

Eötvös Loránd Tudományegyetem
Földrajz- és Földtudományi Intézet
Meteorológiai Tanszék

A konvektív paraméterek vizsgálata és a felhőzet-változás hátterének feltárása az ERA5 reanalízis adatbázis alapján

TDK Dolgozat



ELTE
EÖTVÖS LORÁND
TUDOMÁNYEGYETEM

Készítette:

Soós Virág

II. éves Földtudományi BSc hallgató

Témavezető:

dr. Breuer Hajnalka

egyetemi adjunktus

ELTE TTK FFI, Meteorológiai Tanszék

Budapest, 2024

Tartalomjegyzék

1. Bevezetés és célkitűzés.....	2
2. Irodalmi áttekintés	4
3. Felhasznált adatok és módszerek.....	8
4. Eredmények.....	13
4.1 Felhőzet változása.....	13
4.2 Felhőzet-változás hátterének vizsgálata – Nagytérségi mozgásrendszerek.....	17
4.3 Felhőzet-változás hátterének vizsgálata – Konvektív paraméterek változása	22
5. Konklúzió	27
Irodalomjegyzék	28
Függelék.....	32

1. Bevezetés és célkitűzés

Az éghajlatváltozás életünk központi témájává vált, mivel hatásai világszerte egyre érezhetőbbek. A téma fontosságát számtalan tanulmány és mérés alátámasztja nem csak a Föld egészére (Lee et al., 2023), hanem hazánkra nézve is (Izsák és Szentimrey, 2020). Ahhoz, hogy a jövőben várható az éghajlatváltozással járó időjárási jelenségek gyakoriságát megbecsülhessük, segítségünkre vannak az elmúlt évek meteorológiai adatai, amiket konzisztens modell reanalíziseken keresztül tudunk átfogóan vizsgálni. Ezek elemzésével közelebb kerülhetünk a légköri paraméterek változásainak összefüggéseire, melyek magyarázatot adhatnak az éghajlatváltozásról és annak hatásairól (Venema et al., 2018). Mikor az éghajlatváltozás hatásairól beszélünk, elsősorban a hőmérséklet növekedés kerül előtérbe, pedig az éghajlatváltozás a teljes időjárási rendszerre hatással van (Masson-Delmotte et al., 2021). Ahhoz, hogy jobban megértsük az egyes tényezők egymásra gyakorolt hatásait, mint összetett visszacsatolási rendszert, elengedhetetlen a különböző paraméterek alakulásának mélyebb vizsgálata (Van Nes et al., 2015).

Ez a kutatás arra irányul, hogy feltárja a felhőborítottság változásainak összefüggéseit a változó éghajlati rendszerrel és az időjárási folyamatokkal. A felhőzet visszacsatolási mechanizmusa az éghajlati rendszer egyik legösszetettebb tényezőjét képezi, mivel a felhők egyidejűleg képesek melegítő és hűtő hatást kifejteni. Az eltérő típusú, magasságú és vastagságú felhők különböző módokon befolyásolják a Föld sugárzási egyenlegét (Zhou et al., 2016). A magasszintű felhők jobban átengedik a napból érkező rövidhullámú sugárzást, de jelentősebb üvegházhatásként lépnek fel, ezzel melegítve a légkört. Az alacsonyszintű felhők viszont több rövidhullámú sugárzást vernek vissza, mint amilyen mértékben a hosszuhullámú sugárzási egyenlegben részt vesznek, ezáltal hűtik a légkört (Matus & L'Ecuyer, 2017; Ceppi és Nowack, 2021). Több tanulmány is arra hívja fel a figyelmet, hogy összességében a felhőzet pozitív visszacsatolásként hat az éghajlatváltozásra, amit szükséges lenne az éghajlati modellekbe pontosabban beépíteni, azonban a hatások összetettsége miatt ennek modellezése további kutatásokat igényel (Bjordal et al., 2020; Cesena és Del Genio, 2021; Myers et al., 2021).

Az éghajlatváltozás egyik fontos hatása lehet a jövőben, hogy az óceánok és a légkör melegezése miatt intenzívebbé válik a párolgás, ami miatt több lesz a légnedvesség. Allan és munkatársai kutatása szerint (2020) a légkör vízgőz-koncentrációja globálisan körülbelül 7%-kal növekszik minden Celsius-foknyi hőmérséklet-emelkedés esetén, miközben a globális csapadék- és párolgásnövekedés mértéke ennél alacsonyabb, mindössze 2–3%/°C, a globális

energiaegyensúly korlátai miatt. Mint erőteljes üvegházhatású gáz, a vízgőz hozzájárul a további melegedéshez, amely tovább növeli az intenzívebb párolgást és több vízgőz-kibocsátást eredményez, erősítve a vízgőz-visszacsatolás ciklusát (Byrne et al., 2018; Allan et al., 2020). Ennek hatására megváltoznak a felhőképződés jellemzői, a magasabb hőmérséklet miatt a légtömegek csak magasabb hőmérsékleten válnak telítetté, így a felhőképződéshez szükséges kondenzációs folyamatok magasabb szinten mennek végbe (Mendoza, 2021), amely a felhőalap emelkedését és az alacsonyszintű felhőzet borítottságának csökkenését okozhatja.

Láthatjuk, hogy a felhőzetnek jelentős szerepe van az éghajlatváltozásában, következésképpen szükség van a felhőtakaró változásainak, okainak és visszacsatolási mechanizmusainak jobb megértésére. A felhőborítottság jelenlegi változásainak pontosabb megértése hozzájárulhat az éghajlati modellek finomításához és az eredmények értelmezéséhez. Továbbá a felhőzet változásainak pontosabb előrejelzése javíthatja a termésbecsléseket és a mezőgazdasági tervezést, segíthetik az energiatermelés optimalizálását és hozzájárulhat az energiaellátás stabilitásának növeléséhez.

A kutatás célja, hogy feltérképezzük és elemezzük a felhőborítottság változását az elmúlt négy évtizedben (1983–2022), felhasználva az ERA5¹ ECMWF² modellen alapuló reanalízis adatbázis adatait. Különös figyelmet fordítva a regionális eltérésekre és az évszakos ingadozásra. A kutatás célja elemezni a felhőborítottság változását és annak hátterét, okait és hatásait Közép-Európa területén, az 1983-2022 közti időszakban, felhasználva az ERA5 reanalízis adatbázis adatait.

¹ ECMWF ReAnalysis Version 5, ECMWF reanalízis 5. verziója

² European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, Középtávú Időjárás Előrejelzések Európai Központja

2. Irodalmi áttekintés

A Kárpát-medencét vizsgáló kutatás 50 év (1961–2010) adataira alapozva kimutatta, hogy a felhőborítottság éves átlagban stagnál vagy enyhén csökken, azonban megfigyelhetőek szezonális változások. Télen enyhe növekedés, nyáron csökkenés tapasztalható, amit a szárazabb nyári időjárás és az éghajlatváltozás miatti csapadékmintázatok változása, valamint a tél folyamán a ciklontevékenység növekedése okozhat (Spinoni et al., 2015). A tanulmány mely 1890 és 2018 között vizsgálta a felhőborítottságot Lisszabonban a felhőzet mérsékelt csökkenését mutatta ki, különösen az 1950-es évek után. Nyáron a felhőborítottság csökkenése jelentősebb, míg télen csak enyhébb változások figyelhetők meg (Aparicio et al., 2023). Krakó térségében 1951 és 2020 közötti időszak vizsgálatában a réteges felhők gyakorisága csökkent, míg a gomolyfelhők előfordulása nőtt, különösen a meleg nyári időszakokban (Marsz et al., 2024). Egy kutatás pedig 2001 és 2018 között globálisan ERA5 és MODIS³ adatok összehasonlításával kimutatta, hogy Európa nagy részén a magasszintű felhőborítottság nőtt (Wu et al., 2023).

A felhőborítottság változásának hátterében több tényező állhat, először nagytérségi mozgásrendszerek – ciklonok, anticiklonok – módosulásait és a felhőzetre gyakorolt hatásait tekintem át. Sfică és munkatársai (2021) tanulmányukban azt vizsgálták, hogyan befolyásolták a felhőborítottságot a nagytérségi mozgásrendszerek változásai Európában 1981 és 2014 között. Ehhez az európai időjárási helyzetek értékelésére, összehasonlítására és osztályozására létrejött COST733⁴ projekt keretében kidolgozott, szinoptikus időjárási helyzeteket osztályozó szoftvert (Tveito et al., 2016) alkalmazták. Az elemzés több forrásból származó felhőborítottság adatokat, különböző reanalízis adatbázisokat, valamint műholdas alapú adatokat használt. A felhőborítottság térbeli változásai kapcsán két fontos változást állapítottak meg: csökkenést észleltek a kontinens belsejében, különösen Kelet-Európában, ami a kontinens középső és északi részén kialakuló anticiklonok kialakulásával hozható összefüggésbe, valamint egy gyengébb növekedést észleltek Délnyugat-Európában, ami az Azori-anticiklonhoz kapcsolódó cirkulációs mintázatok gyakoriságának csökkenésének eredménye. A tanulmány továbbiakban rámutat a felhők mikrofizikájának és dinamikájának bonyolultságára, ami jelentős bizonytalanságokat eredményez a klímamodellekben, motiválva a témával való további foglalkozást (Sfică et al., 2021).

³ Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer

⁴ European Cooperation in Science and Technology Action 733, Európai Tudományos és Technológiai Együttműködés 733-as projektje

Térségünkre ható mozgásrendszerek egyike az Észak-Atlanti Oszcilláció (NAO), amely jelentős hatással van a légköri és éghajlati viszonyokra az Atlanti-óceán északi részén, valamint Észak-Amerikában és Európában. A NAO az izlandi alacsonynyomású régió és az Azori-szigetek környéki magasnyomású régió közötti légköri nyomáskülönbség ingadozásait jelenti. Ez az ingadozás két fő fázisban nyilvánul meg. A pozitív NAO fázis esetén a nyomáskülönbség nagy, ami erősíti a nyugati irányú légáramlást, ami a ciklonok pályáit és intenzitását is módosítja. Az erősebb nyugati szelek gyakrabban terelik a ciklonokat az Atlanti-óceán északi részén át Európa felé, növelve a csapadékos időjárás előfordulását Észak- és Nyugat-Európában (Bartoszek, 2017; Nowosad, 2017). Ez egyúttal a felhőzet gyakoribb jelenlétét is eredményezi ezeken a területeken. A negatív NAO fázis esetén a nyomáskülönbség kisebb, nyugatias irányú légáramlás gyengülése miatt a ciklonok pályái gyakrabban terelődnek délebbre, vagy kevésbé intenzívek, ami Észak-Európában szárazabb időjárást eredményez. Dél-Európában viszont a megnövekedett ciklonaktivitás több csapadékot és felhőzetet hozhat (Hanna & Cropper, 2017; Papavasileiou et al., 2020).

A mediterrán ciklonok általában a hideg sarki légtömegek dél felé áramlásakor keletkeznek, amikor azok a Földközi-tenger térségében találkoznak a Földközi-tenger felől érkező meleg, nedves légtömeggel. Ezen hőmérsékleti és páratartalmi kontraszt elősegíti a légköri instabilitás kialakulását, az Alpokon átkelő hidegebb légtömeg pedig hullámokat generál a frontális zónák mentén. Ezek a hullámok elősegítik a ciklonképződést. A mediterrán ciklon jellemzően kisebb kiterjedésű, mint a mérsékelt övi ciklon, de sokszor intenzívebb csapadéktevékenység jellemzi, heves zivatarokat, esetenként villámárvizeket is eredményezve. Legjellemzőbben a Genova-öbölben, az Égei-tenger környékén és Ciprus térségében alakulnak ki (Kelemen et al., 2015; Kotsias et al., 2023), de a 2024-es dunai áradást is egy mediterrán ciklon okozta [1 – met.hu]. Télen ezek a rendszerek erősebbek, hosszabb élettartamúak és nagyobb területre hatnak, míg nyáron a ciklontevékenység csökken, a rendszerek kevésbé intenzívek és lokális hatásúak (Aragão & Porcù, 2022). Az éghajlatváltozás hatására a ciklonok térbeli eloszlása és intenzitása is módosul. A tengerfelszín hőmérsékletének emelkedése növeli a látens hőforrást, amely erősítheti a ciklogenezist, különösen extrém események, például a ritka, de pusztító medikánok esetében (Flaounas et al., 2022; Aragón & Porcù, 2022).

A légnedvesség és a hőmérséklet változása alapvető hatással van a felhőzet kialakulására és dinamikájára. Svennevik és munkatársai (2024) tanulmányában a léghőmérséklet és a légnedvesség felhőzetre gyakorolt hatását vizsgálják Európa térségében ERA5 reanalízis adatok és a METEOSAT műholdas megfigyelések alapján. Az eredmények szerint a hőmérséklet növekedése jelentősen módosítja a felhőképződés dinamikáját azáltal, hogy

befolyásolja a levegő vízpára-tartó képességét, a felhők magasságát és optikai tulajdonságait. A kutatók hangsúlyozzák, hogy a hőmérséklet-emelkedés és a páratartalom változásai a felhőborítottság mellett a felhők sugárzásvisszaverő-képességére és az éghajlati visszacsatolásokra is hatással vannak.

