Weidinger Tamás – Tasnádi Péter
ELTE Meteorológiai Tanszék | weidi@caesar.elte.hu | tasi@caesar.elte.hu

Víz a légkörben

Und wenn darauf zu höhrer Atmosphäre
Der tüchtige Gehalt berufen wäre,
Steht Wolke hoch, zum Herrlichsten geballt,
Verkündet, festgebildet, Machtgewalt,
Und, was ihr fürchtet und auch wohl erlebt,
Wie's oben drohet, so es unten bebt.
Goethe: Cumulus[1]

A földi légkör sajátossága, hogy benne a víz mindhárom fázisban előfordul.

A Naprendszer más bolygóin is találunk vizet. A leginkább kutatott Mars egyenlítői területein a hőmérséklet akár 0 °C fölé is emelkedhet, így a felszínen előfordulhatnak vízcseppecskék (vizes oldatok), viszont az alacsony felszíni nyomás (6–7 hPa) miatt a légkörben csak víz és szén-dioxid alkotta jégfelhők vannak. A négy külső gázbolygó (Jupiter, Szaturnusz, Uránusz és Neptunusz) nem rendelkezik szilárd felszínnel, de a légkörük mélyebb rétegeiben – a belső hőjüknek köszönhetően – vízfelhőket is detektáltak. Itt fontos felhő- és csapadékalkotó az ammónia (Bérczi et al., 2002). A Jupiteren és a Szaturnuszon a légköri viharok során villámokat is megfigyeltek. Sok érdekességet rejtenek e bolygók holdjai is; ilyen például az Enceladus (a Szaturnusz holdja), ahol a szilárd kéreg alatt nagy kiterjedésű víz-óceán lehet, hasonlóan az Arktisz alattihoz vagy az Antarktisz jégkérge alatti tavakhoz. Szintén jelentős mennyiségű víz és jég van a Jupiter holdjain. „Vizes hely" a mi Holdunk is, ahol a pólusok környékén – az állandóan fagyott felszín alatt – ott a jég.

A manapság oly divatos exobolygók vizsgálata során szintén találtak vízfelhőket (Szabados, 2011, Kreidberg et al., 2014).

E rövid kitekintés után térjünk vissza a Földre, s nézzük meg a víz szerepét a légkörben! A víz földi megjelenésének szépséges és leginkább látható formái a felhők, amelyek a költőóriás Goethét is lenyűgözték.[2] A felhők létezése a földi hőmérséklet-tartomány és a víz különleges tulajdonságai közötti finom egybeesésnek köszönhető.

A víz különleges anyag, nélküle nem alakulhatott volna ki és nem maradhatna fenn a földi élet (testünk több mint 90%-ban vízből áll). Arisztotelész a tűz, a levegő és a föld mellett a vizet is az őselemek közé sorolta. Pontos összetételét csak 1811-ben állapították meg. (Dalton 1808-ban még úgy gondolta, hogy a víz egy hidrogén- és egy oxigénatomból áll.)

A víz részt vesz azokban a folyamatokban, amelyek hosszabb távon befolyásolják a földi klímát, rövid távon pedig a napi időjárást. Mindezeket a folyamatokat úgy szabályozza, hogy testünk összetételével ellentétben tömegaránya mind a Földön, mind a légkörben igen csekély.

Nézzünk néhány számadatot! A Föld össztömege $5{,}98 \cdot 10^{21}$ tonna, ennek körülbelül 0,22 ezred része ($1{,}33 \cdot 10^{18}$ tonna) a víz, amelynek 96,5%-a az óceánokban található. A légkör össztömege ennek a vízmennyiségnek durván 4 ezreleke ($5{,}6 \cdot 10^{15}$ tonna), s a benne lévő víz ismét csak a levegőtömegnek a 2,5 ezreleke ($14{,}4 \cdot 10^{12}$ tonna) (Czelnai et al., 1991). Ez azt jelenti, hogy még az igen nagy nedvességtartalmú levegő sem tartalmaz 20–25 grammnál több vizet köbméterenként. Az évi csapadék és párolgás földi átlagban évente 1000 mm körüli. Hazánk átlagos csapadékmennyisége 600–650 mm, s közel ennyi a párolgás is.

A légköri víz sokoldalú hatásai rendkívül kicsiny effektusokon múlnak, szinte azt mondhatjuk, hogy a víz úgy szabályozza a légköri folyamatokat, ahogyan a néhány ppm-nyi szennyező a félvezetők áramát. A következőkben a vízgőz szerepét és hatásmechanizmusát mutatjuk be a legfontosabb légköri folyamatokban.

- A víz döntő hatást gyakorol a Föld energiaháztartására, a mechanizmus kettős. Egyrészt erősen üvegházhatású gáz, mivel az infravörös sugárzás széles spektrumát elnyeli, mintegy kétharmados arányban felelős az üvegházhatás miatti hőmérséklet-emelkedésért. Másrészt a Földön naponta $1{,}44 \times 10^{12}$ tonna csapadék hullik, ami azt jelenti, hogy a légkörben lévő víz gyakorlatilag 10 naponként kicserélődik (ez a tartózkodási idő). A Föld felszínén a víz párolgása óriási energiát emészt fel, ami azután a légkörben szabadul fel újra, amikor a pára vízcseppekké vagy jégszemekké kondenzálódik. A légkör ezredrészét kitevő víz a Napból érkező összenergia 23%-ának a forgalmát bonyolítja le a Föld felszíne és a légkör között.
- A Föld kb. 2/3-át borítja felhőzet. A felhőképződés folyamatai a víz telítési gőznyomásának, a víz túlhűthetőségének és a levegő túltelíthetőségének finom folyamatain múlnak. A felhőzet a sugárzás visszaverése miatt csökkenti a felszínre jutó napsugárzást, míg a hosszúhullámú sugárzást visszaveri, illetve visszasugározza. Összességében a felhőzet csökkenti, a vízgőz, mint üvegházhatású gáz, növeli a felszínre jutó energiát. A két hatás közel azonos. Ezért is bonyolult a légkör. Nehéz előre jelezni a vízgőz jövőbeni változásainak az éghajlati rendszerre gyakorolt hatását.
- A Föld légköre erős elektromos tevékenységet mutat. A felhőkben végbemenő töltésszétválásért a zivatarfelhőkben keletkező, mozgó és ütköző jégszemcsék és vízcseppek felelősek.
- A levegőben lévő vízcseppeken és jégszemcséken megtörő fény csodálatos tüneményekkel, szivárvánnyal és halójelenségekkel gyönyörködtet bennünket.

