

VÍZ A LÉGKÖRBEN

Weidinger Tamás , Tasnádi Péter 

ELTE Meteorológiai Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/A
e-mail: weidi@caesar.elte.hu, tasi@caesar.elte.hu

Water in the atmosphere

A cikket a szerzők Illy Judit emlékének ajánlják.

Abstract

Water is a special (anomalous) substance. It is the only one on the Earth that exists in all three phases at the same time. It is the most important greenhouse gas and it is an indispensable basis of life. The water also plays an important role in the atmospheric radiation and climate processes through the formation of clouds and precipitation. It can be found on the celestial bodies in the solar system especially in large quantities on the moons of Saturn, Jupiter and Neptune. Water is also being on Mars and on the Moon, even on exoplanets.

Role of the water vapour in the greenhouse effect, as well as in cloud and precipitation formation in the Earth atmosphere, are presented in separate chapters. Global water cycle and the role of ocean currents in the climate system are also analysed. Climate change forecasts for the 21 century are reviewed too. An increase of the specific humidity and precipitable water vapour, while a decrease of relative humidity are predicted as a consequence of increasing Earth surface temperature. The land-ocean moisture contrast will increase during the 21 century.

Future climate change of Hungary is also investigated. Growing temperature, an increase in extreme weather situations and drought events are expected. The more and more extremal precipitation with a rather decreasing tendency is a great risk in sustaining the water balance of the Lake Balaton. Its annual natural water reserve change will decrease and the water budget becomes negative in more and more years. The increase of the temperature in the central part of the Carpathian-basin exceeds the growing of hemispherical mean, so the increase of mean temperature in Hungary will be higher than 2 °C up till the end of the 21 century from which almost 1 °C has occurred compared with the temperature at the beginning of the 20. century. We are living in a climate of rising average temperatures and extreme events.

Keywords: water vapor, greenhouse effect, climate change, water budget of Lake Balaton

Összefoglalás

A víz különleges anyag: a Földön egyidejűleg mindhárom halmazállapotban megtalálható, az élet nélkülözhetetlen alapja, s a legfontosabb üvegházhatású gázunk. A felhő- és csapadékképződésen keresztül alakítja a légkör sugárzási és éghajlati folyamatait. A víz megtalálható a Naprendszer égitestjein, különösen nagy mennyiségben a Szaturnusz, a Jupiter és a Neptunusz holdjain, de ott van a Marson és a Holdon, sőt az exobolygókon is. A Holdon pl. hidratált ásványok formájában, de találtak vízmolekulákra utaló jeleket a napsütötte oldalon is (Honniball et al., 2021).

Foglalkozunk a víz földi üvegházhatásban játszott szerepével, majd a felhő- és

csapadékképződési folyamatokat tekintjük át. Kitérünk a víz légköri körfolyamatára, és az óceáni áramlások éghajlat alakító szerepére is. Külön fejezetben elemezzük a 21. századra előre jelzett éghajlatváltozásokat. A növekvő globális átlaghőmérséklet a specifikus nedvesség és a kihullható vízgőz mennyiségének növekedését, míg a relatív nedvesség csökkenését vetíti előre. Nő a szárazföldek és az óceánok közötti nedvességi kontraszt.

Foglalkozunk hazánk éghajlatának lehetséges megváltozásával is. Növekvő hőmérsékletre, a szélsőségek és az aszályhajlam erősödésére számítunk. A Balaton vízháztartásában a szélsőségesebbé váló, s inkább csökkenő tendenciát mutató csapadék, és a növekvő párolgás jelent kockázatot. Csökkeni fog a tó természetes vízkészlet-változása, ritkábban nyithatják meg a síófoki zsilipet. A magyarországi középhőmérséklet növekedése meghaladja a félgömbi változás ütemét, így hazánkban mindenképpen 2 °C-nál nagyobb növekedésre számíthatunk a század végére, amiből a 20. század elejéhez viszonyítva már jó közelítéssel 1 °C teljesült. Növekvő átlaghőmérsékletű és egyre szélsőségesebb klímában élünk.

Kulcsszavak: vízgőz, üvegházhatás, éghajlat változási tendenciák, a Balaton vízháztartás-változása

Bevezetés

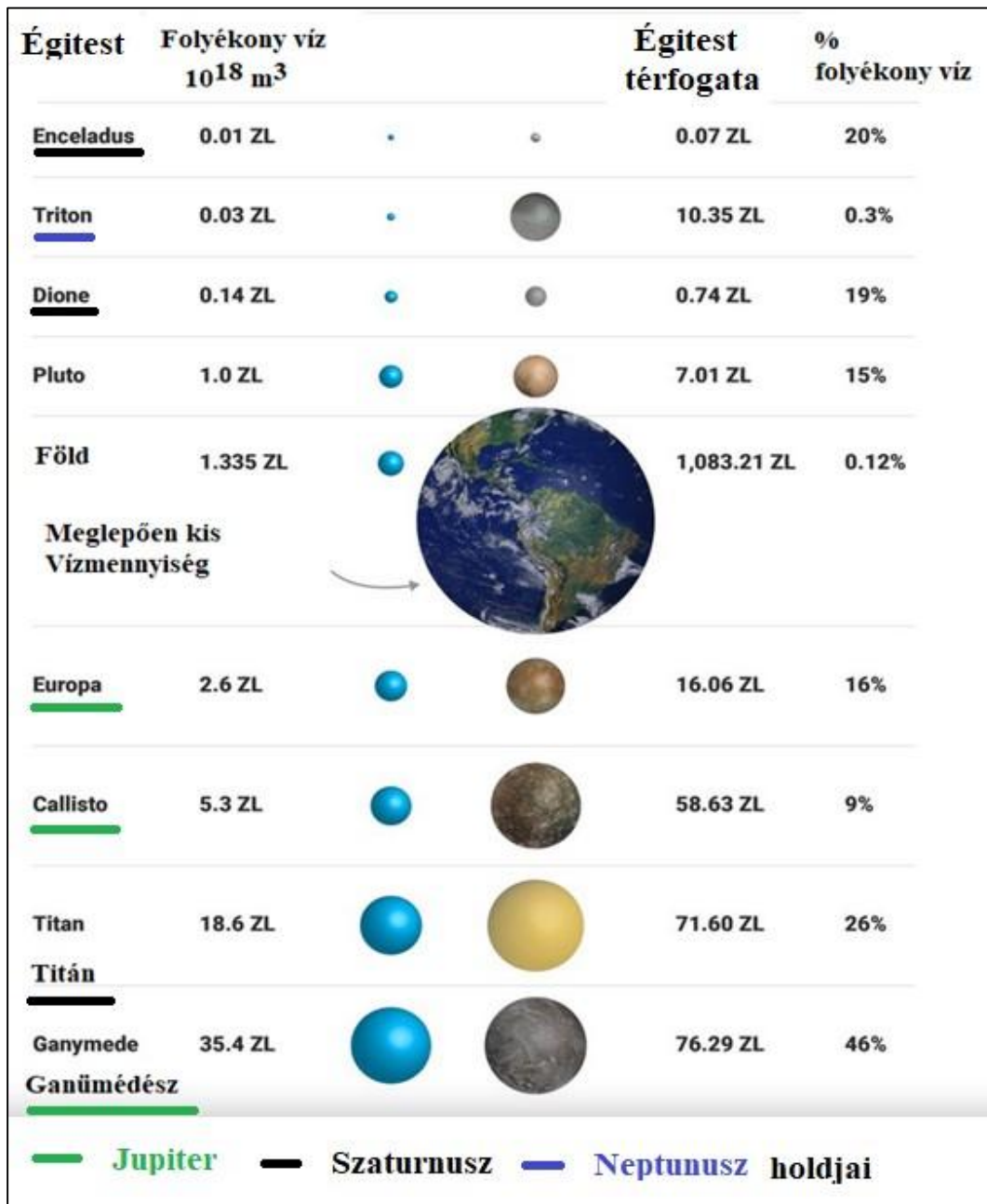
A víz különleges anyag. Gondoljunk csak a földi szférákban játszott szerepére a geológiától (ásványképződés) a talajtanon és a hidrológián át a meteorológiáig. Az óceánok felszíni vizeiben alakult ki az élet, s víz nélkül nem maradhatna fenn a szárazföldön sem. A földi sajátossága, hogy a H₂O mindhárom halmazállapotában 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 nagy oldott anyag koncentrációjú vízcseppek, viszont az alacsony felszíni nyomás (600–800 Pa) miatt a légkörben vízből (akár 10–15 km-es magasságban), illetve a mezoszférában széndioxidból álló „jégtű”-felhők lehetnek. A négy külső gázbolygó (Jupiter, Szaturnusz, Uránusz és a Neptunusz) nem rendelkezik szilárd felszínnel; légkörük mélyebb rétegeiben – belső hőjüknek köszönhetően – vízfelhőket is detektáltak. Ott fontos felhő- és csapadékalkotó az ammónia. A titán troposzférájában metánfelhőket találtak, felszínét H₂O-jég borítja, s a mélyben vízóceánok vannak. A Jupiteren és a Szaturnuszon a légköri viharok során villámokat is megfigyeltek. Sok érdekességet rejtenek e bolygók holdjai is, mint például az Enceladus (a Szaturnusz holdja), ahol a szilárd kéreg alatt nagy kiterjedésű H₂O-óceán lehet, hasonlóan az Arktisz alattihoz, vagy az Antarktisz jégkérge alatti tavakhoz. Szintén jelentős mennyiségű víz és jég van a Jupiter holdjain. A Ganymedes (Ganümedész) térfogatának közel fele (46%) folyékony víz (*1. ábra*). „Vizes hely” a mi Holdunk is, ahol a pólusok környékén az állandóan fagyott felszín alatt ott a jég, de detektáltak vízmolekulákat a napsütötte oldalon is (Robinson & Taylor, 2014; Honniball et al., 2021). A manapság oly divatos exobolygók vizsgálata során is találtak vízfelhőket (Szabados, 2011; Kreidberg et al., 2014).

E rövid kitekintés után térjünk vissza a Földre! Arisztotelész a tűz, a levegő és a föld mellett a vizet is az őselemek közé sorolta. A légköri víz részt vesz azokban a folyamatokban, amelyek hosszabb távon befolyásolják a földi klímát, rövidtávon pedig a napi időjárást. Mindezeket a folyamatokat úgy szabályozza, hogy bolygónk térfogatának csupán 0,12%-át (0,12 tr⁹%) képviseli a folyékony H₂O. Ez az *1. ábrán* bemutatott más égitestekhez képes kis érték, „vigyázni kell rá”. Különösen akkor, ha meggondoljuk, hogy a teljes földi vízkészlet 97,6%-a az óceánokban található, s mindössze 0,1% a felszíni vizek és 0,8% a talajvíz részaránya. A fennmaradó 1,5%-ot a hó, a jég és a gleccserek tárolják. A légkörben is csekély a víz mennyisége, a levegőtömegnek mindössze 2,5 ezreléke (14,4 10¹² tonna), jelentősége azonban

nagy. Megjegyezzük, hogy az igen nagy nedvességtartalmú trópusi levegő sem tartalmaz 25–30 g-nál több vizet köbméterenként. A víz légköri tartózkodási ideje átlagosan 10 nap. Az évi csapadék és párolgás Földi átlagban 1000 mm körüli. Hazánk átlagos csapadékmennyisége 550–650 mm, s ennél kevesebb a párolgás (Szilágyi & Kovács, 2010).

A cikkben a víz légköri folyamatokban betöltött szerepével foglalkozunk. Sokoldalú hatása rendkívül kicsiny effektusokon múlik, szinte azt mondhatjuk, hogy a víz úgy szabályozza a légköri folyamatokat, ahogyan a néhány ppm-nyi szennyező (parts per million, milliommódnai rész) a félvezetők áramát.