Az éghajlatváltozás hatására megfigyelhető változás a konvektív paraméterek trendjében is, mely hatása jelentkezik a felhőzet változásában. Az ERA5 és MERRA-2 reanalízis adatok, valamint regionális modellek és megfigyelések kombinált elemzése alapján elmondható, hogy nyáron figyelhető meg a legmagasabb CAPE érték, területileg a közép-európai síkságokon, ahol az értékek gyakran meghaladják az 1000 J/kg-t (Taszarek et al., 2021). Télen a konvektív paraméterek jellemzően alacsonyak, de a Földközi-tenger térsége és az Atlanti-óceán térsége mérsékelt potenciált mutat a melegebb tengerfelszín következtében (Pilguy et al., 2022). Tavasszal és ősszel mérsékelt növekedés figyelhető meg, amely gyakran heves időjárási eseményekkel társul. Közép-Európában is megfigyelhető a CAPE értékek növekedése az elmúlt évtizedekben, különösen a Kárpát-medencében az Alföldön, amit a légkör nedvességtartalmának emelkedése és a regionális hőmérsékleti trendek támogatnak (Varga & Breuer, 2022). Az éghajlatváltozás fokozza a konvektív potenciált, amit a megnövekedett hőmérséklet és légköri nedvesség is alátámaszt. A CAPE értékek növekedése Európában összefüggést mutat az Atlanti-óceán és a Földközi-tenger hőmérséklet emelkedésével (Pilguy et al., 2022). Taszarek és társai (2020) vizsgálata alapján az ERA5 reanalízis adataiból kimutatták az LCL és LFC értékeinek regionális különbségeit Európában. A mediterrán térség alacsonyabb LCL és magasabb CAPE értékei a térség meleg és nedves légtömegeinek köszönhetőek, ami kedvező feltételeket teremt a heves konvekció kialakulásához. Ezzel szemben Észak-Európa hűvösebb és szárazabb környezete kevésbé alkalmas ilyen folyamatokra (Taszarek et al., 2020). Ezek az eredmények egybevágnak Pilguy és társai (2022) elemzésével, amely azt mutatta, hogy az LCL emelkedése a mediterrán térségben az elmúlt évtizedek hőmérséklet-emelkedésével és csökkenő talajnedvességével hozható összefüggésbe (Pilguy et al., 2022). Az ERA5 és MERRA-2 adatbázisokon alapuló elemzés azt mutatta, hogy az LCL emelkedése szoros kapcsolatban áll a globális felmelegedéssel, mivel a tengerfelszín hőmérsékletének emelkedése megnöveli a látens hőforrást, amely tovább erősíti a konvekciót (Taszarek et al., 2021). Ezek az eredmények összhangban vannak Rädler és társai (2018) modell-alapú vizsgálataival rámutattak, hogy a nyugat-európai LCL csökkenése a nagy skálájú áramlásminták (NAO) módosulásával is magyarázható (Rädler et al., 2018). A NAO pozitív fázisai gyakran magasabb LCL értékekkel társulnak, míg negatív fázisok esetén alacsonyabb

értékek dominálnak (Piper et al., 2019). Ezek az eredmények szoros kapcsolatban állnak a mediterrán térség fokozott konvektív aktivitásával.

Az aeroszol-részecskék is befolyásolják a Föld–léggör rendszer sugárzási egyenlegét. Az aeroszol-részecskék visszaverik a Napból érkező sugárzást, csökkentve ezzel a rendszerbe jutó energiát, valamint befolyásolják a vízcseppek számát és méretét, módosítva ezzel a felhők albedóját és a csapadékképződés hatékonyságát (Kok et al., 2023). A koromrészecskék a Nap sugárzását elnyelve és az elnyelt energiát kisugárzva, megnövelik a levegő hőmérsékletét azokon a területeken, ahol jelen vannak. Ez a folyamat hozzájárul a léggör felmelegedéséhez és a konvekció, valamint a felhők kialakulásának csökkenéséhez. A felhőkben található korom által elnyelt hő miatt a felhőcseppek könnyebben párolognak el, ami a felhőborítottság csökkenéséhez vezethet (Szabó-Takáts, 2012; Seinfeld et al., 2016).

Az éghajlatváltozás hatására bekövetkező felhőzet változásának több oka is azonosítható, amelyek egymásra is visszahatnak. A globális hőmérséklet-emelkedés fokozza a párolgást, ami növeli a léggöri nedvességtartalmat, azonban a melegebb léggör miatt a kondenzáció magasabb szinten zajlik, ami a felhőalap emelkedését eredményezheti. Emellett a nagytérségi mozgásrendszerek, például a ciklonok és anticiklonok gyakoriságának és intenzitásának módosulása regionális különbségeket okoz a felhőborítottságban. A nyári hónapokban az emelkedő CAPE intenzívebb gomolyfelhő-képződéshez vezethet, amit a konvektív aktivitás erősödése és a hőmérséklet-emelkedés egyaránt támogat. A felhők ugyanakkor jelentős visszacsatolási mechanizmusokat is működtetnek. Az emberi tevékenységből származó aeroszol részecskék szintén meghatározó szerepet játszanak a felhőzet jellemzőinek módosításában, mivel befolyásolják a felhők albedóját és a csapadékképződést. E tényezők együttesen határozzák meg a felhőzet regionális és időbeli változásait, amelyek megértése nélkülözhetetlen az éghajlatváltozással kapcsolatos előrejelzések pontosításához.

3. Felhasznált adatok és módszerek

Kutatásom során az ERA5 modell reanalízis adatbázis adatait használtam az elmúlt 40 évre, azaz az 1983-tól 2022-ig tartó időszakra vonatkozóan Közép-Európa térségére (é. sz. 40° – 55° k. h. 5° – 30°). Az ERA5 a Copernicus Climate Change Service által összeállított, az ECMWF modellen alapuló reanalízis adatbázis, amely óránkénti globális légköri és felszíni adatokat tartalmaz 1940-től napjainkig. Az adatok $0,25^{\circ}$ térbeli felbontásban fedik le a felszínt és 80 km-es magasságig 137 szinten állnak rendelkezésre (Hersbach et al., 2020).

Az adatbázisból felhasznált paraméterek:

óránként (é. sz. 40° – 55° k. h. 5° – 30°) területre:

- alacsonyszintű felhőborítottság,
- középszintű felhőborítottság,
- magasszintű felhőborítottság,

különböző nyomási szintekre, 12 UTC-re

(é. sz. 40° – 55° k. h. 5° – 30°) területre:

ebből számolva:

- | | |
|----------------------------|---------------|
| • szél u és v komponensei, | • szélsébség, |
| • hőmérséklet, | • szélirány, |
| • relatív páratartalom, | • harmatpont, |
| • geopotenciál, | • magasság, |

egész Európára (é. sz. 30° – 70° k. h. -30° – 55°) napi átlagos:

- tengerszintre számított légnyomás,
- alacsonyszintű felhőborítottság,
- középszintű felhőborítottság,
- magasszintű felhőborítottság,
- teljes felhőborítottság.

Felhasználtam továbbá a NOAA napi NAO-index adatsorát, melyet az Izlandi és az Azori nyomáskülönbségből származtatnak [$2 - \text{NOAA NAO-index}$].

Az ERA5 adatbázis, az ECMWF modellhez hasonlóan, a felhőborítottságot prognosztikai egyenletekkel jelzi előre a vízgőz és a jégkristályok keverési arányából. A felhőzet forrásai a konvekcióból, a rétegfelhők esetében a határréteg turbulenciájából, a nagytérségű felemelkedésből és az adiabatikus lehűlésből származnak. A disszipációs feltételeket a süllyedő mozgások miatti párolgási folyamatok határozzák meg (Jacob et al., 1999).

A különböző paramétereket pedig az alábbiak alapján definiálja: Az alacsonyszintű felhőborítottság paraméter a rácsdoboznak a troposzféra alsó szintjein található felhőkkel

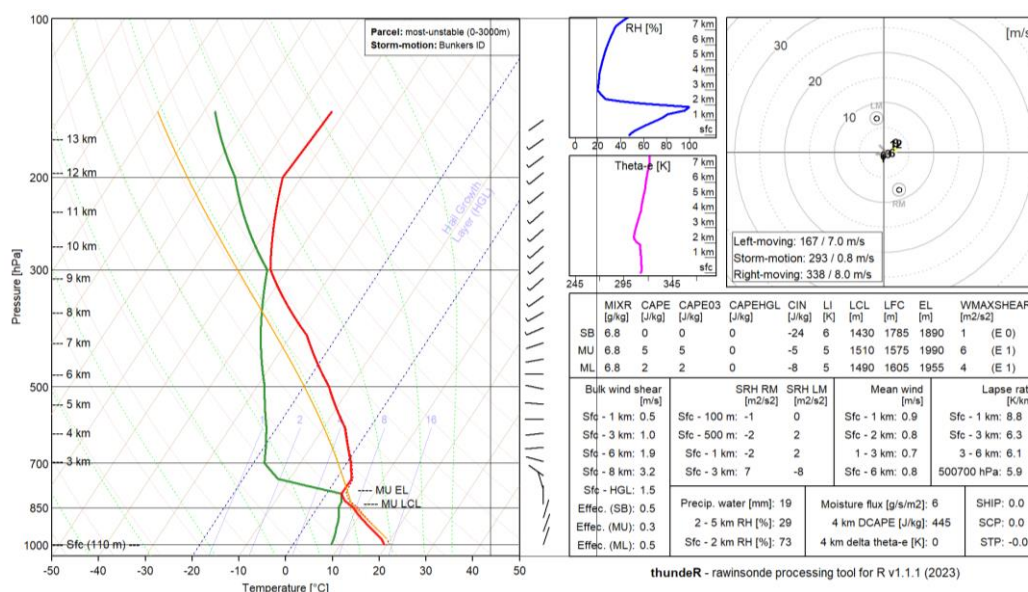
borított rácsmezők aránya. Standard légkört feltételezve, ahol a felszíni nyomás 1000 hPa, ez 2 km alatti felhőzetet jelent. A reanalízisben az alacsonyszintű felhőborítottság a felszíni nyomás 0,8-szorosánál nagyobb nyomású modellszinteken előforduló felhőzet, amit a teljes felhőborítottságból számítanak ki. Értéke 0 és 1 között változhat [3 – ERA5 dokumentáció].

A középszintű felhőzet a standard légkörben körülbelül 2 km és 6 km között található meg. A modell számításaiban a felszíni nyomás 0,45 és 0,8-szorosa közötti nyomású modellszinteken előforduló felhőzet, amit a teljes felhőborítottságból számítanak ki. Értéke 0 és 1 között változhat [3 – ERA5 dokumentáció].

A magasszintű felhőzet a troposzféra magas szintjein fordul elő. Ez standard légkör esetén 6 km feletti felhőzetet jelent. A modell a felszíni nyomás 0,45-szörösénél kisebb nyomású modellszinteken előforduló felhőzetet tekinti magasszintű felhőborítottságnak, amit a teljes felhőborítottságból számítanak ki. Értéke 0 és 1 között változhat [3 – ERA5 dokumentáció].

A tengerszintre számított légnyomás a légoszlop teljes súlyát fejezi ki az adott ponton, ha a tenger átlagos szintjén lenne mérve. A hidrosztatikus egyenlet alkalmazásával számítják ki, amely leírja a légnyomás, a hőmérséklet, a magasság és a gravitáció közötti kapcsolatot. A mértékegysége a pascal (Pa) [3 – ERA5 dokumentáció].

A konvektív paraméterek változásának vizsgálatához Bartosz Czernecki, Piotr Szuster és Mateusz Taszarek által fejlesztett, R nyelven írt thundeR csomagot használtam, amely a konvektív paraméterek és a vertikális profil számításához és vizualizálásához készült. Ez a csomag a numerikus időjárási modellek, reanalízis adatok vagy állomási szondamérések alapján számol több mint 100 termodinamikai és kinematikai paramétert. Az 1. ábrán látható, hogy milyen módon vizualizálja a csomag a vertikális profilt és a konvektív paramétereket [4 – thundeR rawinsonde].



1. ábra – Vertikális profil, hodográf és konvektív paraméterek egy tetszőleges rácsponton a thundeR csomag felhasználásával

Vizsgálataim során 5 paramétert: SBCAPE-et, MUCAPE-et, LFC-t, LCL-t és CIN-t dolgoztam fel. Ezeket a thundeR csomag segítségével számoltam ki az ERA5-ből Közép-Európa területére 18 nyomási szintre letöltött napi adatból. A szél u és v komponenseiből számoltam szélsébséget és szélirányt, a geopotenciálból magasságot, és a hőmérséklet és a relatív páratartalom alapján határoztam meg a harmatpontot. Ezek segítségével már meg tudtam határozni a konvektív paramétereket. Alábbiakban bemutatom ezek definícióját.

A CAPE [J/kg] (konvektív hasznosítható potenciális energia), egy, a felszíntől induló, a környezetétől elszigetelt légelem függőleges emelkedésekor felszabaduló maximális potenciális energiája. Az instabilitás mértékét fejezi ki egy adott légköri rétegben. Elsősorban az emelkedő légréz és környezete közötti hőmérséklet különbségből eredő felhajtó erő meghatározásán alapszik. A CAPE-et SBCAPE-ként (talajalapú CAPE) is használják [5 – Szupercella].

A MUCAPE [J/kg] (leglabilisabb CAPE), a légköri instabilitás legmagasabb értékét jelöli, amelyet a potenciálisan leginstabilabb légréteg (általában 500 hPa-ig terjedő szintekből indítva kiválasztva) ad. A MUCAPE mindig nagyobb vagy egyenlő az SBCAPE-nél [5 – Szupercella].

$$CAPE = \int_{LFC}^{EL} g \frac{T_p - T_e}{T_e} dz$$

g: gravitációs gyorsulás (9,81 m/s²)
T_p: légrézecske hőmérséklete [K]
T_e: környezet hőmérséklete [K]
dz: a légréteg vastagsága [m]
LFC: szabadkonvekciós szint (ahol először T_p > T_e)
EL: egyensúlyi szint (ahol újra T_p = T_e)

A CIN [J/kg] (konvektív gátlás), azt a munkát jelenti, mely a konvektív légréz emelkedésének megakadályozásához szükséges, amíg el nem éri a szabad konvekció szintjét

(LFC). CIN fennállása esetén tehát feláramlás (a felszín és szabad konvekciós szint között) csak úgy tud kialakulni, ha a környezet munkát végez a légelemen. Ez megvalósulhat pl. egy hegyszoldalon vagy egy frontfelületen történő felsiklaskor, vagy egy összeáramlási vonal felett [5 – Szupercella].

$$CIN = - \int_{SFC}^{LFC} g \frac{T_p - T_e}{T_e} dz$$

g: gravitációs gyorsulás (9,81 m/s²)
T_p: légrétegszecske hőmérséklete [K]
T_e: környezet hőmérséklete [K]
dz: a magasság változása [m]
LFC: szabadkonvekciós szint (ahol először T_p>T_e)
SFC: felszín

Az LCL [m] (emelési kondenzációs szint), a termodinamikai diagramon úgy határozható meg, hogy a felszín közeléből indított légrést addig emeljük a száraz adiabata mentén, amíg telítetté nem válik (megkezdődik a kondenzáció). Az LCL magassága jó korrelációt mutat a gomolyfelhőzet alapjával [5 – Szupercella].