[1] Tartalmi fordítása:
S mintha becses tartalma miatt
a magasabb légrétegekbe érni volna hivatott,
oly magasra nyúlik, pompásan gömbölyödve,
tömör alakja hatalmat hirdet,
s mitől féltek s mit átéltek:
fent a fenyegető (ég), alant remeg (a föld).

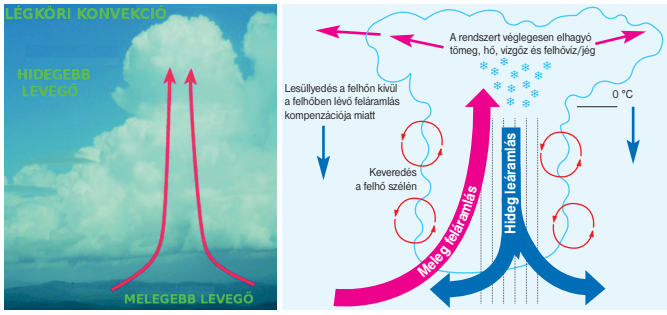
[2] Goethe nemcsak a felhőket csodálta, hanem nagyra tartotta a felhők csoportokba sorolásának megalkotóját L. Howard (1772–1864) angol gyógyszerészt is. Cikkünk mottója Goethének a felhőtípusokról írott kis ciklusából származik.

- Végül nem feledkezhetünk meg arról sem, hogy a víz jó oldószer és a tengervíz sótartalmának rendkívül kis (ezrelékes) változásai szabják meg a nagy, mélységi tengeráramlásokat.

Konvekció: a légköri víz különleges tulajdonságainak érvényesítője

Mindezek a hatások a víz molekulaszerkezetéből, sajátságos tulajdonságaiból fakadnak. Érvényesülésükhöz azonban a légkör és a tenger melegedési mechanizmusából fakadó konvekció is szükséges. A légkör a Napból érkező rövidhullámú sugárzás nagy részét átengedi. A rövidhullámú sugárzást a felszín nyeli el, és hosszúhullámú sugárzássá konvertálja. Ez a sugárzás melegíti a légkört. A légkör tehát a gáztűzhelyre tett lábas vízhez hasonlóan alulról melegszik, a tenger pedig felülről. A légkör ezért alapvetően instabil, folyamatosan konvekciós áramlások indulnak benne, ami a fel- és leszálló mozgások bonyolult rendszerét eredményezi. A felszálló áramlások ragadják magukkal és tartják magasban a kicsiny vízcseppeket és jégszemeket. Emiatt juthatnak érvényre a víz különleges hatásai. A felülről melegedő tengerek ennél sokkal stabilabbak, a mélységi keveredés folyamata nagyon lassú, és első pillantásra létezése is szinte érthetetlen.

Amikor a felszínközeli meleg levegő felemelkedik, kialakulnak a termikek, majd amikor az emelkedő levegő eléri a kondenzációs szintet, megjelennek a gomolyok, amelyekből megfelelő körülmények (labilitás, nedvesség, szélnyírás) esetén zivatarfelhők alakulnak ki. Ezt szemlélteti az **1. ábra**.



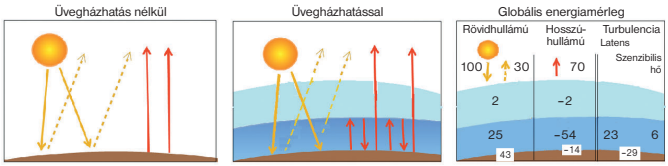
1. ábra. A konvekció kialakulása, a meleg levegő mozgása a növekvő gomolyfelhőben (balra). Csapadékot adó zivatarfelhő (Cumulonimbus – Cb) sematikus képe (jobbra) a beáramló nedves levegővel, a csapadék hűtötte leszálló levegővel és a felhőtetőnél megfigyelhető kiáramlással (a jellegzetes üllő kialakulása) (research.metoffice.gov.uk/research/nwp/numerical/physics/convection.html alapján)

Feláramlásra kényszerül a hegységen átkelő levegő, de feláramlást látunk a mérsékeltövi ciklonok frontálzónáiban is. Itt a hideg levegő kényszeríti emelkedésre a nála könnyebb meleg levegőt. Kialakul a frontálzónák több száz kilométer széles felhőzónája, amit jól ismerünk az időjárás-jelentésekből. Érdekességként megjegyezzük, hogy a mérsékelt övi ciklonok a környezetüknél hidegebb képződmények, tehát kialakulásukban és fejlődésükben nem a kondenzációs folyamatok a meghatározók. Ez csak másodlagos instabilitást jelent.

A fő ok a Föld forgásából származó tehetetlenségi hullámmozgás (3–5 ilyen különböző fázisban levő, ún. Rossy-hullám futja körbe a Földet a mérsékelt övben). Ahogy „a fedő lezárja a lábast”, úgy zárja le az alsó légkör (troposzféra) folyamatait a tropopauza. E felett, a sztratoszférában ismét melegszik a légkör, ami az ózonréteg sugárzáselnyelésének köszönhető.

