

A RADIOAKTIVITÁS ÉS A KŐZETEK KORA

A Földön lezajlott földtörténeti események korának meghatározásával a geokronológia foglalkozik. A geológia relatív kormeghatározási módszerén túlmenően, a kőzetekben levő különböző radioaktív izotópok vizsgálatával lehetőségünk van abszolút kormeghatározásra is. A következőkben röviden áttekintjük a radioaktív kormeghatározás néhány módszerét és meghatározzuk a Föld életkorát.

A természetes radioaktivitás

A tapasztalat szerint a természetben előforduló néhány elem bizonyos izotópjai nem stabilak, hanem minden külső beavatkozástól mentesen radioaktív sugárzás kibocsátása mellett, szigorúan állandó ütemben elbomlanak és ezáltal más elemekké alakulnak. A radioaktív anyagok háromféle: α , β és γ sugárzást bocsáthatnak ki.

Az α sugárzás elektronhéj nélküli hélium ionokból (He atommagokból) áll. A sugárzás során keletkező új atom rendszáma (protonok száma) kettővel, a tömegszáma (protonok és neutronok együttes száma) pedig négyvel lesz kisebb.

A β sugárzás nagy sebességű elektronokból áll. β -bomláskor az atommagban lejátszódó folyamatok hatására az elem rendszáma eggyel növekszik, a tömegszáma viszont változatlan marad.

A γ sugárzás nagy energiájú (rövid hullámhosszúságú) elektromágneses hullámokból álló sugárzás, amely révén az atom gerjesztési állapota változik, rendszáma és tömegszáma változatlan marad.

A háromféle sugárzás egyszerre is felléphet, de az α és a β sugárzás külön is jelentkezhet.

A radioaktív bomlás statisztikai folyamatát az

$$N = N_0 e^{-\lambda t} \quad (1)$$

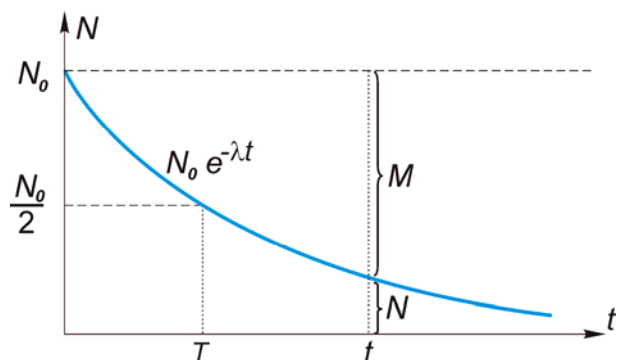
összefüggés írja le; ahol N az atomok kezdeti száma, N_0 a t idő múlva még el nem bomlott atomok száma, λ pedig a kérdéses elemre jellemző bomlási állandó, mely egy atom egységnyi idő alatt történő elbomlásának valószínűségét jelenti.

A radioaktív bomlás jellemezhető még a felezési idővel is. *Felezési időnek* azt a T időtartamot nevezzük, ami alatt az eredeti atomok fele bomlik el. Az 1 ábra alapján és az (1) összefüggés felhasználásával:

$$\frac{1}{2} N_0 = N_0 e^{-\lambda T}$$

amiből

$$T = \frac{\ln 2}{\lambda} = \frac{0.693}{\lambda} \quad (2)$$



1 ábra. A radioaktív bomlás folyamata

Mivel minden elbomlott atomból egy másik új atom keletkezik, ezek száma a t időpontban:

$$M = N_0 - N = N_0(1 - e^{-\lambda t}) \quad (3)$$

Az (1) összefüggésből :

$$N_0 = N e^{\lambda t}$$

ezt a (3)-ba helyettesítve:

$$M = N(e^{\lambda t} - 1) \quad (4)$$

A radioaktív elemek bomlásának során tehát bármely időpontban megtalálhatók az anyagban a kiindulási és a végtermék elemek atomjai is, csak az előbbieken mennyisége az idő előrehaladásával csökken, az utóbbiaké viszont növekszik.

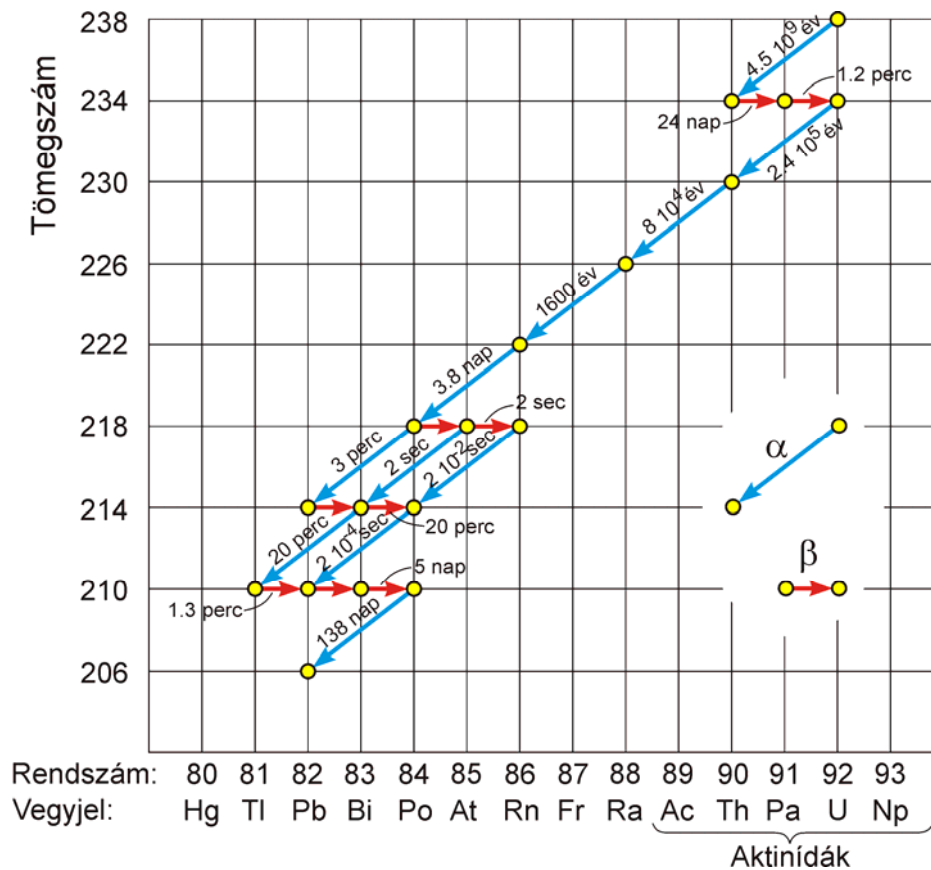
A Földön jelenleg természetes körülmények között megtalálható radioaktív izotópok többsége (a 82-nél nagyobb rendszámú elemek izotópjai) három *természetes* radioaktív bomlási sorba sorolhatók.

Az első bomlási sor a 2 ábrán is látható *urán-rádium család*, amelynek kiindulási eleme a ${}_{92}^{238}\text{U}$ (a 92-es rendszámú és 238-as tömegszámú urán), végterméke a már nem radioaktív ${}_{82}^{206}\text{Pb}$ az ún. rádium-ólom. A 2 ábrán azt is feltüntettük, hogy a bomlási sor egyes elemei mekkora felezési idővel alakulnak át. Látható, hogy a felezési idő a különböző izotópok esetében igen eltérően alakul: milliommód másodperc és néhány milliárd év határok közötti érték lehet.

A második bomlási sor az *urán-aktínium család*, amelynek kezdő eleme a ${}_{92}^{235}\text{U}$ és végső stabil eleme a ${}_{82}^{207}\text{Pb}$, vagyis a 207-es ún. aktínium-ólom; végül a harmadik természetes radioaktív bomlási sor a *tórium család*, amelynek kiindulási eleme a ${}_{90}^{232}\text{Th}$ tóriumizotóp és záró eleme a ${}_{82}^{208}\text{Pb}$, az ún. tórium-ólom.

