

## 4. A FÖLD HŐJELENSÉGEI

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.

### 4.1 Alapfogalmak

A hőterjedésnek három különböző formáját ismerjük. Ezek a hővezetés, a hőkonvekció és a hősugárzás. 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 *hősugárzás* 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 [30].

A tapasztalatok szerint ha valamely  $\ell$  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  $\ell$  az illető anyag hővezető-képessége.

Differenciális alakban, egységnyi  $F$  felület esetén:

$$\frac{\partial Q}{\partial t} = \lambda \text{grad} T \quad (4.1)$$

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  $W/m^2$ .

A (4.1) 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:

$$G = \frac{\partial T}{\partial z} \approx \frac{\Delta T}{\Delta z} \quad (4.2)$$

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:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = k \left( \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \right) \quad (4.3)$$

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

$$k = \frac{\lambda}{\rho c}$$

Néhány fontosabb kőzet geotermikus paramétereit a 4.1 táblázat tartalmazza.

4.1 táblázat. Néhány fontosabb kőzet geotermikus paramétereit

kőzet	$\lambda$ [ $W/m\cdot^\circ C$ ]	$k$ [ $mm^2/s$ ]	$c$ [ $kJ/kg\cdot^\circ C$ ]
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

## 4.2 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

$$T = T_o + A \sin \omega t \quad (4.4)$$

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:

$$T = T_o + A e^{-\alpha z} \sin(\omega t - \beta z) \quad (4.5)$$

Ezt a feltételezésünket a (4.3) egyenletbe helyettesítve azt nyerjük, hogy a (4.5) feltételezés akkor megoldás, ha

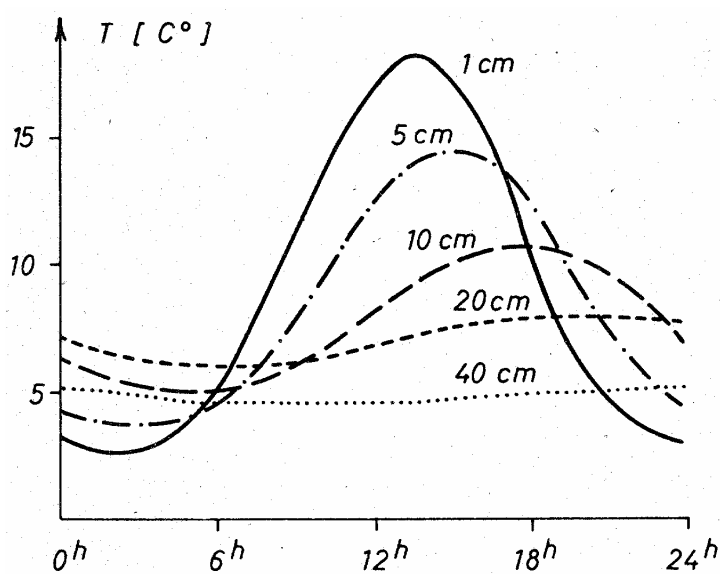
$$\alpha = \beta = \sqrt{\frac{\omega}{2k}} = \sqrt{\frac{\pi \vartheta c}{\lambda t_o}} :$$

