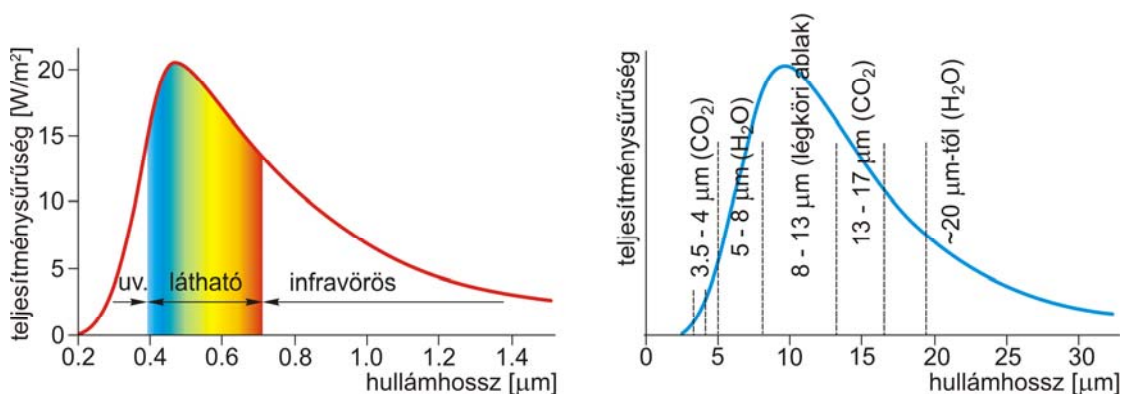


## A LÉGKÖR FIZIKÁJA, ELEKTROMÁGNESES HULLÁMOK TERJEDÉSE A LÉGKÖRBE

Földünk 288 K körüli átlagos hőmérséklete a Napból jövő 6000 K hőmérsékletű sugárzás ellenére állandó, tehát a Föld a Napból érkező energiát nem tárolja, hanem visszajuttatja az űrbe. Érdeemes részletesebben megvizsgálni, hogy a sugárzási egyensúly létrejöttében milyen szerepe van a légkörnek, a légköri víznek és a földfelszínnek.

A Nap és a Föld hőmérsékleti sugárzását különböző hullámhosszúságú sugárzások összessége alkotja, az egyes összetevők arányát a hőmérséklet függvényében az ún. *Planck-görbe* adja meg. Az 1. ábra bal oldala a Nap 6000 K-es, a jobb oldala a Föld 288 K-es sugárzás-eloszlási görbéjét mutatja. Az ábrából látszik, hogy a Nap sugárzását döntően rövidebb-, a Földét hosszabb hullámhosszú összetevők alkotják. A két sugárzási tartomány gyakorlatilag nem fedi át egymást, hiszen a napsugárzás 2  $\mu\text{m}$  körüli hullámhosszakon már gyakorlatilag semmilyen összetevőt sem tartalmaz, a Föld kisugárzása pedig innen indul a nagyobb hullámhosszúságú összetevők felé. Ez lehetővé teszi, hogy a mérésekben elkülönítsük a Nap rövidhullámú és a Föld hosszúhullámú sugárzását. (A 1. ábra jobb oldala azt is mutatja, hogy a légköri gázok a Föld hőmérsékleti sugárzásából egyes hullámhossz-tartományokban erősen elnyelők. Ez az üvegházhatás oka, ami a Föld átlagos hőmérsékletét növeli.)

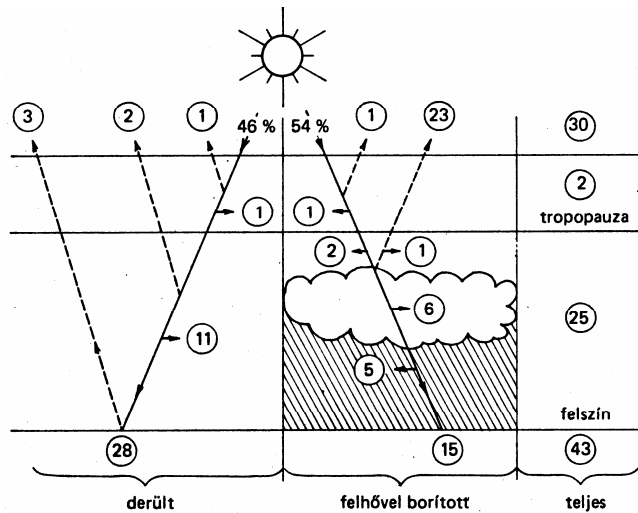


1. ábra. A Nap és a Föld sugárzási eloszlása

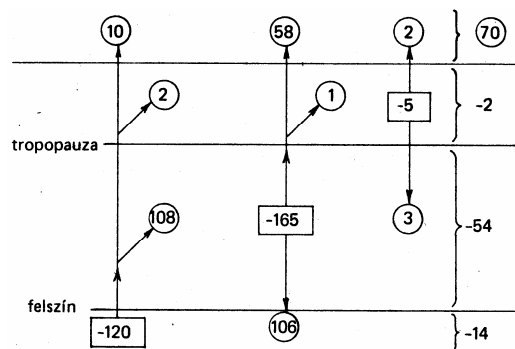
A napsugárzással a légkör külső határához érkező összenergia közel  $2 \cdot 10^{17}$  Joule, így 1 m<sup>2</sup> felületre átlagosan 350 Joule energia jut. A földi éghajlat alakulását döntően meghatározó kérdés, hogy mi történik ezzel az energiával a Föld-légkör rendszerben, vagyis hogyan alakul a rendszer sugárzási mérlege? Ennek a mérlegnek a kialakításában döntő szerepet játszik a sugárzásnak a légkörön belüli visszaverődése, elnyelődése (abszorpciója) és szóródása.

A Földnek mint égitestnek az ún. planetáris albedója 0.3 körül van, ami azt jelenti, hogy a Napból érkező energiának kb. a 30%-át a Föld-légkör rendszer eleve visszaveri a világűrbe, ez az energia tehát a Föld számára elveszik. A 2. ábrán látható,

hogya a planetáris albedó értékének alakításában a legfontosabb tényező a felhőzet, ugyanis a beérkező napsugárzás mintegy 23%-át a felhők verik vissza, a maradék kb. 7% pedig a részben a földfelszínről, illetve a gázmolekulákról és az aeroszol részecskékről történő visszaverődés eredménye. A légkörbe jutó sugárzás kb. 27%-át a légköri gázok, felhők és aeroszol részecskék nyelik el, a maradék 43%-ot (amelynek egy része - kb. 15% - már szórt sugárzás) a felszín nyeli el. Mindez a 2. ábrán látható, ahol a Napból jövő energia százalékában láthatjuk a légkör derült és felhős részében, illetve a talajon elnyelt és visszavert (visszasugárzott) energiát. A folytonos nyilak a beérkező sugárzást, a szaggatottak a visszavert sugárzást, a vízszintes kis nyilak pedig az elnyelt sugárzást jelölik.



2. ábra. A Föld-légkör rendszer rövidhullámú (Nap)sugárzási mérlege



3. ábra. A Föld-légkör rendszer hosszúhullámú (Földi) sugárzási mérlege

A légköri gázok közül a leghatékonyabb abszorbers a molekuláris oxigén, az ózon és a vízgőz. Az oxigén a 100 km-es magasság fölött a 0.18  $\mu\text{m}$ -nél kisebb hullámhosszú sugárzást gyakorlatilag teljesen elnyeli, ami az ottani igen ritka levegő felmelegedéséhez, azaz a termoszféra kialakulásához vezet. A 0.18-0.29  $\mu\text{m}$  közötti hullámhosszú sugárzást az oxigén és az ózon molekulák absorbeálják, mégpedig részben a mezoszférában, részben (és főként) pedig a sztratoszférában. Ennek a folyamatnak köszönhető a kb. 50 km magasságban lévő sztratopauza viszonylag magas ( $0^\circ\text{C}$  körüli) hőmérséklete. A légkör alacsonyabb rétegeiben főleg a troposzférában) a napsugárzást elsősorban a vízgőz-molekulák nyelik el.

A Föld-légkör rendszer nagyjából a beérkező energiával azonos mennyiségű energiát sugároz ki. Ez a sugárzás - a rendszer hőmérsékletének megfelelően - elsősorban a 4-400  $\mu\text{m}$ -es hullámhosszú tartományba esik, maximuma pedig 10-20  $\mu\text{m}$  körül van. Ha a Föld felszíne által kibocsátott sugárzás közvetlenül a világűrbe jutna, akkor bolygónk ún. effektív sugárzási hőmérséklete  $-20\text{ }^\circ\text{C}$  körül lenne. A légkör azonban a felszíni sugárzást jelentős mértékben elnyeli, és ezért a talajközeli légréteg átlagos globális hőmérséklete ennél lényegesen magasabb:  $+14\text{ }^\circ\text{C}$  érték.

