

# SZEMLE

## RADIOAKTÍV JELENSÉGEK ÉS A FÖLD

MESKÓ ATTILA

### Bevezetés

A radioaktív bomlásnak jelentős szerepe van a Föld életében. A bomlás során felszabaduló hőenergia biztosítja a hőáramot, szerepet kap a Föld belső szerkezetének kialakításában és jelenlegi ismereteink szerint hajtóerőt szolgáltat a Föld felszínét állandóan módosító, alakító litoszférelémezések mozgásához is.

Más részről a bomlástermékek mennyiségének mérése révén meghatározhatjuk a kőzetek korát. A radioaktív kormeghatározás (más néven fizikai vagy abszolút kormeghatározás) tette lehetővé, hogy az ősmaradványok alapján kialakított földtani (vagy relatív) időskálát években is kifejezhető időtartamokhoz kössük. Különböző kőzetek és meteoritok összehasonlító vizsgálata révén — szintén a radioaktív bomlás jelenségének felhasználásával — tudtuk megállapítani azt is, hogy Földünk mintegy 4,5 milliárd éves.

A következőkben ismertetünk néhány geofizikai megfigyelést, mérést és a belőlük adódó következtetéseket, majd vázoljuk, hogy a kialakuló képbe hogyan illeszkedik a radioaktív hőtermelés, milyen szerepe van az észlelt jelenségek magyarázatában.

### A geotermikus gradiens és a földi hőáram

Szilárd testekben a hő vezetéssel terjed; mindig a magasabb hőmérsékletű helyről az alacsonyabb hőmérsékletű felé. Bár a köznapi szóhasználat is jól megkülönbözteti a hő és hőmérséklet fogalmakat, mégis hangsúlyoznunk kell, hogy a hő az energia egyik formája, míg a hőmérséklet a szóban forgó közeg állapotára jellemző adat. A hőmérsékletet C°-ban mérjük. Ennek definíciója közismert. A hő, vagy pontosabban hőenergia hosszú időn át használt egysége a kalória (cal) volt, az a hőmennyiség, amely 1 gramm víz hőmérsékletét 1 C°-kal növeli. Az SI egységrendszerre való áttérés óta a hőmennyiséget joule-ban (rövidítése J) adják meg; 1 kalória = 4,184 J.

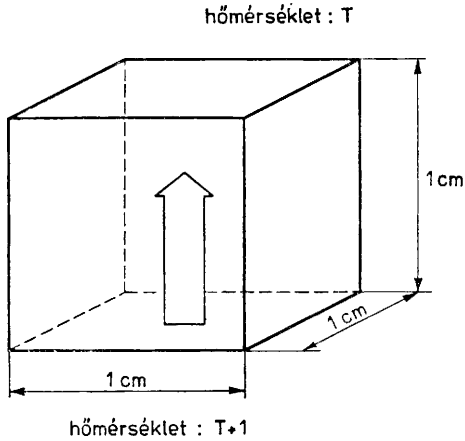
A hővezetés során energia áramlik és ez fokozatosan felmelegíti az alacsonyabb hőmérsékletű közeget. További beavatkozás nélkül a hőkülönbség kiegyenlítődik.

Egy kőzedarabból kivágott 1 cm élhosszúságú kocka két átellenes lapja között tartunk fenn 1 C° hőmérsékletkülönbséget. Ez csak állandó hőmennyiség közlésével (melegítéssel) lehetséges, mert a hőmérsékletkülönbség hatására hő áramlik a hidegebb lap felé (1. ábra). A kockán másodpercenként áthaladó kalóriák száma az illető kőzet hővezető képessége. Mérések és elvi megfontolások alapján régóta levezetett összefüggés érvényes egy  $d$  hosszúságú,  $F'$  felületű hasábon átáramló hőmennyiségre is (2. ábra). Amikor az átellenes,  $F'$  felületű lapok közötti hőmérsékletkülönbség  $\Delta T$ , a hasábon  $t$  idő alatt átáramló,  $Q$ -val jelölt hőmennyiség

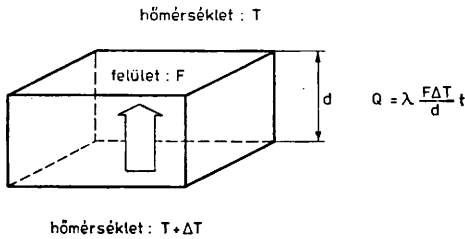
$$Q = \lambda \frac{F \Delta T}{d} t.$$

A  $\lambda$  éppen az előbb definiált hővezető-képesség, hiszen 1 cm élhosszúságú kockán egységnyi hőmérsékletkülönbség esetén egységnyi idő alatt éppen a  $\lambda$ -val megegyező számú kalória halad át. A  $\lambda$  dimenzióval is rendelkező mennyiség, a megadott klasszikus definíció alapján cal/C° sec cm. Az újabb SI rendszerben a kalóriát az energia egységével, joule-lal fejezik ki, és az energia és idő hányadosát a teljesítmény egységével, watt-tal (W) helyettesítik. Végül cm helyett a m távolságegységet használják. Az új rendszerben a hővezető képesség dimenziója: W/C°m.

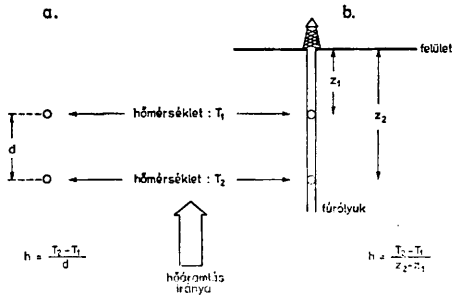
Az anyagok hővezető képessége között lényeges eltérések vannak. Nagy hővezető-képesség gyors hőmérsékletkiegyenlítődést jelent. A magmás kőzetek átlagos hővezető képessége 2,5 W/C°m. Összehasonlításként szolgálhat, hogy a vasé 67 W/C°m, a tengervízé 0,6 W/C°m. A kőzetek sokkal gyengébb hővezetők, mint a vas, de valamivel jobbakk, mint a víz.



1. ábra



2. ábra



3. ábra

Két lényeges jellemzőt kell még definiálnunk. Az egyik a *hőmérsékleti gradiens*, a másik a *hőáram*. A hőmérsékleti gradienst – kissé pontatlanul – úgy definiálhatjuk, mint két helyen mért hőmérséklet különbségét és a helyek távolságának hányadosát (3. ábra). (Ez a definíció szigorúan csak abban az esetben érvényes, amikor a hőmérséklet a mérési pontok között lineárisan változik és a hő áramlásának iránya a pontokat összekötő egyenes irányával

azonos.) Céljainknak azonban ez a definíció is megfelel, mert a felszín néhány-szor tíz m-es környezetétől eltekintve a megfigyelés számára hozzáférhető néhány km-es mélységig igen jó közelítéssel állítható, hogy a hő függőlegesen felfelé áramlik és a hőmérséklet változása is csaknem egyenletes. Elegendő tehát a két mérési pontot a helyi függőlegesen, egymástól nem túlságosan nagy távolságban kijelölni.