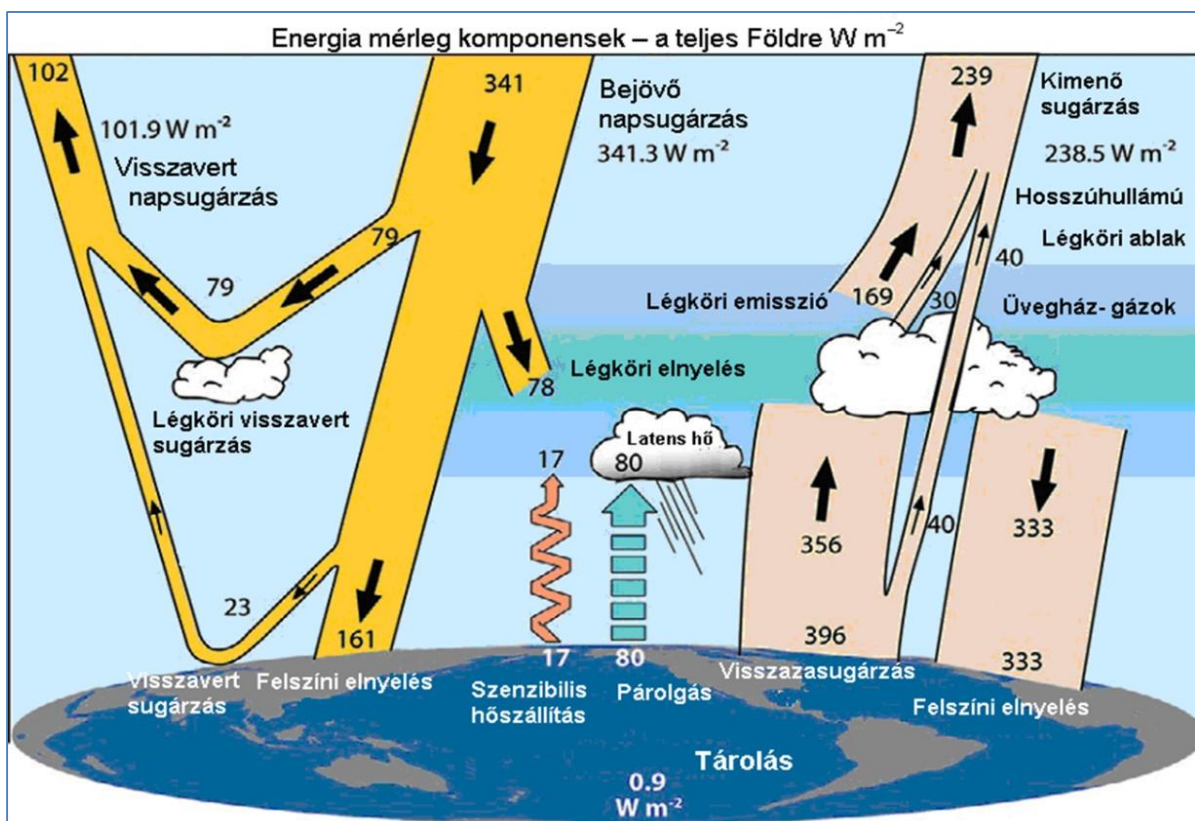
1. ábra: Folyékony víz a Naprendszer égitestein, feltüntetve az égitestek térfogatát, a víz térfogatát és térfogatszázalékát (ZL – zetta-liter, azaz 10²¹ liter, vagyis 10⁹ km³) [1 – www.businessinsider.com].

Figure 1: Liquid water in the Solar System, indicating the volume of the celestial bodies, volume and vol. percent of the liquid water (ZL – zettaliters, 10²¹ liter, namely 10⁹ km³) [1 – www.businessinsider.com].

Elsőként a légköri sugárzásátvitelben játszott szerepét taglaljuk, majd a vízgőzt, mint a legfontosabb üvegházhatású gázt vizsgáljuk. Ezt követi a felhő- és csapadékképződési folyamatok rövid áttekintése. A felhőképződés során felszabaduló hő a légköri folyamatok egyik mozgatója. Vizsgáljuk a légköri vízforgalmat, de foglalkozunk, az óceán szerepével is a globális folyamatokban. Így jutunk el a csapadék és a párolgás éghajlati vonatkozásaihoz, s a lehetséges 21. századi változások elemzéséhez, mind globális skálán, mind hazánkban, a Kárpát-medencében. Erre az útra hívjuk meg az olvasót!

A víz, mint a légköri sugárzási folyamatok alakítója

A légkör külső határára érkező rövid hullámhosszúságú ($\lambda < 4 \mu\text{m}$) napsugárzás energiája $\sim 341 \text{ W m}^{-2}$ (2. ábra). Ne feledjük el, hogy ez a légkör külső gömbfelületére érkezik, aminek a területe négyszerese az r_F sugarú Földnek a sugárzás irányára merőleges vetületének ($r_F^2 \pi$).



2. ábra: A Föld-légkör rendszer energiaháztartása (2000–2004), W m^{-2} egységben (Trenberth et al., 2009 alapján).

Figure 2: The global annual mean Earth's energy budget in W m^{-2} (2000–2004) (after Trenberth et al., 2009).

A bejövő energia kb. 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 közel 2/3-át borító felhőzet magas albedója, illetve a víz- ($\sim 8\%$) és a talajfelszín (12–30%) alacsonyabb albedója játszik szerepet. A jég- és hófelszínnek is magas (50–90%) az albedójuk. Minél öregebb (szennyezettebb) a hófelszín, annál kisebb az albedója. A felszínről visszavert rövidhullámú sugárzás és a felszín hosszuhullámú ($4 \mu\text{m} \leq \lambda < 100 \mu\text{m}$) kisugárzásából származó energia egy része is

elnyelődik a légkörben. A légkör hosszuhullámú kisugárzásának egy része visszajut a felszínre, másik része elhagyja a Földet.

Trenberth et al. (2009) munkájában jelent meg először az óceánba jutó hőáram, mint tárolási tag, „*kiemelkedve a bizonytalanságból*”. Más, későbbi becslésekben szintén ott van ez a tag: Stephens et al. (2012) cikkében pl. $0,6 \pm 0,4 \text{ W m}^{-2}$. A tárolási tag, illetve hatása „sokáig” rejtve marad. Nézzünk erre egy számpéldát! Az óceánok a Föld felületének 71%-át adják, átlagos mélységük 3700 m, a víz fajhője $4218 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$. A mélyóceáni keveredés karakterisztikus ideje néhány ezer év.

Ha a tárolási tag – a későbbi kisebb becsléssel számolva – $0,6 \pm 0,4 \text{ W m}^{-2}$, akkor az óceán 1 m^2 -ére jutó érték: $0,85 \pm 0,56 \text{ W m}^2$, ami egy évre vonatkoztatva $26,8 \pm 17,9 \text{ MJ év}^{-1}$. Az egyszerűség kedvéért: ez az energia a 3700 m-es vízoszlopot 1000 év alatt is mindössze $1,7 \pm 1,1 \text{ }^\circ\text{C}$ -kal melegítené.

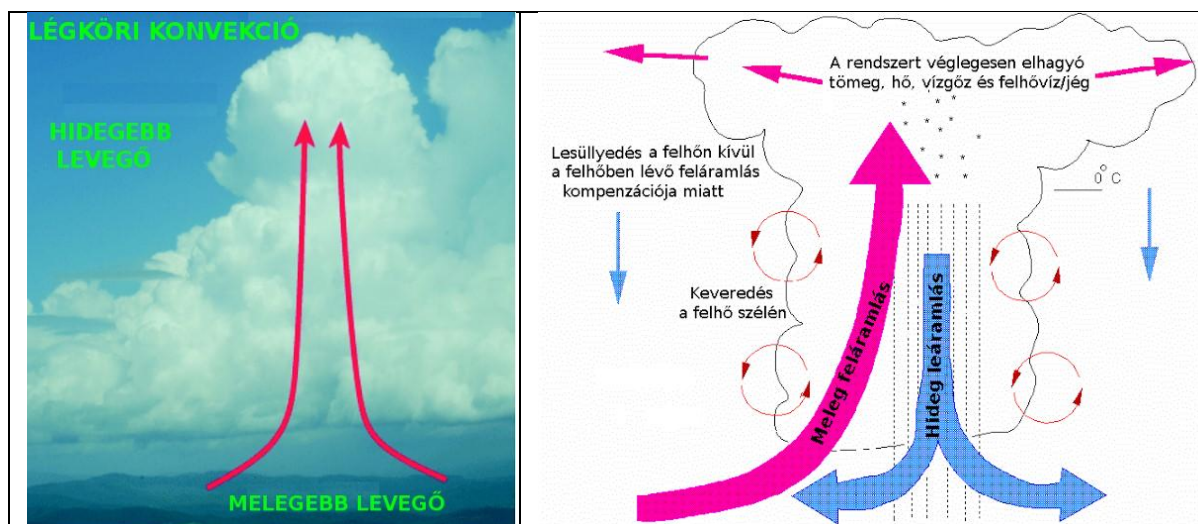
Megjegyezzük, hogy a Föld energiamérlege soha sem nulla. A jellemző az volt, hogy több energia távozik a Földről, mint ami beérkezik, hiszen a Föld belső hője ($< 0,1 \text{ W m}^{-2}$) mindig is a világűr felé távozott. (A Föld mélyéből származó hőáram az óceánközépi hátságok mentén a legnagyobb $0,2 \text{ W m}^{-2}$ körüli érték, a Kárpát-medence átlaga közel $0,1 \text{ W m}^{-2}$, míg a kontinentális táblákon, vagy az óceáni kéregben alig $0,02 \text{ W m}^{-2}$ ez az érték (Bodok, 2014). A klímaegyensúlynak nem feltétele az energiaegyensúly. Növekvő léghőmérsékletű Földön a felszíni rétegek és a légkör felmelegítéséhez szükséges energia elhanyagolható a rendszeren akár egy év alatt áthaladó energiához képest.

A légkörben levő üvegházhatású gázoknak köszönhetően megjelenik a légköri hosszuhullámú visszasugárzás, ami a felszínre jutó sugárzási energiát növeli. Ez „természetszerűleg” nem lenne egy légkör nélküli Föld esetén. Így több energia jut a felszínre, nagyobb lesz a sugárzási egyenleg, mint a légkör nélküli (de 0,3-es albedó értékkel számolt) esetben. A nagyobb felszínre jutó energia, nagyobb egyensúlyi felszíni hőmérsékletet jelent. A növekmény hozzávetőlegesen $33 \text{ }^\circ\text{C}$, ami a Földi üvegházhatás erőssége (*Megjegyezzük, hogy a legerősebb üvegházhatású gáz a vízgőz, hiszen az infravörös sugárzás széles spektrumát elnyeli, mintegy kétharmados arányban felelős az üvegházhatás miatti hőmérséklet emelkedésért.*) Ha kitekintünk a közeli bolygókra, akkor a Vénuszt „elszabadult” üvegházhatású (vastag légkör, 92 atm felszíni nyomás és a légkör nagy részét kitevő CO_2 -gáz miatt magas felszínhőmérséklet), míg a Marsot többségében CO_2 -ből álló, de ritka légköre miatt (kis felszíni nyomás) szinte üvegházhatás-mentes bolygóként kezelhetjük (Bérczi et al., 2002; Bottyán, 2009). Szintén gyenge az üvegházhatás a Naphoz legközelebbi kőzetbolygón, a Merkúron.

A légköri víz szerepét tovább „bonyolítja” a felhőzet. Ennek hatása kettős. Egyrészt növeli a Föld-légkör-rendszer albedóját, vagyis csökkenti a bejövő rövidhullámú sugárzást. (A Marson – a ritka légkör és a kisebb felhőzet miatt az albedó átlagértéke 0,15, fele a földinek.) Másrészt a felhőzet növeli a hosszuhullámú visszasugárzást, vagyis növeli a felszínre jutó infravörös sugárzást. A legújabb kutatások szerint e két hatás közül a második az erősebb, vagyis a felhő nélküli Föld hozzávetőlegesen $5 \text{ }^\circ\text{C}$ -kal hidegebb lenne, mint „ma” (*GLOBE program*: [2 – www.globe.gov]). Ugyanezt a hatást fejtik ki a kondenzcsíkok, vagyis kismértékben, de a felszíni hőmérséklet-emelkedés irányába hatnak (Burkhardt & Kärcher, 2011). Az aeroszol részecskék hatása szintén összetett. Befolyásolják a felhőképződést (csepp-méreteloszlás), illetve növelik a rövidhullámú sugárzás-visszaverő képességet (növekvő albedó), de a felszínre jutó hosszuhullámú visszasugárzást is. Összességében azonban csökkentik a felszíni hőmérsékletet. Az üvegházhatás ellen „dolgoznak” (Bartholy et al., 2011).

Felhő és csapadékképződés

A légkör energiaegyensúlyának kialakításában a sugárzási folyamatok mellett fontos szerepe van a turbulens hőszállításnak. A légkör a felszíntől melegszik, illetve a felszíntől hűl. Ez alól csak a sztratoszferikus ózonréteg sugárzáselnyeléséből származó melegítő hatása a kivétel, de ez kis energiameennyiséget jelent: ennek eredménye a magassággal növekvő hőmérsékleti rétegződés (sztratoszféra).



3. ábra: A konvekció kialakulása, a meleg levegő mozgása a növekvő gomolyfelhőbe (bal oldal). Csapadékot adó zivatarfelhő (Cumulonimbus – Cb) sematikus képe (jobb oldal) a beáramló nedves levegővel, a csapadék hűtötte leszálló levegővel, s a felhőtetőnél megfigyelhető kiáramlással (a jellegzetes üllő kialakulása). ([3 – research.metoffice.gov.uk] alapján, Weidinger & Tasnádi, 2015).