Ezzel a periodikus hőingadozás  $z$  mélység felé terjedését a

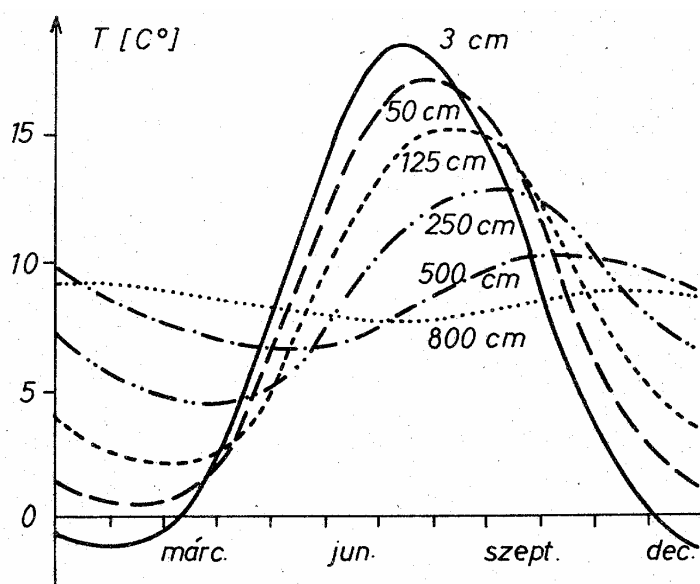
$$T = T_o + A \exp\left(-z \sqrt{\frac{\pi \varrho c}{\lambda t_o}}\right) \sin\left(\frac{2\pi}{t_o} t - z \sqrt{\frac{\pi \varrho c}{\lambda t_o}}\right) \quad (4.6)$$

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  $z = \sqrt{\pi \varrho c / \lambda t_o}$  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. A 4.1 ábrán a hőmérséklet mélységi ingadozását láthatjuk homokos talaj esetén derült áprilisi napon; míg ugyanilyen talaj esetén az éves ingadozást a 4.2 ábrán mutatjuk be. Az előbbi ábra a napi ingadozás lefolyását 1-40 cm mélységig, az utóbbi az éves ingadozást 3-800 cm mélységig szemlélteti.



4.1 ábra. A hőmérséklet napi változása a mélységgel

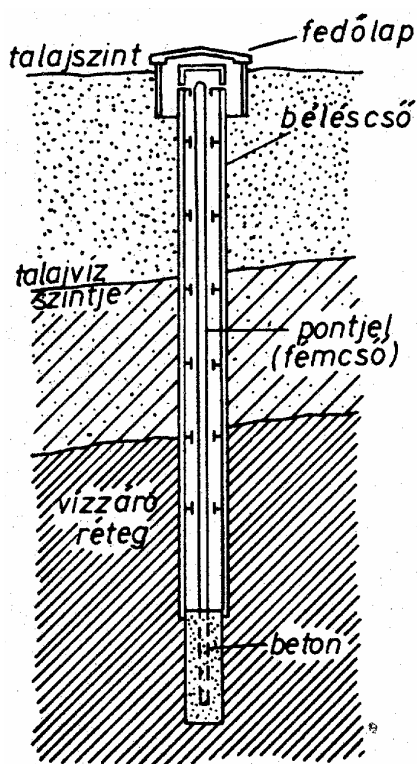


4.2 ábra. A hőmérséklet évi változása a mélységgel

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 4.2 ábrán látható, hogy 800 cm mélységben a hőmérsékleti maximum decemberben van, tehát már fél évvel késik a felszíni júliusi maximumhoz viszonyítva. A fáziseltolódás következtében nyáron a hőáramlás a talaj felső rétegében kívülről befelé irányul, télen viszont fordítva, alulról felfelé. Azaz a talaj nyáron hőt tárol és azt télen adja le. Az így végbemenő hőáramlás nem csekély, az egy év alatt egyik vagy másik irányban átáramló hőmennyiség átlagosan kb.  $60 \cdot 10^6 J$  négyzetméterenként. Ezzel szemben az a hőmennyiség, amely a Föld belsejéből ered, évente kb.  $2 \cdot 10^6 J$  négyzetméterenként.

Amint már említettük a felszínközeli talajrétegek hőmérsékleti viszonyainak ismerete több szempontból is fontos a geodéziában. A hőmérsékleti változások figyelembe vételével a korszerű nagy szabotosságú szintezési hálózatokban levő magassági főalappontok (sőt egyes ún. kéregmozgási alappontok) állandósítására egyre inkább alkalmaznak ún. mélyalapozású magassági alappontokat. A 4.3 ábrán példaként a MISKOLCZI által javasolt megoldást mutatjuk be [67], ahol a pontjel kb. 10-12 m hosszúságú vascső. Ahhoz, hogy ez az elrendezés szabatos magassági pontjelölés szerepét betöltse, figyelembe kell venni a vascső hőtágulását.



