

4. Éghajlatalakító tényezők

Az időjárás és az éghajlat a légkört jellemző tulajdonságok és folyamatok olyan rendszerei, amelyekre a külső környezet állandó hatással van és amelyben a belső kölcsönhatások is jelentősek. Azokat a külső és belső hatásokat, amelyek döntőek a légkör tulajdonságainak és folyamatainak a kialakításában időjárás– és éghajlatalakító tényezőknek, vagy pedig a továbbiakban csak egyszerűen éghajlatalakító tényezőknek nevezzük. E hatások közül a legjelentősebbek a következők.

1. A Nap sugárzása.
 - A Nap mint energiaforrás.
 - A napsugarak beesési szöge.
 - A napsugárzás időtartama.
 - A légkör sugárzásáteresztő képessége.
2. A napsugárzást felfogó felszín.
 - A felszín anyagának fizikai tulajdonságai.
 - A felszín anyagi összetétele.
 - A tengerszint feletti magasság.
3. Az energiaáramlások.
 - A légáramlások.
 - A tengeráramlások.

4.1 A Nap sugárzása

A Nap a hozzánk legközelebb eső csillag. A Földtől számított közepes távolsága mintegy 150 millió kilométer. A Nap tömege az egész naprendszer tömegének 99,86 %-át teszi ki. A fennmaradó 0,14 %-on a többi bolygók, holdak, üstökösök, meteorok osztoznak, beleértve a bolygóközi anyagot is.

4.1.1 A Nap mint energiaforrás

A Nap anyagi összetétele színképelemzéssel állapítható meg. A felszínén izzó anyagok folytonos színképéből lehet következtetni arra is, hogy az egyes elemek milyen arányban fordulnak elő. Eddig 67 elem jelenlétét mutatták ki. Ugyanazon elemek fordulnak elő a Napon, mint a Földön, azonban eloszlási arányuk lényegesen különbözik. A Napnak mintegy 80 %-a hidrogén, közel 20 %-a hélium, s elenyésző mennyiségben tartalmaz még nátriumot, káliumot és vasat.

A Nap gáz halmazállapotú, amely plazma állapotban van (plazmának nevezzük az elektromos áramot jól vezető folyadékokat és gázokat). Átmérője 1,4 millió km (kb. 110 földátmérő hosszúságú), tömege $2 \cdot 10^{33}$ g (ami hozzávetőlegesen 330 ezerszer nagyobb, mint a Földé), átlagos sűrűsége $1,41 \text{ g/cm}^3$ (a Föld sűrűségének mintegy egy negyede). A belsejében uralkodó hőmérséklet 10–20 millió Kelvin fok, felszíni hőmérséklete 5800 Kelvin fok.

A felszínétől a belseje felé haladva a sűrűsége folyamatosan növekszik, s belsejében eléri a 70 g/cm^3 értéket. A felszíntől a belső mag felé haladva a nyomás és a hőmérséklet is rohamosan növekszik. A Nap belsejében uralkodó speciális fizikai körülmények között (nagy nyomás, magas hőmérséklet) négy hidrogén atommag mag fúzió (egyesülés) révén átlakul egy hélium atommaggá. Mivel négy hidrogén atom tömege 0,03 atomsúly egységgel nagyobb tömegű, mint a keletkezett egy hélium atom, a tömegfelesleg energiává, elsősorban hőenergiává alakul. A Nap másodpercenként annyi ($3,86 \cdot 10^{33}$ erg) energiát bocsát ki, aminek

fedezésére másodpercenként $6 \cdot 10^{14}$ g \cong 600 millió tonna hidrogén héliummá alakulása szükséges. Ezt a mennyiséget megszorozva 3600–zal megkapjuk az egy óra alatt átlakuló hidrogén mennyiségét: $6 \cdot 10^{14} \cdot 3600 = 2,16 \cdot 10^{18}$ g/óra. Megszorozva ezt az értéket 24-gyel, megkapjuk az egy nap (24 óra) alatt átalakuló hidrogén mennyiségét: $2,16 \cdot 10^{18} \cdot 24 = 5,184 \cdot 10^{19}$ g/nap. Ennek a 365–szöröse adja az évi értéket: $5,184 \cdot 10^{19} \cdot 365 = 1,8921 \cdot 10^{22}$ g/év, ami egy milliárd év alatt (10^9 –nel szorozva): $1,8921 \cdot 10^{22} \cdot 10^9 = 1,8921 \cdot 10^{31}$ g/milliárd év. Ennyi tehát a Nap kisugárzás miatti hidrogén vesztesége egy milliárd év alatt. Mivel a Nap teljes tömege $2 \cdot 10^{33}$ g, kiszámíthatjuk, hogy az egy milliárd év alatti veszteség ennek hány százaléka:

$$\frac{1,8921 \cdot 10^{31}}{2 \cdot 10^{33}} \cdot 100 = 0,94605 \%$$

A napsugárzás fedezésére szolgáló hidrogénvesztés tehát egy milliárd év alatt megközelítőleg egy százalékát teszi ki a Nap teljes tömegének. A fúziós energiatermelés mintegy 5 milliárd éve tart szinte változatlan intenzitással, s a csillagászok véleménye szerint a Napban lejátszódó magfúziós folyamatok még kb. 10 milliárd évig képesek változatlan szinten fedezni az energiatermelést.

A Nap belsejében felszabaduló energia konvekciós áramlás útján jut fel a Nap felszínére, ahonnan sugárzás formájában távozik a bolygóközi térbe. A sugárzás intenzitása a Stefan–Boltzman törvénnyel adható meg:

$$I = \sigma T^4 \tag{4.1}$$

ahol σ a Stefan–Boltzman állandó ($5,67 \cdot 10^{-8}$ J·m⁻²·s⁻¹·K⁻⁴), a T pedig a hőmérséklet Kelvin fokokban megadott értéke.

A Napból távozó sugárzás fénysebességgel (300.000 km/s) terjed, s megközelítőleg 8 perc alatt éri el a Földet.

A Napból a sugárzás a bolygóközi tér minden irányában egyforma intenzitással terjed. A közepes Nap–Föld távolság $1,496 \cdot 10^{11}$ m. Egy ilyen sugarú gömbnek, melynek a középpontjában áll a Nap, a felszínének a nagysága (NF):

$$NF = 4r_{NF}^2 \pi = 4 \cdot (1,496 \cdot 10^{11})^2 \cdot 3,14 = 2,81 \cdot 10^{23}$$

A Föld a Napból érkező sugárzásból csak a sugárzásra merőleges keresztmetszetének ($r^2 \pi$) megfelelő részt fogja fel, ezért meg kell határozni e keresztmetszet által megadott kör területét, ahol a Föld közepes sugara (r_F) 6371 km, s így

$$F = r_F^2 \pi = (6,371 \cdot 10^6)^2 \cdot 3,14 = 1,3 \cdot 10^{14}$$

Ismerve a közepes Nap–Föld távolság által meghatározott gömb felületét, s a Föld keresztmetszetének a területét, meghatározhatjuk, hogy a Föld területére érkező sugárzás hányad része a teljes gömbfelületen terjedő sugárzásnak:

$$\frac{F}{NF} = \frac{1,3 \cdot 10^{14}}{2,8 \cdot 10^{23}} = 0,46 \cdot 10^{-9}$$

Vagyis azt mondhatjuk, hogy a Napból kibocsátott sugárzásnak mindössze megközelítőleg fél milliárdod része az, amely a légkör felső határára érkezik. Még nagyvonalú felfelé kerekítés esetén is csupán egy milliárdod részről van szó (Campbell 1977).

