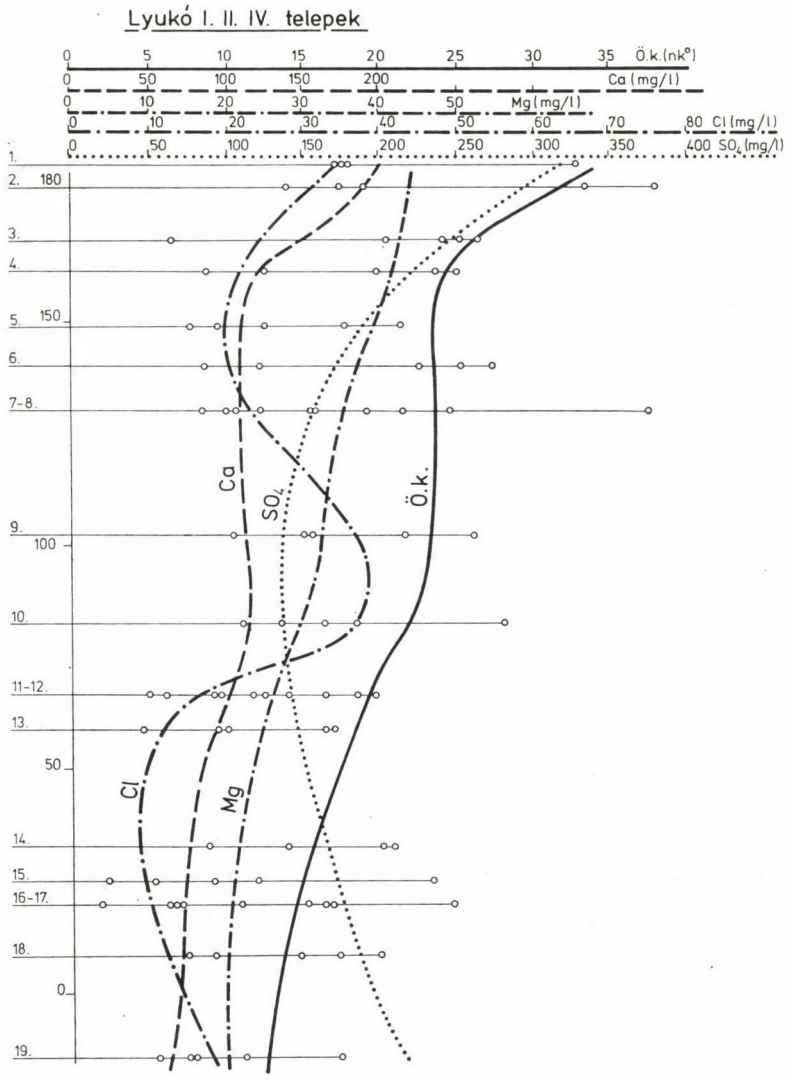
	Szeles akna 82. sz. fúrás (talpból)	M. 58. sz. fúrás IV. széntelep fedő	Albert I. akna ereszke talpfúrás	Edelény I. akna E. 137. fúrás I. széntelep alatt	Edelény I. akna X/a. ereszke vízbetörés (vető mentén)
Mélység tszf. m.	62,0	—41,0	30,4	98,37	36,5
Lúgosság 0,1N HCl ml	19,2	42,28	37,69	45,82	34,23
Karb. kem. nk°	52,16	118,38	105,53	126,34	95,85
Összes kem. nk°	10,13	14,91	20,38	38,52	23,88
Klorid mg/l	73,00	272,0	27,2	37,4	220,0
Szulfát mg/l	94,29	123,17	112,5	350,0	372,65
Hidrogénkarbonát mg/l	1172,2	2581,2	2300,9	2754,6	2089,7

	Edelény I. akna XII. ereszke vető menti vízbetörés	Edelény I. akna XII. ereszke vető menti vízbetörés	S. péter 109. sz. fúrás (vízkutató fúrás)	Edelény 474. sz. vízkutató fúrás	
Mélység tszf. m.	42,5	56,0	—160,0	—228,0	
Lúgosság 0,1N HCl ml	29,3	26,70	50,09	23,26	
Karb. kem. nk°	82,04	74,80	140,25	65,13	
Összes kem. nk°	25,27	19,54	11,23	15,63	
Klorid mg/l	156,0	125,0	535,0	157,0	
Szulfát mg/l	294,24	177,8	260,2	1000,0	
Hidrogénkarbonát mg/l	1788,8	1630,0	3057,9	1418,86	

Ez a víztípus fosszilis víz jellegű, mely az alsó miocén tengervizének sótartalmát jelzi. A fosszilis víz megmaradását a víztartó képződmény helyi jellege, szerkezete és a vízzáró fedőképződmények tették lehetővé. (A Dubicsány 2. sz. fúrásban 122 m és 201 m mélységközben 79 m vastagságú tufa, tufit, agyag, agyagos homok van.)

3. Hidrogénkarbonátos vizek (2. táblázat) típusát 1958 óta ismerjük, amikor Edelény I. akna területén az Edelény 137. sz. fúrásból a bányában a feküből vízbetörés történt. Azóta több bányában a régi fúrások helyén és a vetők mentén hidrogénkarbonátos vízbeáramlást észleltünk és két fúrásban is feltártunk. (Előfordulás helye az 1. ábrán.) A Sajószentpéter 109. sz. fúrás (amelyet később kúttá képeztek ki) vizét jelenleg „Borsodi víz" címen ásványvízként forgalmazzák. Ez nátriumot és káliumot tartalmazó hidrogénkarbonátos ásványvíz. A hidrogénkarbonát szélső értékei 1172,2 és 3057,9 mg/l.

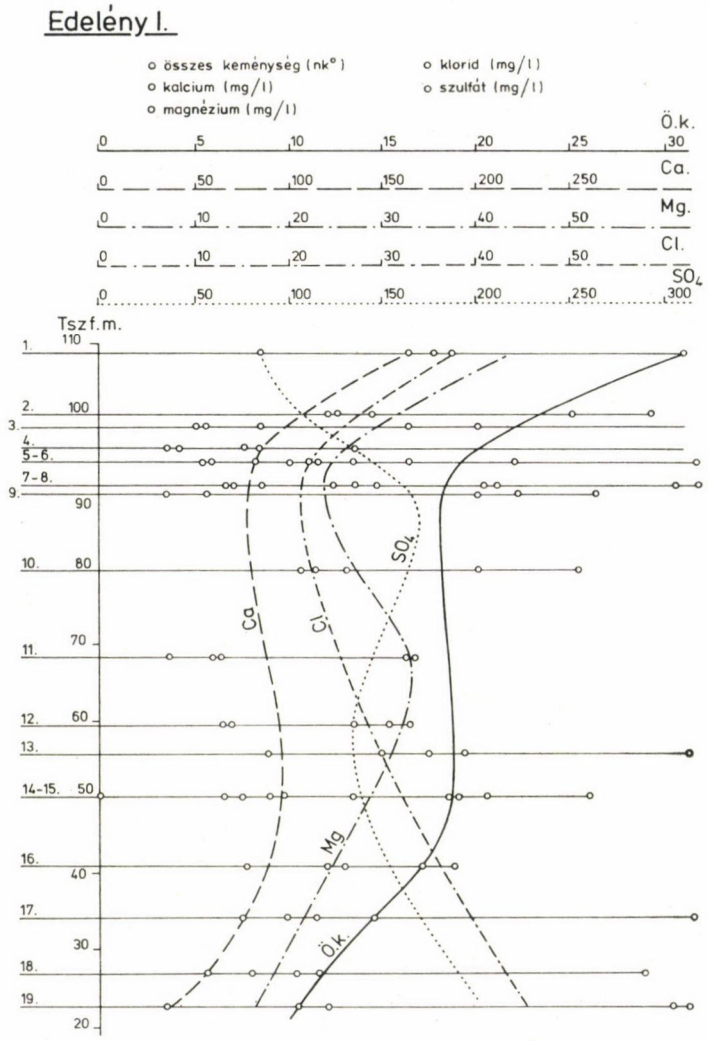
Ez a víztípus ott fordul elő, ahol a medencealjzat karbonátos mészkő és széntelepes rétegcsoport (amely magában foglalja a széntelepet távolabb a víztartó homokrétegeket) közvetlenül érintkezik a medencealjzattal, vagy igen kis vastagságú üledék települ közbe. A helyi jellegű előfordulások a vetők jelentős szerepét bizonyítják. Ásványvíz azonban a szerkezeti vonalak mentén és attól távolabb is feltárható, ami az oldalirányú vízutánpótlódásra mutat.



2. ábra. Vízkémiai adatok (minőség) változása Lyukóbánya területén a mélység függvényében

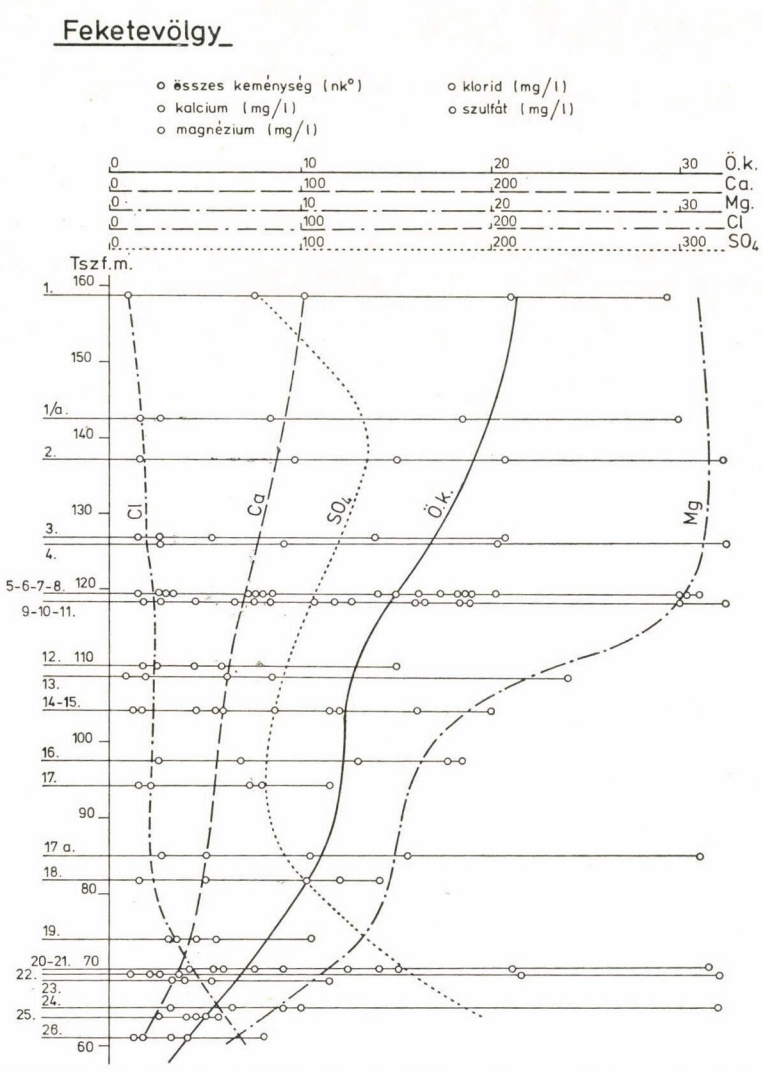
A hidrogénkarbonátos vizek is vadózus vizeknek mondhatók, tehát csak a földtani helyzet teszi lehetővé a csapadékvíznek hidrogénkarbonátos vízzé történő átalakulását. Ennek feltételei: a karbonátos medencealjzat (CO_2), homokos víztároló a medencealjzaton és a csapadék beszivárgását lehetővé tevő áteresztő fedő.

A konyhasós vizek a víztartó rétegek szingenetikus vizei. Az egyszerű vizek kevert vizek, melyeknek jellegét a víztartók szemnagysága, mélysége, a víz fizikai és kémiai jellege, illetve a vízutánpótlódás lehetősége határozza



3. ábra. Vízkémiai adatok (vízminőség) változása Edelény I. területén a mélység függvényében

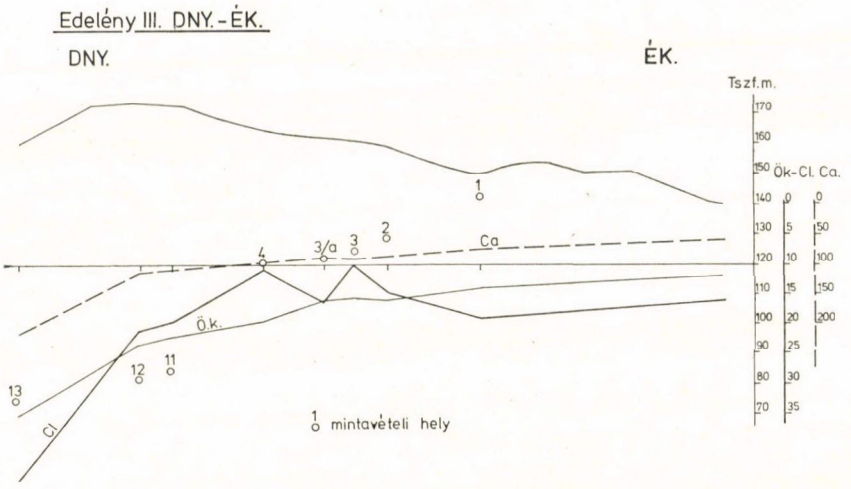
meg. A feldúsult kalcium és magnézium értékek jelzik a közeli medencealjzatot, illetve a víztartóknak a medencealjzattal történő kapcsolatát. Az 1., 2., 3. típus előfordulása alapján feltételezzük, hogy régebben a víztartókban mindenütt a konyhasós vizek voltak, ezek azonban megváltoztak, keveredtek, kicserélődtek. E feltevést a víz mélység felé történő vizsgálatai támasztják alá. A vizsgálatokat a bányában vett vízminták alapján három különböző földtani felépítésű területen végeztük: Lyukó bányán (2. ábra), Edelény I. aknán (3. ábra) és Feketevölgyön (4. ábra). Mindhárom területen a Ca, Mg és összes keménység a mélység felé csökken, a Cl és SO_4 a mélység felé nő. A legmélyeb-



4. ábra. Vízkémiai adatok (vízminőség) változása Feketevölgy területén a mélység függvényében

ben levő rétegvíztartó vizét az Edelény 474. sz. fúrásban vizsgáltuk. A 365,0—373,0 m mélységközben levő réteg már 989,00 mg/l K + Na kationt és 182,60 mg/l kloridot és 1000 mg/l szulfátot tartalmazott. Ez a nagy érték is azonban még messze van a fosszilis víz vízkémiai jellegétől. A víz kicserélődése, keveredése vadózus vizekkel ebben a mélységben tehát feltehetően a földtörténeti korokban megtörtént. A vízkicserélődés mélységét jelen megkutatottsági helyzetünkben még nem ismerjük.

Ma a középső víztartó tartalmazza a legtöbb oldott szilárd alkatrészt és a Ca, Mg, összes keménység a mélység felé nő, majd újra csökken. Így a

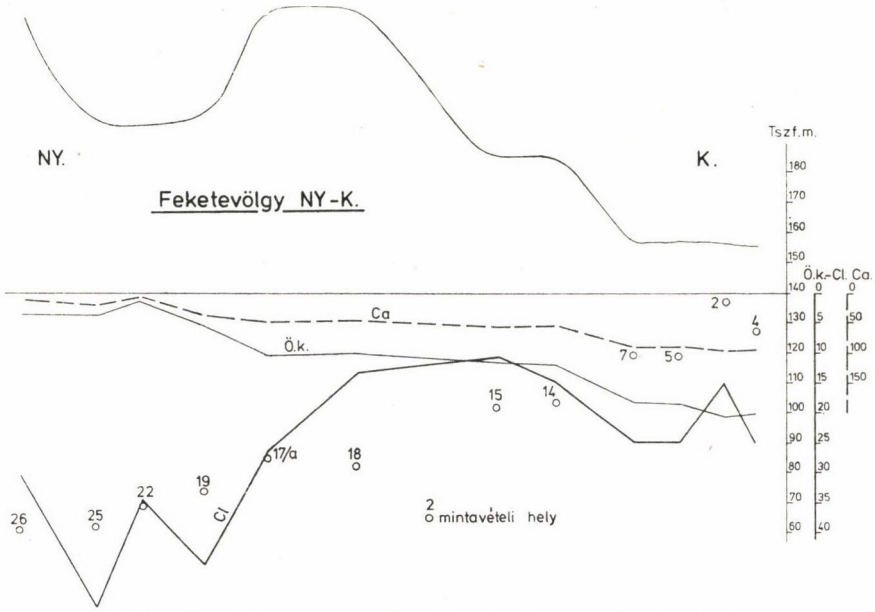


5. ábra. Vízben oldott anyagok növekedése Edelény III. aknán a rétegben megtett út arányában

középső víztartó réteg oldalirányú vízutánpótlódását, ill. érintkezését tételezzük fel egy karbonátos medencealjzattal vagy más víztartókkal. (Pl. a Sajómercse 84. sz. vízkutató fúrás, ahol a földtani meggondolások szerint is csak a középső víztartó homokréteg érintkezhet az Upponyi hegységgel.)

A Borsodi Szénmedencében a széntelepeket kísérő homokrétegek több helyen érintkeznek a medencealjzattal, illetve a rétegek eróziós lepusztulása következtében (rétegfejek) a fiatalabb pannóniai, pleisztocén talajvíztartó rétegekkel. Ilyenkor nyomon követhetjük a beszivárgott csapadékvíz kémiai jellegének változását a mélység, illetve a megtett út és idő függvényében. Ilyen vizsgálatot Edelény III. akna területéről mutatunk be (5. ábra), ahol gyakoriak voltak a vízbetörések. A vízháztartási vizsgálatok szerint a geomorfológiai vízgyűjtőn kívülről, oldalirányból vízutánpótlódásnak kell lennie. A vízutánpótlódást — miután a kis részmedence csak ÉK felől nyitott — a Bódva kavicsteraszából tételezhettük fel. Azonban nem ismertük a helvéti homokrétegek, illetve a kavicsréteg érintkezési vagy tektonikus kapcsolatát. Ezért az ÉK—DNy-i irányú szelvényben vizsgáltuk a beszivárgó vizek (vízbetörések) kémiai jellegét és azt láttuk, hogy a Bódvától, illetve a kavicsterasztól távolodva a víz kalcium tartalma, összes keménysége, klorid és szulfáttartalma nő (5. ábra). (Mélységi növekedés a rétegek dőléséből adódik.) Ezek után kutattuk meg a vízutánpótlódás felszínét (felületét), melynek alapján a vízutánpótlódás nagyságát is számítani tudjuk.

Feketevölgy I. aknán a széntelepek és a homokrétegek K-i dőlésűek és Ny-on eróziós elvégződésűek. A szénkutató fúrások alapján meghatározhattuk azt az ÉK—DNy-i irányú sávot, ahol a homokrétegek lepusztulása kezdődik (vastagságcsökkenés), majd teljes mértékben lepusztult. Miután a lepusztulás



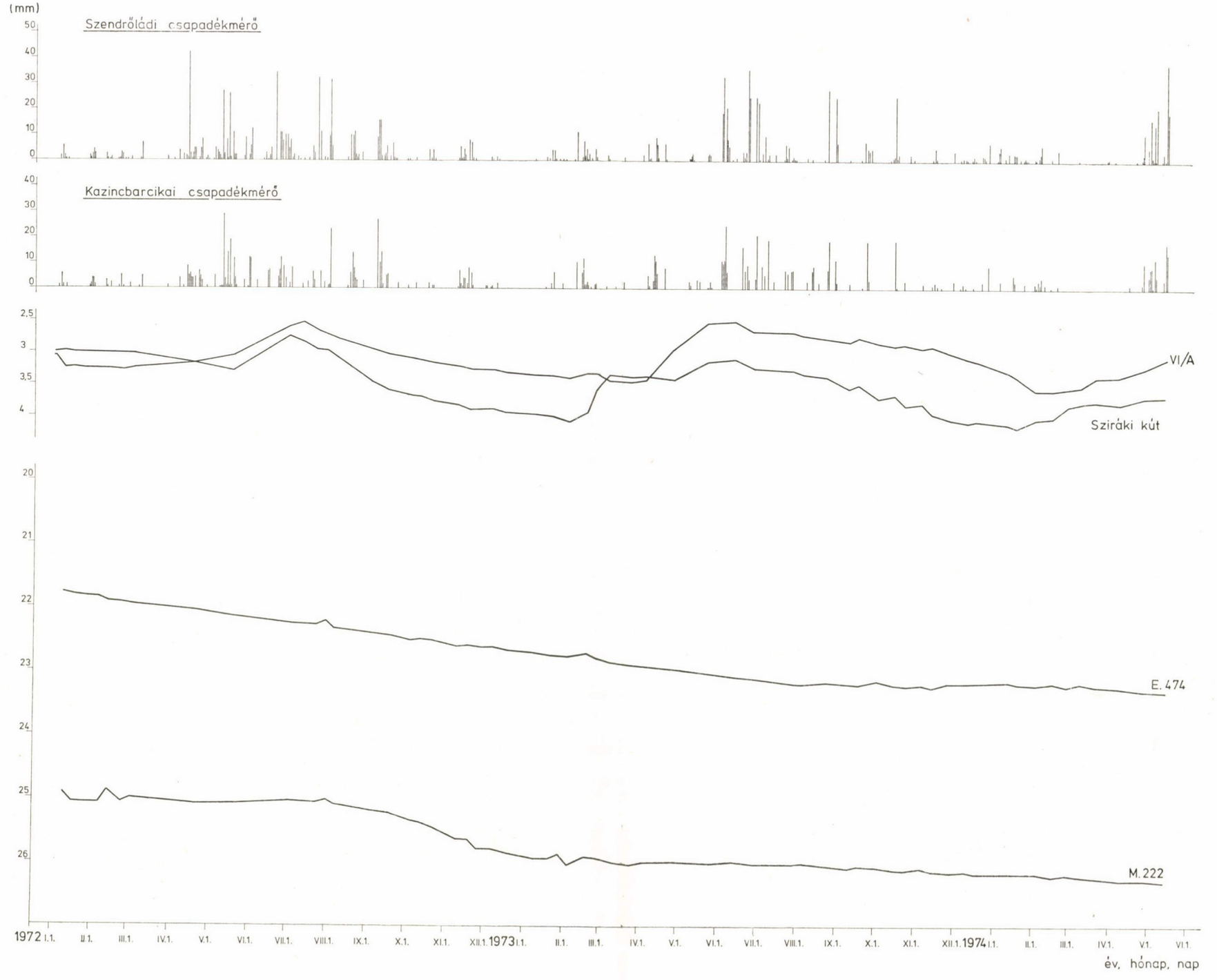
6. ábra. Vízkémiai összetevők változása Feketevölgy I. aknán

sávjában a homokrétegre szarmata és tortonai tufás képződmények települnek (6. ábra), nem volt ismeretes, hogy a rétegfejeken történhet-e vízutánpótlódás. (A bányaterületen ugyanis a homokrétegek felett jelentős vízzáró képződmények vannak, amelyek a vertikális vízutánpótlódást kétségessé teszik.) A vízkémiai elemzések egy tufán keresztül lágyított víz Ca, Mg és összes keménységnek a növekedését mutatják K-i irányban, a helvéti homokrétegben megtett út és idő függvényében. A klorid első szakaszban csökken, majd a távolság és mélység függvényében később újra növekszik.

A későbbi hidrogeológiai fúrások, kútcsoportok vízszint adataiból készült hidroizohipszás térképek a Ny-, ÉNy-i irányból történő vízutánpótlódást bizonyították. A rétegek oldalirányú jelentős utánpótlódását, ill. kapcsolatát más vízfajtákkal (talajvíz, karsztvíz, felszíni víz) bizonyítja a rétegvizek vízjárásának megfigyelése is (7. ábra). Amíg a rétegvizes kutak mellett talajvizes kutak vízjárásai szoros kapcsolatban vannak a csapadékkal (a csapadékjárás ismert vonalai kirajzolódnak), addig a rétegvizek vízszintje igen kis heti változással állandó süllyedő irányzatot mutatnak akkor is, amikor a talajvízértékek az évek során mért maximális értékeket mutatják. Ez bizonyítja, hogy az utánpótlódás más vízfajtákból folyamatos és csak rendkívüli meteorológiai helyzetben nagyobb, vagy szűnik meg.

A hosszú periódusú lassú változás nem helyi változásokra alakul, hanem nagyobb területű, nagyobb rendszerű változást jelez.

A rétegvíztartókban tárolt rétegvizek helyzetét megváltoztatják a kutatófúrások, kutak és a bányászat. A rétegvíz minőségének jelentős változását is a



7. ábra. **Talaj- és rétegvizek vízjárása**

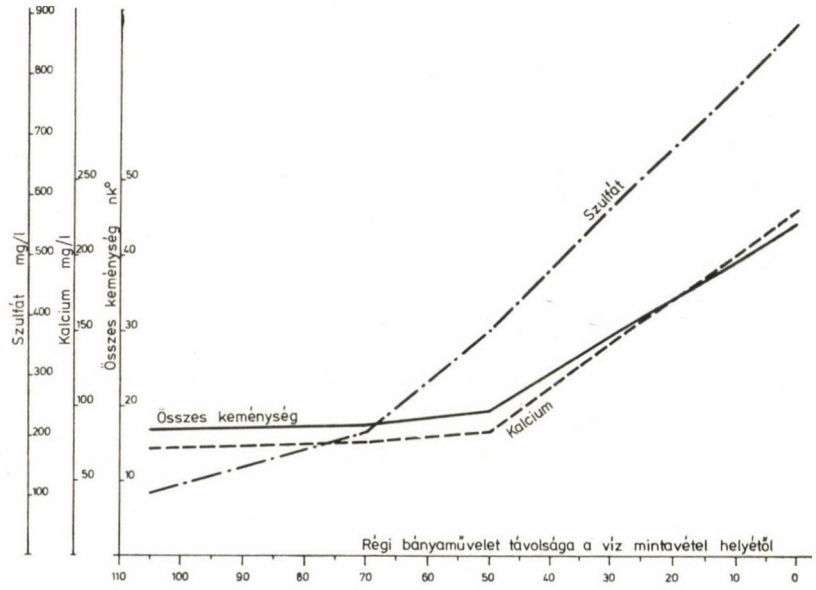
bányászat okozza. Ez nagyrészt megváltoztatja a víz kémiai jellegét, másrészt szennyezi a vizeket. A lefejtett széntelepek helyén összegyűlt ún. „öregségi" vizek megváltoznak. A bányászkodás kezdetén a kiemelt bányavíz a fúrásokban megismert rétegvízhez hasonló, a bányaműveletek (lefejtett szénterületek) arányában a kiemelt bányavíz is az öregségi víz kémiai jellegéhez lesz hasonló.

Az Edelény I. aknán végzett vízkémiai vizsgálatok eredményei szerint (8. ábra) a bányaművelet főleg a víz keménységét és a széntelepekkel történő érintkezés folytán a szulfát és vas értékét növeli. A többi komponensek, pl. nitrit, ammónium, inkább a szennyezettséget jelzi.

Az öregségi víz elkülönítése a rétegvíztől, a rétegvízveszélyes bányáknál jelentős, mivel az öregségi víz betörése (a karsztvízhez hasonlóan) egyszerre nagy víztömeget jelenthet, amire a bányának fel kell készülnie, vagy nem szabad ezeket a vízveszélyes részeket bányavágatokkal megközelíteni.

A hidrogénkarbonátos vizek nagy része a széntelepekben ismert vetődések mentén vannak. A medence szerkezeti vonalainak értékeléséből tudjuk, hogy azok egy része a medencealjzat vetőinek kiújulása révén keletkezett, más része azonban nem hozható össze a medencealjzat vetőivel, tehát atektonikus kompakciós jellegű, valószínű, hogy a hidrogénkarbonátos vetőmenti vízelőfordulások a különböző képződmények egész sorát érintő vetődéseket jelzik. A vízelőfordulások tehát segítséget adhatnak a különböző módon és időben kialakult vetődések elkülönítésében.

A vízutánpótlódás felismerése és nagysága segítséget nyújt a bányák vízveszélyességének megítélésében, ill. víztelenítések tervezéséhez is.



8. ábra. A víz kémiai jellegének változása a régi bányaművelet közelítésénél

A DOMBORZATALAKULÁS ÜTEMÉNEK ÉRTELMEZÉSEI ÉS A FORMÁK HIERARCHIKUS OSZTÁLYOZÁSA

PÉCSI MÁRTON
AKADÉMIKUS

1. A geomorfológiában bizonyos *földfelszíni formák* (főként destrukciós f.) fejlődésük szerinti osztályozására napjainkig többféle elvet — koncepciót — alkalmaztak:

1.1. A *geomorfológiai ciklus* időtartama alatt — W. M. DAVIS szerint — egy tektonikusan kiemelkedő (vagy relatíve hirtelen kiemelkedett) domborzat az erózióbázis szintjéig pusztul le (Endrumpfe, peneplaine). Az „eróziós ciklus" ismétlődésével policiklikus domborzat (felszín) jön létre.

1.2. A *dinamikus egyensúlyi elv* alkalmazása a geomorfológiában (W. PENCK, I. P. GERASZIMOV és társai, — a ciklustannal szemben — azt mondja ki, hogy az *idő múlása* nem hoz létre minőségi változást a formaalakulásban, ha a szubsztratum és a geofolyamatok kölcsönhatása változatlan marad, a domborzat formaelemei ugyanabban a mértékben módosulnak (alacsonyodnak, emelkednek v. eltolódnak).

1.3. A *felszínformák átöröklődési elve* szerint bizonyos domborzaton a klímagenetikus reliefgenerációk (J. BÜDEL) hosszú geológiai időre konzerválódnak, esetenkint pedig olyan folyamatok is működnek, amelyek a domborzati formák állandósítására, tartósítására irányulnak (pl. mész, vas, kvarc kéregképződés stb.).

1.4. *A domborzat eltemetődés és exhumálódás többször ismétlődő folyamatában* (PÉCSI M.) bizonyos formák kialakulásában mindhárom fentebbi elv időben és térben váltakozva kombinálódik. Ha egy denudációs ciklus végén — a paleozoikumban vagy a mezozoikumban — kialakult peneplain vagy pediment az erózióbázis szintje alá süllyedve üledékes köpennyel takarva fosszilizálódik, de az ismételt kiemelkedése után exhumálódik — bár hosszú idő telt el — akkor egyes felszínrészek domborzata csupán retusálódik, lényegében nem változik. Ha a kiemelkedés után az üledékes takaró nem pusztul le, akkor a betemetett ősi felszín (kriptofelszín) magasabb emeletén egyensúlyi felszínformálódás mehet végbe (Orosz Tábla, Cseh-medence). A felszínváltozás e módja ugyanazon domborzaton többször is ismétlődhet (pl. Dunántúli-Középhegység).

2. *A domborzati formák hierarchiáját*, ill. a geomorfológiai egységek *méretét* különféle elvek szerint rendszerezik és osztályozzák (pl. J. TRICART és A. CAILLEUX 1956. 1—8 nagyságrendje, K. D. ENZMANN 1—12 formarendűsége).

A formák nagyságát, azok kialakulási időegységét és az esetleges újraformálódását tekintetbe véve az alábbi lehetséges formarendszerezést állíthatjuk fel. Ebben a magasabb rendű formák az alacsonyabb rangú kategóriákat elvileg magukban összesíthetik, de gyakorlatilag a rendszer nem teljes sorozata szuperponálódik egymáson.

Mikroformák; domborzati elemek képződése[1]

1. Napi ritmusban kialakuló formák: fagyemeléses formák, homokfodrok stb. $> m^2$
2. Évszaki ritmusban képződő formák: hóformák, buckák, partszakadás $< m^2$
3. Epizódikusan periódusos kisformák: hegyomlás, csuszamlás ~ 10 év; $> km^2$
4. Periódusos egyensúlyi megbomlással keletkező formák: mederlefűződés, intrazonális talajképződés $\sim 10^2$ év; ≤ 10 km^2

Mezoformák; felszínrészek képződése

5. Szekuláris (ciklusos) periódusos formák: zonális talajformáció, folyóvízi ártér,[2] kárfülke stb. $\sim 10^3—10^4$ év; $10^2—10^3$ km^2
6. Teraszos (lépcsős) domborzatalakulás: többteraszos folyóvölgyek, tengerparti színlők (Policiklikus teraszformálódás)[2] $\sim 10^6$ év; $10^3—10^4$ km^2 ezen belül lokális domborzat, pediment, egyedi terasz kialakulás $\sim 10^4—10^5$ év, $10—10^3$ km^2

Makro- és mega-domborzatformálódás

7. Arealis lépcsős (planációs) felszínformálódás: regionális tönkfelszínképződés, a hegységi tönkösödés 1—1 „denudációs ciklusa" $\sim 10^7$ év; $10^3—10^5$ km^2 (nagyon különböző dimenzióban)
8. Szubkontinentális peneplain formálódás (policiklikus peneplain): (őspajzsok, kontinentális platformok, masszívumok, fosszilizált ősi szubdukciós övek területén) $\sim 10^8$ év, 10^6 km^2
9. Kontinens, ill. óceáni medence kialakulás. $5 \cdot 10^8—10^9$ év; 10^7 km^2

[1] Molekuláris és annál kisebb formákat kihagytuk az osztályozásból

[2] Az egyszerű „ártéri ciklus" az egyszerű teraszképződési ciklus, sőt a policiklikus teraszos völgy képződése nagyságrendileg nem azonos az „eróziós ciklussal".

— A fenti kategóriákba a tektonikus formaképződés minden nagyságrendje besorolható, a geyzirkúp (1) hornito (3) képződéstől a vulkáni kúpon (5) át a hegységrendszer kialakulásáig (7. 8).

— A formaváltozás, kialakulás ütemének gyorsasága az exogén és endogén erők térbeli hatásfokának és támadási felületének függvényeként több nagyságrendbeli eltéréssel megy végbe.

Léteznek egymás mellett is gyorsan változó formák, ill. felszínek (pl. eróziós völgyek lejtői, tengerpartok, süllyedő medencék), ill. közel hozzájuk igen lassan változó konzerválódott alacsony tönkfelszínek.

IRODALOM

Büdel, J.: Das natürliche System der Geomorphologie. Würzburger Geographische Arbeiten, Würzburg, **34**, 1971.

Cailleux, A., Tricart, J.: Le problème de la classification des faits géomorphologiques. Ann. Georg., **65**, 162—186 1956.

Davis, W. M.: Die erklärende Beschreibung der Landformen. Leipzig, 1924.

Enzmann, R. D.: Geomorphology-Expanded Theory. in Fairbridge, R. W. (szerk.) 1968. The Encyclopaedia of Geomorphology. Reinhold Book Corporation. N. Y., 1968.

Gerasimov, I. P. — Mescheriakov. J. A.: The Morphology of the Earth. "Nauka" Moscow (oroszul), 1967.

Penck, W.: Die morphologische Analyse. Stuttgart, 1924.

Pécsi, M.: Geomorphological Regions of Hungary, Akadémiai Kiadó, Budapest, 1970.

AZ AGYAGÁSVÁNYOK HATÁSA KÖRNYEZETÜKRE

PÉCSINÉ, DONÁTH ÉVA
A FÖLDTUDOMÁNYOK KANDIDÁTUSA

A legújabb geonómiai vizsgálatok szerint az agyagásványok a Föld fejlődése szempontjából különleges szerepet töltenek be. Létrehoznak egy átmeneti egyensúlyi rendszert a szoláris kristályok kőzetek és a Föld külső, fluid övezetei között.