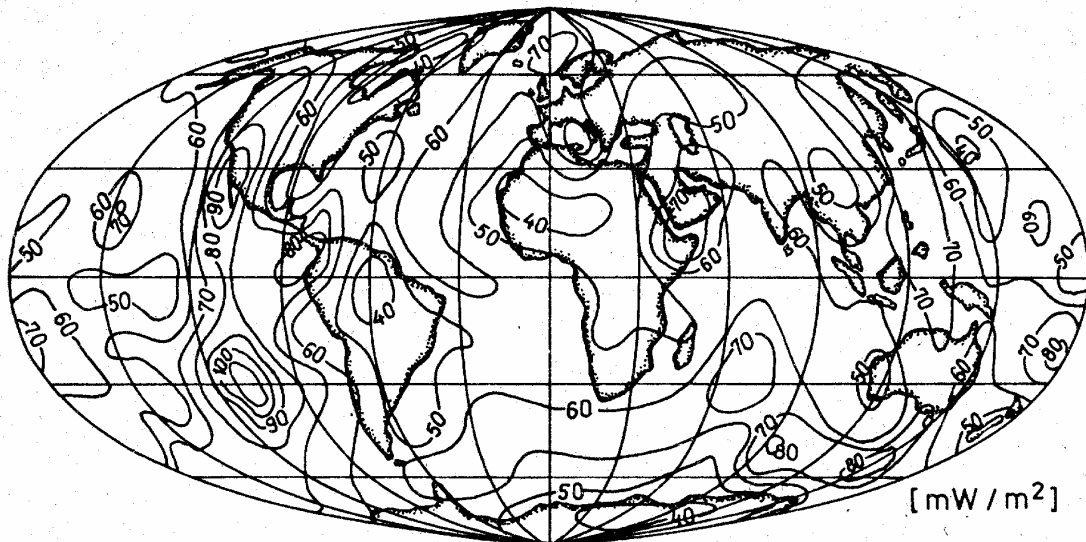
4.3 ábra. Mélyalapozású magassági alappont

Ehhez pedig a közbenső talajrétegek hőmérsékleti viszonyainak ismerete szükséges, hogy minden csatlakozó mérés időpontjához a megfelelő magassági javítást számíthassuk.



## 4.4 A földi hőáram

Mivel a Földben a hőmérséklet a mélységgel növekedik, ezért a (4.1) 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 a (4.1) összefüggés felhasználásával kiszámítják a hőáram értékét.



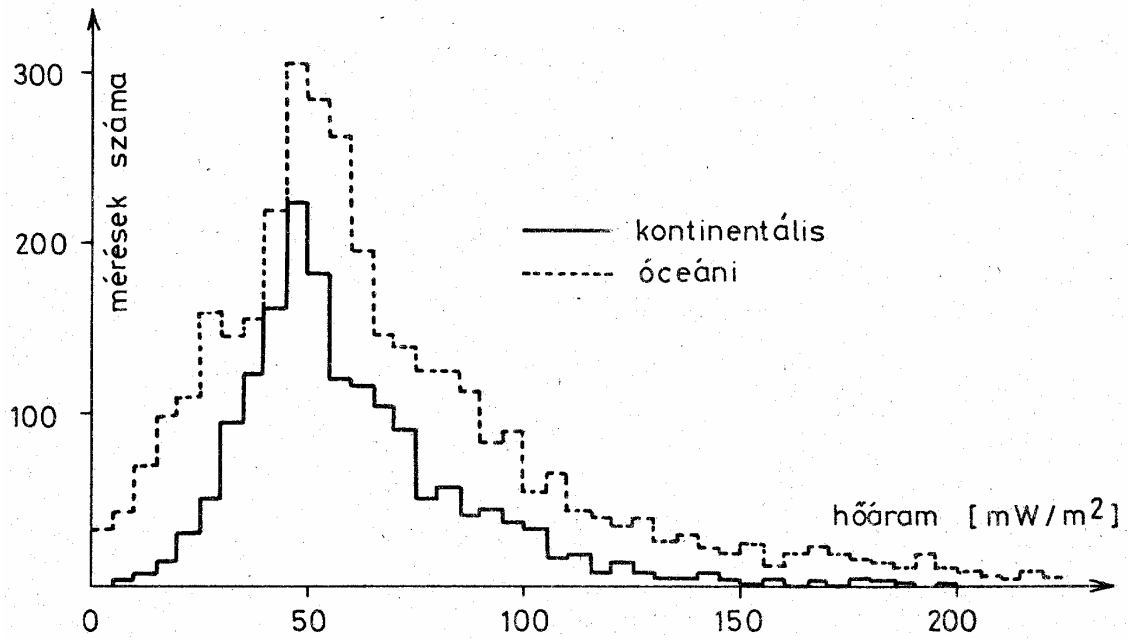
4.5 ábra. Gömbfüggvény-sorral kiegyenlített földi hőáramok

