

AZ ANTROPOGÉN KLÍMAVÁLTOZÁS ÉS A TERMÉSZETES KLÍMAOSZCILLÁCIÓK SZEREPE A SZÁRAZODÁSBAN ÉS A SZÉLSŐSÉGES IDŐJÁRÁSBAN MAGYARORSZÁGON

THE ROLE OF ANTHROPOGENIC CLIMATE CHANGE AND NATURAL CLIMATE OSCILLATIONS IN ARIDIFICATION AND WEATHER EXTREMES IN HUNGARY

Gulácsi András

Szegei Tudományegyetem Földtudományok Doktori Iskola, 6722 Szeged, Egyetem u. 2–6., gulandras90@gmail.com

Összefoglalás. A szárazodás, melyben szerepet játszik az éghajlatváltozás, széles körben kutatott téma Magyarországon. E tanulmányban áttekintést nyújtok a jövőben feltételezhető hazai éghajlati kilátásokról, amely jellemzően az átlaghőmérséklet emelkedő és az évi csapadékösszeg csökkenő trendjében mutatkozik meg. A tanulmány az alábbi fő kérdésekre fókuszál: a globális felmelegedés a jövőben hogyan befolyásolhatja a ciklonok pályáit, a csapadékeloszlást, a hőmérsékletet, illetve járulhat hozzá a szélsőséges időjárási eseményekhez? A természetes klímaoszcillációk hogyan befolyásolják a ciklonok pályáit, a csapadékeloszlást, a hőmérsékletet, és járulnak hozzá a szélsőséges időjárási eseményekhez? Van-e kimutatható statisztikai kapcsolat a hazai csapadék és hőmérséklet idősorok és a regionális klímaoszcillációk között? Megfigyelhető, hogy rövid időre egyeduralgódóvá válhat valamelyik természetes éghajlati oszcilláció hatása, ami szélsőséges időjárási eseményhez vezethet (pl. hőhullámhoz, aszályhoz). Regresszióelemzést és hierarchikus osztályozást végeztem, kapcsolatot keresve néhány hazai meteorológiai állomás nyilvánosan hozzáférhető adataira és az éghajlati oszcillációk között. Rengeteg más tényező befolyásolja a Kárpát-medence időjárását és éghajlatát, mégis kimutatható a klímaoszcillációk hatása vizsgált hőmérsékleti és csapadék idősorokon.

Abstract. Aridification, in which climate change plays a role, is a widely researched topic in Hungary. This study provides an overview about the assumed future national climate prospects reflected in the increasing trend of average temperature and the decreasing trend of annual precipitation sum, focusing on the following questions: How global warming will affect the storm tracks, the distribution of precipitation, the temperatures, and contribute to extreme weather events in the future? How climate oscillations are affecting the storm tracks, the distribution of precipitation, the temperatures, and contribute to extreme weather events? And finally, is there any statistical connection between precipitation and temperature time series and regional climate oscillations? It can be easily observed that for a shorter time interval (weeks or months, or even a year) the effect of either climate oscillation become dominant, leading to extreme weather events like heat waves or droughts. I performed regression analysis and hierarchical classification on publicly available data sets of five national meteorological stations looking for connections with climate oscillations. A great deal of other factors have influence on the weather and climate of the Carpathian Basin, yet the effects of the climate oscillations on temperature and precipitation time series are demonstrable.

Bevezetés. Hazánkat erősen sújtja az évi csapadékmenyiség csökkenő és a középhőmérséklet emelkedő trendje, melynek negatív hatásai legszembetűnőbben a Duna-Tisza közén mutatkoznak meg a szárazodás részletesen megkutatott jelenségén keresztül (Rakonczai, 2013; Kohán, 2014; Rakonczai és Fehér, 2015). A talajvízkészlet csökkenése a Duna–Tisza közén az 1970-es évek óta folyamatos, egy-egy csapadékos időszak csak a vízkészletek részleges visszapótlódását teszik lehetővé középtáji léptékekben. Az átlaghőmérséklet országosan 1,1 °C-kal, míg a nyári középhőmérséklet az Alföldön 2,2 °C-kal emelkedett 1901–2013 között. Az évi csapadékösszeg pedig 7%-kal csökkent ugyanebben az időszakban (Lakatos et al., 2014). A jövőbeli kilátások szerint sem várható fordulat (Blanka et al., 2014).

Magyarország éves vízmérlege szerint 5 km³ hazánk vízháztartási hiánya, azaz a beérkező vízfolyások több vizet vezetnek le (117 km³-t), mint amennyi vizet hoznak (112 km³-t). A hazánk területén lehulló csapadék mennyisége 56 km³ évente, míg a párolgás 49 km³-t emészt fel, így évente 7 km³ hasznosítható víz származik belőle. Ebből 6 km³ kifolyik az országból. Ezen felül további 1

km³ vizet használunk fel a felszín alatti vízkészletekből (Somlyódy, 2011). Ebből világosan következik, hogy elemi érdekünk lenne a folyóvizeinket, a vízpotenciálunkat nagyobb mértékben kihasználni. A változások nyomán követése fontos feladat a vízgazdálkodás számára. Rendszeresen felmerül a duzzasztás és a vele járó vízpótlási, öntözési, hajózási, turisztikai stb. célú csatornaépítések igénye a szárazodás elleni védekezésben és az aszálykárak mérséklésére. A távérzékelésen alapuló monitoring vizsgálatokkal jól megfigyelhető, hogy a vegetáción, a levélzet klorofill- és nedvességtartalmának változásain keresztül visszatükröződnek a csapadékelállottság, és a léghőmérséklet változásai (Gulácsi, és Kovács, 2015). A tanulmány a jövőben feltételezhető éghajlati kilátásainkkal kapcsolatban az alábbi kérdésekre helyezi a súlypontot: a globális felmelegedés a jövőben hogyan befolyásolhatja a ciklonok pályáit, a csapadékeloszlást, a hőmérsékletet, illetve járulhat hozzá a szélsőséges időjárási eseményekhez? A természetes klímaoszcillációk hogyan befolyásolják a ciklonok pályáit, a csapadékeloszlást, a hőmérsékletet, és járulnak hozzá a szélsőséges időjárási eseményekhez? Van-e kimutatható statisztikai kapcsolat a hazai csapadék és hő-

mérséklet-idősorok és a regionális klímaoscillációk között?

Áttekintés. Globális felmelegedés. A globális felmelegedésben, vagyis a rendszeres, megbízható műszeres mérések kezdetétől (1880-tól) megfigyelt hőmérséklet-emelkedésben döntő szerepet játszik az antropogén széndioxid kibocsátás (IPCC, 2013). Azt rögtön hozzá is tenném, hogy a CO₂-kibocsátással nem lehet mit kezdeni, mert a fejlett civilizációról nem mondhatunk le. Amennyiben a 2015. évi, párizsi klímaegyezményben lefektetett szén-dioxid emissziócsökkentési vállalásokat teljesítené az emberiség, akkor az 2100-ig gyakorlatilag elenyésző hatással lenne a globális átlaghőmérsékletre. Ha 2030-ig teljesítenék a nemzetállamok az ígéreteiket, akkor mindössze 0,048 °C-kal csökkenne az átlaghőmérséklet (Lomborg, 2016). Még ha drasztikusan le is tudnánk vinni a légköri szén-dioxid koncentrációt, a hőmérsékletemelkedés akkor sem állna meg addig, amíg el nem értük az új sugárzási és hőmérsékleti egyensúlyt (Planck-visszacsatolás).

A globális felhőzet kiterjedése évtizedenként átlagosan 0,4%-kal csökkent az 1971–2009 közötti időszakot tekintve. A Kárpát-medencében 0,7%-os csökkenés volt megfigyelhető a felhőborítottságban (Eastman and Warren, 2013). Ezzel egy időben azonban a légkör vízgőztartalma más adatok alapján emelkedett. A HadISDH¹ majdnem teljesen globális lefedettségű légköri specifikus nedvesség (gkg⁻¹) adatbázis adatainak tanúsága szerint, az 1973–2012 közötti időszakban szignifikánsan emelkedett a specifikus nedvesség értéke globálisan, és ezen belül Európában is (Willett et al., 2013). A globális nedvesedési trend: +0,089 (0,080–0,098 CI 95%) gkg⁻¹évtized⁻¹. Ennek roppant egyszerű a magyarázata, ugyanis ismeretes, hogy adott hőmérsékleten mennyi vízpárát képes a levegő magában tartani. Ezt a Clausius–Clapeyron-egyenlet írja le, mely szerint egy anyag gőznyomása a hőmérséklet emelkedésével exponenciálisan növekszik. Tehát amikor a légköri CO₂-koncentráció emelkedése miatt növekszik az üvegházhatás mértéke, és ebből következően emelkedik a hőmérséklet (a tengervíz fajhője igen nagy, ezért lassan), akkor több víz párolog el a felszínről, így megemelkedik az abszolút páratartalom (illetve a specifikus nedvesség), azaz magasabb hőmérsékleten több vízgőz képes a légkörben tartózkodni anélkül, hogy kondenzálna. A melegedésből és a nagyobb légköri vízpára mennyiségből nem feltétlenül következik a felhőborítottság növekedése; ennek éppen az ellenkezőjét mutatják az adatok. Ezért a jövőben is számítani kell a csapadékhiányra és a szárazodásra, ami a Homokhátságot különösen súlyosan érinti, hiszen a felszín alatti vízkészletek egyedüli bevételi forrása a csapadékhullás, és a talajvízszint-csökkenést döntően (Völgyesi, 2000) a csapadékhiány okozza. Shaw et al., (2016) kitűnő áttekintést ad az Európa éghajlatát meghatározó mérsékelt övi ciklonpályák (viharvonal) helyzetének változásairól és hogy azokra milyen befolyással lehet az antropogén globális felmelegedés a jövőben, amit globális klímamodellekkel