A hosszuhullámú sugárzást a légköri gázok közül elsősorban a vízgőz (5 és 8  $\mu\text{m}$  között valamint 20  $\mu\text{m}$  fölött), a szén-dioxid (3.5-4  $\mu\text{m}$  és 13-17  $\mu\text{m}$  között), továbbá kisebb mértékben az ózon (9.6  $\mu\text{m}$ -nél) nyeli el. A felhők ezeken az infravörös hullámhosszakon csaknem tökéletes elnyelők, míg az aeroszol részecskék viszonylag akadálytalanul bocsátják át az infravörös sugarakat. A hosszuhullámú sugárzást elnyelő felhőelemek és gázmolekulák természetesen újra sugárzást bocsátanak ki, amelynek egy része lefelé irányul, s így csökkenti a talaj közeli hőveszteséget. Ilyenformán a Föld-légkör rendszer hosszuhullámú sugárzási mérlege az energia többszöri újraelosztásával valósul meg, amelynek eredményeként a Föld felszíne 20%-kal, a troposzféra pedig 65%-kal több energiával gazdálkodik, mint amennyi a légkör felső határához érkezik (3. ábra).

A kérdés, hogyan tud a légkör több energiát kisugározni, mint amennyit elnyel? Ehhez a Föld felszínéről kell energiát átvinni a légkörbe! Az energiamérleg kialakításában, a felszín és a légkör közötti hőcsere biztosítására a légköri víz és a turbulens hőátvitel szükséges. Figyelemre méltó, hogy a légkör össztömegének átlagosan csak 0.25%-át képviselő víz az energiaháztartásban 23%-os szerepet játszik. Erre a magyarázatot egyrészt a víz gyors körforgása, másrészt nagy párolgáshője adja. A légkör teljes víztartalma körülbelül 10 naponként cserélődik, és 1 kg víz elpárologtatásához több mint 2 MJ energia szükséges. Így a rövidhullámú sugárzástól felmelegített Földről elpárolgó, majd a magasban újra lecsapódó víz hatalmas mennyiségű energiát tud szállítani a légkörbe.

A Földet a globális energiamérleg szempontjából vizsgálva tehát megállapítható, hogy a Föld a Naptól érkező rövid hullámhosszú sugárzás egy részét elnyeli, más részét visszaveri a világűrbe. Azonban az elnyelt sugárzás energiája sem tárolódik, hanem a Föld átalakítja hosszuhullámú sugárzássá és visszajuttatja az űrbe. A kétféle sugárzás bonyolult visszaverődési és elnyelődési folyamatok során alakítja ki a Föld egyensúlyi hőmérsékletét.

Az időjárási jelenségek igen bonyolult légköri folyamatok eredményeképp alakulnak ki, amely bonyolult folyamatok viszont egyszerű fizikai (elsősorban hőtani és áramlástan) alapjelenségekre vezethetők vissza.

A Nap sugárzása közvetlenül nem a levegőt, hanem a földfelszínt melegíti át, a légkör a felszínről induló áramlások révén (közvetve) melegszik fel. A földfelszín különböző színű és minőségű területei ugyanakkora besugárzás esetén is különbözőképpen melegsznek fel, a fekete talaj sokkal gyorsabban mint a világos színű homok, vagy a friss hó. Ugyanez a sorrend érvényes a lehülési sebességekre is, vagyis az a felület hűl le a leggyorsabban, amely a leggyorsabban melegedett fel. Megfigyelhetjük azt is, hogy a víz jóval lassabban melegszik fel, és jóval lassabban is hűl le, mint a különböző közetek, mivel a víznek a szilárd közetekhez képest jóval nagyobb fajhője.

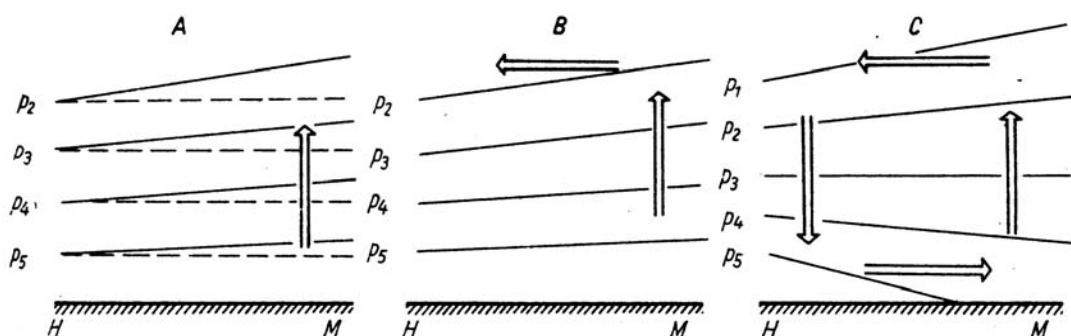
A földfelszín felmelegedése szempontjából a földrajzi szélességnek van a legnagyobb jelentősége. Az egyenlítő környezetében a napsugarak beesési szöge (az év-

szakos változásoktól eltekintve) közel merőleges, a sarkok közelében pedig közel érintőleges, vagyis a sarkok közelében ugyanakkora besugárzó energia sokkal nagyobb felületen oszlik el, mint az egyenlítőnél (az egységnyi felületre eső sugárzási teljesítmény arányos a beesési szög koszinuszával). Emiatt a trópusi területek a legmelegebbek, a sarkvidékek pedig a leghidegebbek.

Összefoglalva megállapíthatjuk, hogy a napsugárzás hatására a földfelszín felmelegedésének mértéke:

- a felület színétől és minőségétől,
- a felületet alkotó anyagok fajhőjétől és
- a földrajzi szélességtől függ.

Vizsgáljuk meg mi történik, ha a fenti okok miatt a felszín valamelyik része jobban felmelegszik, mint a másik. Ha ezt megelőzően a vízszintes felszín felett a levegő nyugalomban van, akkor az izobár felületek a talajjal párhuzamos síkok. Az egyenetlen felmelegedés hatására a felszínen meleg, illetve hideg terület alakul ki, és a levegő az alatta lévő melegebb felszíntől hőt vesz át. Ha a levegő melegszik, akkor vagy a nyomása, vagy a térfogata megnő. A légkörben a melegedő levegő nincs zárt falú edényben, lehetősége van a kiterjedésre, ezért a meleg felszín feletti légréteg minden irányban így felfelé is kiterjed. Emiatt fölötté az izobár felületek megemelkednek (4/A. ábra). Így azonos  $h$  magasságban a meleg terület felett nagyobb a légnyomás, mint a hideg terület felett, a légnyomás vízszintes irányban változik. A vízszintes irányú nyomási gradiens hatására  $h$  magasságban a levegő mozgásba jön, a meleg terület feletti részről a magasban légáramlás indul meg a hideg terület felé (4/B. ábra). A hideg terület fölött az odaáramlás miatt tömegnövekedés jön létre, ennek következtében megnő a nyomás, aminek hatására a hideg terület felett lefelé irányuló áramlás indul meg. A meleg terület felett a feláramlás miatt a talajon tömegcsökkenés jön létre, csökken a nyomás. A hideg és a meleg terület közt közvetlenül a talaj felett is vízszintes nyomáskülönbség alakul ki. Ennek hatására a levegő megindul a meleg terület felé, az áramlás körbe ér, zárt cirkuláció alakul ki (4/C. ábra).



4. ábra. A légköri áramlás megindulása

A zártnak tekinthető áramlási rendszer szokásos neve, cella. A kialakult cellában a talajon alacsony nyomás van a meleg területen, magas nyomás a hideg területen. A magasban fordított a helyzet. Van a magasban egy szint, ahol vízszintesen nincs nyomásváltozás. Ennek a szintnek a középpontjában a levegő nyugalomban van, itt szélszél uralkodik.

Ha az áramlás sebessége kicsi, szabályos, réteges, vagy lamináris áramlás jön létre. Bizonyos sebességhatáron túl az áramlásban zavarok lépnek fel, véletlenszerű

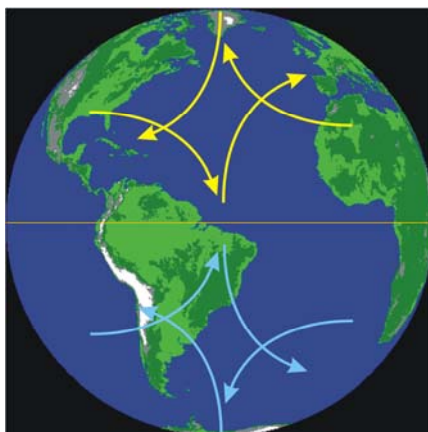
örvények keletkeznek, turbulens áramlás jön létre. A turbulens áramlásban az egyes pontokban a sebesség nagysága és iránya véletlenszerűen ingadozik, az egyes pontokban mért sebesség értékeket átlagolva azonban átlagos áramvonalak kijelölhetők. A levegő áramlása majdnem minden esetben turbulens, a levegő egyrészt a felszín érdessége, másrészt az egyenetlen felmelegedése miatt válik örvényessé.

Tovább bonyolítja a helyzetet, hogy az áramlások nem síkban, hanem forgó gömb felületén történnek, ezért a Coriolis-hatás miatt megváltozik a mozgásuk iránya. A **Coriolis-erő** az egyenletes  $\omega$  szögsebességgel forgó koordinátarendszerekben ható fiktív (tehetetlenségi) erő, melynek fellépése abból adódik, hogy a forgó rendszerben  $\mathbf{v}$  sebességgel mozgó  $m$  tömegű test extra gyorsulásnak van kitéve, mintha rá még egy erő hatna. Ez az

$$\mathbf{F} = 2m [\mathbf{v} \times \boldsymbol{\omega}]$$

erő tehát csak mozgó testekre hat. Iránya merőleges mind a Föld forgási szögsebesség vektorára, mind a mozgó test sebességére, ezért eltérítő erő. A testen munkát nem is képes végezni!