Mint Szádeczky-Kardoss Elemér akadémikus „Geonómia" című könyvében kifejti, agyagok nélkül nem képzelhető el sem a Föld jelenkori képének, sem az életnek kialakulása, de a nagy mozgásmechanizmusok szempontjából is kiemelkedő a jelentőségük.

Különleges sajátságaik következtében az ipari felhasználhatóság szempontjából is az egyik legjobban elterjedt ásványok, melyek fontos nyersanyagokat szolgáltatnak és alig van iparág, ahol közvetlenül vagy közvetve valamilyen módon felhasználásra ne kerülnének.

Az agyagásványok keletkezésére Nemecz Ernő akad. lev. tag által felállított legújabb modell az állandó képződési lehetőségüket egyszerűen valószínűsíti. Hő, nyomásérzékenységük, szerkezeti variabilitásuk mind bomlásukat, mind átalakulásukat, azaz a belőlük keletkező sokféle új, természetes vegyület kialakulását teszi érthetővé.

Nincs még egy olyan ásványcsalád, mely ennyiféle egyedet, az egyedek ennyiféle variációját foglalná magában.

Ma már ismertek mind az agyagfélék szerkezeti variánsainak pontos felépítése, tulajdonságai, mind az azokból nyomás stb. hatására keletkezett új természetes vegyületekéi. A modell kísérletek pedig elvezettek kialakulásuk fiziko-kémiai körülményeinek értelmezéséhez.

Az agyagásványok legkiemelkedőbb tulajdonsága a szorpciós készség, ill. az ioncsere képesség. Egyes ipari felhasználásuk teljesen erre, talajtani jelentőségük nagyrészt, geokémiai szempontú szerepük sok vonatkozásban, ezen két, egymást gyakran kiegészítő, esetenként helyettesítő tulajdonságon alapul.

Az agyagásványok szorpciós-ioncsere tulajdonságainak felderítésére szolgáló irodalmi adattömeg felsorolását mellőzve néhány általunk végzett kísérletsorról számolunk be, mely arra a kérdésre keresett választ, hogy adott

agyagfajták különféle ionos szorpciójával (ioncseréjével) milyen fiziko-kémiai viszonyok között kell számolni, mennyiségileg mikor és hogyan képesek a szorpcióra, ill. ezekből az adatokból a természetes agyagok környezetéből történő szorpció lehetőségére következtethessünk. Ez egyben arra vonatkozóan is tájékoztatást adhat, hogy az egyes természetes bánya-agyagásványok milyen fiziko-kémiai körülmények között (milyen ionkoncentrációjú oldatokból, milyen pH mellett stb.) szorbeálhatták (ioncserélhették) meghatározott fémiontartalmukat.

Vizsgálataink kiterjedtek: kaolinit és montmorillonitra.

1. *A kaolinit* — szerkezetéből következően — relatíve gyenge szorpciós sajátságokkal rendelkezik. Az ipari célú felhasználásra kerülő felsőpetényi kaolinit nyomelemvizsgálata szerint mégis tartalmaz viszonylag sokféle nyomelemet. Pl. felsőpetényi 255/14 sz. fúrásanyag:

Co	Ni	Cu	Ag	Zn	Sn	Pb	V	Cr	Mn	Ti	Li	Ba	Sr	B
160	400	100		160	—	160	160	160	1600	6000	400	400	600	25

ppm

Modellkísérleteinket zettlitzi és bombolyi, gyakorlatilag ionmentes kolinittel végeztük. Meghatároztuk ezen agyagok Ti(III), Cr(III), V(IV)—(V), Ni(II), Co(II), Sr(II) mennyiségét, ionos oldatokkal való rázatás után, változtatva a pH viszonyokat is.

Azt találtuk, hogy a kaolinit mindegyik felsorolt ionféleséget szorbeálta és az alábbi ion mennyiséget kötötte maximálisan:

	Cr	V	Ti	Co	Ni	Sr
pH		2	3	5	6	5
mg/g kaolinit	0,65	3,4	1,3	0,4	2,4	23,1

A *montmorillonit* és bentonit folyamatban levő vizsgálatai közül a montmorillonit-szerves-anyag (eddig a karbamid)- és fémion megkötőképességének vizsgálatára került sor: változó fiziko-kémiai viszonyok között. Megállapítottuk (Libor O.—K. Gráber L.-el), hogy:

a) a karbamid beépül a hidrogén-, nátrium-montmorillonit meghatározott rácssíkja közé:

a gél beszáradása után a rácsban a karbamid kikristályosodik és a nátrium-montmorillonit d_{001} bázisalapjai között helyezkedik el, „*c*" tengelyével merőlegesen a montmorillonit bázisalapjára;

b) a karbamid beépülését mennyiségileg a montmorillonit-rácsába a kicserélhető kationok befolyásolják;

c) s hidrogén-montmorillonit emellett a karbamidot (nagyobbrészben) adszorptíven, a felületen köti;

d) mind a karbamid oldattal kezelt, mind a szilárd karbamiddal összehozott montmorilloniton, azt hevítve lejátszódik az ioncsere, ill. szorpció.

*Homoionos modell montmorillonit*nak Cu(II), Zn(II), Pb(II)-iont szorbeáló képességét a következő mérési adatainkkal jellemezhetjük:

H—M	Cu(II)	Zn(II)	Pb(II)	H—M = hidrogén-montmorillonit, M = montmorillonit
ion konc.	9,47 $\frac{mg}{gM}$	18,04 $\frac{mg}{gM}$	68,00 $\frac{mg}{gM}$	
pH	4,3	6	6	
ionos oldat konc.	0,1 ml	0,1 ml	0,4 ml	

A Pb(II)-t lényegesen nagyobb mennyiségben képes szorbeálni a montmorillonit mint a többi vizsgált iont;

a meghatározott ionkoncentrációnál nagyobb tömegű oldat esetén sem szorbeált több iont a montmorillonit;

a szorpció utáni szerkezetvizsgálatok alapján kitűnt, hogy a Zn-montmorillonit és az Pb-montmorillonitban egyes rácssíkok helyzete egymáshoz képest megváltozott;

a pH csökkenés kedvez a szorpciónak, mert ellenkező esetben nő a duzzadóképesség;

a szorpció mellett ioncsere is lejátszódott a kiindulási és az egyensúlyi pH mérések alapján. (A pH ui. kis mértékben csökkent az ionos oldatokkal való rázatás során. Ha ez a csökkenés jelentős lett volna, s elérte volna a H-montmorillonit összes H-jének lecserélésekor felszabaduló számított értéket, csak ioncserét tételezhettünk volna fel. Ha ez nem változott volna, csak szorpcióról lehetne szó. Mivel pH csökkenés volt, de az nem érte el a számított értéket, gondoltunk mindkét folyamat lejátszódására.)

Bentonitok vizsgálata céljából előzetesen aktivált istenmezejei és mádkoldui bentonitot ioncserélő gyantán átbocsátva többszöri ioncsere után, (röntgendiffraktometerrel is meghatározva) hidrogén-montmorillonitot tartalmazó bentonitot nyertünk, mely Na-ionon kívül egyéb iont (kvarcspektrográffal meghatározva) az alábbi mennyiségben tartalmazott:

	Cr	Cu	Ga	Mn	Ni	Pb	Sr	Sn	Ti	V	Zn	Ag	As	Be	B
Istenmezeje	60	25	10	100	16	60	—	—	100	10	160	1	—	—	—
Mád-koldu	25	16	10	40	6	25	250	—	250	25	100	—	160	10	10

Megfelelő ionos oldattal való rázatás után lejátszódott a szorpció (ioncsere).

A szorbeált ionok mennyiségét két oldalról: az oldatok és a szorbens oldaláról megvizsgáltuk. A nyert „telítési görbék" alapján megállapíthattuk:

mindegyik lelőhely bentonitja a vizsgált fémiont a: Cd(II) → Zn(II) → Cu(II)→ Pb(II) csökkenő sorrendjében szorbeálta;

az istenmezejei (feltehetően nagyobb montmorillonit tartalma miatt) lényegesen több fémiont szorbeált, mint a mád-koldui:

istenmezejei 0,4—0,81 meq
mád-koldui 0,12—0,25 meq

a két lelőhely montmorillonitja által maximálisan megkötött ionmennyisége a következő volt:

	Cd(II)	Zn(II)	Cu(II)	Pb(II)
Istenmezejei:	0,8 mg/gM	0,6 mg/gM	0,45 mg/gM	0,4 mg/gM
Mád-koldui:	0,25 mg/gM	0,2 mg/gM	0,15 mg/gM	0,15 mg/gM

Ezt — a szorbens oldalról — a kvantitatív spektrográfiai vizsgálatok is pontosan igazolták.

A nyert fémiont-szorbeált bentonitok termikus és röntgenvizsgálatát elvégezve azok montmorillonit tartalmára vonatkozóan megállapíthattuk:

az egyes fémionok szorpciójakor a szorbenssel érintkezésbe hozott ionos oldat ionkoncentrációjának töménysége a szorbens kötött vízmennyiségét nem befolyásolta;

a fémionok minősége a bentonit-gél vízmegkötőképességét nem befolyásolta;

a két lelőhely bentonitjának vízmegkötőképessége eltérő volt azonos fémionokat tartalmazó oldatok jelenlétében, ami azok montmorillonit tartalmának eltérő voltára vezethető vissza;

a bentonit montmorillonitjának bázisreflexiói a növekvő ionmennyiséggel növekszenek: a Zn(II) és Pb(II) ionok, szorpciójakor, míg csökkennek a Cd(II) és Cu(II) ion szorpciójával.

Az eddigi vizsgálataink szerint tehát az agyagok különleges átmeneti stabilitása, földfelszíni egyensúlya csak változatos és rendkívül sokoldalú változások, alakulások mellett valósul meg.

AZ ÜLEDÉKES KŐZETEK RITMICITÁSA

BALOGH KÁLMÁN
A FÖLDTUDOMÁNYOK DOKTORA

A földtani kutatás alapvető tétele szerint a földtörténeti események közvetlenül nem figyelhetők ugyan meg, de tükröződnek az általuk létrehozott kőzettestek változatos anyagi és alaki sajátságaiban. Mivel pedig a földtani tényezők jelentős része többé-kevésbé szabályos periódusokban ismétlődve hat, az üledékek ritmusossága — vagyis bizonyos litológiai típusoknak egy üledéksoron belüli többszöri visszatérése — a legkülönbözőbb (folyóvízi, tavi, partmenti, sekély- és mélytengeri) kifejlődések törmelékes és vegyi képződménysoraiban — mint epikontinentális, mind geoszinklinális viszonyok között — kimutatható volt. A ritmicitás felismerésének első jelzése a múlt század 30-as éveiből, karbon kőszénösszletek tanulmányozóitól származik. Századunk 10-es éveire esik a negyedkori glaciolakusztris varvok első leírása. Ezt azután nemcsak a déli földrészek karbon és permokarbon korú, glaciális varvjainak kimutatása követte, hanem a ritmusos felépítést számos olyan rétegösszletben és kifejlődésben is fölfedezték, amelyeket korábban teljesen homogéneknek vagy szabályszerűség nélkül változóknak tartottak.

Az ismétlődéses rétegsorok, a *ritmitek alapegységeit* — a keletkezésükhöz szükséges időre *is* vonatkozhatóan, de nagyságrendi megkülönböztetés nélkül — *ritmus*oknak (vagy *ciklus*oknak), csak a kőzettestre vonatkoztatva pedig *ciklotémek*nek szokás nevezni.* Ezen alapegységek a keletkezési körülményektől függő számú, *általában* azonban *legalább két*, egymástól különböző *litológiai elemből* állanak; ezeket egyszerűség kedvéért nagy betűkkel szokás jelölni. A legegyszerűbb ritmusképlet tehát (pl. glaciolakusztris varvok vagy sekélytengeri mészkő—dolomit, ill. mészkő—agyag sorozatok esetében): AB AB AB ... stb. A bonyolultabb ritmusok 2-nél több elemből állanak, és kétféle típusúak: 1. *szimmetrikusak* (pl. ABCBA) vagy 2. *aszimmetrikusak* (pl. ABCD). Az utóbbiak a szemcsenagyságnak a ritmuselemekben való megoszlása szerint lehetnek: a) *fölfelé finomodók*, illetve b) *fölfelé durvulók*.

A bonyolultabb ritmitek valódi természetének felismerését az nehezítette meg, hogy ritmusaikban a litológiai elemek száma nem mindig azonos,

* A külföldi szakirodalom a ritmus és ciklus elnevezést teljesen egyenértékűnek tekinti. Az alábbiakban ehelyett következetesen csak ritmusokról beszélünk.

MTA X. Osztályának Közleményei 8/3–4. 1975

sőt olykor még azok sorrendjében is lehet kisebb változás. Az ilyen ritmitek néhány ritmusa csak egytagú, más ritmusaikban pedig a tagok sorrendje fölcserélődhetik (pl. ABC helyett BCA vagy CAB. Ilyenkor a ritmicitás egy bizonyos (pl. ABC) ritmus legnagyobb gyakoriságában jut kifejezésre. Ezt a ritmiten belüli, leggyakoribb litológiai elemkombinációt *modális ritmus*nak nevezzük. Mivel azonban ez nem tartalmazza a ritmit valamennyi ritmuselemét, azt — a belőle hiányzó ritmuselemeknek a tapasztalattal leginkább egyezően megállapított helyre történt beillesztésével — ún. *összetett ritmussá* egészítjük ki.

Mind a modális, mind az összetett ritmust statisztikus analízissel választjuk ugyan ki a ritmusok sokaságából, azok mégis valóságban létező ritmusokat jelölnek. Ezzel szemben az ún. *modell-ritmus* már csak a ritmitet létrehozó földtani folyamatok értelmező modellje számára, a leglényegesebb vonások kiemelésével, *elméletileg kialakított, magyarázó sorrendet* jelent.

Általános szabály azonban, hogy bármelyik ritmusfajta megállapításakor a ritmuselemek közti átmeneteket és megszakadásokat kell alapul venni. Fontos e tekintetben a szemcsenagyság lépcsőzetes csökkenésének (vagy növekedésének), a hirtelen szemcse-nagyságváltozásokat több fáciesban is kísérő kimosási felületeknek, áramlási barázdáknak, tárgynyomoknak, száradási repedéseknek, fúrókagylónyomoknak és más, az ülepítő közeg energiaszintjének éles változását jelző jelenségeknek a megfigyelése. Óvatosnak kell azonban lennünk, mert pl. az osztályozódási rétegzés (graded bedding) glaciolakusztris varvokon és a flisen kívül más (pl. folyóvízi vagy part menti) fáciesekben is jelentkezhet. Ezért az csak a jellemző ritmusösszetétel összes bélyegeinek együttes figyelembevételével értékelhető faciológiailag is helyesen. Pl. a flísritmusok alsó, gradált részét a durva és a finom szemcserészlet viszonylagos egyensúlya, tehát nagy agyagtartalma jellemzi, a folyóvizek és az árapály-zóna gradált rétegeiből ellenben az agyag hiányzik.

Az üledékritmusok *nagyságrendje* tág határok között, 0,1 mm-től több száz m-ig változhat. Az alacsonyabb rendű kisritmusokat gyakran valamelyik ritmuselemük jellemző paraméterének (pl. a vastagságnak vagy a más befolyás által meg nem bolygatott rétegsorokban ezzel pozitív korrelációban levő szemcsenagyságnak) a periodikus változása révén magasabb rendű ritmusokká egyesíthetjük. Az így megállapított megaritmusok határai valamilyen új hatótényező bekapcsolódására utalnak ugyan, mégis nagyságrendileg különböznek a földtörténet nagy orogén ciklusaitól, amelyeket az üledékképződés, a magmás működés és a hegységképződés együttes hatása alakít ki.

Figyelemre méltó észlelet, hogy az 1—2 m-nél vékonyabb ritmusok általában fölfelé finomodnak, a 4—5 m-nél vastagabb ritmusok pedig általában fölfelé durvulnak.

Az ülepedési ritmusok i d ő t a r t a m á r ó l elvileg csak akkor lehetne — teljesen egyenletes süllyedést föltételezve — biztos véleményt formálni,

ha a ritmikus összlet egésze rendelkezésünkre áll, és annak tartalmáról radiometrikus koradataink is vannak. A glaciolakusztris szalagpárok esetében az ősföldrajzi helyzetből kiindulva, a szervesanyag-tartalomnak és a szállító erő megélénkülésének a biológiai produktivitás és a vízi szállítás szezonális váltakozásával való összefüggése valósággal szuggerálta az évi periodicitás föltevését, és ez az utolsó nagy jégtakaró visszahúzódása óta eltelt idő első és valóban „abszolút" megállapítását eredményezte. Afrikai, karbon időszaki varv-párok magasabb rendű periodicitásának tartamát a földi precesszióval sikerült kapcsolatba hozni. Az évi periódust különösen az erősen klímafüggőnek látszó *kémiai ritmiteken* próbálták meg kimutatni. Ez azonban nem mindig sikerült. A zechstein sóformáció ritmusainak összegzése pl. — *a közbeeső üledékszünetek számbavétele után is* — a radiometrikusan föltehető 25 millióval szemben mindössze 1 millió évet eredményezett. Valószínű tehát, hogy a zechstein sóritmusok ülepedése 1 évnél lényegesen hosszabb ideig tartott és azt az évszakoktól független tényezők befolyásolták.

Egy adott üledéksor ritmicitásának *végső okát* főleg akkor nehéz megállapítani, ha abban egyszerre több tényező időben egymást átfedő hatásai érvényesülnek. A lehetséges okok között szerepel a *klíma két fő alkotóelemének, a hőmérsékletnek* és a *csapadéknak az ingadozása*. Az előbbi a Föld jégháztartásának befolyásolása révén világméretű eusztatikus vízszíningadozásokat eredményez; helyi hatásként pedig sekély vízben a *mészkiválasztás biogén*, illetve *abiogén* módját szabályozza. Az *utóbbi* a lepusztulás intenzitását, valamint a beltavak kémiai egyensúlyát befolyásolja. A *kettő együttese* a vegetáción keresztül irányítja pl. a *glaciolakusztris varvok keletkezését*. A *biológiai produktivitásnak* tengeri üledékekben észlelt ritmicitását főleg a *sótartalomnak*, a *terrigén alkotók behatásának, a vízcirkulációnak, a turbulenciának, a tengerfenék szellőzöttségének* vagy a *vízmélységnek* különböző okokkal magyarázható ingadozásai váltják ki. Világméretű transz- és regressziókat eredményeznek az *óceánfenéki emelkedések és süllyedések*. Ennél kisebb hatótávolságúak *az ülepítő medence süllyedésének egyenlőtlenségeiből származó ingadozások*, amelyek — a megfelelő *klimatikus körülmények szerint* — vagy *kőszénlápok*, vagy *sósmedencék* keletkezéséhez vezetnek. A ritmicitást egyebek közt az ezeket a nyílt tengertől elválasztó gáton át történő sósvízbetörések biztosíthatják. *Tektonikus mozgások eredménye* lehet az ülepítő medence környezetének szakaszos emelkedése, ami az erózió és az ülepedés lüktetését, a partmenti laza törmelékanyagnak az ismételt földrengések folytán bekövetkező szuszpendálódását, zagyáramok révén a mélytengerbe vezetődését és mind vertikális, mind horizontális irányban gradált ritmusok *(= flisszerű turbiditek)* alakjában való szétterülését idézi elő. Ritmikus üledékképződésre vezethet továbbá a *folyómedrek és torkolatok epizódikus áthelyeződése*, az előretolódó *deltahomlokokon bekövetkező üledékfolyás és suvadás*, valamint a *hullámzás* és a *vulkáni tufaszórás* ismétlődése.

Létrejöhet azonban az üledék ritmicitása utólagos, *diagén oldatvándorlás* következtében is. Ezt többnyire a *kötőanyag ritmikus megoszlása, konkréciósorok keletkezése, mészkő és korai diagén dolomitlemezek* (vagy rétegek) *váltakozása* árulja el.

Számos ülepedés alatti és utáni folyamat a *ritmitkeletkezés ellen dolgozik.* Ilyen pl. a teljesen szabálytalan rétegfelületekkel és üledékszünettel vagy újraoldódással kapcsolatos *kondenzáció*, a gradált rétegeket homogenizáló *bioturbáció*, a rétegek összefüggését megszakító *szubmarín suvadás*, a *hullámzás* és a súroló fenékáramok okozta *víz alatti erózió*, végül pedig a *nyomási oldódásnak az a sztilolitosodáson túlmenő szakasza*, mikor két nehezebben oldódó réteg — anyagának az eredetileg közbeiktatott, könnyebben oldódó réteg oldatba kerülése révén — rendes réteglapra emlékeztető sík felület mentén, végül is közvetlen érintkezésbe kerül egymással.

A ritmitek különböző genetikájú fajtái különböző horizontális elterjedésűek, és ritmusaik *korrelálásának* lehetőségei is különbözők. Legnagyobb távolságra a tengerszín-ingadozásokból adódó, legkisebbre a folyóvízi ritmusok követhetők. A háttér és a medence emelkedésének, illetve süllyedésének egyenlőtlenségeiből adódó ritmusok ellenben — a flisszerű ritmusokat is beleértve — e tekintetben mintegy középhelyet foglalnak el. *Mindebben a végső hatóok által befogott terület nagysága tükröződik.*

A különböző feltárások ritmusainak korrelálása lényegileg három lépcsőben történik:

1. az egy feltárásban megfigyelhető valamennyi ritmus azonos értékű elemei vastagságának, ősmaradvány-tartalmának vagy valamely, számszerűen is kifejezhető ásvány-kőzettani paraméterének vertikális irányú változásairól *diagramokat* készítünk, s megállapítjuk e változások trendjét vagy trendjeit; statisztikai analízissel kikeressük a feltárás modális és összetett ritmusait;
2. több feltárás vertikális diagramjainak, modális és összetett ritmusainak egybevetése alapján kijelöljük az azonosítható ritmusokat, és megállapítjuk azok horizontális irányú változásait;
3. valamennyi rendelkezésre álló adat segítségével felállítjuk a vizsgált összlet (illetve üledékgyűjtő) fáciesmodelljét, és az annak különböző részein a modális és összetett ritmusok megoszlása alapján föltételezhető modellritmusokat. (Pl. egy flísmedencénél a zagyáram csúcsának a forrásterülettől való távolsága alapján több különböző szakasz lesz kijelölhető, amelyek modellritmusai a fluxoturbiditétól a durva és finomszemű gradált ritmusokon át az agyagos flísig vezetnek.)

Az apró- és kisritmusok helyett számos fáciesben csak az azok fölött álló, nagyobb változásokat jelző, magasabb rendű ritmusok lesznek nagy területre nézve is korrelálhatók. (Jó példát nyújtanak erre az Alföld negyedkori összletének ritmusai.)

CIKLUSOK ÉS RITMUSOK A MAGYARORSZÁGI TRIÁSZBAN

VÉGHNÉ, NEUBRANDT ERZSÉBET
A FÖLDTUDOMÁNYOK DOKTORA

1 *Az üledékképződés ciklusossága*

Az üledéksorokat térben és időben vizsgálva eltérő tér- és idődimenziójú ciklusos folyamatok ismerhetők fel. Ezek hierarchiáját az alábbi táblázat tünteti fel:

Egy időszakon belüli üledékképződési ciklusok hierarchiája

	Üledékgyűjtő mérete km^2	Üledékvastagság m	Képződési idő év
Üledékképződési megaciklus	$10^3 - 10^4$	$10^2 - 10^3$	$10^6 - 10^8$
Lokális teljes ciklus, részciklus, félciklus	$10^2 - 10^3$	$10^1 - 10^2$	$10^6 - 10^7$
Ciklotéma csoport egy litológiai egységen belül	$10^2 - 10^3$	$10^1 - 10^2$	$10^6 - 10^7$
Ciklotéma	$10^1 - 10^2$	$10^{-1} - 10^1$	$10^4 - 10^5$
Ciklotéma tag	$10^{-1} - 10^1$	$10^{-1} - 10^1$	$10^3 - 10^4$
Mikroréteg ciklotéma tagon belül	$10^{-3} - 10^{-2}$	$10^{-3} - 10^{-2}$	$10^{-1} - 10^2$

A táblázat a ciklotéma-csoport, ciklotéma, ciklotéma tag dimenzióit KRUMBEIN (1965) alapján adja.

Feltűnő, hogy a helyi ciklus, részciklus, félciklus dimenziói egyeznek a ciklotéma-csoport dimenzióival. Köztük tehát csak annyi a különbség, hogy az egyik a fáciesek egymásra következése értelmében egységes, a másik többször ismétlődő ciklusos rétegsor.

Az üledékképződési megaciklus idő, de legalább időszak nagyságrendű és geoszinklinális kiterjedésű üledékösszletet képvisel. Két nagy hegységképződés közötti időtartamban, szárazulati üledékekkel kezdődik, fokozatosan limnikus-tengerparti-nyílttengeri-mélytengeri képződményekbe megy át, majd a tenger visszahúzódásával a rétegek egymásutánja fordított sorrendben alakul. Ez a J. WALTHER-i értelemben vett üledékciklus egyben a fáciesek korrelációs törvényét is tükrözi: olyan képződmények települnek közvetlenül egymásra, amelyek egyidőben térben is egymás mellett léteznek.

Az egyszerűsített elméleti üledékciklus-séma mindenütt szimmetrikus elrendeződésű rétegsort tételez fel, de térben nincs meg valamennyi rétegtag egymás fölött.

Elméleti kifejlődésű, idealizált ciklus a megaciklusok között a valóságban nincs, mert a transzgressziót okozó süllyedés helye és főleg mértéke nem azonos a regressziót okozó emelkedés helyével és mértékével. Másrészt a ciklus előtti hegységképződés nagy reliefenergiát alakít ki, ami durvatörmelékes összletek képződésének kedvez; a ciklus végén, a hosszan tartó lepusztítás a reliefenergia szakaszos csökkenését eredményezi (finomszemű törmelékes vagy lagunáris zárószakasz). Az üledékképződést befolyásoló tényezők közül pedig a klimatikus viszonyok, bio-környezet stb. megváltozik.

A megaciklus és valamennyi üledékképződési ciklus tehát csak okát és az üledékképződés hipszometrikus helyzetét tekintve igazi ciklus, a rétegsor sohasem önmagába visszatérő.

Az a megaciklus, amelynek kulminációja a triász időszak, a permben kezdődik és a kréta időszakban fejeződik be, a Thetys üledék gyűjtőjéhez, geoszinklinálisához kötött. Kisebb félciklusok, részciklusok, helyi teljes ciklusok többszörösen tagolják térben is, időben is.

A magyarországi triászt „üledékciklus" nagyságrendben vizsgálva is azt tapasztaljuk, hogy ideális ciklus egyik hegységünkben sem mutatkozik (1. ábra).

A Bakony, Vértes, feltehetően a Gerecse és Buda-Pilisi-hegység, valamint a Gömöri-karszt és a Mecsek-hegység triászában az *üledékciklus kezdőszakasza* szabályos; szárazulati üledékek fölött finomtörmelékes, sekélyvízi-parti képződésű rétegek vezetik be.

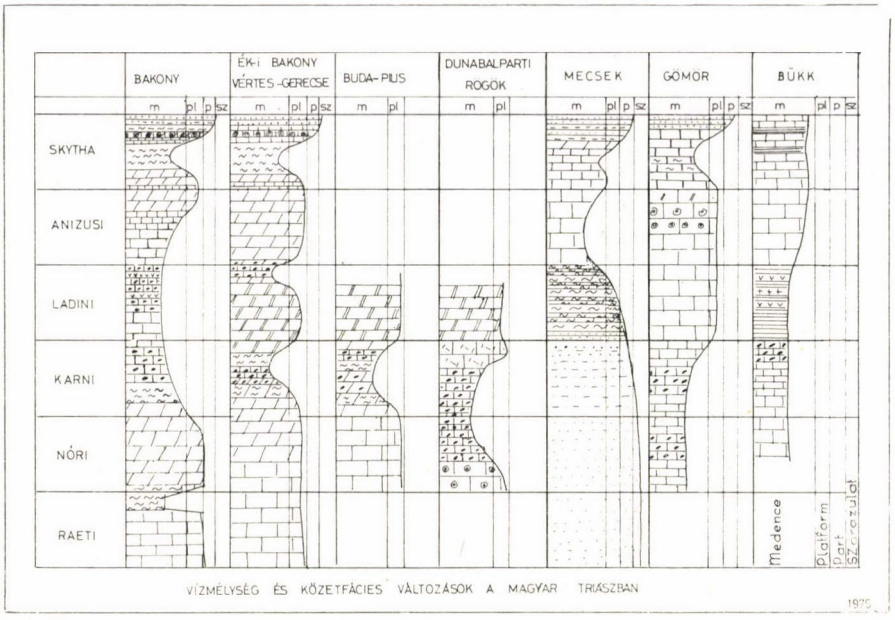
A Bükk-hegységben a triász elején a permből folyamatosan átjövő tengeri, sekélytengeri üledékképződés mutatható ki (Balogh K. 1965).

A Buda-Pilisi-hegységben és a Duna-balparti rögökben a triász ciklus alsó fele szerkezeti okokból ismeretlen.

A triász üledékciklus eltérő helyen eltérő időben és eltérő időtartamra érte el a *legnagyobb medence-mélyülési szakaszt*. Ez a Bakonyban a középső anizusiban kezdődik és a karni emelet közepéig tart (trinodosusos, reitzi, tridentinusos mészkő, füredi mészkő, trachycerasos mészkő). Az ÉK-i Bakonyban és a Vértes — Gerecsében a ladini sekélyvizű platformképződmények (diploporás dolomit) két rövid szakaszra osztják; az első mélyülési szakasz az anizusi-ladini határon jelentkezik (10—15 m-es rétegsorozattal), a második a karni emelet alján (40—150 m-es rétegsorral) szaruköves mészkő, dolomittal. Ez utóbbi a Buda-Pilisi-hegységben is kimutatható már.

A Duna-balparti rögökben a legnagyobb mélyülés a felsőkarni-nóri emeletre esik, ammoniteszes, szaruköves mészkő kifejlődéssel.

A Mecsekben a legnagyobb mélyülés az anizusi emeletre korlátozódik. A Bükk-hegységben a ladini agyagpala sorozattal kezdődik és a nóri monotisos mészkővel fejeződik be, ami egyben a ciklus legfiatalabb ismert tagja



1. ábra.

ezen a területen. A Gömöri karszt területén a karni-nóriban fellépő hallstatti típusú mészkövek, „pötschenkalk" típusú szaruköves mészkő, halobiás mészkő képviselik a legmélyebb-vízi kifejlődést.

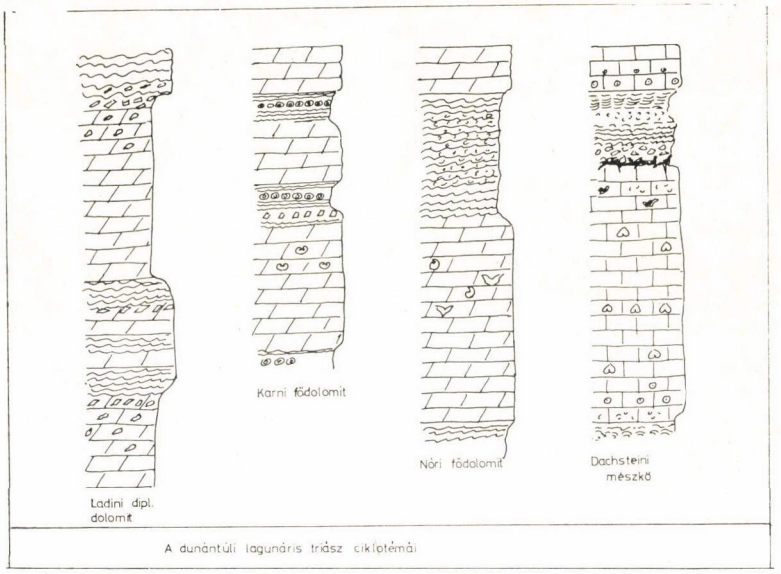
A *ciklus regressziós ága* csak a Mecsekben teljes, ahol a ladini csökkentsósvízi-édesvízi márga, sekélyvízi, deltaképződmény jellegű finomtörmelékes majd parti arkózás homokkő (gresteni homokkő) zárja a teljes ciklust.

A D-i Bakonyban üledékmegszakadás nélkül, az É-i Bakony, Vértes, Gerecse — sőt a Pilis-hegység területén is — tenger alatti kioldásos diszkordanciával megy át a triász sorozat a jura képződményekbe. Ezeken a területeken a triászban tehát csak fél ciklus fejlődött ki. A többi hegységben a korai kiemelkedés miatti lepusztítás következtében a triász zárótagjai (raeti), a fiatalabb mezozóos képződményekkel együtt hiányoznak.

A *ciklotéma* a ciklus, vagy részciklus egy litológiai egysége, amelyen belül azonos egymásra települést mutató rétegcsoportok többször is ismétlődnek.

Ciklotémák a magyar triászban feltehetőleg több területen és több rétegcsoportban vannak, de eddig csak a dunántúli lagunáris fáciesben tanulmányozottak (2. ábra).

A ladini ciklotéma két vagy három tagú: stromatolitos birds-eye típusú, vékony mikrosávos rétegből és egy mozaik-szövetű, vastagpados algadolomitból áll. Néha harmadik tagként a mikrosávos rétegek alatt intraklasztos breccsák is fellépnek.



2. ábra

A karni fődolomit pados, homogén dolomit között vékony laminites-ritmites rétegeket tartalmaz. Néha az utóbbi központi részén onkoidos-stromatolitos sáv van, amely körül a mikrorétegek vékonyabbak (0,1 mm) felfelé és lefelé szimmetrikusan kisimulnak, kissé vastagodnak, gyakran proto-intraklasztosak, mm nagyságrendűek.

A nóri dolomitban 2—3 m-es mikrokristályos, homogén padok között 0,8—1,5 m-nyi hullámos-mikrosávos, kissé márgás réteg van, amelynek közepe likacsos-üreges.

A dachsteini mészkő tipikusan a FISCHER-féle ciklotémákat tartalmazza (loferit): zöld vagy vörös agyagos oldási maradékba ágyazott autigén breccsa fölött kissé dolomitos algamikrit-sparit rétegecskék váltakoznak, majd pados mészkő következik, oldott biogén üregekkel, közepén dúsuló Megalodontidákkal. A pad felső része ismét bioüreges, a tetején a következő ciklotéma tag vörös vagy zöld agyagos anyaga beiszapolódott az üregekbe, sőt a Megalodontidák kioldott vázüregeibe is. A mészkő nóri tagozatában a zöld agyag, a raeti tagozatban a vörös agyag gyakoribb.

A rossz feltártsági viszonyok miatt a legtöbb egymás fölött észlelhető ciklotéma 7 volt; FISCHER 200-at számolt az Alpokban. Ha a nóri-raeti-emeletre 6 millió évet számolunk, az 30 000 éves periódust jelent egy-egy szakasznak. Ez esetleg megfelelhet a földtengely-ingadozásából fakadó 25 800 éves klímaperiódusoknak.

