

GLOBALIS KLÍMAMODELLEK VALIDÁCIÓJA AZ ÉSZAKI FÉLGÖMBRE TÁVKAPCSOLATI RENDSZEREK FELHASZNÁLÁSÁVAL

Kristóf Erzsébet⁽¹⁾ , Bartholy Judit^(1,2) , Pongrácz Rita^(1,2) 

⁽¹⁾ELTE Meteorológiai Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/A

⁽²⁾ELTE TTK, Kiválósági Tudásközpont, 2462 Martonvásár, Brunszvik u. 2.

e-mail: ekristof86@caesar.elte.hu, bartholy@caesar.elte.hu, prita@nimbus.elte.hu

Bevezetés

A XX. század során számos nagyskálájú távkapcsolati rendszert (más néven oszcillációs jelenséget) azonosítottak, amelyek befolyással bírhatnak Földünk éghajlatára. Ezek a távkapcsolatok olyan nagytérségű folyamatok, amelyek egymástól távol eső területek légköri vagy óceáni állapot-határozóinak ellentétes előjelű együttváltozásaként (azaz antikorrrelációjaként) értelmezhetők. A legintenzívebb területeket akciócentrumaik meghatározásával azonosíthatjuk. Az Észak-csendes-óceáni Oszcillációt¹ és az Észak-atlanti Oszcillációt² az átlagos tengerszinti légnyomásmező korrelációanalízise alapján mutatták ki (Walker & Bliss, 1932). A 700 hPa-os légnyomási szint geopotenciális magasságmezőjének elemzése alapján pedig olyan, kettőnél több központú rendszereket azonosítottak, mint a Skandináv Oszcilláció³ és az Észak-atlanti/Nyugat-oroszországi Rendszer⁴ (Barnston & Livezey, 1987). A Kárpát-medence térségéhez közelebb, a Földközi-tenger medencéje feletti akciócentrumokkal bíró Mediterrán Oszcillációt⁵ az 500 hPa-os geopotenciális magasságmezőben azonosították (Conte et al., 1989).

A távkapcsolati rendszerek hatása különösen a téli hónapokban lehet jelentős a Kárpát-medencében. Ebben az évszakban a nagytérségű cirkulációs jelenségek dominálnak a kisebb skálájú légköri folyamatok felett, így szerepük meghatározó lehet térségünk hőmérsékleti és csapadékviszonyainak alakításában. Az oszcillációs rendszerek jövőbeli helyzetének és intenzitásának minél pontosabb ismerete tehát kiemelkedő jelentőséggel bír a Kárpát-medencére vonatkozó éghajlati becslések készítése során.

Az éghajlat változása többek között általános cirkulációs modellekkel⁶ szimulálható. A legfejlettebb modellek tér- és időbeli felbontása megfelelő ahhoz, hogy ezek alapján a Kárpát-medence XXI. században várható éghajlatára megállapításokat tegyünk. Célunk a Kapcsolt modelleket összehasonlító projekt 5. fázisa⁷ keretében elérhető GCM-ek XX. század második felére vonatkozó történeti szimulációinak az Európai Középtávú Előrejelző Központ⁸ ERA-20C reanalízis adatbázisával való statisztikai összehasonlítása, azon GCM-ek kiválasztása érdekében, amelyek jövőbeli szimulációinak vizsgálata hozzásegíthet pontosabb éghajlati becslések készítéséhez. Az értékelésünk arra a kérdésre keresi a választ, hogy mely modellek reprodukálják a legpontosabban az északi félgömb légköri oszcillációs jelenségeit, illetve azok hatását a Kárpát-medence térségére. A kutatás első lépéseként az északi félgömb, Kárpát-medencére potenciálisan hatást gyakorló légköri oszcillációs jelenségeit azonosítjuk mind a reanalízis, mind a modellszimulációk adatai alapján. Ezt követően a GCM-ek

¹ North Pacific Oscillation, NPO

² North Atlantic Oscillation, NAO

³ Scandinavian Pattern, SCA

⁴ East Atlantic/Western Russia Pattern, EA/WR

⁵ Mediterranean Oscillation, MO

⁶ general circulation models, GCMs

⁷ Coupled Model Intercomparison Project Phase 5, CMIP5

⁸ European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF

összehasonlíthatók a reanalízis adatsorok alapján kapott eredményekkel. Végül az azonosított légköri oszcillációk és a Kárpát-medence légköri állapotátározóinak kapcsolata vizsgálendő. A tanulmányban statisztikai vizsgálataink legfontosabb lépéseit foglaljuk össze.

A vizsgált adatsorok

Az északi félgömb távkapcsolati rendszereinek azonosítása érdekében a GCM-ek légköri modelljeinek többségében 1950-től elérhető napi adatokat vetettük össze az ERA-20C reanalízis adatbázisának napi adatsoraival. Ahhoz, hogy az időbeli változást megfigyelhessük, három 30 éves időszak, 1951–1980, 1961–1990 és 1971–2000 téli hónapjainak (december, január és február) napi adatait elemeztük. A vizsgálatokat az 500 hPa-os geopotenciális magassági mezőn hajtottuk végre, ugyanis mind a NAO, mind magasabb szintek távkapcsolati rendszereinek lenyomata kimutatható ezen a szinten.