A Föld felszínközeli részére jellemző hőmérsékleti gradienst *geotermikus gradiens*nek nevezzük. Nyilvánvaló, hogy megtarthatnánk a (függőleges irányú) hőmérsékleti gradiens elnevezést is, de a „geotermikus” szó azt is kifejezi, hogy a hőmérséklet növekedése a mélységgel a Föld belsejéből áramló hőenergiaának tulajdonítható.

A geotermikus gradienst fúrlyukakban egyszerű hőmérsékletmérésekkel határozhatjuk meg. Ha a  $z_1$  és  $z_2$  mélységekben mért hőmérsékletek  $T_1$  és  $T_2$ , a geotermikus gradiens értéke:  $\frac{T_2 - T_1}{z_2 - z_1}$  (3. ábra).

A geotermikus gradiens átlagos értéke 0,03 C°/m. A hőmérséklet átlagosan km-enként 30 C°-kal emelkedik. Az átlagtól azonban jelentős eltérések is mutatkoznak. Számos mélyfúrásban végeztek hőmérsékletméréseket és a belőlük levezetett gradiensértékek között találunk 0,01 C°/m és 0,1 C°/m értékeket is. Hazánk területén a geotermikus gradiens a világátlagnál nagyobb. Nem ritka, hogy a hőmérséklet km-enkénti növekedése eléri az 50 C°-ot is.

A *hőáram* felületegységen egységnyi idő alatt átáramló hőenergia.

Térjünk vissza most az először felírt egyszerű képlethez, mely azt adta meg, hogy a  $d$  hosszúságú hasábon mennyi hő halad át. A  $\Delta T/d$  éppen a hőmérsékleti gradiens, melyet  $h$ -val jelöltünk,  $Q$  pedig az  $F$  felületen  $t$  idő alatt áthaladó hő. Ebből kitűnik, hogy az egységnyi felületen egységnyi idő alatt áthaladó hő – azaz a hőáram – a hővezetőképesség és a hőmérsékleti gradiens szorzata. A leírtak az előző képlet átrendezésével így is megfogalmazhatók:

$$\text{hőáram} = \frac{Q}{F \cdot t} = \lambda \frac{\Delta T}{d} = \text{hővezető-}$$

képesség · hőmérsékleti gradiens.

A földi hőáramot régebben  $\mu\text{cal/cm}^2\text{sec}$  egységben adták meg. Ezt a hőáramot földi hőáramegységnek is nevezték. Az SI mértérendszer bevezetése óta a  $\text{W/m}^2$  egység használatos. Az átszámítás:  $1 \mu\text{cal/cm}^2 = 4,184 \cdot 10^{-2} \text{W/m}^2$ .

Az utolsó képlet különösen fontos számunkra, mert a földi hőáram meghatározása ezen alapul. A hővezető képességet a fűrómagmintákon laboratóriumban mérik meg, a gradiens értékét pedig különböző mélységekben mért hőmérsékleti adatokból számítják.

Elvileg egyszerűnek látszik mindkét mennyiség meghatározása. Megbízható értékek azonban csak megfelelő körülmények és gondos feldolgozás esetén kaphatók. Bányavágatokban a szellőztetés jelentősen más hőmérsékletet alakít ki, mint a bolygatatlan állapoté. A porózus kőzetekben áramló víz is komoly gondokat okozhat. Felfelé áramló forró víz magas hőmérsékletet hoz létre és így látszólag nagy (a valóditól jelentősen eltérő) hőáramot határoznak meg.

A modern mérések legalább 1 km mély fűrólyukakban, igen sok helyen mért hőmérsékleti adatok és csatlakozó hővezető képesség meghatározások gondos feldolgozásán, korrigálásán alapulnak.

Érdekes, hogy a tengeri mérések, melyeket az iszapba hatoló néhány m hosszúságú szondákkal végeztek, általában megbízhatóbbak a szárazföldi méréseknél. A tengervíz hőmérséklete a mélyebb részeken ui. nagyon jó közelítéssel állandó. Általánosan elfogadott nézet szerint a sarkok jégpáncéljáról olvadó víz végigfolyik az óceánfenék mélyebb részein és állandó alacsony hőmérsékletet alakít ki. Mióta mélytengeri fűrások is léteznek, a részletező mérések és az egyszerű szondák adatain alapuló hőáram-meghatározások összehasonlítása is lehetővé vált. Jó egyezést tapasztaltak. A modern hőáram-meghatározások néhány százalék (mindenesetre kisebb mint 10%) hibájúak.

Eddig több ezer hőárammérést végeztek. Az 1. táblázat különböző területek átlagos adatait foglalja össze, LEE 1970-es feldolgozása alapján. A teljes Földre vonatkozó átlag  $(6,15 \pm 0,34)$ ,  $10^{-2} \text{W/m}^2$ .

A Föld belsejéből áramló hőt összehasonlíthatjuk a Napból a Földre sugárzott hőenergiával. A sugárzás irányára merőleges egységnyi területen időegység alatt áthaladó energia — azaz egységnyi területre eső teljesítmény — az ún. Napállandó:  $S = 1360 \text{ W/m}^2$ . Ez a hőáram teljesítményének több mint 20 000-szerese. Nyilvánvaló ebből az adatból is, hogy a felszín hőmérsékletét a hőáram nem befolyásolja.

Másrészt azonban az egész Föld felszínét figyelembe véve a hőáram teljesítménye nem is kevés:  $(3,14 \pm 0,17) 10^7 \text{ MW}$ , közelítőleg 31 millió megawatt. A földrengések során egy év alatt felszabaduló energiát (gondolatban) egyetlenesen el-

osztva a földrengéstevékenység átlagos teljesítményéről szólhatunk. Ez a hőáram teljesítményének legfeljebb fél ezreléke. A földrengések ebben a megvilágításban a hő révén mozgatott hatalmas folyamatok pusztá kísértet jelenségei.

Az 1. táblázat adatainak értékelésekor figyelmet érdemelnek az aránylag kis különbségek. Az átlagértékek után (plusz és mínusz előjellel) megadott szórások arra jellemzők, mennyire egységes egy-egy terü-

1. táblázat

A hőáram átlagos értékei különböző területeken  $10^{-2} \text{ W/m}^2$  egységekben (LEE 1970 nyomán)

Szárazföldek (kontinentális területek)	
Óspajzsok (prekambrium)	$4,10 \pm 1,00$
Prekambriumnál fiatalabb, de nem hegyképződési területek	$6,24 \pm 1,72$
Paleozoikum hegyképződési területek	$5,99 \pm 1,67$
Fiatalabb (mésozoikum — kainozoikum) hegyképződési területek	$7,37 \pm 2,43$
Szárazföldi átlag (rácspontokból)*	$6,11 \pm 1,93$
Óceáni területek	
Óceáni medencék	$5,32 \pm 2,22$
Óceáni hátságok	$7,95 \pm 6,20$
Óceáni árkok	$4,86 \pm 2,93$
Kontinensperemek	$7,53 \pm 3,89$
Óceáni átlag (rácspontokból)*	$6,15 \pm 3,27$
Egész Föld átlaga (összes adatból)	$6,15 \pm 0,34$
Egész Föld átlaga (rácspontokból)*	$6,15 \pm 3,10$

\* Az adatok egyenlőtlen eloszlása miatt először  $5^\circ \times 5^\circ$  nagyságú területre eső adatok átlagát képezték, annak érdekében, hogy egy-egy kis körzetben mért nagyon sok adat ne befolyásolja a területre jellemző értéket.

lettípus. Jól látszik, hogy a területeken belüli eltérések nagyobbak, mint a terület-típusok közötti különbségek. Különös figyelmet érdemelnek az óceáni és kontinentális átlagok. Ezek gyakorlatilag azonosak, annak ellenére, hogy az óceáni és szárazföldi kéreg felépítése és anyaga lényegesen eltér.

