



A víz körforgalma a légkörben és a 2022-es rendkívüli aszály meteorológiai háttere

Horváth Ákos¹, Breuer Hajnalka²

¹Országos Meteorológiai Szolgálat, horvath.a@met.hu

²ELTE TTK Meteorológia Tanszék

DOI: 10.56474/legkor.2023.1.1

A víz meghatározó szerepet játszik az időjárás alakításában. A légkörbe való bepárolgásától kezdve a halmazállapot-változáson keresztül a kihullásig erősen hat a légköri energia-forgalomra, és a légkör sugárzás-háztartására, végső soron az időjárás alakulására. A légköri vízforgalomban jelentkező zavar pedig szó szerint létkérdés lehet az élővilág, így az ember számára is. A víz légköri mozgása három körre bontható: a kisskálájú, vagy *konvektív ciklusra*, amely leginkább a gomolyfelhőkhöz, illetve zivatarfelhőkhöz, azaz a konvekcióhoz kapcsolható, a *ciklonok skáláján zajló* szinoptikus skálájú ciklusra, és az *éghajlati övek közötti makroskálájú* áramlásra, vagyis a hemiszférikus skálájú folyamatokra. Az egyes ciklusok szerepe térben és időben változik, azonban, ha bármelyik körben is valamilyen anomália lép fel, az szárazságot, vagy éppen árvizekkel terhelt időszakot hozhat magával. A 2022-es rendkívül erős, globális skálán jelentkező aszályos időszakban mindhárom skálán zavarok keletkeztek (Horváth et al., 2022). A tanulmány célja a három vízciklus sajátosságainak áttekintése és a szélsőséges aszály kialakulásában játszott szerepük bemutatása.

Water circulation in the atmosphere and drought in 2022

Possible reasons of the drought of 2022 is presented in this paper. Local, synoptic and large scale atmospheric phenomena were all together responsible for the extreme dry and hot weather that hit especially Carpathian basin. It is shown that on local scale the dry soil and lack of convection, on synoptic scale the blocking anticyclones, and on large scale the La Niña effect played the main roles in generation of extreme atmospheric conditions.

A légköri víz kis skálájú ciklusa: a konvekció

A lokális skálájú (légtömegben belüli) légkörzés során időben jellemzően órák nagyságrendű, térben pedig kb. 10 km karakterisztikus méretű

légkörzés zajlik, ez a légköri konvekció. Tipikus példái a gomolyfelhők, zivatarfelhők.

A légtömegben belüli konvektív folyamat energiájának jelentős részét a napsugárzásból kapja, amely felmelegíti a felszínt. A talajban keletkezett

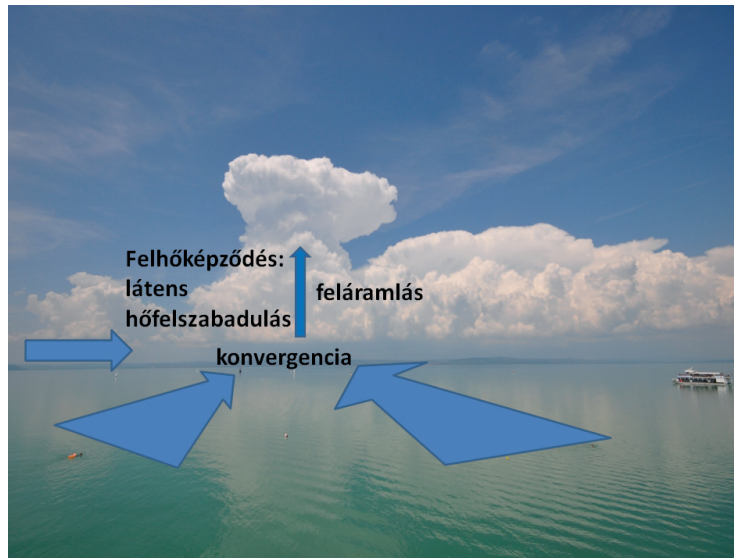
hőenergia két részre osztva jut vissza a légkörbe: a levegőt közvetlenül melegítő szenzibilis hő, illetve a felszínen lévő víz párologtatására fordított látens hő formájában. A két hőenergia-áram arányát Bowen arányként is nevezik a meteorológiában (Bowen, 1926).