A magas hőmérséklet következménye a Nap felszínéről távozó termikus eredetű elektromágneses sugárzás, amelyben elvileg minden hullámhosszúságú sugárzás jelen van. A sugárzás intenzitásának maximuma a látható fény tartományába esik, a zöldeskék színnél található (0,47 μm). Mire azonban a sugárzás eléri a földfelszín, a légkör módosító hatása következtében a maximum a sárgászöld színhez tolódik (0,55 μm).

A legtöbb energiát szállító hullámhossz (λ_{MAX}) és a kisugárzó test hőmérséklete (T) közötti összefüggést a Wien-törvény írja le:

$$\lambda_{\text{MAX}} \cdot T = 2884 \quad (4.2)$$

Eszerint minál magasabb egy test hőmérséklete, annál rövidebb hullámhosszon sugároz ki és megfordítva, minél alacsonyabb a test hőmérséklete, annál hosszabb hullámhosszon. Ha a két változó közül az egyiket ismerjük, akkor a másik meghatározható. Ismerve tehát a legtöbb energiát szállító hullámhosszt (0,47 μm), kiszámíthatjuk a Nap felszínének hőmérsékletét:

$$T = \frac{2884}{0,47} = 6136 \text{ Kelvin fok}$$

A földfelszínen bármely pontján a beérkező sugárzás mennyisége elsősorban a következő tényezőktől függ:

- attól a szögtől, amellyel a napsugarak a felszínre érkezők,
- a sugárzás időtartamától, vagyis a nappalhosszúságtól,
- a légkör sugárzást áteresztő képességétől.

4.1.2 A napsugarak beesési szöge mint az energiaintenzitás alapvető meghatározója

Ami az első tényezőt illeti, nyilvánvaló, hogy ha a merőleges beeső sugárzás által szolgáltatott energiamennyiség egy meghatározott nagyságú felszín meghatározott erősségűre melegít fel, akkor ugyanaz a sugárzásmennyiség ferde beesés esetén nagyobb területű felszínen oszlik el és azt kevésbé melegíti fel. Ha egy négyzetméternyi sugárnyaláb beesési szöge 90 fok, akkor ez a felszínen is egy négyzetmétert fog felmelegíteni. Ha az egy négyzetméternyi sugárnyaláb beesési szöge 30 fok, akkor ez a sugárnyaláb a felszínen két négyzetméternyi területen fog eloszlani. Ha ehhez még feltételezzük a légkör létezését is, akkor azt mondhatjuk, hogy a ferdén beeső sugarak hosszabb utat tesznek meg a légkörben, mint a merőlegesen beeső sugarak, s ennek következtében nagyobb veszteségeket is szenvednek, azaz a talajfelszín felmelegedésének mértéke tovább csökken. Mivel a napsugarak az egyenlítő környékén érkezők merőlegesen a talajfelszínre, ezért az egyenlítőtől távolodva, tehát a földrajzi szélesség növekedésével - a Föld görbülete miatt - a beesési szög csökken. Így a sugárzás intenzitása, s a felmelegedés mértéke is csökken. A sugárzás erősségének a beesési szögtől való függését már az ókori görögök is felfedezték, ezért az ógörög eredetű klíma szó is a klinein = hajlani igéből származik. A magyar éghajlat szóban is ugyanez a hajlat kifejezés szerepel.

A napsugárzás beesési szöge az év folyamán folyamatosan változik. Ennek oka abban keresendő, hogy a Föld tengelye a keringési síkkal 66,5 fokos szöget zár be, s mindig ugyanabba az irányba mutat, miközben a Nap körül kering. Így a napsugarak merőleges

beesésének helye (vagyis az a pont, ahol a Nap zenitben delel) március 22-én és szeptember 23-án található csak az egyenlítőn. Március 22-étől kiindulva a sugarak merőleges beesésének a helye fokozatosan északra tolódik, s június 22-én eléri a 23,5 fokos földrajzi szélességet (a Ráktérítőt). Emiatt az északibb fekvésű területeken is egyre meredekebben esnek be a napsugarai, s június 22-én eléri legnagyobb értéküket. Budapesten ekkor a sugarak beesési szöge 66 fok. Ez a nyári napforduló, mert június 22-e után a Nap zenitben delelésének helye fokozatosan ismét az egyenlítő felé tolódik el. Szeptember 22-én ismét az egyenlítőn található. Innét továbbhalad dél felé, míg el nem éri a déli szélességen a 23,5 fokot (a Baktérítőt). E mozgásnak megfelelően az északi féltekén csökken, a délin pedig növekszik a sugarak beesési szöge, s így a sugárzásintenzitás is. Amikor a Nap a Baktérítő felett delel zenitben, Budapesten a sugarak beesési szöge mindössze 19 fok. A téli napfordulótól (december 22) a zenitben delelés helye ismét az egyenlítő felé közeledik, s március 22-én éri el az egyenlítőt.

Azt mondhatjuk tehát, hogy az év folyamán – különböző mértékben ugyan, de – a szélességi köröknek megfelelően változik a sugárzás beesési szöge. Mégpedig minél nagyobb a földrajzi szélesség, annál kisebb a beesési szög és a sugárzás erőssége. A legtöbb sugárzási energia a két térítőkör közötti területre jut. Itt – a térítőköröket kivéve – mindenütt kétszer delel zenitben a Nap, s a sugarak beesési szöge az egész év folyamán magas (a legkisebb delelési magasság 43 fok). A térítőkörök és a sarkkörök közötti területen a téli napfordulótól a nyári napfordulóig a sugarak beesési szöge és a sugárzás intenzitása nő, majd a nyári napfordulótól kezdve csökken. Ezért ezen a területen a felszínre érkező sugárzásnak szabályos évi menete van. A sarkkörök feletti földrajzi szélességeken a sugarak a legkisebb szög alatt érik el a felszínre, ezért itt a legnagyobb területen oszlanak el, s melegítő hatásuk a legkisebb. A sarkpontokon a Nap félévig a horizont felett marad, félévig pedig alatta.

Az elmondottakból kivehető, hogy a sugárzási energia eloszlása övezetes rendet mutat, a földrajzi szélességgel változik.

A napsugarak beesési szöge azonban nemcsak az évfolyamán, hanem a nap folyamán, napkeltétől napnyugtáig is folyamatosan változik. A reggeli és a késő délutáni órákban laposabb szög alatt érik el a felszínre, mint a déli órákban. Ezért a felszínre érkező sugárzási energiának szabályos napi menete is van.

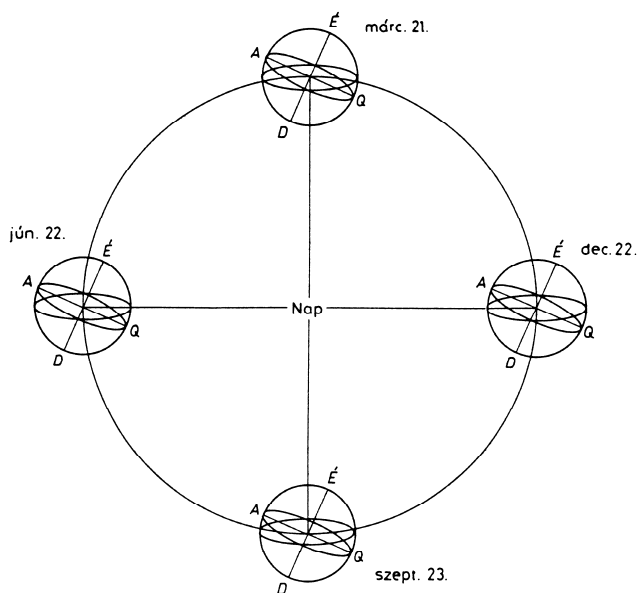
4.1.3 A napsugárzás időtartama mint az energiaintenzitás másik meghatározója

Ami a másik tényezőt a napsugárzás időtartamát, vagyis a nappalok és éjszakák váltakozását illeti, az a Föld tengely körüli forgásának a következménye. A nappal hosszúságnak az év folyamán történő változását pedig a Földnek a Nap körüli keringése és a Föld forgástengelyének dőlésszöge együttesen idézi elő.