Az ERA-20C adatbázisban általában három vagy hat órás adatsorok érhetőek el, amelyekből napi átlagokat képeztünk, ugyanis a GCM-ek többségénél ez az archiválásra kerülő legfinomabb időbeli felbontású adat. A GCM-ek jelentős része 2,5°-os vagy durvább rácsfelbontású, így statisztikai vizsgálatuk a Kárpát-medence viszonylag kis kiterjedése miatt nem célszerű. Térbeli felbontásként 2°-ot választva, az 1. táblázatban felsorolt GCM-ek szimulációit elemeztük, amelyeket bilineáris interpoláció alkalmazásával interpoláltunk az északi félgömb 46 × 180 rácsponttal rendelkező rácsára.

1. táblázat: A vizsgálathoz alkalmazott GCM-ek neve, fejlesztő intézménye és a légköri modell eredeti (interpoláció előtti) rácsfelbontása. A történeti modellszimulációk r1i1p1 realizációit használtuk fel a CCSM4 modell kivételével, amelynek r6i1p1 realizációját alkalmaztuk.

A GCM-ek neve	A GCM-eket fejlesztő intézmény	Eredeti rácsfelbontás: szélesség × hosszúság
ACCESS1-0	Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization (CSIRO) and Bureau of Meteorology (BOM), Ausztrália	1,25° × 1,875°
ACCESS1-3	Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization (CSIRO) and Bureau of Meteorology (BOM), Ausztrália	1,25° × 1,875°
CCSM4	National Center for Atmospheric Research (NCAR), Amerikai Egyesült Államok	~0,9424° × 1,25°
CMCC-CM	Centro Euro-Mediterraneo per i Cambiamenti (CMCC) (Euro-Mediterranean Center on Climate Change), Olaszország	~0,74843° × 1°
HadGEM2-AO	National Institute of Meteorological Research (NIMR), Dél-Korea	1,25° × 1,875°
HadGEM2-CC	Met Office Hadley Centre (MOHC), Egyesült Királyság	1,25° × 1,875°
MIROC5	Atmosphere and Ocean Research Institute (AORI), The University of Tokyo and National Institute for Environmental Studies (NIES), Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC), Japán	~1,40076° × 1,40625°
MPI-ESM-LR	Max Planck Institute for Meteorology, Németország	~1,86526° × 1,875°
MPI-ESM-MR	Max Planck Institute for Meteorology, Németország	~1,86526° × 1,875°
MPI-ESM-P	Max Planck Institute for Meteorology, Németország	~1,86526° × 1,875°
MRI-CGCM3	Meteorological Research Institute, Japán	~1,12149° × 1,125°
MRI-ESM1	Meteorological Research Institute, Japán	~1,12147° × 1,125°

Ahhoz, hogy az összes GCM esetében a reanalízis adatbázissal azonos hosszúságú adatsorokat hasonlíthassunk össze, elhagytuk december és január 31. napját, valamint a szökőnapokat. Összesen 8280 rácspontban állt rendelkezésünkre egy-egy 2640 elemű idősor az északi félgömbre vonatkozóan, mindhárom 30 éves időszakra. A számítások elvégzéséhez a CDO⁹ szoftvert és az R statisztikai programnyelvet alkalmaztuk.

Légköri távkapcsolati rendszerek azonosítása statisztikai módszerekkel

Korrelációanalízis

A távkapcsolati rendszereket egymástól távol eső területek antikorrelációjaként értelmeztük, így a rácsponti geopotenciális magasság adatsorok korrelációvizsgálata alapján azonosíthatók. A változók közötti lineáris kapcsolat szorosságát mérő Pearson-korrelációkat követően a monoton kapcsolat szorosságát – azaz nemlineáris hatásokat – is figyelembe vevő Spearman-korrelációk is kiszámításra kerültek a rácsponti idősorok között. Eredményül tehát az összes rácspont összes többi rácsponttal vett korrelációjának négydimenziós tömbjéhez jutottunk. Minden egyes rácspontra meghatároztuk a legerősebb negatív – vagyis abszolút minimális – korrelációértéket, ezáltal a legerősebb negatív korrelációkat tartalmazó táblázatot kaptunk. A táblázat alapján akciócentrumokként olyan rácspontpárokat azonosítottunk, amelyek geopotenciális magasság értékei kölcsönösen egyértelműen a legerősebb szignifikáns negatív korrelációban állnak egymással. Az értékek szignifikanciájáról ún. mezőszignifikancia vizsgálattal döntöttünk (Livezey & Chen, 1983), amely során a potenciális akciócentrumokként megjelölt rácspontok adatsoraihoz hasonló eloszlású új, véletlen számokat tartalmazó adatsorokat generáltunk. Az új adatsorok és az eredeti mező adatsorai közötti korrelációk kiszámításával megállapítható, hogy $-0,2$ -nél erősebb negatív korrelációk nem tekinthetők véletlenszerűnek, vagyis a korrelációk szignifikánsnak $0,99$ szignifikancia szinten (α).

2. táblázat: Az észak-atlanti/európai térség felett azonosított rácspontpárok.