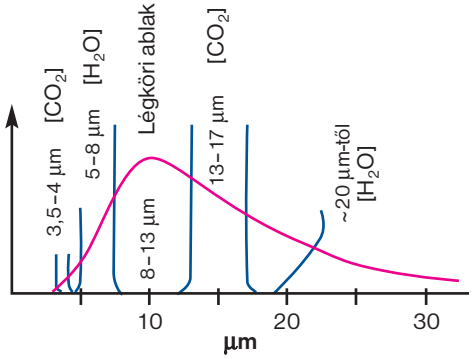
A víz mint a légköri sugárzási folyamatok alakítója

A légkör külső határára érkező rövid hullámhosszú (4 μm alatti) napsugárzás értéke kb. 342 Wm^{-2}. Ne feledjük el, hogy ez az r_F sugarú Föld felületére érkezik, ami négyszerese a vetületének ($r_F^2\pi$). A bejövő energia 30%-a visszaverődik a világűrbe, míg a fennmaradó kb. 70% elnyelődik a légkörben és a felszínen. A meteorológus szóhasználatával: a Föld-légkör rendszer globális albedója 30%. Ennek kialakításában a Föld 2/3-át borító felhőzet magas albedója, illetve a víz- (~8%) és talajfelszín (12–30%) alacsonyabb albedója játszik szerepet. A sokszor felhőbe burkolózó jég- és hófelszíneknek is magas (50–90%) az albedójuk. A felszínről visszavert rövidhullámú sugárzás és a felszín hosszúhullámú kisugárzásából származó energia egy része szintén elnyelődik a légkörben. A légkör hosszúhullámú kisugárzásának egy része ismét visszajut a felszínre, másik része elhagyja a Földet. A felszínre jutó sugárzási többlet (a légkör nélküli Földhöz képest) jelenti az üvegházhatást **(2. ábra)**.



2. ábra. A légköri üvegházhatás és a légkör energiaháztartása

A legfontosabb üvegházhatású gázok a vízgőz, a szén-dioxid, a metán, a dinitrogén-oxid, a halogénezett szénhidrogének és az ózon. A vízgőz és a szén-dioxid jelentősebb hosszúhullámú sugárzáselnyelési sávjait a **3. ábrán** mutatjuk be. Felhívjuk a figyelmet a 8–13 μm-es tartományra, ahol csak néhány kisebb elnyelési sáv található. Ez a légköri ablak, ahol a hosszúhullámú sugárzás szinte zavartalanul távozhat. Ez a szerencsénk; az üvegházhatás csak mérsékelt erősségű.



3. ábra. A vízgőz és a szén-dioxid legfontosabb hosszúhullámú elnyelési sávjai. A Planck-függvény a 288 K átlaghőmérsékletű felszín kisugárzására vonatkozik

Az üvegházhatás 33 °C-kal növeli a felszínközeli átlaghőmérsékletet. A legnagyobb hozzájárulást a vízgőz adja. A többi üvegházhatású gázzal ellentétben, amelyeknek a légköri tartózkodási ideje évtizedes-évszázados nagyságrendű, a vízgőzé kevesebb, mint két hét.

A kutatások igazolták, hogy a vízgőz önmagában nem lenne képes tartósan biztosítani az üvegházhatásból származó többlethőmérsékletet (Bartholy et al., 2011). A hosszú tartózkodási idejű üvegházhatású gázok hiányában egy-két évtized alatt a Föld

felszínének szinte teljes egésze eljegesedne (légkörfizikai és -dinamikai okok).

A víz mint üvegházhatású gáz (+), és a felhőzet alkotójaként mint a rövidhullámú sugárzást visszaverő (–), illetve a hosszúhullámú sugárzást elnyelő, majd a felszín (+) és az ég felé kisugárzó (–) légköri alkotó, összetett módon befolyásolja a felszíni hőmérsékletet.

A felhőzet önmagában csökkenti a globális átlaghőmérsékletet (Lábó és Geresdi, 2010).

Összességében a felszín sugárzási energia többlettel rendelkezik (29%), míg a troposzféra több energiát sugároz ki, mint amennyit kap. A sugárzási folyamatok önmagukban nem magyarázzák a légkör energiaháztartását. Kell még két tag – a szenzibilis (vagy látható) hőszállítás és a párolgás (vagy látens hőszállítás). Ez a légköri turbulencia, a felszín-bioszféra-légkör kölcsönhatások birodalma *(3. ábra)*.

Ami biztos: növekvő üvegházhatású gázkoncentráció növekvő felszínre jutó sugárzást, vagyis melegedést okoz. A növekvő hőmérséklet pedig növekvő felszínközeli vízgőz-koncentrációt jelent (1 K hőmérséklet-növekedés hozzávetőlegesen 1% relatív nedvességemelkedést). A felhőzet eloszlásának, szerkezetének és mennyiségének jövőbeni alakulása, az aeroszol sugárzásgyengítő hatásának változása azonban további kutatásokat igényel.

Felhő- és csapadékképződés

A felhő- és csapadékképződés és a vele járó energiaszállítási folyamatok már kifejezetten a víz különleges tulajdonságainak és a légkör alulról való melegedéséből fakadó konvekciónak a következménye. A légkör energia-egyensúlyának kialakításában a víz azért játszik meghatározó szerepet, mert a jég olvadáspontja a hasonló molekulatömegű anyagokhoz képest nagyon magas, s így végbemehet a troposzférában a párolgás-lecsapódás folyamata. A földi anyagok között a víz fajhője egyébként az egyik legnagyobb (cseppfolyós állapotban kb. 4200 $Jkg^{-1}K^{-1}$). A párolgás is „hatalmas” energiabefektetést igényel, 1 kg víz elpárologtatásához ~2,5 millió joule energia szükséges. Mindezek mögött a hidrogénhídkötés rejtőzik, hiszen a párolgáshoz gyakorlatilag az összes hidrogénhídkötést fel kell törni.

A csapadékképződés során a felemelkedő nedves levegő a hőmérséklet csökkenésével gyorsan telítetté válik, és a vízgőz kicsapódik. A felhőkben kicsapódó víz a légkört melegíti. Ez az oka annak is, hogy a hegységeken átkelő, csapadékot adó levegő a leszálló oldalon melegebb lesz. Ez a lezúduló főnszél – például az Erdélyi medencében fújó Nemere – szárítja a hegyek szél mögötti oldalát.