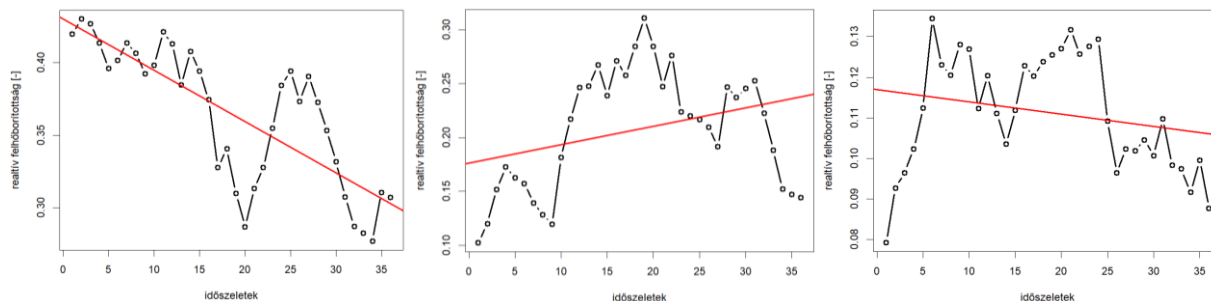
Az LFC [m] (szabad konvekciós szint), az a magasság, ahol a légrést hőmérséklete először meghaladja a környezeti hőmérsékletet, és a felhajtó erő pozitívvá válik [5 – Szupercella].

A nagyterületi mozgásrendszerek változásának vizsgálatához Varga-Balogh Adrienn objektív ciklon-anticiklon azonosítási módszerét használtam 1983 és 2022 közötti időszakra, Közép-Európa területére. Az azonosítási módszer az átlagos tengerszinti légnyomás értékeit az ERA5 reanalízis adatbázisából veszi, majd egy Chelton et al. (2011) alapján készített algoritmus segítségével határozza meg a ciklonok és anticiklonok középpontját és ciklonális, illetve anticiklonális területeket rendel a középpontokhoz konvexitás és távolság szerint (Varga-Balogh et al., 2022). Fontos, hogy attól még hogy egy területhez pl. ciklonális tulajdonság van rendelve nem feltétlenül található ott ciklon, csak a módszerben található ciklon/anticiklon határ alatti légnyomással rendelkezik a terület.

A kutatás során különböző statisztikai elemzéseket végeztem R programozási környezetben az éves és szezonális változások bemutatására. Végeztem évenkénti átlagolásokat, havi és napi vonatkozásban.

A változások mértékének vizsgálatához lineáris regressziót alkalmaztam szignifikancia számítással, ami alapján készítettem a tendencia térképeket. A lineáris regressziót 5 éves mozgóátlagokból (5 évenként adott hónapban vagy órában az adott rácspontról értékeiből átlagot számoltam, majd az átlagszámítást egy évvel csúsztatva alkalmaztam a következő 5 éves időszakra) számoltam az R programozási nyelvbe beépített függvény segítségével. Ezt a 2. ábrával szeretném szemléltetni, ahol az alacsonyszintű felhőborítottság időszakos mozgóátlagait jelenítettem meg egy tetszőleges mező rácsponkjában. Ezekre a pontokra illesztettem az egyenest. Látható, hogy mindkét ábra értékei egy hullámzó változékonyságot

mutatnak. A baloldali változás szignifikánsnak tekinthető, igaz rá, hogy az R^2 értéke nagyobb 0,5-nél és p értéke kisebb 0.01-nél. A jobboldali trend nem szignifikáns, ezzel sok rácspontban találkoztam, hogy látható egyértelmű előjelű változás, de az adatok egy ilyen hullámzó mintát adnak. Jövőben szeretném ezeket a töréseket azonosítani és hátterét megérteni.



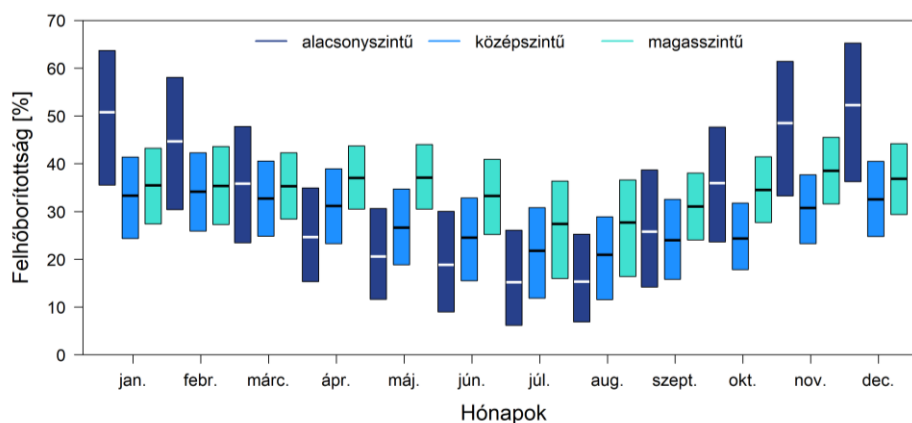
2. ábra – Alacsonyszintű felhőborítottság szeptemberi időszakos mozgátlagai a mező tetszőleges rácspontjaiban (baloldali: lon: 5,5°, lat: 54,5°; középső: lon: 18°, lat: 45°; jobboldali: lon: 5,5°, lat: 40,25°).
A baloldali szignifikáns trend ($R^2=0,696$; $p=2,53 \times 10^{-10}$)

A különböző paraméterek közötti kapcsolat feltárásához korrelációt számoltam napi adatokból 10 napi mozgó-átlagok alapján, Spearman módszert alkalmazva az R programozási nyelvbe beépített függvény segítségével.

4. Eredmények

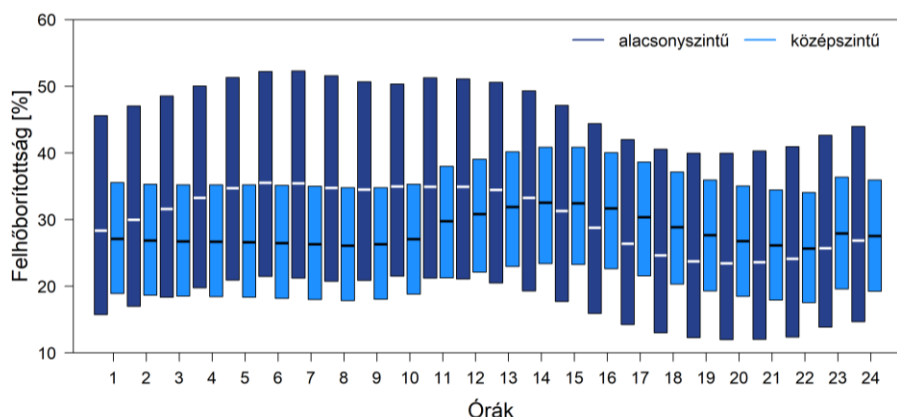
4.1 Felhőzet változása

Kutatásomat általános statisztikai vizsgálatokkal kezdtem az ERA5 reanalízis adatait felhasználva. A 3. ábrán a felhőborítottság éves menete látható interkvartilis távolság és mediánértékekkel megjelenítve az 1983–2022 közti időszakban a közép-európai térségre. Az alacsonyszintű felhőborítottságot vizsgálva a téli hónapokban jelentkezik egy maximum érték, amely a köd és a hideg légpárna gyakori jelenlétére utal, míg nyáron megfigyelhető egy minimum érték, ami a magasabb hőmérséklettel, az alacsonyabb páratartalommal és térségünkben az anticiklonok dominánsabb jelenlétével állítható párhuzamba, ugyanis magasabb hőmérsékletű szárazabb levegő esetében magasabb szinten (akár 2 km felett) történik meg a kondenzáció.



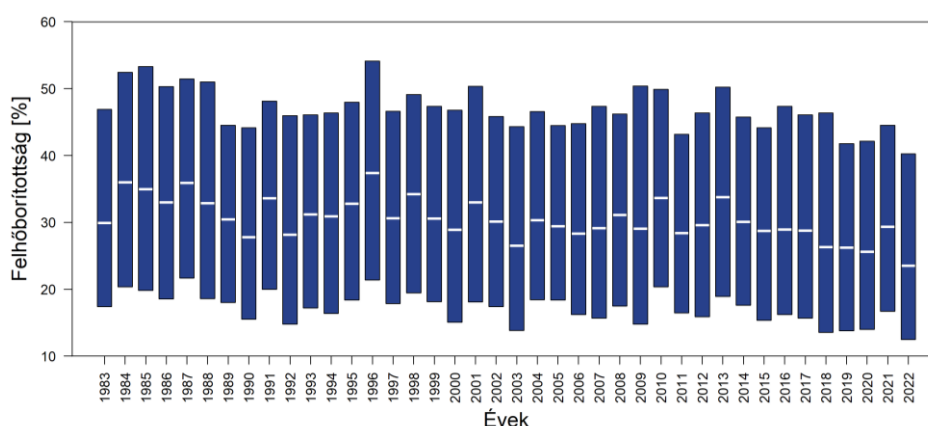
3. ábra – A felhőborítottság (alacsonyszintű, középszintű, magasszintű) éves menete a Közép-Európa területén az 1983–2022 közötti időszakban az ERA5 reanalízis adatbázis alapján

A 4. ábrán a felhőborítottság napi menetét ábrázoltam ismételten az interkvartilis távolság és a mediánértékek segítségével. Az alacsonyszintű felhőborítottságnak a délelőtti órákban tapasztalható a maximuma, és a délutáni-esti órákban a minimuma. A reggeli maximum a vizsgált terület tengerfelszínei és hegyvidékei felett kialakuló felhőzet eredménye, a déli maximum a besugárzás maximumához kapcsolódó felhőképződés. A középszintű felhőborítottság menete kevésbé látványos, de a délutáni órákban itt is megfigyelhetünk egy maximumot. Ez a nyári zivatarképződéssel hozható párhuzamba, melyek gyakran jellemzőek a kora délutáni órákra, amikor a felszíni felmelegedés hatására a déli sugárzásmaximumot követően alakulnak ki záporok, zivatarok. A középszintű felhőborítottság továbbá a frontátvonuláshoz és a meleg advekciónak kötődik, amelyeknek nincs napi menete, ezért kevésbé látványos a napi menet.



4. ábra – A felhőborítottság (alacsony szintű, középs szintű) napi menete Közép-Európa területén az 1983–2022 közötti időszakban az ERA5 reanalízis adatbázis alapján

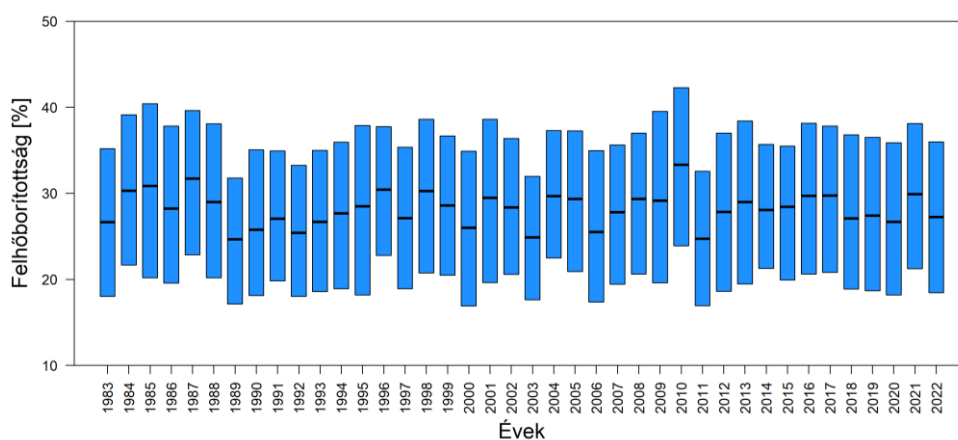
Az alacsony szinten előforduló felhőborítottság éves változékonyságát vizsgálva (5. ábra) a mediánértékek hullámozása látható. Ez a hullámozás rácsponthoz is megfigyelhető, ami miatt a változást nem lehet szignifikánsnak tekinteni. Ennek a hullámozásnak szabályszerűségét vizsgálva még nem jutottam eredményhez, de a jövőben szeretném megtalálni a változások periodicitásának hátterét. Azonban megfigyelhető, hogy összességében az értékek csökkennek, melynek magyarázata a szakirodalom szerint összetett, de a változásban szerepe lehet a nagytérési mozgásrendszerek megváltozásának, a hőmérséklet növekedésének, valamint a légszennyezettség módosulásának is (Szabó-Takáts, 2012; Mendoza et al., 2021; Sfică et al., 2021). Ezeket a tényezőket későbbiekben fogom részletesen bemutatni, feltárva és eredményekkel alátámasztva a konkrét hatásait a felhőzetre.