(GCMs) próbálnak számszerűsíteni. Hatalmas azonban a bizonytalanság, ugyanis számos kis léptékű fizikai folyamat nincs meghatározva a GCM-ekben, így csak találgathatunk a mérsékelt öv jövőbeli éghajlati kilátásait illetően, de várhatóan fontos következményei lehetnek a szinoptikus viharok pályaváltozásainak is a Kárpát-medencében. Az extratropikus ciklonok viharrendszerek, amelyek megfigyelhetően elsősorban a viharvonalnak (*storm track*) nevezett szűk, nagy eddy² kinetikus energiájú régióban haladnak, és csapadék, szél és hőmérsékleti szélsőségekhez járulnak hozzá a közepes szélességeken. Statisztikailag a leggyakrabban a 30–60° szélességek között található (Észak-Atlanti-, Észak-Pacifikus-Óceán, Déli óceánok és a Földközi-tenger). A ciklonok ott szoktak képződni, ahol a horizontális felszínhőmérsékleti gradiens nagy, és a futóáramlás befolyásolja a haladási sebességüket és irányukat. Amikor nagy a horizontális nyomásgradiens, az áramlás erőteljesebb és zónális, míg, amikor meggyengül, kisebb lesz a nyomásgradiens. Elkezd nagyobb amplitúdóval a hosszúsági körök mentén kitérni, azaz meridionális lesz az áramlás és a csapadékot hozó ciklonpályák is ezzel együtt eltérülnek. A ciklonok hatással vannak a teljes éghajlatra az energia- és az impulzusmomentum-transzporton keresztül. A viharvonalak erőssége és helyzete évszakosan váltakozik a természetes változékonyság hatására, mint például a trópusi tengerfelszín hőmérsékleti változásai (El Niño–Déli Oszcilláció, ENSO). A globális felmelegedés is befolyással lehet, bár nagy bizonytalanság övezi ennek mikéntjét. A szinoptikus viharútvonalak jövőbeli helyzete és erőssége azon folyamatoktól függ, amelyek módosítják a horizontális hőmérsékleti gradienst (Shaw et al., 2016). Bizonyos esetekben egyértelmű a globális felmelegedés hatása, így például:

1. A telítési specifikus nedvesség hőmérséklettel való emelkedése (Clausius–Clapeyron egyenlet) nedvesebb alacsony szintű levegőhöz és nagyobb látens hő leadáshoz vezet a trópusi konvekcióban, ami a trópusi felső-troposzférát a felszínhez képest melegíti és a tropopauzát megemeli.
2. A felszíni albedó-hőmérséklet visszacsatolások a globális átlaghoz képest az Északi-sark fokozott melegedéséhez vezetnek, amit Északi-sarki Felerősítésnek (Arctic Amplification, AA) neveznek. Más különböző termodinamikai folyamatok azonban egymással ellentétes hatással vannak a gradiensre (Shaw et al., 2016), például:
3. A trópusi felső troposzféra melegedése növeli a baroklinitást és a viharok pályáit a pólusok felé tolja el. Az Északi-sarkvidék felszíni melegedése csökkenti az alsó-troposzféri baroklinitást és az Egyenlítő felé tolja el a ciklonok pályáit.
4. A poláris alsó-sztratoszférának az ózonréteg helyreállása miatti melegedése csökkenti a baroklinitást és az Egyenlítő irányába tolja a viharvonalat; ezzel szemben a növekvő üvegházgáz-koncentrációk a trópusi felső-troposzféra melegedéséhez vezetnek, hűtve az alsó sztratoszférát – a troposzféra több hosszúhullámú inf-

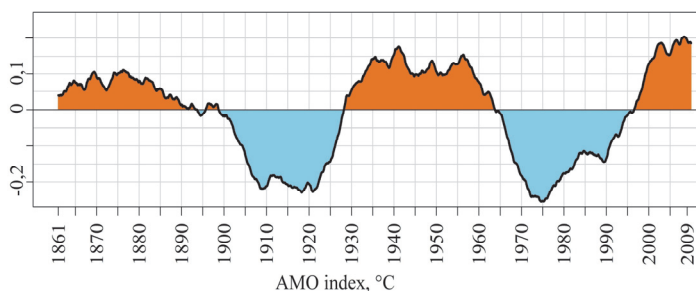
¹ HadISDH globális rácspontokra előállított átlagos felszíni légnedvesség adatbázis: <http://www.metoffice.gov.uk/hadobs/hadisdh/>

² Az eddy-k vagy baroklin hullámok örvényszerű légköri áramlatok.

ravörös sugárzást tart vissza, ami nem lesz elérhető a sztratoszféra számára, s az emiatt hűl –, ellentétes irányú eltoláshoz vezetve.

5. Ahogy az éghajlat melegszik, úgy a felszíni rövidhullámú felhő-sugárzások növelik az Egyenlítő és a sarkok közötti hőmérsékleti gradienst. Ezzel egy időben a hosszuhullámú felhő sugárzások csökkentik ezt a gradienst.

Többek között ezek miatt nagy kihívás előrejelezni a ciklonpályáknak a jövőbeli klímaváltozásra adott választát. Az ötödik pont bővebb magyarázatot igényel: a szimulációk feltártak egy lehetséges vetélkedést a hosszuhullámú és a rövidhullámú felhő sugárzások hatásai között. A rövidhullámú változások kiváltotta lehűlés növeli a felszíni baroklinitást és fokozná a futóáramlás pólus felé történő eltolódását. Ezzel szemben a hosszuhullámú változások (felszín melegítése) csökkentik a baroklinitást. A „harc” kimenetele nem egyértelmű. A modellezett klímaérzékenységekben (a légköri CO₂-koncentráció megkétszereződéséből származó globális hőmérsékletemelkedés) lévő bizonytalanságok jelentős hányadát a felhők jelentik (Shaw et al., 2016). Erős, zónális futóáramlás esetén a ciklonok pályái északabbra



1. ábra: Az Atlanti Több-évtizedes Oszcilláció (AMO) pozitív és negatív fázisai. A havi tengerfelszín-hőmérsékletekre számolt 10 éves mozgó átlag a NOAA ESRL Physical Sciences Division adataiból.

húzódnak, és Európa északi felében csapadékos, hűvös nyarat, míg a déli felében száraz és meleg időjárást eredményeznek. Ezzel ellentétben, amikor az áramlás meggyengül, meridionálisá válik, a ciklonpályák lehúzódnak délebbre, és ha a trópusokkal összeköttetésben álló nedvesség (légköri folyamatok) bejut a mediterrán ciklonok képződési helyére a Földközi-tenger medencéjébe, akkor kiemelkedően csapadékos évet hozhat Európa déli részén, illetve a Kárpát-medencében. Ekkor az északi részekon szárazabb az időjárás.

Éghajlati oszcillációk. Ezek a nagy térségekre kiterjedő éghajlati ingadozások kisebb időléptékben (heti, havi, éves) jelentős hatással vannak a léghőmérséklet, a csapadékmennyiség és a szél klimatikus változókra. Kivéve az AMO (Atlanti Több-évtizedes Oszcilláció, Atlantic Multidecadal Oscillation) esetén, ami több évtizedes ciklikusságot mutat. Az időjárásra, annak szélsőségeire komoly hatással lehetnek (pl. a mérsékelt övi viharútvonalak befolyásolása, a ciklonpályák időszakos északabbra tolodása, atmoszférikus blokkolás), ezért az aszályok kialakulása szempontjából is fontos a témával behatóan foglalkozni. A nyári aszályos viszonyokra Európában befolyással vannak az előző téli tengerfelszín-

hőmérséklet anomáliák és a különböző óceáni-légköri csatolt folyamatok: az AMO és a NAO (Észak-atlanti Oszcilláció, North-Atlantic Oscillation; Ionita et al., 2012). E oszcillációk kiváltó okai még ma is ismeretlenek, de az biztosan kijelenthető, hogy a napaktivitás változása – a 11 éves napfoltciklusnak megfelelően – elhanyagolható hatással van az éghajlatra: mindössze +0,05 Wm⁻² a sugárzási kényszert jelent (IPCC, 2013).

Az Atlanti Több-évtizedes Oszcilláció az Atlanti-óceán északi medencéjének tengerfelszín-hőmérsékletében bekövetkező hosszú időtartamú ingadozás, 20–40 évig tartó meleg és hideg szakaszokkal, köztük 0,4 °C-os hőmérsékletkülönbséggel (Schlesinger and Ramankutty, 1994). Az AMO index számítási módja: a Kaplan SST V2 (1856-) havi tengerfelszín-hőmérsékleti anomália adatsorából (5×5°) területileg súlyozott átlagot számolnak az Észak-atlanti-óceánra (é. sz. 0–70°), és ebből az idősből levonják a trendet. Végezetül a havi adatokra 121 havi mozgó átlagot (1. ábra) számítanak (Enfield et al., 2001).