Korábban a Földön valószínűleg létezett egy negyedik bomlási sor is: a transzurán elemekhez tartozó *neptúnium család*, amelynek tagjai a Föld korához képest rövid felezési idejük miatt már gyakorlatilag teljesen elbomlottak és csak mesterségesen állíthatók elő. Ennek kiindulási eleme a ${}_{94}^{241}\text{Pu}$ plutónium és végterméke a ${}_{82}^{209}\text{Pb}$ ólomizotóp.

A felsorolt négy bomlási sorba tartozó radioaktív elemeken kívül van még néhány alacsonyabb rendszámú elem is, amelyeknek egyik-másik izotópjuk radioaktív. Ilyenek pl. a ${}_{6}^{14}\text{C}$ szénizotóp, a ${}_{19}^{40}\text{K}$ káliumizotóp, a ${}_{37}^{87}\text{Rb}$ rubidiumizotóp stb.



2 ábra. Az urán-rádium család természetes bomlási sora

A radioaktív kormeghatározás módszerei

A radioaktív kormeghatározás alapját a (4) összefüggés képezi. Mivel a radioaktív bomlás egyirányú folyamat, a kiindulási és a bomlási végtermék arányának analitikai meghatározásával, valamint a felezési idő vagy a bomlási állandó ismeretében kiszámítható a radioaktív bomlás kezdeti ideje:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(\frac{M}{N} + 1 \right) \quad (5)$$

Ez az összefüggés azonban csak a következő két feltétel teljesülése esetén alkalmas abszolút kormeghatározásra:

1. a kőzet, illetve a kérdéses ásvány a keletkezésének (megszilárdulásának) pillanatában nem tartalmazott bomlási végterméket,
2. a bomlási végtermék mennyisége az ásvány keletkezése óta a radioaktív átalakuláson kívül más forrásból nem gyarapodott és nem is szenvedett veszteséget. A nem radiogén gyarapodás a valóságos korhoz képest öregítené az ásványt, a veszteség (a rácsszerkezetből való elvándorlás) pedig fiatalítaná.

Mivel a valóságban ez a két feltétel gyakran nem teljesül, ezért a kormeghatározások során általában különböző korrekciókat kell alkalmazni.

Abszolút kormeghatározásra leggyakrabban az *1. táblázatban* megadott radioaktív izotópokat használjuk fel. A táblázat adatai alapján megállapíthatjuk az egyes radioaktív elemek földtani kormeghatározási alkalmazhatóságát.

1. táblázat
Abszolút kormeghatározásra használt radioaktív izotópok

instabil izotóp	stabil végtermék	a bomlást kísérő sugárzás	felezési idő [év]
${}_{92}^{238}\text{U}$	${}_{82}^{206}\text{Pb}$	$8\alpha + 6\beta$	4.5×10^9
${}_{92}^{235}\text{U}$	${}_{82}^{207}\text{Pb}$	$7\alpha + 4\beta$	7.1×10^9
${}_{90}^{232}\text{Th}$	${}_{82}^{208}\text{Pb}$	$6\alpha + 4\beta$	1.39×10^{10}
${}_{37}^{87}\text{Rb}$	${}_{38}^{87}\text{Sr}$	β	4.98×10^{10}
${}_{19}^{40}\text{K}$	${}_{18}^{40}\text{Ar}$	elektron befogás	1.18×10^{10}
${}_{6}^{14}\text{C}$	${}_{7}^{14}\text{N}$	β	5730
${}_{1}^3\text{H}$	${}_{2}^3\text{He}$	β	12.26

Az *urán-ólom*, *tórium-ólom*, *rubídium-stroncium*, *kálium-argon* módszerek jól bevált kormeghatározási eljárások kőzetekre, főleg igen hosszú (néhány százmillió éves) korok meghatározására.

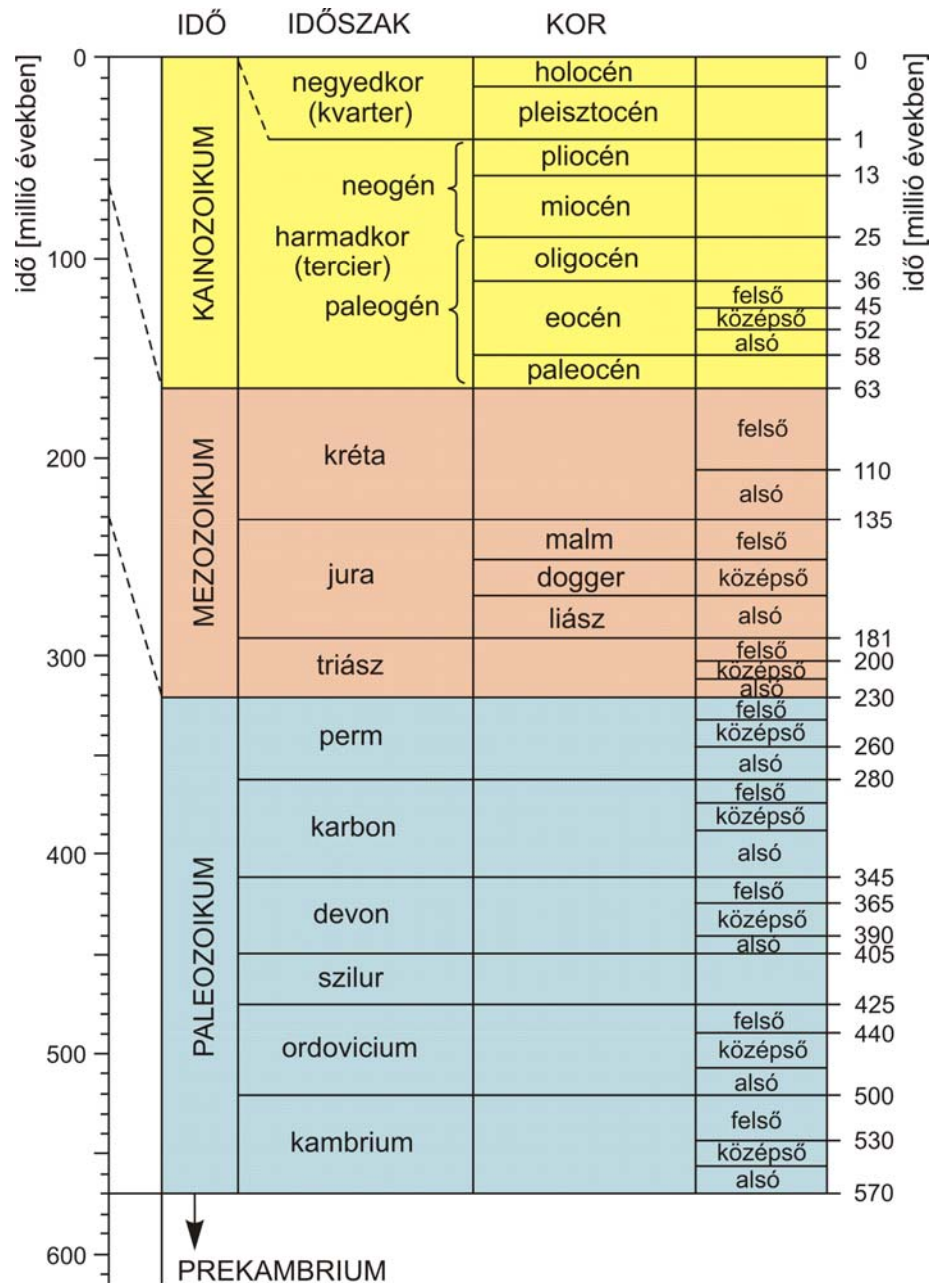
A *radiokarbon (C14) módszer* elsősorban szerves maradványok életkorának meghatározására alkalmas és kb. 50000 éves korig alkalmazható. A földtörténeti negyedkor (a kvarter) -kutatás és a régészet használja.

A *trícium módszer* a ${}_{1}^3\text{H}$ rövid felezési ideje miatt fiatal, legfeljebb 100 éves anyagok (főleg vizek) kormeghatározására alkalmas. Elsősorban a hidrogeológiában használják.