Hazánk területén a hőáram a fiatal orogén területek átlagának felel meg.

### A Föld korának problémája a századforduló előtt

A 19. sz. végére mind a klasszikus fizika, mind a geológia igen magas szintet ért el. Mindkét tudományág nagy megfigyelési anyagra támaszkodott, melyet tudományos alaposággal, a fizika esetében a jelenlegivel azonos matematikai precizitással foglalt rendszerbe. Az egyik legszenvedélyesebben vitatott kérdés — melyre a két diszciplína lényegesen eltérő választ adott — a Föld korának kérdése volt.

A geológusok megfigyelték az üledékes sebességét és igen jól meg tudták becsülni az üledékes rétegek vastagságát. Követ-

keztetésük az volt, hogy a több területen megfigyelt több km vastag üledékes rétegek kialakulásához több száz millió évre volt szükség, és a Föld kora ennél csak (jóval) nagyobb lehet.

A fizikusok azonban pontos számításokkal azt mutatták ki, hogy az ismert termodynamikai törvények alapján a Föld legfeljebb 20–25 millió éves lehet. Érdeemes röviden körvonalazni KELVIN (1899) gondolatmenetét. Kiindulópontja — a kor ismereteivel összhangban — az volt, hogy a Föld a kezdeti folyékony állapotából a lehűlés miatt kívülről befelé haladva fokozatosan szilárdult meg. A geotermikus gradiens elméleti értékét a kőzet olvadáspontja és az olvadt—szilárd kőzet határainak mélysége határozta meg. A hővezetés differenciálegyenletének megoldása nélkül is világos, hogy a szilárd anyag—olvadók határának lassú lefelé (a Föld középpontja felé) mozgásával a geotermikus gradiens felszín közelében érvényes értékének is csökkennie kell. Az elmélet alapján KELVIN a geotermikus gradiens időbeli változását leíró kapcsolatot vezette le. A mérések pedig megadták a gradiens tényleges értékét. Ebből következett, hogy a kívülről befelé megszilárduló kéregben a mért érték már 25 millió év után bekövetkezik. Ennél jelentősen nagyobb időt — melyet a geológusok igényeltek — már nem lehetett összhangba hozni a termodynamika törvényeivel és a mért geotermikus gradienssel. KELVIN szerint ekkora idő alatt a gradiens jelentősen kisebb értékig csökkent volna.

A Nap kisugározta energia és a rendelkezésre álló teljes energia összehasonlítása is csaknem azonos becslést adott. Már említettük, hogy a Föld távolságában egységnyi felületre egységnyi idő alatt sugárzott energia, a Nap-állandó  $s = 1360 \text{ W/m}^2$ . Ebből, valamint a földpálya sugarából kiszámítható, hogy a Nap teljesítménye  $3,8 \cdot 10^{26} \text{ W}$ . Ezt a mennyiséget a századfordulón már aránylag jól meghatározták.

A Nap teljes energiatartalmát csak a gravitációs energiának és a kezdeti rendkívül forró állapot hőenergiájának tulajdoníthatták. A teljes energiatartalom becslés és a teljesítmény ismert értékéből számítani lehetett azt az időt, amely alatt a teljes energia szétsugárzódik. Az energiatartalom felső határára legfeljebb  $10^{42} \text{ J}$  értéket tudtak levezetni és ebből közelítőleg 20–30 millió év élettartam következett.

A geológusok természetesen ezzel a következtetéssel sem értették egyet, annak ellenére, hogy a geotermikus gradiensből levezetett értékkel jó összhangban volt. Az élet ősmaradványokból rekonstruált fejlődéséhez ui. a Nap milliárd év nagyság-

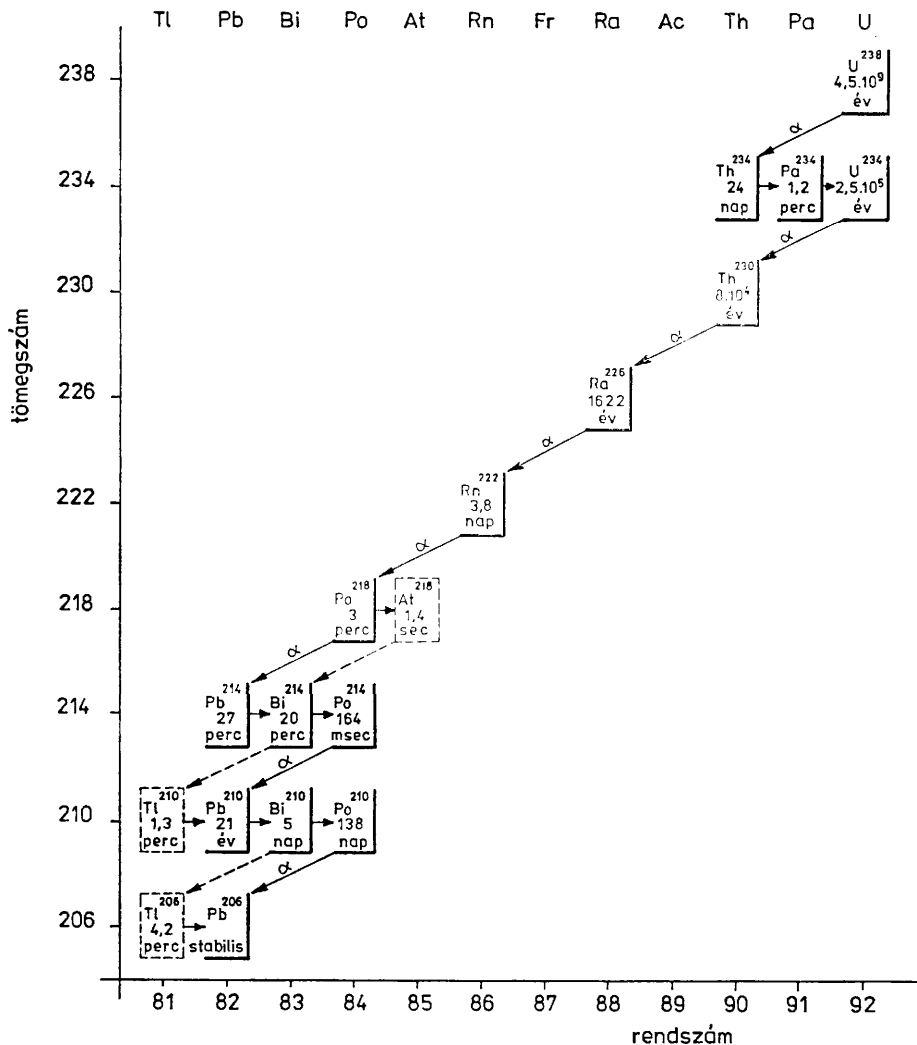
rendű, csaknem azonos intenzitású sugárzására van szükség.