Térség	Időszak	1. és 2. akciócentrum Pearson-korreláció alapján	1. és 2. akciócentrum Spearman-korreláció alapján	Pearson- korreláció értéke	Spearman- korreláció értéke
Atlanti- óceán észak-keleti medencéje felett	1951-1980	é. sz. 22° & ny. h. 34° – é. sz. 50° & ny. h. 30°	é. sz. 22° & ny. h. 34° – é. sz. 50° & ny. h. 30°	-0,500	-0,506
	1961-1990	é. sz. 24° & ny. h. 34° – é. sz. 52° & ny. h. 28°	é. sz. 24° & ny. h. 34° – é. sz. 52° & ny. h. 26°	-0,497	-0,498
	1971-2000	é. sz. 26° & ny. h. 34° – é. sz. 52° & ny. h. 22°	é. sz. 26° & ny. h. 34° – é. sz. 52° & ny. h. 22°	-0,476	-0,478
Földközi- tenger medencéje felett	1951-1980	é. sz. 38° & k. h. 6° – é. sz. 24° & k. h. 28°	é. sz. 38° & k. h. 6° – é. sz. 24° & k. h. 28°	-0,438	-0,435
	1961-1990	é. sz. 38° & k. h. 8° – é. sz. 26° & k. h. 32°	é. sz. 42° & k. h. 12° – é. sz. 28° & k. h. 36°	-0,397	-0,404
	1971-2000	é. sz. 38° & k. h. 14° – é. sz. 26° & k. h. 38°	é. sz. 38° & k. h. 12° – é. sz. 24° & k. h. 34°	-0,424	-0,425

Az ERA-20C-re számolt Pearson- és Spearman-korrelációk alapján összesen hat akciócentrumpárt azonosítottunk öt földrajzi térségben: egy-egy párt a Csendes-óceán, Észak-Amerika, a Földközi-tenger és az Atlanti-óceán északnyugati és északkeleti medencéje felett, illetve két párt Belső-Ázsia felett (Kristóf et al., 2018a). Az Atlanti-óceán északkeleti és a

⁹ Climate Data Operators

Földközi-tenger medencéje (a továbbiakban: észak-atlanti/európai térség) felett azonosított rácspontpárok az Észak-atlanti Oszcilláció és a Mediterrán Oszcilláció lenyomatának tekintendők. Földrajzi koordinátáik, valamint korrelációik értéke a 2. táblázatban található.

A három vizsgált időszak alapján a legnagyobb változás az Atlanti-óceán északkeleti medencéje felett található távkapcsolati rendszer esetén figyelhető meg, amelynek északabbi akciócentruma kelet felé tolódott az ezredfordulóhoz közeledve, amelyet korábban Jung & Hilmer (2000) azonosított. A Pearson- és Spearman-korrelációk alapján meghatározott akciócentrumok helyzete az észak-atlanti/európai térségben nem tér el lényegesen, a legnagyobb különbség 4° , míg a teljes északi félgömböt figyelembe véve 8° . Utóbbi az atlanti-óceán északnyugati medencéje fölött mérhető.

Az akciócentrumok korrelációanalízissel való azonosítása egyszerűnek bizonyult eltolás- és szorzásinvarianciája miatt, vagyis a rácspontok közötti korrelációértékek nem változnak attól függően, hogyan súlyozzuk a rácspontokat, illetve a számítás az adatsorok standardizálására sem érzékeny. A módszerrel azonban ok-okozati összefüggések nem deríthetők fel, valamint a rácsponti idősorok közötti kapcsolat olyan jellegű is lehet, amelynek mérésére egyik korrelációtípus sem alkalmas.

Előfordulhat, hogy két változó közötti szignifikáns kapcsolat egy harmadik változó hatása következtében mérhető, például időbeli trenddel vagy szezonalitással rendelkező adatsorok esetén, amely a következőképpen szemléltethető. Ha közepes földrajzi szélességeken két rácspont geopotenciális magasságának idősora korrelál egymással, annak hátterében nemcsak távkapcsolat, hanem az éves menetük is állhat. A Napból érkező sugárzás mennyiségének növekedéséből vagy csökkenéséből adódóan a geopotenciális magasság értékek is együtt változhatnak, azaz erősebb korreláció mérhető közöttük. Távkapcsolatok téves azonosításának elkerülése érdekében az adatsorokból kivontuk a lineáris trendet, a szezonális mértékét pedig napi anomália adatsorok képzésével csökkentettük, azaz kivontuk minden egyes naptól az arra a napra vonatkozó, teljes – azaz harminc éves – időszakra jellemző átlagos értéket.