Földtörténeti időskála

A földtani események időbeli sorrendbe állításával a sztratigráfia (rétegtan) és a paleontológia (öslénytan) foglalkozik. A *sztratigráfia* alapelve szerint az üledékes kőzetrétegek térbeli egymásutánisága időbeli sorrendet jelent; azaz mélyebben az idősebb, magasabban a fiatalabb kőzetek helyezkednek el. Ezen az elven az üledékek közé benyomult vulkáni kőzetek kora is meghatározható, mivel a vulkáni kőzet az átharántolt rétegeknél fiatalabb. A *paleontológia* a geológiai korbesorolás megbízhatóbb és praktikusabb módszere, segítségével az egész Földre egységes időrend határozható meg. A lényege az, hogy a különböző földtörténeti korokban más és más, egyre fejlődő élővilág népesítette be a Földet; és mivel az evolúció olyan folyamat, amely nem ismétli önmagát, így a kőzetekben található ősmaradványok magukon viselik az idő bélyegét.

A fentiekből világos, hogy a sztratigráfia és a paleontológia csak időbeli egymásutániságot vagy közel egyidejűséget tud megállapítani, ezért ezeket a geológiai módszereket *relatív kormeghatározási* módszereknek nevezzük. Így tehát a klasszikus geológiai módszerekkel nem állapítható meg, hogy az egyes földtörténeti korok milyen hosszúak; és ráadásul a paleozoikum előtti idők (a prekambrium) földtörténete sem deríthető fel ily módon, mivel a legrégebbi ősmaradványok mindössze a paleozoikum elejéről származnak.



3 ábra. Abszolút földtörténeti időskála

A radioaktív kormeghatározások módszere azonban lehetőséget ad a földtörténeti korok *abszolút* meghatározására, tehát a relatív geológiai időskála években történő kifejezésére: Az abszolút földtörténeti időskálát a 3 ábrán mutatjuk be.

Az abszolút kormeghatározás másik eredménye, hogy kiterjesztette az időskalát a prekambriumi képződményekre is. Kiderült, hogy a prekambrium minden várakozást felülmúlóan rendkívül hosszú időszak és minden kontinensen hatalmas méretű prekambriumi képződmények vannak. A kontinensek ezek legősibb (általában 2500-3000 millió éves) kőzettartományait kontinentális magoknak, vagy ősi pajzsoknak nevezik. A Föld legidősebb kőzeteit Dél-Afrikában és Szibériában találták, ezek 3200 illetve 3500 millió évesek.

A Föld életkora

A Föld életkorának a keletkezésétől a jelen pillanatig eltelt időt kellene értenünk; azonban a Föld keletkezéséről egyelőre csak hipotéziseink vannak, így ehhez nehéz hozzákötni a Föld korát. Könnyebben definiálhatjuk a Föld geológiai életkorát: ezen az első kéreg kialakulásától a jelen pillanatig eltelt időt értjük. A földkéreg kialakulásának ideje azonban korántsem egyezik meg a Föld kialakulásának idejével, így a geológiai életkor csupán alsó határt jelent, amelynél a Föld nem lehet fiatalabb.

Jelenleg a Föld korára a legjobb közelítést a PATTERSON-féle ún. meteorit módszer szolgáltatja. Az eljáráshoz az urán-ólom módszer használható. Problémát jelent azonban, hogy nem ismerjük a keletkezés pillanatában már nyilvánvalóan meglevő ún. ósólom mennyiségét. Ennek meghatározásához a meteoritok anyagi összetételének vizsgálata nyújt segítséget.

PATTERSON feltételezi, hogy a meteoritok a Földdel azonos őanyagból egyidőben képződtek, majd a képződés után elszakadtak. Ezen meteoritok jelenlegi ólomizotóp összetétele nyilvánvalóan két tényezőtől függ: egyrészt a keletkezésük pillanatában már meglevő ósólom mennyiségétől (jelöljük ezt [Pb204], [Pb206], [Pb207] és [Pb208]-al); másrészt a keletkezésük pillanatában meglevő U és Th mennyiségétől, mivel ezek is $^{206}_{82}\text{Pb}$, $^{207}_{82}\text{Pb}$ és $^{208}_{82}\text{Pb}$ izotópokat termelnek. (A $^{204}_{82}\text{Pb}$ nem radiogén eredetű). Válasszunk ki olyan meteoritokat, amelyekben nincs, vagy elhanyagolhatóan kicsi az U és Th tartalom. Ezek a meteoritok az *ősólom-izotóp összetételét őrzik*, amelyekben meghatározhatjuk a különböző ósólom-izotóp arányokat:

$$p = \frac{[\text{Pb206}]}{[\text{Pb204}]} \quad \text{és} \quad q = \frac{[\text{Pb207}]}{[\text{Pb204}]}$$

(a Th bomlásából származó $^{208}_{82}\text{Pb}$ izotóppal most nem foglalkozunk).

Ha ezek után meghatározzuk a Föld jelenlegi *átlagos*

$$p' = \frac{[\text{Pb206}]}{[\text{Pb204}]} \quad \text{és} \quad q' = \frac{[\text{Pb207}]}{[\text{Pb204}]}$$

izotóp arányait, akkor azt tapasztaljuk, hogy ezek nagyobbak, mivel a kezdeti ósólomhoz a földi U-ból további $^{206}_{82}\text{Pb}$ és $^{207}_{82}\text{Pb}$ képződött. Tegyük fel, hogy a p' és a q' csak emiatt nagyobbak, tehát nem volt ólom-csere sem a légkör, sem a Föld mélyebb részei felé. Ekkor a Föld keletkezése óta képződött $(p'-p)$ illetve $(q'-q)$ ólom mennyiségét az (1) szerint az

$$[U238] = ([U238] + (p' - p))e^{-\lambda_{238}t_0}$$

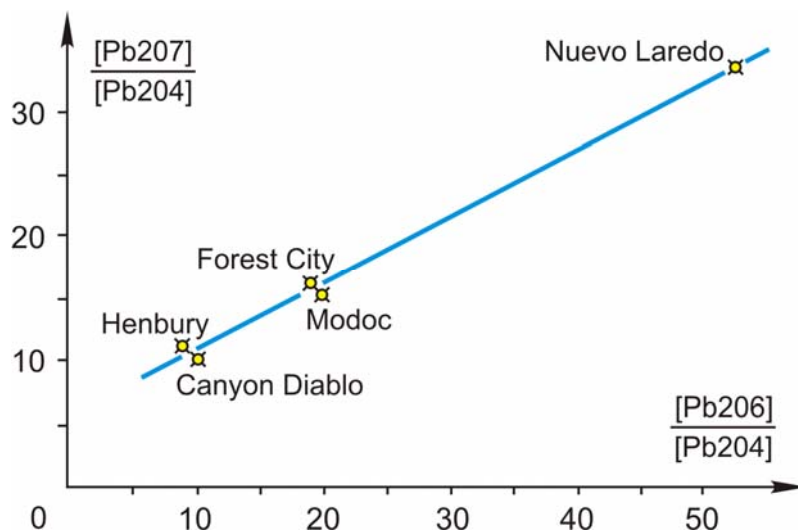
és az

$$[U235] = ([U235] + (q' - q))e^{-\lambda_{235}t_0}$$

egyenletek alapján határozhatjuk meg. Ezekből a (3.4) felhasználásával:

$$\frac{p' - p}{q' - q} = \frac{[U238]e^{-\lambda_{238}t_0} - 1}{[U235]e^{-\lambda_{235}t_0} - 1} \quad (6)$$

Ha tehát ismerjük az átlagos földi p' , q' és az $[U238]/[U235]$ arányokat, továbbá az erre alkalmas meteoritokból meghatározzuk a p és a q ősólm-izotóp arányokat, akkor a λ_{238} és a λ_{235} bomlási állandók ismeretében a (6) összefüggés felhasználásával kiszámíthatjuk a Föld t_0 korát. Amennyiben a $^{232}_{90}\text{Th}$ bomlásából származó $^{208}_{82}\text{Pb}$ izotóppal is foglalkozunk, akkor a (6)-hoz hasonlóan további két összefüggés írható fel az újabb ólomizotóp arányokra. A három összefüggésből egyenként meghatározott t_0 értéknek elvileg meg kell egyeznie és az így kapott érték lényegében a Föld anyagának a Naprendszer anyagától való elkülönülésétől számított idő.