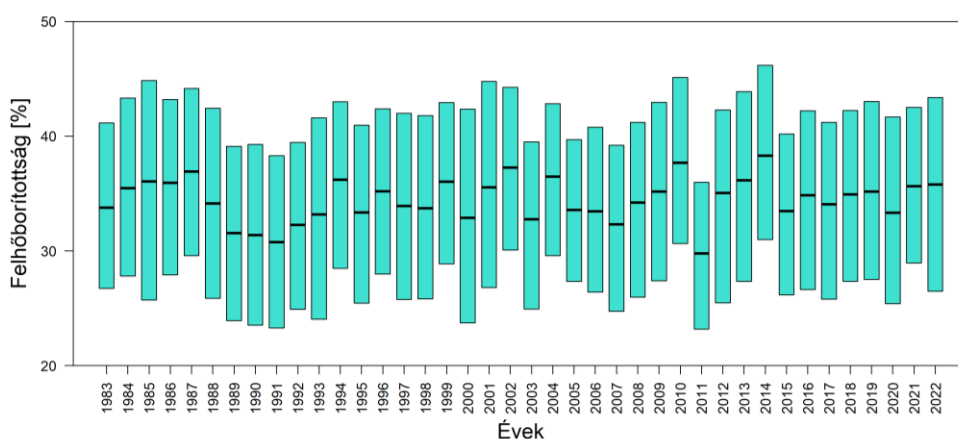
5. ábra – Az alacsony szintű felhőborítottság évenkénti változékonysága Közép-Európa területén az 1983–2022 közötti időszakban az ERA5 reanalízis adatbázis alapján

A közép- (6. ábra) és magasszintű (7. ábra) felhőborítottság értékeit is ugyanezen kontextusban jelenítettem meg. Ezeken a szinteken nem látszik trend jellegű változás, de az évek változékonyságai megjelennek. Érdekes látni 2010-es és 2011-es évet egymás mellett, az előbbi egy rendkívül csapadékos, ciklonokban gazdag, míg az utóbbi rendkívül száraz,

csapadékszegény év volt. Ezen két év esetében a felhőzet mindhárom szinten egységesen változik, mely nem minden évre jellemző, ez mutatja, hogy a felhőzet alakulását csak úgy lehet megérteni, ha a lehető legtöbb oldalról közelítjük meg.

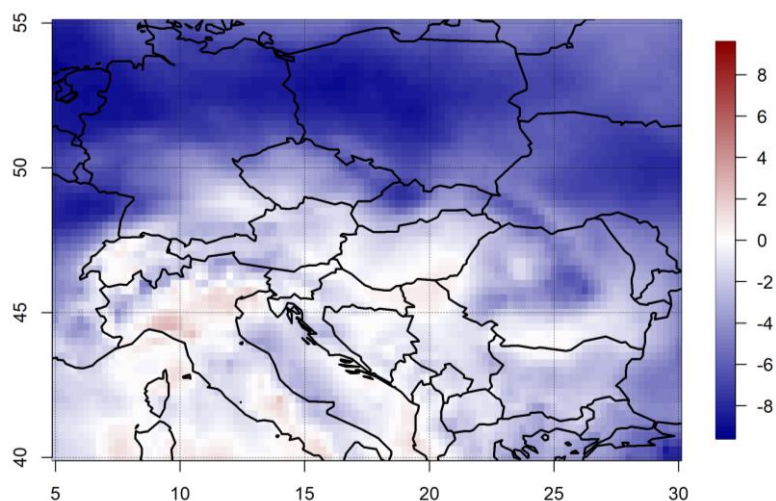


6. ábra – A középszintű felhőborítottság évenkénti változékonysága Közép-Európa területén az 1983–2022 közötti időszakban az ERA5 reanalízis adatbázis alapján



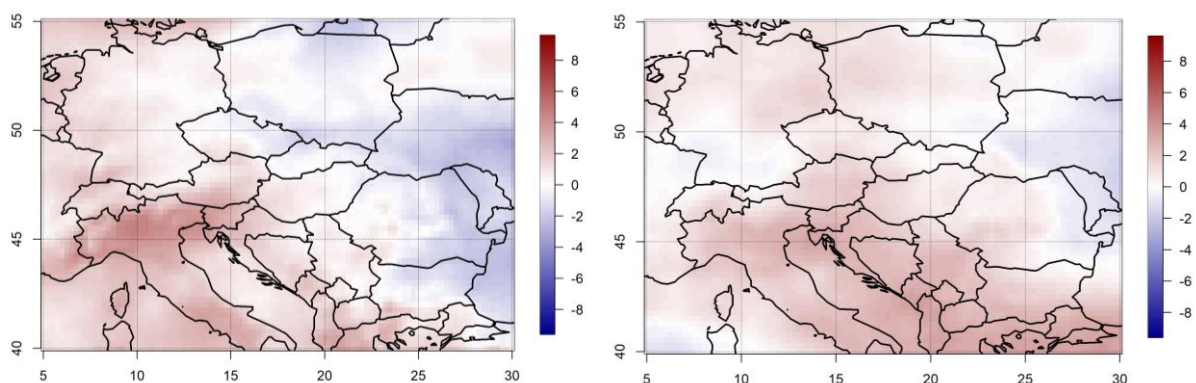
7. ábra – A magasszintű felhőborítottság évenkénti változékonysága Közép-Európa területén az 1983–2022 közötti időszakban az ERA5 reanalízis adatbázis alapján

A felhőborítottság térbeli változását vizsgálva (8. ábra) megfigyelhető, hogy az alacsonyszintű felhőborítottság változása csökkenő. Ez nem szignifikáns változás, ha rácspontonként vizsgálom felismerhető egy hullámszerűség az értékekben, de így is megállapítható, hogy csökkenő, csak nem lineáris változás. Közép-Európa térségében egy intenzívebb körülbelül 10 százalékos, míg Dél-Európában enyhébb, 1–2 százalékos csökkenést láthatunk. A csökkenés lehetséges oka, hogy a melegedő éghajlat hatására intenzívebbé váló párolgás miatt több nedvesség jut a légkörbe, ugyanakkor a légtömegek magasabb hőmérsékleten válnak telítetté, így a felhőképződés magasabb szinten fog bekövetkezni, amely az alacsonyszintű felhőborítottság csökkenését okozhatja. Továbbá a NAO negatív helyzetek számának növekedése is adhatja ezt a mintázatot.



8. ábra – Az alacsonyszintű felhőborítottság trendje [% / 40 év]
az 1983–2022 közötti időszakban az ERA5 reanalízis adatbázis alapján

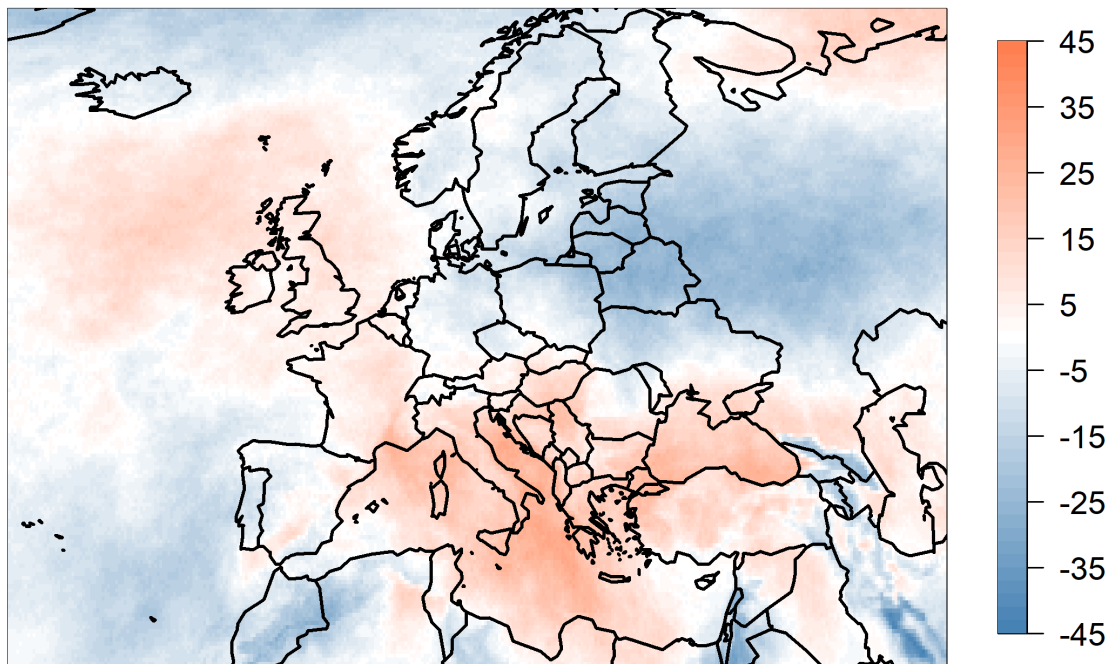
A középszintű felhőborítottság trendjében (9. ábra) a vizsgált terület nyugatra eső részén egy növekedést tapasztalhatunk, aminek maximuma az Alpokban található 5 százalékos skálán, keletre eső felén csökkenést láthatunk 1–3 százalékos skálán. A magasszintű felhőborítottság alakulása is hasonló mintázatot ad. Ennek magyarázata nagytérsegi folyamatok változásához köthető. Több tanulmány megerősíti, hogy a Földközi-tenger felől érkező ciklonok és mediterrán ciklonok száma növekszik, ami magyarázza a kapott eredményt (Sfică et al., 2021; Nowosad et al., 2017; Bartoszek et al., 2017). A magas szintű felhőborítottság (9. ábra) növekedésében jelen vannak az emberi hatások, tevékenységek. Köthető egyszerűen a repülőforgalom növekedéséhez, vagy más antropogén aeroszol kibocsátáshoz, ami a troposzféra felső rétegeiben megindítja a kondenzációt. Az ERA5 modelljében nincs benne a repülőgépek forgalma, de több műholdas produktum kerül asszimilálásra, amelyekben az antropogén felhőzet és az aeroszol koncentráció is szerepel.



9. ábra – A középszintű és magasszintű felhőborítottság trendje [% / 40 év]
az 1983–2022 közötti időszakban az ERA5 reanalízis adatbázis alapján

4.2 Felhőzet-változás háttérének vizsgálata – Nagytérégi mozgásrendszerek

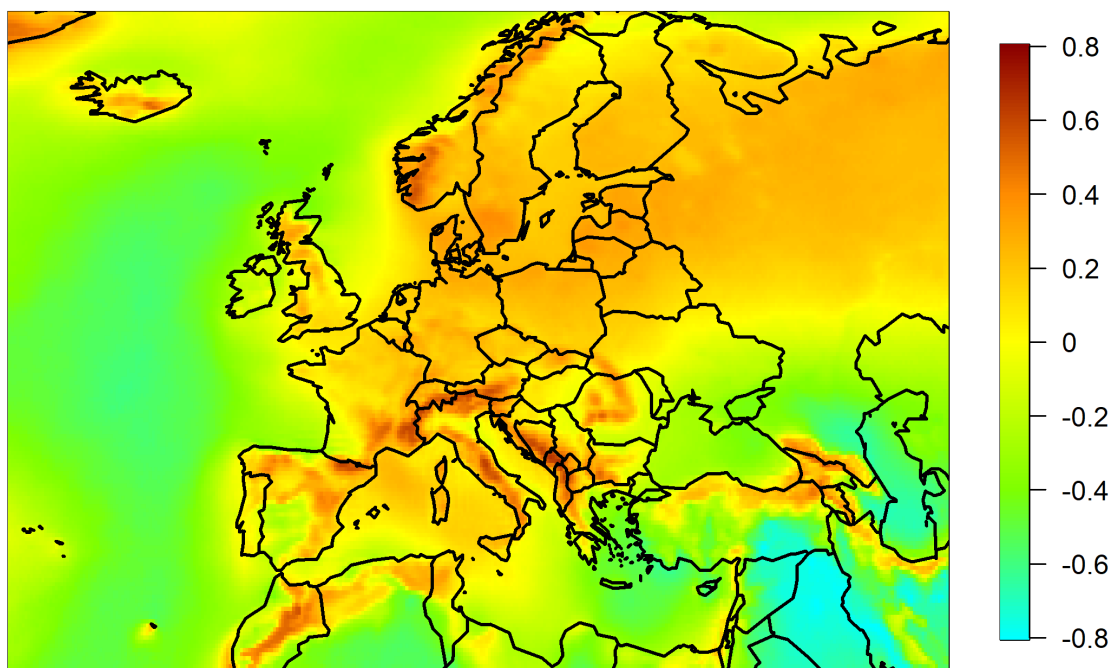
A 10. ábrán a ciklonális területek számában 40 év alatt bekövetkezett területi változás látható. A vizsgálathoz Varga-Balogh Adrienn objektív ciklon-anticiklon azonosítást módszerét alkalmaztam az ERA5 reanalízis adatbázis tenger felszínre számított nyomása alapján. Az eredmények alapján a ciklonális területek száma csökkent Európa északi részén, ez a változás az anticiklonális aktivitás növekedésével (Kautz et al., 2021), valamint a NAO negatív fázis előfordulásának növekedésével magyarázható (Woollings et al., 2015), amely gyengébb nyugatias légáramlást eredményezhetett. A ciklontevékenység növekedése figyelhető meg a Földközi-tenger térségében, különösen az Adriai-tenger és az Égei-tenger környékén (≈ 30 db / 40 év), illetve Közép-Európa egyes részein, például Magyarország területén. Ez összefügghet a mediterrán ciklonok intenzitásának és gyakoriságának növekedésével, amit a tengerfelszín hőmérsékletének emelkedése erősíthetett (Kelemen et al., 2015).