2. *Faunaváltozási ritmusok*

A faunaváltozások rendkívül nagy mértékben függenek a fáciesviszonyoktól, ezért a faunaváltási periódusok csak azonos fáciesen belül elemezhetők ki. A triászban a medenceüledékekben az Ammoniteszek, mint az ortosztratigráfia mérőelemei, és a Conodonták, a plattformüledékekben a Dasycladaceák és a Megalodontidák játszák e tekintetben a főszerepet. Magyarországon az Ammonites-vizsgálatok régiek, Conodontákkal, Dasycladaceákkal csak most kezdenek foglalkozni (BALOGH K. és munkatársai). A Megalodontida-vizsgálatok terén vannak nagy hagyományaink és egyben modern feldolgozás is, amit az újabb lengyel, szlovák, szlovén, törökországi és osztrák leletek alátámasztanak, s így mércéül fogadhatók el. A triász folyamán bekövetkező faunaváltozások vizsgálatánál tehát nem maradhatunk meg a hazai keretek között.

34 Ammonites (TOZER), 30 Conodonta (KOZUR)-zóna az 5 Dasycladacea (OTT) és a felsőtriászban 9 Megalodontida (VÉGH) faunazónával szemben azt igazolja, hogy a medence-fáciesben a faunaváltási ciklus lényegesen rövidebb, mint a plattform-fáciesekben. Ennek az ellenkezője volna várható, hiszen a medencefáciesekben sokkal kiegyenlítettebb sótartalom, nyomás, hőmérséklet, áramlási viszonyok uralkodnak, mint a minden tekintetben rendkívül változékony plattform vagy laguna-kifejlődésekben. Ezen ellentmondás oka az érintett mélyebbvízi állatcsoportok nagyobb fejlődési energiájában, s egyben nagyobb érzékenységében rejlik, míg a rendkívül sekély, hullámveréses, hőmérséklet- és sótartalom-ingadozásoknak kitett biotópot csak nagyon ellenálló, változásra kevéssé hajlamos élőlények tűrték és viselték el.

A négy csoport zónáinak korrelációja a fáciesek összefogazódási zónáinak részletes vizsgálatával végezhető csak el. Eddig csak néhány biztos vonatkozási pontot sikerült találni, de nagy vonalú azonosításra már megvan a lehetőség.

30 körüli faunazóna kialakulása 30 millió év alatt azt jelenti, hogy az érzékeny faunaelemek kb. 1 millió éves periódusokban olyan mértékben változnak meg, hogy az őslénytani-statisztikai módszerrel, illetve a fajfejlődés figyelembevételével jól érzékelhető.

AGYAGÁSVÁNYOK ÁTALAKULÁSA ÜLEDÉKES KŐZETEKBEN

ÁRKAI PÉTER VICZIÁN ISTVÁN
A FÖLDTUDOMÁNYOK KANDIDÁTUSA

Bevezetés

A növekvő betemetődéssel párhuzamosan üledékes kőzetekben az agyagásványok fokozatosan átalakulnak. Ezt az átalakulást két szakaszra szokás bontani: a kisebb mérvű változást diagenezisnek, a nagyobb mérvűt metamorfózisnak nevezik. Dolgozatunkban e két szakasz néhány jellemzőjét és problémáját mutatjuk be magyarországi példák alapján. A diagenezisen belül — különösen a mély betemetődési szakasszal, a metamorfózison belül pedig a diagenezis felé átmenetet képező anchimetamorfózissal foglalkozunk.

A tárgyalt átalakulások lényegében egy irányú folyamatok. Dolgozatunk végén rámutatunk arra, hogy mégis létrejöhet bizonyos ciklicitás e folyamatok termékeinek földtani korok szerinti eloszlásában a földkéreg és a légkör ciklusos jelenségeinek hatására.

Diagenezis

1. *Néhány újabb eredmény az agyagásványok diagenezisére vonatkozólag*

Ma már közismertnek számít, hogy a diagenezis során a betemetődési mélység növekedésével a montmorillonitszerű duzzadó agyagásványok fokozatosan elvesztik duzzadóképességüket, és illitszerű ásványokká alakulnak át. Az utóbbi években ennek az átalakulásnak a részletei is mind ismertebbekké váltak. A legfontosabb megállapítás az, hogy a duzzadó jelleg elvesztése meghatározott mélységi zónához kapcsolódik, amelyen belül az átalakulás fokozatos. Maga az átalakulás nemcsak egyszerű ioncseréből és vízleadásból áll, hanem szerkezeti átrendeződést és összetétel-változást is jelent.

A kiindulási anyag legtöbbször nem vagy nem csak tiszta montmorillonit, hanem nagy (75—80%) duzzadó-komponens-tartalmú illit-montmorillonit, amelynek rétegközi terébe már igen hamar klorit- vagy vermikulitszerű, laza kötésű Al- és Fe-hidroxidok épülnek be. A duzzadó jelleg fokozatos csökkenése a kevert szerkezet összetételének eltolódása révén kb. 1,3—2 km mélységben, 70 °C táján indul meg. Az átalakulási zóna alsó határa 3—4 km mélységben, kb. 130—150 °C hőmérsékleten húzódik. A végtermék még jelentősen különbözik a tiszta illittől, különösen a muszkovittól, és olyan szabálytalan rétegsorrendű kevert szerkezetnek tekinthető, amelyben az illit-komponens 80—

90%, a fennmaradó 10—20% nagy része általában klorit-, kisebb része montmorillonit jellegű komponens. Ez a fázis ezután hosszú ideig kb. állandó összetételű, és még hosszú, főleg belső szerkezeti rendeződéssel járó és allokémikus, további evolúción kell átmennie ahhoz, hogy az anchimetamorf kőzetekre jellemző muszkovit (fengit) + klorit asszociáció kialakuljon belőle. Az átalakulás részleteit erősen befolyásolják olyan egyéb tényezők, mint a pórusvíz kémiai összetétele, a kőzet egyéb ásványai és porozitása stb.

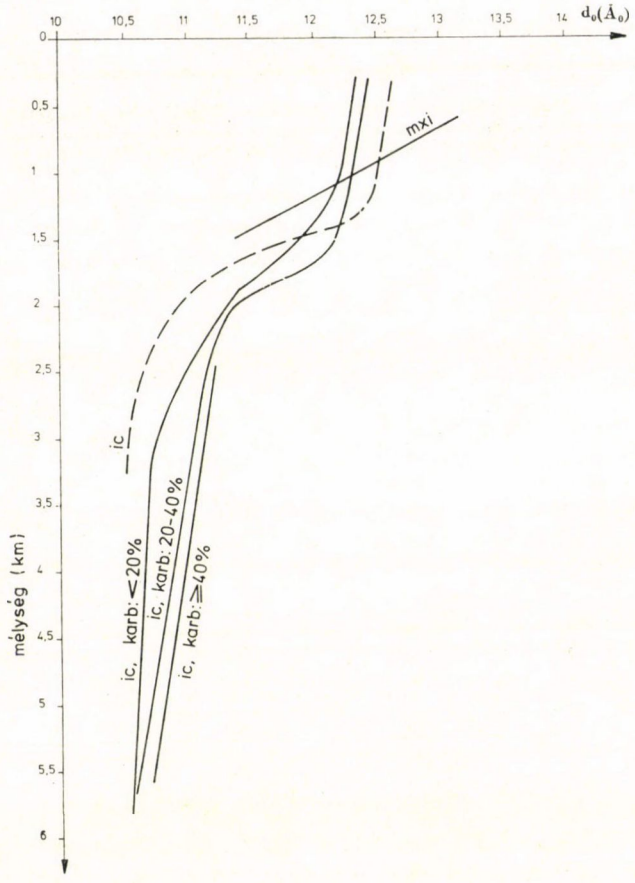
Lényegében az itt összefoglalt következtetésekre jutottak különböző területek vizsgálatakor, pl. az alábbi szerzők (zárójelben: terület, földtani kor, a duzzadó jelleg elvesztésének mélység-intervalluma):

Dunoyer De Segonzac, 1969 (Kamerun, felső-kréta, 1,5—3,5 km), Perry, Hower, 1970 (Gulf Coast, Eocén-pliocén, 2—3 km), Zujkova et al., 1971 (D-Mangislak, jura, 1,3—3,2 km), Weaver, Beck, 1971 (Gulf Coast, felső-miocén-pliocén, 2—4 km), Foscolos, Stott, 1975 (ÉK-Brit Columbia, alsó-kréta, 1,5—3 km).

2. *Kevert rétegű agyagásványok diagenetikus átalakulása a Pannon-medence neogénjében*

A Pannon-medence neogénjének két uralkodó agyagásványa a jól kristályos illit és klorit, de a 2 μm alatti szemcse-frakcióban feldúsul a 10—14 Å-típusú kevert szerkezet is. Az előbbiekhez hasonló viszonyokat kapunk, ha ennek összetételét (ill. az azt kifejező d_0 bázisreflexió értékét) a mélység függvényében vizsgáljuk (1. ábra). Az irodalmi adatokhoz képest eltérést jelent, hogy a kiindulási anyagban, amely itt is háromkomponensű, szabálytalan rétegsorrendű illit-montmorillonit-klorit, az illit-komponens aránya általában nagyobb: p/10 Å) $\approx$ 1/2 — 2/3. ($d_0 \approx$ 11,8 — 13 Å). A másik különbség, hogy az átalakulás általában sekélyebb mélységben folyik le, mint máshol, ami a Pannon-medence különlegesen nagy geotermikus gradiensével jól magyarázható. Az átalakulás végterméke illit-klorit szabálytalan kevert szerkezet, esetleg minimális montmorillonit-tartalommal: p(10 Å) $\approx$ 0,8 — 0,9 ($d_0 \approx$ 10,5 Å).

Lényegesen függ az átalakulási zóna mélységi határainak helyzete és élessége a kőzetek uralkodó szemcsenagyságától: homokkövekben gyorsabb az átalakulás, mint agyagos és aleuritos kőzetekben. Ez a különbség a porozitás csökkenésének eltérő mechanizmusában is megvan (Szentgyörgyi, 1975): míg pélites kőzetekben a porozitás elsősorban a fokozatos rétegterheléses összenyomódás hatására csökken, homokkövekben a pélitekből kipréselt kompakciós oldatok cementáló hatása a döntő. A porozitás gyors csökkenésének mélységintervalluma hozzávetőlegesen meg is egyezik az átalakulási zónák mélységintervallumával, ami a két folyamat szoros kapcsolatára utal.



1. *ábra.* A kevert szerkezetű agyagásvány 10 és 14 Å közé eső bázisreflexiójának (d_0, Å) változása a mélység függvényében, különböző kőzettípusok esetén, a Pannon-medence neogén törmelékes üledékes kőzeteiben (VICZIÁN, 1975 a, b nyomán módosítva). — pélites üledékek, — — — homokkő. A teljes kőzet fő agyagásványai: mxi = montmorillonit ± kevert rétegű + illit; ic = illit +klorit; karb. = a teljes kőzet karbonát-ásvány-tartalma

Az átalakulási sebességet befolyásoló másik tényező hatása a pélites kőzeteken belül mutatható ki: a nagyobb karbonáttartalom kimutathatóan konzerválja a kevert szerkezetű agyagásvány montmorillonit-tartalmát.

Az átalakulási zónát a különböző szerzők beosztása szerint különböző nevekkel illethetjük (DUNOYER DE SEGONZAC, 1970: „középső diagenetikus öv", MÜLLER, 1967: „mély betemetődési szakasz" felső része stb.), de legegyértelműbb, ha az egyes zónákat a rájuk jellemző kevert rétegű anyagásvánnyal adjuk meg: ezek bizonyos feltételek teljesülése esetén — mint azt ZEN (1967) kimutatta — termodinamikailag egy fázisnak tekinthetők, amelynek változó összetétele izográd indikátornak használható a diagenezis tartományán belül.

Fontos még hangsúlyoznunk, hogy a Pannon-medencében az eddig vizsgált legnagyobb mélységben (Hód-I. fúrás, kb. 5,6 km) sem éri el az átalakulás foka az anchimetamorfózis szintjét. Úgy tűnik, hogy a medence besüllyedésével járó egyszerű rétegterhelés ilyen mélységben még nem elegendő az anchimetamorf átalakulási fok eléréséhez, bár a hőmérséklet önmagában már eléri az irodalomban erre megadott alsó határértékeket (pl. a Hód-I. fúrás alján kb. 200 °C, lásd DANK et al., 1974).

Anchimetamorfózis

1. *Az anchimetamorfózis felismerésének és elkülönítésének nehézségei*

A felszínközeli néhány km-es övre jellemző üledékátalakulás (diagenezis) és a nagyobb mélységben végbemenő kőzetmetamorfózis elhatárolásának problémáit az átalakulások folyamatos jellege, illetve az okozza, hogy a különböző ásványos és kémiai összetételű kőzetekben más és más típusú átalakulást választottak ismérvül (ÁRKAI, 1973).

Az „anchizóna" („anchimetamorfózis") névvel összefoglalt, a diagenezis és a metamorf zöldpala-fácies közötti, kb. 200—300 °C közötti tartomány (zeolit- és pumpellyit-prehnit-kvarc-fáciesek) keletkezésének nyomás- és hőmérsékleti határaira vonatkozó kísérleti adatok ellentmondásosak, erősen szórnak. A kritikus laumontit, pumpellyit és prehnit ásványok képződési reakcióinál nem határozható meg minimális nyomáshatár (NITSCH, 1971, HASHIMOTO, 1965). Ezek a kritikus ásványok csak a kőzetek viszonylag szűk csoportjában (bázisos-intermedier kőzetkémizmus esetén), főleg vulkáni törmelékes eredetű kőzetekben keletkezhetnek, igen különböző földtani, tektonikai körülmények között. Képződési hőmérséklet-tartományaik ugyanis felölelik a nagy illótartalmú hipo jellegű magmák kristályosodásának befejező szakaszát, az egész hidrotermális fázist csakúgy, mint a regionális metamorfózis kezdeti szakaszát. A genetikai értelmezés bizonytalanságát jól szemlélteti a geoszinklinális jellegű spilites magmatizmus keletkezésére vonatkozó elméletek nagy száma is. Kiderült, hogy a regionális metamorf „anchizóna" zeolit- és pumpellyit-prehnit-kvarc-fáciesére jellemző ásványparagenezisek geoszinklinális övek spilitmagmájának illódús transzvaporatív környezetben történő kristályosodása; bázisos magmatitok hidrotermális és metaszomatikus átalakulása; geoszinklinális besüllyedéses (szubdukciós) nagynyomású metamorfózis vagy orogén fázisok kis- és közepes nyomású regionális metamorfózisa során is keletkezhetnek.

A magmás (utómagmás) és metamorf eredet elkülönítése az átalakulási folyamatok konvergenciája miatt a metavulkanitok ásvány-kőzettani, kőzetszerkezeti vagy geokémiai vizsgálata alapján csak ritkán lehetséges. A magmás

vagy metamorf eredet meghatározásához a vulkáni kőzeteket kísérő, kritikus ásványokat nem tartalmazó üledékes kőzetek posztdiagenetikus átalakulási fokának meghatározására is szükség van. E ponton találkozik a szorosabb értelemben vett metamorf kőzettan az üledékek agyagásvány-vizsgálatával.

Az agyagos üledékes kőzetek illit-kristályossági indexével, az agyagásványok minőségi viszonyaival jellemzett anchimetamorf átalakulási fokok így korrelálhatók a kísérleti módszerekkel is bizonyított anchimetamorf ásványfáciesekkel. A fokozatok hőmérsékleti értékei az üledékek diszperz szénült növényi maradványainak reflexióképesség-méréssel meghatározható illótartalma alapján pontosíthatók (Frey és Niggli, 1971).

2. *Az anchizóna elterjedése Magyarországon*

Ezt a komplex módszert Magyarországon először a Bükk-hegység alpin gyűrt szerkezetű, triász korú, geoszinklinális jellegű üledékes-vulkanogén összleténél alkalmaztuk (Árkai, 1973). A bázisos-savanyú metavulkanitok metamorf ásványparagenezise (kvarc, albit, szericit, klorit, epidot, pumpellyit, prehnit, kalcit, hematit) a pumpellyit-prehnit-kvarc ásvány-fáciesbe sorolható. A kelet-bükki triász (ladini) korú agyagpala összlet és a metavulkanitok illit-kristályossági foka azonos, az üledékes kőzetek az ásványos összetétel és szöveti jellemzőik alapján a pumpellyit-prehnit-kvarc fáciessel párhuzamosítható anchizónába („illit-klorit fácies"-be) tartoznak. A terület földtani és tektonikai viszonyait figyelembe véve így a pumpellyit-prehnit-kvarc-fácies alpin (kréta) korú regionális dinamometamorf eredete valószínű.

Hasonló, anchimetamorf átalakultsági fokot mutattak ki a Rudabányai-hegység gyűrt szerkezetű, valamint az egyik fő, áttolódásos tektonikai öv, a Darnó-öv közelében található Darnó-hegy triász kori agyagpaláiban (Viczián, 1974), és a Balaton-felvidéki szillur (!) agyagpalaösszletben (Lelkesné, Felvári Gy., 1974). Ezzel szemben a Dunántúli Középhegység mezozóos képződményei nem érik el az anchimetamorf átalakultási fokot.

Az előbbiek és a folyamatban levő, a Bükk-hegység paleozoikumára, az Upponyi- és Szendrői-hegység, valamint a Szepes-Gömöri Érchegység ópaleozoikumára kiterjesztett vizsgálataink előzetes eredményeiből az alábbi általános következtetéseket vonhatjuk le:

1. Az alpin tektonociklus kréta korú, általában pikkelyes, áttolódásos gyűrt szerkezeteket létrehozó fázisaihoz kapcsolható, uralkodóan anchi-, alárendelten epimetamorf átalakulások viszonylag keskeny tektonikai övekben (pl. Darnó-öv) mutathatók ki. A torlódásos tektonikai övektől távolabb található, viszonylag nyugodt településű (pl. Dunántúli Középhegység) vagy a tektonikai takarók fedő-képződményeit alkotó mezozóos képződmények (Szepes-Gömöri Érchegység) nem jutottak túl a diagenezis mélyebb szakaszaira jellemző átalakulási állapoton.

2. A hercini tektonociklus az ópaleozóos képződményeknél általában pumpellyit-prehnit-kvarc-fáciessel párhuzamosítható anchimetamorf vagy zöldpala-fáciesű epimetamorf regionális metamorfózist eredményezett. Az ópaleozóos képződményeknél helyenként (például Szendrői-hegység) két metamorf fázis is elkülöníthető.

3. A hercini és az alpin metamorfózis intenzitásának térbeli ingadozásai, a két fázis szuperponálódása miatt nincs vagy csak nagyon laza összefüggés van a földtani kor és a metamorfózis foka között.

Egy irányú és ciklusos változások Magyarország üledékes kőzeteinek agyagásványtani összetételében

Ha az üledékes kőzetek agyagásványainak jellegében ciklikus változásokat keresünk, először találnunk kell olyan, lehetőleg általános jellemzőt, amelynek a földtani idő függvényében való változásával az esetleges ciklicitás jól kifejezhető. Ilyen, elég általános jellemzésre használható például a MILLOT (1964) által bevezetett degradáció—aggradáció ellentétes fogalompár, amely rokon szerkezetű agyagásványok egymásba való átalakulásainak két lehetséges irányát fejezi ki. Ilyen degradációs—aggradációs átalakulási sorok például a következők:

a) Az illit-montmorillonit-típusú ásványokon belül:

muszkovit (jól krist., 2M) $\rightleftharpoons$ illit (1Md, 1M) $\rightleftharpoons$ illit-montmorillonit (kevert rétegű) $\rightleftharpoons$ montmorillonit

← AGGRADÁCIÓ
DEGRADÁCIÓ →

b) A klorit-típusú ásványokon belül:

klorit (jól krist., rendezett) $\rightleftharpoons$ klorit (rendezetlen) $\rightleftharpoons$ klorit-montmorillonit (kevert rétegű)

← AGGRADÁCIÓ
DEGRADÁCIÓ →

A diagenezis és metamorfózis az aggradáció irányában ható folyamatok.

Az elmondottak alapján azt várhatnánk, hogy ha üledékes kőzeteink jellemző agyagásványainak a megjelenését a kőzetek földtani korának függvényében tekintjük (1. táblázat), a növekvő földtani korral növekvő aggradációs fokot kapunk. Ez azonban a vizsgált két agyagásványcsoporton belül csak az illit-montmorillonit típusnál teljesül, és ott is csak részben: időben visszafelé

1. táblázat

Illit-montmorillonit- és klorit-típusú agyagásványok gyakori előfordulása Magyarország üledékes kőzeteiben, földtani korok szerint

Gyakori agyagásvány	Kaledono-hercini orogenezis				Alpi orogenezis							
	óPZ	D	C	P	T	J	Cr	E	O	M	Pl	Q
a) *Illit-montmorillonit-típus*												
D montmorrillonit						+	+	+	+	+	+	+
↑ illit-montmorillonit					+	+	+					
↓ kevert rétegű illit (1Md, 1M)					+	+	+					
A „illit", muszkovit (2M)	+	+	+	+	+			+	+	+	+	+
b) *Klorit-típus*												
D klorit-montmorillonit							+					
↑ kevert rétegű klorit												
↓ (rendezetlen)					+	+	+					
A klorit (jól krist., rendezett)	+	+	+	+	+			+	+	+	+	+

Megjegyzés: A táblázat VICZIÁN I. (1974, 27. tábl.) adatai felhasználásával készült, néhány újabb eredmény figyelembevételével. Az „illit-muszkovit" és „klorit" ásványokat itt két-két csoportra tagoltuk.

Jelmagyarázat:

Az ásványok neve előtt: D = degradáció; A = aggradáció. Földtani korok: óPZ = = ópaleozoikum; D = devon; C = karbon; P = perm; T = triász; J = jura; Cr = kréta; E = eocén; O = oligocén; M = miocén; Pl = pliocén (pannon); Q = negyedkor; + = az ásvány az illető földtani korban Magyarország valamely földtani tájegységén gyakori

haladva valóban ki lehet mutatni egy, a montmorillonittól a jól kristályos muszkovitig terjedő sort. Ezzel párhuzamosan kimutatható azonban egy másik tendencia is, amely — legalábbis az alpi orogenezisre nézve (kb. 250 millió év) — egy teljes ciklust mutat: a jól kristályos világos K-csillám a harmadkori törmelékes üledékekben megint uralkodóvá válik, méghozzá, amit a táblázat nem is érzékeltet, a montmorillonitnál jóval nagyobb elterjedésben. A klorit típusú agyagásványokon belül pedig csak ez a ciklusos tendencia mutatható ki: a mezozoikumnál idősebb és fiatalabb képződményekre is az aggradált típusú klorit a jellemző. A magyarázatnál tehát több szempontot kell figyelembe venni:

1. Az előfordulás ciklusossága azzal magyarázható, hogy a fokozódó kőzetátalakulás egy irányú hatása mellett két másik, lényegében ciklusos jelenség hatása is érvényesül: az orogenezisé és az őséghajlaté. A mezozoikum idején az üledékek lehordási területén a meleg és részben csapadékos éghajlat alatt és kis reliefenergiájú térszínen lezajlott mállás az agyagásványok degradációjának kedvezett. A kainozoikum idején ezzel szemben az éghajlat mérsé-

keltebbé válása és az orogenezis következtében kialakult nagy szintkülönbségek a lehordási területen a törmelékes üledékképződésnek kedveztek, amellett valószínűleg szabaddá tették a mezozoikum alatt lefedett régebbi kristályos képződmények egy részét is. Ennek következménye az a tény, hogy harmadkori üledékeink agyagásványainak legnagyobb része régebbi kristályos kőzetekből áthalmozott anyag, ahol azonban az egymást követő harmadkori képződményekből való többszöri, lényegében változatlan állapotban történő áthalmozásnak (recycling) is jelentős szerepe lehetett.

Folyamatban levő vizsgálataink (ÁRKAI P.) azt mutatják, hogy ez a ciklicitás, amit itt az alpi orogenezis vonatkozásában mutattunk ki, kisebb mértékben a hercini fázisra nézve is érvényesül, bár itt a változás már olyan kicsi, hogy az 1. táblázat nem érzékelteti: a Bükk-hegység törmelékes üledékes kőzeteiben a karbon korú világos K-csillámok gyengébben kristályosodottak, mint az idősebb és a permi korúak, ez utóbbiak közelebb állanak egymáshoz, mint a karbon korúakhoz.

2. Ez az adat is utal arra, a táblázat egészéből is látható másik fontos viszonyra, ami az egy irányú változásokat jelentő kőzetátalakulások és a ciklikus földtani jelenségek (jelen esetben az agyagásványok eloszlása egy orogén ciklus üledékeiben) között fennállhat: a kőzetátalakulás (diagenezis, metamorfózis) uniformizáló hatása fokozatosan eltünteti a ciklusos változásokból adódó különbségeket, vagy amplitúdójukat annyira lecsökkenti, hogy azokat csak nehezen tudjuk kimutatni régebbi ciklusok erősebben átalakult termékei esetén. Nagyobb időintervallumot tekintve tehát az áthalmozásból adódó ciklusosság fordítottja észlelhető: itt az egy irányú változás nyomja el a ciklusos változás hatását.

3. Egy harmadik lényeges összefüggés a kétféle változás között az, hogy ciklusos tektonikai jelenségek teremtik meg az egy irányú kőzetátalakulási jelenségek bekövetkezésének feltételeit. A metamorfózissal kapcsolatban már utaltunk rá, hogy megjelenése erősen a mozgékony tektonikai zónákhoz kötött, és többek között ezért sincs a földtani kor és a metamorfózis foka között szoros összefüggés. A diagenezis vonatkozásában azt kell figyelembe venni, hogy a tárgyalt, mély betemetődéssel járó agyagásvány-átalakulások csak olyan üledékgyűjtő medencék mélyén játszódhattak le, amelyekben az üledékvastagság meghaladta a 2—3 km-t. Ezek megjelenése pedig tektonikai okoktól függ, és az orogenezis során ciklikusan ismétlődő jelenség. Ilyen mély diagenetikus változásokat az alpi tektonocikluson belül eddig az e cikkben is tárgyalt Pannon-medence különböző részein lehetett kimutatni, illetve a mecseki felsőtriász-alsó-kréta üledékgyűjtőben valószínűsíteni (VICZIÁN, 1974). Várható még, hogy hasonló mélydiagenetikus átalakulás mutatható ki a Dunántúli-Középhegység mezozoikumának alján, a flísben, az észak-magyarországi oligocén medencében, valamint a neogén medencék aljzatát képező, egyébként a hegységekben kevésbé diagenetizált egyéb, például mezozóos üledékekben is.

IRODALOM

ÁRKAI, P.: Pumpellyite-Prehnite-Quartz Facies Alpine Metamorphism in the Middle Triassic Volcanogenic-Sedimentary Sequence of the Bükk Mountains, Northeast Hungary. Acta Geol. Hung., **17,** 67, 1973.

DANK V.—HINGL J.—SZABÓ GY.—BÉRCZI I.: A nagymélységű szénhidrogén-kutatás helyzete Magyarországon. Földt. Kut., **17,** 4, 1, 1974.

DUNOYER DE SEGONZAC, G.: Les minéraux argileux dans la diagenése passage au métamorphisme. Mém. Serv. Carte Géol. Als. Lorr., **29,** 1, 1969.

DUNOYER DE SEGONZAC, G.: The Transformation of Clay Minerals during Diagenesis and Low-grade Metamorphism: a Review. Sedimentology, **15,** 281, 1970.

FOSCOLOS, A. E., STOTT, D. F.: Degree of Diagenesis, Stratigraphic Correlations and Potential Sediment Sources of Lower Cretaceous Shale of Northeastern British Columbia. Geol. Surv. Canada, Bull., **250,** 1, 1975.

FREY, M., NIGGLI, E.: Illit-kristallinität, Mineralfazien und Inkohlungsgrad. Schweiz. Min. Petr. Mitt., **51,** 229, 1971.

HASHIMOTO, M.: On the Prehnite-Pumpellyite Facies. J. Geol. Soc. Japan, **72,** 253, 1965.

LELKESNÉ, FELVÁRI GY.: A Dunántúli Középhegység permnél idősebb paleozóos kőzeteinek ásvány-kőzettani vizsgálata. Kézirat, Budapest, 1974.

MILLOT, G.: Géologie des argiles. Masson et Cie., Paris, 1964.

MÜLLER, G.: Diagenesis in argillaceous sediments. In Larsen, G., Chilingar, G. V. (ed.): Diagenesis in Sediments Ch. **4,** 127, Elsevier, Amsterdam etc., 1967.

NITSCH, K. H.: Stabilitätsbeziehungen von von Prehnit- und Pumpellyit-haltigen Paragenesen. Contr. Min. Petr., **30,** 240, 1971.

PERRY, E., HOWER, J.: Burial Diagenesis in Gulf Coast Pelitic Sediments. Clays Clay Min. **18,** 165, 1970.

SZENTGYÖRGYI K.: A Hód-I. jelű fúrás neogén üledékeinek kőzettani és kőzetfizikai viszonyai. Kőolaj és Földgáz, **8,** 108, 172, 1975.

VICZIÁN I.: Agyagásványok és diagenezis Magyarország üledékes kőzeteiben. Kézirat (kandidátusi értekezés), Budapest, 1974.

VICZIÁN I.: 10—14 Å kevert rétegű agyagásványok a Magyar-medence neogén törmelékes üledékes kőzeteiben. Kézirat, Budapest, 1975a.

VICZIÁN, I.: 10—14 Å Wechsellagerungsminerale und ihre Diagenese im Neogen des Pannonischen Beckens (Ungarn). Ber. Ges. Geol. Wiss. (DDR), (in prep.), 1975b.

WEAVER, C. E.—BECK, K. C.: Clay Water Diagenesis during Burial: how Mud becomes Gneiss. Geol. Soc. Am. Spec. Paper, **134,** 1, 1971.

ZEN, E-AN: Mixed-layer Minerals as One-dimensional Crystals. Am. Min., **52,** 635, 1967.

Зуйкова, Е. А., Куспангалиев, Т. В., Лебедева, Г. В., Белов, Е. В., Жукова А. В.: Связь эпигенетических изменений юрских терригенных пород южного Мангышлака со стадиям метаморфизма рассеянного органического вещества. Тр. ВНИГРИ **294,** (Геохим. иссл. нефти и газа, Сб. 12), стр. 157, Ленинград, 1971.

A CIKLUSOS FOLYAMATOK SZUPERPOZÍCIÓJA (POLIMETAMORFÓZIS) ÉS AZOK ÁSVÁNYTANI KIMUTATÁSA

ÁRKAI PÉTER NAGY GÉZA PANTÓ GYÖRGY

A FÖLDTUDOMÁNYOK KANDIDÁTUSA

A földfejlődést meghatározó geotektonikai ciklusok különböző fázisaiban, a tektonikailag aktív övezetekben a kőzetek viszonylag nagyobb mélységben végbemenő helyzetváltozásait (hőmérséklet és nyomás változásait) szilárd fázisban, fluid fázisok közvetítésével végbemenő, nagy területekre kiterjedő kőzetátalakulási folyamatok (ún. regionális metamorfózis) kísérik.

A regionális metamorfózis folyamatainak növekvő hőmérséklettel és nyomással jellemezhető progresszív, és a hőmérséklet, nyomás csökkenésével összefüggő retrográd típusai különíthetők el, a metamorf átkristályosodás során keletkező, nyomás- és hőmérséklet-érzékeny ásvány-együttesek (metamorf ásványfáciesek) alapján. A progresszív és retrográd folyamatok nem alkotnak folyamatos ciklust, hanem szakaszos jellegűek: közöttük jelentős fizikai állapot- és idő-különbségek mutathatók ki.

A regionális metamorf folyamatok ismétlődésének, egy kőzettesten belüli szuperpozíciójának két fő típusát különíthetjük el:

1. egy geotektonikai cikluson belül (a ciklus geoszinklinális és orogén fázisai között) általában csökkenő nyomással és növekvő hőmérséklettel jellemzett ismétlődést (ún. „plurifaciális metamorfózis" (De Roever, 1964)) és

2. a különböző geotektonikai ciklusokban változó — de az esetek többségében csökkenő — hőmérséklettel és nyomással jellemzett ismétlődést (ún. polimetamorfózis).

Ezek a jelenségek a globális lemeztektonikai elmélet betolódásos mechanizmusával értelmezhetők (Szádeczky-Kardoss, 1971; Miyashiro, 1973 stb.).

A plurifaciális metamorfózis elsősorban az alpi orogén öv erősebben lepusztult területein (például az Alpokban) ismeretes. A polimetamorfózis viszont főleg idősebb geotektonikai ciklusokhoz kapcsolódó kis és közepes nyomású kőzetátalakulások szuperpozíciójában nyilvánul meg és az előbbi típusnál sokkal gyakoribb. A jelenség a betolódási övek újraéledésével, a retrográd átalakulásokhoz szükséges illótartalom-növekedés pedig a betolódó üledékekből felszabaduló illók felfelé vándorlásával magyarázható.

Az alpi orogén öv, és így a vizsgálataink tárgyát képező Kárpát-Pannon terület kristályos aljzatának jelentős részét prekambriumi kiindulási kőzet-

képződésű, több, különböző korú (bajkáli, varisztikus és részben alpin) geotektonikai ciklus orogén fázisaihoz kapcsolódó metamorf folyamatok szuperpozíciója révén keletkezett kőzetek alkotják. E kőzetekben az első, progreszszív átkristályosodási szakaszt követő, az első szakasznál általában kisebb nyomású és hőmérsékletű retrográd folyamatok már nem érték el az egyensúlyi állapotot: a különböző korú, hőmérsékletű és nyomású ásvány-együttesek vagy maradványaik keveredése egy kőzeten belül nemcsak az izotópos koradatok értelmezését, hanem a folyamatok jellegeinek és időrendjének pontos meghatározását is nehezíti.

Vizsgálataink célja a polimetamorf kőzetminták metamorf fejlődéstörténete és kőzetalkotó ásványaik kémiai összetétel-zónássága közötti összefüggések meghatározása volt. E célra a metamorf kőzetekben gyakori, jellemző ásványcsoport, a szigetszilikát szerkezetű gránátok (Ca-Fe-Mg-Mn-ortoszilikátok) tűntek a legalkalmasabbnak, amelyek morfológiai és szerkezeti sajátságaik miatt a metamorf ásványok közül viszonylag kis kristályrácson belüli ion-diffúziós sebességekkel rendelkeznek. E tulajdonságok miatt a gránátokban őrződik meg legnagyobb valószínűséggel a nem egyensúlyi jellegű metamorf átkristályosodás fizikai és kémiai paraméterei változásának ásványkémizmust változtató hatása.

Az elektron-mikroszondás vizsgálatok széles körű metamorf-kőzettani alkalmazásai során igazolódtak azok a korábbi nézetek (KORZSINSZKIJ, 1957; ZEN, 1961), amelyek szerint a metamorf átkristályosodási folyamatok nem érik el, hanem csak megközelítik az egyensúlyi állapotokat. A nem egyensúlyi jelleg bizonyítékai: egy ásvány különböző összetételű kristályai, valamint az egyes ásványszemcsék kémiai összetétel-zónássága.

Az ásványok kémiai összetétel-zónásságát a kristályosodás kémiai és fizikai (nyomás, hőmérséklet és diffúziós) viszonyainak változásai határozzák meg. A felsorolt tényezőknek a gránátok progresszív, egyszerű metamorfózis során keletkező zónásságának kialakulásában a különböző szerzők különböző jelentőséget tulajdonítanak.