Az AMO az északi félteke nagy részének léghőmérsékletére és csapadékhullására befolyással van, különösképpen Észak-Amerika és Európa esetén. Még az atlanti hurrikánok gyakoriságát is befolyásolja. Az AMO befolyással lehet az aszályok erősségére. Például az USA legsúlyosabb aszályai közül kettő, az 1930-as évek és az 1950-es évek porviharjai a közép-nyugati régióban, az AMO 1925–1965 közötti pozitív fázisában következett be (NOAA AOML, 2016). Ezek hazai megfelelői az 1935. és az 1952. évi súlyos aszályok (Pálfai, 2011). Az AMO motorja a trópusokról a pólusok felé irányuló óceáni hőtranszport. A tengeri köráramok (angolul *gyre*³) közvetlen hajtásúak, azaz a légkör cellás áramlási rendszere (passzátszelek) a fő gerjesztő erő. Ezek a felszíni szélnyírás hajtotta tengeráramlatok elősegítik az energiaszállítást a Sarkok irányába. Jellemző rájuk az anticiklonális forgási irány, és az a tendencia, hogy az egész rendelkezésre álló medencét kitöltik (Jánosi és Tél, 2012). Ilyen például a Golf-áramlatot és a Kanári-áramlatot magába foglaló *gyre*. Az AMO-nak hosszú távon nincsen trendje, viszont olykor felerősíti, olykor pedig mérsékeli a globális felmelegedés ütemét (1. ábra).. Az Észak-atlanti Oszcilláció egy olyan éghajlati jelenség, amely az izlandi ciklontevékenység és az azori anticiklon rendszerközpontjai közötti nyomáskülönbség ingadozását fejezi ki; ez jelenleg az azori Ponta Delgada és az izlandi Reykjavík városok szabványosított nyomás-anomáliáinak különbsége. Mivel nincsen egyedi mód a NAO térbeli szerkezetének meghatározására, ebből következik, hogy nincsen egy mindenki által elfogadott index a jelenség időbeli alakulásának a jellemzésére. A legtöbb NAO index egy választott déli és egy északi állomás tengerszinti légnyomás eltéréseinek a különbsége, vagy az egész észak-atlanti térségre (é. sz. 20–70°, ny. h. 90° és k. h. 40° között) vett tengerfelszíni légnyomásokra futtatott

³ A *gyre* az óceonográfiában használt fogalom, az óceáni áramlások nagy rendszere.

elforgatott EOF⁴ első főkomponensének időszora (*Hurrell and Deser*, 2009). Az Északi-sarki Oszcilláció (Arctic Oscillation, AO) egy térben igen hasonló jelenség.

Pozitív NAO szakasz esetén mind az izlandi ciklontevékenység, mind az azori anticiklon jól fejlett (nagy a nyomásgradiens), mely a nyugati széljárásnak kedvez (erős futóáramlás). A pozitív fázisban a trópusi nedves légtömegek (a trópusokról érkező légköri folyamatok) blokkolása a Szahara felől benyúló leszálló légáramlatok által az azori anticiklon megerősödéséhez vezet. Ilyenkor a nyugati szelek övében lévő ciklonok kevesebb nedvességhez jutnak, kevesebb ciklon lesz és azok pályái északra tolnak. A nagy azori anticiklon elzárja Közép- és Dél-Európa számára a nyugatról jövő áramlást a csapadékot hozó ciklonokkal együtt, meleg és száraz időjárást eredményezve, kedvezve az aszályoknak, ellentétben Észak-Európával, ahol hűvös és csapadékos lesz a nyár (*Horváth és Nagy*, 2012). Negatív NAO fázis esetén mind az izlandi alacsonynyomás, mind az azori magassnyomás gyenge fejlettségű, a nyomáskülönbség a két akciócentrum között kicsi, ennek következtében a nyugati széljárás gyenge (a meridionális komponense nagy, a meleg és a hideg légtömegek eltolják a gyengébb futóáramlást), télen kedvez a hidegleszakadásoknak (ez utóbbi az AO-val és a sarki örvénnyel kapcsolatos). Az óceán fölötti anticiklon legyengül, és a „nedvességkapu” szélesre tárul. Az ilyenkor megerősödő mediterrán ciklonok akár kiemelkedően csapadékos évet is hozhatnak hazánkra, mint például 2010-ben (*Horváth és Nagy*, 2012). Az Arktikus Oszcilláció vagy Északi-sarki Oszcilláció a 20. északi szélességi körtől északra, az Északi-sarki központi területei, és az északi félteke közepes szélességei felett (ny. h. 180° és k. h. 180° között) az 1000 hPa-os nyomásszinten fennálló magasságkülönbséget fejezi ki. A 20–90° északi szélességek közötti tengerfelszíni nyomásokra futtatott főkomponens analízis első főkomponensének sajátértékeinek havi átlaga adja az AO indexet (*Thompson and Wallace*, 1998).

Pozitív AO index. Az Északi-sarki körüli örvénylés intenzív, ez esetben a széláram mintegy hurokként húzza maga körül a hideg levegőt körbe-körbe, csaknem lerögzítve/körbezárva a fagyos levegőt a pólus körül. Negatív AO index esetén az Északi-sarkot körülölelő futóáramlás gyenge, ezáltal a nyugat-kelet irányú szélgyűrű meglazul, és teret enged a hideg levegő észak-déli irányú leszakadásának (*Daróczy*, 2014).

A futóáramlás a sarki örvénylést zárja körül, ami egy téli jelenség. A sztratoszférikus sarki örvénylés egy nagy léptékű levegőrégió, amit a sarkvidéket megkerülő, erős nyugat-keleti irányú futóáramlás (jet-stream) zár körbe. A sarki örvénylés a tropopauzától a sztratoszférán át a mezoszféraig, 50 km-es magasságig tart. A sarki örvénylés akkor alakul ki, amikor egy bolygó forgástengelyének pólusában egy alacsony nyomású terület ül meg, ami a levegőnek a magasabb légkörből való spiráliszerű leáram-

lását eredményezi, hasonlóképpen, mint ahogyan a víz folyik le a lefolyón. Tehát téli félévben a Nap lenyugszik a sarkvidéken és a hőmérséklet az ózonkoncentrációval együtt csökken, párosulva nagyon alacsony légnyomással (AO pozitív fázis). Tavasz folyamán a Nap felkel és az ózon általi napsugárzás-elnyelés az UV tartományban elkezd felmelegíteni a poláris sztratoszférát (hirtelen sztratoszférikus melegedés, Sudden Stratospheric Warming, SSW). Ez a gyors felmelegedés végül a poláris éjszakai jet mellett az örvénylés eltűnéséhez vezet (*NOAA GSFC*, 2016). Ilyenkor a sarkon a légnyomás az átlagosnál magasabb, és ha ez átlag alatti nyomással párosul a közepes szélességeken (AO negatív fázis), akkor a futóáramlás gyengül, amplitúdója növekszik, az Egyenlítő irányába kitér, ami kedvez a hidegleszakadásnak. A közép-atlanti, átlagnál alacsonyabb légnyomás pedig a passzátszél gyengüléséhez vezet. Észak-Eurázsia időjárására is hatással van az AO télen: Észak-Eurázsia északi felén az AO pozitív fázisa alatt a melegebb és csapadékosabb telek túlsúlyosak, és a negatív szakaszban a hidegebb és szárazabb telek. Észak-Eurázsia déli felén éppen ellentétesek a csapadék-anomáliák. Végül bizonyításra került, hogy a téli AO fázis befolyással van a tavaszi léghőmérsékletek fagypontra fölé emelkedésének az idejére (*Kryzhov és Gorelits*, 2015).

A természetes éghajlati változékonyságnak köszönhető atmoszférikus blokkolás is okozhat hőmérsékleti és csapadék szélsőségeket. A jelenség nem szokatlan és nincs köze az antropogén klímaváltozáshoz. A közepes szélességeken az extrém hőmérsékletek meleg és hideg levegő advekciónak párosulnak az erős ciklonok által. Meleg hőmérsékleti szélsőségek szintén származhatnak a blokkoló anticiklonokban a lefelé irányuló áramlás és a felhőtlen viszonyokból származó sugárzási anomáliák miatti erős adiabatikus melegedésből. A szélsőségesen meleg hőmérsékletek több mint 80%-a az atmoszférikus blokkoláshoz kötődik a nagy kontinentális régiókban, az északi szélesség 45. foka felett (*Shaw et al.*, 2016). Időrendben haladva, a 2003. évi június-augusztusi európai hőhullámot (*Wikipedia*, 2003) egy blokkoló anticiklon eredményezte. A futóáramlás gyenge volt, meridionális áramlás volt jellemző, és egy anticiklon maradt meg tartósan a térség felett, eltérítve a csapadékot hozó ciklonok pályáit. Az anticiklonális helyzetek derült, felhőmentes időt eredményeznek, és az erős besugárzás párosulva a csapadékhiánnyal kedvez az aszályok képződésének. Különösen Franciaországot sújtotta a hőhullám (14 802 áldozat), de súlyos aszály volt Magyarországon is, jelentősen lecsökkent a Balaton vízszintje. Szintén légköri blokkolás okozta a 2010. évi súlyos kelet-európai és oroszországi hőhullámot (*Grumm*, 2011; *Dole et al.*, 2011). A hosszú ideig fennálló kiemelkedő hőség az erdőtüzekből származó rossz levegőminőséggel párosulva a halálozások számát 56 ezerrel emelte meg Moszkvában és Nyugat-Oroszország más részein, valamint tetemes mértékű termés kieséshez vezetett a súlyos aszály következtében (*NOAA*, 2011). A Csendes-óceán északkeleti partján, az RRR-nek (Ridiculously Resilient Ridge, „Nevetségesen Ellenálló Gerinc”) elkeresztelt, tartósan magas légnyomású térség havi és éves időléptékben, ami

⁴ EOF (*empirical orthogonal function*): empirikus ortogonális függvény, a statisztikában főkomponens analízisnek hívják (*principal component analysis*, PCA).