A Nap mindig a Föld feléje fordított oldalát világítja meg. Ha a Föld forgástengelye a Föld keringési síkjára merőleges lenne, akkor a Földön mindenütt egyforma hosszúak lennének a nappalok és éjszakák. A Föld forgástengelye azonban 66,5 fokos szöget zár be keringési síkjával (4.1 ábra), ezért a nappalhosszúság földrajzi szélességenként változik. S mivel a Föld az év folyamán a Nap körül egy teljes fordulatot ír le, miközben a forgástengely az éggömbnek ugyanazon pontja felé mutat, a nappal hosszúsága földrajzi szélességenként szabályos évi változásokat mutat.

A tavaszi napéjgyenlőség (március 22) idején, mivel a Föld forgástengelye a Naptól 90 fokos szögben eltérő irányban mutat, a Földnek ugyanakkora része van megvilágítva, mint amekkora árnyékban marad. A nappalok és éjszakák egyenlő hosszúságúak. Ezután a Föld forgástengelye fokozatosan a Nap felé fordul, a Nap pedig az északi féltekén delel, így az északi félteke nagyobb része lesz megvilágítva, mint amekkora árnyékban marad. A sarkkörön

belül a Nap ekkor állandóan a horizont felett látható, s az egész északi féltekén pedig hosszabbakká válnak a nappalok, mint az éjszakák. A leghosszabb nappalok a nyári napforduló idején (június 22) vannak. Ezt követően a Föld forgástengelye fokozatosan elfordul a Naptól, a nappalok pedig fokozatosan rövidülnek egészen az őszi napéjegyenlőségig (szeptember 23). Utána a nappalok rövidebbek lesznek, mint az éjszakák, mert a Föld forgástengelye a Nappal ellentétes irányba fordul, s a Nap a déli féltekén delel. A téli napforduló idején (december 22) a legrövidebbek a nappalok. Majd a Föld forgástengelye ismét kezd a Nappal ellentétes iránytól visszafordulni, s a nappalok fokozatosan hosszabbá válnak egészen a tavaszi napéjegyenlőségig.



4.1 ábra. A Föld Nap körüli keringése

A Földnek a Nap körüli keringése és saját tengelye körüli forgása következtében a földfelszínre érkező sugárzás szabályos évi változásokat követ. Legerősebb a sugárzás akkor (nyári napforduló), amikor a legmeredekebben esnek a sugarak a földfelszínre és leghosszabbak a nappalok. Majd a sugarak beesési szöge és a nappalhosszúság fokozatosan csökken. Az őszi napéjegyenlőség idején a nappalok és éjszakák azonos hosszúságúak. Legkisebb a sugárzás intenzitása akkor, amikor legkisebb a sugarak beesési szöge és legkisebb a nappalhosszúság. Ezután a beesési szög ismét növekedni kezd, a nappalok pedig hosszabbodnak. A tavaszi napéjegyenlőség idején ismét egyenlő hosszúságúak lesznek a nappalok és az éjszakák, de a beesési szög növekedése és a nappalok hosszabbodása egészen a nyári napfordulóig tart. Az elmondottak az északi féltekére vonatkoznak, ahol hazánk is fekszik. A déli féltekén fordított módon alakulnak az előbbieken ismertetett viszonyok.

4.1.4 A légkör sugárzásáteresztő képessége.

A Föld felszínére leérkező sugárzás lényegesen kevesebb, mint amennyi a légkör felső határára érkezik, mert a napsugárzást a légkörön való áthaladás során különböző veszteségek (elnyelődés, szóródás) érik, a földfelszínre elérve pedig egy része visszaverődik.

Elnyelődés. A bioszférába általában a 280 nm-nél rövidebb hullámhosszúságú sugarak nem jutnak be, mert egy részüket az ózon (főleg a 220–280 nm közötti hullámsávot), más

részüket pedig a légkör elsődleges összetevői a nitrogén és az oxigén nyelik el, amelyek ugyanakkor majdnem teljesen áteresztők a látható fény és az infravörös tartományban.

Ha a légkör csak nitrogénből és oxigénből állna, akkor a napsugárzás az ultraibolya sugárzás elnyeléséből származó veszteséggel (7 %) érné el a talajt, ami csupán kis veszteséget jelentene. Ugyanakkor a fölfelszín által kibocsátott hosszúhullámú sugárzás is – szinte veszteség nélkül – kiáramlana a bolygóközi térbe. Ennek az lenne a következménye, hogy a Föld napsütötte oldalán a talajfelszín nagyobb mennyiségű energiát kapna, mint a jelenlegi szennyezett légkör esetén. Az árnyékos oldalon pedig lényegesen nagyobb lenne az energiakibocsátás, mint jelenleg. Az olyan vendéggázok azonban, mint a vízgőz, a széndioxid és az ózón az infravörös tartományban erősen elnyelnek, ezért a troposzféra légköre most melegebb, mint e vendéggázok nélkül lenne. A beeső sugárzás ugyan nagyobb veszteségeket szenved, mintha a légkör csak az alapösszetevőkből állna, de a visszatartott kisugárzás miatt a légkör mégis melegebb lesz. A vendéggázok által enyelt felszíni kisugárzásnak ugyanis mintegy a fele visszasugárzódik a talajfelszínre, s csak a másik fele távozik a bolygóközi térbe. Ezt a jelenséget, amely mintegy "hőtaró"-t borít a felszín fölé, "üvegházhatás"-nak nevezzük.

Nitrogén. A 80 nm hullámhossz alatt a nitrogénnek erős abszorpciója van. Általában a 100 nm-nél rövidebb hullámhosszúságú sugarakat elnyeli. A 100–145 nm közötti hullámhosszakon már csak gyenge az elnyelés. Ezenkívül a nitrogén molekuláknál gyenge elnyelés tapasztalható még a 297,7 nm, a 315,9 nm, a 337,1 nm, a 357,7 nm és a 380,5 nm hullámhosszakon.

A dinitrogén-oxidnak (N_2O) az elnyelési spektruma kb. 100 nm-nél kezdődik és fontos szerepet játszik a nagy energiájú ultraibolya sugárzás elnyelésében.

Oxigén. A felszíntől számított kb. 90 km magasságig molekuláris oxigén található a légkörben. E magasság felett – az ultraibolya sugárzás hatására – megkezdődik az oxigén molekulák atomos oxigénre való bomlása. A 200 km-es magasság felett pedig már az atomos oxigén mennyisége meghaladja a molekuláris oxigén mennyiségét.

A molekuláris oxigén elnyelési sávja nagy vonalakban a 80 és 210 nm közötti hullámhossz-tartomány. Nagyon erős még a molekuláris oxigén ultraibolya elnyelés sávja a 220–240 nm hullámhosszúságú sávban is.