Általánosan elfogadott tény, hogy a progresszív átalakulás során a hőmérséklet és a nyomás növekedésével a gránátok átlagos Fe, Mg tartalma nő, Ca és Mn tartalma csökken (MIYASHIRO, 1953; NANDI, 1967 stb.). Progresszív metamorfózis során a gránátok gyakran zónásak: a középtől a szélek felé nő a Fe, Mg, csökken a Ca, Mn tartalom (egyszerű vagy normális zónásság típus).

Ezt a jelenséget SAXENA (1968) a gránát szilárd oldat komponensei elegyedési tulajdonságainak hőmérséklet- és nyomás-függő változásaival magyarázza. Más szerzők (HOLLISTER (1966) és ATHERTON (1968)) szerint a gránátok egyszerű zónásságát a környezet kémiai változásai (elsősorban a frakcionációs Mn-kifogyási mechanizmus) hozzák létre. Fontos szerepet játszik még a redox viszonyok alakulása is (MÜLLER és SCHNEIDER, 1971). Valószínű-

nek tűnik, hogy a felsorolt tényezők együttesen határozzák meg a kémiai összetétel-változás irányát. Az újabb irodalmi adatok szerint a hőmérséklet döntő szerepe bizonyítottnak fogadható el.

Retrográd polimetamorfózis során a kőzet egyes ásványfázisai vagy az egyes ásványszemcsék belső részei inertként viselkedhetnek. Így egy adott ásvány különböző összetételű generációi vagy egy szemcsén belül összetett kémiai összetétel-zónásság alakulhat ki.

A polimetamorfózisra jellemző összetett zónásság két fő módon keletkezhet:

1. a gránátok rezorbciója vagy más ásványok átalakulása során felszabaduló Mn (részben Fe és Ca) a szemcse közepe felé migrálva megváltoztatja a szemcse eredeti zónásságát és Mn-, Mn-Fe- vagy Mn-Ca-dús diffúziós sávok alakulnak ki (KWAK, 1970; DE BETHUNE et al., 1975 stb.). A diffúziós szegély összetételét erősen befolyásolja a retrográd átalakulás során képződő egyéb Ca, Mg, Fe, Mn tartalmú ásványok jelenléte és összetétele, vastagságát pedig az átalakulási hőmérséklet és a hőhatás időtartama szabályozza.

2. A kristálycsíra szerepét betöltő gránátszemcsék körül — rezorbciós fázis közbeiktatódásával — a rezorbciós szegély összetételétől különböző (Ca- és Mn-dúsabb) továbbnövekedéses gránátképződés megy végbe (a továbbnövekedéses szegélyen belül az elemek eloszlási tendenciái megegyeznek a normális gránát-zónásság változásaival) (DE BETHUNE, 1968).

Az átalakult kőzetek polimetamorf fejlődéstörténete és a gránátok kémiai összetétel-zónássága közötti összefüggés meghatározásához a DNy-dunántúli (Görgeteg-Babocsa), dél-alföldi (Szank, Algyő) kristályos aljzatból, a szlovákiai Kiskárpátok Pezinok-Pernek sorozatából és a Veporidák Kohut zónájának Kokava sorozatából származó minták ásvány-paragenetikai és elektronmikroszondás vizsgálatát végeztük el (ÁRKAI—NAGY—PANTÓ, 1975).

Valamennyi minta prekambriumi (ó- és új-bajkáli) kiindulási kőzetképződési korú törmelékes-üledékes, illetve bázisos magmatit kőzetekből több tektonociklushoz kapcsolódó metamorf átkristályosodási szakaszok során keletkezett. A metamorf szakaszok korára vonatkozó adatok ellentmondásosak. Az első, progresszív átkristályosodási szakaszok kora a földtani megfontolások alapján ó-, illetve új-bajkáli, az izotópos adatok szerint hercini. Egyes esetekben az alpin retrográd hatás is bizonyítottnak vehető.

A polimetamorf szakaszok hőmérséklet és nyomásviszonyai, valamint a gránátszemcsék kémiai összetétel-zónásság típusai között az alábbi összefüggések állapíthatók meg.

1. A közepes nyomású zöldpala fácies nagyhőmérsékletű (kvarc-albit-epidot-almandin) alfáciesével (Görgeteg-Babocsa), illetve a közepes nyomástartományú almandin-amfibolit fácies kishőmérsékletű (staurolit-almandin) alfáciesével (Algyő) jellemzett kőzetek gránátjainak zónássága nem egyensúlyi jellegű, progresszív átkristályosodás során képződött (a Ca és Mn tartalom

csökken, a Fe és Mg tartalom nő, a Fe/Mg arány csökken a szélek felé). Az említett mintákat ért kishőmérsékletű zöldpala fáciesű (kvarc-albit-muszkovit-klorit alfáciesű) retrográd metamorfózis nem, vagy csak 5—10 mikronos vékony, diffúziós Mn-dúsulásos szegély képződésében nyilvánult meg a gránátokban.

2. A Kis-Kárpátok varisztikus intruzív gránittömege körül zöldpala fáciesű kőzetekből progresszív, almandin-amfibolit fáciest (staurolit-almandin alfáciest) eltérő ún. periplutoni metamorfózis során képződött gránátok az előbb ismertetett normális zónásság típussal megegyeznek.

3. A varisztikus migmatitos gránitosodás közvetlen környezetéből származó mintáknál (Szank, Veporidák Kokava-sorozata) a gránátok összetett kémiai zónásság típusa volt kimutatható. A gránitosodásnál idősebb (feltételezhetően prekambriumi) első, progresszív átkristályosodási fázisban (közepes nyomású almandin-amfibolit fácies staurolit-almandin alfáciesében) képződött gránátszemcsék eredeti zónásságát a varisztikus migmatitosodással összefüggő, a zöldpala fácies közepes vagy nagy hőmérsékletű alfáciesében (a biotit izográd felett) végbement retrográd metamorfózis során kialakult másodlagos zónásság elfedte. A gránátok szegélyein és repedései mentén képződött Ca-dús, a Fe, Mg és Mn tartalom csökkenésével jellemzett sávok diffúziós eredetűek. Az összetett zónásság a retrográd átalakulások során amfibolból, bázisos plagioklászból és gránátból felszabaduló Ca beépülésével vagy a migmatitosodással kapcsolatos „bázisos front" Ca-metaszomatózisával magyarázható, és viszonylag nagy P_{H_2O} és kis P_{CO_2} parciális nyomást jelez.

Összefoglalva megállapítható, hogy a kőzetalkotó ásványok kémiai összetétel-zónásságának meghatározásán alapuló ásványtani módszer a különböző korú geotektonikai ciklusokhoz kapcsolódó metamorf átkristályosodási szakaszok elkülönítéséhez, az egyes szakaszok földtani és fizikai körülményeinek megállapításához új információkat szolgáltat, és így a földtörténet legkevésbé hozzáférhető prekambriumi szakaszának megismeréséhez ad új eszközt.

IRODALOM

ATHERTON, M. P.: The Variation in Garnet, Biotite and Chlorite Composition in Medium Grade Pelitic Rocks from the Dalradian, Scotland, with Particular Reference to the Zonation in Garnet. Contrib. Mineral. Petrol., **18,** 347, 1968.

ÁRKAI P.—NAGY G.—PANTÓ GY.: Kémiai összetétel-zónásság típusai polimetamorf kőzetek gránátjaiban és ezek genetikai jelentősége. Acta Geol. Acad. Sci. Hung., 1975. (Megjelenés alatt.)

DE BETHUNE, P.—LADURON, D.—stb.: Grenats zonés de la zone du Mont Rose (Valle Anzasca, Navara, Italie). Bull. Suisse Mineral. Petrol., **48,** 437, 1968.

DE BETHUNE, P.—LADURON, D.—BOCOUET, J.: Diffusion Processes in Resorbed Garnets. Contr. Mineral. Petrol., **50,** 197, 1975.

DE ROEVER, W. P.: Glaucophane Problems. Tschermaks' Mineral. Petrol. Mitt., **18,** 64, 1972.

HOLLISTER, L. S.: Garnet Zoning: an Interpretation Based on the Rayleigh Fractionation Model. Science, **154,** 1647, 1966.

KORZSINSZKIJ, D. Sz.: Fiziko-himicseszkie osznovü analiza parageneziszov mineralov. Izd. AN SZSZSZR, Moszkva, 1957.

KWAK, T. A. P.: An Attempt to Correlate Non-predicted Variations of Distribution Coefficients with Mineral Grain Internal Inhomogenity Using a Field Example Studied Near Sudburry, Ontario. Contrib. Mineral. Petrol., **26,** 199, 1970.

MIYASHIRO, A.: Calcium Poor Garnet in Relation to Metamorphism. Geochim. Cosmochim. Acta, **4,** 179, 1953.

MÜLLER, G.—SCHNEIDER, A.: Chemistry and Genesis of Garnets in Metamorphic Rocks. Contrib. Mineral. Petrol., **31,** 178, 1971.

NANDI, K.: Garnets as Indices of Progressive Regional Metamorphism. Mineral. Mag., **36,** 89, 1967.

SAXENA, S. K.: Distribution of Elements Between Coexisting Minerals and the Nature of Solid Solution in Garnet. Amer. Mineral., **53,** 994, 1968.

SZÁDECZKY-KARDOSS E.: Az új globális tektonika mozgásmechanizmusa és kapcsolatai a Föld és az élet fejlődésével. Geonómia és Bányászat, **4,** 4, 1971.

FESZÜLTSÉGÁLLAPOT VÁLTOZÁSOK A FÖLDBEN

BISZTRICSÁNY EDE
A MŰSZAKI TUDOMÁNYOK DOKTORA

A Föld felületén, ill. belsejében állandóan működő különböző eredetű erők hatására a Föld anyagában feszültségek ébrednek. Az így keletkezett zavarállapotok kisebb-nagyobb sebességgel távolodnak kiindulási helyüktől. Ha térben és időben a zavarállapot periodikusan változik — azaz a közegrészecskék rezegnek —, ezt a mozgásfolyamatot hullámmozgásnak nevezzük.

A földrengéshullámok többségükben úgynevezett infrahanghullámok, továbbhaladásukkor az anyagi részecskéknek sebességük, gyorsulásuk van. A mozgó részecskék kis környezetében megváltozik az anyagi sűrűség, nyomás, továbbá ha kis mértékben is, a hőmérséklet. A mozgás periódusideje a hallható hangrezgés idejétől (század sec) néhány óráig is terjedhet. Az előbbi a közeli rezgéseknél hallás útján is észlelhető, az utóbbi a földrengés-előrejelzés tanulmányozásánál vált ismeretessé, ahol is megállapították, hogy nagy rengések előtt néha több percestől néhány óráig terjedő periódussal bíró hullámok tapasztalhatók. Ezek energiája igen kicsiny, ezért mind nagy periódusuk, mind kis energiájuk következtében csak különleges készülékkel észlelhetők.

A hullámok fajtájuktól függően más és más sebességgel terjednek (V_P és V_S a primér és szekunder hullámok sebessége), sebességük a λ és μ-vel jelzett az anyagra jellemző LAMÉ-állandóktól, valamint a ϱ sűrűségtől függ. A térhullám sebességek a hullámfüggvény megoldásakor könnyen felírhatók explicit alakban:

$$V_P^2 = \frac{\lambda + 2\mu}{\varrho}, \text{ ill. } V_S^2 = \frac{\mu}{\varrho}.$$

V_P és V_S mérhető vagy mérés után számítható mennyiségek, λ, μ és ϱ pedig az előbb felírt, valamint más módon nyerhető összefüggések alapján számíthatók. Ismeretes, hogy a sűrűség — ami a nevezőben szerepel — a mélységgel növekszik, s hogy ennek ellenére V_P, V_S is növekszik, annak tudható be, hogy λ, ill. μ növekedése ϱ-nál rohamosabb.

λ és μ állandókból a σ Poisson és az E. YOUNG modulus könnyen számítható.

A hullámtérre jellemző hullámhossz nagyságához szintén sebesség-mérés útján jutunk, miután az is a közeg tulajdonságaitól függ

$$l = \frac{V}{n},$$

ahol n a rezgésszám.

Amikor λ, μ, ϱ értékről mint állandó értékről beszélünk, ezt természetesen úgy értelmezzük, hogy a Föld gömbhéjakból felépített, és az egyes héjon belül az állandók értékei általában folytonosan nőnek a mélység növekedésével, de feltételezzük, hogy egy gömbfelület minden helyén az állandók értéke ugyanaz, tehát az „állandó" meghatározás olyan anyagi jellemző a Föld belsejében, ami csak végtelen vékony gömbhéjra érvényes. V_P és V_S úgyszintén növekszik, kivéve a külső és a belső maghatárt; V_P értéke az előbbi helyen hirtelen lezuhan, majd ismét növekszik, a belső maghatárnál rövid szakaszon csökken, utána megemelkedik, míg V_P értéke a külső mag folyadékszerű viselkedése következtében eltűnik.

Meg kell jegyezni, hogy λ, μ, ϱ értékei és tőlük függő V_P és V_S értékek csak első közelítésben állandók még egy végtelenül vékony gömbhéjon belül is. Minden feszültségváltozás kisebb-nagyobb mértékben helytől függően megváltoztatja a közeg rugalmassági állandóit és sűrűségét. Ez a változás rugalmas hullámok esetén elhanyagolható. Azonban a feszültségváltozások elérhetnek olyan értékeket is, hogy a változást figyelembe kell venni. Ilyen mozgásfolyamatot tapasztalhatunk a feszültségfelhalmozódások és anyagátrendeződések esetén, amelyek a Föld felületén, ill. belsejében játszódnak le mind az ember életkorával is összemérhető időtartam, mind pedig geológiai korok alatt. Ilyen pl. két földrengés kipattanása között eltelt idő, amikor esetleg a felületen is mérhető elmozdulásokat, gravitációs állandó-, valamint V_P, V_S változásokat is ki lehet mutatni.

Megemlítem példaként, hogy a földrengés-előrejelzés tanulmányozásánál két ugyanezen a helyen kipattant rengés közötti időszakban sikerült Δg és V_P/V_S változást kimutatni. Azonban azt is hozzá kell tennem, hogy ezek meghatározásához kis területen nagy számú állomásra van szükség. A feszültségfelhalmozódások időszaka néhány hónaptól ötven-száz évig vagy még ennél is hosszabb ideig terjedhet. Ismeretesek olyan törésvonalak, ahol 2—e RICHTER magnitúdójú rengések néhány hónaponként előfordulnak, viszont $8R$ magnitudójú rengés keletkezéséhez 50—60 év szükséges. Ismerünk azonban olyan törésvonalakat pl. a Kárpát-medencében, ahol a történeti idők során csak egy rengés fordult elő vagy annyi sem, ezek feszültségfelhalmozódási idejéről nincsen tudomásunk, ezen esetekben energiafelhalmozódás periódusidejéről nem is beszélhetünk. Ez még inkább érvényes az olyan természetű feszültségfelhalmozódások esetén, mint ami a geológiai korok időtartama alatt játszódik le. Ekkor csak azt tételezhetjük fel, hogy egyes helyeken a gravitációs anomália

állandóan változik. (Ilyen zónákat találunk magas hegységek, mélytengeri árkok környékén.)

A jelenlegi nagy gravitációs anomália a kérdéses nagykiterjedésű helyeken a kéreg kiegyensúlyozatlanságára utal. A nagy gravitációs anomália, azaz a kiegyensúlyozatlanság magától értetődően feszültség rendellenességet is jelent, ezek helyi felhalmozódása okozza a földkéreg rendszeres felszakadását.

Összegezve tehát: a Földben lejátszódó mozgásfolyamatok alatt — legyen az igen rövid idejű (mint pl. egy földrengéshullám tovahaladása) vagy hosszú tartamú (pl. geológiai kor időméretű) — a föld közegállandói megváltozhatnak elhanyagolható, vagy nem elhanyagolható mértékben. Miután a zavar terjedési sebessége és a közeg állandói között egyértelmű kapcsolat van, egymásra kölcsönösen hatnak.

OLDHAM, akit egyes országokban a földrengéskutatás atyjának neveznek, a következőket mondta: a Föld felszínén elhelyezett földrengésjelző állomások összessége a rovarokéhoz hasonló összetett szemet alkot, amelynek segítségével beláthatunk a Föld belsejébe. E mondás azért teljesedhetett be, mert a földrengésnél keletkező rugalmas hullámok, a földrezgés nagyságától függő ideig „átvilágítják" a Föld egy részét vagy akár egészét, ezenfelül többé-kevésbé rendelkezünk már azzal a matematikai készlettel, aminek alkalmazásával leírhatjuk a különböző térhullámfajták távolságtól függő beérkezési idejei, valamint a Föld belsejében történő terjedési sebességük közti kapcsolatot.

Tehát a Föld felépítését, fizikai és geometriai jellemzőit a benne terjedő rugalmas hullámok tulajdonságaiból meghatározhatjuk. Alaposabban megvizsgálva azonban a problémát, megállapíthatjuk, hogy az a kép, amit a Föld felépítéséről kapunk, nem csak annak fizikai és geometriai tulajdonságaitól függ, hanem a mérőműszer karakterisztikájától is.

Ezt azonnal beláthatjuk, ha arra gondolunk, hogy érzékszerveink (mint pl. szemünk vagy fülünk) csak korlátozott mértékben nyújtanak fény, ill. hang élményt. Sem a vörösen innen, sem a violán túli elektromágneses sugárzást nem látjuk, ugyanúgy fülünk az infra- és ultrahangok észlelésére nem alkalmas. Ahhoz, hogy a földrengéshullámok — azaz az infrahangok — teljes spektruma észlelhető legyen számunkra, a mérőműszerek több fajtája szükséges, hiszen a földrengések periódustartománya a hallható hangtól néhány percig, akár óráig változhat, a Föld alakváltozásainak időtartamai pedig néhány órás periódustól (földdagály) a földrengések kipattanását kísérő deformációk esetleg évekig tartó folyamatáig tarthatnak. Az utóbbiak észlelésére dőlésmérőket és ún. nyúlásmérőket (strain meter) használnak.

A rugalmas hullámok az anyagi térben való terjedésükkor elnyelődnek, szóródnak, visszaverődnek a közeg anyagi és geometriai tulajdonságai következtében. Az abszorpció, visszaverődés, az interferencia és a rezonancia következtében a zavarforrásból eredetileg kisugárzódó hullámcsomag jellege megváltozik. Egyes rezgések eltűnnek, mások meg keletkeznek. Ilyen módon a

szeizmogram -- még ha a forrás pillanatszerű is, mint pl. robbantásnál — nem éles impulzusból áll csupán, hanem első pillantásra rendezetlen hullámcsoportok hosszantartó vonulatából. A vonulat hossza mind a földrengés nagyságától, mind az észlelő műszer állandóitól, karakterisztikájától egyaránt függ.

Tehát ahhoz, hogy teljes képet kaphassunk a földrengés mechanizmusáról, a Föld szerkezetéről, a Föld mozgásformáiról, ismernünk kell a rugalmas hullámok által észlelt közeg, valamint az észlelőberendezés válaszfüggvényét. Minél kevesebb elhanyagolással készítjük el a közeg és a szeizmográf matematikai modelljét, annál részletesebbé, pontosabbá válik ismeretünk a különböző hullámfajták keletkezéséről, a földrengés kipattanásának okáról és a Föld egészében végbemenő mozgásfolyamatokról.

A GEOID ALAK FIZIKAI ÉRTELMEZÉSÉRŐL ÁRAMLÁSOK A FÖLD MAGJÁBAN

BARTA GYÖRGY
AKAD. LEV. TAG

Régebbi kutatások arra mutattak, hogy a mérsékeltövi földmágneses obszervatóriumok mérési adatrendszereiben a fő évszázados változásra rárakódva egy kb. fél évszázad periódusú 200—300 gamma amplitúdójú hullám jelentkezik.

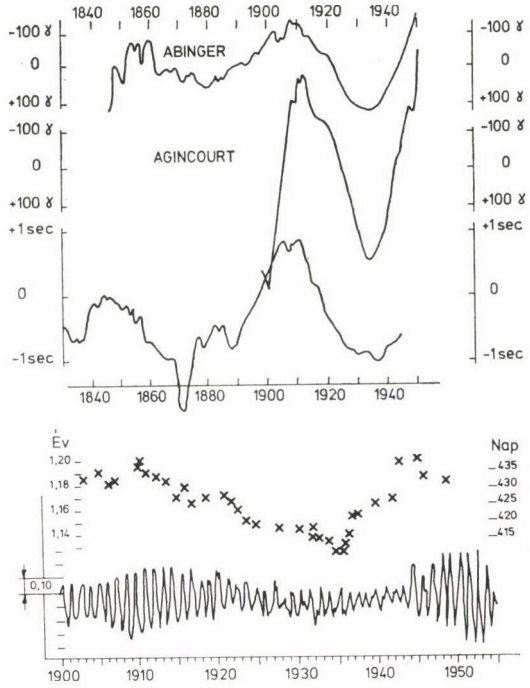
A hullámot lényegileg a mágneses évszázados változás folyamán a mágneses térvektor végpontjának csavarvonalszerű mozgása okozza. További vizsgálatok a Föld forgássebességének változásában a Föld forgástengelye CHANDLER mozgásának amplitúdójában, körüljárási idejében, sőt egyes helyeken a tengerszint ingadozásában is hasonló periódusú hullámot mutattak ki.

A két jelenségcsoportban jelentkező azonos periódus arra enged következtetni, hogy a mágneses évszázados változás nagyméretű tömegmozgással kapcsolatos. Ez a tömegmozgás csak a Föld magjában lehetséges, mert mai tudásunk szerint a Föld permanens mágneses terének székhelye a mag, és csak annak folyadékszerű anyagában tételezhetünk fel geológiai szempontból olyan gyors változást, mint a mágneses tér évszázados változása (1. ábra).

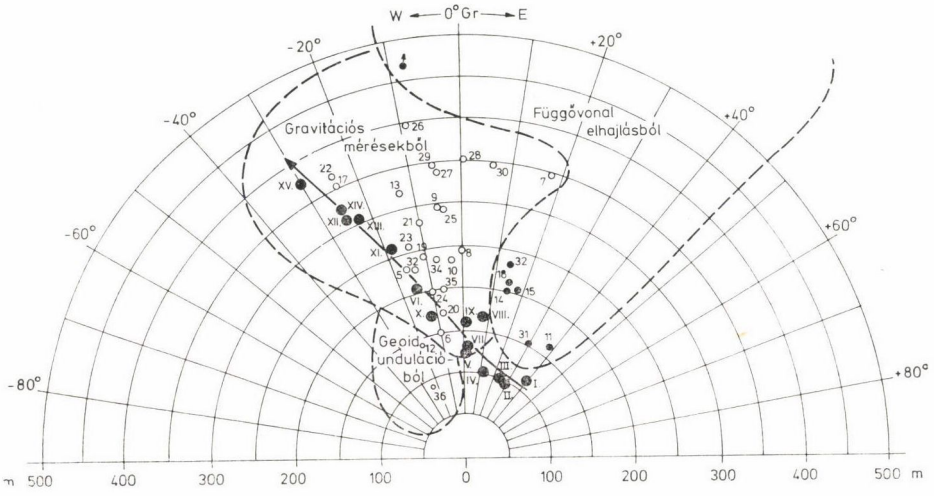
A mágneses tér évszázados változásának lényeges része a geometriai középponttól jelenleg Ausztrália irányába 450 km-rel excentrikus helyzetű mágneses dipólus nyugati irányú vándorlása. Feltehető, hogy ez az excentricitás nagyméretű tömegexcentricitással egyértelmű és a mágneses tér évszázados változása ennek az excentrikus tömegnek a vándorlását jelzi.

Mintegy másfél évtizeddel ezelőtt kiderült, hogy a geodéziai mérések szerint háromtengelyű ellipszoidnak feltételezett Föld egyenlítői nagytengelyének iránya egybeesik a mágneses excentricitás irányával. Ez gravitációs oldalról megerősítette a mágneses mérések alapján feltételezett tömegexcentricitás elképzelést (2. ábra).

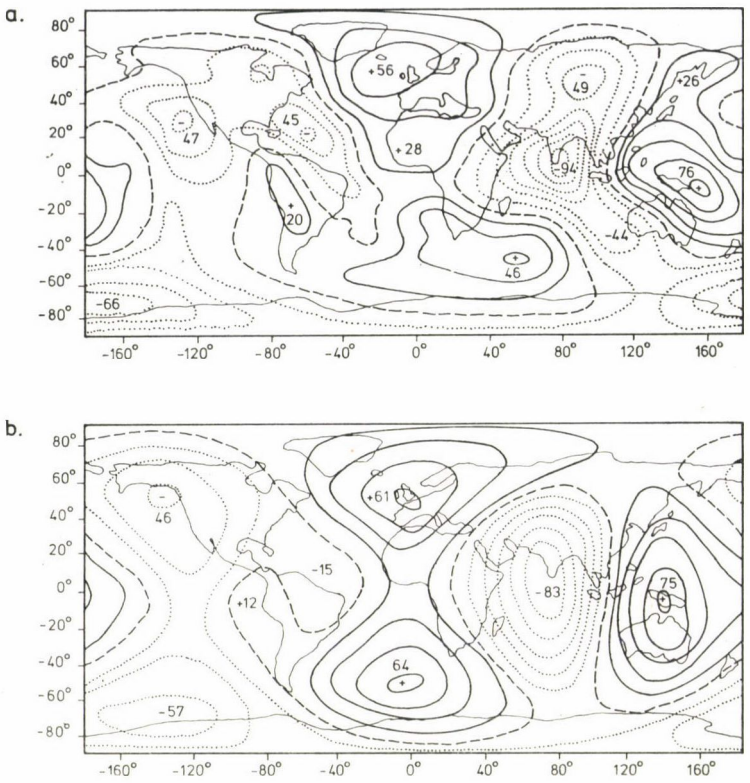
A szatellit geoidok vizsgálata a kérdést — azt lehet mondani — eldöntötte, mert kiderült, hogy a látszólag bonyolult geoid csak két forgásszimmetrikus alak összege. Az egyik elliptikus forma forgási tengelye a mágneses dipólus excentricitásának irányába; a másik ugyancsak forgásszimmetrikus, de nem elliptikus forma tengelye pedig az előbbire közel merőlegesen India felé mutat. Tekintetbevéve a Föld gömbalakját a nyugati (pontosabban nyugat-



1. ábra. A mágneses tér évszázados változásának (a felső két görbe), a Föld forgássebességének, a CHANDLER-mozgás periódusának és amplitúdójának fél évszázados lüktetése



2. ábra. A háromtengelyű Föld egyenlítői ellipszise nagytengelyének iránya és lapultsága a mágneses dipólus excentricitásából (nagy pontok) és a geodéziai mérésekből (kis pontok) számítva



3. ábra. a) az 1966-os mért szatellit geoid; b) két forgásszimmetrikus alakból összetett geoid

északnyugat) irányban haladó mágneses dipólus éppen India felé mozog és ott a mágneses évszázados változásnak egy jelentős szimmetriapontját alakítja ki. Könnyű az előbbiekből levonni azt a következtetést, hogy az egyik forgásszimmetrikus forma a Föld belső magjának excentricitása által okozott sztatikus, a másik ennek a tömegnek a mozgása által okozott dinamikus deformáció. A teljes geoid alak ennek a két deformációnak az összege (3. ábra).

Az elgondolás mélyebb tanulmányozása céljából meg kell vizsgálni, hogy tömeginhomogenitás hol tételezhető fel a Föld belsejében. A gravitációs tér az egész kéregben-köpenyben kb. azonos nagyságú, maximumát éppen a köpeny-mag határán veszi fel. A gravitációs tér ebben a tömegtartományban az úszás jelensége folytán az anyagokat sűrűségük szerint szétválasztja, sugaras irányban rendezi. A környezetüknél kisebb sűrűségű anyagok felemelkednek, a nagyobb sűrűségűek pedig lesüllyednek addig, amíg elérik a sűrűségüknek megfelelő öveket. A felszínnél azonban tovább nem emelkedhetnek a könnyű anyagok, tehát ott felhalmozódnak. A kéreg és a köpeny tartományban tehát nagyméretű sztatikus inhomogenitás csak a felszínen tételezhető fel. A felső és talán a középső köpenyben a lemezek vízszintes irányú mozgása miatt fel-

lépő torlódások következtében dinamikus eredetű inhomogenitás is felléphet. A köpeny és mag határán nagyméretű kiemelkedések és behorpadások azonban nem valószínűek, a GUTENBERGRWIECHERT-felület valószínűleg nagyon szabályos nívófelület lehet.

A külső mag anyagában Földünk nehézségi erőtere csökken ugyan, de az anyag folyékonysága miatt az úszás törvénye fokozottan érvényesül, sztatikus inhomogenitás nem lehetséges.

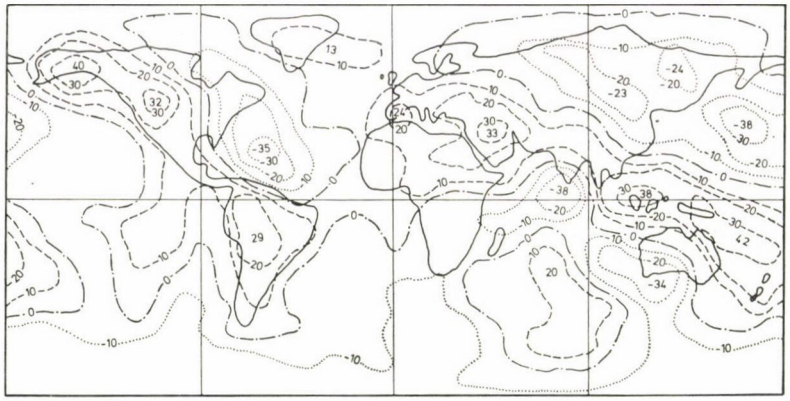
Más a helyzet a belső maggal. A belső mag a Föld tömegvonzási potenciáljának szinguláris pontja. Rá mint egységre a Föld külső tömegeinek összhatása kiegyenlítődik, vagyis a Föld tömegeinek gravitációs hatása a belső magra vonatkoztatva nulla. Ezért a belső mag nem úszik, hanem lebeg a külső mag anyagában kb. úgy, mint ahogy a Föld vagy a Nap nem úszik, hanem lebeg a világűrben.

A belső magra tehát feltételezhető egy primitív inhomogenitás éspedig az excentrikus helyzet. A belső mag helyét a vonzási és centrifugális erők eredője határozza meg. A forgástengelyt ezért egy potenciálárok veszi körül, amelyben a belső mag az árapálykeltő erők hatására nyugati irányban mozoghat. Az egyensúlyának csupán az a feltétele, hogy a felszínén a nyomás minden irányból ugyanakkora legyen.

Az elgondolás alapján a geoid alakját tehát részben a felszíni tömeginhomogenitások, részben a belső mag excentricitása és mozgása határozza meg. Geodinamikai szempontból nagyon kívánatos volna a geoid alakban keveredett kétféle hatás szétválasztása. A geoid alaknak a belső mag mozgékony tömegeihez kötött összetevője ugyanis a mágneses évszázados változáshoz hasonló változást mutathat, a felszíni tömegekhez kötött része azonban csak geológiai korok során mérhető, lassú változásokra képes.

A szétválasztás azonban bonyolult matematikai és fizikai problémákat vet fel. Ha az első számításokban alkalmazott egyenlítői irányú közelítést felcseréljük általános helyzetű közelítéssel, akkor egyrészt ugrásszerűen megnő a számítások bonyolultsága, másrészt a fizikai értelmezésben is elvi nehézségek merülnek fel. Tekintetbe kell venni például, hogy a vizsgált anomáliák a sarki lapultságot is megváltoztatják; az 1/298,255 lapultsággal pedig a földalakból a sarki lapultságot teljesen kiküszöböltük. A fennmaradó geoid semmi sarki lapultságot nem tartalmaz. Ez komoly elvi nehézséget okoz, hiszen a sarki lapultság egy része éppen a kutatott anomáliákhoz tartozik. Ezért a Föld teljes sarki lapultságát is két összetevőre, a forgásból származóra és a tömeginhomogenitásokból származóra kell bontani és csak az előbbit használni a további kutatásra. A sarki lapultságot 1/298,80-ra csökkentve végeztük az első ilyen eredményes számításokat. A probléma matematikai megoldása HOSSZU MIKLÓSNÉ, HAJÓSSY ADRIEN munkája.

Általános megközelítéssel nyert adatokat levonva a mért adatokból megkapjuk a geoidnak a felszíni hatók által okozott részét. A nyert kép még nem



4. ábra. Az 1972-es geoidot legjobban megközelítő, két általános helyzetű forgásszimmetrikus alak levonása után megmaradó geoid magasságok a domborzat hatását tükrözik (előzetes eredmény)

végleges, mert még nincs elérve a legjobb közelítés, annyi azonban már látható, hogy a maradék geoid alak jól mutatja a fő felszíni formákat. A nagy hegyrendszerek pozitív, az óceánok pedig negatív anomáliával jelentkeznek. A képben keverednek a felszíni sztatikus és dinamikus tömegeloszlási rendellenességek, ezek szétválasztása a következő feladat. A kép vizsgálatából kiderül, hogy a geoidundulációknak kb. egyharmadát a felszíni és kétharmadát a magban levő mély hatók okozzák. A hatás nagyobb részét képviselő mélyhatók kiküszöbölése nélkül természetesen nem lehet a geoid alaknak és a felszíni domborzati formáknak korrelációját vizsgálni (4. ábra).

A mély hatók tekintetbe vétele azonban így sem tökéletes. Az alkalmazott matematikai eljárás ugyanis a felszíni hatók azon részét is automatikusan kiszűri, amelynek megfelelnek a két irányból való közelítés forgásszimmetria követelményeinek. Ezek tekintetbe vétele valamiféle iterációs eljárással talán lehetséges.

Mindenesetre megállapítható, hogy első közelítésben sikerült szétválasztani a felszíni és mély hatókat, a sarki lapultságnak a forgásból és a tömegeloszlásból származó tagját. Kiderült továbbá, hogy a Föld sokat emlegetett körte alakja csak az alkalmazott matematikai apparátusból származó látszattorzultság.

A további lépések reményt nyújtanak arra, hogy a geoid alaknak teljes fizikai magyarázatát adjuk és számszerű adatokkal jellemezhető lesz a felszíni tömegek izosztatikus kiegyenlítettsége, illetve el lehet választani egymástól a felszíni sztatikus és dinamikus inhomogenitások hatását.

A fent vázolt vizsgálat periódus kutatással, tehát időbeli folyamat analízisével kezdődött és nagyméretű tömegáramlások felismerésére vezetett a Föld belsejében. Ezeken a jelenségeken keresztül kapcsolódik ankétunk célkitűzéseihez.

A BELSŐ BOLYGÓK SZERKEZETÉNEK ÉS A FELSZÍNÜKÖN VÉGBEMENŐ FOLYAMATOK HIERARCHIÁJÁNAK ÖSSZEFÜGGÉSE

KŐHÁTI ATTILA

Az 1970-es évek űrkutatási eredményei hatalmas tömegű és részletességű információs anyagot szolgáltattak a Naprendszer belső — vagy első közelítésben, a szilárd kéreg megléte és más paraméterek hasonlósága alapján csoportosítva: földtípusú — bolygóinak felszíni viszonyaira, belső szerkezetére és fejlődéstörténetére vonatkozóan. Ezen ismeretek birtokában már az is megkísérelhető, hogy a belső bolygók (a Föld, a Vénusz, a Mars, a Merkúr és a Hold, valamint a planetológiai fejlettség igen alacsony fokának példájaként a Mars két holdjának, a Phobosnak és a Deimosnak) kialakulását, a felszínükön lejátszódó folyamatokat, a belső szerkezetnek a felszíni formákkal és jelenségekkel való összefüggését — legalábbis nagy vonalakban rekonstruáljuk.