10. ábra – A ciklongyakoriság trendje [db / 40 év] az 1983–2022 közötti időszakban az ERA5 adatbázis alapján

Korrelációs számításokkal elemeztem a különböző szintű felhőzet és a ciklonaktivitás közötti kapcsolatot. Az alacsonyszintű felhőzet kialakulása több meteorológiai folyamathoz kapcsolódik. A nyári időszakban gyakran konvektív folyamatok határozzák meg, amelyek nem köthetők szorosan sem ciklonális, sem anticiklonális folyamatokhoz. Ciklonokban az intenzív feláramlási folyamatok elősegítik a felhőképződést, az alacsonyszintű felhők azonban nem kizárólag ciklonális környezetben fordulnak elő. Anticiklonális körülmények között, például hideglégrépa jelenlétében, gyakran figyelhető meg alacsonyszintű rétegfelhőzet vagy ködhez közeli állapot (Bartholy et al., 2013). A 11. ábrán látható, hogy ez a kapcsolat nem túl erős a

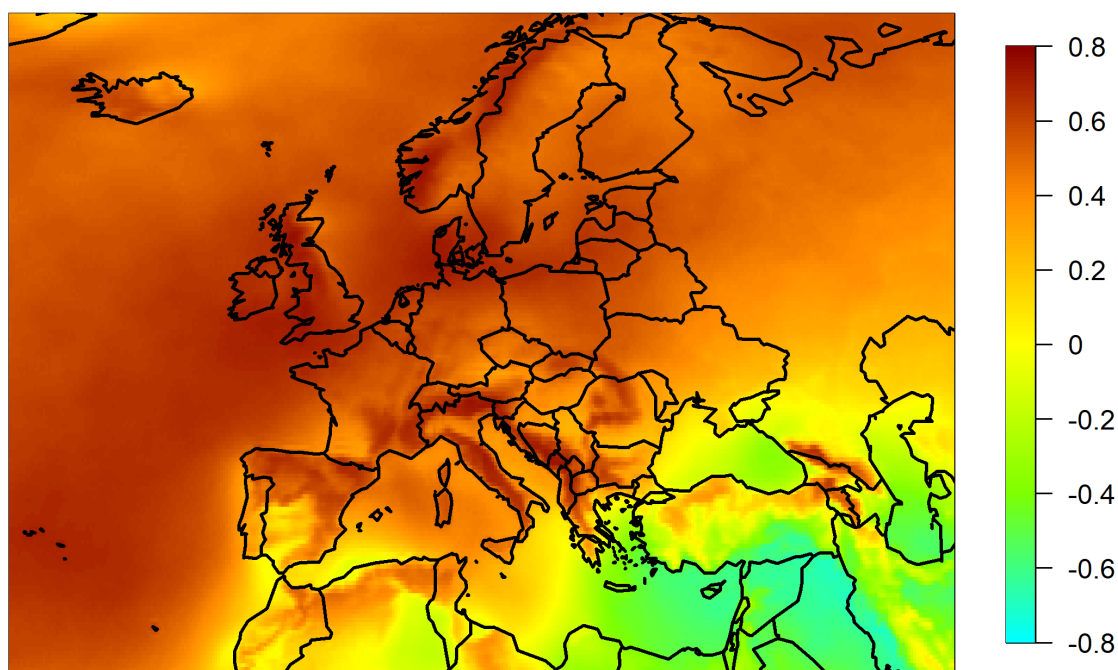
mérsékeltövi ciklonok által dominált területeken. Ennek háttérében az állhat, hogy mindkét légköri helyzet kedvezhet az alacsonyszintű felhők kialakulásának. Több területen felfedezhető inkább negatív korreláció, például az Atlanti-óceán felett, ahol jellemzően a ciklonok képződése történik. Ezekben a fejlődő ciklonokban általában csak a front vonalak mentén alakul ki felhőzet, így a ciklonális területek gyakran nem járnak együtt az alacsonyszintű felhőzettel (Holton és Hakim, 2013). A Közel-Keleti térséget tekintve a negatív korreláció az úgynevezett nyári meleg magvú sekély ciklonokhoz (thermal lows) köthetőek. Ezek az intenzív felszíni felmelegedés következtében alakulnak ki, amikor a száraz talaj és az erős napsugárzás miatt a légkör alsó rétegei jelentősen felmelegednek. Ezek a ciklonok alapvetően ciklonális karakterisztikát mutatnak, termikus instabilitás és alacsony nyomás jellemzi, mégis a felhőképződés rendkívül korlátozott vagy teljesen hiányzik, a légköri nedvesség hiánya miatt. Az ilyen ciklonok gyakoriak a „perzsa minimum” területén, amely Dél-Írán és a Perzsa-öböl térségében helyezkedik el (Namdari et al., 2018; Francis et al., 2021; Zittis et al., 2022). A hegységek térségében látható a korreláció maximuma ($\approx 0,4 - 0,5$), ami ciklonális közegben erősödő orografikus kényszerek okozta felhőképződéshez köthető (Holton és Hakim, 2013).



11. ábra – Az alacsonyszintű felhőborítottság és a ciklongyakoriság korrelációja az 1983–2022 közötti időszakban az ERA5 adatbázis alapján

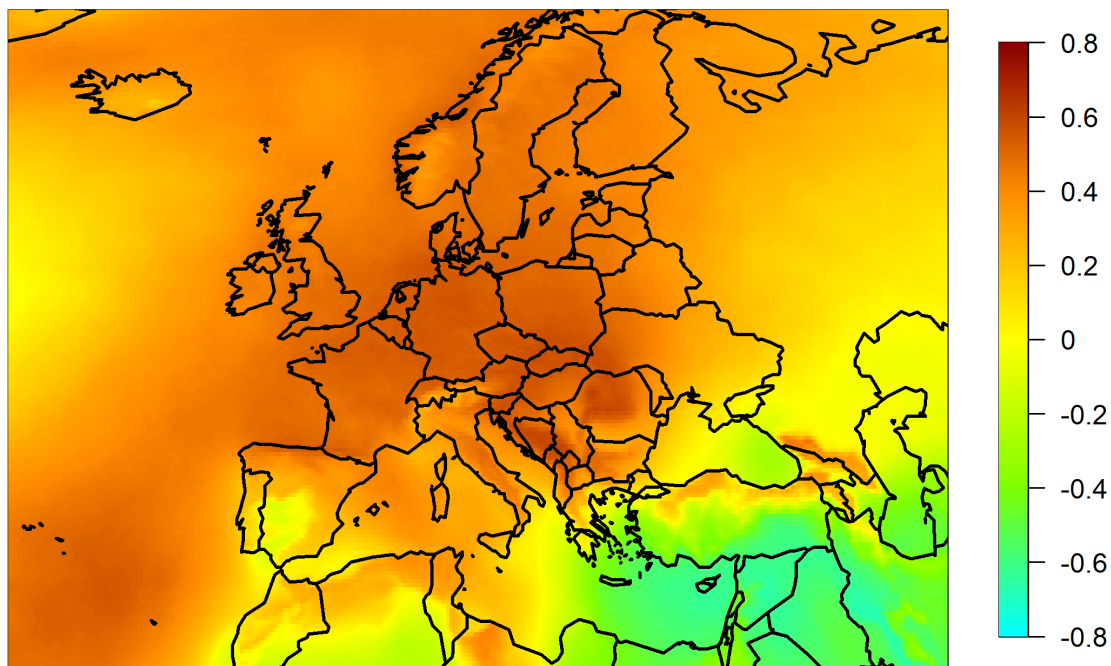
A középszintű felhőborítottság és a ciklonok gyakorisága között erős összefüggés figyelhető meg a mérsékelt övi ciklonok által dominált térségben. A középszintű felhőképződés szorosan összefügg ezek dinamikájával, leginkább a feláramlási folyamatokkal és a rendelkezésre álló nedvességgel. A középszintű felhők leggyakrabban a frontális zónákban jönnek létre, ahol a meleg és hideg légtömegek találkozása kényszeríti a melegebb, nedvesebb

levegőt felemelkedésre. A melegfront mentén kialakuló lassú, de folyamatos emelkedés gyakran középszintű rétegfelhők kialakulásához vezet. A hidegfront mentén intenzívebb emelkedés tapasztalható, amely középszintű gomolyfelhők megjelenését eredményezheti (Bartholy et al., 2013). Mivel ez a legjelentősebb középszintű felhőképző hatás, itt kapjuk a legmagasabb korrelációs értéket, különösen a hegységek területén, ahol az orografikus hatások ráerősítenek a felhőképződésre. A Közel-Keleti térségben, ahol a nyári hónapokban a melegmagvú sekély ciklonok (thermal lows) dominálnak, az alacsonyszintű felhőzethez hasonlóan középszintű felhőzet is alig alakul ki (Zittis et al., 2022).



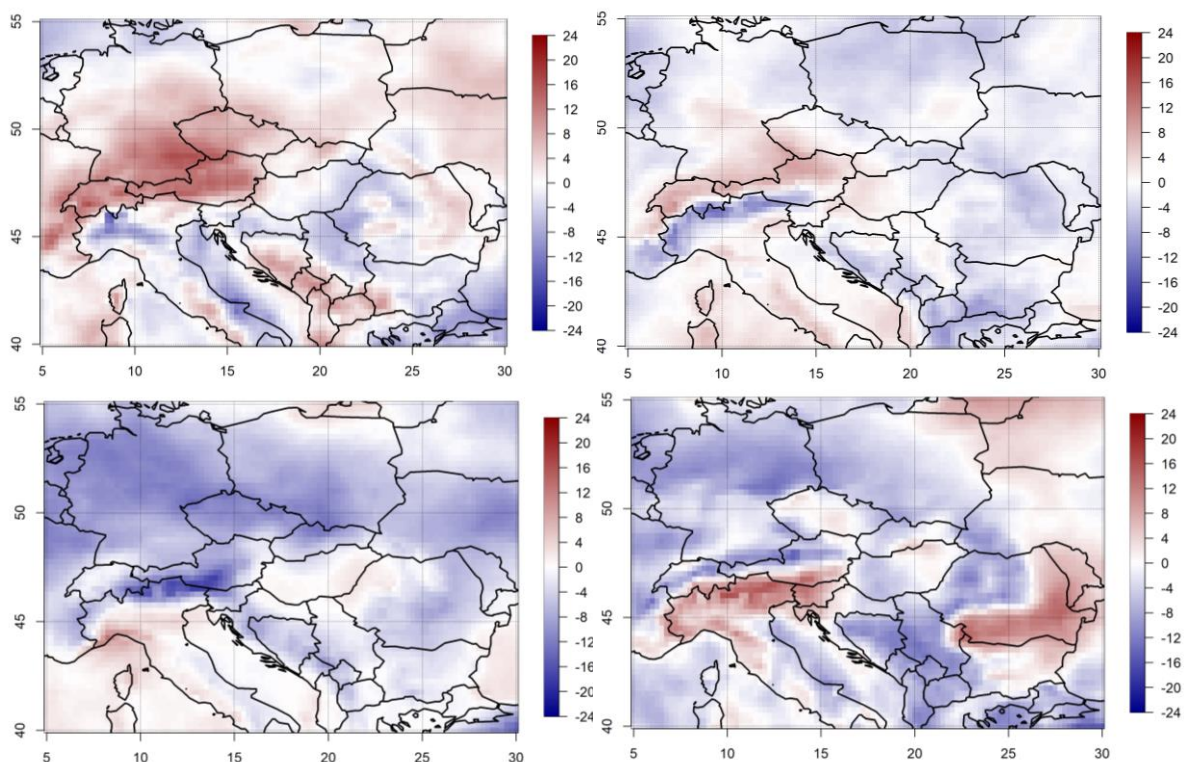
12. ábra – A középszintű felhőborítottság és a ciklongyakoriság korrelációja az 1983–2022 közötti időszakban az ERA5 adatbázis alapján

A magasszintű felhőborítottság és a ciklonok gyakorisága közötti kapcsolat a középszintű felhőzethez hasonló mintázatot mutat, de gyengébb korrelációval. A mérsékelt övi ciklonok által dominált régiókban a magas szintű felhőzet főként melegfrontok mentén és konvektív folyamatokhoz kapcsolódva alakulnak ki, valamint a jet streamhez kapcsolódó divergencia is elősegíti a magasszintű felhőképződést. Továbbá vulkanikus és antropogén eredetű aeroszol-részecskék kondenzációs magként működve fokozzák a magasszintű felhőzet kialakulását (Bartholy et al., 2013). A Közel-Kelet térségében ezen a szinten is az megjelenik a negatív korreláció, ilyen száraz környezetben még a ciklonális aktivitás sem képes jelentős magas szintű felhőzetet generálni, mivel a szükséges vízgőzmennyiség nem áll rendelkezésre (Zittis et al., 2022).