A Coriolis-erő hatására az északi féltekén a légköri áramlások iránya az óramutató járásával megegyező irányban, a déli félgömbön pedig ellentétes irányban fordul el (5. ábra). Ez sajátosan forgó áramlási cellákat hoz létre. Az óramutató járásával megegyező forgási irányú cellák középpontja nyugat felé, óramutató járásával ellentétesen forgó cellák középpontja kelet felé igyekszik elmozdulni.



5. ábra. Mozgásirányok megváltozása a Coriolis-erő miatt

A légköri mozgások természetének megértéséhez, az ún. Le Chatelier-elv alkalmazása szükséges. E szerint azok a fizikai rendszerek, amelyekre egyidejűleg több erő hat, általában olyan állapotok elérésére törekszenek, amelyekben a hatóerők egymással egyensúlyt tartanak.

Nézzük meg ennek az elvnek a tükrében, hogy valamely egységnyi tömegű, elemi levegőtest esetében milyen egyensúlyi mozgások lehetségesek. Induljunk ki Newton II. törvényének

$$\frac{d\mathbf{V}}{dt} = \sum_{i=1}^n \mathbf{F}_i$$

alakjából, amelyben az

$$\mathbf{F}_1 = -\frac{1}{\rho} \mathbf{grad} p \quad (1)$$

légnyomási erő, az

$$\mathbf{F}_2 = -2[\boldsymbol{\omega} \times \mathbf{V}] \quad (2)$$

Coriolis-erő, az

$$\mathbf{F}_3 = \frac{1}{\rho} \mathbf{F}_s \quad (3)$$

súrlódási erő, és az

$$\mathbf{F}_4 = \frac{\mathbf{V}_h^2}{r} \quad (4)$$

szerepel, amellyel a levegőtest görbült pályán való mozgása esetén fellépő centrifugális erőt vesszük figyelembe a  $\mathbf{v}$  kerületi sebesség és az  $r$  pályagörbületi sugár függvényében. (Ez a centrifugális erő nem tévesztendő össze azzal, amely a Föld forgásából ered.)

A továbbiakban korlátozzuk figyelmünket a vízszintes mozgásokra, és figyelmeztetésképpen jelöljük mindenhol  $h$ -indexszel a horizontális mozgásokra vonatkozó kifejezéseket! Az említett módosítással:

$$\frac{d\mathbf{V}_h}{dt} = -\frac{1}{\rho} \mathbf{grad}_h p - 2[\boldsymbol{\omega} \times \mathbf{V}_h] + \frac{1}{\rho} \mathbf{F}_s + \frac{\mathbf{V}_h^2}{r}. \quad (5)$$

Ebben, a horizontális mozgásokra vonatkozó mozgásegyenletben négy erő: a légnyomási-, a Coriolis eltérítő-, a súrlódási- és a centrifugális erő szerepel. Nyilvánvaló, hogy bizonyos konkrét esetekben ezen erők közül egyik-másik elhanyagolhatóvá válik. Így módunk van arra, hogy egyes elemi eseteket külön vizsgáljunk. Az (5) összefüggésben szereplő négy erő közül a légnyomási erő minden körülmények között szükséges ahhoz, hogy egyáltalán légmozgás létrejöjjön. Ha ez az erő zérussá válik, vele együtt a másik három erő is elenyészik. Természetesen már létrejött mozgás esetén a légnyomási erő megszűnése nem jár azonnal a mozgás megszűnésével. Ekkor még további tehetetlenségi (inerciális) mozgás lehetséges.

Elsőként most vizsgáljuk azt az esetet, amikor a légnyomási erő hat egyedül. Ez az eset az egyenlítői övezetben, különösen az óceánok fölötti magasabb légrétegekben fordul elő, ahol a Föld forgásából eredő eltérítő erő horizontális komponense eltűnik és a súrlódási erő elhanyagolható. Ebben a legegyszerűbb esetben azonban nem beszélhetünk erők egyensúlyáról, mert a légnyomási erőt semmiféle más erő nem ellensúlyozza, tehát az elemi levegőtest állandóan gyorsuló mozgást végez. Az ilyen mozgást nevezzük *euleri-áramlásnak*, melynek egyenlete:

$$\frac{d\mathbf{V}_h}{dt} = -\frac{1}{\rho} \mathbf{grad}_h p.$$

Elméletileg ilyen esetekben a  $\mathbf{V}_h$  horizontális sebesség minden határon túl növekedhetne, a gyakorlatban azonban túl nagy sebességek mégsem fordulnak elő, mert a meginduló légmozgás, amely a magas légnyomású hely felől az alacsony légnyomású hely felé irányul, a légnyomás-különbségeket csökkenti, majd hamarosan ki is egyenlíti. Így tehát az egyenlítői övezetben jelentős légnyomáskülönbségek nem is tudnak kialakulni.

Az *euleri-áramlás*, mint láttuk, csak az egyenlítői övezet magasabb rétegeiben képzelhető el, ahol a súrlódási erő jelentéktelen. A felszín közelében, az ún. légköri határrétegben, már jelentős súrlódási erővel kell számolni. Itt tehát lehetőség van

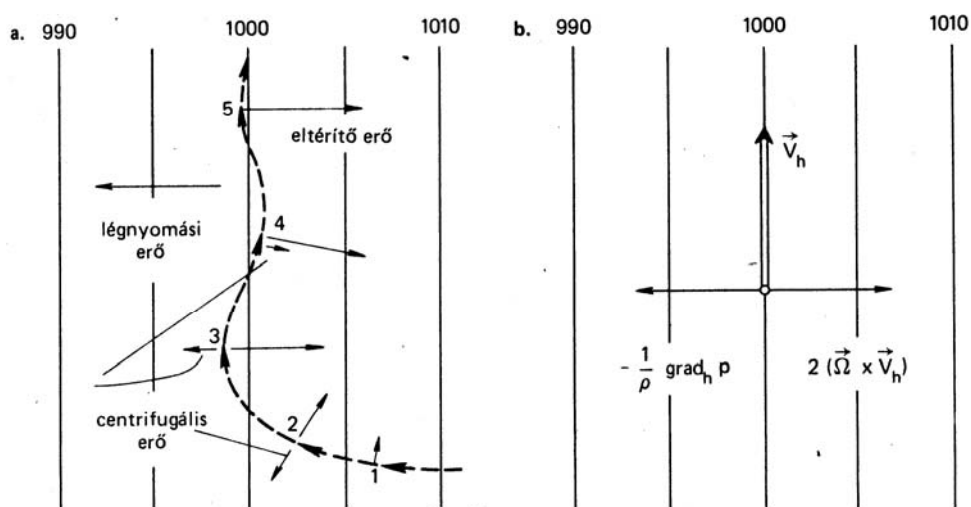
tényleges egyensúlyi áramlás kialakulására. A légnyomási erő hatására itt a levegő mozgásba jön, fokozatosan gyorsul, ezzel együtt nő a súrlódási erő és lassan eléri a légnyomási erő nagyságát. Amikor ez bekövetkezik, a gyorsulás megszűnik és létrejön egy egyensúlyi áramlás, amelyet *antitriptikus-áramlásnak* nevezünk. Az *antitriptikus-áramlás* egyenlete tehát a:

$$\text{grad}_h p = F_s$$

alakban írható fel, és mivel  $F_s$  függvénye  $h$ -nak, így ebből az egyensúlyi áramlás sebessége kiszámítható.

### A geosztrofikus- és a gradiens-áramlás

A legfontosabb áramlás típus, amely az egyenlítői övezeten kívül mindenhol alapvető szerepet játszik, abban a helyzetben írható le a legegyszerűbben, amikor a mozgás t előidéző légnyomás különbség egy széles sáv mentén mindenhol azonos, tehát az azonos légnyomású helyeket összekötő izobárok egyenes vonalak. Ilyenkor a mozgást a légnyomási erő és a Föld forgásából eredő eltérítő erő egyensúlya határozza meg. Ezt az egyensúlyi áramlástípust *geosztrofikus-áramlásnak* nevezzük, arra utalva, hogy a Föld forgása által eltérített mozgásról van szó). A szóban forgó egyensúlyi állapot úgy következik be, hogy a légnyomási erő hatására meginduló áramlás fokozatosan elfordul (az északi féltéken jobbra, a déli féltéken balra) a nyomásgradiens irányától, mígnem az áramlás az izobárokkal párhuzamosra válik, amikor is a légnyomási erő vektora és az eltérítő erő vektora egymással pontosan ellentétes irányba mutat és e vektorok egymást pontosan kiegyenlítik (6. ábra).