Általánosan ismert és különösebb bizonyításra nem is szoruló tény, hogy a belső bolygók planetológiai fejlettségi sorrendjében a Föld áll az első helyen, mind a belső szerkezet differenciáltsága, mind a felszíni formák gazdagsága, mind pedig a rajta létező mozgásformák, ciklusok, ritmusok és organizációs szintek tekintetében egyaránt. A fejlődés különböző stádiumaiban levő többi belső bolygó rangsorolása azonban már korántsem egyszerű. Attól eltekintve, hogy a rangsoroláshoz nem elegendő egyetlen, önmagában véve bármilyen fontos paraméter (pl.: az égitest átmérője vagy a Naptól való középtávolsága, esetleg a belső mag átmérője stb.), ez idő szerint még magának a fejlettségnek az ismérvei sincsenek általános érvénnyel megfogalmazva. A Magyar Tudományos Akadémia „A Föld anyag- és energiaáramlásai" tárgyában megrendezett V. ankétjának az a törekvése, hogy a különböző tudományágak igyekezzenek közös, egységes, lehetőleg kvantitatív terminológiát és nómenklatúrát kialakítani, nagy mértékben hozzájárult ahhoz, hogy a Naprendszer belső bolygóinak összehasonlító vizsgálatában bizonyos alapelveket tisztázzunk, s a „fejlettség" fogalmát — legalább részben — mennyiségileg is megkíséreljük definiálni.

Az összehasonlító vizsgálat alapelvei

1. Az egyes bolygókat nem a Naprendszer tagjaként, az égi mechanika törvényei által meghatározott, bonyolult mozgásokat végző objektumnak

tekintjük, hanem olyan sajátos, öntörvényű *terepnek*, amely a saját (belső és külső) paramétereitől függően reagál a kozmikus környezet különféle hatásaira. Így például eleve adottnak tekintjük a bolygó felszíni középhőmérsékletét, évszakváltozásait, ily módon nem utalunk külön az égitest pályaelemeire, a Naptól való távolságára, a bolygó tengelyének precessziós mozgására, hiszen — kiragadott példaként említve — a Mars felszínén időszakonként megjelenő cseppfolyós víz a bolygó precessziós évszakaival függ össze, tehát a felszínén lezajló folyamatok előidézésében a Mars csillagászati léptékű mozgásai is érvényesülnek. Ez az elvonatkoztatás egyszerűbbé teszi a bolygók összehasonlítását, valamint legfontosabb paramétereik koordinátarendszerekben való ábrázolását.

2. A belső bolygók felszínét alakító folyamatokat földtani terminológiával neveztük meg. A belső bolygókon (ideértve Földünk kísérőjét, a Holdat, és a Mars két holdját, a Phobost és a Deimost is) ez idő szerint a következő „földtani" folyamatokat sikerült felismerni, illetve létükre igen nagy valószínűséggel következtetni:

I. táblázat

Folyamat	Föld	Vénusz	Mars	Merkúr	Hold	Phobos, Deimos
Biogén üledékképződés	+					
Vízi üledékképződés	+		+			
Glaciális üledékképződés	+		+			
Eolikus üledékképződés	+	?	+			
Vegyi mállás	+	+	+			
Tektonizmus	+	+	+			
Vulkanizmus	+	+	+	+	+	
Becsapódásos kráterkeletkezés	+	+	+	+	+	+
Fizikai mállás	+	+	+	+	+	+

Az I. táblázat függőlegesen három mezőre tagolódik. A legalsó mezőben azokat a folyamatokat csoportosítottuk, amelyek a légkör nélküli vagy csak igen ritka légkörrel rendelkező égitesteken is végbemehetnek (a napsugárzás hatására fellépő erős felmelegedés, majd nagymértékű lehűlés okozta felaprózódás, a fizikai mállás; a kozmikus térségből az égitest szilárd kérgébe becsapódó, 0,5 mm-től akár több kilométeresig terjedő nagyságú testek által előidézett kráterkeletkezés; a bolygó belső, izzón folyó, képlékeny anyagának felszínretörése: a vulkanizmus, végül az égitest felszínéhez közeli, de még nagy hőmérsékletű belső öveiben végbemenő folyamatok hatására bekövetkező kéregszerkezeti átalakulás: a tektonizmus).

Az I. táblázat középső harmadában feltüntetett folyamatok (a vegyi mállás, valamint a légmozgások által szállított, majd lerakott törmelékes üledék képződési folyamata, az eolikus üledékképződés) eleve feltételezik a légkör, ezen belül pedig az üledékszállításra alkalmas légmozgások meglétét. A Vénusz esetében — legalábbis a jelenben — kérdéses az eolikus üledékképződés lehetősége, minthogy a felszínére leszállt szovjet űrszondák (Venera-7, 8, 9, 10) szélsebességmérései, illetve televíziós közvetítései (Venera-9, 10) arról tanúskodnak, hogy a bolygó felszínközeli légrétegeiben igen csekély mértékű a légmozgás, és a felszínt nem borítja finom porréteg. Természetesen, ezek az előzetes adatok csupán pontszerű ismereteken alapulnak, s így az eolikus üledékképződés lehetőségét az égitest egyéb területein vagy „földtani" múltjában nem szabad kizárni.

A legfelső mezőben azok a folyamatok kaptak helyet, amelyeknek a cseppfolyós víz jelenléte az előfeltétele. Ebben a csoportban kapott helyet a jég pusztító és szállító tevékenységéből eredő glaciális üledékképződés, a vízi (a lebegtetve vagy oldatban szállított anyag lerakódása, illetve kicsapódása következtében létrejövő) üledékek képződési folyamata, valamint az élő szervezetek tevékenységének, majd pusztulásának eredménye: a biogén üledékképződés. Külön nem tüntettük fel, de ugyanebbe a csoportba sorolhatók a Naprendszerben egyedül a Földre jellemző, igen fontos *agyagásvány-keletkezési* és *-átalakulási* komplex folyamatok is.

3. Az egyes bolygók belső szerkezetére, illetve felszíni viszonyaira jellemző néhány fontos — és a kvantitatív összehasonlításra alkalmas — paramétert a II. és III. táblázat tartalmazza. A II. táblázatot O. L. Kuszkov munkájából vettük át, és jelentőségénél fogva röviden ki kell rá térnünk. A szerzőnek a Szovjet Tudományos Akadémia Vernadszkij Geokémiai és Analitikai Kémiai Intézetében folytatott kutatásai megerősítik azt az eléggé általános véleményt, amely szerint a földtípusú bolygók belsejében uralkodó hőmérsékleti és nyomásviszonyok között az égitest magja Fe-Ni összetételű lehet. Geokémiai modellje a bolygók magjában a Si jelenlétével is számol, jelen összehasonlításunk szempontjából azonban maga az a tény ad különös hangsúlyt Kuszkov vizsgálatainak, hogy valamennyi föld típusú bolygó esetében feltételezi a belső mag létét, még a Hold esetében is (amit egyébként a Holdon végzett szeizmikus mérések, valamint a holdkőzetek geokémiai vizsgálatai ugyancsak alátámasztanak). A magról kialakított egységes felfogás ugyanis előfeltétele annak, hogy a belső bolygók szerkezetének, fejlődéstörténetének értelmezésekor a szélsőséges nézetek (pl. a Merkúr esetében a fémes mag méretének eltúlzása, míg a Hold tekintetében a fémes mag létének tagadása) helyett a legvalószínűbb feltevésekre támaszkodhassunk.

A III. táblázatban azok a paraméterek kaptak helyet, amelyek közvetlen összefüggésbe hozhatók a bolygó felszínén kialakult viszonyokkal, sőt ezek tulajdonképpeni előidézőinek is tekinthetők. Az *átmérő* és a *sűrűség* együttesen

II. táblázat

A föld típusú bolygók számított belső szerkezeti adatai
(KUSZKOV után)

Bolygó	Közepes sugara (km)	A mag közepes sugara (km)	A mag és a köpeny határán feltételezhető	
			nyomás (kbar)	hőmérséklet (K°)
Föld	6371	3471	1400	4000
Vénusz	6054	3000	1400	4000
Mars	3386	500—1000	250—300	1000—1500
Merkúr	2437	1700—2000	100	1400—2000
Hold	1737	300—400	50	1000—1500

III. táblázat

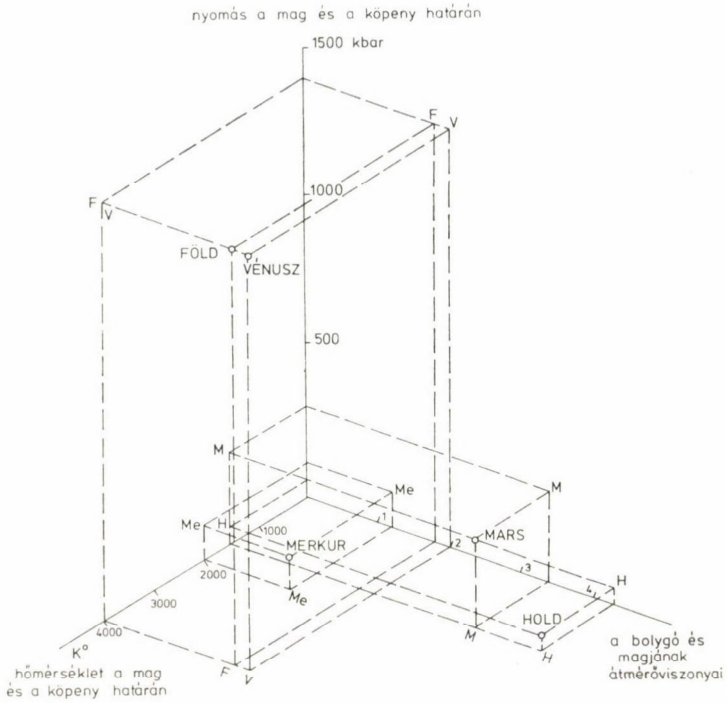
A föld típusú bolygók felszíni folyamatait befolyásoló fontosabb paraméterek

Paraméter	Átmérő (km)	Felszíni középhőmérséklet		Sűrűség	Átmérőviszony (bolygó teljes/mag)
		°C	K°		
Föld	12 742	+15	288	5,52	1,8
Vénusz	12 108	+470	743	5,27	2,0
Mars	6 772	+50	323	4,2	3,4
Merkúr	4 840	+347	620	5,69	1,2
Hold	3 474	−50	223	3,33	4,3

azt a kritikus tömeget definiálja, amely elégséges olyan sűrűségű légkör fogvatartásához, amely bonyolultabb földtani folyamatokban is szerepet játszhat, így a Föld, a Mars és a Vénusz esetében a vegyi mállásban, a szél útján való üledékszállításban és lerakódásban, a szél által szállított törmelék koptató hatásában stb.

Hasonlóan fontos — a bolygó belsejéből és a kozmikus környezetből származó külső anyag- és hőáramlási folyamatok kölcsönhatásaként, hosszú fejlődési folyamat során kialakult — tényező a *felszíni középhőmérséklet*, amely alapvetően meghatározza az adott égitest felszínén lehetséges jelenségek körét, ideértve a magasabb rendű élet kialakulását is.

Az *átmérőviszony* (a bolygó teljes átmérőjének és feltételezhető belső magja átmérőjének hányadosa) az égitest belsejének differenciáltságára utal. A felszíni középhőmérséklethez hasonlóan ez az érték is bizonyos középarányosnál éri el optimumát, míg a szélsőségek a bolygó geológiai „életképessége" szempontjából kedvezőtlenek. (A Hold 4,3-as átmérőviszonya — a túlságosan kisméretű mag — éppúgy geológiailag „halott" állapotra utal, mint a Merkúr-



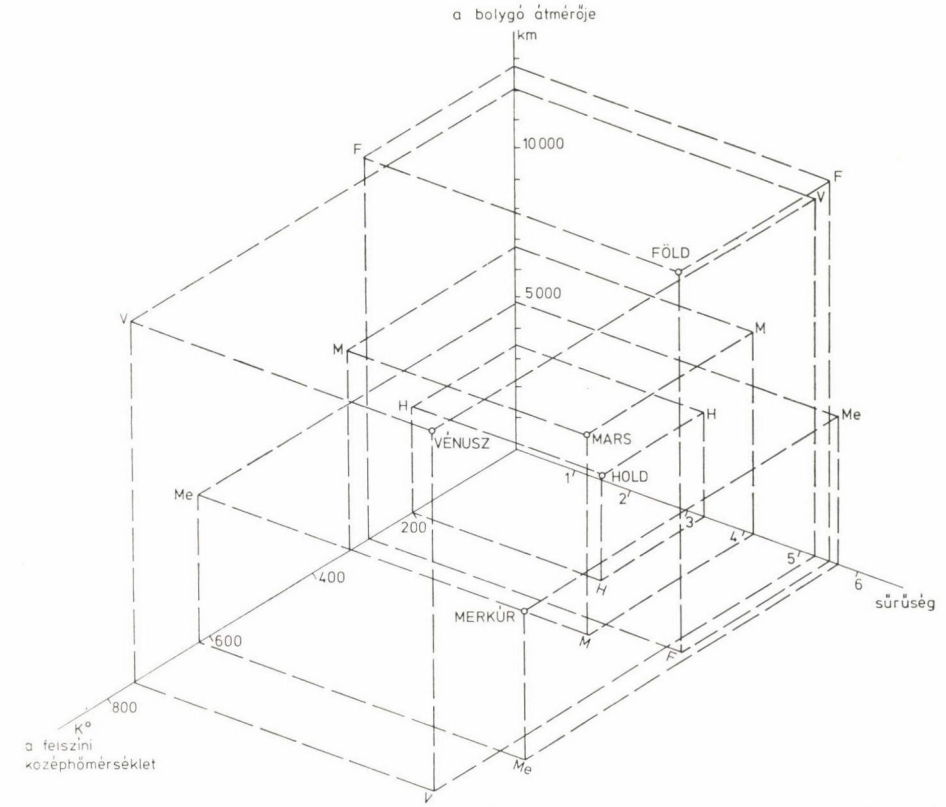
1. ábra. A föld típusú bolygók belső szerkezeti fejlettségét elsősorban jellemző paraméterek ábrázolása hármas koordinátarendszerben

nak a Naprendszerben kiugróan magas, 1,2-es átmérőviszonya. A planetológiailag legfejlettebb két égitest, a Föld és a Vénusz átmérőviszonya — 1,8 és 2,0 — az átlagérték, 2,5 közelében van.)

A belső bolygók planetológiai fejlettségének kvantitatív összehasonlíthatósága céljából az ismertetett paramétereket egy-egy háromtengelyű koordinátarendszerben ábrázoltam.

Az 1. ábra az elsősorban a belső szerkezeti fejlettséget befolyásoló paramétereket tünteti fel. Első pillantásra szembeötlő, hogy a koordinátarendszerben térbeli helyzetüket tekintve a Föld és a Vénusz szinte egybeesik. (A Vénusz magasfokú differenciáltságát bizonyítja a Venera-8 szovjet űrszonda 1972. évi gammaspektrométeres mérése, amely a *gránit*hoz, valamint a Venera-9 és 10 1975. évi hasonló mérése, amely viszont a *bazalt*hoz közelálló rádioaktív elemeloszlást mutatott ki a Vénusz felszínén.)

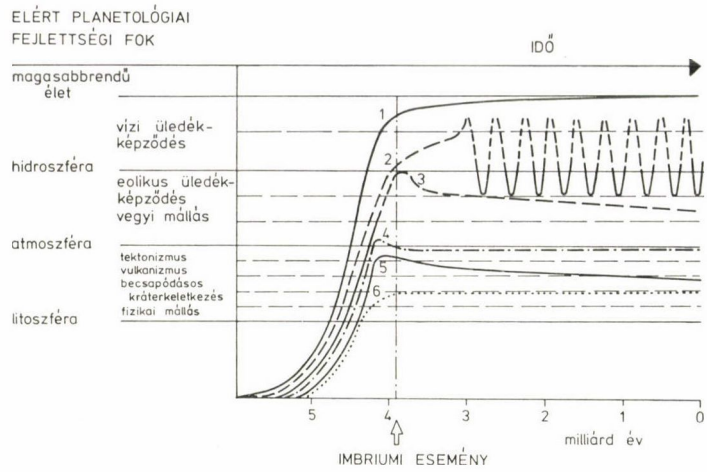
Térbelileg a Mars és a Hold is eléggé közel áll egymáshoz, ha azonban a mag és a köpeny határán uralkodó hőmérséklet- és nyomásviszonyok, illetve az átmérőviszony síkkoordináta-rendszerben elfoglalt helyüket tekintjük, máris jelentős a különbség: a Mars jóval fejlettebb a Holdnál, amint ezt — a felszíni formák gazdagságának összevetésével — KATTERFELD és BENES is megállapította.



2. ábra. A belső bolygók felszíni folyamatait elsősorban befolyásoló paraméterek ábrázolása hármas koordinátarendszerben

A 2. ábrán a belső bolygók *felszíni folyamat*ait elsősorban befolyásoló paraméterek diagrammját ábrázoltam. Érdekes megfigyelni, hogy a bolygó átmérője és sűrűsége között fennálló összefüggésben a Föld és a Vénusz ugyancsak közelesik, ha azonban a harmadik tengelyt, a felszíni középhőmérsékletet is figyelembe vesszük, térbelileg egészen jelentős eltérést mutatnak. Kis méretüknél, csekélyebb sűrűségüknél és egymáshoz meglehetősen közelálló felszíni hőmérsékleti viszonyaiknál fogva mind az egyes síkkoordináták, mind a térbeli helyzet szerint igen hasonló helyen található a Mars és a Hold. A felszíni középhőmérséklet miatt a térbeli koordinátarendszerben a Földhöz a Mars áll legközelebb, ami az utóbbi égitesten a latens élet lehetőségének feltételezése szempontjából figyelemreméltó tény.

E koordinátarendszerek kétségtelenül kvantitatív szemléletre való törekvése ellenére, a belső bolygók planetológiai összehasonlítása, valamint a rajtuk kimutatható földtani jelenségek hierarchiájának megállapítása mégis szükségessé teszi, hogy — látszólag önkényesen felvett „értékrendszert" használva — félkvantitatív koordinátarendszert használjunk a végső áttekintéshez.



3. ábra. A belső bolygók planetológiai fejlettségi fokának és fejlődéstörténetének vázlata az idő, illetve a bolygókon kimutatható „földtani" folyamatok hierarchiájának függvényében ábrázolva. 1. Föld; 2. Mars; 3. Vénusz; 4. Merkúr; 5. Hold; 6. Deimos, Phobos

A 3. ábrán az abszcisszán a belső bolygók keletkezése óta eltelt időt, az ordinátán a planetológiai fejlettségi fokozatokat reprezentáló jelenségeket tüntettem fel. Ez utóbbi beosztás voltaképpen a jelenségek hierarchiájának elvén épül fel, abból a szempontból rangsorolva az egyes, geológiai léptékű jelenségeket, hogy milyen egymásraépülés (és természetesen együttes hatás) révén segítenek elő egyre bonyolultabb, fejlettebb mozgásformákat, amelyek tetőpontján vitathatatlanul a *biológiai mozgás*, a magasabb rendű élet, végső soron a ma ismert legfejlettebb élőlény, az *ember* áll.

Az egyes görbék az idő függvényében azt a „maximális teljesítményt" szemléltetik, amelyet az egyes égitestek az idő függvényében elértek. A planetológiai fejlettség legalacsonyabb fokán — reprezentánsként — a Mars két holdja, a Phobos és a Deimos áll, felszínükön ugyanis (a Mariner-9 űrszonda felvételének tanúsága szerint) csupán a becsapódásos kráterkeletkezés nyomai észlelhetők. Külön figyelmet érdemel a Mars fejlettségi görbéjének ciklikus ingadozása a cseppfolyós víz jelenléte és a „száraz" (fagyott) felszín között. A Mariner-9 és a Mars-5 űrszonda által kimutatott, vízmosta medrekre emlékeztető felszíni alakulatok[1] indokolják azt a feltételezést, amely szerint a bolygón egyes időszakokban — ezek gyakorisága és előfordulásának oka még nem kellően tisztázott — a cseppfolyós víz is megjelenhetett.

Az időskálán nyíllal jelöltük a sok hasonló esemény közül, mint legjobban ismertet az imbriumi eseményt, amelynek során a frissen kialakult kéregbe becsapódó kozmikus testek mélyreható változásokat idéztek elő a belső bolygók felszínén, és elősegítették az elsődlegesen differenciálódott magma felszínre

[1] Ezeket, újabban egyesek a híg láva által kivájt medrekként értelmezik. Főszerkesztő.

ömlését. Ennek az eseménynek a nyomai — a Földet is beleértve — valamennyi belső bolygón megtalálhatók. SZIDORENKO szerint a becsapódó — esetleg kisbolygó nagyságú — kozmikus testek fémtömegei jelentősen befolyásolhatták a földi metallogenezist is, ennélfogva létük bizonyítása, majd a felkutatásukhoz szükséges geofizikai — földtani kutatómódszerek kidolgozása esetleg komoly gyakorlati haszonnal is kecsegtet.

A jelen kísérlet, amely a jelenségek hierarchiájának a belső bolygókon való kimutatására irányult, természetesen nélkülözi még azt a hatalmas — és többségében kétséget kizáróan az objektív valóságot tükröző — adattömeget, amely a Naprendszer planetológiailag legfejlettebb bolygójáról, a Földről a tudományág rendelkezésére áll.

A Magyar Tudományos Akadémia V. Anyag- és Energiaáramlási Ankétjának az a célkitűzése, hogy a különféle tudományágak egymástól eltérő nevezéktanát — az egyes kutatási területeken külön-külön felismert összefüggések egységes, kvantitatív megfogalmazása, illetve *azonosítás*a céljából — közös nevezőre hozza, egyben ismételten ráirányítsa a figyelmet a bolygókutatás és a Föld jobb megismerésének immár nyilvánvalóan közös problémakörére.

A belső bolygók fejlődéstörténetének rekonstruálása a Föld őstörténetének legkorábbi szakaszára is fényt derít, ily módon a csillagászat, geológia, geofizika egységes, kvantált feladatmegoldásai és problémalátása kétségtelenül hatékonyan fogja elősegíteni a földtudományok, de a planetológia fejlődését is.

IRODALOM

Бенеш, К. и др.: Тенденции развития планет земной группы. Известия Академии Наук СССР, сер. геол., **5**, 1975.

Ходак, Ю. А. и др.: Планетологическое сравнение Венеры и Земли. Известия Академии Наук СССР, сер. геол., **12**, 1972.

HORVÁTH J.: A fejlődés és körforgás viszonyáról. Előadás a MTA „A Föld Anyag- és Energiaáramlásai" c. ankétján, 1975. november 13.

Кусков, О. Л.: Химический состав ядер планет земной группы 1. Термодинамика процесс растворения никеля и кремния в жидком железе. Геохимия, 12, 1974.

MARX GY.: A fizikai periodicitások értékelése. Előadás a MTA „A Föld Anyag- és Energiaáramlásai" c. ankétján, 1975. november 13.

SIDORENKO, A. V.: Kosmos und Geologie. Zeitschrift für angewandte Geologie, Band **20**, Heft, 3, 1974.

SZÁDECZKY-KARDOSS E.: Geonómia. Kézirat, 1974.

SZÁDECZKY-KARDOSS E.: Ciklusösszefüggések és organizációs szintek. Előadás az MTA „A Föld Anyag- és Energiaáramlásai" c. ankétján, 1975. november 13.

WILSON, R. C. et al.: Geologic Cycle of Mars a Comparison with the Earth and Moon. Geology, **2**, No. 3, 1974.

Виноградов, А.—Флоренский, К.: Рассказывают панорамы. Правда, 4, 11 .1975.

PERIODIKUS VÁLTOZÁSOK A CSILLAGOK SUGÁRZÁSÁBAN

SZEIDL BÉLA
A FIZIKAI TUDOMÁNYOK KANDIDÁTUSA

Általános megjegyzések

A csillagok belső szerkezetét és fejlődését meghatározó fizikai törvényeket — úgy hisszük — jól ismerjük. Általában ismertek egy csillag belsejében lezajló lehetséges energiatermelő folyamatok és a felszabaduló energiának a csillag magjából kifelé történő áramlásának módjai, akár sugárzás, akár pedig konvekció útján valósul is meg. (A vezetésnek általában jelentéktelen szerepe van.)

A csillagot saját gravitációja tartja össze. A gravitációval a belső nyomás tart egyensúlyt, így egy normális csillag hidrosztatikus egyensúlyban levő gázgömbnek tekinthető.

A csillag élete során belsejében különböző energiatermelő folyamatok lépnek föl, melyek energiaprodukciója más és más. Így a csillag élete jól meghatározott szakaszokra bontható. A csillag belsejében először ${}_1H^1$-ből ${}_2He^4$, majd ${}_6C^{12}$, ${}_{10}Ne^{20}$, ${}_{12}Mg^{24}$ és még nehezebb elemek épülnek föl. A viszonylag hosszú ideig tartó (10^5—10^{10} év) „fúziós" szakaszokat rövid idő alatt (10^3—10^6 év) lezajló gravitációs kontrakciós fázisok választják el egymástól. A magasabb szintű fúziós folyamatok beindulásához szükséges hőmérsékletre a gravitációs kontrakció során felszabaduló energia fűti föl a csillag magját. A leírt irreverzibilis folyamatok során a csillag mérhető jellemzői: fényessége, mérete és felszínének hőmérséklete változik.

A csillag állapotát, szerkezetét, méretét és fényességét tömege és kémiai összetétele (hidrogén, hélium és egyéb elemek aránya) egyértelműen meghatározza. Ha a gázgömb tömege kb. 0,05 naptömegnél ($M_\odot$) kisebb, a centrális hőmérséklet nem érheti el azt a fokot, hogy a hidrogén-égés ($4\,{}_1H^1 \rightarrow {}_2He^4$) meginduljon. Viszont kb. 50 $M_\odot$ fölött a gázgömb instabil. Mindez azt jelenti, hogy a csillagok tömege és mérete korlátozott. A csillagok sugara általában 10^9—10^{14} cm közötti értékű.

A csillagot két független paramétere egyértelműen jellemzi. Minthogy a tömeg és kémiai összetétel közvetlenül nem mérhető, célszerű két, a csillag állapotát jellemző, mérhető mennyiséget választani. Ezek a csillag fényessége (luminozitása = L = másodpercenként kibocsátott energia mennyiség) és felszínének effektív hőmérséklete (T_e). A $\log L$ — $\log T_e$ sík az elméleti HERTZ-

SPRUNG—RUSSEL diagram, a csillagászatban általánosan használt legalapvetőbb állapot-diagram. Az

$$L = 4R^2 \pi\sigma T_e^4$$

összefüggés alapján (R a csillag sugara, σ a STEFAN—BOLTZMANN állandó) ez lényegében azonos a $\log R - \log T_e$ diagrammal.

A HERTZSPRUNG—RUSSELL diagramon (HRD) a csillagok jól meghatározott helyen, ágakon vagy sorozatokon helyezkednek el. Minden ág lényegében egy meghatározott energiatermelő folyamatnak felel meg. (Pl. a fősorozat a $4_1H^1 \rightarrow {}_2He^4$ folyamatnak, ezért is nevezhetjük a fősorozatot hidrogénágnak.) A fejlődés során a csillagok egyik ágról a másikra jutnak, s meghatározott pályát írnak le a HRD-n.

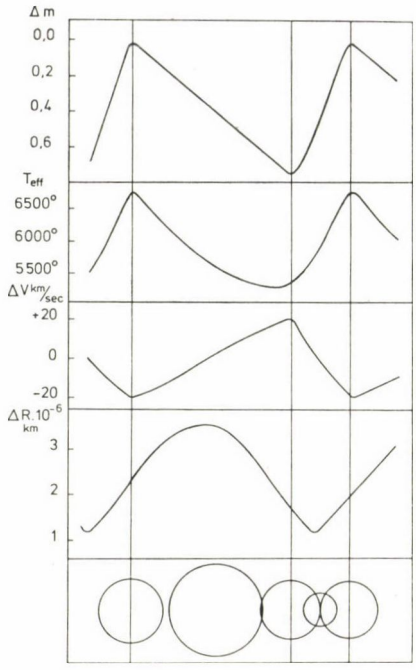
Periodikus fizikai változócsillagok

Alig több mint 300 éve, 1660-ban ismerték föl a csillagászok, hogy léteznek olyan csillagok is, amelyek periodikusan változtatják fényességüket. A FABRICIUS által 1596-ban felfedezett Omikron Cetiről (Mira) derült ki, hogy fényességét 11 hónapos periódussal változtatja. A megfigyelési technika fejlődésével a felfedezett periodikus fizikai változók száma rohamosan nőtt. Napjainkban már több mint 10 000 ilyen csillagot ismerünk. Periódusuk, fényváltozásuk menete alapján különböző típusokba lehet őket sorolni. A típusokat, karakterisztikus méretükkel, effektív hőmérsékletükkel és periódusukkal együtt az I. táblázatban adjuk meg.

A csillagok periodikus fényváltozása (eltekintve az ún. geometriai változóktól) együtt jár felszínük effektív hőmérsékletének változásával és atmoszfé-

I. táblázat

Típus	Prototípus	Számok (1968-ban)	Karakterisztikus		
			hőmérséklet (K°)	méret (10^{10} cm)	periódus (nap)
β Cephei csillagok	β Cephei	23	24 000	?	0,2
Klasszikus cepheidák	δ Cephei	706	5 700	500	5—10
II. populációs cepheidák	W Virginis		6 100	500	12—28
RR Lyrae csillagok	RR Lyrae	4433	7 600	20	0,5
Törpe cepheidák	AI Velorum		8 000	10	0,1
δ Scuti csillagok	δ Scuti	17	8 000	10	0,1
Hosszú periódusú változók	o Ceti	4566	2 800	1300	270
Félig szabályos változók	α Herculis	2221	2 500	1500	100



1. ábra.

rájuk oszcilláló mozgásával. Az 1. ábra egy cepheida típusú csillag jellemzőinek változását (fényesség magnitúdóban, effektív hőmérséklet K°-ban, oszcilláló mozgás sebessége km/sec-ben, csillagsugár megváltozása 10^6 km-ben) mutatja egy ciklus alatt.

A periodikus változók többsége (cepheidák, RR Lyrae csillagok, törpe cepheidák) periódusukat szigorúan tartják, ezen csillagok esetében a periódus ΔP random változásai a periódus tízmilliomod részénél is kisebb. Ebből gyanítható, hogy a fényváltozást valami mechanikus jelenség szabályozza. A „kettőscsillag hipotézis" a megfigyelésekkel ellentmondásban van, míg a „pulzációs hipotézis", mely szerint a csillag saját-periódusával pulzáló mozgást végez, a jelenséget jól leírja. AUGUST RITTER 1879-ben vázolta föl először a pulzáció elméletét. A legegyszerűbb esetben, homogén csillagok adiabatikus radiális pulzációját tételezve föl, meghatározta az alaprezgés f frekvenciáját:

$$f^2 = \frac{1}{(2\pi)^2}(3\gamma - 4)\frac{g}{R} = (3\gamma - 4)\frac{G\varrho}{\pi},$$

ahol γ a fajhő hányados, g a felszíni gravitáció, R a csillag sugara, ϱ a sűrűsége, míg G a gravitációs állandó. Azonosítva ϱ-t az átlagos sűrűséggel, ez az egyszerű formula is már igen jó egyezést mutat a megfigyelésekkel. A pulzáció

elméletet A. S. EDDINGTON fejlesztette ki, s mutatta meg, hogy általános feltevések mellett is igaz a

$$P\sqrt{\bar{\varrho}} = Q$$

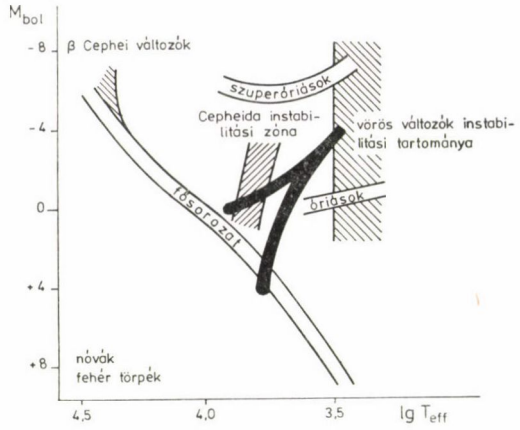
„periódus-sűrűség reláció", ahol P a pulzációs periódus, $\bar{\varrho}$ a csillag átlagsűrűsége, Q pedig a pulzációs állandó.[1]

Alapvető kérdése volt a pulzációelméletnek, hogy a pulzáció során disszipálódott energiát milyen mechanizmus pótolja. Megfigyelési tény ugyanis, hogy a pulzáló változócsillagok csillapítatlanul rezegnek. EDDINGTON egyik elképzelése szerint a kompresszió során a csillag belsejében a nyomás és hőmérséklet emelkedik, ennek következtében növekszik a termonukleáris energiaprodukció. Ha ez megfelelő fázisban történik, pótolhatja a pulzáció során disszipált energiát és fenntarthatja a csillapítatlan rezgést. Ez az elképzelés azonban ellentmondásban van mindenfajta modell-számolással. A termonukleáris reakciók a változócsillagok belsejében is egyenletesen termelik az energiát, és a csillagnak csupán legkülső, mintegy 0,02 sugárnyi vastag burka vesz részt a pulzációban. Jelenlegi ismereteink szerint az atmoszférában az opacitásnak[2] a nyomástól való megfelelő függése idézi elő a pulzációs instabilitást. Ha a csillagatmoszféra átlátszó, a sugárzási energia szabadon kifolyik, és a csillag fényesnek látszik. Ha az opacitás megnő, a sugárzási energia jelentős részét az atmoszféra elnyeli, s a csillag halvány lesz. Ha a csillag éppen össze van nyomva, amikor az opacitás a legnagyobb, a sugárzás jelentős része befogódik, s ez ahhoz vezet, hogy a csillag külsőbb rétegeire a nyomás megnő. Ez a folyamat szolgáltatja az energiát a pulzáció fenntartásához. A hidrogén és az első hélium ionizációs zóna (mely cepheidáknál a felszíntől csupán néhány 10 000 km-es mélységben van) rendelkezik azzal a tulajdonsággal, hogy a nyomás növekedésekor opacitása megnő. Ha a H és He ionizációs zóna megfelelő mélységben van, akkor a vázolt mechanizmus fenntartja a pulzációt. Sőt, az atmoszférában elegendő egy kis zavar ahhoz, hogy a pulzáció beinduljon.

A pulzációs változók a HERTZSPRUNG—RUSSELL diagram igen jól meghatározott, szűk tartományaiban helyezkednek el (2. ábra). Ezeket a tartományokat instabilitási zónáknak nevezzük. Ha egy csillag fejlődése során egy ilyen zónán áthalad, változócsillaggá válik. Minthogy a cepheida instabilitási zóna centrális helyet foglal el a HRD-on, jelentősége különösen nagy. Egy csillag élete során többször is áthaladhat rajta. A β Cephei és vörös változók instabilitási övezeteinek meglétét még nem értjük kielégítően. Viszont

[1] A mechanikus sajátrezgés periódusát meghatározó $PM^{1/2}R^{-3/2}$ = állandó periódus-sűrűség reláció lényegét jobban megérthetjük, ha emlékezünk arra, hogy a III. KEPPLER-törvény is hasonló alakú: $PM^{1/2}a^{-3/2}$ = állandó, ahol P a keringési periódus, M a centrális tömeg, a pedig a pálya fél nagytengelye.