Amikor 1896-ban BECQUEREL francia fizikus gondosan becsomagolt fényképezőlemezei titokzatos elváltozásainak okát a fiókjában rejtőző urán szurokérdarabka sugárzásában megtalálta, a fizika új korszaka kezdődött el. A radioaktivitás felfedezése, részletes megismerése, majd a termionukleáris reakciók lehetőségének felfelfedezése, később bizonyítása — többek között — a klasszikus fizika és geológia közötti vitát is tisztázták. Ma már tudjuk, hogy a Föld belső hőenergiája a radioaktív bomlás eredménye. A Napban pedig termionukleáris reakciók mennek végbe. Utóbbiak végső eredménye a hidrogén héliummá alakulása. Mindkét folyamat több milliárd évre elegendő energiát szolgáltat.

### Radioaktív bomlás és hőtermelés

A radioaktív bomlásra az urán szurokérdarabka rendkívüli áthatoló képességű sugárzása hívta fel a figyelmet. BECQUEREL felismerése után (1896) madame CURIE feltételezte, hogy az uránra radioaktivitása egy eddig ismeretlen kémiai elemnek tulajdonítható. Ez az uránnál jóval aktívabb, és az érben rendkívül kis mennyiségben található. Rendkívül nagy tömegű uránra feldolgozásával, a kémiai frakcionálás módszerével végül 200 milligramm, erősen sugárzó anyagot választott le. Ez az anyag milliószor erősebben sugárzott, mint az urán. Megállapította az eddig ismeretlen elem rendszámát ( $Z = 88$ ) és tömegszámát ( $M = 226$ ). Az új elemet rádiumnak nevezte el (1898). Később egy további radioaktív elemet is elkülönített, mely a rádiumnál is jóval aktívabb volt. A  $Z = 84$  rendszámú új elemet madame CURIE, hazája tiszteletére, polóniumnak nevezte el.

További évek szívós kutatómunkája derítette ki, hogy ez a két új elem *radioaktív bomlási sor* tagja. A sorozat a 92 rendszámú, 238 tömegszámú uránnal kezdődik, mely különböző átalakulásokkal, szintén tovább bomló elemek sorozatán át végül 82 rendszámú, 206 tömegszámú ólomá alakul: *4. ábra*. A végterméktől eltekintve a sorozat minden tagja instabil, a tucatnál is több elem különböző intenzitással sugároz és különböző felezési idejű. Az ábra feltünteti a bomlások típusát. Az  $\alpha$  részecske (hélium atommag) kiválása az atommagból kettővel csökkenti mind a protonok, mind a neutronok számát. Következésképpen a rendszám és tömegszám is kettővel csökken. A  $\beta$  részecske, azaz egy elektron kiválása a magból a

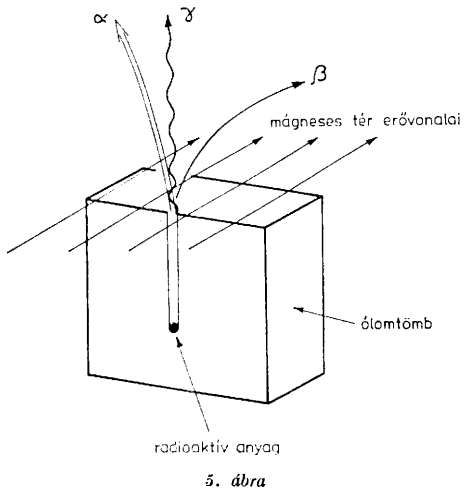


4. ábra

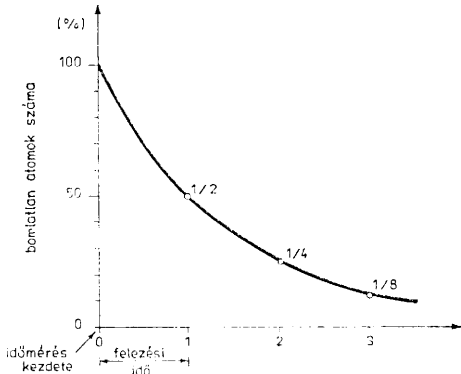
tömegszámot nem érinti, de az elektron keletkezése közben egy neutron protonná alakul át. Emiatt az új elem rendszáma 1-gyel nagyobb, mint a bomlás előtti elemé. A  $\gamma$  sugárzás tisztán elektromágneses sugárzás, mely az  $\alpha$  vagy  $\beta$  részecskével együtt lép ki a magból. A  $\gamma$  sugárzás kibocsátása sem a tömegszámot, sem a rendszámot nem változtatja meg. A háromfajta sugárzás mágneses tér segítségével elkülöníthető: 5. ábra.

A természetes radioaktivitás az atommag belső instabilitása miatt lép fel. Fizikai vagy kémiai hatásokkal — melyek az

atommagot képtelenek befolyásolni — nem változtatható. A magok bomlása véletlen, statisztikus folyamat. Nem lehet megállapítani, melyik mag fog elbomlani. Csak az mérhető, hogy bizonyos időtartam alatt az összes magok hány százaléka bomlik el. A tapasztalat szerint ez a mennyiség csupán az atommag felépítésétől függ. Azonos időtartamok alatt mindig a még megmaradt magok azonos százaléka bomlik el. Ez az érték azonban rendkívüli tág határok között változik. A bomlás „sebességét” szemléletesen jellemzi az az időtartam, mely alatt az anyag 50%-a bomlik el.



5. ábra



6. ábra

Megmérve, hogy adott időn belül hány százalék anyag alakul át, az 50% bomláshoz szükséges idő egyszerűen számítható. Ezt az időt *felezési időnek* nevezzük. A 4. ábrán az elemek neve alatt tüntettük fel a felezési időket.

Az  $U^{238}$  felezési ideje igen nagy: 4,5 milliárd év, míg az ábrán szereplő legkisebb felezési idő a  $Po^{214}$  elemé, mindössze 0,164 millisec, alig több, mint a másodperc ezredrésze.

A felezési időt a 6. ábrával szemléltetjük. Azonos időtartamok végén — az ábrán az időtartamok nagysága éppen a felezési idő — a megmaradt atomok száma mindig az időtartam elején meglévő atomok számának fele. A kétszeres felezési időtartam végére az eredeti mennyiségnek negyede, a háromszoros felezési időtartam végére az eredeti mennyiség nyolcada marad meg stb. A megmaradt anyag mennyisége *exponenciálisan* csökken. Ez a bomlási törvény lényeges szerepet játszik a radioaktív kormeghatározásban. A bomlás során energia szabadul fel. A magból kiröpülő részecskék mozgási energiája és a  $\gamma$  sugárzás energiája a kőzetek belsejében végül hőenergiává alakul.