6. ábra. A légnyomás különbség hatására mozgásba lendülő légtest beállása az egyensúlyi pályára (a), és a geosztrofikus egyensúlyi áramlás (b)

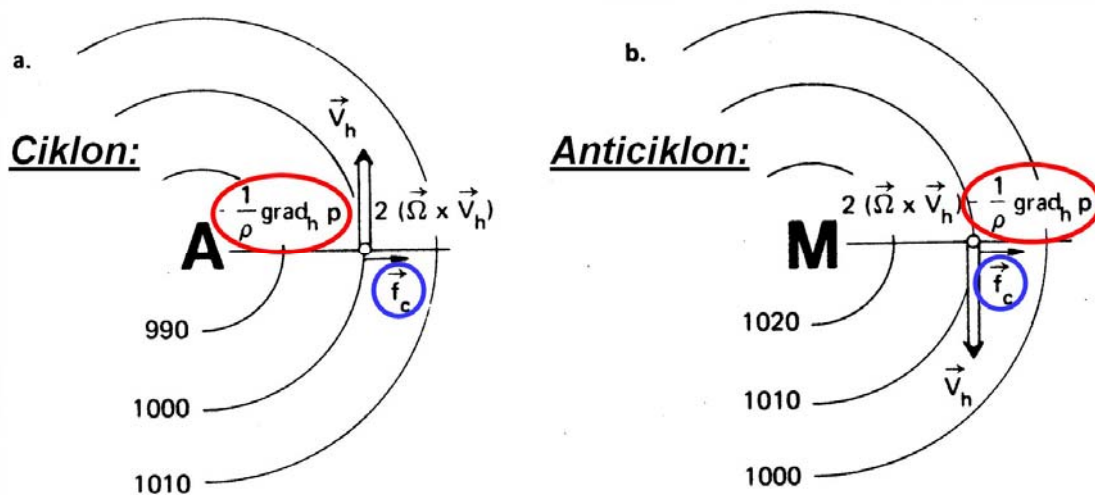
Az egyensúlyi állapot elérése, mint a 6. ábrán látható, bizonyos oszcillációval megy végbe. Ez azért alakul így, mert az egyensúlyi pályára beforduló levegőtestre centrifugális erő is hat, amely az ív külső oldala felé irányul és a levegőtestet további mozgásra kényszeríti. Ezzel, miközben a pálya kiegyenesedik és a centrifugális tag eltűnik, a levegőtömeg a tehetetlensége miatt átlendül az izobárokkal párhuzamos irányon és kissé tovább mozog a magas légnyomás irányába. Ez az ingás az egyensúlyi pálya körül addig tart, amíg az oszcilláció energiája felemészthető. A geosztrofikus áramlásra vonatkozó egyensúlyi feltétel a

$$\frac{1}{\rho} \mathbf{grad}_h p = 2[\boldsymbol{\omega} \times \mathbf{V}_h].$$

alakban írható fel. Az egyensúlyi áramlás sebessége ebből kiszámítható, ha a jobb oldalon elvégezzük a kijelölt műveleteket és kifejezzük a  $\mathbf{V}_h$  sebesség értékét.

Ezzel átható, hogy az egyensúlyi állapot elérése után a légtömegek nem a magasnyomású hely felől az alacsony nyomású hely felé mozognak, hanem erre az irányra éppen merőlegesen. Az egyenlítői övezet kivételével ez mindenhol észlelhető és ezt fogalmazzza meg az ún. *Buys-Ballot-féle bárikus széltörvény*. Mivel ez teljesen ellentétes a mindennapi szemlélettel és gondolkodással, ezért találoan *geodinamikai paradoxon*nak is nevezik a jelenséget. A szelek "geosztrofikus" jellege a légköri áramlások egyik legfontosabb törvényszerűsége!

Az eddigiekben azt az esetet vizsgáltuk, amikor a légnyomásváltozás iránya mindenhol azonos és az izobárok egymással párhuzamos egyenesek. A valóságban azonban magas- és alacsony nyomású tartományok váltakoznak a légkörben és a nyomásközpontok (ciklonok és anticiklonok) körül az izobárok zárt görbéket alkotnak. Ezek az egyszerűség kedvéért koncentrikus körökkel szemléltethetők, amit a valóságban is elég gyakran láthatunk az időjárás térképeken. Ha ilyen eseteket vizsgálunk, figyelembe kell vennünk, hogy a légnyomási erő és a Föld forgásából származó Coriolis eltérítő erő együttesen az elemi levegőtestet az izobárok vonalaival párhuzamos mozgásra, azaz esetünkben körpályára kényszeríti. Ebben az esetben azonban a levegőtestre centrifugális erő is hat, amely sugárirányban a görbületi középponttól kifelé mutat. Az így létrejövő ún. *gradiens-áramlás*, három erő egyensúlyaként írható le. Alacsony-, illetve magas nyomású központ (ciklon és anticiklon) esetén más egyensúlyi feltétel adódik: alacsony nyomású központ (ciklon) esetén a légnyomási erő befelé mutat és tart egyensúlyt a másik két egyaránt kifelé mutató erővel; míg magas nyomású központ (anticiklon) esetén a légnyomási erő együtt a centrifugális erővel kifelé mutat, és ez a kettő tart egyensúlyt a befelé mutató eltérítő erővel. A *gradiens-áramlás* két alapvető esetét a 7. ábra bal és jobb oldalán tanulmányozhatjuk.



7. ábra. Gradiens-áramlás az É-i féltekén ciklon (a) és anticiklon (b) esetén

Mivel a gradiens-áramlás egyensúlyi feltétele ciklonok esetében:

$$\frac{1}{\rho} \mathbf{grad}_h p = 2[\boldsymbol{\omega} \times \mathbf{V}_h] + \frac{\mathbf{V}_h^2}{r},$$

anticiklonok esetében pedig:



$$\frac{1}{\rho} \text{grad}_h p + \frac{V_h^2}{r} = 2[\boldsymbol{\omega} \times \mathbf{V}_h],$$

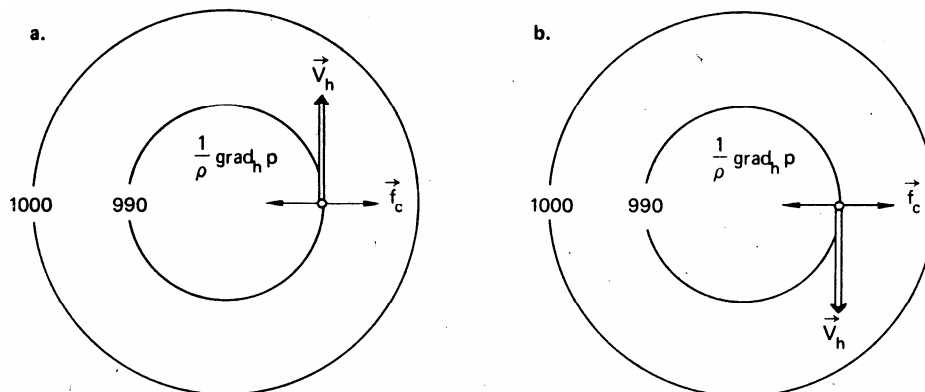
ezért látható, hogy azonos nagyságú légnyomási erő hatására fellépő egyensúlyi áramlás sebessége anticiklonok esetében nagyobb, mint ciklonok esetében!

### Ciklosztrófikus és inerciális áramlás

A görbült pályán történő mozgás esetén a centrifugális erő a pálya  $r$  görbületi sugarával fordítottan arányos, ezért jelentősége annál nagyobb lehet, minél kisebb mozgásrendszert vizsgálunk. Mivel a centrifugális erő a sebesség négyzetével-, a Föld forgásából származó Coriolis eltérítő erő viszont csak magával a sebességgel arányos, ezért kisméretű mozgásrendszerek és nagy sebességek esetén a centrifugális erő mellett az eltérítő erő elhanyagolhatóvá válik és egy új egyensúlyi feltételt kapunk:

$$\frac{1}{\rho} \text{grad}_h p = \frac{V_h^2}{r} \quad (6)$$

Ez az ún. *ciklosztrófikus-áramlás* egyenlete, amely kizárólag alacsony nyomású képződmény körül kialakuló mozgásra vonatkozhat, és a tapasztalatok szerint jól írja le a trópusi ciklonok középpontjában, valamint a tornádókban, illetve a por- és víztölcsérekben uralkodó viszonyokat (8. ábra).



8. ábra. Ciklosztrófikus-áramlás az É-i féltéken szabályos ciklonális (a) és rendhagyó jobbforgású örvény (b) esetén

A (6) egyenlet arra nézve nem tartalmaz semmi megkötést, hogy a forgás milyen irányban történik. A tapasztalat azt mutatja, hogy az alacsony nyomású képződmények körül jobb forgású (tehát anticiklonális) örvények is kialakulhatnak, mégpedig annál inkább, minél kisebb mozgásrendszerről van szó. A néhány méter átmérőjű örvények között már egyenlő arányban fordulnak elő jobb- és balforgásúak.

A ciklosztrófikus mozgásrendszerek különösen az alacsonyabb földrajzi szélességű övezetekben gyakoriak, ahol az eltérítő erő vízszintes összetevője elhanyagolhatóan kicsi. Kérdés, hogy ezek a mozgásrendszerek miképpen születnek, amikor a centrifugális erő már csak akkor lép működésbe, ha a forgás létrejött. Nos az ilyen örvények sok esetben nem maguktól keletkeznek, hanem a nagyobb mozgásrendszerekből szakadnak le. Igaz az is, hogy az egyenlítői övezeten kívül a ciklonális forgású örvények megszületésében a Coriolis eltérítő erő játszik döntő szerepet, a centrifugális erő csak az örvény fejlődésének bizonyos fokán válik meghatározóvá.