Empirikus ortogonális sorfejtés

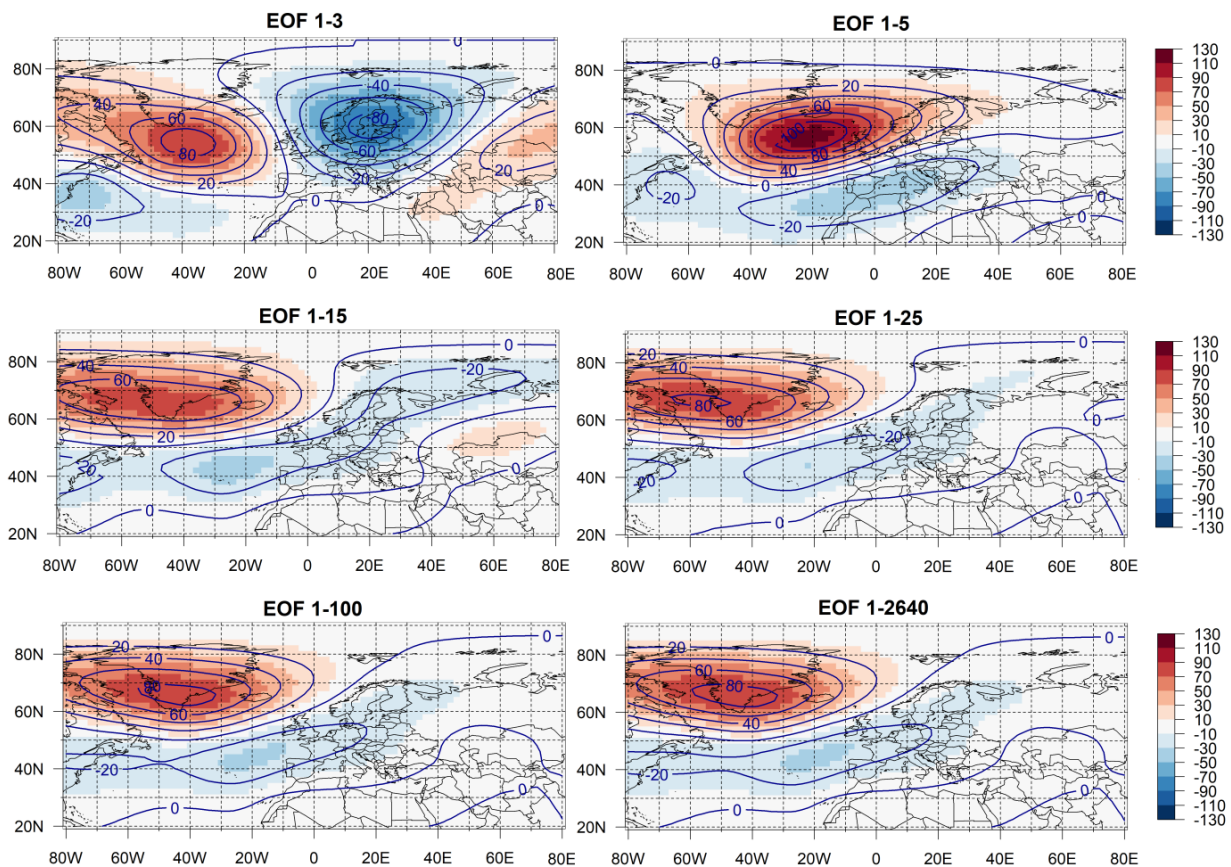
A rácsponti idősorok több ezer dimenziós, korrelált mezőnek tekinthetők. Változékonyságuk vizsgálatára célszerű adatredukciós módszert, például empirikus ortogonális sorfejtést (pl. Joliffe, 2002) választanunk. A térbeli változékonyságot az 500 hPa-os geopotenciális magasságmezőből képzett, egymásra merőleges, korrelálatlan empirikus ortogonális függvények¹⁰ képzésével elemezhetjük. Ezek olyan lineáris kombinációk, amelyekben minden változó – a térbeli változékonyság vizsgálata esetén rácspont – valamilyen súllyal kerül figyelembe vételre. Az EOF-ek súlyai térképen ábrázolhatók. Fontos megjegyeznünk, hogy a súlyok számértéke különböző EOF-ek összehasonlítására nem alkalmas, továbbá összesen annyi EOF létezik, ahány változó. A lineáris kombinációk úgy állnak elő, hogy az első EOF fejezze ki a geopotenciális magasságmező változékonyságának legnagyobb hányadát. Az összes EOF figyelembevételével megkapjuk a mező teljes változékonyságát. A módszer azért tekinthető dimenzióredukciós eljárásnak, mert az első néhány EOF figyelembevételével a mező teljes változékonyságának meghatározó része leírható, vagyis a többi EOF elhagyható jelentős információvesztés nélkül.

A vizsgálat azonban rendkívül érzékeny a területválasztásra és – a korrelációanalízissel ellentétben – a rácsponti adatsorok súlyozására. A rácsponti adatsorokat ezért földrajzi szélesség szerint súlyoztuk. A vizsgálatához az é.sz. 20° és 90° közötti, valamint ny.h. 80° és k.h. 80° közötti észak-atlanti/európai térséget választottuk, amelyben az Atlanti-óceán északkeleti medencéje feletti, illetve a Földközi-tenger térsége fölötti akciócentrum pár is megtalálható, ame-

¹⁰ Empirical orthogonal function, EOF

lyeket korábban (Kristóf et al., 2018a) már korrelációanalízissel azonosítottunk. Az első EOF az Észak-atlanti Oszilláció dipólus szerkezetét jeleníti meg (pl. Hurrell & Deser, 2010).

Ahhoz, hogy a megfigyelésekkel összevethető eredményt kapjunk a statisztikai vizsgálat végén, célszerű az EOF-analízist ún. varimax-rotációval végrehajtani. Ha a geopotenciális mező adatait háromdimenziós Descartes-koordinátarendszerben képzeljük el, amelynek tengelyei a földrajzi szélesség, a földrajzi hosszúság és az idő, akkor a varimax-rotáció az empirikus ortogonális függvényeket úgy forgatja, hogy az első függvény a mező legnagyobb szórásának „irányába” essen. A módszer azonban érzékeny arra, hogy hány függvényt rotálunk. Példaképpen az egyik harmincéves időszak varimax-rotációval elvégzett EOF-analízisét tekintjük, amely során az első 3, 5, 15, 25, 100, majd az összes EOF, vagyis 2640 rotációjára került sor (1. ábra).