A radioaktív hőtermelés szempontjából lényeges elemek az  $U^{238}$ ,  $U^{235}$ , a  $Th^{232}$  és a  $K^{40}$ . Az  $U^{235}$  és  $Th^{232}$  bomlási sorai — a 4. ábrán bemutatott sorozathoz hasonlóan — sok elemből állnak. Az  $U^{235}$   $7\alpha$  és  $4\beta$  bomlás után a 207 tömegszámú ólomizotóppá alakul. A  $Th^{232}$  bomlásának végterméke  $6\alpha$  és  $4\beta$  bomlás után egy másik stabil ólomizotóp, a 208 tömegszámú ólom. (Mivel az  $U^{238}$  mintegy 140-szer gyakoribb az  $U^{235}$ -nél, a jelenlegi radioaktív hőtermelésben az  $U^{235}$ -nek alárendelt szerepe van.)

A  $K^{40}$  bomlása sokkal egyszerűbb, mint a nehéz atommagoké. Elektron befogással

2. táblázat

A hőtermelésben jelentős szerepet játszó radioaktív elemek (STACEY 1977 nyomán)

Elem neve	Radioaktív izotóp	Felezési idő	Bomlási mechanizmus	Stabil végtermék	Hőtermelés a Földben** (10 <sup>12</sup> W)	
					jelenleg	4,5 milliárd évvel ezelőtt
Urán*	$U^{238}$	$4\,468 \cdot 10^9$	$8\alpha + 6\beta$	ólom, $Pb^{206}$	11,33	22,77
	$U^{235}$	$9\,8485 \cdot 10^4$	$7\alpha + 4\beta$	ólom, $Pb^{207}$	0,486	40,86
Thórium	$Th^{232}$	$1\,401 \cdot 10^{10}$	$6\alpha + 4\beta$	ólom, $Pb^{208}$	11,18	13,97
Kálium	$K^{40}$	$1\,250 \cdot 10^9$	elektronbefogás ( $\approx 10\%$ ) $\beta$ ( $\approx 90\%$ )	argon, $Ar^{40}$  kalcium, $Ca^{40}$	8,41	98,97
					31,4	176,57

\* Az atomok számának aránya  $U^{238}/U^{235} = 137,88$ .

\*\* Feltételezve, hogy  $Th/U = 3,5$ ,  $K^{40}/U = 2,36$  és a Föld összetétele azonos a széntartalmú kőmeteorokéval.

argonná alakul (mintegy 10%) vagy  $\beta$  sugárzással kalciummá (90%).

További instabil izotópokat is ismerünk, és más geofizikai feladatok megoldásában fel is használunk — pl. a kormeghatározásban a rubidiumot ( $Rb^{87}$ ) vagy radioaktív szenet ( $C^{14}$ ) — de ezeknek vagy a mennyisége igen kicsiny, vagy olyan gyorsan bomlanak, hogy a jelenlegi hőtermelésben már nem kell számításba venni őket.

A hőtermelésre vonatkozó fontosabb adatokat a 2. táblázat összegzi. A két utolsó oszlop feltételezi, hogy a Föld átlagos összetételére azonos a széntartalmú kőmeteorekéval, melyekben a thórium—urán és kálium—urán arány:  $Th/U = 3,5$ ,  $K^{40}/U = 2,36$ . Az arányok közül a második eléggé bizonytalan. Mindenesetre jól látszik, hogy 4,5 milliárd évvel ezelőtt a termelt hő sokkal nagyobb volt, mint jelenleg.

A 3. táblázat néhány, a földkéreg felépítésében döntő szerepet játszó, ill. a felső köpenyben feltételezett kőzetre, valamint meteorokra adja meg a legfontosabb radioaktív anyagok mennyiségét, ill. az ezek által termelt hőt. A hőtermelést a jobb összehasonlíthatóság kedvéért ismét a kőzetanyag 1 kg tömegében működő források teljesítményével fejezzük ki. Az egész Földre kapott teljesítmény közelítőleg 31 millió MW. Ez a Föld teljes tömegére egyenletesen elosztva úgy kapható, hogy az „átlagos földkőzet” teljesítménye  $5,2 \cdot 10^{-12}$  W/kg (A Föld tömege  $5,973 \cdot 10^{24}$  kg.) Ez az érték gyakorlatilag megegyezik a kőmeteorek hőtermelésével, és az egye-

zés az egyik — bár korántsem a legfontosabb — oka annak, hogy a Föld átlagos kémiai összetételét a kőmeteorekéval azonosnak tekintjük.

Az 1 kg kőzetanyagra jutó teljesítmény elképzelhetetlenül kicsiny. Pl. 1 km<sup>3</sup> térfogatú gránit hőtermelése: mivel a gránit fajsúlya 2700 kg/m<sup>3</sup>, a teljes tömeg  $2,7 \cdot 10^{12}$ , a teljesítmény pedig 2,7 kW. Ha az 1 km<sup>3</sup> térfogatú gránitban termelődő hőt hasznosítani tudnánk, az 27, egyenként 100 W-os izzó folyamatosan működtetését tenné lehetővé. Talán még ez sem hat számottevő mennyiségnek. Am az izzók négy és fél milliárd éve folyamatosan éghetnének! Még szemléletesebb eredményre jutunk, ha azt számítjuk ki, hogy a hazánk területe alatti gránitrétegben mekkora teljesítmény keletkezik. Mivel a réteg vastagsága legalább 15 km és a terület (az egyszerűség kedvéért kerekítve) 100 000 km<sup>2</sup>, a gránitréteg térfogata mintegy 1,5 millió km<sup>3</sup>. A teljesítmény — az előbb számított 2,7 kW — másfél milliószorosa, azaz mintegy 4000 MW. Ez sokszorosa a hazai teljesítményszükségletnek. Sajnos, a belátható jövőben nincs mód arra, hogy ezt a gyakorlatilag kimeríthetetlen forrást hasznosítsuk. (A geotermikusenergia-termelés sokkal magasabban fekvő hőforrásokat hasznosít, pl. artézi kutak vizét, vagy a felszín közelében kerülő forró magmás kőzetek környezetében keletkező hőt. Jelenlegi részesedése a teljes energiatermelésben 1%-nál kisebb, és a következő néhány évtizedben sem lesz néhány százaléknál nagyobb.)

A hőtermelésre vonatkozó, és a mért hőáram adatok (1. táblázat) együttes értékeléséhez néhány további ismeretre van szükség. Ezek közül az egyik a Föld belső szerkezete.

### A Föld belső szerkezete

A Föld belsejének egymástól lényegesen eltérő tulajdonságú és nagyrészt szeizmológiai megfigyelésekkel felderített övei (kivülről befelé haladva): a kéreg, köpeny, külső és belső mag (7. ábra).

A kéreg alsó határát A. MOHOROVICIC fedezte fel 1909-ben. Azt vette észre, hogy a földrengések keltette rugalmas hullámok sebessége bizonyos mélységben ugrásszerűen megnövekszik. Ez csak úgy lehetséges, hogy az anyag kémiai összetétele vagy szerkezete ebben a mélységben más, mint a felül elhelyezkedő övben. A felső öv a kéreg, az alsó a köpeny. A két öv határát a felfedező tiszteletére Mohorovičić-felületnek (gyakran rövidítve: Moho-felületnek) nevezték el.