Ha a *felszín száraz*, akkor a napsugárzás hatására a talajból jövő szenzibilis hő könnyen felmelegíti a levegőt, így gyorsan megindul a feláramlás. Azonban a száraz adiabata mentén hűlő légtestek hamarosan hidegebbek lesznek a környezetüknél, így a feláramlás lelassul, majd leáramlásba megy át (Rákóczi *et al.*, 1981). Ez a száraz *termik* jelensége, amely így csak a légkör alsó 1–2 km-es rétegét képes átkeverni és nem jár felhőképződéssel. A jelenséget gyakran használják a madarak, illetve a vitorlázó repülők is emelkedésre, „termikelésre”.

Ha a felszín nedves, akkor a felszínre érő napsugárzás energiája eloszlik a levegőt közvetlenül melegítő szenzibilis, illetve a talajon lévő vizet elpárologtató látens hő között. Ilyenkor a konvekció lassabban indul, azonban a vízgőz jelentős mennyiségű látens hőenergiát szállít a magasba, amely a kondenzáció, vagyis a felhőképződés során a magasban szabadul fel.

A légtömegben belüli zápor, vagy zivatarcella energiájának jelentős részét éppen a talajközeli vízgőz biztosítja, hozzájárulva a légköri instabilitáshoz. A gomolyfelhőben hasonló folyamat zajlik, mint a hőlégballonban. Az emelkedő ballon hőmérséklete a környezeténél nagyobb mértékben csökken a magassággal (száraz adiabata mentén), ezért a léghajósok bekapcsolják a gázegőt, és így biztosítják a ballon környezeténél magasabb hőmérsékletét. Egy gomolyfelhőben a gázegő szerepét egy „gőzegő” játssza úgy, hogy az emelkedéssel lehűlő levegőben megindul a telítetté váló vízgőz kondenzációja (a felhőképződés), amely látens hő felszabadulással jár (Horváth, 2006). Az így felszabaduló hő melegíti az emelkedő légtestet, így annak sűrűsége a környezeténél kisebb lesz, ezáltal tovább tud emelkedni (1. ábra).

A fentebb leírt nedves konvekció tehát a száraz termikeknél jóval magasabbra jut a légkörbe, a nedvességet nagy magasságba képes emelni.



1. ábra. A fejlődő zivatarfelhő az alacsonyabb légrétegekben nagyobb távolságból is képes összegyűjteni a nedvességet. Minél több nedvesség jut a felhőbe, a feláramlás annál erősebb lesz, amely még erősebb összeáramlást kelt.

Minél intenzívebb egy gomolyfelhő kialakulása, annál távolabbról képes összegyűjteni a nedves levegőt. Minél több nedvességet gyűjt össze, annál erősebb lesz a fejlődése, vagyis egyfajta önerősítő folyamat (pozitív visszacsatolás) indul el (1. ábra).

A fenti, klasszikus értelemben vett konvekció a mérsékelt égövben főként a nyári félévben, magas napállásnál zajlik, míg a trópusokon az év legnagyobb részén megfigyelhető. A folyamat során többé-kevésbé zárt vízciklus megy végbe, a nedves felszínről elpárolgó víz a konvektív csapadék során visszatér a felszínre (https://youtu.be/eTKdEJGOc_s).

Nem mindegy, hogy a konvekció milyen hőmérsékleten zajlik le. Adott légnyomási szinten a melegebb levegő hatványozottan több nedvességet képes magában tartani, anélkül, hogy megindulna a kondenzáció, vagyis a felhőképződés (2. ábra). Más szóval: melegebb levegő esetén jóval több vízgőzre van szükség ahhoz, hogy a relatív nedvesség elérje a 100%-ot. Ugyanakkor a melegebb levegőben lezajló adott fokú hőmérséklet-csökkenés jóval erőteljesebb kondenzációt okoz, mint ugyanakkora hűlés hidegebb levegő esetén. A kondenzáció viszont látens hőfelszabadulással jár, a hőlégballon hasonlattal élve: magasabb lánggal ég a gázegő.

e_s : telítési gőznyomás – adott hőmérsékleten (t) ennyi lehet a maximális gőznyomás. A Magnus-Tetens formula írja le.

$$e_s = 6,108 \cdot 10^{\frac{7,54t}{235+t}}$$

r_s : telítési keverési arány – adott nyomáson (p) ennyi tömegű vízgőzt tartalmazhat 1 kg száraz levegő [kg/kg].

$$r_s = \frac{0,622 \cdot e_s(t)}{p}$$

→ A levegő által maximálisan befogadható vízgőz mennyisége adott nyomási szinten csak a hőmérséklet függvénye.

$$r_s = \frac{0,622 \cdot e_s(t)}{p} = \frac{0,622}{p} \cdot 6,108 \cdot 10^{\frac{7,54t}{235+t}}$$

2. ábra. A levegő által felvehető maximális nedvesség adott légnyomáson csak a hőmérséklet függvénye, amelyet hatványozottan függ. Melegebb léggör jóval több nedvességet képes tárolni anélkül, hogy csapadék képződné. A kapcsolatot a Tetens-formula írja le.