Ózon. Az ózon a légkör kisebb mennyiségű összetevői közé tartozik, a sugárzáselnyelésben azonban jelentős szerepet játszik. A Földet körülvevő ózonréteg a 10 és 90 km között található. Legnagyobb az ózonkoncentráció a 20–30 km-es magasságokban.

Az ózon mennyisége az egyenlítő feletti légkörben a legkevesebb, ugyanakkor az évi ingadozás is itt a legkisebb. A magasabb szélességeken a légkör nagyobb mennyiségű ózont tartalmaz. Itt azonban nagyobb évi ingadozással kell számolni. Az ózon mennyiség az év folyamán megközelítőleg szinuszosan változik. A tavasz elején határozott maximum alakul ki, ősszel pedig határozott minimum. Az évi ingadozás amplitúdója a földrajzi szélesség növekedésével növekszik.

Az ózon az ultraibolya sugárzást meglehetősen széles sávban nyeli el 180–340 nm között, de gyengébb elnyelés van még 360 nm-ig. A földfelszínen végzett mérések alapján megállapítható, hogy 295 nm-nél rövidebb hullámhosszúságú sugárzás csak ritkán fordul elő. Vagyis ennél a hullámhossznál rövidebb hullámhosszúságú sugárzás csak kis mértékben fordul elő a bioszférában.

Vízgőz és szén-dioxid. A légkör e két vendéggázának elnyelési sávja az infravörös tartományba esik. Azt a tulajdonságukat, hogy sugárzáselnyelésük csak bizonyos hullámhosszakra koncentrálódik, *szelektív elnyelésnek* vagy *szelektív abszorpciónak* nevezzük.

A földfelszín átlagos hőmérséklete 15°C (288 Kelvin fok). E hőmérsékletnek megfelelően a földfelszíni kisugárzás energiájának 99 %-a a $3\ \mu\text{m}$ és $80\ \mu\text{m}$ közötti hullámsávba esik, a legtöbb energiát szállító hullámhossz pedig a Wien-törvény szerint:

$$\lambda_{\text{MAX}} = \frac{2884}{288} = 10\ \mu\text{m}$$

Ha megvizsgáljuk a légkör elnyelőképességét, akkor a következő elnyelési intervallumok adódnak (Péczely 1981):

- Az $5\text{--}7\ \mu\text{m}$ közötti hullámsávban a légkör gyakorlatilag teljesen elnyeli a sugárzást.
- A $7\text{--}8\ \mu\text{m}$ hullámsávban a légkör félig áteresztő.
- A $8\text{--}11\ \mu\text{m}$ hullámsávban a légkör teljes egészében áteresztő.
- A $11\text{--}14\ \mu\text{m}$ hullámsávban a légkör félig áteresztő.
- A $14\ \mu\text{m}$ feletti hullámhosszakon a légkör gyakorlatilag teljesen elnyelő.

A vízgőz és a szén-dioxid által elnyelt és visszasugárzott energiamennyiség, amely a légkör üvegház hatását okozza, a számítások szerint mintegy 35 fokos hőmérséklet többletet eredményez. Amennyiben ugyanis a légkör a kisugárzott energiát maradéktalanul engedné távozni a bolygóközi térbe, akkor a Föld átlaghőmérséklete mintegy -20 fok lenne, szemben a jelenlegi 15 fokkal.

Szóródás. A légkörön áthaladó sugárzás további vesztesége abból adódik, hogy a levegő molekulái és a levegőben lévő szilárd részek egyenes vonalú haladási irányából kitérítik, s szétszórják. A sugárzásnak azt a részét, amelyet a légkör összetevői nem tudnak kitéríteni egyenes vonalú mozgásából, közvetlen vagy *direkt sugárzásnak* nevezzük. Azt a részét pedig, amelyet ki tudtak téríteni egyenes vonalú haladási irányából *szórt* vagy *diffúz sugárzás*ként szokás meghatározni. A kettőt együttesen a *teljes* vagy *globálsugárzás*.

A levegő molekuláin, a levegőben lévő vendéggázok és kisméretű szilárd anyagok molekuláin végbemenő szóródás függ a sugárzás hullámhosszától, mégpedig oly módon, hogy – a Rayleigh törvény szerint – erőssége a hullámhossz negyedik hatványával fordítva arányos, ezért a napsugárzásból a rövidebb hullámhosszúságú kék sugarak jobban szóródnak, mint a hosszabb hullámhosszú vörös sugarak. Emiatt a rövidebb hullámhosszú kék sugarak jobban szóródnak, mint a hosszabb hullámhosszú vörös sugarak. Így a levegőben erősen szóródó kék sugarak miatt az "égbolt"-ot kéknak látjuk. A szóródás következménye az árnyékban és borult időben is tapasztalható nappali világosság, valamint a napkelte és napnyugta táján észlelhető "szürkület", a nappali világosságból az éjszakai sötétségbe való fokozatos átmenet. Ez utóbbi jelenséget az idézi elő, hogy reggel mielőtt a Nap a horizont fölé emelkedne, a sugarai már megvilágítják a légkör felső rétegeit, s szóródnak a légkörben, este pedig miután a Nap már néhány fokkal a látóhatár alá süllyedt, sugarai még megvilágítják a légkör felső rétegeit, s szóródnak a légkörben. A napkelte és a napnyugta idején a napsugarak hosszabb utat tesznek meg a légkörben, mint magasabb napállás idején, ezért egyre kevesebb lesz bennük az ibolya és a kék sugár, s egyre több a sárga és a vörös. Ezért a Napot sárga és vörös színekben látjuk kelni és lenyugodni.

Megvizsgálva a globálsugárzásban a közvetlen és szórt sugárzás arányát, azt tapasztaljuk, hogy az szoros kapcsolatban van a napmagassággal. Ennek a kapcsolatnak az alapja a sugárzásnak a légkörben megtett útja. Minél hosszabb utat tesz meg ugyanis a sugárzás a légkörben, annál nagyobb a valószínűsége, hogy valamilyen akadályba ütközik és szóródik. Hozzávetőlegesen 90 fokos (merőleges) beesés esetén a szórt sugárzás csak 25% -a a direkt sugárzásnak, 30 fokos napmagasság mellett az arány $50\text{--}50\%$ -ra változik, míg 6 fokos

napmagasságnál a direkt sugárzás gyakorlatilag már megszűnik, a szórt sugárzás viszont még elég jelentékeny.

Extinkció. A sugárzás a légkörön áthaladva fokozatosan gyengül a szóródás és az elnyelés miatt. A szóródásból és elnyelésből származó együttes veszteséget extinkciónak nevezzük.

Visszaverődés. Amennyiben a szóródást előidéző részecskék átmérője meghaladja a beérkező sugárzás hullámhosszát, a szórás már nem a hullámhossz negyedik hatványával, hanem annál kisebb hatványával lesz fordítottan arányos. Amikor a részecskék elég nagyok ahhoz, hogy az összes hullámhosszat közel egyformán szórják, akkor *visszaverődésről* vagy *reflexióról* beszélünk. A nagyobb porszemek, vízcseppek és jégkristályok inkább visszaverik a sugárzást, mint szórják. A visszaverődés – ellentétben a szóródással – nem szelektív, hanem az összes hullámhosszra kiterjed.