Figure 3: Formation of the convection: warm air movement into the growing cumulus (left side). Schematic picture of Cumulonimbus (Cb) with precipitation bands, influence of the moist air and cooled decreasing air near the surface and the outflow on the cloud top with development of characteristic anvil (right side). ([3 – research.metoffice.gov.uk], Weidinger & Tasnádi, 2015).

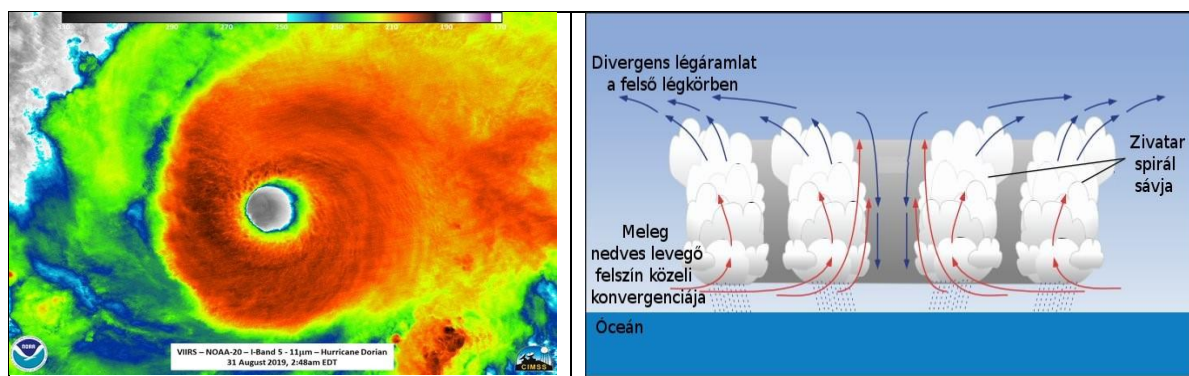
A felszínről induló turbulens hőszállítás két folyamat eredménye (2. ábra). Az egyik a szenzibilis (vagy látható) hőszállítás. Nappal a felemelkedő meleg levegő hőt szállít a troposzférába, míg a kompenzációs leáramlás hidegebb levegőt hoz a felszínre, ami ott ismét felmelegszik, majd felemelkedik. Éjszaka a hőszállítás fordított irányú és kisebb intenzitású. A felszín a hosszuhullámú kisugárzás miatt hidegebbé válik, mint a felette levő levegő. Így van ez más égitesteknél is. A szenzibilis hőszállítás a Napból jövő sugárzási energia hozzávetőlegesen 5%-a. A turbulens energiaszállítás másik módja a párolgás, vagy a latens (rejtett) hő szállítása. A felszínen levő víz (illetve jég) elpárolgásához hőre van szükség az örvénytestek a felszínközeli nedves levegőt felfele szállítják, míg helyette szárazabb levegő érkezik. Az energiaszállítás „rejtve marad”, hiszen a vízgőz áramot mérjük. Ez majd a felhőképződés során (latens hőfelszabadulás) válik „láthatóvá”, ami a troposzféra által felvett hőnek majdnem a fele (illetve másképpen fogalmazva, a bejövő napsugárzás több mint 23%-a). A felhőzet vastagsága, a felhőalap magassága, illetve a cseppméret-eloszlás szabja meg az albedót. A felhőket (felhőzetet) több szempont szerint osztályozhatjuk:

- a feláramlás erőssége szerint (konvektív (3. ábra) és réteges);
- a felhőalap magassága szerint (alacsony-, közepes- és magas-szintű);

- kiterjedése szerint (adott rétegre jellemző, vagy áthatoló);
- halmazállapot szerint (vízcseppekből vagy jégkristályokból álló, illetve vegyes halmazállapotú);
- kialakulás szerint (frontális, nem frontális).

A konvektív felhőképződésre (pl. nyáron a szépidő gomolyfelhők kialakulása) a 3. ábra mutat példát. Erős feláramlás, így konvektív felhőképződés jellemzi a zivatarokat, a vonalba rendezett zivatarcellákat (a Balaton legpusztítóbb viharai), a gyorsan mozgó hidegfront felhőzetét, vagy a trópusi ciklonokat (4. ábra).

A 3–5. ábrásor jól jellemzi a különböző skálájú (konvektív, mezo és szinoptikus) légköri jelenségeket és a hozzájuk tartozó felhő- és csapadékképződési folyamatokat.



4. ábra: Trópusi ciklon. A Dorian hurrikán infravörös (11 μm) műholdfelvétele (2019. augusztus 31. 2:48 EDT – Eastern Daylight Time, UTC–4), Amerikai Óceánográfiai és Légkörkutató Hivatal (NOAA – National Oceanic and Atmospheric Administration) (bal oldali kép). Jól fejlett trópusi ciklon felhő- és áramlási rendszere (jobb oldali kép).

Figure 4: Tropical cyclone. Infrared (11 μm) satellite image of Hurricane Dorian (31. 08. 2019. 2:48 EDT – Eastern Daylight Time, UTC–4) (NOAA – National Oceanic and Atmospheric Administration) (left side). Schematic cloud and flow system of well-developed tropical cyclone (right side).

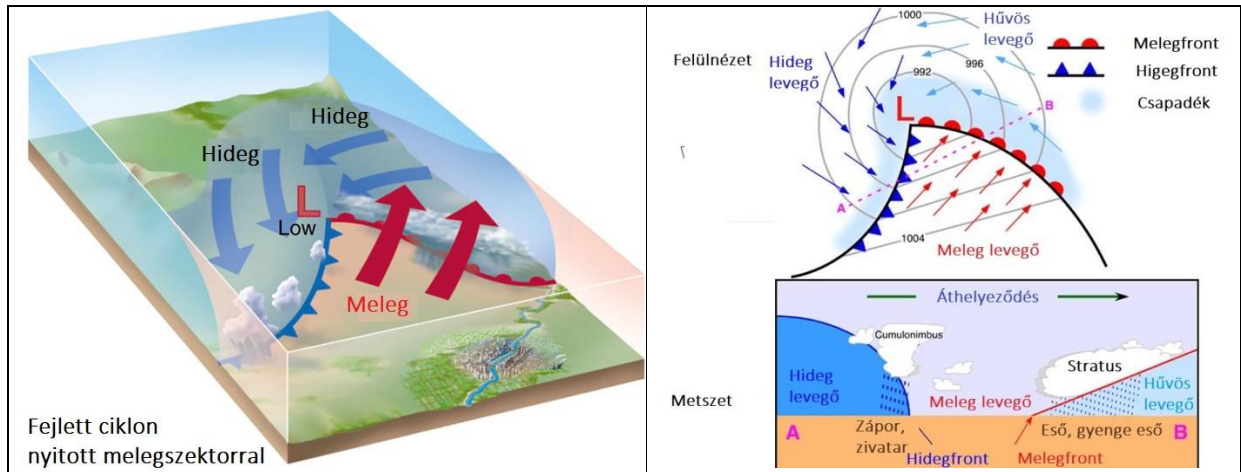
Egy fejlett, nyitott meleg-szektorral rendelkező mérsékeltövi hullámciklon szerkezetét, áramlási rendszerét, a melegfront előtti, illetve a hidegfront mögötti felhőzetét szemlélteti az 5. ábra. Jól látható a melegfrontra (lassú feláramlás) jellemző réteges szerkezetű felhőzet és a gyorsabban mozgó nagyobb lejtésű hidegfrontra jellemző gomolyos szerkezetű felhőzet (lásd még Czelnai et al., 1991; Bartholy et al., 2013; Kolláth et al., 2017).

A csapadékképződés során a felemelkedő nedves levegő a hőmérséklet csökkenésével telítetté válik, a vízgőz kondenzálódik. A telítési és a kondenzációs folyamat azonban két meglepetéssel is szolgál. Az elsőt a laboratóriumi kísérletek adják, a tiszta víz ugyanis 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 jelenségek megértéséhez a homogén és inhomogén magképződés (nukleáció) kérdésének tisztázása adja a kulcsot. A tiszta vízpára homogén nukleációval kondenzálódik, s a nukleusok egyenletes kialakulása csak nagy túltelítés esetén valósulhat meg. A levegőben azonban mindig vannak kicsiny részecskék, amelyek a víz kondenzációs magvaivá válhatnak; az így létrejövő heterogén nukleáció már kisebb túltelítés esetén is végbemehet.

A csapadékképződés bonyolult jelenségköréből egy olyan folyamatot emelünk ki, ami meggyorsítja a csapadék kihullását a zivatarfelhőkből, s a jég és a vízfelszín közötti kicsiny

különbséghez kapcsolódik. A zivatarfelhőkben többnyire együtt léteznek kicsiny jégzemcsék és túlhűlt vízcseppek. A telítési gőznyomás a túlhűlt cseppek felett nagyobb, mint a jégzemcsék közelében. Emiatt diffúziós áram indul a vízcseppek felől a jégzemcsék felé. A víz átpárolog a jégre. A meghízó jégzemek súlya megnő, s emiatt lefelé zuhannak, „kiesnek” a felhőből. A csapadék lehet jégeső, de a lehulló jégzemcsék (hópelyhek) megolvadása esetén „közönséges” eső is.



5. ábra: Fejlett ciklon felhő- és csapadékrendszere. A felsikló meleg és a lesikló hideg levegő sematikus képe a frontfelületek elhelyezkedésével (baloldal). Ciklon áramlási rendszere, áthelyeződése és a frontfelületeken áthaladó A–B metszete (jobb oldal).

Figure 5: Cloud- and precipitation system of the well-developed cyclone. Schematic figure of warm anabatic and cold katabatic wind with location of frontal surfaces (left side). Flow system and movement of the cyclone. Cross section A–B trough the frontal system (right side).

A nagyon heves konvekciós folyamatok, és a magas páratartalom miatt fellépő extrém latens hőszállítás és felhőképződés különlegesen pusztító következményei a hurrikánok. Emanuel (1991) állítása szerint évente körülbelül 50 örvénylő rendszer alakul ki a trópusi vizek fölött, ami hurrikánná fejlődik, s ezek közül jó néhány eléri a szárazföldet is. A hurrikánok keletkezésének feltétele a különlegesen meleg tengervíz. A hurrikán „csíra” a meleg (kb. 27 °C-os, azaz 300 K hőmérsékletű) óceáni felszín fölött keletkező nyomási depresszió, amiben 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 kör között keletkeznek, ahol a tengervíz nagyon meleg és a Coriolis-erő már elegendően nagy. A heves feláramlásban a levegő gyorsan hűlne, azonban a nagy páratartalom kicsapódása hatalmas felhőket hoz benne létre és a felszabaduló hő miatt a ciklon közepe továbbra is meleg, s kialakul a „forró torony”-nak nevezett képződmény, ami már a heves vihar előjele (lásd részletesebben Czelnai et al., 1991; Weidinger & Tasnádi, 2015). A kialakuló trópusi ciklon különlegessége a vihar közepén kialakuló szem, amelyben a lefelé áramló levegő feloszlatja a felhőket (4. ábra).

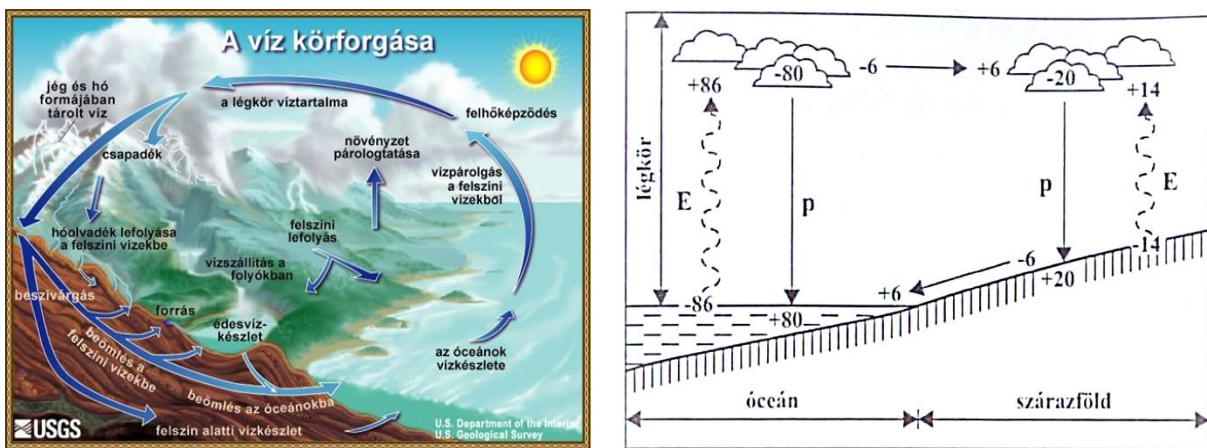
A víz globális körforgása és szerepe a légköri folyamatok fejlődésében

A Földön naponta $1,44 \cdot 10^{12}$ t csapadék hullik, ami azt jelenti, hogy a légkörben lévő víz gyakorlatilag 10 naponként kicserélődik (6. ábra). A föld felszínén a víz párolgása óriási energiát emészt fel, ami azután a légkörben szabadul fel újra, amikor a pára vízcseppekké vagy

jégszemekké kondenzálódik, ahogyan korábban már írtuk, a légkörnek az ezredrészét kitevő víz a Napból érkező összenergia 23%-ának a forgalmát bonyolítja le a Föld felszíne és a légkör között. Nem feledkezhetünk meg arról sem, hogy a víz jó oldószer és a tengervíz sótartalmának rendkívül finom változásai szabják meg a nagy, mélységi tengeráramlásokat.