1. táblázat: A meteorológiai állomások földrajzi helyzete (OMSZ) és tengerszint feletti magasságuk (a WGS84 EGM geoid-hoz viszonyítva, Google Earth alapján).

Állomás	Földrajzi szélesség (é. sz.)	Földrajzi hosszúság (k. h.)	Tszf. magasság (méter)
Budapest	47°30'40"	19°01'41"	140
Debrecen	47°29'44"	21°37'48"	109
Pécs	46°00'00"	18°14'00"	193
Szeged	46°15'19"	20°05'25"	79
Szombathely	47°16'03"	16°38'02"	221

eltolja a nyugati szeleket a pólus felé eltérítve az esőt hozó extratropikus ciklonokat. Ez a rendellenes légköri jellegzetesség az Észak-Pacifikus ciklonpályák 2012/2013, 2013/2014 és 2014/2015 telei alatti megszakításával szélsőségesen száraz és meleg viszonyokat eredményezett az USA Kalifornia államában és nyugati partjának nagy része mentén, döntően hozzájárulva a súlyos kaliforniai aszályokhoz (Wikipedia, 2016); gyakran láthatók képek a leürült kaliforniai víztározókról a médiában.

Adatok és módszer. Öt magyar város meteorológiai állomásának (Budapest, Debrecen, Pécs, Szeged és Szombathely) szabadon elérhető, hosszú, 1901 és 2010 közötti, csapadék és hőmérséklet havi idősorait (OMSZ, 2016) vettem össze az AMO, NAO és AO éghajlati oszcillációkkal statisztikai kapcsolatot keresve, regresszióelemzés használatával. Statisztikai szignifikanciát és Pearson-féle korrelációs együtthatókat (r) számoltam. Ezen felül az idősorok közötti keresztkorrelációt is vizsgáltam, esetleges késleltetett hatás feltárása érdekében. Az AMO simított értékei helyett a havi tengerfelszínhőmérséklet havi átlagát használtam az AMO régióban, ugyanis a mozgó átlagolás a havi és az éves varianciát kiszűri, így nem lenne értelme a regresszióanalízisnek, hiszen kifejezetten a havi felbontású változékonyság az érdekes számunkra.

Továbbá a kiugróan csapadékos hónapokat leválogattam adatsorunként a Cook-féle távolságok alapján, majd UPGMA (Unweighted Pair Group Method with Arithmetic Mean) algoritmus használatával, az euklideszi távolságok alapján hierarchikus klaszterezést végeztem rajtuk (Sokal and Michener, 1958).

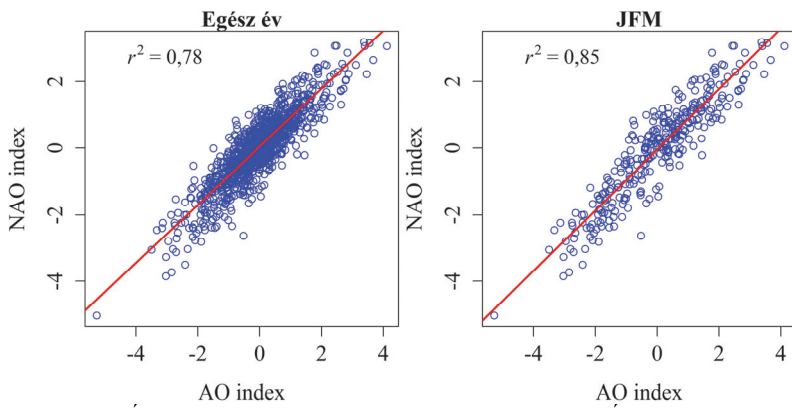
Az adatfeldolgozáshoz, a statisztikák számolásához és az ábrák elkészítéséhez az R nevű szabadon elérhető statisztikai szoftvert (verziószám: 3.3.1; R Core Team, 2013), a klaszterezéshez a PAST nevű programot használtam (verziószám: 3.13, Hammer et al., 2001). Az állomások leíró földrajzi adatait az 1. táblázatban tüntettem fel.

A klímaoscilláció adatok forrásai NAO (1899-napjainkig): NCAR (2015), Hurrell et al. (2003); AMO (1856-napjainkig): NOAA ESRL (2015), Enfield et al. (2001) és AO (1899–2002 júniusa): JISAO (2016). Az AO adatok sajnos csak 2002-ig álltak rendelkezésemre. Az egész évet és a január-február-március (JFM) időszakot vizsgáltam, ugyanis ezekben a hónapokban a legnagyobb az AO/NAO varianciája. A témában végzett korábbi hazai kutatások (Mandl, 2009, Zsilinszki et al., 2015) statisztikailag szignifikáns kapcsolatot mutattak ki

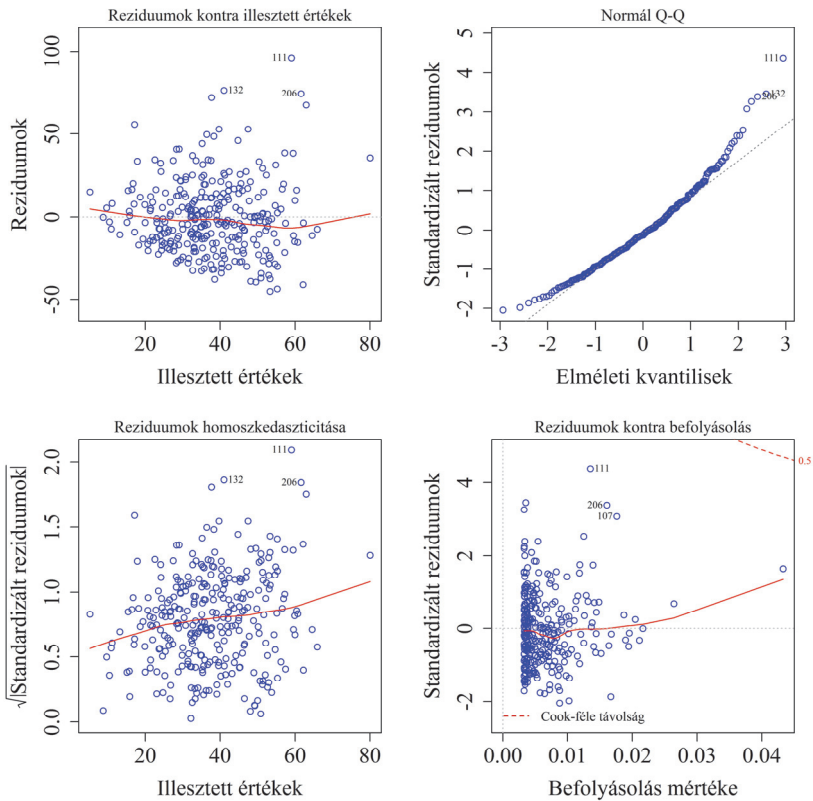
alacsony korreláció mellett a klímaoscillációk és a meteorológiai adatok között, így az előzetes várakozásaim szerint itt is hasonló eredményre fogok jutni. Mandl (2009) kimutatta, hogy a pozitív NAO fázis idején a szokásosnál gyakoribb az anticiklonális helyzet. A pozitív NAO fázis idején a nyugati irányítású szinoptikus helyzetek gyakoribbak, melegebb az időjárás hosszabb napsütéssel, szignifikánsan gyakoribb csapadék nélküli és alacsony (1–2 mm) csapadékmennyiségű napokkal. A negatív NAO fázis alatt viszont az északi irányított szinoptikus helyzet a gyakoribb, az átlaghoz képest hűvösebb az időjárás, kevesebb napsütéses órával, jelentősebb napi csapadékösszegekkel. Zsilinszki et al., (2015) térben és időben vizsgálták a meteorológiai változók és az AO/NAO közötti kapcsolatot az 1981-2010 közötti 30 éves időszakra az ECMWF3 ERA-Interim előrejelzési és analízis 0,5°-os felbontású adatbázisát használva. Az egyidejű (időbeli eltolásmentes) idősorok vizsgálatával kapták a legmagasabb korrelációs együttható értékeket: hosszabb időtávon a maximális értékek abszolút értékben 0,4 körül adódtak, de mindvégig statisztikailag szignifikánsnak bizonyultak.

2. táblázat: Pearson-féle korreláció (r) a vizsgált változók havi értékei között. A szignifikanciaszintek: ^{NS}: nem szignifikáns, $p < 0,1$; * $p < 0,05$; ** $p < 0,01$; *** $p < 0,001$. JFM: január-február-március. Halványzürke háttérrel az $r > 0,2$ feletti, míg félkövérrel az $r > 0,4$ korrelációkat emeltem ki. AO index esetén 1901-2002 közötti adatokkal számoltam, míg a többi indexnél az 1901-2010 közöttiekkel. Az AMO mozgó átlagolás nélküli.