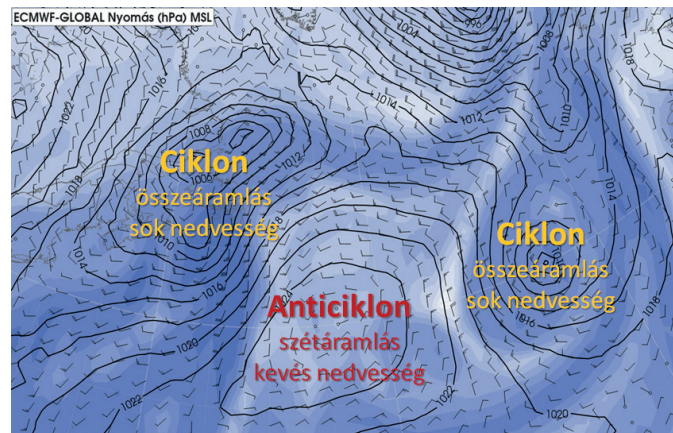
Vagyis melegebb léggör esetén nehezebben válik telítetté a levegő, így kevesebb, de annál intenzívebb zivatarcellák alakulnak ki.

A léggöri víz nagy skálájú ciklusa: a szinoptikus skálájú folyamatok

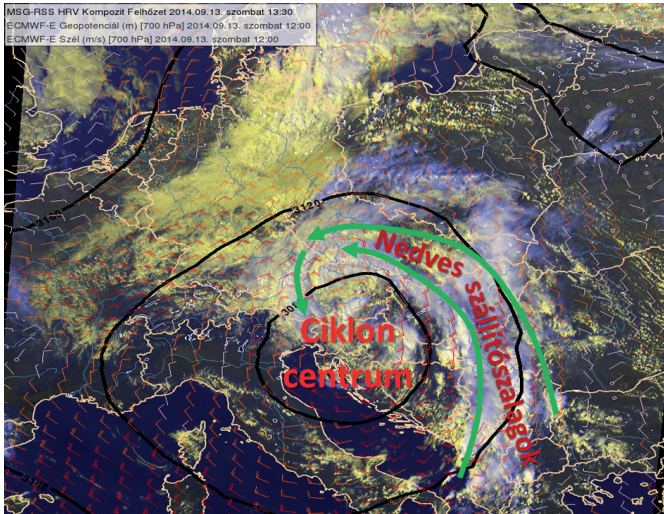
A mérsékelt égöv (vagy más néven nyugati szelek öve) változékony időjárását a ciklonok és anticiklonok láncolata alakítja. A ciklonokban az alsó szinteken összeáramlás, illetve feláramlás van, míg a felső szinteken a szétáramlás, majd a leáramlás jellemzi a légpályákat. Mivel a léggöri nedvesség túlnyomórészt az alsó szinteken található, így a ciklonok összegyűjtik a nedvességet. Minél hosszabb ideig marad fenn egy ciklon, annál nagyobb mennyiségű nedvességet képes összegyűjteni. Az anticiklonok esetén fordított folyamat játszódik le, így azok inkább “szétszórják” a léggöri nedvességet (3. ábra).

A nyugati szelek övében a léggörvények alapvetően az északi hideg és a déli meleg levegő közötti hőmérsékleti különbségből adódó belső energiát használva mélyülnek ki, tehát *nedvesség nélkül is létre tudnak jönni ciklonok* (Holton, 2004). Azonban, ha már egyszer létrejött egy ilyen léggör-

vény és van a léggörben vízgőz, akkor a ciklon azt összegyűjti, majd a kicsapódás során látens hő szabadul fel. A felhőképződés során felszabaduló hőenergia viszont tovább mélyíti a ciklont, és az hosszabb ideig tud fennmaradni, és még több nedvességet képes összeszedni, vagyis egy önerősítő folyamat indul meg (Ahmadi et al., 2004). Amennyiben nincs elég nedvesség, akkor a léggörvények gyengébbek lesznek.