Mindezek a hatások a víz különleges tulajdonságaiból fakadnak, molekula-szerkezetéből és asszociált tulajdonságaiból (lásd Tasnádi & Weidinger, 2020, a jelen kötetben). A vízcseppecskék születésükkor nagy koncentrációjú oldatként képzelhetők el. A telítési gőznyomás a cseppek görbületével növekszik, míg az oldatok koncentrációjával csökken: ez az oldat- és a görbületi hatás, ami a cseppecskék születését és kezdeti növekedését is meghatározza. Nagy a víz felületi feszültsége. Ez egyben tartja a cseppeket, míg a nagy esési sebesség (9 m s^{-1} feletti) szétrobbantja őket. A maximális cseppméret 8 mm körüli. A cseppek ütközése, növekedése és szétrobbanása a felhő- és csapadékelemek fejlődésében, illetve a zivatarokban kialakuló töltésszétválasztási folyamatokban (dipólus szerkezet) is meghatározó. A folyadékok felületi feszültségének hőmérséklet-függését egyébként elsőként Eötvös Loránd írta le.

A légköri víz fontos szereplője a levegőkémianak. Gondoljunk csak az aeroszol részecskék képződésére, amelyek kondenzációs magvakként viselkednek. E kondenzációs magvak kémiai összetétele és koncentrációja befolyásolja a felhők mikrofizikáját, s így azok sugárzási tulajdonságait. A csapadék átmossa a légkört, csökkentve a nyomanyagok koncentrációját. Ez a nedves ülepedés. Fontos szerepet játszik a víz a fotokémiai reakciókban, vagy az OH gyök képződésben, ami a levegőkémiai reakciók egyik kulcsszereplője (Makra, 2000). Gondoljunk csak az ózon ciklusra (a lebontását katalizálja a sztratoszférában), vagy a metán koncentráció csökkenését okozó reakciókra. A növekvő légköri vízgőztartalom az OH gyök növekvő mennyiségén keresztül befolyásolja (csökkenti) ezeknek az üvegházhatású gázoknak a mennyiségét. A téma iránt érdeklődők számára ajánljuk a Pannon Egyetemen és az ELTE-n készített elektronikus jegyzeteket (Gelencsér et al., 2012a, b; Salma et al., 2012).



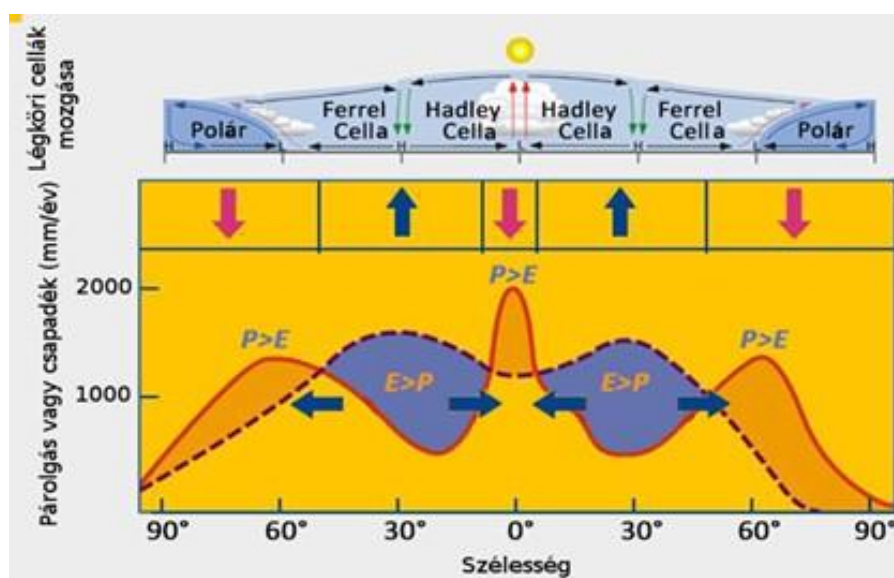
6. ábra: A víz légköri körfolyamata (bal oldal) (forrás: [4 – www.usgs.gov], Török, 2011). A szárazföldek és az óceánok vízmérlege, illetve az óceán-szárazföld közötti vízszállítás a légkörbe jutó vízgőz (illetve a csapadék) százalékában. E – párolgás, P – csapadék (Unger et al., 2012).

Az ábrából látszik pl., hogy a teljes légkörbe jutó víz 6%-át a folyók szállítják a tengerekbe/óceánokba (jobb oldal). Ennek hozzávetőlegesen 1%-át adja a Duna.

Figure 6: Global water cycle (left side) (sources: [4 – www.usgs.gov], Török, 2011). Ocean-land water transport and budget of global annual precipitation (P) or evaporation (E) in the percent (Unger et al., 2012). 6% of the total water budget are transported by the rivers from the land to the ocean (right side). The share of the Danube is nearly 1%.

A víz légköri körforgását a 6. ábra szemlélteti. Az évi csapadék természetesen megegyezik az évi párolgással, hiszen egy év alatt átlagosan 35–40-szer cserélődik ki a légkör víztartalma. A Földi átlagos csapadék 1000 mm körüli. A magyarországi átlagérték 550–650 mm. A trópusi területeken (mindennapos esők öve) a konvektív zivatarok adják a csapadékot. Ez a passzát cirkuláció felszálló ága. Ezt követik a trópusi- szubtrópusi ciklonok, illetve a monszonális területek csapadékrendszeri. A mérsékelt és a magas szélességeken a ciklonok frontrendszeri adják a nagy területre kiterjedő csapadékot. Természetesen mindenütt fontosak a konvektív folyamatok (10 km-estől a néhány 100 km-es méretskáláig, lásd Horváth (2005) cikkét is).

A 7. ábrán együtt mutatjuk az általános cirkuláció celláit, illetve a párolgás (E) és a csapadék (P) szélességi körök szerinti változását. Jól látszik a Hadley-cella felszálló ágának csapadéktöbblete és a leszálló ág (szubtrópusok) csapadékhiánya. Az áramlási rendszer meghatározza a párolgás és a csapadék szélességi körök szerinti eloszlását, szállítását is. Az egyenlítői, illetve a mérsékelt és a magas szélességeken számíthatunk csapadéktöbbletre. 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.



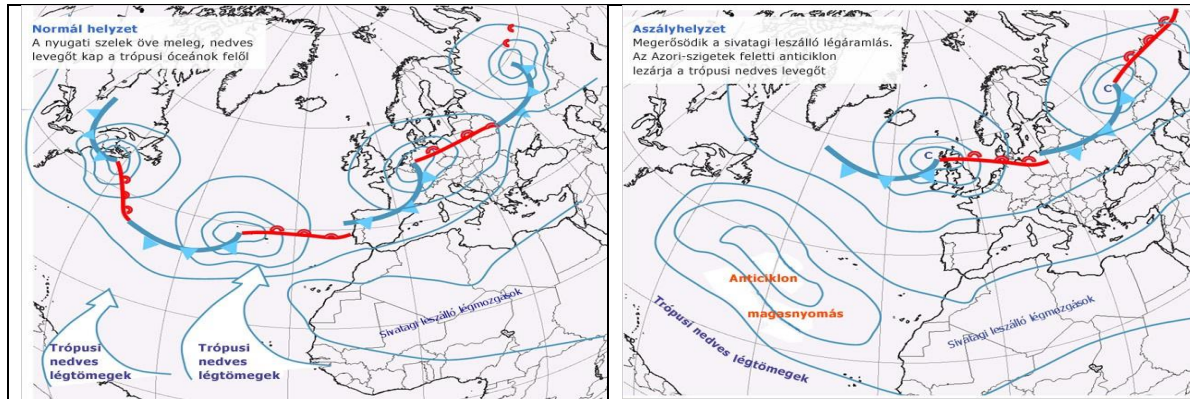
7. ábra: Az általános cirkuláció sematikus képe, benne a szélességi körök szerint átlagolt csapadék (P) és párolgás (E) mennyisége (Weidinger & Tasnádi, 2015).

Figure 7: The schematic picture of the general circulation: precipitation (P) and evaporation (E) averaged by latitudes (Weidinger & Tasnádi, 2015).

A mérsékeltövi Rossby-hullámokban kialakuló ezer km-es karakterisztikus méretű ciklonok-anticiklonok felelősek a hő- és a vízszállításért is. Ezek a függőleges tengelyű örvények alakítják az időjárást. A Föld forgásának a következménye a Ferrel-cella határán kialakuló polárfonti zóna (tehetetlenségi, vagy Rossby-hullámok). 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.

A nagyskálájú áramlási kép – a polárfront elhelyezkedése – meghatározza a Kárpát-

medence időjárási jellegét, a csapadék mennyiségét, illetve az adott hónap, időszak aszályosságát. Erre mutat szemléletes példát a 8. ábra. Normál esetben a ciklonok, anticiklonok érintik a Kárpát-medencét, s a frontális csapadék biztosítja a megfelelő meteorológiai hátteret a mezőgazdasági termeléshez. Hazánk éghajlatának azonban sajátossága az aszályhajlam. Aszályos időszakokban a ciklonpályák tőlünk északra haladnak, s a Kárpát-medence az Azori-anticiklon befolyása alá kerül (erős besugárzás, csapadékhány). Ennyit jelent a hegykoszorú és a nagyskalájú légköri folyamatok együttes hatása.



8. ábra: Jellegzetes nyári szinoptikus helyzetek, amikor a nyugatias szelekkel érkező ciklon-anticiklon átvonulások alakítják a nyári időjárást (normál helyzet, baloldali szinoptikus térkép) és amikor a ciklonpályák északra húzódnak, s stabil magasnyomású légköri képződmény alakítja az időjárási képet (aszályhelyzet, jobboldali szinoptikus térkép) az OMSZ honlapján közölt korábbi információ alapján.

Figure 8: Typical synoptic situations in summer, when the westerlies cyclone-anticyclone activity forms the weather (normal year, synoptic chart on the left hand side) and when the cyclone tracks are north from the Carpathian-basin and a stabile anticyclone forms the weather (drought situation, left side) based on the earlier web page of the Hungarian Meteorological Service (HMS).

Óceáni hatások

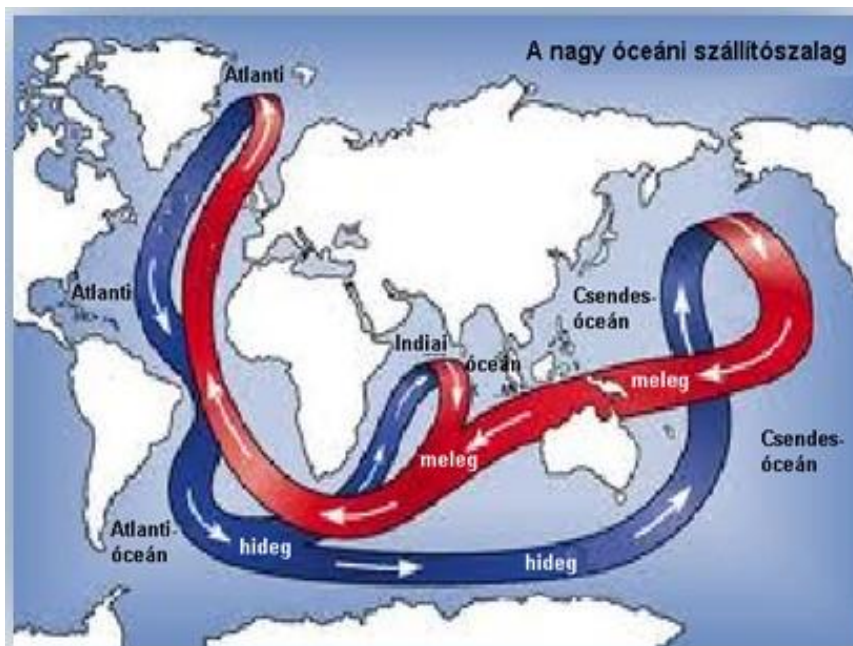
A légköri folyamatok után nézzük a Föld 71%-át borító óceánokat! A szél hajtotta nagy óceáni köráramlatok a pólusok felé hideg, az egyenlítő felé meleg tengervizet szállítanak. Ezek az áramlások az óceánok néhány száz méteres felső rétegében zajlanak, és „roppant víztömegeket” szállítanak. A Golf-áram vízhozama $100 \text{ millió m}^3 \text{ s}^{-1}$, ami hozzávetőlegesen 1000-szerese az Amazonasénak ($100 \text{ 000 m}^3 \text{ s}^{-1}$) és 40 000-szerese a Dunáénak Budapestenél.