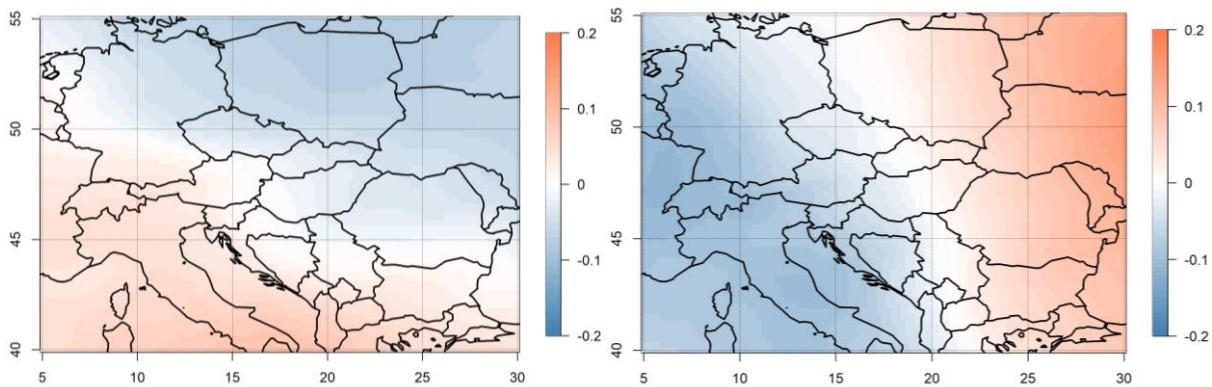
13. ábra – A magasszintű felhőborítottság és a ciklongyakoriság korrelációja az 1983–2022 közötti időszakban az ERA5 adatbázis alapján

A havi alacsonyszintű felhőborítottság tendenciáját vizsgálva egy érdekes jelenséggel találkoztam az Alpok és más hegységek vonulata mentén, amit a 14. ábra mutat be. Januárban megfigyelhető, hogy az Alpok területén növekvő a felhőborítottságra jellemző tendencia, míg az Alpoktól közvetlen délre csökkenő tendenciát láthatunk. A májusi hónapban is felfedezhető, hogy az Alpok északi részén növekvő tendencia van, míg a déli részen csökkenő. Júliusban fordul a helyzet, és a januári eredmény tükörképét kapjuk, az Alpok területén csökkenő tendencia jellemző, közvetlen délre pedig növekvő. A novemberi hónap a május tükörképét hozza, melynek értelmében az Alpok északi részén a felhőborítottság csökken, míg a déli részén növekszik. Novemberben a Kárpátok területén is megfigyelhető ez a jelenség, dél-keleti oldalán a felhőborítottság növekszik, észak-nyugati oldalon pedig csökken. A Dinári-hegységben a tendencia növekedés a mediterrán ciklonok számának változásához köthető. A hegységekhez kapcsolódó felhőképződés változása az áramlási viszonyok változásával magyarázható. A májusi és novemberi hónapban egyértelműen az Alpok heggyerince a választóvonal a csökkenő és a növekvő tendencia között.



14. ábra – Az alacsonyszintű felhőborítottság trendje [% / 40év] januári (bal felső ábra), májusi (jobb felső ábra), júliusi (bal alsó ábra), novemberi (jobb alsó ábra) hónapban az 1983–2022 közötti időszakban az ERA5 adatbázis alapján

Ennek alátámasztásaként megvizsgáltam az 500 hPa-os magassági szinten a szélmező alakulását. A januári hónap u és v komponense látható a 15. ábrán. A v komponenst vizsgálva a terület nyugati részén láthatunk csökkenést, ami az északias áramlások gyakoriságának vagy intenzitásának erősödését jelenti. Ha itt északias az áramlás, a domborzat hatására az északi oldalon fog gyakoribbá válni a felhőképződés, mint azt korábban láthattuk is. Habár a havi átlagos szélmező változásaiból nehezebb következtetéseket levonni, az u és v mező trendjéből arra lehet következtetni, hogy a januári időszakban a poláris jet helyzetében – vagy egyes jet helyzetek gyakoriságában – változás történt, a jet délebben helyezkedik el. E hipotézist ERA5 (és más reanalízis) adatsoron alapuló munkák is alátámasztják, miszerint a téli időszakban a jet délebbre húzódott (Simmons, 2022; García-Burgos et al., 2023), amelynek hátterében a téli poláris jet növekvő amplitúdója is szerepet játszhat (Martin, 2021).

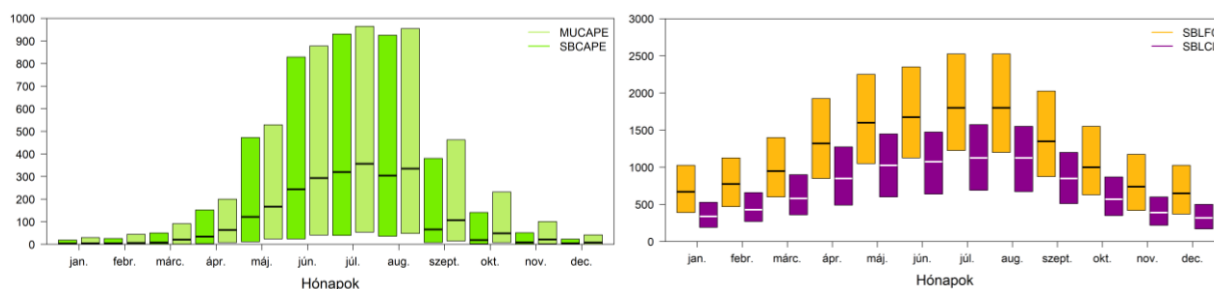


15. ábra – Az 500 hPa nyomási szintű szélmező januári u (bal oldali) és v (jobb oldali) komponensének trendje [m/s/év] az 1983–2022 időszakban az ERA5 adatbázis alapján

4.3 Felhőzet-változás háttérének vizsgálata – Konvektív paraméterek változása

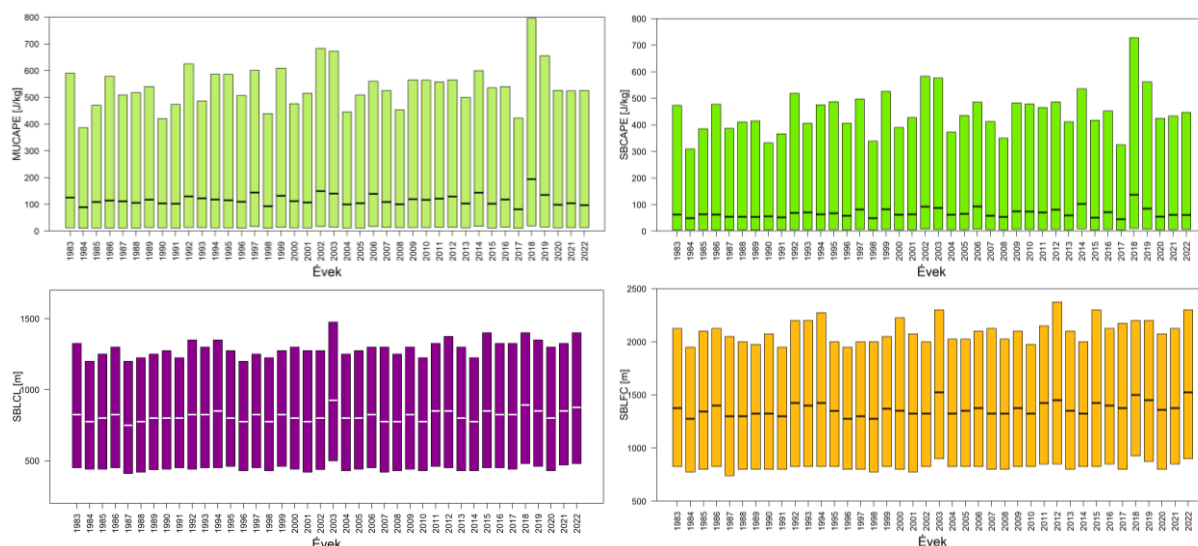
A 16. ábrán a különböző konvektív paraméterek éves menete látható interkvartilis távolság és mediánértékekkel megjelenítve az 1983–2022 közti időszakban a közép-európai térségre. Tavasszal a CAPE értékei fokozatosan emelkednek a növekvő felszíni hőmérsékletek és a napsugárzás hatására. Az első zivatarok általában már áprilisban jelentkeznek, lokálisan 500–1000 J/kg közötti CAPE-értékekkel. A frontok és domborzati emelési hatások segítik az instabilitás kialakulását. A CAPE a nyári hónapokban éri el csúcspontját, júniusban és júliusban, amikor a felszíni hőmérsékletek gyakran meghaladják a 30 °C-ot. Közép-Európa síkvidéki területein 1000–2000 J/kg közötti, extrém esetben ennél is nagyobb, értékek is előfordulhatnak; az ilyen magas mennyiségek heves zivatarokat, jégesőt és szélvihart okozhatnak. A téli hónapokban a CAPE általában nulla, mivel a felszíni és a magasabb szinteken lévő hőmérsékletek közötti különbség nem elég nagy az instabilitás kialakulásához. Ritka esetekben, mediterrán ciklonok hatására, gyenge CAPE értékek (100–200 J/kg) megfigyelhetők (Markowski és Richardson, 2011; Holton és Hakim, 2013).

A tavaszi-nyári hónapokban az LFC és az LCL értékei magasabbak, ez összefüggésben áll a megnövekedett felszíni hőmérséklettel és a magasabb páratartalommal, amelyek kedvező feltételeket teremtenek az intenzív konvektív folyamatok kialakulásához. Ezzel szemben az őszi-téli hónapokban az értékek csökkennek, ami az alacsonyabb hőmérsékletekhez és gyengébb konvektív aktivitáshoz kapcsolódnak. A két szint közötti különbség június és augusztus között a legnagyobb, amikor az LFC és LCL szintek a legmagasabb értékeket érik el.



16. ábra – A konvektív paraméterek ($MUCAPE$ [J/kg], $SBCAPE$ [J/kg], $SBLFC$ [m], $SBLCL$ [m]) éves menete az 1983–2022 közötti időszakban Közép-Európa területén az ERA5 reanalízis adatbázis alapján

A 17. ábrán a konvektív paraméterek éves váltakozása látható ismét az interkvartilis és a medián értékekkel szemlélítve. A medián értékeket nézve itt is látható egy ingadozás, azonban a felhőborítottság ábráihoz képest ez kevésbé hullámzó. Azonban a felsőkvartilis értékek, különösen a CAPE-k esetében jelentősen ingadozó. Ez adott év nedvességi és hőmérsékleti viszonyainak és szinoptikus rendszereinek változékonyságához köthető (Juhász et al., 2020).

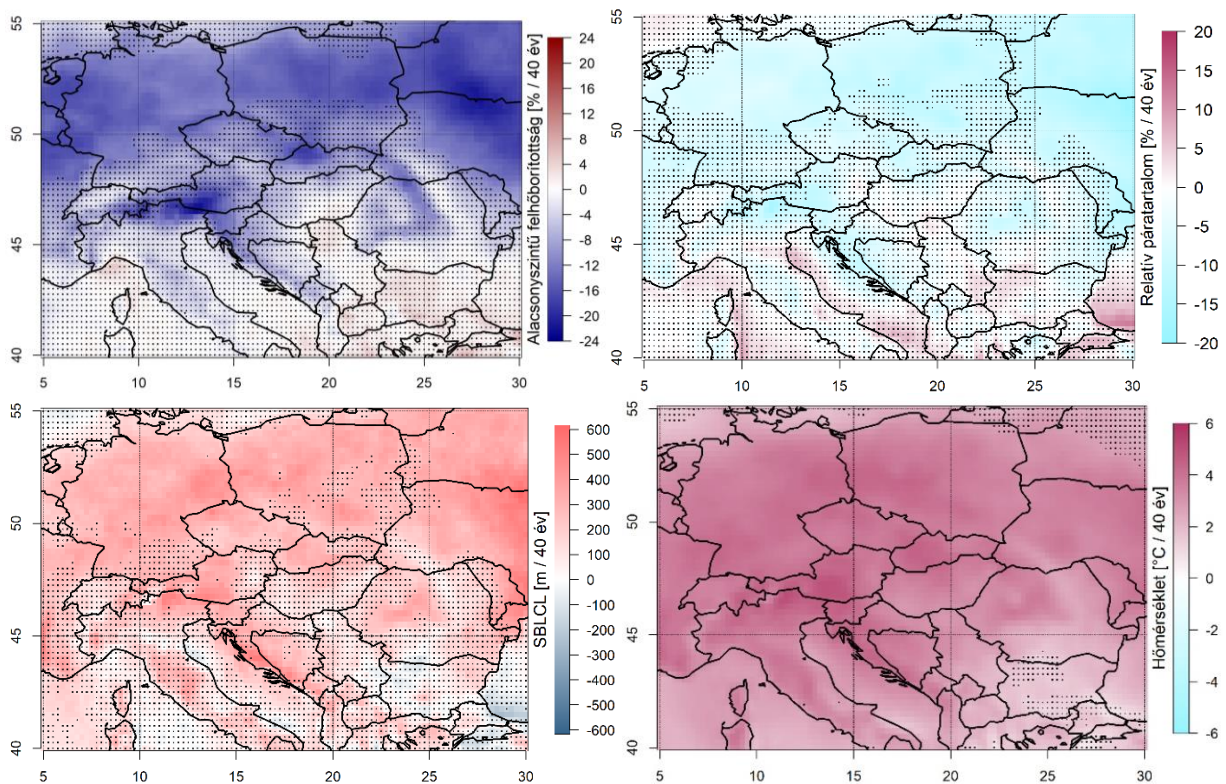


17. ábra – A konvektív paraméterek ($MUCAPE$ [J/kg], $SBCAPE$ [J/kg], $SBLFC$ [m], $SBLCL$ [m]) éves változékonysága az 1983–2022 időszakban Közép-Európa területén az ERA5 reanalízis adatbázis alapján

Az alacsony szintű felhőzet csökkenésének okait vizsgálva felmerült az a feltételezés, hogy a változás hátterében nem csupán a felhőzet csökkenése, hanem a felhőalap emelkedése is állhat. A hőmérséklet növekedés hatására a melegebb óceánfelszín több vízgőzt bocsát a légkörbe (Allan et al., 2020). A megnövekedett párolgás következtében a meleg, nedves levegő intenzív konvektív feláramlásokat generál. Az emelkedő hőmérséklet nemcsak a vízgőz mennyiségét növeli, hanem a levegő instabilitását is, ami a feláramlások vertikális kiterjedését segíti elő (Masson-Delmotte et al., 2021). Ezáltal a felhőalap magasabb szinteken alakul ki, különösen azokon a területeken, ahol a légkör általános cirkulációs mintázatai a nedves levegő intenzív felemelkedését támogatják. A légnedvesség és a hőmérséklet közötti kapcsolat nem lineáris, a melegedő légkör több vízgőzt képes tárolni, azonban ennek ellenére összességében a

relatív páratartalom lehet jelentősen csökkenő is adott területen, ahol ugyancsak megfigyelhető a felhőzet csökkenése is. Ezek a változások azonban mutatnak regionális eltéréseket (Bony et al., 2015).