[2] Opacitás az egységnyi tömegű anyag által elnyelt sugárzási energia mennyisége.



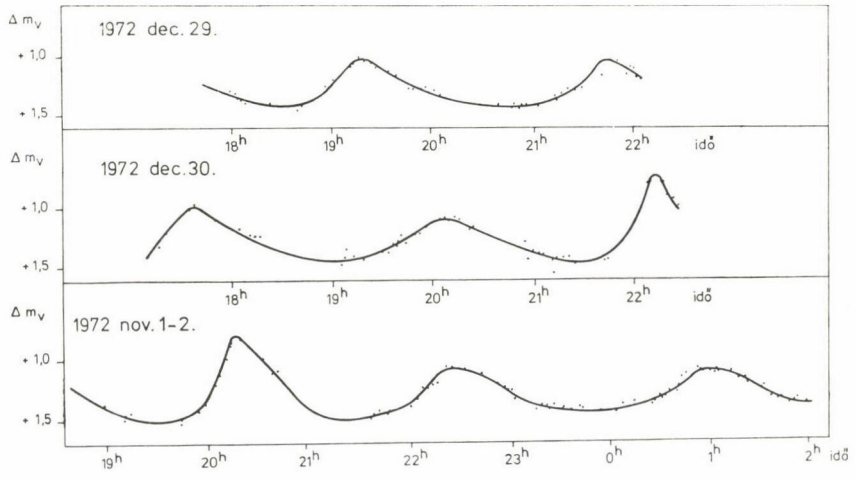
2. ábra. HERZSPRUNG-RUSSEL diagram. log T_{eff}: a felszíni hőmérséklet logaritmusa; M_{bol}: a fényerősség magnitúdója. Az erős fekete kétágú görbe az ún. kettős populációs objektumokat jelöli

a cepheida instabilitási zónát az előbb vázoltak alapján tudjuk magyarázni, a határokat kvantitatíve is meg tudjuk adni. A hélium-ionizációs zóna mélysége a csillag állapotától függ, amely végső soron meghatározza a HRD-ben elfoglalt helyét is. Ha az ionizációs zóna túlságosan mélyen van, vagy pedig túlságosan közel van a csillag felszínéhez és vékony, instabilizáló hatását nem tudja kifejteni.

Gyakori jelenség a pulzációs változócsillagok között a többszörös periodicitás, melynek többféle oka is lehet. A cepheidáknál és törpe cepheidáknál előfordul, hogy a csillag nemcsak alapperiódusával pulzál, hanem első és második felharmonikus rezgéseket is végez. Példaként az RV Arietis nevű törpe cepheidát említjük, melynek $P_0 = 0{,}09313$ napos alaprezgését a $P_1 = 0{,}07195$ napos első felharmonikus rezgés modulálja. A 3. ábra az RV Arietisről 1972-ben három különböző éjszaka végzett megfigyeléseinket mutatja. Jól látható, hogy a fénygörbe két rezgés szuperpozíciójaként áll elő.

Az egyidejűleg alap és felharmonikus periódussal pulzáló változók azért tettek különös jelentőségre szert, mert a többszörös periódusok ismeretében ezen csillagok mérete és tömege meghatározható, ugyanakkor a csillagok belső szerkezetéről alkotott elképzeléseink ellenőrizhetők.

Különleges többszörös periodicitással rendelkezik némely RR Lyrae típusú változócsillag. A másodlagos periódusok (általában 20—100 naposak) a csillagok rotációs periódusával azonosíthatók. A másodlagos fényváltozás valószínűleg azáltal jön létre, hogy a rotációs tengelyre nem szimmetrikus mágneses tér deformálja a pulzáló csillagot. Minthogy a mágneses tér napciklus jellegű változásoknak is alá van vetve feltehetőleg, hosszú, többéves ciklusok létezése is várható. Valóban megfigyelhető több RR Lyrae csillag



3. ábra.

esetében hosszú, 4—20 éves periodicitás. (Pl. az RR Lyrae maga is rendelkezik egy 4 éves ciklussal.) A többszörös periódusú RR Lyrae típusú változók vizsgálatában DETRE LÁSZLÓ akadémikus végzett úttörő munkát.

Mindezek után felvetődik a kérdés, hogy mi tekinthető a pulzáló változócsillag jellemző periódusának. Ésszerű az alapperiódust elfogadni, s a változócsillagot ezzel az értékkel behelyezni a SZÁDECZKY-KARDOSS ELEMÉR akadémikus által felvázolt periódus—karakterisztikus méret diagramba. A pulzáló változócsillagok a mechanikai anyag frekvenciasorozatára illeszkednek.

NAGYLÉPTÉKŰ CIKLIKUS FOLYAMATOK A GALAXISBAN

BALÁZS BÉLA
A FIZIKAI TUDOMÁNYOK KANDIDÁTUSA

A Galaxisban végbemenő nagyléptékű ciklikus folyamatok a SZÁDECZKY-KARDOSS ELEMÉR akadémikus átfogó bevezető előadásában szereplő osztályozás B. főcsoportjába tartoznak, és közülük az alábbiak a legjelentősebbek:

a) A Galaxis gravitációs potenciálterében végbemenő szabad rezgőmozgások, így a rotáció és az ún. epiciklikus mozgás;

b) a spirális szerkezetet okozó gravitációs sűrűséghullám;

c) a galaxismag ciklikus aktivitása által keltett oszcilláció.

A Galaxis organizációs szintjének, a strukturális léptéklépcsőn elfoglalt helyének megfelelően, e folyamatoknál — melyek szerves kölcsönhatásban állnak egymással — az általános gravitáció játszik domináns szerepet.

Ismeretes, hogy a többi spirális galaxissal együtt (melyek az összes csillagrendszerek mintegy 65%-át teszik ki) Tejútrendszerünk rotációs szögsebessége is a centrumtól mért távolság függvénye. Ha tehát a spirálkarok anyagcsövek lennének, akkor állandó deformációnak lennének kitéve, néhány körülfordulás után felcsavarodnának és feloszlanának. Mint az utóbbi években kiderült, a felcsavarodást a karokban jelen levő mágneses mező sem tudná megakadályozni, mivel a — pulzárok és más rádióforrások polarizált sugárzásának FARADAY-rotációjából, ill. a 21 cm-es hidrogénvonal ZEEMAN-felhasadásából mért — térerősség mindössze 3μ gauss körül van, és így a mágneses energiasűrűség az intersztelláris gáz turbulens mozgása energiasűrűségének nagyságrendjébe esik, ami jelentősen alatta marad a gáz galaktikus rotációjából származó energiasűrűségnek (I. táblázat). A mágneses mező tehát nem képes a gáz nagyléptékű mozgását jelentős mértékben szisztematikusan befolyásolni.

Erre a konklúzióra tisztán heurisztikusan azon általános meggondolásból is eljuthatunk, hogy a Galaxis organizációs szintjének, a strukturális lépték-lépcsőn elfoglalt helyének megfelelően, fő morfológiai sajátosságának kialakításában az alapvető fizikai kölcsönhatások közül a gravitációnak kell dominálnia. Hiszen a 10^{28} cm karakterisztikus mérettel rendelkező Metagalaxistól a galaxishalmazokon, galaxisokon, galaxismagokon, csillagokon keresztül egészen a 10^{8} cm-es bolygószerű testekig, a képződmények uralkodó

I. táblázat

Energiasűrűségek a Galaxisban [10^{-12} erg/cm^3]

Galaktikus rotáció	1300
Intersztelláris gáz turbulens mozgása	0,5
Elektromágneses sugárzás	0,7
Kozmikus sugárzás	1
Mágneses mező (10^{-5} gauss)	4

kölcsönhatási formája a gravitáció, és — a kisebb méretek felé haladva — csak ezután válik lényegessé az elektromágneses kölcsönhatás. Ezt figyelembe véve a felcsavarodási problémát úgy kerülhetjük meg, ha feltételezzük, hogy a karok anyaga nem állandó, hanem a spirális struktúra egy, a Galaxisban állandóan jelen levő, nagyléptékű sűrűséghullám helyi maximumaiból áll egybe. A sűrűséghullám mind a csillagok, mind a gáz eloszlását befolyásolja, mozog a csillagrendszer anyagához képest, és így nincs szükségképpen kitéve a differenciális rotáció deformáló hatásának. Lényeges kiemelni, hogy a sűrűséghullám kvázistacionárius; tovaterjedését és fennmaradását elsősorban az a hullámszerű zavar biztosítja, melyet az okozott sűrűségfluktuáció a Galaxis gravitációs terében létrehoz. (Analóg jelenséggel ütközésmentes plazmákban találkozhatunk, ott azonban a hullámot az elektromágneses tér perturbációja tartja fenn.)

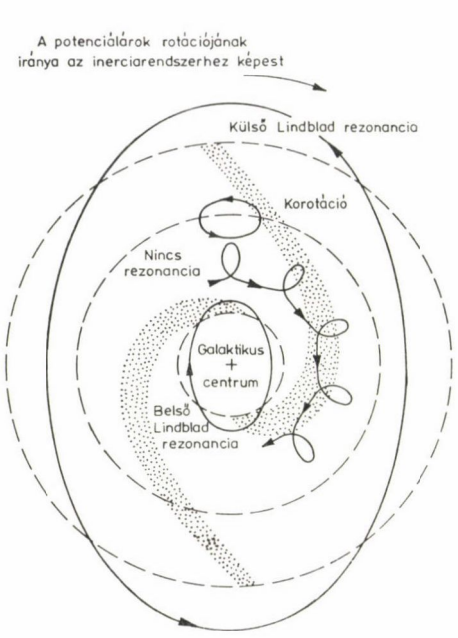
B. LINDBLAD csak félsikert hozó próbálkozásai után, a galaktikus méretű sűrűséghullámok centrális jelentőségére C. C. LIN és munkatársai irányították rá a figyelmet (LIN, 1964). LIN elgondolása értelmében a spirális galaxisok jellegzetes felépítése a csillagrendszer magja körül rotáló kvázistacionárius sűrűséghullám következtében jön létre. A gázdinamika tömegmegmaradási és kontinuitási egyenleteinek megfelelően, a sűrűséghullám jelenléte a csillagok és az intersztelláris gáz egyszerű kör-, ill. ellipszis mozgásának perturbálásával jár együtt. A sűrűségmaximumok környékén az anyag mozgása szükségképpen lelassul, a galaktocentrikus pályamenti sebesség periodikusan fluktuál.

A kozmikus objektumok a Galaxis középpontja körül általában kisebb-nagyobb excentricitású ellipszis pályákon keringenek. Mozgásuk LINDBLAD nyomán elliptikus epicikloisokkal is leírható (1. ábra). A $\varkappa\,(R)$ epiciklikus frekvencia a galaktikus rotáció egyéb alapjellemzőivel az alábbi kapcsolatban van:

$$\varkappa(R) = 2\sqrt{-B(A-B)} \tag{1}$$

itt az A és B ún. OORT-féle mennyiségek a következő módon függnek az $\Omega\,(R)$ rotációs szögsebességtől:

$$A(R) = -\frac{1}{2} R \frac{\mathrm{d}\Omega}{\mathrm{d}R}; \qquad B(R) = A - \Omega \tag{2,3}$$



1. ábra. LINDBLAD-féle epiciklikus pályák és rezonanciák egy Ω_p szögsebességgel rotáló galaktocentrikus koordinátarendszerben

$\Omega(R)$ és $\varkappa(R)$ az R galaktocentrikus távolságban végbemenő szabad rezgőmozgások sajátfrekvenciáiként foghatók fel. Könnyen látható, hogy a fenti sajátértékek, valamint a mereven rotáló sűrűséghullám Ωp szögsebessége között rezonanciák léphetnek fel. Ezek közül az alábbiak a legfontosabbak:

a) Korotáció: $\Omega - \Omega_p = 0.$ (4)

b) Belső LINDBLAD rezonancia: $\Omega - \Omega e = \varkappa/2.$ (5)

c) Külső LINDBLAD rezonancia: $\Omega - \Omega e = -\varkappa/2.$ (6)

A megfelelő nem perturbált pályalakokat az 1. ábra szemlélteti egy Ωe szögsebességgel rotáló — azaz a spirális mintához képest nyugalomban levő — koordinátarendszerben. A rezonancia szögsebességeknek megfelelő rezonanciarádiuszok Ω_p mellett tehát $\Omega(R)$ függvényalakjától, azaz a csillagrendszer tömegeloszlásától függenek. (A tömegeloszlásra forgásszimmetrikus modell éppen a centrumtól mért távolsággal változó $V_{\mathrm{rot}}(R) = R\,\Omega(R)$ körsebesség megfigyelt függvényalakjából vezethető le. Schmidt, 1965.) Már LINDBLAD eredeti elmélete nagymértékben kihasználta azt a tényt, hogy Tejútrendszerünkben $\Omega - \varkappa/2$ egy aránylag széles gyűrűtartományban szinte független a galaktocentrikus távolságtól. Ωe alkalmas értékére tehát az egész tartományban rezonancia lép fel. A belső és külső LINDBLAD-rezonanciák LIN elméletében a sűrűséghullám radiális kiterjedésének határait szabják meg.

Miután a galaxisok igen jelentős részének spirális struktúrája hosszú időn keresztül stacionárius (és környezetüktől nagymértékben izolált rendszerekről van szó), a spirálkarok jelenlétére csak „önfenntartó", neutrális sűrűséghullám adhat magyarázatot. A hullám paramétereit az alábbi módon kaphatjuk meg. Feltesszük, hogy egy kis zavar lépett fel a galaxis egyébként forgásszimmetrikus sűrűségeloszlásában:

$$\varrho \text{ (perturbált)} = \varrho_0 \text{ (nyugalmi)} + \varrho_1 \text{ (zavar)}, \qquad (\varrho_1 < \varrho_0).$$

A csillagrendszer sűrűségeloszlásának időbeli viselkedését leíró differenciálegyenletek (LIOUVILLE-egyenlet, ill. kontinuitási egyenlet, EULER-egyenlet, POISSON-egyenlet), ϱ_1 számára linearizálhatók, és megoldásul csillapított, neutrális vagy növekvő amplitúdójú hullámokat adnak. Kimutatható, hogy a megoldástípusok az alábbiak:

$$\varrho_1(R, \Theta, t) = \zeta(R) \exp\{i[\omega t - m\Theta + \Phi(R)]\}. \tag{7}$$

(Itt R és Θ, galaktocentrikus és a fő szimmetriasíkba eső polárkoordináták, t az idő, $\zeta(R)$ a sűrűséghullám időtől független és R-el csak lassan változó amplitúdója, ω a rezgés valós és konstans frekvenciája, m a rendszerben kialakuló maximális sűrűségű vonalak, „karok" száma, $\Phi(R)$ pedig a hullám radiális fázisa.) Az adott feltételek mellett azonnal látható, hogy a minta egyenlő sűrűségű helyei az

$$\omega t - m\Theta + \Phi(R) = \text{const.} \tag{8}$$

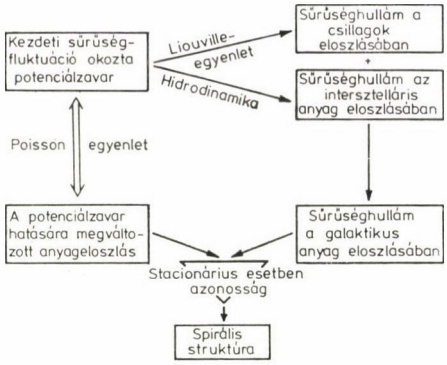
feltételnek tesznek eleget, és — a gyakorlatban megfigyelt — ún. állandó inklinációjú spirális formát is felvehetnek; továbbá, hogy a (7)-nek eleget tevő sűrűséghullám merev testként rotál, mégpedig

$$\Omega p = \omega/m \tag{9}$$

szögsebességgel. A zavar akkor lesz stacionárius, ha a galaxis gravitációs potenciálterében általa létrehozott perturbáció a sűrűségeloszlásban éppen olyan kismérvű megváltozáshoz vezet, mely azonos a kezdeti sűrűségfluktuációval.

A fentiek alapján (7) jobb oldalán szereplő függvények, ill. paraméterek meghatározhatók. A kezdeti sűrűségfluktuáció okozta potenciálzavarból a POISSON-egyenlet felhasználásával kiszámítható egyrészt az utóbbi által létrehozott teljes sűrűségmegváltozás, másrészt az ütközésmentes LIOUVILLE-egyenlet[1] alapján a csillagok térbeli sűrűségében, ill. a hidrodinamikai alapegyenletekből az intersztelláris gáz sűrűségében beállott változás. A minket

[1] Mint azt S. CHANDRASEKHAR már 1942-ben kimutatta, a Galaxis egy átlagcsillaga csak minden 10^{13}—10^{14} évben ütközne valamelyik társával, tehát a rendszer élettartama alatt a „csillaggáz" ütközésmentesnek tekinthető.



2. ábra. A kvázistacionárius sűrűséghullám paramétereinek meghatározási sémája

érdeklő stacionárius esetben a POISSON-egyenletből adódó megoldásnak azonosnak kell lennie a csillagok, ill. a diffúz anyag sűrűségfluktuációjának összegével (2. ábra).

Egy galaxisban természetesen csak akkor maradhatnak fenn neutrális sűrűséghullámok, ha a rendszer nem hajlamos arra, hogy benne lokális gravitációs kollapszusok (ún. JEANS-instabilitások) lépjenek fel. A. TOOMRE még 1964-ben kimutatta, hogy egy matematikailag elhanyagolható vastagságú csillagrendszerben akkor nem keletkeznek JEANS-instabilitások, ha a hozzátartozó objektumok radiális irányú pekuliáris sebességeinek lokális diszperziójára érvényes az alábbi egyenlőtlenség:

$$\overline{(v_{\mathrm{rad}}^2)}^{1/2} > 3{,}36G\sigma/\varkappa \tag{10}$$

(ahol ϱ a fősíkra vetített felületi sűrűség, $\varkappa$ az epiciklikus frekvencia, G a gravitációs állandó). Napunk környezetében a kritikus érték (10) alapján 52 km/s, a galaktikus korong valódi vastagságát figyelembe véve pedig 37 km/s. Ez utóbbi érték majdnem azonos a Tejútrendszer fő tömegét alkotó késői típusú törpe csillagok R-irányú sebességdiszperziójával, ami korántsem véletlen. Ha ugyanis a diszperzió egy galaxisban kezdetben a kritikus érték alatt marad, a fellépő kollapszusok következtében mindaddig növekedni fog, amíg azt el nem éri, azaz a helyzet nem stabilizálódik. A JEANS-féle instabilitások megszűnésével azután a sebességdiszperzió növekedése is megáll, ami a LIN-elmélet szempontjából igen lényeges, mivel a kritikus értéket jelentősen meghaladó diszperzió esetén a neutrális sűrűséghullám tovaterjedésének feltételei kedvezőtlenekké válnak.

A Galaxis anyagában tovaterjedő sűrűséghullám egyébként együtt mozog a gravitációs potenciáltérben létrejövő fluktuációval: a maximális sűrűségű helyek a „potenciálárkokkal" esnek egybe. TOOMRE említett eredményével összhangban, $\zeta(R)$ annál nagyobb, minél kisebb a rendszerhez tartozó objek-

tumok sebességdiszperziója (ezért az intersztelláris gázban jóval erősebb zavar jelentkezik, mint a csillagok között). A merev testként — és általában a Galaxis anyagáétól eltérő szögsebességgel — rotáló potenciálárkok áthaladását az anyaggal együttmozgó megfigyelő

$$\mu = m[\Omega_p - \Omega(R)]/\varkappa \tag{11}$$

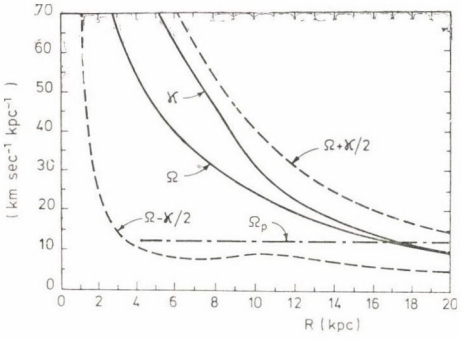
frekvenciával észleli. Megfelelő stacionárius megoldás csak a $\mu^2 < 1$ feltétel mellett létezik, azaz teljesülnie kell az

$$\Omega - \varkappa/m < \Omega_p < \Omega + \varkappa/m \tag{12}$$

egyenlőtlenségnek. Tehát — összhangban a megfigyelésekkel, valamint a LINDBLAD-féle rezonanciáknál elmondottakkal — a spirálkarok a csillagrendszer centruma körül csak egy meghatározott körgyűrűben maradhatnak fenn. A 3. ábra a SCHMIDT-féle tömegeloszlási modell alapján tünteti fel a rotációs és epiciklikus frekvenciák lefutását Tejútrendszerünkben. Látható, hogy $m = 2$ esetén a spirálkarok kialakulására alkalmas tartomány sokkal szélesebb, mint $m > 2$ mellett. (Ugyanez mondható el a legtöbb dinamikailag analizálható normális spirális galaxisra.) A spirálkarok száma tehát általában kettő, és további ágak csak a csillagrendszer szélén léphetnek fel, ahol $\varkappa$ és Ω már alig tér el egymástól, és a galaktocentrikus távolsággal csak igen lassan változik. A Tejútrendszer spirális szerkezetét fenntartó sűrűséghullám alapadatait LIN nyomán a II. táblázat tartalmazza.

A sűrűséghullámfront tehát — mint kétkarú spirális minta — 500 millió éves periódussal merev testként rotál a Galaxis centruma körül, mégpedig a Nap galaktocentrikus távolságában az anyagénál jóval kisebb szögsebességgel.

A LIN-féle koncepció csillagkozmogóniai elképzeléseinket is lényegesen befolyásolja. A fentiekben tárgyalt lineáris közelítésben a csillagok, ill. az intersztelláris anyag „nyugalmi" eloszlását megzavaró sűrűséghullám csak relatív amplitúdójában különbözik egymástól. (Miután a csillagközi anyag az egész



3. ábra. A rotációs és epiciklikus frekvenciák lefutása Tejútrendszerünkben a SCHMIDT-féle tömegeloszlási modell alapján

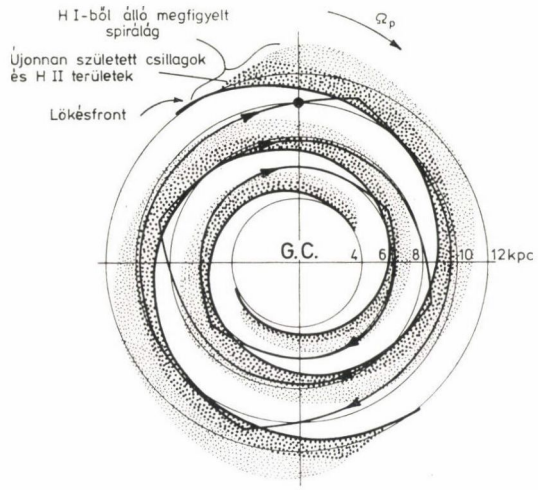
II. táblázat

A kvázistacionárius sűrűséghullám alapadatai

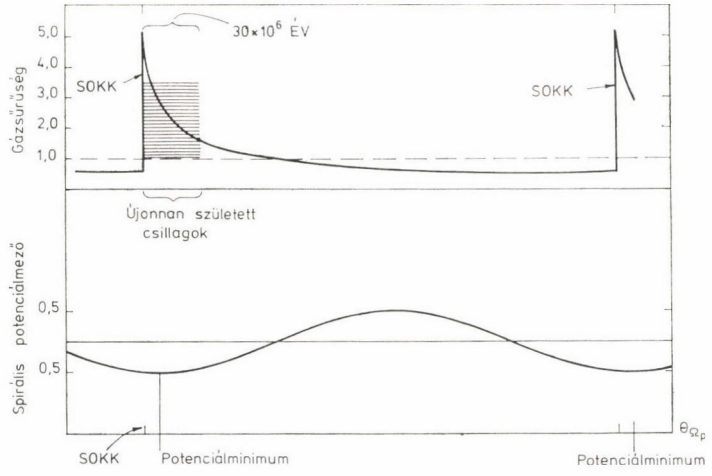
A merev testként rotáló hullámfront szögsebessége	$\Omega p = 12$ km/s · kpc
A belső LINDBLAD-rezonancia helye	$R = 3-4$ kpc
A korotáció helye	$R = 15-18$ kpc
A külső LINDBLAD-rezonancia helye	$R \cong 25$ kpc
A Nap távolságában ($R = 10$ kpc):	
A gravitációs „árok" amplitúdója	5%
A sűrűségnövekedés teljes amplitúdója	10%
Ebből a csillagokra jut	5%
Az intersztelláris anyagra szintén	5%
R irányú sebességdiszperzió	
csillagokra	$\leqslant$ 40 km/s
csillagközi gázra	$\leqslant$ 10 km/s
A gáz áramlási sebességének szisztematikus eltérése a körmozgásétól	$\leqslant$ 15 km/s

rendszer tömegének 10%-át sem teszi ki, a teljes sűrűség 5%-os megnöveléséhez sokkal nagyobb relatív amplitúdóra van benne szükség, mint a csillagok esetében.) A galaktikus sűrűséghullám viselkedését jobb közelítésben leíró nem-lineáris megoldások azonban kvalitatív eltérést mutatnak: az intersztelláris gázban a potenciálárkokon való áthaladás lökéshullámokat kelt. W. W. ROBERTS (1969) szerint csillagrendszerünkben $R = 10$ kpc galaktocentrikus távolságban a lökéshullámfrontban létrejövő maximális sűrűség 5-szöröse a nyugalmiénak, ha a potenciálárok relatív „mélysége" 5%. A gáz áramvonalai az Ωe szögsebességgel rotáló koordinátarendszerben olyan (körhöz közeli) zárt görbék, melyeknek a lökéshullámfrontokban töréspontjai vannak. A potenciálároknál nagyobb szögsebességgel mozgó gázban a lökéshullámfront elérésekor a hirtelen sűrűségnövekedéssel együtt nagymérvű kompresszió is fellép, így döntően megjavulnak az új csillagok kialakulásának feltételei. (Egyúttal az intersztelláris porrészecskék képződése is meggyorsul, ami magyarázatot ad arra, hogy miért rajzolják ki a fényelnyelő kozmikus ködök is a spirális struktúrát.) Egy tipikus HI-felhő általában $3 \cdot 10^7$ évig tartózkodik a csillagok születése szempontjából termékeny tartományban. Mivel a lökésfront a spirálkarok belső szélén helyezkedik el, a fiatal O-csillagok és az általuk gerjesztett HII-területek is itt figyelhetők meg, erősen kiemelve a belső kontúrokat (4., 5. ábra). Tekintve, hogy a csillagok a sűrűséghullámnál általában lényegesen nagyobb szögsebességgel mozognak, a spirálkarokban a galaktikus rotáció irányában egyre idősebb csillagok találhatók, és ezzel a képpel konzisztens tendenciát mutat a különböző korú nyílthalmazok eloszlása is (WIELEN, R., 1971).

A spirálkarok és általában a galaktikus korong kor szerinti rétegződésének, átvitt értelemben vett „évgyűrűinek" feltárása jelenleg a galaktikus



4. ábra. Spirális galaxis sematikus szerkezete a nagyléptékű lökéshullámfront, valamint az újonnan kialakult csillagok, ill. a gáz áramlási vonalainak feltüntetésével egy Ωp szögsebességgel rotáló koordinátarendszerben



5. ábra. Az intersztelláris gáz sűrűségének változása potenciálminimumtól-potenciálminimumig R $\approx$ 10 kpc galaktocentrikus távolságban

csillagászat egyik legfontosabb feladata. Ezen a téren nem csak a különböző korú csillagok térbeli eloszlása, hanem kinematikai sajátosságai is segítségünkre lehetnek. Tudjuk pl., hogy az intersztelláris gáz sebességdiszperziója jelentősen kisebb, mint általában a csillagoké, és az újonnan keletkezett csillagok „lecsatolódásukkor" egy ideig megőrzik annak a közegnek a megfelelő kinematikai jellemzőit, amelyből születtek. Mint ahogy azonban arra R. Woolley és M. P. Candy 1968-ban rámutatott, miután a „csillaggáz" nem

rendelkezik az intersztelláris anyagéhoz hasonló hűtési mechanizmusokkal, a galaktikus gravitációs tér irregularitásaival való kölcsönhatás következtében idővel növekvő sebességdiszperziót mutat fel a fősíkra merőleges irányban. Minél idősebb tehát a csillagok valamely alrendszere, annál nagyobb a sebességdiszperziója. Mint ahogy azt a MTA Csillagvizsgáló Intézetének Sztellárstatisztikai Osztályán folyó kutatások is alátámasztják (BALÁZS LAJOS, 1975), a Naprendszer megfelelő környezetében a csillagok kinematikailag jól elkülönülő, diszkrét alrendszerekre bonthatók, ez pedig nagyléptékű, szakaszos születésükkel magyarázható, összhangban a sűrűséghullám elmélettel.

A LIN-elmélet tehát ezen a téren is megbízható iránytűnek mutatkozik, és egyáltalán nem véletlen, hogy az utóbbi években a spirális struktúra hullámjelenségként való felfogása uralkodóvá vált. A spirálkarok nem azért olyan szembeötlőek, mert sokkal anyaggazdagabbak környezetüknél, hanem azért, mert tömeg- és időegységenként sokkal több energia szabadul fel bennük, mint a Galaxis halványabb területein. Miután pedig — a normális spirális galaxisokhoz hasonlóan — Tejútrendszerünk tömegének túlnyomó része is idősebb halvány csillagok formájában van jelen, a spirálkarok feltűnő kontrasztját olyan fiatal objektumok intenzív fénye okozza, melyek születését és elhelyezkedését a „szürke tömeget" alkotó törpe csillagtársaik által keltett gravitációs tér kvázistacionárius, ciklikus perturbációja szabja meg.

Bármennyire is kedvezőek a feltételek a galaktikus méretű neutrális sűrűséghullám fennmaradásához, valamiféle energiadisszipációval természetesen mindig számolnunk kell. Mint ahogy arra J. H. OORT és munkatársai 1972-ben rámutattak, a sűrűséghullámnak évente mintegy 10^{46} erget kell a rezonanciatartományban húzott bármely galaktocentrikus körön keresztül szállítania. D. LYNDEN-BELL (1970) szerint a sűrűséghullám energiaveszteségét mindenekelőtt a Galaxis rotációs energiájából pótolja, mégpedig minden jel szerint az alábbi módon:

A korotációs rezonanciatartomány mentén azok a csillagok, melyeknek epicentrumai csupán csekély mértékben vannak kisebb távolságra a Galaxis centrumától, mint az R_k korotációs távolság, azaz amelyekre $\Omega(R_k) = \Omega_p$ mellett

$$0 < R_k - R \ll R_k, \tag{13}$$

a sűrűséghullámnál valamivel nagyobb körsebességgel rendelkeznek, és azt gyorsítják (ill. impulzusmomentumot adnak át). Azok a csillagok viszont, melyeknek epicentrumai kissé a korotációs körön kívül fekszenek, azaz amelyekre

$$0 < R - R_k \ll R_k, \tag{14}$$

a sűrűséghullámnál valamivel kisebb körsebességgel keringenek, és attól impulzusmomentumot vonnak el. Végeredményben az, hogy az előbbi kölcsönhatások folyamán a sűrűséghullám energiát nyer vagy veszít, attól függ, hogy

a galaktikus korong korotációs zónájában a galaktocentrikus rádiusz növekedésével milyen gyorsan csökken az anyag sűrűsége. Kiválasztási szabályként kezelhető, hogy a (12)-nek eleget tevő Ωe rotációs periódusok közül a csillagrendszerben az realizálódik, amelyiknél a korotáció megfelelően erős sűrűséggradiens mellett következik be. Mivel a (13)-nak eleget tevő epicentrumokkal rendelkező csillagok pályamenti impulzusmomentuma a sűrűséghullámmal való kölcsönhatás következtében csökken, e csillagok pályaátmérője egyre kisebbé válik. Miután — analóg megfontolás alapján — a (14)-nek megfelelő csillagok pályaátmérője növekszik, a korotációs tartomány sűrűsége lecsökken. LYNDEN-BELL számításai szerint a korotációs zóna idővel befelé vándorol, maga előtt nyomva az intersztelláris anyagot is. Így a sűrűséghullám és a galaktikus rotáció, valamint epiciklikus mozgás kölcsönhatásaként a csillagrendszer fajlagos impulzusmomentuma csökken, és egyúttal centrális tömegkoncentrációja megnövekszik.

Lényegében a fent vázolt kölcsönhatásnak tudható be, hogy — mint ahogy arra a közelmúltban többen is rámutattak (W. W. ROBERTS; M. S. ROBERTS és F. H. SHU, 1975.) — a normális spirális galaxisok HUBBLE-féle, tisztán fenomenológiai osztályozása helyettesíthető a csillagrendszerek olyan alapvető fizikai paraméterein alapuló osztályozással, mint a centrális tömegkoncentráció foka és a korotációs rádiusszal osztott össztömeg. Mint láttuk, ezek ugyanis szoros kapcsolatban állnak a spirális galaxisok fő morfológiai sajátosságait kialakító gravitációs sűrűséghullámmal.

Ha tehát egy galaxisnak erőteljesen fejlett spirális struktúrája van, specifikus impulzusmomentuma várhatóan viszonylag alacsony és centrális tömegkoncentrációja nagy. Miután bizonyos tömeghatár felett a galaxismag instabil, jogosan felvetődik a kérdés, hogy esetleg nem áll fenn egy olyan nagyléptékű ciklus is, melynek során a galaxismag periodikus aktivitása „regenerálja" a galaktikus sűrűséghullámot (amely azután a fentiek alapján visszahat a mag aktivitására).

Saját csillagrendszerünkre vonatkoztatva megállapíthatjuk, hogy bár csak az utóbbi 20 évben fejlődtek ki azok a megfigyelési technikák, melyek segítségével — képletesen szólva — Galaxisunk centrumáig „látunk"; a különböző hullámhossz-ablakokon végzett megfigyelések összesítése meglepő hasonlóságot tárt fel a Tejútrendszer és az ún. SEYFERT-galaxisok (azaz igen aktív magú galaxisok) magja között.

Jelenleg Galaxisunk magja viszonylag nyugodtan viselkedik. Energialeadása 10^{-4}-szerese a SEYFERT-galaxisokénak és kevesebb, mint 10^{-7}-szerese a kvazárokénak (III. táblázat). Egyre sokasodnak az evidenciák azonban arra vonatkozóan, hogy a mi csillagrendszerünk történetében is vannak igen aktív szakaszok. Ezekben a szakaszokban a SEYFERT-jelleg elsősorban az erős infravörös és rádió emisszióban, valamint a nagysebességű anyagkiáramlásban testesül meg.