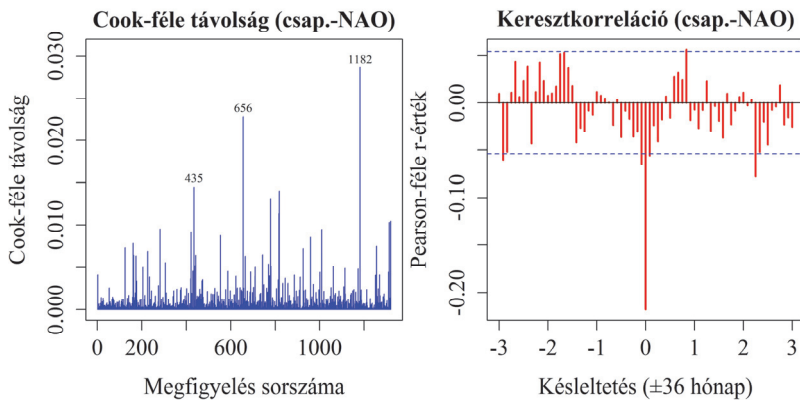
Adatsor	Időszak	Függő változó	AMO index	NAO index	AO index
Budapest	egész év	csapadék	0,079 **	-0,218 ***	-0,276 ***
		hőmérséklet	0,091 ***	0,075 **	0,015 NS
	JFM	csapadék	0,089 NS	-0,444 ***	-0,482 ***
		hőmérséklet	-0,069 NS	0,260 ***	0,150 **
Debrecen	egész év	csapadék	0,081 **	-0,205 ***	-0,249 ***
		hőmérséklet	0,100 ***	0,048 ·	-0,016 NS
	JFM	csapadék	0,016 NS	-0,394 ***	-0,423 ***
		hőmérséklet	-0,037 NS	0,153 **	0,044 NS
Pécs	egész év	csapadék	0,061 *	-0,192 ***	-0,243 ***
		hőmérséklet	0,101 ***	0,069 *	0,008 NS
	JFM	csapadék	0,048 NS	-0,307 ***	-0,326 ***
		hőmérséklet	-0,047 NS	0,231 ***	0,131 *
Szeged	egész év	csapadék	0,112 ***	-0,210 ***	-0,244 ***
		hőmérséklet	0,089 **	0,056 *	-0,009 NS
	JFM	csapadék	0,094 NS	-0,438 ***	-0,434 ***
		hőmérséklet	-0,061 NS	0,192 ***	0,083 NS
Szombathely	egész év	csapadék	0,037 NS	-0,133 ***	-0,193 ***
		hőmérséklet	0,093 ***	0,081 **	0,022 NS
	JFM	csapadék	0,040 NS	-0,349 ***	-0,380 ***
		hőmérséklet	-0,062 NS	0,294 ***	0,189 ***



2. ábra: Az Észak-atlanti Oszcilláció (NAO) kapcsolata az Északi-sarki Oszcillációval (AO) 1899-2002 között. Determinációs együttható az ábrán feltüntetve.



3. ábra: A budapesti JFM havi csapadékösszegek és az AO index között felállított lineáris modellel elkészített diagnosztikus ábrák. Az ábrák magyarázatát lásd a szövegben. Homoszkedaszticitás: szórások különbözősége.



4. ábra: A budapesti állomás havi csapadékösszegeinek kapcsolata a NAO-val. Balra a Cook-távolság értékek az összes adatpont esetén. Három sorszámmal jelölt pont esetén volt kiugró érték. Jobbra a keresztkorrelációk ± 36 hónap r-értékei. A negatív eltérések értelmesek itt számunkra, ugyanis abban az esetben a csapadékösszegek késleltetve válaszolnak a NAO index változásaira.

Eredmények. Korreláció- és szignifikancia-elemzés. Az előzetes ismeretek alapján azt feltételeztem, hogy az AMO pozitívan korrelál majd a hőmérséklettel, vagyis magasabb tengerfelszín-hőmérséklet esetén magasabb hazai léghőmérséklet adódik és fordítva. Ezzel szemben megfigyelhető, hogy a lényegesen kisebb elemszámú minta esetén (JFM) nincs szignifikáns kapcsolat sem a hőmérséklettel, sem pedig a csapadékmennyiséggel. Az egész évre vonatkozó minta esetén viszont igen. Ez a nagyobb elemszám következménye, nem valós kapcsolat, ugyanis egy nagyobb mintán könnyebb szignifikáns eredményre jutni. Továbbá észrevehető, hogy az egész évre pozitív, míg csak a JFM esetén negatív korrelációs együtthatók jöttek ki, vagyis nulla körül ingadoznak (2. táblázat). A nagyon alacsony korrelációs együtthatók miatt nem tekintem bizonyítottnak az AMO hatását a vizsgált csapadék és hőmérséklet idősorokra. A havi csapadékösszegek negatívan korrelálnak az AO/NAO index értékeivel, vagyis negatív fázis alatt csapadékosabb az időjárás, míg a pozitív szakaszban szárazság jellemző hazánkban. A Pearson-féle korrelációs együttható $-0,2$ körüli egész évben, míg csak a JFM időszakot nézve $-0,4$ körül szór. Vagyis kifejezetten a téli időszak csapadékmennyiségeire vannak befolyással az oszcillációk, ami nagy jelentőségű, hiszen a téli félév többlet-csapadéka, ha elmarad, akkor nyáron az aszályok kialakulásának kedvez. A hőmérséklettel már más a helyzet: itt a NAO-val áll fenn esetenként gyenge pozitív korreláció ($r = 0,2$ körüli), vagyis a NAO téli havi átlaghőmérsékletekre is hatással van. A NAO pozitív szakaszában magasabb, míg a negatívban az alacsonyabb hőmérséklet gyakoribb. Ez egyértelműen kapcsolatban áll a csapadékkal és a felhőborítással: pozitív szakaszban szárazabb, derültebb időjárás jellemző, így több besugárzás éri a felszínt, míg a negatív fázisban több az alacsony szintű felhőzet, ami több napsugárzást ver vissza. A többi korreláció olyan alacsony, hogy említésre sem méltó, hiába statisztikailag szignifikánsak, nem fogadhatók el valós kapcsolatnak. A NAO szoros kapcsolatban áll az AO-val, hiszen tulajdonképpen az AO részeként értelmezhető. Viszont az AO nagyobb térbeli kiterjedésű (é. sz. $20-90^\circ$, ny. h. 180° és k. h. 180° között), mint a NAO (é. sz. $20-70^\circ$, ny. h. 90° és k. h. 40° között). A Pearson-féle r érték az egész évre $0,885$ és a JFM időszakra $0,922$ (2. ábra). Tehát a két éghajlati oszcilláció szorosan együtt mozog, mindkettő jól kifejezi a légnyomás-anomáliákat, melyek a futóáramlás helyzetét és erősségét befolyásolják.

Lineáris modell feltételeinek vizsgálata. Az analízisben a diagnosztikus ábrák a lineáris modellek feltételeinek grafikus ellenőrzésére szolgálnak. Meg kell vizsgálni, hogy helyes-e a

modell szisztematikus része (linearitás), a modell véletlen részét konstans variancia, korrelálatlanság és normalitás jellemzi, valamint torzító/befolyásoló pontok keresése is szükséges, melyek hatása az illesztett modellre a többi adatponthoz képest nagyobb. Példaként a budapesti havi csapadékatatok (JFM) és az AO kapcsolatát leíró lineáris modell diagnosztikáját mutatom be a 3. ábrán. A vizsgált adatokat elemezve megállapítható, hogy: a maradékokban nincsen trend, ezért a lineáris kapcsolat jó közelítés (lásd „Reziduumok kontra illesztett értékek”); a reziduumok eloszlása viszonylag közel van a normális-hoz (lásd „Normál Q-Q”); a variancia állandóságot mutat, azaz a standardizált reziduumok egyenletesen (random) oszlanak el, terjednek szét a prediktorok tartománya mentén (lásd „Reziduumok homoszkedaszticitása” – valószínűségi változók egy sorozata homoszkedasztikus, ha minden, a sorozatban levő változó varianciája ugyanaz.). A „Reziduumok kontra befolyásolás” résznél torzító adatpontok figyelhetők meg, ahol a pontoknak a Cook-távolságon belül kell lennie. A számozott pontok lehetnek gyanúsak (a számok a megfigyelés sorszámát jelentik az adatsorban, így visszakereshetők). A Cook-féle távolság az illeszkedés megváltozásának standardizált mértéke, ha az adott megfigyelést kivesszük az adatok közül.