4 ábra. Meteoritok ólomizotóp aránya

A módszernek talán leginkább vitatható feltevése, hogy vajon a meteoritok valóban a Földdel azonos eredetűek-e? Nos ez eléggé jól valószínűsíthető annak alapján, hogy bizonyos elemek aránya azonos bennük a földi átlagos arányokkal. Kiszámítható továbbá, hogy ha valamely urán-ólom tömeg úgy oszlik részekre, hogy azokba különböző mennyiségű urán és ólom kerül, akkor bizonyos idő múlva a p és a q izotóparányokat megvizsgálva és ezeket a számértékeket a pq koordináta-rendszerben ábrázolva egyenest kell kapnunk. A 4 ábra mutatja, hogy a különböző meteoritokon elvégzett vizsgálatok valóban erre az eredményre vezetnek. Így valóban feltételezhető az is, hogy az uránmentes meteoritok az ősólm összetételét őrzik; sőt az uránt tartalmazó meteoritokat is fel lehet használni az ősólm meghatározására, ha megfelelő korrekciókat alkalmazunk.

A meteoritok vizsgálata alapján az ósólom aránya: $p = 9.5$, $q = 10.4$ és $r = [Pb238]/[Pb204] = 29.5$. Ugyanakkor a földi *átlagos* izotóparányok: $p' = 12.65$, $q' = 14.27$ és $r' = 32.78$; valamint az $[U238]/[U235] = 137.8$.

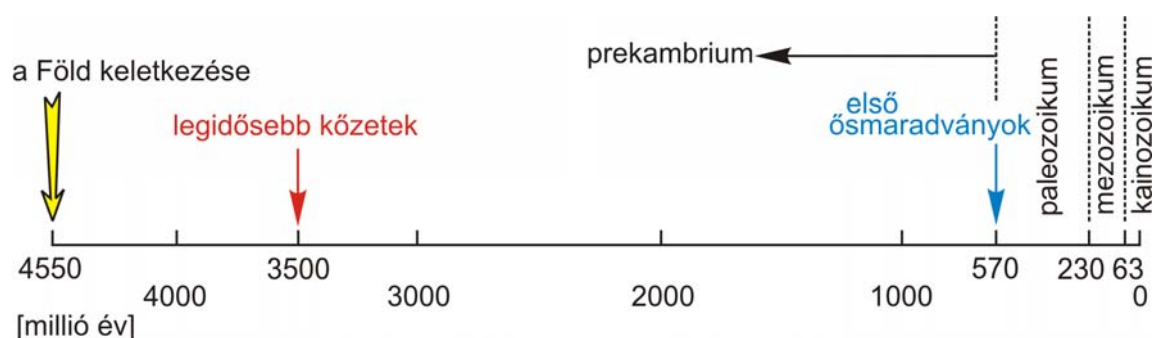
Mindezek figyelembevételével a PATTERSON által kidolgozott fenti eljárással a Föld életkora:

$$t_0 = 4550 \pm 70 \text{ millió év,}$$

azaz kb. *4.5 milliárd év*.

Teljesen hasonlóan a rubídium-stroncium bomlás alapján is meghatározható a Föld kora. Instabil elemeket is tartalmazó meteoritok vizsgálata alapján kiszámították a meteoritok korát, a holdkőzetek vizsgálata alapján pedig a Hold korát. Mindkettő megegyezik a Föld korával, bizonyítva ezek egyidejű keletkezését.

Végül az eddigi ismeretek birtokában az *5 ábrán* röviden összefoglaltuk a Föld történetét a radioaktív kormeghatározások alapján.



5 ábra. A Föld története

GEOTERMIKA

Az energia egyik formája a hő. Ennek földbeli eloszlásával és mennyiségének vizsgálatával a *geotermika* foglalkozik.

A geodézia szempontjából a hőmérséklet eloszlásának két okból is komoly jelentősége van. A földfelszín és a felszínközeli rétegek hőmérsékletváltozásai a hőtágulás törvénye szerint a földfelszíni kőzetek különféle alakváltozásait idézik elő, amit a geodéziai alappontok egymáshoz viszonyított elmozdulásaként észlelhetünk. Másrészt, ha a Föld belsejében a hőenergia eloszlása nem homogén (márpedig nem az), akkor számolnunk kell ezek kiegyenlítésére törekvő hőáramokkal. A hőáramlás bizonyos körülmények mellett (pl. hőkonvekció esetén) egyben anyagáramlást is jelent. Ez a mozgás a felszín jelenségeire és a Föld alakjára is befolyással lehet.

Alapfogalmak

A hőterjedésnek három különböző formáját ismerjük. Ezek a hővezetés, a hőkonvekció és a hőszugárzás. A *hővezetés* során az energia az anyag részecskéi (atomjai vagy molekulái) rezgéseinek csatolásával terjed, miközben a részecskék a rácsszerkezetük által meghatározott helyükön maradnak. *Hőkonvekció* esetén a hőenergiát az áramló folyadék vagy gáz részecskéi viszik magukkal a melegebb helyről a hidegebb felé; végül a *hőszugárzás* során a hőenergia elektromágneses hullámok formájában terjed. A Föld belsejében a mélységtől függően a hőenergia terjedésének mindhárom módja lehetséges.

A földkéreg szilárd kőzeteiben a hő vezetési útján terjed. A hővezetés elmélete FOURIER vizsgálatai alapján két alapvető összefüggéssel írható le.

A tapasztalatok szerint ha valamely ℓ magasságú hasáb alsó és felső lapján T_2 illetve T_1 a hőmérséklet ($T_2 > T_1$), akkor a hasáb F felületén t idő alatt átáramló hőmennyiség:

$$Q = \lambda \frac{T_2 - T_1}{\ell} F t$$

ahol ℓ az illető anyag hővezető-képessége.

Differenciális alakban, egységnyi F felület esetén:

$$\frac{\partial Q}{\partial t} = \lambda \text{grad} T \quad (1)$$

Ez a *hővezetés első Fourier-egyenlete*; amely kimondja, hogy az egységnyi felületen és egységnyi idő alatt átáramló hőmennyiség (a hőáramsűrűség) a hőmérséklet gradiensevel és az illető anyag hővezető képességével arányos. Tetszőleges nagyságú felületen időegység alatt átáramló hőmennyiség a hőteljesítmény, vagy röviden *hőáram*. A hőáramot a geofizikában q -val jelöljük; dimenziója a definíció szerint J/m^2s vagy W/m^2 .

Az (1) összefüggésben szereplő

$$\text{grad}T = \vec{G} = \left\{ \frac{\partial T}{\partial x}, \frac{\partial T}{\partial y}, \frac{\partial T}{\partial z} \right\}$$

vektormennyiség a földkéregben a hőmérséklet változását jellemző adat: az ún. *geotermikus gradiens*, amely megadja az egységnyi mélységnövekedésre eső hőmérsékletnövekedés értékét. Mivel a földkéregben a hőmérséklet vízszintes irányú változása általában elhanyagolható a függőleges irányú változás mellett, ezért a geotermikus gradiens jó közelítéssel:

$$G = \frac{\partial T}{\partial z} \approx \frac{\Delta T}{\Delta z}. \quad (2)$$

A gyakorlatban a geotermikus gradiens helyett inkább a G^{-1} ún. *geotermikus mélységlépcső* (reciprok gradiens) értékét használják; amely megadja, hogy a földkéregben a hőmérséklet hány méterenként emelkedik $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ -kal.

A második Fourier-egyenlet a hővezetés időbeli kialakulásáról ad számot:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = k \left(\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \right), \quad (3)$$

ahol a k hőmérsékletvezető-képesség (vagy más néven hődiffuzivitás) a ϑ sűrűség és a c fajhő függvényében az alábbi formában fejezhető ki:

$$k = \frac{\lambda}{\vartheta c}.$$

Néhány fontosabb kőzet geotermikus paramétereit az 1. táblázat tartalmazza.