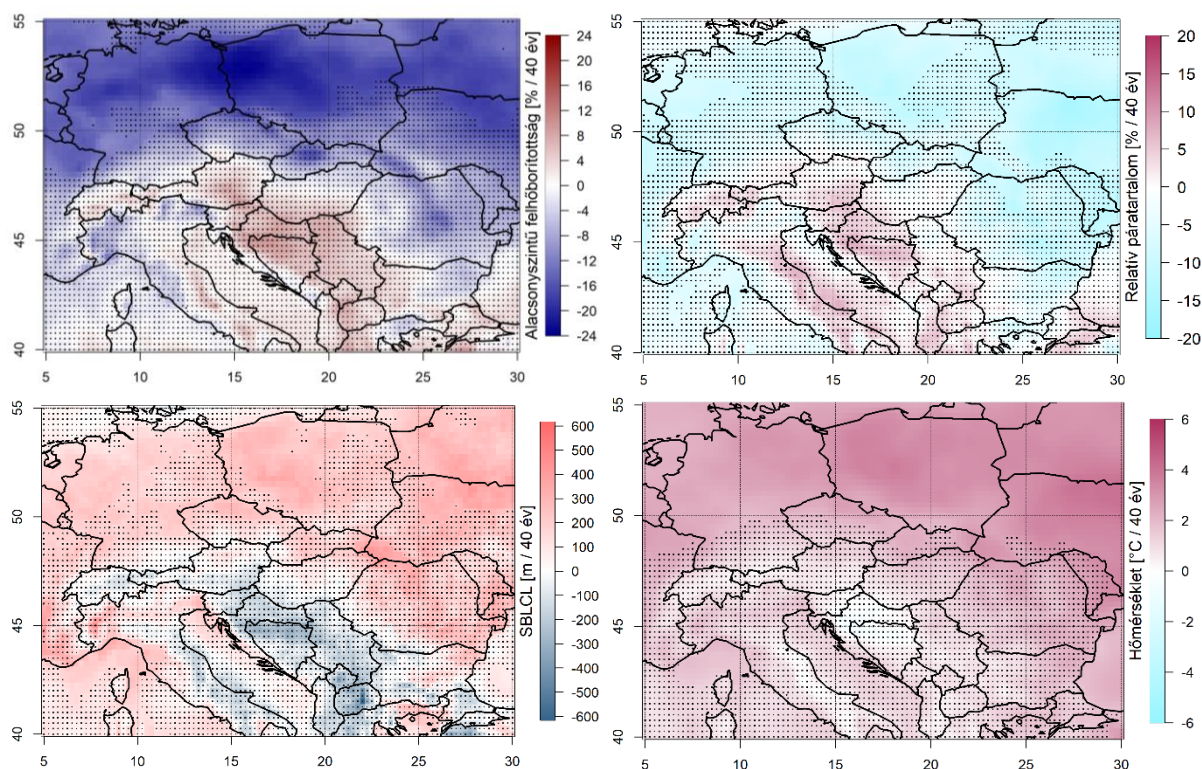
A 18. ábra az alacsonyszintű felhőborítottság (bal felső ábra), az 1000 hPa-os nyomási szintű relatív páratartalom (jobb felső ábra), az 1000 hPa-os nyomási szintű hőmérséklet (jobb alsó ábra) és az SBLCL (bal alsó ábra) trendjét ábrázolja júniusban. A vizsgált terület északi részein, ahol a hőmérséklet növekedését a relatív páratartalom csökkenése kíséri, a felhőképződés magasabb szinten, egyes területeken átlagosan 300–500 m-el magasabban történik meg, ami hozzájárul az alacsonyszintű felhőzet csökkenéséhez. Az ábrán apró jelöléseket tettem azokba a rácpontokba, amik nem szignifikánsak, amint már korábban említettem, a felhőzet változásában felismerhető egy hullámzó jelleg, ami a relatív páratartalomra és az LFC-re is jellemző.



18. ábra – Az alacsonyszintű felhőzet [% / 40 év] (bal felső ábra), a relatív páratartalom [% / 40 év] (jobb felső ábra), az SBLCL [m / 40 év] (bal alsó ábra), és a hőmérséklet [°C / 40 év] (jobb alsó ábra) júniusi trendje az 1983–2022 közötti időszakban az ERA5 reanalízis adatbázis alapján

A 19. ábra az alacsonyszintű felhőborítottság (bal felső ábra), a relatív páratartalom (jobb felső ábra), a hőmérséklet (jobb alsó ábra) és az SBLCL (bal alsó ábra) trendjét ábrázolja szeptemberben. Ebben a hónapban is szembetűnő, hogy a vizsgált terület északi felén a hőmérséklet növekedését a relatív páratartalom csökkenése kíséri, a felhőképződés magasabb szintre (200–300 m-el) tolódását, valamint az alacsonyszintű felhőzet csökkenését okozva. A

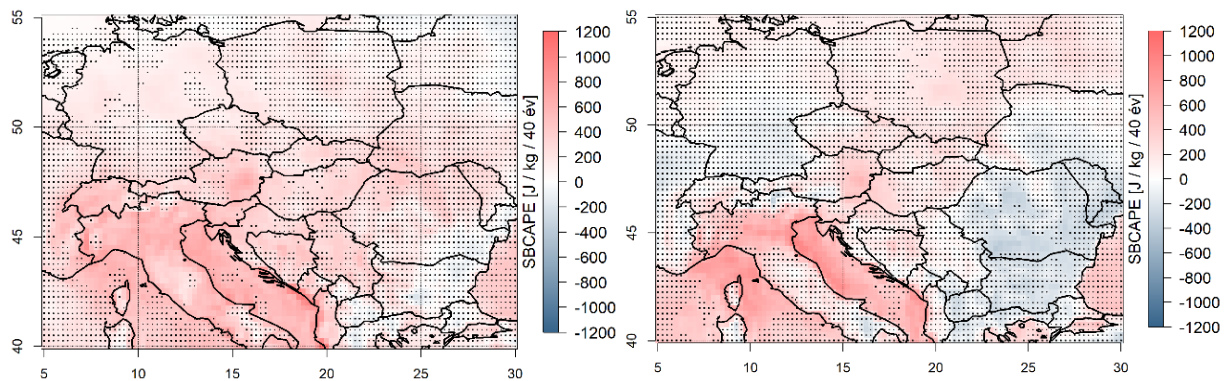
mediterrán térséget vizsgálva a Balkán területén egy ellenkező tendenciájú folyamat látható. Az óceánok lassabb lehűlése miatt a tengerfelszínhez kapcsolódva nagyobb párolgás jellemző, ezáltal jelentősen növelve a rendelkezésre álló légnedvességet. Ugyanakkor a szárazföldi területek gyorsabb lehűlése hőmérsékleti kontrasztot eredményez, ami fokozza a nedvesség koncentrációját és a felhőzet kialakulását alacsonyabb szinteken. Ezért a Balkán térségében szeptemberben az alacsonyszintű felhőborítottság növekedése figyelhető meg (Pisano et al., 2020).



19. ábra – Az alacsonyszintű felhőzet [% / 40 év] (bal felső ábra), a relatív páratartalom [% / 40 év] (jobb felső ábra), az SBLCL [m / 40 év] (bal alsó ábra), és a hőmérséklet [°C / 40 év] (jobb alsó ábra) szeptemberi trendje az 1983–2022 közötti időszakban az ERA5 reanalízis adatbázis alapján

A mediterrán térségben az extrém időjárási jelenségek, például a heves viharok, a szélviharok, az intenzív csapadékesemények és a tengerparti viharhullámok előfordulása az utóbbi években jelentős változásokat mutat (Hochman et al., 2022). A 20. ábra szerint a nyári hónapokban (június és július) megfigyelhető SBCAPE növekedése a térségben az energia instabilitásának fokozódására utal, ami gyakoribb és intenzívebb viharok kialakulásához vezethet. A globális felmelegedés alapvetően átalakítja a mediterrán térség időjárási rendszereit. A tengerfelszín hőmérsékletének emelkedése növeli a párolgást, ami több nedvességet juttat a légkörbe, fokozva ezzel a viharok intenzitását és gyakoriságát. Az erősebb ciklonok nemcsak több csapadékot hoznak, hanem tovább is jelen vannak a térségben. Ezek közé tartoznak a medikánok, amelyek a mediterrán ciklonok és a trópusi ciklonok közötti

átmeneti jellegű rendszerek. Ezek a ciklonok gyakran erős szelet, intenzív esőt és jelentős hullámokat generálnak, különösen akkor, amikor a tengerfelszín hőmérséklete a klímaváltozás miatt magasabb az átlagnál (Cid et al., 2016).



20. ábra – Az SBCAPE júniusi és júliusi trendje az 1983–2022 közötti időszakban az ERA5 reanalízis adatbázis alapján

5. Konklúzió

A kutatás során összesen 16 különböző paramétert vizsgáltam, statisztikai elemzéseket végeztem az éves és szezonális változások bemutatására, hogy válaszokat találjak arra a kérdésre, hogy a felhőborítottság és a konvektív paraméterek változása milyen összefüggéseket mutat a változó éghajlati rendszerrel, valamint az időjárással, Közép-Európa területén, az 1983–2022 közti időszakban, az ERA5 reanalízis adatbázis adatai alapján.

A felhőzet visszacsatolási mechanizmusa az éghajlati rendszer egyik legösszetettebb tényezőjét képezi, mivel a felhők egyidejűleg képesek melegítő és hűtő hatást kifejteni. Ezek egyensúlya jelentősen befolyásolja a globális sugárzási egyenleget. A felhőborítottság megváltozásának hátterében a nagytérési mozgásrendszer, a hőmérséklet és a légnedvesség, valamint az aeroszol-részecskék koncentrációjának megváltozása állhat.

Az eredmények alapján megfigyelhető, hogy általánosságban az alacsonyszintű felhőborítottság tendenciája csökkenő, mely a hőmérséklet és a légköri nedvességi viszonyok változásaival, valamint az aeroszol-részecskék koncentrációjának megváltozásával állhat párhuzamban. A közép- és magasszintű felhőborítottság változásának hátterében a nagytérési mozgásrendszerek megváltozása állhat. Ha a területi változásokat elemezzük, láthatunk területi eltéréseket. Megállapíthatjuk, hogy vannak olyan területek, ahol a felhőborítottság változására hatással lehetnek az orografikus kényszerek, az óceán közelsége vagy a nagytérési mozgásrendszerek irodalomban leírt változásai.

A vizsgált terület északi részein, ahol a hőmérséklet növekedését a relatív páratartalom csökkenése kíséri, a felhőképződés magasabb szinten történik meg, ami hozzájárul az alacsonyszintű felhőzet csökkenéséhez. Továbbá megfigyelhető a pozitív NAO helyzetek számának csökkenése, ami a mediterrán térségben a ciklonaktivitás és a légnedvesség növekedését okozza. Ezek a hatások együttesen hozzájárulnak a felhőborítottság térbeli mintázatának megváltozásához, a mediterrán térségben a felhőzet növekedését, és az északi területeken a felhőzet csökkenését mutatva. Vizsgálataim során a nyári hónapokban a mediterrán térségben intenzív konvektív energia (CAPE) növekedést is felfedeztem, ami ezen a területen a heves zivatarok és szélsőséges csapadékhullások gyakoribbá válását okozza, amelyek hozzájárulnak a térség időjárási extrémításainak fokozódásához.

A jövőben a dolgozat anyagát szeretném a különböző szintű felhőborítottság éves változékonyságában felfedezhető hullámzó változások jellegét és hátterét vizsgálni, hogy még pontosabb következtetéseket tudjunk levonni a felhőzet változásával kapcsolatban. Továbbá szeretném vizsgálni a felhőborítottság időtartamának változását, valamint szeretném detektálni a futóáramlások meanderzésének mértékét, és az évek alatt bekövetkezett változásait.

Irodalomjegyzék

- Allan, R. P., Barlow, M., Byrne, M. P., Cherchi, A., Douville, H., Fowler, H. J., ... & Zolina, O. (2020). Advances in understanding large-scale responses of the water cycle to climate change. *Annals of the New York Academy of Sciences*, 1472(1), 49-75.
- Aragão, L., & Porcù, F. (2022). Cyclonic activity in the Mediterranean region from a high-resolution perspective using ECMWF ERA5 dataset. *Climate Dynamics*, 58(5), 1293-1310.
- Bartholy, J., Mészáros, R., Geresdi, I., Matyasovszky, I., Pongrácz, R., & Weidinger, T. (2013). Meteorológiai alapismeretek. *ELTE Természettudományi Kar, Budapest*, 259.
- Bartoszek, K. (2017). The main characteristics of atmospheric circulation over East-Central Europe from 1871 to 2010. *Meteorology and atmospheric Physics*, 129, 113-129.
- Bjordal, J., Storelvmo, T., Alterskjær, K., & Carlsen, T. (2020). Equilibrium climate sensitivity above 5 C plausible due to state-dependent cloud feedback. *Nature Geoscience*, 13(11), 718-721.
- Bony, S., Stevens, B., Frierson, D. M., Jakob, C., Kageyama, M., Pincus, R., ... & Webb, M. J. (2015). Clouds, circulation and climate sensitivity. *Nature Geoscience*, 8(4), 261-268.
- Byrne, M. P., & O’Gorman, P. A. (2018). Trends in continental temperature and humidity directly linked to ocean warming. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 115(19), 4863-4868.
- Cid, A., Menéndez, M., Castanedo, S., Abascal, A. J., Méndez, F. J., & Medina, R. (2016). Long-term changes in the frequency, intensity and duration of extreme storm surge events in southern Europe. *Climate Dynamics*, 46, 1503-1516.
- Ceppi, P., & Nowack, P. (2021). Observational evidence that cloud feedback amplifies global warming. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 118(30), e2026290118.
- Cesana, G. V., & Del Genio, A. D. (2021). Observational constraint on cloud feedbacks suggests moderate climate sensitivity. *Nature Climate Change*, 11(3), 213-218.
- Chelton, D. B., Schlax, M. G., & Samelson, R. M. (2011). Global observations of nonlinear mesoscale eddies. *Progress in oceanography*, 91(2), 167-216.
- Cronin, J., Anandarajah, G., & Dessens, O. (2018). Climate change impacts on the energy system: a review of trends and gaps. *Climatic change*, 151(2), 79-93.
- Flaounas, E., Davolio, S., Raveh-Rubin, S., Pantillon, F., Miglietta, M. M., Gaertner, M. A., ... & Ricard, D. (2022). Mediterranean cyclones: Current knowledge and open questions on dynamics, prediction, climatology and impacts. *Weather and Climate Dynamics*, 3(1), 173-208.
- Francis, D., Chaboureaud, J. P., Nelli, N., Cuesta, J., Alshamsi, N., Temimi, M., ... & Xue, L. (2021). Summertime dust storms over the Arabian Peninsula and impacts on radiation, circulation, cloud development and rain. *Atmospheric Research*, 250, 105364.
- Hanna, E., & Cropper, T. E. (2017). North Atlantic Oscillation. In *Oxford research encyclopedia of climate science*.
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., ... & Thépaut, J. N. (2020). The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 146(730), 1999-2049.