3. ábra. A ciklonokat jellemző összeáramlás összegyűjti a nedvességet, az anticiklonok szétterítik. Az ábrán az alsó troposzfera nedvességeloszlását a színezett területek, a tengerszíni légnyomást a folytonos vonalak, a felszín közeli szelet a szélzászlók mutatják.



4. ábra. Erősen okkludált ciklonban a nedvesség szállítószalagokba rendeződik. A képen a fekete vonalak a 700 hPa magassági szintjét és szélviszonyait mutatják a látható tartományú műhold képre helyezve.

Az összegyűlt nedvesség a forgó ciklonban keskenyebb sávokba rendeződik (a kinematikából is ismert deformáció alapján), hasonlóan, mint ahogy a centrifugában egy egyenletesen elterített ruhadarab a forgatás után kötélformájúra csavarodik. Az idősebb légörvényekben így jönnek létre a nedves szállítószalagok, amelyek mentén a jelentősebb csapadékrendszerek is kialakulnak (4. ábra) (Payne et al., 2020). A nyári félévben ehhez hozzájön a légköri konvekció is, amikor a zivatarok a fentebb leírt módon tovább koncentrálnak a nedvességet és az intenzív csapadékhullás következtében akár villámárvizek is kialakulhatnak.

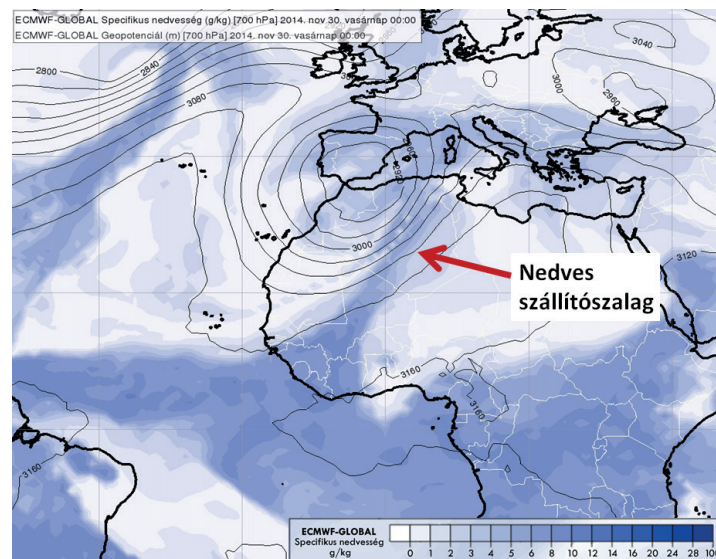
A zivatarcella legfeljebb pár órás élettartamával szemben a ciklon akár heteken át is fenn tud maradni. A legtöbbször nyugati irányból, tehát az Atlanti-óceán felől keletnek sodródó légörvények alkotják a nedvesség nagyskálájú, vagy szinoptikus skálájú ciklusát, amelynek során az óceán felől csapadék formájában a kontinensre jut a víz.

A légköri víz hemiszférius skálájú ciklusa (makroszinoptikus skálájú folyamatok)

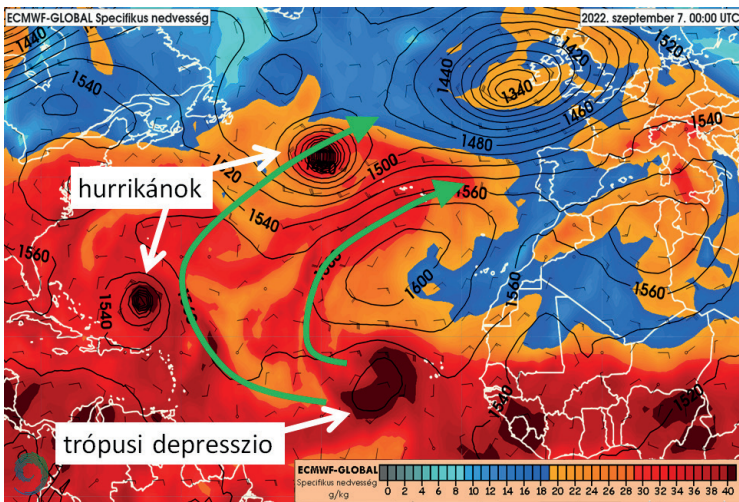
A légkör nedvességforrása a felszíni párolgás, amely nagyban függ a levegő és a párolgó felszín hőmérsékletétől, a levegő nedvességétől, a szél-től és a napsugárzástól. A mérsékelt, a sivatagi és