Igen erős a visszaverődés a felhőkről. Minél vastagabb a felhő, annál nagyobb mennyiségben veri vissza a napsugárzást. A felhő vastagságán kívül még a sűrűsége és a mérete is befolyással van a visszaverődésre. A nagykiterjedésű, sűrű és vastag felhőzet a sugárzásnak több 70 %-át visszaverheti.

A levegő molekulái és a levegőben lebegő szilárd részecskék kisebb mértékben szintén visszaverik a napsugárzást.

4.2 A napsugárzást felfogó felszínek

A Nap sugárzását a különböző anyagi összetételű felszínek (talajfelszín, vízfelszín, hó- és jégfelszín, növényzet stb.) fogják fel. Mivel a levegő a napsugárzásból csak kis mennyiséget képes elnyelni, a napsugarak közvetlenül a földfelszínt melegítik fel.

A felszínek visszaverőképessége és elnyelőképessége azt jelenti, hogy a különböző felszínek a rájuk eső sugárzásnak egy részét visszaverik, a másik részét pedig elnyelik.

A napsugárzásnak az a része, amely eléri a földfelszínt, részben ugyancsak visszaverődik a felszínről, a felszín színétől és érdességétől függő mértékben (a világos, fényes és sima fényes felszínek jól visszaverik, a sötét, matt és érdes felszínek nagy mértékben elnyelik a sugárzást).

A felszínek felmelegítésében az az energiamennyiség vesz részt, amelyet az adott felszín elnyel.

Valamely testet felmelegíteni annyit jelent, hogy növeljük molekuláinak közepes mozgási energiáját. Egy test belső szerkezetével és tulajdonságaival van összefüggésben a testben tárolt energia.

A felvett energiamennyiség (hőmennyiség) a különböző felszíneket különbözőképpen melegíti fel, mivel különböző a térfogatkapacitásuk, ami az 1 m^3 térfogatban lévő tömeg 1 fokkal való felmelegítéséhez szükséges hőmennyiséget (energiamennyiséget) jelenti.

$$K = \rho c \quad (4.3)$$

Dimenziója a J/K . Értéke a 4.x táblázat adataiból számítható. Eszerint a kisebb térfogatkapacitású szilárd talajok (a szárazföldek) jobban felmelegszenek, mint a nagyobb térfogatkapacitású vízfelszínek (tengerek), s közöttük hőcsere folyamatok indulnak meg. A víznek viszonylag nagy fajhője miatt nagy hőmennyiséget kell felvennie vagy leadnia ahhoz, hogy hőmérséklete jelentősen megváltozzon. Ugyanakkor a levegő pedig lényegesen kisebb fajhője miatt gyorsabban felmelegszik. Ennek egy megnyilvánulási formája például, ha a tengerfelszín felett nála egy fokkal hűvösebb levegő helyezkedik el, akkor a víz hőt ad át a felette lévő levegőnek mindaddig, amíg a hőmérsékleti különbség el nem tűnik. Mivel a víz térfogatkapacitása 3205-szer nagyobb, mint a levegőé, 1 cm vastag vízréteg többlet hője 3205

cm (32,05 m) magas levegőréteg hőmérsékletét képes 1 fokkal emelni. Ez a példa is mutatja, hogy a tengerek hőtartalmának milyen jelentős hatása van a levegő hőmérsékletére.

A különböző felszínek által elnyelt energiamennyiség hatására növekszik az adott anyag molekuláinak közepes mozgási energiája, s vele együtt a hőmérséklete. Ha a hőmérséklete magasabb lesz, mint a környezetéé, akkor hőt fog átadni a környezetének.

A hőátadás létrejöhet sugárzás, hővezetés és konvekció útján, valamint a víz halmazállapot-változásain keresztül.

A *sugárzás* az energiaterjedésnek az a módja, amikor a hő közvetítő közeg nélkül terjed az egyik testről a másikra (a sugárzás légüres téren keresztül is továbbtődik). Azt a sugárzást, amely a test hőenergiájának rovására megy végbe, hőmérsékleti sugárzásnak nevezzük. Hőmérsékleti sugárzást minden test kibocsát, bármekkora legyen is a hőmérséklete. Az alacsony hőmérsékletű testek hosszabb hullámhossz-tartományban sugároznak ki. A hőmérséklet emelkedésével a sugárzás a rövidebb hullámhosszak felé tolódik el, s a kisugárzott energia mennyisége is gyorsan növekszik. A kb. 500 fok-nál magasabb hőmérsékletű testek sugárzása már a rövidebb hullámhosszú látható fény tartományába esik és így szemmel is érzékelhetővé válik. Az ilyen hőmérsékleten izzó testek vörös színűnek látszanak. A hőmérséklet további emelkedésével a test színe sárgas-vörös lesz, 1500 fok felett pedig már fehér színűvé válik. A látható fénynél rövidebb hullámhosszúságú sugárzás 2000 fok felett jelenik meg olyan intenzitással, amely már biológiailag káros is lehet.

A hősugarakat a különböző anyagok különbözőképpen verik vissza, nyelik el és sugározzák ki. A világos és sima felületek jó sugárzásvisszaverők, rossz elnyelők és rossz kisugárzók. A sötét és érdes felületek pedig rossz sugárzásvisszaverők, jó elnyelők és jó kisugárzók.

A *hővezetés* útján történő hőátadás csak akkor mehet végbe két test között, ha azok érintkeznek egymással. Ekkor a melegebb test, amelynek molekulái a magasabb hőmérséklet következtében nagyobb mozgási energiával rendelkeznek (gyorsabban mozognak), ütközés útján energiát adnak át az alacsonyabb hőmérsékletű test lassúbb mozgású molekuláinak. Emiatt az alacsonyabb hőmérsékletű test molekuláinak a mozgása is élenkebbé válik, a melegebb test pedig veszít energiájából, s molekuláinak mozgása lelassul. E folyamat addig tart, amíg a két test hőmérséklete ki nem egyenlítődik. Közben mind a két test nyugalomban van, csak a hőenergia áramlik át egyikről a másikra.

A *konvekció* (hőáramlás) a hőátadásnak az a módja, amely csak a gázokra és a folyadékokra jellemző, s amelynek során maga az anyag áramlik át egyik helyről a másikra, miközben részecskéi magukkal viszik energiájukat s egyéb tulajdonságaikat. Ez a folyamat a levegőben úgy játszódik le, hogy a napsugárzás által felmelegített felszín a közvetlen felette lévő levegőnek vezetés útján adja át a hőt, a felmelegedett levegő kitágul, sűrűsége csökken és felemelkedik. Helyébe azután hűvösebb levegő áramlik, amit az alatta lévő felszín az előbb említett módon felmelegít.

A *víz halmazállapotváltozásai* során is történik hőátadás. Amikor a víz megfagy, hő szabadul fel (fagyási hő). Ha el akarjuk olvasztani, akkor ugyanazt a hőmennyiséget kell közölni vele (olvadási hő), mint amennyi a fagyásnál felszabadult. A víz elpárologtatásához ugyancsak arra van szükség, hogy növeljük a hőtartalmát (párolgási hő). A vízgőz kicsapódásakor ez a hőmennyiség fog felszabadulni (kicsapódási hő). Azt a hőmennyiséget, amely nem okoz hőmérséklet-változást, rejtett vagy látens hőnek nevezzük. Ilyen hőmennyiségek a fagyási, az olvadási, a párolgási és a kicsapódási hő is.

Óceánok és tengerek. Óceánok és tengerek borítják a Föld felszínének mintegy 70 %-át. Mivel az óceánok és tengerek valamilyen módon mind kapcsolatban vannak egymással, együtt említve őket, tulajdonképpen világoceánról is beszélhetünk.