1. ábra: Az ERA-20C 1971–2000 közötti 500 hPa-os geopotenciális magasságmezőjén elvégzett EOF-analízis, varimax-rotációval. A térképeken az EOF-súlyokat ábrázoltuk.

Az észak-dél tengelyű dipólus szerkezet az első 15 EOF rotációját követően válik felismerhetővé. Az összes EOF rotációjával végzett EOF-analízis eredményeképpen kapott súlyok térbeli korrelációja a 3, 5, 15 és 25 EOF rotációjával végzett vizsgálat alapján kapott súlyokkal rendre 0,45, 0,33, 0,97 és 0,98. A 2640 darab empirikus ortogonális függvényből az első 100 rotációja 0,99 fölötti korrelációt eredményez.

A korrelációanalízist és az empirikus ortogonális sorfejtést elvégeztük a GCM-ekre is. Egyezésüket az ERA-20C-vel az abszolút minimális korrelációk, valamint az EOF-súlyok eloszlása alapján értékeltük, a térbeli korrelációk, a szórások és átlagos négyzetes hiba négyzetgyökét jellemző centrált értékek¹¹ kiszámításával (Taylor, 2001). A korrelációanalízis

¹¹ centered root-mean-square (RMSc) difference

alapján a legpontosabb modellnek a HadGEM2-CC és az MPI-ESM-P modell bizonyult, azonban ezek térbeli korrelációja az ERA-20C-vel alig haladta meg a 0,8 értéket, így az RMSc érték is viszonylag magas maradt. Az empirikus ortogonális sorfejtés alapján magasabb korrelációk, kisebb szórások és RMSc értékek adódtak. Ennek során a legpontosabb modellnek a HadGEM2-CC mellett az MPI-ESM-LR modell bizonyult (Kristóf et al., 2018a, 2018b).

Az észak-atlanti/európai térségben azonosított távkapcsolati rendszerek és a Kárpát-medence felszínközeli hőmérsékletének statisztikai kapcsolata

Az azonosított távkapcsolati rendszerek intenzitásának mérésére különféle indexek képezhetők. Ennek legegyszerűbb módja a szóban forgó jelenséget jellemző, mérőállomások idősoráiból képzett, ún. állomásalapú index korreláltatása a vizsgált térség légköri állapot-határozóival. Adott oszcillációra vonatkozóan különböző indexeket határoztak meg, például a NAO-indexet Hurrell (1995) a portugáliai Lisszabon és az izlandi Reykjavík, míg Cropper et al. (2015) az azori-szigeteki Ponta Delgada és az izlandi Stykkishólmur, illetve Reykjavík állomás tengerszinti légnyomásértékeinek különbségeként állított elő. Az MO-index pedig az algériai Algír és az egyiptomi Kairó, illetve a Nagy-Britanniához tartozó Gibraltár és az izraeli Tel-Aviv mérési adatsorainak különbségeként került előállításra (Palutikof et al., 2003).