1. táblázat. Néhány fontosabb kőzet geotermikus paramétereit

kőzet	λ [$W / m \cdot C^{\circ}$]	k [mm^2 / s]	c [$kJ / kg \cdot C^{\circ}$]
bazalt	1.6 - 3.4	0.6 - 0.7	0.84 - 0.92
gránit	1.7 - 3.1	1.4 - 2.1	0.80 - 1.38
dolomit	3.7 - 5.9	1.0 - 1.8	0.92 - 1.00
homokkő	2.2 - 5.1	1.1 - 2.4	0.75 - 1.10
agyag	1.0 - 2.2	0.5 - 0.8	1.00 - 1.50
száraz homok	0.4 - 0.6	0.2 - 0.4	0.63 - 0.75
vizes homok	2.0 - 3.3	0.6 - 1.0	1.26 - 1.47

A földfelszín és a felszínközeli rétegek hőviszonyai

A Föld felszínén, illetve a felszín közelében levő kőzetek hőviszonyait két hőhatás együttesen befolyásolja: a földfelszín hőt vesz fel egyrészt a Nap sugárzásából, másrészt

a Föld belsejéből hővezetés útján. Mivel a Naptól a felszínre érkező hőáramsűrűség kb. 10000-szerese a földi hőáramnak, ezért a felszíni kőzetek hőmérsékletváltozásait döntően a Nap hatása határozza meg. Ugyanakkor a hőfelvétel mellett a földfelszín hőt ad le egyrészt a légkör felé (részben kisugárzás, részben a víz elpárologtatása révén), másrészt az alsóbb földrétegek felé is, ha ezek hőmérséklete kisebb a felszínénél. Mivel a felszín hőmérséklete hosszú idő átlagában nem mutat egyirányú változást, feltételezhetjük, hogy a hőfelvétel és a hőleadás egymással egyensúlyban van. Az egyensúly természetesen csak hosszú időszakra érvényes, mert közismert, hogy ugyanazon területen napi és éves periódusban a Nap horizont feletti magasságának függvényében hol a hőfelvétel, hol a hőleadás kerül túlsúlyba.

A továbbiakban vizsgáljuk meg, hogy a felszínen mérhető napi és évi hőmérséklet-ingadozás hogyan hatol le a mélyebb rétegekbe.

A felszíni hőmérséklet változása a

$$T = T_o + A \sin \omega t \quad (4)$$

alakú függvénnyel fejezhető ki. Ebben T_o a közepes hőmérséklet, amely lehet a napi középhőmérséklet, ha a hőfolyamat napi lefolyásáról van szó és lehet az évi középhőmérséklet, ha az évi változást vizsgáljuk;

$$\omega = \frac{2\pi}{t_o},$$

ahol t_o a periódus hossza, ismét a vizsgálat tárgya szerint egy nap vagy egy év; t ennek megfelelően 0^h -tól vagy a január 1.-től eltelt idő; végül A a napi vagy az évi hőmérsékletváltozás amplitúdója; a sugárzás mennyiségétől függő állandó.

Gyakorlati szempontból fontos kérdés, hogy a felszínre érkező hőmennyiség milyen mélységig és mekkora amplitúdóval hatol le a talajba, valamint a behatolás során megváltozik-e a fázisa és hogyan. A hőváltozás felszín alatti lefolyását többek között azért kell ismernünk, mert ilyen módon kapunk felvilágosítást például arról, hogy a fagy milyen mélyen hatolhat le a talajba (az építkezések szempontjából fontos), vagy például arról, hogy a hőmérsékletváltozások milyen mélységig terjednek le (ez a geodéziában a magassági pontjelölések kialakítása szempontjából lényeges).

A hőmérséklet z mélységbeli terjedésének vizsgálatakor próbálkozzunk azzal a nyilvánvaló feltételezéssel, hogy a hőmérsékletváltozás amplitúdója a mélységgel exponenciálisan csökken, a hőkésés pedig lineárisan növekszik:

$$T = T_o + A e^{-\alpha z} \sin(\omega t - \beta z). \quad (5)$$

Ezt a feltételezésünket a (3) egyenletbe helyettesítve azt nyerjük, hogy az (5) feltételezés akkor megoldás, ha

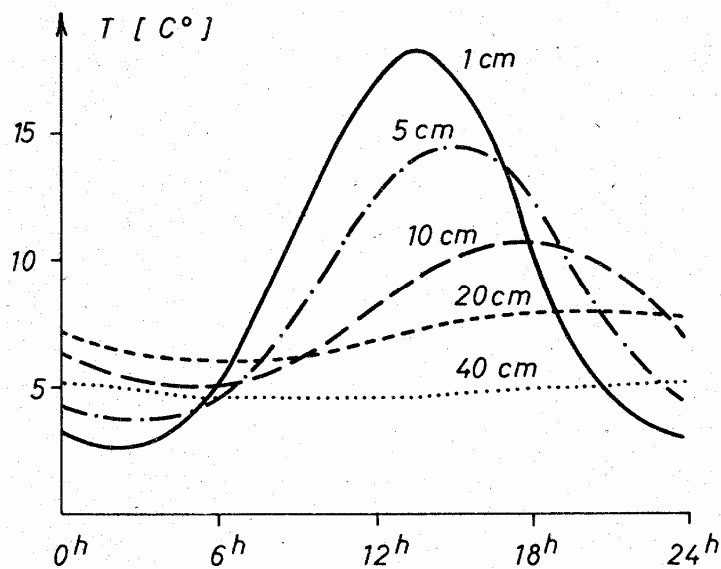
$$\alpha = \beta = \sqrt{\frac{\omega}{2k}} = \sqrt{\frac{\pi \vartheta c}{\lambda t_o}}.$$

Ezzel a periodikus hőingadozás z mélység felé terjedését a

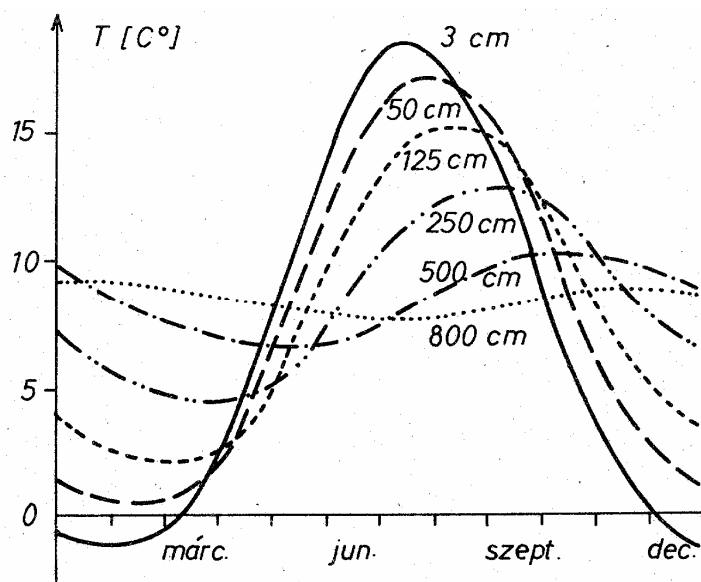
$$T = T_o + A \exp\left(-z \sqrt{\frac{\pi \vartheta c}{\lambda t_o}}\right) \sin\left(\frac{2\pi}{t_o} t - z \sqrt{\frac{\pi \vartheta c}{\lambda t_o}}\right) \quad (6)$$

összefüggés adja meg.

Látható tehát, hogy a hőváltozás *amplitúdója* a mélységgel *exponenciálisan csökken*, a *fázis* pedig a felszíni hőváltozáshoz képest *eltolódik*, azaz a maximum illetve a minimum a $z = \sqrt{\pi \vartheta c / \lambda t_0}$ értékek megfelelően késéssel áll be. A hőváltozás amplitúdója nagyobb sűrűség és hosszabb felszíni periódus esetén pedig lassabban csökken a mélységgel; tehát pl. a napi hőingadozás kisebb mélységig hatol le, mint az éves változás. Az 1. ábrán a hőmérséklet mélységi ingadozását láthatjuk homokos talaj esetén derült áprilisi napon; míg ugyanilyen talaj esetén az éves ingadozást a 2. ábrán mutatjuk be. Az előbbi ábra a napi ingadozás lefolyását 1-40 cm mélységig, az utóbbi az éves ingadozást 3-800 cm mélységig szemlélteti.