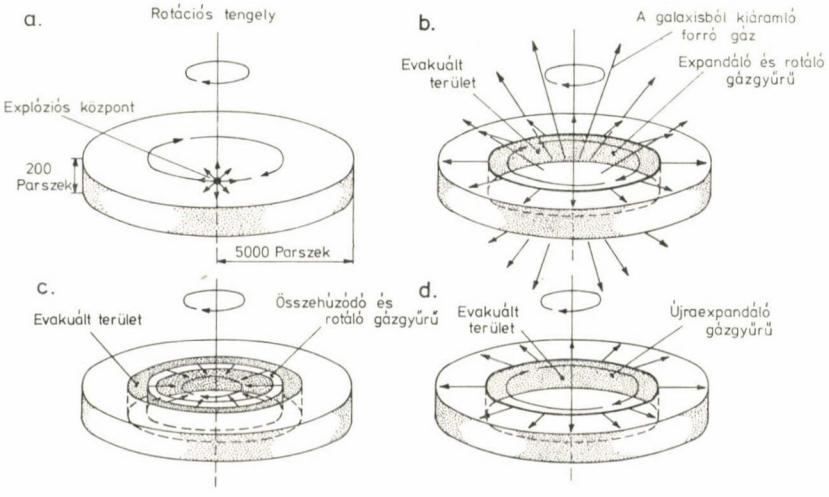
III. táblázat

Különböző galaxisok magjának aktivitása

Objektum	Luminozitás [erg/s]	Élettartam [év]	Teljes emittált energia [erg]	Teljes észlelt kinetikus energia [erg]
Kvazárok	$10^{47}-10^{48}$	10^{6}	10^{62}	10^{60}
SEYFERT-galaxisok	$10^{44}-10^{45}$	10^{8}	10^{61}	$10^{55}-10^{60}$
Tejútrendszer	$10^{39}-10^{40}$	10^{10}	10^{58}	$10^{53}-10^{54}$

J. H. OORT és munkatársai voltak az elsők (ROUGOOR, G. W., 1964.), akik megállapították, hogy Galaxisunk centrumától 3 kpc-re felénk és az ellenkező oldalon egy-egy expandáló kar helyezkedik el. (A felénk eső részen a radiális sebesség — 50 km/s körül van.) A kifelé irányuló heves gázmozgás, valamint a centrum irányából észlelt szinkrotron sugárzás a magban lejátszódott robbanásra utal. Miután az expandáló karok kinetikus energiája 10^{53} erg, izotróp robbanás esetén mintegy $3 \cdot 10^{58}$ erg energiának kellett felszabadulnia (mely energia 10^{4} Nap tömegével ekvivalens). Ha a robbanáskor kidobott tömeg százmillió naptömeg, akkor a jelenleg megfigyelt kép a robbanás után tízmillió évvel áll elő (6. ábra).

A robbanás után lezajló folyamatot számítógépes modellen követték (SANDERS, R. H. et al., 1973). A modellezést megkönnyíti az a tény, hogy a robbanás csak a viszonylag kis tömegű intersztelláris gázra hat, míg a nagy-



6. *ábra.* Szuperexplózió a Galaxis magjában. a: A robbanás következtében felhevült gáz minden irányba expandál; b: 10 millió évvel később a magból a fősík közelében kiáramlott gáz — maga előtt tolva a korong intersztelláris anyagát — egy 3 kpc rádiuszú gyűrűt formál; c; A gyűrű egy bizonyos maximális méret ($R \approx 4$ kpc) elérése után ismét kontrakcióba kezd; d: A 2,5 *kpc* körüli minimális rádiusz felvételét újból expanzió követi

léptékű mozgások lefolyását meghatározó gravitációs teret lényegében véve a csillagok hozzák létre. A számítások azt mutatták, hogy 10 millió évvel a robbanás bekövetkezése után a magból a fősík közelében kiáramló gáz egy 3 kpc átmérőjű gyűrűt formál. Mivel azonban az anyag expanziója következtében szögsebessége csökken, a centrifugális erő egy idő után már nem tud egyensúlyt tartani a gravitációval, a gyűrű egy bizonyos maximális méret elérése után ismét kontrakcióba kezd. (Ez a helyzet mintegy 4 kpc átmérőnél áll elő.) Kontrakciója során a gyűrű elér egy olyan helyzetet, amikor a centrifugális és gravitációs erők ismét egyensúlyba kerülnek, az összehúzódás azonban az anyag befelé irányuló momentuma következtében még egy ideig tovább folytatódik egészen addig, amíg a gyűrű átmérője a kb. 2,5 kpc-es minimális értéket fel nem veszi, amikor is a már túlsúlyba került centrifugális erők hatására a gyűrű ismét expanzióba kezd. Miután a gyűrű pulzációja csak lassan csillapodik, csupán mintegy minden 500 millió évben kell végbemennie a galaxismagban újabb robbanásnak ahhoz, hogy az oszcilláció fennmaradjon. Feltéve, hogy az időben visszafelé lineárisan extrapolálhatunk, a Galaxis eddigi egész élete során a magban 10^{60} erg szabadult fel, és 10^9 naptömegnyi anyag áramlott ki onnan. Ezek az adatok éppen a SEYFERT-galaxisokra jellemzők, és észleléseinkkel egybevetve feljogosítanak minket annak a feltételezésére, hogy Galaxisunk magja periodikusan SEYFERT-jelleget ölt, továbbá egybevág azzal — az utóbbi időben egyre jobban alátámasztott — hipotézissel, hogy a SEYFERT-galaxisok nem különleges objektumok, hanem a normális spirális galaxisok ciklikusan bekövetkező gerjesztett állapotát reprezentálják. (Analóg meggondolások vezették L. M. OZERNOYt még 1970-ben annak a feltételezésére, hogy az erős rádiógalaxisok, az N típusú kompakt galaxisok és a kvazárok nem különálló galaxistípusok, hanem rendre az elliptikus galaxisok, a kompakt, ill. szuperkompakt galaxisok erősen gerjesztett formái.)

De térjünk vissza a mi csillagrendszerünkre. A jelenlegi elképzelések szerint a mag ismétlődő robbanásaiért a Tejútrendszer centrumában periodikusan képződő, legalább százmillió naptömegű, szupermasszív csillag felelős, melynek aktivitása hozzájárul a galaktikus sűrűséghullám hosszú időn keresztül való fennmaradásához is.

Eddig a központi szupermasszív objektum képződésére lényegében háromféle magyarázatot adtak. Az első a folyamatért a központi vidék csillagainak ütközését teszi felelőssé. A részletes számítások azonban azt mutatták, hogy köbparszekenként 3 milliárd csillagnak kellene lennie ahhoz, hogy az ütközések elegendően gyakoriak legyenek a központi szupercsillag kialakításához. (Ez pedig mintegy háromezerszerese a megfigyelt csillagsűrűségnek.)

A második az intersztelláris (ill. intergalaktikus) gáz gravitációs akkréciójára alapoz. Itt az akkréció rátájával kapcsolatban vannak nehézségek, miután a centrum környéki csillagok ($R \leq 100$ pc) fejlődéses tömegveszteségéből eredő gáz évente csupán $2 \cdot 10^5 M_\odot$ (VAN DER KRUIT et al., 1972), és az intergalak-

tikus gáz beáramlása — melyet főleg nagy galaktikus szélességeken, nagysebességű hidrogénfelhők formájában észlelnek — is egy nagyságrenddel túl kicsiny értéket ad. A kutatók többsége mégis hajlik a centrális szupercsillag kialakulásának akkréciós magyarázatára, mert egyrészt könnyen lehetséges, hogy eddig csak a nagy szélességeken beáramló gáz töredékét észleltük, és a korábban említett LYNDEN — BELL-féle mechanizmus a galaktikus fősík mentén elegendő mennyiségű gázt szállíthat a centrumba; másrészt az akkréciós hipotézis segítségével a spirális galaxisok struktúrája egy olyan nagyléptékű körfolyamat „termékeként" fogható fel, melyben a spirálkarokat létrehozó kvázistacionárius sűrűséghullám lassan disszipáló energiáját olyan központi szupermasszív objektum visszatérő explóziói nyomán nyeri vissza, melynek ciklikus képződését puszta egzisztenciájával segíti elő.

A harmadik magyarázat szerint — mely eredeti formájában V. A. AMBARCUMJANtól származik (AMBARCUMJAN, 1965) — a galaxisok „központi energiatárolói" az anyag ősi, szűkebb környezetünkben ismeretlen, szupersűrű változatát rejtik magukban. Ebből az ún. presztelláris anyagból fejlődnek ki robbanásszerű folyamatok közben a galaxisok egyes strukturális részei. Bár ez az elképzelés sok (itt nem részletezhető) szempontból vonzó, gyenge pontja, hogy egyrészt nem tud magyarázatot adni az energiafelszabadulás periódusosságára, másrészt jelenlegi fizikai ismereteinken kívül eső folyamatokra támaszkodik olyan körülmények között, amikor a permanencia elvének feladása még nem látszik kényszerítő erejűnek.

Összefoglalásul elmondhatjuk, hogy csillagrendszerünk nagyléptékű morfológiai sajátosságait annak gravitációs tere által szabályozott ciklikus folyamatok alakítják ki. A Galaxis organizációs szintjén is igaznak bizonyul az a sajátosság, hogy a magasabb szint rendszerjellegét nem új energiafajták belépése, hanem a rövidebb hatótávolságú kölcsönhatások kiiktatódása következtében zavartalanabbul érvényre jutó, kisebb méretekben gyengébb, de nagyobb hatótávolságú kölcsönhatási forma (jelen esetben éppen a gravitáció) határozza meg. Láttuk, hogy a Galaxisban végbemenő nagyléptékű ciklikus folyamatok — minden valószínűség szerint — szorosan csatolódnak egymáshoz, és a galaktikus korongban tovaterjedő sűrűséghullám térmérete összemérhető az egész rendszerével (melyet viszont a rotációs periódushoz kapcsolva jeleníthetünk meg az általános tér—idő diagramon). Miután a tárgyalt folyamatokhoz kapcsolódó sebességértékek mintegy két nagyságrenddel meghaladják a B. főcsoportra jellemző 1 km/s-os átlagot, könnyen lehetséges, hogy már a Galaxis szintjén is jelentkezik az a metagalaktikus méretekben mutatkozó tendencia,[2] miszerint a mechanikai ritmusok sávja az elektromágneses jelenségek tartománya felé konvergál.

[2] Lásd ankétunk anyagának kozmológiai részét.

IRODALOM

AMBARCUMJAN, V. A.: The Structure and Evolution of Galaxies. 13th Conference on Physics, Univ. Brussels, Interscience Publishers, p. 1, 1965.
BALÁZS L.: Budapest, Mitt., Nr. 68, 1975.
CHANDRASEKHAR, S.: 1942, Principles of Stellar Dynamics, Dover, New York, 1960.
VAN DER KRUIT, P. C. et al.: Astr. Astrophys., **21,** 169, 1972.
LIN, C. C.—SHU, F. H.: Ap. J., **140,** 646, 1964.
LYNDEN-BELL, D.: IAU Symp., **38,** 331, 1970.
OORT, J. H.: AG Mitt., **32,** 15, 1972.
OZERNOY, L. M.: Astr. Tsirk., **581,** 1, 1970.
ROBERTS, W. W.: Ap. J., **158,** 123, 1969.
ROBERTS, W. W. et al.: Ap. J., **196,** 381, 1975.
ROUGOOR, G. W.: 1964.
SANDERS, R. H.—WRIXON, G. T.: Bull. AAS, **5,** 41, 1973.
SCHMIDT, M.: Stars and Stellar Systems, V., Univ. Chicago Press, Chicago—London, p. 513, 1965.
TOOMRE, A.: Ap. J., **139,** 1217, 1964.
WIELEN, R.: Astr. Astrophys., **13,** 309, 1971.
WOOLLEY, R.—CANDY, M. P.: MN., **139,** 231, 1968.

KOZMIKUS CIKLUSOSSÁG ÉS RELATIVISZTIKUS KOZMOLÓGIA

PAÁL GYÖRGY

A kozmikus objektumok fennmaradása az őket létrehozó, egymás hatását közelítőleg kompenzáló erők stabil egyensúlyával magyarázható. Ugyanezen erők hozzák létre az egyes objektumok jellemző mozgásformáit és egyensúly körüli ingadozásait. Így a *ciklusosság* a részlegesen elkülönült stabil kozmikus objektumok gyakorlatilag *univerzális* sajátsága.

Nem-ciklusos mozgásforma olyan esetekben várható, amikor *nincs stabil egyensúly* valamely kozmikus tartományban az ott működő erők között. Egyes extrém esetekben ez szükségszerűvé válhat, az általános relativitáselmélet szerint ugyanis egy sűrűségtől függő kritikus méret felett a gravitáció lehetetlenné teszi stabil rendszerek fennmaradását. A gravitációs-tehetetlenségi hatások ilyenkor minden anyagot „elsodornak" — még a fényt is ! Ez a mérethatár $r \approx (8\pi G \varrho/c^2)^{-1/2}$, ahol G a NEWTON féle gravitációs állandó, c a fénysebesség, ϱ pedig a sűrűség. Az univerzumot betöltő kb. $10^{-30}\, g \cdot \mathrm{cm}^{-3}$ sűrűségű „kozmológiai szubsztrátum" esetén a kritikus méret nagyságrendileg 10^{10} parsec, a kollabált csillagok szupersűrű anyaga esetén pedig mindössze néhány kilométer is lehet. *A gravitációelmélet tehát számszerűen kijelöli a kozmikus ciklusosság elvi határait.*

A kritikus térméretet mindenekelőtt a Földünket körülvevő univerzum lépi túl: így a megfigyelhető világmindenség nem lehet stabil. Ezen elméleti követeléssel teljes összhangban van az empirikusan megállapított HUBBLE effektus — az univerzum tágulása. A gravitációs-tehetetlenségi hatások biztosítják, hogy a tágulás megindulását kijelölő „szinguláris időpont" közelében a megfigyelhető univerzum minden anyagának extrém sűrűségű forró állapotban kellett lennie. A mért sebesség és sűrűség adatok szerint ezen rendkívüli állapot kb. 15 milliárd évvel ezelőtt volt. Az egyes kozmikus objektumok nyilván nem lehetnek idősebbek ezen nagyságrendileg meghatározott „HUBBLE időnél" és eddig még hosszabb időciklusok sem fejlődhettek ki megfigyelhető környezetünkben. *A relativisztikus kozmológia tehát nemcsak a térméretek, hanem a lehetséges ciklusidők elvi-elméleti határát is kijelöli.*

A reális kozmikus objektumok feltűnően tiszteletben tartják az elméleti tér- és idő-korlátokat: térméreteket tekintve nincsenek a galaxishalmazoknál

MTA X. Osztályának Közleményei 8/3—4. 1975

nagyobb kozmikus rendszerek (amelyek szférikus megjelenésükkel gravitációsan „autonómnak" mutatkoznának), időtartamokat tekintve pedig nincsenek néhány milliárd évnél hosszabb kozmikus ciklusok, holott a galaxishalmazokhoz térméretük szerint tiltott hosszúságú ciklusidők tartoznának (vö. SZÁDECZKY-KARDOSS ELEMÉR akadémikus bevezető előadása, 1. ábra, *B* sáv). A valóságos kozmikus objektumok legnagyobbjai a szóban forgó térméretciklusidő ábrázolásban görbülő vonal mentén a fény *A* vonala felé közelednek a tiltott időhatár előtt sűrűsödve. Ez az „extrém-makroszkopikus konvergencia" jól kiegészíti az említett ábrán bemutatott azonos értelmű extrém-mikroszkopikus konvergenciát. Az empirikus adatok ilyen elrendeződése az elmélet alapállításai mellett szóló indirekt evidenciaként értelmezhető. Így független empirikus megerősítést nyer az *univerzum expanziója*, a *gravitáció univerzalitása*, valamint az elvi *tér- és idő-korlátok realitása*.

Az a fentebb említett forró őskorszak, amelyben még nem létezhettek stabil kozmikus objektumok a megfigyelhető univerzum tágulásának első néhány százezer évére terjed ki. Ebben az ún. foton korszakban a táguló „fotongáz" nyomása szétsodorta volna az akkor még ionizált kozmikus közeg minden számottevő kondenzációját. A tágulás és lehűlés következtében a forró foton korszakot az ionizálatlan atomos anyag hidegebb korszaka követte, amikor megszakadt a szoros kapcsolat a fény és a „közönséges anyag" között. Ezen „rekombinációs időtől" kezdve a gravitáció már nem csak pusztított, hanem a kritikus küszöbértéknél kisebb objektumokat építhetett is. A fejlődés elméletileg követhető krónikája szerint először az általános kozmikus közegből gravitációs instabilitás következtében a „protohalmazoknak" kellett kondenzálódniok, amelyeknek elméletileg egyértelműen számítható tömege éppen a legnagyobb megfigyelt kozmikus rendszerek — a galaxishalmazok — tömegével volt egyenlő (10^{15} Nap-tömeg), majd ezek szukszcesszív fragmentációjával kialakultak a galaxisok, csillaghalmazok, csillagok és bolygók. *A relativisztikus kozmológia alapján tehát származtatható a jelenleg ismert kozmikus hierarchia.*

Az egyes hierarchikus (organizációs) szinteken *stabil egyensúlyi képződményeket* találunk. Az egyensúly feltétele alapján fölírhatók a következő elméleti összefüggések:

$$E_p = 2 \cdot E_k \qquad \text{(ún. VIRIÁL-tétel)}, \tag{1}$$

$$\frac{v_{\text{hőm}}^2}{c^2} \approx \frac{v_{\text{szök}}^2}{c^2} \approx \frac{v_{\text{hang}}^2}{c^2} \approx \frac{v_{\text{ker}}^2}{c^2} \approx \frac{\mathcal{R}}{R} \approx \frac{p}{\varrho c^2}, \tag{2}$$

$$T_{\text{koll}} \approx T_{\text{rot}} \approx T_{\text{vibr}} \approx T_{\text{ker}} \approx \frac{1}{\sqrt{G\varrho}}, \tag{3}$$

ahol E_p és E_k a rendszer teljes potenciális és kinetikus energiája, $v_{\text{hőm}}$ a részecskék hőmozgásából származó átlagsebesség, $v_{\text{szök}}$ a szökési sebesség az objektum felszínén, v_{hang} az objektumban terjedő hanghullámok átlagsebessége, v_{ker}

az objektum felszínét súroló képzeletbeli „bolygó" keringési sebessége, c a fénysebesség, R az objektum sugara, $\mathfrak{R} = 2GM/c^2$, G a gravitációs állandó, M az objektum össztömege, p és ϱ az objektum belsejében uralkodó átlagos nyomás és sűrűség, T_{koll}, T_{vibr} és T_{rot} a rendszer kollapszusának, vibrációjának, ill. lehetséges leggyorsabb rotációjának karakterisztikus ideje, T_{ker} pedig a fent említett képzeletbeli „bolygó" keringési ideje. A (2) és (3) összefüggések közelítő érvényűek. *Az egyensúly elmélete tehát konkrét segítséget nyújt a különböző sebesség- és energiafajták egymásra történő kölcsönös átszámításában és a ciklusidők közötti összefüggések vizsgálatában.*

A fenti elméleti összefüggések alapján is világos, hogy a bevezető tanulmány 1. ábrájának elektromágneses „A vonala" fölötti tartomány a reális objektumok számára tiltott terület (mivel $v < c$ és $\mathfrak{R} < R$ minden egyensúlyi képződményre). A szóban forgó tartomány a tapasztalat szerint is „üres". A kozmológiai szukszcesszív fragmentáció elmélete alapján — megfelelő kezdeti feltételek elfogadása mellett — belátható továbbá, hogy a fragmentáció termékeinek elméletileg várható helyei az A vonallal közelítőleg párhuzamos sorozatot alkotnak. Éppen ezt látjuk az empirikus B vonal esetében. Az elmélet és a tapasztalat egyezése fragmentációs kozmogóniai képünk helyessége mellett szóló belső érvnek tekinthető. Állításunk alátámasztására megjegyzendő még, hogy a nem kizárólag fragmentációs mechanizmussal létrejövő objektumok (fehér törpék és neutroncsillagok) valóban nincsenek rajta a B sávon. A kozmológiai ősfluktuációk spektrumára vonatkozó alkalmasan választott *kezdeti feltételek* nélkül azonban az elméletileg lehetséges stabil objektumok a vizsgált ábrázolásban kétparaméteres sokaságot alkotnának ellentétben a tapasztalati adatokkal és a speciális nukleáris energiák révén fenntartott csillagokkal. Analóg módon a csillagokra vonatkozó HERZSPRUNG—RUSSELL-diagramról is elmondható ugyan, hogy annak hátterében is a kozmológiai nukleogenezis által biztosított speciális kémiai ős-összetétel áll (tetszőleges inhomogén kémiai összetétel kétparaméteres HERZSPRUNG—RUSSELL-diagramot eredményezne a VOGT—RUSSELL-tétel értelmében), a kémiai elemek kozmológiai ősspektruma azonban a globálisan izotróp forró univerzum elméletéből egyértelműen következik, míg a sűrűségfluktuációk ősspektruma nem. *A „B ág" tehát kezdeti feltétellel egyenértékű specifikus empirikus információt jelent a relativisztikus kozmológia számára.*

A SZÁDECZKY-KARDOSS tanulmányában definiált „C ágon" fenti képleteink értelmében a gravitáció közvetlenül nem játszik lényeges szerepet. Közvetett hatására utal azonban az a körülmény, hogy a C ágat létrehozó termodinamikai és kémiai folyamatok sebességei nyilván függenek a (2) egyenlet jobb oldalán álló p és ϱ értékektől, amelyeknek meghatározásában a gravitáció alapvető. (Ez a megjegyzés a C ágnak GÁNTI TIBOR által javasolt interpretációjához kapcsolódik.) *A B és C ág távolsága a ma ismert természeti törvények szempontjából nem véletlenszerű.*

A ciklus-hierarchia összefüggések interdiszciplináris áttekintése alapján talán nem tűnik alaptalannak az a remény, hogy amiként a geológia fejlődése elvezetett a *geonómiához* (vö. a mellékelt irodalomjegyzék), úgy a kozmológia fejlődése is elvezet majd egy „*kozmonómiához*".

IRODALOM

Szádeczky-Kardoss Elemér: Geonómia, 1974.
Zeldovics, Ja. B.: Az univerzum szerkezete (áttekintés a mai kozmológiáról), Fizikai Szemle, **XXIV**, 10, 304—308, 1974.
Zeldovics, Ja. B.—Novikov, I. D.: Sztroenie i evoljucija vszelennoj. „Nauka", Moszkva, 1975.
Sexl, R. U.: Black-Hole Physics (in Proc. Summer School: „Particles and Fields in Space", 1973.
Peebles, P. J. E.: Physical Cosmology, Princeton Univ. Press, 1971.

A CIKLUS-ÖSSZEFÜGGÉSEK FÜGGVÉNYKAPCSOLATAI ÉS ÉRVÉNYESSÉGI HATÁRAI

BENKŐ FERENC
A FÖLDTUDOMÁNYOK DOKTORA

SZÁDECZKY-KARDOSS E. vitaindító előadása[1] a ma ismert ciklusos természeti jelenségeket összefoglalóan bemutató koordinátarendszerében az anyag elektromágneses, mechanikai és kémiai — vagy inkább: kémiai és biokémiai — mozgási ciklusai három egyenes (A, B, C) mentén elrendeződve jelennek meg. Ennek a törvényszerű elrendeződésnek a felismerése annak a szükségszerű, egyszersmind azonban logikus ábrázolási módnak a következménye, mely az alapul vett paramétereket — márcsak azok igen széles nagyságrendi skálája miatt is — egyaránt logaritmikus léptékben ábrázolta.

Azzal, hogy az ábrázolás az adatok numerikus kapcsolatát logaritmikussá változtatta, számos előny megszerzését tette lehetővé. Ez ti. — a szemléletes ábrázoláson túlmenően — könnyebbé tette az összefüggések feltárását és matematikai-geometriai kezelését. Az érték logaritmusai közt ugyanis — legalábbis bizonyos határok közt — numerikus összefüggés van, s ez az ábrán lineáris kapcsolatként jelenik meg.

Az ábrán szereplő A, B, C-jelű három párhuzamos egyenes a valóságban természetesen logaritmikus görbe, s ténylegesen nem is párhuzamos egymással. Numerikus értékek alapján közülük legfeljebb egy lehet egyenes, az ti., amelyiknek az iránytangense 45° (ez mindegyikre érvényes), és az origón megy keresztül; ez a feltétel azonban csak az A-görbére teljesülhet a koordinátarendszer jelentéktelen transzponálásával.

A jelenségek közti összefüggéseket kívánatos minél egyszerűbben, lehetőleg *függvénykapcsolat* formájában kifejezni. Ez a követelmény a logaritmikus ábrázolás eredményeként teljesül, s az ábrázolt értékek közti logaritmikus kapcsolat lineárisan, mégpedig egymással párhuzamos egyenesek mentén rendeződve jelenik meg. Így az értékek közti logaritmikus kapcsolat numerikusként kezelhető, s a görbék az egyenes egyenletével fejezhetők ki, vagyis ha maguk az értékek nem is, de logaritmusaik így is kezelhetők.

Ha ti. elfogadjuk, hogy az összetartozó értékpárok ennyire szoros, szemlátomást törvényszerű kapcsolatban vannak egymással, amint ezt az ábrázolt

[1] SZÁDECZKY-KARDOSS ELEMÉR: Ciklus–ritmus összefüggések és a természeti rendszer hierarchiája

empirikus adatok elhelyezkedése és az ankét különböző tudományágakat felölelő tanulmányai valószínűsítik, a kapcsolat függvényszerűen a következőképpen fejezhető ki:

$$\log y_A = \log x_A + \log 10^{10}$$

$$\log y_B = \log x_B + \log 10^{5}$$

$$\log y_C = \log x_C + \log 10^{-5}$$

ahol $y = cm$ és $x = sec.$

Ha a C vonal nem mutatkoznék teljesen párhuzamosnak a B-vel, az összefüggés csak annyiban változnék, hogy a log x_C iránytangense 1-től eltérő érték lenne.

E függvénykapcsolatok — az ábrából következően is — nem végtelen határok közt érvényesek, hanem a tényleges adatok és meggondolások alapján meghatározható korlátok megszabta tartományokban. Ezeket két feltevés alapján állapíthatjuk meg:

— a három görbe alapvetően érvényes és helyes

— az ‚A' görbére érvényes a HUBBLE-féle határ.[2]

Az ‚A'-görbe alsó határaként fogadjuk el a bevezető előadásban felvett 10^{-15} cm értéket; bár ez az elektronnál 3 nagyságrenddel kisebb érték nagyobb, mint a nulla tehetetlen tömegű ismert részecskéké, a fotoné, az elektron-neutrinóé, müon-neutrinóé, ill. ezek anti-neutrinóié és a gravitoné.

A felső határ a HUBBLE-értékkel egyezik meg, azaz 10^{27} cm nagyságrendűnek vehető.

(Az, hogy a független vagy a függő változót vesszük alapul, ebben az esetben végső soron konvenció kérdése, az y és x eszerint akár fel is cserélhetők.)

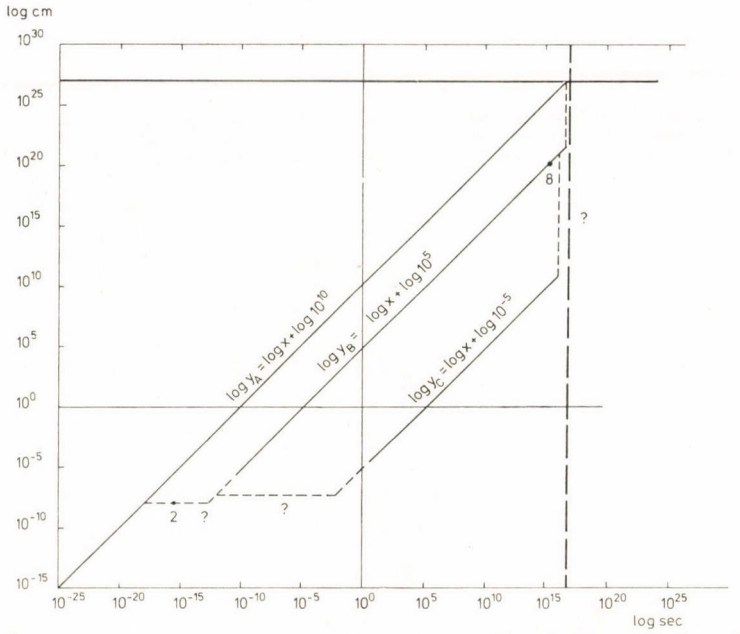
A térbeli értékek természetesen az időbeli korlátokat is meghatározzák. Ennek megfelelően az A-görbe határértékei:

	Minimum	Maximum
y_A	10^{-25} cm	10^{27} cm
x_A	10^{-25} sec	10^{17} sec

A görbének így meghatározott felső időbeli korlátja kb. $2 \cdot 10^{11}$ év; ez nagyságrendben jól egyezik a világegyetem kollabálására megállapított $0{,}86 \cdot 10^{11}$ évvel.

Az anyag mechanikai mozgásának ciklusait kifejező B-görbe felső határa időben semmi esetre sem terjedhet túl az A-görbére érvényes tartományon. Ezért $x_{B\max} \leqq 10^{17}$ sec.

[2] PAÁL L.: Kozmikus ciklusosság és relativisztikus kozmológia.



1. ábra

Az alsó határ megállapítása némileg problematikusabb. Az ábra kb. $x = 10^{-13}$ sec-nél jelzi a logaritmikusan egyenes szakasz végső pontját, s innen a görbét az A-vonal kiinduló pontjához csatlakoztatja; ide fog majd becsatlakozni a C-vonal is. Ebben az esetben az alsó határ magától értetődően y-ra, ill. a felső x-re is egyaránt meghatározott lenne.

Meggondolandó azonban, szükségszerű-e a három vonal közös kiindulási pontból való eredeztetése. Konkrét adatok, ill. ismeretek hiányában felveth tő olyan gondolati modell, amely a B- és a C-görbe kiindulását nem az A-éval közös pontból származtatja, hanem másutt csatlakoztatja az A-, ill. B-vonalhoz. Ebben az esetben a B-görbe alsó határértékét a következők szerint közelíthetjük meg:

Az ábra szerint a hidrogén elektronburkára vonatkozó $y = 10^{-8}$ érték már nem esik a B-görbére; ez a pont felfogható az A-görbe felé való átmenetként. Ennek az értéknek alsó határként való felfogása természetesen önkényes; azt az elvet fejezi ki, hogy az anyag csak bizonyos nagyságrend elérése után képes az elektromágnesesből a mechanikai mozgásba átlépni, ill. mechanikai, pontosabban: a NEWTON-féle törvényekkel jellemezhető mozgást kifejteni.

Ha feltételezzük, hogy az egyik görbéről a másikra való átmenet a határesetekben ugrásszerű, ezt az ábrán vízszintes, ill. függőleges eltolódás jelzi. A diagram ilyen meggondolások alapján módosított változatán (1. ábra) az átmenet ugrásszerű jellegének a hangsúlyozására a görbék befejező szakaszai

minden lekerekítés nélküliek. Ez azonban nem zárja ki a más jellegű átmenetet, ennek megfelelően a vízszintestől eltérő irányú csatlakozást.

Ennek megfelelően az előzően közölt függvénykapcsolatok alapján a B-görbe érvényességi tartományának határaiul a következő értékek ajánlhatók (zárójelben az ábra alapján adódó minimum-értékpár):

	Minimum	(Minimum)	Maximum
y_B	$\leqq 10^{-8}$ cm	10^{-7} cm	$\leqq 10^{22}$ cm
x_B	$\leqq 10^{-13}$ sec	10^{-12} sec	$\leqq 10^{17}$ sec

A C-görbére is — éppúgy, mint a B-re — érvényesnek kell lennie, hogy felső időbeli határa nem haladhatja meg az A-ét, vagyis $x_{C\,\max} \leqq 10^{17}$ sec. Ez az érték azonban pontosabban is behatárolható.

A Földnek mint földtani objektumnak a kora jelenlegi ismereteink szerint $5-6 \cdot 10^9$ év ($= 2{,}628-3{,}1536 \cdot 10^{15}$ sec); mint biológiai ciklusokkal rendelkező földtani objektum, ennél csak fiatalabb lehet. Mivel azonban ez az eltérés a teljes kor 50%-át semmi esetre sem haladja meg, sőt valószínű, hogy az eltérés legfeljebb 25—40%; ez nem okoz nagyságrendi változást, s így a továbbiakban elhanyagolható.

A földi ciklus teljes időtartamát nem ismerjük. Ha azonban érvényes a vitaindító előadásnak az a meggyőző okfejtése, hogy a ciklus térbeli mérete egyben az időbeliség nagyságrendjét is megszabja, ez az ábra alapján a térbeli kiterjedés ismeretében meghatározható, sőt a ciklus jelenlegi mérete nagyságrendileg nagy pontossággal megszabja a még hátralevő időt is.

Ha feltételezzük, hogy a ciklus felénél tartunk, ez $10-12 \cdot 10^9$ évet, azaz $5{,}256-6{,}307 \cdot 10^{15}$ sec-ot jelentene; ha pedig a Föld teljes ciklusának hosszát 20 milliárd évnek vennénk — s ennél aligha lehet hosszabb —, a határérték $x_{C\,\max} = 1{,}051 \cdot 10^{16}$ sec lenne, azaz egy nagyságrenddel kisebb, mint az A-é. Ennek megfelelően a C-görbe B-n keresztül a 10^{16} sec táján fog átmenni A-ba.

A 10^{16} sec-nál nagyobb ciklus egyébként már aligha tartozhat a földtan keretébe. Valószínű, hogy Földünk ciklusai, különösen pedig a biológiaiak jóval hamarabb befejeződnek, mint a világegyetemé, így inkább ez a feltételezés látszik elfogadhatónak.

A C-görbe érvényességi tartományának a felső határai eszerint a következők lehetnek: $x_{C\,\max} = 10^{16}$ sec, ill. $y_{C\,\max} = 10^{11}$ cm.

Az alsó határ az eredeti ábrán a baktérium-ciklust jelölő 9. pont meghatározta méret alatt kell hogy legyen, de feljebb, mint a B minimuma. Ennek megfelelően az alsó határértéket a következőképpen lehetne behatárolni:

$$10^{-8}\,\text{cm} \leqq y_{C\,\min} \leqq 10^{-4}\,\text{cm}\,.$$

Ebből a közölt függvény-képletnek megfelelően

$$10^{-3}\ \text{sec} \leq x_{C\,\min} \leq 10^{1}\ \text{sec}.$$

Bár a vitaindító alapelőadás összefoglaló diagramjainak szerkesztése empirikus adatok alapján történt, a rendezettség annyira szembetűnő, és olyan nagyfokú, s a különböző tudományterületek megállapításaival annyira összhangban van, hogy *a kifejtett rendezési elv* máris elég meggyőzően *általános érvényű*nek tekinthető, éppígy az abból levont legfontosabb következtetések is.

Ennek megfelelően ez az elgondolás a ma ismert ciklusos természeti jelenségek legteljesebb összefoglalását adja. Ha pedig elfogadjuk PAÁL L. hivatkozott előadásának azt a megállapítását, hogy a természeti jelenségek alapvető sajátossága a ciklusosság, azaz a ciklusosság a legáltalánosabb természeti törvény, akkor aligha tévedünk, amikor azt mondjuk, hogy egyben az összes ma ismert természeti jelenségek átfogó rendszerezésének lehetősége áll előttünk.

A logaritmikus ábrázolás felfedte törvényszerűségek azt sejtetik, hogy a természetben a logaritmikus, mégpedig a természetes alapú logaritmikus kapcsolat az általános. Ilyen módon úgy tűnik, a tízes számrendszer nem, ill. nemcsak azért természetes, mert tíz ujjunk van — más ok miatt aligha terjedt volna el ilyen általánosan ez a számrendszer, s alighanem ilyen alapon is „találták fel" —, hanem azért van tíz ujjunk, mert ez a természetes kapcsolatok következménye. Ezért valóban természetes ez a számrendszer, s ezért a legalkalmasabb a természeti jelenségek közti összefüggések kifejezésére.