A telítési és kicsapódási folyamat azonban két meglepetéssel is szolgál. Az elsőt a laboratóriumi kísérletek adják: a tiszta víz rendkívüli mértékben, akár 100%-kal is túltelíthető. A másodikat pedig a felhők, amelyekben a tapasztalat szerint a légköri vízpára túltelítettsége legfeljebb 0,3–0,5% lehet. A jelenség megértéséhez a homogén és inhomogén nukleáció kérdésének tisztázása adja a kulcsot. A tiszta vízpára homogén nukleációval kondenzálódik, s a nukleuszok egyenletes kialakulása csak nagy túltelítés esetén valósulhat meg. A levegőben azonban mindig vannak kicsiny részecskék, amelyek a víz kondenzációs magvaivá válhatnak, s az így létrejövő heterogén nukleáció már kisebb túltelítés esetén is végbemehet.

A csapadékképződés egyik kulcskérdése, hogy hogyan keletkezhet a zivatarfelhőben nagyjából félórányi idő alatt hatalmas zápor, esetleg jégeső is. A bonyolult folyamat máig sem tisztázott minden részletében, egyik elemét mégis érdemesnek látjuk kiemelni.

A csapadékképződés meggyorsítása a jég- és vízfelszínek közötti kicsiny különbséghez kapcsolódik. A zivatarfelhőkben többnyire együtt léteznek a kis jégszemcsék és a túlhűlt vízcseppek. A telítési gőznyomás a túlhűlt cseppek felett általában nagyobb, mint a jégszemcsék közelében. Emiatt diffúziós áram indul a vízcseppek felől a jégszemcsék felé.

A víz átpárolog a jégre. A meghízó jégszemcsék súlya megnő, és emiatt lefelé zuhannak, „kiesnek” a felhőből. (A csapadék lehet jégeső, de az esőcseppek megolvadása esetén közönséges eső is.)

Villámok, töltésszétválasztás

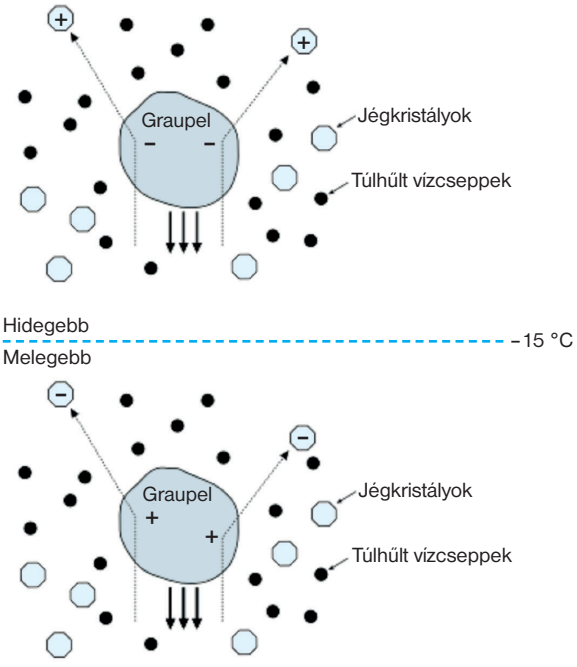
A heves konvekció képes nagyobb aeroszol-részecskék magasban tartására és felfelé sodrására is. Mivel a víz a felhőkben mindhárom halmazállapotában létezhet, az aeroszol-részecskék lehetnek vízcseppek és jégszemek is. Mindez a vízmolekula poláros tulajdonsága miatt különleges elektromos tulajdonságokat is indikál. A tapasztalat szerint az ionoszféra és a Föld hatalmas gömbkondenzátort alkot, amelynek pozitív fegyverzete az ionoszféra, a negatív pedig a Föld felszíne. A hatalmas kondenzátor azonban, amelynek feszültsége mintegy 400 kV, „szivárog,” és mintegy fél óra alatt kisülne, ha nem lenne töltésutánpótlás. A töltésutánpótlás forrását sokáig keresték, ma már tudjuk, hogy a zivatarfelhők biztosítják a folyamatos feltöltést. A zivatarfelhőkben szétváló töltéseket pedig a villámok szállítják a földre (Uman, 1987).

A rendkívül érdekes és sok részletében még nem felderített témakörből most egyetlen kérdéskört emelünk ki: miért válnak szét a zivatarfelhőben a pozitív és a negatív töltések? A kérdésre jelenleg nem adható egyértelmű válasz, sokféle folyamat képzelhető el, ami töltésszétváláshoz vezet, problémát okoz azonban a gyors időbeli fejlődés. A zivatarfelhők élettartama hozzávetőlegesen egy óra.

Annyi azonban bizonyos, hogy az elektromos folyamatokban a felhő jégszemcséi és vízcseppjei alapvető szerepet játszanak. Két hatást mindenképpen figyelembe kell venni: az egyik a jól ismert megosztás jelensége, a másik a jégszemcsék ütközésekor lezajló töltésszétválás. Az induktív elméletek szerint a lefelé eső nagyobb jégszemcsék töltéseloszlását a felhő elektromos tere megosztással inhomogénné teszi, s amikor a jégszemek ütközés következtében vagy melegebb zónába érkezve a melegedés miatt széttöredeznek, akkor a tapasztalat szerint a kisebb jégszemek pozitív töltésűvé, a nagyobbak negatívvá válnak. A kicsiket azután a feláramlás magával ragadja, és a felhő tetejére viszi, míg a nagyobbak tovább esnek lefelé, s ott negatív zónát képeznek.