A köráramlatok a globális klímában legfeljebb néhány tízévi skálán okoznak változásokat. A tengerészek már régen észrevették azonban, hogy a tengervíz nemcsak a felületi rétegben, hanem a mélyrétegekig átkeveredik. Ezek, az óceán teljes mélységében lejátszódó folyamatok már-már évszázados, vagy néhány évezredes skálán is befolyásolhatják a klímát. Kialakulásuk nem magyarázható pusztán a felszíni áramlások ismeretében. A tengerekben és az óceánokban vertikális, mélységi vízkörzés is zajlik. Ezt a folyamatot termohalin cirkulációnak nevezzük, mert benne a hőmérsékleti különbségek mellett döntő szerepet játszik a sótartalom változása. A magasabb szélességeken (alacsony besugárzás, negatív sugárzási egyenleg) az óceánok hideg sós 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 meleg áramlat formájában a pólusok felé vándorol. A következőkben ennek a mélységi vízkörzésnek a tulajdonságait vizsgáljuk. A termohalin cirkuláció lényegét legjobban szemléltető „nagy óceáni szállítószalag”

elképzelést) Broecker alkotta meg 1991-ben (A szállítószalag kiterjed mind az északi mind a déli félteke óceánjaira. A mélyben mozgó hideg áramlat utánpótlása valahol az Atlanti-óceán északi részén van (9. ábra). Mindazonáltal a termohalin cirkuláció pontos hajtóereje máig vitatott és jelenleg is kutatott téma. Egyes tulajdonságait azonban már jól ismerjük.).

Az Atlanti-óceánon észak felé mozgó meleg áramlat a légkörrel való kölcsönhatás, a párolgás, a csapadék hullás és a hőcsere miatt lehül, sűrűsége mind a hőmérséklet-csökkenés, mind a sótartalom növekedése miatt megnő. Ez a Golf-áramlat. 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 só-koncentráció 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 nagytömegű homogén „víztest”, úgynevezett mély-óceáni víz keletkezik. Az újonnan keletkező víztömeg az alámerülés helyétől horizontálisan eltávolodik, 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.

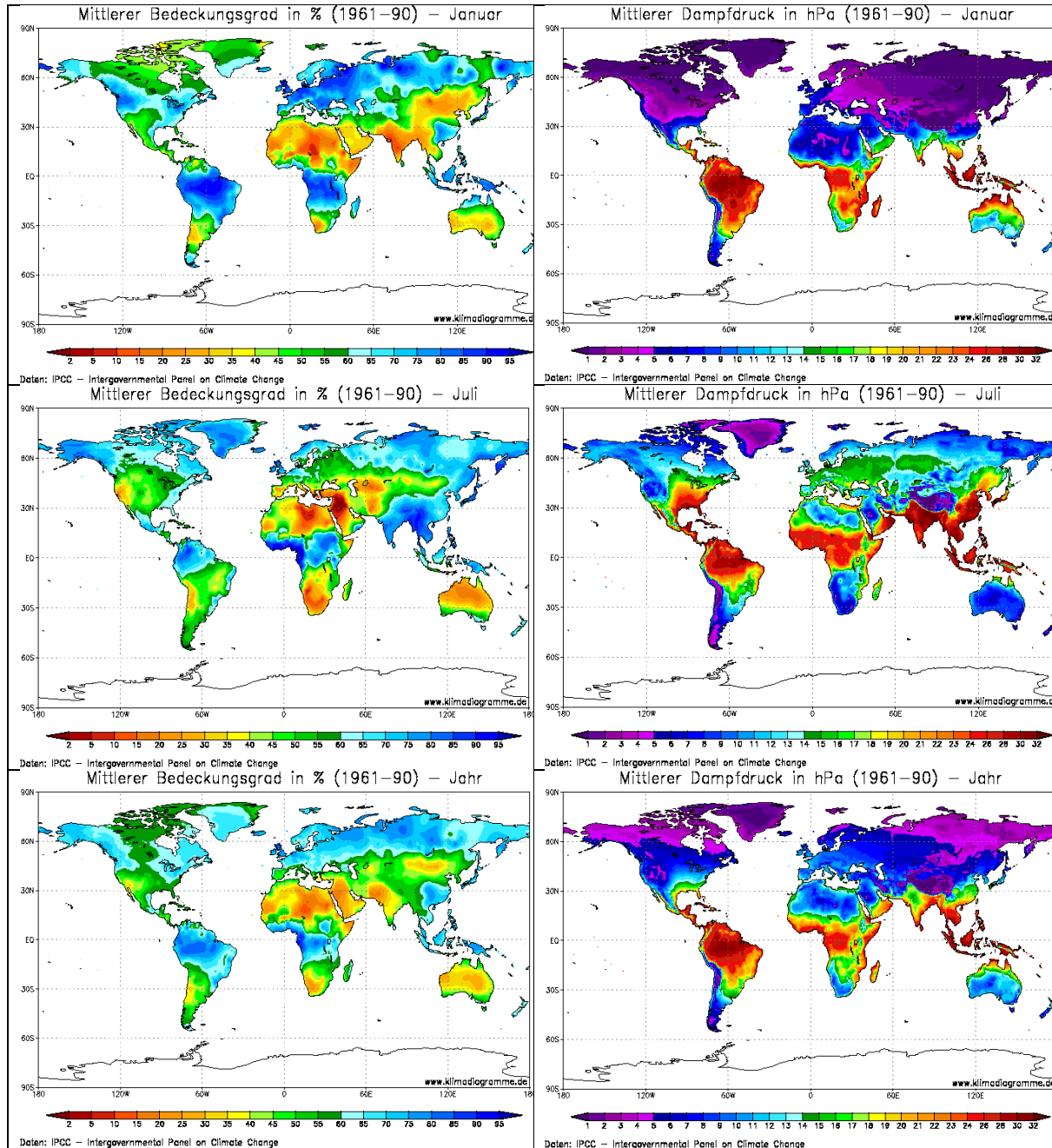
A nagy szállítószalagot vizsgálva felmerül a kérdés, vajon miért nem keletkezik mély-óceáni víz a Csendes-óceánon. A Csendes- és az Atlanti-óceán közötti különbség kétségtelenül indokolható a szárazföldek elhelyezkedésével illetve a tengerfenék domborzatával, hiszen az Atlanti-óceán zártabb melléktengerei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



9. ábra: A nagy óceáni szállítószalag. Piros színnel a meleg felszíni, míg kék színnel a hideg mély-óceáni áramlatokat jelöljük (az Egyenlítő felé haladó felszíni áramlatok a környezetüknél hidegebb, míg az alacsonyabb szélességek felé tartó áramlatok a környezetüknél melegebb víztömeget szállítanak) (Broecker (2010) és Weidinger & Tasnádi (2015) alapján).

Figure 9: The great ocean conveyor. Red for warm surface currents and blue for deep ocean currents (surface currents to the Equator are colder and to pole are warmer compare with surrounding) (Broecker (2010), Weidinger & Tasnádi (2015)).

Az Atlanti-óceán felszíni sótartalma 35 ezrelék, míg 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).



10. ábra: A relatív nedvesség (bal oldal) és a parciális gőznyomás (jobb oldal) térképei az 1961–1990-es éghajlati normálidőszakra (januári, július és évi átlag) a Német Meteorológiai Szolgálat (DWD) adatbázisa alapján [5 – www.klimadiagramme.de].

Figure 10: Maps for relative humidity (left side) and water vapour pressure (right side) for 1961–1990 climate normal period (January, July, annual mean) using a dataset from German Weather Service [5 – www.klimadiagramme.de].

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

A nedvesség globális eloszlása és feltételezett változásai

A következőkben a nedvességi karakterisztikák értékeivel és lehetséges változásaival foglalkozunk (relatív nedvesség, f (%), párányomás, e (hPa), specifikus nedvesség q (g kg^{-1} , ami a vízgőz és a nedves levegő sűrűségének az aránya). Érdekességként megjegyezzük, hogy a relatív nedvesség és a párányomás globális eloszlás térképét elsőként Száva-Kováts József publikálta 1938-ban az *Annalen der Hydrographie und Maritimen Meteorologie* folyóirat hasábjain (Száva-Kováts, 1938). Ő volt az ELTE Meteorológiai tanszék alapító professzora.

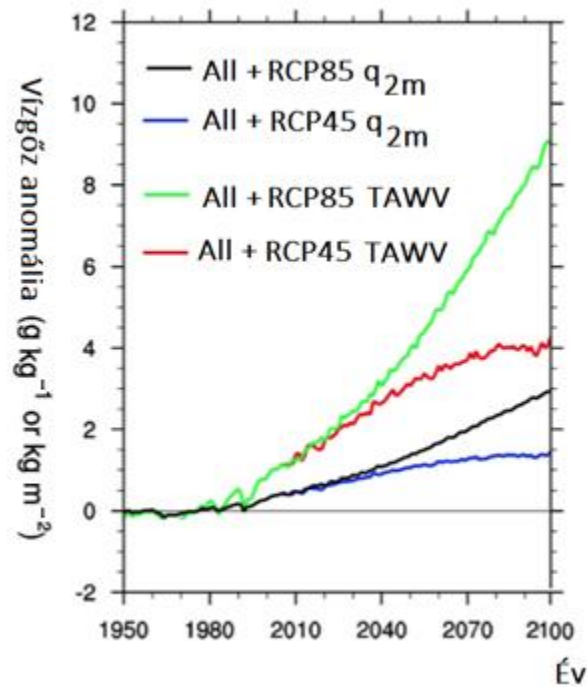
A relatív nedvesség (f) és a párányomás (e) 1961–1990 közötti éghajlati normálidőszakra vonatkozó januári, júliusi és évi térképeit a 10. ábrán szemléltetjük. Jól látszik az övezetes szerkezet, ami hasonlít az izotermák futásához, de követhetjük a monszonális cirkuláció, illetve a domborzat hatásait is. A sivatagi területeken találkozhatunk 10% alatti relatív nedvesség értékekkel is.

Könyvtárnyi irodalma van az éghajlatváltozásnak. A modellek egyetértenek abban, hogy az üvegházhatású gázok kibocsátásának növekedésével nő a hőmérséklet, s változékonyabbá válik a csapadékeloszlás, de nő az elsivatagosodás veszélye is (Bartholy et al., 2011; Zhou, 2016). Zhou (2016) 26 globális éghajlati modell (*GCM – Global Circulation Model*) eredményeit elemezte a CMIP5 program számításai alapján a tavasztól késő ősziig terjedő időszakra (március–november) az északi és a déli szélesség 50° között ($50^{\circ}\text{N} – 50^{\circ}\text{S}$). (*CMIP5 – The fifth phase of the Climate Model Intercomparison Project – Éghajlati modell összehasonlító program 5. szakasza.*) A CMIP5 a Meteorológiai Világszervezet Globális Éghajlati Programjának keretében valósult meg (Taylor et al., 2012) (*WMO WRCP– World Meteorological Organization, World Climate Research Programme*).