A Föld felszínén (sajnos viszonylag egyenetlen eloszlásban) ma már több ezer hőáram érték áll rendelkezésre. A 4.5 ábrán a gömbfüggvény sorral kiegyenlített földi hőáram értékek izovonalas térképe látható [27]. A megfigyelések szerint a földi hőáram értékek zöme a  $30\text{--}110\text{ mW/m}^2$  intervallumba esik. Ezen belül azonban kimutatható, hogy a hőáramok korrelációban vannak a geológiai szerkezettel; és a különböző jellegű geológiai területekre a 4.2 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.

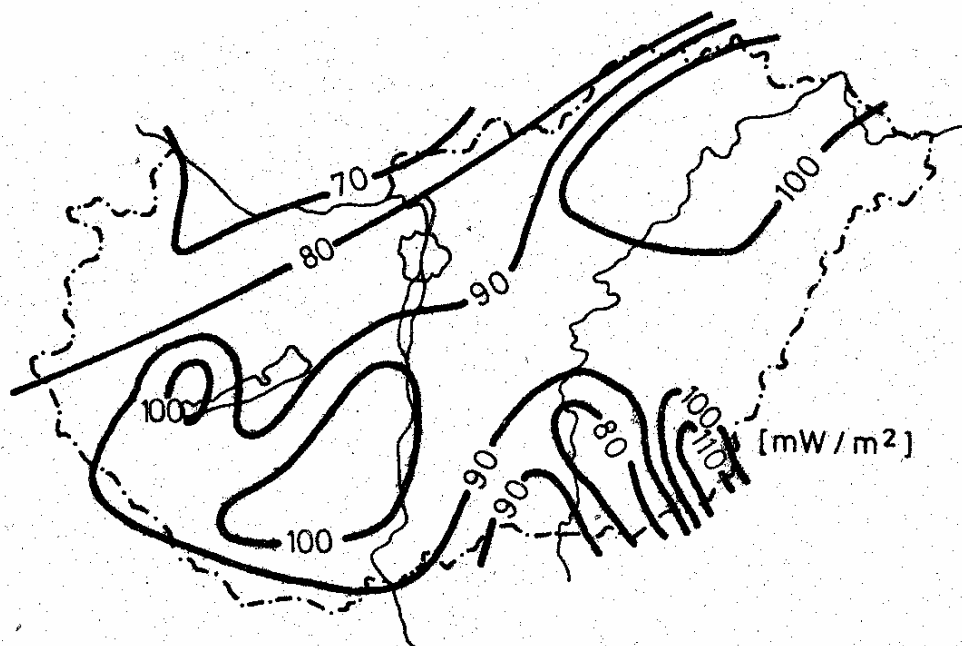
4.2 táblázat. Különböző geológiai egységek átlagos hőáram értéke

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

A kontinentális és az óceáni területek átlagos hőáramát összehasonlítva arra a meglepő eredményre jutunk, hogy mind az óceáni, mind a kontinentális területeken teljesen hasonló asszimétrikus hőáram-eloszlás adódik [77]. A 4.6 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  $50 \text{ mW/m}^2$  körül van és a kétfajta területre a hőáram-értékek átlaga is megegyezik, amely kb.  $60 \text{ mW/m}^2$ . Igen valószínű, hogy a teljesen hasonló hőáram-eloszlás nem az egyenetlen mintavételezés véletlenszerű következménye, hanem a földi hőáramlás alapvető jellegzetessége.