Jelenleg inkább elfogadott, hogy a töltésszétválás többé-kevésbé független az elektromos térerősségtől. Az elmélet szerint a töltéseloszlás a könnyű jégkristályok és a nagyobb graupelek ütközésén s a felhőben lévő túlhűlt víz mennyiségén múlik. Laboratóriumi mérések szerint a felhőelemek ütközését követően a részecskék töltésének előjele a hőmérséklettől függ. Ütközés után a lefelé eső graupelek töltése –15 °C-nál alacsonyabb hőmérsékleten negatív, a jégkristályoké pedig pozitív lesz. A –15 °C-nál magasabb hőmérsékleti tartományban a töltések éppen ellenkező módon alakulnak, a nagy graupelek töltése lesz pozitív, és a kicsiny jégkristályoké negatív **(4. ábra)**. Az elmélet szerint a kritikus –15 °C-os szinten negatív töltések halmozódnak fel. Ez már megmagyarázza a –15 °C-os izotermánál megjelenő negatív töltésű tartományt, s a felette a feláramlással felfelé sodort könnyű pozitív jégkristályokból kialakuló pozitív tartományt (Saunders, 2008).

A –15 °C-os szint alatt a lefelé mozgó graupelek pozitívvá válnak. Belőlük alakul ki a felhő alján a pozitív tartomány. Az ütközés során a feltöltődés kvalitatívan a jégszemcsék és a graupelek



4. ábra. A töltésszétválasztás vázlatos mechanizmusa –15 °C alatt és felett

különböző növekedésével magyarázható. Mindkét részecske a túlhűlt vízcseppek befogásával és a vízpára depozíciójával és kondenzációjával növekedik: –15 °C alatt a jégszemcsék, felette a graupelek növekedése gyorsabb. Az ütközések során a vastagabb külső vízréteggel rendelkező részecskéből kerül át folyadék és ezzel együtt negatív töltés a másikra. Ennek megfelelően a vékonyabb vízréteggel borított részecske negatív, a vastagabbal borított pozitív lesz.

A helyzet persze nem ilyen egyszerű, a különböző hőmérséklet- és páratartalom-eloszlású felhőkben más-más hatások alakítják ki a felhők elektromos tulajdonságait, s nem is mindig ugyanolyan töltéseloszlással.

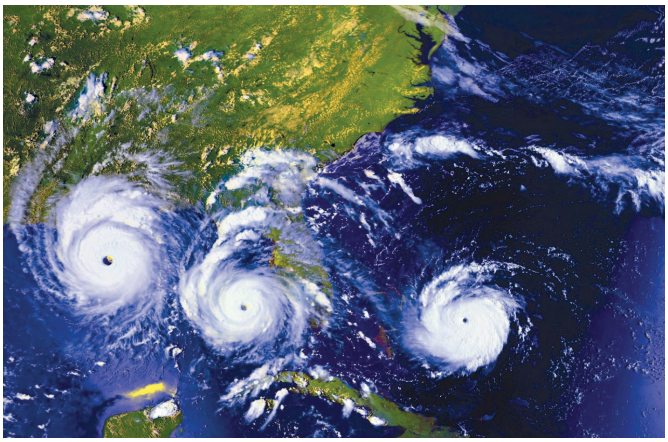
A víz szerepe a légköri folyamatok fejlődésében

A cikk korábbi részében már megismerkedtünk a konvekcióval és a zivatartevékenységgel. A következőkben a trópusi ciklonokkal, az általános cirkuláció mozgásrendszereivel, majd az óceáni hatásokkal foglalkozunk.

Trópusi ciklonok, hurrikánok

A nagyon heves konvekciós folyamatok és a magas páratartalom miatt fellépő extrém látens hőszállítás és felhőképződés különlegesen pusztító következményei a hurrikánok. Emanuel (1991) állítása szerint évente körülbelül 50 örvénylő rendszer alakul ki a trópusi vizek fölött, amely hurrikánná fejlődik, ezek közül jó néhány el is éri a szárazföldet.

A pusztító erejű szelekkel és felhőszakadással járó hurrikánok amellett, hogy gyakran emberi áldozatokat is szednek, mindig igen komoly anyagi károkat okoznak. A hurrikánok keletkezésének feltétele a különlegesen meleg tengervíz. A „hurrikán-csíra” a meleg (kb. 27 °C-os, azaz 300 K hőmérsékletű) óceánfelszín fölött keletkező nyomási depresszió, amelyben a felszínnel érintkező nedves légtömeg összeáramlik és hevesen emelkedik. A beáramló levegőt a Coriolis-erő forgatja meg, ezért a hurrikánok az 5. és a 15. szélességi körök között keletkeznek, ahol a tengervíz nagyon meleg és a Coriolis-erő is elegendően nagy. A heves feláramlásban a levegő gyorsan hűlne, a nagy páratartalom kicsapódása azonban hatalmas felhőket hoz benne létre, és a felszabaduló hő miatt a ciklon közepe továbbra is meleg: kialakul a „forró torony”-nak nevezett képződmény, ami már a heves vihar előjele. A trópusi ciklon különlegessége a vihar közepén kiépülő szem, amelyben a lefelé áramló levegő feloszlatja a felhőket **(5. ábra)**.



5. ábra. Az Andrew hurrikán fejlődése, 1992. augusztus 23-, 24- és 25-én

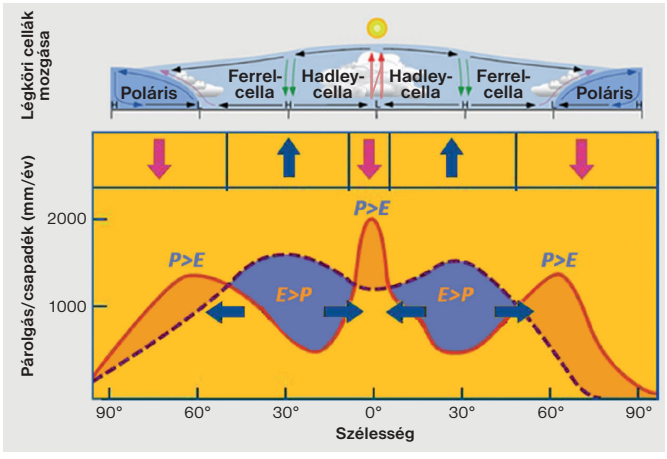
Érdekes, hogy a trópusi ciklonokat gyakran modellezik termodinamikai szempontból Carnot-körfolyamattal. Ezzel a közelítéssel a hurrikánok mintegy 33%-os hatásfokkal konvertálnák a meleg tengervíz energiáját a vihar szelének kinetikus energiájává (Fejős és Tasnádi, 2013).