Végül vegyük számításba az ún. *inerciális áramlás* lehetőségét. Ez a mozgás a centrifugális erő és a Coriolis eltérítő erő egyensúlya esetén alakulhat ki, amikor:

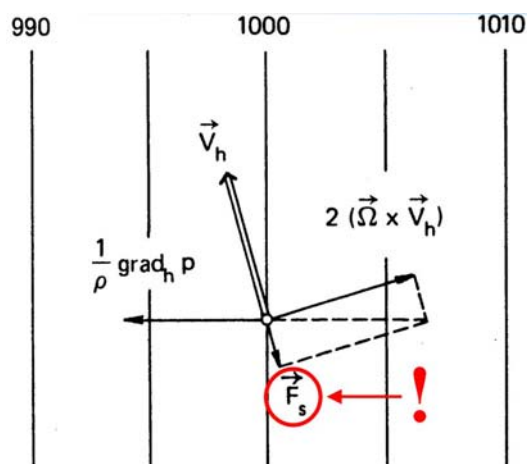
$$\frac{V_h^2}{r} = 2[\boldsymbol{\omega} \times \mathbf{V}_h] .$$

Ez kizárólag anticiklonális forgás esetén lehetséges, hiszen az említett két erő csak ebben az esetben mutat ellentétes irányba. Az inerciális forgások a légkörben nem játszanak számottevő szerepet, inkább az óceánokban létrejövő mozgásrendszerekben gyakoriak.

### ***A súrlódási erő hatása***

Az eddigiekben olyan speciális áramlási típusokat tanulmányoztunk amelyek esetében a súrlódási erőt elhanyagoltuk. Vizsgáljuk most meg , hogy a súrlódási erő milyen módosulásokat okoz.

A geostrofikus áramlás módosulását könnyen megszerkeszthetjük, ha a súrlódás  $\mathbf{F}_s$  vektorát a sebességvektorral ellentétes irányú vektorként vesszük figyelembe (9. ábra).

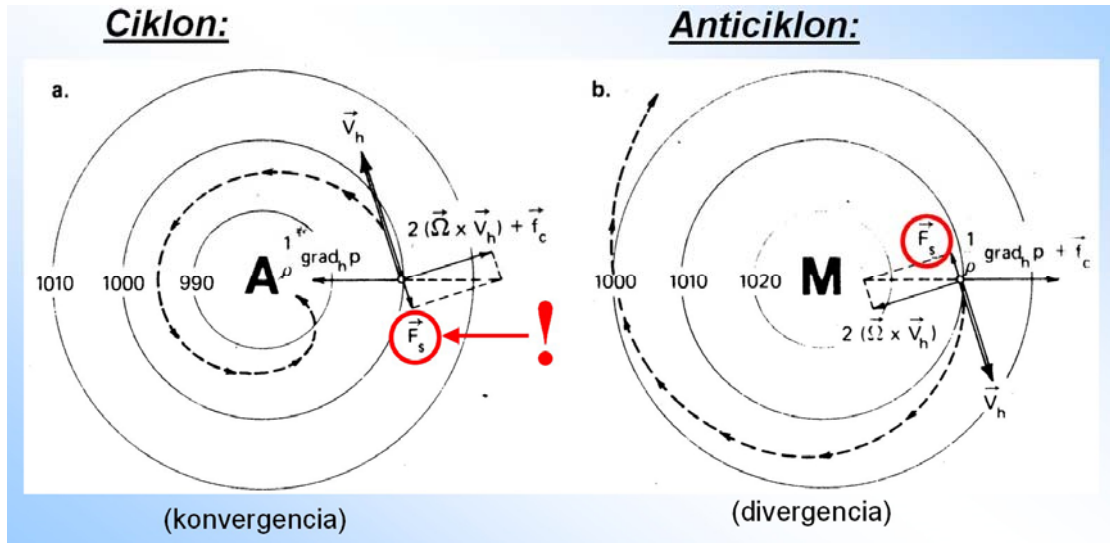


9. ábra. Geostrofikus-áramlás súrlódási erő esetén

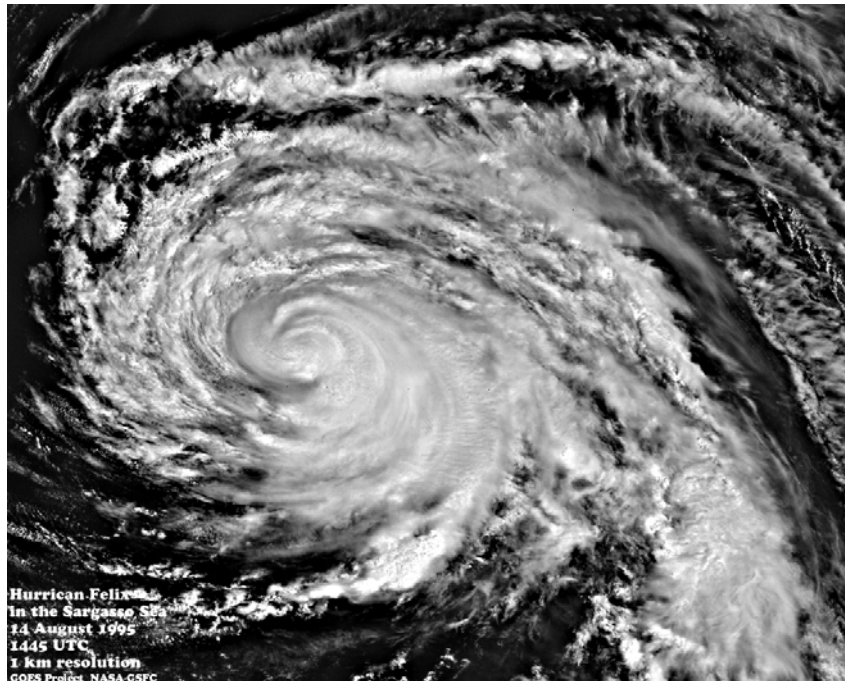
Amint látjuk a légnyomási erőnek az eltérítő erő és súrlódási erő eredőjével kell egyensúlyt tartania, ami csak akkor lehetséges, ha a sebességvektor kissé elfordul az izobárok vonalától az alacsonyabb légnyomású oldal felé.

A ciklonális és az anticiklonális gradiens áramlás módosulásait hasonlóképpen szerkeszthetjük meg (10. ábra).

Láthatjuk, hogy ebben az esetben a vizsgált elemi légtömeg nem az izobárok mentén mozog, hanem azokat meghatározott szögben metszve, spirális pályát fut be. Így jön létre a ciklonok jellegzetes spirális szerkezete, amely a műholdakról készített felhőképeken kiválóan megfigyelhető (pl. 11. ábra). Ezzel kapcsolatosan fontos megjegyeznünk, hogy a súrlódási erő két módon is megrövidíti a légköri örvények életét: egyrészt a kinetikus energia egy része a súrlódás miatt közvetlenül felemésződik, másrészt a spirális pályára terelt légáramlások a kezdeti légnyomáskülönbséget fokozatosan kiegyenlítik (feltöltik az alacsony nyomású centrumot) és így a mozgásrendszer hajtóerejét fokozatosan megszüntetik. Hasonlóképpen, de fordítva igaz, hogy az anticiklonok közepén uralkodó magasabb nyomás a divergencia miatt fokozatosan leépül.



10. ábra. Gradiens-áramlás sűrűlési erő esetén



11. ábra. A Félix-hurrikán spirális felhőszerkezete a sűrűlésos gradiens-áramlás következtében

Foglalkozunk ezek után kicsit részletesebben az elektromágneses hullámok terjedésével a légkörben. Ennek a geodéziában egyrészt a GPS technika alkalmazásánál van nagy jelentősége a műholdakról kibocsátott elektromágneses hullámsomagok torzulása tekintetében, másrészt a klasszikus geodéziai mérések során a légköri refrakció zavaró hatása miatt kell ismernünk.

Vákuumban az elektromágneses hullámok terjedési sebessége igen jó közelítéssel 300 000 km/s. Anyagban viszont a hullámok terjedési sebessége kisebb

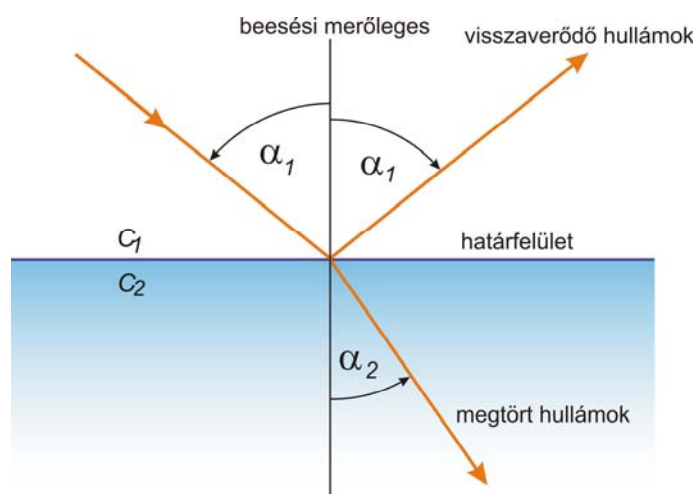
lesz, a sebességcsökkenés mértéke az anyag ún. optikai sűrűségének és az elektromágneses hullám frekvenciájának függvénye. Közegben a hullámok terjedési sebessége az ún. **fázissebesség**, amelynek értéke:  $c' = c/n$ , ahol  $n$  a vákuumra vonatkozó törésmutató.