A Föld kb. $1,35 \cdot 10^9$ km³ vizet tartalmaz, amelynek hozzávetőlegesen 97 %-a tengervíz. Becslések szerint (Hartmann 1994) a jég- és hótakaró 2,2 %-ot, a talajvíz 0,7 %-ot, a tavak és folyók vízmennyisége 0,013 %-ot, a talajnedvesség ugyancsak 0,013 %-ot tesz ki, míg a légkör csupán 0,0009 % vizet tartalmaz. A világóceán tehát egy nagy víztartály, amely párolgás útján szolgáltatja azt a vízmennyiséget, amely a kontinensek feletti csapadék- és hóesés forrása. A világ tengereinek átlagos mélysége 3729 m. Ez a hatalmas víztömeg jelentős mennyiségű hőt tud tárolni és felszabadítani. Mivel a víz hőkapacitása nagy, jelentős mennyiségű hőt kell elnyelnie ahhoz, hogy hőmérsékletét egy fokkal emelje. Emiatt a hőmérséklet emelkedése lassú és kismértékű. Ugyanez vonatkozik a lehülésre is, a hőt lassan adja le, s hőmérséklete is kismértékben süllyed. Így a leghidegebb időszak legalacsonyabb hőmérséklete és a legmelegebb időszak legmagasabb hőmérséklete közötti különbség (az évi amplitudó) kicsi. A tengerek tehát az évi hőmérsékleti különbségek mérséklése irányában hatnak.

Ezenkívül az óceánok és tengerek valamint a légkör között jelentős gázcsere folyamatok játszódnak le, s így befolyással vannak a légkör összetételére is. A légköri szén-dioxid egy részét ugyanis elnyelik, s molekuláris oxigént juttatnak a légkörbe.

Jég- és hótakaró. a Föld vízkészletének hozzávetőlegesen 2,2 %-át jelenti. Legnagyobb része (89 %) az Antarktiszon és Grönlandon (8,6 %) található. A Magas hegységek jég- és hótömege az össz mennyiségnek mindössze 0,76 %-át teszi ki.

A jég- és hótakaró szerepe elsősorban a sugárzás visszaverésében nyilvánul meg, ezért kevésbé fontos éghajlati szempontból. Nem a jég- és hótakaró vastagsága számít, hanem az, hogy mekkora területet borít be. Becslések szerint az állandó jég- és hótakaró kiterjedése a szárazföldön $16 \cdot 10^6$ km², a tengereken pedig $23 \cdot 10^6$ km². Egyes években az állandó jég- és hótakaró nagyságát az időszakos hótakaró nagysága (mintegy $50 \cdot 10^6$ km²) jelentős mértékben meg is haladhatja.

A jég- és hótakaró jelentősége abban van tehát, hogy fehér színe miatt a ráeső sugárzás jelentős részét visszaveri.

Szárazföldek. A szárazföldek a Föld felszínének hozzávetőlegesen 30 %-át teszik ki. A kontinensek és az óceánok területének elrendeződése jelentős szerepet játszik az éghajlat alakulásában. Jelenleg a szárazföldek mintegy 70 %-a az északi féltekén található. Ez az elrendeződésbeli asszimetria jelentős különbséget képes okozni az északi és déli félteke éghajlati viszonyai között. Emellett még az északi féltekén a kontinensek kelet-nyugati irányú kiterjedése is jelentősebb, mint a déli féltekén. Ez pedig azt jelenti, hogy a kontinensek belseje az északi féltekén távolabb van a tengerektől, mint a déli féltekén, vagyis kevésbé érvényesül a tengerek hatása.

A kontinensek szilárd talajának kisebb a hőkapacitása, mint a tengereknek. Ezért gyorsabban és erőteljesebben felmelegsznek, s gyorsabban és erőteljesebben le is hűlnek, mint a tengerek. Emiatt az év hideg időszakának legalacsonyabb hőmérséklete és a meleg időszakának legmagasabb hőmérséklete között nagy lesz a különbség (az évi amplitudó). Ezt a jelenséget nevezik kontinentalitásnak. Mértékének meghatározására Gorczyński az 1920-as években kidolgozott egy empirikus formulát, amelyet Conrad és Pollak (1963) fejlesztett tovább. Ez utóbbi ugyancsak empirikus formula formája a következő:

$$K = \frac{1,7 \cdot A}{\sin(\varphi + 10)} - 14$$

ahol K a kontinentalitás százalékban kifejezett értéke, A az évi amplitudó, φ pedig a földrajzi szélesség.

Az összefüggés alapján – ugyanazon a földrajzi szélességen – minél nagyobb az évi amplitudo, annál nagyobb a kontinentalitás mértéke. A kontinensek hatása tehát abban nyilvánul meg, hogy a hideg időszak és a meleg időszak hőmérsékletei között nagyobb különbséggel kell számolni.

Növénytakaró. A szárazföldek felszínét a sarkokhoz közeli területek jég- és hótakaróját, a tavakat és folyókat, valamint a sivatagokat kivéve mindenütt növénytakaró fedi. Amint a 4.x táblázatból látható, a legnagyobb részt a füves legelők foglalják el. Nagy területet borítanak a trópuson belüli és kívüli erdők. Kisebb részt jelentenek az ember által művelt területek, ahol kultúrnövények tenyésznek vagy emberi települések vannak. S végül a szinte kizárólag csak az északi féltekére korlátozó tundra az, amely még számottevő területet jelent.

A későbbiekben az éghajlat, a talajok és a növénytakaró egymáshoz való viszonyával még részletesen foglalkozunk.

A domborzati viszonyok, a felszín hullámos volta ugyancsak hatással van az energia-viszonyokra. A Föld felszíne változatos. Nagy síkságok, szelíd dombok és magas hegységek váltogatják egymást, s alakítják ki egyenlenségeit.

A tengerszint feletti magassággal változnak a meteorológiai elemek értékei is. A felszíntől felfelé emelkedve egyre ritkábbá válik a levegő, a magasabban fekvő hely feletti légoszlop magassága és emiatt a súlya is kisebb lesz, vagyis csökken a légnyomás.

A magasabban fekvő helyeken a kisebb a levegősűrűség és kisebb légszennyezettség miatt a sugárzásveszteség is kisebb lesz, vagyis nő a besugárzás intenzitása. A sugárzási viszonyokra hatással van ezenkívül még a dombok és hegyek lejtőinek irányítottasága és meredeksége is. Nyilván a déli lejtők és azok a lejtők, melyre a napsugárzás merőlegesen érkezik, kapják a legtöbb sugárzást, az északi lejtők pedig a legkevesebbet. A keleti lejtők délelőtt, a nyugati lejtők délután kapnak több sugárzást.

A párologtató felszínektől felfelé távolodva a levegő vízgőztartalma is csökken a magassággal. Emiatt a hosszúhullámú kisugárzás erőteljesen megnövekszik a besugárzáshoz képest, mivel kisugárzás éjjel-nappal van, besugárzás viszont csak nappal. Így a kettő különbségeként adódó sugárzási egyenleg a magassággal egyre jobban csökken.