Keresztkorreláció, Cook-féle távolság és a legcsapadékosabb hónapok vizsgálata. A keresztkorreláció számításából kiderült, hogy a késleltetett hatások nem meghatározóak. Példaként a budapesti csapadékatatok és a NAO kapcsolatát hoztam fel. A legmagasabb korrelációt az időbeli eltolás nélküli kapcsolat adta, bár megjegyzendő, hogy a kék szaggatott vízszintes vonallal jelölt 95%-os konfidenciaszintet néhány esetben átlélik az időben eltolt havi csapadékösszegek és a NAO közötti korrelációk, de nagyon kis mértékben (4. ábra). A Cook-féle távolság alapján jól kivehetők a legcsapadékosabb hónapok torzító adatpontjai (4. ábra). Befolyásolják a regressziós illesztést (az iránytangenset, a korrelációt stb.), de kivenni nem szabad ezeket, mert helyes mérési értékek. Úgy döntöttem, hogy a Cook-féle távolság alapján válogatom le a legkiemelkedőbb csapadékat hozó hónapokat adatsoroként (csak 2002-ig, ugyanis az AO adatsor sajnos idáig tart), és összehasonlítom az AO és a NAO értékeivel. A Cook-távolságokat külön kiszámoltam az összes pont adattáblájára, és csak a JFM időszak adattáblájára is, és az így kapott kiugró adatpontokat kigyűjtöttem egy táblázatba.

Hierarchikus osztályozás. A leválogatott adatpontokra agglomeratív, hierarchikus osztályozást végeztem euklideszi távolság alapján egymástól elkülönülő csoportok képzésére a PAST nevű programmal, az UPGMA algoritmust alkalmazva, a csapadék, az AO és a NAO változók használatával. Összesen három egymástól jól elkülönülő klasztert lehet elhatárolni, illetve az egyiket két alosztályra bontva (jelölések: I., II./a, II./b, III.). A faág szerkezet az 5. ábrán látható. A kapott felosztás érvényességét, azaz a klaszterek validitását mérő, az eredeti távolságok és a származtatott távolságok közötti Pearson-féle korrelációs együttható értéke elég szoros: 0,79, tehát

3. táblázat: A hierarchikus osztályozás során létrehozott csoportok. A megjegyzésekben jelölve az utólag áthelyezett elemek Megjegyzés: *áthelyezve II/b-ből, **áthelyezve II/a-ből, ***kivéve innen: I., ****kivéve innen: II/b, *****kivéve innen: II/a, *****kivéve innen: III.

I. klaszter: sok csapadék, gyenge pozitív/negatív AO/NAO fázis, túlnyomó részt nyáron

Év/hónap	Csapadék (mm)	AO index	NAO index	Sorszám	Állomás	Megjegyzés
1914/07	224,4	-0,467	-0,34	25	Szombathely	
1955/07	182,1	0,641	0,72	23	Szeged	
1955/08	263,1	0,185	0,58	3	Budapest	
1970/06	164,5	0,964	0,81	9	Debrecen	*
1970/08	232,3	-0,117	-0,24	10	Debrecen	
1999/06	237,8	0,196	1,03	5	Budapest	
2001/06	199,0	-1,960	-0,3	24	Szeged	

II./a klaszter: sok csapadék, erős negatív AO/NAO, JFM időszakban

Év/hónap	Csapadék (mm)	AO index	NAO index	Sorszám	Állomás	Megjegyzés
1916/03	95,3	-2,371	-1,99	26	Szombathely	
1936/02	103,9	-3,133	-2,24	14	Pécs	
1936/02	130,5	-3,133	-2,24	1	Budapest	*
1937/03	104,0	-2,639	-1,94	20	Szeged	
1937/03	148,2	-2,639	-1,94	27	Szombathely	*
1937/03	155,4	-2,639	-1,94	2	Budapest	*
1942/02	102,9	-2,329	-3,03	21	Szeged	
1947/02	109,7	-5,275	-5,04	29	Szombathely	
1969/02	136,0	-2,957	-2,79	4	Budapest	*

II./b klaszter: sok csapadék, gyenge pozitív/negatív AO/NAO fázis, JFM időszakban

Év/hónap	Csapadék (mm)	AO index	NAO index	Sorszám	Állomás	Megjegyzés
1904/02	125,7	0,251	0,1	19	Szeged	
1914/03	146,1	0,040	0,26	13	Pécs	
1915/01	105,4	-1,181	-0,59	6	Debrecen	**
1919/03	100,4	-0,996	-0,46	7	Debrecen	**

III. klaszter: kevés csapadék, erős negatív AO/NAO, JFM időszakban

Év/hónap	Csapadék (mm)	AO index	NAO index	Sorszám	Állomás	Megjegyzés
1940/01	25,3	-3,500	-3,05	28	Szombathely	
1940/01	23,8	-3,500	-3,05	15	Pécs	
1958/03	12,9	-2,706	-3,12	17	Pécs	
1969/01	10,6	-3,028	-3,27	8	Debrecen	
1977/01	53,3	-3,329	-2,46	11	Debrecen	

Egyéb

Év/hónap	Csapadék (mm)	AO index	NAO index	Sorszám	Állomás	Megjegyzés
1944/11	196,8	-1,604	-0,9	16	Pécs	***
1952/11	154,8	-1,899	-1,19	22	Szeged	****
1984/01	106,1	1,212	2,06	18	Pécs	*****
1990/03	6,4	3,397	3,07	12	Debrecen	*****

kijelenthető, hogy az osztályozás megfelelő. Mégis, szükség volt néhány elem átcseréléséhez – főleg a II./a és a II./b jelzésű klaszterek között – és kivételéhez. Az eredményeket a 3. táblázatban foglaltam össze. Az alábbi osztályok különíthetők el:

I. klaszter: sok csapadék, gyengén pozitív/negatív AO/NAO fázis, nyáron,

II./a klaszter: sok csapadék, erősen negatív AO/NAO fázis, JFM időszakban,

II./b klaszter: sok csapadék, gyengén pozitív / negatív AO/NAO fázis, JFM időszakban,

III. klaszter: kevés csapadék, erősen negatív AO/NAO fázis, JFM időszakban,

Egyéb kategória: az osztályokból kivett, nem oda tartozó elemek.

I. klaszter: a nyári időszak csapadékában nem meghatározó az AO/NAO szerepe, hanem itt más tényezők játszanak szerepet a rendkívüli csapadékok kialakításában. Például 1955 augusztusában Budapesten 263 mm csapadék esett, mégis nulla körüli indexértékek uralkodtak. Korrelálatlanság jellemző.

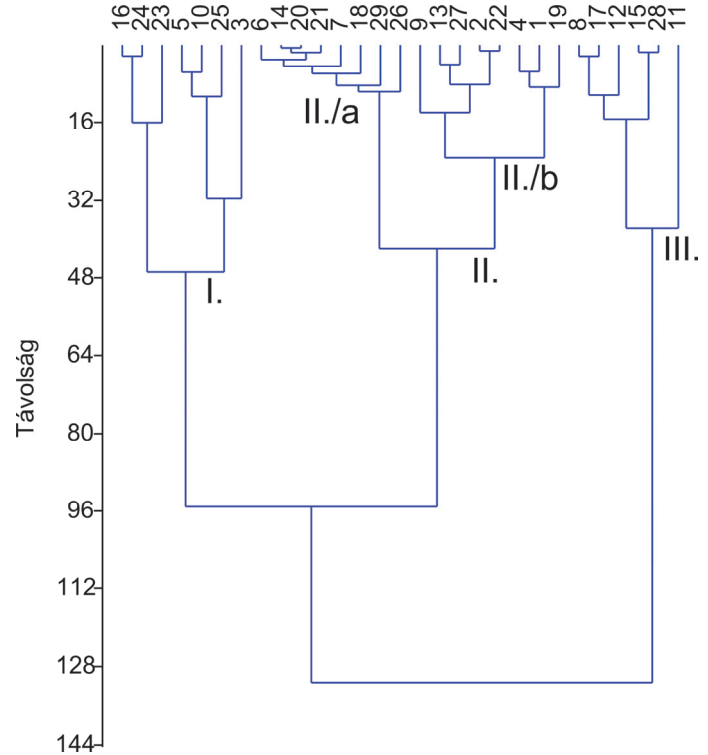
II./a klaszter: számunkra ez a legérdekesebb. Az AO/NAO erőteljes hatása figyelhető meg az extrém csapadékok kialakításában. Ez kimondottan a téli időszakban, azon belül is január-március között jellemző. Az egyéb kategóriába tartozó elemek között van két novemberi időpont is, ahol az AO/NAO index értékei bár negatívak, de mégsem olyan alacsonyok, mint a JFM időszakban, ezért csupán feltételezhető, hogy ezek kialakításában szerepe volt az oszcillációknak. 1947 februárjában mérték a legalacsonyabb indexértékeket: AO = -5,275 és NAO = -5,05. Budapesten 115,9 mm csapadék hullott, ebből 96,5 mm hó formájában, míg Szombathelyen 109,7 mm-ből 97,1 mm volt a hó (6. ábra). A sarki örvénylés összeomlása miatt a futóáramlás meggyengült, hullámozni kezdett, ami nagy csapadékkal járó hidegbetöréshez vezetett. A hideg sarki levegő lezúdult a Földközi-tenger medencéjébe, ahol nagy kiterjedésű mediterrán ciklon jött létre (az itt található meleg levegő a beérkező hideg levegővel keveredve erőteljes felhő- és csapadékképződéshez vezetett), amely a futóáramlással északkelet felé tovaterjedt és elérte hazánkat. 2013-ban is hasonló történt – szintén erős negatív AO/NAO fázisban (Horváth, 2013). Az alábbi legkiemelkedőbb csapadékeseményekben játszhatott döntő szerepet az AO/NAO: 1916/03, 1936/02, 1937/03, 1942/02, 1947/02 és 1969/02.