Amikor az elektromágneses hullám két közeget elválasztó határfelülethez érkezik és behatol a mási közegbe, megváltozik a terjedési sebessége és ennek megfelelően a 12. ábrán látható módon megváltoztatja a terjedési irányát. Az irányváltozás mértéke a *Snellius-Descartes-törvény* alapján:

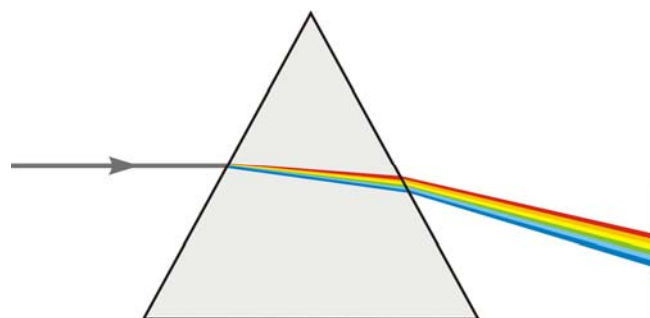
$$\frac{\sin \alpha_1}{\sin \alpha_2} = \frac{c_1}{c_2} = \frac{n_1}{n_2} = n_{12},$$

ami szerint ha a hullám az optikailag ritkább “1” közeg anyagból az optikailag sűrűbb, tehát kisebb  $c_2$  sebességű “2” közegbe lép, akkor az iránya a beesési merőleges felé törik.

Meteorológiai szempontból fontos a **diszperzió** (szóródás) jelensége is, ami azért következik be, mert a hullámok anyagbeli terjedési sebessége függ a frekvenciától (hullámhossztól) is – mégpedig úgy, hogy a magasabb frekvenciájú hullámok lassabban terjednek és ezért jobban megtörnek. Ezt igazolja, ha a Napból érkező (az 1. ábra bal oldalán látható spektrális eloszlású) “fehér” fényt szögprizmára ejtjük, ekkor ez a 13. ábrán látható módon az összetevőire bontható.

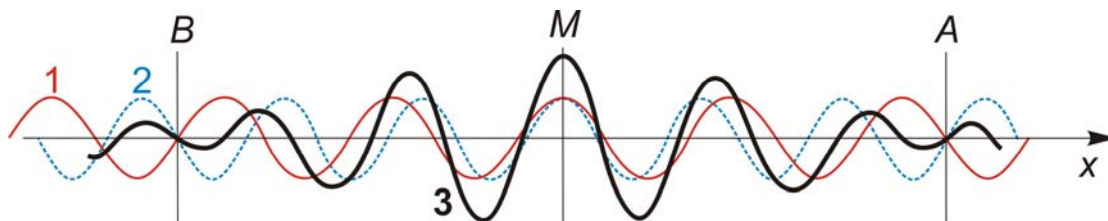


12. ábra. Az elektromágneses hullámok törése



13. ábra. A diszperzió szemléltetése szögprizmával

A geodéziában a GPS hullámok terjedése szempontjából fontos fogalom a csoportsebesség, amely két egymáshoz közeli hullámhosszú hullám együttes terjedése során jelentkezik. Az ilyen hullámok összetevődéséből származó hullámvonalat hullámcsoporthoz nevezünk (14. ábra).



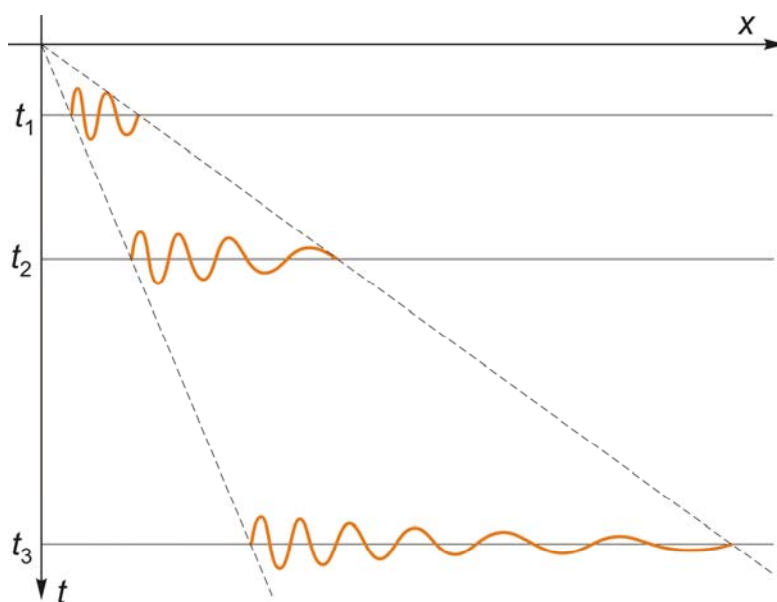
14. ábra. A hullámcsoporthoz terjedése

Az “1” és a “2” hullámok eredője (interferenciája) a “3” hullámcsoporthoz egy “lebegési” görbe. A terjedés során más időpontokban az A, B minimum és az M maximum mindig máshol lesz. Az A, B, M terjedési sebessége a

$$c'^* = c' - \lambda \frac{\Delta c'}{\Delta \lambda},$$

**csoportsebesség**, ahol  $c'$  a már ismert fázissebesség,  $\lambda$  az “1” jelű hullám hullámhossza,  $\Delta \lambda$  pedig a két hullámhossz közötti különbség.

A különböző frekvenciákat tartalmazó hullámcsomagban az egyes összetevők sebessége nem azonos, a magasabb frekvenciájú összetevők sebességcsökkenése a vákuumban lévő 300 000 km/s sebességhez viszonyítva nagyobb. A **diszperzió** miatt az eleinte rövid hullámcsoporthoz a későbbiekben egyre inkább “szétfolyik” úgy, hogy a hosszabb hullámhosszú összetevők megelőzik a rövidebbeket (15. ábra).



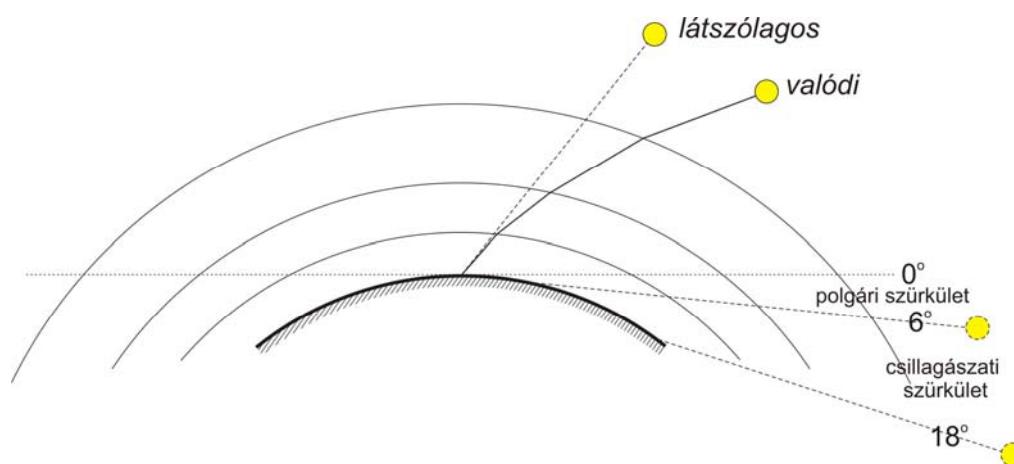
15. ábra. Hullámcsomagok szétfolyása a diszperzió következtében

A fenti alapfogalmak ismeretében könnyen magyarázhatókká válnak fontos meteorológiai jelenségek.

### **Csillagászati refrakció**

A világútból a földfelszíni megfigyelőhöz érkező fénysugár útja során különböző sűrűségű rétegeken halad keresztül, - emiatt törést (refrakciót) szenved. Mivel a fénysugár ritkább közegből sűrűbb közegbe jut, a beesési merőlegeshez törik, így az űrből jövő fény a 16. ábrán látható módon talaj felől nézve konkáv alakú görbe vonalú pályán halad. A földi észlelő az égitesteket az ív végpontjában húzott érintő irányában látja, így azokat valódi helyzetüknél magasabban állóknak találja. Ez a csillagászati refrakció jelensége.

A refrakció okozta látszólagos megemelkedés függ az illető égitest horizont feletti magasságától. Zenitben lévő csillag esetében nincs eltérés a valódi és látszólagos helyzet között, mivel olyan merőlegesen haladó sugárról van szó, amely nem szenved törést.