A modellfuttatások szerint az 1961–1990-es referencia időszakhoz képest 2099-ben az északi és a déli szélesség 50° közötti 2 m-es szintre jellemző átlaghőmérséklet az RCP4.5 modelleredmények szerint $2,8\text{ }^{\circ}\text{C}$ -kal, míg az RCP8.5 forgatókönyv szerint $5,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ -kal emelkedne. Ez utóbbi esetben olyan társadalmi és természeti folyamatok indulnának el, amit ma „elképzelnünk sem tudunk/merünk” (*RCP – Representative Concentration Pathways. Az RCP4.5 szerint $4,5\text{ W m}^{-2}$ -rel növekszik az éghajlati kényszer (lásd Liepert, 2010 a definícióról) a 21. század végére, ami „mérsékelt éghajlatváltozást” jelent, de ennek eléréséhez is a mainál sokkal többet kell tennünk, s ez sem $1,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ -os melegedés. Az RCP8.5 a pesszimista éghajlati forgatókönyv, ahol az éghajlati kényszer $8,5\text{ W m}^{-2}$ -rel növekszik.*)

A modellek egyetértenek abban is, hogy a növekvő globális hőmérséklethez növekvő légköri nedvességtartalom tartozik, ez igaz mind a felszínközeli légtér specifikus nedvességére, mind a teljes légoszlop vízgőztartalmára. Az eredményeket a 11. ábrán szemléltetjük (március–november között). Két modellfuttatást vizsgálunk. Az antropogén és a természetes éghajlati kényszer együttes hatását (All rövidítés a 11. ábrán) elemezzük 1950 és 2099 között. A specifikus nedvesség a $4,5\text{ W m}^{-2}$ -es éghajlati kényszer esetén $1,5\text{ g kg}^{-1}$, míg $8,5\text{ W m}^{-2}$ -es éghajlati kényszer esetén közel 3 g kg^{-1} -os értékkel nő. Összehasonlításképpen hazánkban a

specifikus nedvesség átlagértéke júliusban 9 g kg^{-1} körüli. A légoszlop teljes vízgőztartalma (TAWV – total atmospheric water vapour), vagy más szóval a teljes kihullható vízgőztartalom is növekszik. Az RCP4.5 forgatókönyv esetén 4 kg m^{-2} , míg az RCP8.5 esetén közel 8 kg m^{-2} értékkel a 21. század végére, míg hozzávetőlegesen $2,5 \text{ kg m}^{-2}$ -rel a 2040-es évekre. Ez a mérsékelt és az az alacsony szélességek átlagát tekintve is nagy érték. *Megjegyezzük, hogy hazánk felett a teljes kihullható vízgőztartalom mértékadó értéke 20 kg m^{-2} .*



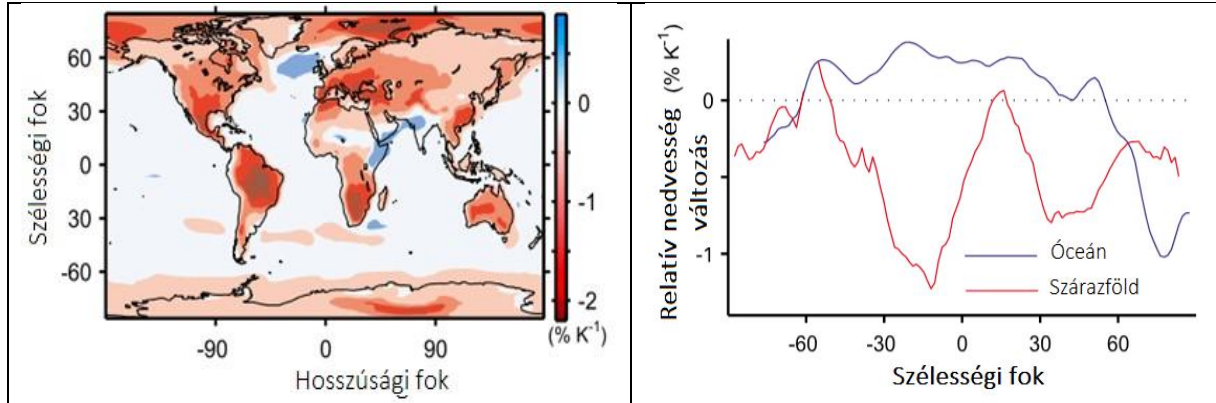
11. ábra: A 2 m-es szintre jellemző specifikus nedvesség (q_{2m} , g kg^{-1}) és a légoszlop teljes vízgőztartalmának (TAWV – total atmospheric water vapor, kg m^{-2}) változása CMIP5 modellszámítások alapján a természetes és az antropogén éghajlati kényszerek figyelembevételével az 1950–2099 másfél évszázadra az RCP4.5 és RCP8.5 éghajlati forgatókönyvek alapján a tavasztól késő őszi (március–november) terjedő időszakra az északi és a déli szélesség 50° között ($50^\circ\text{N} - 50^\circ\text{S}$) Zhou (2016) alapján.

Figure 11: Interannual variations in regional mean March–November anomalies averaged over the entire study region ($50^\circ\text{N} - 50^\circ\text{S}$), relative to the 1961–1990 reference period, of surface specific humidity (q_{2m} , g kg^{-1}) and total atmospheric water vapour (TAWV, kg m^{-2}) and simulations (ALL + RCP4.5 and ALL + RCP8.5) for 1950–2099, together with the corresponding total global mean greenhouse gases and volcanic aerosol radiative forcing (W m^{-2}) and atmospheric CO_2 concentration (ppm) provided in Meinshausen et al. (2011) (after Zhou, 2016).

Az éghajlati modellek erős óceán-szárazföld különbséget mutatnak a felszínközeli relatív nedvesség jövőbeni változásában. A növekvő globális átlaghőmérséklethez gyengén növekvő relatív nedvesség tartozik az óceánok felett, míg csökkenő relatív nedvesség a szárazföld felett. Természetesen a melegedő Földön a légkör víztartalma növekszik, viszont az óceánhoz képest erősebben melegedő szárazföld felett – a Clausius–Clapeyron-egyenlet (telítési gőznyomás–hőmérséklet-függés) szerint – lehet csökkenő relatív nedvesség.

Byrne et al. (2016) a CMIP5 program RCP8.5 éghajlati forgatókönyve alapján vizsgálta a Föld különböző területein a relatív nedvesség változását a globális hőmérséklet-változás függvényében. A referencia időszakhoz (1976–2005) viszonyította a 2070–2099 időszak átlagértékeit. Eredményeit a 12. ábra szemlélteti. A sarkkörön túli területeken, illetve a

szárazfölkék felett a melegedéssel arányosan általában $1\% \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ körüli mértékadó értékkel csökken a relatív nedvesség. Óceáni területek felett a magas szélességeken inkább a relatív nedvesség csökkenésére, míg a közepes és alacsony szélességeken kismértékű növekedésére $< 0,5\% \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ számíthatunk (Byrne et al., 2016). A déli félteke trópusi-szubtrópusi területein erősebb relatív nedvesség csökkenéssel számolhatunk, mint az északi féltekén, ami a modellek szerint az Amazonas-vidék, Dél-Afrika, illetve Ausztrália belső területeinek jelentős szárazodásával kapcsolatos (12. ábra).



12. ábra: A relatív nedvesség változás a globális hőmérséklet-változás függvényében ($\% \text{ K}^{-1}$) CMIP5 programban RCP8.5 éghajlati forgatókönyv alapján futtatott modellszámítások átlagából az (1976–2005) referencia időszak és a 2070–2099 éghajlati előrejelzés adatainak az összevetéséből térképes formában (bal oldal, Byrne & Gorman (2013) alapján) és a zonális átlagolás alapján a déli sarktól (-90°) az északi sarkig (90°). Piros színnel a szárazföldi területekre, míg kék színnel az óceáni területekre számított multi-modell átlagok (jobb oldal). *Megjegyezzük, hogy a jobb oldali ábrán a sarkvidéki relatív nedvességi változásokban nem vettük figyelembe a vízcseppek (folyékony víz) szerepét (víz- és jégfelszín feletti eltároló gőznyomás) (Byrne et al., 2016).*

Figure 12: Multimodel-mean changes in surface-air relative humidity between the historical (1976–2005) and RCP8.5 (2070–2099) simulations of CMIP5, normalized by the global- and multimodel-mean surface-air temperature changes (left side). For the zonal averages over all ocean (blue) and land (red) grid points are shown at each latitude (right side). Note that the changes in relative humidity at high latitudes are different from those shown in left hand side based on Byrne & O’Gorman (2013) because Byrne & O’Gorman (2013) adjusted the relative humidities to be always with respect to liquid water (after Bryne et al. (2016).

A következő lépésként Bryne et al. (2016) munkája alapján bemutatjuk a szárazföld feletti specifikus nedvesség változás felbontását különböző hatásmechanizmusokra a CMIP5 modelleredmények felhasználásával az RCP8.5 éghajlati forgatókönyv alapján futtatott modellszámítások felhasználásával az 1976–2005 referencia időszak és a 2070–2099 éghajlati előrejelzés adatainak az összevetéséből (lásd a 12. ábra jobb oldali paneljét). A szárazföldet és az óceánt egy-egy boxnak (doboznak) tekintve próbáljuk meg felbontani a hatásokat az adott szélességi kör (sáv) mentén. A multi-modell regressziós egyenlet alakja:

$$\delta q_L = \gamma \cdot \delta q_O + \beta \cdot \delta E_L + \zeta$$

ahol

δq_L – az adott szélességi körön a szárazföld feletti specifikus nedvesség megváltozása,

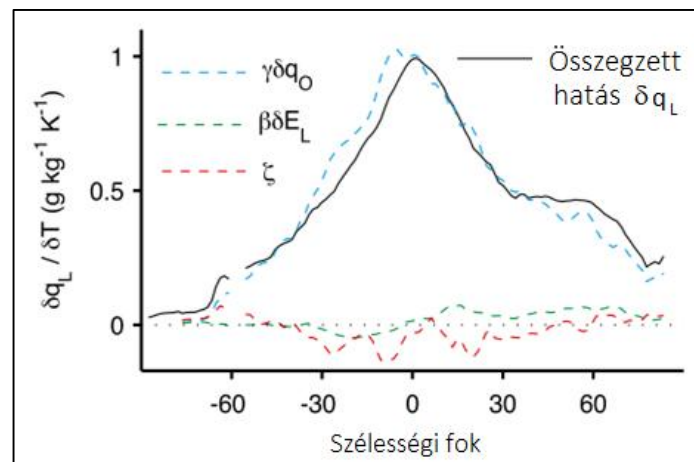
δq_O – az adott szélességen az óceánok feletti specifikus nedvesség változás,

δE_L – az evapotranszpiráció változása a szárazföldön,

γ, β – regressziós együtthatók,

ζ – maradéktag.

Az eredményeket a 13. ábra szemlélteti. A szárazföldek feletti specifikus nedvesség jövőbeni megnövekedéséért az óceán felől érkező nagyobb nedvességtartalmú levegő felel. Az óceán-szárazföld közötti nedvességszállítás – ahogy azt a 6. ábra jobb oldali paneljén láthatjuk – a teljes vízkörforgalom mindössze 6%-a. A déli félteke mérsékelt és alacsony szélességein az óceáni hatás meghaladja a becsült specifikus nedvesség növekedést. Az evapotranszspiráció alig változik a modelleredmények szerint. Mindössze az Északi félgömbön számíthatunk kismértékű növekedésre. Ebből közvetett módon az is következik, hogy a kontinensek belsejében nem számolhatunk a csapadékmennyiség lényeges változásával. A regressziós egyenlet maradéktagja (egyéb hatások) többségében kis értékű negatív szám. A növekvő hőmérséklet, alig változó párolgás és csapadék mellett az aszályhajlam növekedése valószínűsíthető.



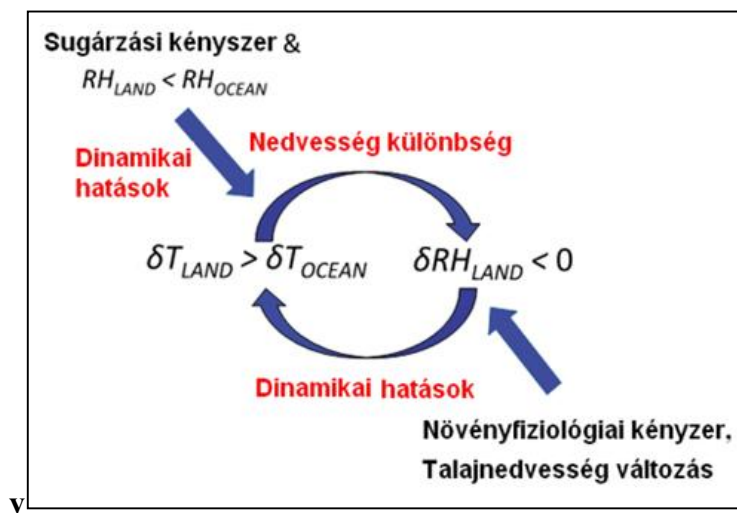
13. ábra: A szárazföldek feletti specifikus nedvesség változás δq_L (g kg^{-1}) a globális hőmérséklet-változás δT függvényében (K) a CMIP5 modelleredmények felhasználásával az RCP8.5 éghajlati forgatókönyv alapján futtatott modellszámítások alapján az (1976–2005) referencia időszak és a 2070–2099 éghajlati előrejelzések az összevetéséből (Bryne et al., 2016).

A változást kialakító hatások: $\gamma \cdot \delta q_O$ – óceánok specifikus nedvességváltozása (kék szaggatott vonal), $\beta \cdot \delta q_O$ – a evapotranszspiráció (szárazföld) változásából származó tag (zöld szaggatott vonal) és ζ – a regressziós egyenlet maradék tagja (egyéb hatások) (piros szaggatott vonal). Az egyes tagok a globális felszínhőmérséklet változásra normalizálva ($\text{g kg}^{-1} \text{K}^{-1}$).