a trópusi éghajlati övek párolgási viszonyai között jelentős eltérés van. A mérsékelt öv erősen változó időjárási viszonyai miatt a légkör által felvett nedvesség ugyancsak erősen változik térben és időben. A hidegebb óceánfelszínről és a kontinensek felszínéről jövő visszafogottabb párolgás mértéke nem tudja fedezni a mérsékelt övben hulló csapadék mennyiségét, így a mérsékelt égöv nedvesség (konkrétan vízgőz) importra szorul. A mérsékelt égövtől délre, a sivatagi övben a szárazföldről minimális a párolgás. A sivatagi öv tengerfelszínéről viszont párolog a víz, azonban a térséget jellemző stabil légköri viszonyok (erős inverzió) miatt a vízgőz nem jut nagyobb magasságokba (González et al., 2016; Ramseyer et al., 2021). A sivatagi öv déli részein uralkodó, az Egyenlítő felé konvergáló passzát szél a nagyobb nedvességtartalmú, de telítetlen levegőt fokozatosan a trópusok irányába szállítja (Gimeno et al., 2021).

A trópusi övben a passzát szél miatti összeáramlás és a meleg tengerfelszín párolgása miatt a levegő telítetté válik és megindul a felhőképződés. A telítetté váláshoz hozzájárul, hogy a légkör alsó rétegei a trópusokon egy kicsit még hűvösebbek is, mint a sivatag felett, éppen a



5. ábra. Nedvesség transzport a sivatag felett. A nedves levegő telítetlen állapotban a sivatag felett áramolva jut a trópusi területekről a mérsékelt égövbe. A folytonos vonalak a 700 hPa szint magasságát, a színezett területek a specifikus nedvesség eloszlását mutatják.



6. ábra. Nedvesség transzport trópusi viharok által. Az egymást követő trópusi viharok telített nedves levegőt szállítanak a trópusok felől a mérsékelt égövbe. A színezett területek a troposzféra vertikális szintek szerint összegzett nedvességét mutatják, a folytonos vonalak a 850 hPa magassági szintjét, a szélvonalak ugyanezen szint szélviszonyait.

felhőzet megjelenése miatt. A trópusi légkör bőven rendelkezik telítéshez közeli vízgőzzel, a napi rendszerességgel magasba törő zivatarfelhők pedig a szabad légkörbe juttatják a nedvességet. A légköri víz cirkulációjának legnagyobb skálájú ciklusa során ez a trópusi eredetű nedvesség jut a mérsékelt égövbe, biztosítva a csapadékhoz szükséges nedvességet és nem kevés energiát szállítva látens hő formájában (Shaw et al., 2012).

A trópusi-mérsékelt övi nedvességáramnak két fő típusa van (Liu et al., 2020; Gimeno et al., 2020). Az egyik, amikor a mérsékelt övi ciklon áramlási rendszere annyira lenyúlik déli irányba, hogy képes áttörni a sivatagi záróvonalat. Ilyenkor a ciklon előoldalán a sivatagi öv felett átnyúló láthatatlan nedvesség-híd telítetlen állapotú nedves levegőt szállít a nyugati szelek övébe (Aemisegger et al., 2021). Ez a nedvesség hozzájárul a mérsékelt öv déli területein kifejlődő csapadék-rendszerekhez. Térségünkben elsősorban télen figyelhető meg a folyamat és a mediterrán ciklonok kialakulásához, a Kárpát-medencében pedig a téli nagy csapadékos helyzetek létrejöttéhez járul hozzá (5. ábra) (Bottyán et al., 2017).

A trópusokról a mérsékelt égövbe tartó nedvességáram másik formája, amikor trópusi, vagy szubtrópusi ciklonok szállítják a telített

vagy telítettség közeli nedves levegőt mérsékelt égövbe. Ennek tipikus példái a hurrikánok, vagy trópusi ciklonok (6. ábra). Főként a nyár végi, illetve kora őszi időszakban a trópusi eredetű légörvények által akár az 50. szélességi foktól északabbra is felvitt nedvesség az atlanti ciklonok kialakulása során játszik meghatározó szerepet, kihatva a Kárpát-medence csapadékviszonyaira is (Tuinenburg et al., 2020).

A légköri vízciklusok anomáliái: a 2022-es rendkívüli aszály

A fentiekben leírt légköri vízciklusokban fellépő anomáliák árvizekhez vagy szárazságokhoz vezethetnek. Ha egyszerre több ciklus is eltér a szokásostól, akkor globális szinten is szélsőséges időjárási események következhetnek be, mint a 2022-es rendkívüli szárazság esetén is történt.