16. ábra. A csillagászati refrakció

A látszólagos megemelkedés értéke a látóhatár síkjában a legnagyobb, itt 35 szögperc az értéke. Mivel a Nap, és a Hold szögátmérője közel ugyanennyi, ezért ha pl. a Nap korongját naplementekor éppen a látóhatár síkjában látjuk, akkor a valóságban már éppen alatta van. Mivel reggel ugyanez a helyzet, a jelenség következtében a nappalok időtartama megnő. A növekedés mértéke függ a földrajzi szélességtől, alacsonyabb szélességeken a Nap látszólagos pályája meredekebb, ezért gyorsabban süllyed a horizont alá, mint magasabb szélességeken. A refrakció következtében az Egyenlítőn két perccel, a mi szélességünkön közel négy perccel nő meg a nappalok hossza. Mivel a törésmutató függ a hullámhossztól, a lenyugvó Nap képéből először a legkisebb törést szenvedő vörös szín tűnik el. A maradék színek a sárga, a zöld és a kék együttesen zöld szín benyomását keltik. Amikor a Nap felső széle is eltűnik a látóhatár alatt néhány másodpercig zöld színűnek látszik. Ez azonban nem minden időjárási helyzetnél figyelhető meg.

A csillagok pislogása is a refrakcióval magyarázható. A csillagok gyakorlatilag pontszerű fényforrásnak tekinthetők, és a levegő mozgása miatt különböző törésmutatójú rétegek kerülnek a csillagról érkező fény útjába. Emiatt a csillag változtatja látszólagos helyzetét. Mivel ez a mozgás igen csekély, így kiterjedt fényforrások, pl. Nap és a Hold esetében nem számottevő.

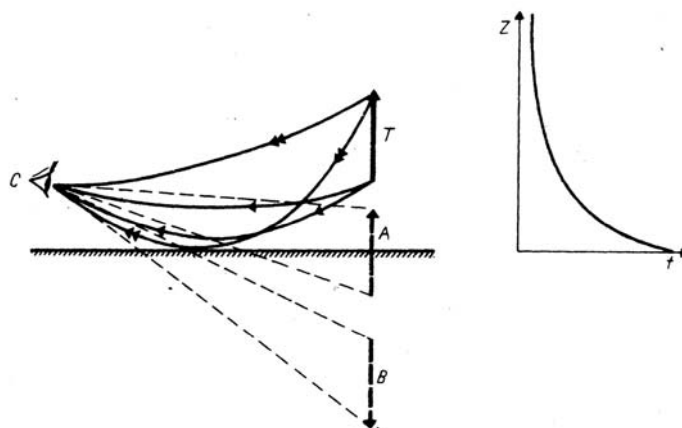
A refrakció másik következménye a Nap és a Hold alakjának torzulása. A látóhatár közelében lévő égitest alsó széléről érkező fénysugár jobban törik, mint a felsőről, ezért az alsó szél látszólagos emelkedése nagyobb mint a felsőé. Emiatt a Napot és a Holdat a horizont közelében nem kör alakúnak, hanem lapítottnak, közelítőleg ellipszis alakúnak látjuk.

Természetesen a törés jelensége földi fényforrások esetében is fellép. A földi refrakció jelensége különösen jól megfigyelhető nyáron erős felmelegedésnél, amikor egyes tárgyak körvonalai remegni látszanak. Ez a geodéták körében jól ismert jelenség.

### **Tükrözés (délibáb)**

A talaj közelében olyan nagy sűrűségkülönbség jöhet létre egyes légrétegek között, hogy a rajtuk áthaladó fénysugár valamelyik rétegből már nem lép ki, hanem visszaverődik. Ilyen légköri viszonyok mellett egy tárgyról nem egy, hanem kettő, esetleg több képet kapunk. A képek között lehet fordított állású is. A tárgyról érkező direkt, visszaverődést nem szenvedett sugarak útja is erősen görbült, ezért a tárgy direkt képe nem a tárgy helyén látszik.

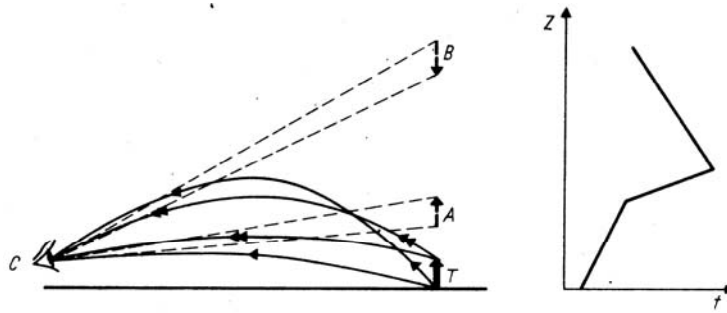
**Alsó tükrözésről** beszélünk, ha a tárgy alatt annak fordított állású képét látjuk. Ekkor a tárgyról az "egyenesen" érkező sugáron kívül a 17. ábrán látható módon egy alulról visszaverődő sugár is eljut a szemünkbe. Ilyen visszaverődés akkor jön létre, ha a talaj közelében erősen felmelegedett levegő van, míg felette hideg légréteg helyezkedik el. A jelenség létrejöttéhez erős felmelegedés szükséges, leggyakrabban a déli órákban fordul elő. Erre utal a jelenség magyar neve, a *délibáb*. A jelenség rövid ideig tart, mivel az ilyen hőmérsékleti rétegződés labilis. Az alsó tükrözés nagy kiterjedésű, könnyen felmelegedő sík talaj felett, pl. a Hortobágyon, vagy sivatagokban figyelhető meg.



17. ábra. Alsó tükrözés

A **felső tükrözésnél** fordított a helyzet, ekkor a talaj közelében van hideg, felette meleg levegő. A fénysugár a felső rétegről verődik vissza, így fordított állású megemelt képet kapunk (18. ábra). A tárgy direkt képe is magasabban látszódik valódi helyzeténél. A felső tükrözés jelensége hosszantartó, mivel felfelé növekedő hőmérséklet esetén a rétegződés stabilis. Felső tükröződés erős lehűlésre képes felszín fölött jön létre (pl. jég esetében).



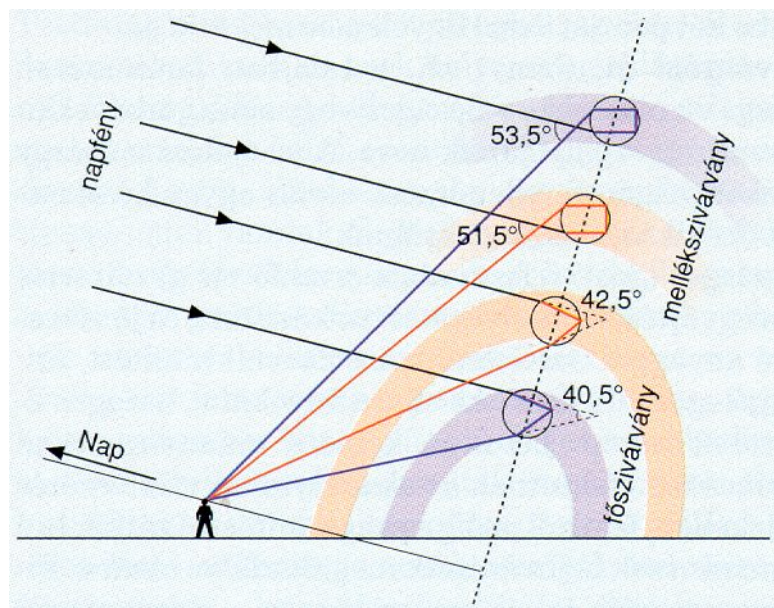


18. ábra. Felső tükrözés

Kedvező esetben oldalirányú tükrözés is létrejöhet. Ekkor a tárgy képe eredeti helyzetéhez képest elfordított.

### Szivárvány

A szivárványt az esőcseppekben megtörő és visszaverődő fénysugarak hozzák létre. A főívet a cseppekben egyszer visszaverődő sugarak alkotják, a mellékívek többszörös visszaverődések eredményei. A főív és az első mellékív sugármenete a 19. ábrán látható. Az eredeti fénysugárral bezárt szög a fény hullámhosszára (színére), illetve a törésszámra jellemző érték. A cseppekből a visszavert sugarak minden irányba kilépnek. Szemünkbe például vörös fény csak azokból a cseppekből jut, amelyek egy  $42^\circ$ -os fél nyílásszögű kúpon helyezkednek el. A kúp tengelye a Naptól érkező sugarakkal párhuzamos.