3. táblázat  
Radioaktív elemek koncentrációi  
(átlagos hőteljesítmények (STACEY 1977 nyomán))

Anyag	Koncentráció (g/t)			Hőtermelés teljesítménye $10^{-12}$ W/kg
	U	Th	K <sup>40</sup>	
A kéreg kőzetei:				
gránit	4,6	18	3,9	1050
alkáli bazalt	0,75	2,5	1,4	180
thólit bazalt	0,11	0,4	0,18	27
A felső köpeny kőzetei:				
eklogit	0,035	0,15	0,06	9,2
peridotit	0,006	0,02	0,01	1,5
Meteorek:				
kőmeteor (chondrit)	0,015	0,046	0,106	5,85
széntartalmú meteor	0,020	0,070	0,04	5,23
vasmeteor	—	—	—	kisebb, mint 0,0003
Föld átlaga	ismeretlen, feltételezeten azonos a kőmeteorekéval			5,2

2900 km mélységben újabb jelentős sebességváltozás áll be. Az ún. *Gutenberg—Wiechert-féle felület* a köpeny és a mag határát jelöli ki. A mag külső részének váratlan tulajdonsága, hogy benne a longitudinális hullám jelentősen lassabban terjed, mint a köpenyben, transzverzális hullámok (nyírási hullámok) pedig egyáltalán nem hatolnak át rajta. Ebből arra kellett következtetni, hogy a külső mag folyadékként viselkedik.

Az utolsó egység a belső mag, mely ismét vezeti a transzverzális hullámokat, ismét szilárd halmazállapotúnak tekinthető.

A főbb szerkezeti elemeket bemutató 7. ábrán a kérget a valódinál jóval vastagabbnak rajzoltuk meg — ui. méretarányosan nem ábrázolható. Átlagos vastagsága mindössze 19 km, a Föld átmérőjének mintegy 0,3%-a. Jelentős eltérések is vannak a kéreg vastagságában.

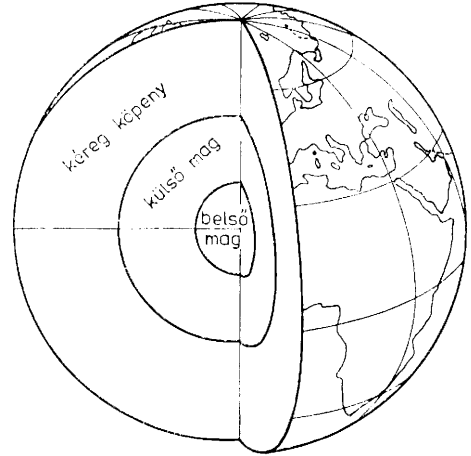
Az óceánok területén az átlagosan 4 km vastagságú víz alatt egy átlagosan 1 km vastagságú üledékréteg következik, majd vékony, bazaltos jellegű, 6 km vastag kéreg. Azaz óceáni területen a Moho-felület átlagos mélysége mindössze 11 km.

A szárazföldi területeken a kéreg két részből áll. A felső rész gránitos jellegű, és ezt is változó vastagságú üledékrétegek boríthatják. A felső rész átlagos vastagsága (üledék + gránit együtt) 20 km. A kéreg alsó része ismét bazaltos jellegű — ugyanúgy, mint óceáni területeken — vastagsága azonban átlagosan 15 km. A Moho-felület a szárazföldi területeken átlagosan 35 km mélységben húzódik.

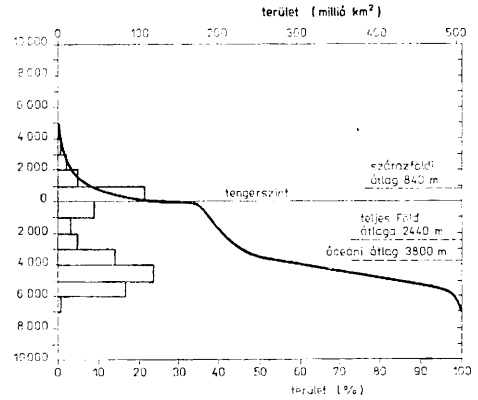
Mindkét esetben átlagokról van szó. Magas hegységek alatt pl. a kéreg jelentősen vastagabb. A hegységeknek „gyökérük” van, mely a kiemelkedő részt az úszó jéghegyhez hasonlóan egyensúlyban tartja. A hasonlatban a víz a köpeny nagyobb sűrűségű anyagának, a jég a kéreg kisebb sűrűségű anyagának felel meg.

Az úszáshoz hasonló egyensúlyra jóval MOHROVICIĆ vizsgálatai előtt felfigyeltek. G. B. AIRY már 1855-ben leírta, hogy a kéreg tömegeit úgy kell elképzelni, mintha úsznának a sűrűbb köpeny anyagában. MOHROVICIĆ valójában csak igazolta ezt a régi gondolatot, de a földrengéshullámok beérkezéseinek döntő bizonyítékaival. Ma már nemcsak földrengések, hanem robbantások jeleinek észlelése és feldolgozása révén is elég pontosan meg tudjuk állapítani a kéreg vastagságát és szerkezetét.

Az, hogy a Föld legkülső övének felépítésében két döntően eltérő változat van, tk. már a magasságok (és tengersélységek) gyakoriságából is következik (8. ábra). Van egy „szárazföldi maximum”



7. ábra



8. ábra

840 m átlagmagassággal és egy „óceáni maximum” 3800 m átlagmélységgel. Az ábrán szerepel még az egész gömbre vonatkozó átlagmélység is. Ez annak az elképzelt esetnek felel meg, amikor a szárazföldek kőzetanyagát a teljes gömbön egyenletesen szétterítjük. Megjegyzendő, hogy az eróziós folyamatok éppen ezt igyekezzenek megvalósítani. Mivel munkájuk számára elegendő idő volt, és ennek ellenére megmaradtak a különbségek, szükségszerű, hogy hatalmas belső erők működjenek, melyek mintegy újratermelik a magasságkülönbségeket. Ha nem volnának ilyen erők, nem alakítanák a felszín belső folyamatok, a Föld felszínét mindenütt mintegy 2,5 km-nyi víz borítaná. Ebből az óceánból csak a sarkok jégsapkája emelkedné ki.



### A kontinentális és óceáni hőáramok azonosságának problémája

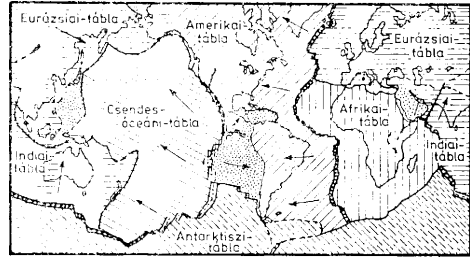
Visszatérve a kérget alkotó kőzetek hőtermeléséhez (3. táblázat), megvizsgáljuk a kéreg hőtermelését. Egyszerű osztással adódik, hogy egy 22 km vastag gránitréteg már a teljes szárazföldi hőáramot biztosítja. A gránitréteg ugyan ennél mindennek vékonyabb, és a szárazföldi kéreg alsó részében az alkáli bazaltok hőtermelése kisebb, de még így is azt kapjuk, hogy a kéreg hőtermelése egymagában biztosítani tudja csaknem a teljes hőáramot.