A **kis skálájú** konvektív folyamatok szintjén forráság esetén a felszínből a légkörbe jutó vízgőz telítetlen marad, nem fog kondenzálódni, a légköri áramlások pedig könnyen elviszik a telítetlen vízgőzt. Ennek következtében kevesebb lesz a felhő, elmaradnak a záporok, a felszín kiszárad, és a még telítetlenebbé váló levegő valósággal kiszívja a nedvességet a talajból, a tavakból. Ez a jelenség játszódott le az utóbbi években egyre gyakrabban a Kárpát-medencében. Túlságosan melegen indult a tavasz, és kevesebb volt a nedvesség a talajban. Mivel a cirkulációs helyzet sem változott lényegesen, ezért a csapadékos májusi-júniusi Medárd időszak helyett a fenti pozitív visszacsatolások miatt forró száraz idő kezdődött. Mindez hatással volt az egész nyárra, hiszen a légtömegben belüli helyi zivatarok csapadékforrását térségünkben nem kis részben a talajnedvesség jelenti (Ciric et al., 2016).

A **ciklonok skáláján** zajló folyamatok során, ha a nyugati szelek övében kevesebb nedvesség van, akkor a ciklonok is gyengébbek lesznek, illetve északabbra húzódnak. Helyüket átveszik az anticiklonok, mint az atlanti térségben található azori anticiklon. Az anticiklon dinamikus felhőoszlató hatására viszont nyáron még melegebb lesz a levegő, még több nedvességet képes magában tartani anélkül, hogy telítődne, hogy

megindulna a felhőképződés. A megerősödő anticiklonok ráadásul elzárják a trópusi eredetű légtömegek útját, így a mérsékelt égöv még melegebb és szárazabb lesz.

A **hemiszférikus ciklusban** – azaz a trópusoktól a mérsékelt öv felé irányuló transzport folyamat során – a meghatározó folyamat a víz szabad légkörbe kerülése, amely jórészt az óceánok felett zajlik. Ha az átlagosnál alacsonyabb a tengervíz hőmérséklete, akkor az kevésbé párolog. Az alacsonyabb hőmérsékletű vízfelszín stabilizálja a légkört is, kevesebb lesz a gomolyfelhőzet és a zivatar, amely a szabad légkörbe juttatná a nedvességet. Ez történik a Csendes-óceán legnagyobb

egyenlítői területein, a La Niña folyamat során (7. ábra). Alapvetően az egész nedvesség cirkulációs rendszer forrásánál jelentkezik az anomália, amely közvetlenül vagy áttételesen kihat mindhárom légköri-vízciklusra.

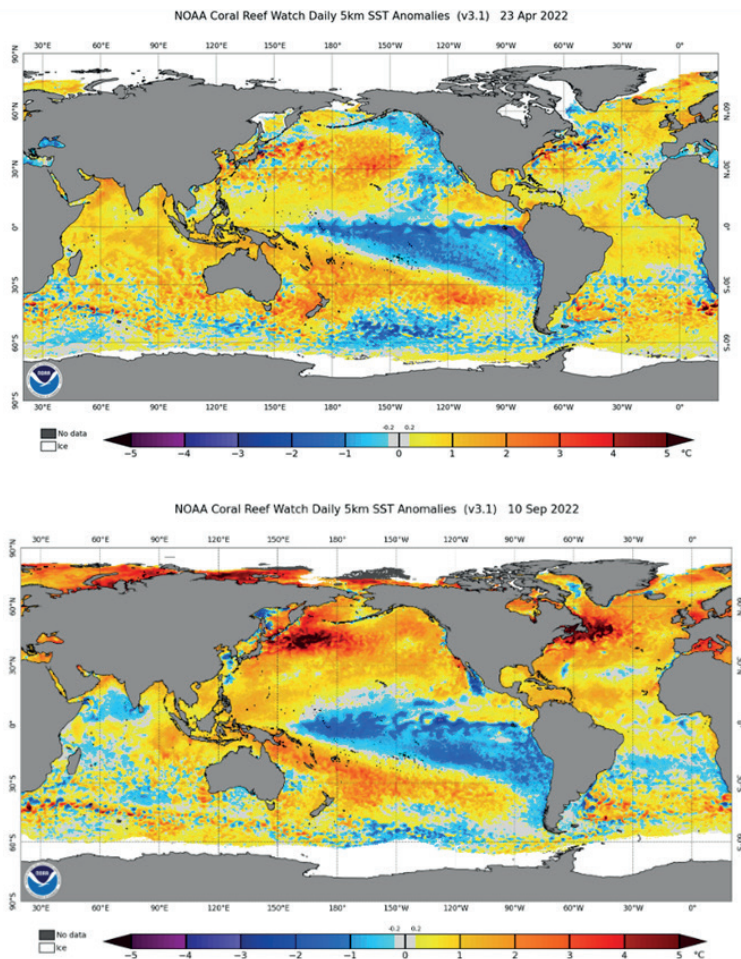
A La Niña folyamat közvetetten is befolyásolja az európai térség csapadékrendszerait a troposzféra felső részén húzódó jetre gyakorolt hatásán keresztül. La Niña idején nyáron az azori anticiklon megerősödik, illetve a dél-európai térségben növekszik az anticiklonok gyakorisága (López-Parages et al., 2016), télen pedig csökken a ciklonok gyakorisága a mediterrán térségben (Kamil et al., 2017). Tekintve, hogy télen a Kárpát-medence csapadékforrásának jelentős része a mediterrán térségből érkezik (Bottyán et al., 2017), a téli csapadékhiány a talajnedvességen keresztül, a nyári magasabb légnyomás pedig a konvekció elnyomásán keresztül kihat a nyári konvektív csapadékképződésre erősítve a száraz időszakok kialakulását.