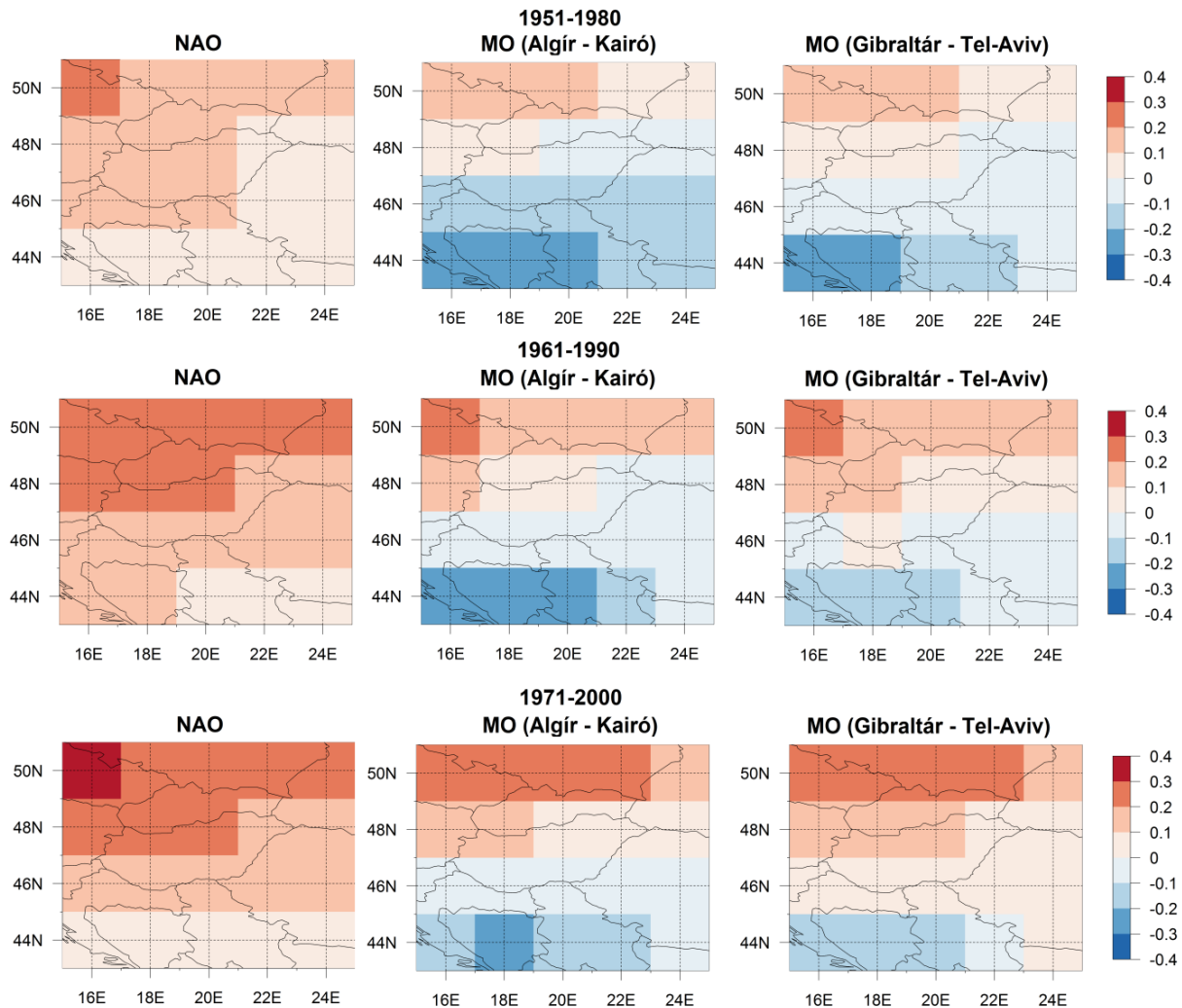
Szemléltetésképpen Cropper et al. (2015) napi NAO-index adatsora és a két MO-index adatsor, mint „hivatalos” index adatsorok statisztikai kapcsolatát vizsgáljuk a Kárpát-medence felszínközeli (2 m-es) léghőmérsékletével az é.sz. 44°–50° és k.h. 16°–24° területen, Pearson-korrelációk számítással. Az ERA-20C különböző időszakokra vonatkozó reanalízis adatsoraira a korrelációk a 2. ábrán találhatóak. Szignifikáns korrelációk, vagyis abszolút értékben 0,2-nél erősebb korrelációk a térség északi, északnyugati részén figyelhetők meg, a NAO pozitív fázisában. Ez a következőképpen értelmezhető. Az Atlanti-óceán északkeleti medencéje fölött, Izland környékén erősödő ciklonális, míg az Azori-szigetek fölött erősödő anticiklonális áramlás jellemző, így délnyugati áramlás alakul ki közepes földrajzi szélességeken és enyhébb időjárás figyelhető meg Európa-szerte. Az MO kapcsolatban áll a NAO-val, pozitív fázisában a nyugati pólusa erősen fejlett, amely szintén az Azori-anticiklon erősödésének következménye. A három időszakot tekintve megállapítható, hogy a szignifikáns pozitív korrelációk kismértékben erősödtek az ezredfordulóhoz közeledve, míg a szignifikáns negatív korrelációk gyengültek. Az index adatsorok és a hőmérséklet Spearman-korrelációval való vizsgálata alapján a korrelációk hasonló eloszlását kaptuk (ezt itt nem mutatjuk be).

Míg az ERA-20C esetében mérhető szignifikáns korrelációk, a GCM-ek Kárpát-medencére vonatkozó felszínközeli léghőmérsékleti adatsorai és a fentebb említett NAO- és MO-indexek között csak gyenge, 0,1 körüli vagy az alatti korrelációk adódtak.

Indexek az 500 hPa-os geopotenciális magasságmező alapján is létrehozhatók, például az előbb felsorolt állomásokhoz legközelebb eső rácspontok idősorainak különbségét képezve. Az ERA-20C esetén a hivatalos indexekkel számolt értékekhez hasonló korreláció eloszlás kapható. A GCM-ek esetén is mérhető szignifikáns, abszolút értékben 0,4 erősségű korreláció, azonban általánosan a NAO és a hőmérséklet pozitív korrelációja az északnyugati területeken kevésbé figyelhető meg, míg az MO és a hőmérséklet kapcsolatában túlbecsülik a szignifikáns negatív korrelációkat (terjedelmi korlátok miatt itt ezt nem illusztráljuk).

Indexképzés alapjaként azon rácspontpárok adatsorait is választhatjuk, amelyeket akció-centrumokként jelöltünk ki az abszolút minimális korrelációk vizsgálata során, így az ERA-20C esetében a 2. táblázatban közölt földrajzi koordinátájú rácspontpárok adatsorait. Bár vannak olyan GCM-ek, amelyek esetében az abszolút minimális korrelációk eloszlása jelentős

hasonlóságot mutat az ERA-20C-vel – korrelációjuk 0,8 fölötti – az akciócentrumokként megjelölt rácspontpárok földrajzi helyzete modellenként jelentős eltérést mutat, különösen a NAO esetén. A GCM-ek többsége az ERA-20C-hez képest nyugatabbra pozicionálja az Atlanti-óceán északkeleti medencéje felett található akciócentrumpárt, ezért szignifikáns korrelációk nem mérhetők az akciócentrumpárt jellemző index és a Kárpát-medence felszínközeli hőmérséklete között.