Az általános cirkuláció mozgásrendszerei, a csapadék eloszlása a Földön

Az általános cirkuláció is döntően a konvekciós folyamatok következménye.

A globális légkörzés nagyléptékű modelljét három egymásba kapcsolódó cirkulációs cella alkotja **(6. ábra)**. Az Egyenlítő térségében felemelkedő levegő mintegy másfélszer megkerülve a Földet a Hadley-cella leszálló ágában éri el a térítőköröket. A mérsékelt övet az indirekt forgásirányú Ferrel-cella, míg a magas szélességeket a direkt forgási irányú poláris cella jellemzi. Ez utóbbi két cella gyenge intenzitású. A mérsékelt és a magas szélessége-

6. ábra. Az általános cirkuláció sematikus képe, benne a szélességi körök szerint átlagolt csapadék (P) és párolgás (E) mennyisége



ken a Rossby-hullámokban kialakuló ezer km-es karakterisztikus méretű ciklonok-anticiklonok felelősek a hő- és a vízgőzszállításért. Ezek a függőleges tengelyű örvények alakítják az időjárást. Jól látszik a *6. ábrán* a Ferrel-cella határán kialakuló polárfronti zóna. Természetesen a cellák intenzitása és helyzete az év során változik a Nap járásával. Nyáron a Ferrel-cella s így a ciklonok, anticiklonok pályája északabbra tolódik, míg télen délebbre. Hazánk időjárását is a ciklonok, anticiklonok határozzák meg. Télen gyakoribbak az Atlanti-óceán térségéből érkező ciklonok, mint a nyári félévben. Természetesen fontosak a regionális hatások, például a mediterrán ciklonok vagy a téli időjárásunkat alakító, Kárpát-medencében „megülő" hideg légpárna.

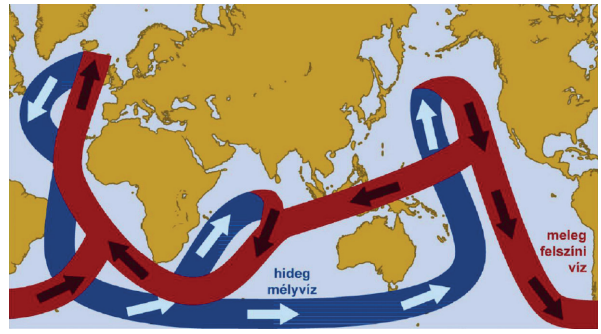
Az áramlási rendszer meghatározza a párolgás és a csapadék szélességi körök szerinti eloszlását is. Az egyenlítői, illetve a mérsékelt és a magas szélességeken számíthatunk csapadéktöbbletre *(6. ábra)*. A szubtrópusi óceánokból a legnagyobb a párolgás. Nem ellentmondás, hogy ezeken a szélességi körökön vannak a Föld nagy sivatagjai is. Az általános cirkuláció mozgásrendszerei alakítják a nedvesség szállítását az Egyenlítő, illetve a mérsékelt öv felé. Az évi csapadék és párolgás összességében egyensúlyban van. A légköri folyamatok után nézzük a Föld 71%-át borító óceánokat!

Óceáni hatások

A szél hajtotta nagy óceáni köráramlatok a pólusok felé meleg, az Egyenlítő felé hideg tengervizet szállítanak. Ezek az áramlások az óceánok néhányszáz méteres felső rétegében zajlanak, s roppant víztömegeket szállítanak. A Golf-áram vízhozama például 100 millió m^3s^{-1}, ami hozzávetőlegesen 1000-szerese az Amazonasénak és 20 000-szerese a Dunáénak.

A köráramlatok a globális klímában legfeljebb néhány tízévnyi skálán okoznak változásokat. A tengerészek azonban már régen észrevették, hogy az óceánok nemcsak a felületi rétegben, hanem a mélyrétegekig átkeverednek. Ezek már évszázados, vagy néhány évezredes skálán is befolyásolhatják a klímát. Kialakulásuk nem magyarázható pusztán a felszíni áramlások ismeretében. Hasonlattal élve: ami a légkörben a víz, az az óceáni folyamatokban a só.

Az alulról melegedő légkörben a vízgőz fázisátalakulási hője „fűti az emelkedő levegőt", s teszi labilissá. A felülről melegedő és párolgó óceánban a sókoncentráció emelkedése növeli a víz sűrűségét, és megindítja a lefelé áramlást, az óceán mélységi átkeveredését. Az óceánok vertikális, mélységi vízkörzését termohalin cirkulációnak nevezzük, mert a hőmérsékleti különbségek mellett döntő szerepet játszik a sótartalom változása. A magasabb szélességeken az óceánok hideg vize alábukik, és a mélyben szétterülve az alacsonyabb szélességek felé halad. A mélyben áramló víz a kontinuitás miatt természetesen valahol ismét a felszínre emelkedik, majd a pólusok felé vándorol. A következőkben ennek a mélységi vízkörzésnek a tulajdonságait vázoljuk.



7. ábra. A nagy óceáni szállítószalag. Piros színnel a meleg felszíni, míg kék színnel a hideg mélyóceáni áramlatokat jelöljük (az Egyenlítő felé haladó felszíni áramlatok a környezetüknél hidegebb, míg az alacsonyabb szélességek felé tartó áramlatok a környezetüknél melegebb víztömeget szállítanak)

A termohalin cirkuláció lényegét legjobban szemléltető „nagy óceáni szállítószalag" elképzelést Broecker alkotta meg 1991-ben (Broecker, 2010). A szállítószalag kiterjed mind az északi, mind a déli félteke óceánjaira. A mélyben mozgó hideg áramlat utánpótlása valahol az Atlanti-óceán északi részén van **(7. ábra)**. Mindazonáltal a termohalin cirkuláció pontos hajtóereje máig vitatott, egyes tulajdonságait azonban már biztosan megismertük.