A melegebb levegő jóval több vizet képes megtartani, ugyanakkor a magasabb hőmérsékleten lezajló kondenzáció során jóval több látens hő szabadul fel, ezáltal több energia jut a légkörbe. Ez elsősorban az első vízciklus esetén látszik, a konvektív folyamatok erősebbek, a zivatarok hevesebbek, nagyobb az esély a vilámárvizek kialakulására. A jelenség a szinoptikus skálán is megjelenik, főként az atlanti viharciklonok kialakulása során figyelhető meg: a ciklonok energiájuk egy részét a kondenzálódó, sokszor szubtrópusi eredetű meleg nedves levegőből kapják (Hirata et al., 2018).

A tanulmányban bemutatott három vízciklus külön-külön is jelentős szerepet játszik az időjárás, mindenekelőtt pedig

Összefoglalás

A tanulmányban bemutatott három vízciklus külön-külön is jelentős szerepet játszik az időjárás, mindenekelőtt pedig



7. ábra. Globális vízfelszín hőmérséklet anomália térkép (forrás: NOAA). A Csendes-óceán keleti részéről kiinduló hűvösebb tengervíz a La Niña folyamat hatása.

a csapadékviszonyok alakulásában. Az egyes ciklusok kapcsolatban vannak egymással, a légköri konvekció körülményeit meghatározzák a szinoptikus skálájú folyamatok, azok alakulását pedig az egész hemiszférát átfogó makro-skálájú folyamatok. Az egyes skálakon jelentkező anomáliák visszavezethetőek az alapvető fizikai-meteorológiai törvényekre: a levegő vízmegtartó képességének nagyfokú hőmérséklet érzékenységre, a légköri cirkulációs rezsimek ugyancsak hőmérséklet érzékeny alakulására és a tengervíz párolgására. A tengervíz hőmérsékleti anomáliája (La Niña jelenség) önmagában valószínűleg nem okozott volna ennyire szélsőséges szárazságot, ha a mérsékelt égöv nem lett volna jóval melegebb az átlagosnál, amely viszont már feltehetően a globális felmelegedés számlájára írható.