4.6 ábra. Kontinentális és óceáni területek hőárameloszlása



4.7 ábra. Magyarország hőáram térképe



Érdekes még azt is megvizsgálni, hogy mekkora a Föld teljes felületén 1 év alatt kiáramló hőenergia.  $60 \text{ mW/m}^2$  átlagos hőáram-értékkel számolva 1 év alatt ez kb.  $10^{21} \text{ J}$ , 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.

Végül megemlítjük, hogy kísérletek történtek Magyarország hőáram térképének megszerkesztésére is [95], azonban a kis számú és a helyileg kedvezőtlen eloszlású mérések miatt ennek megbízhatósága igen kicsi. A 4.7 ábrán az azonos hőáram-értékű helyeket izovonalak kötik össze és a hőáramok  $\text{mW/m}^2$  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.

## 4.5 A Föld belső hőmérséklete

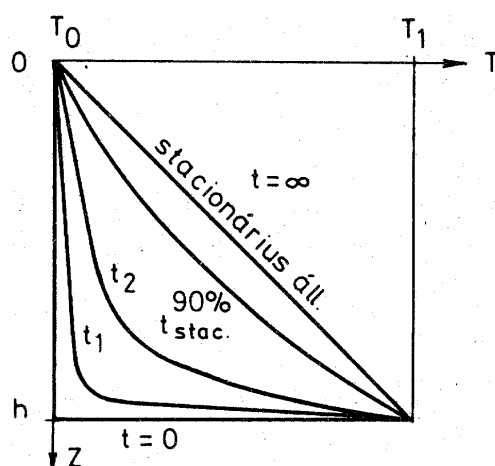
A Föld belső hőmérsékletének meghatározása igen nehéz feladat, minden erre vonatkozó következtetés eléggé spekulatív. Korábban már láttuk, hogy a geotermikus gradiens legfeljebb csak a földkéregre alkalmazható, mivel csupán a néhány  $\text{km}$ -ig ismert adatok alapján nem extrapolálhatunk több ezer  $\text{km}$  mélyséig. Mindössze érdekességből emlíjtük meg, hogy a geotermikus gradiens átlagos értéke alapján a Föld középpontjában csaknem  $200000 \text{ C}^\circ$  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 [87]. Ez a hő a Földben levő természetes radioaktív elemek bomlásából származó  $\alpha$ ,  $\beta$  és  $\gamma$  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.

Legyen valamely homogén réteg hőmérséklete  $T = T_o$ , majd változzon meg ugrás-szerűen a hőmérséklet a  $z = h$  mélységben a  $t = 0$  időpontban valamilyen  $T_1 > T_o$  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 (4.8 ábra). A (4.3) Fourier-egyenletnek az adott peremfeltételeket kielégítő megoldása szerint [95] 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 4.3 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.



4.8 ábra. A stacionárius hőtér kialakulása

4. 3 táblázat . A különböző mélységekben keletkező hőzavarok felszínközelsébe 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

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 hősugárzás 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.