Figure 13: Multimodel-mean changes in zonal- and time-mean surface-air land specific humidity δq_L (g kg^{-1}) (solid black line) in the CMIP5 simulations and the contributions to these changes due to ocean specific humidity changes $\gamma \cdot \delta q_O$ (blue dashed line), land evapotranspiration changes $\beta \cdot \delta q_O$ (green dashed line), and the remainder term ζ (red dashed line) as estimated using the regression equation. All quantities are normalized by the global-mean surface-air temperature change. (after Bryne et al., 2016). Reference time period is 1976–2005, target time period is 2070–2099.

Az óceánok és a szárazföldek eltérő felmelegedését, illetve eltérő relatív és specifikus nedvességváltozását szemlélteti Bryne et al. (2016) konceptuális modellje. A szárazföld jobban melegszik, mint az óceán, (pozitív hőmérsékleti kontraszt) míg a szárazföld felett csökken, az óceánok felett nő a relatív nedvesség (negatív relatív nedvességi kontraszt). A növekvő hőmérsékleti kontraszt (dinamikai hatások) a csökkenő szárazföld feletti relatív nedvességen, talajnedvességen, illetve a növényi párolgáson keresztül (csökkenő sztóma-vezetőképesség) pozitív visszacsatolást (további csökkenést) eredményez. A kontinensek belsejében nem

számítunk növekvő csapadéokra. (Ismét megjegyezzük, hogy a szárazföldek feletti növekvő specifikus nedvesség fő forrása az óceán.)



14. ábra: A hőmérséklet–relatív nedvesség visszacsatolás változása az óceánok és a szárazföld felett. Jól látható a szárazföld–óceán hőmérsékleti kontraszt növekedése, illetve a határrétegben az óceán felől a szárazföld felé történő specifikus nedvességszállítás korlátos volta. A szárazföld feletti csapadék korlátozott értéke a növényfiziológiai kényszer növekedését, a talajnedvesség csökkenését vetíti előre.

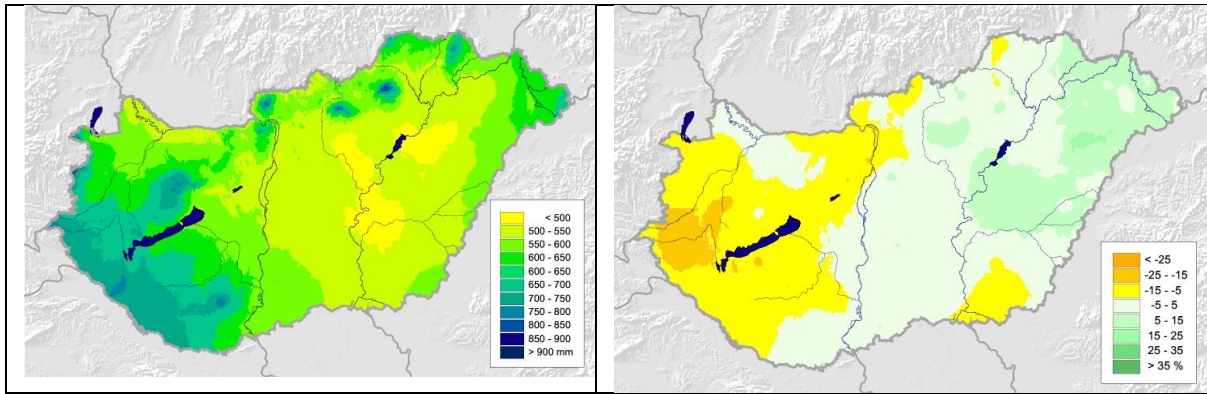
Figure 14: Schematic diagram describing the feedback between changes in temperature and relative humidity over land and ocean (assuming, for simplicity, that ocean relative humidity remains constant). The "dynamic constraint" arises from atmospheric processes that link temperatures and relative humidities over land and ocean. The "moisture constraint" is due to the limited supply of moisture from the ocean to the land boundary layer.

Hazai éghajlatváltozási tendenciák (hőmérséklet, csapadék, párolgás, aszályhajlam)

A felhő- és csapadékképződési folyamatok, a globális éghajlatváltozási tendenciák, illetve a szárazföld és az óceánok közötti hőmérsékleti és nedvességi kontraszt jövőbeni változásainak áttekintése után ismerkedjünk meg a hazai éghajlati viszonyokkal, s a közeljövő várható tendenciáival Bartholy et al. (2011) és Weidinger & Tasnádi (2015) munkáira támaszkodva!

A Kárpát-medence éghajlatát három hatás (óceáni, kontinentális, mediterrán) alakítja. Magyarországon az évi középhőmérséklet 10–11 °C; az átlagos évi csapadék 550–650 mm, az Alpokalján 700–750 mm feletti, míg Hortobágyon 500 mm alatti (15. ábra). Az évi csapadék meghaladja az évi párolgást (Szilágyi & Kovács, 2010). Az aszály azonban 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 (Bartholy et al., 2011).

Az Országos Meteorológiai Szolgálatnál 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.



15. ábra: Az átlagos évi csapadékösszeg 1971–2000 (bal oldal) és az éves csapadékösszeg %-os változása 1960 és 2009 között (jobb oldal). (Adatok forrása: Bartholy & Pongrácz, 2013, Országos Meteorológiai Szolgálat (OMSZ) [6 – www.met.hu])

Figure 15: Mean annual precipitation, 1971–2000 (left side), change of annual precipitation in % from 1960 to 2009 (right side). (Bartholy & Pongrácz, 2013, Hungarian Meteorological Service, HMS [6 – www.met.hu])

Nézzünk néhány eredményt a 2021–2050-ig terjedő időszakokra! 2050 nincs messze. Ha visszatekintünk, közelebb van, mint 1990, s arra jól emlékszünk. Az OMSZ korai modellszámításai (Szépszó & Horányi, 2008; 1. táblázat) és a későbbi részletesebb, több regionális éghajlati modell feldolgozásán alapuló vizsgálatok (Bartholy et al., 2011; Bartholy & Pongrácz, 2013) hasonló eredményeket szolgáltatottak, s ma, 2021-ben is elfogadhatók.

1. táblázat: Az éves és az évszakos átlaghőmérséklet (2 m-es magasságban mérik) és a csapadékösszeg változása hazánkban 2021–2050-es időszakra. Az OMSZ-nál 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 & Horányi, 2008 alapján).

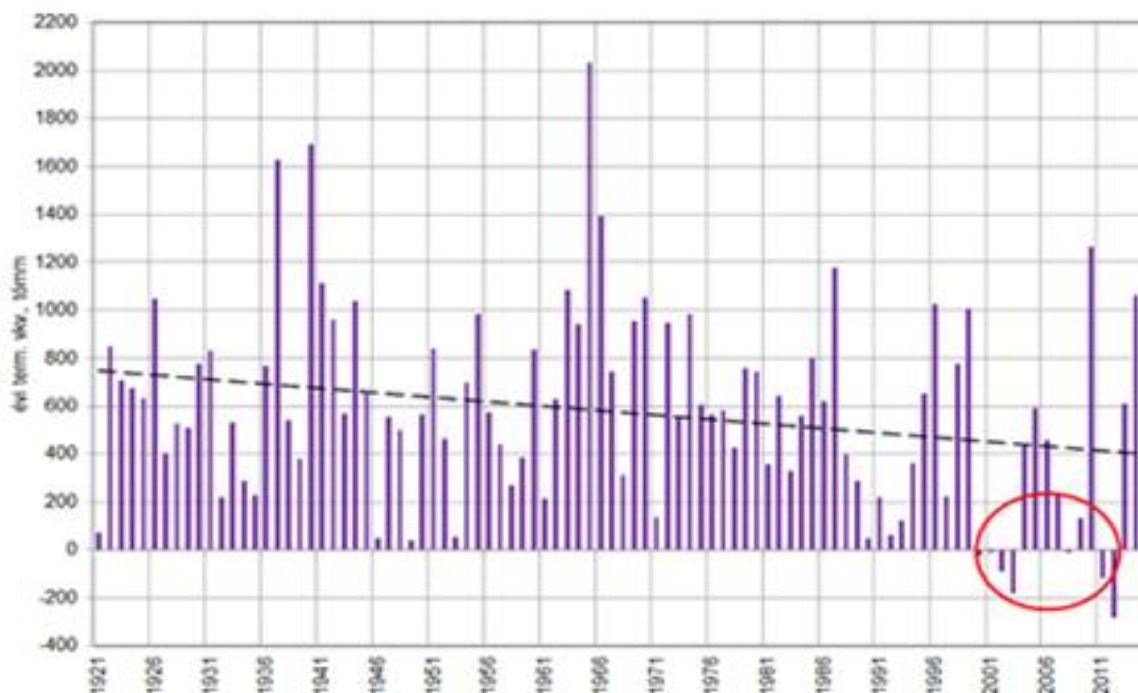
Table 1: Change of annual and seasonal mean temperature (in 2 m height) and precipitation in Hungary for 2021–2050 period compare with the reference period (1961–1990) based on the REMO5.0 regional climate model from HMS (with 25 km horizontal grid resolution) using ECHM/MP1-OM GCM from Hamburg Max Planck Institute with 200 km grid resolution after Szépszó & Horányi (2008).

Célprognózis: 2021–2050, referenciaperiódus: 1961–1990										
Modell/ Változás	REMO5.0 beágyazott regionális éghajlati modell					ECHM/MP1-OM globális éghajlati modell				
	Év	Tavas	Nyár	Ősz	Tél	Év	Tavas	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 Δ Precip (%)	–1	–7	–5	3	7	–4	–6	–15	0	5

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 (Bihari et al., 2018). Ezek szerint az 1. táblázat hőmérséklet-változási előrejelzése „túl optimista” volt. A csapadék az egyik legváltozékonyabb éghajlati elem. Az egyik évben leeshet az átlagérték fele, a másikban a másfélszerese. Nem látunk trendszerű változást az országos átlagban az 1971–2000 közötti 30 évben; az egyes kistájakon azonban igen. Dunántúlon a

csapadék növekedését, az Alföldön inkább csökkenést detektáltak (15. 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 hóhullámra, s gyakoribb nyári aszályokra számíthatunk, de nő a nagy csapadékos helyzetek valószínűsége is (Bartholy et al., 2011).



16. ábra: Balaton évi természetes vízkészlet-változása (mm) 1921–2015, a NATÉR adatbázis alapján (Lendér, 2016). Lineáris trend – fekete szaggatott vonal. 2000 után hét olyan év volt, amikor a természetes vízkészletváltozás már negatív – piros ellipszissel jelölt időszak.

Figure 16: Annual natural water reserve change for Lake Balaton (mm) 1921–2015 based on the Hungarian database (Lendér, 2016). Linear trend – black dashed line.

Red ellipse: 7 years after 2000 when annual natural water reserve change were negative.

Végezetül nézzük meg a Balaton vízháztartását és annak lehetséges változásait. A természetes vízkészletváltozás időszora integráltan tükrözi az éghajlat sajátosságait, változásait (16. ábra). A természetes vízkészletváltozás a Balaton évi vízszintváltozása leeresztés nélkül, vagyis a bevételi tagok (csapadék, hozzáfolyás) és a kiadási tag (párolgás) különbsége. Az 1961–1990 közötti 30 éves éghajlati normálidőszakban nem volt olyan év, amikor negatív lett volna a természetes vízkészletváltozás. Az első ilyen év 2001 volt, s 2015-ig pedig már hét ilyen év volt. A lineáris trend 1920 és 2015 között a 750 mm-es kezdeti értékről 400 mm körüli értékre csökkent. 2021 és 2050 között az előrejelzések szerint legalább 9, míg 2071 és 2100 közötti 30 évben már 19 olyan évre számíthatunk, amikor a Balaton természetes vízkészletváltozása negatív lesz. Reális kérdéssé válhat a vízpótlás. Az éghajlatváltozás a mindennapjainkat is befolyásolhatja.

Összefoglalás

A víz légköri szerepét elemeztük. a Naprendszer égitestjeitől az időjárás- és éghajlat alakításáig. Szóba került a víz légköri körforgása és a tengeráramlatok szerepe. Részletesen elemeztük az éghajlatváltozás kérdéskörét is.

A Föld növekvő átlaghőmérséklete a specifikus nedvesség és a kihullható víz mennyiségének növekedését, míg a relatív nedvesség szárazföldre feletti csökkenését vetíti előre. Nő a szárazföld és az óceán közötti hőmérsékleti és relatív nedvességi kontraszt.

Az elkövetkező évtizedekben hazánkban is növekvő hőmérsékletre, a szélsőségek és az aszályhajlam erősödésére számítunk. A Balaton vízháztartásában a szélsőségesebbé váló, s inkább csökkenő tendenciát mutató csapadék, és a növekvő párolgás jelent kockázatot. Csökkeni fog a tó természetes vízkészlet-változása.