Az óceáni bazaltkéregben, ezzel ellentétben, csak a hőáram elenyésző részének megfelelő hő szabadul fel. A szárazföldi és óceáni hőáramátlagok egyezése (1. táblázat) ezeknek az adatoknak a tükrében nem érthető meg. Mivel azonban mindkét megállapítás sok ezer mérés gondos feldolgozásán alapszik, egyiket sem vethetjük el.

Számos hibásnak bizonyult feltevés után jelenleg úgy véljük, hogy a hőáramok azonosságát kizárólag a köpeny konvekciós áramaival lehet magyarázni. Ezek a konvekciós áramok nemcsak a lemezeket mozgatják, de hőt is szállítanak az óceáni területekre.

A lemezek az ún. litoszféra nagy, horizontális kiterjedésű darabjai. Az egész Föld felszínét 12 nagyobb és néhány kis kiterjedésű lemezre oszthatjuk. A lemezek mozgását számos, egymástól független geofizikai mérés támasztja alá. Más részről ezek a mozgások logikus magyarázatot adnak több nagyszerkezeti elem (lánc-hegységek, óceáni hátságok, mélytengeri árkok) kialakulására és számos más megfigyelt jelenségre (földrengéstevékenység, vulkanizmus stb.).

Mivel a lemezek mozgása csak közvetve kapcsolódik gondolatmenetünkhöz, a bizonyítékok és tények részletezése nélkül,



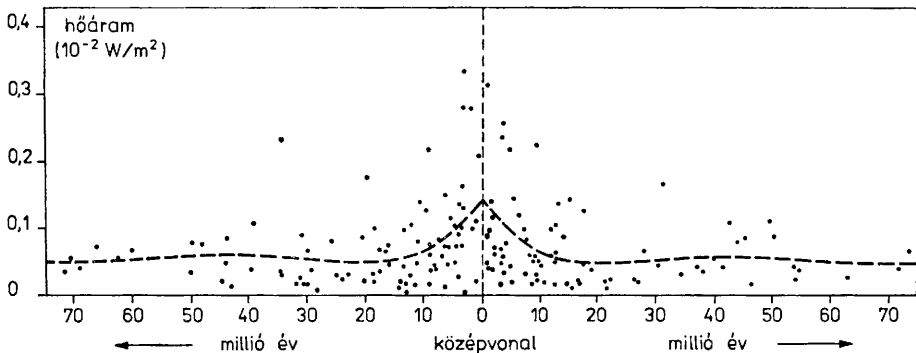
9. ábra

csak egy összefoglaló ábrát közlünk, mely a lemezek határait és a mozgások jellegét tünteti fel (9. ábra). Lényeges azonban, hogy a lemezek mozgását vitatni már nem lehet. Csupán az a megválaszolendő kérdés: mi mozgatja a lemezeket? Jelenleg erre is csupán egyetlen elfogadható föltevés van: a konvekciós áramlás.

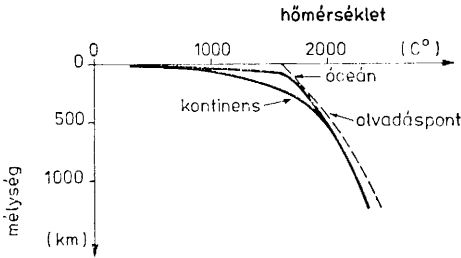
Az elképzelés szerint a litoszféra lemezeit az asztenoszféra anyagának mozgása „szállítja”. Az elnyelődési (szubdukciós) övekben a litoszféralemez a vele ütköző lemez alá bukik, majd egyre nagyobb mélységekbe hatolva beleolvad az asztenoszférába.

Az egymástól távolodó lemezek közé az óceáni hátságok középvonalában az asztenoszférából új anyag áramlik, mely a lemezszegélyekhez hozzáépül (akkréciós övek).

A litoszféra szilárdabb, alsó határát lényegében a hőmérséklet határozza meg. Az asztenoszféra képlékenyebb, részben olvadt állapotú. Bár a rugalmas hullámok terjedése szempontjából még szilárd közegként viselkedik, de lassú áramlásra már képes. A szilárdság csökkenésére utal a rugalmas hullámok terjedési sebességének csökkenése. Ezt a szeizmológiai megfigye-



10. ábra



11. ábra

lések minden területen kimutatták. Az asztenoszféra határát nagyjából az 1300 C°-os hőmérsékletű izoterma adja meg. A szilárd, ridegebb asztenoszférában a hő vezetéssel terjed, konvekciós hőtranszport nem képzelhető el.

A hővezetésre, az óceáni hátságokon az új litoszféra hőkapacitására és mozgási sebességére alapozott számítások szerint az óceáni litoszféra vastagsága mintegy 70 km. A hőáramot lényegében a konvekció biztosítja azáltal, hogy állandóan magas hőmérsékletű anyagot szállít a hátság középvonalába. Ez az anyag egyszerűen nem képes lehűlni az alatt az idő alatt, amíg a szubdukciós övekben ismét az asztenoszféra alá olvad bele. A mért hőáram csökkenése az óceáni kéreg korának növekedésével jól látható a 10. ábrán. Bár az adatok eléggé szórnak, a szaggatott vonallal megrajzolt átlagos menet alátámasztja ezt az elképzelést.

A szárazföldi területeken a hőmérséklet lassabban növekszik. Az 1300 C°-os határt csak mintegy 150 km mélységben éri el. A litoszféralemez a szárazföldek alatt jóval vastagabb, mint az óceáni területeken. A kontinentális területeken a hőáramnak így csak kis része áramlik az asztenoszféra felé, nagyobbik része a kéregben képződik. A részletes számítások eredményét a 11. ábra mutatja be. Látható, hogy az óceánok alatt a hőmérséklet gyorsabban emelkedik, mint a szárazföldek alatt. A hőmérséklet menete csak nagyobb mélységben válik azonosná. A berajzolt olvadáspont-görbéből az is kiténik, hogy ebben a mélységben az anyag már valóban csaknem megolvad.

### Hőmérséklet a földmagban

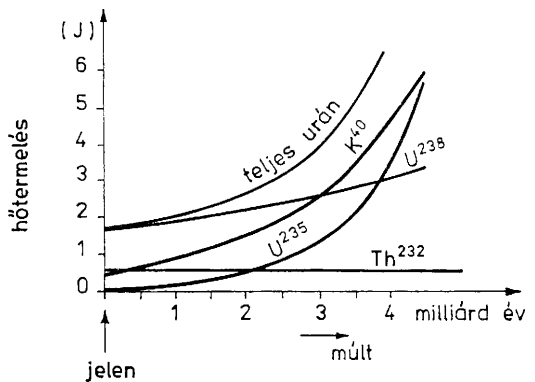
A Föld belseje hozzáférhetetlen a közvetlen megfigyelés számára. A szeizmológia segítségével felszíni adatokból csupán néhány rugalmas paraméterre tudunk következtetni. A Föld magjában uralkodó nyomást laboratóriumban nem tudjuk huza-

mosan fenntartani. (A Föld középpontjában a nyomás  $3,63 \cdot 10^{11}$  Pa, vagy a régebbi, megszokottabb egységben kifejezve: 3,63 millió atmoszféra. De még a köpeny—mag határon is 1,35 millió atmoszféra nehezedik az anyagra.) Ismeretlen a radioaktív anyagok eloszlása is. Emiatt a nagyobb mélységek hőmérsékleti viszonyairól csak keveset tudunk.