Az Atlanti-óceánon észak felé mozgó meleg áramlat a légkörrel való kölcsönhatás, a párolgás, a csapadékhullás és a hőcsere miatt lehűl, sűrűsége mind a hőmérséklet-csökkenés, mind a sótartalom növekedése miatt megnő. Ennek köszönhető a Nyugat-Európa partjai mentén kialakuló enyhe telű óceáni éghajlat, ami a Föld legfelhősebb területei közé tartozik. Az észak-atlanti vizeken – a nagy felszíni sókoncentráció és a mélységgel alig változó hőmérséklet miatt – az óceáni vízoszlop rétegződése instabillá válik, és a Golf-áramlat alábukik. A lefelé áramló víz nagy mélységig átkeveredik, és a konvektív keverés hatására nagy tömegű homogén „víztest", úgynevezett mély óceánvíz keletkezik. Az újonnan keletkező víztömeg az alámerülés helyétől horizontálisan távolodik, tulajdonságait (sótartalom, hőmérséklet, sűrűség) csak fokozatosan, újabb víztömegekkel keveredve változtatja meg. Ezután a mély óceánvíz ismét felemelkedik, a felette lévő rétegekkel turbulensen keveredve megváltoztatja tulajdonságait, és visszaáramlik keletkezési helye felé.

A nagy szállítószalagot vizsgálva felmerül a kérdés, vajon miért nem keletkezik mély óceánvíz a Csendes-óceánon. A Csendes- és az Atlanti-óceán közötti különbség kétségtelenül indokolható a szárazföldek elhelyezkedésével, illetve a tengerfenék domborzatával, hiszen az Atlanti-óceán zártabb melléktengerei jobban ked-

1. táblázat. Az éves és az évszakos átlaghőmérséklet (2 m-es magasságban mérik) és a csapadékösszeg változása hazánkban a 2021–2050-es időszakra. Az OMSZ-nél futott REMO5.0 regionális éghajlati modell (25 km-es rácsfelbontás) bemenő adatait az ECHM/MP1-OM német globális éghajlatmodell (Hamburg, Max Planck Intézet) szolgáltatja, melynek rácsfelbontása 200 km
(Szépszó és Horányi, 2008 alapján)

Célprognózis: 2021–2050, referencia-periódus: 1961–1990										
Modell/Változás	**REMO5.0 beágyazott regionális éghajlati modell**					**ECHM/MP1-OM globális éghajlati modell**				
	Év	*Tavasz*	*Nyár*	*Ősz*	*Tél*	*Év*	*Tavasz*	*Nyár*	*Ősz*	*Tél*
Hőmérséklet ΔT (°C)	1,4	1,1	1,4	1,6	1,3	1,7	1,3	1,9	2,1	1,5
Csapadék ΔPrecip (%)	–1	–7	–5	3	7	–4	–6	–15	0	5

veznek a sótartalom megőrzésének és további dúsulásának, mint a Csendes-óceán nagy nyílt tere. Az igazi ok azonban akkor található meg, ha megvizsgáljuk a két térség párolgási és csapadékviszonyait, valamint a felszíni vízáram hőmérsékletét és sótartalmát. Érdekes, hogy a nagy óceáni kóráram működését ismét egy kicsiny, a légköri vízzel kapcsolatos hatás, a párolgás mértéke befolyásolja.

Az Atlanti-óceán felszíni sótartalma 35, a Csendes-óceáné csak 32 ezrelék. Az Észak-Atlanti-óceán édesvíz-utánpótlása (csapadék és folyóvíz) 1040 mm $év^{-1}$, párolgása 1030 mm $év^{-1}$. A Csendes-óceán északi részére vonatkozóan ugyanezek az adatok rendre 910 mm $év^{-1}$ és 550 mm $év^{-1}$. Megtaláltuk tehát a döntő különbséget. A Csendes-óceán vize sokkal inkább hígul, mint az Atlanti-óceáné (Wright, 2004).

Meglepő a Csendes-óceán csekély párolgása! A nagy szállítószalag azonban magyarázatot ad erre is. Az Atlanti-óceánon a szállítószalag folyamatosan meleg vizet hoz a felszínen. A Csendes-óceánon pedig éppen a mélyből felbukó hidegebb víz terül szét. A hideg tengerfelszín lehűti a felette lévő levegőt, így csökkenti annak párabefogadó képességét, és ezzel csökken az óceán párolgása is. Az óceán sótartalma nem növekszik. A számítások szerint a Csendes-óceán felszínéről a víz, csekély sótartalma miatt, még akkor sem süllyedne a mélybe, ha hőmérséklete 0 °C lenne. Paradox módon tehát éppen a felszín alacsony hőmérséklete akadályozza meg, hogy a Csendes-óceánban a víz sűrűsége elegendő nagy legyen az alábukáshoz és az óceáni mélyvíz képzéséhez.

Csapadék, párolgás és az aszályhajlam: globális folyamatok, hazai trendek

A konvektív folyamatok, majd az általános cirkuláció és az óceánok mozgásrendszereinek áttekintése után ismerkedjünk meg a hazai éghajlati viszonyokkal s a közeljövő várható tendenciáival egy melegedő Földön!

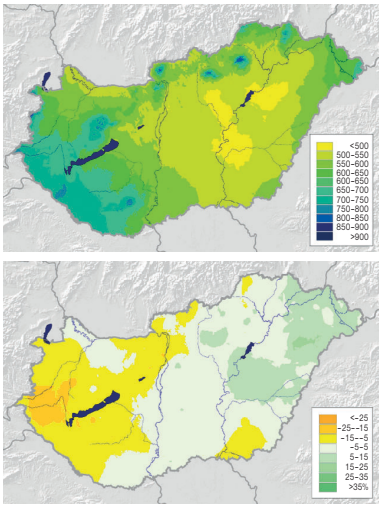
A Kárpát-medence éghajlatát három hatás (óceáni, kontinentális, mediterrán) alakítja. Magyarországon az évi középhőmérséklet 10–11 °C; az átlagos évi csapadék 600–650 mm, az Alpokalján 700–750 mm feletti, míg Hortobágyon 500 mm alatti **(8. ábra)**. Az évi csapadék kismértékben meghaladja az évi párolgást. Az aszály éghajlatunk sajátossága, amivel együtt kell élnünk.