Növekvő átlaghőmérsékletű és egyre szélsőségesebb klímában élünk. A kilátások nem biztatóak, de a változások üteme még lehetőséget ad a klímabarát gazdaság kialakítására, ami rajtunk is múlik.

Köszönetnyilvánítás: A tanulmány elkészítését a Magyar Tudományos Akadémia Tantárgypedagógiai Kutatási Programja támogatta.

Hivatkozások

- Anda, A., Burucs, Z., Kocsis, T., 2011: Globális környezeti problémák és néhány társadalmi hatásuk. *e-jegyzet*, Kempelen Farkas Hallgatói Információs Központ.
https://www.tankonyvtar.hu/hu/tartalom/tamop425/0032_fenntarthato_fejlodes/adatok.html
- Bartholy, J., Bozó, L., Haszpra, L. (szerkesztők), 2011: Klímaváltozás – 2011
Klímaszcenáriók a Kárpát-medence térségére. Kiadja a Magyar Tudományos Akadémia és az Eötvös Loránd Tudományegyetem Meteorológiai Tanszéke, 287p.
- Bartholy, J., Mészáros, R., Geresdi, I., Matyasovszky, I., Pongrácz, R., Weidinger, T., 2013: Meteorológiai Alapismeretek. Eötvös Loránd Tudományegyetem, Digitális Tankönyvtár. 258p. www.tankonyvtar.hu/hu/tartalom/tamop412A/2011-0073_meteorologia_alapismeretek/adatok.html
- Bartholy, J., Pongrácz, R. (szerkesztők), 2013: Klímaváltozás. *e-jegyzet*, Eötvös Loránd Tudományegyetem. ISBN 978-963-284-232-5.
<http://nimbus.elte.hu/~klimakonyv/Klimavaltozas-2011.pdf>
- Bérczi, Sz., Hargitai, H., Illés, E., Kereszturi, Á., Opitz, A., Sik, A., Weidinger, T., 2002: Bolygó légkörök atlasza. *Kis atlaszok a Naprendszerről*, 4: 28. Uniconstant, Budapest–Püspökladány. <https://kisatlasz.files.wordpress.com/2017/10/bolygolegkorok-reszlet.pdf>
- Bihari, Z., Babolcsai, Gy., Bartholy, J., Ferenczi, Z., Gerhátné Kerényi, J., Haszpra, L., Homoliné Újvári, K., Kovács, T., Lakatos, M., Németh, Á., Pongrácz, R., Putsay, M., Szabó, P., Szépszó, G., 2018: Éghajlat c. fejezet. *Magyarország nemzeti atlasza 2. kötet: természeti környezet*. Szerkesztette Kocsis, K., Magyar Tudományos Akadémia, Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Földrajztudományi Intézet. ISBN 978-963-9545-56-4 (kötet), <http://www.nemzeti-atlasz.hu/MNA/2.html>
- Bodok, E., 2014: Geotermikus rendszerek. Azonosító: MFKGT5063.
https://regi.tankonyvtar.hu/hu/tartalom/tamop412A/2011_0059_SCORM_MFKGT5063/sc_o_00_01.htm
- Bottyán, Zs., 2009: Légköri üvegházhatás a kőzetbolygókon. *Hadmérnök*, IV(4): 15–23. ISSN 1788-1929, http://hadmernok.hu/2009_4_bottyany.pdf

- Broecker, W.S., 2010: The great ocean conveyor: discovering the trigger for abrupt climate change. Princeton Press, Princeton, 176p. ISBN 978 069 11 43 545.
<https://doi.org/10.1515/9781400834716>
- Burkhardt, U., Kärcher, B., 2011: Global radiative forcing from contrail cirrus. *Nature Climate Change*, 1: 54–58. <https://doi.org/10.1038/NCLIMATE1068>
- Byrne, M.P., O’Gorman, P.A., 2013: Link between land-ocean warming contrast and surface relative humidities in simulations with coupled climate models. *Geophysical Research Letters*, 40: 5223–5227. <https://doi.org/10.1002/grl.50971>
- Byrne, M.P., Yrre, P.P., O’Gorman, P.A., 2016: Understanding Decreases in Land Relative Humidity with Global Warming: Conceptual Model and GCM Simulations. *Journal of Climate*, 29: 9045–9061. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0351.1>
- Czelnai, R., Götz, G., Iványi, Zs., 1991: Bevezetés a Meteorológiába II. A mozgó légkör és óceán. Tankönyvkiadó Vállalat, Budapest, 403p. Tankönyvi szám: J3-1344
- Emanuel, K.A., 1991: The theory of hurricanes. *Annual Review of Fluid Mechanics*, 23: 179–196. <https://doi.org/10.1146/annurev.fl.23.010191.001143>
- Gelencsér, A., Molnár, Á., Imre, K., 2012a: Az éghajlatváltozás okai és következményei. Pannon Egyetem, Veszprém. mkweb.uni-pannon.hu/tudastar/ff/02-eghajlat/Eghajlat.xhtml
- Gelencsér, A., Molnár, Á., Imre, K., 2012b: [Levegőkörnyezet és az emberi tevékenység. – Pannon Egyetem, Veszprém. www.tankonyvtar.hu/hu/tartalom/tamop412A/2010-0012_levegokornyezet/adatok.html](http://www.tankonyvtar.hu/hu/tartalom/tamop412A/2010-0012_levegokornyezet/adatok.html)
- Honniball, C.I., Lucey, P.G., Li, S., Shenoy, S., Orlando, T.M., Hibbits, C.A., Hurley, D.M., Farrell, W.M., 2021: Molecular water detected on the sunlit Moon by SOFIA. *Natural Astronomy*, 5: 121–127. <https://doi.org/10.1038/s41550-020-01222-x>
- Horváth, Á., 2005: A gomolyfelhőktől a hurrikánokig: A konvekció mint a légkör egyik legfőbb bizonytalansági tényezője. *Magyar Tudomány*, 166(7): 797–804. HU ISSN 0025 0325, <http://www.matud.iif.hu/2005-07.pdf>
- Kolláth, K., Simon, A., Pátkai, Zs., Fejes, E., Horváth, Á., Kiss, M., Németh, M., Fehér, B., Szabó, D., 2017: Felhőatlasz – A felhőről mindenkinek. Országos Meteorológiai Szolgálat, Budapest, 312p. ISBN: 978-963-9931-13-8
- 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(7481): 69–72. <https://doi.org/10.1038/nature12888>
- Lendér, H., 2016: A klímaváltozás hatása a felszíni vízgazdálkodásra. NAK, Nemzeti Alkalmazkodási Központ. Magyar Földtani és Geofizikai Intézet. 32p. http://nakfo.mbfisz.gov.hu/sites/default/files/files/Felszini_vizgazdalkodas_HU.pdf
- Liepert, B.G., 2010: The physical concept of climate forcing. *Climate Change*, 1(6): 786–802. <https://doi.org/10.1002/wcc.75>
- Makra, L., 2000: Környezeti Klimatológia. Szegedi Tudományegyetem. 122p. <http://www2.sci.u-szeged.hu/eghajlattan/kornyklim-teljes.pdf>
- Meinshausen, M., Smith, S.J., Calvin, K., Daniel, J.S., Kainuma, M.L. T., Lamarque, J-F., Matsumoto, K., Montzka, S.A., Raper, S.C.B., Riahi, K., Thomson, A., Velders, G.J.M., van Vuuren, D.P.P., 2011: The RCP greenhouse gas concentrations and their extensions from 1765 to 2300. *Climatic Change*, 109: 213–241. <https://doi.org/10.1007/s10584-011-0156-z>
- Robinson, K.L., Taylor, G.J., 2014: Heterogeneous distribution of water in the Moon. *Nature Geoscience*, 7: 401–408. <https://doi.org/10.1038/NGEO2173>
- Salma, I. (szerkesztő), Barkács, K., Bartholy, J., Kiss Keve, T., Pongrácz, R., Reskóné Nagy, M., Sohár Pálné, Tóth, B., 2012: Környezetkémia. Typotex Kiadó, Budapest. etananyag.ttk.elte.hu/FiLeS/downloads/EJ-Salma_Kornyezetkemia-04_24.pdf

- Stephens, G.L., Wild, J.L.M., Clayson, C.A., Loeb, N., Kato, S., L'Ecuyer, T., Stackhouse Jr, P.W., Lebsock, M., Andrews, T., 2012: An update on Earth's energy balance in light of the latest global observations. *Nature Geoscience*, 5: 691–696.
<https://doi.org/10.1038/NGEO1580>
- Szabados, L., 2011: Víz az univerzumban. *Magyar Tudomány*, 2011/12: 1480–1492.
 HU ISSN 0025 0325, <http://www.matud.iif.hu/MT2011-12.pdf>
- Száva-Kováts, J., 1938: Verteilung der Luftfeuchtigkeit auf der Erde. *Annalen der Hydrographie und Maritimen Meteorologie*, 66(6): 373–378.
- Szépszó, G., Horányi, A., 2008: Transient simulation of the REMO regional climate model and its evaluation over Hungary. *Időjárás*, 112(3–4): 203–231.
<https://www.met.hu/metadmin/newspaper/2013/07/a471af1dec6bf9eec528ace3b386a163-112-3-4-5-szepszo-horanyi.pdf>
- Szilágyi, J., Kovács, Á., 2010: Complementary-relationship-based evapotranspiration mapping (CREMAP) technique for Hungary. *Periodica Polytechnica - Civil Engineering*, 54(2): 95–100. <https://doi.org/10.3311/pp.ci.2010-2.04>
- Tasnádi, P., Weidinger, T., 2020: A víz különleges tulajdonságai. *Egyetemi Meteorológiai Füzetek*, 32 (Szerk.: Weidinger, T.): 16–36. (Jelen kiadványban.)
<https://doi.org/10.31852/EMF.32.2020.016.036>
- Taylor, K.E., Stouffer, R.J., Meehl, G.A., 2012: An overview of CMIP5 and the experiment design. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93: 485–498.
<https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00094.1>
- Török, S., 2011: Környezetvédelem. Vízellátás és szennyvízkezelés. Digitális tankönyvtár, Szent István Egyetem. www.tankonyvtar.hu/hu/tartalom/tamop412A/2010-0019_Vizellatas_es_szennyvizkezeles/index.html
- Trenberth, K.E., Fasullo, J.T., Kiehl, J., 2009: Earth's Global Energy Budget. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 90(3): 1–13. <https://doi.org/10.1175/2008BAMS2634.1>
- Unger, J., Sümeghy, Z., Kántor, N., Gulyás, Á., 2012: Kisléptékű környezeti klimatológia. JATE Press, Szeged, 221p. ISBN 978-963-315-068-9
- Weidinger, T., Tasnádi, P., 2015: Víz a légkörben. *Magyar Kémikusok Lapja*, LXX(11): 344–349. HU ISSN 1588-1199 (online),
https://www.mkl.mke.org.hu/images/stories/downloads/2015/2015_11.pdf
- Wright, J., 2004: Global fluxes of heat and freshwater in Ocean Circulation ed. Bearman Gerry. The Open University, Milton Keynes, Butterworth-Heinemann, 240p. ISBN 13: 9780080537948
- Zhou, L., 2016: Desert Amplification in a Warming Climate. *Scientific Reports*, 6: 31065.
<https://doi.org/10.1038/srep31065>

Internetes hivatkozások

- [1 – www.businessinsider.com]: NASA honlapja az égitestek folyékony vízkészletéről (NASA JPL Caltech NAA): www.businessinsider.com/water-space-volume-planets-moons-2016-10
- [2 – www.globe.gov]: GLOBE program: <https://www.globe.gov/do-globe/globe-teachers-guide/atmosphere>
- [3 – research.metoffice.gov.uk]: Egyesült Királyság meteorológiai szolgálatának a honlapjáról:
research.metoffice.gov.uk/research/nwp/numerical/physics/convection.html
- [4 – www.usgs.gov]: A vízciklus alapjai, USA Geológiai Szolgálat (The Fundamentals of the Water Cycle, USGS – U.S. Geological Survey): <https://www.usgs.gov/special->

[topic/water-science-school/science/fundamentals-water-cycle?qt-science_center_objects=0#qt-science_center_objects](https://www.klimadiagramme.de/Frame/indexeu.html)

[5 – www.klimadiagramme.de]: Német Meteorológiai Szolgálat térképes adatbázisa:

<http://www.klimadiagramme.de/Frame/indexeu.html>

[6 – www.met.hu]: Országos Meteorológiai Szolgálat: <https://www.met.hu>

ORCID

Weidinger T.  <https://orcid.org/0000-0001-7500-6579>

Tasnádi P.  <https://orcid.org/0000-0002-7813-5269>