Irodalom

- Aemisegger, F., Vogel, R., Graf, P., Dahinden, F., Villiger, L., Jansen, F., Bony, S., Stevens, B. and Wernli, H.*, 2021: How Rossby wave breaking modulates the water cycle in the North Atlantic trade wind region. *Weather Climate Dyn.* 2, 281–309. <https://doi.org/10.5194/wcd-2-281-2021>
- Ahmadi-Givi, F., Graig, G. C., and Plant, R. S.*, 2004: The dynamics of a midlatitude cyclone with very strong latent-heat release. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 130, 10. <https://doi.org/10.1017/qj.02.226>, 295–323.
- Bottyán, E., Czuppon, G., Weidinger, T., Haszpra, L., and Kármán, K.*, 2017: Moisture source diagnostics and isotope characteristics for precipitation in East Hungary: Implications for their relationship. *Hydr. Sci. J.* 62, 2049–2060. <https://doi.org/10.1080/02626667.2017.1358450>
- Bowen, I.S.*, 1926: The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface. *Phys. Rev.* 27, 779–787. <https://doi.org/10.1103/PhysRev.27.779>
- Ciric, D., Stojanovic, M., Drumond, A., Nieto, R. and Gimeno, L.*, 2016: Tracking the origin of moisture over the Danube river basin using a Lagrangian approach. *Atmosphere* 7(12), 162. <https://doi.org/10.3390/atmos7120162>
- Gimeno, L., Vázquez, M., Eiras-Barca, J., Sorí, R., Stojanovic, M., Algarra, I., Nieto, R., Ramos, A.M., Durán-Quesada, A.M., and Dominguez, F.*, 2020: Recent progress on the sources of continental precipitation as revealed by moisture transport analysis. *Earth-Sci. Rev.* 201, 103070. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.103070>
- González, Y., Schneider, M., Dyroff, C., Rodríguez, S., Christner, E., García, O.E., Cuevas, E., Bustos, J.J., Ramos, R., Guirado-Fuentes, C., and Barthlott, S.*, 2016: Detecting moisture transport pathways to the subtropical North Atlantic free troposphere using paired H 2 O-δD in situ measurements. *Atm. Chem. Phys.* 16, 4251–4269. <https://doi.org/10.5194/acp-16-4251-2016>
- Hirata, H., Kawamura, R., Nonaka, M. and Tsuboki, K.*, 2019: Significant impact of heat supply from the Gulf Stream on a “superbomb” cyclone in January 2018. *Geophys. Res. Lett.* 46, 7718–7725. <https://doi.org/10.1029/2019GL082995>
- Holton, J. R.*, 2004. An Introduction to Dynamic Meteorology. Elsevier. 228–268.
- Horváth Á. és Breuer, H.*, 2022: A 2022-es rendkívüli szárazság fizikai-meteorológiai háttere https://www.met.hu/ismeret-tar/erdekessegek_tanulmanyok/index.php?id=3200&hir=A_2022-es_rendkivuli_szarazsag_fizikai-meteorologiai_hattere
- Horváth, Á.*, 2006: A Légköri konvekció. OMSZ kiadvány.
- Kamil, S., Almazroui, M., Kucharski, F., and Kang, I.S.*, 2017: Multidecadal changes in the relationship of storm frequency over euro-mediterranean region and ENSO during boreal winter. *Earth Syst. and Env.*, 1, 1–10. <https://doi.org/10.1007/s41748-017-0011-0>
- Liu, B., Tan, X., Gan, T. Y., Chen, X., Lin, K., Lu, M., and Liu, Z.*, 2020: Global atmospheric moisture transport associated with precipitation extremes: Mechanisms and climate change impacts. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Water*, 7(2), e1412. <https://doi.org/10.1002/wat2.1412>
- López-Parages, J., Rodríguez-Fonseca, B., Dommenget, D., and Frauen, C.*, 2016: ENSO influence on the North Atlantic European climate: A non-linear and non-stationary approach. *Clim. Dyn.* 47, 2071–2084. <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2951-0>
- Payne, A.E., Demory, M.E., Leung, L.R., Ramos, A.M., Shields, C.A., Rutz, J.J., Siler, N., Villarini, G., Hall, A., and Ralph, F.M.*, 2020: Responses and impacts of atmospheric rivers to climate change. *Nat. Rev. Earth Environ.*, 1(3), 143–157. <https://doi.org/10.1038/s43017-020-0030-5>
- Ramseyer, C.A. and Miller, P.W.*, 2021: Historical trends in the trade wind inversion in the tropical North Atlantic Ocean and Caribbean. *Int. J. Climat.* 41, 5752–5765. <https://doi.org/10.1002/joc.7151>
- Rákóczi F. és Götz G.*, 1981: A dinamikus meteorológia alapjai. Tankönyvkiadó.
- Shaw, A.T. and Pauluis, O.*, 2012: Tropical and Subtropical Meridional Latent Heat Transports by Disturbances to the Zonal Mean and Their Role in the General Circulation. *J. Atmos. Sci.* 69, 1872–1889. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-11-0236.1>
- Tuinenburg, O.A., Theeuwes, J.J., and Staal, A.*, 2020: High-resolution global atmospheric moisture connections from evaporation to precipitation. *Earth Syst. Sci. Data* 12, 3177–3188. <https://doi.org/10.5194/essd-12-3177-2020>