A sugárzási egyenlegnek a magassággal történő kedvezőtlenebbé válásával a levegő hőmérséklete is fokozatosan csökken. Felfelé emelkedve a 100 méterenkénti átlagos hőmérséklet-csökkenés 0,5,-0,6 fok. A magassággal való hőmérséklet-csökkenés sok tekintetben hasonló ahhoz, ahogyan az alacsonyabb szélességektől a magasabbak felé (az egyenlítőtől a sarkok felé) haladva egyre hűvösebb levegőt találunk. Ez a hasonlóság abban is megmutatkozik, hogy mind a sarkok, mind a nagyobb magasságok irányába haladva eljuthatunk az örök hó és jég határáig. Ez a határ a nulla fokos középhőmérséklettel nem esik mindig egybe, mert a hó és jég megmaradása a hőmérsékleten kívül még a hó- és jégtakaró vastagságától is függ.

A magas hegységek a feljük áramló levegőt felemelkedésre kényszerítik. A felszálló levegő lehül, a benne lévő vízgőz kicsapódik, felhőzet keletkezik, s így gyakoribbá válik a csapadékhullás. A hegyvidékek az alföldekkal szemben ezért mindig rendelkeznek bizonyos csapadéktöbblettel. A csapadéktöbblet természetesen a hegységnek az áramlással szembeni oldalán keletkezik. A hegység átellenes oldalán a levegő leszáll, emiatt felmelegszik, vízgőztartalma távolabb kerül a telítettségi szinttől, ezért a hegységnek ez az oldala kevesebb csapadékot fog kapni.

4.3 A lég- és tengeráramlások

Az éghajlat kialakulása szempontjából legfontosabb energiaáramlások: a légáramlások és a tengeráramlások.

A légnyomás. A légnyomás nem más, mint az adott hely feletti légoszlop súlya. A felszíntől felfelé haladva a levegő egyre ritkábbá válik, s a magasabban fekvő hely feletti légoszlop magassága is kisebb lesz, ezért a levegőtömeg súlya csökken, így csökken a légnyomás is. A légnyomásnak a magassággal való csökkenése tehát szabályszerű jelenség.

A légáramlások. A levegő áramlását szélnek nevezzük. A szél irányát mindig azzal az égtájjal adjuk meg, amelynek irányából fúj. Így pl. déli szél az, amely dél felől érkezik a megfigyelőhöz. A szél egyik legfontosabb szerepe abban van, hogy idegen területek meteorológiai viszonyait tükröző légtömegeket szállít egyik helyről a másikra.

Ha a Föld nem forogna, akkor a levegő a magasabb nyomású helyről az alacsonyabb nyomású hely felé áramlana, mégpedig a legnagyobb nyomáscsökkenés irányában. A Föld forgása következtében azonban a szél az északi féltekén jobbra, a déli féltekén pedig balra eltér a légnyomási gradiens által meghatározott iránytól. Ezt a következőképpen magyarázhatjuk.

A földfelszín minden egyes pontja egy nap (24 óra) alatt a Föld tengelye körül egy teljes fordulatot tesz meg. Az Egyenlítőtől a sarkok felé haladva a szélességi körök kerülete egyre csökken. Ezért egy hely kerületi sebessége az alacsonyabb szélességi köröktől a magasabbak felé haladva ennek megfelelően ugyancsak csökken. A 60. szélességi körön lévő hely kerületi sebessége már megközelítőleg csak a fele az Egyenlítőn lévőnek. A felettük lévő levegő – tehetetlensége folytán – együtt forog a Földdel (nyugatról kelet felé) és felveszi az adott hely forgási sebességét. A délről észak felé történő áramlás esetén tehát egyrészt a levegő saját sebességével mozog délről észak felé, másrészt kiindulóhelyének nagyobb kerületi sebességével forog nyugatról kelet felé, miközben egyre kisebb kerületi sebességű helyek fölé kerül. Így a magasabb földrajzi szélességeken egyre jobban kelet felé tolódik, azaz eredeti haladási irányától jobbra elhajlik.

Ha az áramlás észak-déli irányú, akkor a kisebb kerületi sebességű helyről halad a levegő magasabb kerületi sebességű helyek fölé. Ebben az esetben a dél felé haladó levegő az alacsonyabb szélességek magasabb kerületi sebességű helyeihez képest egyre lassabban mozog (lassabban forog kelet felé), visszamarad az alatta forgó helyhez képest, s így az eredeti iránytól megint csak jobbra tér el.

Azt az erőt, amely a mozgó levegőt eredeti mozgási irányától (ez a legnagyobb nyomáskülönbség helyén a magas nyomástól az alacsony nyomás felé irányul) eltéríti **eltérítő erőnek** vagy **Coriolis erőnek** nevezzük.

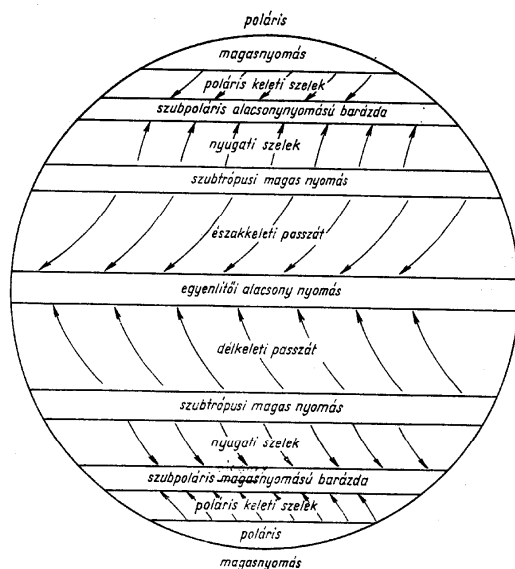
Megjegyezzük, hogy az eltérítő erő nemcsak a mozgó levegőtömegekre van hatással, hanem minden a földfelszínen vagy annak a közelében mozgó egyéb dologra is. Közülük elsősorban a hazánk meteorológiai viszonyaira is hatással lévő Golf-áramot kell megemlítenünk, amely a Mexikói-öböl partjaitól észak felé halad, s egyre inkább jobbra fordulva Norvégia északi partjaihoz jut el. Meleg áramlás lévén, jelentős hőtöbbletet biztosít azoknak a területeknek, amelyek mellett elhalad.

Légáramlások úgy alakulnak ki, hogy a Naptól érkező energia a különböző anyagi összetételű, s ennek következtében különböző hőfizikai tulajdonságokkal rendelkező talajfelszíneket különbözőképpen melegíti fel. Emiatt megindul az eltérő hőmérsékletű levegőtömegek áramlása. Ennek a folyamatnak az egész Földre kiterjedő rendszere az általános cirkuláció (légkörzés), amely alapvető szerepet játszik egy hely vagy terület időjárásának és éghajlatának kialakításában.

Az elmondottakból megismertük, hogy az egyenlítő környéki területek több besugárzást kapnak, mint a sarkvidékiek. Ha a Föld mozdulatlan lenne és egyenletes, homogén anyagi összetételű felszíne volna, akkor az egyenlítő és a sarkok között a besugárzási viszonyok következtében jelentős hőmérsékletkülönbség jönne létre, ami légmozgás keletkezéséhez vezetne. A felmelegedett egyenlítő felett a levegő feláramlana és a magasban a sarkok felé

mozogna, a sarkvidék felől pedig az egyenlítő felé hűvösebb levegő áramlana. Így az egész Földre vonatkozóan létrejönne egy termikus eredetű cirkuláció. Ez a valóságban is létrejön, de a Föld forgása és az egyenetlen és inhomogén felszíni viszonyok miatt lényegesen bonyolultabb formában. Ezt a ténylegesen létező és az egész Földre kiterjedő cirkulációt nevezzük **általános cirkulációnak** vagy általános légkörzésnek.