19. ábra. Fénysugár útja az esőcseppekben főív és az első mellékív esetén

### Halo-jelenség

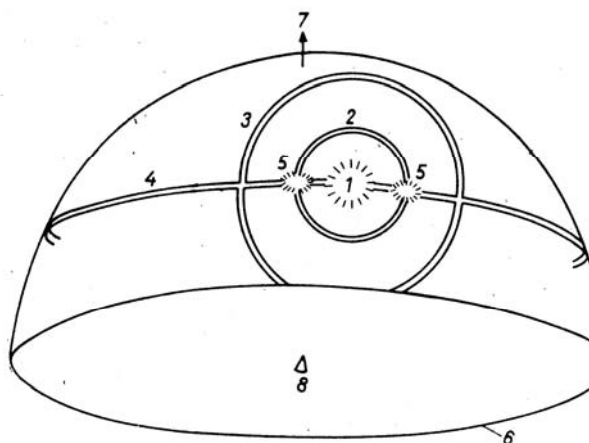
A Napot vagy a Holdat körülvevő gyengén színes fénygyűrűket halonak nevezük. A leggyakrabban látható gyűrű sugarának látószöge  $22^\circ$ . A gyűrűben kívül az ibolya, belül a vörös helyezkedik el. Kedvező esetben  $46^\circ$ -os sugarú halo is megfigyelhető esetenként látható egy fehér fényű a horizonttal koncentrikus gyűrű



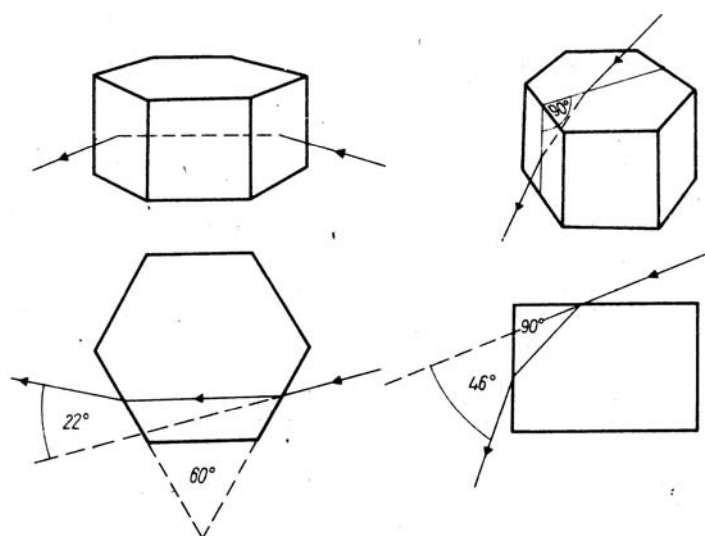
(parhelikus kör), amely áthalad a Napon. A parhelikus kör és a 22°-os halo találkozásánál fényes foltok, úgynevezett melléknapok figyelhetők meg. (20. ábra)

A halo-jelenséget a jégkristályokon megtörő vagy visszaverődő fény hozza létre. A jégkristály hatszög alapú egyenes hasáb, a rajta áthaladó fényvel szemben mint 60°-os, illetve mint 90°-os prizma viselkedik (21. ábra). A minimális eltérítés szöge 22° ill. 46°. A levegőben lebegő jégkristályok véletlenszerű forgást végeznek. Vannak olyanok, amelyek úgy helyezkednek el, hogy a rajtuk áthaladó fénysugár eltérülése minimális. A felhőnek a Naptól 22°-nyira lévő részét az észlelő emiatt fényesebbnek látja, mint a 22°-nál beljebb lévő részét.

A fénytörés hullámhossz függő, ezért a törés után a különböző színek szétvál-  
nak. A legkisebb eltérítést szenvedő vörös van belül. A vörös és az ibolya szélének  
távolsága 48'. A Naptól 22°-nyira lévő kristályok körön helyezkednek el. A parhelikus  
kört a hasábok függőlegesen álló alaplapjain visszaverődő fény okozza. Halo jelenség  
elsősorban az apró jégkristályokból álló Cirrus és Cirrostartus felhőkön figyelhető  
meg.



20. ábra. Leggyakoribb halo-jelenségek (1 – Nap, 2 – 22°-os gyűrű, 3 – 46°-os gyűrű, 4 – parhelikus-kör, 5 – melléknapok, 6 – látóhatár, 7 – zenit, 8 – megfigyelő).



21. ábra. Fénytörés a jégkristályokon

## Korona

A vékony felhőréteg úgy viselkedik, mint egy optikai rács, a felhőelemek közötti réseken áthaladó fénysugarak elhajlanak, és egymás közt interferálva hozzák létre a koronát. Minél kisebbek a felhőelemek a korona annál fejlettebb.

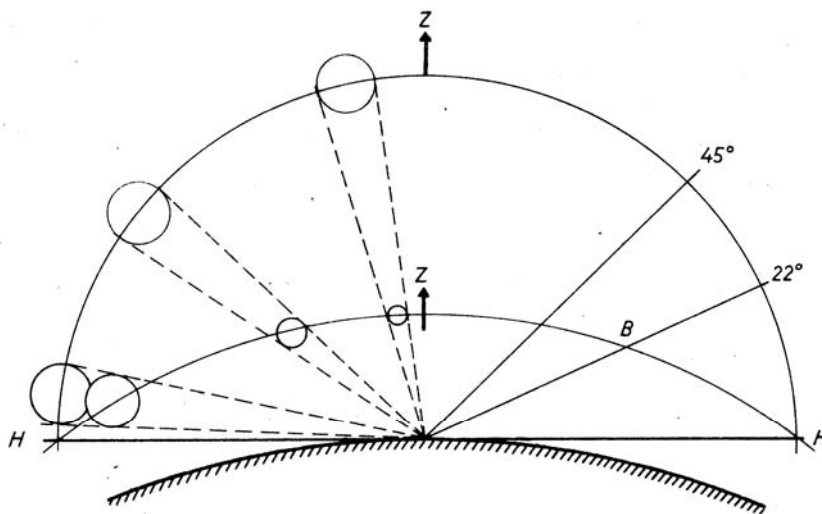
A vékony felhőn átvilágító égitesteket (Nap, Hold, fényes csillagok) egy világos gyűrű az ún. korona veszi körül. A koronában belül egy fényes színtelen, szélén gyengén sárga gyűrű, az aureola, nap, - vagy holdudvar helyezkedik el. Az aureolát koncentrikusan 2-4 gyengén színes gyűrű övezi.

## Az égbolt színe

A Napból érkező fénysugár a levegő molekuláin és az aeroszolon szóródik. Rayleigh-törvénye alapján a legerősebben a rövid hullámhosszú fénysugarak szóródnak. A színek alacsonyabb hullámhossza végén az ibolya és kék található. A legerősebb szórás ezek szenvedik el. Az égbolt különböző részeiről a szemünkbe jutó sugarak kék színűek, mivel az ibolya vesztesége olyan nagy, hogy nem jut le a talajra. Ha a levegőben sok szennyezőanyag van, és mivel azok mérete lényegesen nagyobb mint a levegőmolekuláké, a szórás kevésbé hullámhossz függő, és az égbolt színe inkább fehéres. Az ég kéksége függ a helytől, óceánok felett sötétebb, szárazföld felett pedig világosabb. Naplemente, illetve napkeltekor az ég vörös színű. Ilyenkor a rövid hullámhosszú sugarak szóródásos vesztesége olyan nagy, hogy csak a leghosszabb hullámhosszú vörös jut el a szemünkbe.

## Az égi ív látszólagos lapultsága

Ha a horizonttól a zenitig terjedő ívet megfigyeljük, a felezési ponthoz húzott egyenes a vízszintes sikkal nem  $45^\circ$ -os, hanem annál lényegesen kisebb, átlagosan  $22^\circ$ -os szöget zár be. Ez azt jelenti, hogy a felettünk levő égboltot nem félgömbnek, hanem laposabb, ellipszoid alaknak látjuk. A lapultság mértéke függ a felhőzettől és a megvilágítottságtól. Nappal felhős ég esetén a felező szöge  $20^\circ$ , míg hold nélkül, éjjel  $40^\circ$  is lehet. A jelenség következménye, hogy a vízszintes távolságot nagyobbra becsüljük, mint a függőlegest. Evvel magyarázható az is, hogy a Nap és a Hold horizont közelében nagyobbak látszik, mint a zenit közelében. A jelenség pszichológiai és fiziológiai okok következménye (22. ábra).



22. ábra. Az égi ív

## ***Szürkület***

Amikor nyugaton a Nap a horizont alá süllyed nem következik be azonnal az éjszakai sötétség. Hasonlóan napkeltekor még nincs a Nap a látóhatár síkja felett, de az éjszakai sötétség már megszűnt. A nappali és az éjszakai megvilágítottság közti átmenetet reggeli, illetve esti szürkületnek hívjuk. Egy szürkülettel kapcsolatos jelenséget, az égbolt színének megváltozásáról már szó volt. A szürkületet a fénysugarak légkörben való szóródása hozza létre. Az esti szürkület akkor kezdődik, amikor a Nap áthalad a látóhatár síkján. A megvilágítottsági érték változásának megfelelően a szürkületben két szakaszt különböztetünk meg. Az első szakasz, a polgári szürkület, addig tart, amíg mesterséges fényforrás nélkül lehet olvasni a szabadban. Felhőtlen ég esetében a polgári szürkület kb. akkor ér véget, amikor a Nap  $6^\circ$ -kal van a horizont alatt (16. ábra). A polgári szürkület során a fényes csillagok láthatóvá válnak. A második szakasz, a csillagászati szürkület, addig tart, amíg az ég jellegzetes kék színe teljesen el nem tűnik, azaz amíg be nem áll az éjszaka. Ennek végére a halványabb csillagok is láthatóvá válnak. A csillagászati szürkület akkor ér véget, amikor a Nap már  $18^\circ$ -kal van a látóhatár síkja alatt. A polgári és a csillagászati szürkület időtartama függ a földrajzi szélességtől, és az évszaktól.