- Hochman, A., Marra, F., Messori, G., Pinto, J. G., Raveh-Rubin, S., Yosef, Y., & Zittis, G. (2022). Extreme weather and societal impacts in the eastern Mediterranean. *Earth System Dynamics*, 13(2), 749-777.
- Holton, J. R., & Hakim, G. J. (2013). *An introduction to dynamic meteorology* (Vol. 88). Academic press.
- Izsák, B., Szentimrey, T. To what extent does the detection of climate change in Hungary depend on the choice of statistical methods?. *Int J Geomath* 11, 17 (2020).
- Jakob, C. (1999). Cloud cover in the ECMWF reanalysis. *Journal of climate*, 12(4), 947-959.
- Juhász, C., Gálya, B., Kovács, E., Nagy, A., Tamás, J., & Huzsvai, L. (2020). Seasonal predictability of weather and crop yield in regions of Central European continental climate. *Computers and electronics in agriculture*, 173, 105400.
- Kautz, L. A., Martius, O., Pfahl, S., Pinto, J. G., Ramos, A. M., Sousa, P. M., & Woollings, T. (2021). Atmospheric blocking and weather extremes over the Euro-Atlantic sector—a review. *Weather and Climate Dynamics Discussions*, 2021, 1-43.
- Kelemen, F. D., Bartholy, J., & Pongracz, R. (2015). Multivariable cyclone analysis in the Mediterranean region. *Időjárás*, 119(2), 159-184.
- Kok, J. F., Storelvmo, T., Karydis, V. A., Adebisi, A. A., Mahowald, N. M., Evan, A. T., ... & Leung, D. M. (2023). Mineral dust aerosol impacts on global climate and climate change. *Nature Reviews Earth & Environment*, 4(2), 71-86.
- Kotsias, G., Lolis, C. J., Hatzianastassiou, N., Bakas, N., Lionello, P., & Bartzokas, A. (2023). Objective climatology and classification of the Mediterranean cyclones based on the ERA5 data set and the use of the results for the definition of seasons. *Theoretical and Applied Climatology*, 152(1), 581-597.
- Lee, H., Calvin, K., Dasgupta, D., Krinner, G., Mukherji, A., Thorne, P., ... & Zommers, Z. (2023). *Climate change 2023: synthesis report. Contribution of working groups I, II and III to the sixth assessment report of the intergovernmental panel on climate change*. The Australian National University.
- Masson-Delmotte, V., Zhai, P., Pirani, A., Connors, S. L., Péan, C., Berger, S., ... & Zhou, B. (2021). Climate change 2021: the physical science basis. *Contribution of working group I to the sixth assessment report of the intergovernmental panel on climate change*, 2(1), 2391.
- Matus, A. V., & L'Ecuyer, T. S. (2017). The role of cloud phase in Earth's radiation budget. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 122(5), 2559-2578.
- Markowski, P., & Richardson, Y. (2011). *Mesoscale meteorology in midlatitudes*. John Wiley & Sons.
- Mendoza, V., Pazos, M., Garduño, R., & Mendoza, B. (2021). Thermodynamics of climate change between cloud cover, atmospheric temperature and humidity. *Scientific Reports*, 11(1), 21244.
- Myers, T. A., Scott, R. C., Zelinka, M. D., Klein, S. A., Norris, J. R., & Caldwell, P. M. (2021). Observational constraints on low cloud feedback reduce uncertainty of climate sensitivity. *Nature Climate Change*, 11(6), 501-507.
- Nowosad, M. (2017). Variability of the zonal circulation index over Central Europe according to the Lityński method. *Geographia Polonica*, 90(4), 417-430.

- Namdari, S., Karimi, N., Sorooshian, A., Mohammadi, G., & Sehatkashani, S. (2018). Impacts of climate and synoptic fluctuations on dust storm activity over the Middle East. *Atmospheric environment*, 173, 265-276.
- Papavasileiou, G., Voigt, A., & Knippertz, P. (2020). The role of observed cloud-radiative anomalies for the dynamics of the North Atlantic Oscillation on synoptic time-scales. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 146(729), 1822-1841.
- Pilguy, N., Taszarek, M., Allen, J. T., & Hoogewind, K. A. (2022). Are trends in convective parameters over the United States and Europe consistent between reanalyses and observations?. *Journal of Climate*, 35(12), 3605-3626.
- Piper, D. A., Kunz, M., Allen, J. T., & Mohr, S. (2019). Investigation of the temporal variability of thunderstorms in central and western Europe and the relation to large-scale flow and teleconnection patterns. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 145(725), 3644-3666.
- Pisano, A., Marullo, S., Artale, V., Falcini, F., Yang, C., Leonelli, F. E., ... & Buongiorno Nardelli, B. (2020). New evidence of Mediterranean climate change and variability from sea surface temperature observations. *Remote Sensing*, 12(1), 132.
- Rädler, A. T., Groenemeijer, P., Faust, E., & Sausen, R. (2018). Detecting severe weather trends using an additive regressive convective hazard model (AR-CHaMo). *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 57(3), 569-587.
- Seinfeld, J. H., Bretherton, C., Carslaw, K. S., Coe, H., DeMott, P. J., Dunlea, E. J., ... & Wood, R. (2016). Improving our fundamental understanding of the role of aerosol– cloud interactions in the climate system. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 113(21), 5781-5790.
- Sfică, L., Beck, C., Nita, A. I., Voiculescu, M., Birsan, M. V., & Philipp, A. (2021). Cloud cover changes driven by atmospheric circulation in Europe during the last decades. *International Journal of Climatology*, 41, E2211-E2230.
- Spinoni, J., Szalai, S., Szentimrey, T., Lakatos, M., Bihari, Z., Nagy, A., ... & Vogt, J. (2015). Climate of the Carpathian Region in the period 1961–2010: climatologies and trends of 10 variables. *International Journal of Climatology*, 35(7), 1322-1341.
- Svennevik, H., Hicks, S. A., Riegler, M. A., Storelvmo, T., & Hammer, H. L. (2024). a dataset for predicting cloud cover over Europe. *Scientific Data*, 11(1), 245.
- Szabó-Takáts B. (2012). A felhőfizika alapjai és gyakorlati alkalmazásai. *Foldrajzi Kozlmények*, 136(3).
- Taszarek, M., Allen, J. T., Púčik, T., Hoogewind, K. A., & Brooks, H. E. (2020). Severe Convective Storms across Europe and the United States. Part II: ERA5 Environments Associated with Lightning, Large Hail, Severe Wind, and Tornadoes. *Journal of Climate*, 33(23), 10263–10286.
- Taszarek, M., Pilguy, N., Allen, J. T., Gensini, V., Brooks, H. E., & Szuster, P. (2021). Comparison of convective parameters derived from ERA5 and MERRA-2 with rawinsonde data over Europe and North America. *Journal of Climate*, 34(8), 3211-3237.
- Tveito, O. E., Huth, R., Philipp, A., Post, P., Pasqui, M., Esteban, P., ... & Prudhomme, C. (2016). COST Action 733: Harmonization and application of weather type classifications for European Regions; final scientific report. 422p.

Van Nes, E. H., Scheffer, M., Brovkin, V., Lenton, T. M., Ye, H., Deyle, E., & Sugihara, G. (2015). Causal feedbacks in climate change. *Nature Climate Change*, 5(5), 445-448.

Varga-Balogh, A., Varga, L., Leelössy, Á., & Mészáros, R. (2022). Ciklonok és anticiklonok helyzetének vizsgálata Európában az 1806-2015 közötti időszakban.

Venema, V., Trewin, B., Wang, X., Szentimrey, T., Lakatos, M., Aguilar, E., ... & Oria, C. (2018). Guidance on the homogenization of climate station data.

Woollings, T., Franzke, C., Hodson, D. L. R., Dong, B., Barnes, E. A., Raible, C. C., & Pinto, J. G. (2015). Contrasting interannual and multidecadal NAO variability. *Climate Dynamics*, 45, 539-556.

Wu, H., Xu, X., Luo, T., Yang, Y., Xiong, Z., & Wang, Y. (2023). Variation and comparison of cloud cover in MODIS and four reanalysis datasets of ERA-interim, ERA5, MERRA-2 and NCEP. *Atmospheric Research*, 281, 106477.

Zittis, G., Almazroui, M., Alpert, P., Ciais, P., Cramer, W., Dahdal, Y., ... & Lelieveld, J. (2022). Climate change and weather extremes in the Eastern Mediterranean and Middle East. *Reviews of geophysics*, 60(3), e2021RG000762.

Zhou, C., Zelinka, M. D., & Klein, S. A. (2016). Impact of decadal cloud variations on the Earth's energy budget. *Nature Geoscience*, 9(12), 871-874.

[1 – met.hu]

https://www.met.hu/ismerettar/erdekessegek_tanulmanyok/index.php?id=3476&hir=A_2024._szepemberi_rendkivuli_dunai_arviz_meteorologiai_hattere

[2 – NOAA NAO-index]

<https://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/pna/nao.shtml>

[3 – ERA 5 data documentation]

<https://confluence.ecmwf.int/x/wv2NB>

[4 – thundeR rawinsonde]

http://rawinsonde.com/ERA5_Europe/

[5 – ncei.noaa.gov]

https://szupercella.hu/sites/default/files/szupercella_hu_konv_parameter.pdf

Függelék

Köszönetnyilvánítás:

Hálásan köszönöm témavezetőmnek Breuer Hajnalkának, aki rengeteg idejét szánta a fejlődésemmre, aki mindig válaszolt a felmerülő kérdéseimre, és biztatott a kitartó munkára és hogy legyek elég bátor a dolgok mögé látni és ok-okozati kapcsolatokat keresni. Köszönöm neki, hogy segített megtanulni programozni mielőtt ezt tanóra keretében megtanulhattam volna.

Köszönöm Varga-Balogh Adriennek, hogy rendelkezésemmre bocsátotta az objektív ciklon-anticiklon algoritmusával előállított adatbázist, külön köszönöm neki, hogy a kutatásom miatt elkészítette a számítást az 1983-2022 időszakra és $0,25^\circ$ -os felbontásban az ERA5 reanalízist felhasználva.

Saját eredmények:

Vizsgáltam, hogy az alacsony-, a közép-, és magasszintű felhőborítottság hogyan változott 1983-2022 között, majd a változás hátterének feltárásához vizsgáltam a nagytérségi mozgásrendszerekben valamint a konvektív folyamatokban bekövetkezett változást. A feltett hipotézisemet, miszerint az alacsonyszintű felhőborítottság csökkenésének hátterében a felhőalap emelkedése áll, és a közép-, és magasszintű felhőborítottság hátterében pedig a nagytérségi mozgásrendszerek megváltozása áll, az eredményeim alátámasztják.

ERA5 adatok letöltése a Copernicus Climate Service oldaláról (~190 GB):

- óránként (é. sz. 40° – 55° k. h. 5° – 30°) területre: alacsony-, közép-, magasszintű felhőborítottság, teljes felhőborítottság
- 18 nyomási szintre, 12 UTC-re (é. sz. 40° – 55° k. h. 5° – 30°) területre: szél u és v komponensei, hőmérséklet, relatív páratartalom, geopotenciál,
- egész Európára (é. sz. 30° – 70° k. h. -30° – 55°) napi átlagos: tengerszintre számított légnyomás, alacsony-, közép-, magasszintű felhőborítottság, teljes felhőborítottság

NOAA napi NAO-index adatsorának letöltése

R programozási környezetben az adatok feldolgozása (össz. ~4000 soros kód):

- átlagolások havi és napi vonatkozásban - éves és napi menet megjelenítése (interkvartilis távolság és mediánérték segítségével) - alacsony-, közép-, magasszintű felhőborítottság, teljes felhőborítottság, SBCAPE, MUCAPE, SBLCL, SBLFC, CIN
- lineáris regresszió havi és éves 5 éves mozgóátlagokra szignifikancia számítással – alacsony-, közép-, magasszintű felhőborítottság, teljes felhőborítottság, SBCAPE, MUCAPE, SBLCL, SBLFC, CIN, 18 nyomási szintre hőmérséklet, harmatpont, relatív páratartalom, keverési arány, ciklonális napok
- korreláció számítás 10 napi mozgó-átlagok alapján Spearman módszert alkalmazva
 - korreláció NAO-indexel: alacsony-, közép-, magasszintű felhőborítottság, teljes felhőborítottság
 - korreláció ciklonális napokkal: alacsony-, közép-, magasszintű felhőborítottság, teljes felhőborítottság, NAO-index
- thunder csomag segítségével konvektív paraméterek kiszámolása

Ábrák készítése a számításokból (~3000 db)