Tényleges körülmények között is azzal kell számolni, hogy az egyenlítő körüli területek erőteljesebben felmelegsznek. A felmelegedett levegő feláramlik, s a magasban a sarkok felé mozog. Az északi féltekén ez a mozgás délről észak felé történik. E mozgás során a Föld forgása következtében fellépő eltérítő erő (Coriolis erő) az áramló levegőt jobb felé eltéríti, így a levegő csak addig nyomul előre észak felé, amíg az egyenlítő és a sarkvidék közötti hőmérsékleti különbség következtében fellépő erő egyensúlyba nem kerül az eltérítő erővel. Ekkor a mozgás nyugat-kelet irányúvá válik. Ez a 30. szélességi kör táján következik be. A magasban az egyenlítő felől érkező levegő itt összetorlódik, mivel a 30. szélességi körön a hosszúsági körök egymástól való távolsága kisebb, mint az egyenlítőn volt, s emiatt egy magasnyomású övezet alakul ki, amelyet szubtrópusi magasnyomású övnek nevezünk. A megnövekedett nyomás miatt a felszínen megindul a visszaáramlás az egyenlítő felé, amely az ott felmelegedett, s a magasba emelkedett levegőtömegeket pótolja. Ezt a felszínen a szubtrópusok felől az egyenlítő felé történő légáramlást nevezzük passzát áramlásnak, a magasban az egyenlítő és a szubtrópus között kialakult légáramlást pedig antipasszát áramlásnak. Az eltérítő erő a passzát áramlásra is hatással van, ezért a passzátszelek az északi féltekén északkeleti irányúak (4.2 ábra).



4.2 ábra. Általános légkörzés

A szubtrópusi magasnyomású övezet az odaszállított levegőtömegek – tehát dinamikus ok – hatására alakult ki. A sarkvidéken ugyancsak található egy magasnyomású terület, amely viszont termikus hatásra keletkezett. Az alacsony hőmérsékletek miatt ugyanis a levegő sűrűbb és nehezebb. A két magasnyomású terület között az 50-60. földrajzi szélességek táján egy ún. alacsonynyomású barázda keletkezik.

A szubtrópusi magasnyomású övezetből a felszínen levegőtömegek áramlanak az alacsonynyomású barázda irányába. Erre az áramlásra is hat az eltérítő erő. Mivel az áramlás délről észak felé irányul, az eltérítő erő hatására az 50. földrajzi szélesség környékén az

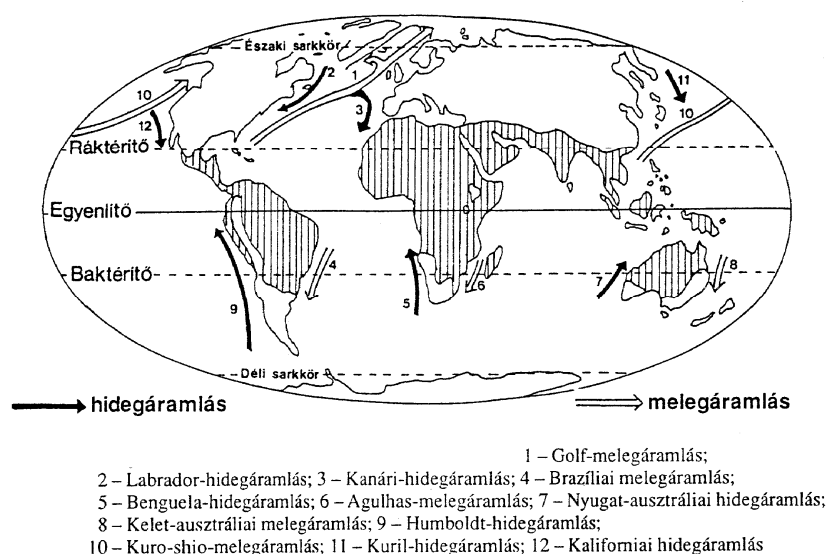
áramlás már nyugatias lesz. Ez a nyugati áramlás hozza hazánk légterébe az Atlanti-óceán felől a nedvesebb és télen melegebb, nyáron hűvösebb légtömegeket. A magasban itt is ellentétes irányú visszaáramlás van a 30. szélességi fok irányába.

A sarkvidéken keletkezett magasnyomású területről ugyancsak levegőtömegek áramlanak ki az alacsonynyomású barázda felé. Az eltérítő erő következtében ez az eredetileg észak-déli irányú áramlás keleties jellegűvé válik. Az alacsonynyomású barázda területén tehát a felszínen a szubtrópok felől és a sarkvidék felől érkező levegő összeáramlik, ennek következtében itt – dinamikus hatásra – egy felfelé irányuló áramlás keletkezik, majd a magasban emiatt megnövekedett nyomás következtében mind a sarkvidék, mind a szubtrópusi övezet felé megindul az áramlás.

Az elmondottakból kitűnik, hogy az általános cirkulációt sok tényező határozza meg, amelyek különböző mértékben vannak befolyással rá. Közülük a legfontosabbak: a napsugárzás energiája, a Föld tengelykerületi forgása és a földfelszín inhomogenitása. Ez utóbbi esetben a döntő befolyást a szárazföldek és tengerek eloszlása jelenti.

A tengeráramlások. Az óceánok víztömegei állandó mozgásban vannak. A legnagyobb tengeráramlásokat az állandó egyirányú szelek tartják mozgásban. A szél ereje először csak a felszíni rétegeket hozza mozgásba, majd a surlódás következtében a mintegy 50–150 méter mélységű rétegek is elmozdulnak a szél irányába. Természetesen a tengeráramlás sebessége mindig kisebb, mint az őt mozgásban tartó szélé. A tengeráramlásokat a földforgás eltérítő ereje és a kontinensek partvonalai irányváltoztatásra kényszerítik.

Azok a tengeráramlások, amelyek az egyenlítőtől a sarkok felé tartanak a meleg áramlások, azok, amelyek a sarkoktól az egyenlítő felé tartanak a hideg áramlások, mivel a származási helyükön felvett hőmennyiséget viszik magukkal.



4.3 ábra. Tengeráramlások

Az éghajlat alakulása szempontjából legjelentősebb tengeráramlásokat a 4.3 ábrán láthatjuk. Az európai kontinenszt érintő jelentős tengeráramlás a Golf áram, amely a Mexikói öböltől halad északkeleti irányban, s a Brit szigetek, Izland és Skandinávia nyugati partjainál érezteti melegítő hatását. Meg kell még említeni a Kuro Sio áramlást, amely Észak–Amerika nyugati partjait melegíti. A hideg áramlások közül éghajlat befolyásoló szerepe van az Afrika nyugati partjainál folyó Benguela áramlásnak, valamint Dél–Amerika nyugati partjainál a

Perui áramlásnak. A tengeráramlások a környezetükhöz képest több fokos hőmérséklet-különbséget mutatnak, s ennek megfelelő hőhatást gyakorolnak környezetükre.

Kérdések

1. Melyek az éghajlatalakító tényezők?
2. Mi a Nap szerepe az éghajlatok kialakulásában?
3. Miért fontosak az éghajlat szempontjából a sugárzást felfogó felszínek?
4. Milyen szerepet játszik a Coriolis erő a forgó Földön mozgó légtömegek mozgásában?
4. Milyen szerepet játszik az általános cirkuláció az éghajlatok kialakulásában?
5. Mi a tengeráramlások szerepe az éghajlatok kialakulásában?