1. ábra. A hőmérséklet napi változása a mélységgel



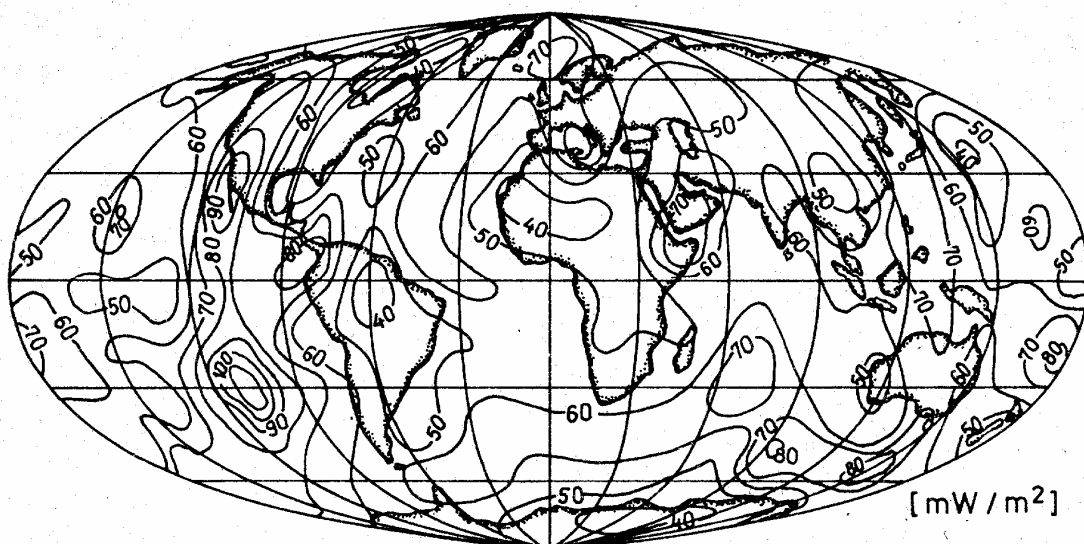
2. ábra. A hőmérséklet évi változása a mélységgel

Nagyjából azt lehet mondani, hogy üledékes kőzetek esetén (átlagos magyarországi talaj és hőviszonyok mellett) a napi hőmérsékletingadozás kb. 80 cm; az évi ingadozás pedig kb. 20 m mélységben már nem észlelhető.

A földkéreg felső részeiben tapasztalt átlagos gradiens-értékek esetén 160C° -os hőmérséklet kb. 5000 m -es mélységben adódik; míg a legmélyebb, $8000\text{--}10000\text{ m}$ -es fúrások mélységében a hőmérséklet $250\text{--}300\text{C}^\circ$ körüli érték. Rendkívül helytelen lenne azonban a geotermikus gradiens értékéből a Föld mélyebb részeinek hőviszonyaira következtetni, értelmetlen ugyanis néhány km -re érvényes adatokból több száz esetleg több ezer km mélységre extrapolálni. A meghatározott geotermikus gradiens értékek legfeljebb a földkéregre érvényesek.

A földi hőáram

Mivel a Földben a hőmérséklet a mélységgel növekedik, ezért az (1) összefüggés szerint a mélyebb részekből állandóan hő áramlik a felszín felé. A hőáramot közvetlenül nem lehet mérni, ezért az általános eljárás az, hogy a fúrólukokban megméri a hőmérsékleti gradienst, majd laboratóriumban meghatározzák a fúrásból vett kőzetminták hővezetőképességét és az (1) összefüggés felhasználásával kiszámítják a hőáram értékét.



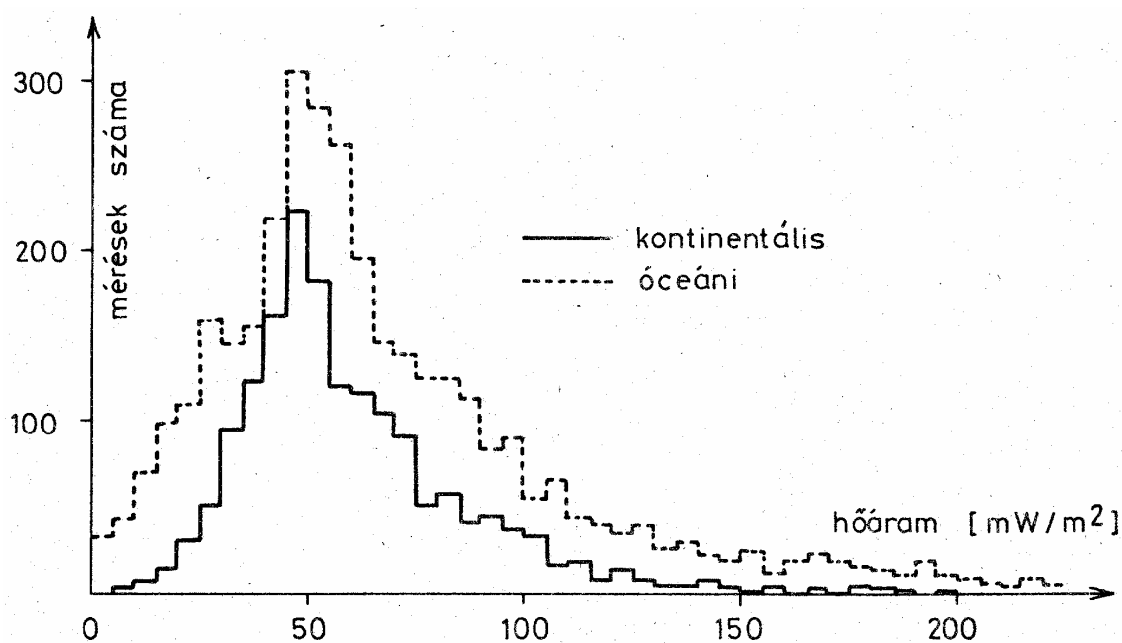
4. ábra. Gömbfüggvény-sorral kiegyenlített földi hőáramok

A Föld felszínén (sajnos viszonylag egyenetlen eloszlásban) ma már több ezer hőáram érték áll rendelkezésre. A 4 ábrán a gömbfüggvény sorral kiegyenlített földi hőáram értékek izovonalas térképe látható. A megfigyelések szerint a földi hőáram értékek zöme a $30\text{--}110\text{ mW} / \text{m}^2$ intervallumba esik. Ezen belül azonban kimutatható, hogy a hőáramok korrelációban vannak a geológiai szerkezettel; és a különböző jellegű geológiai területekre a 2. táblázatban megadott értékek jellemzők. Látható, hogy a tektonikailag *nyugodt* területeken kicsi hőáram értékek mérhetők (ilyenek az ősi pajzsok, az óceáni medencék stb.); ugyanakkor a magas hőáram értékek a földtörténeti jelenkorban *aktív* területeken (óceáni hátságok mentén, jelenkori orogén területeken) tapasztalhatók. Érdekes az átlagértékek szórása is. A pajzsokon az alacsony hőáramot kis szórás jellemzi, azonban az óceáni hátságok magas hőáramát igen nagy szórással kapjuk meg.