2. ábra: A NAO- és az MO-indexek Pearson-korrelációja a Kárpát-medence felszínközeli léghőmérsékletével, az ERA-20C adatbázis alapján, 1951–1980, 1961–1990 és 1971–2000 időszakra.

Összefoglalás

A távkapcsolati rendszerek azonosítására a korrelációanalízis és az empirikus ortogonális sorfejtés alkalmas módszerek bizonyult az ERA-20C és a GCM-ek historikus 500 hPa-os geopotenciális magasság adatainak elemzése során. A Kárpát-medencére gyakorolt hatásuk vizsgálata érdekében az oszcillációkat minél jobban kifejező index adatsorok konstruálandók, amely például a geopotenciális magasságmező időbeli változékonyságának vizsgálata útján is történhet, főkomponens-elemzéssel. További célunk a statisztikai kapcsolatok minél alapo-

sabb felderítését követően a legpontosabbnak bizonyuló GCM-ek jövőre vonatkozó szimulációinak részletes vizsgálata.

Köszönetnyilvánítás

Kutatásainkat támogatta az Agrárklíma2 projekt (VKSZ_12-1-2013-0034), a Nemzeti Kutatási, Fejlesztési és Innovációs Alap K-120605 és K-129162 számú projektje, a Széchenyi 2020 program, Magyarország Kormánya és az Európai Regionális Fejlesztési Alap az AgroMo kutatási projekt (GINOP-2.3.2-15-2016-00028) keretében, valamint az Emberi Erőforrások Minisztériuma az ELTE Felsőoktatási Intézményi Kiválósági Program (1783-3/2018/FEKUTSRAT) keretében.

Hivatkozások

- Barnston, A.G., Livezey, R.E., 1987: Classification, Seasonality and Persistence of Low-Frequency Atmospheric Circulation Patterns. *Mon. Weather Rev.*, 115: 1083–1126. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1987\)115<1083:CSAPOL>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1987)115<1083:CSAPOL>2.0.CO;2)
- Bi, D., Dix, M., Marsland, S.J., O'Farrell, S., Rashid, H.A., Uotila, P., Hirst, A.C., Golebiewski, E.K.M., Sullivan, A., Yan, H., Hannah, N., Franklin, C., Sun, Z., Vohralik, P., Watterson, I., Zhou, Z., Fiedler, R., Collier, M., Ma, Y., Noonan, J., Stevens, L., Uhe, P., Zhu, H., Griffies, S.M., Hill, R., Harris, C., Puri, K., 2013: The ACCESS coupled model: description, control climate and evaluation. *Australian Meteorological and Oceanographic Journal*, 63: 41–64. <https://doi.org/10.22499/2.6301.004>
- Climate Data Operators version 1.7.2 (Available at <http://mpimet.mpg.de/cdo>.)
- Conte, M., Giuffrida, A., Tedesco, S., 1989: The Mediterranean Oscillation: impact on precipitation and hydrology in Italy. *Conference on Climate and Water*, Publications of the Academy of Finland, Helsinki, 1, 121–137.
- Cropper, T., Hanna, E., Valente, M.A., Jónsson, T., 2015: A daily Azores–Iceland North Atlantic Oscillation index back to 1850. *Geoscience Data Journal*, 2: 12–24. <https://doi.org/10.1002/gdj3.23>
- A NAO-index adatsor elérhetősége: <https://zenodo.org/record/9979#.W18IstIzY2w>.
- European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (2014, updated daily): ERA-20C Project (ECMWF Atmospheric Reanalysis of the 20th Century). Research Data Archive at the National Center for Atmospheric Research, Computational and Information Systems Laboratory. <https://doi.org/10.5065/D6VQ30QG> (Letöltés utolsó időpontja: 2017. dec. 7.)
- Gent, P.R., Danabasoglu G., Donner, L.J., Holland, M.M., Hunke, E.C., Jayne, S.R., Lawrence, D.M., Neale, R.B., Rasch, P.J., Vertenstein, M., Worley, P.H., Yang, Z.L., Zhang, M., 2011: The Community Climate System Model version 4. *J. Clim.*, 24: 4973–4991. <https://doi.org/10.1175/2011JCLI4083.1>
- Hurrell, J.W., 1995: Decadal trends in the North Atlantic Oscillation, regional temperatures and precipitation. *Science*, 269: 676–679. <https://doi.org/10.1126/science.269.5224.676>
- Hurrell, J.W., Deser, C., 2010: North Atlantic climate variability: The role of the North Atlantic Oscillation. *Journal of Marine Systems*, 79: 231–244. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2008.11.026>
- Joliffe, I.T., 2002: Principal Component Analysis. 2nd Edition. Springer-Verlag, New York.
- Jung, T., Hilmer, M., 2000: Evidence for a recent change in the link between the North Atlantic Oscillation and Arctic Sea ice export. *Geophys. Res. Lett.*, 27: 989–992. <https://doi.org/10.1029/1999GL010944>