A ciklusok logaritmikus rendszeréből következik a teljesen szimmetrikus ciklusok ritkasága. A kezdeti vagy a befejező szakaszra a nagy energia jellemző, a másikra a lassúság.[3] Ha azonban az értékeket logaritmikus léptékben raknánk fel, bizonyára nem egy esetben több-kevesebb szabályszerűség, ill. szimmetrikusabb elrendeződés mutatkoznék. (A fosszilis üledékciklusok esetében különben sem a ciklus, hanem csupán terméke áll előttünk, ez pedig gyakorlatilag sohasem teljes.)[4]

Az összefüggések függvényszerű kifejezése számos *előnnyel* jár.

1. Lehetőséget ad arra, hogy bármilyen általános eloszlás felvételével ki lehessen jelölni az egyes görbék *konfidencia-intervallumait*, pl. a 90, 75 stb. %-os valószínűségű mezők határait.

2. Ha az alapul vett két tényező (*cm* és *sec*) közt ilyen szoros kapcsolat van, az ábrázolásban ezek nem dimenzionált *viszonyszám*a is felhasználható. Ez viszont

— lehetőséget ad újabb tényezők, pl. *p*, *t* stb. — mindig könnyebb áttekinthetőséget biztosító — síkbeli grafikus ábrázolására

[3] VÉGH S.-né: Triászkorú üledékciklusok és ritmusok.

[4] BALOGH K.: A földtani ritmus korrelálás kérdései (és SZÁDECZKY-KARDOSS E. ehhez csatlakozó hozzászólása).

— jelzi, hogy az a MARX GY.[5] kifejtette az a törekvés, mely a jelenségek egy értékkel való kifejezését tűzi ki célul, ezen a területen is megközelíthető.

Az anyagnak a diagramban jól elkülönülő háromféle — elektromágneses, mechanikai és kémiai (+ biokémiai) — ciklusa az anyag háromféle mozgásformájának felelhet meg.

A *C*-görbe eszerint az anyag legmagasabbrendű szervezettségi formáit (is) képviseli — legalábbis elkerülhetetlen antropocentrikus felfogásunk ezt mondatja velünk. A *B*-görbe a kozmogóniai anyagot képviseli — pontosabban talán azt, amelynek mozgása a NEWTON-féle mechanikai törvényekkel leírható —, az *A* pedig azt, ahol az anyag köznapi értelemben vett formában már nem is jelenik meg, hanem sugárzása révén ad életjelt magáról, bár kétségtelen, hogy ilyen jellegű anyagi megjelenési formák a másik két görbe alsó szakaszán is vannak. Az *A*-görbe felett — PAÁL L. idézett előadásából következően — nincs reális fizikai-kozmogóniai jelenség.

1. Az a feltevés, hogy a három görbe nem közös pontból indul ki, a mozgás különböző formáit is történetileg (időben) lejátszódó folyamatnak — fejlődésnek — tekinti, s feltételezi, hogy az anyag az elektromágneses mozgási állapotból bizonyos nagyságrendi határértékek elérése után jut el a mechanikaiba, s ebből hasonló módon a kémiai-biokémiaiba.

Az átmenetek ilyen felfogása az anyag kozmikus fejlődésének fokozatait is tükrözi, s nagy vonalakban jól megfelel a világmindenség fejlődéséről kialakított földtani fokozatoknak is, azaz az elektromágneses mozgás hozza létre a mechanikai erőket, majd ebből fejlődik ki a kémiai-biokémiai erők tevékenysége.

Ugyanez érvényes a görbék felső végére is: ebből következően ugyanis a folyamatok végén ugyanez a változás ismétlődnék ellentétes irányban, csak ott lényegesen gyorsulva, amint a természeti ciklusokra is a befejező szakasz felgyorsulása jellemző. Eszerint a mozgásformák összes átmeneteinek fejlődésmenete a következő irányú lenne: elektromágneses → mechanikai → kémiai-biokémiai → mechanikai → elektromágneses.

(Az a megállapítás azonban, hogy a görbék felső — befejező — szakasza gyors, természetesen csak relatív értelemben igaz. Az időkülönbség ui. itt valóban egy, legfeljebb két nagyságrend, szemben a görbék alsó végével, ez azonban a 10^{16} és 10^{17} sec közötti nagyságrendnek felel meg, vagyis $9 \cdot 10^{16}$ sec-ot, durván $1{,}7 \cdot 10^{11}$ évet képvisel. Tehát a változás csak a mérethez képest gyors; a görbe ellenkező végén ti. hasonló távolságok csupán a másodperc töredékeinek felelnének meg — de ott a térbeli méret nagysága is igen kicsi.)

2. Természetesen ez nem jelenti szükségszerűen azt, hogy az egyes mozgásfajták ciklusai nincsenek hatással egymásra; az ábrán az egyes vonalak

[5] MARX GY.: A fizikai periodicitások értékelése

határolta mezők épp ezeknek a kölcsönhatásoknak a területét jelzik. Az ábra alapján tetszetősnek tűnhet az a következtetés, hogy az *A*- és *C*-görbével determinált mozgások csak a *B*-n keresztül lehetnek kapcsolatban egymással. Ez a látszólagos plauzibilitása ellenére magától értetődő következtetés azonban valószínűleg csak olyan értelemben fogadható el, hogy a közvetlen hatás esetén egyrészt a *B*-görbe mezején való áthaladás rendkívül gyors, másrészt hogy az *A*-ból a *C*-felé való hatás csak akkor lehetséges, ha a *C* meghatározta ciklust képviselő anyag egyben mechanikai mozgást is végez, ill. mozgása ilyen törvényszerűségekkel is leírható.

3. Az *A*-görbe mentén elhelyezkedő mozgási ciklusok kizárólag elektromágneses törvényszerűségekkel jellemezhetők, a *B*-görbe mentén elhelyezkedő mozgási ciklusok jellemzésére már felhasználhatók a mechanikai mozgás NEWTONi törvényei, de ezek a jelenségek egyben elektromágneses mozgásokat, így mozgási ciklusokat is képviselnek, bár ezek latensek a nagyságrendekkel nagyobb mechanikai ciklus meghatározó jellege miatt. Végül a *C*-görbe mentén elhelyezkedő kémiai mozgási ciklusok analóg módon tartalmazzák a mechanikai és az elektromágneses mozgási ciklusokat is, ámde ezek — ismét nagyságrendekkel kisebbek lévén — a meghatározó (fő) ciklusban latensen vannak képviselve. Ilyen módon az *A*-, ill. a *B*-görbe képviselte mozgásformák minden bizonnyal hat(hat)nak a *C* jellegűekre is, mivel az magában foglalja ezeket is, amint erre a vitaindító alapelőadás is utalt.

Az alapelőadás koncepciója a különféle tudományokban új távlatokat, tár fel, s újszerű kutatási irányokat indíthat el. A további teendőket — az alapelőadás megállapításaival és szellemével összhangban — mindenekelőtt abban jelölném meg, hogy (1) növelni szükséges a diagramban elhelyezendő adatok számát, (2) rendszeresíteni kell további, különböző természeti jelenségek elhelyezését a tér—idő diagramban. Ez tenné lehetővé a ciklus-összefüggések valóban egyetemes érvényének minden kétséget kizáró bizonyítását.

Ennek során nemcsak a pontszerű adatok elhelyezése kívánatos. A természeti jelenségek jelentős része előreláthatólag mezőként fog megjelenni, mert 1. a földtani, fizikai és kémiai jelenségek inkább statisztikai törvényszerűségeket tükröznek. 2. Mint SZÁDECZKY-KARDOSS is több hozzászólásában hangsúlyozta, a természetben igen gyakoriak az összetett ciklusok. Ezek a komplex mozgási ciklusok is valószínűleg ilyen módon, sőt a sávok közt elhelyezkedő mezőkben fognak megjelenni. 3. Méréseink, észleléseink sohasem tökéletesek, hanem bizonyos hibákkal terheltek. SZÁDECZKY-KARDOSS E.-rel egyetértve a nagyságrendek szerinti ábrázolásból leolvashatjuk, hogy a méretekhez viszonyított pontosság szempontjából a geológiai adatok zöme a fizikai vagy a kémiai „egzakt" mérésekhez hasonló fokon van.

AZ V. ANYAG ÉS ENERGIAÁRAMLÁSI ANKÉT EREDMÉNYEINEK ÖSSZEFOGLALÁSA

SZÁDECZKY-KARDOSS ELEMÉR
AKADÉMIKUS

A vitaindító előadásban körvonalazott képet az Univerzum szer kezetéről és komplex vizsgálati módszeréről értékesen továbbfejlesztették az ankét mintegy 30 aktív résztvevőjének tanulmányai, ill. elgondolásai. Ezek a tanulmányok a vitaindító előadás összefüggéseit a fizika, kémia, földtudományok, biológia és filozófia oldaláról új adatokkal és szempontokkal bővítették, továbbfejlesztették és kritikailag értékelték.

A ciklus-összefüggések általános, egyben kvantitatív és szemléletes jellege egyrészt biztosította a viták túlnyomóan egységes és mélyenszántó jellegét, másrészt az ankét fő tárgyához komplex, de egységes és kellőképp konkrét nyelvezetként szolgált. Lehetségesnek mutatkozott a különféle tudományok egységes alapvető eredményeinek korrelálása a természeti folyamatok kezdetben tudatosan „merész" átlagértékszámítással meghatározott összetartozó saját-tér és saját-idő értékei alapján. Így a különféle tudományegyportok összekapcsolására tett kísérlet az ankét adottságai közt pozitív eredménynyel zárult. A tudósok bizonyos szintjétől kezdve mindinkább rendszeresen kifejleszthetőnek tűnik egy *kettős tudományos kutatói szemlélet*, amely egyrészt fenntartja, sőt erősíti a hagyományos nagy pontosságú „részletező" szűkebb szakmai kutatásrendszert, másrészt megvalósítja a szigorúan alapozott és konkretizált interdiszciplináris összefüggéskutatást.

Az új ciklusösszefüggések közül elsősorban a következők kerültek tárgyalásra. 1. A ciklus-folyamatok saját-tér és saját-idő rendszerének kapcsolata. 2. A ciklusoknak logaritmikus tér- és időlépték alapján a ciklusgörbék középső főszakaszában elsőfokú összefüggésként való megjelenése. 3. A ciklusok 3 főcsoportra különülése és azok átlagos sebességértékei. 4. Az anyagi világ hierarchiájának levezetése a ciklus-jelenségekből. 5. Az Univerzum 4 hierarchia főcsoportjának elkülönülése a hőmérsékleti különbségek alapján. 6. A biológiai fejlődés és a cikluskép ződés energetikai ellentéte. — E tételek fejlesztő alkalmazásain túl az ankét alapvető új eredményeket is elért.

A ciklusos mozgások 3 főcsoportra különülésének tételét ankétunk számos új adattal támasztotta alá. A ciklusos jelenségek összetartozó tér- és időparamétereinek megállapításával Béll Béla a légköri ciklusokat egyértel-

műen a *B* főcsoportba sorolta. Ezt támasztották alá MÉSZÁROS ERNÖ új vizsgálatai is a légköri szénvegyületek körforgalmáról. PÉCSI MÁRTON adatai a geomorfológiai formák, VÉGH SÁNDORNÉ adatai pedig az üledékképződési ciklusok *C* főcsoportba sorolását igazolták. FÉNYES IMRE modellt körvonalazott a *B*- sáv ciklusainak mechanikai értelmezésére.

DUDICH ENDRE a *C* főcsoport kiterjesztésének lehetőségét a sejt alatti szintekre fejtette ki és elkülönítette az egyedfejlődési és a törzsfejlődési ciklusösszefüggéseket e főcsoporton belül. (A törzsfejlődés a Geonómia c. könyvben kifejtettek szerint első közelítésben a szubdukciós tektonikai folyamatokkal, ill. az ezekkel kapcsolható rétegtani emeletekkel és litológiai formációkkal, valamint a klímatikusan jégkorszakokkal felerősítve elhatárolt nagytektonikai ciklusokkal korrelálható. Minthogy ezek a geológiai idők folyamán kimutathatóan felgyorsulnak, a törzsfejlődés tempója is gyorsul.)

GÁNTI TIBOR rámutatott, hogy a földfelszíni (*C*) cikluscsoport $1\mu\mu$/sec körüli általános sebessége, melyet a vitaindító előadás feltételesen a földfelszíni átlagot agyagképződési sebességből vezetett le, ennél általánosabban, a diffúzió átlagos sebességeként értelmezhető. — (Ennek alapján feltehető, hogy a *C* főcsoport nemcsak a Földfelszín, hanem általában az Univerzum teljes atom — bolygó hierarchia — rendszerének kváziegyensúlyát is magában foglalja. E feltevés alátámasztásához azonban szükség van az átlagos diffúziósebességek atomszerkezeti összefüggései tisztázására.)

A földfelszíni folyamatok sebességét — az előbbiek szerint általában a diffúziós sebességeket — számos tényező, így a talajképződés esetében SZABOLCS ISTVÁNnak DOKUCSÁJEV szellemében továbbfejlesztett kutatásai szerint a litológiai és biológiai tényezőkön kívül a klíma és a szilárd földfelszíni lejtőszögek is erősen befolyásolják. A *C*-sáv ciklusrendszerét elsősorban meghatározó agyagásványok szűk tartományú kvázistabilis állapotát abszorpciós és ioncserélő képesség vizsgálatok alapján PÉCSINÉ DONÁTH ÉVA, a kezdődő metamorfózis adatai alapján ÁRKAI PÉTER és VICZIÁN ISTVÁN jellemezték. A biológiai fejlődés ugyancsak *C* főcsoportbeli kérdésének tárgyalását a vitaindító előadás előzetesen kiküldött anyaga körvonalazta, de kifejtését a vitaindító előadás időkerete már nem tette lehetővé. Indokolt az ankéti viták tanúsága szerint is e kérdésre itt visszatérni, kiindulva a Geonómia c. könyvben kifejtett alapvető különbségből egyrészt a viszonylag gyakori, egyes égitesteken (pl. Mars) akár ismételten is megjelenő, alacsony fokú és jelentős visszahatás nélküli élet, másrészt a jelenlegi nooszféra szintű földi élet közt, amely a Föld fejlődésére, különféle övezeteinek kémiai és fizikai változásaira mind nagyobb mértékben visszahat és az agyag-körfolyamattal együtt alapvető tényezője a Föld „kivételes égitest" jellegének. A primitív és a földi élet így elkülönítendő a ciklus-összefüggéseken alapuló új rendszerezésekben is, amilyen a földtudományok PÓKA TERÉZ által kifejtett új rendszere és a belső bolygók KŐHÁTI ATTILA által bemutatott fejlődési rendszere.

A biológiai fejlődésre is érvényes, hogy az egyes szakaszain belül egyirányú és lényegileg irreverzibilis folyamat, de nagyobb időmértékben a HORVÁTH JÓZSEF által kifejtett „történetiség" kategóriája szerint ciklusos jelenség. (Ezek eredőjeként a fejlődés spirális „szerkezetű" folyamat a vitaindító irat értelmének.)

GÁNTI TIBOR észrevételeihez kapcsolódva pontosabban körvonalazhatjuk a ciklusosság jellegének mélyreható változásait a biológiai fejlődés során. (Az egysejtűek osztódása olyan ciklus, amely minden ciklus-visszatéréssel megszakítás nélkül megkettőzi az egyedek számát. A magasabb rendű fajtáknál a fejlődő és visszafejlődő szakaszokból álló színuszgörbe jellegű egyedi életciklus befejeződésével az elpusztuló organikus anyagból különféle fajták egyedeinek biomasszája szintetizálódik és így az egyedfejlődés nemcsak megsokszorozódik, de a különféle fajták létrejöttével fokozottabban alkalmazkodik a folyton változó körülményekhez. Ábránkon feltüntettük CHERASKIN, RINGADORF, MEDFORD és HICKS eredményét is, mely szerint a szénhidrát-metabolizmus által jellemzett egyedfejlődést kezdetben (és egészséges állapotban) kisméretű napi vérnyomás-, vércukorszint-, pszichikus állapot- stb. ciklusok jellemzik, míg a betegség idején és előrehaladottabb korban — az embernél kb. a 40-es életévektől — a ciklusok amplitúdója megnövekszik, végül idősebb korban az amplitúdó ismét csökken, de a ciklusok alapvonala (eredményessége) is változik — csökken vagy nő — és egy „platóhoz" közeledik).

Az ankét fontos eredménye, BÉLL BÉLA megállapítása a ciklusosság által létrehozott kváziegyensúlyi állapothoz szükséges stabilizáló tényezőről. Ő, valamint MARX GYÖRGY és SZEIDL BÉLA világították meg különböző szempontból, hogy a ciklusra gyakorolt hatások valamelyikének változása a ciklus szabályos menetét megzavarhatja, átmenetileg szüneteltetheti, sőt új ciklusfajtának adhat helyet. Ez az átmenet részben fejlődésként jelentkezik. (Jelenleg Földünk feltehetően ilyen megzavart állapotban van, a pleisztocénkori eljegesedés és klímaingadozás, ill. a Nap-ciklus megfelelő változásának folyományaként, amelynek során az ember megjelenésével a biológiai hatékonyság ugrásszerűen megnövekedett.)

E szempontból is jelentős DOBOSI ZOLTÁN és GÉCZY BARNABÁS ankéti tanulmánya a napsugárzás mérlegéről és földi klímatikus hatásának újszerű meghatározásáról a kontinens—óceán eloszlás alapján. RÓNAI ANDRÁS hatalmas megfigyelési hálózat adatai feldolgozásával sekély- és mélyvizeknek az egész Magyar Nagyalföldre és a környező karsztvíz-rendszerre is kiterjedő 14—16 évi ciklusos szintingadozási rendszerét mutatta ki, amely finomabb hullámaival az árapályt és légnyomás változásokat tükrözi, de egyébként ismeretlen eredetű. RÓNAI vizsgálataival összhangban JUHÁSZ ANDRÁS a Borsodi-medence rétegvizeinek utánpótlásáról kimutatta, hogy ez uralkodóan horizontális áramlási rendszer útján történik.

A hosszabb távú, elsősorban földtanilag rögzíthető ciklusfolyamatok vizsgálatának régebbi eredményeit BALOGH KÁLMÁN (nevezéktan) és FÜLÖP JÓZSEF (tektonikai ciklus) körvonalazták. A policiklusos folyamatok meghatározásának új módszerét egy kristálypala ásvány (a gránátcsoport) kristályai öves felépítése alapján ÁRKAI PÉTER, NAGY GÉZA és PANTÓ GYÖRGY mutatták be. BISZTRICSÁNYI EDE rámutatott, hogy a két földrengés közt kisebb mértékben a kőzetek ciklusparamétereit befolyásoló rugalmassági állandók is megváltoznak. BARTA GYÖRGY a Föld belső magjának a külső magon belüli „lebegés" jellegű ciklusos mozgásainak a földfelszínre, a Föld alakjára gyakorolt hatásait foglalta össze, saját kutatásai alapján.

A ciklusjelenségek, egyben a tér, idő, tömeg és energia kölcsönös átszámíthatósága kérdésének elméleti fizikai alapjait az ún. „skála-függetlenség" gondolatköre legújabban kifejlődött eredményei alapján MARX GYÖRGY fontos tanulmánya világította meg. Ez kilátást nyújt a ciklusok 3 főcsoportja idő-, tér-, tömeg-, energia-paraméterei kölcsönös átszámítása eljárásainak kidolgozására. Ugyanezen feladat további megoldási lehetőségeit tartalmazzák PAÁL GYÖRGY által kifejtett asztrofizikai, ill. relativitás elméleti képletek. MARX GYÖGY azt is megmutatta, hogyan kapcsolódnak be a radioaktív gyenge kölcsönhatások a ciklusok, ill. hierarchiák energiarendszerébe.

BÉLL BÉLA fontos megállapítása szerint a légköri kinetikus energiaeloszlásban szakadások vannak, az energiák spektruma diszkrét sávokra különül, vagyis a kinetikus energia szakaszos jellegű. (Ez a szakaszosság általánosabb szempontból korrelálhatónak látszik a csillagok diszkrét eloszlásával a HERZSPRUNG—RUSSEL-diagram szerint. (Lásd a vitaindító anyagot.)

BALÁZS BÉLA szellemes elemzései szerint a Naprendszer és a Galaxisok túlnyomó részének síkbeli szerkezete túlnyomóan nem a mágneses, hanem a gravitációs erőkből vezethető le. (Így a ciklusrendszert és az anyag hierarchiáját meghatározó kritikus energiafajták sorozatának végén a mágneses erők feltüntetése fölösleges.)

(Ciklusjelenségekkel állhatnak kapcsolatban az ankét egyes előadásaiban említett gravitációs, lökési, kémiai, hidrológiai stb. hullámok is).

PAÁL GYÖRGY a relativitás elvből kiindulva mélyenszántó átgondolással megmutatta, hogy a ciklus, ill. hierarchia rendszernek elvileg 10^{10} *parsec* (kb. 10^{23} cm) nagyságrend körül a gravitációból levezethető felső térhatára és a ciklus összefüggés értelmében ennek megfelelő kb. 10^{17} *sec*-es felső időhatára is van. Utóbbi az ún. HUBBLE-idővel párhuzamosítható. Ezek a lehetséges legnagyobb ciklus tér- és időparaméterek a ciklus diagram *A* görbéjében metszik egymást és így egymásból levezethetők. Ily módon a ciklusoknak és az anyag hierarchiájának egységes, koherens rendszere nemcsak alulról határolt (a vitaindító tanulmány szerint a tér- és időkvantumokkal), de a nagy méretek felől is.

Az ankét eredményei a résztvevők egy részét már további kutatásra is serkentették. Ennek egyik értékes dokumentuma a ciklusgörbék egyenleteinek megállapítása BENKŐ FERENC által, ami világosan szemlélteti, hogy a ciklusgörbék középső fő részének lineáris jellege a tér—idő koordináták logaritmikus megválasztásának következménye.

Egy ugyancsak az ankét eredményei alapján keletkezett elgondolás az alföldi rétegvizek ciklusára vonatkozik. Az ilyen vizek túlnyomó részét végeredményben csapadékeredetűnek tekintve, a 14—16 éves ciklust eddig külső (meteorológiai, ill. kozmikus) hatásokkal próbálták korrelálni. A csapadékvíz azonban réteg-, ill. mélyvízzé az üledékes kőzetekben, ill. azok főleg agyagásványain keresztül alakul. Az üledékes kőzetek vízszolgáltatása a nyomás mellett főleg a hőmérséklet függvénye: az első néhány ezer m mélységben a hőmérséklet csekély növekedésével a leadott víz mennyisége és térfogata növekedik, elvileg a vízszint emelkedik. Az alföldi rétegvízszint-ingadozás így egy eddig ismeretlen geotermikus ciklust tükrözhet. Feltevésünket alátámasztja az alföldi magas hőáram, továbbá RÓNAI megállapítása, mely szerint e ciklus 500 m-nél nagyobb mélységben is jelentkezik és amplitúdója a mélység felé növekedik.

TARTALOM

AZ MTA „A FÖLD ANYAG- ÉS ENERGIAÁRAMLÁSAI" V. ANKÉTJA BUDAPEST, 1975. NOV. 13—14.

Szádeczky-Kardoss Elemér: Megnyitó 233
Szádeczky-Kardoss Elemér: Ciklus–ritmus összefüggések és a természeti rendszerek hierarchiája 237
Marx György: Fizikai állandók és a természeti ciklusok időtartama (Hozzászólás Szádeczky-Kardoss Elemér előadásához) 253
Horváth József: A körforgás szerepéről a körforgás és a fejlődés viszonyáról 257
Póka Teréz: A földtudományok tárgya és rendszere és az „általános ciklustörvény" 265
Béll Béla: Ciklusok és ritmusok a légköri mozgásrendszerekben 275
Szemerédy Pál: A Föld magnetoszférájáról 289
Mészáros Ernő: A szénvegyületek légköri körforgalma 293
Dobosi Z.—Géczy B.: Műholdas sugárzásmérések paleoklimatológiai és paleontológiai vonatkozásai 301
Dudich Endre; A bioszféra helye és szerepe az anyag- és energiaáramlásokban 309
Gánti Tibor: Ciklikus és periodikus jelenségek az élővilágban 313
Szabolcs István: A talajképződés anyag- és energiaforgalma 321
Rónai András: Ciklusos nyomásingadozások az Alföld medencéjében és ezek kémiai kapcsolatai 333
Stegena Lajos: A Pannon-medence földtani vízháztartása 343
Juhász András: A rétegvizek mélységének kapcsolata a mélységgel és ennek gyakorlati alkalmazása a Borsodi-szénmedence példáján 345
Pécsi Márton: A domborzatalakulás ütemének értelmezései és a formák hierarchikus osztályozása 355
Pécsiné, Donáth Éva: Az agyagásványok hatása környezetükre 359
Balogh Kálmán: Az üledékes kőzetek ritmicitása 363
Véghné, Neubrandt Erzsébet: Ciklusok és ritmusok a magyarországi triászban 367
Árkai P.—Viczián I.: Agyagásványok átalakulása üledékes kőzetekben 373
Árkai P.—Nagy G.—Pantó Gy.: A ciklusos folyamatok szuperpozíciója (polimetamorfózis) és azok ásványtani kimutatása 383
Bisztricsány Ede: Feszültségállapot változások a Földben 389
Barta György: A geoid alak fizikai értelmezéséről. Áramlások a Föld magjában 393
Kőháti Attila: A belső bolygók szerkezetének és a felszínükön végbemenő folyamatok hierarchiájának összefüggése 399
Szeidl Béla: Periódikus változások a csillagok sugárzásában 407
Balázs Béla: Nagyléptékű ciklikus folyamatok a Galaxisban 413
Paál György: Kozmikus ciklusosság és relatívisztikus kozmológia 427
Benkő Ferenc: A ciklus-összefüggések függvénykapcsolatai és érvényességi határai 431
Szádeczky-Kardoss Elemér: Az V. Anyag- és Energiaáramlási Ankét eredményei összefoglalása 439

Printed in Hungary

A kiadásért felel az Akadémiai Kiadó igazgatója. — Műszaki szerkesztő: Agócs András

A kézirat nyomdába érkezett: 1976. V. 27. — Terjedelem: 18,9 (A/5) ív,

76.3227 Akadémiai Nyomda, Budapest — Felelős vezető: Bernát György

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,
PÉCSI MÁRTON, TÁRCZY-HORNOCH ANTAL, ZAMBÓ JÁNOS

8. KÖTET

AKADÉMIAI KIADÓ, BUDAPEST

1975

GEONÓMIA ÉS BÁNYÁSZAT
AZ MTA X., FÖLD- ÉS BÁNYÁSZATI TUDOMÁNYOK OSZTÁLYÁNAK KÖZLEMÉNYEI

8. KÖTET

TARTALOM

8. kötet 1—2. füzet

A NEMZETKÖZI GEODINAMIKAI PROGRAM MAGYAR BIZOTTSÁGÁNAK 1974. ÉVI MUNKAÉRTEKEZLETE

Szádeczky-Kardoss Elemér: Az univerzális ciklustörvény 1
Szádeczky-Kardoss Elemér: A kéregmozgás-vizsgálatok nemzetközi mérlege 13
Barta György: Az IGP 6. munkacsoportja hazai bizottságának tevékenysége és tudományos eredményei 21
Béll B.—Bodolainé, Jakus E.—Endrődy G.—Kozák B.: A planetáris határréteg kutatása Magyarországon 25
Géczy Barnabás: A jura-időszak klímája lemeztektonikai megvilágításban 41
Bartha Gábor: Lokális kéregmozgások vizsgálata az árapálykutatásban 45
Szolnoki János: Baktériumok szerepe a fémek mobilizációjában és felhalmozásában 51
Posgay Károly: Földkéreg- és köpeny kutatása az MTA Eötvös Lóránd Geofizikai Intézetében 59
Balogh Kadosa: A K-Ar módszer hazai alkalmazásának lehetőségei 61
Kis Károly: Összefoglalás az ELTE Geofizikai Tanszékén, a Geodinamikai Program keretében a paleomágneses vizsgálatok terén végzett munkáról 63

AZ MTA X., FÖLD- ÉS BÁNYÁSZATI TUDOMÁNYOK OSZTÁLYÁNAK A MAGYAR—SZOVJET TUDOMÁNYOS ÉS MŰSZAKI EGYÜTTMŰKÖDÉS 25. ÉVFORDULÓJA ALKALMÁBÓL RENDEZETT ÜNNEPI ÜLÉSE

Szádeczky-Kardoss Elemér: Elnöki megnyitó 65
Geraszimov I. P.—Zsivago A. V.—Korzsujev Sz. Sz.: A globális lemeztektonika geomorfológiai és ősföldrajzi aspektusai 67
Pécsi Márton: A Kárpát-Balkán térség geomorfológiai térképéről (1: 1 000 000) 83
Barta György: A Föld mágneses tere okáról 105

AZ MTA 1975. ÉVI KÖZGYŰLÉSÉNEK OSZTÁLYÜLÉSI ELŐADÁSAI

Szádeczky-Kardoss E.—Tárczy-Hornoch A.: Az Akadémia szerepe a földtudományok 150 éves fejlődésében 111
Barta Gy.—Béll B.—Pécsi M.: A magyar földtudomány szerepe a nemzetközi együttműködésben 129
Fülöp J.—Nemecz E.—Zambó J.: A föld- és bányászati tudományok szerepe ásványkincseink feltárásában 145

EGYÉB TUDOMÁNYOS ÉRTEKEZÉSEK

Tárczy-Hornoch Antal: A geodézia a Föld dinamikus jelenségeinek mérése szolgálatában 151
Savić P.—Trifunović D.: Földmodell a nagynyomás alatt álló anyagok elmélete alapján 159
Barta György: Megjegyzés Savić P.—Trifunović D. földmodell elgondolásához 179
Bodzay István: A szénhidrogén genezis és a prognózis 183
Bencze P.—Mészáros E.: A légkör szerkezete és felosztása. A nomenklatúra kérdései 209

KONGRESSZUSI BESZÁMOLÓK

Viczián István: Az európai agyagásvány-csoportok 2. konferenciája. Strasbourg, 1974 .. 223
Nagy Lászlóné: Szocialista országok paleontológus küldötteinek összejövetele Lengyelországban 225
Ádám Antal: A geofizika perspektíváiról az MGE 20. Szimpóziumán 227

KÖNYVISMERTETÉSEK

Regőczi Emil: Miskolczi L.: Kéregmozgások vizsgálata szabatos szintezéssel 229
Csák Béla: Bisztricsány E.: Mérnökszeizmológia 230

8. kötet 3—4. füzet

AZ MTA „A FÖLD ANYAG- ÉS ENERGIAÁRAMLÁSAI" V. ANKÉTJA BUDAPEST, 1975. NOV. 13—14.

Szádeczky-Kardoss Elemér: Megnyitó 233
Szádeczky-Kardoss Elemér: Ciklus–ritmus összefüggések és a természeti rendszerek hierarchiája 237
Marx György: Fizikai állandók és a természeti ciklusok időtartama (Hozzászólás *Szádeczky-Kardoss Elemér* előadásához) 253
Horváth József: A körforgás szerepéről, a körforgás és a fejlődés viszonyáról 257
Póka Teréz: A földtudományok tárgya és rendszere és az „általános ciklustörvény" 265
Béll Béla: Ciklusok és ritmusok a légköri mozgásrendszerekben 275
Szemerédy Pál: A Föld magnetoszférájáról 289
Mészáros Ernő: A szénvegyületek légköri körforgalma 293
Dobosi Z.—Géczy B.: Műholdas sugárzásmérések paleoklimatológiai és paleontológiai vonatkozásai 301
Dudich Endre: A bioszféra helye és szerepe az anyag- és energiaáramlásokban 309
Gánti Tibor: Ciklikus és periódikus jelenségek az élővilágban 313
Szabolcs István: A talajképződés anyag- és energiaforgalma 321
Rónai András: Ciklusos nyomásingadozások az Alföld medencéjében és ezek kémiai kapcsolatai 333
Stegena Lajos: A Pannon-medence földtani vízháztartása 343
Juhász András: A rétegvizek mélységének kapcsolata a mélységgel és ennek gyakorlati alkalmazása a Borsodi-szénmedence példáján 345
Pécsi Márton: A domborzatalakulás ütemének értelmezései és a formák hierarchikus osztályozása 355
Pécsiné, Donáth Éva: Az agyagásványok hatása környezetükre 359
Balogh Kálmán: Az üledékes kőzetek ritmicitása 363
Véghné, Neubrandt Erzsébet: Ciklusok és ritmusok az magyarországi triászban 367
Árkai P.—Viczián I.: Agyagásványok átalakulása üledékes kőzetekben 373
Árkai P.—Nagy G.—Pantó Gy.; A ciklusos folyamatok szuperpozíciója (polimetamorfózis) és azok ásványtani kimutatása 383
Bisztricsány Ede: Feszültségállapot változások a Földben 389
Barta György: A geoid alak fizikai értelmezéséről. Áramlások a Föld magjában 393
Kőháti Attila: A belső bolygók szerkezetének és a felszínükön végbemenő folyamatok hierarchiájának összefüggése 399
Szeidl Béla: Periódikus változások a csillagok sugárzásában 407
Balázs Béla: Nagyléptékű ciklikus folyamatok a Galaxisban 413
Paál György: Kozmikus ciklusosság és relatívisztikus kozmológia 427
Benkő Ferenc: A ciklus-összefüggések függvénykapcsolatai és érvényességi határai 431
Szádeczky-Kardoss Elemér: Az V. Anyag- és Energiaáramlási Ankét eredményeinek összefoglalása 439

NÉVMUTATÓ

Ádám Antal 227
Árkai Péter 373, 383

Balázs Béla 413
Balogh Kadosa 61
Balogh Kálmán 363
Barta György 21, 105, 129, 179, 393
Bartha Gábor 45
Bencze Pál 209
Benkő Ferenc 431
Béll Béla 25, 129, 275
Bisztricsány Ede 230, 389
Bodolainé, Jakus E. 25
Bodzay István 183

Csák Béla 230

Dobosi Zoltán 304
Dudich Endre 309

Endrődy Gabriella 25

Fülöp József 145

Gánti Tibor 313
Geraszimov I. P. 67
Géczy Barnabás 41, 301

Horváth József 257

Juhász András 345

Kis Károly 63
Korzsujev Sz. Sz. 67
Kozák Béla 25
Kőháti Attila 399

Marx György 253
Mészáros Ernő 209, 293

Nagy Géza 383
Nagy Lászlóné 225
Nemecz Ernő 145

Paál György 427
Pantó György 383
Pécsi Márton 83, 129, 355
Pécsiné, Donáth Éva 359
Póka Teréz 265
Posgay Károly 59

Regőczi Emil 229
Rónai András 333

Savić P. 159
Stegena Lajos 343
Szabolcs István 321
Szádeczky-Kardoss Elemér 1, 13, 65, 111, 233, 237, 439
Szeidl Béla 407
Szemerédy Pál 289
Szolnoki János 51

Tárczy-Hornoch Antal 111, 151
Trifunović D. 159

Véghné, Neubrandt Erzsébet 367
Viczián István 223, 373

Zambó János 145
Zsivágo A. N. 67

Ára: 42,— Ft

Megjelent 1976. XI. 29.

Index: 26.510