II./b klaszter: sok esetben nem játszottak szerepet az extrém csapadékok kialakításában az éghajlati oszcillációk a JFM időszakban, így például: 1914 márciusában, 1915 januárjában (Budapest, Debrecen és Pécs) stb. Gyenge pozitív/negatív AO/NAO fázisok uralkodtak.

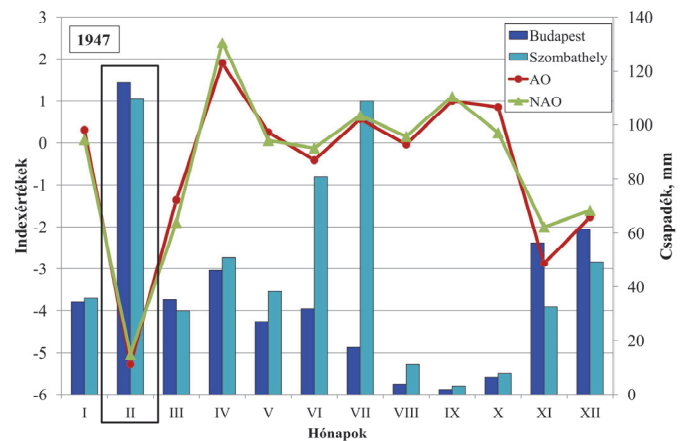
III. klaszter: néha erősen negatív indexértékek esetén is csak minimális csapadék hullott a JFM időszakban,

vagyis más tényezők hatása volt döntő az átlag alatti csapadékhullásban. Például 1940, 1969 és 1977 januárjában, illetve 1958 márciusában.

Az egyéb kategóriába rakott események közül kitűnik 1990 márciusának esete. Akkor minimális csapadék hullott nagyon erős pozitív fázisban (15,7 mm Szegeden, 6,4 mm Debrecenben és Budapesten mindössze 3,9 mm).



5. ábra: A PAST programmal készült osztályozás dendrogramja. Y tengelyen a távolságok, az X tengelyen az elemek sorszámjai vannak feltüntetve.



6. ábra: Az 1947. év csapadékviszonyai a budapesti és a debreceni meteorológiai állomás adatai szerint és az Arktikus Oszcilláció és az Észak-atlanti Oszcilláció értékei.

Ezen felül 1990 márciusában volt a valaha mért legmagasabb havi átlaghőmérséklet 1901 és 2010 között. Szegeden 9,3 °C (az átlag: 5,8 °C) Debrecenben 8,5 °C (az átlag: 4,8 °C), Budapesten 10,3 °C átlaghőmérsékletet mértek (az átlag: 6,2 °C). A napfénytartam is átlag feletti volt. Az esemény magyarázata lehet, hogy nem szakadt fel a sarki örvénylés (erősen pozitív AO), az izlandi mi-

nimum és az azori maximum között nagy volt a nyomáskülönbség (NAO pozitív fázis), ezért a futóáramlás erős volt, északabbra húzódott, elzárta a sarki hideg levegő útját. Ilyenkor Európa déli részét szárazság sújtja, míg északi része csapadékosabb, mert a ciklonok pályái is északabbra húzódnak.

Befejezés. Egy rövid áttekintését nyújtottam a globális felmelegedés feltételezett, várható hatásairól a térségünkben. A globális felhőzet hosszú távon csökkenő, a specifikus nedvesség növekvő trendet mutat, tehát a globális felmelegedés a szárazodási folyamatoknak kedvez, itt hazánkban is. Az összes időjárási eseményre hatással van az éghajlatváltozás, ugyanis azok melegebb és nedvesebb környezetben játszódnak le, mint azelőtt (Trenberth, 2012). Az antropogén klímaváltozás ciklonpályákra és a futóáramlásra gyakorolt hatásának a mikéntje bizonytalan az egymással vetélkedő termodinamikai folyamatok miatt (Shaw et al., 2016). Például az Északi-sarki Felerősítés csökkenti az Egyenlítő és a sarkok közötti hőmérsékletkülönbséget, így a viharok pályáit az Egyenlítő felé tolja el, ami az időjárás változékonyságához járulhat hozzá a közepes szélességeken. Ezzel szemben a trópusi felső troposzféra melegedése (a fokozott konvekció miatt) növeli a baroklinitást és a viharok pályáit a pólusok felé tolja el.

Az éghajlatingadozások vagy klímaoscillációk számos szélsőséges időjárási eseményért felelnek (hőhullámok, aszályok, extrém csapadék), így azok hatásainak értékelése is nagy fontossággal bír a szárazodás kapcsán. Hatásuk többnyire rövid időtávra (hónapok, évek) válik meghatározóvá, viszont hosszú távú monoton trendet nem mutatnak. A szélsőséges időjárási események előrejelzése, valamint az azokra való felkészülés elengedhetetlen fontosságú a környezeti (mezőgazdasági és ökológiai) károk mérsékléshez.

A mediterrán ciklonok gyakran okoznak jelentős mennyiségű csapadékot hazánkban, így azok elmaradása aszályok kialakulásához vezethet (Horváth és Nagy, 2012). A sarki örvénylés felszakadása 1947 februárjában vagy 2013 márciusában jelentős csapadékhullást eredményezett, döntően erős havazás formájában (negatív AO fázis). Továbbá, ha az azori térségben gyengén kifejlett az anticiklon (negatív NAO fázis), akkor az Egyenlítő felől érkező, nedvességet hozó légköri folyamatok számára a „nedvességkapu” kitér, nagyon csapadékos évet hozva. Jó példa erre a rekord nagyságú évi csapadékösszeg 2010-ben (959 mm). Ezzel szemben száraz évet hoz, ha erős marad a futóáramlás tavasszal (pozitív AO) és a hidegbetörés elmarad, illetve a mediterrán ciklonok gyakorisága csökken a saharai leszálló légmozgások csapadékoslató hatása miatt (erős azori maximum, pozitív NAO). Előbbire 1990 márciusa, míg utóbbira a 2011. év jó példa (404 mm).

Öt meteorológiai állomás havi csapadék és hőmérséklet idősora valamint a klímaoscillációk között valós kapcsolatot véltem felfedezni. Az AO és a NAO a csapadékösszeg között negatív (mind egész évben, mind pedig a január-március időszakot tekintve), míg a NAO és a hőmérséklet között pozitív korreláció áll fenn, kizárólag a január-március időszakban. Ez megerősíteni látszik a

korábbi hazai kutatások eredményeit. Úgy gondolom, hogy ezekre az éghajlati folyamatokra kellene kiemelt hangsúlyt helyezni a hazánk középső részeit sújtó szárazodás, aszályok, illetve a csapadékszelsőségek kutatásában, melyek egyértelmű hatást fejtenek ki a felszíni és felszín alatti vizeinkre, talajainkra és a vegetációra egyaránt. Sőt, közvetve a talajvizek, a talajok és a vegetáció változásain keresztül letompítva, az időjárási-éghajlati folyamatok tükröződnek vissza, tehát azok az éghajlat változásával és ingadozásával magyarázhatók.

Irodalom

- Blanka, V., Ladányi, Zs. és Mezősi, G., 2014: A jövőben várható klímaváltozás a régióban. In: Blanka, V., Ladányi, Zs. (szerk.): Aszály és vízgazdálkodás a Dél-Alföldön és a Vajdaságban/Drought and water management in South Hungary and Vojvodina. *Szegedi Tudományegyetem, Természeti Földrajzi Tanszék Szeged*, 142–151.
- Daróczy, D., 2014: Csapadékhozamok 2013-ban. *Időkép*. <http://www.idokep.hu/hirek/csapadekhozamok-2013-ban> (letöltve: 2016. 09. 14.)
- Dole, R., Hoerling, M., Perlwitz, J., Eischeid, J., Pegion, P., Zhang, T., Quan, X-W., Xu, T. and Murray, D., 2011: Was there a basis for anticipating the 2010 Russian heat wave? *Geophysical Research Letters* 38(6), DOI: 10.1029/2010GL046582
- Eastman, R. and Warren, G. S., 2013: A 39-Year Survey of Cloud Changes from Land Stations Worldwide 1971–2009: Long-Term Trends, Relation to Aerosols, and Expansion of the Tropical Belt. *Journal of Climate* 26, 1286–1303. DOI: 10.1175/JCLI-D-12-00280.1
- Enfield, D. B., Mestas-Nunez, A. M. and Trimble, P. J., 2001: The Atlantic Multidecadal Oscillation and its relationship to rainfall and river flows in the continental U.S.. *Geophysical Research Letters* 28, 2077–2080.
- Grumm, R. H., 2011: The Central European and Russian Heat Event of July–August 2010. *Bulletin of the American Meteorological Society* 92, 1285–1296. DOI: 10.1175/2011BAMS3174.1
- Gulácsi, A. and Kovács, F., 2015: Drought Monitoring with Spectral Indices Calculated From Modis Satellite Images in Hungary. *Journal of Environmental Geography* 8, 11–20. DOI: 10.1515/jengeo-2015-0008
- Hammer, Ø., Harper, D. A. T. and Ryan, P. D., 2001: PAST: Paleontological statistics software package for education and data analysis. *Palaeontologia Electronica* 4, 9. http://palaeo-electronica.org/2001_1/past/past.pdf
- Horváth, Á. és Nagy, A., 2012: 2011–2012 rendkívüli aszályai. *Természet Világa* 143(12) <http://www.termeszettvilaga.hu/szamok/tv2012/tv1212/horvath.html>
- Horváth, Á., 2013: A márciusi 14-15-i hóvihár meteorológiai elemzése. *OMSZ*, 2013-03-16. http://www.met.hu/ismeret-tar/erdekesssegek_tanulmanyok/index.php?id=597
- Hurrell, J. W. and Deser, C., 2009: North Atlantic climate variability: The role of the North Atlantic Oscillation. *J. of Marine Systems* 78(1), 28–41. DOI: 10.1016/j.jmarsys.2008.11.026
- Hurrell, J. W., Kushnir, Y., Ottersen, G. and Visbeck, M. (eds.), 2003: The North Atlantic Oscillation: Climate Significance and Environmental Impact. *Geophysical Monograph* 134, American Geophysical Union, Washington, D.C. pp. 279
- Ionita, M., Lohmann, G., Rambu, N., Chelcea, S. and Dima, M., 2012: Interannual to decadal summer drought variability over Europe and its relationship to global sea surface temperature. *Climate Dynamics* 38, 363–377. DOI: 10.1007/s00382-011-1028-y