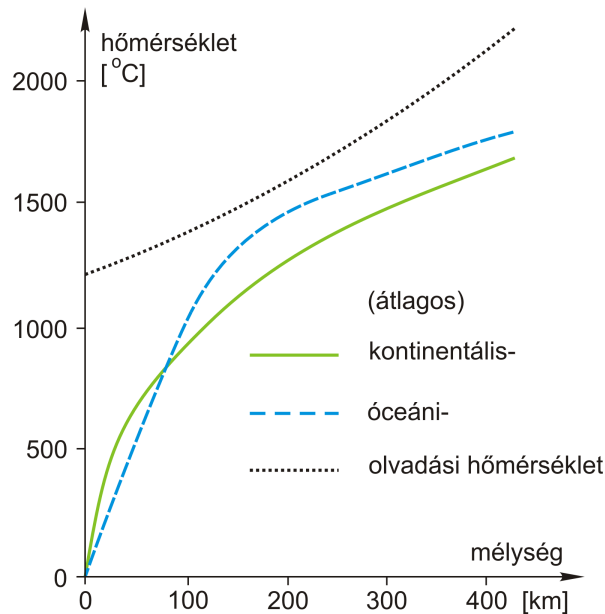
Az előző fejezetben azt láttuk, hogy a kontinentális és az óceáni területek átlagos hőárama megegyezik. Ez az eredmény a következők miatt meglepő. A földkéregből származó kőzetek összetételének vizsgálata szerint a radioaktív elemek részaránya (és ezen keresztül a kőzetekben termelődő hő) erősen függ a kőzetek  $\text{SiO}_2$  tartalmától, éspe dig a 4.4 táblázat adatai szerint a bázisosság növekedésével a radioaktív elemtartalom csökken [30]. A táblázatban szereplő radioaktív elemtartalom azt adja meg, hogy  $10^6 \text{ g}$  kőzetben hány g az illető radioaktív elem mennyisége.

4.4 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:

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



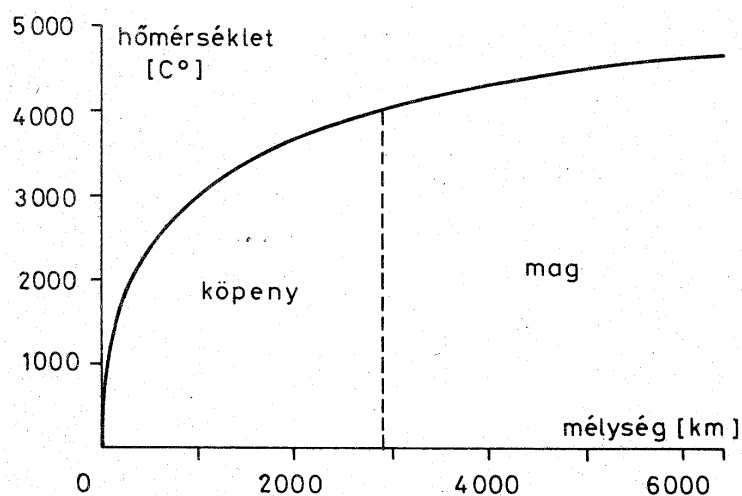
4.9 ábra. Hőmérsékleteloszlás a felső köpenyben

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 peridotithoz, az óceáni pedig az eklogitához hasonló radioaktív elemtartalommal rendelkezik, akkor az óceánok alatti, radioaktív elemekben viszonylag dús öv vastagságára a 4.4 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 [89]. A 4.9 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  $100\text{ }^{\circ}\text{C}$ -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 lehetnek.

A 4.9 ábrán az 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) többelthőt termelnek, a felső köpeny anyaga részlegesen megolvad és vulkáni tevékenység során a felszínre hatol.

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  $2500\text{--}3000\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Ennél nagyobb mélységekben a hőmérséklet pontos meghatározása a jelenleg rendelkezésre álló adatok alapján igen nehéz. A belső hőmérséklet-eloszlás tanulmányozására számos modellt állítottak fel, a leginkább elfogadott modell a 4.10 ábrán látható [30]. Amennyiben elfogadjuk, hogy a köpeny-mag határon a hőmérséklet  $4000\text{ }^{\circ}\text{C}$  körüli érték, akkor a belső hőmérsékleteloszlás képeinek igen közel kell esni a 4.10 ábrán látható görbéhez; - ami szerint a Föld középpontjában a hőmérséklet  $4000\text{--}5000\text{ }^{\circ}\text{C}$  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.



4.10 ábra. A Föld hőmérséklet-mélység függvénye