- Kristóf, E., Bartholy, J., Pongrácz, R., 2018a: Statistical relationships between large-scale oscillation phenomena and meso-scale atmospheric conditions over Central/Eastern Europe and their representation in CMIP5 General Circulation Models. In: *98th Annual Meeting of the American Meteorological Society*. Austin (TX), 2018.01.07–2018.01.20. American Meteorological Society, Paper 331148, 9p. <https://ams.confex.com/ams/98Annual/webprogram/Manuscript/Paper331148/KE-PR-BJ-AMS2018.pdf>
- Kristóf, E., Bartholy, J., Pongrácz, R., 2018b: Az 500 hPa-os geopotenciális magasságmező változékonyságának vizsgálata az észak-atlanti/európai térségben reanalízis adatbázis és globális klímamodellek szimulációi alapján. In: *XVII. Természet-, Műszaki- és Gazdaságtudományok Alkalmazása Nemzetközi Konferencia*. Szombathely, 2018.05.12. 8p.
- Livezey, R.E., Chen, W.Y., 1983: Statistical Field Significance and its Determination by Monte Carlo Techniques. *Mon. Weather Rev.*, 111: 46–59. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1983\)111<0046:SFSaid>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1983)111<0046:SFSaid>2.0.CO;2)
- R Core Team, 2016: R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. (Available at <https://www.R-project.org/>)
- Palutikof, J.P., 2003: Analysis of Mediterranean climate data: measured and modelled. In: *Mediterranean climate: Variability and trends*. (Bolle, H.J., ed.) Springer-Verlag, Berlin. Az MO-index elérhetősége: <https://crudata.uea.ac.uk/cru/data/moi/>. https://doi.org/10.1007/978-3-642-55657-9_6
- Scoccimarro, E., Gualdi, S., Bellucci, A., Sanna, A., Fogli, P.G., Manzini, E., Vichi, M., Oddo, P., Navarra, A., 2011: Effects of Tropical Cyclones on Ocean Heat Transport in a High Resolution Coupled General Circulation Model. *J. Clim.*, 24: 4368–4384. <https://doi.org/10.1175/2011JCLI4104.1>
- Stevens, B., Giorgetta, M., Esch, M., Mauritsen, T., Crueger, T., Rast, S., Salzmann, M., Schmidt, H., Bader, J., Block, K., Brokopf, R., Fast, I., Kinne, S., Kornblüeh, L., Lohmann, U., Pincus, R., Reichler, T., Roeckner, E., 2013: The Atmospheric Component of the MPI-M Earth System Model: ECHAM6. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 5: 146–172. <https://doi.org/10.1002/jame.20015>
- Taylor, K., Stouffer, R.J., Meehl, G.A., 2012: An overview of CMIP5 and the experiment design, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 93: 485–498. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00094.1>
- Taylor, K.E., 2001: Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *J. Geophys. Res.*, 106: 7183–7192. <https://doi.org/10.1029/2000JD900719>
- The HadGEM2 Development Team: Martin, G.M., Bellouin, N., Collins, W.J., Culverwell, I.D., Halloran, P.R., Hardiman, S.C., Hinton, T.J., Jones, C.D., McDonald, R.E., McLaren, A.J., O'Connor, F.M., Roberts, M.J., Rodriguez, J.M., Woodward, S., Best, M.J., Brooks, M.E., Brown, A.R., Butchart, N., Dearden, C., Derbyshire, S.H., Dharssi, I., Doutriaux-Boucher, M., Edwards, J.M., Falloon, P.D., Gedney, N., Gray, L.J., Hewitt, H.T., Hobson, M., Huddleston, M.R., Hughes, J., Ineson, S., Ingram, W.J., James, P.M., Johns, T.C., Johnson, C.E., Jones, A., Jones, C.P., Joshi, M.M., Keen, A.B., Liddicoat, S., Lock, A.P., Maidens, A.V., Manners, J.C., Milton, S.F., Rae, J.G.L., Ridley, J.K., Sellar, A., Senior, C.A., Totterdell, I.J., Verhoef, A., Vidale, P.L., Wiltshire, A., 2011: The HadGEM2 family of Met Office Unified Model climate configurations. *Geosci. Model Dev.*, 4: 723–757. <https://doi.org/10.5194/gmd-4-723-2011>
- Walker, G.T., Bliss, E.W., 1932: World Weather V. *Memoirs of the Royal Meteorological Society*, 4: 53–84.

Watanabe, M., Suzuki, T., O'ishi, R., Komuro, Y., Watanabe, S., Emori, S., Takemura, T., Chikira, M., Ogura, T., Sekiguchi, M., Takata, K., Yamazaki, D., Yokohata, T., Nozawa, T., Hasumi, H., Tatebe, h., Kimoto, M., 2010: Improved climate simulation by MIROC5: Mean states, variability, and climate sensitivity. *J. Clim.*, 23: 6312–6335. <https://doi.org/10.1175/2010JCLI3679.1>

Yukimoto, S., Yoshimura, H., Hosaka, M., Sakami, T., Tsujino, H., Hirabara, M., Tanaka, T.Y., Deushi, M., Obata, A., Nakano, H., Adachi, Y., Shindo, E., Yabu, S., Ose, T., Kitoh, A., 2011: Meteorological Research Institute-Earth System Model Version 1 (MRI-ESM1) – Model Description. Technical Report of the Meteorological Research Institute, 64: 83. <https://doi.org/10.11483/mritechrepo.64>

ORCID

Kristóf E.  <https://orcid.org/0000-0001-9892-9552>

Bartholy J.  <https://orcid.org/0000-0002-3911-7981>

Pongrácz R.  <https://orcid.org/0000-0001-7591-7989>