2. táblázat. Különböző geológiai egységek átlagos hőáram értéke

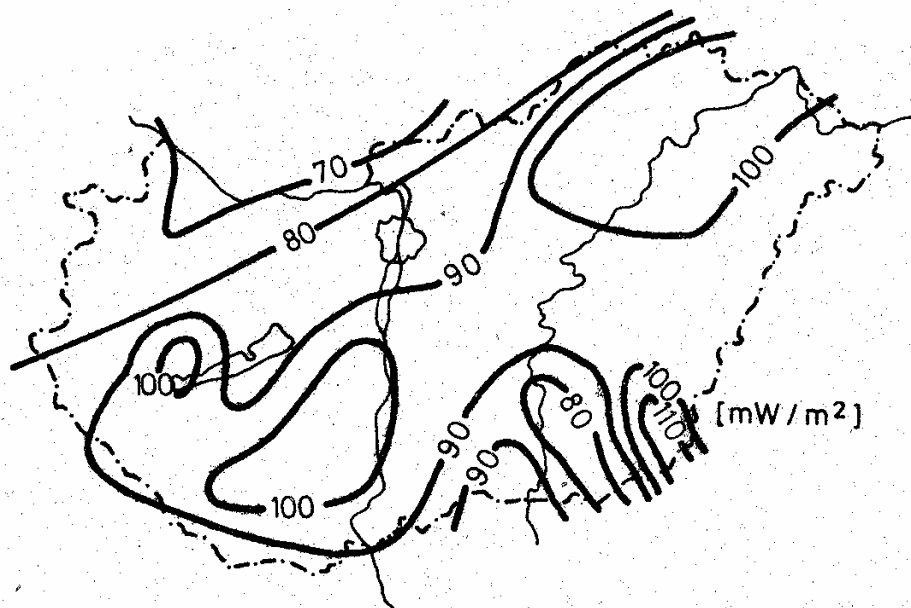
Területek	Hőáram [mW/m^2]
prekambriumi pajzsok	38 ± 7
paleozoos orogén területek	51 ± 17
nem orogén területek	64 ± 24
mezozoos, kainozoos orogén területek	80 ± 21
mélytengeri árkok	41 ± 25
óceáni medencék	54 ± 22
óceáni hátságok	76 ± 65

A kontinentális és az óceáni területek átlagos hőáramát összehasonlítva arra a meglepő eredményre jutunk, hogy mind az óceáni, mind a kontinentális területeken teljesen hasonló asszimmetrikus hőáram-eloszlás adódik. Az 5. ábrán látható hisztogramon folytonos vonallal a kontinentális, szaggatott vonallal az óceáni területek hőáram-eloszlását szemléltettük. A megfigyelések szerint mind az óceáni, mind a kontinentális területekre vonatkozó görbék maximuma $50 mW/m^2$ körül van és a kétfajta területre a hőáram-értékek átlaga is megegyezik, amely kb. $60 mW/m^2$. Igen valószínű, hogy a teljesen hasonló hőáram-eloszlás nem az egyenetlen mintavételezés véletlenszerű következménye, hanem a földi hőáramlás alapvető jellegzetessége.



5. ábra. Kontinentális és óceáni területek hőárameloszlása

Érdekes még azt is megvizsgálni, hogy mekkora a Föld teljes felületén 1 év alatt kiáramló hőenergia. $60 mW/m^2$ átlagos hőáram-értékkel számolva 1 év alatt ez kb. $10^{21} J$, amely kb. 1000-szerese a földrengések során évente felszabaduló összenergiának. Az energia hatalmas mennyisége, valamint a hőáram és a tektonikai aktivitás korrelációja arra enged következtetni, hogy a Föld belső fizikai folyamataihoz szükséges energiát elsősorban a Föld hője biztosíthatja.



6. ábra. Magyarország hőáram térképe

Végül megemlítjük, hogy kísérletek történtek Magyarország hőáram térképének megszerkesztésére is, azonban a kis számú és a helyileg kedvezőtlen eloszlású mérések miatt ennek megbízhatósága igen kicsi. A 6. ábrán az azonos hőáram-értékű helyeket izovonalak kötik össze és a hőáramok mW/m^2 egységben értendők. Ez a kép a további mérések során jelentősen megváltozhat és jelenleg főként a nagyságrendi tájékozódásra alkalmas. Annyi azonban minden esetre megállapítható, hogy a magyarországi hőáram az átlagos földi hőáramnál jóval magasabb.

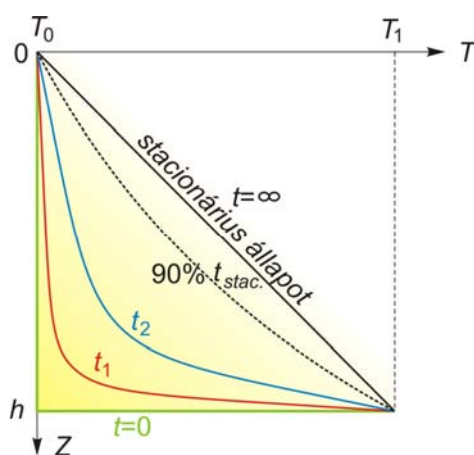
A Föld belső hőmérséklete

A Föld belső hőmérsékletének meghatározása igen nehéz feladat, minden erre vonatkozó következtetés eléggé spekulatív. Korábban már láttuk, hogy a geotermikus gradiens legfeljebb csak a földkéregre alkalmazható, mivel csupán a néhány km -ig ismert adatok alapján nem extrapolálhatunk több ezer km mélységre. Mindössze érdekességből említjük meg, hogy a geotermikus gradiens átlagos értéke alapján a Föld középpontjában csaknem $200000\text{ }^\circ\text{C}$ hőmérséklet adódna – ami viszont elképzelhetetlenül magas érték.

A Föld belső hőmérséklete szoros kapcsolatban van azzal a kérdéssel, hogy hogyan alakult a belső hőmérséklete a története folyamán. Erre azonban azért nehéz választ adni, mivel ez kapcsolatos a Föld kialakulásának megoldatlan kérdésével. Az egyik probléma tehát az, hogy nem ismerjük a Föld kezdeti hőmérsékleteloszlását. De fogadjuk el akár valamely hideg, akár valamely forró keletkezési elképzelést is, rögtön felmerül a másik kérdés: vannak-e olyan folyamatok a Földben, amelyek hőt termelnek? LUBIMOVA szerint több ilyen folyamat is létezik, de a Föld kialakulása után számottevő hatása csak a természetes radioaktív elemek (U, Th, K) által termelt hőnek van. Ez a hő a Földben levő természetes radioaktív elemek bomlásából származó α , β és γ sugarak elnyelődéséből keletkezik. Kérdés azonban, hogy a természetes radioaktív izotópok hogyan oszlanak el a Földben és esetleg változtatják-e helyüket a földtörténet során. Mivel sem erre a kérdésre,

sem a hőmérséklet kezdeti eloszlására nem tudunk megbízható választ adni, a Föld belső hőmérséklete és ennek földtörténeti alakulása a geofizika nyitott kérdése.

Elvi megfontolások és bizonyos modellszámítások alapján mindössze azt állíthatjuk, hogy a radioaktív hőforrások valószínűleg a felsőbb övekre koncentrálnak, továbbá a Föld belső hőmérséklete a története során semmiképp nem csökkent, inkább növekedett. Ennek alátámasztására vizsgáljuk meg, hogy a Föld belsejében különböző mélységekben bekövetkezett hőmérsékletváltozás mennyi idő alatt ér a felszínre, azaz milyen sebességgel terjed vezetéssel a hő a Földben.



7. ábra. A stacionárius hőtér kialakulása

3. táblázat . A különböző mélységekben keletkező hőzavarok felszínközeli jutásához szükséges idő millió években

z [km]	1	2	4	8	16	32	64	128	256	500
t [10^6 év]	0.01	0.04	0.16	0.6	2.5	10	40	160	640	4000

Legyen valamely homogén réteg hőmérséklete $T = T_0$, majd változzon meg ugrás-szerűen a hőmérséklet a $z = h$ mélységben a $t = 0$ időpontban valamilyen $T_1 > T_0$ értékre. A kérdés az, hogy mennyi idő múlva alakul ki a stacionárius állapot, amikor is a hőmérséklet a felszíni T_0 és a h vastagságú réteg alján uralkodó T_1 között lineárisan változik (7. ábra). A (3) Fourier-egyenletnek az adott peremfeltételeket kielégítő megoldása szerint a stacionárius állapot tökéletes eléréséhez elvileg végtelenül hosszú idő szükséges. Nevezzük majdnem stacionáriusnak azt az állapotot, amikor a hőmérséklet minden mélységben legalább 90%-ra megközelíti a stacionárius értéket. A földkéreg $k = 1 \text{ mm}^2 / \text{s}$ átlagos hődiffuzivitás értéke mellett ezen állapot kialakulásához szükséges időt különböző rétegvastagságok esetén a 3 táblázat mutatja. Látható, hogy hővezetéssel a földi hőzavarok igen lassan terjednek. Például a földkéreg aljáról (a Mohorovicic-felület mélységéből) származó hőzavarok kb. 10 millió év múlva észlelhetők a felszínen; és az 500 km-nél mélyebben keletkező hőmérsékletváltozásokat már nem tudjuk észlelni, mivel a felszínre jutásukhoz szükséges idő csaknem azonos a Föld életkorával.