Sokakat érdeklő téma az éghajlatváltozás. Elfogadott tény, hogy az üvegházhatású gázok növekvő kibocsátásának következményeként nő a globális átlaghőmérséklet. Hazai kutatások szerint ez a növekedés a Kárpát-medencében meghaladja a globális átlagot.

Az Országos Meteorológiai Szolgálatnál (OMSZ) és az ELTE Meteorológiai Tanszékén folynak olyan kutatások, amelyek a globális és a beágyazott (Kárpát-medence térségére vonatkozó) regionális éghajlati modellek alapján elemzik a 21. század lehetséges változásait.

Nézzünk néhány eredményt a 2021-től 2050-ig terjedő időszakra! 2050 nincs messze. Ha visszatekintünk, ugyanolyan távol van, mint 1980, s arra még jól emlékszünk. Az OMSZ korai modellszámításai (Szépszó és Horányi, 2008; **1. táblázat**) és a későbbi részletesebb, több regionális éghajlati modell feldolgozásán alapuló vizsgálatok (Bartholy et al., 2011; Bartholy és Pongrácz, 2013) hasonló eredményeket szolgáltattak.

Az elmúlt 30 évben a hazai évi középhőmérséklet emelkedése az OMSZ adatai szerint 1,2–1,8 °C volt. Hasonló arányú változásra számíthatunk az elkövetkező 2021–2050-es időszakban is. A csapadék az egyik legváltozékonyabb éghajlati elem. Az egyik évben leeshet az átlagérték fele, a másikban a másfélszerese. Nem



8. ábra. Az átlagos évi csapadékösszeg 1971–2000 (felül) és az éves csapadékösszeg %-os változása 1960 és 2009 között (alul) (adatok forrása: Bartholy és Pongrácz, 2013, Országos Meteorológiai Szolgálat – www.met.hu)

látunk trendszerű változást az országos átlagban az 1971 és 2000 közötti 30 évben; az egyes kistájakon azonban igen. Dunántúlon csapadéknövekedést, az Alföldön inkább csökkenést detektáltak *(8. ábra)*. A 2021–2050-es időszakra az éves csapadékmennyiségben kismértékű (1–7%) csökkenés valószínűsíthető. A várható szárazodás mértéke tavasszal lesz a legnagyobb. Télen kismértékű csapadéknövekedésre számíthatunk (lásd Anda et al., 2011 jegyzetét is).

A külföldi modellszámításokkal egyezően növekszik majd az időjárási szélsőségek gyakorisága, kevesebb fagyos napra, több és hosszabb hőhullámra s gyakoribb nyári aszályokra számíthatunk, de nő a nagy csapadékos helyzetek valószínűsége is. Gyakrabban találkozunk majd az ideihez hasonló, szélsőséges nyári időjárással.

A kilátások nem biztatóak, de a változások üteme még lehetőséget ad egy klímabarát gazdaság kialakítására, ami rajtunk is múlik.

IRODALOM

Anda A., Burucs Z., Kocsis T., 2011: Globális környezeti problémák és néhány társadalmi hatásuk. e-jegyzet, Kempelen Farkas Hallgatói Információs Központ.

Bartholy J., Bozó L. és Haszpra L. (szerkesztők), 2011: KLÍMAVÁLTOZÁS – 2011 Klímaszcenáriók a Kárpát-medence térségére. Fólium Nyomda Kft, Budapest, 287.

Bartholy J., Pongrácz R. (szerk.), 2013: Klímaváltozás. e-jegyzet, Eötvös Loránd Tudományegyetem.

Bérczi Sz., Hargitai H., Illés E., Kereszturi Á., Opitz A., Sik A., Weidinger T., 2002: Bolygólégkörök atlasza. ELTE TTK Kozmikus Anyagokat Vizsgáló Űrkutató Csoport, Uniconstant, Budapest–Püspökladány, 28.

Broecker, W. S., 2010: The great ocean conveyor: discovering the trigger forabrupt climate change, Princeton Press, Princeton, 176.

Czelnai R., Götz G., Iványi Zs., 1991: Bevezetés a Meteorológiába II. A mozgó légkör és óceán. Tankönyvkiadó Vállalat, Budapest, 403.

Emanuel, K. A., 1991: The theory of hurricanes. Annu. Rev. Fluid Mech. (1991) 23, 179–196.

Fejős Á.,Tasnádi P., 2013: Hogyan működnek a hurrikánok, Légkör, 58, 136–142.

Kreidberg, L., Bean, J. L., Désert, J.–M., Benneke, B., Deming, D., Stevenson, K. B., Seagar, S., Berta-Thompson, Z., Seifahrt, A., Homeier, D., 2014: Clouds in the atmosphere of the super-Earth exoplanet GJ 1214b. Nature, 505, 69–72.

Lábó E., Geresdi I., 2010: A felhők szerepe az éghajlatváltozásban. Földrajzi Közlemények, 134, 2. 115–127.

Saunders, C., 2008: Charge Separation Mechanisms in Clouds. Space Science Review, 137, 335–353.

Szabados L., 2011: Víz az univerzumban. Magyar Tudomány,12. sz.

Szépszó, G., Horányi, A., 2008: Transient simulation of the REMO regional climate model and its evaluation over Hungary. Időjárás, 112, 3–4, 203–231.

Uman, M. A, 1987: The Lightning Discharge, Academic Press, Orlando, 1987.

Wright, J., 2004: Global fluxes of heat and freshwater. Ocean Circulation ed. Bearman Gerry, The Open University, Milton Keynes, Butterworth-Heinemann, 240.

Köszönetnyilvánítás. A szerzők köszönetet mondanak Lázár Dórának (ELTE Meteorológiai Tanszék) az ábrák elkészítésében nyújtott segítségéért.