- IPCC, 2013: Climate change 2013: The physical science basis. Intergovernmental Panel on Climate Change. In: Stocker, T. F., Qin, D., Plattner, G. K., Tignor, M., Allen, S. K., et al. (eds.): Working group I contribution to the fifth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. *Cambridge University Press*, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Jánosi, I. és Tél, T., 2012: Bevezetés a környezeti áramlások fizikájába. Légtörési, óceáni folyamatok és éghajlati hatásai. *ELTE TTK Fizikai Intézet*, Budapest. pp. 223, www.karman.elte.hu/doc/bev-kornyaram-Janosi-Tel.pdf
- JISAO, 2016: Joint Institute for the Study of the Atmosphere and Ocean, USA. <http://research.jisao.washington.edu/ao/> (letöltve: 2016. 09. 16.)
- Kohán, B., 2014: GIS-alapú vizsgálat a Duna-Tisza közti homokhátság szárazodásának témakörében. Doktori értekezés. pp. 142, http://teo.elte.hu/minosites/ertekezes2014/kohan_b.pdf
- Kryzhev, V. N. and Gorelits, O. V., 2015: The Arctic Oscillation and Its Impact on Temperature and Precipitation in Northern Eurasia in the 20th Century. *Russian Meteorology and Hydrology* 40, 711–721. DOI: 10.3103/S1068373915110011
- Lakatos, M., Bihari, Z. és Szentimrey, T., 2014: A klímaváltozás magyarországi jelei. *Légtör* 59, 158–163.
- Lomborg, B., 2016: Impact of Current Climate Proposals. *Global Policy* 7, 109–118. DOI: 10.1111/1758-5899.12295
- Mandl, É., 2009: Az Észak-atlanti Oszilláció hatása a Kárpát-medence térségének éghajlatára. *Szakdolgozat. ELTE Meteorológiai Tanszék*, Budapest. pp. 53, http://nimbus.elte.hu/tanszek/docs/MandlEva_2009.pdf
- NCAR, 2015: Climate Analysis Section, Boulder, USA. <https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/hurrell-north-atlantic-oscillation-nao-index-pc-based> (letöltve: 2015. 10. 25.)
- NOAA AOML, 2015: Physical Oceanography Division, USA. http://www.aoml.noaa.gov/phod/amo_faq.php (letöltve: 2015. 10. 19.)
- NOAA ESRL, 2016: Physical Sciences Division, USA. <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/timeseries/AMO/> (letöltve: 2016. 09. 14.)
- NOAA GSFC, 2016: Arctic Ozone Watch, USA. http://ozonewatch.gsfc.nasa.gov/facts/vortex_NH.html (letöltve: 2016. 09. 15.)
- NOAA, 2011: Natural Variability Main Culprit of Deadly Russian Heat Wave That Killed Thousands. http://www.noaaneews.noaa.gov/stories2011/20110309_russianheatwave.html (letöltve: 2016. 09. 18.)
- OMSZ, 2016: www.met.hu/eghajlat/magyarorszag_eghajlata/eghajlati_adatsorok (letöltve: 2016. 09. 14.)
- Pálfai, I., 2011: Aszályos évek az Alföldön 1931–2010 között. In: Rakonczai, J. (szerk.): Környezeti változások és az Alföld. *Nagyalföld Alapítvány Kötetei* 7, 87–96.
- R Core Team, 2013: R: a Language and Environment for Statistical Computing. *R Foundation for Statistical Computing*, Vienna. <http://www.R-project.org>
- Rakonczai, J. és Fehér, Zs., 2015: A klímaváltozás szerepe az Alföld talajvízkészleteinek időbeli változásaiban. *Hidrológiai Közöny* 95(1), 1–15.
- Rakonczai, J., 2013: A klímaváltozás következményei a délföldi tájon. (A természeti földrajz változó szerepe és lehetőségei.) *Akadémiai doktori értekezés*. Szeged. pp.167, http://real-d.mtak.hu/612/7/RakonczaiJanos_doktori_mu.pdf
- Schlesinger, M. E. and Ramankutty, N., 1994: An oscillation in the global climate system of period 65–70 years. *Nature* 367, 723–726.
- Shaw, A. T., Baldwin, M., Barnes, E. A., Caballero, R., Garfinkel, C. I., Hwang, Y., Li, C., O’Gorman, P. A., Riviére, G., Simpson, I. R. and Voigt, A., 2016: Storm track processes and the opposing influences of climate change. *Nature Geoscience* 9, 656–664. <http://dx.doi.org/10.1038/NNGEO2783>
- Sokal, R. R. and Michener, C. D., 1958: A statistical method for evaluating systematic relationships. *University of Kansas Science Bulletin* 38, 1409–1438.
- Somlyódy, L. (szerk.), 2011: Magyarország vízgazdálkodása: helyzetkép és stratégiai feladatok. *MTA*, Budapest. http://old.mta.hu/data/Strategiai_konyvek/viz/viz_net.pdf
- Thompson, D. W. J. and Wallace, J. M., 1998: The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophysical Research Letters* 25, 1297–1300. <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/98GL00950/pdf>
- Trenberth, K. E., 2012. Framing the way to relate climate extremes to climate change. *Climatic Change* 115, 283–290. DOI:10.1007/s10584-012-0441-5
- Völgyesi, I., 2000: A Homokhátság felszínalatti vízháztartása. Vízpótlási és vízvisszatartási lehetőségek. *VÖLGYESI Mérnökiroda Kft.*, Budapest, pp. 11 p. <http://volgyesi.uw.hu/dokuk/homokhatsag.pdf>
- Wikipedia, 2003: European heat wave. https://en.wikipedia.org/wiki/2003_European_heat_wave (letöltve: 2016. 09. 18.)
- Wikipedia, 2016: Ridiculously Resilient Ridge. https://en.wikipedia.org/wiki/Ridiculously_Resilient_Ridge (letöltve: 2016. 09. 18.)
- Willet, K. M., Williams Jr., C. N., Dunn, R. J. H., Thorne, P. W., Bell, S., de Podesta, M., Jones, P. D. és Parker, D. E., 2013: HadISDH: an updateable land surface specific humidity product for climate monitoring. *Climate of the Past* 9, 657–677. DOI: 10.5194/cp-9-657-2013
- Zsilinszki A., Dezső Zs., Bartholy J. és Pongrácz, R., 2015: A futóáramlás (jet-stream) szinoptikus klimatológiai vizsgálata a Kárpát-medencében. *ELTE Egyetemi Meteorológiai Füzetek* 26, 92–96. <http://nimbus.elte.hu/oktatas/metfuzet/EMF026/PDF/15-Zsilinszki-et-al.pdf>

SZERZŐINK FIGYELMÉBE

A LÉGKÖR célja a meteorológia tárgykörébe tartozó kutatási eredmények, szakmai beszámolók, időjárási események leírásának közzétevése. A lap elfogad publikálásra szakmai úti beszámolót, időjárási eseményt bemutató fényképet, könyvismertetőt is. A kéziratokat a szerkesztőbizottság lektoráltatja. A lektor nevét a szerzőkkel nem közöljük. Közlésre szánt anyagokat kizárólag elektronikus formában fogadjunk el. Az anyagokat a legkor@met.hu címre kérjük beküldeni Word-fájlban. A beküldött szöveg ne tartalmazzon semmiféle speciális formázást. Amennyiben a közlésre szánt szöveghez ábra is tartozik, azokat egyenként kérjük beküldeni, lehetőleg vektoros formában. Az ideális méret 2 MB. Külön Word-fájlban kérjük megadni az ábraleírásokat. A közlésre szánt táblázatokat akár Word-, akár Excel-fájlban szintén egyenként kérjük megadni. Amennyiben a szerzőnek egyéni elképzelése van a nyomtatásra kerülő közlemény felépítéséről, akkor szívesen fogadjunk PDF-fájlt is, de csak PDF-fájllal nem foglalkozunk. A közlésre szánt szöveg tartalmazza a magyar és angol címet, a szerző nevét, munkahelyét, levelezési és villanypostacímét. Irodalomjegyzéket kérünk csatolni a *Tanulmányok* rovatba szánt szakmai cikkhez. Az irodalomjegyzékben csak a szövegben szereplő hivatkozás legyen. Az egyéb közlemények, szakmai beszámolók esetében is kérjük lehetőség szerint angol cím és összefoglaló megadását.