A szeizmológia tanúsága szerint a mag külső része folyadék, a merevségi állandó ( $\mu$ ) ui. itt zérusra csökken. Ugyanakkor a belső mag szilárd. Ezt a tényt más megfigyelések: az árapály, a Föld forgásának szabálytalan ingadozásai, pontosabban azok csillapodása, a Föld saját rezgéseinek periódusai stb. is alátámasztják. A földi mágneses tér jelenleg elfogadott elmélete, a dinamó-elmélet szükségszerűen igényli, hogy a magban viszonylag gyors anyagáramlás legyen lehetséges.

A hőmérséklet változásának emiatt okvetlenül olyannak kell lennie, mely olvadt állapotot tesz lehetővé a külső magban. Mivel az olvadáspont függ a nyomástól, a belső mag szilárd állapota is megmagyarázható. Azt kell feltételeznünk, hogy az olvadáspont a mélység növekedésével gyorsabban növekszik, mint a hőmérséklet. A görbék metszéspontja kijelöli a külső és belső mag határát. A 12. ábra vázolja ezt a lehetőséget. A külső magban a hőmérséklet az olvadáspontnál magasabb: itt az anyag folyadék, míg a belső részben a hőmérséklet már az olvadáspont alatt van: az anyag szilárd marad.

Az egész Föld hőtermelése és a felszínközeli kőzetek vizsgálata (3. táblázat) azt mutatja, hogy a radioaktív anyagok jelentős része a kéregben koncentrálódik. Bizonytalan a  $K^{40}$  eloszlása, az urán és thórium viszont, mivel a könnyen illókhhoz csatlakozva mozognak, a felső övekben



12. ábra

helyezkednek el. Felvethető emiatt a kérdés: elegendő hő termelődik-e a Föld nagyobb mélységeiben ahhoz, hogy a külső mag olvadt állapotát fenntartsa. A számítások szerint ez lehetséges. Még abban az esetben is, ha a Föld kezdeti állapota hideg volt, elegendő hő termelődött bizonyos részek teljes ill. részleges olvadásához. A hővezető képesség már említett értéke (2,5 W/C°m) olyan kicsiny, hogy egy felső, 400 km vastagságú közetréteg elegendő hőszigetelést biztosít a Föld teljes élettartamára, 4,5 milliárd évre. Más kérdés, hogy jelenleg nincs ilyen vastag külső „szigetelés”, mert az asztenoszféra konvektív hőszállításra is képes. Amikor a konvekció miatt a hővesztés nagyobbá válik, mint a termelt belső hő, a kívülről befelé haladó megszilárdulás újból növeli a külső szilárd, hőszigetelő réteg vastagságát és csökkenti a hővesztéséget. Ez a szabályozó mechanizmus nagyon hosszú időn át biztosítja a termelt és a felszínen kisugárzott hő egyensúlyát.

Végül említésre méltó, hogy a radioaktív hőtermelés a földtani múltban jóval nagyobb volt. Ennek egyik oka, hogy a jelenleg is működő radioaktív anyagok mennyisége nagyobb volt — mert még kevesebb bomlott el belőlük. Amiből most egy gramm van, abból régen több volt, pl. a felezési időnek megfelelő múltban 2 gramm, a kétszeres felezési időnek megfelelő múltban 4 gramm stb. A múlt felé haladva az egykori hőtermelés exponenciálisan nő. A Th<sup>232</sup>-nél ez kevésbé látszik, mert felezési

ideje nagy, de szembevetendő az U<sup>235</sup> vagy K<sup>40</sup> esetében. Figyelembe véve az anyagok teljes mennyiségét, azt kapjuk, hogy a 4,5 milliárd évvel ezelőtt a hőtermelés csaknem hatszoros volt (2. táblázat utolsó két oszlopa).

A jelenleg is „működő” izotópokon kívül valószínűnek tartjuk, hogy viszonylag rövid felezési idejű és emiatt azóta „kipusztult” radioaktív izotópok is hozzájárultak a Föld kezdeti fölmelegítéséhez (Al<sup>26</sup>, I<sup>129</sup>, Pu<sup>244</sup>, Cn<sup>248</sup> stb.).

### Összegzés

A radioaktív bomlás és az abból adódó hőtermelés a Föld felszínét és belsejét kialakító hatások között talán a legfontosabb. A radioaktív izotópok nélkül nem került volna folyadékserű állapotba a belső mag, a Földnek valószínűleg nem volna erős mágneses tere. Emiatt a kozmikus sugárzás és a Napból kilökött részecskék akadálytalanul hatolnának el a felszínig. Élet, ha egyáltalán létrejöhett volna, nem lenne azonos a miénkkel. A radioaktív hőtermelés nélkül nem volnának áramlások az asztenoszférában, a lemeztectonika nem alakítaná szüntelenül újjá a változatos felszíni formákat. A radioaktív bomlás, ez a lassú, de szüntelenül és megállíthatatlanul működő folyamat sokkal fontosabb számunkra, mint azt általában gondolnánk.

## IRODALOM

- COULOMB, J. és G. JOBERT, 1976: *Traité de Géophysique interne Tome II. Magnétisme et Géodynamique.* — Masson, Paris, New York.  
 LEE, W. H. K. 1965: *Terrestrial heat flow.* — American Geophysical Union, Washington.  
 LEE, W. H. K. 1970: *On the global variation of terrestrial heat flow.* — *Phys. Earth Plan. Int.*, 2. 332.  
 LE PICHON, X., J. FRANCHETEAU and J. BONNIN 1973: *Plate tectonics.* — Elsevier, Amsterdam.  
 STACEY, F. D. 1977: *Physics of the Earth.* — John Wiley and Sons, New York.

### RADIOACTIVITY AND THE EARTH'S INTERNAL HEAT

A. Meskó

Summary

The most important energy source of the Earth is thermal energy which is released by radioactive disintegration of matter. Relevant data of thermally significant radioactive elements U<sup>235</sup>, U<sup>238</sup>, Th<sup>232</sup> and K<sup>40</sup> are summarized in Tables 2. and 3.

Heat is gradually transferred from the interior to the surface. As a consequence the Earth's temperature increases with depth. The rate of increase is called geothermal gradient and can be directly measured. Its average is about 30° per 100 meters of depth. The gradient varies considerably from place to place. The rate of heat energy, transferred per unit area, called terrestrial heat flow, is approximately the same. The mean heat flow is  $6.15 \pm 0.34 \cdot 10^{-2}$  W/m<sup>2</sup>. The heat flow from orogenic areas and from the midocean ridges is somewhat higher 7.37 and 7.95 W/m<sup>2</sup>, respectively. Lowest average values are found over ocean trenches (about  $4.86 \cdot 10^{-2}$  W/m<sup>2</sup>). Details are given in Table 1.

The radioactive heat can account for the liquid outer core and it is held most probable that it supplies the driving force of large scale plate motions.