Meg kell azonban jegyeznünk, hogy ez a számítás csak közelítő jellegű, mivel egyrészt a hővezetőképesség a Földben nem állandó, hanem a mélység függvénye, másrészt bizonyos, mélységekben a molekuláris hővezetés mellett egyre inkább a hőszugárzás is előtérbe kerül, sőt a köpenyben és a külső magban a konvektív hőterjedés sincs kizárva.

Ezek után a továbbiakban vizsgáljuk meg, hogy milyen a Földben a hőmérséklet-mélység függvény.

Az előző fejezetben azt láttuk, hogy a kontinentális és az óceáni területek átlagos hőárama megegyezik. Ez az eredmény a következők miatt meglepő. A földkéregből származó kőzetek összetételének vizsgálata szerint a radioaktív elemek részaránya (és ezen keresztül a kőzetekben termelődő hő) erősen függ a kőzetek SiO_2 tartalmától, éspe-dig a 4. táblázat adatai szerint a bázisosság növekedésével a radioaktív elemtartalom csökken. A táblázatban szereplő radioaktív elemtartalom azt adja meg, hogy 10^6 g kőzetben hány g az illető radioaktív elem mennyisége.

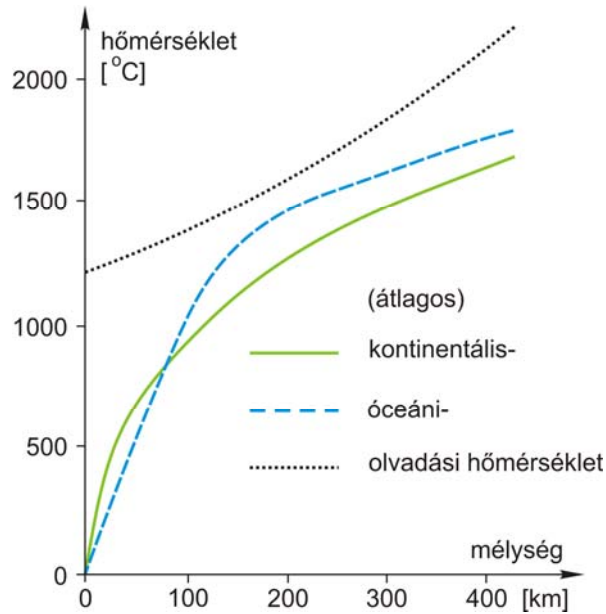
4. táblázat. Kőzetek átlagos radioaktív elemtartalma és hőtermelése

Kőzet	radioaktív elemtartalom			hőtermelés [$10^{-11} W / kg$]
	U	Th	K	
gránit	4.0	18	35 000	94
diorit	2.0	7	18 000	42
bazalt	0.8	3	8 000	17
eklogit	0.04	0.2	1 000	1.2
peridotit	0.01	0.06	10	0.25
dunit	0.001	0.004	10	0.02

Megjegyzés. A hőtermelést az alábbi izotóparányokkal számítottuk:

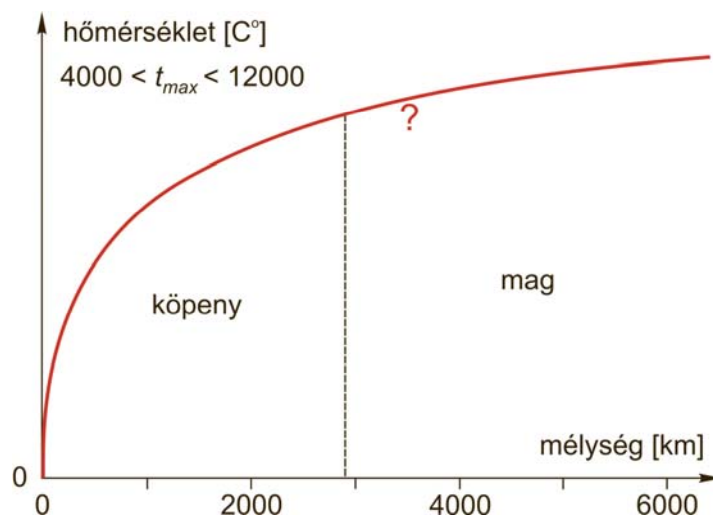
$$^{238}U/U = 0.993; \quad ^{235}U/U = 0.007; \quad ^{40}K/K = 1.2 \cdot 10^{-4}.$$

Az adatokból az következik, hogy az óceánok területén - ahol a 2.43 ábra tanúsága szerint hiányzik a kéreg gránitöve – jóval kisebb hőáramot kellene észlelni mint a kontinentális területeken. A mérések és az elméleti megfontolások közötti ellentmondások akkor oldhatók fel, ha feltételezzük, hogy az óceánok alatti felső köpeny radioaktív elemekben jóval gazdagabb mint a kontinentális felső köpeny. Ha feltételezzük, hogy a kontinentális felső köpeny a peridotit-hoz, az óceáni pedig az eklogit-hoz hasonló radioaktív elemtartalommal rendelkezik, akkor az óceánok alatti, radioaktív elemekben viszonylag dús öv vastagságára a 4. táblázat adatait felhasználva 300-500 km-t kapunk, az egyenlő hőáram követelménye alapján. Az eddigiek szerint tehát a kontinentális területeken a hőforrások döntően a kéregben vannak, ugyanakkor az óceáni területeken főleg a köpeny felső részében. A hőforrások különböző helyzete, valamint a kétfajta kéreg eltérő hővezető-képességének hatására az óceáni és a kontinentális területek alatt a hőmérséklet-mélység függvény eltérő alakú. A 8. ábra szerint 30-60 km mélységig a kontinensek alatt nagyobb a hőmérséklet, ezután viszont azonos mélységben már az óceáni területek hőmérséklete a magasabb. A hőmérsékletkülönbségek azonos mélységben több $100 C^\circ$ -ot is elérhetnek – és valószínűen csak aránylag nagy, 700-1000 km-es mélységben tűnik el ez a különbség. Ezek az oldalirányú (laterális) hőmérsékletkülönbségek az óceánoktól a kontinensek felé irányuló anyagáramlások előidézői. A 8. ábra is látható, hogy a felső köpeny hőmérséklete 100-300 km mélységben erősen megközelíti az ottani nyomáson levő olvadásponti hőmérsékletet. Könnyen előfordulhat tehát, hogy azokon a helyeken, ahol a radioaktív elemek koncentrációja nagyobb, vagy esetleg más jelenségek (pl. exoterm kémiai folyamatok) többéhtől termelnek, a felső köpeny anyaga részlegesen megolvad és vulkáni tevékenység során a felszínre hatol.



8. ábra. Hőmérsékleteloszlás a felső köpenyben

Amint már említettük, a felső köpenyben levő hőmérsékletkülönbségek a nagyobb mélységek felé csökkennek és a becslések szerint az alsó köpenyt elérve a hőmérséklet már egységesen $2500-3000\text{ }^{\circ}\text{C}$. Ennél nagyobb mélységekben a hőmérséklet pontos meghatározása a jelenleg rendelkezésre álló adatok alapján igen nehéz. A belső hőmérsékleteloszlás tanulmányozására számos modellt állítottak fel, a leginkább elfogadott modell a 9. ábrán látható. Amennyiben elfogadjuk, hogy a köpeny-mag határon a hőmérséklet $4000\text{ }^{\circ}\text{C}$ körüli érték, akkor a belső hőmérsékleteloszlás képének igen közel kell esni a 9. ábrán látható görbéhez; - ami szerint a Föld középpontjában a hőmérséklet $4000-5000\text{ }^{\circ}\text{C}$ között van. A bemutatott ábra ugyan több kiváló fizikus és geofizikus sokéves munkáját összegezi, mégis az alapfeltevések bizonytalansága és a meggyőző kísérleti eredmények hiánya miatt a feltüntetett értékek megbízhatósága igen kicsi.



9. ábra. A Föld hőmérséklet-mélység függvénye